第3章　数値予報システムの開発成果

3.1　開発成果一覧

表 3.1.1　2024 年 1 月から 2024 年 12 月までに数値予報システムに導入した開発成果

節	表題	日時
3.2	局地モデルの予報時間延長と力学・物理過程の改良	3 月 5 日
3.3	全球解析、メソ解析、局地解析における NOAA-21 搭載 ATMS および CrIS 輝度温度データの新規利用	3 月 5 日
3.4	メソ解析および局地解析における地上設置マイクロ波放射計観測データの新規利用	3 月 5 日
3.5	局地モデルによる大雨発生確率ガイダンス	5 月 28 日
3.6	降雪量ガイダンスの改良	12 月 17 日
3.7	全球化学輸送モデルのオゾン同化における観測データの品質管理強化	11 月 13 日
3.8	気候データ同化システムの観測データ利用拡充	8 月 20 日

3.2 局地モデルの予報時間延長と力学・物理過程の改良

3.2.1 はじめに

局地数値予報システムは、時空間スケールの細かな現象の予測を迅速に提供することを目的として、水平格子間隔 2 km, 10 時間予報のシステムとして運用しており、防災気象情報・航空気象情報の作成を支援する重要な基盤モデルと位置づけられている。局地モデルは、「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」において、線状降水帯による大雨に対する半日程度前からの予測等、豪雨防災を支援するため、予報時間の延長や高解像度化等を計画している。こうした計画の下、2024 年 3 月には、局地モデルの予測時間を 18 時間に延長するとともに、力学過程・物理過程の改良を行った。本節では、これらの概略と改良による予測特性の変化について述べる。

3.2.2 局地モデルの予報時間延長

局地モデルは、2014 年に 9 時間先までの予測を提供するモデルとして運用を開始した後、2019 年に予測時間を 10 時間に延長した。また、2024 年 3 月から、1 日 24 回の局地モデルの予測のうち 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC を初期値とする 8 初期値について、予測時間を 18 時間に延長した。

3.2.3 局地数値予報モデル改良の概要

本項では、2024 年 3 月に更新した局地モデルの変更の概要と、個々の変更を適用した場合の予測特性の変化を報告する。今回の変更では主に以下の 5 つの変更を行った。

- 力学過程において、split-explicit 法で用いる短い時間積分間隔 (松林ほか 2014) について、Wicker and Skamarock (2002) の 3 段の Runge-Kutta 法から SSP-RK 法 (Shu and Osher 1988) に変更
- 雲物理過程において、ライミング[1]による雪からあられへの変換過程の定式化を変更
- 雲物理過程において、拡散成長における潜熱補正係数を廃止し、インプリシット化
- 放射過程において、水雲の長波に関する光学特性診断式を変更
- 線状降水帯予測スーパーコンピュータ向け高速化

これらについて、それぞれ内容およびインパクトについて述べる。

(1) SSP-RK 法の導入

asuca (Ishida et al. 2022) では、音波や重力波を安定に解くために split-explicit 法を用いており、通常の時間積分とは別に、音波・重力波の関連項のみを対象として短い時間積分間隔を用いた積分（以下、短い時間積分）を行っている。短い時間積分では、水平方向には陽解法、鉛直方向には陰解法を用いている[2]。

これまでは、通常の時間間隔での積分と短い時間積分に Wicker and Skamarock (2002) の 3 段 Runge-Kutta 法（以下、WS02）を用いており、ある物理量 f を時間積分する際に、$df/dt = \varphi(f)$ として、次のような 3 段階での時間積分を行っていた。

$$
\begin{aligned}
f^{(1)} &= f^n + \frac{\Delta t}{3}\varphi(f^n) \\
f^{(2)} &= f^n + \frac{\Delta t}{2}\varphi(f^{(1)}) \\
f^{n+1} &= f^n + \Delta t\varphi(f^{(2)})
\end{aligned}
\tag{3.2.1}
$$

