

4.6 FSOI (Forecast Sensitivity Observation Impact)

4.6.1 はじめに

数値予報システムでは、多種多様な観測データが同化利用されている。同化された観測データがどのように予報にインパクトを与えているか理解することは、観測データ利用の改善及び予測精度向上のためには不可欠である。数値予報開発センターでは、全球モデルの予測精度向上を目的に、全球解析における観測データの新規利用及び利用手法改良に係る開発を行っている。その一つとして、同化した観測データが予報に与えるインパクトを定量的に評価する手法 Forecast Sensitivity Observation Impact (FSOI; Langland and Baker 2004) について、現業システム上での定常的な稼働に向けて開発を進めている。

観測データが予報に与えるインパクトについて、気象庁においてはこれまで観測データセットを追加・棄却する観測システム実験 (OSE: Observing System Experiment)、あるいは、疑似観測データを作成してデータ同化を行う観測システムシミュレーション実験 (OSSE: Observing System Simulation Experiment) により評価してきた。OSE あるいは OSSE での観測データの同化による評価では、対象とする観測データの使用・不使用の設定でそれぞれサイクル実験と予報を行う必要があり、多くの計算機資源と時間を要する。それに対し FSOI による評価では、1 回の実験で観測データごとに予報に与えるインパクトを定量的に診断できるのが特徴である。

気象庁における FSOI の開発は 2008 年頃から進められてきており、これまで気象研究所の実験システムに実装され、その結果が報告されている (石橋 2011, 2015; Ishibashi 2018)。現在、気象庁では気象研究所で実装された FSOI を数値予報課の実験システム (2019 年 12 月時点の現業システム相当) に移植・実装している。

本節では、全球解析へ実装した FSOI について紹介する。なお、FSOI 自体の詳細な解説は Langland and Baker (2004) を、気象庁におけるこれまでの FSOI 開発については石橋 (2011), Ishibashi (2018) を参照されたい。

4.6.2 FSOI の概念

一般的にデータ同化によるサイクル解析では、観測データで第一推定値を修正することにより予報が改善されるとされている。つまり、この予報の改善は観測データの同化によってもたらされたとみなすことができる。FSOI では、この予報の改善を数値予報モデルの線形近似を利用して解析時刻にまで時間をさかのぼり、個々の観測データのインパクトに変換し評価する手法である。FSOI の概念を図 4.6.1 で示す。ここで、 \mathbf{x} , \mathbf{y} はそれぞれモデル空間、観測空間を示す。上添え字 a ,

b , f , o はそれぞれ解析値、第一推定値、予報値、観測値を、上添え字は時刻を示す。例えば、 $\mathbf{x}_{0|-6}^b$ は 6 時間前を初期時刻とする時刻 0 におけるモデル空間における第一推定値を意味する。6 時間前の解析値 \mathbf{x}_{-6}^a を初期値として予報すると、時刻 0 に第一推定値 $\mathbf{x}_{0|-6}^b$ 、時刻 t に予報値 $\mathbf{x}_{t|-6}^f$ を得る。時刻 0 における観測値 \mathbf{y}^o を同化するとインクリメント $\delta\mathbf{x}$ が得られ、より真値に近いと考えられる解析値 \mathbf{x}_0^a を得る。解析値 \mathbf{x}_0^a から予報を行うと時刻 t の予報値は $\mathbf{x}_{t|0}^f$ となる。ここで時刻の異なる解析値からの時刻 t における予報値に着目すると、 $\mathbf{x}_{t|0}^f$ の方が $\mathbf{x}_{t|-6}^f$ よりもより真値に近いと想定され、この差は時刻 0 の観測値 \mathbf{y}^o の同化によって実現したものである。ここで時刻 t における $\mathbf{x}_{t|0}^f$ の予報誤差を $\mathbf{E}_{t|0} = \mathbf{x}_{t|0}^f - \mathbf{x}_t^a$ とすると、予報誤差のエネルギーノルムは

$$e_{t|0}^f = \mathbf{E}_{t|0}^T \mathbf{C} \mathbf{E}_{t|0} \quad (4.6.1)$$

と表される。ここで \mathbf{C} は、乾燥エネルギーノルムや湿潤エネルギーノルム等の誤差の評価に用いるノルムを計算するための行列とする。これによりエネルギーノルム差 Δe 、つまり FSOI による観測インパクトは以下のように展開できる。

$$\begin{aligned} \Delta e &= e_{t|0}^f - e_{t|-6}^f \\ &= \mathbf{E}_{t|0}^T \mathbf{C} \mathbf{E}_{t|0} - \mathbf{E}_{t|-6}^T \mathbf{C} \mathbf{E}_{t|-6} \\ &= (\mathbf{E}_{t|0} - \mathbf{E}_{t|-6})^T \mathbf{C} (\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \\ &= (\mathbf{x}_{t|0} - \mathbf{x}_{t|-6})^T \mathbf{C} (\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \\ &= \left[M(\mathbf{x}_0^a) - M(\mathbf{x}_{0|-6}^b) \right]^T \mathbf{C} (\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \\ &\simeq \left[\mathbf{M}(\mathbf{x}_0^a - \mathbf{x}_{0|-6}^b) \right]^T \mathbf{C} (\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \\ &= \left[\mathbf{M}\mathbf{K}(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}_{0|-6}^b) \right]^T \mathbf{C} (\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \\ &= (\delta\mathbf{y}^{ob})^T \mathbf{K}^T \mathbf{M}^T \mathbf{C} (\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \quad (4.6.2) \end{aligned}$$

ここで、非線形モデル M の接線形モデルを \mathbf{M} 、随伴モデルを \mathbf{M}^T 、 \mathbf{K} はカルマンゲイン、カルマンゲインの随伴行列を \mathbf{K}^T 、 \mathbf{H} は観測演算子とする。 $\delta\mathbf{y}^{ob}$ は観測値と第一推定値の差 (O-B, D 値) である。(4.6.2) 式が意味するところは以下のとおりである。まず時刻 t における予報誤差 $\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6})$ に左から \mathbf{M}^T をかけて時刻 0 に戻す。さらに左から \mathbf{K}^T をかけてモデル空間から観測空間に変換することで、 $\delta\mathbf{y}^{ob}$ に対する予報誤差の感度 (勾配) ベクトルとなる。最後に $\delta\mathbf{y}^{ob}$ をかけることで観測 \mathbf{y}^o の同化によって減少した予報誤差エネルギーノルムが得られ、つまりは FSOI による観測インパクトを得ることができる。また、着目する観測データごとにインパクトを診断することも可能である。ある観測データを同化したことによって予報誤差が減少 (増加) した場合、その観測データのインパクトは負 (正) となる。全観測データのインパクトの

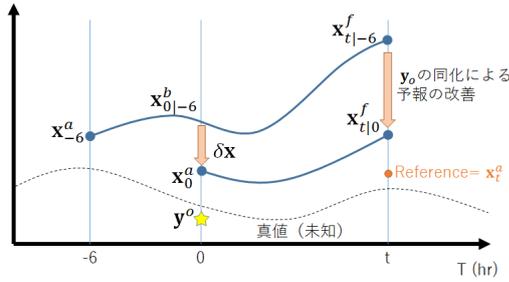


図 4.6.1 FSOI の概念図。Kotsuki et al. (2019) を改変。

総計に占める寄与率としては正（負）と表わすこともできる。

4.6.3 全球解析システムにおける FSOI の実装

次に気象庁における FSOI の実装について解説する。FSOI における予報誤差の評価には、数値予報モデルの線形近似が成り立つと仮定した 24 時間予報を対象とし、指標となる予報誤差のエネルギーノルムには乾燥エネルギーノルム (Rabier et al. 1996) を使用している¹。FSOI の単位は J/kg である。

(4.6.2) 式の $\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6})$ を展開すると、

$$\begin{aligned}
 & \mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \\
 &= \mathbf{C}(\mathbf{x}_{t|0}^f + \mathbf{x}_{t|-6}^f - 2\mathbf{x}_t^a) \\
 &= \mathbf{C}(M(\mathbf{x}_0^a) - M(\mathbf{x}_{0|-6}^b) + 2M(\mathbf{x}_{0|-6}^b) - 2\mathbf{x}_t^a) \\
 &\simeq \mathbf{C}(M(\mathbf{x}_0^a - \mathbf{x}_{0|-6}^b) + 2M(\mathbf{x}_{0|-6}^b) - 2\mathbf{x}_t^a) \\
 &= \mathbf{C}(M\delta\mathbf{x} + 2(M(\mathbf{x}_{0|-6}^b) - \mathbf{x}_t^a)) \quad (4.6.3)
 \end{aligned}$$

と書ける。ここではインクリメント $\delta\mathbf{x}$ を使う式に変形するために、非線形モデル M を接線系モデル \mathbf{M} で近似している。背景場については第一推定値 $\mathbf{x}_{0|-6}^b$ に非線形モデル M を作用させて時間発展を計算するが、解析値 \mathbf{x}_0^a からの時間発展は陽には計算せず、インクリメント $\delta\mathbf{x}$ に接線形モデル \mathbf{M} をかけている。これは接線系を仮定した解析では、解析場と背景場それぞれに沿った時間発展は同じものであり、区別されないことに起因する (石橋 2011)。そのためインクリメントを \mathbf{M} で時間発展させ、予報誤差を計算することは妥当であると考えられる。

次に、(4.6.2) 式には 4D-Var では陽に求めているカルマンゲイン \mathbf{K} の随伴行列 \mathbf{K}^T がある。 \mathbf{K} のサイズはモデルの次元 \times 観測数であるためメモリ上に保持できず、 \mathbf{K}^T を求めることも困難である。そのためこのままでは FSOI を計算できない。そこで 4D-Var のアルゴリズムを利用して、 \mathbf{K}^T を陽に計算しなくても済むようにしている。まず、 \mathbf{K} は 4D-Var における評

¹ 全球的な力学場を評価する場合には乾燥エネルギーノルムで十分であろう。またノルムの選択問題については石橋 (2011)、石橋 (2015) を参照されたい。

価関数 J のヘッセ行列 (解析誤差共分散行列) \mathbf{A} を使うと、一般的には

$$\mathbf{K} = \mathbf{A}\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1} \quad (4.6.4)$$

である。 \mathbf{R} は観測誤差共分散行列である。これから \mathbf{K}^T は

$$\mathbf{K}^T = \mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}\mathbf{A} \quad (4.6.5)$$

と書ける。4D-Var では、インクリメントは

$$\begin{aligned}
 \delta\mathbf{x} &= \mathbf{K}\delta\mathbf{y}^{ob} \\
 &= \mathbf{A}\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\delta\mathbf{y}^{ob} \quad (4.6.6)
 \end{aligned}$$

のように \mathbf{K} を陽に使わずに繰り返し計算によって求られている。ここで、 $\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\delta\mathbf{y}^{ob}$ は評価関数 J の勾配 $\delta J/\delta\mathbf{x}$ で使われているベクトルである。このアルゴリズムを利用することで、(4.6.6) 式のベクトル $\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\delta\mathbf{y}^{ob}$ を感度ベクトル $\mathbf{M}^T\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6})$ で置き換えて繰り返し計算を行うと、 $\mathbf{A}\mathbf{M}^T\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6})$ が求まる。さらに左から $\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}$ をかけて、(4.6.5) 式を利用すると、

$$\begin{aligned}
 & \mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}\mathbf{A}\mathbf{M}^T\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \\
 &= \mathbf{K}^T\mathbf{M}^T\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6}) \quad (4.6.7)
 \end{aligned}$$

となる。4D-Var の中でベクトル $\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\delta\mathbf{y}^{ob}$ を感度ベクトル $\mathbf{M}^T\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6})$ で置き換えることによって \mathbf{K}^T を直接計算せずにベクトル $\mathbf{K}^T\mathbf{M}^T\mathbf{C}(\mathbf{E}_{t|0} + \mathbf{E}_{t|-6})$ を計算することができるようになる。これにより FSOI による観測インパクト (4.6.2) 式が求められる。

4.6.4 FSOI の結果

上記システムを用いて、2018 年 7 月 21 日–9 月 11 日 (夏実験)、2018 年 12 月 21 日–2019 年 2 月 11 日 (冬実験) を対象に FSOI による観測インパクトを計算した。特に表記しない限りここでは夏実験の結果を示す。また、全球解析システムで同化している観測データについては表 4.6.1 に示す。

観測種別ごとのインパクトの寄与率を図 4.6.2 に示す (冬実験については図略)。衛星観測データの寄与は 80.7 % (冬: 71.4 %) に達し、そのうち輝度温度観測データの寄与は 65.3 % (冬: 60.9 %) である。2014 年 8 月時点のシステムを用いた石橋 (2015) では輝度温度観測データの寄与は 50 % 未満であったことを踏まえると、近年の様々な開発成果の導入により輝度温度観測データの重要性が増していることを示している。輝度温度観測データではマイクロ波サウンダ AMSU-A の寄与が 29.9 % (冬: 21.7 %) で最も大きく、次にマイクロ波サウンダ ATMS の 12.8 % (14.7 %) と続く。ハイパースペクトル赤外サウンダについては、CrIS, IASI, AIRS を合計すると全観測数のうち 48.8 % (冬:

48.8%) の膨大な割合を占めており、寄与の合計においても 13.8% (冬: 15.7%) と大きなインパクトを持っていることが分かる。一方でラジオゾンデ等の従来型観測については、寄与率は大きくないものの、1観測当たりの改善インパクトは大きく、重要な観測データであることを示している(図略)。水蒸気に感度のあるマイクロ波イメージャとマイクロ波サウンダは一般的にインパクトが小さく、1観測あたりのインパクトも小さい(図略)。要因について、石橋(2011)は乾燥エネルギーノルムによる評価や観測誤差膨張等によるものであろうと考察している。

次に同化ウィンドウごとのインパクトについて図 4.6.3 に示す。AMSU-A、AHI とともに同化ウィンドウの後半ほど改善インパクトが大きい。他の観測データでも同様の結果となっており、要因としては急速に発達するモードが背景場に含まれていることで、同化ウィンドウの後ろほど O-B が大きくなりやすく、改善インパクトも大きくなるとされている(Ishibashi 2018)。ただし、AHI では同化ウィンドウ前半で改悪インパクトとなっており、上述の理由では説明できない。これは AHI 以外にも ABI や SEVIRI といった CSR に共通の特徴で、冬実験でも同様の傾向である。CSR では背景誤差と観測誤差のバランスや同化ウィンドウ前半での背景誤差共分散行列の形が不適切といったことが要因として考えられる。

FSOI の水平分布を、マイクロ波サウンダである AMSU-A と MHS についてそれぞれ図 4.6.4 に示す。AMSU-A (気温サウンダ) と MHS (水蒸気サウンダ) は合わせて NOAA や Metop などの極軌道衛星に搭載されているセンサで、概ね同じ時刻に同じ位置の観測データが得られる²。現在 AMSU-A は雲や降水の影響を受けない晴天域でのみ同化利用されており、MHS は雲や降水域も含む全天同化で利用されている。FSOI の水平分布をみると、インパクトの最も大きい AMSU-A は全球的に改善インパクトが卓越し、特にラジオゾンデ等従来型観測の少ない南半球で改善インパクトが大きいことが確認できる。細部について確認すると、東太平洋の熱帯海上では帯状の改悪インパクトが見られるが、これに対し MHS では、同領域においては改善インパクトとなっている。冬実験においても同様に、熱帯海上で AMSU-A と MHS でインパクトが逆になっている領域が見られる。両者の間に逆のインパクトがみられる要因として、全天同化が行われている MHS では雲域でも有効な情報が引き出され、改善インパクトが得られている一方で、晴天域でのみ同化利用されている AMSU-A については海上では雲の影響を受けないような品質管理を行っているが、雲周辺で何かしらの影響を受けている可能性が考えられる。また、AMSU-A については陸上の雨域と考えられる領域で改悪インパ

² いくつかの衛星では MHS の故障等により AMSU-A のみデータを利用している。

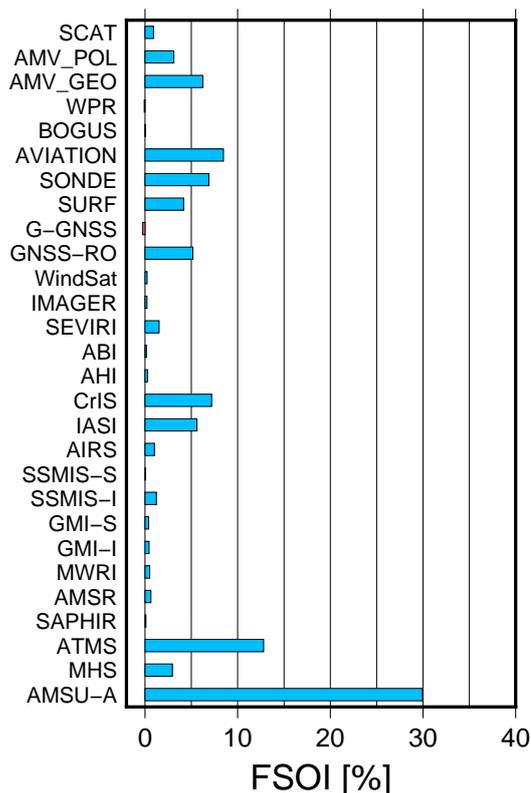


図 4.6.2 夏実験における観測種別ごとのインパクトの寄与率。正は改善インパクト、負は改悪インパクトを示す。

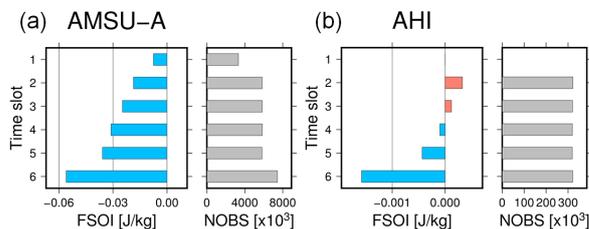


図 4.6.3 夏実験における同化ウィンドウごとの (a) AMSU-A、(b) AHI のインパクト及び観測数。負は改善インパクト、正は改悪インパクトを示す。

クトを示すことが確認されている(図略)。陸上では雨域判別が困難なことから晴天域として同化利用しているため降水による悪影響を受け、予報が悪化したことによるものと考えられる。このように FSOI で観測インパクトが改悪となる領域では同化手法の系統的な問題が存在する可能性もあり(石橋 2015)、詳細に調べることで観測データの利用方法が改良できることを示唆し、予報の改善につながる可能性がある。

4.6.5 FSOI と OSE の比較

様々な観測データセットを棄却する OSE を実施し、観測インパクトについて FSOI と OSE の比較を行った。OSE でも FSOI と同様に 24 時間予報の精度検証を行った。実験システム、実験期間についても FSOI と同様である。検証用のリファレンスとして、多様な観測を同化利用している独立した客観解析システムの

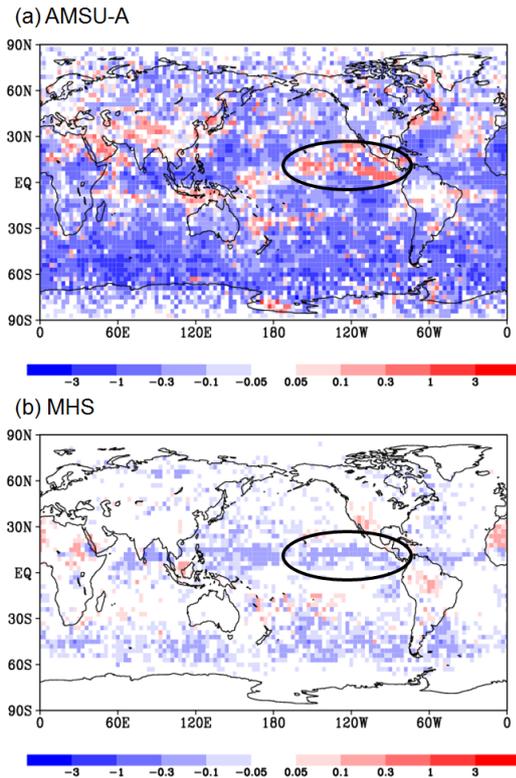


図 4.6.4 夏実験における (a) AMSU-A, (b) MHS の FSOI の水平分布。青色は改善インパクト、赤色は改悪インパクトを示す。単位は 1.0×10^{-4} J/kg。楕円で囲った範囲は本文中で言及した東太平洋の熱帯海上を示す。

