

4.6 マルチモデル天気ガイダンス

4.6.1 はじめに

数値予報開発センターでは、高精度でシームレスな5日先までの予測と誤差情報の作成を目的として、複数の数値予報結果や観測データをAI技術の活用によって最適に組み合わせるマルチモデルガイダンスの開発を2018年度から行っている(気象庁 2021)。天気ガイダンスについては、Deep Neural Network(DNN)を用いて複数の数値予報結果を組み合わせるガイダンスの開発を2022年度に開始した。既存のガイダンスを上回る予測精度を持つことが確認できたため、2024年4月にマルチモデル天気ガイダンスの部内試験運用を開始した。ここではマルチモデル天気ガイダンスの仕様と作成手法、検証結果等を述べる。

4.6.2 仕様

表 4.6.1 にマルチモデル天気ガイダンスの仕様を示す。マルチモデル天気ガイダンスは日本周辺の海上も含めた5 km 格子で3時間毎の天気(晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪)を予測する。マルチモデル天気ガイダンスはGSM, MSM, LFMを入力としており、1日12回、GSMとMSMの初期値更新の都度、その時点で最新のモデルを用いて実行する。ただし、LFMについてはMSMと同じ初期時刻を用いる。

以下では初期値の区別のため、00UTC初期値のGSM作成後に実行したマルチモデルガイダンスを00g初期値、03UTC初期値のMSM作成後に実行したマルチモデルガイダンスを03m初期値などと呼ぶ。

4.6.3 作成手法

マルチモデル天気ガイダンスは、GSM, MSM, LFMの気温(SURF, 925, 850, 700 hPa)、湿数(SURF, 925, 850, 700, 500, 400, 300 hPa)、前3時間降水量を入力として、DNN(ResNet)を用いて天気を分類する(図 4.6.1)。格子毎に各天気(晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪)の確率を計算し、最も確率の高い天気をその格子の天気として出力している。ネットワークの学習には推計気象分布(天気)を用いた。FT=9まではGSM, MSM, LFMを利用して、FT=39(00,12UTCはFT=78)まではGSM, MSMを利用して、FT=132まではGSMのみを利用してネットワークを作成している。また、FT=132までの全ての予報時間でGSMのみを利用したネットワークと、FT=39(00,12UTCはFT=78)までの全ての予報時間でMSMのみを利用したネットワークも作成し、単独のモデルでのDNN天気ガイダンスも作成できるようにしている。

表 4.6.2 に学習時のハイパーパラメータを示す。ネットワークの学習用には2017～2019年、検証用には2020年、最終的なモデルの予測精度を確認するためのテスト用には2021年のデータを用いた。天気分類では晴

表 4.6.1 マルチモデル天気ガイダンスの仕様

予測領域	日本周辺の格子間隔 5 km の 484 × 604 格子
予測要素	晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪の天気分類
初期時刻	全 12 初期値 (00m, 00g, 03m, 06m, 06g, 09m, 12m, 12g, 15m, 18m, 18g, 21m)
予報時間と間隔	FT=132 まで 3 時間間隔 (ただし 00m, 06m, 12m, 18m は FT=126, 03m, 09m, 15m, 21m は FT=129 まで)
説明変数	GSM, MSM, LFM の以下の予測値 ● 気温 (SURF, 925, 850, 700 hPa) ● 湿数 (SURF, 925, 850, 700, 500, 400, 300 hPa) ● 前 3 時間降水量
目的変数	推計気象分布 (天気)
層別化	FT=9 までは GSM, MSM, LFM を、FT=39 (00,12UTC は FT=78) までは GSM, MSM を、FT=132 までは GSM のみを利用したネットワークを使用。

表 4.6.2 学習時のハイパーパラメータ

学習用期間	2017～2019 年
検証用期間	2020 年
テスト用期間	2021 年
損失関数	Class-Balanced Loss
最適化アルゴリズム	Adam
学習率	1e-3
バッチサイズ	64
エポック数	50

れや曇りの事例が多く、雪は事例が少ないなど、データ数に偏りがあるため、損失関数には Class-Balanced Loss を用いた。最適化アルゴリズムは Adam で、学習率は 1e-3 とした。バッチサイズは 64、エポック数は 50 で、検証用データに対する損失関数が最小となったエポック時点でのパラメータを採用した。

4.6.4 検証結果

マルチモデル天気ガイダンスの検証結果を示す。検証期間は 2021 年の 1 年間で、推計気象分布を利用した面的検証と、地上実況気象通報の天気を利用した地

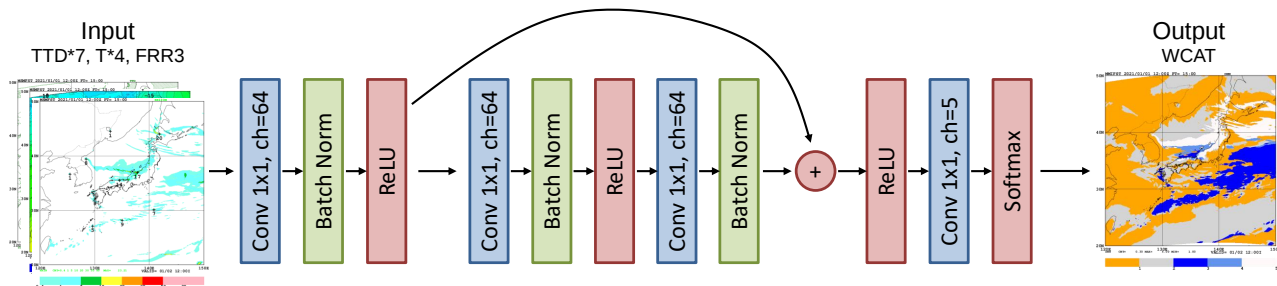


図 4.6.1 DNN 天気ガイダンスの作成手法。畳み込み層 (CONV) のカーネルサイズは 1×1 で、バッチノーマライゼーション (Batch Norm) を行う。中間層の活性化関数には ReLU を用いて、出力層は確率値を予測するため Softmax を用いる。出力のチャンネル数を「ch=」で示し、途中の中間層を飛び越える矢印はスキップコネクションを示す。

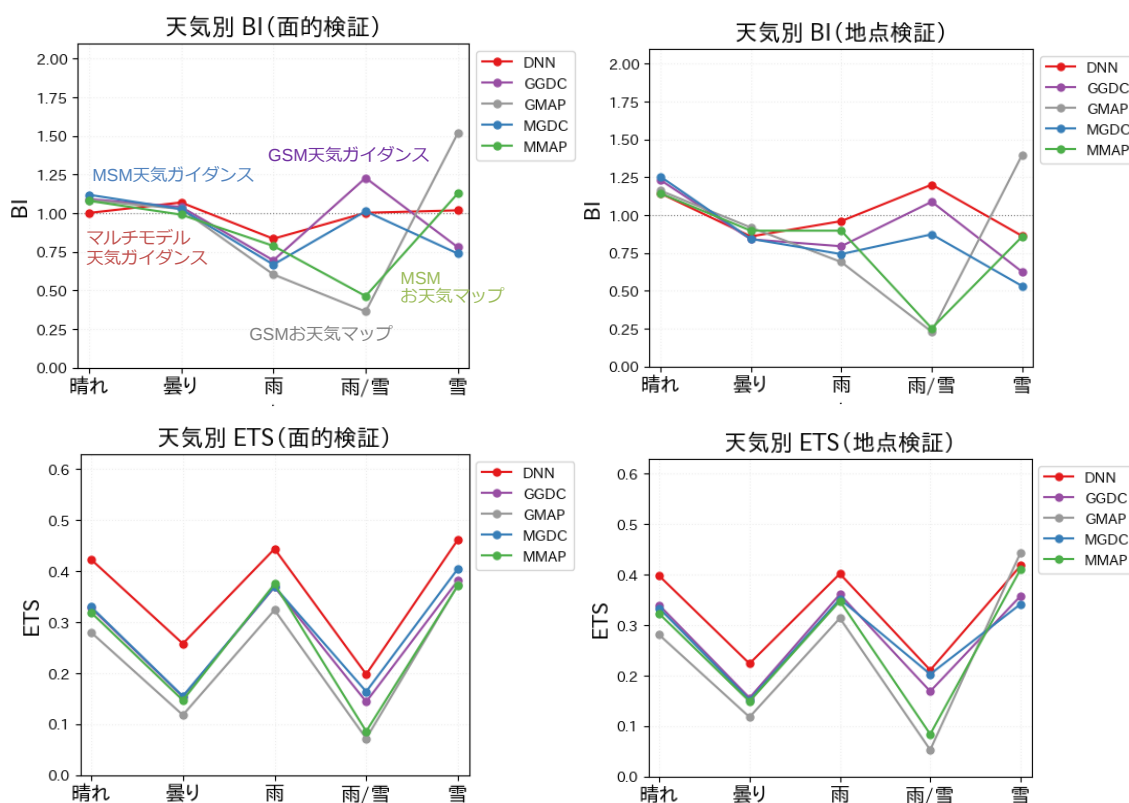


図 4.6.2 天気別の BI (上段) と ETS (下段)。左：面的検証、右：地点検証の結果。赤線はマルチモデル天気ガイダンス、紫線は GSM 天気ガイダンス、青線は MSM 天気ガイダンス、灰線は GSM お天気マップ、緑線は MSM お天気マップの検証結果を示す。

点検証を実施した¹。比較対象として、数値予報ルーチンの GSM 天気ガイダンスと MSM 天気ガイダンスや、GSM お天気マップと MSM お天気マップの検証結果も示す²。図 4.6.2 に天気別のバイアススコア (BI) とエクイタブルスレットスコア (ETS) を示す。予報時間は FT=6~39 での検証結果。面的検証、地点検証ともにマルチモデル天気ガイダンスの BI が概ね 1 に近づいている。特に現ルーチンの GSM, MSM 天気ガイダンス

¹ マルチモデル天気ガイダンスは推計気象分布を目的変数としていて有利となるため、地点検証も実施した。

² 天気ガイダンスやお天気マップについては小林 (2018) を参照。

スとともに晴バイアスがやや大きい、マルチモデル天気ガイダンスでは適切な予測頻度となっている。また、ETS も概ね全ての天気でマルチモデル天気ガイダンスが高くなっている。

図 4.6.3 にマルチモデル天気ガイダンスの確率予測について、予報時間別のブライアスキルスコア (BSS) と信頼度曲線を示す。予報時間は FT=3~84 での検証結果。BSS は雨または雪のスコアが低いものの、FT=84 までは 0 以上で気候値予報を上回っている。雨については予報時間が先になるほどスコアが大きく下がっているが、これは梅雨前線や夏季の不安定性降水など予測が難しい現象の雨のスコアの影響と考えられる。信

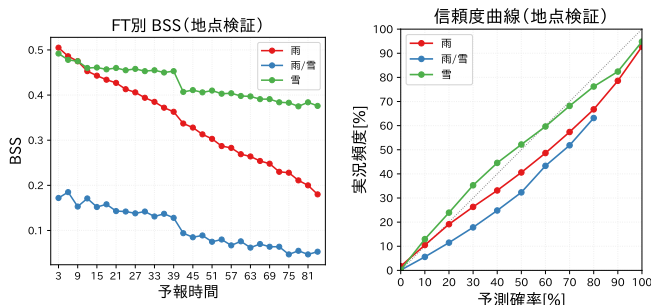


図 4.6.3 予報時間別の BSS (左) と信頼度曲線 (右)。赤線は雨、青線は雨または雪、緑線は雪の検証結果を示す。

信頼度曲線については、雪はおおむね理想直線に近く適切な予測となっているが、雨や雨または雪は実況の出現頻度より高めの確率となっているため、学習時の損失関数のハイパーパラメータを調整するなど、今後改善を図りたい。

4.6.5 事例

図 4.6.4 に 2021 年 5 月 7 日 12g 初期値の FT=15 の天気予測と実況を示す。衛星画像から、中・上層雲が西日本から関東甲信越にかけて広がっており、推計気象分布でも対応する地域の天気は曇りとなっている。現ルーチンの MSM 天気ガイダンスは大部分で晴れを予測し、MSM お天気マップも薄曇りの地域が多くなっている。一方でマルチモデル天気ガイダンスは曇りの地域が多く、実況に近い予測となっている。現ルーチンの天気ガイダンスは日照率ガイダンスを用いて間接的に晴れ・曇り判別を行っている³が、マルチモデル天気ガイダンスは推計気象分布の天気を直接学習しているため、適切に晴れ・曇りを予測できる事例が多くなっている。

図 4.6.5 に 2024 年 3 月 27 日 00g 初期値⁴の FT=30 のマルチモデル天気ガイダンスの予測と実況を示す。地上天気図では東シナ海に停滞前線が解析されており、推計気象分布では対応する雨域が西日本を中心に解析されている。マルチモデル天気ガイダンスでも雨域を予測しているが、推計気象分布に比べると東側への拡がり弱く、四国東部や近畿南部などでは広範囲の雨域は予測できていない。一方でマルチモデル天気ガイダンスの雨確率を見ると、四国東部や近畿南部でも 30～40%程度の比較的高い確率を予測しており、ある程度雨の可能性も高いことが分かる。マルチモデル天気ガイダンスの確率情報も用いることで、最終的な天気予測だけでは分からない不確実性も考慮することができる。

³ 日照率ガイダンスの曇天率 (=1-日照率) が 0.5 より大きければ曇り、0.5 以下なら晴れとしている (小林 2018)。

⁴ 2021 年の検証期間後も、日々の事例を確認していて気付いた事例。

4.6.6 まとめと今後の課題

DNN を用いたマルチモデル天気ガイダンスの開発を行い、既存のガイダンスを上回る予測精度を持つことを確認した。今後は学習に利用している推計気象分布の改良が予定されており、晴れ曇り判別や降水判定がより精緻化される予定である。このため、マルチモデル天気ガイダンスでは改良された推計気象分布を用いて再学習を行う予定である。今後も適宜改良や事例検証などを行い、精度向上や予測特性の把握に努めていきたい。

参考文献

- 気象庁, 2021: 統合型ガイダンス. 数値予報開発センター年報 (令和 2 年), 気象庁 数値予報開発センター, 107–110.
- 小林大輝, 2018: 天気ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 154–164.

