

4.5 季節アンサンブル予報システムの開発

4.5.1 はじめに

数値予報開発センターと気象研究所では、3か月予報、暖・寒候期予報及びエルニーニョ予測の予測精度向上を目指して、次期季節アンサンブル予報システム(CPS4)の開発を行っている。また、現在1か月予報の基礎資料は全球アンサンブル予報システム(GEPS)が担っているが、これをCPS4で担う計画であり、その予測精度向上も目指している。CPS4は令和8年1月頃の運用開始を計画している。

今期はCPS4を現業化可能か評価するための業務化試験を行い、現在運用中のCPS3に対して季節内予測～季節予測スケールの系統誤差が改善することやGEPSに対して季節内予測スケールの予測精度が中立以上であることなど、事前に実施した性能評価試験の結果(気象庁2025)と概ね同等であることを確認した。また、CPS4の予測結果を後続利用するシステムとしてGEPS及び日本沿岸海況監視予測システム(MOVE-JPN)への影響評価を行い、影響は概ね中立であることを確認した。これらの結果から、CPS4の現業化に進む予定である。本稿ではそれらの試験の結果について報告する。

4.5.2 改良・変更項目

CPS3からCPS4への変更点は気象庁(2025)に記載したとおりであり、ここではその概要のみ記載する。

全球海洋同化システム

- 高解像度モデルへの力学的ダウンスケーリング(G3F)へのインクリメントに低解像度モデルによる4D-Var(G3A)の格子スケールの空間フィルタを適用
- 海洋モデル(MRI.COM)で採用されている時間積分法等の改良(G3Fのみ)

結合予測モデル

- 大気モデルの雲・層積雲・積雲過程や陸上積雪・湖過程の改良
- 海洋モデル(MRI.COM)で採用されている時間積分法等の改良
- 線形オゾンスキームの導入
- 初期摂動としてGEPSで採用されている特異ベクトル(SV)法、及び局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)法の導入
- モデルアンサンブル手法としてGEPSで採用された確率的水蒸気プロファイル参照法(SHPC)の導入
- 大気モデルの鉛直層を100層から128層へ増強

システム構成

- 火曜・水曜初期日は1か月先までの予測のメンバー数を5から25へ増強

- 再予報のメンバー数を1か月先までは5から13へ増強

4.5.3 業務化試験結果

CPS4の再予報実験を1991～2020年の各月中旬・月末初期日(合計720初期日。初期時刻は00UTC)、メンバー数は5(ただし、季節予測検証ではLAFにより10)の仕様で実施した。対照実験にはCPS3と2025年3月に更新されたGEPS(第3.3節)を用いた。CPS3と比較してバイアス、年々変動、スプレッドには変更から想定される変化が概ねみられた。また、GEPSと比較して3,4週目のバイアス、年々変動、スプレッドは概ね良好であった。以降の検証では、記載がない限り海面水温はMGDSST、その他はJRA-3Qを検証値として使用している。また、運用の安定性に関する確認も実施した。

(1) 季節予測検証

はじめに、3か月予報、暖・寒候期予報及びエルニーニョ予測の予報時間に対応する季節予測検証の結果について述べる。図4.5.1に夏季と冬季のCPS4とCPS3のSSTバイアスを示す。太平洋赤道域の中部から東部にかけては、西に拡大しているSST低温(冷舌)バイアス、北半球夏季のインド洋熱帯域で正のインド洋ダイポールモード現象に類似したSSTバイアスがCPS4では軽減した。これには積雲対流スキームの変更が寄与していると考えられる。また、北半球夏季の中高緯度のSST低温バイアスが改善した。これには雲スキームの改良が寄与していると考えられる。また、海洋性層積雲が発生する領域に概ね対応して、ペルー沖のSST高温バイアスが改善した。これには層積雲スキームの改良が寄与していると考えられる。

続いて、図4.5.2に夏季と冬季の2m気温のCPS4とCPS3のバイアスを示す。北半球夏季の陸上の高温バイアスは改善傾向であった。これには雲スキームの改良が寄与していると考えられる。また、北半球冬季のシベリア・北米東部の高温バイアスが改善した。これには湖モデルの改良や、積雪過程の改良が寄与していると考えられる。

最後に、図4.5.3にバイアス補正後のSST指数の予測精度(ACC)を示す。バイアス補正により前述のSSTバイアスの改善の効果は取り除かれることから、気候値からの年々変動が主にスコアに反映されることに留意されたい。ACCはNINO.3領域(150°W-90°W、5°S-5°N)では悪化、NINO.WEST領域(130°E-150°E、0°-15°N)では改善した。NINO.3での悪化について着目すると、CPS4ではエルニーニョ・南方振動(ENSO)のシグナルが不明瞭な時期では主にスプリングバリアと呼ばれる北半球の春をまたいだ予測のACCが悪化傾向だが、ENSO成熟期～衰弱・遷移期のACCはほぼ中立であった(気象庁(2025)の図4.7.12の再掲となるため省略)。

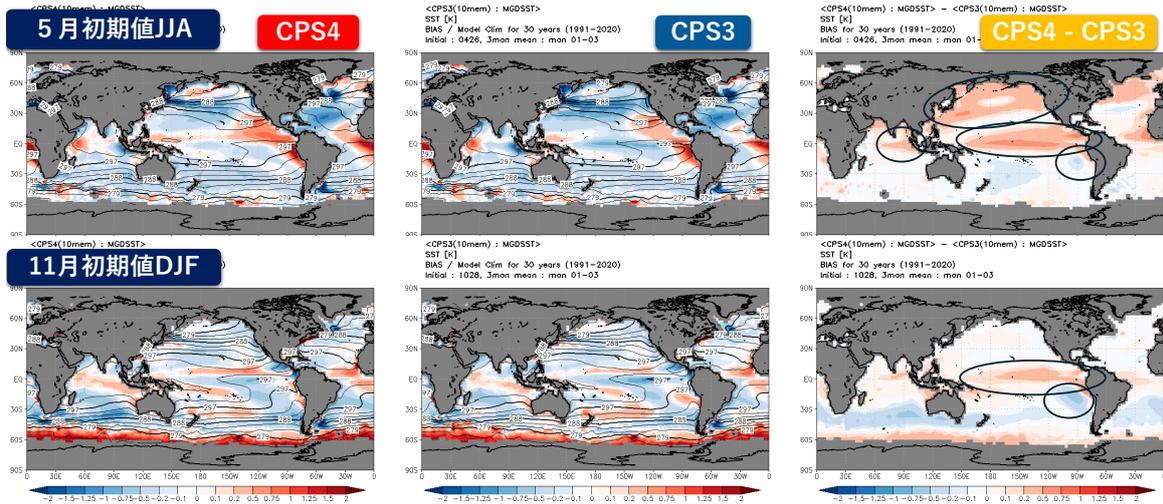


図 4.5.1 CPS4、CPS3 の SST バイアスとその差分 [K] (塗りつぶし)。等値線は予測平均値。上段と下段は 5 月初期値、11 月初期値の 3 か月平均 (JJA、DJF)。差分の図には特徴的な変化の箇所について楕円を付している。

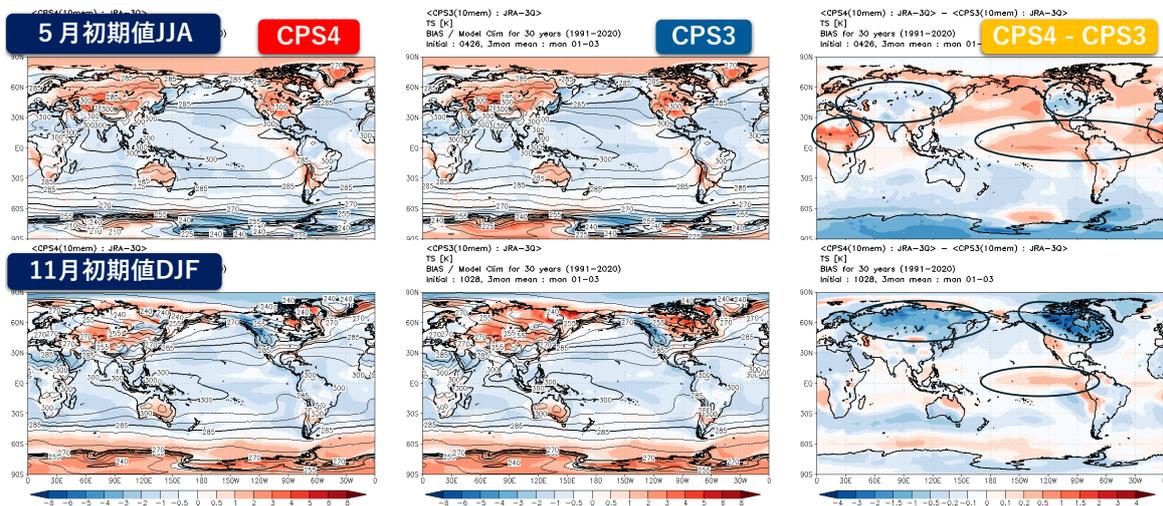


図 4.5.2 CPS4、CPS3 の 2m 気温バイアスとその差分 [K] (塗りつぶし)。等値線は予測平均値。上段と下段は 5 月初期値、11 月初期値の 3 か月平均 (JJA、DJF)。差分の図には特徴的な変化の箇所について楕円を付している。