データである ECMWF 再解析 ERA5 (Hersbach et al. 2020) を使用した。精度の指標としては、全ての観測データを同化利用している実験の RMSE との比較による OSE における RMSE の改善率を用いた。

図 4.6.5 は高層観測（ラジオゾンデ、パイロットバルーン、ウィンドプロファイラ）を棄却した OSE の RMSE 改善率である。北半球を中心に予報が大幅に悪化していることが分かる。図 4.6.6 に FSOI によるラジオゾンデのインパクトを示す。寄与率では 6.7% (図 4.6.2) を占めるラジオゾンデ観測の多くは改善インパクトである。したがって、北半球に集中しているラジオゾンデを棄却した OSE を行うと北半球を中心に予報が大きく悪化するため、FSOI と OSE の結果は整合的である。一方で、整合的でない観測データもある。ハイパースペクトル赤外サウンダを棄却した OSE の結果では全球的に予報は改悪しているものの、ラジオゾンデほど大きく悪化しない (図 4.6.7)。しかしハイパースペクトル赤外サウンダは FSOI では 13.8% と大きなインパクトを持ち、面的にも全球で改善インパクトを持つ観測である (図 4.6.8)。また、マイクロ波イメージャでは OSE 実験では予報が大きく改悪する割に (図略)、FSOI の改善インパクトは小さい。このように、FSOI と OSE が整合的でない場合があり、FSOI は OSE の代替とはならないことを示唆している。

表 4.6.1 FSOI による観測インパクト評価に用いた観測種別。

観測種別	説明
SCAT	マイクロ波散乱計による海上風
AMV_POL	極軌道衛星による大気追跡風
AMV_GEO	静止軌道衛星による大気追跡風
WPR	ウィンドプロファイラ
BOGUS	台風ボーガス
AVIATION	航空機観測
SONDE	ラジオゾンデ
SURF	地上観測
G-GNSS	地上 GNSS 観測
GNSS-RO	GNSS 掩蔽観測
WindSat	マイクロ波イメージャ
IMAGER	GOES-15/CSR
SEVIRI	Meteosat-8,11/CSR
ABI	GOES-16/CSR
AHI	Himawari-8/CSR
CrIS	ハイパースペクトル赤外サウンダ
IASI	ハイパースペクトル赤外サウンダ
AIRS	ハイパースペクトル赤外サウンダ
SSMIS-S, -I	マイクロ波水蒸気サウンダ、イメージャ
GMI-S, -I	マイクロ波水蒸気サウンダ、イメージャ
MWRI	マイクロ波イメージャ
AMSR	マイクロ波イメージャ
SAPHIR	マイクロ波水蒸気サウンダ
ATMS	マイクロ波気温・水蒸気サウンダ
MHS	マイクロ波水蒸気サウンダ
AMSU-A	マイクロ波気温サウンダ

4.6.6 まとめと課題

FSOI により、観測データごとの予報への寄与を定量的に評価することが可能となった。これまで実施されてきた OSE では対象となる観測データセットを棄却することで観測インパクトを見積もってきたが、異なる観測データセットを調べる際には別途実験をする必要があり、人的にも計算的にもコストがかかっていた。しかしながら、非線形モデルを含むシステム全体の性能を評価できるという特徴がある。FSOI では 1 回の実験だけで観測種別ごとのインパクトを評価できるが、時間発展は線形を仮定するため、モデルの非線形性、再現性、バイアス等の影響を受ける可能性があり、その結果の解釈は慎重に行わなければならない。また、前項で示した通り、FSOI と OSE の結果は必ずしも一致しないことから、両者が必要であることに変わりはない。それだけ互いを代替するものでもない。これら OSE と FSOI の特徴を表 4.6.2 に簡単にまとめているので参照されたい。

今後の予定として、より現業に近いシステムもしくは最新の現業システムへの移植・実験を進めるとともに、現業システムでの定常的な稼働を検討している。そのためには、実装方法や維持管理のコストも含めた課題の整理が必要である。FSOI の応用としては、観測データの予報へのインパクトを日々監視するモニター

表 4.6.2 FSOI と OSE による観測インパクト評価の違い。

	FSOI	OSE
計算コスト	小	大
検証予報時間	FT=24 hr	短期 - 中期
評価対象	すべての同化 観測データ	対象の観測データセット
リアルタイム評価	可能	不可能
品質管理への応用	可能	ある程度可能
モデル改良への応用	可能	困難
観測インパクト評価の妥当性	モデル非線形性、再現性、バイアス等の悪影響を受ける	システム性能込みで評価

としての活用や、予測誤差が大きい事例の原因調査、新規導入観測データの効果の確認、同化システムの課題発見、品質管理の高度化等に役立つことが期待される。一方で、FSOIで改悪インパクトとなった観測については、当該観測データの品質に問題があるわけではなく、数値予報システムや品質管理が不適切であり、観測情報を適切に引き出せていない可能性が大いに考えられる。そのため、FSOIの結果が観測データの利用価値に直結するわけではなく、数値予報システムの特長や OSE の結果等と合わせて慎重に解釈する必要がある。

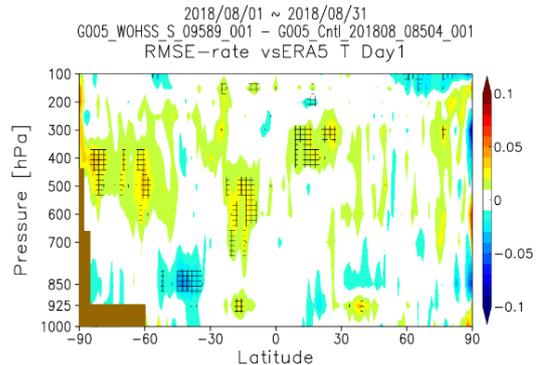


図 4.6.7 図 4.6.5 と同様。ただしハイパースペクトル赤外サウンダを棄却した OSE について。

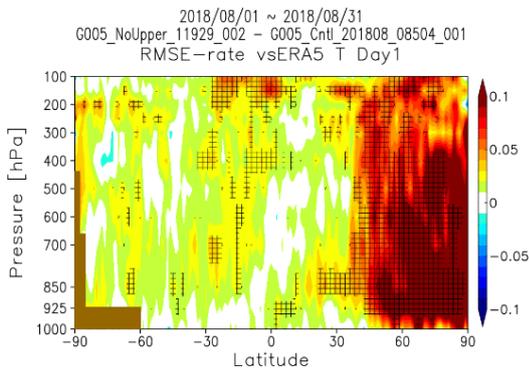


図 4.6.5 高層観測を棄却した OSE (夏実験)において、ERA5 を参照値とした予報精度検証。気温の帯状平均の RMSE 改善率 [%] を示す。寒色は予報精度の改善、暖色は改悪を示す。網掛けは信頼区間 95 % で有意であることを示す。統計期間は 2018 年 8 月 1 日 - 8 月 31 日。

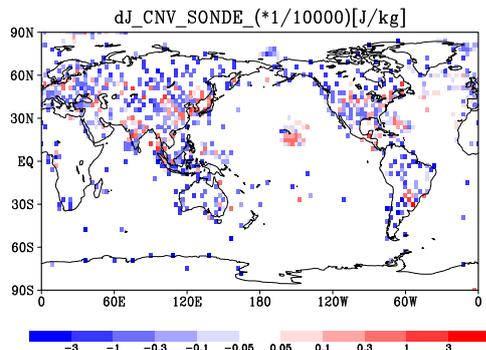


図 4.6.6 夏実験におけるラジオゾンデの FSOI の水平分布。青色は改善インパクト、赤色は改悪インパクトを示す。

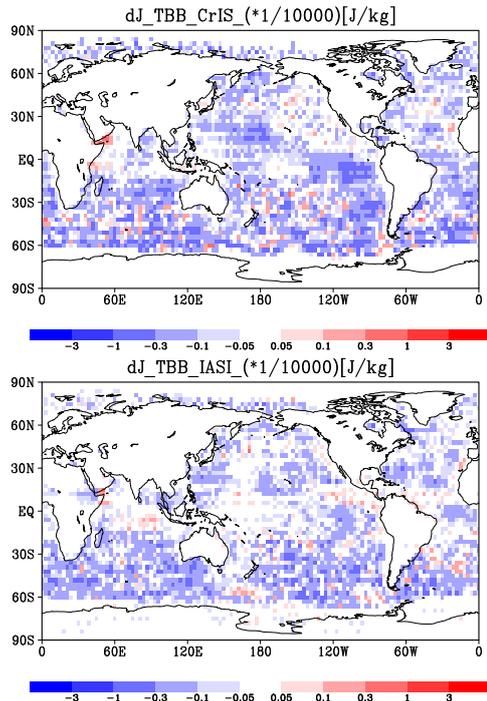


図 4.6.8 図 4.6.6 と同様。ただし CrIS (上段)、IASI (下段) の FSOI について。AIRS はインパクトが小さいので省略した。

参考文献

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.
- 石橋俊之, 2011: 観測情報の拡充. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 97–102.
- 石橋俊之, 2015: FSO による評価. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 90–93.
- Ishibashi, T., 2018: Adjoint-based observation impact estimation with direct verification using forward calculation. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 2837–2858.
- Kotsuki, S., K. Kurosawa, and T. Miyoshi, 2019: On the properties of ensemble forecast sensitivity to observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **145**, 1897–1914.
- Langland, R. H. and N. L. Baker, 2004: Estimation of observation impact using the NRL atmospheric variational data assimilation adjoint system. *Tellus*, **56A**, 189–201.
- Rabier, F., E. Klinker, P. Courtier, and A. Hollingsworth, 1996: Sensitivity of forecast errors to initial conditions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 121–150.

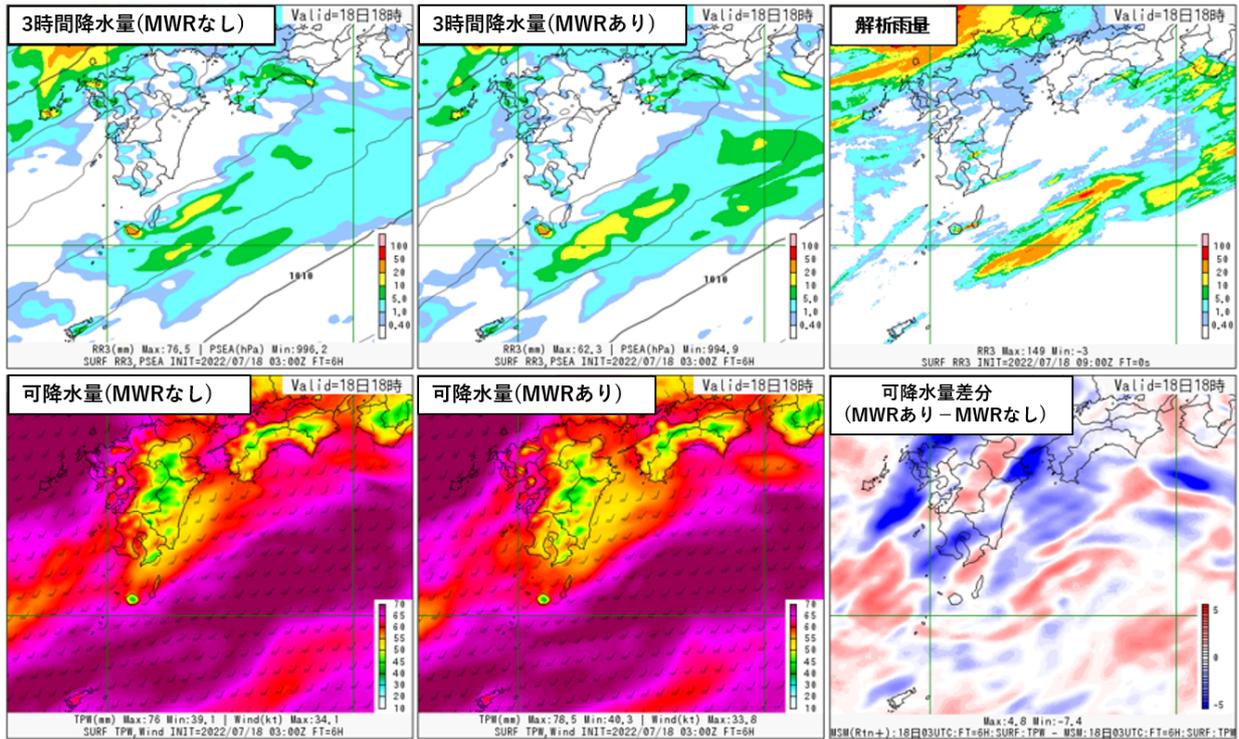


図 4.7.3 2022 年 7 月 18 日 09UTC を対象時刻とした初期時刻 2022 年 7 月 18 日 03UTC からのメソモデルの 6 時間予測の事例。上段の図のカラーは前 3 時間降水量 [mm]、等値線は海面更正気圧 [hPa] を示す。上段左は MWR を同化に利用しない場合の予測、上段中央は MWR を同化に利用した場合の予測、上段右は実況（解析雨量の 3 時間積算値）である。下段のカラーは可降水量 [mm]、矢羽は地上風 [kt] を示す。下段左は MWR を同化に利用しない場合の予測、下段中央は MWR を同化に利用した場合の予測であり、下段右は MWR を同化に利用した場合と同化に利用しない場合の可降水量の差分を示す。

て低品質データは棄却され、同化に利用される MWR のデータは地上 GNSS のデータとの整合性が良いことが確認できる。

(4) 事例調査

図 4.7.3 に MWR 可降水量の同化利用による改善事例を示す。この事例では、名瀬に設置された MWR の可降水量が第一推定値より多かったため、MWR 可降水量を同化した実験のほうが初期値において可降水量が増加した。その結果、MWR 可降水量を同化した実験の予測は MWR を同化しない実験の予測に比べて名瀬の風下での可降水量が増加したことによって予測される降水量が増加し、実況に近い予測となり改善した。

4.7.3 アメダス湿度データ利用に関する開発

局地的な集中豪雨を予測のターゲットとしている局地数値予報システムでは、約 160 箇所の地上気象官署及び特別地域気象観測所で観測される相対湿度（以降、SYNOG 湿度とする）をデータ同化に利用している（永戸ほか 2013）。

線状降水帯などに伴う集中豪雨の予測精度の向上には大気下層の水蒸気の監視能力の強化及び、その観測のデータ同化での利用による予測精度の向上が重要であるため、令和 3 年 3 月以降、順次全国のアメダス観測所への湿度計の設置が進められている。令和 2 年度

には 54 箇所、令和 3 年度には更に 103 箇所のアメダス観測所への湿度計の設置が完了しており、最終的には 500 箇所以上のアメダス観測所に湿度計が設置される予定である。これらのアメダス湿度データの局地解析での新規利用に向けて開発を進めるとともに、メソ解析での日本の SYNOG 湿度及びアメダス湿度の利用に向けた開発にも取り組んでいる。

アメダス湿度データの同化処理及び品質管理処理は、局地解析での SYNOG 湿度データの利用に対する処理をベースに構築している。ただし、SYNOG 湿度の同化では観測要素である相対湿度から解析要素である比湿に変換¹する際に必要となる地上気圧も同時に観測されているためその観測データを利用して変換を行っているが、アメダス観測所では地上気圧は観測されていないため、比湿への変換に利用する地上気圧としてモデルの第一推定値をアメダス観測点に内挿した値を利用することとした。メソ解析においても局地解析と同様の手法により地上湿度の同化を行う。

メソ解析において地上湿度をデータ同化に使用した実験と使用しない実験の結果を比較することにより、

¹ 相対湿度ではなく比湿を用いる理由として、気温の高い夏季は水蒸気量そのものの同化が効果的であること、夏季日中のモデル気温の負バイアスにより、相対湿度による同化では水蒸気量を実際より過少に評価してしまうことが挙げられる（永戸ほか 2013）。

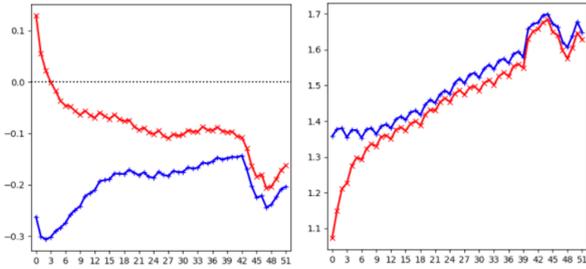


図 4.7.4 地上観測を参照値とした地上比湿 [g/kg] の平均誤差 (左図) と二乗平均平方根誤差 (右図) の予測時間別の統計検証。青線は地上湿度をデータ同化に利用しない実験、赤線は地上湿度をデータ同化に利用した実験を示している。統計期間は 2021 年 7 月 1 日から 7 月 31 日。

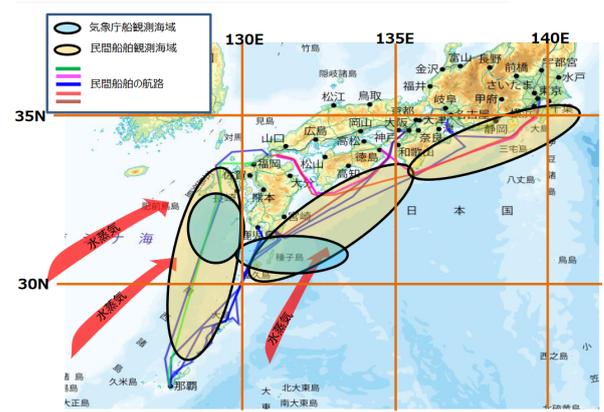


図 4.7.6 船舶 GNSS の観測領域を示す模式図。カラーのラインは GNSS 受信機を設置した民間船舶の航路を示しており、黄色塗りの領域は民間船舶の主な観測領域を示している。第 4 回線状降水帯予測精度向上 WG 資料から引用。

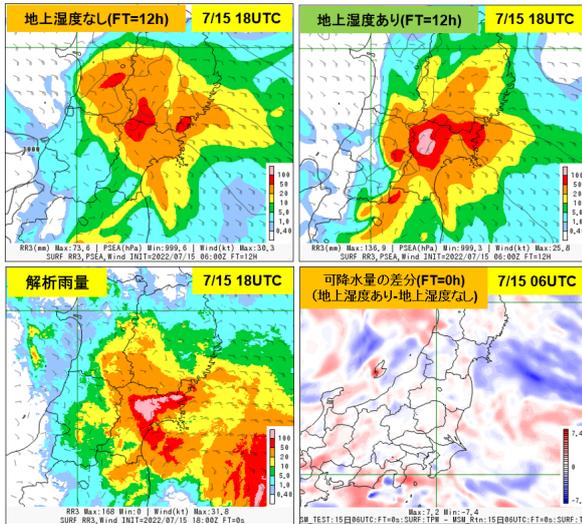


図 4.7.5 2022 年 7 月 15 日 18UTC を対象時刻とした初期時刻 2022 年 7 月 15 日 06UTC のメソモデルの 12 時間予測の事例。上段の図のカラーは前 3 時間降水量 [mm]、矢羽は地上風 [kt] を示す。上段左は地上湿度を同化に利用しない場合の予測、上段右は地上湿度を同化に利用した場合の予測を示す。下段左の図のカラーは実況 (解析雨量) の前 3 時間降水量である。下段右の図は地上湿度を同化に利用した場合と地上湿度を同化に利用しない場合の初期時刻における可降水量の差分 [mm] である。

地上湿度の同化がメソモデルの地上比湿の予測精度に与える影響を確認したところ、図 4.7.4 に示す通り予測前半を中心に地上湿度のバイアス、RMSE を改善する効果が見られた。局地モデルにおいても予測期間を通して地上湿度の予測精度が向上することを確認した。

図 4.7.5 にメソ解析で地上湿度を同化に利用した場合の改善事例を示す。この事例では、地上湿度ありの方が地上湿度なしに比べて宮城県付近の降水を強め、3 時間積算降水量の予測が実況に近づいていることが分かる。アメダス及び SYNOP の湿度観測の同化によって初期時刻における静岡県付近の可降水量が増加したため、12 時間予測において風下にあたる宮城県付近の降水量が増加し、より実況に近づいたと考えられる。

4.7.4 民間船舶 GNSS の利用

令和 3 年 8 月 31 日に気象庁及び海上保安庁の船舶 GNSS 可降水量データのメソ解析での利用を開始した (気象庁 2022a)。海上における水蒸気観測領域のさらなる拡充を目指して、旅客船や貨物船などの民間船舶への GNSS 受信機の設置を進めている (気象庁 2022b)。

これらの観測データは数値予報に利用する前に品質を調査し、問題がないことを確認した上で順次利用を開始している。令和 4 年度中に合計 10 隻の民間船舶による水蒸気観測を開始する予定である (図 4.7.6)。令和 4 年 12 月末までに品質に問題がないことを確認した 6 隻の民間船舶の GNSS データのメソ解析での利用を開始した。

4.7.5 今後の予定

MWR データの利用に関しては、新たに観測が開始された地点のデータ品質を確認した後、リアルタイムの試験環境に順次追加して解析、予測に与える影響を調査し、得られた結果をもとに品質管理処理を見直す。また、令和 4 年度末に設置完了予定の 17 箇所のマイクロ波放射計が「観測網」としてどのように降水予測に影響を与えるのかを評価する。

更に、局地解析でのマイクロ波放射計可降水量データの利用についても開発を進め、令和 5 年度末にメソ解析、局地解析での現業利用開始を計画している。その後、輝度温度の直接同化、より高頻度なデータの利用に向けた開発等に取り組む予定である。

アメダス湿度計の利用に関しては、品質管理手法の高度化を検討したうえで、メソ数値予報システム、局地数値予報システムに与える影響を確認するため、それぞれ事例調査や統計的な評価を実施する。令和 4 年度末のメソ解析及び局地解析での現業利用開始を目指して開発を進めている。

民間船舶 GNSS の可降水量データのメソ解析での利用については引き続き、通報が開始された船舶 GNSS

のデータ品質を確認後、速やかに現業での利用を開始する。

参考文献

永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–41.