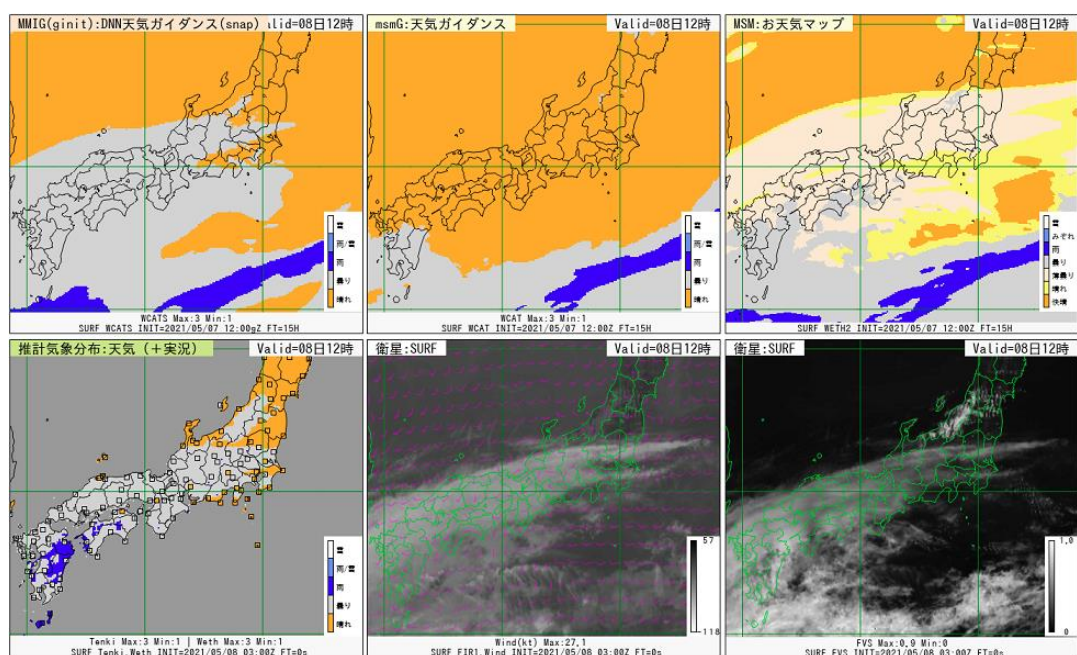


図 4.6.4 2021 年 5 月 7 日 12g 初期値の FT=15 の天気予測と実況。上段は左からマルチモデル天気ガイダンス、MSM 天気ガイダンス、MSM お天気マップで、下段は左から推計気象分布と地上実況気象通報の天気、衛星赤外画像、衛星可視画像。橙色は晴れ、灰色は曇り、青色は雨の領域を示す。

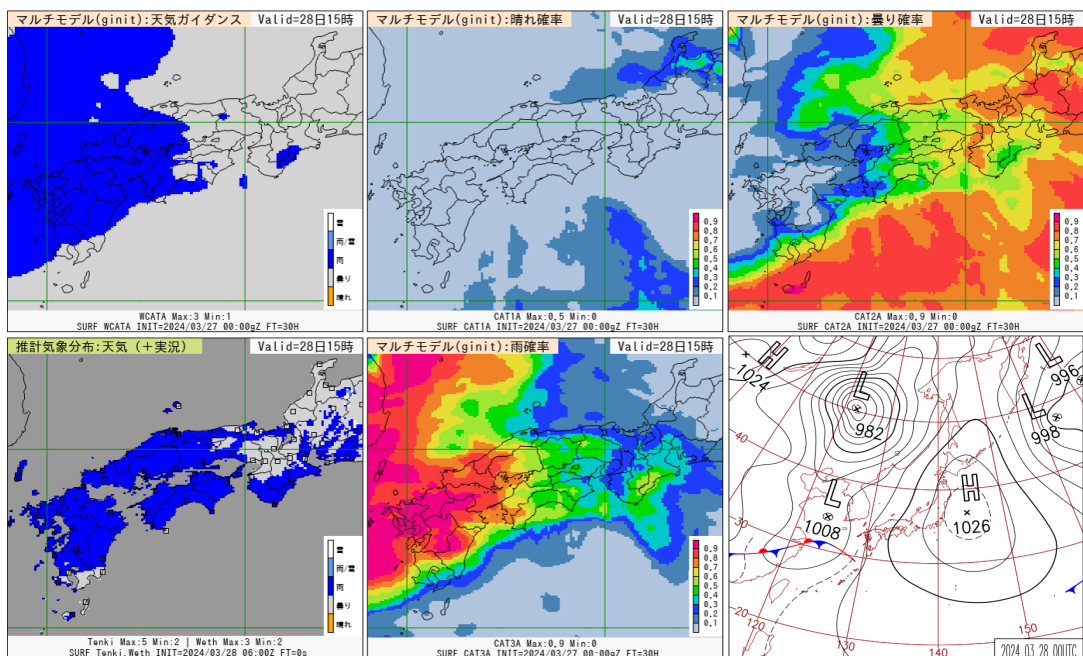


図 4.6.5 2024 年 3 月 27 日 00g 初期値の FT=30 のマルチモデル天気ガイダンスの予測と実況。上段は左からマルチモデル天気ガイダンスの天気予測、晴れ確率、曇り確率で、下段は左から推計気象分布と地上実況気象通報の天気、マルチモデル天気ガイダンスの雨確率、地上天気図。

4.7 季節アンサンブル予報システムの開発

4.7.1 次期全球海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G4 の開発

数値予報課では、季節予報モデルの海洋・海水初期値及びエルニーニョ等に関する海洋内部の監視資料提供のための全球海洋データ同化システムとして、2022年2月に更新された MOVE/MRI.COM-G3 (以下 MOVE-G3) を運用している (Fujii et al. 2023; JMA 2023)。また、準リアルタイムの海洋データ同化と極力一貫した品質を持つ過去期間の監視資料及び再予報初期値を作成するため、更新に先駆けて 1947 年以降を対象とする海洋 4D-Var 再解析及び 1990 年以降を対象とする力学的ダウンスケーリングを行った。ここでは、次期全球海洋データ同化システム MOVE-G4 に向けた開発について報告する。なお、MOVE-G4 は CPS4 (第 4.7.2 項) とは異なるタイミングでの現業化を目指している。

(1) 全球 0.25° 4D-Var の開発

表 4.7.1 に、運用中の MOVE-G3 及び現時点で想定している MOVE-G4 の主な仕様についてまとめる。

MOVE-G3 は、低解像度モデルによる 4D-Var (G3A) と、高解像度モデルへの力学的ダウンスケーリング (G3F) という 2 つの部分からなる。G3F では予報モデルと同じ水平解像度 0.25° のモデルを利用しているものの、その水温・塩分場は G3A のそれに強く拘束されており実効解像度が低いことが分かっている。そこで MOVE-G4 では水平解像度 0.25° のモデルで直接 4D-Var を実行することを目指している。

MOVE-G3 は 5 日サイクルであるが、海洋・海水初期値を毎日作成するため、現業では互いに独立な解析サイクルを 1 日ずつずらして 5 本運用している。MOVE-G4 ではこれを 1 日サイクルに変更することにより簡潔かつ効率的な実行形態を目指す。また、海洋モデルの前方・後方積分を伴う 4D-Var の反復数を絞ることで省資源化を試みる¹。

以下では、2006 年から 2015 年の 10 年間を対象とした開発中の MOVE-G4 による再解析実験の結果を報告する。ここで用いた MOVE-G4 には、背景誤差共分散を表現する領域分割の精緻化、背景誤差共分散の相関距離の縮小、一部観測の重みの縮小など、水平解像度及び解析サイクルの変更に合わせたチューニングが加えられているが、詳細は省略する。

図 4.7.1 に、両システム及び Copernicus Marine Service (もしくは Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS) による客観解析²の日平均海

面高度の例を示す。(a) の G3F は (c) の客観解析に対して細かい構造に欠け、滑らかすぎる場になっているのに対し、(b) の MOVE-G4 ではメキシコ湾流の蛇行や中規模渦といった構造がより適切に表現され、期待通り客観解析の振幅に近づいている。

図 4.7.2 には、同化に用いていない観測に対する RMSE の分布を示す。100m 深水温については、中緯度で誤差が縮小した一方で、熱帯や南極の海水縁で誤差が増加しており、全体としては中立になっている。100m 深塩分については熱帯や南極の海水縁での誤差増加が勝り、全体としてやや改悪となっている。改悪が見られている領域に関連し、図 4.7.3 に赤道における経度-深度断面の水温バイアスを示す。MOVE-G4 では太平洋と大西洋において、水温躍層の上で冷たく下で温かいバイアスが生じており、鉛直水温勾配が弱まっていることが分かる。このような熱帯での問題は解析の高頻度化に伴って顕在化しており、解析インクリメントに伴い生じている偽の振動や偽の鉛直混合によるものとみられる。これらの問題に対しては、今後特定の観測の同化を止めることによる切り分け実験を行った上で、インクリメントを小さくする方向の更なるチューニングを検討している。

図 4.7.4 には、格子面積当たり海水体積の分布を示す。比較対象として CMEMS による GLORYS12 (Lellouche et al. 2021) の解析値を載せている。MOVE-G3 (G3A) の海水は南極海で他の再解析と比べて薄い傾向があり、MOVE-G4 においても同様である。また、(g) ではウェッデル海 (図中では南極点から 5 時の方向) において偽のポリニヤ (海水の無い場所) が生じ、それを同化で埋め戻した様子が見られる。このようなポリニヤは正の海水密度度インクリメントに伴う海洋上層からの淡水除去、密度成層弱化と鉛直混合によるものと考えられており、海水修正時の塩分の取り扱いを中心に調整に取り組んでいる。

(2) モデルバイアス補正スキームの精緻化

現在運用中の MOVE-G3 では、MOVE-G2 で導入されたモデルバイアスのオンライン補正スキームを用いている (Balmaseda et al. 2007; Fujii et al. 2012; 石川 2015)。ここでは MOVE-G4 に向けて開発を行っているバイアス補正スキームの精緻化について述べる。

バイアス補正值は、水温・塩分に対する解析インクリメントを複数のウィンドウで平滑化してランダム成分を取り除くことで作成する。ある解析ウィンドウ n を対象とする海洋モデル予報値 x_n^f があり、また前のウィンドウで計算済みのバイアス補正值 b_n が存在するとき、バイアスを補正された背景値を

$$x_n^b = x_n^f + b_n \quad (4.7.1)$$

とする。この背景値 x_n^b に任意の方法で観測を同化する

¹ MOVE の 4D-Var では 3D-Var with First Guess at Appropriate Time (3D-Var-FGAT) の解析結果を 4D-Var の最小値探索の起点として使うことで収束前の精度を担保している。なお、4D-Var の評価関数に現れる背景値はそのウィンドウの観測と独立なままである。

² <https://doi.org/10.48670/moi-00148>

表 4.7.1 MOVE-G3 の仕様及び MOVE-G4 の実験仕様。IAU は Incremental Analysis Update (Bloom et al. 1996) の略。MGDSST については栗原ほか (2006) を参照。

	MOVE-G3		MOVE-G4
	G3A (同化)	G3F (初期値化)	
水平解像度	東西 $1^{\circ} \times$ 南北 0.5° (赤道付近のみ南北 0.3°)	0.25°	0.25°
鉛直層数	60 + 下部境界層	60	60
水温・塩分同化手法	4D-Var+IAU イテレーション上限 30 回	G3A 解析場を IAU で 力学的ダウンスケーリング	4D-Var+IAU イテレーション上限 10 回を 想定 (今回は 3 回で実験)
海水密度同化手法	3D-Var+IAU	3D-Var+IAU	3D-Var+IAU
解析サイクル (同化ウィンドウ)	5 日	5 日	1 日
同化される観測	水温・塩分 現場観測 MGDSST (L4) 海面高度計 (L3) 海水密度 (L4)	海水密度 (L4)	水温・塩分 現場観測 MGDSST (L4) 海面高度計 (L3) 海水密度 (L4)

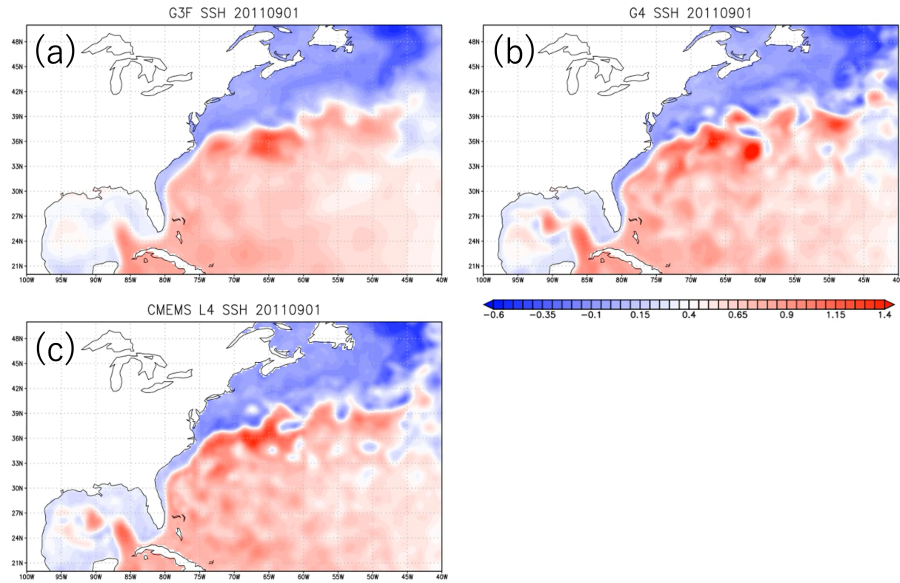


図 4.7.1 2011 年 9 月 1 日のメキシコ湾・北大西洋西部周辺の日平均海面高度 [m]。(a) MOVE-G3 (G3F), (b) MOVE-G4, (c) CMEMS による客観解析。MOVE-G3, MOVE-G4 では表現できない淡水増加等の効果を勘案して (a, b) には 0.45m を加算してから描画している。

ることで、解析値 x_n^a を計算する。このとき

$$\begin{aligned} dx_n &= x_n^a - x_n^f \\ &= x_n^a - x_n^b + b_n \end{aligned} \quad (4.7.2)$$

をここでの (バイアスを含む) 解析インクリメントと呼ぶ。最後に適当な時定数 r を用い、

$$b_{n+1} = (1 - r)b_n + r \cdot dx_n \quad (4.7.3)$$

でバイアス補正値を更新する。5 日サイクルの MOVE-G3 の場合、2 年に相当する時定数 $r = 5/(365 \times 2)$ を

用いている。なお、高緯度域では海水場の再現性を優先するため水温・塩分のバイアス補正を行っていない。以上が MOVE-G3 で用いているオンラインモデルバイアス補正スキームの概要である。

現行のバイアス補正スキームは、海洋モデルの時間積分中に生じるバイアスのうち定常成分と経年変動成分を表現できる一方で、時定数より短い変動を表現できない。しかし、そのような変動のうち季節に依存して毎年繰り返し生じるものは事前に推定できる見込みが高い。そこで、同じ海洋同化システムにより行われ

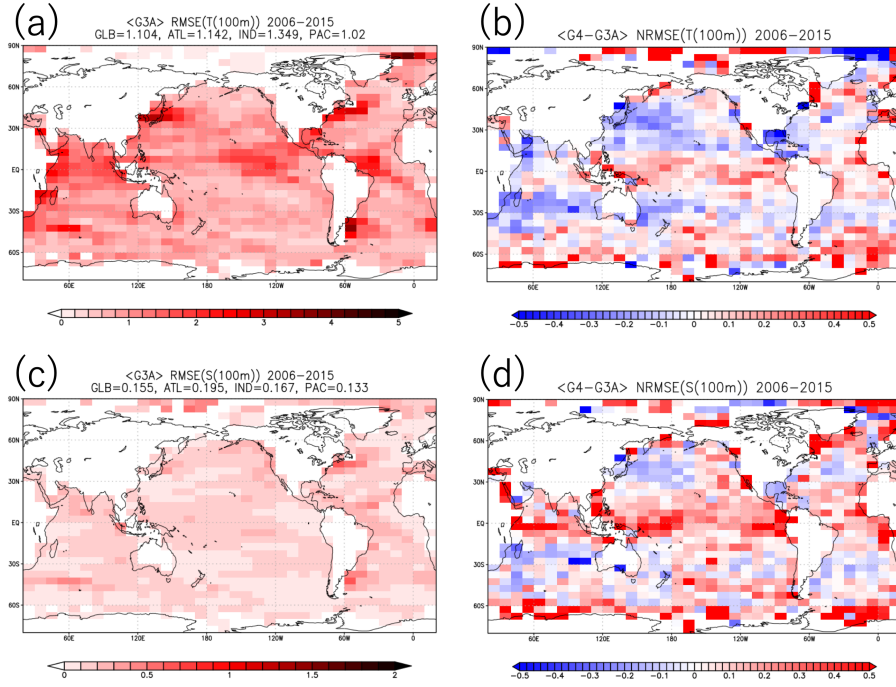


図 4.7.2 2006 年から 2015 年における、同化していない Argo フロートに対する 100m 深の RMSE 分布。上段: 水温、下段: 塩分。(a, c) MOVE-G3 (G3A) の RMSE [K または psu]、(b, d) MOVE-G4 の MOVE-G3 に対する RMSE 変化率。負の変化率は MOVE-G3 と比べて MOVE-G4 の誤差が縮小していることを示す。

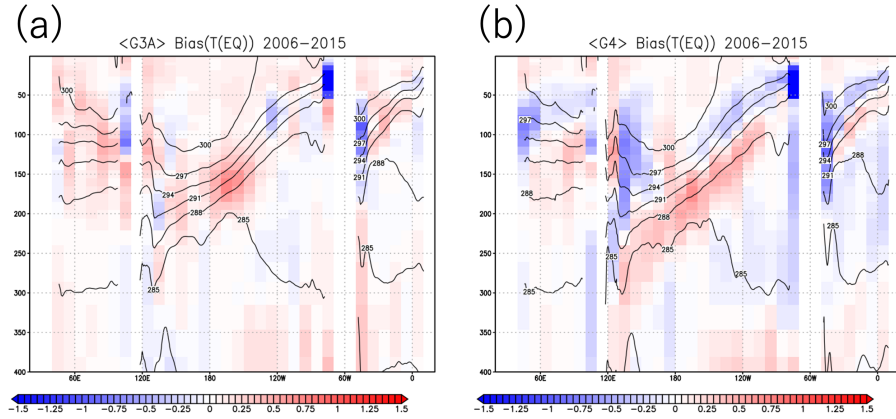


図 4.7.3 2006 年から 2015 年における赤道の水温分布。色は同化していない Argo フロートに対する水温バイアス [K] を南緯 5 度から北緯 5 度の範囲で平均したもの、等値線は各解析の赤道における平均水温 [K] を示す。(a) MOVE-G3 (G3A)、(b) MOVE-G4。