ここで、上付き添字の $n, n+1$ はタイムステップ $n, n+1$ における値であり、(1), (2) は $n, n+1$ 間の仮積分値、Δt は時間積分間隔である。(3.2.1) 式からわかるように、WS02 では複数の段階の仮積分値を保持しておく必要がなく使用メモリ量が少ない、実装がわかりやすい、といったメリットがある。時間方向の精度は基本的には 2 次精度で、φ が f について線形の問題については 3 次精度となるという特徴を持つ。

一方で、短い時間積分では、音波等の相対的に重要でない項を解いており、計算精度よりも計算速度や計算安定性を重視するほうが総合的なメリットがありうる。そこで、以下の 3 段 2 次の SSP-RK 法 (Shu and Osher 1988) を導入した (Kimura et al. 2024)。

$$
\begin{aligned}
f^{(1)} &= f^n + \frac{\Delta t}{2}\varphi(f^n) \\
f^{(2)} &= f^{(1)} + \frac{\Delta t}{2}\varphi(f^{(1)}) \\
f^{n+1} &= \frac{1}{3}f^n + \frac{2}{3}f^{(2)} + \frac{\Delta t}{3}\varphi(f^{(2)})
\end{aligned}
\tag{3.2.2}
$$

この手法は、時間方向には 2 次精度となり WS02 より精度は低いものの、 WS02 よりも一般に計算安定性が高い。また (3.2.2) 式からわかるように、積分に必要な段数や使用メモリ量には変化がない。

新たに導入する SSP-RK 法の計算安定性を確認するため、asuca において短い時間積分が対象とする移流項と気圧傾度項について、水平 1 次元の浅水波方程式を用いて安定性解析を行った。asuca の移流スキームでは空間 3 次精度と 1 次精度の上流差分を組み合わせた Koren の流速制限関数を用いている。Ishida et al. (2022) の Appendix C と同様に、この組み合わせについて線形安定性解析を行ったところ、WS02 ではクーラン数 (CFL) がそれぞれ 1.61 および 1.25 まで安定であるのに対し、SSP-RK 法ではそれぞれ 1.25 および 2.0 まで安定であることが確認できた。CFL は値の小さい方による制約を受けるため、WS02 と SSP-RK 法

[1] 過冷却水滴が氷晶や雪片と衝突して、氷晶や雪片の質量が増加する過程。

[2] 水平方向のみ CFL 条件が満たされれば良い。鉛直方向では、モデル下層で格子間隔が小さく、CFL 条件を満たすことは現実的ではないため、陰解法を用いている。

は移流項に対してほぼ同程度の安定性であると言える。図 3.2.1 は気圧傾度力項についての安定性解析の結果で、横軸が波数、縦軸が CFL, シェード領域が不安定な領域である。WS02 が 1.06 程度で不安定になるのに対し、SSP-RK 法では 1.73 程度まで安定であることが確認でき、気圧傾度力項については SSP-RK 法の方が安定であることがわかった。このように、線形化した方程式系において SSP-RK 法のほうが WS02 より安定であることが解析的に示された。また、非線形なフルモデルである実事例を対象として、短い時間積分に関する CFL を変えながら計算を行ったところ、WS02 では CFL=1.0 程度までしか安定に積分できなかったのに対し、SSP-RK 法では CFL=1.3 程度まで安定に積分できることも確認した。

(2) 雪からあられへの変換の定式化の変更

局地モデルの雲物理過程は、LFM2303(気象庁 2023) において新しい雲物理スキームに更新した。この更新により、見逃し率の減少等の降水予測精度の改善が得られた一方で、レーダーシミュレータ検証の結果から、観測と比べてあられが過大となることが課題として残っていた。また、あられが生成される格子点で雪からあられへの変換過程を起因とする水物質混合比の数値振動が起きていることも確認された。これらの課題の解決を目指して、雪からあられへの変換について、定式化の見直しを行った。

雪がライミングにより密度を増してあられになる過程について、LFM2303 では Murakami (1990) に基づく定式化を用いた変換量と、Connolly et al. (2006) による発動条件により、時間変化率を計算している。この手法は、LFM2303 以前で利用していた雲物理スキームと比べて時間変化率が大きな値を取りやすくなっており、また、雪の量による一定の閾値を超えた場合にのみ雪からあられへの変換が起こる定式化となっている。このことから、

