

4.11 季節アンサンブル予報システムの改良

4.11.1 はじめに

気象庁は季節予報の基礎資料を作成するため、季節アンサンブル予報システムを運用している。本節は2022年2月から運用を開始した新しいシステム JMA/MRI-CPS3 (Japan Meteorological Agency / Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 3; 以降 CPS3) の仕様と予測精度について報告する。

季節予報が対象とする現象の多くは、大気と海洋をはじめとする地球システム要素間の相互作用を通じて変動するため、予測システムでもこれらの相互作用を考慮することが重要である。気象庁における大気-海洋結合予測システムの現業利用は、1998年7月に運用を開始したエルニーニョ予測モデル (JMA-CGCM) から始まる (吉川ほか 2016)。当初は熱帯域のエルニーニョ-ラニーニャ現象 (ENSO) に焦点を絞ったシステムとしてスタートしたが、その後、計算機性能の向上に合わせて予測精度の改善を図り、2008年には日本を含んだ全球域の季節予測を兼ねる JMA/MRI-CPS1 (Takaya et al. 2017) の導入に至った。本節で記述する CPS3 は、それから三代目の季節予測システムにあたる。

2015年6月から運用していた旧システム JMA/MRI-CPS2 (Takaya et al. 2018; 以降 CPS2) と比較すると、大気・海洋モデルの高解像度化や物理過程の改善等により系統誤差が大きく改善している。再予報の大気初期値や大気強制力には最新の長期再解析データセット JRA-3Q (Kobayashi et al. 2021) を使用し、海洋初期値作成に用いる全球海洋データ同化システムには現業機関としては世界に先駆けて4次元変分法を導入した。また、ユーザーが予測結果をより利用しやすくなるよう、システム運用スケジュールの見直しも加わった大規模なシステム更新となっている。

第4.11.2項では、CPS3のシステムの概要を紹介し、第4.11.3項は再予報による性能評価の結果を報告する。第4.11.4項では、まとめと今後の課題について述べる。

4.11.2 システム概要

CPS3は予測モデルに大気-陸面-海洋-海氷結合モデルを用いたアンサンブル予報システムである。図



図 4.11.1 CPS3 概要

4.11.1 は CPS3 の処理の概要を示し、表 4.11.1 では仕様の詳細を CPS2 と比較する。

システムの処理内容は、予測モデルの初期化と予測計算の2つに分けることができる。初期化部分では、大気初期摂動、地表面初期値および海洋の初期値・初期摂動を作成する。なお、大気初期値・外力には事前に作成された JRA-3Q および全球速報解析 (GA) を利用する。予測計算には、季節予報に適するよう改良・調整を加えた気象庁全球大気モデル (GSM; JMA 2019) および気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM; Tsujino et al. 2017) を利用する。2つのモデルは、結合ライブラリー (SCUP; Yoshimura and Yukimoto 2008) を用いて1時間毎に1回、海面・海水面の物理量を交換しながら予測計算を進める。

(1) 大気・陸面モデル

大気・陸面モデルの基本バージョンには2020年3月に現業化された GSM2003 (Yonehara et al. 2020) を利用する。水平解像度は TL319 (≈55km)、鉛直層数は100層に設定し、CPS2 で利用していた TL159 (≈110km) 60層と比べて水平・鉛直方向ともに高解像度化させ、モデルトップも 0.1hPa から 0.01hPa に引き上げている。また、CPS2 のベースである GSM1011 (JMA 2013) から GSM2003 へのバージョン更新に伴って、種々の力学や物理過程の改良 (Yonehara et al. 2014, 2017, 2018, 2020) が取り込まれている。陸面過程は積雪の層構造や被覆率を考慮できるように改良された。土壌温度・水分を表現する鉛直層も多層化され、日変化の表現が改善している。海氷面のアルベドは、それまで考慮されていなかった海氷厚や氷上積雪によるアルベドの変化 (Hunke and Lipscomb 2010) を考慮するよう精緻化された。地形性抵抗過程として、Iwasaki et al. (1989) による地形性重力波抵抗スキームに代えて、地形性重力波抵抗と地形をまわりこむ流れによる抵抗を Lott and Miller (1997) によって表現している。また、新たにサブグリッドスケールの地形による形状抵抗も Beljaars et al. (2004) のスキームによって考慮されるようになった (金浜・山田 2019)。非地形性の重力波による運動量輸送効果は GSM1011 ではレイリー摩擦により簡易的に表現されていたが、より精緻な Scinocca (2003) が導入されたことで成層圏準2年振動の再現性が大きく向上した (金浜 2012)。

さらに CPS3 では季節予報の精度向上を意図した物理過程の改善や調整を追加で実施している。GSM2003 の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、その方程式系は Pan and Randall (1998) の雲底マスフラックス時間発展予測式で閉じる (JMA 2019)。CPS3 ではこの積雲クロージャー各項の見直しを行い、運動エネルギーの散逸時間スケールを浅い積雲と深い積雲とで分けて扱う等の精緻化を加えた。積雲のエントレインメント率には経験的な高

表 4.11.1 新旧システムの仕様比較

	JMA/MRI-CPS2 (2015年6月-)	JMA/MRI-CPS3 (2022年2月-)
大気モデル	GSM1011C* 解像度: TL159L60 (~110km) モデルトップ: 0.1hPa	GSM2003C* 解像度: TL319L100 (~55km) モデルトップ: 0.01hPa
海洋モデル	MRI.COM v3.2 1.0°(東西) × 0.3-0.5°(南北) L52+海底境界層	MRI.COM v4.6 0.25°(東西) × 0.25°(南北) L60
初期条件	大気: JRA-55 陸面: JRA-55 陸面解析値 海洋: MOVE/MRI.COM-G2 海氷: 同化無し	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 海氷: 3D-Var
初期摂動	大気: 熱帯・北半球 BGM 海洋: 大気 BGM 駆動 3D-Var	大気: 熱帯・北半球・南半球 BGM 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)	
アンサンブルメンバー数	13 メンバー/5 日	5 メンバー/日

*GSM1011C および GSM2003C はそれぞれ GSM1011 および GSM2003 に対して季節予報用の改良・調整を加えたもの

度・湿度依存性を導入し (Komori et al. 2020; Bechtold et al. 2008)、その鉛直最小値を Tokioka et al. (1988) に従う最小エントレインメント率条件に適合させる。これらの変更により、東太平洋の熱帯収束帯 (ITCZ) 域で過少な下層雲バイアスが大きく改善し、また対流圏中層が乾燥している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ようになった。層積雲スキームの発動条件に利用する指数には CPS2 に引き続き Kawai et al. (2017) を採用した。CPS2 には南半球夏季に南極海の水氷が顕著に融解するバイアスがあり、これと関連して南大洋には海面下向き短波放射フラックスの過大バイアスが見られた。CPS3 ではこの領域に多く存在する対流圏下層の過冷却水雲の再現性を向上させることでバイアスを軽減した (Forbes and Ahlgrimm 2014; Kay et al. 2016; Chiba and Komori 2020)。海上ガスト風には境界層内の自由乱流 (Godfrey and Beljaars 1991) によるものに加えて、深い対流に駆動される成分 (Redelsperger et al. 2000) を新たに導入した。海洋モデルでは表現しきれない海面水温 (SST) の日変化は、大気モデル内で表現する。CPS3 では、Zeng and Beljaars (2005) を拡張して水温の鉛直構造の変化を考慮しながら熱収支を解けるよう精緻化を行い、水温日変化サイクルの再現性を向上させた。CPS2 では北半球大陸上の地表面付近に乾燥バイアスや気温の年々変動の過小バイアスがあった。これらを改善するため、サブグリッドスケールの湖面を考慮できるようモデルの陸比を変更し (図 4.11.2)、水-氷-雪の間の相変化および熱伝導に伴う湖水と湖面水温の変動を予測する熱力学スキームを導入した。その強制力のひとつである地表面下向き短波放射フラックスには、粗い解像度の低負荷計算設定 (1 時間間隔、東西 4 格子間隔) でも地表面への正味入射を良好に評価できる補正スキーム (Hogan and Bozzo 2015; Hogan and Hirahara 2016) を導入した。モデルに与えるオゾン濃度気候値は、気象研究所化学気候モデル MRI-CCM2 (Deushi and Shibata 2011) を用いた解析値に基づく気候値 (1981-2010 年平均) に更新した。温室効果ガス濃度については、JRA-3Q と同様に直近まで観測に基づく値を用い、2017 年以降は中程度の排出量を想定する CMIP6 の SSP2-RCP4.5 シナリオを選択して用いる。エアロゾル濃度分布には

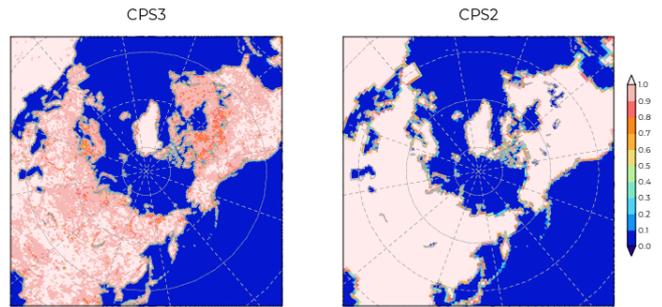


図 4.11.2 CPS3 および CPS2 の陸比

GSM2003 と同様に月別気候値 (Yabu et al. 2017) を用いる。ただし、1991 年のピナツポ火山噴火時のように顕著なエアロゾル変動が予測結果に無視できない影響を与えることも想定される。CPS3 では、火山性エアロゾル濃度分布を入手できればその気候影響 (直接効果のみ) を評価できるよう、光学特性パラメータの拡充や外部ファイル読み込み機能を実装した。本オプションは現業プロダクトには反映できないが、濃度分布を入手次第、予報の参考資料の作成あるいは事後評価に用いることも出来る。

(2) 海洋・海氷モデル

海洋・海氷モデルには、気象研究所で開発された気象研究所共用海洋モデル MRI.COM (Tsuji no et al. 2017) を利用する。モデルの基本バージョンには開発時点の最新版であった v4.6 を利用した。MRI.COM はビジネス近似を施したプリミティブ方程式を有限差分法で解いている。CPS3 では、CPS2 と同様に水平座標に全球三極座標を採用しつつ、その解像度を東西 0.25° × 南北 0.25° (渦許容解像度) まで引き上げた。鉛直座標には、急峻な海底地形に沿う流れがより精緻に再現できる z^* 座標 (Adcroft and Campin 2004) を採用した。海氷モデルでは、CPS2 と同様に海氷厚で分類した 5 つのカテゴリーの海氷の移流や生成・成長・融解を扱う (Tsuji no et al. 2017)。

図 4.11.3 は、1999 年 12 月頃の太平洋熱帯域東部の SST を解析と予報で比較したものである。この年はラニーニャ現象が発生していたことから、赤道湧昇に伴

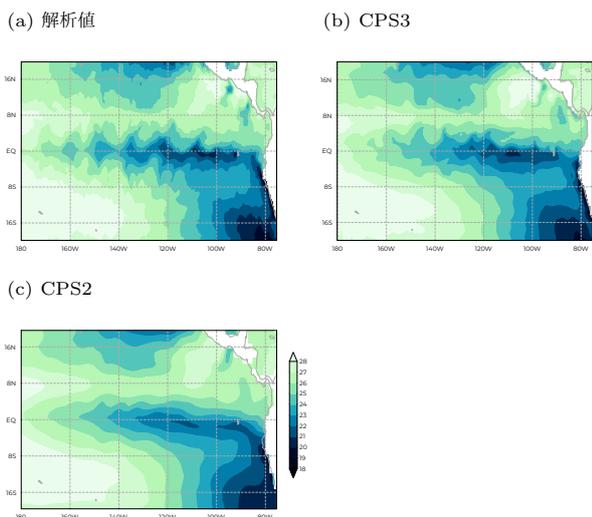


図 4.11.3 1999 年 12 月 22-26 日の 5 日平均海面水温 [°C]。
 (a) 海面水温解析値には Merchant et al. (2014) を利用。
 (b)CPS3 および (c)CPS2 は予測 11-15 日目。

う低温域と熱帯不安定波 (TIW) に伴う冷水の南北蛇行が平年より明瞭に見られ、海洋モデルが高解像度化した CPS3 ではそうした SST の微細構造をより現実的に再現できる (Karnauskas et al. 2007; Graham 2014) ようになっている。TIW はその蛇行を通じて赤道とその南北の熱交換を促進する働きがあり、ENSO 発生時には太平洋赤道域の SST に対して負のフィードバックをもたらす (Vialard et al. 2001; An 2008) ことが報告されているため、CPS2 に見られた ENSO の過発達バイアスの抑制にも高解像度化の効果が及ぶことが期待される。

(3) 予測初期値

大気・地表面初期値

再予報時には、大気初期値に JRA-3Q を利用する。一方、現業運用時の JRA-3Q の計算開始時刻は解析対象時刻より 1 日以上遅れることから、CPS3 は現業運用時の計算開始時間の前倒しのため、より早く解析を行う GA を利用する。再予報と現業で一貫しない初期値を用いることになるが、大気初期値の違いによる季節予報への影響は小さいことを事前に確認している。地表面初期値は、予報モデルに用いるものと同じ仕様のオフライン地表面モデルを大気解析値（遅延解析は JRA-3Q、速報解析は GA）で駆動して作成する。これによりバージョンや解像度の不一致による予報初期ショックを避け、CPS3 のみに導入されている湖面スキームや SST 日変化スキームの初期化を可能にしている。

海洋・海水初期値

CPS3 の海洋初期値は、新全球海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G3 で作成されている。気象庁数値予報開発センターにおいては対象とする現象に

じて MRI.COM と MOVE (Usui et al. 2006) を利用した海洋データ同化システムを複数運用しているが、このうち 3 代目の全球同化システムを MOVE/MRI.COM-G3 (MOVE-G3) と呼んでいる。表 4.11.2 に、旧全球海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G2 (Toyoda et al. 2013, MOVE-G2) との主な仕様の違いを示す。以下では、これら変更のうち主要なものを順に説明する。

まず着目すべき点として、4 次元変分法 (4D-Var) の導入と、それに伴い 2 つの解像度のモデルを導入したことが挙げられる。CPS3 の開発にあたっては予報モデルの海洋部分を高解像度化したため、予報モデルに初期値を提供する海洋データ同化においても予報モデルと同じ 0.25° のモデルを用いる必要があった。その一方で、気象研究所で開発された MRI.COM のアジョイントモデル及び海洋 4D-Var の活用により流れに依存する背景誤差共分散を考慮し、観測をより適切に利用することも望まれた。予報モデルの高解像度化と 4D-Var の導入という計算機負荷の大きな 2 つの変更を両立するため、まず 1°×0.3-0.5° の低解像度モデルで 4D-Var を行い (G3A)、次にその水温・塩分場を Incremental Analysis Updates (IAU; Bloom et al. 1996) と呼ばれる手法で 0.25° の高解像度モデルに与える (G3F) という二段構えのシステムを採用した。これらは領域海洋同化で既に導入されている現業運用実績のある手法である (Usui et al. 2015)。この手法により、4D-Var の反復計算にかかる計算機資源を抑えつつ、0.25° モデルにより直接 3 次元変分法 (3D-Var) を行う場合よりも精度を向上させることが出来る。G3A と G3F の設計思想は、大気 4D-Var に使われているインナーモデルとアウトターモデルの関係に近く、モデル初期値の解像度変換を行わない¹ため、それに伴う計算不安定等を生じないという利点がある。