Hogg, D. C., F. O. Guiraud, J. B. Snider, M. T. Decker, and E. R. Westwater, 1983: A Steerable Dual-Channel Microwave Radiometer for Measurement of Water Vapor and Liquid in the Troposphere. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 789–806.

石川宜広, 2010: 地上 GPS データのメソ解析での利用. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 54–60.

気象庁, 2021: 線状降水帯の予測精度向上に向けた取組み状況と課題. 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ (第 1 回), 気象庁, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/senjokousuitai.WG/part1/part1-shiry03.pdf>.

気象庁, 2022a: メソ解析における船舶 GNSS 可降水量の利用. 数値予報開発センター年報 (令和 3 年), 気象庁 数値予報開発センター, 61–65.

気象庁, 2022b: 線状降水帯の予測精度向上に向けた取組の進捗状況について. 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ (第 4 回), 気象庁, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/senjokousuitai.WG/part4/part4-shiry01.pdf>.

4.8 線状降水帯の発生確度

4.8.1 はじめに

気象庁では大雨災害の軽減のため、線状の降水帯により非常に激しい雨が降り続けている状況を「線状降水帯」というキーワードで解説する「顕著な大雨に関する気象情報」の発表を2021年出水期から開始した¹。また2022年出水期からは、そのような状況となる可能性がある程度高い場合の「線状降水帯による大雨の半日程度前からの呼びかけ」を開始した²。

このように、大雨災害に対する危機感を伝えるうえで線状降水帯の的確な情報を発表することが必要とされており、特に発生予測情報の精緻化が急務となっている。数値予報開発センターでは、線状降水帯の発生予測を支援するプロダクトとして、発生しやすい地域やその程度を予測する「線状降水帯の発生確度」を開発して部内試験運用を行っている。ここでは現状でのプロダクトの仕様と精度検証結果を説明する。

4.8.2 仕様の概要

線状降水帯の発生確度はMEPS大雨発生確率ガイドンス(気象庁2022)を用いて計算する。大雨発生確率ガイドンスは、3時間降水量80mm, 100mm, 120mmを閾値として、それ以上の降水量となる確率を予測するガイドンスである³。

線状降水帯の発生確度では、ある3時間降水量閾値(80mm, 100mmのいずれか)におけるMEPS大雨発生確率ガイドンスの各メンバーについて、ある閾値以上の確率が予想されている領域の水平分布から、線状降水帯に相当する形状となっている領域を抽出する。ここで線状降水帯と判定する基準は「顕著な大雨に関する気象情報」の発表基準⁴に即した以下の2条件を満たすこととした。

- 面積が500km²以上、または格子数が15格子以上
- 長軸・短軸比が2.5以上

メンバー間の予測のばらつきによって、線状降水帯の領域の検出結果にもメンバーごとに違いが生じるが、線状降水帯と判定されたメンバー数が多いほど、発生確度が高いと考えることができることから、各格子点に対して線状降水帯の領域内であると判別されたメンバー数の全メンバー数に対する割合を算出し、それをその格子における線状降水帯の発生確度とした。

¹ https://www.jma.go.jp/jma/press/2106/14a/20210614_kenchona.teikyokaishijikoku.pdf

² https://www.jma.go.jp/jma/press/2205/18a/20220518_jyouhoukaizen.html

³ 3時間降水量80mmを閾値とする大雨発生確率ガイドンスは部内利用を目的に計算している。

⁴ <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownow/bosai/kishojoho.senjokousuitai.html#b>

プロダクトの仕様は大雨発生確率ガイドンスと同様であり、格子間隔は5km(等緯度経度格子)、予測対象は3時間(対象時刻とその前後1時間)、予報時間(FT)は3~39時間後までの1時間毎である。発生確度の計算は、3時間降水量の閾値80mm(確率の閾値は30, 35, 40, 45%)、100mm(確率の閾値は15, 20, 25, 30%)のそれぞれに対して行う。

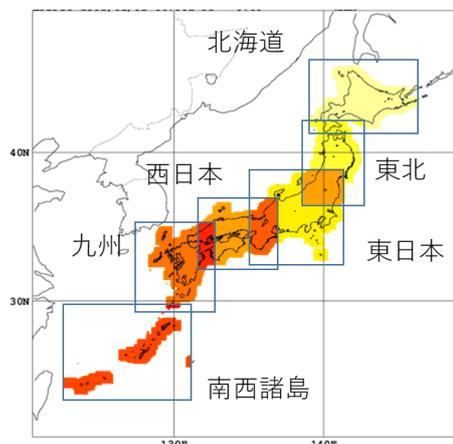


図 4.8.1 線状降水帯の発生確度の検証対象領域(着色した領域)と、地域の分割。地域別検証では隣接する地域間で重複がある。

4.8.3 検証

2019年6月~2021年10月(各年1~4月は除く)の期間について図4.8.1に示す地域別に統計検証を実施した。検証においては解析雨量の分布が上述の2条件を満たした事例を線状降水帯の観測事例とし、線状降水帯が予想された格子と線状降水帯の観測領域までの距離が100km以内となった場合に予測の適中とした。

閾値が100mm/3h, 25%の場合の検証結果を図4.8.2に示した。この期間に上述の2条件を満たした事例数は全国で185あり、九州の事例数は112と地域別では最も多かった。線状降水帯の発生頻度の地域的偏りによって、発生確度の信頼度にも領域毎に著しい違いがあり、頻度が高い九州や、比較的高い西日本や東日本(それぞれ観測事例数29, 34)では信頼度曲線が対角線に近く、確率情報として一定の精度があることを表している。それら以外の発生頻度の低い地域では発生確度の信頼度は低く、本プロダクトだけを用いて線状降水帯発生のポテンシャルを捉えることは現状では難しい。

長崎・佐賀県に「顕著な大雨に関する気象情報」が発表された2021年8月14日6時JSTに対するFT別の線状降水帯の発生確度(100mm/3h以上、閾値25%)の分布を図4.8.3に示した。メンバーごとでは線状降水帯検出の有無や検出位置の違いが大きいが、発生確度で見ると観測された線状降水帯の位置を中心に高い値が得られている。FT=8の予測結果は長崎県付近に

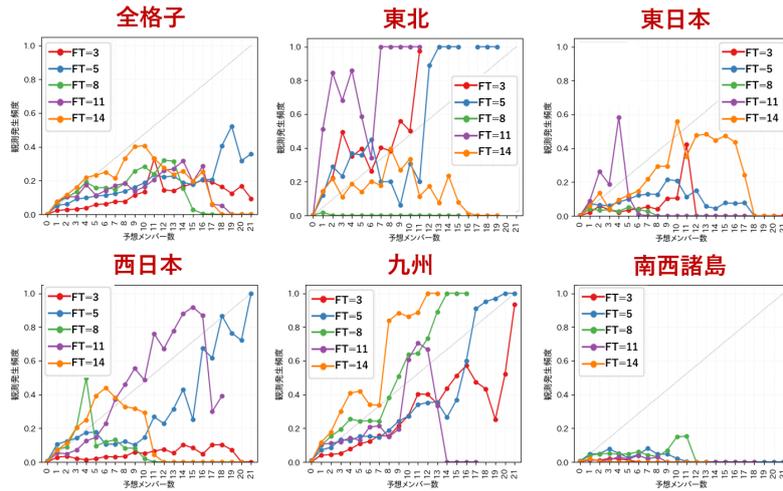


図 4.8.2 線状降水帯の発生確度（降水量閾値 100 mm/3h、確率閾値 25%）の領域別の信頼度曲線。縦軸：実況での線状降水帯発生率、横軸：線状降水帯検出メンバー数。ここでは、対象格子の周辺 100 km 以内に現象があれば「現象あり」としている。なお北海道は事例数が少ないためここでは図を省略したが、全格子の図には北海道のデータも含まれる。

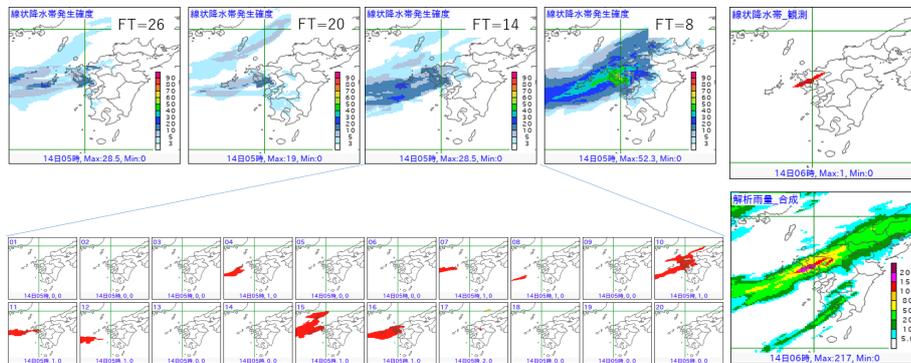


図 4.8.3 2021 年 8 月 14 日 5 時 JST に対する線状降水帯の発生確度（降水量閾値 100 mm/3h、確率閾値 25%）。上段左から、FT=26, 20, 14, 8 での発生確度。下段には FT=14 における各メンバーの検出領域を着色域で示す。また右端には解析雨量の 6 時 JST までの 3 時間降水量（右下図）とそれから解析された線状降水帯の位置（右上図）を示している。

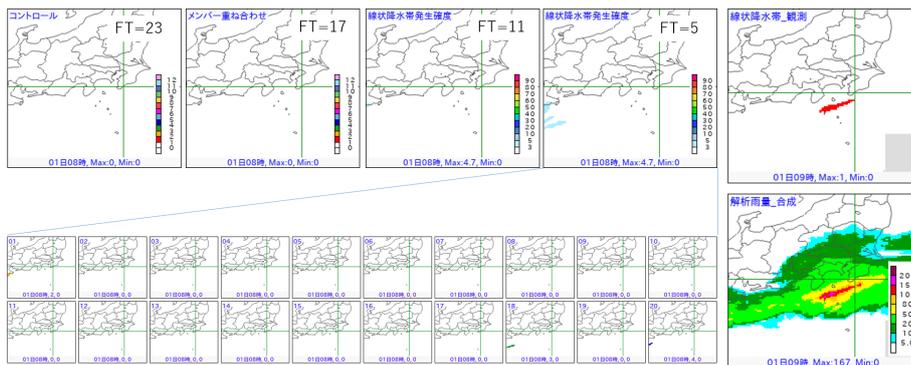


図 4.8.4 2021 年 7 月 1 日 8 時 JST に対する線状降水帯の発生確度（降水量閾値 100 mm/3h、確率閾値 25%）。上段左から、FT=23, 17, 11, 5 での発生確度。下段には FT=5 における各メンバーの検出領域を着色域で示す。また右端には解析雨量の 9 時 JST までの 3 時間降水量（右下図）とそれから解析された線状降水帯の位置（右上図）を示している。

50%を超える高い発生確度が計算されている。またこの事例では FT=26 まで遡っても、ピーク値は小さくなるものの線状降水帯発生のポテンシャルを捉えることができていることがわかる。

このように事前に検出できた事例がある一方、どのメンバーでも線状降水帯発生の可能性が検出できなかつ

た事例もある。図 4.8.4 は伊豆諸島北部に対して「顕著な大雨に関する気象情報」が発表された 2021 年 7 月 1 日 8 時 JST に対する予測結果である。FT=5 の時点においても当該地域では線状降水帯のシグナルは検出できていない。

4.8.4 まとめ

線状降水帯の発生予測を支援するプロダクトとして、MEPS 大雨発生確率ガイダンスを活用した線状降水帯の発生確度の開発を行っている。顕著な降水を事前に察知することを目的としているが、技術的に難易度が高いプロダクトであり、今後も精度向上を目指して開発を継続していく。

参考文献

気象庁, 2022: 大雨発生確率ガイダンス. 数値予報開発センター年報 (令和 3 年), 気象庁 数値予報開発センター, 120–121.

4.9 統合型ガイダンス

4.9.1 はじめに

数値予報開発センターでは、面的および任意の地点における目先から5日先までの高精度でシームレスな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統合型ガイダンス（仮称）の開発を2018年度から行っている。2019年1月からは理化学研究所革新知能統合研究センター（理研 AIP）との共同研究を開始し、2020年8月には降水、風（地点形式）、気温（地点形式）の統合型ガイダンスの部内試験運用を開始（気象庁 2021）、2021年10月には統合型気温ガイダンス（格子形式）の部内試験運用を開始した（気象庁 2022）。

その後も新規要素追加や改良に向けた開発を継続しており、統合型風ガイダンス（格子形式）、統合型降水ガイダンス（確率情報）および統合型降雪量ガイダンス（地点形式）について、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ことから、それぞれ2022年2月、6月および12月に部内試験運用を開始した。ここではこれらの統合型ガイダンスについて、仕様と作成手法、検証結果等を述べる。

統合型ガイダンス共通の仕様として、1日12回、GSMガイダンスとMSMガイダンスの初期値更新の都度、その時点で最新のガイダンス（ただしLFMガイダンスはMSMガイダンスと同じ00, 03, …, 21UTC初期値のもの）を用いて作成する（気象庁 2021）。以下では初期値の区別のため、00UTC初期値のGSMガイダンス作成後に実行した統合型ガイダンスを00g初期値、03UTC初期値のMSMガイダンス作成後に実行した統合型ガイダンスを03m初期値などと呼び、00g, 06g, 12g, 18gをまとめてgシリーズ、00m, 03m, …, 21mをまとめてmシリーズと呼ぶ。

4.9.2 統合型風ガイダンス（格子形式）

(1) 仕様

統合型風ガイダンス（格子形式）は、統合型ガイダンスで目指している面的な予測情報を提供するガイダンスであり、海上も含めた5 km格子で毎正時の風の予測を作成する。表 4.9.1 に部内試験運用開始時点での統合型風ガイダンス（格子形式）の仕様を示す。

表 4.9.1 部内試験運用開始時点での統合型風ガイダンス（格子形式）の仕様

作成対象	5 km ガイダンス格子（緯度経度座標）
入力データ	GSM, MSM, LFM の地上風
予測要素	毎正時の地上風
予報期間と間隔	FT=1 から FT=39 まで（00, 12UTC 初期値では FT=51 まで）1 時間間隔

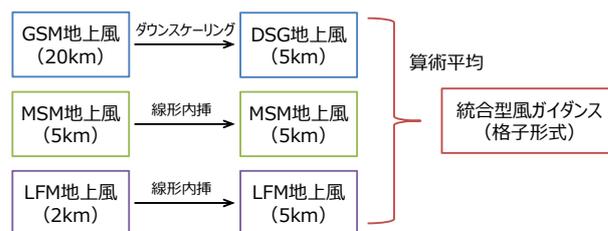


図 4.9.1 統合型風ガイダンス（格子形式）の作成処理

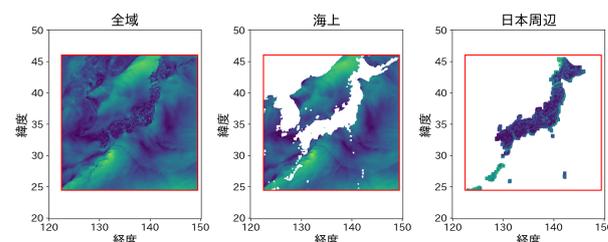


図 4.9.2 統合型風ガイダンスの作成領域と検証対象領域。左から全域、海上、日本周辺で、それぞれ緑から紺色の領域を検証対象とする。緑から紺の塗り分けはある時刻の風速を示している。赤枠内は深層学習でGSMを5 km格子にダウンスケーリングする領域、図の外枠（概ねN50E120-N20E150の領域）が統合型風ガイダンス（格子形式）の作成領域。図の赤枠と全領域の間にある空白域ではバイキュービック補間で5 km格子に内挿したGSMを統合に用いる。

(2) 作成手法

格子形式の風の予測値は、GSM、MSM、LFMのモデルの地上風の算術平均によって算出する。このとき、入力となるモデルと作成するガイダンスの座標系および格子間隔がそれぞれ異なるため、作成する格子に揃えてから算術平均する。具体的には、ランベルト座標系で格子間隔が5 kmのMSMと2 kmのLFMは周囲の4格子からの線形内挿を用い、格子間隔が20 kmのGSMはダウンスケーリングを用いて、緯度経度座標系での5 kmガイダンス格子に座標変換する（図 4.9.1）。

GSMのダウンスケーリングには、領域により、超解像で用いられる深層学習の手法であるEnhanceNet（Sajjadi et al. 2017; Höhle et al. 2020）と、周囲4×4格子からの距離の重み付き平均で内挿を行うバイキュービック補間を利用する。EnhanceNetの学習では、20 km格子に内挿した毎時大気解析の地上風を入力とし、5 km格子の毎時大気解析の地上風を目的変数とする。2014年から2017年の4年間のデータを利用してネットワークを学習および確認した後、入力データとして20 km格子のGSM地上風を与えることで、5 km格子にダウンスケーリングしたGSM（以下、DSGと書く）の地上風を求める。EnhanceNetの制約および毎時大気解析の領域の制約により、EnhanceNetでダウンスケーリングする領域は図 4.9.2の赤枠内とする。統合型風ガイダンス（格子形式）ではガイダンス格子の全領域を予測対象とするため、図の赤枠より外側の領域ではバイキュービック補間を用いてダウンスケーリングする。