- ライミングによって雪が成長して雪の量が増加する。
- 雪の量がしきい値を上回り、変換過程が発動。雪からあられへの変換が起こり、この時間変化率がライミングのそれを上回るため雪が減少に転じる。
- 雪の量がしきい値を下回り、変換過程が発動しなくなる。

というサイクルが繰り返され、時間変化率が振動していることが明らかになった。そこで、変換量についても Connolly et al. (2006) の定式化を用いるように変更した。この変更により、雪からあられへの変換量が減少することが期待できる。

以下に、LFM2303 に本変更を適用した際の予測への影響について示す。以下、LFM2303 設定の実験をコントロール（CNTL)、本変更を適用した設定の実験をテスト（TEST）と表記する。

図 3.2.2 は、2021 年 7 月 1 日 18UTC 初期値の実験結果について、地上レーダー（名瀬）の反射強度と、レーダーシミュレータによって算出した反射強度を比較した結果である。CNTL では融解層より上層に、過大なあられに対応する過大な反射強度がみられるが、TEST では緩和されていることがわかる。

図 3.2.3 は、1 格子点における水物質混合比および時間変化率の毎タイムステップの時系列と、CNTL の実験途中で設定を TEST に変更しリスタート実行した際の結果である。CNTL では、雪とあられの混合比および時間変化率がタイムステップ毎に振動している様子が見られる。一方、実験途中で設定を TEST に変えた実験では、CNTL でみられるような混合比とその時間変化率の振動が抑制されていることがわかる。

(3) 雲物理過程の拡散成長における潜熱補正の変更

潜熱補正係数は、相変化に伴う熱の出入りに伴い飽和水蒸気量等の場が変化する効果を考慮することで、雲物理過程の素過程の時間変化率が抑えられる効果を考慮するための補正係数であるが、定式のインプリシット化によっても同様の効果が得られる[3]。以前の雲物理過程では、昇華・蒸発・融解のプロセスには、この潜熱補正とインプリシット化が同時に適用されて時間変化率が過剰に抑制されており、LFM2303 で新しい雲物理過程に更新した際にこの潜熱補正を廃止した。一方、拡散成長については、インプリシット化がなされていなかったため、今年度の開発では、計算安定性を向上させるためにインプリシット化を行い、それに伴って潜熱補正を廃止した。

図 3.2.4 はある大気プロファイルを入力とした際の、拡散成長の時間変化率を比較した結果である。前述の通り、潜熱補正は相変化に伴い場が変化する効果を見込んだ補正であることから、積分時間間隔を短くして、場を逐次更新してイクスプリシットに計算することで、潜熱補正を用いなくても精度良く計算することができる。このような形で計算した結果をここではリファレンスとする。変更前はリファレンス（潜熱補正を適用せず、時間積分間隔を短くしたもの）と比較してピークの位置、分布が異なっており、潜熱補正はこの点で適切でないことがわかる。緑は潜熱補正のみ除去したもので、ピークや分布はリファレンスに近づいているが、過大な時間変化率が計算されている。赤は補正を廃止してインプリシット化したもので、やや過小評価となっているものの、過大な時間変化率は計算されなくなり、ピークの位置、高度もリファレンスに近づいており、適切に時間変化率が計算できるようになっていることがわかる。

[3] 計算安定化のためインプリシットに解いた場合に、一般にイクスプリシットの場合と比べて時間変化率が小さく評価される (荒波ほか 2012)