ここで、新旧システムの海洋再解析精度を評価したものを図 4.11.4 に示す。この図から、多くの海域で G3A において MOVE-G2 より誤差が減少していることが分かる。特に SST や南大洋の 100m 深水温で顕著な改善が見られており、同化される面的 SST プロダクトの変更や 4D-Var の導入がこれに寄与していると考えられる。一方で、沿岸域や海水縁など局所的に誤差が増加している原因の調査は今後の課題である。

もう一つの大きな改良点としては、海水密度同化の導入が挙げられる (Toyoda et al. 2011, 2016)。海水の予報初期値について、CPS2 ではデータ同化システムを持たなかったため、予報-予報サイクル (水温・塩分のみを解析した MOVE-G2 内のモデル予報値) を使用していた。また、大気強制力として使用していた JRA-55 (Kobayashi et al. 2015) の海面下向き短波放射フラックスが過大だったことから、衛星観測に合わせるように経験的な補正を加えて同化に用いていた。

¹ 2 種類のトラジェクトリを持つ点が大気 4D-Var と異なるが、トラジェクトリ間の乖離は大きくない。

表 4.11.2 全球海洋データ同化システムの仕様

システム名	MOVE-G3		
	MOVE-G2	G3A (低解像度 4D-Var)	G3F (高解像度 ダウンスケーリング)
運用開始	2015 年 6 月	2022 年 2 月	
支配方程式	自由表面のプリミティブ方程式を有限差分法で解く		
水平解像度	1°(経度)×0.3-0.5°(緯度)	1°(経度)×0.3-0.5°(緯度)	0.25°(経度)×0.25°(緯度)
鉛直解像度	52 層+海底境界層	60 層+海底境界層	60 層
観測データ	水温 (海面及び海中)、 塩分、海面高度	水温 (海面及び海中)、 海面高度、海水密度	海水密度
同化される 面的 SST プロダクト	COBE-SST (Ishii et al. 2005)	MGDSST (栗原ほか 2006)	-
解析手法	3D-Var/FGAT と IAU	4D-Var と IAU	G3A の水温・塩分に IAU
海水同化 大気強制力	- JRA-55	密度 3D-Var と IAU JRA-3Q と全球速報解析	
解析ウィンドウ	10 日	10 日 (IAU 期間 5 日 + 同化期間 5 日)	5 日
初期値作成頻度	5 日毎に 5 メンバー (2 ストリーム)	毎日 5 メンバー (5 ストリーム)	
初期値摂動作成手法	大気強制力に成長モード 育成による摂動を与える	4D-Var の探索履歴から 解析誤差共分散を近似	摂動を含む G3A の 水温・塩分に IAU
実行形態	速報解析と遅延解析 それぞれ約 2 日と約 33 日の 観測データカットオフ	速報解析と遅延解析 それぞれ約 6 時間と約 4 日の 観測データカットオフ	

MOVE-G3 では、気象庁で衛星観測を元に解析された海水密度データ (Matsumoto et al. 2006) を 3D-Var で同化することにより、海面フラックス補正を必要とせず、さらに観測された海水場に関する情報を解析値に反映できるようになった。3D-Var により求められた海水密度インクリメントは、水温や塩分と同様に IAU によりモデル積分中に与えられる。変分法における解析変数は海水密度のみであるが、IAU による海水密度修正に伴って、海氷厚、海面塩分・水温、同化ウィンドウ中の前方積分に用いる気温などにも修正を加えている。ここで、海水密度の 3D-Var 及び IAU は G3A と G3F のそれぞれで独立に行っている。

新たに導入された海水密度同化の効果を示すため、図 4.11.5 に新旧システムによる海洋再解析の海水域面積偏差の推移を示す。ここで、検証に用いた気象庁全球日別 SST 解析 (MGDSST; 栗原ほか 2006) の海水密度は MOVE-G3 に同化されたのと同じものであり対等な比較でないことに注意が必要であるが、海水密度同化の導入により海水域面積の年々変動や季節変動がより良く表現できるようになったことが分かる。

実行形態と初期摂動作成手法にも変更が施されている。MOVE-G2 では、一回の解析で 10 日進む解析サイクルを 2 系統実行することで 5 日おきに速報解析 (予測初期値の作成) を行っていたのに対し、MOVE-G3 では一回の解析で 5 日進む解析サイクルを 5 系統実行することで毎日速報解析を行っている。また、MOVE-G3 では大気強制力に JRA-3Q と GA を併用している。均質性に優れる前者を遅延解析に、即時性や大気初期値との整合性に優れる後者を速報解析に利用することで、再解析からの一貫性を保ちつつ、実時間からおおよそ 6 時間遅れで海洋モデル初期値を提供できるようになった (MOVE-G2 ではおおよそ 60 時間遅れ)。さらに、MOVE-G3 では後述の手法により、毎日 5 メンバーの異なる海洋初期値を作成している。

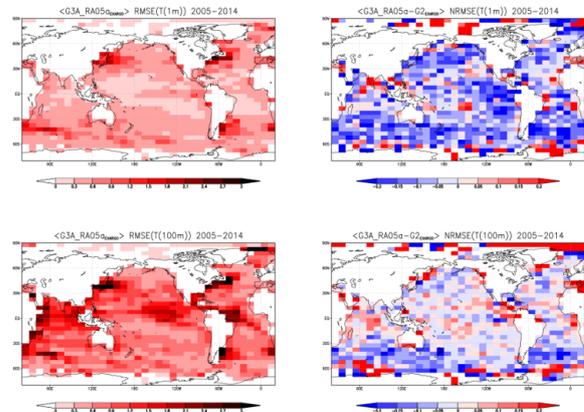


図 4.11.4 海洋再解析の精度評価。新旧システムにより Argo フロート (現場観測) の 2 割を同化しない再解析実験を 2005-2014 年の期間で行い、同化しない観測により水温解析の二乗平均平方根誤差 (RMSE) を評価したもの。上段: 1m 水温 (SST)、下段: 100m 水温。左列は MOVE-G3(G3A) の水温 RMSE [K]、右列は旧システム MOVE-G2 を基準とした RMSE の増減率を示している (青が改善)。

(4) 初期摂動

大気モデル初期摂動の作成手法

大気モデルの初期値には、メンバーごとに異なる初期摂動を付加して初期値の不確実性を表現する。CPS3 では BGM 法 (Breeding of Growing Mode 法; Toth and Kalnay 1993; Chikamoto et al. 2007) に基づいて、北半球 (20°-90°N)、熱帯 (20°S -20°N) および南半球 (20°-90°S) の各領域の上位 2 つの成長モードを育成し、それらを組み合わせて初期摂動パターンを作成する。摂動の成長は北・南半球は 500hPa 高度を、熱帯は 200hPa の速度ポテンシャルを用いて評価する。大気初期値の解析精度 (不確実性) は長期的に改善 (縮小) しているものの、簡素化のため初期スプレッドの規格化の割合は再予報から現業予報まで一定とする (500hPa 高度は気候学的変動の 14.5%、200hPa 速度ポテンシ

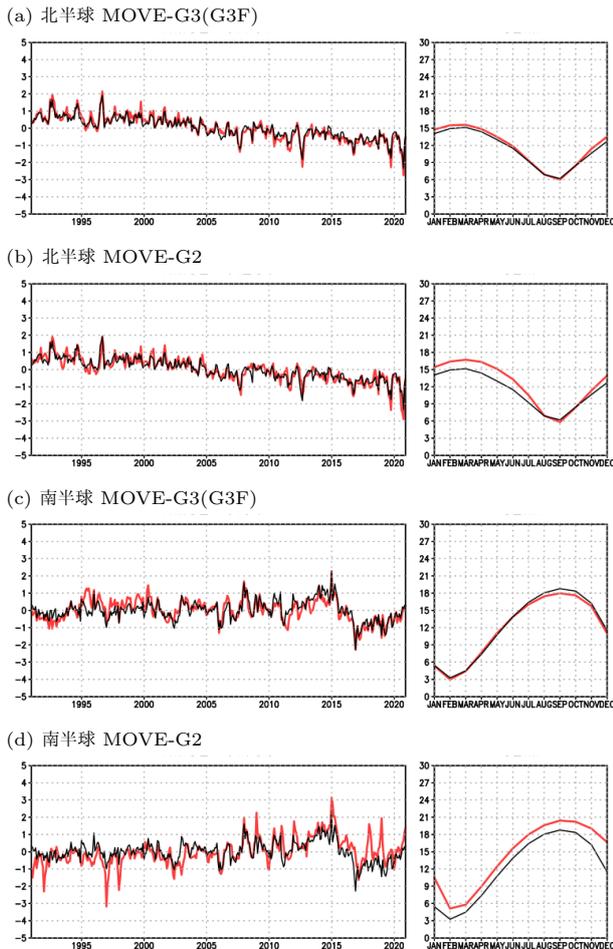


図 4.11.5 全球海洋再解析における海氷域面積偏差 (10^6 km^2) の時系列。赤線は海洋データ同化システム、黒線は MGDSST の値で、各パネルの右側には各解析の季節変動 (月別気候値) を示してある。

ルは 20%)。

海洋モデル初期摂動の作成手法

海洋初期値には、解析誤差共分散行列を近似する摂動 (藤井ほか 2022) を初期値に加える。MOVE-G3(G3A) の 4D-Var で利用する準ニュートン法では、制御変数の値をずらし、その時の評価関数の勾配を求める反復計算を繰り返す。その際に得られる制御変数のずれと勾配のずれを表すベクトルから解析誤差共分散行列の上位固有値・固有ベクトルの組の近似値を求めることが出来る。CPS3 では、インパクト実験の結果を踏まえて摂動の大きさが解析インクリメントの 0.5 倍となるようにスケリングした固有ベクトルを組み合わせることで初期摂動を作成する。

(5) 現業運用スケジュール

CPS3 の現業運用スケジュールは、CPS2 から大きく変更されている。CPS2 の予測計算の実行頻度は 5 日間一度で、1 初期日あたりのメンバー数は 13 であった。積分計算は実時間から 2 日遅れて半月 3 日目に開始され、4 日かけて実施されていた (図 4.11.6)。これに対

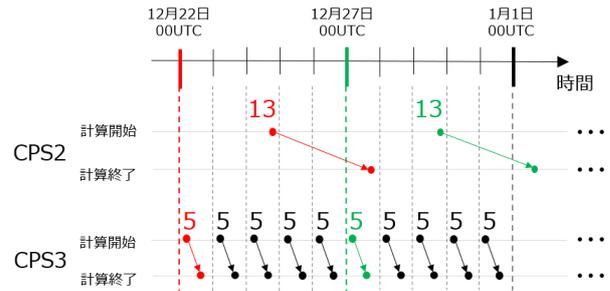


図 4.11.6 CPS2 および CPS3 の予報実行スケジュール。図中の数字は 1 初期日あたりのメンバー数を、矢印は予測計算を開始・終了する時刻を示す。CPS2 と CPS3 の違いを強調するため、12 月 22 日 00UTC および 12 月 27 日 00UTC を初期値とする予測計算に関わる数字・矢印のみ、それぞれ赤および緑で描画している。

して CPS3 は仕様を大きく見直して、毎日 00UTC から始まる 5 メンバーの予測計算を当日のうちに完了させる。この変更は、システムを簡素化して保守・運用をしやすいだけでなく、予測結果の利用者にとっても 5 日間隔の制約に縛られずに情報を作成することができるよう、利便性の向上を意図したものである。また 2020 年 3 月より季節アンサンブル予報システムで予測された SST は、日々実行される全球アンサンブル予報システムの下部境界条件 (2 週目~) としても利用されている。今回の運用スケジュールの変更により予測 SST の時間遅れが短縮され、より高頻度で更新されるようになるため、全球アンサンブル予報システムの精度向上にも寄与することが期待される。

4.11.3 精度評価

本項では、1991-2020 年を対象とする再予報に基づいて CPS2 と CPS3 の予測精度を比較する。この再予報では、CPS2 と仕様を揃えて各月の月末半月初日とその 15 日前の 00UTC から各 5 メンバー予報を行う (Takaya et al. 2018)。季節内予測の検証 (第 4.11.3 項 (1)) には各初期日の 5 メンバーをそのまま用い、季節予測の検証 (第 4.11.3 項 (2)) には各月 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る。以降、「1 月初期値の予報」と表現した場合のリードタイム 0 か月目は 12 月 12 日と 12 月 27 日の 10 メンバーによる 1 月の月平均値となるようにリードタイムを定義する。検証データには、JRA-3Q、MGDSST、NOAA OLR (Liebmann and Smith 1997) および GPCP v2.3 (Adler et al. 2018) を利用する。

(1) 季節内予測

季節内変動の予測を見ると、特にマッデン・ジュリアン振動 (MJO) の改善が顕著である (図 4.11.7)。CPS2 では、予測初期に見られるインド洋中部~東部の対流活発位相が同じ経度帯で持続しやすいバイアスがあった。これにより MJO の東進も不明瞭になる傾向があっ

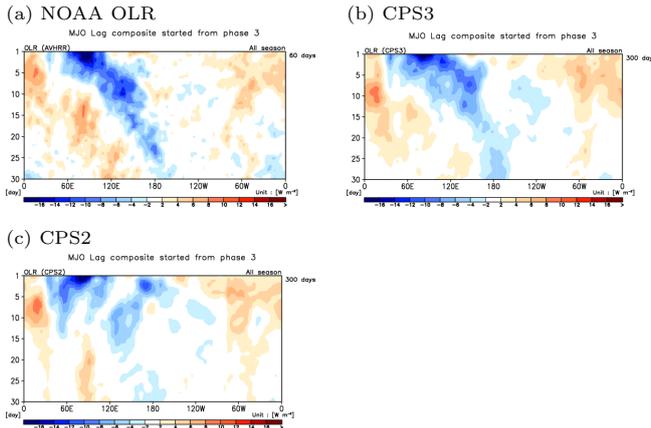


図 4.11.7 インド洋域 (Phase-3) に MJO の対流活発域の初期位相があるときの大気上端外向き長波放射量 (OLR) ラグ時間合成図 (全季節)。横軸は経度、縦軸は予報時間 [日]。位相の定義は Wheeler and Hendon (2004) に従う。

だが、CPS3 では対流活発域やそれに引き続く不活発域の東進を良く表現できるようになっている。全季節・全位相で合算した MJO 指数の相関係数 (図略) によると、CPS2 は 0.5 以上のスコアをリードタイム 21 日目まで維持していたのに対し、CPS3 はこれを 27 日目まで延長している。そのほかブロッキング現象の出現頻度バイアスにも改善が見られる (図 4.11.8)。CPS2 と比較すると、特にヨーロッパのブロッキングの頻度過少バイアスが大きく軽減されており、大気モデルの水平・鉛直高解像度化がバイアス改善に効果があるとする先行研究と整合的である (Anstey et al. 2013; Schiemann et al. 2017; Berckmans et al. 2013)。ただし、それらの研究で指摘されている高解像度化による高周波擾乱や大規模山脈の地形効果の表現向上以外にも、CPS3 については地形性重力波抵抗スキームの刷新をはじめとする物理過程の精緻化も改善に寄与した可能性がある。

(2) 季節予測

気象庁はエルニーニョ・ラニーニャ現象の指標と監視・予測に NINO.3 (150°-90°W, 5°S-5°N) 領域で平均した SST を利用している。図 4.11.9 は、5 月初期値の NINO.3 領域に対する予測 SST 偏差を解析と比較したものである。CPS2 には初期値に与えられた ENSO 初期シグナルを過度に発達させて大外しに至る事例が多いことが課題となっていた。図示された事例のうち例えば 2010 年代に着目すると、CPS2 には直近数か月の変化傾向を外挿したような大外しがよく見られるが、CPS3 は同じ事例を対象とする予測で大外しを軽減できていることが分かる。その一方、1997 年や 2015 年のような大振幅のエルニーニョは適切に予測できていることから推察されるように、CPS3 はこれまでより多様な ENSO を表現できるようになっており、不完全ながら事例に応じた予測スプレッドの変動も表現できるようになっている。ENSO の単調な発達を避け、多様な