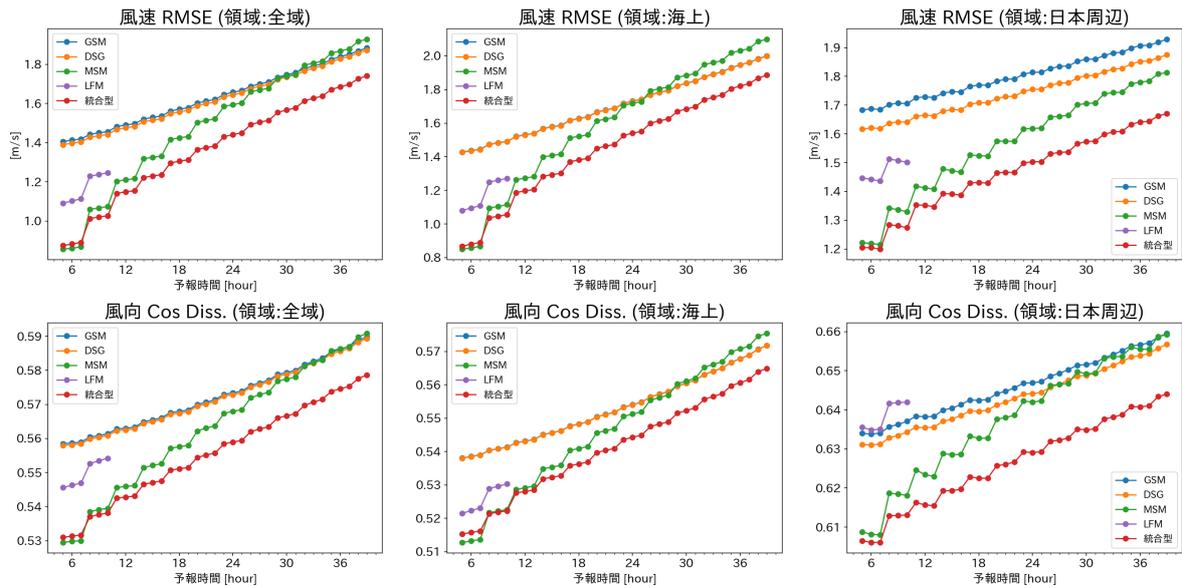


図 4.9.3 統合型風ガイダンス（格子形式）の予報時間別検証結果。上段は風速の RMSE、下段は風向の Cos Diss.、左列は全域、中央は海上、右列は日本周辺の検証結果。海上では GSM と DSG の結果がほぼ重なっている。

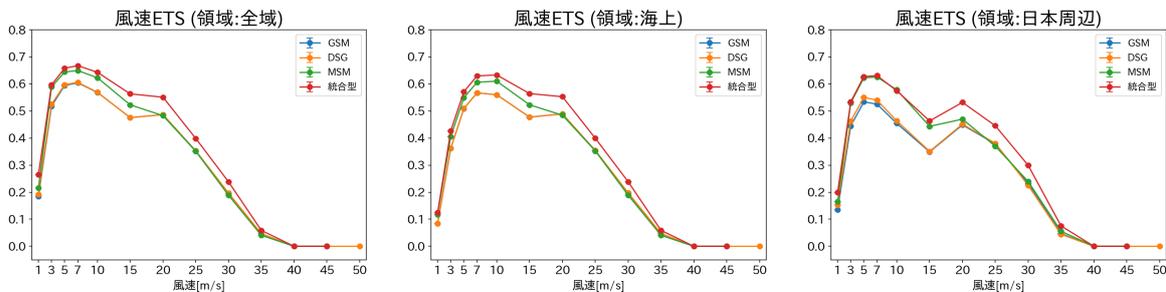


図 4.9.4 統合型風ガイダンス（格子形式）の風速の閾値別 ETS。左は全域、中央は海上、右は日本周辺の検証結果。LFM は予報時間が短いため検証結果を掲載していない。

(3) 検証結果

統合型風ガイダンス（格子形式）の検証結果を示す。検証期間は EnhanceNet の学習および確認期間とは独立な 2018 年 6 月 5 日から 2019 年 6 月 4 日の 1 年間で、全初期値の検証をまとめた結果を示す。比較対象は GSM、MSM、LFM、および DSG の地上風で、MSM と LFM は各モデルの風を 5 km のガイダンス格子に線形内挿した値、GSM はバイキュービック補間で 5 km ガイダンス格子に内挿した値とする。格子形式での風の観測値は存在しないため、検証の真値は 5 km のガイダンス格子に線形内挿した毎時大気解析の地上風とする。毎時大気解析では MSM の FT=2~4 を第一推定値に用いているため(原・工藤 2017)、毎時大気解析を真値とした場合、これらの FT では特に MSM の予測精度が高くなることから、検証対象とする予報時間は FT=5 以降とする。ここでは図 4.9.2 に示した全領域、海上、日本周辺の 3 つの領域での検証結果を示す。また、風向の検証では以下の式で定義する風向のコサイン非類似度 (以下、Cos Diss. と書く) を用いる。

$$\text{Cos Diss.} = \frac{1}{2}(1 - \cos \theta) \quad (4.9.1)$$

Cos Diss. は予測と実況の風向の差 θ が小さいほど値が小さく、予測精度が高いことを示す。

図 4.9.3 に統合型風ガイダンス（格子形式）の予報時間別の風速の RMSE と風向 Cos Diss. の領域平均を示す。図 4.9.3 を見ると、風速の RMSE、風向の Cos Diss. とともに全ての FT で統合型ガイダンスの誤差が最も小さく、予測精度が高いことが分かる。MSM は GSM と比べて予報時間による誤差の増加率が大きいですが、統合型ガイダンスでは MSM よりも誤差の増加率は小さく、予報後半においても最も精度が高くなっている。日本周辺領域では GSM よりも DSG の精度が高くなっている一方、海上では GSM と DSG の予測精度はほぼ一致している。これは、日本周辺領域では地形の影響により 20 km 格子と 5 km 格子での風の差が大きく、ダウンスケーリングによる修正の効果が大きいのに対して、海上では地形の影響が小さく、20 km 格子の平均的な風でも十分な空間代表性を持っているためと考えられる。

図 4.9.4 に風速の閾値別 ETS を示す。概ね全ての閾値と領域で統合型ガイダンスの ETS が最も大きく、風速の閾値別に見た場合でも統合型ガイダンスの精度が

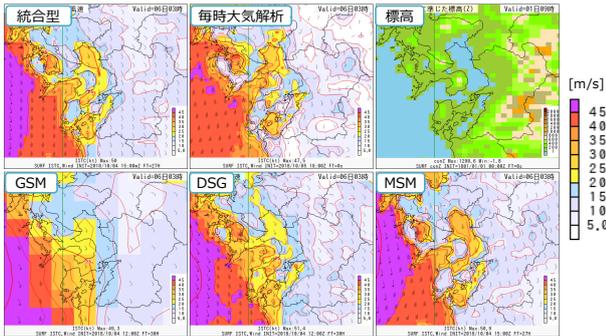


図 4.9.5 2018 年 10 月 4 日 15m 初期値の FT=27 の統合型風ガイダンス（格子形式）の予測事例。左上：統合型ガイダンスの地上風、中上：毎時大気解析の地上風、右上：標高、左下：GSM の地上風、中下：DSG の地上風、右下：MSM の地上風。

最も高いことが分かる。ただし、風速 35 m/s 以上の暴風に対してはどのモデルおよび領域でも ETS が 0 に近く、統合型ガイダンスも含めて予測精度は低いことに留意が必要である。

(4) 事例

図 4.9.5 に 2018 年 10 月 4 日 15m 初期値の FT=27 の統合型風ガイダンス（格子形式）の予測事例を示す。この事例では台風第 25 号が東シナ海にあって北上しており（図略）、九州地方では暴風警報が発表されていた。ダウンスケーリング前の 20 km 格子での GSM 地上風（左下図）では、長崎県や天草諸島とその周辺でも台風に伴う強風が予測されているものの、解像度が粗く、地形に沿った風は表現できていない。一方、DSG（中下図）ではダウンスケーリングにより地形（右上図）に沿った強風が表現できている。長崎県や天草諸島周辺の海上の風を毎時大気解析（中上図）と比べると、DSG はやや弱く、MSM（右下図）ではやや強く予測されており、これらを算術平均した統合型ガイダンス（左上図）では毎時大気解析に近い風が予測できている。

4.9.3 統合型降水ガイダンス（確率情報）

(1) 仕様

統合型降水ガイダンス（確率情報）は、統合型ガイダンスで目指している面的な確率情報を提供するガイダンスであり、5 km 格子での 3 時間平均降水量 (MRR3)、1 時間最大降水量 (RMAX31)、3 時間最大降水量 (RMAX33) および 24 時間最大降水量 (RMAX24) について、それぞれの補正超過確率を 3 時間ごとの予報時間で作成する。補正超過確率については (2) の作成手法を、降水ガイダンスの詳細は白山 (2018) を参照いただきたい。表 4.9.2 に部内試験運用開始時点での統合型降水ガイダンス（確率情報）の仕様を示す。

(2) 作成手法

統合型降水ガイダンス（確率情報）は、統合型降水ガイダンス（気象庁 2021）および GSM, MSM, LFM,

表 4.9.2 部内試験運用開始時点での統合型降水ガイダンス（確率情報）の仕様

作成対象	5 km ガイダンス格子（緯度経度座標）
予報期間と間隔	FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
予測要素	MRR3, RMAX31, RMAX33, RMAX24 の各補正超過確率
確率を作成する降水量の閾値 [mm]	MRR3, RMAX31: 30, 50, 80 RMAX33: 100, 150 RMAX24: 100, 120, 150, 200, 250, 300

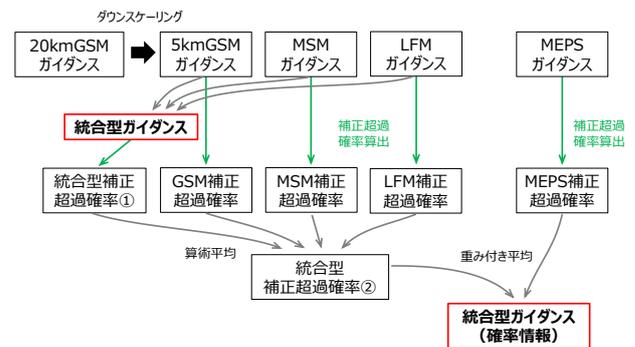


図 4.9.6 統合型降水ガイダンス（確率情報）の作成処理

MEPS の各平均降水量・最大降水量ガイダンスから算出した、補正超過確率 (森 2019) の重み付き平均により算出する。補正超過確率は時間・空間方向の広がり を考慮した超過確率 (閾値を超える予測の割合) であり、GSM, MSM, LFM ガイダンスでは対象格子点を含む 17×17 格子内、MEPS ガイダンスでは対象格子を含む $11 \times 11 \times M$ 格子内 (M はアンサンブルメンバー数) で閾値を超える格子数の割合を水平距離と標高差および前後 3 時間内の FT で重みを付けて算出する。このようにして求めた各降水ガイダンスの補正超過確率のうち、MEPS ガイダンス以外の補正超過確率を算術平均した後、さらに MEPS ガイダンスの補正超過確率と FT に応じた重み付き平均することで、統合型降水ガイダンスの確率情報を算出する (図 4.9.6)。

(3) 検証結果

統合型降水ガイダンス（確率情報）の検証結果を図 4.9.7 に示す。検証期間は 2020 年 7 月から 2022 年 6 月の 2 年間で、検証領域は日本の陸上周辺の領域 (図 4.9.2 の日本周辺領域) とする。比較対象として現在利用可能な確率情報である MEPS 降水ガイダンスの補正超過確率の検証結果を示す。統合型ガイダンスでは利用可能な最新のガイダンスを用いて作成しており、00, 06, 12, 18UTC 初期値の MEPS ガイダンスは 00g, 06g, 12g, 18g 初期値の統合型ガイダンスで利用されるため、ここでは g シリーズの統合型ガイダンスと 00-18UTC 初期値の MEPS ガイダンスを比較した結果を示す。予報時間別のプライアスキルスコア (BSS、図 4.9.7 上段) を見ると、BSS が正の要素・閾値・予報時間では、統合型降水ガイダンスが MEPS 降水ガイダンスを概ね上回る精度を持つことが分かる。特に LFM を利用す

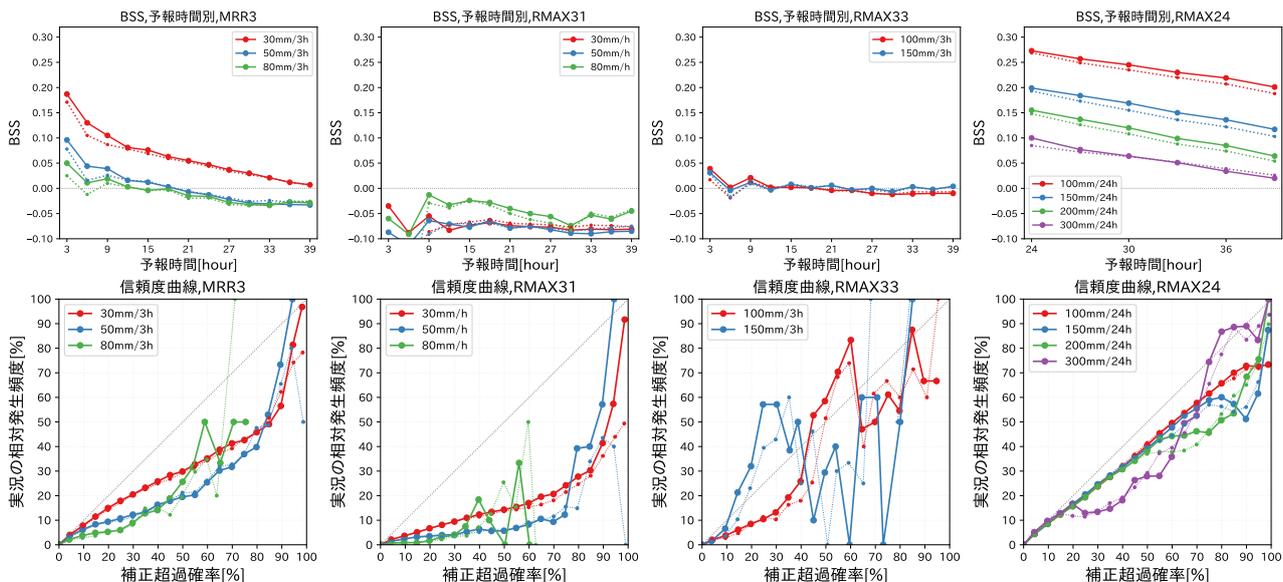


図 4.9.7 統合型降水ガイダンス（確率情報）の検証結果。上段：予報時間別の BSS、下段：信頼度曲線。左から順に、MRR3、RMAX31、RMAX33、RMAX24 の検証結果。実線は統合型降水ガイダンス、破線は MEPS 降水ガイダンスの検証結果。降水量の閾値別に色分けしている。

る FT=9 までの改善幅が大きくなっている。また、これらの要素・閾値では、信頼度曲線（図 4.9.7 下段）でも改善が見られる。一方、RMAX31 や FT=12 以降の 50 mm/3h, 80 mm/3h 閾値の MRR3 などでは、統合型ガイダンス、MEPS ガイダンスとも BSS が負または 0 付近になっている。これは MRR3 や RMAX31 の信頼度曲線（図 4.9.7 下段）に示したように、強い降水ほど予測頻度が過大となっているためである。これらの閾値では確率の値をそのまま利用するのではなく、大雨発生のポテンシャルとして利用する必要がある。

(4) 事例

図 4.9.8 に 2020 年 7 月 9 日 18m 初期値の FT=27 の統合型降水ガイダンスの RMAX24 とその確率情報の予測事例を示す。この事例では、九州や四国地方は前線の暖域内に当たり、湿った空気の影響で 24 時間最大降水量が 200 ~ 300 mm を超える大雨となった（左図）。統合型降水ガイダンス（中図）では、九州と四国で 100 mm を超える降水を予測しているものの、200 mm 以上の予測領域は狭い。一方、統合型降水ガイダンスの確率情報（右図）では、実況で 200 mm を

超えた領域で 20 %前後の確率が予測されており、大雨の可能性を示唆している。この事例のように、単一のガイダンスでは予測されない大雨も、確率情報を利用することでその可能性を予測できる場合がある。

4.9.4 統合型降雪量ガイダンス（地点形式）

(1) 仕様

統合型降雪量ガイダンス（地点形式）は積雪深計が設置されたアメダス地点における降雪量を予測するガイダンスである。以下では地点形式の降雪量ガイダンスのことを単に「降雪量ガイダンス」と書く。

表 4.9.3 に部内試験運用開始時点での統合型降雪量ガイダンスの仕様を示す。

表 4.9.3 部内試験運用開始時点での統合型降雪量ガイダンス（地点形式）の仕様

予測地点	積雪深計設置地点（2022 年 11 月の 4 地点追加を含む全 333 地点）
予測要素	6, 12 時間降雪量
予報期間と間隔	FT=6 または 12 から FT=39 まで（00, 12UTC 初期値では FT=78 まで）3 時間間隔
層別化	地点、初期時刻、予報時間（3 時間毎 1 日分）
頻度バイアス補正の観測側閾値 [cm]	6 時間降雪量: 0, 1, 5, 15, 20 12 時間降雪量: 0, 3, 10, 30, 40

(2) 作成手法

統合型降雪量ガイダンスは、GSM および MSM の降雪量ガイダンスを算術平均した後、頻度バイアス補正することで算出する（図 4.9.9）。LFM 降雪量ガイダンスは存在しないため統合に用いることはできない。算術平均のみを用いた場合には、大雪の予測頻度（BI）

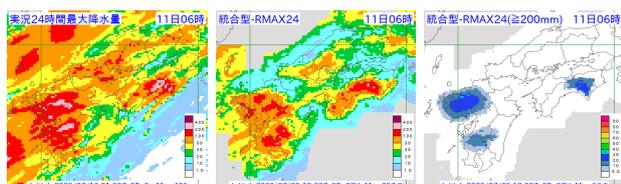


図 4.9.8 2020 年 7 月 9 日 18m 初期値の FT=27 の統合型降水ガイダンスの RMAX24 とその確率情報の予測事例。左：実況、中：統合型降水ガイダンス、右：確率情報。実況は 1 km 格子の解析雨量を 24 時間積算した値の 5 km 格子内最大値。

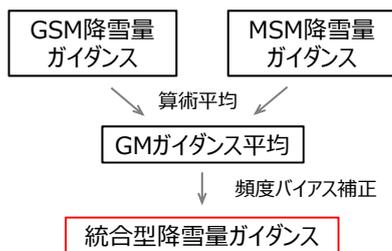


図 4.9.9 統合型降雪量ガイダンスの作成処理

と予測精度 (ETS) が低下し、大雪警報・注意報を適切に支援することができなくなるため、算術平均後に頻度バイアス補正を行う (頻度バイアス補正の観測側の閾値は表 1 に記載)。頻度バイアス補正は地点別に層別化するが、大雪の頻度が少ないことを考慮し、6 時間降雪量の 20 cm 閾値と 12 時間降雪量の 40 cm 閾値に対応する予測側の閾値は全国一律で学習する。頻度バイアス補正の学習は 2019 年 12 月から 2021 年 2 月の 2 シーズンの冬期間で行った。

(3) 検証結果

統合型降雪量ガイダンスの検証結果を示す。検証期間は 2021 年 12 月から 2022 年 3 月で、積雪深計が設置されている全国 329 地点のアメダス地点を対象とする。比較対象として、入力となる MSM 降雪量ガイダンスの検証結果および頻度バイアス補正を行う前の GSM と MSM ガイダンスの算術平均 (GM ガイダンス平均) の検証結果を示す。ここでは m シリーズの初期値での検証結果のみ示すが、g シリーズでも同様の結果であった。

図 4.9.10 に 6 時間および 12 時間降雪量ガイダンスの閾値別 ETS と BI を示す。GM ガイダンス平均の検証結果 (緑線) を見ると、6 時間、12 時間降雪量とも、MSM ガイダンス (青線) と比べて、弱い雪の BI が大きく、強い雪の BI が小さい。また、6 時間 30 cm や 12 時間 40 cm 以上の強い雪では ETS も MSM ガイダンスを下回っている。これに対して統合型ガイダンス (赤線) は頻度バイアス補正の上限である 6 時間 20 cm または 12 時間 40 cm の閾値まで BI は概ね 1 に近く、ETS は全閾値で MSM ガイダンスを上回っている。図には示さないが GSM ガイダンスとの比較結果も同様であった。