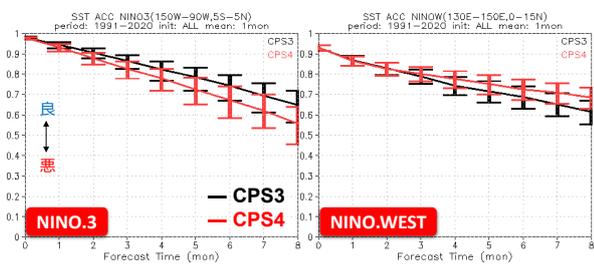


図 4.5.3 バイアス補正後の NINO.3 領域 (左) と NINO.WEST 領域 (右) の SST 指数の ACC。横軸はリードタイム (単位は月)。黒線は CPS3、赤線は CPS4。エラーバーはリサンプリング回数 1000 回の bootstrap 法により見積もった 95% 信頼区間。

(2) 季節内予測検証

次に、1 か月予報の予報時間に対応する季節内予測検証の結果について述べる。200hPa 速度ポテンシャル (CHI200) のバイアス (1-4 週平均) (図 4.5.4) は対 CPS3 では全体的にバイアスが軽減した。対 GEPS では夏のフィリピン海周辺の対流不活発が軽減した。850hPa 気温のバイアス (1-4 週平均) (図 4.5.5) では、対 CPS3 でも対 GEPS でも海上の低温バイアスが悪化した。一方で、夏季の陸上の高温バイアスは対 CPS3 からやや改善した。

続いて、アノマリー相関 (図 4.5.6) を CPS3 と比較すると、北半球 500hPa 高度 (Z500) は改善傾向であった。熱帯 CHI200 では予報 1 週目程度は改善傾向であり、その後はほぼ中立であった。また GEPS と比較すると、北半球 Z500 は予報 2 週目程度までは GEPS の

方が良い傾向、予測3~4週目は概ね中立であった。熱帯CHI200は予報7日目以降、CPS4の方が良い傾向であった。また、スプレッドスキルの関係はCPS3でみられた中高緯度の予報1週目程度までのZ500のスプレッド過剰が改善しGEPSとほぼ同程度になった。CPS3でみられた熱帯の予報2週目程度までのCHI200のスプレッド過小も軽減した(気象庁(2025)の図4.7.13と同様の傾向のため図略)。

最後に、Madden-Julian振動(MJO)の予測精度(図4.5.7)はCPS3に比べて中立~やや悪化であったが、GEPSと比べると改善した。CPS4はCPS3に比べて、振幅はやや過小だが、GEPSに比べて改善した。CPS3では東進が遅い傾向であったが、CPS4では改善した。

このようにCPS4はGEPSと比べて予測2週目程度までの中高緯度の予測ではGEPSより予測精度は高くはないが、1か月予報に重要な熱帯の循環場や季節内振動の予測精度や中高緯度の予測3~4週目の予測精度が中立~改善となっている。

(3) 運用安定性に関する確認

所定の時刻内にプロダクトを作成するためにはモデルの異常終了を防止するための計算安定性も重要である。計算安定性に関わる指標を確認して問題がみられないこと、業務化試験の全事例でモデルが正常終了することを確認した。

4.5.4 後続システムの影響評価

(1) 全球アンサンブル予報システムへの影響評価

GEPSでは予測6日先以降の海面水温にCPS3の予測結果を利用しているが、これをCPS4に変更する。この影響を評価するため2023年夏(7~9月)と2023/24年冬(12~2月)の11日予報連続初期日実験(ただし現業と同じ51メンバーはなく13メンバーで実施)及び1991~2020年(各月末初期日×30年の合計360初期日)の2週間再予報実験を実施した。前節ではCPS4のSSTバイアスに改善がみられたことを取り上げたが、GEPSではCPS3・CPS4の予測結果を系統誤差補正して利用するため、CPS3とCPS4のバイアスの差異は影響しない。影響を及ぼすのは系統誤差補正後のCPS3とCPS4の海面水温の予測精度の差異であるが、その変化は小さかった(図略)。その結果から想定されるとおり、11日予報連続初期日実験及び2週間再予報実験のいずれの予測特性・予測精度も概ね中立であった(図略)。

(2) 日本沿岸海況監視予測システムへの影響評価

MOVE-JPNでは北太平洋領域について31日先までの予測プロダクトを作成しており、その予報計算においては大気外力として18日先以降にGEPSの1か月予報向け計算のコントロールメンバー及びGEPSの最大予報時間を越える範囲にJRA-55気候値を使用して

いるが¹、これらをCPS4のコントロールメンバーに変更する。この影響を評価するため2023年夏(8~10月)、2024年冬(1~3月)を対象に連続初期日型の予報実験を行った。図4.5.8に夏の結果を示す。28日先予測ではモデル最表層(1m深)水温は全般的に低下傾向であり、地上気温の低下や日射の減少といった大気外力の差異(図略)と統合的な変化であることを確認した。これにより西部熱帯域では高温バイアスが縮小しRMSEが改善した。冬についても同様の傾向がみられた(図略)。100m深水温では系統的な変化は表層より小さく、予測精度は改善・悪化が混在し概ね中立であった(図略)。JRA-55気候値を参照しない28日先予測だけでなく、JRA-55気候値を一部参照する28日より先の予測も同様の傾向であった。

4.5.5 まとめ

CPS4の業務化試験と、CPS4の予測結果を後続利用するシステムであるGEPS及びMOVE-JPNへの影響評価を行い、現業化に支障がないと判断されたことから、令和8年1月頃にCPS4の運用開始を予定している。また、これに伴いCPS4の1か月予報における利用を開始し、GEPSの予測時間は1か月予報に対応する34日から2週間気温予報等に対応する18日先までに変更される予定である。

参考文献

- 気象庁, 2025: 次期季節アンサンブル予報システム(JMA/MRI-CPS4)の開発。数値予報開発センター年報(令和6年), 気象庁数値予報開発センター, 99-109.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

¹ GEPSの1か月予報向け計算は火・水曜日実行に限られている。一方、MOVE-JPNは毎日実行するため、MOVE-JPNの月・火曜日実行において前週水曜日のGEPSの予測結果を参照する際にMOVE-JPNの最大予報時間がGEPSの最大予報時間を越える。

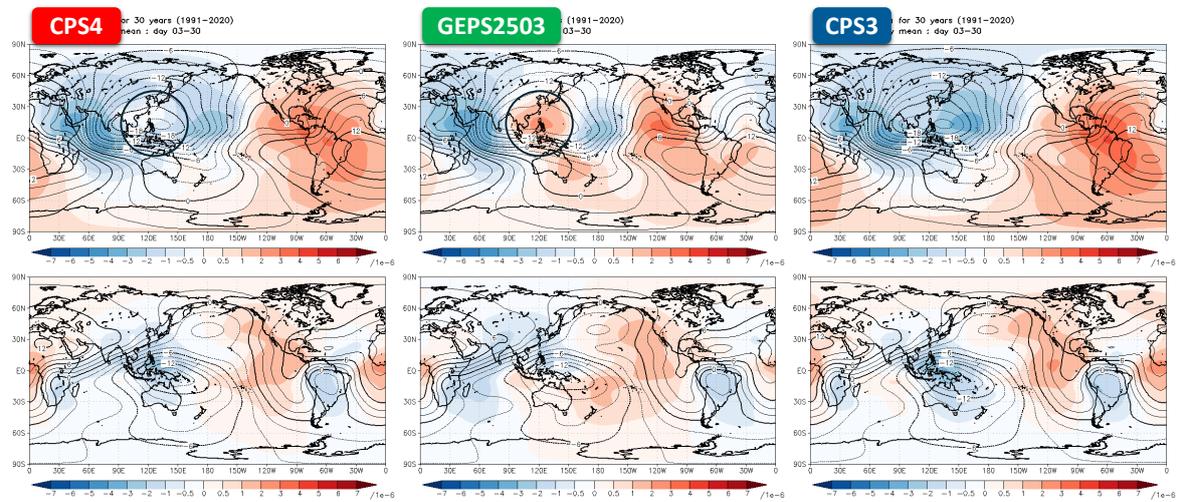


図 4.5.4 CPS4、GEPS、CPS3 の 200hPa 速度ポテンシャルのバイアス (色) とモデル平年値 (等値線)。単位は $10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ 。上段と下段は夏初期日、冬初期日の 1-4 週平均。特徴的な変化の箇所について楕円を付している。