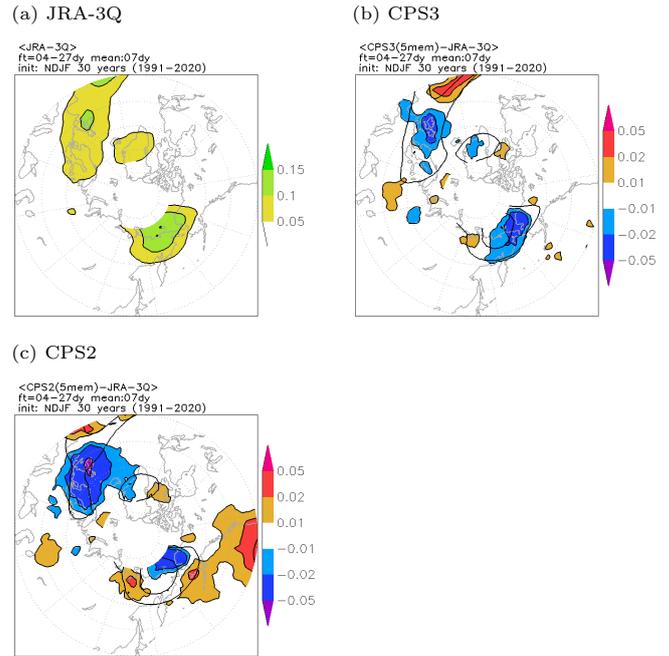


図 4.11.8 (a)JRA-3Q のブロッキング高気圧の出現頻度気候値、(b)CPS3 および (c)CPS2 の JRA-3Q との差。ブロッキングの定義は Scherrer et al. (2006) の方法を用いる (詳細は新保 (2017) を参照)。1991-2020 年の 11-2 月、リードタイム 4-27 日目 (7 日平均の中心日) を対象としている。出現頻度気候値を示す等値線 (黒線) の間隔は 0.05 で、0.05 以上を描画。本手法では 75°N 以北の値は定義しない。

予測結果を表現できるようになった要因として、海洋初期値の改善や、モデルの性能改善が複合的に寄与していると考えられる。図 4.11.7 で確認したように、MJO については対流活発域が特定の経度帯にとどまる誤差が軽減し、ENSO に対してより多様な海上風強制をもたらすことができるようになっている。また、ENSO に対する負のフィードバックとして寄与するプロセスに着目すると、海洋モデル高解像度化による TIW の表現改善や、浅い積雲や層積雲スキームの変更等による負の短波放射フィードバック (Chiba and Kawai 2021) の改善が ENSO 過発達の抑制に寄与していると考えられる。NINO.3 予測 SST と MGDSST とのアノマリー相関係数 (図 4.11.10) は有意では無いものの改善傾向であり、二乗平均平方根誤差 (RMSE) については全てのリードタイムで有意に改善している。予測のスプレッドには過少傾向は見られるものの、スプレッドの変化幅に対して RMSE の縮小幅の方が大きいことから、アンサンブル予測システムとしての性能の目安であるスプレッドスキル比は改善している。特にリードタイム 0 か月目については、RMSE の縮小とスプレッドの拡大がともに有意であり、海洋初期値の精度向上 (図 4.11.4) や CPS3 で新たに導入した海洋摂動が寄与していると考えられる。なお、別途行った 3D-Var および 4D-Var 海洋解析値による予報精度比較実験では、

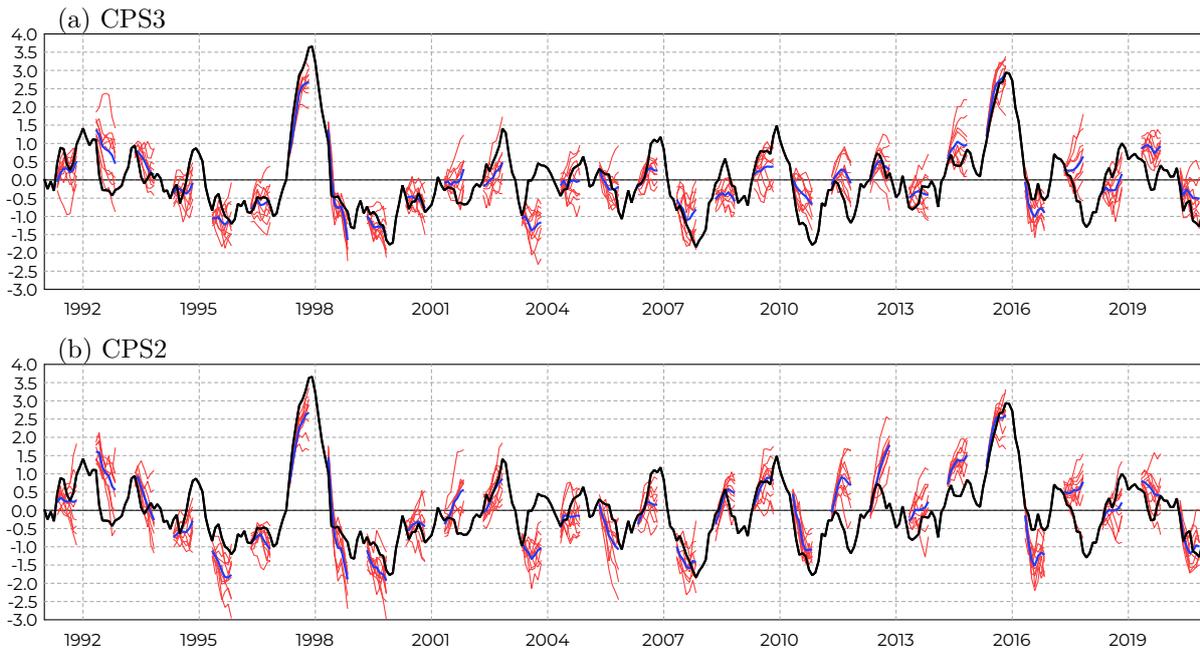


図 4.11.9 NINO.3 領域平均 SST 偏差時系列。(a)CPS3 および (b)CPS2 による、各年の 5 月初期値 (4 月 11 日および 26 日を初期値とする 10 メンバー LAF) のリードタイム 0-6 か月目 (5-11 月) の予測。黒線は MGDSST、赤細線は各メンバー、青線はアンサンブル平均。

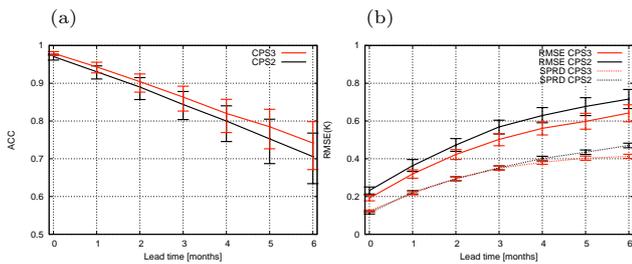


図 4.11.10 (a)CPS3 (赤) および CPS2 (黒) と MGDSST との NINO.3 SST のアノマリー相関係数, (b) 二乗平均平方根誤差 (実線) およびスプレッド (破線)。再予報 (1991-2020 年の各月初期日から計 360 事例を抽出) に基づく。実線は 1000 回のブートラップ試行の平均値を、エラーバーは 95%信頼区間を示す。

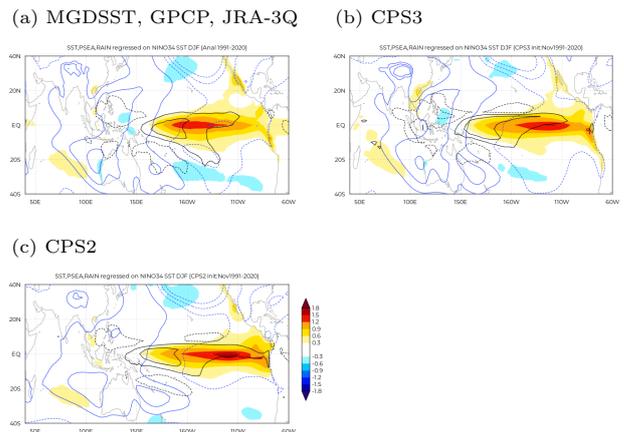


図 4.11.11 北半球冬季 (12-2 月) の NINO 3.4 平均領域 SST に回帰した SST (陰影; K)、降水量 (黒線)、海面気圧 (青線) の回帰係数。1991-2020 年 11 月初期値の再予報の統計に基づく。等値線は、降水量は -5, -3, -1, 1, 3, 5 [mm/day] に、海面気圧 -1.2, -0.8, -0.4, 0.4, 0.8, 1.2 [hpa] に描画 (負の値は破線)。

特にリードタイム 1 か月目程度まで 4D-Var 化による RMSE 縮小が有意に見られている。

ENSO 発生時の典型的な大気海洋変動パターンを確認するため、図 4.11.11 に NINO 3.4 (170°-120°W, 5°S-5°N) 領域平均 SST に回帰した SST、降水量および海面気圧の分布を示す。解析の SST を見ると、再予報の対象となった 1991-2020 年では ENSO が中部太平洋を中心に変動する傾向があることが分かる。その一方で、CPS2 には東部太平洋に変動の中心が偏り、また降水偏差を伴って大きく変動するバイアスが見られるが、CPS3 は不十分ながらこのバイアスを改善している。またフィリピン付近の低 SST 偏差と高気圧偏差の対についてもより明瞭に表現できるようになり、解析に近づいている。

図 4.11.12 は、季節予報の主要予測指標の一つである 2m 気温のアノマリー相関係数を新旧システムで比較している。ここでは、現業季節予報の発表形態に合わせて、3 か月予報 (各月初期値のリードタイム 1-3 か月目)、暖候期予報 (2 月初期値のリードタイム 4-6 か月目 (6-8 月)) および寒候期予報 (9 月初期値のリードタイム 3-5 か月目 (12-2 月)) に相当するリードタイムの結果を示している。対象とする季節によって傾向に差があるものの、どの初期月についても同等~改

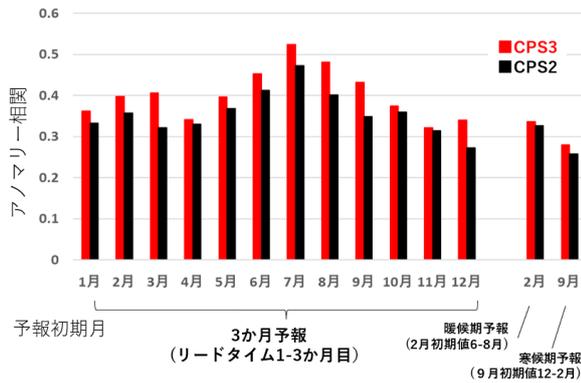


図 4.11.12 北半球域 (20°-90°N) で平均した CPS3 (赤) および CPS2 (黒) と JRA-3Q との 2m 気温アノマリー相関係数

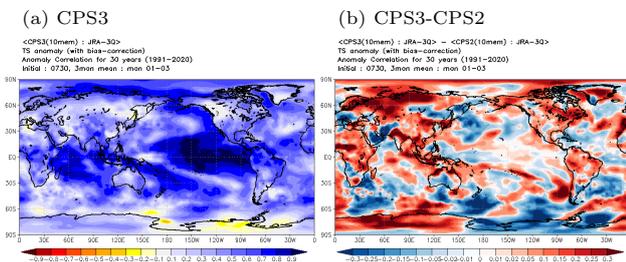


図 4.11.13 (a)CPS3 における 2m 気温のアノマリー相関係数および (b)CPS3 と CPS2 のアノマリー相関係数の差。

善傾向を示しており、特に北半球の夏 (6-8 月) から秋 (9-11 月) にかけての予報については一貫したスコア改善が見られる。スコアの水平分布を確認するため、8 月初期値の秋を対象とするアノマリー相関係数の分布 (図 4.11.13) を確認すると、熱帯域海洋上では太平洋中部～東部やインド洋でスコアが中立～改善となっており、インド洋ダイポール現象や ENSO に伴う大気海洋変動の予測精度が高まっていることを示唆する。一方、北極海を見るとカラ海やラプテフ海などの海氷縁が位置する緯帯でも明瞭な改善が見られる。CPS3 では、氷上アルベドスキームの改良や、予測初期においては海氷密接度データ同化の導入なども寄与して海氷予測精度が大きく改善されたこと別途確認しており、海氷密接度とともに変動する 2m 気温の予測にもその影響が表れたと考えられる。陸域では、熱帯域のアフリカ大陸赤道域やアマゾン域、中高緯度大陸上でも中立～改善傾向であり、陸面・湖面過程の精緻化が改善に寄与した可能性がある。

4.11.4 まとめと今後の課題

本節では CPS3 の仕様と再予報に基づく精度評価結果について報告した。最新の長期大気再解析 JRA-3Q の利用に加えて、海洋データ同化には 4 次元変分法を導入し、海氷データ同化を新規導入したことなどにより予報初期値の品質が向上した。モデルの高解像度化

や物理過程の精緻化も加わり、MJO やブロッキング高気圧などの季節内変動から、エルニーニョ現象に至る季節規模の現象まで、幅広い時間スケールの変動の表現が改善した。また現業運用スケジュールを見直したことにより、これまでより予測情報を利用しやすくなった点は精度に陽に表れない改善である。

今後、CPS3 を季節内規模の予測にも対応できるシステムとするには、1 実行あたりのアンサンブルメンバー数の増強の他、大気と海洋が相互作用せずに解析されていることやモデル仕様の違いに起因する予報初期ショックを軽減していく必要がある。また、季節規模の予測のさらなる改善には、CPS3 では固定されているオゾン濃度分布の変動を考慮するなど、新たな予測可能性を抽出し、実現可能なものからシステムに組み込んでいくことが必要である。今後も引き続きこうした開発課題への取り組みを進めることによって予測精度の向上を図るとともに、より利活用しやすいシステムとなるよう改善を積み重ねる予定である。

参考文献

- Adcroft, A. and J.-M. Campin, 2004: Rescaled height coordinates for accurate representation of free-surface flows in ocean circulation models. *Ocean Modell.*, **7**, 269–284.
- 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.
- An, Soon-Il, 2008: Interannual variations of the tropical ocean instability wave and ENSO. *J. Climate*, **21**, 3680–3686.
- Anstey, J. A., P. Davini, L. J. Gray, T. J. Woollings, N. Butchart, C. Cagnazzo, B. Christiansen, S. C. Hardiman, S. M. Osprey, and S. Yang, 2013: Multi-model analysis of Northern Hemisphere winter blocking: Model biases and the role of resolution. *JGR: Atmospheres*, **118**, 3956–3971.
- 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.
- 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.
- Beljaars, A. C. M., A. R. Brown, and N. Wood, 2004: A new parametrization of turbulent oro-