(4) 事例

2022 年 1 月 1 日の新千歳空港での統合型降雪量ガイダンスの予測事例を示す。この日の北海道では、冬型の気圧配置の中、日本海で収束した強い雪雲が石狩湾から流入した影響で、札幌市や千歳市などで大雪警報が発表された。図 4.9.11 に 2021 年 12 月 31 日 09m 初期値の新千歳空港での降雪量ガイダンスと実況を示す。6、12 時間降雪量とも、各降雪量ガイダンスの予測は実況と比べてピークの時間帯が 3 時間ほど後ろにずれているものの、降雪量としては実況に近い値を予測でき

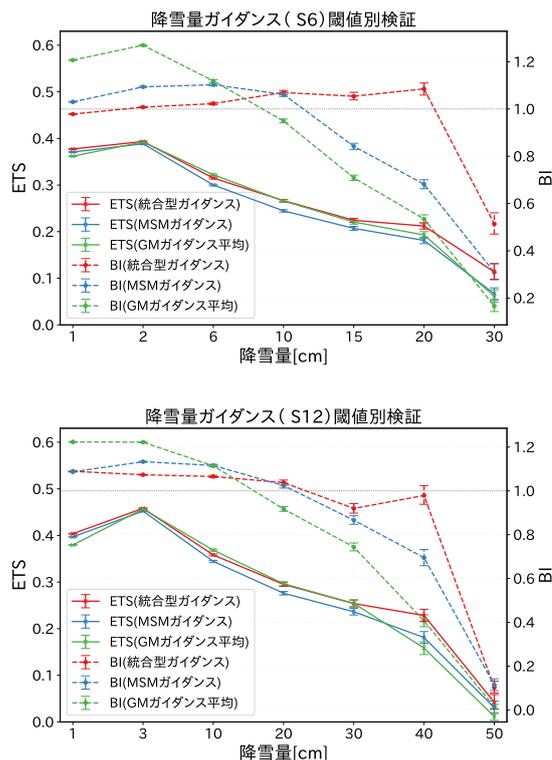


図 4.9.10 降雪量ガイダンスの閾値別 ETS (実線) と BI (破線)。上：6 時間降雪量ガイダンスの検証結果、下：12 時間降雪量ガイダンスの検証結果。赤線は統合型ガイダンスの検証結果、緑線は GSM と MSM ガイダンスを算術平均した値 (GM ガイダンス平均) の検証結果、青線は MSM ガイダンスの検証結果を示す。

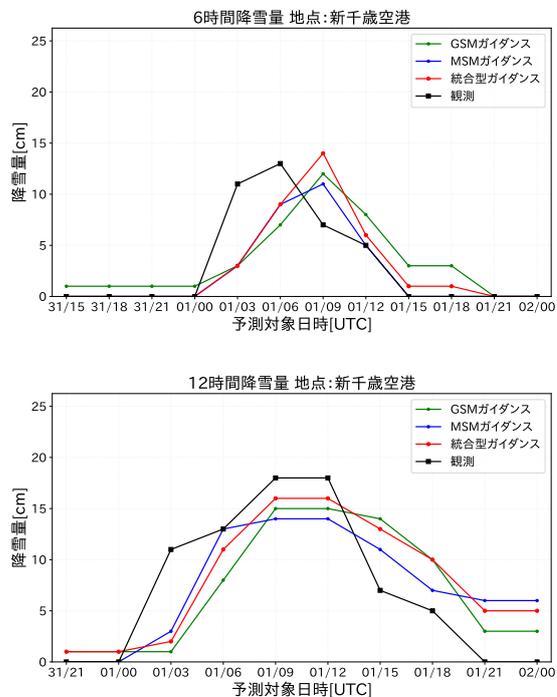


図 4.9.11 2021 年 12 月 31 日 09m 初期値の新千歳空港での降雪量ガイダンスの予測事例。上：6 時間降雪量ガイダンス、下：12 時間降雪量ガイダンス。黒線は実況、赤線は統合型ガイダンス、青線は 09UTC の MSM ガイダンス、緑線は 06UTC の GSM ガイダンスの予測。

ている。統合型降雪量ガイダンスでは頻度バイアス補正を用いているため、GSM ガイダンスと MSM ガイダンスの算術平均よりもピーク値が強く予測されており、GSM, MSM ガイダンスよりも実況に近い降雪量を予測できている。

4.9.5 まとめと今後の開発予定

統合型風ガイダンス（格子形式）、統合型降水ガイダンス（確率情報）および統合型降雪量ガイダンス（地点形式）を開発し、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、それぞれ、2022年2月、6月および12月に部内試験運用を開始した。今後は部内試験運用を実施しながら利用方法の検討を進めるとともに、現在の手法をベースラインとして、予測手法の改良や理研 AIP との共同研究の成果の取り込みなど、AI 技術の活用による予測精度改善のための開発にも取り組んでいく予定である。

参考文献

- Höhlein, K., M. Kern, T. Hewson, and R. Westermann, 2020: A comparative study of convolutional neural network models for wind field downscaling. *Meteorol. Appl.*, **27**(6).
- 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.
- 気象庁, 2022: 統合型気温ガイダンス (格子形式) の開発. 数値予報開発センター年報 (令和3年), 気象庁数値予報開発センター, 118–119.
- Sajjadi, M. S. M., B. Schölkopf, and M. Hirsch, 2017: EnhanceNet: Single Image Super-Resolution Through Automated Texture Synthesis. *arXiv preprint*. [Available at <https://arxiv.org/abs/1612.07919>].
- 白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 95–118.
- 原旅人, 工藤淳, 2017: 毎時大気解析の変更. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61–65.
- 森祐貴, 2019: 降水ガイダンス. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 26–35.

4.10 季節アンサンブル予報システムの開発

4.10.1 CPSの1か月予報への利用可能性の調査

(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（GEPS: Global Ensemble Prediction System; 第3.2節参照）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を運用している。また、「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」における社会経済活動への貢献として、大気海洋結合の効果を活用するための開発に取り組むことで、2週間から1か月先の日本の予測に重要な熱帯の季節内振動などの現象の予測精度改善を目指すとしている。気象庁では大気海洋結合モデルを1か月よりも長い時間スケールを対象として運用しているが、より短い時間スケールでの活用を計画しており、現在開発を進めている。

2022年2月に運用を開始した新しい季節アンサンブル予報システム JMA/MRI-CPS3（CPS3; Japan Meteorological Agency / Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 3; Hirahara et al. 2023; 気象庁 2022）は、大気・海洋モデルの高解像度化や物理過程の改良等により、前システム CPS2（Takaya et al. 2018; 高谷・石川 2015）に比べて系統誤差や年々変動が大きく改善した（気象庁 2022）。また、CPS2では5日間毎に1回、実時間から2日遅れて4日間かけて計算していたが、CPS3では毎日00UTC初期日を当日中に計算するよう運用スケジュールを変更した。これにより、季節予報だけでなく、季節内予測への利用可能性を調査することができるようになった。

現在、1か月予報の基礎資料の作成は大気モデルである GEPS が担っている。本項では CPS の1か月予報への利用可能性について調査を行った結果を報告する。

(2) 現業 CPS と GEPS の比較

はじめに、現業運用している GEPS2203 と CPS3 の1か月予報の予測精度を比較した。1か月予報の基礎資料に用いる GEPS2203 のアンサンブル構成は、毎週火曜日と水曜日の12UTC初期日でそれぞれ25メンバーであるが、CPS3では1初期値あたり5メンバーである。このため、GEPS2203、CPS3ともに、毎週火曜日と水曜日の初期日のそれぞれ5メンバーを使用した。ただし、GEPS2203の初期時刻は12UTCである一方、CPS3は00UTCであるため、CPS3は12時間不利な設定となっている¹。検証期間は GEPS2203 現業化後の2022年3月15日から2022年10月26日までの全

¹ CPSの海洋初期値を作成する全球海洋データ同化システムの同化ウィンドウが、00UTCを基準とした5日単位であること、及び現業運用スケジュールの観点から、現状 CPSの初期時刻を12UTCに変更することは困難である。

66 初期日である。対検証値として、気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q; 気象庁 2021）を使用した。1か月予報のように予測時間が長くなると、モデルの不完全さに起因する系統誤差の影響が大きくなる。このため、季節予報では数十年にわたる過去予報（再予報）によって求めたモデル平年値を用いて系統誤差補正を施すことが一般的である（平井・伊藤 2013）。しかし、再予報計算には多くの計算機資源を必要とすることや、(3)で述べる大気初期摂動変更のインパクトを確認するために、本項の調査では系統誤差補正を施していない。

図 4.10.1 にアンサンブル平均のアノマリー相関係数（ACC）を示す。北半球（20~90N; NH）域における500hPa高度（Z500）のCPS3のACCはリードタイム1週目にかけてGEPSに比べて有意に低い傾向だが、熱帯（20S~20N; TR）域における200hPa速度ポテンシャル（CHI200）のCPS3のACCは1週目のリードタイムから中立か高くなる傾向にある。このことは、季節内予測における熱帯の大気と海洋の相互作用の重要性を示唆している。

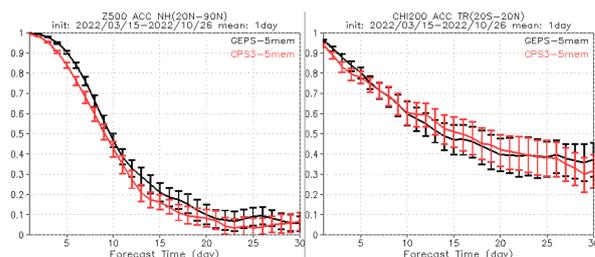


図 4.10.1 GEPS2203（黒線）と CPS3（赤線）の（左）NH 域における Z500 と（右）TR 域における CHI200 の5メンバーアンサンブル平均のアノマリー相関係数。エラーバーは試行回数 1000 回の bootstrap 法による 95% 信頼区間。

図 4.10.2 は NH 域における Z500 の二乗平均平方根誤差（RMSE）とスプレッドである。スプレッドはアンサンブル平均で求めた RMSE と同程度であることが望ましい（高野 2002）が、CPS3 のスプレッドはリードタイム1週目にかけて RMSE に比べて過大の傾向にある。1か月予報では1か月先までを週単位で予報を行うため、予報初期の CPS3 の過大なスプレッドは適切ではない。

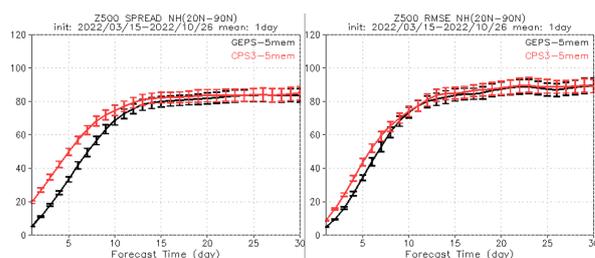


図 4.10.2 GEPS2203（黒線）と CPS3（赤線）の NH 域における（左）Z500 のスプレッドと（右）RMSE。単位は m。エラーバーは試行回数 1000 回の bootstrap 法による 95% 信頼区間。

図 4.10.3 は TR 域における CHI200 の RMSE とスプレッドである。予報初期の GEPS のスプレッドは RMSE に比べて過大である一方、CPS3 ではそのような傾向は見られない。GEPS では特異ベクトル (Singular Vector; 以下 SV; Buizza and Palmer 1995) 法による下層の大きな比湿摂動により、積雲対流過程による過剰な降水を表現する傾向にあるため (越智 2016)、スプレッドが過大であると考えられる。

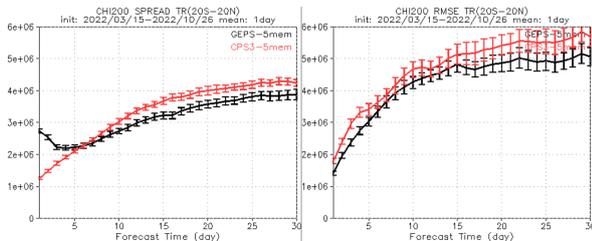


図 4.10.3 第 4.10-2 図と同じ。ただし、TR 域における CHI200 のスプレッドと RMSE。単位は m^2/s 。

(3) CPS の初期摂動の改良

CPS3 で中・高緯度の予報初期のスプレッドが過大であるのは、CPS3 の初期摂動作成手法として成長モード育成 (Breeding of Growing Mode; 以下 BGM) 法 (Toth and Kalnay 1993, 1997) を採用していることが一因である。GEPS で採用している SV 法と比べて、BGM 法による中・高緯度の摂動の成長率は低いことが知られている (Leutbecher and Lang 2014, 太田 2016)。このため、BGM では、予報時間が経過しても十分な大きさのスプレッドが得られるように摂動の振幅を大きくする必要がある。

GEPS に用いる初期摂動は、Initial SV (以下 ISV) と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (Local Ensemble Transform Kalman Filter; 以下 LETKF; Hunt et al. 2007) を併用している。理想的には解析誤差を反映した LETKF 摂動のみで予測の不確実性を適切に表現できるのが望ましいが、LETKF 摂動のみでは予報時間が進むとスプレッドが不足するためである (太田・堀田 2016)。計算機資源の効率的な利用や、2 週間予報と 1 か月予報の整合性を考慮すると、可能な限り GEPS と CPS で仕様を共通化することが望ましい。

これらを踏まえて、CPS3 の初期摂動を、BGM から、GEPS と同じ ISV と LETKF に変更した実験 (以下、CPS3SVTR01) を行った。本実験における初期摂動は、(2) で述べた GEPS における熱帯のスプレッド過大への対策として熱帯初期摂動の振幅を半分にした点を除き、GEPS2203 の設定と同一とした。すなわち、北・南半球の ISV の摂動の振幅はモデル面第 15 層 (約 500hPa) 気温の二乗平均平方根 (RMS) が 0.21K、熱帯はモデル面第 6 層 (約 850hPa) 気温の RMS が 0.1K となるように設定し、LETKF は解析摂動の 0.85 倍とした。ISV 計算の評価時間は、北・南半球では初期時刻

から 48 時間、熱帯では 24 時間である。また、GEPS では気象庁全球日別 SST 解析 (MGDSST; 栗原ほか 2006) に基づく SST 摂動 (Hotta and Ota 2019) を使用しているが、本実験では CPS3 と同様に、海洋初期値作成のために運用している全球海洋データ同化システム MOVE-G3 (Fujii et al. 2023) における解析誤差共分散行列を近似する摂動 (Niwa and Fujii 2020) を使用した。検証期間は (2) と同様、2022 年 3 月 15 日から 2022 年 10 月 26 日までの全 66 初期日である。

図 4.10.4 に NH 域における Z500 の RMSE とスプレッドを示す。予報初期に過大であったスプレッドの大きさが、CPS3SVTR01 では RMSE と同程度の大きさとなっていることがわかる。このことは、GEPS の前身の週間アンサンブル予報システムの初期摂動を BGM から SV に変えた時のインパクトとも整合的である (米原 2008)。リードタイム 2 週目以降のスプレッドの大きさは、BGM の場合とほとんど変わらない。図 4.10.5 に TR 域における CHI200 の RMSE とスプレッドを示す。CPS3SVTR01 は CPS3 に比べて、予報初期の RMSE、スプレッドともにやや悪化傾向である。一方で、スプレッドは GEPS と比べると狙い通り改善傾向である (図 4.10.3)。

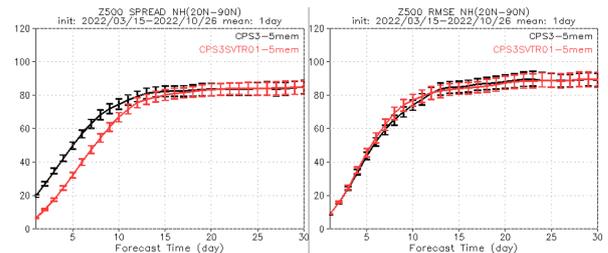


図 4.10.4 第 4.10-2 図と同じ。ただし、CPS3 (黒線) と CPS3SVTR01 (赤線)。

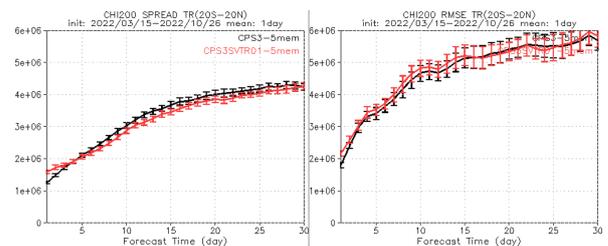


図 4.10.5 第 4.10-3 図と同じ。ただし、CPS3 (黒線) と CPS3SVTR01 (赤線)。

(4) CPS 再予報における初期摂動の評価

GEPS の初期摂動は、現業仕様と再予報仕様で手法が異なる (金浜 2017)。現業仕様は、前述の通り、LETKF と ISV を併用しているが、再予報では SV の各計算において求まる通常の ISV と過去から初期時刻までに線形成長した SV (Evolved SV; 以下 ESV) を組み合わせて作成した初期摂動を用いる。ESV 法は初期時刻に対して 48 時間前からの計算を行う一方、LETKF は解

析予報サイクルで6時間ごとに連続的に計算する必要がある。したがって、再予報で LETKF 摂動を作成することは計算機資源の制約上困難である。LETKF では解析誤差を反映する一方、SV は誤差成長を効率的に表現するため、初期摂動の違いによる予測のスペルも異なる可能性がある。

このため、CPS3 の再予報実験（以下、CPS3-12ini）の大気初期摂動を、BGM から ISV と ESV の併用に変更した実験（以下、CPS3-SV-TR01-12ini）を行った。実験仕様は大気初期摂動を除き、CPS3 再予報（仕様の詳細は気象庁 2022 を参照）と基本的に同じである。実験期間は 1991～2020 年の各月 1 初期日で、全 360 初期日である。メンバー数は 1 初期値あたり 5 メンバーである。本実験における初期摂動も、(3) と同様、熱帯のスペル過大への対策として熱帯の ISV の振幅を半分にした点を除き、GEPS2203 再予報と同じとした。すなわち、北・南半球の ISV の摂動の振幅はモデル面第 15 層（約 500hPa）気温の RMS が 0.21K、熱帯はモデル面第 6 層（約 850hPa）気温の RMS が 0.1K、北半球と熱帯の ESV はモデル面第 22 層（約 250hPa）の気温の RMS が 0.15K、南半球は 0.18K となるように設定した。GEPS における ESV 摂動の振幅は、LETKF+SV 摂動と同程度のスペルとなるように設定されている。

図 4.10.6 に NH 域における Z500、及び TR 域における CHI200 のスペルを示す。予報初期の NH 域における Z500 のスペルは、CPS3-SV-TR01-12ini では CPS3-12ini に比べて小さい。また、TR 域における CHI200 のスペルは、CPS3-SV-TR01-12ini では CPS3-12ini に比べて大きい。これらの特徴は (3) で述べた、SV+LETKF に変更した CPS3SVTR01 実験と整合的である。

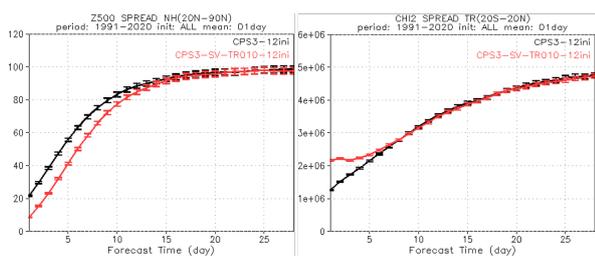


図 4.10.6 CPS3-12ini（黒線）と CPS3-SV-TR01-12ini（赤線）の（左）NH 域における Z500（単位 m）と（右）TR 域における CHI200 のスペル（単位 m^2/s ）。エラーバーは試行回数 1000 回の bootstrap 法による 95 % 信頼区間。

CPS の BGM 法は、主にマッデン・ジュリアン振動 (MJO: Madden-Julian Oscillation) に関係した不安定モードを求めるために開発が行われてきた (Chikamoto et al. 2007)。そこで、初期摂動を SV に変えることによる MJO への予測精度への影響を確認した。MJO は Wheeler and Hendon (2004) の Real-time Multivariate MJO index で検出を行い、スコアの計算は久保 (2017)