た再解析が予め存在するときに、その解析インクリメントからモデルバイアスの季節変動成分を見積もることを考える (Balmaseda et al. 2013)。具体的には、 m 番目の通年半句 ($m = 1, 2, \dots, 73$) について、既に存在する NY 年分の再解析の解析インクリメントを平均する。

$$\hat{b}_m = \frac{1}{NY} \sum_{iy=1}^{NY} [x_{iy,m}^a - x_{iy,m}^f] \quad (4.7.4)$$

こうして得られた $\hat{b}_m$ から定常成分にあたる全 73 半句の平均を差し引き、またサンプリングノイズを軽減するために前後の半句（ここでは 25 日間に相当する前後

2 半句）で平均したものをバイアス気候値 $\bar{b}_m$ とする。改めて再解析を行う場合には、(4.7.3) 式を

$$b_{n+1} = (1-r)b_n + r \cdot dx_n + \bar{b}_{m(n+1)} - \bar{b}_{m(n)} \quad (4.7.5)$$

のように変更してオンラインバイアス補正を行う。ここで、 $m(n)$ は n に対応する半句の番号である。以上の方法によりバイアスの季節変動成分が新たに補正可能になる。

1991-2020 年を対象とした再解析実験を行って解析精度に対する影響を調査した。コントロール実験は、MOVE-G3 と同様のオンラインバイアス補正 (4.7.3 式)

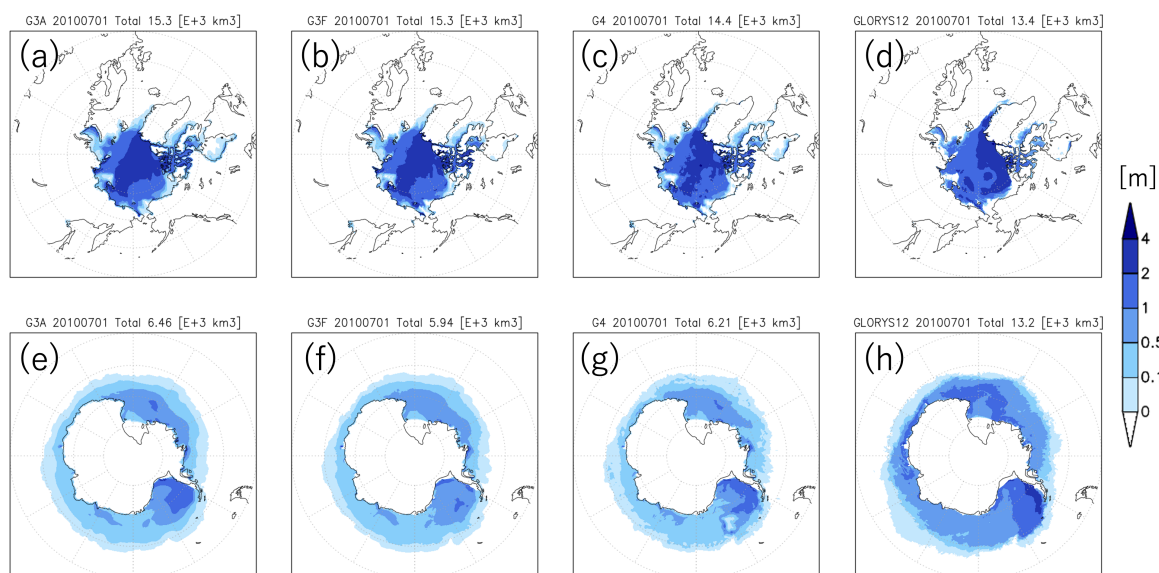


図 4.7.4 2010 年 7 月 1 日における格子面積当たり海水体積の分布。厚みの次元 [m] を持つ。上段: 北極海、下段: 南極海。(a, e) MOVE-G3 (G3A)、(b, f) MOVE-G3 (G3F)、(c, g) MOVE-G4、(d, h) GLORYS12 の解析値。

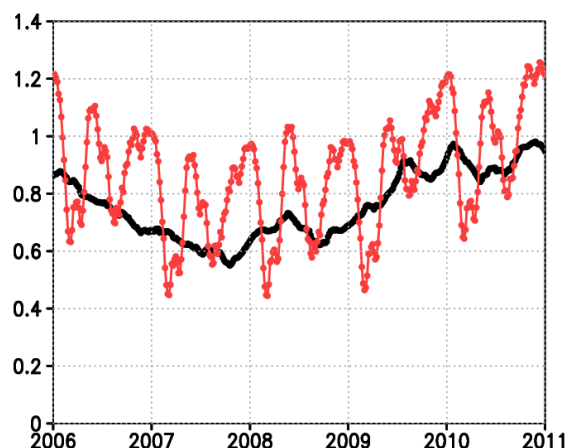


図 4.7.5 東インド洋 (90° E, 0° N) の 100m 深水温に対するバイアス補正值の時系列 (2006～2010 年)。黒線はコントロール実験、赤線はテスト実験を表す。

を用いた 5 日サイクル、水平解像度 $1^\circ \times 0.5^\circ$ の 4D-Var による再解析である。テスト実験は (4.7.5) 式の方法を用いる以外はコントロール実験と同じである。なお、テスト実験に必要なバイアス気候値 $\bar{b}_m$ は 3D-Var-FGAT を用いた予備再解析 (1991-2020 年、 $NY = 30$) から求めた。再解析実験及び予備再解析の同化対象から WMO ID の下一桁が 8 と 9 の Argo フロートを除き、同化に利用していない独立なデータとしての検証に利用した。

図 4.7.5 に、両実験で利用された、東インド洋 (90° E, 0° N) の 100m 深における水温バイアス補正值の時系列を示す。黒線のコントロールが 2 年の時定数を反映してゆっくりとした変動のみを捉えているのに対し、赤線のテストはそれに加えてバイアスの季節変動を表現しているのが分かる。この海域のバイアスは、定常成分が支配的であり、季節変動成分の振幅はその 3 割

程度となっている。

図 4.7.6 に、同化に利用していない Argo フロートに対する解析 RMSE の分布を示す。(a) の鉛直分布からは、元々 RMSE の大きな 100m 深前後を中心に RMSE が減少していることが分かる。(b) の平面分布を見ると、熱帯や南極環流をはじめ多くの海域で RMSE が縮小している。北極海の一部で RMSE が増加しているが、同海域で検証に用いられた観測は少なく、また両実験ともバイアス補正の対象領域外であることに注意が必要である。

(3) まとめ

0.25° 4D-Var による 1 日サイクルの再解析実験では、期待通り実効解像度の向上が見られている一方で、熱帯の解析精度をはじめとして多くの課題が残っている。バイアス補正スキームの精緻化では、予め見積もられ

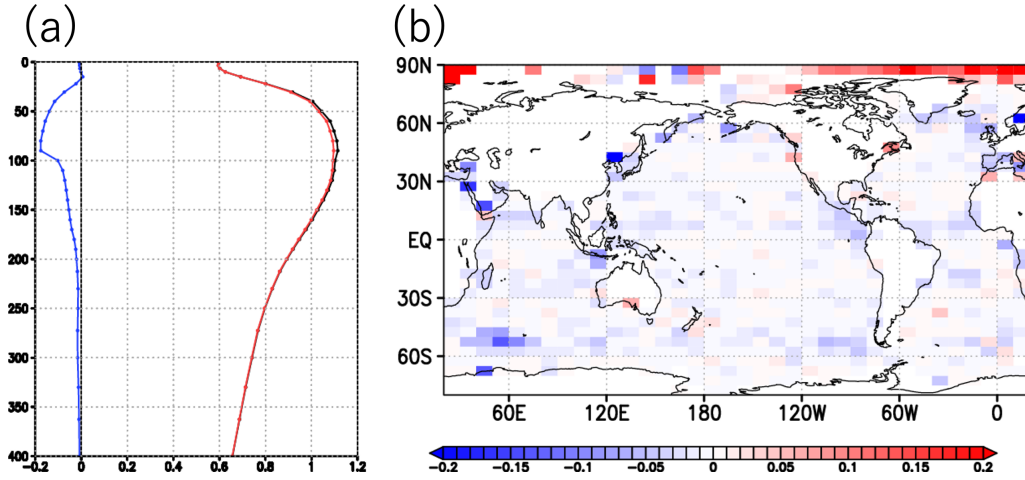


図 4.7.6 同化に利用していない Argo フロートで検証した解析値の水温 RMSE。(a) 全球平均した RMSE 鉛直プロファイル。縦軸は深度 [m]、横軸は RMSE [K]。黒線はコントロール実験、赤線はテスト実験、青線は両者の差を 10 倍した値を表す。負の差分はコントロール実験に対してテスト実験の誤差が縮小していることを示す。(b) コントロール実験の RMSE で規格化した 100m 深の RMSE の変化率。負の変化率はコントロール実験に対してテスト実験の誤差が縮小していることを示す。

たバイアス気候値を取り入れることにより、バイアスの季節変動が考慮可能となり、解析値の RMSE が縮小することを示した。今後は、現業海洋データ同化及び海洋再解析の総合的な改善のため、ここに記した既知の課題に取り組むとともに、海面水温同化手法の改良や省資源化等に向けた取り組みも進める予定である。

4.7.2 次期季節アンサンブル予報システム (JMA/MRI-CPS4) の開発

(1) はじめに

気象庁では 3 か月予報、暖・寒候期予報、エルニーニョ監視速報の基礎資料の作成、及び全球アンサンブル予報システム (全球 EPS) への海面水温 (SST) の提供のために、大気海洋結合モデルを使った季節アンサンブル予報システム (Japan Meteorological Agency / Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System: JMA/MRI-CPS: CPS) を運用している。現システムは 2022 年 2 月より運用を開始した JMA/MRI-CPS3(CPS3; Hirahara et al. 2023; 気象庁 2022) である。

「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、CPS に求められる役割として、「社会経済活動への貢献のため、気候リスク軽減、生産性向上に資する半年先までの予測精度向上」が挙げられている。予測精度向上のためには、モデルの総合的な性能向上、特にバイアスの軽減、年々変動の適切な再現等が必要である。このため、次期季節アンサンブル予報システム (JMA/MRI-CPS4: CPS4) では、バイアス軽減や年々変動、スプレッドスキルの関係の改善を狙って、各種物理過程、アンサンブル手法の改良の開発を進めてきた。

また、重点計画では、開発の方向性として「地球システムモデリングの推進」、「1 か月先の予測精度向上に資するための大気海洋結合効果の活用」が示されて

いる。CPS4 では、前者はオゾン等の地球システム内の相互作用の考慮、後者は全球 EPS が担っている 1 か月予報の基礎資料も CPS で担うことを想定して開発を進めてきた。

本稿では CPS4 に向けた開発項目について述べるとともに、性能評価試験の検証結果についても報告する。

(2) システムの概要

表 4.7.2 に、CPS4 の仕様の概要を CPS3 と比較して示す。大気モデルの鉛直層数は 100 層から 128 層に高解像度化させる。前述の通り、CPS4 では 1 か月予報の基礎資料も担うことを想定している。このため、毎週火・水曜初期日は現行の全球 EPS と同様、1 か月先まで 25 メンバーで実行し、それ以外はこれまでと同様に毎日 5 メンバーのみ予報計算を実行する予定である。

(3) 検証に用いる指標

検証に用いる指標は同じ名称であってもいくつかの定義が存在するため (Takaya et al. 2018)、ここで明示する。本稿での指標の定義は Fortin et al. (2014) や Takaya et al. (2018) と同様とした。すなわち、アノマリー相関は

$$ACC = \frac{\sum_{n=1}^N w_n \sum_{t=1}^T (\bar{f}_{n,t} - \bar{f}_n)(x_{n,t} - \bar{x}_n)}{\sqrt{\sum_{n=1}^N w_n \sum_{t=1}^T (\bar{f}_{n,t} - \bar{f}_n)^2} \sqrt{\sum_{n=1}^N w_n \sum_{t=1}^T (x_{n,t} - \bar{x}_n)^2}} \quad (4.7.6)$$

RMSE は

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{n=1}^N w_n \sum_{t=1}^T (\bar{f}_{n,t} - x_{n,t})^2} \quad (4.7.7)$$

表 4.7.2 新旧システムの仕様比較

	JMA/MRI-CPS3 (2022 年 2 月-)	JMA/MRI-CPS4 (2025 年度後半予定)
大気モデル	GSM2003C* 解像度: TL319L100 (～55km) モデルトップ: 0.01hPa	GSM2003C* 解像度: TL319L128 (～55km) モデルトップ: 0.01hPa
海洋モデル	MRI.COM v4.6 0.25° (東西) × 0.25° (南北) L60	MRI.COM v5.0 0.25° (東西) × 0.25° (南北) L60
初期条件	大気: JRA-3Q (再予報)、全球速報解析 (現業運用時) 陸面: オフライン地表面解析値 海洋: MOVE/MRI.COM-G3 海水: 3D-Var	大気: JRA-3Q (再予報)、全球速報解析 (現業運用時) 陸面: オフライン地表面解析値 海洋: MOVE/MRI.COM-G3 海水: 3D-Var
初期摂動	大気: 熱帯・北半球・南半球 BGM 海洋: 海洋解析誤差摂動	大気: 熱帯・北半球・南半球 SV、LETKF (現業運用時) 海洋: 海洋解析誤差摂動
モデル摂動	確率的物理過程強制法 (大気のみ)	確率的物理過程強制法 (大気のみ) 確率的水蒸気プロファイル参照法
アンサンブルメンバー数	5 メンバー/日	25 メンバー/毎週火・水曜初期日 (～1 か月) 5 メンバー/日 (1 か月以降)

*GSM2003C は GSM2003 に対して季節予報用の改良・調整を加えたもの

**CPS3 からの変更点には下線を引いている

スプレッドは

$$Spread = \sqrt{\frac{M+1}{M(M-1)T} \sum_{n=1}^N w_n \sum_{t=1}^T \sum_{m=1}^M (f_{m,n,t} - \bar{f}_{n,t})^2} \quad (4.7.8)$$

とし、スプレッドスキルの関係は $Spread^2/RMSE^2$ として計算した。ここで、 T は事例数、 M はメンバー数、 N は格子数、 w_n は緯度重み、 $f_{m,n,t}$ は各アンサンブルメンバー、 $\bar{f}_{n,t}$ はアンサンブル平均、 $x_{n,t}$ は解析値、 $\bar{f}_n$ はモデル平年値、 $\bar{x}_n$ は解析平年値である。

(4) 大気・陸面モデルの変更点

CPS の大気・陸面モデルは GSM をベースとしている。CPS4 では季節予報向けに GSM2003(Yonehara et al. 2020) から改良を行った CPS3 のモデルをベースに、雲・層積雲・積雲対流スキーム、積雪・湖モデルの改良を行った。オフライン地表面解析に用いる陸面モデルには、予報計算に用いるモデルとの仕様の違いに起因するイニシャルショックを軽減するため、予報モデルと同様の積雪・湖モデルの改良を適用した。

雲スキームでは、格子内の部分雲を表現するため、水蒸気と雲水の空間不均質性を仮定した確率密度関数 (PDF) に基づくスキーム (Smith 1990) を採用している。CPS3 ではトップハット型 (矩形分布) の PDF を仮定しているが、CPS4 では湿潤時に逆 L 字型 (高湿度側に偏った分布) の PDF をとり得るように変更した。この変更により、湿潤時に雲が増え、結果として対流圏下層気温が低下する。また、CPS3 では積雲からデトレインされた雲水は PDF に含めて計算しているが、CPS4 ではデトレインメントによる雲を Tiedtke (1993) を参考に別途計算するように変更した。この変更と併せて PDF のゆらぎ幅を調整することにより、中高緯度海上の下層雲の過多傾向が緩和し、SST の低温バイアスが軽減した。

CPS3 の層積雲スキームの発動条件に利用する指数は Kawai et al. (2017) に基づいている (Chiba and Kawai 2021; 気象庁 2022)。CPS3 では、観測と比べて雲の分布と境界層上端の対応が悪く、高度 1000m 付近の雲が少ないという問題がある。その結果、特にペルー沖で下向き短波放射フラックスが過剰となり、SST の高温バイアスの要因となっている。対策として、スキームの適用高度上端を 924hPa から 700hPa に変更し、併せてスキームの発動条件のしきい値も見直した。変更により、高度 1000m 付近の雲量が増加し、ペルー沖の下向き短波放射フラックスや SST の高温バイアスが改善した。