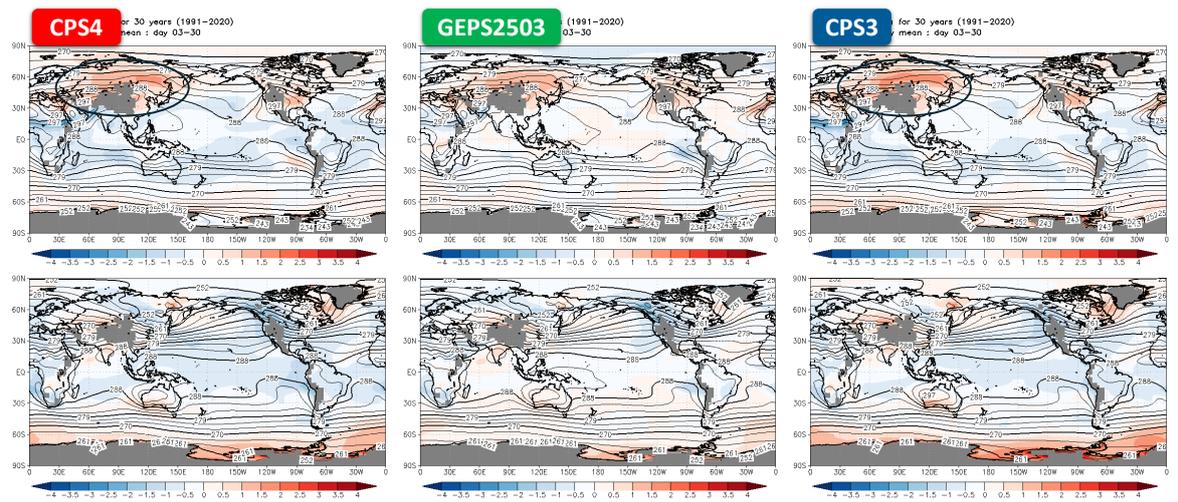


図 4.5.5 CPS4、GEPS、CPS3 の 850hPa 気温のバイアス (色) とモデル平年値 (等値線)。単位は K。上段と下段は夏初期日、冬初期日の 1-4 週平均。特徴的な変化の箇所について楕円を付している。

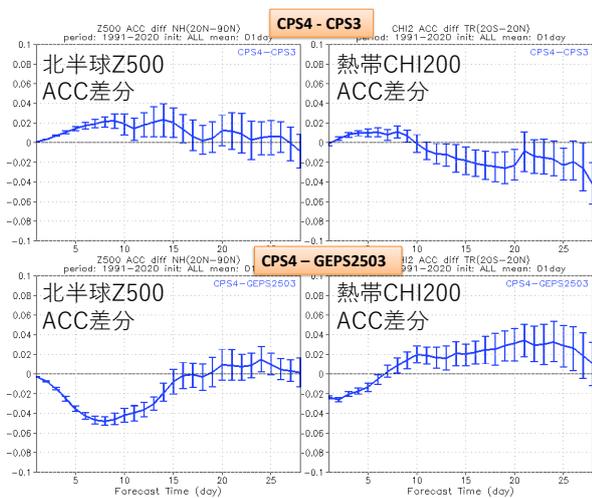


図 4.5.6 北半球 500hPa 高度（左列）と熱帯 200hPa 速度ポテンシャル（右列）の ACC を CPS4 と CPS3、GEPS で差をとったもの。上段は CPS4 から CPS3 の ACC を引いたもの、下段は CPS4 から GEPS の ACC を引いたもの。横軸はリードタイム（単位は日）。エラーバーはリサンプリング回数 1000 回の bootstrap 法により見積もった 95%信頼区間。

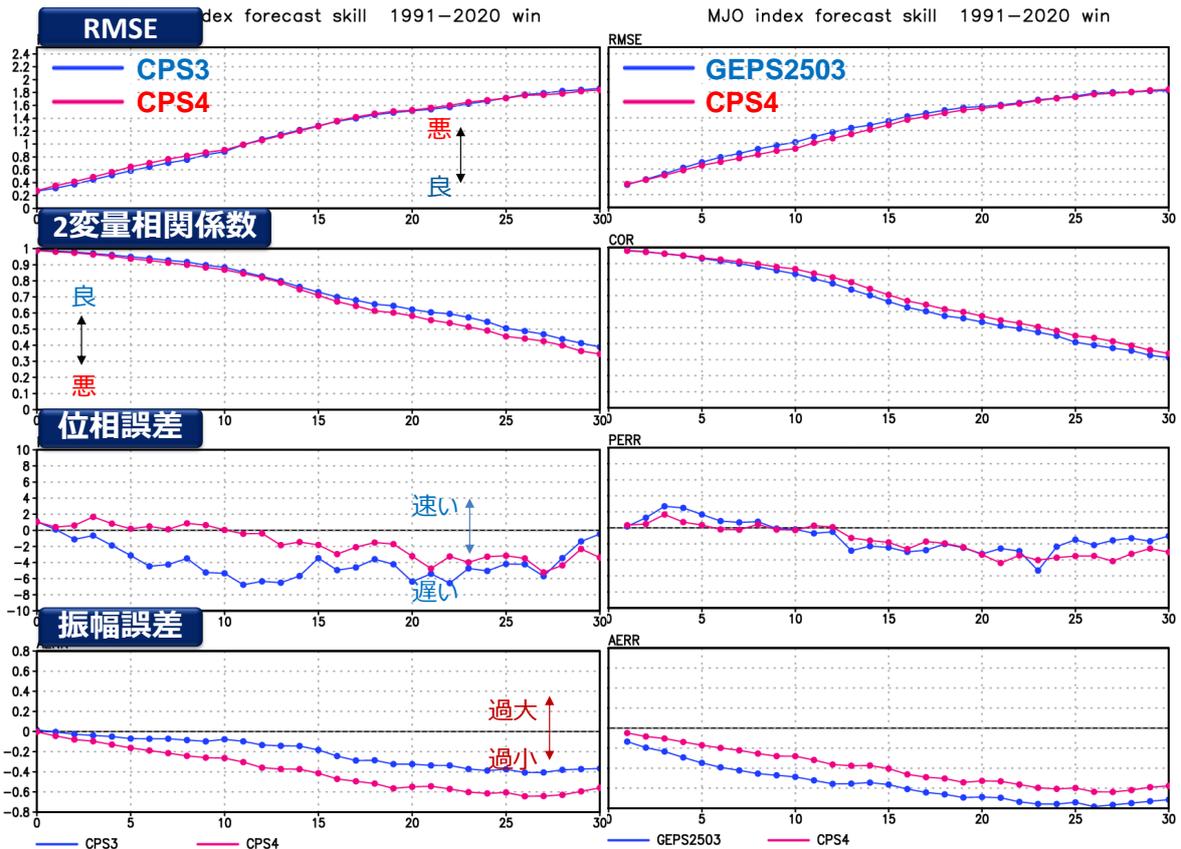


図 4.5.7 Wheeler and Hendon (2004) の RMM index で定義した MJO の検証結果。左列は CPS3 と CPS4 の比較、右列は GEPS と CPS4 の比較。上から RMSE、2 変量相関係数、位相誤差、振幅誤差。対象は北半球冬季 MJO の振幅が 1 より大きい事例のみ。