に基づいて計算した。図 4.10.7 に MJO の予測精度を示す。CPS3-SV-TR01-12ini は CPS3-12ini とほぼ同等の予測精度であることがわかる。

(5) まとめと今後の課題

CPS の 1 か月予報への利用可能性について調査を行った。中・高緯度の予測 1 週目のスペルの大きさは CPS3 では過大であるが、GEPS と同じ初期摂動 (SV+LETKF) を用いることでより適切となった。GEPS では予測初期の熱帯域上層のスペルは過大であるため、CPS への SV 法の適用にあたり、熱帯 SV の摂動の振幅を GEPS の半分とした。その結果、熱帯のスペルや RMSE は CPS3 と比べて中立かやや悪化傾向であるものの、GEPS と比べると改善傾向であった。CPS3 の BGM 法は MJO に関連した不安定モードを求めるために開発されたが、SV 法に変更しても MJO の予測精度は中立であった。

今後は令和 4 年度末に導入予定の GEPS23XX との比較や、現業 GEPS と同等のメンバー数での比較を行うとともに、引き続き大気初期摂動について検討を行う。GEPS23XX では 2 段階 SST 法を全球域に拡張する改良等がなされており、1 か月予報レンジの予測精度が GEPS2203 に比べて向上している (第 4.2 節)。今回の調査は現業 CPS3 と同じ 5 メンバーで実施したが、現業 GEPS は 25 メンバー（再予報は 13 メンバー）である。5 メンバーという限られたアンサンブルを用いることによるサンプリング誤差の問題がある。また、SV の初期摂動の振幅は調整の自由度が大きい。今回の調査では、熱帯 SV の振幅を小さく調整することで、熱帯のスペル過大傾向を緩和することができた。同様の試みが、過去の GEPS でもなされているが、週間予報レンジでの中・高緯度の予測精度が悪化することがわかっている (越智 2016)。CPS においても、GEPS の知見を生かしつつ、不確実性の表現が狙いどおりか、摂動の振幅が適切か、といった点に注目しながら、初期摂動の設計や調整を行う必要がある。

4.10.2 CPS の他センターとの比較検証

(1) はじめに

コペルニクス気候変動サービス²(C3S; Buontempo et al. 2022) は欧州委員会が主導する地球観測計画であるコペルニクス計画の計画要素の一つである。C3S では、世界最高水準の厳しい性能要件³を満たした現業センターによって構成されるマルチモデルアンサンブルを利用した気候モニタリングや季節予報などのサービスを提供している。C3S から提供されるデータはオープンデータであり、国内外の研究者が最新の現業システムの結果を活用することができる。前季節アンサンブル予報システムの CPS2 は、その性能要件を満たし

² <https://climate.copernicus.eu/>

³ <https://climate.copernicus.eu/>

c3s330-operational-production-seasonal-forecasts

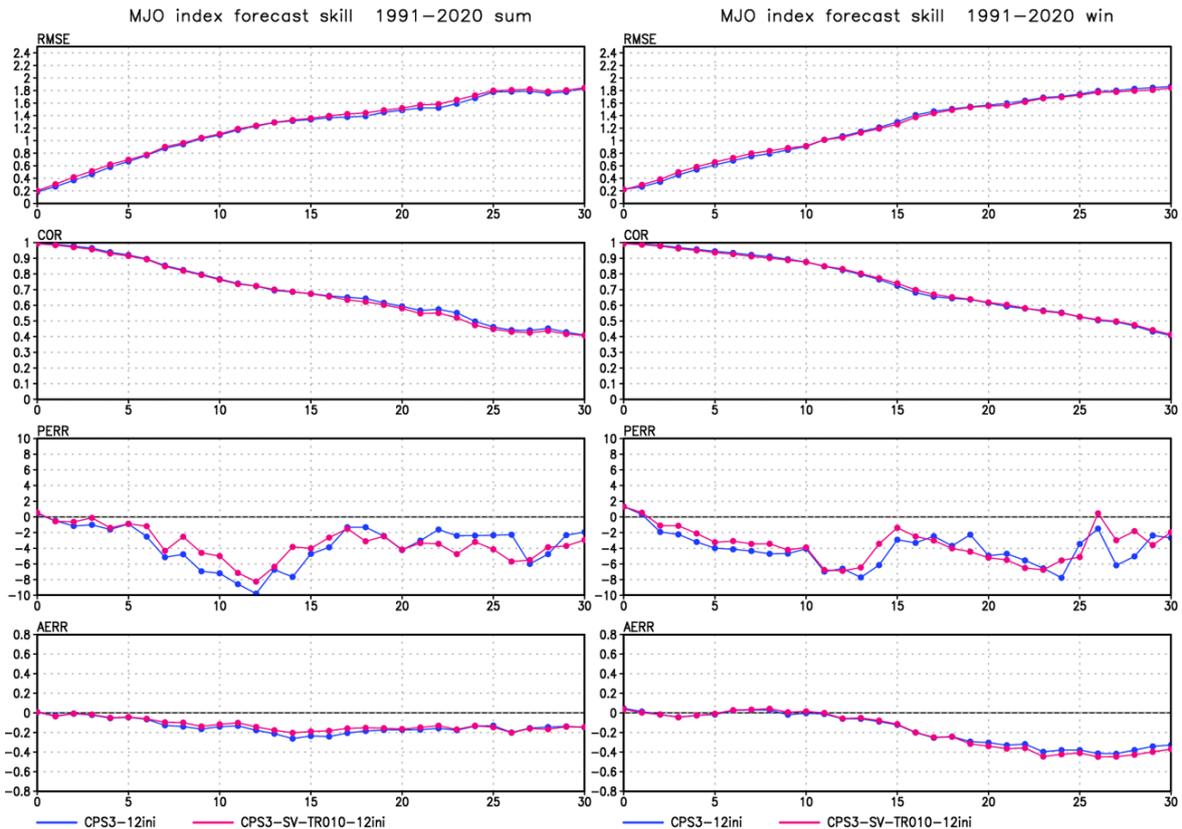


図 4.10.7 CPS3-12ini (青線)と CPS3-SV-TR010-12ini (赤線)の MJO の予測精度。上から RMSE、相関係数、位相誤差、振幅誤差。横軸はリードタイム (日)。左は夏 (4~9 月) 初期日、右は冬 (10~3 月) 初期日。スコアの計算方法等の詳細は (久保 2017) を参照。

ていたことから、2020 年 10 月より C3S に参加している。2022 年 2 月に運用を開始した CPS3 は、大気・海洋モデルの高解像度化や物理過程の改良等により、CPS2 に比べて系統誤差や年々変動が大きく改善したことから、C3S 参加機関の中でも予測精度が高くなっていることが期待される。本項では CPS3 を含めた C3S 参加機関のバイアスや予測精度について述べる。

(2) C3S の概要

C3S に参加している機関は 2022 年 12 月現在、8 つの機関が参加しており、それぞれ欧州中期予報センター (ECMWF)、フランス気象局 (Météo-France)、英国気象庁 (UKMO)、ドイツ気象局 (DWD)、欧州地中海気候変動センター (CMCC)、米国環境予測センター (NCEP)、JMA、カナダ環境・気候変動省 (ECCC) である。アンサンブル構成に関わる仕様は表 4.10.1 の通りである。現業運用予報のメンバー数は ECCC を除きどのセンターも 50~55 であるが、再予報のメンバー数はセンター間によって差が大きい。メンバー数の違いによるスコアへの影響を避けるため、再予報検証ではメンバー数を 10 に揃えて検証した。JMA を含む多くのセンターでは、現業運用前に再予報の実行を完了させる「fix」方式を採用しているが、UKMO の再予報は現業運用と同じタイミングで必要な実験を実行する「on-the-fly」方式を採用している。このため、UKMO

の再予報データは最新の 12 か月分のデータを使用した。対解析値として ECMWF 再解析 ERA5⁴ (Hersbach et al. 2020)、MGDSST 解析値を使用した。全てのセンターの予報値及び解析値について、2.5 度格子に内挿して検証した。平年値期間は C3S 再予報期間に従い、1993~2016 年⁵とした。特筆しない限り、各機関の再予報から求めたモデル平年値を使用して系統誤差補正を行った。モデル等のさらなる詳細は C3S Web ページ⁶等を参照されたい。

(3) C3S 再予報に基づくバイアス特性

図 4.10.8 に、5 月初期月の夏季 (6~8 月) を対象とした SST バイアスを示す。NCEP を除き、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 (以下、IOD) に類似した SST バイアスがみられる。数時間から季節予報までの IFS の系統誤差を理解するための ECMWF における内部プロジェクト (UGROW) で、正の IOD 型バイアスについて調査が行われており、熱帯インド洋の下層東風バイアスや、温度躍層が浅すぎるバイアスと関連していることが示されている

⁴ 対 JRA-3Q でも検証を行ったが特性は同じであった

⁵ ただし、UKMO の 1 月初期月のみ 1994~2016 年としている

⁶ <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/C3S+Seasonal+Forecasts>

表 4.10.1 C3S 参加機関のシステムの主な仕様 (2022 年 12 月現在)。

センター	現業運用予報のメンバー数と初期日	再予報のメンバー数と初期日
ECMWF	51 毎月 1 日 (51)	25 毎月 1 日 (25)
Météo-France	51 毎月 1 日 (1)、前月最後と 2 番目の木曜日 (各 25)	25 毎月 1 日 (1)、前月最後と 2 番目の木曜日 (各 13)
UKMO	50 毎日 (2)	28 毎月 1 日、前月 25、17、9 日 (各 7)
DWD	50 毎月 1 日 (50)	30 毎月 1 日 (30)
CMCC	50 毎月 1 日 50 メンバー	40 毎月 1 日 (30)
NCEP	52 毎日 00,06,12,18UTC (各 1)	16 通年半旬 00,06,12,18UTC (各 1)
JMA	55 毎日 (5)	10 月末に最も近い通年半旬とその 15 日前 (各 5)
ECCC	10 毎月 1 日 (10)	10 毎月 1 日 (10)

(Mayer et al. 2022)。また、CPS では MJO の再現性向上を目的として、積雲対流スキームにおけるエントレインメント率の計算に経験的な高度・湿度依存性を導入 (Komori et al. 2020) したが、これを除いた実験では正の IOD 型バイアスは見られない (図略)。

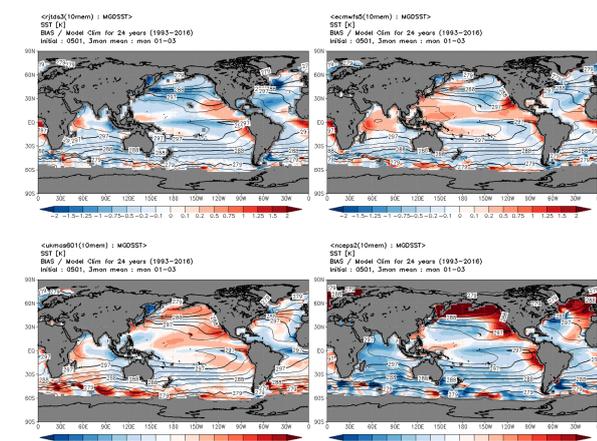


図 4.10.8 再予報に基づく 5 月初期月のリードタイム 1 か月の夏季の SST バイアス (カラー) とモデル年平値 (コンター)。単位は K。(左上) JMA、(右上) ECMWF、(左下) UKMO、(右下) NCEP。

図 4.10.9 に、11 月初期月の冬季 (12~2 月) を対象とした SST バイアスを示す。南半球夏季の南大洋はどのセンターも SST 正バイアスがある。CPS3 では南大洋の対流圏下層の過冷却水雲の再現性を向上させたものの、(Chiba and Komori 2020)、光学的に厚い過冷却水雲が不足していることが示唆される。

(4) スコア検証

図 4.10.10 に C3S 参加機関の現業運用予報のリードタイム 1 か月の 3 か月平均場 (3 か月予報に相当) の ACC を示す。2022 年 2 月の CPS3 更新後の北半球 Z500 や熱帯 2m 気温の ACC は、事例数が少ないものの、C3S

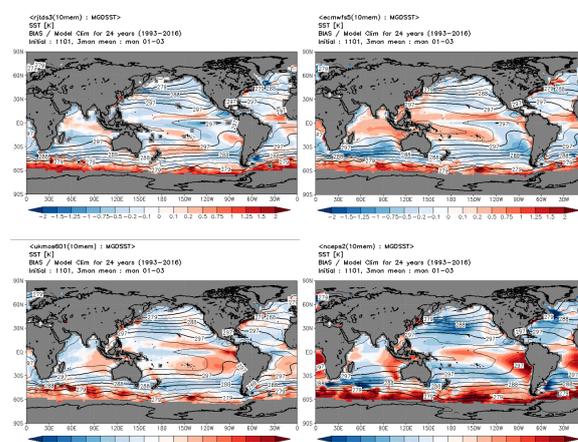


図 4.10.9 図 4.10.8 と同じ。ただし、11 月初期月のリードタイム 1 か月の冬季。

参加機関の中でもトップクラスであることがわかる。2022 年夏~秋の期間において、ラニーニャ現象や負のインド洋ダイポールモード現象が発生しており、トップクラスの予報成績のセンターではこれらの現象に伴う循環場を良く予測できていた (図略)。

図 4.10.11 と図 4.10.12 に、C3S 参加機関の再予報のリードタイム 1 か月の 3 か月平均場の ACC を示す。CPS3 は CPS2 よりも全体的にスコアが改善傾向にあり、C3S 参加機関の中でもトップクラスであることがわかる。北半球冬季の Z500 の ACC は UKMO が他のセンターに比べて比較的高い傾向にある。Scaife et al. (2014) では、前システムの Glosea5 にて、北半球冬季の北極振動や北大西洋振動が数か月先まで予測可能で、現システムの Glosea6 でも同様 (Davis et al. 2020) であると報告されており、それらとの関係が示唆される。CPS3 の再予報のメンバー数に合わせて 10 メンバーで検証を行ったが、メンバー数が少ないことによるサンプリング誤差の問題があることに注意が必要である。

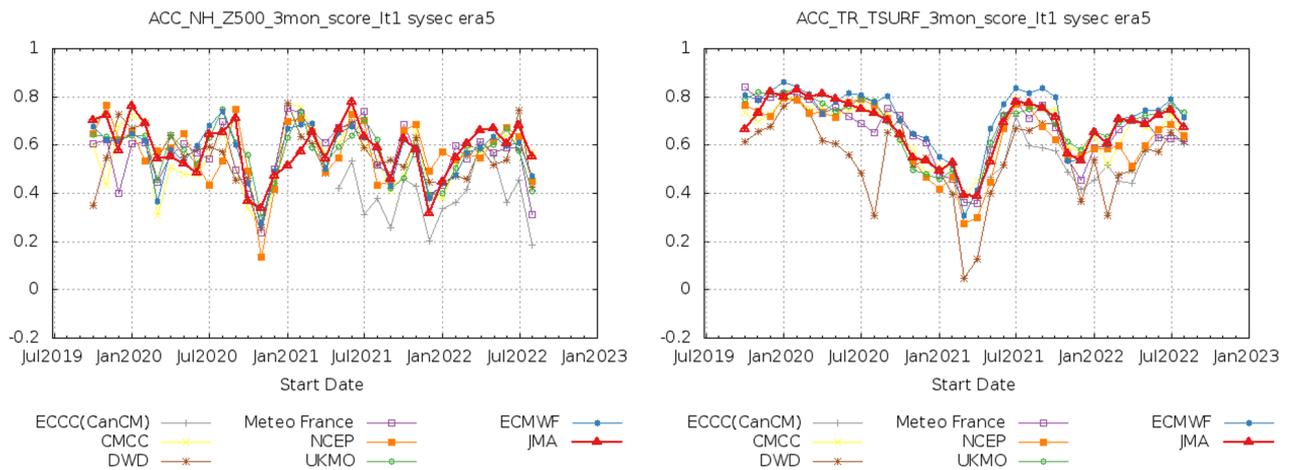


図 4.10.10 C3S 参加機関の現業運用予報のリードタイム 1 か月の 3 か月平均場の ACC。(左) NH 域における Z500、(右) TR 域における 2m 気温。

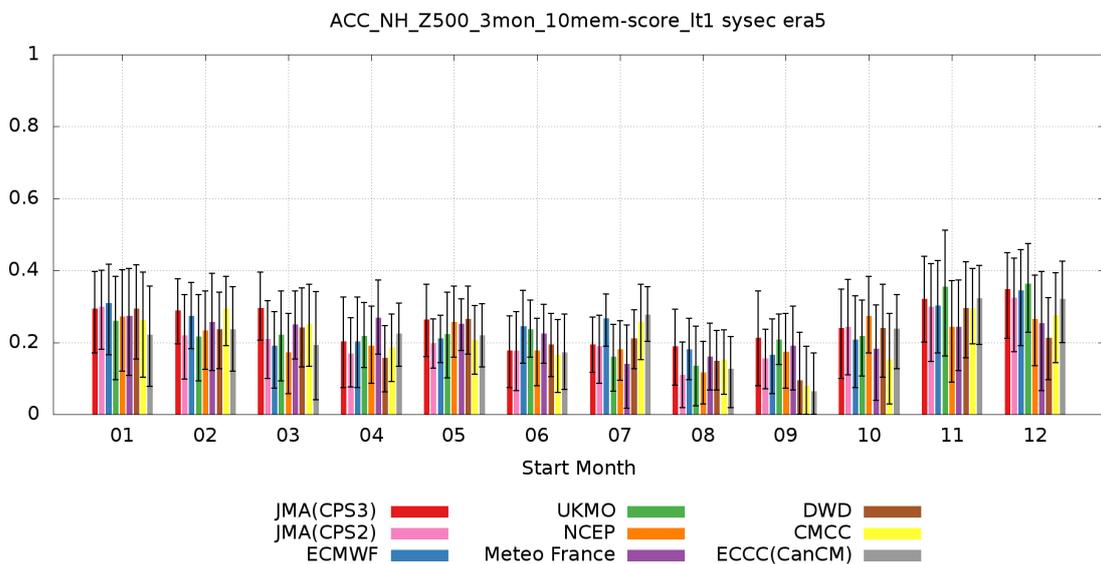


図 4.10.11 C3S 参加機関の再予報のリードタイム 1 か月の 3 か月平均場の NH 域における Z500 の ACC。エラーバーは試行回数 1000 回の bootstrap 法による 95 %信頼区間。

(5) まとめと今後の課題

C3S 参加機関の予報データを用いてバイアス特性の調査や精度検証を行った。CPS3に見られるバイアスは他センターでも共通に見られるものもある。ECMWFのように、これらのバイアスに対してトップダウン・アプローチで診断を行っているセンターもある。こうした他センターの動向も参考にしつつ、次期システムに向けた開発を進めていきたい。また、CPS3の予測精度は世界の最先端の現業季節予報モデルと比較しても遜色ないことがわかった。ただし、再予報の検証ではメンバー数が少ない CPS3 に合わせて検証を行ったため、サンプリング誤差の問題がある。計算機資源には限りがあるため、前項で述べた CPS の 1 か月予報への利用可能性等を探りつつ、最適なアンサンブル構成について検討する必要がある。

参考文献

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

Buontempo, C., S. N. Burgess, D. Dee, B. Pinty, J. N. Thepaut, M. Rixen, S. Almond, D. Armstrong, A. Brookshaw, A. L. Alos, B. Bell, C. Bergeron, C. Cagnazzo, E. Comyn-Platt, E. Damasio-Da-Costa, A. Guillory, H. Hersbach, A. Horanyi, J. Nicolas, A. Obregon, E. P. Ramos, B. Raoult, J. Munoz-Sabater, A. Simmons, C. Soci, M. Suttie, F. Vamborg, J. Varndell, S. Vermoote, X. Yang, and de J. Garces Marcilla, 2022: The Copernicus Climate Change Service: Climate Science in Action. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **103**, 2669–2687.