積雲対流パラメタリゼーションは Arakawa and Schubert (1974) に基づいており、CPS3 の積雲のエントレインメント率の計算では経験的な高度・湿度依存性を考慮している (Bechtold et al. 2008; Komori et al. 2020)。対流圏中層が乾燥している環境場で深い積雲が抑制される観測事実をよりよく表現できる一方、乾燥時と湿潤時のメリハリが過剰傾向であり、アジアモンスーンが強い等、熱帯循環場のバイアスの要因となっている。このため、環境場がある程度乾燥している場合の対流強制を強化する変更を行った。変更により、アジアモンスーン循環や熱帯収束帯 (ITCZ) での降水過剰傾向等が改善した。また、CPS3 では、西ガーツ山脈やアラカン山脈の西等で、地形性降水が過剰なバイアスがある。このバイアスは、最下層上昇流による対流強制と密接に関わっているため、対流強制を緩和する変更を行った。変更により、西ガーツ山脈やアラカン山脈の西の降水過剰バイアスが改善した。

積雪モデルには、積雪深予測値が過大、冬の積雪域縁辺でアルベド過小、春の積雪域縁辺でアルベド過大、北方林域でアルベド過大のバイアスがある。また、これらのバイアスは冬～春の下層気温のバイアスにも影響している。このため、主にアルベドの改善のために、積

雪被覆率の診断式の変更、風による森林（キャノピー）積雪の落下効果 (Roesch et al. 2001) の導入、積雪アルベドの変更を行った。また、主に積雪深・密度の改善のために、陸面モデルにおける雨雪比診断式の変更、積雪密度の変質効果・融雪効果の変更、積雪の熱伝導率診断式の変更 (Calonne et al. 2011) を行った。図 4.7.7 に、これらの変更による ESM-SnowMIP (Krinner et al. 2018; Ménard et al. 2019) に基づく地点オフライン実験の結果を示す。積雪アルベド、積雪密度、積雪深のいずれも、変更後（赤線）の方が変更前（青線）よりも観測（黒線）に近く、誤差が軽減していることがわかる。また、フルモデルによるインパクト実験を行い、春のアルベドの正バイアスや地上低温バイアス等が軽減することを確認した。

地表面周辺の年々変動の影響をより表現するため、CPS3 では水温 2 層（第 3 層は湖底で気候値）、湖水 4 層、雪 1 層の鉛直 1 次元での時間発展を計算する湖モデルを採用している。CPS3 の湖モデルでは、湖水の密接度が小さく、冬季の高緯度の下層気温に高温バイアスが存在する。このため、湖底水温気候値の調整を行うとともに、水温第 2-3 層間の拡散係数に影響する季節振幅（定数）が大きくなるよう変更した。これらの変更により、北半球冬季の寒冷地を中心に、湖面水温が低下、湖水密接度が増加し、対流圏下層気温の高温バイアスが軽減した。

(5) 線形オゾンスキームの導入

成層圏に多く存在するオ존は、紫外線を吸収して大気を加熱すること等により大気場にも影響する。CPS3 の放射過程で利用するオゾン濃度は気候値を利用しているため、CPS3 ではオゾンの変動による大気場への影響を正しく再現できない。このため、気象研究所で開発された、簡易的に化学過程を扱う線形オゾンスキームを CPS4 で導入することとした。気象庁 (2024) では線形オゾンスキームを CPS に導入し、オゾン量の季節進行や極渦の強さに応じた変動を再現できることを示した。一方、線形化学過程による時間変化の計算に用いる気候値として、気象研究所で開発された地球システムモデル (MRI-ESM2.0; Yukimoto et al. 2019) の 1999 年の 1 年フリーランから作成した定数を試行的に用いており、オゾン量が予測と共に増加する MRI-ESM2.0 の化学モデルのバイアスに起因して、下部成層圏で高温バイアスとなっていた。このため、JRA-3Q (Kosaka et al. 2024) 向けに作成したオゾン再解析のうち、2010-2019 年を対象とした気候値を利用するよう変更した。変更により、オゾン量のドリフトが改善し、成層圏の高温バイアスも解消した。また、この変更等を適用した上で線形オゾンスキーム導入の有無によるインパクト実験を行い、成層圏気温の年々変動が改善することを確認した (図 4.7.8)。

(6) 海洋モデル、海洋同化の変更点

CPS の海洋・海水モデルは、気象研究所で開発された MRI.COM をベースとしている。MRI.COM の基本バージョンを CPS3 の MRI.COMv4.6 (Tsujino et al. 2017) から v5.0 (Sakamoto et al. 2023) に更新した。

v5.0 では、時間積分法が Leap-Frog+松野スキームから 3 次の Leap-Frog+Adams-Moulton (LFAM3; Shchepetkin and McWilliams 2005, 2009) に変更された。LFAM3 では安定性解析により、傾圧タイムステップを Leap-Frog 法よりも長くとることができるため、計算コスト削減を図ることができる。また、時間スキームの精度が 2 次から 3 次に向し、波の位相誤差が減少する他、どのタイムステップからでもリスタート接続計算が可能となる。CPS4 では、海洋モデルのタイムステップを CPS3 の 2 倍に延ばすことで計算コストが削減されること、計算安定性に問題がないことを確認した。

CPS3 予報モデルの海洋初期値は、G3A の水温・塩分の解析場を、IAU で力学的にダウンスケーリングしたものを利用している。しかし、G3A 解析場 (水平解像度 $1^\circ \times 0.5^\circ$) と G3F 背景場 (水平解像度 0.25°) の解像度の違いに起因する細かな構造のインクリメントが求めた結果、ダウンスケーリングにより G3F のモデルが持つ細かな構造をインクリメントが潰しているという問題がある。この対策として、G3A の 1 格子分のスケールで G3F 背景場と G3A 解析場³に空間フィルタを適用した。図 4.7.9 に、OSCAR 解析値 (水平解像度 0.25° ; Bonjean and Lagerloef 2002)、GLORYS12 解析値 (水平解像度 $1/12^\circ$)、及び変更前後の G3F 解析値の 15m 深の流速を示す。解析に比べて振幅の大きさが小さいものの、変更後は変更前に比べて振幅が大きくなり、改善していることがわかる。

(7) アンサンブル手法の変更点

CPS3 の大気初期摂動は、摂動の時間発展計算とリスケールを繰り返し、初期時刻までに成長する摂動を求める BGM 法 (Breeding of Growing Mode 法; Toth and Kalnay 1993; Chikamoto et al. 2007) を採用している。BGM 法では摂動の成長率が低い傾向にあるため、十分なスプレッドを得るために施した CPS3 の初期摂動の振幅の設定が予測 1~2 週目で RMSE に対して過大なスプレッドとなっている。対策として、全球 EPS で計算された特異ベクトル (Singular Vector: SV; Buizza and Palmer 1995) 法と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (Local Ensemble Transform Kalman Filter: LETKF; Hunt et al. 2007) を組み合わせた摂動を用いるよう変更した。これにより、予測誤差を効率的に

³ フィルタの空間スケールが G3A と同程度の場合、G3A 解析場にフィルタをかけなくても、解析場におけるパワースペクトルはほぼ変わらない。G3F 背景場と同じフィルタをかけることで、アルゴリズムの汎用性、解析値と第一推定値の前処理の整合性を持たせた。

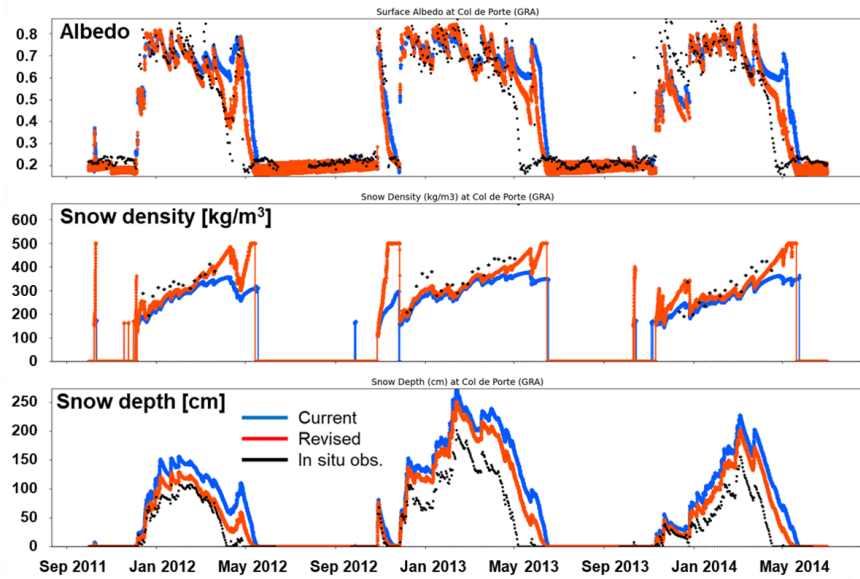


図 4.7.7 Col de Porte（フランス南東部のアルプス山脈の麓）における地点オフライン実験の結果。上段：アルベド (1)、中段：積雪密度 (kg/m^3)、下段：積雪深 (cm)。青線：変更前、赤線：変更後、黒線：観測。

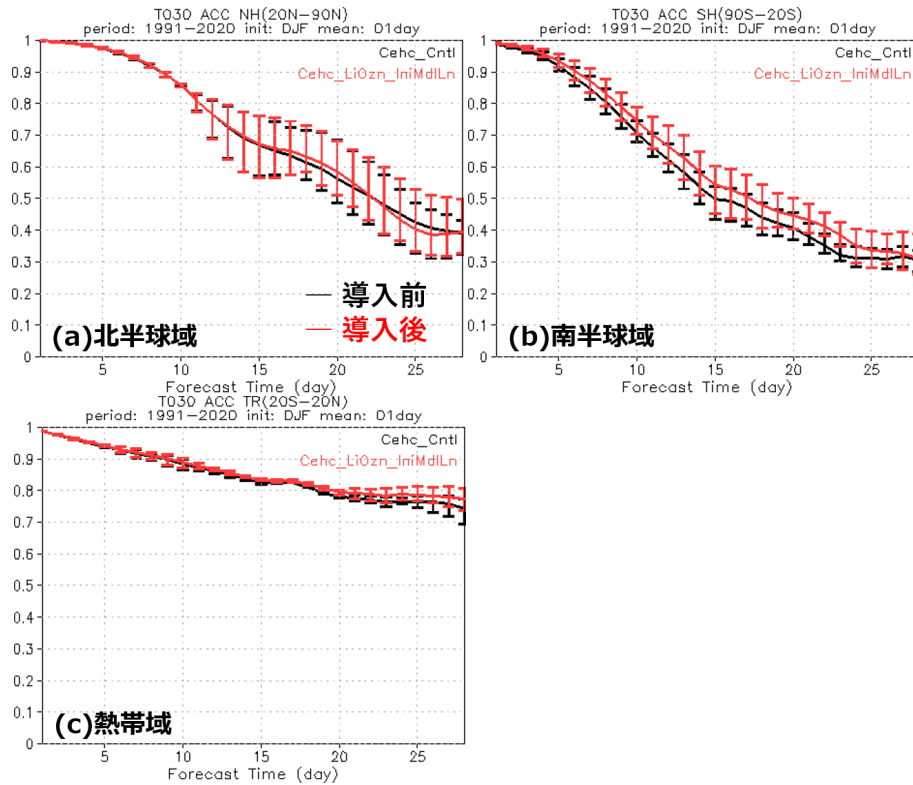


図 4.7.8 1991～2020 年の 12/27,1/16,1/31 初期日の各 5 メンバーに基づく 30hPa 気温のアノマリー相関係数の時系列。対 JRA-3Q。赤線：線形オゾンスキーム導入後、黒線：導入前。エラーバーはリサンプリング回数 1000 回の bootstrap による 95%信頼区間。

捉えるだけでなく、流れ依存を考慮した観測誤差を考慮することができるようになった。また、全球 EPS と整合した仕様となり、計算機資源の効率的な利用にも寄与することになる。導入により、予測 1～2 週目のスプレッドスキルの関係が改善することを確認した。詳細は気象庁 (2023) も参照されたい。

CPS3 では熱帯のスプレッドが RMSE に対して過小傾向である。次期全球 EPS に導入予定のモデルアンサンブル手法である確率的水蒸気プロファイル参照法 (SHPC; 詳細は第 4.2 節を参照) では、積雲対流スキームの入力となる下層の水蒸気プロファイルを揺らすことで、積雲対流の発動の有無や発動の程度の不確実性

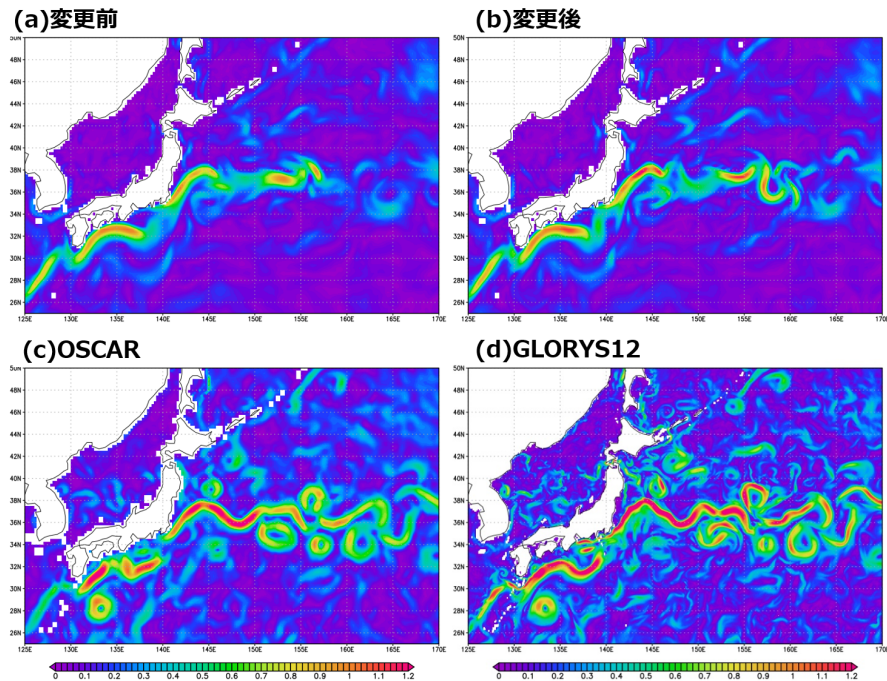


図 4.7.9 2021 年 1 月 1 日の 15m 深の日平均流速 (m/s)。(a)：空間フィルタ適用前、(b)：適用後、(c)：OSCAR 解析値、(d)：GLORYS12 解析値。

を扱うことができる。このため、SHPC を CPS4 にも導入することとした。導入により、熱帯域のスプレッドスキルの関係、熱帯域の確率予測精度が改善することを確認した。

(8) 性能評価試験の仕様

CPS4 の性能を評価するため、1991-2020 年を対象とする再予報実験を実施した。季節予測の検証では、1,4,10 月の月末半旬初日とその 15 日前の 00UTC から予測を開始した各 5 メンバーの実験結果について、各月（本文ではそれぞれ 2,5,11 月初期月と呼ぶ）2 初期日を合わせて合計 10 メンバーの LAF(Lagged Average Forecast; Hoffman and Kalnay 1983) アンサンブルを構成して用いた。季節内予測の検証では、1~12 月の各月の月末半旬初日の 00UTC から予測を開始した各 5 メンバーの実験結果を利用した。CPS4 では 1 か月予報の基礎資料を担う予定であるため、次期全球 EPS(第 4.2 節を参照) との比較も行った。全球 EPS と CPS の再予報では、初期日・初期時刻・メンバー数がそれぞれ異なるが、CPS となるべく同じ仕様で次期全球 EPS と比較できるようにするため、全て CPS と同じとした。検証データには、JRA-3Q、MGDSST(栗原ほか 2006)、NOAA OLR(Liebmann and Smith 1997) および GPCP v2.3(Adler et al. 2018) を利用した。