- graphic form drag. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1327–1347.
- Berckmans, J., T. Woollings, M.-E. Demory, P.-L. Vidale, and M. Roberts, 2013: Atmospheric blocking in a high resolution climate model: influences of mean state, orography and eddy forcing. *Atmospheric Sci. Lett.*, **14**, 34–40.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. Da Silva, and D. Ledvina, 1996: Data Assimilation Using Incremental Analysis Updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256–1271.
- Chiba, J. and H. Kawai, 2021: Improved SST short-wave radiation feedback using an updated stratocumulus parameterization. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 7–03.
- Chiba, J. and T. Komori, 2020: Improved representation of super-cooled liquid water cloud in JMA’s next-generation coupled seasonal prediction system. *CAS/JSC WGNE 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**, L04806.
- Deushi, M. and K. Shibata, 2011: Development of a Meteorological Research Institute Chemistry–Climate Model version 2 for the Study of Tropospheric and Stratospheric Chemistry. *Pap. Meteor. Geophys.*, **62**, 1–46.
- Forbes, R. M. and M. Ahlgrim, 2014: On the representation of high-latitude boundary layer mixed-phase cloud in the ECMWF global model. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 3425–3445.
- 藤井陽介, 吉田拓馬, 久保勇太郎, 2022: 変分法データ同化システムにおけるBFGS公式を利用したアンサンブルメンバー生成について. 統計数理, 投稿中.
- Godfrey, J. S. and A. C. M. Beljaars, 1991: On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. *JGR: Oceans*, **96**, 22 043–22 048.
- Graham, T., 2014: The importance of eddy permitting model resolution for simulation of the heat budget of tropical instability waves. *Ocean Modell.*, **79**, 21–32.
- Hoffman, R. N. and E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus A*, **35A**, 100–118.
- Hogan, R. J. and A. Bozzo, 2015: Mitigating errors in surface temperature forecasts using approximate radiation updates. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **7**, 836–853.
- Hogan, R. J. and S. Hirahara, 2016: Effect of solar zenith angle specification in models on mean short-wave fluxes and stratospheric temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 482–488.
- Hunke, E. C. and W. H. Lipscomb, 2010: *CICE: the Los Alamos sea ice model documentation and software user’s manual version 4.1*. Los Alamos National Laboratory, 76 pp.
- 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.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 11–27.
- JMA, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. *Appendix to WMO Numerical Weather Prediction Progress Report, Tokyo, Japan*.
- 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 System and Numerical Weather Prediction, Tokyo, Japan*.
- 金浜貴史, 2012: 重力波抵抗. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 100–110.
- 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.
- Karnauskas, K. B., R. Murtugudde, and A. J. Busalacchi, 2007: The effect of the Galápagos islands on the equatorial Pacific cold tongue. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 1266–1281.
- 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.
- Kay, J. E., L. Bourdages, N. B. Miller, A. Morrison, V. Yettella, H. Chepfer, and B. Eaton, 2016: Evaluating and improving cloud phase in the Community Atmosphere Model version 5 using spaceborne lidar observations. *JGR: Atmospheres*, **121**, 4162–4176.
- Kobayashi, S., Y. Kosaka, J. Chiba, T. Tokuyoshi, Y. Harada, C. Kobayashi, and H. Naoe, 2021: JRA-3Q: Japanese reanalysis for three quarters of a century. *WCRP-WWRP Symposium on Data Assimilation and Reanalysis*.

- sis/ECMWF annual seminar 2021, WMO/WCRP, 04-2, <https://symp-bonn2021.sciencesconf.org/data/355900.pdf>.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, Ayataka Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- 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.
- 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, 第 73 巻, S1–S18.
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1997: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- 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.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea Ice Data Derived from Microwave Radiometer for Climate Monitoring. *14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, AMS, P2.21.
- Merchant, C. J., O. Embury, J. Roberts-Jones, E. Fiedler, C. E. Bulgina, G. K. Corlett, S. Good, A. McLaren, N. Rayner, S. Morak-Bozzo, and C. Donlon, 2014: Sea surface temperature datasets for climate applications from Phase 1 of the European Space Agency Climate Change Initiative (SST CCI). *Geosci. Data J.*, **1**, 179–191.
- Pan, D.-M. and D. A. Randall, 1998: A cumulus parameterization with a prognostic closure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 949–981.
- Redelsperger, J.-L., F. Guichard, and S. Mondon, 2000: A parameterization of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models. *J. Climate*, **13**, 402–421.
- Scherrer, S. C., M. Croci-Maspoli, C. Schwierz, and C. Appenzeller, 2006: Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region. *Int. J. Climatol.*, **26**, 233–249.
- Schiemann, R., M.-E. Demory, L. C. Shaffrey, J. Strachan, P. L. Vidale, M. S. Mizieliński, M. J. Roberts, M. Matsueda, M. F. Wehner, and T. Jung, 2017: The resolution sensitivity of Northern Hemisphere blocking in four 25-km atmospheric global circulation models. *J. Climate*, **30**, 337–358.
- Scinocca, J. F., 2003: An accurate spectral nonorographic gravity wave drag parameterization for general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 667–682.
- 新保明彦, 2017: ブロッキング高気圧. 平成 28 年度季節予報研修テキスト「1 か月予報システムの更新」, 38–41.
- Takaya, Y., T. Yasuda, Y. Fujii, S. Matsumoto, T. Soga, H. Mori, M. Hirai, I. Ishikawa, H. Sato, A. Shimpo, M. Kamachi, and T. Ose, 2017: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 1 (JMA/MRI-CPS1) for operational seasonal forecasting. *Clim. Dyn.*, **48**, 313–333.
- 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. Shimpo, 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.
- Tokioka, T., K. Yamazaki, A. Kitoh, and T. Ose, 1988: The equatorial 30–60 day oscillation and the Arakawa-Schubert penetrative cumulus parameterization. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 883–901.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.
- Toyoda, T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and M. Kamachi, 2013: Improved analysis of seasonal-interannual fields using a global ocean data assimilation system. *Theor. Appl. Mech. Japan*, **61**, 31–48.
- Toyoda, T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, K. Ogawa, T. Kuragano, H. Tsujino, and M. Kamachi, 2016: Data assimilation of sea ice concentration into a global ocean–sea ice model with corrections for atmospheric forcing and ocean temperature fields. *J. Oceanogr.*, **72**, 235–262.
- Toyoda, T., T. Awaji, N. Sugiura, S. Masuda, H. Igarashi, Y. Sasaki, Y. Hiyoshi, Y. Ishikawa, T. Mochizuki, T. Sakamoto, H. Tatebe, Y. Komuro,

- T. Suzuki, T. Nishimura, M. Mori, Y. Chikamoto, S. Yasunaka, Y. Imada, M. Arai, M. Watanabe, H. Shiogama, T. Nozawa, A. Hasegawa, M. Ishii, and M. Kimoto, 2011: Impact of the assimilation of sea ice concentration data on an atmosphere-ocean-sea ice coupled simulation of the Arctic ocean climate. *SOLA*, **7**, 37–40.
- 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**.
- Usui, N., Y. Fujii, K. Sakamoto, and M. Kamachi, 2015: Development of a four-dimensional variational assimilation system for coastal data assimilation around Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 3874–3892.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806–822.
- Vialard, J., C. Menkes, J.-P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi, M. J. McPhaden, and G. Madec, 2001: A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial Pacific Sea surface temperature during the 1997–98 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1649–1675.
- 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.
- Yabu, S., T. Y. Tanaka, and N. Oshima, 2017: Development of a multi-species aerosol-radiation scheme in JMA’s global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4–15.
- Yonehara, H., M. Ujiie, T. Kanehama, R. Sekiguchi, and Y. Hayashi, 2014: Upgrade of JMA’s Operational NWP Global Model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6–19.
- Yonehara, H., T. Tokuhiro, R. Nagasawa, M. Ujiie, A. Shimokobe, M. Nakagawa, R. Sekiguchi, T. Kanehama, H. Sato, and K. Saitou, 2017: Upgrade of parameterization schemes in JMA’s operational global NWP model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4–17.
- Yonehara, H., R. Sekiguchi, T. Kanehama, K. Saitou, T. Kinami, A. Shimokobe, D. Hotta, R. Nagasawa, H. Sato, M. Ujiie, T. Kadowaki, S. Yabu, K. Yamada, M. Nakagawa, and T. Tokuhiro, 2018: Upgrade of JMA’s operational global NWP system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6–15.
- 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. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6–19.
- 吉川郁夫, 石川一郎, 安田珠幾, 2016: エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視予測業務. 測候時報 特別号, **83**, 61–81.
- Yoshimura, H. and S. Yukimoto, 2008: Development of a Simple Coupler (Scup) for earth system modeling. *Pap. Meteor. Geophys.*, **59**, 19–29.
- Zeng, X. and A. Beljaars, 2005: A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 14605.

4.12 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗

4.12.1 はじめに

当庁はこれまで、第1次 (JRA-25; Onogi et al. 2007) (2005年度完成) 及び第2次 (JRA-55; 古林ほか 2015) (2012年度完成) 長期再解析を実施してきた。長期再解析の目的は、季節アンサンブル予報システム (季節EPS) 等の各種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業務等に利用可能な、長期間の均質で高品質な気候データセットの作成及び提供である。

数値予報課では、現在、長期再解析データの期間延長と品質向上を図るため、1940年代末以降を対象とする気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q; Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century) (気象庁 2021) を実施している。JRA-3Qでは、現行のJRA-55以降の現業全球数値解析予報システム及び海面水温解析の開発成果や、国内外の気象機関等によるデータレスキュー、衛星運用機関による衛星データの再処理による過去の観測データ拡充の成果等を活用している。

JRA-3Qは、2014年度から本計算に向けた準備 (実行システム構築、観測データ取得・整備、予備実験等) を進め、2019年8月から本計算を開始し、2021年5月には1990年代～現在まで (ストリームA) の本計算が完了した。引き続き、1960年代～1980年代 (ストリームB) 及び1940年代末～1950年代 (ストリームC) の本計算を実施中である。JRA-3Qの品質評価については、気象研究所気候・環境研究部第一研究室と協力して進めている。

JRA-3Qで用いるデータ同化システムと境界条件及び強制場の概要、ストリームA期間に利用する観測データの概要等については気象庁 (2021) で報告したとおりである。本稿では、ストリームB及びストリームC期間に利用する観測データの概要 (第4.12.2項) 及び既に計算が完了した期間 (本稿執筆2021年12月時点でストリームA期間は完了、ストリームB期間は1987年まで、ストリームC期間は1954年まで) の品質評価結果 (第4.12.3項) を述べる。

4.12.2 ストリームB及びストリームC期間に利用する観測データの概要

ストリームB期間の観測データは、JRA-55で整備した観測データセット (古林ほか 2015) を基本としつつ、再較正により均質性が向上した衛星データ等、JRA-55実施以降に新たに利用可能となった観測データセットを可能な限り収集して利用している (表4.12.1)。

ストリームC期間については、気象庁再解析では初めて対象とする期間であることから、同期間の本計算実施に向けて以下のデータソースから観測データの収集・整備を行った (表4.12.1)。

地上観測については、ハドレーセンター地上観測データセット HadISD v3.1.0.201911p (Dunn 2019) から取得した。このデータセットは、米国環境情報センター (NCEI) の地上観測データセット ISD (Smith et al. 2011) から長期間観測を行っている地点を抽出し、品質管理が行われたものである。海上観測については、包括的海洋-大気データセット ICOADS リリース 3.0 (Freeman et al. 2017) から取得した船舶及びブイによる海上気象観測データを利用した。加えて、米国海洋大気庁 (NOAA) / 環境科学共同研究所 (CIRES) の20世紀再解析等の入力データとして利用されている地表面気圧観測データバンク ISPD バージョン 4 (Compo 2019) も取得した。

高層観測については、NCEIが収集・整備を行っている全球ラジオゾンデアーカイブ IGRA バージョン 2 (Durre et al. 2016) から取得した。加えて、国際地球観測年 (1957～1958年) 以前の期間の高層観測データのデータレスキューによりデジタル化されたデータを収録した CHUAN バージョン 1.7 (Bronnimann and Stickler 2013) も取得したが、IGRA バージョン 2 との重複データの特定・除去が困難であることが分かったため、重複がないことを確認できた国内地点のみを利用することとした。

これらのデータセットに収録されている国内観測地点数は、特にストリームC前半において非常に少ないことから (例えば、国内高層観測は1947年には10を超える地点で開始されていたが、IGRA バージョン 2 で1947年まで遡れるのは2地点のみ)、気象研究所で観測原簿からデジタル化された国内9地点の地上観測データ及び館野のラジオゾンデ観測データを追加した。加えて、利根川・荒川決壊で東京など関東平野に大きな被害をもたらしたことで知られるカスリーン台風 (1947年9月) について、本事例の調査・研究に資するよう解析精度向上を図るため、前後の期間 (1947年7月～10月) の国内ラジオゾンデ観測を高層月報 (Central Meteorological Observatory 1948) からデジタル化して追加した。

4.12.3 計算完了期間の品質評価結果

(1) 2日予報スコア

図4.12.1と図4.12.2はそれぞれ、北半球及び南半球の中・高緯度500hPa高度2日予報と熱帯域対流圏上層及び下層の風ベクトル2日予報について、JRA-3Q、JRA-55、JRA-25及び現業全球データ同化システムの二乗平均平方根 (RMS) 誤差を示している。気象庁 (2021) で述べたとおり、予報スコアの良い順にJRA-3Q、JRA-55、JRA-25となっており、データ同化システムの着実な性能向上、及び、再処理衛星データの取得・利用等による観測データの拡充・品質向上の効果が認められる。他方、前衛星期間 (1972年以前) の南半球中・高緯度及び熱帯においては、JRA-55と同様に

表 4.12.1 ストリーム B 及びストリーム C 期間に用いる観測データソース。無地のセルで示された観測データは JRA-55 で用いたものから新たに追加、又は再較正・再処理されたもの、陰影のセルで示された観測データは JRA-55 で用いたものと同じものである。

データ提供元	データ種別、及びデータ提供元による識別名	利用期間	備考
従来型データ			
NOAA/NCEI	ICADS R3.0	～1957 年 12 月	Freeman et al. (2017)
	IGRA V2	～1957 年 12 月	doi:10.7289/V5X63K0Q
NOAA/CIRES	ISPD V4	～1957 年 12 月	doi:10.5065/9EYR-TY90
ハドレーセンター	HadISD v3.1.0.201911p	～1957 年 12 月	Dunn (2019)
NCAR	CHUAN V1.7 (国内地点のみ利用)	～1957 年 12 月	doi:10.5065/AHPM-FC10
	積雪深 (米国)	1957 年 11 月～	doi:10.5065/B6MM-RS76
ECMWF		1958 年 1 月～	Uppala et al. (2005)
		1961 年 1 月～	
気象庁	ラジオゾンデ (国内地点)	1947 年 7 月～10 月	高層月報 (Central Meteorological Observatory 1948) からデジタル化
	ドロップゾンデ (伊勢湾台風周辺)	1959 年 9 月 21 日～26 日	JMA (1961) からデジタル化
気象研究所石井正好氏	地上観測 (稚内、札幌、函館、新潟、東京、神戸、潮岬、福岡、鹿児島)	～1957 年 12 月	観測原簿からデジタル化
気象研究所釜堀弘隆氏	ラジオゾンデ (館野)	～1949 年 12 月	科研費基盤研究 S 26220202 観測原簿からデジタル化
RIHMI	積雪深 (ロシア)	1950 年 1 月～	http://meteo.ru/english/climate/snow.php
中国地面気象記録月報	積雪深 (中国)	1971 年 1 月～	印刷物からデジタル化
IMH	積雪深 (モンゴル)	1975 年 1 月～	
熱帯低気圧ベストトラック			
NOAA/NCEI	IBTrACS v03r05	ストリーム C 及び B 全期間	Knapp et al. (2010)
気象庁		1951 年 2 月～	
衛星輝度温度			
ECMWF	VTPR	1973 年 1 月～1979 年 2 月	Uppala et al. (2005)
	HIRS 及び SSM/I	1978 年 11 月～	
NOAA/NCDC	SSM/I	1987 年 6 月～	
NOAA/NCEI	MSU CDR V1.0	1978 年 11 月～	doi:10.7289/V51Z429F
NOAA/CLASS	SSM/I	1987 年 7 月～	
EUMETSAT CM SAF	SSM/I FCDR E3	1987 年 7 月～	doi:10.5676/EUM_SAF_CM/FCDR.MWI/V003
AMV			
ECMWF	Meteosat, GMS, GOES	1979 年 1 月～	Uppala et al. (2005)
気象庁気象衛星センター	再処理 GMS	1979 年 1 月～1979 年 11 月	
	再処理 GMS-3～-4	1987 年 3 月～	
EUMETSAT	再処理 Meteosat-2～-4	1982 年 5 月～	van de Berg et al. (2001)