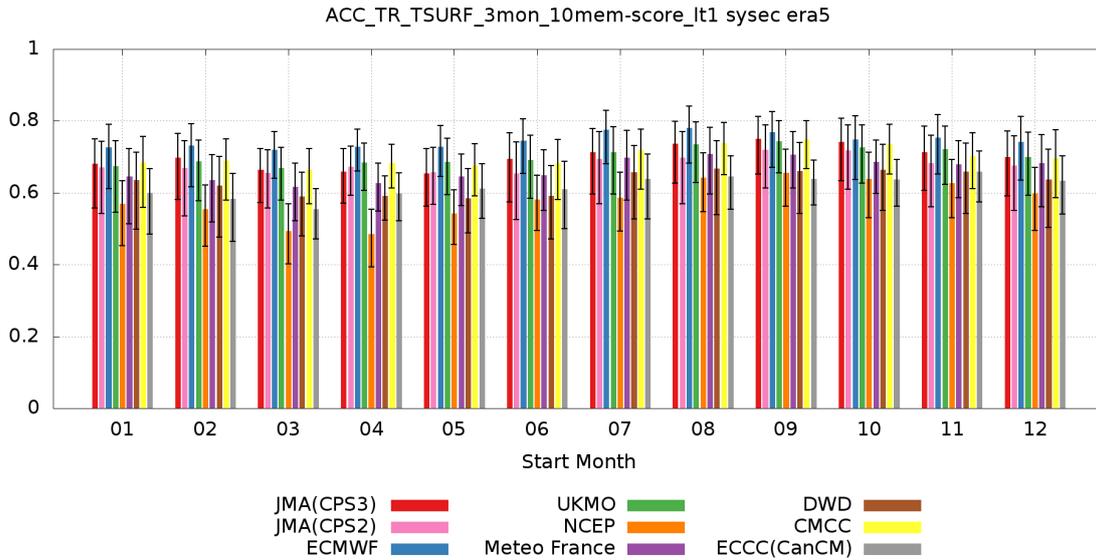


図 4.10.12 図 4.10.11 と同じ。ただし、TR 域における 2m 気温の ACC。

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.*, 7–3.

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.

Davis, P., C. Ruth, A. A. Scaife, and J. Kettleborough, 2020: A Large Ensemble Seasonal Forecasting System: GloSea6. *AGU Fall Meeting, 2020AGUFMA192...05D*, accessed 6 December 2022, <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2020AGUFMA192...05D/abstract>.

Fujii, Y., T. Yoshida, H. Sugimoto, I. Ishikawa, and S. Urakawa, 2023: Evaluation of a global ocean reanalysis generated by a global ocean data assimilation system based on a Four-Dimensional Variational (4DVAR) method. *Front. Clim.*, **4**, 1–20, doi:10.3389/fclim.2022.1019673.

Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Hornyi, J. Muoz-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.

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*, accepted.

平井雅之, 伊藤明, 2013: 1 か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 168–195.

Hotta, D. and Y. Ota, 2019: Statistical generation of SST perturbations with spatio-temporally coherent growing patterns. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **145**, 1660–1673.

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.

金浜貴史, 2017: 再予報の仕様. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9–11.

気象庁, 2021: 気象庁第 3 次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗. 気象庁数値予報開発センター年報 (令和 2 年), 115–124.

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.

Komori, T., S. Hirahara, and R. Sekiguchi, 2020: Improved representation of convective moistening in JMA's next-generation coupled seasonal predic-

- tion system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4–5.
- 久保勇太郎, 2017: MJO. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 33–37.
- 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.
- Leutbecher, M and S. T. K. Lang, 2014: On the reliability of ensemble variance in subspaces defined by singular vectors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1453–1466.
- Mayer, M, M. A. Balmaseda, S. Johnson, L. Magnusson, C. Roberts, and H. Zuo, 2022: Outcomes from UGROW-IO: Forecast errors in the Eastern Indian Ocean across lead times. *ECMWF Tech Memo*, **898**, 25p.
- Niwa, Y. and Y. Fujii, 2020: A conjugate BFGS method for accurate estimation of a posterior error covariance matrix in a linear inverse problem. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 3118–3143.
- 越智健太, 2016: 熱帯域のスプレッドの評価. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 58–65.
- 太田洋一郎, 2016: 初期値アンサンブル. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 4–10.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 66–76.
- Scaife, A. A., A. Arribas, E. Blockley, A. Brookshaw, R. T. Clark, N. Dunstone, R. Eade, D. Fereday, C. K. Folland, M. Gordon, L. Hermanson, J. R. Knight, D. J. Lea, C. MacLachlan, A. Maidens, M. Martin, A. K. Peterson, D. Smith, M. Vellinga, E. Wallace, J. Waters, and A. Williams, 2014: Skillful long-range prediction of European and North American winters. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2514–2519.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.
- 高谷祐平, 石川一郎, 2015: 季節アンサンブル予報システムの更新. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–111.
- 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.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297–3319.
- 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.
- 米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改良. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23–26.

4.11 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗と品質評価

4.11.1 はじめに

当庁はこれまで、第1次 (JRA-25: Japanese 25-year Reanalysis; Onogi et al. 2007) (2005年度完成) 及び第2次 (JRA-55: Japanese 55-year Reanalysis; 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 (EPS: Ensemble Prediction System) 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、長期再解析データの期間延長と品質向上を図るため、1947年9月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, 2022) を実施した。JRA-3Qでは、JRA-55以降の現業全球数値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、2022年3月末に全期間の計算を完了した。しかしながら、2013年5月～2021年12月の期間については、熱帯低気圧ボーガスデータの一部欠落により、北西太平洋を除く領域で熱帯低気圧解析の品質が低下していることが判明したため (気象庁 2022)、欠落した熱帯低気圧ボーガスデータを補完のうえ、2022年5月より同期間の再計算を開始し、2022年11月末に計算を完了した。また、2021年10月から JRA-3Q 版気候データ同化システムの準リアルタイム運用を開始している。現在、JRA-3Qの品質評価を気象研究所気候・環境研究部第一研究室と協力して進めている。

JRA-3Q データは、2022年2月に運用開始した新しい季節 EPS や、2022年3月に更新した全球 EPS の開発・精度評価に活用している。また、JRA-3Q データを国内外で広く利用できるよう、1990年代以降のデータの先行公開を開始したところである¹。

本稿では、JRA-3Qの初期品質評価として、2日予報スコア (第4.11.2項)、ラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度 (第4.11.3項)、熱帯低気圧 (第4.11.4項)、気温解析値の時間均質性 (第4.11.5項) の評価結果を述べる。JRA-3Qで用いているデータ同化システム、境界条件、強制場、観測データの概要等については、数値予報開発センター年報 (令和2年) 第2.3.8項 (気象庁 2021) 及び同 (令和3年) 第4.12節

(気象庁 2022) を参照されたい。

4.11.2 2日予報スコア

データ同化システムで用いているものと同じ予報モデルによる延長予報の対初期値検証スコアを比較することにより、各データ同化システムにおける解析値・予報値の整合性、観測システムの変遷の影響、プロダクトの時間的均質性等を推察できる。

図4.11.1と図4.11.2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: Root-mean-square) 誤差を示している。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の効果が認められる。また、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・品質向上も予報スコア向上に寄与している。特に、JRA-3Qでは1990年代の南半球中・高緯度の 500hPa 高度 RMS 誤差が大きく改善した結果、他の期間・領域との予報スコアの差が縮小しており、プロダクトの均質性が向上していると言える。これは、TIROS 実用型鉛直サウンダ (TOVS: TIROS Operational Vertical Sounder) 輝度温度の間引き間隔縮小 (JRA-55では250kmのところを JRA-3Qでは125kmに変更) 及び背景誤差分散の調整 (気象庁 2021) の効果と考えられる。

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る。再解析対象期間当初のこれらの領域における低い RMS 誤差は観測データによる拘束が不十分であるためと考えられ、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。

4.11.3 ラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度

対背景値 D 値 (観測値-背景値) は、背景誤差や観測誤差といったデータ同化システムの調整パラメータに対して独立であることから、その統計から予報モデルの性能や観測データのバイアス等の評価に有益な情報を得ることができる。ここでは、JRA-3Q、JRA-55 及び JRA-25 で使用したラジオゾンデ気温観測の対背景値 D 値の全球平均及び RMS の時系列の比較を行う。

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。具体的には、250hPa 付近の D 値時系列では、JRA-55の対流圏上層に高温バイアスがあったことを示している (図4.11.3 (c))。一方、JRA-3Qでは、対流圏上層の高温バイアスが大幅に解消しており、ラジオゾンデ気温観測との整合性が非常に良くなっていることが分かる。また、850hPa

¹ JRA-3Q データの取得方法については、JRA-3Q ホームページ (<https://jra.kishou.go.jp>) を参照されたい。

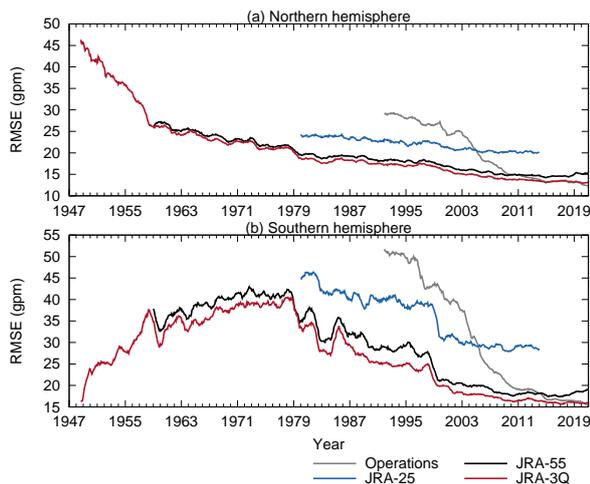


図 4.11.1 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度 (90°–20°N)、(b) 南半球中・高緯度 (20°–90°S)。

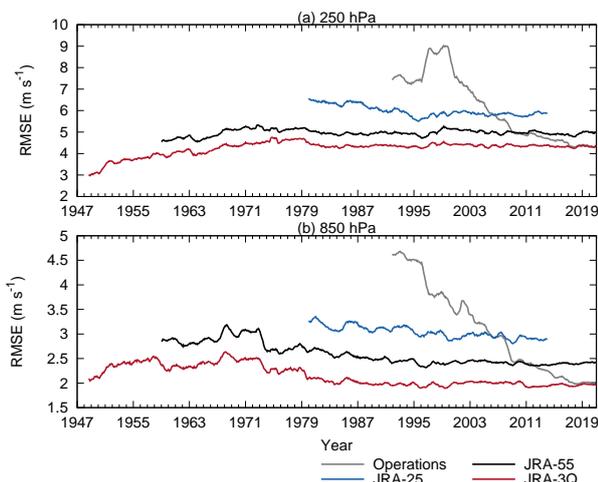


図 4.11.2 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの熱帯域 (20°N–20°S) 風ベクトル 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 250hPa、(b) 850hPa。

付近では、JRA-25、JRA-55、JRA-3Q とともに D 値平均値が正の方向にシフトしており、対流圏下層の低温バイアスを示唆しているが、JRA-3Q では D 値平均値が減少しており、低温バイアスが緩和していることが分かる (図 4.11.3 (g))。

他方、30hPa 付近では、JRA-3Q の RMS は JRA-55 と同程度であるが、D 値平均値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 (ピナツボ火山) に増大しており、成層圏の昇温の表現が弱いことを示唆している (図 4.11.3 (a)、(b))。火山性エアロゾルの年々変動については、JRA-25、JRA-55、JRA-3Q のいずれの予報モデルでも考慮されていないことから、昇温量の表現の違いは主にラジオゾンデ観測データの

インパクトの違いと考えられる。また、対流圏中層においては、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しているため (図 4.11.4)、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データ同化における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 とともに大きいのが、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。

4.11.4 熱帯低気圧

JRA-55 では、JRA-25 に比べて全般的な熱帯低気圧の検出率は向上したものの、現実にはない長期的な弱化傾向が見られる問題があった (古林ほか 2015)。この課題に対処するため、JRA-3Q では、JRA-55 まで利用されていた熱帯低気圧周辺風の算出方法から気象庁現業システムに基づく熱帯低気圧ポーガスデータ作成手法に変更した (気象庁 2021)。これにより熱帯低気圧解析の一貫性が大幅に改善したが、2013 年 5 月～2021 年 12 月の期間については、熱帯低気圧ポーガスデータの一部欠落により、北西太平洋を除く領域で熱帯低気圧解析の品質が低下していることが判明したため (気象庁 2022)、欠落した熱帯低気圧ポーガスデータを補完のうえ、同期間の再計算を実施した。

図 4.11.5 に Hatsushika et al. (2006) の手法を基に計算した JRA-3Q および JRA-55 の熱帯低気圧検出率を示す。上述の要因により、JRA-55 では 1980 年代後半以降、検出率の低下傾向が見られる。一方、JRA-3Q については、再計算の実施により再計算前のデータで見られていた 2013 年以降の検出率の急落が解消するとともに、JRA-55 で見られた弱化傾向が解消され、期間を通して概ね 90% を超える値を示している。このような改善には、気象庁が熱帯低気圧ポーガスを独自に作成することにより、熱帯低気圧周辺風よりも熱帯低気圧の強度をより適切に捉えかつ時間的均質性の高い熱帯低気圧ポーガスの利用が可能になったことが大きく寄与していると考えられる。

4.11.5 気温解析値の時間均質性

近年の再解析データセットにおける長期変化傾向の再現性については、衛星輝度温度のバイアス補正手法の高度化等により、旧世代のものに比べて概ね改善している (例えば、Simmons et al. 2014)。他方、現在の充実した観測システムに対して最適化されたデータ同

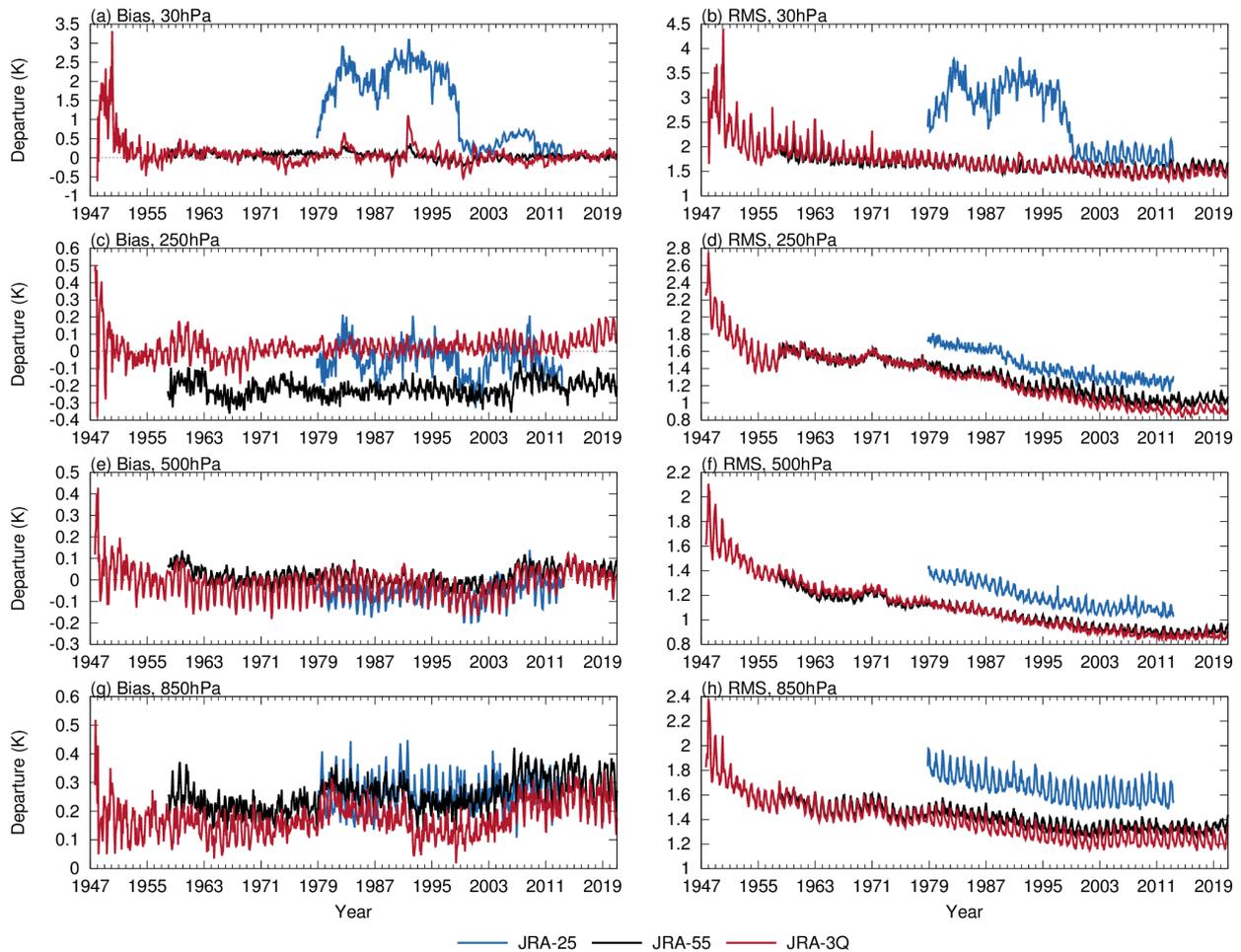


図 4.11.3 JRA-3Q、JRA-55 及び JRA-25 で使用したラジオゾンデ気温観測対背景値 D 値の全球平均、及び RMS の時系列

化システム（特に背景誤差共分散）を観測データの少ない過去期間に適用した場合に、モデルバイアスを十分に拘束できず、時間的均質性が損なわれる事例も報告されている（例えば、Simmons et al. 2020）。JRA-3Q データは数十年規模変動や気候変化に関する研究を含む幅広い分野において利用が期待されるため、その時間的均質性を評価しておくことは非常に重要である。ここでは、JRA-55 及び独立した観測データセットで再現されている長周期変動や長期変化傾向との比較を行う。

(1) 地上

図 4.11.6 は、全球平均地上気温について、JRA-3Q の月別時系列と、JRA-55、ECMWF 再解析 ERA5 (Hersbach et al. 2020) 及び独立な観測データセット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／気候研究ユニットの全球気温データセット HadCRUT5 (Morice et al. 2021)、NOAA 全球地上気温データセット (NOAA-GlobalTemp: NOAA Global Surface Temperature Dataset; Huang et al. 2020)、ゴダード宇宙科学研究所地上気温データセット (GISTEMP: Goddard Institute

for Space Studies Surface Temperature; Lenssen et al. 2019)、Berkeley Earth データセット (Rohde and Hausfather 2020) を用いる。なお、JRA-55 と JRA-3Q の全球平均地上気温を算出する際、海上においては、船舶の気温観測のバイアスによる影響 (Simmons et al. 2004) を受けていると考えられる解析値の代わりに、背景値を利用している（陸上においては解析値）。

1980 年代以降においては、これらの時系列の変動はかなり良く一致している。JRA-3Q については 1985 年 6 月に海面境界条件を現場観測に基づいた 1 度解像度の COBE-SST2 (Hirahara et al. 2014) から衛星観測に基づいた 0.25 度解像度の MGDSSST (栗原ほか 2006) に切り替えているが、それによる影響は全球平均では無視できると言える。一方、1970 年代以前においては、データセット間に比較的大きな差が見られる。これは主に、観測データの少ない海水域及び南極大陸における気温推定値の差によるものと考えられる。また、JRA-55 と JRA-3Q の差については、予報モデルにおける開水・海水排他格子から開水・海水混在格子への改善に伴い (米原 2019)、海水密度度の変動の影響が海水域の気温推定値に表れやすくなったことも要因の一つとして考えられる。従って、海水域において気温の長周期変動