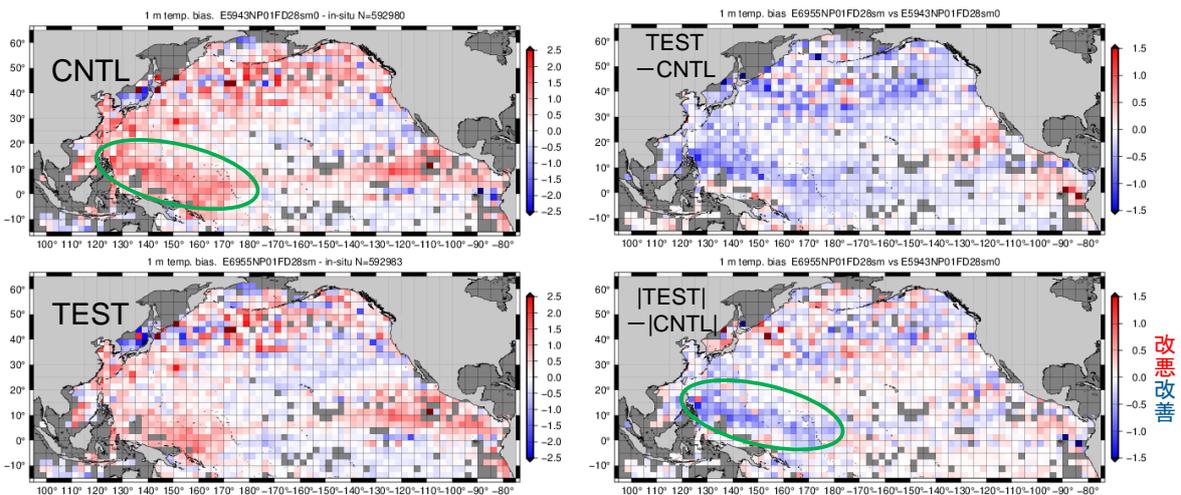


図 4.5.8 2023 年夏実験の MOVE-JPN の 28 日先予測におけるモデル最表層 (1m 深) 水温 ([K]) のバイアス (対現場観測) と CNTL と TEST との差。左上は CNTL のバイアス、左下は TEST のバイアス、右上はバイアスの TEST-CNTL、右下はバイアスの絶対値の TEST-CNTL。特徴的な変化の箇所について楕円を付している。

4.6 波浪モデル

気象庁では波浪警報・注意報等の防災情報の提供のために、全球波浪モデル (GWM) と沿岸波浪モデル (CWM) を運用している (竹内ほか 2012)。また、大気モデル予測の不確実性を考慮するため、多メンバーの波浪予測計算を行う波浪アンサンブル予報システムを運用しており、その予測情報は「早期注意情報 (警報級の可能性)」の発表に利用されているほか、WMO の荒天予測計画 (Severe Weather Forecasting Programme, SWFP) の枠組みで国外にも提供されている。2025 年は、GWM・CWM の 3 時間間隔の台風位置情報の利用に向けた開発や、未利用衛星データのデータ同化への利用に向けた開発のほか、CWM 高解像度化・高頻度化に向けた調査、より効率的な計算機資源の利用に向けた調査を進めた。CWM 高解像度化・高頻度化については、「波浪モデルは、沿岸域などの高波をより精緻に表現するため、高解像度化などによる改善を図っていく必要がある」とした「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」に示された目標の一つである。以下では、未利用衛星データのデータ同化への利用に関する開発進捗について報告する。

現在、波浪モデルのデータ同化で利用している衛星データは、EUMETSAT (欧州気象衛星開発機構) が提供する Level2 波高データである。ここでいう Level とは、データ処理のレベルであり、Copernicus Marine Service (もしくは Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS) からは衛星間の機差補正等が実施済みの Level3 波高データも提供されている。将来的に、波浪データ同化に使う衛星データを Level3 波高データに切り替え、併せて現在未利用の衛星データの利用も検討している (気象庁 2025)。

2025 年は、CMEMS から準リアルタイムで取得できる 8 衛星 (現在 Level2 データを利用中の Jason-3, Saral, Sentinel-3A/3B, 未利用の CFOSAT, Cryosat-2, Sentinel-6A, SWOT) の Level3 波高データを対象にデータ同化の過去実験を行い、現在の 4 衛星の Level2 波高データによる結果との比較検証を実施した。夏実験として 2024 年夏 (2024 年 6 月 25 日 12UTC~2024 年 10 月 21 日 18UTC 初期値)、冬実験として 2024 年冬 (2023 年 11 月 25 日 12UTC~2024 年 3 月 21 日 18UTC 初期値) と、夏冬それぞれ 4ヶ月程度を検証期間とし、Level3 波高データを真値とする有義波高の対観測検証を行った。

図 4.6.1 は、夏実験でデータ同化に利用された衛星観測データ数の分布を、4 衛星の Level2 データと 8 衛星の Level3 データとで比較したものである。8 衛星の Level3 データの方が全球的にデータ数が多いことが分かる。

図 4.6.2 は、GWM における全球 (極域は除く) お

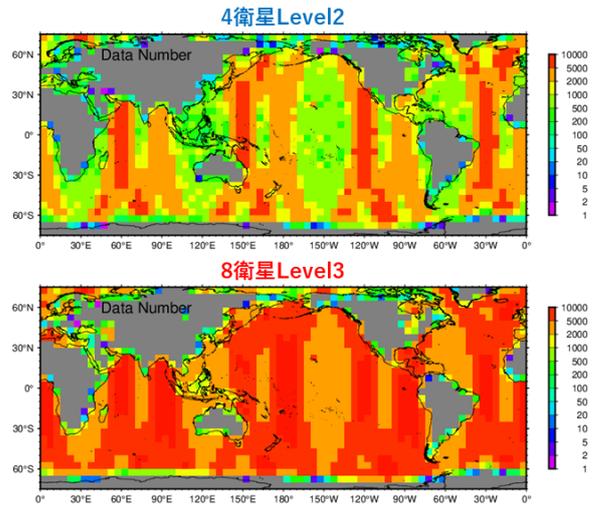


図 4.6.1 夏実験 (2024 年 6 月 25 日 12UTC~2024 年 10 月 21 日 18UTC 初期値) で同化に利用した衛星観測データ数分布。上図: 4 衛星の Level2 データ、下図: 8 衛星の Level3 データ。

よび日本近海を対象とする波高のバイアス¹の、予報時間に伴う変化を表している。全球のバイアスは予報時間が進むにつれて大きくなる傾向があるが、期間を通して Test (8 衛星の Level3 データ利用) の方が Cntl (4 衛星の Level2 データ利用) よりもゼロに近づいている。これは、利用する衛星数を揃えた図 4.6.3 (4 衛星 Level2 データ利用と 4 衛星 Level3 データ利用との比較) でも同様の傾向になっており、同化に利用する Level3 データと Level2 データの違いによるものと考えられる。図は省略するが、4 衛星 Level2 波高データを真値とした検証でも同様であった。ここで、Level3 データは衛星間の機差補正やブイ観測と調整済みの波高データであるのに対し、Level2 データはバンド・測定周波数ごとの波高観測データそのままであり、ユーザ側で衛星ごとに利用するバンド・周波数を選択し、観測データの QC を施す必要がある。これらの違いが Level3 データ同化と Level2 データ同化のバイアスの差に繋がっている可能性がある。なお、日本近海を対象としたバイアスでは、夏実験の予報時間前半について改善が見られる。

波高の予報誤差を表す Scatter Index²は、初期時刻ではほぼ全域で、特に図 4.6.1 上図で観測が少なかった経度帯 (30°E, 120°E, 150°W, 60°W) で、8 衛星 Level3 データによる同化の方が小さく (精度が良く) なっている (図 4.6.4)。図 4.6.5 で見ると、8 衛星 Level3 データによる同化では初期時刻で 4 衛星 Level2 データの同化に比べて 0.03 ポイント程度小さく (精度が良く) なるが、以降その差が小さくなり、8 衛星 Level3 データ同

¹ バイアスは予報の系統的な偏りを示す指標。

² Scatter Index は誤差の標準偏差を観測平均値で正規化した指標。波浪モデル検証で良く用いられる指標であり、WMO 国際波浪予報相互比較でも用いられている。

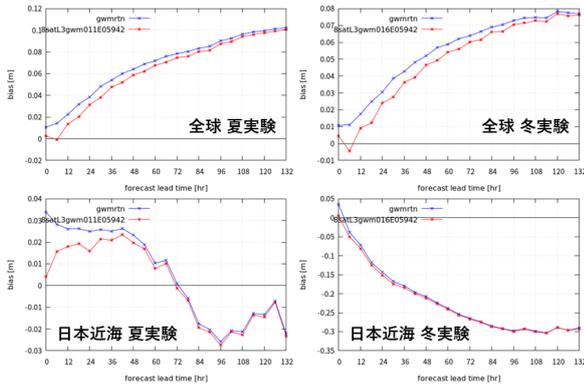


図 4.6.2 GWM における対 8 衛星 Level3 波高データのバイアス [m]。上段: 全球、下段: 日本近海。左列: 夏実験、右列: 冬実験。青線は Cntl (4 衛星 Level2 データ)、赤線は Test (8 衛星 Level3 データ) による結果。それぞれ縦軸のスケールが異なることに注意。