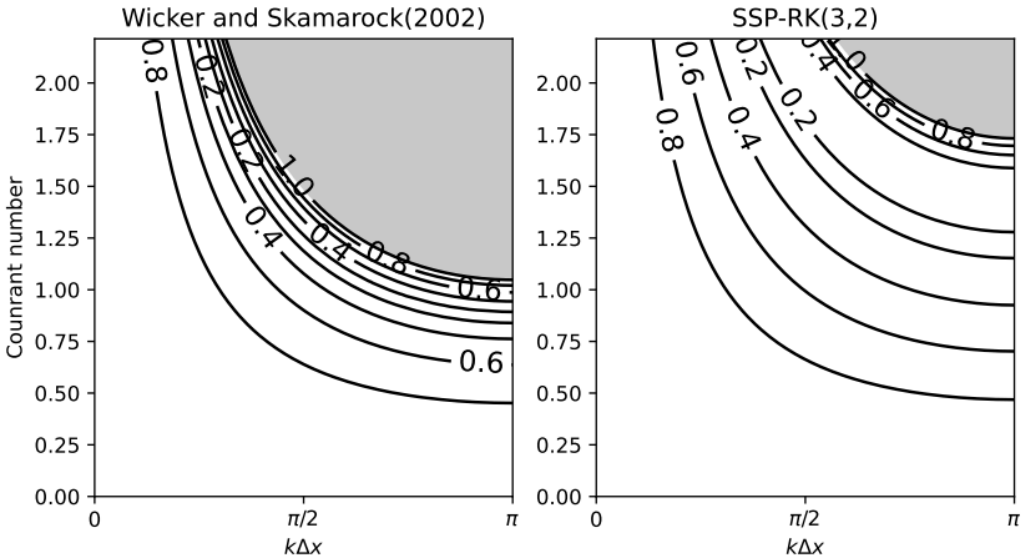

図 3.2.1　水平 1 次元の浅水波方程式における気圧傾度力項について asuca の離散化を適用した場合の増幅率。横軸は波数、縦軸はクーラン数でシェード領域は増幅率が 1 以上、すなわち不安定な領域を示している。左：WS02, 右：SSP-RK 法。

(4)　水雲粒に関する長波質量吸収係数診断式の変更

局地モデルにおいては、放射に対する雲の影響を考慮するため、雲粒の有効半径から吸収係数などの光学特性を診断している。これまでは、長波に対する水雲の吸収係数として、Hu and Stamnes (1993) に基づく定式化を利用していたが、より新しく定式化がシンプルな Lindner and Li (2000) の定式化を採用した。これは GSM の放射過程で用いられているものと同じである。Lindner and Li (2000) は、Hu and Stamnes (1993) と比較して、

- 精度はほぼ同じ
- 診断式の係数が水雲有効半径によらないため、パラメータの数が少ない
- 指数関数を使わないため、計算コストが低い

という特徴がある。また、これまでは吸収係数の代わりに消散係数の値が用いられており、吸収係数が過大評価されている実装上の問題があり、今回の変更にあわせて修正した。

図 3.2.5 は、大気上端での外向き長波放射（OLR:Outgoing Longwave Radiation）および地上での下向き長波放射の変更前後での差分である。修正前に比べて吸収係数が減少するため、水雲による吸収・射出が減ることで上向きの長波放射フラックスが増加し、下向きの長波放射フラックスが減少する。そのため、OLR は増加し、地上の下向き長波放射は減少する。

(5)　線状降水帯予測スーパーコンピュータ向け高速化

2025 年度末の現業化を計画している水平解像度 1km の局地モデルは、スーパーコンピュータ「富岳」における政策対応枠も利用して開発を行っている。「富岳」は線状降水帯予測スーパーコンピュータと同じアーキテクチャを採用しており、「富岳」での開発成果は、容易に線状降水帯予測スーパーコンピュータに導入できるメリットがある。「富岳」での開発において、NAPS10 や NAPS11 と比較して物理過程、特に雲物理過程の実行性能が低いことが分かった。雲物理過程において指示行により高速な数学関数を適用することで、全体の 7 %程度の高速化が得られることが分かったため、LFM2403 への更新時に導入した。

3.2.4　予測特性の評価

前項の改良による予測特性の変化を調べるために行った試験の結果を示す。ここでは、改良前のルーチン相当の設定で予測時間を 18 時間に延長したものをコントロール（CNTL）とし、上で述べた局地数値予報システムの改良を適用した実験をテスト（TEST）とした実験結果を示す。実験期間は、夏期間は 2023 年 6 月 28 日から 7 月 12 日まで、冬期間は 2023 年 1 月 1 日から 1 月 7 日および 1 月 23 日から 1 月 30 日までである。1 日 8 回の実行を行ったため、それぞれ 120 事例を実験の対象としている。