観測システムの拡充に反して予報スコアが徐々に悪化する傾向が見られており、この期間の観測システムのもとのデータ同化システムの性能には依然として課題があることを示唆している。

(2) ラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度

図 4.12.3 は、JRA-3Q、JRA-55 及び JRA-25 で使用したラジオゾンデ気温観測について、30、250、500、850hPa における対背景値 D 値 (観測値 - 背景値) の全球平均及び RMS の時系列の比較を示している。気象庁 (2021) で述べたとおり、JRA-3Q では、JRA-55 で見られた対流圏上層の高温バイアスが大幅に解消しているほか (図 4.12.3(c))、対流圏下層の低温バイアスが緩和していることも分かる (図 4.12.3(g))。また、対流圏におけるラジオゾンデ気温観測との整合性については、JRA-3Q は 1980 年代以降において JRA-55 と比べて非常に良くなっている。

他方、成層圏においては、JRA-3Q では特に大規模火山噴火後の 1982 年 (エルチチョン火山) や 1991 年 (ピナツポ火山) に D 値平均値の増大が見られるほか (図 4.12.3(a))、対流圏中層においても、1970 年代以前のラジオゾンデ気温観測との整合性に JRA-55 と比

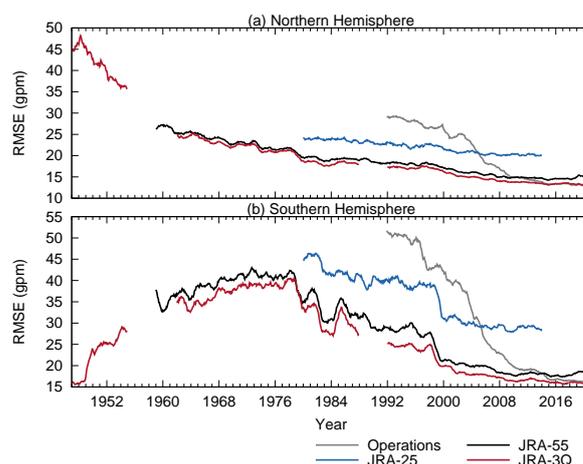


図 4.12.1 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度、(b) 南半球中・高緯度。

べて若干の改悪が見られる。これらの要因としては、JRA-3Q では現在の充実した観測システムに対して最適化された水平相関距離が短い背景誤差共分散を利用

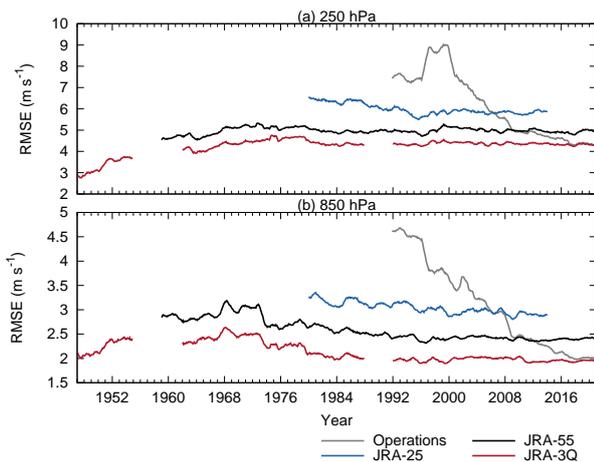


図 4.12.2 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの熱帯域風ベクトル 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a)250hPa、(b)850hPa。

しているため、観測データの少ない過去期間においてモデルバイアスを十分に拘束できない場合があり得ることが推測される。水平相関距離の違いが観測データのインパクトに及ぼす影響については、今後、詳細な調査が必要と考えられる。

1940 年代は D 値平均値・RMS とともに大きい、この期間の観測データ数が非常に少なく、特に高層観測が北半球の一部地域しか存在しないことにより、背景値の精度が低いことに加え、統計的ばらつきが大きいことも要因の一つと考えられる。

(3) 対流圏下層から下部成層圏の全球平均気温時系列

図 4.12.4 は、対流圏下層から下部成層圏までの 4 層の気温偏差を $82.5^{\circ} \text{N} \sim 82.5^{\circ} \text{S}$ の領域で平均したものについて、JRA-3Q の月別時系列と、JRA-25、JRA-55 及び独立な観測データセットのものとの比較を示している。独立な観測データセットとして、ここでは、ハドレーセンターのラジオゾンデ気温プロダクト (HadAT2; Thorne et al. 2005) とリモートセンシングシステム (RSS) の MSU 及び AMSU マイクロ波探査計気温データ V4.0 (Mears and Wentz 2016, 2017) を用いる。

JRA-3Q の全球平均気温では、(2) で述べた要因により、大規模火山噴火後の成層圏の昇温量が小さい傾向はあるが、その他の点では、HadAT2 や RSS V4.0 と非常によく似た変動が再現されている。特に、JRA-55 では過少だった下部成層圏気温の下降トレンドが JRA-3Q では HadAT2 とほぼ同等になっている (図 4.12.4(a))。その要因としては、JRA-55 では 1978 年以前のゾンデデータが月別気候値であったのに対し、JRA-3Q では全期間について MRI-CCM2 (Deushi and Shibata 2011) により作成されたゾンデ再解析データを利用していること、ラジオゾンデ気温観測のバイアス補正を JRA-55 では RAOBCORE V1.4 (Haimberger et al. 2008) 及び

V1.5 (Haimberger et al. 2012) に基づいて行ったのに対し、JRA-3Q では RISE (RICH with solar elevation dependent) v1.7.2 (Haimberger et al. 2012) に更新したことが考えられる。

(4) 熱帯低気圧

JRA-3Q で用いる熱帯低気圧ボーガスについては、JRA-55 と異なり、気象庁の北西太平洋用の台風ボーガス作成手法 (JMA 2019) を用いており、同手法を全領域に適用できるように拡張したうえで、熱帯低気圧ボーガスを自主作成し利用している (気象庁 2021)。図 4.12.5 は JRA-3Q、JRA-55 及び ECMWF 再解析 ERA5 (Hersbach et al. 2020) における領域別の熱帯低気圧検出率の比較を示している。JRA-55 では、熱帯低気圧周辺風での算出方法の不具合による、解析された熱帯低気圧強度の不自然な長期変化傾向により、1990 年代以降、検出率が低下していることが分かる。JRA-3Q では、前述の熱帯低気圧ボーガス作成手法に変更したことにより、2010 年代初めまでは概ね 90% 以上の検出率を維持しており、熱帯低気圧解析の一貫性が大幅に改善している。

しかしながら、2013 年以降の期間については、北西太平洋以外の領域で検出率の急落が見られる。調査の結果、以下の原因によるものであることが分かった。

JRA-3Q では熱帯低気圧ボーガス作成の入力データとして、2012 年まではベストトラック・データベース IBTrACS (Knapp et al. 2010) v03r05、2013 年以降は国際民間航空機関 (ICAO) に指名された熱帯低気圧アドバイザーセンターから受信した熱帯低気圧電文を利用している。このうち、熱帯低気圧電文について、電文時刻・形式が想定外のものになっていたことや電文が未受信であったことにより、JRA-3Q で利用されない期間があったため、熱帯低気圧解析の品質が低下した。

上記の熱帯低気圧解析の品質改善のため、2013 年以降の期間について再計算を実施する予定である。

4.12.4 まとめと今後の予定

長期再解析データの期間延長と品質向上を図るため、1940 年代末以降を対象とする JRA-3Q 長期再解析を実施している (本稿執筆 2021 年 12 月時点でストリーム A 期間は完了、ストリーム B 期間は 1987 年まで、ストリーム C 期間は 1954 年まで実施)。JRA-3Q では、現行の JRA-55 以降の現業全球数値解析予報システム及び海面水温解析の開発成果や、国内外の気象機関等によるデータレスキュー、衛星運用機関による衛星データの再処理による過去の観測データ拡充の成果等を活用している。これらの成果の活用により、JRA-55 から更にプロダクトの品質が向上していることが 2 日予報スコア及びラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度による評価等により示された。

他方、大規模火山噴火後の成層圏の昇温量が小さい

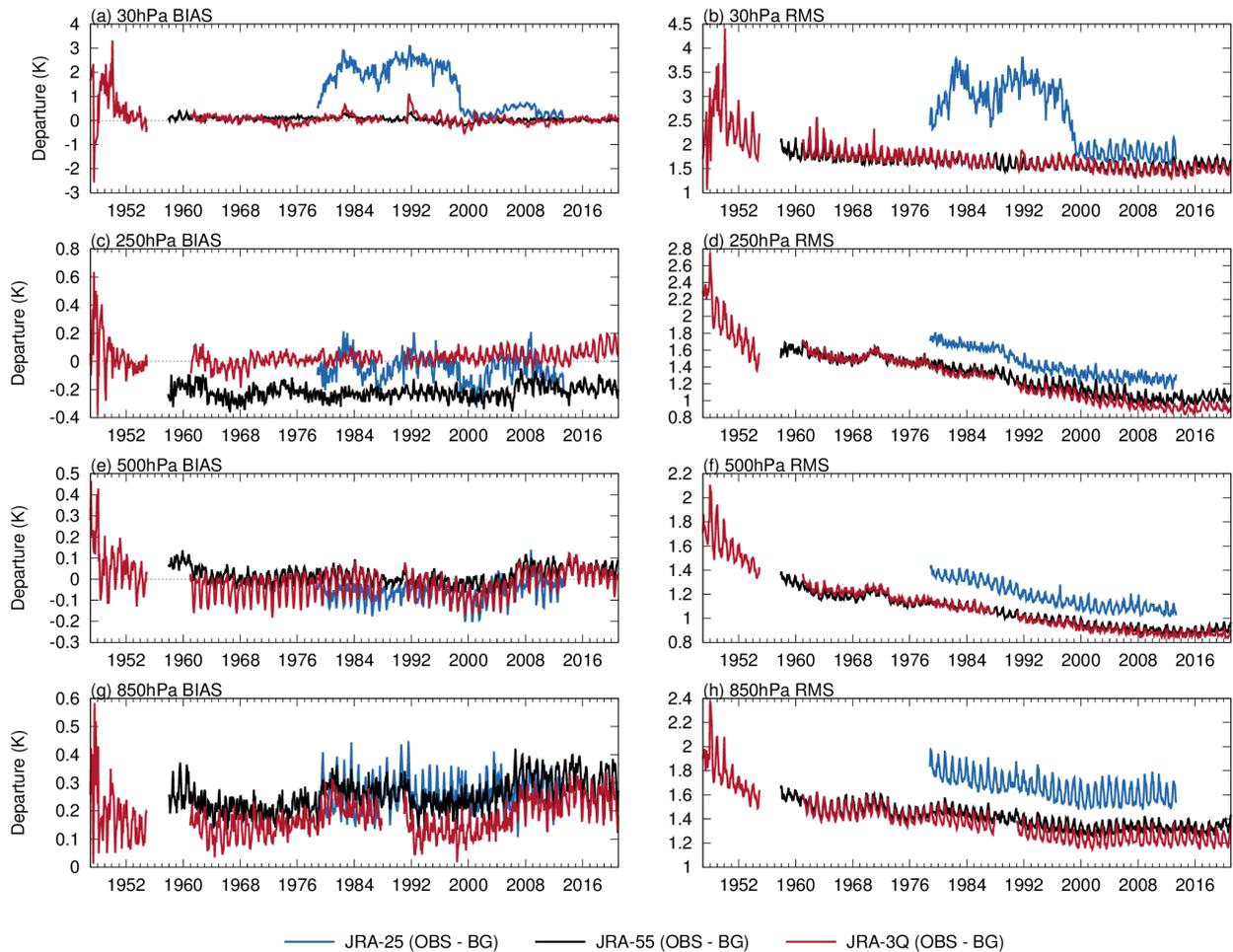


図 4.12.3 JRA-25、JRA-55 及び JRA-3Q で使用したラジオゾンデ気温観測対背景値 D 値の全球平均、及び RMS の時系列

傾向や、1970 年代以前の対流圏中層のラジオゾンデ気温観測との整合性が JRA-55 と比べて若干改悪しているといった問題点も明らかになった。これらの要因としては、JRA-3Q では現在の充実した観測システムに対して最適化された水平相関距離が短い背景誤差共分散を利用しているため、観測データの少ない過去期間においてモデルバイアスを十分に拘束できない場合があり得ることが推測される。将来の再解析においては、観測システムへの変遷に対してデータ同化システムを効果的に適合させるための調整方法について、検討すべきと考えられる。

熱帯低気圧解析については、JRA-3Q では気象庁の台風ボーガス作成手法を用いて全領域で熱帯低気圧ボーガスを自主作成し利用することにより、JRA-55 と比べて熱帯低気圧解析の一貫性が大幅に改善した。しかし、2013 年以降の期間については、熱帯低気圧ボーガス作成処理の不備により、熱帯低気圧検出率が急落していることが判明したため、同期間の再計算を実施する予定である。

JRA-3Q 本計算は、2013 年以降の再計算も含め、全期間を 2022 年度中に完了する計画であり、引き続き、プロダクトの品質評価を進める予定である。

参考文献

- Bronnimann, S. and A. Stickler, 2013: *The Comprehensive Historical Upper Air Network*. Research Data Archive at NCAR, Computational and Information Systems Laboratory, doi:10.5065/AHPM-FC10, Accessed 29 Aug 2017.
- Central Meteorological Observatory, 1948: *Aerological data of Japan*.
- Compo, et al., G. P., 2019: *The International Surface Pressure Databank version 4*. Research Data Archive at NCAR, Computational and Information Systems Laboratory, doi:10.5065/9EYR-TY90, Accessed 17 Mar 2020.
- Deushi, M. and K. Shibata, 2011: Development of a Meteorological Research Institute Chemistry-Climate Model version 2 for the study of tropospheric and stratospheric chemistry. *Pap. Meteor. Geophys.*, **62**, 1–46, doi:10.2467/mripapers.62.1.
- Dunn, R. J. H., 2019: HadISD version 3: monthly updates. Hadleycentre tech. note, Met Office, 8 pp., Exeter, UK.

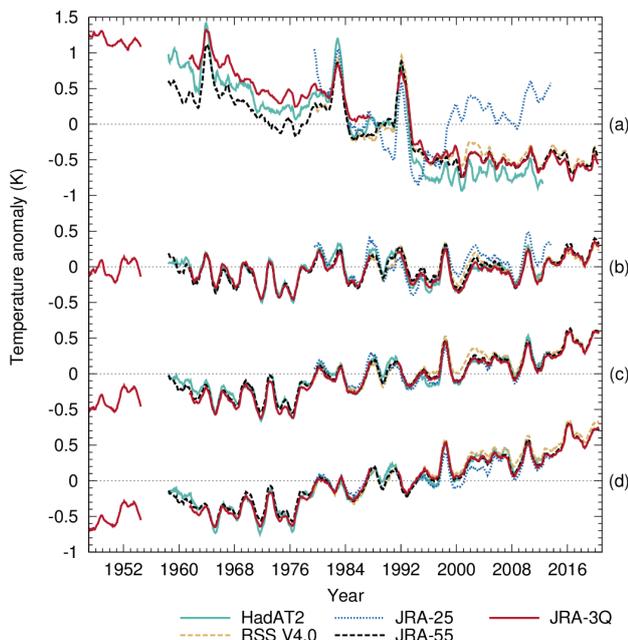


図 4.12.4 (a) 下部成層圏、(b) 対流圏上層、(c) 対流圏中層、(d) 対流圏下層の気温偏差の $82.5^{\circ}\text{N}\sim 82.5^{\circ}\text{S}$ の領域平均の 12 か月移動平均値の時系列。RSS V4.0 の時系列は MSU チャンネル 4、3、2 の観測値とその対流圏下層への外挿値であるのに対し、HadAT2、JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 の時系列は気温から計算した MSU 等価量である。偏差は JRA-3Q を除きそれぞれのデータセットの 1979~1998 年の期間の月気候値に対して計算されている。JRA-3Q の偏差については JRA-55 の月気候値に対して計算されている。

<https://www.metoffice.gov.uk/research/library-and-archive/publications/science/climate-science-technical-notes>.