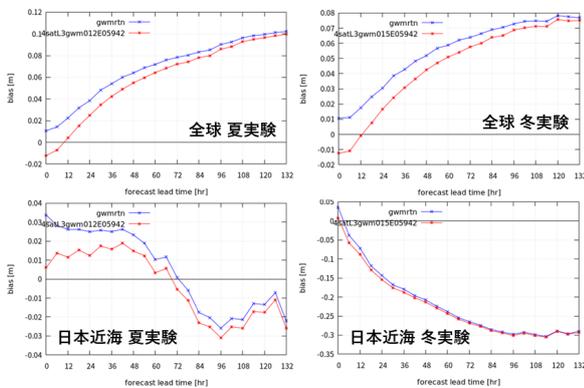


図 4.6.3 GWM における対 4 衛星 Level3 波高データのバイアス [m]。上段: 全球、下段: 日本近海。左列: 夏実験、右列: 冬実験。青線は Cntl (4 衛星 Level2 データ、図 4.6.2 の Cntl と同じもの)、赤線は Test (4 衛星 Level3 データ) による結果。それぞれ縦軸のスケールが異なることに注意。

化への切り替えの効果が認められるのは予報 18 時間くらいまでである。4 衛星 Level3 データと 4 衛星 Level2 データによる実験を比較した場合には初期時刻から両者の差は見られず、Level2 データから Level3 データへの切り替えそのものは Scatter Index に影響がないことが分かる (図略)。これらの結果は、波高の予報誤差の改善に関しては Level3 データの使用よりも利用する衛星数 (より具体的にはカバーする領域) の寄与の方が大きいことを意味していると考えられる。なお、Scatter index に関しては、日本近海を対象とする場合でも同様の傾向が見られる。以上より、8 衛星 Level3 データを同化に利用することによる波浪モデルの精度改善が確認できたので、令和 8 年度を目処に Level3 データおよび未利用衛星データを利用開始する計画である。

参考文献

気象庁, 2025: 波浪モデル。数値予報開発センター年報 (令和 6 年), 気象庁 数値予報開発センター, 110-111.

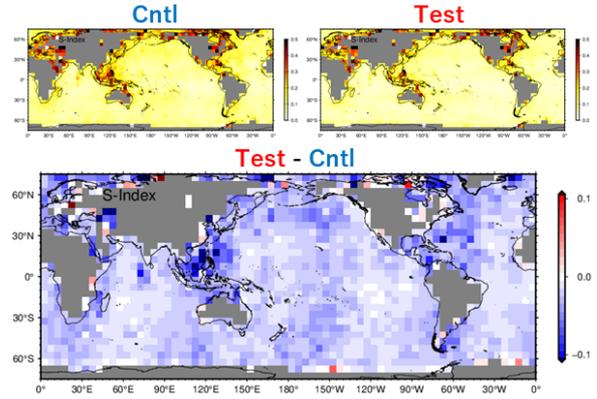


図 4.6.4 夏実験 (2024 年 6 月 25 日 12UTC~2024 年 10 月 21 日 18UTC 初期値) における、対 8 衛星 Level3 波高データの Scatter index の全球分布 (初期時刻)。左上図: Cntl (4 衛星 Level2 データ)、右上図: Test (8 衛星 Level3 データ) による結果、下図: Test-Cntl の差。

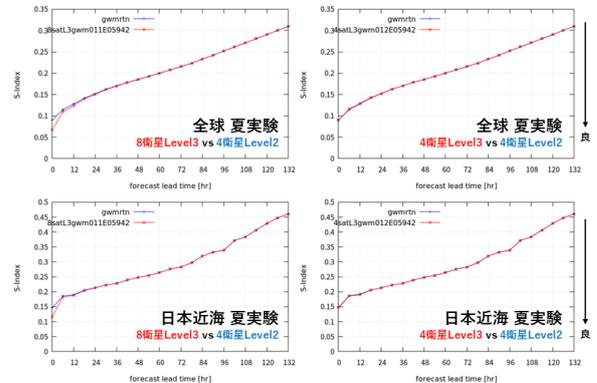


図 4.6.5 GWM における対 8 衛星 Level3 波高データの Scatter index (夏実験)。青線は Cntl、赤線は Test を表す。上段: 全球、下段: 日本近海。左列: 4 衛星 Level2 を Cntl、8 衛星 Level3 を Test としたものの、右列: 4 衛星 Level2 を Cntl、4 衛星 Level3 を Test としたものの。

竹内仁, 高野洋雄, 山根彩子, 松枝聡子, 板倉太子, 宇都宮忠吉, 金子秀毅, 長屋保幸, 2012: 日本周辺海域における波浪特性の基礎調査及び波浪モデルの現状と展望. 測候時報, 79, S25-58.

4.7 高潮モデル

現行の日本域高潮モデル、アジア域高潮 EPS は共に、MSM や GSM 等大気モデルの解析・予測の風・気圧場で駆動するが、台風中心付近には台風予報に基づく台風ボーガス手法で作成したパラメトリックな風・気圧場を埋め込んでいる(気象庁 2024)。この際、大気モデル中の台風予測位置と台風予報での台風位置が大きく異なる場合には、あたかも台風が二つ存在するような気象場になることが起こり得る。これは予報時間が先になるほど起こりやすく、予報作業に支障をきたすことが以前から指摘されていた。これを避けるために vortex relocation(Kurihara et al. 1993, 1995) と呼ばれる手法の利用を検討している。この手法では、大気モデルの風・気圧場に対してフィルタ処理を適用して台風成分と環境場に分離し、環境場に対して台風ボーガスを埋め込むことで、上述のような台風が二つ存在する状況を防ぐことができる。

vortex relocation について、まずは 2026 年にアジア域高潮 EPS へ、次期 NAPS 移行後に日本域高潮モデルへと、段階的に導入することを計画している。また、この手法は台風ボーガスを用いている波浪モデルへの適用も可能であり、将来的には高潮モデル・波浪モデルで台風ボーガス手法を統一していくことを計画している。2025 年はアジア域高潮 EPS に導入することを念頭に vortex relocation の開発を継続し、リアルタイムでの実行試験や過去実験による長期検証を実施した。

まず、vortex relocation 導入前後での風速場の比較を示す。図 4.7.1 は、令和 6 年台風第 18 号時において、GSM の予測結果に台風ボーガスを埋め込んだ風速場の、現行アジア域高潮 EPS と vortex relocation 導入版との比較である(アジア域高潮 EPS のメンバー構成については気象庁(2023)を参照。以下、GSM を外力とするメンバーを決定論予報という)。現行アジア域高潮 EPS (左図) では、東シナ海に台風ボーガスによる強風域があるが、朝鮮半島付近にも GSM が予測した台風に伴う強風域が残っている。一方、vortex relocation 導入版(右図)では、朝鮮半島付近の強風域が除去されていることが分かる。図 4.7.2 は、山口県長府における潮位偏差の予測値と観測値の時系列を表している。現行アジア域高潮 EPS (青線) では、朝鮮半島付近の強風域に伴い、予報時間後半に不自然な潮位偏差のピークが見られる一方、vortex relocation 導入版(赤線)では、潮位偏差の高まりが緩和されていることが分かる。

次に、過去の長期計算による統計検証の結果を示す。図 4.7.3 は、現行アジア域高潮 EPS と vortex relocation 導入版との、内湾地点における 5 日目予報の潮位偏差の散布図比較である。現行アジア域高潮 EPS で見られていた過大評価傾向の一部が、vortex relocation 導入版では改善していることが分かる(図中赤丸)。検証ス

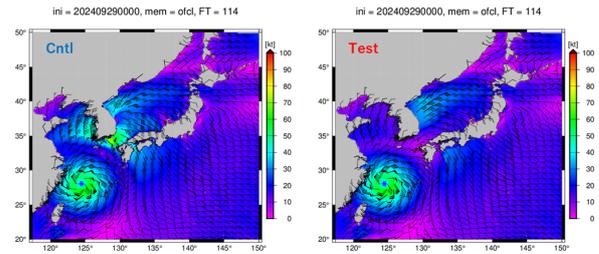


図 4.7.1 2024 年 9 月 29 日 00UTC 初期値の FT=114 における風分布。Cntl (左図) は現行アジア域高潮 EPS、Test (右図) は vortex relocation 導入版の決定論予報。カラーは風速 [kt]、矢羽は風向・風速を表す。

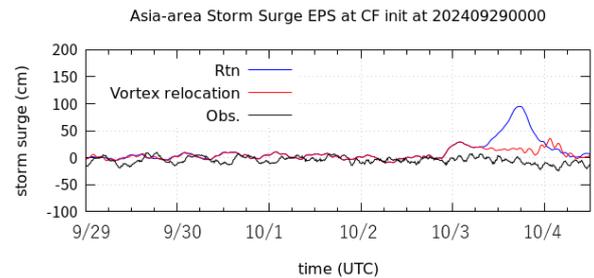


図 4.7.2 2024 年 9 月 29 日 00UTC 初期値の山口県長府における潮位偏差 [cm] 時系列。青線は現行アジア域高潮 EPS、赤線は vortex relocation 導入版の決定論予報。黒線は観測値。