図 3.2.6 は、夏期間における閾値毎の降水についての対解析雨量の検証結果である。バイアススコアでは、TEST は CNTL に対して 5 mm/3h 以下では降水頻度が増大し、30 mm/3h 以上では降水頻度が大幅に減少していることを示している。また、 10 mm/3h から 40 mm/3h の空振り率は有意に低下し、 20 mm/3h までの見逃し率も有意に低下している。これらと対応して 40 mm/3h までのエクイタブルスレットスコアは優位に改善している。夏期間の強雨予測頻度の低下は、主に雲物理過程の改良による。これは、雪からあられへの変換過程の改良により、あられが減少して雪が増加

し、落下速度が小さくなることで局所的な強雨が軽減されたこと、拡散成長の修正により雲氷・雪の成長が促されるため、弱〜中程度の雨が多くなる傾向があることによると考えられる。また、SSP-RK 法の導入も強雨予測頻度の低下に寄与していることを確認している。

図 3.2.7 は、冬期間における閾値毎の降水についての対解析雨量の検証結果である。TEST は CNTL に対して、降水頻度がやや過大となり、空振り率が増加することで、エクイタブルスレットスコアはやや低下している。

図 3.2.8 は、冬期間における固体降水の鉛直積算量の TEST と CNTL の差である。雲物理過程の変更により、あられの量が減って雪の量が増えていることがわかる。あられと雪では落下速度が異なりあられのほうが速く落下するため、沿岸部でのあられが減って、山間部での雪が増える変化が見られる。

図 3.2.9 は冬期間における 18 時間予測の気温の鉛直プロファイルについての対ラジオゾンデ検証結果で、中央が平均誤差、右が平均誤差の TEST と CNTL の差である。対流圏下層の 925 hPa で TEST は CNTL に比べて有意に低温下していることが確認できる。図 3.2.9 左は 925 hPa における気温の平均場の TEST と CNTL の差であり、南側の領域を中心に広く低温化していることがわかる。これらの結果は、あられが減少し雪が増加したことで、雪が落下する途中で融解した際の冷却の影響が大きくなったことと、水雲による長波吸収射出の減少が主な要因であると考えている。

図 3.2.10 は、閾値 50 mm/3h の降水についての予報時間毎の対解析雨量の検証結果で、青が CNTL, 赤が TEST, 緑が MSM の結果である。強雨についての十分な事例数を確保するため、統計期間は 2022 年 6 月 1 日から 8 月 31 日の 1 日 8 回 736 事例を対象としている。バイアススコアは、MSM が降水頻度過少、LFM が降水頻度過多であることを示している。空振り率は同程度であるが、見逃し率は予報時間を通して MSM の方が大きくなっている。これらに対応してエクタブルスレットスコアは予報時間を通して LFM の方が大きくなっている。TEST と CNTL の比較では、見逃し率は同程度であるものの空振り率がやや減少しており、これに対応してエクイタブルスレットスコアは期間を通してやや改善している。このことから、18 時間先までの予測において、強雨の予測精度は MSM よりも LFM のほうが高いことがわかる。

図 3.2.11 は夏期間の予報対象時刻毎の対アメダス地上気温の検証結果で、上段が平均誤差（ME: 左）と ME の TEST と CNTL の差（右）、下段が二乗平均平方根誤差（RMSE: 左）と RMSE の TEST と CNTL の差（右）である。TEST では CNTL に比べて日中・夜間ともに RMSE の縮小が見られる。日中については、強雨頻度の低下と関連していると考えられ、夜間については、水雲からの長波射出減少により、地上気温が低下したと考えられる。LFM は夏季夜間の地上気温について高温バイアスをもつため、この変化は系統誤差の縮小に寄与することになる。