Durre, I., X. Yin, R. S. Vose, S. Applequist, and J. Arnfield, 2016: *Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA), Version 2*. NOAA NCEI, doi:10.7289/V5X63K0Q, Accessed 29 Jul 2017.

Freeman, E., S. D. Woodruff, S. J. Worley, S. J. Lubker, E. C. Kent, W. E. Angel, D. I. Berry, P. Brohan, R. Eastman, L. Gates, W. Gloeden, Z. Ji, J. Lawrimore, N. A. Rayner, G. Rosenhagen, and S. R. Smith, 2017: ICOADS Release 3.0: A major update to the historical marine climate record. *Int. J. Climatol.*, **37**, 2211–2237, doi:10.1002/joc.4775.

Haimberger, L., C. Tavolato, and S. Sperka, 2008: Toward elimination of the warm bias in historic radiosonde temperature records—Some new results from a comprehensive intercomparison of upper-air data. *J. Climate*, **21**, 4587–4606, doi:10.1175/2008JCLI1929.1.

Haimberger, L., C. Tavolato, and S. Sperka, 2012: Homogenization of the global radiosonde temper-

ature dataset through combined comparison with reanalysis background series and neighboring stations. *J. Climate*, **25**, 8108–8131, doi:10.1175/JCLI-D-11-00668.1.

Hatsushika, H., J. Tsutsui, M. Fiorino, and K. Onogi, 2006: Impact of wind profile retrievals on the analysis of tropical cyclones in the JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 891–905, doi:10.2151/jmsj.84.891.

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.-N. Thpaut, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 1999–2049, doi:10.1002/qj.3803.

JMA, 1961: *Official Report of Typhoon Vera*.

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 System (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research*. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 229 pp., <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/nwp-top.htm>.

気象庁, 2021: 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗。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, 115–124 pp.

Knapp, K. R., M. C. Kruk, D. H. Levinson, H. J. Diamond, and C. J. Neumann, 2010: The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 363–376, doi:10.1175/2009BAMS2755.1.

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.

Mears, C. A. and F. J. Wentz, 2016: Sensitivity of satellite-derived tropospheric temperature trends to the diurnal cycle adjustment. *J. Climate*, **29**, 3629–3646, doi:10.1175/JCLI-D-15-0744.1.

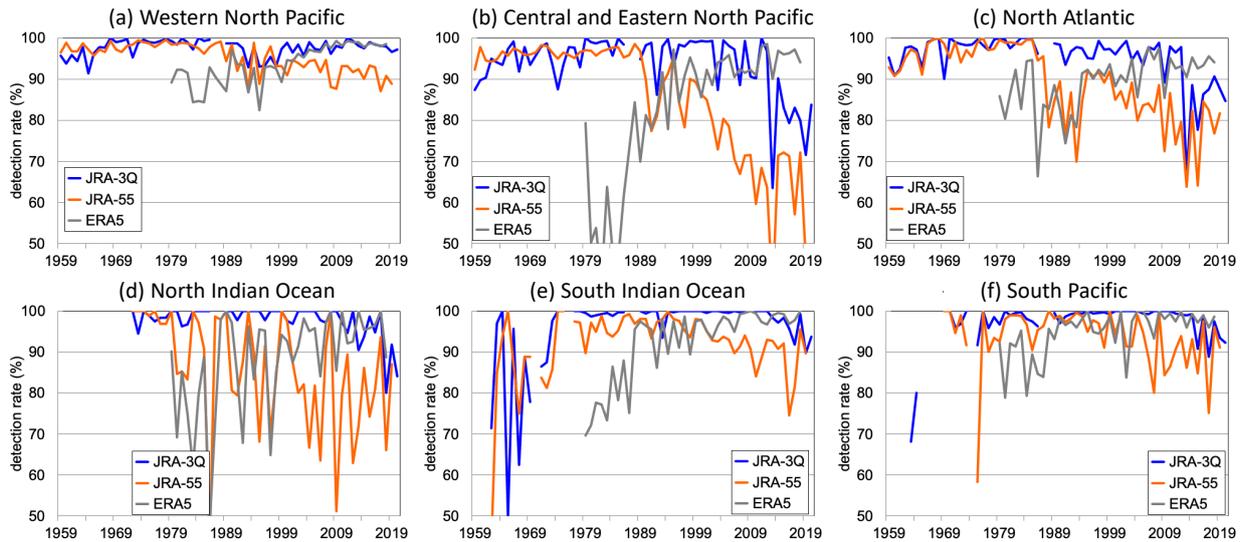


図 4.12.5 (a) 北西太平洋、(b) 中部北太平洋及び北東太平洋、(c) 北大西洋、(d) 北インド洋、(e) 南インド洋、(f) 南太平洋における JRA-3Q、JRA-55 及び ERA5 の熱帯低気圧検出率。熱帯低気圧の検出方法は Hatsushika et al. (2006) に準拠し、合同台風警報センターおよび米国国立ハリケーンセンターのベストトラックデータを使用した。(気象研究所 釜堀弘隆氏提供)

Mears, C. A. and F. J. Wentz, 2017: A satellite-derived lower-tropospheric atmospheric temperature dataset using an optimized adjustment for diurnal effects. *J. Climate*, **30**, 7695–7718, doi:10.1175/JCLI-D-16-0768.1.

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432, doi:10.2151/jmsj.85.369.

Smith, A., N. Lott, and R. Vose, 2011: The Integrated Surface Database: Recent developments and partnerships. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 704–708, doi:10.1175/2011BAMS3015.1.

Thorne, P. W., D. E. Parker, S. F. B. Tett, P. D. Jones, M. McCarthy, H. Coleman, and P. Brohan, 2005: Revisiting radiosonde upper-air temperatures from 1958 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18 105, doi:10.1029/2004JD005753.

Uppala, S. M., P. W. Kllberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hlm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Mor-

crette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, 2005: The ERA-40 reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.

van de Berg, L., J. Gustafsson, and A. Yildirim, 2001: Reprocessing of atmospheric motion vectors from Meteosat image data. *ECMWF ERA-40 Project Report Series 3*, ECMWF, 159–168, <https://www.ecmwf.int/en/publications>.

4.13 波浪モデル

4.13.1 はじめに

現在、気象庁では波浪注意報・警報のための基礎となる波浪予測を行うための決定論波浪モデルとして、全球波浪モデルと沿岸波浪モデルを運用している(竹内ほか 2012)。これら波浪モデルの精度向上に向け、数値予報開発センターでは 2021 年度には

- 全球波浪モデルの高解像度化
- 波浪モデルへの高次移流スキームの導入
- 波浪データ同化での新規衛星観測データの利用

等の開発を行っている。

4.13.2 全球波浪モデルの高解像度化

現在の全球波浪モデルの解像度は 0.5° (約 55 km) であるが、これを 0.25° (約 27 km) にする計画で開発を進めている。高解像度化によりこれまでの 0.5° では十分に解像できていなかった諸島や海峡等が解像できるようになり、予測精度が向上することが期待される。

4.13.3 波浪モデルへの高次移流スキームの導入

現在の波浪モデルでは移流スキームとして風上一次差分を使用しているが、予測精度向上を目指し、数値拡散が小さく精度の高い移流スキームの利用可能性検討を行っている。Li (2008) の Upstream Nonoscillatory advection schemes (UNO) を波浪モデルに実装し、理想実験等を通じた動作確認を行った。今後は実際の地形を適用した現実的な波浪予測の実験を行い、インパクトを調査していく予定である。

4.13.4 波浪データ同化での新規衛星観測データの利用

波浪モデルでは初期値作成のため、最適内挿法によるデータ同化を行っている。この波浪データ同化では、船舶、ブイ、波浪計等の現場観測に加えて、地球観測衛星に搭載の海面高度計で計測された波高データも用いている。現在気象庁の波浪データ同化で使用している衛星観測データは Jason-3, Saral, Sentinel-3A/B の 4 衛星のデータであるが、これら以外に CryoSat-2, CFOSAT, Sentinel-1A/B, Sentinel-6 等の衛星観測データも各衛星機関から公開されている。現在未使用の衛星観測データを今後活用していくために、データの収集、観測精度の確認等を進めているところである。

参考文献

- Li, J. G., 2008: Upstream nonoscillatory advection schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4709–4729.
- 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.

4.14 高潮モデル

4.14.1 はじめに

気象庁は、台風や発達した温帯低気圧によって引き起こされる高潮を予測するため、二種類の高潮モデルを運用している。一つは日本国内の高潮注意報・警報発表のための日本域高潮モデル(林原 2011)、もう一つはWMO 高潮監視スキーム (Storm Surge Watch Scheme, SSWS) に基づき台風委員会メンバー(国および地域)に高潮予測情報を提供するためのアジア域高潮モデルである(Hasegawa et al. 2017)。2021 年度には、数値予報開発センターにおいて、これらの高潮モデル改良に向けた以下の開発を行っている。

- 高潮の早期注意情報の提供に向けた高潮アンサンブル予報システムの開発
- 日本域高潮モデルの予報時間延長に向けた開発
- 新しいアジア域高潮モデルの開発

以下では、それぞれの開発内容について述べる。

4.14.2 高潮の早期注意情報の提供に向けた高潮アンサンブル予報システムの開発

気象庁は、警報級の現象が5日先までに予想されるときには、その可能性を「早期注意情報(警報級の可能性)」として発表する。早期注意情報は、現在、雨、雪、風、波を対象に発表されているが、台風等に伴う高潮についてもニーズがあることから、数値予報開発センターでは高潮早期注意情報向けに日本域高潮モデルを用いた高潮アンサンブル予報システムの開発を進めている。現在の日本域高潮モデルでも、台風進路予報の不確実性を考慮するために、台風時には6メンバーのアンサンブル的な予測計算を行っている。しかし、台風進路の数10 km 程度の違いでも各地域の高潮発生状況は大きく変わる可能性があることから、現行の6メンバー予測は5日先までの高潮発生可能性を予測するには十分とは言えない。そこで、米国 NOAA が運用している the probabilistic tropical storm surge model (P-Surge; Gonzalez and Taylor 2018) を参考に、台風進路に摂動を与える多メンバーアンサンブル予報の手法を開発している。P-Surge ではハリケーン予報の不確実性を考慮するために、(1)ハリケーン進路、(2)進行速度、(3)強度、(4)ハリケーンの大きさの摂動を組み合わせ数百メンバーの高潮モデルアンサンブルを実行する。開発中の高潮アンサンブルでは計算機資源も考慮し、上記のうち高潮予測に最も影響が大きいと考えられる(1)台風進路直交方向の摂動を与えた高潮モデルのアンサンブル予報を実行する。(2)の進行速度の不確実性については、モデル計算後の後処理にて高潮モデルで予測した潮位偏差を台風進行速度に応じて時間をずらした後、別途計算した天文潮位を加算することで考慮する構成で開発を進めている。

4.14.3 日本域高潮モデルの予報時間延長

第4.4節で報告されている通り、メソ数値予報システムでは00, 12UTC 初期値の予測時間を78時間に延長する開発が進められている。日本域高潮モデルについても台風防災向け情報の改善に向け、MSM 78時間予測を活用し予測時間を78時間に延長する計画である。

4.14.4 新しいアジア域高潮モデルの開発

(1) 非構造格子有限体積法の導入

現在のアジア域高潮モデルでは、水平解像度 $1/30^\circ$ (約3.7 km)の等緯度経度格子を用いており、有限差分法による予測計算を行っている。現在の水平解像度は日本及び各国の海岸地形を解像するのに十分とは言えず、高解像度化が望まれる。しかし、同じモデルを用いて単純に高解像度化すると、膨大な計算機資源が必要になる。そのため、比較的少ない資源で動作する非構造格子有限体積法高潮モデルを開発している。非構造格子を用いることで、沿岸付近は解像度を高く、沖合は低くし総格子数を抑えることができる。これにより、高解像度化と計算効率化の両立を図る。

(2) アンサンブルメンバー増と確率プロダクトの導入

台風予測の不確実性を考慮するために、同モデルでは大気外力としてGSM 予測結果に加えて、全球EPSのアンサンブルメンバーからクラスター解析により5メンバーを抽出し、合計6メンバーのアンサンブル予報を行っている。数日先の台風予報の不確実性に伴う高潮予測の不確実性を考慮するために、全球EPSの51メンバー全てを用いた高潮アンサンブルを実行し、超過確率等の確率予測プロダクトを提供する計画である。

(3) 台風ボーガス手法の改善

第3.5節で報告したように、日本域高潮モデルでは台風ボーガスに陸地の影響考慮や台風のパラメータ計算手法の改善を2021年4月に導入したが、アジア域高潮モデルでは同改善策はまだ導入されていない。上述の各種改善と共に、同様の台風ボーガス改善手法をアジア域高潮モデルに導入予定である。

参考文献

- Gonzalez, T. and A. Taylor, 2018: Development of the NWS' Probabilistic Tropical Storm Surge Model. *Proceedings of the 33rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Ponte Vedra, FL, USA*, 11.
- Hasegawa, H., N. Kohnno, M. Higaki, and M. Itoh, 2017: Upgrade of JMA's Storm Surge Prediction for the WMO Storm Surge Watch Scheme (SSWS). *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, 19, 1-9.
- 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.