コア(図 4.7.4)で見ると、5 日目予報ではわずかながら空振り率の改善がみられる。

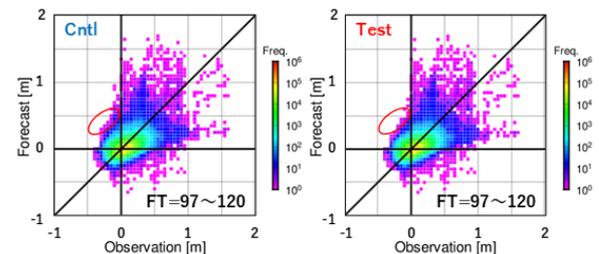


図 4.7.3 潮位偏差の散布図。Cntl (左図) は現行アジア域高潮 EPS、Test (右図) は vortex relocation 導入版の検証結果。統計期間は 2022~2024 年の台風事例。国内約 200 地点の潮位観測点(気象庁ほか、港湾局や海上保安庁、国土地理院が運用)の観測値を利用し、3 時間ごとの最大値で検証したもの。横軸は観測値、縦軸は予測値 [m]。FT=97~120 が対象。

一方、vortex relocation を適用しただけでは、精度が悪化する場合があることが分かっている。図 4.7.5 は、令和 5 年台風第 6 号時における、台風ボーガスを埋め込んだ風速場の、現行アジア域高潮 EPS と vortex relocation 導入版との比較である(図中、朝鮮半島付近の強風域が台風第 6 号によるもの)。この事例では、台風ボーガスと GSM とで台風位置の大きな違いはなかった。しかしながら、ルーチン版に比べて vortex relocation 導入版の方が台風第 6 号に伴う強風域が小さい、すなわ

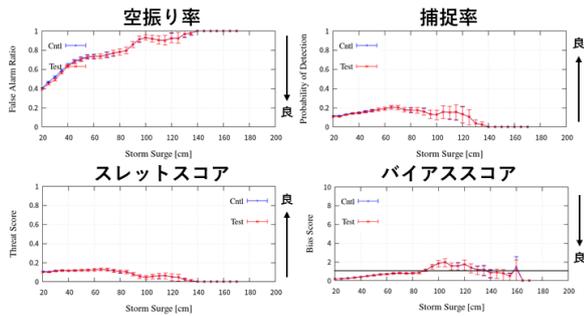


図 4.7.4 潮位偏差の検証スコア。Cntl (青線) は現行アジア域高潮 EPS、Test (赤線) は vortex relocation 導入版の検証結果。エラーバーは 95% の信頼区間を示す。統計期間と使用した観測データは図 4.7.3 と同じ。

ち台風周辺の風が弱いことが分かる。長府の潮位偏差時系列 (図 4.7.6) を見ると、これを反映して、vortex relocation 導入版は観測値に比べて過小評価が目立つ時間帯があることが分かる。これは、現行台風ボーガスにおける風分布の推定手法には、台風周辺域で弱風バイアス傾向があることに由来している。現行アジア域高潮 EPS では、GSM と台風ボーガスの風分布を加重平均するため (台風から離れるにつれ GSM の重みが大きくなる)、台風周辺域では GSM の風がある程度考慮されるが、vortex relocation 導入版では、GSM の風は除去されるため、台風周辺域における台風ボーガスの弱風バイアス傾向が反映されてしまう。

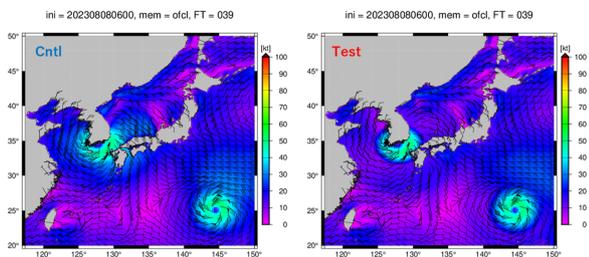


図 4.7.5 2023 年 8 月 8 日 06UTC 初期値の FT=39 における風分布。Cntl (左図) は現行アジア域高潮 EPS、Test (右図) は vortex relocation 導入版による結果。カラーは風速 [kt]、矢羽は風向・風速を表す。

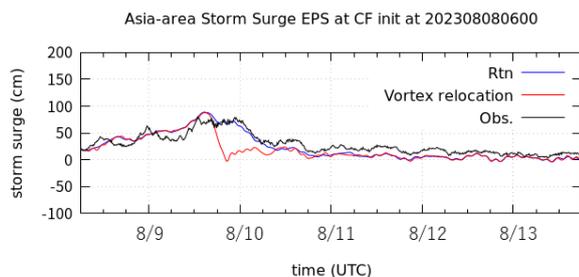


図 4.7.6 2023 年 8 月 8 日 06UTC 初期値の山口県長府における潮位偏差 [cm] 時系列。青線は現行アジア域高潮 EPS、赤線は vortex relocation 導入版による結果。黒線は観測値。

上記の問題を解決するため、台風ボーガスの風分布の推定手法の見直しを進めている。現行台風ボーガス手法では、風分布の対称成分を藤田の式 (Fujita 1952) と傾度風関係式から推定し、更に移動速度の影響を宮崎の式 (Miyazaki et al. 1961a,b) で評価・加算することで非対称性を表現している。この手法では台風中心付近と台風周辺域における風の表現の精度を両立させるのが難しいことが分かっている。そこで風分布の対称成分を求める手法として、Chavas et al. (2015) を参考に、台風の上昇流域 (inner region) と下降流域 (outer region) の絶対角運動量分布を 2 つの異なる物理モデルで記述し、両者を滑らかに繋ぐことで全体の分布を得る手法 (以下、CLE15 という) の導入を検討している。

また、台風の移動速度の影響の求め方も変更する方針である。現行の宮崎の式では、台風の移動速度の影響は台風中心から離れるにつれ指数関数的に減少していくと仮定している。この代わりに手法として、Lin and Chavas (2012) が提案した手法 (以下、LC12 という) の導入を検討している。LC12 は、台風の移動速度に対し、地表面との摩擦の影響を考慮して一定の減衰係数を乗じ、かつ台風中心に向かって一定の角度で吹き込ませることでその影響を評価する手法である。また、宮崎の式とは違い、台風領域内で移動速度の影響は一定であると仮定する (Lin and Chavas (2012) も、台風中心からの距離に応じて移動速度の影響が変化することを報告しているが、その変化は小さいため、簡易的に一定値にすることを提案している)。

CLE15 と LC12 を組み合わせることで、より台風予報と整合する風分布が作成される。図 4.7.7 は 2023 年 8 月 8 日 06UTC 初期値の、FT=0 における台風ボーガスの風速プロファイルを示している。現行手法による分布 (青線) と CLE15・LC12 による分布 (赤線) を比較すると、CLE15・LC12 による分布では台風予報の 30 kt 半径・50 kt 半径との整合をとりながら、台風周辺域における弱風バイアスが改善していることが分かる。

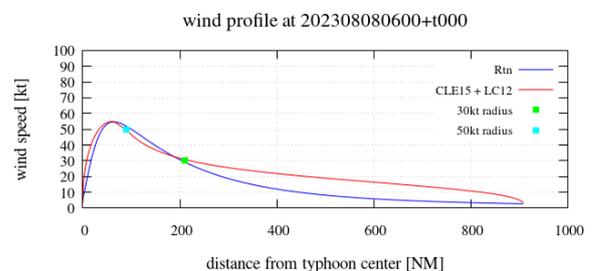


図 4.7.7 2023 年 8 月 8 日 06UTC 初期値の FT=0 における台風ボーガスの風速プロファイル。青線は現行台風ボーガス、赤線は CLE15 と LC12 に基づく風速プロファイル、青点 (緑点) は台風予報による 50(30) kt 半径を表す。横軸は台風中心からの距離 [NM]、縦軸は風速 [kt] を表す。

台風ボーガス手法に関する以上の変更は、2026 年に

アジア域高潮 EPS に導入する計画である。今後は詳細な影響評価を行った後、導入に向けた準備を進める方針である。また、日本域高潮モデルや波浪モデルへの導入に向けた開発も順次進めていく。

参考文献

- Chavas, D. R., N. Lin, and K. Emanuel, 2015: A Model for the Complete Radial Structure of the Tropical Cyclone Wind Field. Part I: Comparison with Observed Structure. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3647–3662.
- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437–451.
- 気象庁, 2023: アジア域高潮アンサンブル予報システムの導入. 数値予報開発センター年報 (令和 4 年), 気象庁 数値予報開発センター, 34–35.
- Kurihara, Y., M.A. Bender, and R.J. Ross, 1993: An Initialization Scheme of Hurricane Models by Vortex Specification. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030–2045.
- Kurihara, Y., M.A. Bender, R.E. Tuleya, and R.J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL Hurricane Prediction System. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791–2801.
- Lin, N. and D. Chavas, 2012: On hurricane parametric wind and applications in storm surge modeling. *J. Geophys. Res.*, **117**, D09 120.
- Miyazaki, M., T. Ueno, and S. Unoki, 1961a: Theoretical investigations of typhoon surges along the Japanese coast. 気象庁 英文海洋報告, 気象庁, **13**, 51–75.
- Miyazaki, M., T. Ueno, and S. Unoki, 1961b: Theoretical investigations of typhoon surges along the Japanese coast (II). 気象庁 英文海洋報告, 気象庁, **13**, 100–117.
- 気象庁, 2024: 日本域高潮モデル. 数値予報解説資料集 (令和 5 年度), 気象庁 情報基盤部, 188–196.