(9) 季節予測検証

図 4.7.10 に、夏季と冬季の CPS4 と CPS3 の SST バイアスを示す。以下の改善および特性の変化が見られた。

- 太平洋赤道域の中部から東部にかけて、西に拡大している SST 低温（冷舌）バイアスが CPS4 では軽減している。積雲対流スキームの改良により ITCZ への過剰な降水・強い下層風の収束が改善していることから、対応して強い赤道偏東風の改善、太平洋東部の過剰な冷水湧昇の改善、熱帯太平洋における水温躍層の改善に繋がったものと推測される。
- 北半球夏季の中・高緯度の低温バイアスに改善がみられる。地表面下向き短波放射フラックスの過小が改善したことと整合的であり、過大傾向であった下層雲が雲スキームの改良により減少したと考えられる。
- 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ている。層積雲スキームの改良により下層雲が増加し、地表面下向き短波放射フラックスの過大傾向が改善したことに対応していると考えられる。
- CPS3 では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 バイアスがみられるが、CPS4 では軽減している。このバイアスは ECMWF の季節予報モデルである SEAS5 や UKMO の GloSea 等の多くのモデルで存在しており (Johnson et al. 2017, 2019; Martin et al. 2021)、Mayer et al. (2024) では熱帯インド洋の下層東風バイアスと関連していることを示唆している。CPS4 ではインドモンスーン循環が強いバイアスも改善しており、Mayer et al. (2024)

の示唆と整合的である。

図 4.7.11 に、夏季と冬季の 2m 気温の CPS4 と CPS3 のバイアスを示す。以下の改善および特性の変化が見られた。

- 北半球夏季の陸上の高温バイアスが改善傾向である。雲スキームの改良、特に PDF の変更で環境場の湿潤時に雲が増えたことに対応していると考えられる。
- 北半球冬季シベリアや北米東部の高温バイアスが改善した。湖モデルの改良により、冬季の湖面水温の低下、湖水密度度が増加したことや、積雪モデルの改良により降雪期～積雪期の積雪被覆率が大きくなったことと整合的である。
- カスピ海に見られるインパクトは湖モデルの改良の寄与が大きい。

気象庁では、エルニーニョ・ラニーニャ現象の監視・予測に、NINO.3(150° W-90° W, 5° S-5° N) 領域で平均した SST 偏差⁴を利用している。図 4.7.12 に、2 月初期月の NINO.3 領域に対する予測と解析の SST 偏差を示す。エルニーニョ・南方振動 (ENSO) の成熟期からの衰弱・遷移期への予測は、CPS3 に引き続き概ね予測できている。また、CPS4 では SHPC 導入等による熱帯のスプレッドの増加と関連して、スプレッドが増加傾向である。一方、エルニーニョ・ラニーニャ現象が発生していないニュートラルな時期⁵を中心に、解析とアンサンブル平均の対応が悪化傾向である。メンバー数不足によるサンプリング誤差の可能性も考えられるが、原因は分かっていない。

(10) 季節内予測検証

図 4.7.13 に、北半球 500hPa 高度 (Z500) と熱帯 200hPa 速度ポテンシャル (CHI200) のスプレッドスキルの関係を示す。中高緯度の Z500 を見ると、予報 2 週目程度までの RMSE に対する過大なスプレッドが CPS4 で改善している。この改善には初期摂動を SV 法に変更したことが一因と考えられる。スプレッドスキルの関係は CPS4 と次期全球 EPS ではほぼ同等となっている。また、熱帯の CHI200 を見ると、予報 3 日程度よりも先で RMSE に対する過小なスプレッドが CPS4 で改善している。この改善には SHPC を新たに導入したことが寄与していると考えられる。予報 2 日目程度までは、CPS4 も次期全球 EPS も RMSE に対してスプレッドが過大であるが、CPS4 の方が相対的に小さい。この違いは、CPS4 では次期全球 EPS よりも熱帯の SV の振幅を小さく設定しているためである。

図 4.7.14 に、Madden-Julian 振動 (MJO) に伴う対

流活発域が初期値にインド洋に存在する時の、大気上端外向き長波放射フラックス (OLR) 偏差のラグ時間合成図を示す。CPS4 も CPS3 と同様、予報時間が進むとともに、解析のように対流活発/不活発域が東進する傾向を概ね再現できているが、CPS4 の振幅は CPS3 や解析に比べてやや過小傾向である。次期全球 EPS は解析に比べて振幅が過小傾向にある。

(11) まとめと今後の予定

CPS4 に向けた開発項目、及びそれらを取り込んだ性能評価試験の結果について報告した。CPS4 の各過程の変更点について、概ね狙い通りの挙動やインパクトであることを確認した。また、性能評価試験の結果から、CPS3 に比べてバイアス軽減や年々変動、スプレッドスキルの関係の改善等、想定した効果が得られていること、次期全球 EPS と比べても概ね良好であることを確認した。

今後は、現業に相当する構成での評価、具体的には各月中旬初期値も含めて事例数を増やした評価、また、1 か月予報においては全球 EPS 更新時の評価方法に合わせた 13 メンバーとし、さらに初期時刻の違いも含めた評価等を行う予定である。これらの評価の結果、問題がなければ、2025 年度後半に CPS を更新する計画である。

参考文献

- Adler, R., M. Sapiiano, G. Huffman, J.-J. Wang, G. Gu, D. Bolvin, L. Chiu, U. Schneider, A. Becker, E. Nelkin, P. Xie, R. Ferraro, and D.-B. Shin, 2018: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, **9**, 138.
- 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.
- Balmaseda, M. A., D. Dee, A. Vidard, and D. L. T. Anderson, 2007: A Multivariate Treatment of Bias for Sequential Data Assimilation: Application to the Tropical Oceans. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 167–179.
- Balmaseda, M. A., K. Mogensen, and A. T. Weaver, 2013: Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 1132–1161.
- Bechtold, P., M. Köhler, T. Jung, F. Doblas-Reyes, M. Leutbecher, M. J. Rodwell, F. Vitart, and G. Balsamo, 2008: Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model: From synoptic to decadal time-scales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1337–1351.

⁴ 本稿で用いる NINO.3 の定義は実際のエルニーニョ監視速報で用いるものと若干異なる。後者の定義は中村・岩崎 (2024) を参照。

⁵ 大気海洋相互作用が相対的に弱い春にかけての予測はスプリングバリアと呼ばれ、予測可能性が相対的に低下する時期である。

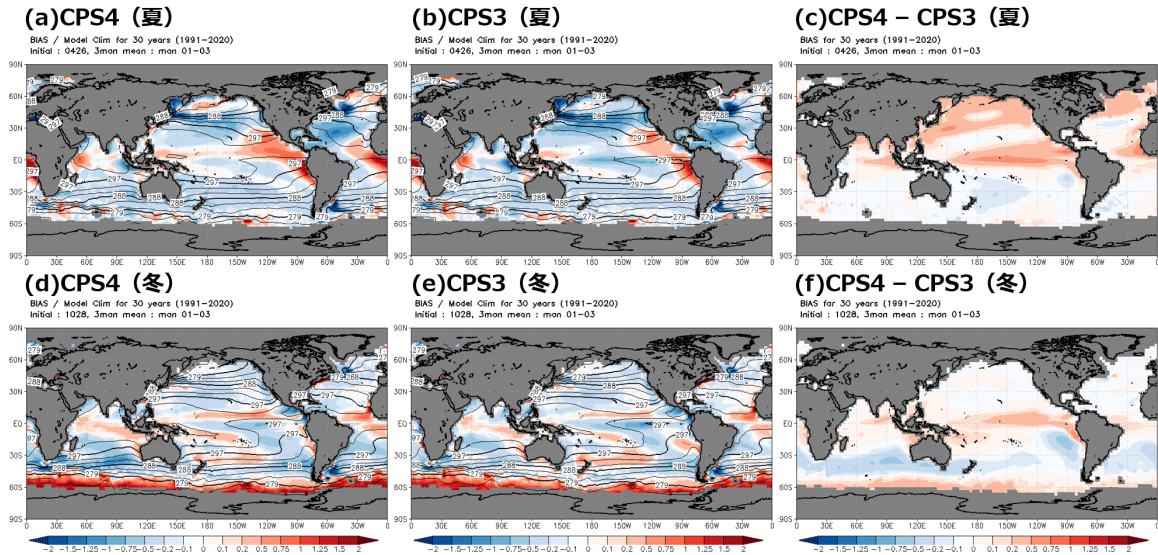


図 4.7.10 1991 年～2020 年の北半球夏季（5 月初期月 6～8 月対象; 上段）と冬季（11 月初期月 12～2 月対象; 下段）の SST のモデル気候値とバイアス。左列：CPS4、中列：CPS3、右列：CPS4 と CPS3 の差。カラー：バイアス（ただし、右列は CPS4 と CPS3 との差）、等値線：モデル気候値。単位は K。

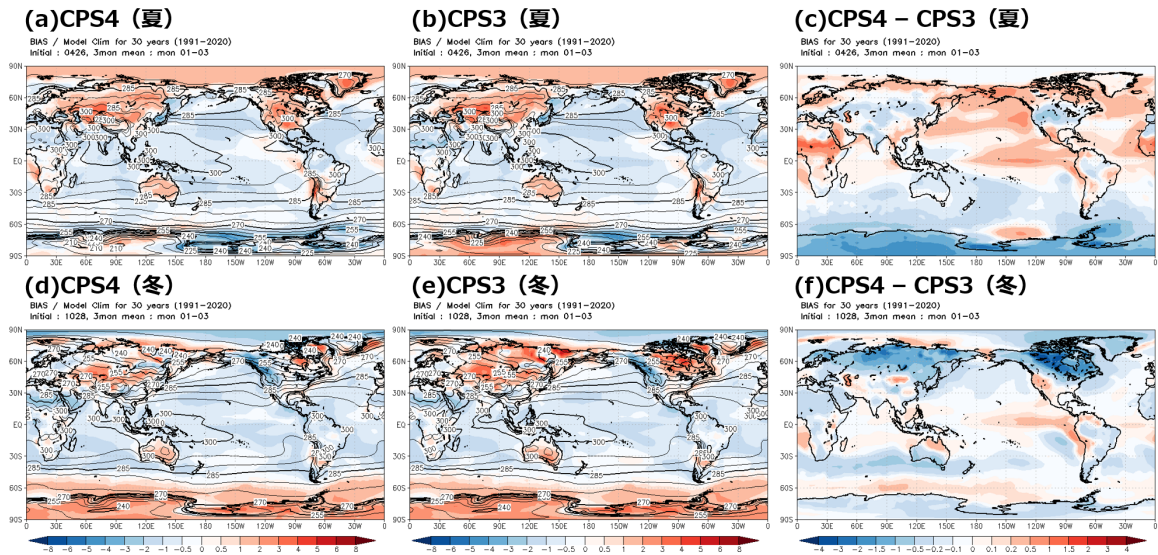


図 4.7.11 図 4.7.10 と同じ。ただし、2m 気温。

Bloom, S. C., L. L. Takacs, da A. M. Silva, and D. Ledvina, 1996: Data Assimilation Using Incremental Analysis Updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256–1271.

Bonjean, F. and G. S. E. Lagerloef, 2002: Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2938–2954.

Buizza, R. and T. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.

Calonne, N., F. Flin, S. Morin, B. Lesaffre, du S. Rol-

land Roscoat, and C. Geindreau, 2011: Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L23 501.

Chiba, J. and H. Kawai, 2021: Improved SST–shortwave radiation feedback using an updated stratocumulus parameterization. *CAS/JSC WGN Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 7–03.

Chikamoto, Y., H. Mukougawa, T. Kubota, H. Sato, A. Ito, and S. Maeda, 2007: Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04 806.

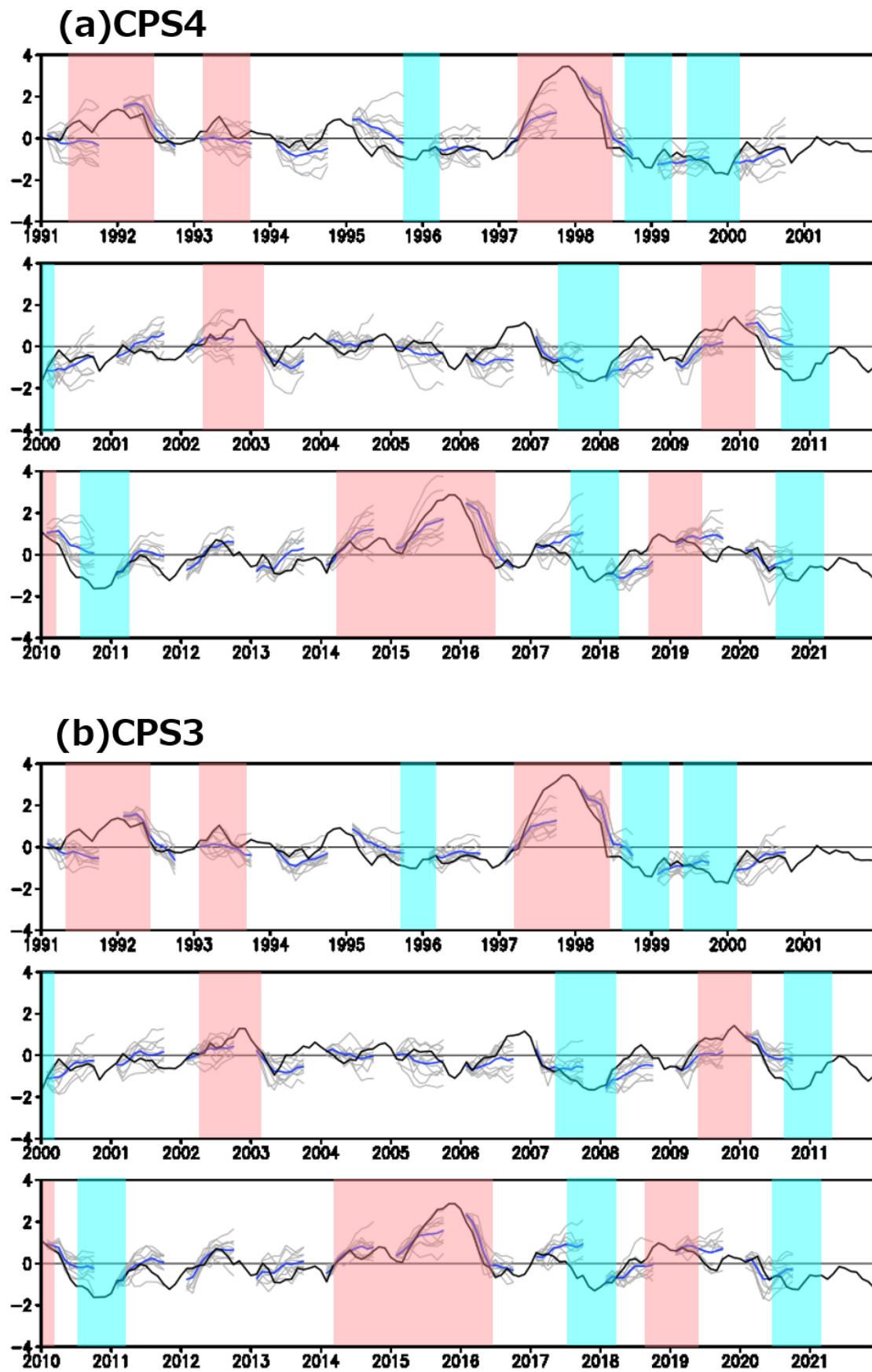


図 4.7.12 各年 2 月初期月の NINO.3 領域平均 SST 偏差時系列。(a) : CPS4、(b) : CPS3。黒線：MGDSST、青線：10 メンバーアンサンブル平均、灰色細線：各アンサンブルメンバー。赤背景：エルニーニョ現象発生期間、青背景：ラニーニャ現象発生期間。上段・中段・下段で、のりしろとして 2 年分重複して描いている。