最後に、2023 年 6 月 29 日 15 時を対象とする変更前後の予測結果を示す。図 3.2.12 上段は、解析雨量、予報時間 9 時間での CNTL, 同時間の TEST の 1 時間積算降水量である。下段に同じ時刻を対象とした対アメダス気温誤差の分布を示す。CNTL は解析雨量に比べて強雨域が広すぎ、これと対応して、地上気温予測も観測に比べて低い地点が多い。TEST は CNTL に比べて強雨域が狭く、地上低温誤差も縮小している。雲物理過程の改良により、あられの生成が減少して融解による雨の生成が減少し、雨の蒸発冷却が弱まることにより、低温化が抑えられていると考えられる。

3.2.5 まとめ

2024 年 3 月に更新された局地数値予報システムでは、SSP-RK 法の導入や潜熱補正の廃止等、モデルの物理・力学過程を改良することによって、夏季の強雨頻度過多の緩和や地上気温誤差の縮小等の予測精度の改善を達成することができた。また、「富岳」の成果を一部導入することにより、高速化を達成した。この更新において、局地モデルの予報時間を 18 時間に延長したが、延長した 11〜18 時間の予測についても、強雨を中心に MSM に対する予測精度の優位性が確認できた。2026 年 3 月に局地モデルの水平格子間隔を 1km に高解像度化する計画としており、スーパーコンピューター「富岳」なども活用して開発を進めているところである。

参考文献

荒波恒平, 氏家将志, 原旅人, 2012: 物理過程の数値計算. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 111–119.

Connolly, P. J., T. W. Choularton, M. W. Gallagher, K. N. Bower, M. J. Flynn, and J. A. Whiteway, 2006: Cloud-resolving simulations of intense tropical Hector thunderstorms: Implications for aerosol–cloud interactions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 3079–3106.

Hu, X. and K. Stamnes, 1993: An Accurate Parameterization of the Radiative Properties of Water Clouds Suitable for Use in Climate Models. *J. Climate*, **6**, 728–742.

Ishida, J., K. Aranami, K. Kawano, K. Matsubayashi, Y. Kitamura, and C. Muroi, 2022: ASUCA: the JMA operational non-hydrostatic model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **100**, 825–846.

Kimura, T., K. Matsubayashi, K. Aranami, and Y. Kitamura, 2024: Strong Stability Preserving Runge-Kutta method in HE-VI and split-explicit

short time step integration. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **45**, 09.03–09.04.

松林健吾, 河野耕平, 石田純一, 室井ちあし, 2014: 時間離散化. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 43–52.

気象庁, 2023: 局地モデルの改良. 数値予報開発センター年報（令和 4 年）, 気象庁 数値予報開発センター, 81–84.

Lindner, T. H. and J. Li, 2000: Parameterization of the optical properties for water clouds in the infrared. *J. Climate*, **13**, 1797–1805.

Murakami, M., 1990: Numerical Modeling of Dynamical and Microphysical Evolution of an Isolated Convective Cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107–128.

Shu, Chi-Wang and Stanley Osher, 1988: Efficient implementation of essentially non-oscillatory shock-capturing schemes. *Journal of Computational Physics*, **77**, 439–471.

Wicker, L. J. and W. C. Skamarock, 2002: Time-Splitting Methods for Elastic Models Using Forward Time Schemes. *Monthly Weather Review*, **130**, 2088–2097.