4.8 気候データ同化システムの観測データ利用拡充

4.8.1 はじめに

気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q: Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; Kosaka et al. 2024) は気象庁第2次長期再解析 (JRA-55: Japanese 55-year Reanalysis; 古林ほか 2015) の後継として気象庁が実施した最新の全球大気再解析である。JRA-3Q の過去期間の計算は 2022 年 11 月に完了し、季節アンサンブル予報システム等の数値予報モデルの開発及び精度評価、地球温暖化等の気候監視や異常気象分析等の各種業務で利用されている。また、2021 年 10 月からは、JRA-3Q 版気候データ同化システム（以下、気候データ同化システムと呼ぶ）の準リアルタイム運用を行っている。

気候データ同化システムについては、2026 年 1 月に観測データの利用拡充を行う予定である。本節では、本変更の概要を説明する。

4.8.2 観測データ利用拡充の概要

解析値の精度を維持することを目的として、全球解析に導入された新規観測データを随時、気候データ同化システムにも導入している。今回、導入対象とした新規観測データは、Metop-C 衛星の GNSS 掩蔽観測、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が処理した Metop-B・C 衛星の極域大気追跡風 (AMV) 観測である。なお、観測データ数の非常に多い COSMIC-2 衛星の GNSS 掩蔽観測の導入も検討したが、実験の結果、解析値の長期間の均質性に影響を及ぼす恐れがあることが判明したため、導入を見送ることとした。

GNSS 掩蔽観測の品質管理について、全球解析では以下の変更が行われている。（詳細は第 3.6 節を参照）

1. 観測誤差膨張の変更
2. 観測誤差鉛直プロファイルの調整
3. Metop 衛星観測データの利用下限高度の緩和

このうち、1 は COSMIC-2 衛星観測データの追加により GNSS 掩蔽観測の同化利用数が大幅に増加することを踏まえて導入されたものであることから気候データ同化システムには適用せず、2 と 3 のみを適用することとした。

4.8.3 影響評価実験

本変更による影響を調査するため、2024 年 7 月 10 日～2024 年 9 月 11 日を対象としてインパクト実験を行った。以下、2025 年 9 月時点の気候データ同化システムによる実験を CNTL、CNTL に新規観測データを同化した実験を TEST と呼ぶ。また、参考のため、TEST に COSMIC-2 衛星の GNSS 掩蔽観測を同化した実験 (TEST2) の結果も示す。

図 4.8.1 は全球のラジオゾンデ気温観測について、観測値と第一推定値の差 (O-B) の標準偏差の CNTL に対

する変化率、及び O-B 及び観測値と解析値の差 (O-A) の平均を示したものである。TEST では、O-B の標準偏差の変化率は 0 に近く、また O-B 及び O-A の平均も CNTL と比べてほとんど変わらないことから、本変更を適用しても均質性が保たれていると言える。一方、TEST2 では、O-B の標準偏差が大きく減少しており、また O-B 及び O-A の平均も 0 に近づいていることから、精度が向上していると言えるが、O-B 及び O-A の平均が CNTL と比べて大きく変わっており、均質性に影響を与える恐れがある。

図 4.8.2～図 4.8.3 は 2024 年 8 月における TEST と CNTL の月平均値の差、2024 年 8 月における TEST2 と CNTL の月平均値の差、及び平年値期間 (1991 年～2020 年) における 8 月の JRA-3Q と JRA-55 の月平均値の差の二乗平均平方根 (RMS)、図 4.8.4 は 2024 年 8 月における TEST と CNTL の東西平均した月平均気温の差、2024 年 8 月における TEST2 と CNTL の東西平均した月平均気温の差、及び平年値期間における 8 月の JRA-3Q と JRA-55 の東西平均した月平均気温の差の RMS である。TEST と CNTL の差は JRA-3Q と JRA-55 の差の RMS よりも十分小さくなっており、循環場への影響は小さいことが分かる。このことから、解析値の長期間の均質性への影響は小さいと言える。一方、TEST2 と CNTL の差は 200hPa 高度や 200hPa 速度ポテンシャル等の要素で大きくなっており、循環場に影響を与える恐れがある。以上のことから、COSMIC-2 衛星の GNSS 掩蔽観測の導入は見送ることとした。

参考文献

- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66–115.
- Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa; T. Y. Tanaka, T. Tokuhiro, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.

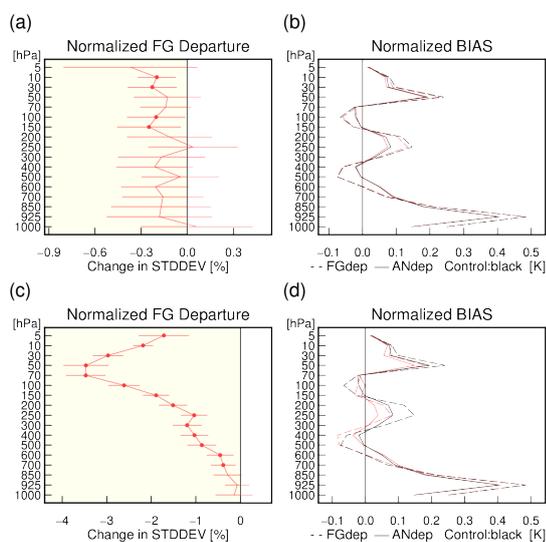


図 4.8.1 (a) 観測値と第一推定値の差 (O-B) の標準偏差の TEST の CNTL に対する変化率 [%]、(b)O-B の平均 (破線) 及び観測値と解析値の差 (O-A) の平均 (実線) で、黒が CNTL、赤が TEST、(c)(a) と同じ。ただし、TEST ではなく TEST2 についてのもの、(d)(b) と同じ。ただし、TEST ではなく TEST2 についてのもの。全球のラジオゾンデ気温観測についての統計で、縦軸は気圧高度 (hPa) を表す。標準偏差の図のエラーバーは 95% 信頼区間、丸い点は変化の正負が統計的に有意であることを示す。