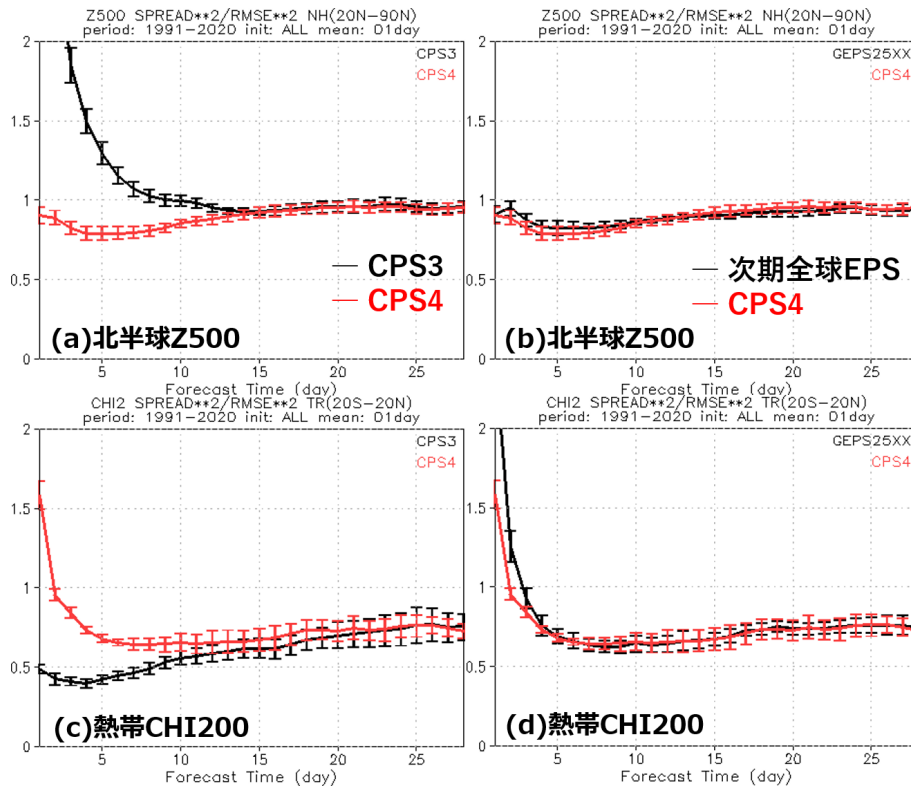


図 4.7.13 (a,b) 北半球 500hPa 高度と (c,d) 熱帯 200hPa 速度ポテンシャルのスプレッドスキルの関係。(a,c)CPS4 と CPS3 の比較。(b,d)CPS4 と次期全球 EPS の比較。エラーバーはリサンプリング回数 1000 回の bootstrap 法による 95%信頼区間。

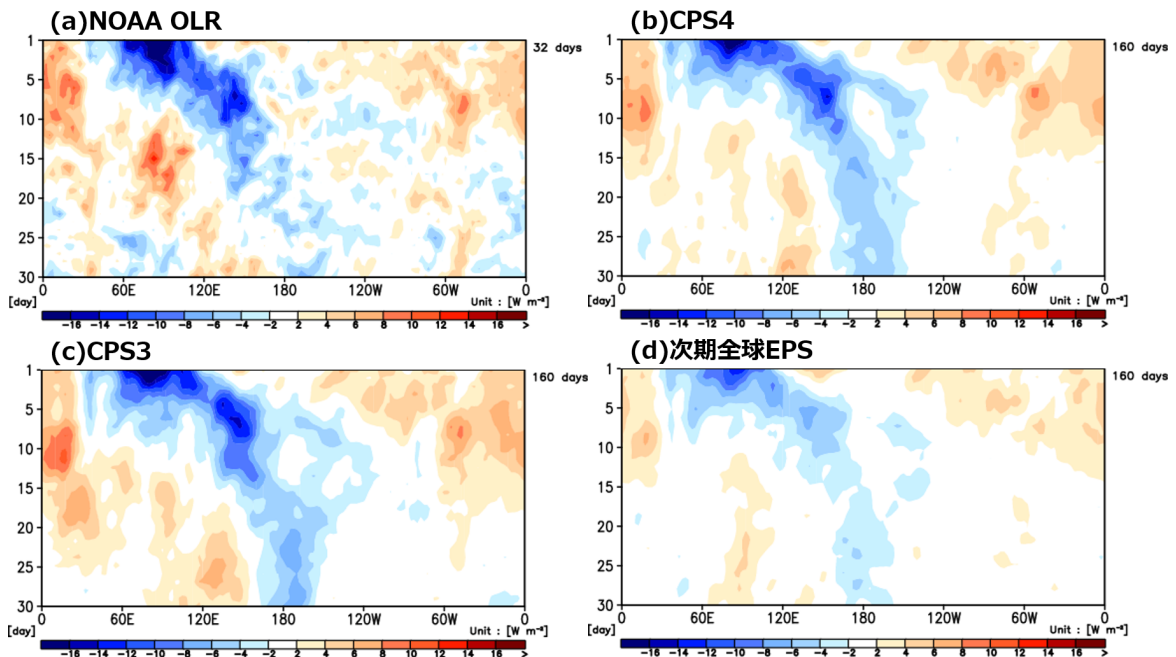


図 4.7.14 予報開始時のインド洋域 (phase3) に MJO の対流活発域があるときの OLR 偏差のラグ時間合成図。(a) : NOAA OLR 解析値、(b) : CPS4、(c) : CPS3、(d) : 次期全球 EPS。図中右の日数は合成に用いた事例の合計日数。横軸：経度、縦軸：予報時間 (日)。MJO 指数の定義は Wheeler and Hendon (2004) を参照。

Fortin, V., M. Abaza, F. Anctil, and R. Turcotte, 2014: Why Should Ensemble Spread Match the RMSE of the Ensemble Mean? *J. Hydrometeorol.*, **15**, 1708–1713.

Fujii, Y., M. Kamachi, S. Matsumoto, and S. Ishizaki, 2012: Barrier Layer and Relevant Variability of the Salinity Field in the Equatorial Pacific Estimated in an Ocean Reanalysis Experiment. *Pure Appl. Geo-*

- phys.*, **169**, 579–594.
- Fujii, Y., T. Yoshida, H. Sugimoto, I. Ishikawa, and S. Urakawa, 2023: Evaluation of a global ocean re-analysis generated by a global ocean data assimilation system based on a four-dimensional variational (4DVAR) method. *Frontiers in Climate*, **4**.
- Hirahara, S., Y. Kubo, T. Yoshida, T. Komori, J. Chiba, T. Takakura, T. Kanehama, R. Sekiguchi, K. Ochi, H. Sugimoto, Y. Adachi, I. Ishikawa, and Y. Fujii, 2023: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute Coupled Prediction System version 3 (JMA/MRI-CPS3). *J. Meteor. Soc. Japan*, **101**, 149–169.
- Hoffman, R. N. and E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus A*, **35A**, 100–118.
- 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.
- 石川一郎, 2015: 海洋データ同化システム. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, **28**, 10–15.
- JMA, 2023: Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency. URL <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2023-nwp/index.htm>.
- Johnson, S. J., A. Turner, S. Woolnough, G. Martin, and C. MacLachlan, 2017: An assessment of indian monsoon seasonal forecasts and mechanisms underlying monsoon interannual variability in the Met Office GloSea5-GC2 system. *Climate Dynamics*, **48**, 1447–1465.
- Johnson, S. J., T. N. Stockdale, L. Ferranti, M. A. Balmaseda, F. Molteni, L. Magnusson, S. Tietsche, D. Decremet, A. Weisheimer, G. Balsamo, S. P. E. Keeley, K. Mogensen, H. Zuo, and B. M. Monge-Sanz, 2019: SEAS5: the new ECMWF seasonal forecast system. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 1087–1117.
- Kawai, H., T. Koshiro, and M. J. Webb, 2017: Interpretation of factors controlling low cloud cover and low cloud feedback using a unified predictive index. *J. Climate*, **30**, 9119–9131.
- 気象庁, 2022: 季節アンサンブル予報システムの改良. 気象庁数値予報開発センター年報 (令和 3 年), 122–132.
- 気象庁, 2023: 季節アンサンブル予報システムの開発. 気象庁数値予報開発センター年報 (令和 4 年), 112–119.
- 気象庁, 2024: 季節アンサンブル予報システムの開発. 気象庁数値予報開発センター年報 (令和 5 年), 102–106.
- Komori, T., S. Hirahara, and R. Sekiguchi, 2020: Improved representation of convective moistening in JMA's next-generation coupled seasonal prediction system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4–05.
- 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. Tokuyoshi, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.
- Krinner, G., C. Derksen, R. Essery, M. Flanner, S. Hagemann, M. Clark, A. Hall, H. Rott, C. Brutel-Vuilmet, H. Kim, C. B. Ménard, L. Mudryk, C. Thackeray, L. Wang, G. Arduini, G. Balsamo, P. Bartlett, J. Boike, A. Boone, F. Chérut, J. Colin, M. Cuntz, Y. Dai, B. Decharme, J. Derry, A. Ducharne, E. Dutra, X. Fang, C. Fierz, J. Ghattas, Y. Gusev, V. Haverd, A. Kontu, M. Lafaysse, R. Law, D. Lawrence, W. Li, T. Marke, D. Marks, M. Ménégoz, O. Nasonova, T. Nitta, M. Niwano, J. Pomeroy, M. S. Raleigh, G. Schaedler, V. Semenov, T. G. Smirnova, T. Stacke, U. Strasser, S. Svenson, D. Turkov, T. Wang, N. Wever, H. Yuan, W. Zhou, and D. Zhu, 2018: ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. *Geosci. Model Dev.*, **11**, 5027–5049.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, **73**, S1–S18.
- Lellouche, J.-M., E. Greiner, R. Bourdallé-Badie, G. Garric, A. Melet, M. Drévillon, C. Bricaud, M. Hamon, O. Le Galloudec, C. Regnier, T. Candela, C. E. Testut, F. Gasparin, G. Ruggiero, M. Benkiran, Y. Drillet, and P.-Y. Le Traon, 2021: The Copernicus global 1/12° oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis. *Front. Earth Sci.*, **9**, 1–27.
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1997: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Martin, G. M., R. C. Levine, J. M. Rodriguez, and M. Vellinga, 2021: Understanding the development of systematic errors in the Asian summer monsoon. *Geosci. Model Dev.*, **14**, 1007–1035.

- Mayer, M., M. A. Balmaseda, S. Johnson, and F. Vitar, 2024: Assessment of seasonal forecasting errors of the ECMWF system in the eastern Indian Ocean. *Climate Dynamics*, **62**, 1391–1406.
- Ménard, C. B., R. Essery, A. Barr, P. Bartlett, J. Derry, M. Dumont, C. Fierz, H. Kim, A. Kontu, Y. Lejeune, D. Marks, M. Niwano, M. Raleigh, L. Wang, and N. Wever, 2019: Meteorological and evaluation datasets for snow modelling at 10 reference sites: description of in situ and bias-corrected reanalysis data. *Earth System Science Data*, **11**, 865–880.
- 中村哲, 岩崎聡子, 2024: エルニーニョ・ラニーニャ現象と天候の特徴. 令和5年度季節予報技術資料, **1**, 12–48.
- Roesch, A., M. Wild, H. Gilgen, and A. Ohmura, 2001: A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dynamics*, **17**, 933–946.
- Sakamoto, K., H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, Y. Kawakami, H. Tsujino, and G. Yamanaka, 2023: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 5 (MRI.COMv5). *Tech. Rep. MRI*, **87**.
- Shchepetkin, A. F. and J. C. McWilliams, 2005: The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, **9**, 347–404.
- Shchepetkin, A. F. and J. C. McWilliams, 2009: Computational kernel algorithms for finescale, multiprocess, longtime oceanic simulations. *Handb. Numer. Anal.*, **14**, 121–183.
- 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.
- Takaya, Y., S. Hirahara, T. Yasuda, S. Matsueda, T. Toyoda, Y. Fujii, H. Sugimoto, C. Matsukawa, I. Ishikawa, H. Mori, R. Nagasawa, Y. Kubo, N. Adachi, G. Yamanaka, T. Kuragano, A. Shimpō, S. Maeda, and T. Ose, 2018: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): atmosphere–land–ocean–sea ice coupled prediction system for operational seasonal forecasting. *Clim. Dyn.*, **50**, 751–765.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of Clouds in Large-Scale Models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3040–3061.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.
- 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). *Tech. Rep. MRI*, **80**.
- 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.
- Yonehara, H., C. Matsukawa, T. Nabetani, T. Kanehama, T. Tokuhito, K. Yamada, R. Nagasawa, Y. Adachi, and R. Sekiguchi, 2020: Upgrade of JMA’s operational global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6–19.
- Yukimoto, S., H. Kawai, T. Koshiro, N. Oshima, K. Yoshida, S. Urakawa, H. Tsujino, M. Deushi, T. Tanaka, M. Hosaka, S. Yabu, H. Yoshimura, E. Shindo, R. Mizuta, A. Obata, Y. Adachi, and M. Ishii, 2019: The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 931–965.

4.8 波浪モデル

4.8.1 はじめに

現在、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。2024 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。

4.8.2 台風ボーガスの改善

GWM・CWM は、大気モデルの解析・予測の風の中で駆動するが、台風中心付近には気象庁が発表する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場を埋め込んでいる。現状の波浪モデルにおける台風ボーガス手法にはいくつかの課題があり、改善が必要である。台風予報の 12 時間ごと (24 時間以降は 24 時間ごと) の予報円中心の緯度・経度や強度情報のみを用いてモデル内の台風進路・強度を内挿して決定しているため、その間に台風進路・強度が急激に変わるケースではその変化をモデルが十分に表現できず、波浪予報の誤差に繋がる。これを改善するためには、3 時間ごとの台風予報の情報を利用することが必要であり、既にこれらの情報を利用している高潮モデルの台風ボーガス手法を参考に、波浪モデルの台風ボーガス手法の改修作業を進めている。また、現状の波浪モデルの台風ボーガス手法は、格子ごとに GSM か台風ボーガスによる風かを選択する手法であり (気象庁 2024)、波浪モデルに入力される風の分布が不自然になりやすいという課題がある。高潮モデルの台風ボーガス手法は、この課題にも対応可能である。今後は、長期間の統計検証を行い、本改修の有効性を確認したのち、ルーチン変更に向けた準備を進める計画である。また、現状の台風ボーガス手法では、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、あたかも台風が二つ存在するような気象場になる場合がある。これは高潮モデルにおける台風ボーガス手法でも問題となっており、引き続き開発を進めているところである (第 4.9 節)。これについ

ても、高潮モデルの改善を参考に、波浪モデルの台風ボーガス手法改善に向けた調査を進める方針である。

4.8.3 利用衛星データの品質向上と未利用衛星データの利用

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¹。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。2024 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 波高データの結果との比較を進めている。図 4.8.1 は、現行ルーチンによる 4 衛星の Level2 波高データ及び利用検討中の 8 衛星の Level3 波高データによる波浪データ同化の結果である。利用衛星数が増えることでデータ同化結果が大きく変わることが分かる。データを Level3 に切り替え、利用する衛星データを増やすことは、データ同化に利用する衛星データを継続的・安定的に確保することに繋がり、また、波浪モデルの予測精度向上に繋がると期待される。

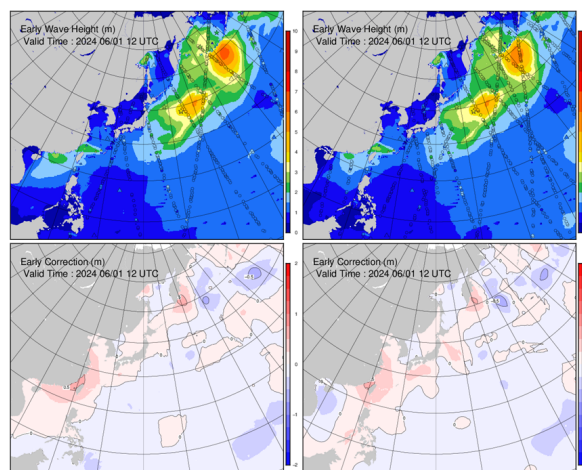


図 4.8.1 2024 年 6 月 1 日 12UTC における 4 衛星 Level2 波高データ (左列) と 8 衛星 Level3 波高データ (右列) による波浪データ同化結果の比較。上段は同化された有義波高 (カラー) と衛星による観測値 (丸印)、下段は同化による波高修正量 (カラー) を示す。

¹ https://data.marine.copernicus.eu/product/WAVE_GLO_PHY_SWH_L3_NRT_014_001/description

参考文献

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.

気象庁, 2024: 波浪モデル（全球・沿岸）. 数値予報解説資料集（令和 5 年度）, 気象庁 情報基盤部, 173–184.