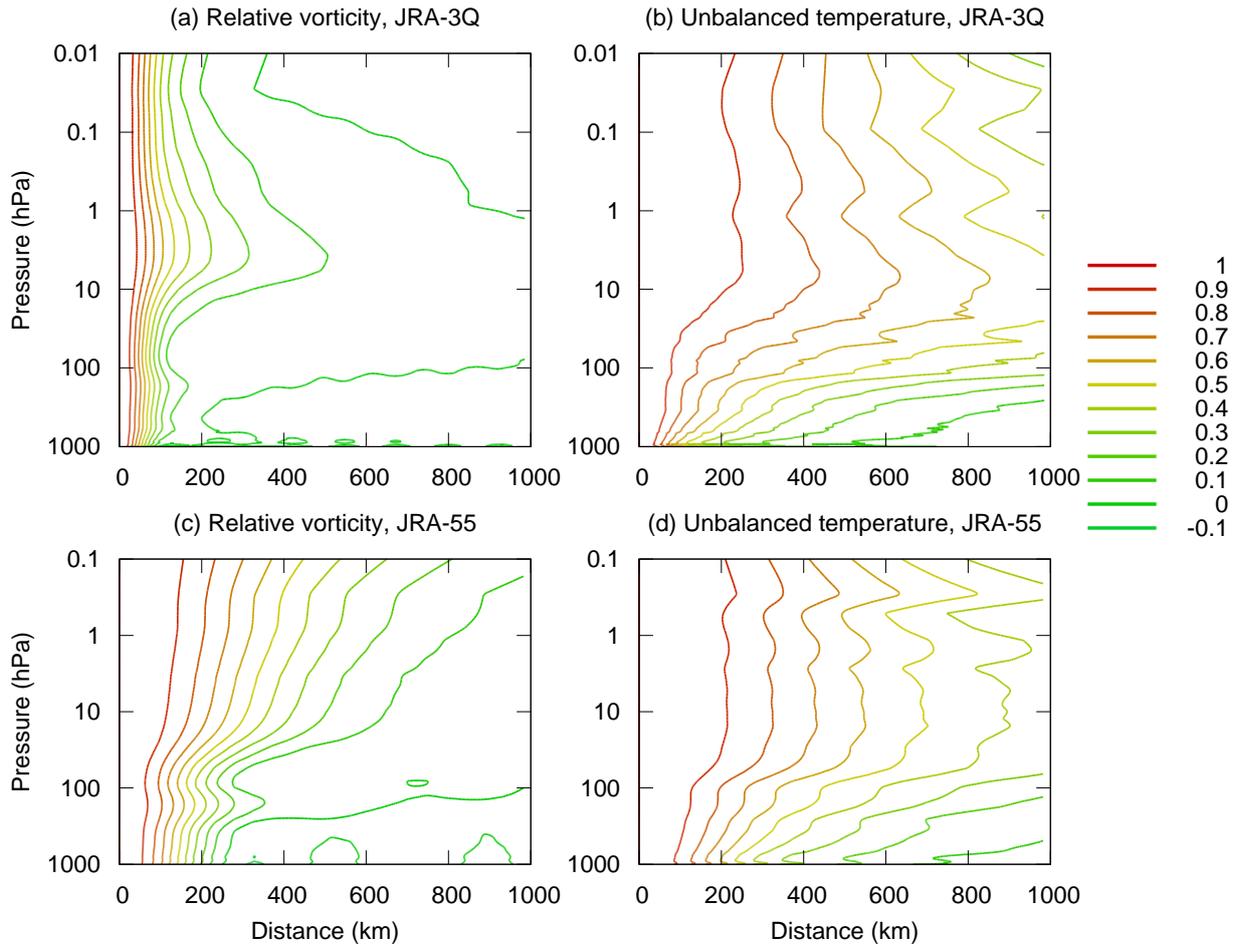


図 4.11.4 (a, b) JRA-3Q 及び (c, d) JRA-55 で利用した背景誤差共分散の水平相関の距離・高度断面図。(a, c) 相対渦度及び (b, d) 非バランス気温（風の場合と統計的に独立な気温成分）の背景誤差共分散の水平相関。相対渦度、非バランス気温等、変分法の制御変数の詳細は（竹内 2002）を参照。

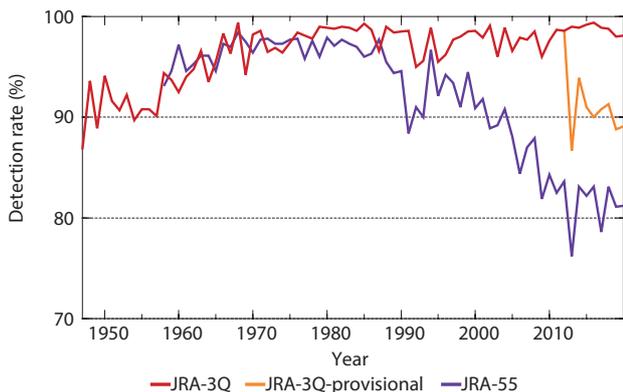


図 4.11.5 JRA-3Q 確定版、JRA-3Q 暫定版 (provisional)、及び JRA-55 における熱帯低気圧の全球検出率。熱帯低気圧の検出方法は Hatsushika et al. (2006) に準拠し、合同台風警報センターおよび米国国立ハリケーンセンターのベストトラックデータを使用した。（気象研究所 釜堀弘隆氏、原田やよい氏提供）

の再現性を向上させるためには、海水密度データの時間的均質性の向上が非常に重要と考えられる。

(2) 対流圏下層から下部成層圏

図 4.11.7 は、対流圏下層から下部成層圏までの 4 層の全球平均気温偏差について、JRA-3Q の月別時系列と 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、マイクロ波探査計 (MSU: Microwave Sounding Unit) 及び改良型マイクロ波探査計 (AMSU: Advanced Microwave Sounding Unit) プロダクト NOAA v4.1 (Zou and Wang 2011), UAH v6.0 (Spencer et al. 2017), RSS v4.0 (Mears and Wentz 2016, 2017) を用いる。

JRA-3Q の全球平均気温では、第 4.11.3 項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、ラジオゾンデ気温プロダクトやマイクロ波探査計気温プロダクト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 4.11.7 (a))。その要因の一つとしては、JRA-55 では 1978 年以前の

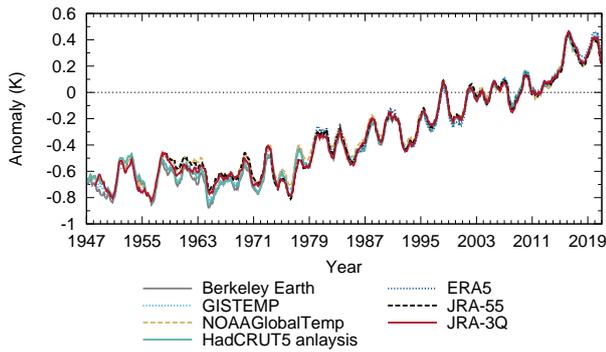


図 4.11.6 JRA-3Q、JRA-55、ERA5、HadCRUT5、NOAAGlobalTemp、GISTEMP、Berkeley Earth の全球平均地上気温の 12 か月移動平均値。JRA-55 と JRA-3Q の全球平均地上気温を算出する際、海上においては背景場を利用している（陸上においては解析値）。偏差はそれぞれのデータセットの 1991～2020 年の期間の気候値に対して計算されている。

オゾン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気象研究所化学気候モデル MRI-CCM2.1 (Deushi and Shibata 2011) により作成されたオゾン再解析データを利用していることが考えられる。また、JRA-55 で 2006 年以前のラジオゾンデ気温観測のバイアス補正に用いた RAOBCORE (Radiosonde Observation Correction using Reanalyses) V1.4 については、下部成層圏で下降トレンドが小さいことが指摘されており (Haimberger et al. 2012)、JRA-3Q では RISE (RICH with Solar Elevation Dependent) v1.7.2 に更新したことも要因として考えられる。

(3) 中部成層圏から成層圏上端

図 4.11.8 は、中部成層圏、上部成層圏、成層圏上端の全球平均気温偏差について、JRA-3Q の月別時系列と 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。旧バージョンの成層圏探査計 (SSU: Stratospheric Sounding Unit) データに基づく衛星観測データセットについては、大きな不確実性があることが指摘されていたほか (Thompson et al. 2012)、同測器による観測が終了した 2006 年半ば以降のデータを得ることができなかった。その後、SSU データの再処理により不確実性の低減が図られているとともに、新しい衛星測器による成層圏気温データとの接続により 2006 年以降のデータが利用可能となっている (Maycock

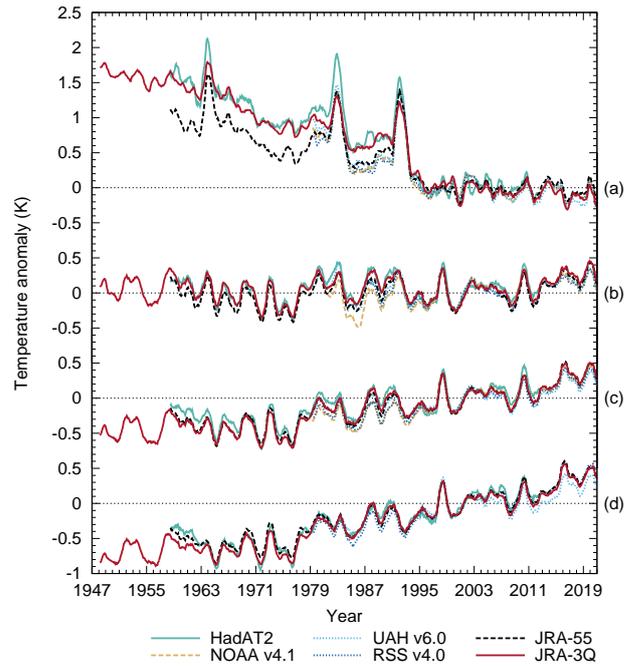


図 4.11.7 (a) 下部成層圏、(b) 対流圏上層、(c) 対流圏中層、(d) 対流圏下層の全球平均気温偏差の 12 か月移動平均値の時系列。RSS v4.0、UAH v6.0、NOAA v4.1 の時系列は MSU チャンネル 4、3、2 の観測値とその対流圏下層への外挿値であるのに対し、JRA-3Q、JRA-55、HadAT2 の時系列は気温から計算した MSU 等価量である。偏差はそれぞれのデータセットの 1995～2005 年の期間の気候値に対して計算されている。

et al. 2018)。ここでは、最新の独立な観測データセットとして、米国大気研究センター (NCAR: National Center for Atmospheric Research) の SSU 及びマイクロ波リムサウンダ (MLS: Microwave Limb Sounder) 成層圏気温プロダクト (Randel et al. 2016) と NOAA の SSU 及び AMSU-A 成層圏気温プロダクト NOAA v3.0 (Zou and Qian 2016) を用いる。

JRA-3Q の長期変化傾向については、1980 年代以降において概ね衛星観測に基づく成層圏気温プロダクトのものと整合しているとともに、1970 年代以前においても 1980 年代以降とほぼ同等な長期変化傾向が表現されている。JRA-55 の時系列では、特に成層圏上端において、1950 年代末から 1960 年代にかけて気温が上昇する不自然な変動が見られていたが、これは、この期間において 10hPa 及びそれより上層に到達するラジオゾンデ観測が非常に少なかったことにより生じた低温バイアスによるものと考えられる。JRA-3Q では、予報モデルにおける成層圏の低温バイアスの低減が、このような不自然な変動の解消に寄与したものと考えられる。

他方、JRA-3Q の長周期変動の表現は衛星観測に基づく成層圏気温プロダクトのものと比べてかなり小さく、JRA-55 のものと比べても弱まっている。これは、

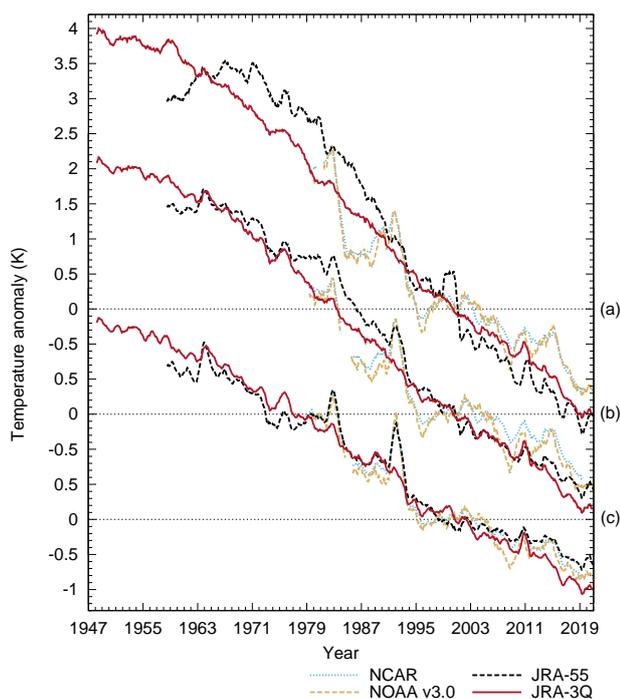


図 4.11.8 (a) 成層圏上端、(b) 上部成層圏、(c) 中部成層圏の全球平均気温偏差の12か月移動平均値の時系列。NOAA v3.0とNCARの時系列はSSUチャンネル3、2、1の観測値であるのに対し、JRA-3QとJRA-55の時系列は気温から計算したSSU等価量である。偏差はそれぞれのデータセットの1995～2005年の期間の気候値に対して計算されている。

JRA-55、JRA-3Qともに予報モデルにおいて、火山性エアロゾル、太陽定数、成層圏水蒸気量の年々変動が考慮されていないことに加えて、第4.11.3項で述べたように、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ていないことが原因と考えられる。成層圏気温の変動の再現性向上には、予報モデルに現在考慮されていない前述の要因を取り入れるとともに、観測システムの変遷に応じた背景誤差共分散の最適化が必要と考えられる。

4.11.6 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、1947年9月以降を対象とするJRA-3Q長期再解析を実施した。JRA-3Qでは、JRA-55以降の現業全球数値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、現在進めている品質評価で確認されている。熱帯低気圧については、再計算の実施により再計算前のデータで見られていた2013年以降の検出率の

急落が解消するとともに、JRA-55で見られた弱気傾向が解消され、熱帯低気圧解析の一貫性が大幅に改善した。

大気海洋部等においては、2023年春頃に地球温暖化等の気候監視・異常気象分析をはじめとする幅広い業務でJRA-55データからJRA-3Qデータへの切替えが予定されており、これらのプロダクトの精度向上が見込まれる。更に、地方官署等においても、大きな災害をもたらした過去事例等の調査にJRA-3Qデータを活用することにより、顕著現象等に関する知見の拡充も期待される。また、2023年春頃には、2013年5月～2021年12月の再計算も含め、JRA-3Qの全期間のデータ公開を予定している。品質評価結果については、JRA-3Qの仕様とともにJRA-3Q総合報告論文として学術論文誌に投稿する予定である。

4.11.7 謝辞

第4.11.4項の執筆に協力いただいた気象研究所原田やよい氏、釜堀弘隆氏に感謝申し上げます。

参考文献

- Deushi, M. and K. Shibata, 2011: Development of a Meteorological Research Institute Chemistry-Climote Model version 2 for the study of tropospheric and stratospheric chemistry. *Pap. Meteor. Geophys.*, **62**, 1–46, doi:10.2467/mripapers.62.1.
- Haimberger, L., C. Tavalato, and S. Sperka, 2012: Homogenization of the global radiosonde temperature 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. Horányi, 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. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, de P. Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, and J.-N. Thépaut, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 1999–2049, doi:10.1002/qj.3803.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014:

- Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, **27**, 57–75, doi:10.1175/JCLI-D-12-00837.1.
- Huang, B., M. J. Menne, T. Boyer, E. Freeman, B. E. Gleason, J. H. Lawrimore, C. Liu, J. J. Renne, C. Schreck, F. Sun, R. Vose, C. N. Williams, X. Yin, and H.-M. Zhang, 2020: Uncertainty estimates for sea surface temperature and land surface air temperature in NOAA GlobalTemp version 5. *J. Climate*, **33**, 1351–1379, doi:10.1175/JCLI-D-19-0395.1.
- 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.
- 気象庁, 2022: 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3年), 気象庁 数値予報開発センター, 133–138 pp.
- 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.
- 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.
- Lenssen, N. J. L., G. A. Schmidt, J. E. Hansen, M. J. Menne, A. Persin, R. Ruedy, and D. Zyss, 2019: Improvements in the GISTEMP uncertainty model. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **124**, 6307–6326, doi:10.1029/2018JD029522.
- Maycock, A. C., W. J. Randel, A. K. Steiner, A. Y. Karpechko, J. Christy, R. Saunders, D. W. J. Thompson, C.-Z. Zou, A. Chrysanthou, N. L. Abraham, H. Akiyoshi, A. T. Archibald, N. Butchart, M. Chipperfield, M. Dameris, M. Deushi, S. Dhomse, G. D. Genova, P. Jckel, D. E. Kinnison, O. Kirner, F. Ladstetter, M. Michou, O. Morgenstern, F. O'Connor, L. Oman, G. Pitari, D. A. Plummer, L. E. Revell, E. Rozanov, A. Stenke, D. Visoni, Y. Yamashita, and G. Zeng, 2018: Revisiting the mystery of recent stratospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 9919–9933, doi:10.1029/2018GL078035.
- 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.
- 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.
- Morice, C. P., J. J. Kennedy, N. A. Rayner, J. P. Winn, E. Hogan, R. E. Killick, R. J. H. Dunn, T. J. Osborn, P. D. Jones, and I. R. Simpson, 2021: An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 data set. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **126**, e2019JD032361, doi:10.1029/2019JD032361.
- 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.
- Randel, W. J., A. K. Smith, F. Wu, C.-Z. Zou, and H. Qian, 2016: Stratospheric temperature trends over 1979–2015 derived from combined SSU, MLS, and SABER satellite observations. *J. Climate*, **29**, 4843–4859, doi:10.1175/JCLI-D-15-0629.1.
- Rohde, R. A. and Z. Hausfather, 2020: The Berkeley Earth land/ocean temperature record. *Earth Syst. Sci. Data*, **12**, 3469–3479, doi:10.5194/essd-2019-259.
- Simmons, A. C. Soci, J. Nicolas, B. Bell, P. Berrisford, R. Dragani, J. Flemming, L. Haimberger, S. Healy, H. Hersbach, A. Horányi, A. Inness, J. Muñoz-Sabater, R. Radu, and D. Schepers, 2020: Global stratospheric temperature bias and other stratospheric aspects of ERA5 and ERA5.1. ECMWF Technical Memorandum 859, ECMWF, 38 pp., Reading, UK. doi:10.21957/rcxqfmg0.
- Simmons, A. J., P. Poli, D. P. Dee, P. Berrisford, H. Hersbach, S. Kobayashi, and C. Peubey, 2014: Estimating low-frequency variability and trends in atmospheric temperature using ERA-Interim. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 329–353, doi:10.1002/qj.2317.
- Simmons, A. J., P. D. Jones, da V. Costa Bechtold, A. C. M. Beljaars, P. W. Kållberg, S. Saarienen, S. M. Uppala, P. Viterbo, and N. Wedi, 2004: Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24115, doi:10.1029/2004JD005306.
- Spencer, R. W., J. R. Christy, and W. D. Braswell, 2017: UAH Version 6 global satellite temperature products: Methodology and results. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **53**, 121–130, doi:10.1007/

s13143-017-0010-y.

竹内義明, 2002: 全球 3 次元変分法. 数値予報課報告・別冊第 48 号, 気象庁予報部, 17–36.

Thompson, D. W. J., D. J. Seidel, W. J. Randel, C.-Z. Zou, A. H. Butler, C. Mears, A. Osso, C. Long, and R. Lin, 2012: The mystery of recent stratospheric temperature trends. *Nature*, **491**, 692–697, doi:10.1038/nature11579.

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.

米原仁, 2019: 海水及び海面. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 93–95.

Zou, C.-Z. and H. Qian, 2016: Stratospheric temperature climate data record from merged SSU and AMSU-A observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **33**, 1967–1984, doi:10.1175/JTECH-D-16-0018.1.

Zou, C.-Z. and W. Wang, 2011: Intersatellite calibration of AMSU-A observations for weather and climate applications. *J. Geophys. Res.*, **116**, D23 113, doi:10.1029/2011JD016205.