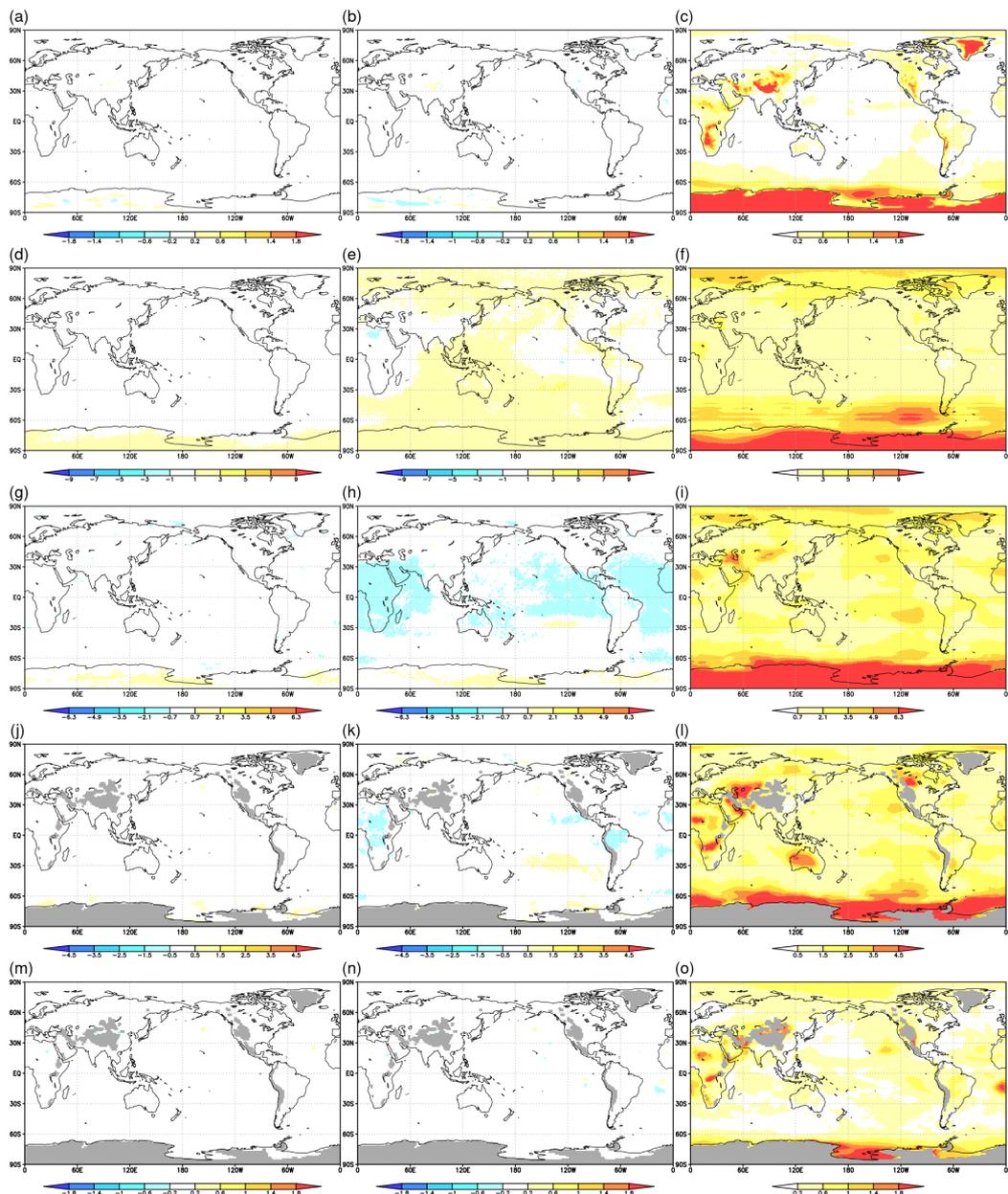


図 4.8.2 (a, d, g, j, m)2024 年 8 月における TEST と CNTL の月平均値の差、(b, e, h, k, n)2024 年 8 月における TEST2 と CNTL の月平均値の差、(c, f, i, l, o) 平年値期間における 8 月の JRA-3Q と JRA-55 の月平均値の差の RMS。(a, b, c) 海面気圧 [hPa]、(d, e, f)200hPa 高度 [gpm]、(g, h, i)500hPa 高度 [gpm]、(j, k, l)850hPa 高度 [gpm]、(m, n, o)850hPa 気温 [°C]。

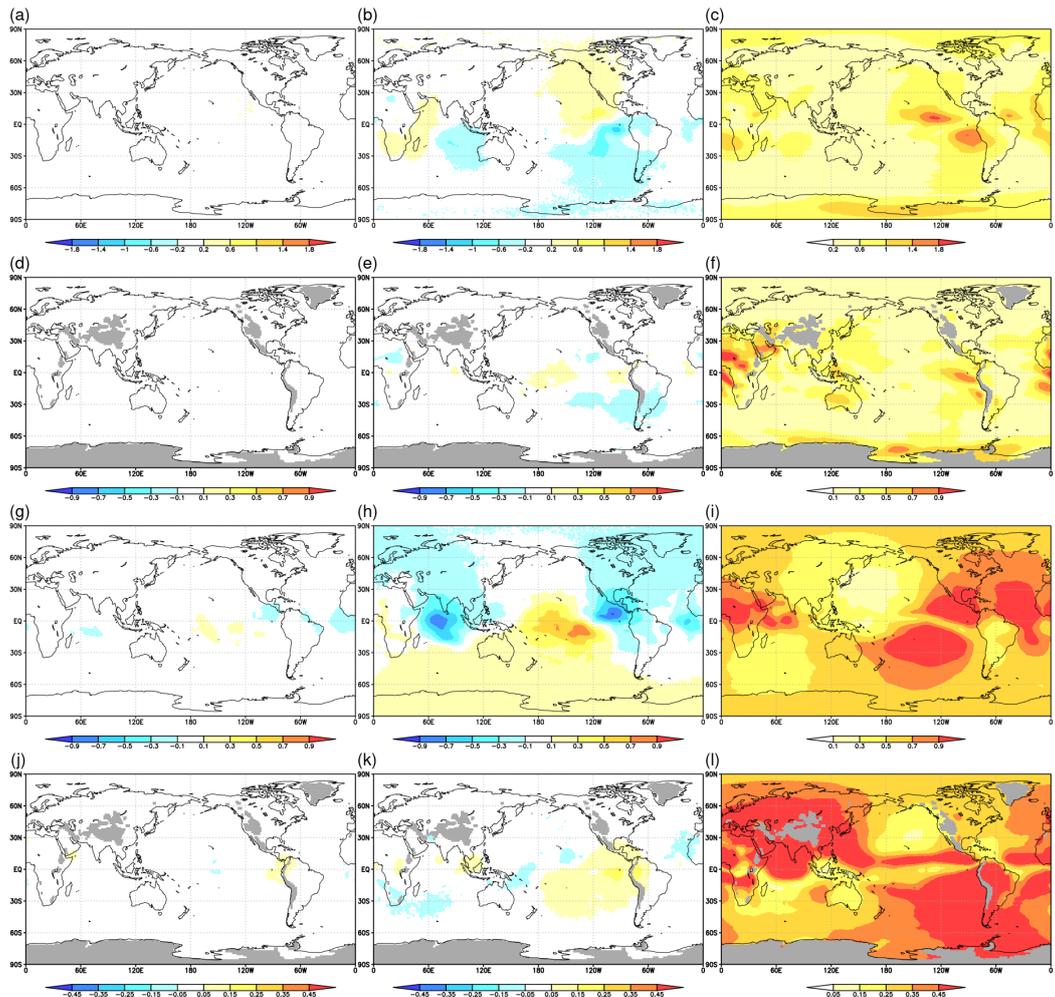


図 4.8.3 (a, d, g, j)2024 年 8 月における TEST と CNTL の月平均値の差、(b, e, h, k)2024 年 8 月における TEST2 と CNTL の月平均値の差、(c, f, i, l) 平年値期間における 8 月の JRA-3Q と JRA-55 の月平均値の差の RMS。(a, b, c)200hPa 流線関数 [$\times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$]、(d, e, f)850hPa 流線関数 [$\times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$]、(g, h, i)200hPa 速度ポテンシャル [$\times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$]、(j, k, l)850hPa 速度ポテンシャル [$\times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$]。

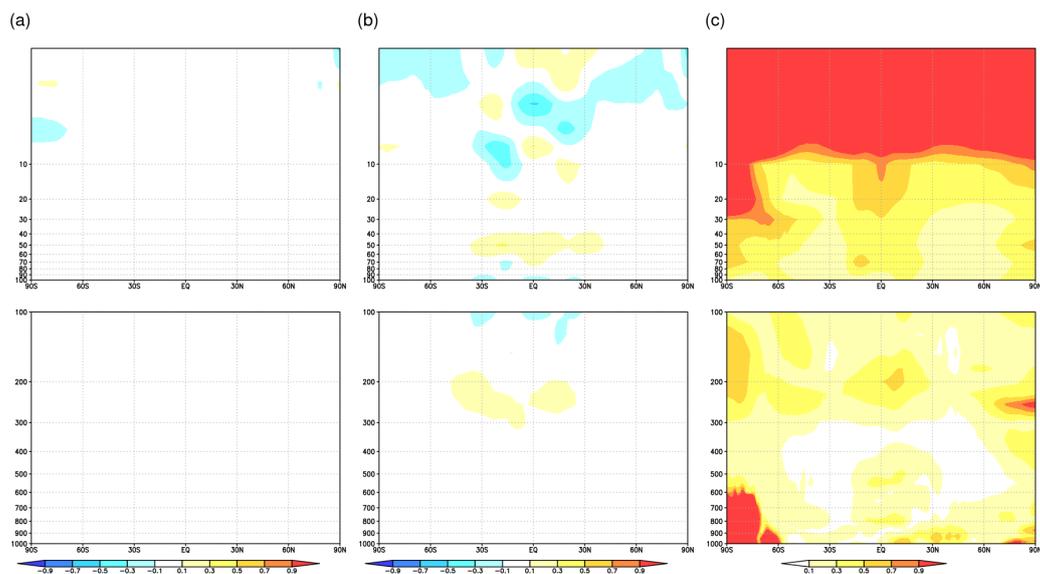


図 4.8.4 (a)2024 年 8 月における TEST と CNTL の東西平均した月平均気温 [$^{\circ}\text{C}$] の差、(b)2024 年 8 月における TEST2 と CNTL の東西平均した月平均気温 [$^{\circ}\text{C}$] の差、(c) 平年値期間における 8 月の JRA-3Q と JRA-55 の東西平均した月平均気温 [$^{\circ}\text{C}$] の差の RMS。縦軸は気圧高度 [hPa] を表す。