4.15 海況監視予測システム

4.15.1 はじめに

気象庁は、日本周辺の詳細な海況・海水情報提供のため 2020 年 10 月から日本沿岸海況監視予測システム (MOVE/MRI.COM-JPN、以下 JPN システムと記す) を現業運用している。JPN システムは、気象研究所にて開発された MRI.COM (Tsuji no et al. 2017; Sakamoto et al. 2019) および海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM (Hirose et al. 2019) をベースとしている。JPN システムは海洋モデルに加え海水モデルも組み込んでおり、海況予測と整合の取れた海水予測を行うことが可能である。このことから従来の気象庁海水予測モデル (佐藤ほか 1989) に替えて、JPN システムによる海水予測を海水予測業務に使用する計画である。一方で、現在の JPN システムの海水予測にはオホーツク海南部における密接度や海水域の過小傾向があることから、数値予報開発センターでは気象研究所と協力して海水予測改善に向けた開発を行ってきた。

また、JPN システム中の海洋データ同化 遅延解析¹では大気外力として JRA-55 を使用しているが、2021 年 10 月からは第 4.12 節の通り JRA-3Q が現業運用を開始されたことから、遅延解析での大気外力を JRA-55 から JRA-3Q に切り替える。

これらの開発項目を合わせた JPN システム業務化試験を行い精度検証を行った。本稿ではその概要を報告する。

4.15.2 改良・変更項目の概要

● 海水予測改良

- 海洋データ同化で参照する平均海面力学高度気候値データを Mensah et al. (2019) の観測・研究成果を反映したデータに差し替える。これによりオホーツク海南部での高水温バイアスが軽減される。
- JPN 海洋データ同化に、海水下の混合層での水温を結氷温度に近づけるように水温修正量を下方修正する処理を追加。これは、北太平洋データ同化ではすでに導入されていた処理を日本域 2km モデルでの同化にも適用するものである。
- 海水密接度をデータ同化する際に、沿岸海水生成域で誤って融解されないようにするための陸マスクを導入。
- JPN では海洋データ同化による水温低下によって、北海道南東方等で本来発生しないはずの海水が生じることがまれにあった。これを防ぐため、各格子点が一定の条件 (水温、気候値での海水有無、等) を満たす場合には水温修正量を加えない処置を追加。

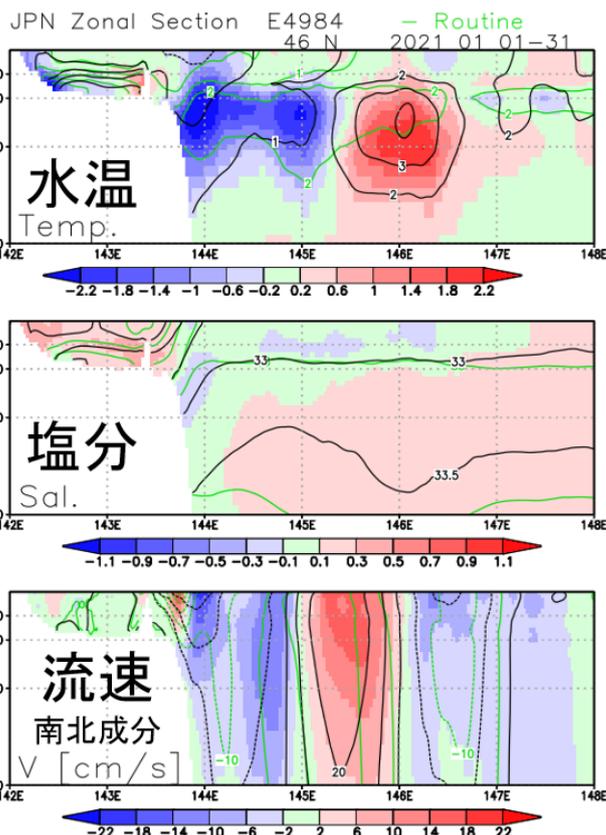


図 4.15.1 JPN 解析値 2021 年 1 月平均水温・塩分・南北流速 46°N 鉛直断面。黒の等値線は TEST、緑の等値線は CNTL、シェードは TEST-CNTL 差を表す。

ずの海水が生じることがまれにあった。これを防ぐため、各格子点が一定の条件 (水温、気候値での海水有無、等) を満たす場合には水温修正量を加えない処置を追加。

- 遅延解析での大気外力を JRA-55 から JRA-3Q に変更
 - 大気外力の更新間隔も JRA-55 の 3 時間毎から、JRA-3Q に合わせ 1 時間毎と高頻度化

4.15.3 業務化試験の結果

2020 年 9 月～2021 年 9 月の約 1 年間を対象期間として、JPN システムの遅延解析、速報解析、予測の業務化試験 (以下、TEST) を実行した。なお、海水改善策の効果が対象海域であるオホーツク海の水温・塩分場に波及するための時間を考慮して、遅延解析は 2019 年 10 月からスピナップを開始した。対照実験 (CNTL) としては、現行のルーチン結果を使用した。TEST は CNTL と比べ、以下の改善および特性の変化が見られた。概要を以下に示す。

(1) オホーツク海南部海水予測改善策の効果

オホーツク海南部での冬季の水温・塩分・海流場は、TEST で水溫・塩分低下、南向きの流れ強化など海水の生成・維持に適切な変化となっていることを確認した (図 4.15.1)。

¹ JPN システムでは、速報解析と遅延解析の 2 つの海洋データ同化を実行している。前者は予測の初期値を作成するためにリアルタイム性を重視した解析、後者はなるべく多くの観測値を同化して精度を上げるために過去に遡って実施する解析のことである。JPN システムの遅延解析は最大約 50 日前に遡って実施している。

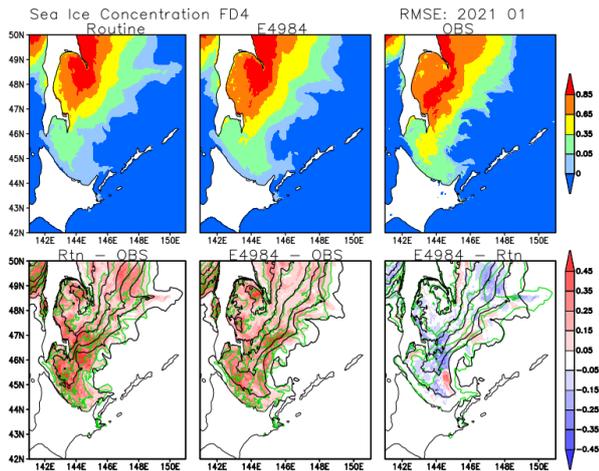


図 4.15.2 2021 年 1 月 JPN 4 日予測 海氷密度度。(上段) 月平均場。左より CNTL、TEST、解析 (下段) RMSE。左より CNTL、TEST、TEST-CNTL 差。

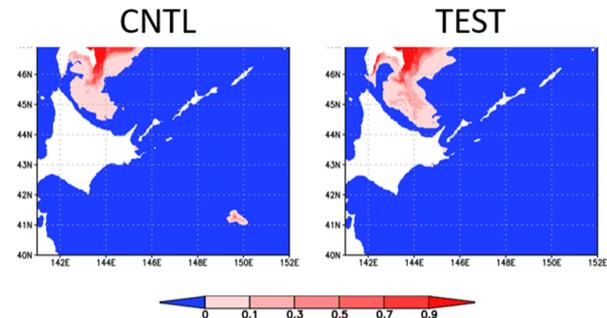


図 4.15.3 2021 年 1 月 18 日を初期日とする JPN 1 日予測 海氷密度度。(左) CNTL、(右) TEST

2020~2021 年冬季の海氷密度度予測について海氷速報解析 (金子 2007) に対する検証を行い、TEST では負バイアス傾向は残るものの、CNTL と比較して負バイアスおよび RMSE が減少し精度改善していることを確認した (図 4.15.2)。上記の傾向は他の月、他の予測時刻でも同様であり、TEST で改善傾向であった (図略)。

CNTL では、実験期間中の 2021 年 1 月 18 日初期日に北海道南東方 (41° N、150° E 付近) に観測にはない海氷が生じていたが、TEST ではこの海氷生成が想定通り抑制されていることを確認した (図 4.15.3)。

加えて、オホーツク海南部 (42~48°N、140~150°E) を対象に海氷速報解析を真値とみなした統計検証を行った (図 4.15.4)。各予測対象時間、各月とも RMSE は CNTL から減少、また、バイアスは CNTL で認められていた 1 月、3 月の負バイアス傾向が減少する等、一般的に改善傾向が確認された。

海氷密度度 ≥ 0.05 を閾値とした海水域のスレットスコア等の統計検証も行った (図 4.15.5)。捕捉率、スレットスコアは CNTL よりも 1 に近づき改善している。また、バイアスコアでは、1 月、3 月に CNTL で見ら

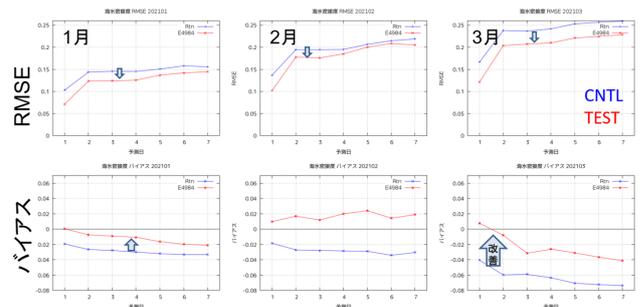


図 4.15.4 JPN 海氷密度度予測統計検証スコア。(左) 2021 年 1 月、(中央) 2 月、(右) 3 月。(上段) RMSE、(下段) バイアス。図中、赤、青線はそれぞれ TEST、CNTL。

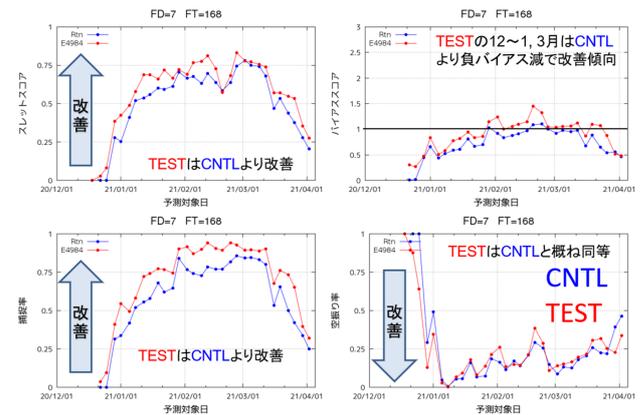


図 4.15.5 JPN 海水域統計検証スコア。7 日目予測を評価対象としている。(左上) スレットスコア、(右上) バイアスコア、(左下) 捕捉率、(右下) 空振り率。図中、赤、青線はそれぞれ TEST、CNTL。

れた負バイアス (< 1) 傾向が減じて 1 に近づき改善傾向であった。

(2) 遅延解析での大気外力に JRA-3Q を用いた解析結果の検証

遅延解析について対現場観測 (フロート・船舶・ブイ等) 統計検証を行った結果、水温バイアス・RMSE は季節・海域・層によって改善・改悪混在がみられるが、概ね中立であることを確認した (図 4.15.6、図 4.15.7)。

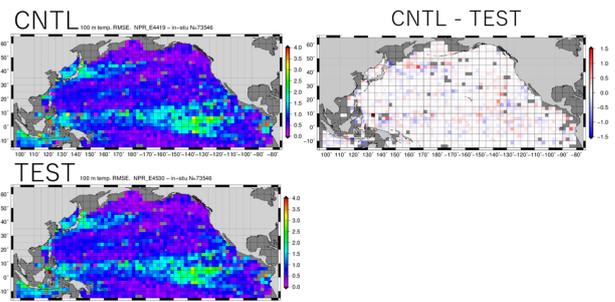


図 4.15.6 JPN システム (北太平洋同化システム) 遅延解析 100m 深水温 対現場観測 RMSE。右上図は CNTL-TEST 差で図中赤が TEST の改善を示す。

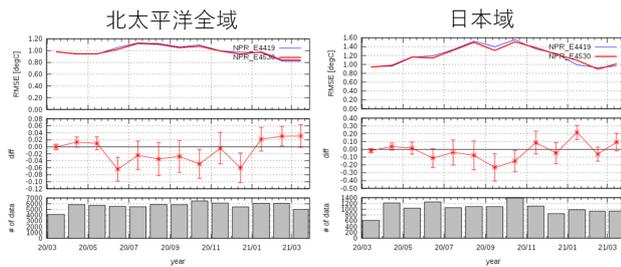


図 4.15.7 JPN システム遅延解析 100m 深水温 対現場観測 月別 RMSE 時系列。(左) 北太平洋全域、(右) 日本域。上段は RMSE で、図中、赤、青線はそれぞれ TEST、CNTL。中段は RMSE TEST-CNTL 差。下段は検証に用いた観測データのサンプル数。

4.15.4 まとめ

上に示したように、海水予測については負バイアス・RMSE が減少し改善傾向であること、水温解析場では概ね中立であることが確認されたことから、上記の改良の現業化を令和 4 年 1 月に行う。

なお、海水予測については本稿で報告した改善策により一定の改善が得られたものの、過小傾向はまだ残っていることから、今後も引き続き JPN システムの海水予測精度改善に向けて取り組む予定である。

参考文献

- 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.
- 金子秀毅, 2007: オホーツク海の気象 —大気と海洋の双方向作用— 第 8 章海水域の解析とその変動の特徴. *気象研究ノート*, **214**, 75–92.
- Mensah, V., K. I. Ohshima, T. Nakanowatari, and S. Riser, 2019: Seasonal changes of water mass, circulation and dynamic response in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **144**, 115–131, doi: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.01.012>.
- 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.
- 佐藤清富, 加納裕二, 白土正明, 1989: 北海道周辺海域を対象とした数値海水モデル. *気象庁研究時報*, **41(4)**, 121–136.
- Tsujino, H., H. Nakano, K. Sakamoto, S. Urakawa, M. Hirabara, H. Ishizaki, and G. Yamanaka,

4.16 黄砂解析予測システム

気象研究所では、本システムで利用している全球エロゾルモデルやデータ同化に関する研究・開発を進めている。これらの研究・開発成果については、黄砂予測への影響を確認した後、必要に応じて本システムへの反映を検討する。また、本システムのデータ同化で利用している静止気象衛星ひまわりの光学的厚さ（AOT）解析プロダクトについて、そのリトリーバルアルゴリズムの改良を進める大気海洋部業務課気象技術開発室に協力している。

4.17 紫外線予測システム

気象研究所では、本システムで利用している全球化学輸送モデルやデータ同化に関する研究・開発を進めている。これらの研究・開発成果については、紫外線予測への影響を確認した後、必要に応じて本システムへの反映を検討する。また、気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）のために、気象研究所の技術協力を得て、衛星観測によるオゾン全量データを同化した高精度なオゾン再解析の計算を実施した。なお、JRA-3Qの準リアルタイム運用にあわせてオゾン再解析も同様に2021年10月から運用を開始した。

4.18 大気汚染気象予測システム

東日本や西日本を対象とした水平解像度5kmの高解像度版領域化学輸送モデルについて、領域拡張及び地上オゾン観測データ同化手法（池上ほか2017）の導入を進めている。これらの開発を本システムに反映することでアジア域の領域化学輸送モデルとの統合を図る。

4.19 二酸化炭素解析システム

二酸化炭素解析については、その入力データに用いている観測地点の偏在（図4.19.1）があり、世界全体の均質的な解析に大きな支障となっている。その対応として、広範囲を一様な品質で観測する衛星観測の利用が考えられる。このため、温室効果ガス観測技術衛星（GOSAT）のデータ同化利用について、気象研究所の研究成果をもとに開発を行い、二酸化炭素解析の精度向上が確認できた（図4.19.2）。今後、2022年度中のGOSATデータ同化導入を目指して本システムへの適用を進める予定である。

参考文献

Machida, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirokuni, N. Kondo, K. Goto, T. Nakazawa, K. Ishikawa, T. Ogawa, 2008: Worldwide measurements of atmospheric CO₂ and other trace gas species using commercial airlines. *J. At-*

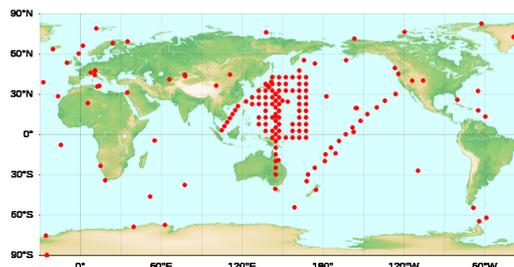


図 4.19.1 大気 CO₂ 解析に使用する観測点の分布。南米やアフリカなど観測地点がほとんどない地域が存在する。気象庁 HP から引用。

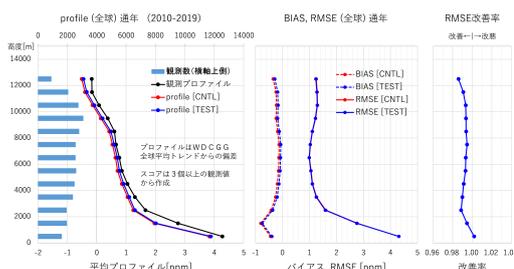


図 4.19.2 検証用格子点値に変換した CO₂ 航空機観測（CONTRAIL; Machida ほか（2008）を参照値とした、GOSAT 同化なし（CNTL）、GOSAT 同化あり（TEST）の CO₂ モデル解析値の高度別検証スコア。検証期間は 2010 年から 2019 年。（左）航空機観測（黒）と対応するモデル解析値（CNTL（赤）、TEST（青））による CO₂ 濃度の全球全期間平均の鉛直プロファイル（CO₂ 濃度の経年増加分は差し引いている）。棒グラフはスコア作成に用いた月平均値の数。（中）月平均解析値のバイアス（破線）と RMSE（実線）。CNTL と TEST の色は左図と同じ。（右）RMSE 改善率（RMSE(TEST)/RMSE(CNTL)）。平均プロファイルは CNTL に比べ TEST のほうが観測に近く、バイアスはすべての高度で 0 に近づき、RMSE 改善率は高度 0~1km を除き 1 より小さく改善となった。

mos. Oceanic. Technol., **25**, 1744–1754, (doi: 10.1175/2008JTECHA1082.1).