4.9 高潮モデル

4.9.1 はじめに

気象庁は、高潮警報・注意報等の防災情報提供のために、台風や発達した低気圧によって引き起こされる高潮を予測する日本域高潮モデル(林原 2011)を運用しているほか、「早期注意情報(警報級の可能性)」(杉本・木下 2016)に必要な5日先までの確率的高潮予測を行うための日本域台風時高潮確率予報システム(日本域高潮 PFS)を、2022年8月から運用している(気象庁 2023)。また、WMOの高潮監視スキーム(Storm Surge Watch Scheme)の枠組みで ESCAP/WMO 台風委員会の加盟国気象機関に高潮予測情報を提供するため、アジア域高潮アンサンブル予報システム(アジア域高潮 EPS)を運用している(気象庁 2023)。2024年は、台風ボーガスの改善や水平高解像度化・高速化、潮汐スキームの導入に向けた開発を進めたほか、非台風時の高潮早期注意情報に向けた調査を行った。以下では、2024年の進捗の一部を紹介する。

4.9.2 Vortex relocation

2024年は、台風ボーガス改善の一環として、台風ボーガス起動条件の統一の変更を行った(2章)。ここでは昨年から継続している vortex relocation の開発進捗について解説する。現行の日本域高潮モデル、アジア域高潮 EPS は共に、GSM や MSM 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(図 4.9.1)。2024年までに vortex relocation 手法の試作版を開発し、実際の台風事例に適用して動作確認している。

4.9.3 非構造格子有限体積法モデル

現状の日本域高潮モデルや日本域高潮 PFS では、アダプティブメッシュという格子系を採用している(気象庁 2024)。この格子系では、沿岸付近を高解像度、外洋で低解像度で高潮計算を行うことにより、計算機資源を節約することができる(図 4.9.2 上段)。一方で、アダプティブメッシュでは、格子サイズが不連続に変化するため、その境界上で数値振動を抑えるための処理が必要になるほか、MPI 化による高速化が難しいとい

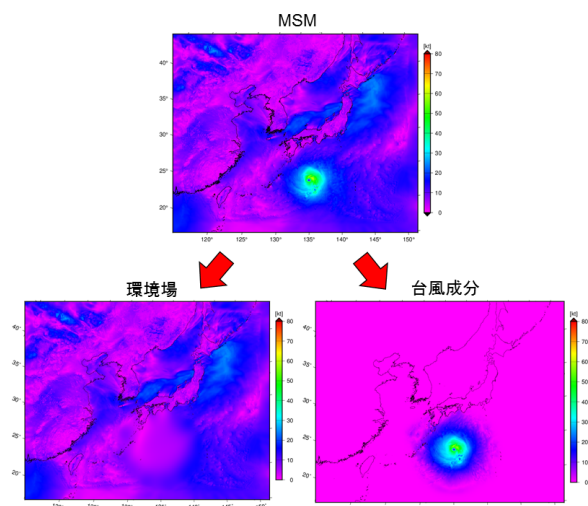


図 4.9.1 Vortex relocation の例。ここでは MSM の地上流速の場 [kt] を台風成分と環境場に分離している。

うデメリットがある。これらへの対応策として、非構造格子有限体積法モデルの開発を進めている。図 4.9.2 の下段に示すのは、日本域を対象に開発中の非構造格子有限体積法モデルの格子である。モデル領域は有限個の三角形で分割され、各三角形に対し有限体積法を適用して予報方程式を解くというものである。三角形の形状や大きさは柔軟に変えることが可能で、沿岸域は高解像度で計算しつつ、外洋に向かって連続的に低解像度に行うことができる。また、非構造格子の MPI 化は、アダプティブメッシュに比べて容易であるというメリットがある。この非構造格子有限体積法モデルを日本域高潮モデルや日本域高潮 PFS に導入するため、試作版の開発や動作確認を行っているところである。

4.9.4 潮汐スキーム

現行の気象庁高潮モデルでは、天文潮位を別途計算し、予測される潮位偏差(高潮)に加算して潮位を算出している。しかし、実際は天文潮位が高潮に影響を与えるため、現象によっては線形に足し合わせるのでは良い近似とならない場合がある。この相互作用は、高潮モデルに潮汐スキームを導入し、潮汐を直接計算することにより取り込むことができる。潮汐の計算は高潮計算と同じく、基礎方程式は浅水長波方程式であり、外力として起潮力と Self-Attraction and Loading (SAL) 項¹を入力し、領域モデルの場合は別の潮汐モデルで計算された潮汐を側面境界から与えることで計算することが可能である。2023年は潮汐スキームの導入可能性調査を行った。2024年はスキームの開発や動作確認に着手した。図 4.9.3 は、大浦(有明海)における天文潮位計算の例で、潮汐スキームにより計算した天文潮位が実際の天文潮位を概ね良く表現していることが分かる。ここでは SAL 項及び潮汐の側面境界値と

¹ 海水の荷重による海底変形とそれに伴う質量分布変化・重力変化、海水の自己重力の効果を表す。

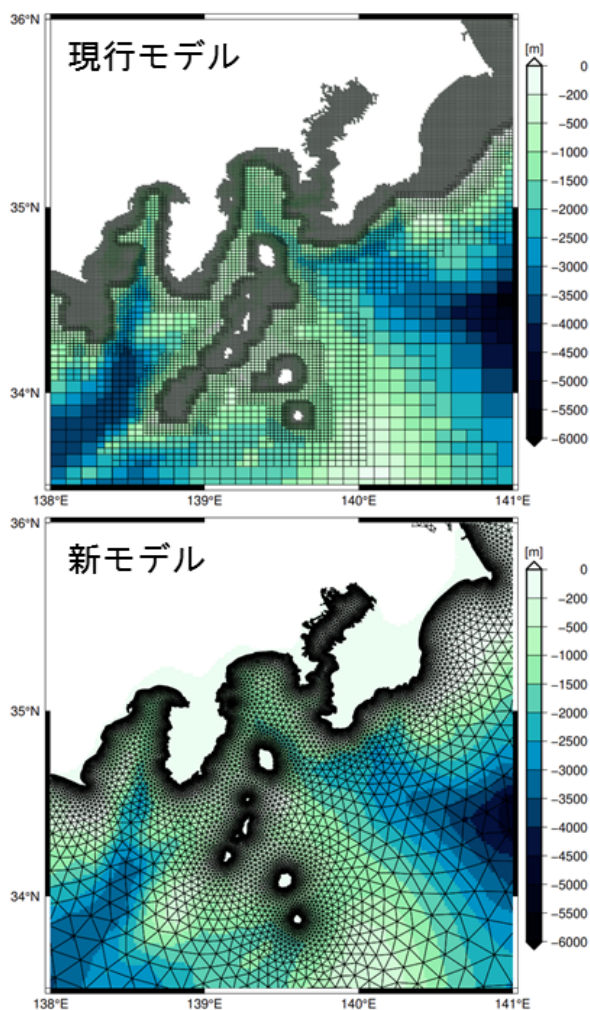


図 4.9.2 ルーチン高潮モデル（上）と非構造格子高潮モデル（下）の格子比較。カラーは水深 [m] を表す。

して FES2022²を使用した。

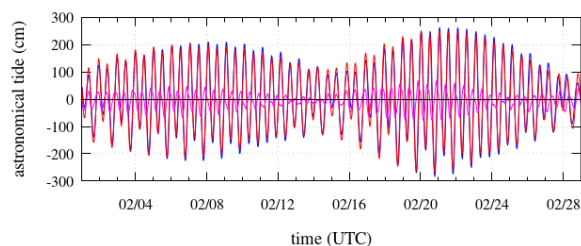


図 4.9.3 大浦（有明海）における観測潮位 [cm]（青線）と潮汐スキームにより計算された天文潮位 [cm]（赤線）。マゼンタの線は後者-前者の差。SAL 項及び側面境界値には FES2022 による主要 8 分潮と 11 種類のマイナー分潮を利用。

参考文献

- 林原寛典, 2011: 気象庁の高潮数値予測モデルについて. 天気, **58**, 235–240.
- 気象庁, 2023: 高潮モデル. 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, 130.
- 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.
- 杉本悟史, 木下信好, 2016: 「警報級の可能性」の経緯と目的. 量的予報技術資料（平成 27 年度予報技術研修テキスト）, 気象庁予報部, 61–62.
- 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.

² "The FES2022 Tide product was funded by CNES, produced by LEGOS, NOVELTIS and CLS and made freely available by AVISO". CNES, 2024. FES2022 (Finite Element Solution) Tidal model (Version 2024) [Data set]. CNES. <https://doi.org/10.24400/527896/A01-2024.004>

4.10 日本沿岸海況監視予測システムの開発

4.10.1 はじめに

数値予報課では、日本周辺の詳細な海況・海水情報提供のため日本沿岸海況監視予測システム（以下、MOVE-JPN。JMA 2024）を現業運用している。現在、海面高度偏差同化での新規衛星 Sentinel-6 Michael Freilich の追加、海面フラックス計算の修正、解析システムの北太平洋モデルで水温・塩分の移流スキームにより夏季の長江河口で水温が異常に低下する不具合の修正、予測システムの全球・北太平洋モデルの双方向ネスティング境界での海水移流の見直しと日本近海モデルの非現実的な外部重力波の発生を抑えるための順圧計算の見直しの対処を計画している。今般、これらの変更を合わせた業務化試験を行った。ここではその概要を報告する。

4.10.2 改良・変更項目

解析システム

- 海面高度偏差同化で利用する衛星高度計の観測データを継続して安定的に確保するため新規衛星 Sentinel-6 Michael Freilich（別名 Sentinel-6A）を追加（現ルーチンでは Cryosat-2、Jason-3、SARAL、Sentinel-3A/B、HaiYang-2B を利用）
- 北太平洋モデルで水温・塩分の移流スキームにより夏季の長江河口で水温が異常に低下する不具合を修正するため、流入する河川水の淡水フラックスが大河川でみられる 0.002cm/s を超える格子では移流スキームを QUICK 法¹から上流差分に切り替えるように変更
- 海面フラックス計算について、大気強制力として与える海上気温・比湿の高度を 10m として扱っていたものを 2m へ修正、及び全球予報の 1 時間平均短波・長波放射フラックスをそのまま 3 時間平均値として扱っていたものを前 3 時間の 1 時間平均値を用いて 3 時間平均値へ変換するように修正

予測システム

- 全球・北太平洋モデルの双方向ネスティング境界での海水移流で、保存性を満たすため海水の量が微小な負として求まった際に 0 に置き換える処理について処理が不足していた点の改修等により計算安定性を改善
- 日本近海モデルでの非現実的な外部重力波の発生を抑えるため、順圧計算で与える鉛直積算流速時間変化率として時間補外値の利用をやめ現在値を使用するように変更し計算安定性を改善
- 海面フラックス計算の修正（解析システムと共通）

¹ 上流側 2 点と下流側 1 点の計 3 点を使用する高次差分スキーム

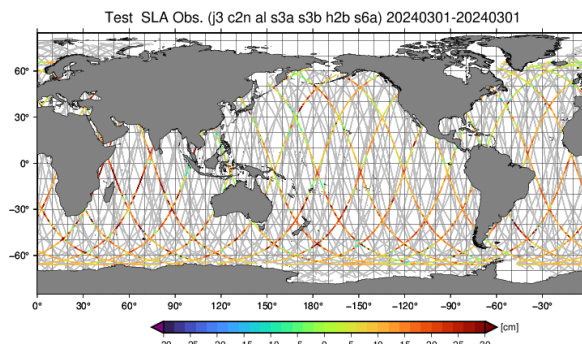


図 4.10.1 2024 年 3 月 1 日を対象とした衛星高度計のカバレッジマップ。カラーは Sentinel-6 Michael Freilich の観測データ（海面高度偏差、単位は cm）。灰色は現ルーチンですでに利用している衛星高度計の観測データ。

4.10.3 試験結果

2023 年 4 月から 2024 年 3 月を対象期間として解析システムと予測システムの業務化試験（TEST）を実行した。現ルーチン相当の実行結果（CNTL）に対して以下の改善が見られた。

解析システム

- Sentinel-6 Michael Freilich の追加によって TEST の衛星高度計観測データのカバレッジは CNTL に対して 10% 程度広がった（図 4.10.1）。
- 北太平洋モデルの夏季の長江河口で水温が異常に低下する不具合が解消された（図 4.10.2）。この不具合による低温化の影響は河口近傍にとどまっており、周囲の海域への影響は限定的だと考えられる。
- 北太平洋モデル計算領域全体を対象とした現場観測水温（単位は $^{\circ}\text{C}$ ）に対する検証では、 1m 深では TEST と CNTL の MSE の差は最大で 0.01 程度と小さく解析精度は中立であった（図略）。また 100m 深と 400m 深では MSE の変化はそれぞれ最大で 0.08 、 0.02 程度で、春から夏にかけて悪化、秋から冬に改善し年間では中立であった（図略）。

予測システム

- 日本近海モデルの計算安定性について、潮汐による水位変化を除外した傾圧 1 ステップあたりの海面水位変化の絶対値を確認したところ、CNTL では非現実的な外部重力波が卓越した事例で 200cm を超過したが、TEST では実験期間中に最大でも 60cm 程度にまで抑制された（図 4.10.3）。
- 北太平洋モデルの 31 日予測において海面の現場観測水温に対する高温バイアスが低減し、TEST の誤差は CNTL より減少した（図 4.10.4）。これには海面フラックス計算の修正が主に寄与していると考えられる。 100m 深の水温への影響は中立であった（図略）。

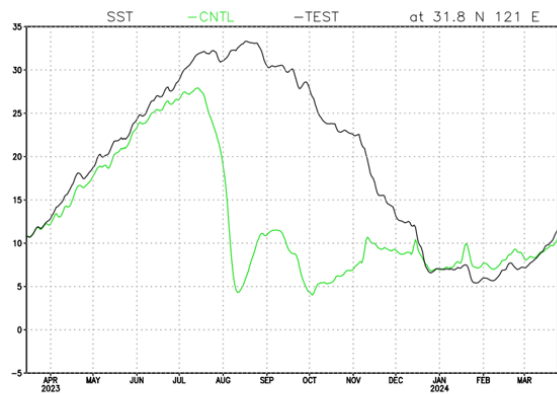


図 4.10.2 解析システム（北太平洋モデル）の長江河口にあたる格子点における、実験期間中の 1m 深水温（単位は °C）の時系列。TEST は黒線、CNTL は緑線。CNTL では夏から秋にかけて異常な水温の低下がみられるが、TEST にはみられない。

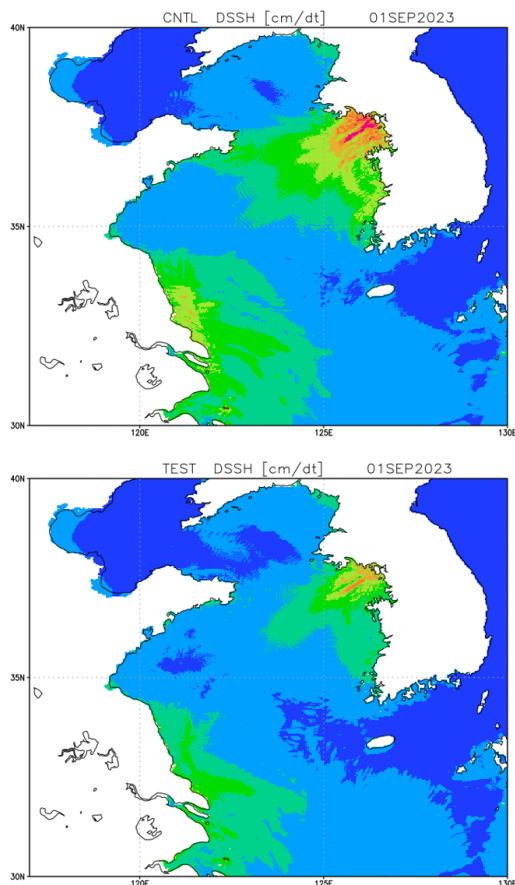


図 4.10.3 CNTL で黄海において非現実的な外部重力波が卓越した事例（2023 年 9 月 1 日）の、傾圧 1 ステップあたりの海面水位変化の絶対値の日最大値（単位は cm）。予報時刻はインクリメンタル解析更新（IAU）法が適用される解析期間内の 1 日予報。上図は CNTL、下図は CNTL と同じ初期値から TEST の改良を適用した予測システムを実行した結果。CNTL では特に朝鮮半島の沿岸で値が大きく、非現実的な外部重力波に対応している。TEST の改良を適用することにより値が抑えられている。

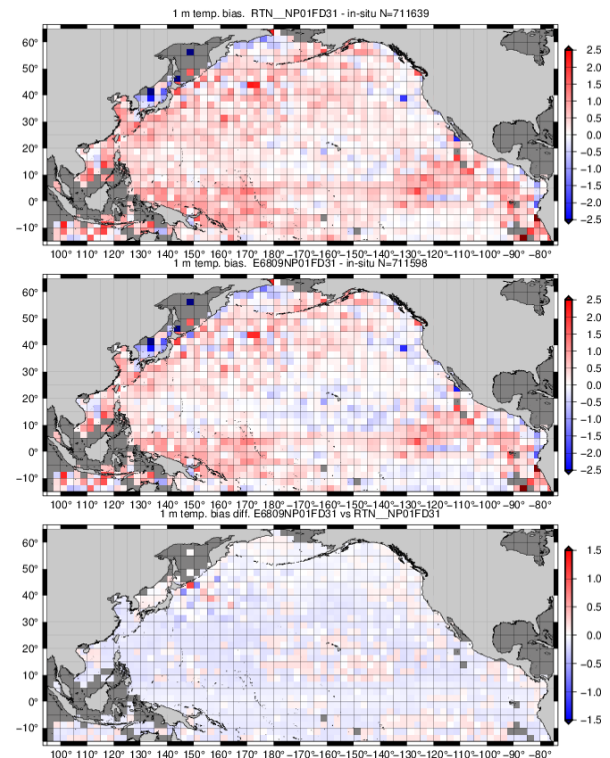


図 4.10.4 予測システム（北太平洋モデル）の 31 日予報について、海面の現場観測水温に対する検証結果（実験期間平均）。上から CNTL のバイアス（°C）、TEST のバイアス（°C）、TEST のバイアスの絶対値から CNTL のバイアスの絶対値を差し引いたもの（°C）。下段は青がバイアスの改善、赤が悪化を意味する。

4.10.4 まとめ

MOVE-JPN に対して、海面高度偏差同化での衛星高度計の追加、計算安定性の向上や不具合の修正を行った結果、現ルーチンと比べて同程度以上の精度であることが確認できた。このことから、上記の改良の現業化を令和 6 年度中に行う予定である。

参考文献

JMA, 2024: *Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency*. Japan, 262 pp., (Available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2024-nwp/index.htm>).