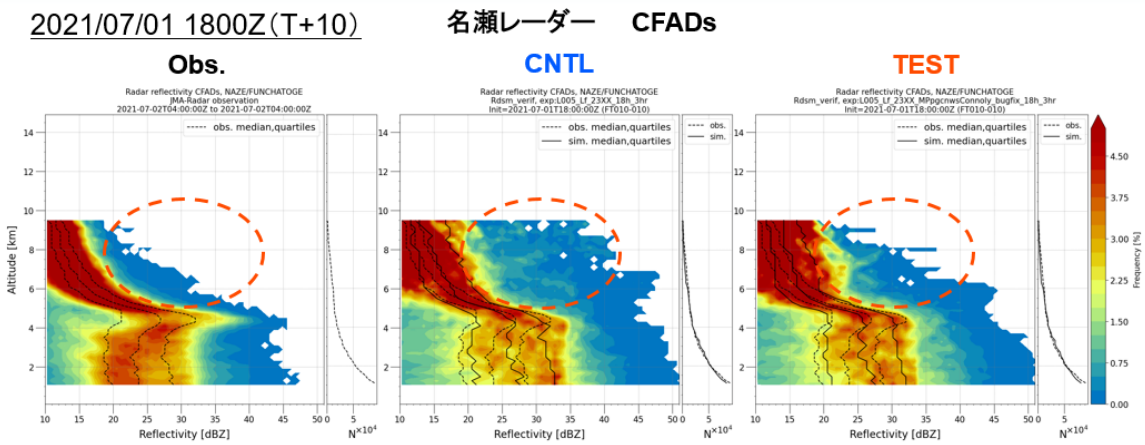

図 3.2.2　2021 年 7 月 2 日 04UTC を対象とする地上レーダー（名瀬）のレーダー反射強度 [dbZ] の CFADs（Contoured Frequency by Altitude Diagrams: 高度別頻度分布）。左は観測値、中央と右はそれぞれ 2021 年 7 月 1 日 18UTC を初期時刻とする CNTL,TEST の 10 時間後の予測結果。

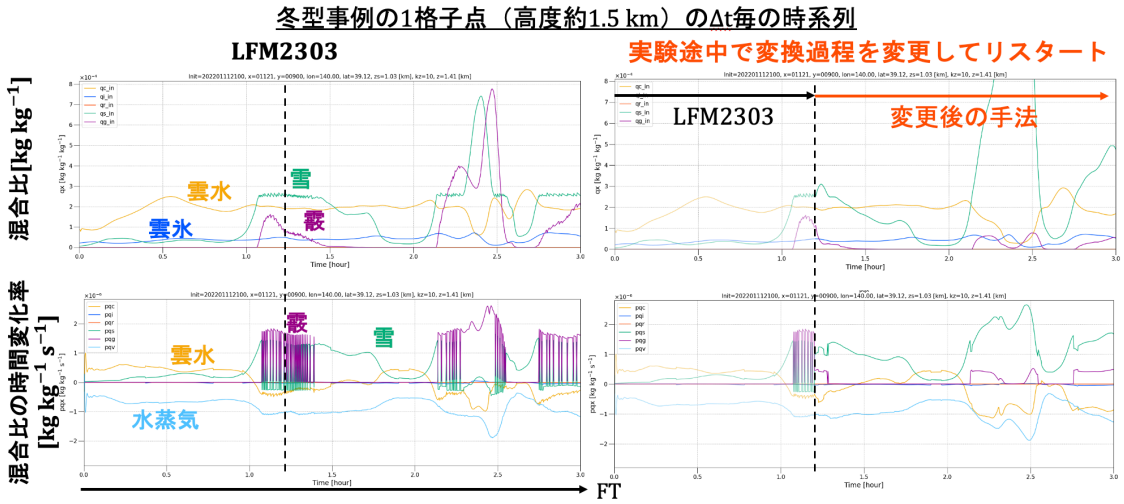

図 3.2.3　1 格子点における水物質混合比 [kg/kg]（上段）および時間変化率 [kg/kg/s]（下段）の毎タイムステップの時系列。左は CNTL、右は CNTL 実験の FT=1.2[h] において設定を TEST に変更しリスタート実行した実験の結果。黄色は雲水、青色は雲氷、赤色は雨、緑色は雪、紫色はあられ、水色は水蒸気を表す。