池上雅明, 鎌田茜, 梶野瑞王, 出牛真, 2017: 気象庁領域大気汚染気象予測モデルへの地上オゾン観測データ同化. 測候時報, **84**, 97–107.

4.20 線状降水帯予測の評価

4.20.1 はじめに

日本国内では、毎年のように線状降水帯による顕著な大雨が発生し、数多くの甚大な災害が生じている。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年を目標にして、半日前程度から線状降水帯の発生・停滞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。気象庁では本提言に沿って、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て、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にすることを重点目標のひとつとした。

近年では令和2年7月豪雨(気象庁2020)時の、特に4日朝の熊本県の大雨に対して、前日の夕方時点まで予測することが困難であった。そのことを契機に、気象庁で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、線状降水帯予測精度の向上のため、観測の強化・予測の改善の方策に取り組んでいる。令和2年12月23日には大学等研究機関の専門家の協力を得て、最新の研究の知見を取り入れることを目的とした「線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ」が発足された。続いて、令和3年6月3日から九州西方海上で船舶に搭載したGNSS可降水量の観測が開始され、令和3年6月17日には防災情報として「顕著な大雨に関する情報¹」の提供が開始された。さらには、線状降水帯の予測精度向上を前倒しで推進し、予測精度向上を踏まえた情報の提供を早期に実現するため、水蒸気観測等の強化、気象庁スーパーコンピュータの強化や「富岳」を活用した予測技術の開発等を早急に進める目的で、令和3年度気象庁関係補正予算が計上された。

このような状況下において、線状降水帯の予測精度向上を図ることが不可欠であり、気象庁業務評価レポート(令和3年度版)²において、「半日前程度の雨量予測精度の向上を評価するための数値指標についても令和3(2021)年度中に作成することを検討する」としている。これまでメソ数値予報システム等の改良時には線状降水帯を含む強雨の事例毎の検証は行われているが、1か月程度の期間の数値予報実験では、線状降水帯事例数があまりに少ないため、数値予報における線状降水帯の予測精度はあまり知られていない。このため、数値予報開発センター評価チームでは、線状降水帯予測の精度について調査を行った。

本節では、線状降水帯予測の評価指標のために行った、線状降水帯の検出手法、評価手法の調査とその結

果について報告する。

4.20.2 評価対象と評価手法

線状降水帯は台風のように明確な定義はまだ確立されていないが、線状降水帯の事例研究だけでなく、津口(2016)での解説やHirockawa et al.(2020)のように線状降水帯を客観的に検出・分類する手法が開発されている。他にも、線状降水帯の定義にはいくつかの候補があるが、ここでは防災情報として発表されている、「顕著な大雨に関する情報」で示されている定義に準拠し、

1. 解析雨量(5 km メッシュ)において前3時間積算降水量が100 mm以上の分布域の面積が500 km²以上
2. 1.の形状が線状(長軸・短軸比2.5以上)
3. 1.の領域内の前3時間積算降水量最大値が150 mm以上

を線状降水帯の検出条件とした³。

評価対象とする予測は、現業MSMの12-15時間の3時間予測降水量とした。これにより、気象庁業務評価レポート(令和3年度版)で示されている半日前程度の雨量予測精度に対して、過去数年以上の変化を見ることができる。

評価手法として、線状降水帯の現象の有無を予測と実況それぞれについて判定し、その結果により標本を分類する、カテゴリ検証を用いた。予測での線状降水帯の判定条件は、解析雨量で検出された線状降水帯を「実況あり」に対して、予報地方単位程度の位置ずれに相当する100 km以内に線状降水帯が予測できた場合を「予測あり」とした。実際に線状降水帯を予測できたとする事例を図4.20.1に示す。実際の位置ずれの範囲は、解析雨量で検出された線状降水帯(桃)を等緯度経度で囲み(青点線枠)、そこから100 kmで囲われた範囲(青実線枠)内とした。

現象の有無に分類された事例数を表4.20.1の通り定義し、主に「実況あり」の時に予測が適中した割合である「捕捉率」

$$\text{捕捉率} \equiv \frac{FO}{FO + XO} \quad (4.20.1)$$

と「予測あり」の時に実況があった割合、すなわち空振りをしなかった割合である「一致率」

$$\text{一致率} \equiv \frac{FO}{FO + FX} \quad (4.20.2)$$

の2つの指標について、MSMの年推移を調査した。

¹ <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownbosai/kenchoame.html>

² <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/hyouka/hyouka-report/r03report/r03report.index.html>

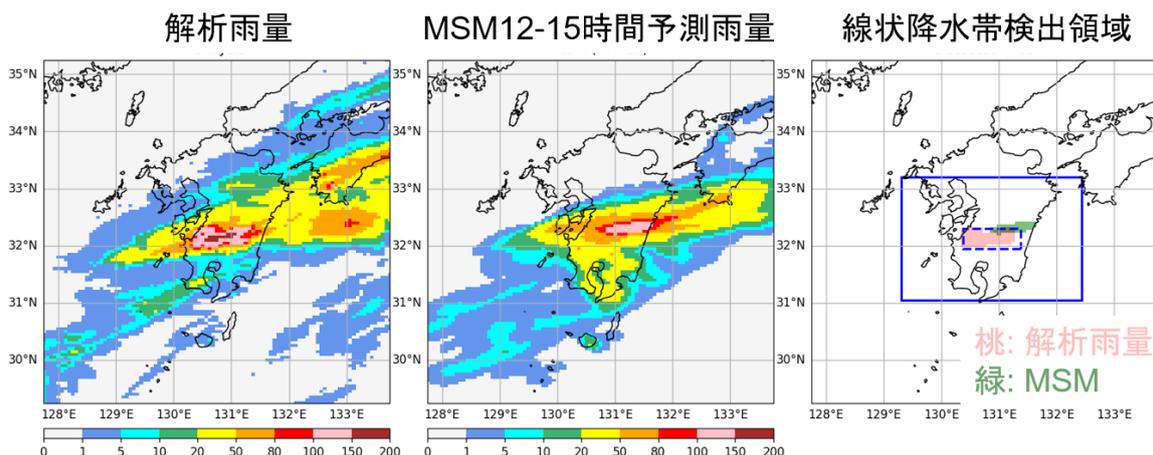


図 4.20.1 2020 年 7 月 3 日 21UTC–2020 年 7 月 4 日 00UTC における線状降水帯検出事例。解析雨量での 3 時間降水量 [mm] (左)、2020 年 7 月 3 日 09UTC 初期値の MSM での 3 時間予測降水量 [mm] (中)、解析雨量 (桃) と MSM (緑) で検出された線状降水帯の領域と「予測あり」判定領域 (青実線枠) (右)。

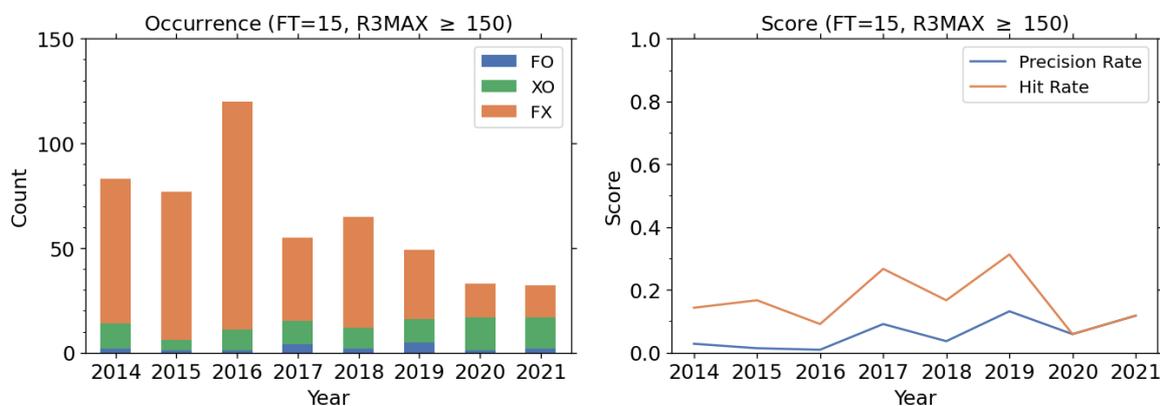


図 4.20.2 線状降水帯予測のカテゴリ検証での事例数 (左) と捕捉率・一致率の年変化 (右)。事例数は表 4.20.1 で分類して示し、捕捉率は Hit Rate (橙)、一致率 Precision Rate (青) と記した。

表 4.20.1 カテゴリ検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		計
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		M	X	N

4.20.3 評価結果

図 4.20.2 に MSM 予測の現象の有無に分類された事例数と捕捉率・一致率の年変化を示す。まず、空振り数 (FX) が大半を占めていることが分かる。すなわち、MSM ではかなり線状降水帯を発生させており、実況よりも過大である。一方、2019 年以降には空振り数は以前より減少していた。これは 2017 年 2 月に新たに開発した非静力学モデル asuca を導入した以降、表 4.20.2

で示したメソ数値予報システムの改良によって、降水の過剰が軽減したためと考えられる。これにより、一致率が向上しているが、それでも 1 割程度しかなく、全体の 9 割は空振りとなっていた。

線状降水帯の実況事例数 (FO+XO) 自体は年間 20 以下と少なく、かつ、年変動が大きい。近年は実況事例数が増加している傾向が見られる。その中で、線状降水帯ありの適中数 (FO) は少なく、1–5 事例程度であり、1–3 割程度しか捕捉していない。また、捕捉率の年変動も大きく、近年で捕捉率が向上しているとは言い難い。

2017 年と 2019 年は、どの年よりも捕捉率が高いが、これは平成 29 年台風第 21 号 (気象庁 2017) や「令和元年東日本台風」 (気象庁 2019) など東日本を通過した台風から伸びるレインバンドによってもたらされた降水域が線状降水帯として検出され、それによって適中数 (FO) が増加したためであった。このような台風事例を除くために、簡易的に実況の台風中心から 300 km 以内で検出された線状降水帯を除いて捕捉率・一致率

³ 「顕著な大雨に関する情報」4 番目の条件である、領域内のキキクルを用いた基準は、数値予報の予測値に当てはめることは困難のため省略した。

表 4.20.2 2017 年 2 月以降の主なメソ数値予報システムの改良

運用日	変更概要	参照
2017 年 2 月 28 日	MSM へ非静力学モデル asuca の導入と鉛直層増強	原 (2017)
2019 年 3 月 26 日	メソ解析へ高解像度 ASCAT 海上風の利用など	太田ほか (2019)
2020 年 3 月 25 日	4 次元変分法同化システム asuca-Var へ更新と MSM 物理過程等改良	数値予報課 (2021)

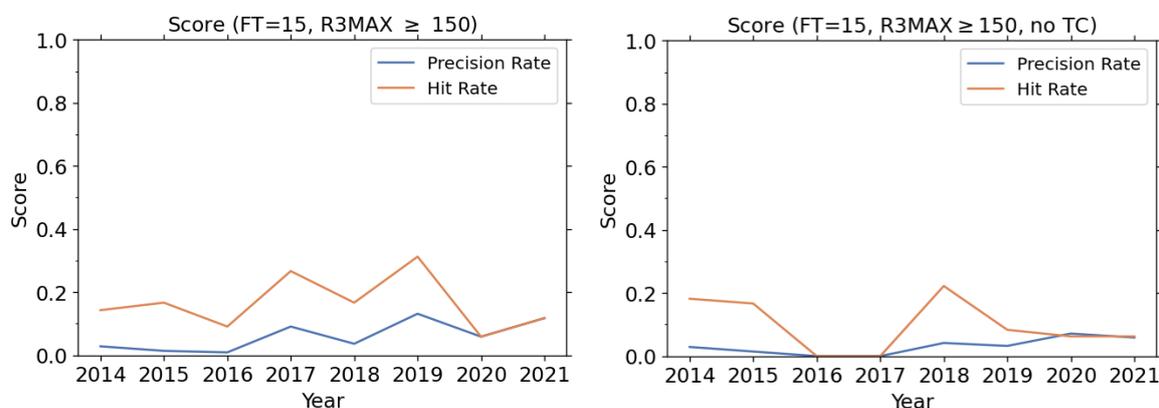


図 4.20.3 線状降水帯予測のカテゴリー検証での捕捉率・一致率の年変化。台風事例数を含む（図 4.20.2 の右図と同一）（左）と含まない（右）場合。

を再集計した。その結果を図 4.20.3 に示す。台風事例を除くと、全体的に捕捉率・一致率が低下した。台風のレインバンドは、他の線状降水帯よりも比較的スケールが大きい現象であることから、現象のスケールが大きい線状降水帯ほど予測しやすく、このことが台風の有無によって捕捉率・一致率が変わる要因のひとつと考えられる。

4.20.4 まとめ

「顕著な大雨に関する情報」で定義された線状降水帯に対して、MSM の 12-15 時間予測降水量の精度を調査した。線状降水帯の実況あり事例は、年間 20 以下と少なく MSM で予測できたのは 1-5 事例のみである。一方、予測あり事例が実況あり事例よりも大幅に多く、MSM では空振りが大半を占める。しかし、近年のメソ数値予報システムの改良により、空振り事例は減少していた。「顕著な大雨に関する情報」で定義された線状降水帯では台風事例も含まれ、それにより捕捉率・一致率の向上に寄与していた。

線状降水帯は事例数が少なく、その予測精度の評価は難しい。台風事例の有無により、線状降水帯予測の捕捉率が変化することからも、現象のスケールに応じて、予測精度を評価する必要がある、より高解像度の LFM と比較することも重要である。また、MEPS などアンサンブルプロダクトによる確率的検証や、下層収束や湿舌など線状降水帯発生メカニズムに着目した評価をすることで、線状降水帯予測の精度を評価し、改善の指標となるよう調査を継続する。

参考文献

- 原旅人, 2017: メソ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, 42-47.
- Hirockawa, Y., T. Kato, H. Tsuguti, and N. Seino, 2020: Identification and Classification of Heavy Rainfall Areas and their Characteristic Features in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 835-857.
- 気象庁, 2017: 台風第 21 号及び前線による大雨・暴風等. 災害をもたらした気象事例 平成 29 年 10 月 25 日.
- 気象庁, 2019: 台風第 19 号による大雨、暴風等. 災害をもたらした気象事例 令和元年 10 月 15 日.
- 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.
- 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.
- 数値予報課, 2021: メソ数値予報システムの改良. 令和 2 年度数値予報解説資料集, 気象庁情報基盤部, 186-212.
- 津口裕茂, 2016: 新用語解説, 線状降水帯. *天気*, **63**, 11-13.