4.11 線状降水帯予測の検証

4.11.1 はじめに

我が国では、線状降水帯による大雨によって甚大な災害が毎年のように発生している。平成30年8月の交通政策審議会気象分科会提言「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」では、2030年を目標として、半日程度前から線状降水帯の発生・停滞等に伴う集中豪雨をより高い精度で予測することが示された。気象庁は本提言に沿って、平成30年10月に「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」を策定し、線状降水帯の発生・停滞の予測精度向上により、集中豪雨の可能性を高い確度で予測し、特に、明るいうちからの避難など、早期の警戒と避難を可能とすることを重点目標の一つとした。その中で、令和2年7月豪雨(気象庁2020)では線状降水帯が九州で多数発生し、甚大な被害が生じた。気象庁は線状降水帯の予測精度向上を喫緊の課題として認識し、設定された目標を達成できるよう、できる限りの方策を立てて、全庁的な体制で開発を加速させて取り組んでいくこととした(気象庁2021)。

このような状況下において、気象庁は気象庁業務評価レポート(令和4年度版)¹において、数値予報における線状降水帯の予測精度を客観的に測定する指標として「線状降水帯予測の捕捉率」を新たな業績指標として登録し、数値目標の達成に向けて数値予報システムの改善等の取り組みを鋭意進めている。

線状降水帯予測の業績評価の指標では、数値予報による線状降水帯の予測について「条件²を満たす降水域の出現の有無」に注目した検証を実施している。一方で、「外れ(現象あり、予測なし)」とされる事例でも、「降水量が閾値未満」、「形状が条件を満たさない」、「検証対象時刻と異なる予報時間に線状降水帯を予測」など、予測が外れたとする理由は様々である。線状降水帯の条件を満たさないとしても周辺には強い降水を予測していることも考えられる。数値予報の現状・課題を多面的に把握するためには、線状降水帯の出現の有無に加え、線状降水帯予測で注目したい要素(線状降水帯の実況との距離、降水量の差など)を考慮した客観的な指標を用いて、数値予報モデル間の性能比較や誤差特性を把握することも重要である。

本節では、線状降水帯予測の評価の一環として検討している降水の位置ずれを考慮した評価指標およびそれを用いた検証結果の例について報告する。

¹ https://www.jma.go.jp/jma/kishou/hyouka/hyouka-report/r04report/r04report_index.html

² 前3時間降水量が100mm以上の降水域で、面積が500km²以上、長軸短軸比(アスペクト比)2.5以上、前3時間積算降水量最大値が150mm以上となるものを条件としている。

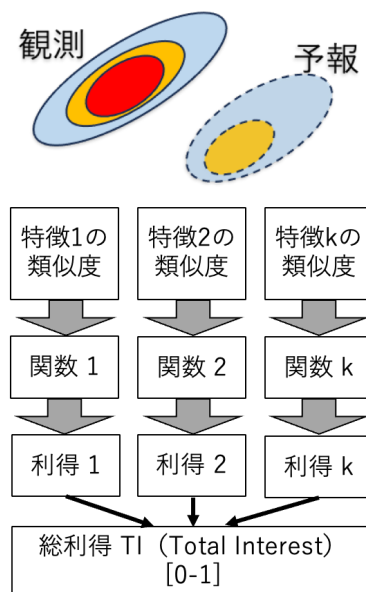


図 4.11.1 MODE 法に基づいた検証手法の概要。

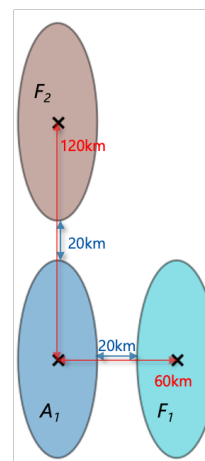


図 4.11.2 仮想的な線状降水帯の観測(A_1)および予測(F_1 , F_2)の位置関係の例。青色矢印は観測と予測の最短距離、赤色矢印は観測と予測の重心間距離を示す。

4.11.2 線状降水帯の位置ずれを考慮した評価指標

本節で示す評価指標においては、「線状降水帯」とは以下に示すような様々な特徴量をもった降水イベントとみなす。

- 降水強度(最大降水量、平均降水量など)
- 時間的特徴(発生時刻、持続時間など)
- 空間的特徴(面積、中心位置、重心位置、長さ、アスペクト比など)

ここでは、これらの特徴量を用いて総合的な類似度をスコア化し、検証に用いるオブジェクトベースの代表的な評価手法であるMODE(Method for Object-based Diagnostic Evaluation)法(Davis et al. 2009)を参考に、降水の位置ずれの影響について着目した指標を作成した(星野 2024)。検証手法の概要を図 4.11.1 に示す。具体的な手順は以下の通りである。

- (a) 観測値／予報値の降水量分布から、条件にあった降水域を抽出し、それぞれ A_i , F_j ($i = 1, \dots, n$; $j = 1, \dots, m$) とする。ここで、 A は観測による降水域、 F は予報による降水域を示し、 n は条件に合った観測による降水域の総数、 m は条件に合った予報による降水域の総数を示す。
- (b) A_i , F_j の組み合わせに対して、距離や降水量の差などの注目したい要素ごとに、その値から類似度を表す利得 (Interest) I_p ($p = 1, \dots, k$) を算出する。ここで、 k は利得を算出する要素の総数を示す。 I_p は $[0,1]$ の範囲を取り、 I_p の算出には両者の適合度が高くなると 1 に近づくような利得関数を設計して用いる。
- (c) I_p ($p = 1, \dots, k$) それぞれについて設定した重み C_p ($p = 1, \dots, k$) をかけた値を積算し、その総和を A_i と F_j の総利得 (Total Interest; TI_{ij}) とする。
- (d) TI_{ij} が別途設定した閾値を超えた場合、 A_i と F_j は対応 (適中) しているとみなす。

今回作成した指標では位置ずれに着目した。図 4.11.2 に示す仮想的な線状降水帯の例において、観測と予測の降水域の最短距離は予測 F_1 、予測 F_2 ともに 20 km と等しい一方で、重心間距離は予測 F_1 で 60 km、予測 F_2 で 120 km であり、位置関係からは予測 F_1 の方が適中度が高くなる指標が望ましい。このような状況を考慮のうえ、予測を適切に評価可能とする要素として、降水域間の最短距離、降水量の重心間距離などの要素を選択し、スコア算出における重み付けを考慮した。今回作成した指標に用いた要素と重みを表 4.11.1 に示す。ここで、指標に用いた要素の一つである IOU (Intersection Over Union) は、2つの領域 (ここでは観測と予測) がどれだけ重なっているかの指標値 (0-1) である (図 4.11.3)。指標の算出に用いる利得関数は図 4.11.4 の通りとし、 TI の閾値 (適中とみなす値) は 0.5 に設定した。関数、閾値は従来の業績指標による捕捉率の結果と比較し調整した。図 4.11.2 の例で F_1 及び F_2 の TI を計算すると、それぞれ式 (4.11.1)、式 (4.11.2) のとおりとなる。

要素	値の有効範囲	重み
最短距離	0-100[km]	0.4
降水量の重心間距離	0-150[km]	0.5
IOU	0-1 (0.5 以上は 1 とする)	0.1

$$IOU = \frac{\text{観測と予測の領域の共通部分}}{\text{観測と予測の領域の和集合}}$$

IOU = 0.24 / 2.24 = 0.11 共通部分=0.24 和集合=2.24

図 4.11.3 指標算出に用いる要素 IOU (Intersection Over Union) の計算例。

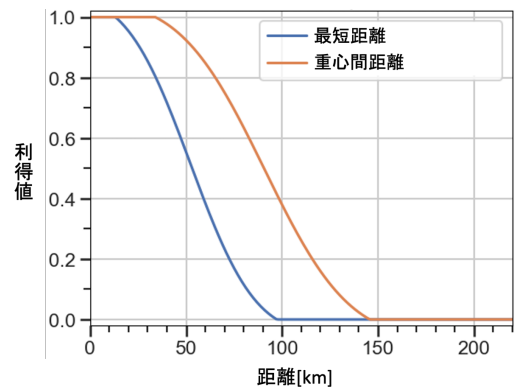


図 4.11.4 指標算出に用いる最短距離、降水量の重心間距離それぞれに対応する利得関数。

$$\begin{aligned}
 TI(F_1) &= I_1 \times C_1 + I_2 \times C_2 + I_3 \times C_3 \\
 &= 0.96 \times 0.4 + 0.85 \times 0.5 + 0 \times 0.1 \\
 &= 0.809
 \end{aligned}
 \tag{4.11.1}$$

$$\begin{aligned}
 TI(F_2) &= I_1 \times C_1 + I_2 \times C_2 + I_3 \times C_3 \\
 &= 0.96 \times 0.4 + 0.17 \times 0.5 + 0 \times 0.1 \\
 &= 0.469
 \end{aligned}
 \tag{4.11.2}$$

ここで、 I_1 は最短距離の利得値、 C_1 は最短距離に対する重み、 I_2 は重心間距離の利得値、 C_2 は重心間距離に対する重み、 I_3 は IOU の利得値、 C_3 は IOU に対する重みである。 TI の閾値 (適中) とみなす値を 0.5 に設定した場合、予測 F_1 ($TI = 0.809$) は適中、予測 F_2 ($TI = 0.469$) は外れとなる。

4.11.3 検証結果の例

4.11.2 節で定義した指標を用いての TI 算出例を図 4.11.5 に示す。この例では、観測された線状降水帯 A_1 に対して、MSM による予測 (M_1) および LFM による予測 (L_1) の TI はそれぞれ 0.590 および 0.400 で、観測と予測の類似度は M_1 の方が高い。また、 TI が適中とみなす閾値を 0.5 と設定した場合、 M_1 は適中となる一方、 L_1 は観測と対応しないものとみなされる。このように、評価指標 TI を用いることにより、線状降水帯予測の数値予報モデル間の性能比較を客観的に行うことが可能となる。

その他の検証例として、数値予報モデルによる線状降水帯予測の位置ずれをどの程度許容するかにより、線状降水帯予測の捕捉率がどのように変わりうるかを図 4.11.6 に示す。また、線状降水帯の条件を満たさないとしても周辺には強い降水を予測しているような状況も考慮し、線状降水帯の検出条件のうち、最大降水量を 150 mm/3h から 130 mm/3h、面積を 500 km² か

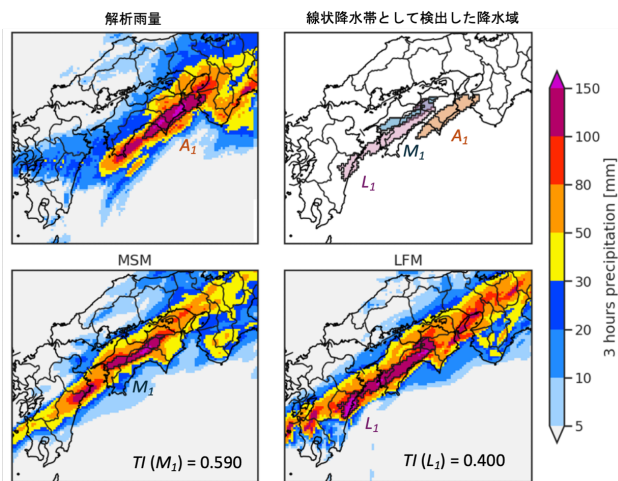


図 4.11.5 線状降水帯予測の TI 算出例。対象時刻は 2023 年 6 月 2 日 12 時の実況資料と $FT=12$ の予測結果を示す。左上は解析雨量、左下は MSM、右下は LFM の前 3 時間降水量を示し、それぞれの図で A_1 , M_1 , L_1 で示した降水水域は線状降水帯として検出した降水域を示す。右上は線状降水帯として検出した降水域をまとめて示す。また左下、右下の図では、 M_1 , L_1 で示した降水域の予測についての TI 値を示す。

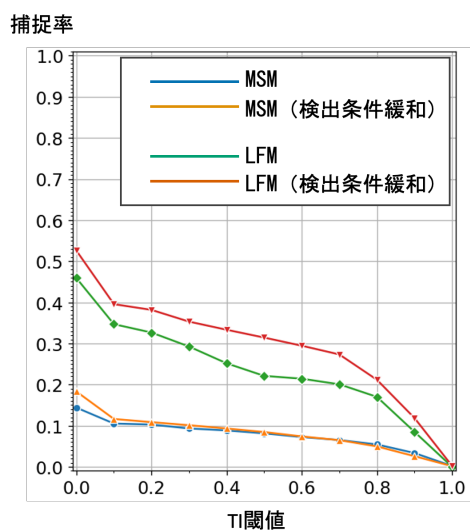


図 4.11.6 TI の閾値を変えた場合の捕捉率の変化 ($FT=15$)。検証期間は MSM は 2014 年-2024 年の 5-10 月、LFM は 2023 年 6-10 月および 2024 年 5-10 月。MSM、LFM それぞれについて、最大降水量、面積およびアスペクト比の線状降水帯検出条件を緩和した場合の結果も示す。

ら 450 km^2 、アスペクト比を 2.5 から 2.3 に引き下げ、条件を緩和した場合の結果も参考として併せて示す。 TI の閾値設定によって幅はあるものの、 TI 閾値 0.5 あたりでみると、今回用いた設定では MSM の捕捉率は 0.1 程度、LFM の捕捉率は 0.2 から 0.3 程度であることが分かる。

4.11.4 まとめ

本節では線状降水帯予測の評価の一環として検討中の、降水の位置ずれを考慮した評価手法の内容とその検証結果の例について示した。今回示した検証手法は考慮に入れる要素の選択や利得関数の設定などに任意性があるものの、線状降水帯予測の数値予報モデル間の性能比較を位置ずれを考慮の上で客観的に行うことが可能となる。今後、検証事例をさらに蓄積するとともに、線状降水帯予測の時刻ずれの考慮やアンサンブル予報の検証への応用など、数値予報モデルの特性把握に有用な評価手法の検討を引き続き進めていく。

参考文献

- Davis, Christopher A., Barbara G. Brown, Randy Bullock, and John Halley-Gotway, 2009: The Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE) Applied to Numerical Forecasts from the 2005 NSSL/SPC Spring Program. *Weather and Forecasting*, **24**, 1252 – 1267, doi:10.1175/2009WAF2222241.1.
- 星野俊介, 2024: 位置ずれ等を考慮した線状降水帯予測の検証. 日本気象学会 2024 年度 秋季大会予稿集, A366.
- 気象庁, 2020: 令和 2 年 7 月豪雨. 災害をもたらした気象事例 令和 2 年 8 月 11 日, (Available online at https://www.data.jma.go.jp/stats/data/bosai/report/2020/20200811/jyun_sokuji20200703-0731.pdf).
- 気象庁, 2021: 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ (第 1 回会合). 線状降水帯の予測精度向上に向けた取組み状況と課題, (Available online at <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/senjokousuitai.WG/part1/part1-shiryo3.pdf>).