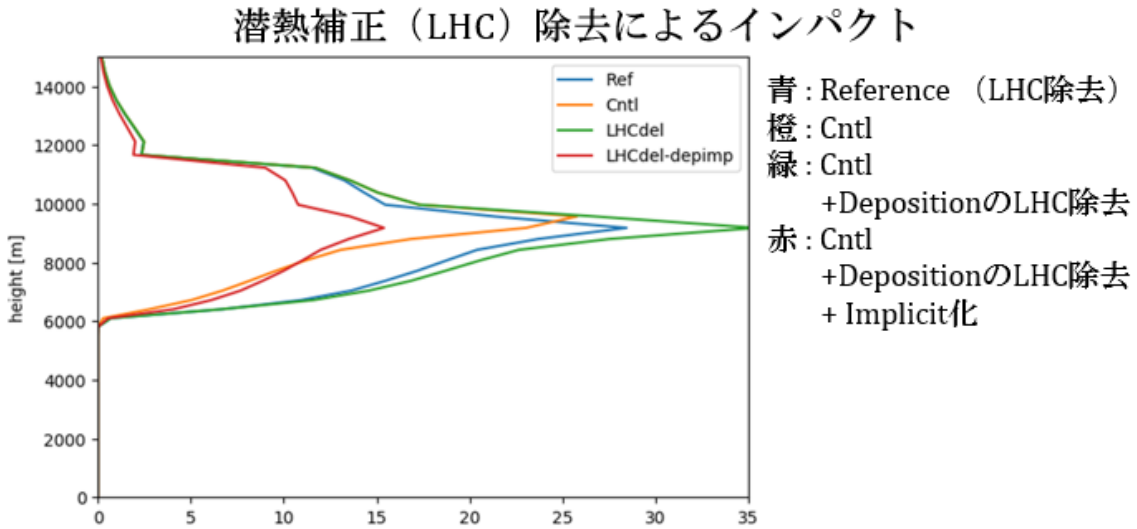

図 3.2.4　ある地点の物理量のプロファイルを入力として雲物理過程を実行した際に計算される、拡散成長による雲氷、雪、あられの時間変化率の合計について、潜熱補正を変更した場合のインパクト。青：潜熱補正を行わずに積分時間間隔を短くしたリファレンス、橙：変更前、緑：潜熱補正のみ除去したもの、赤：潜熱補正を除去した上でインプリシット化。

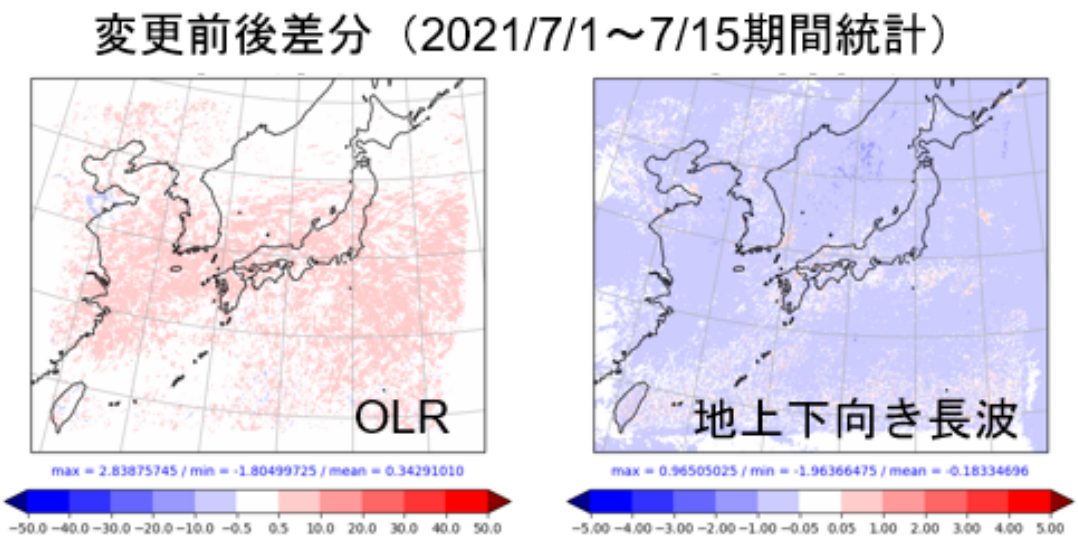

図 3.2.5　水雲に関する長波吸収係数診断式を変更した場合の夏期間を対象とするインパクト試験結果。OLR（左）および地上での下向き長波放射（右）の変更前後の差分。

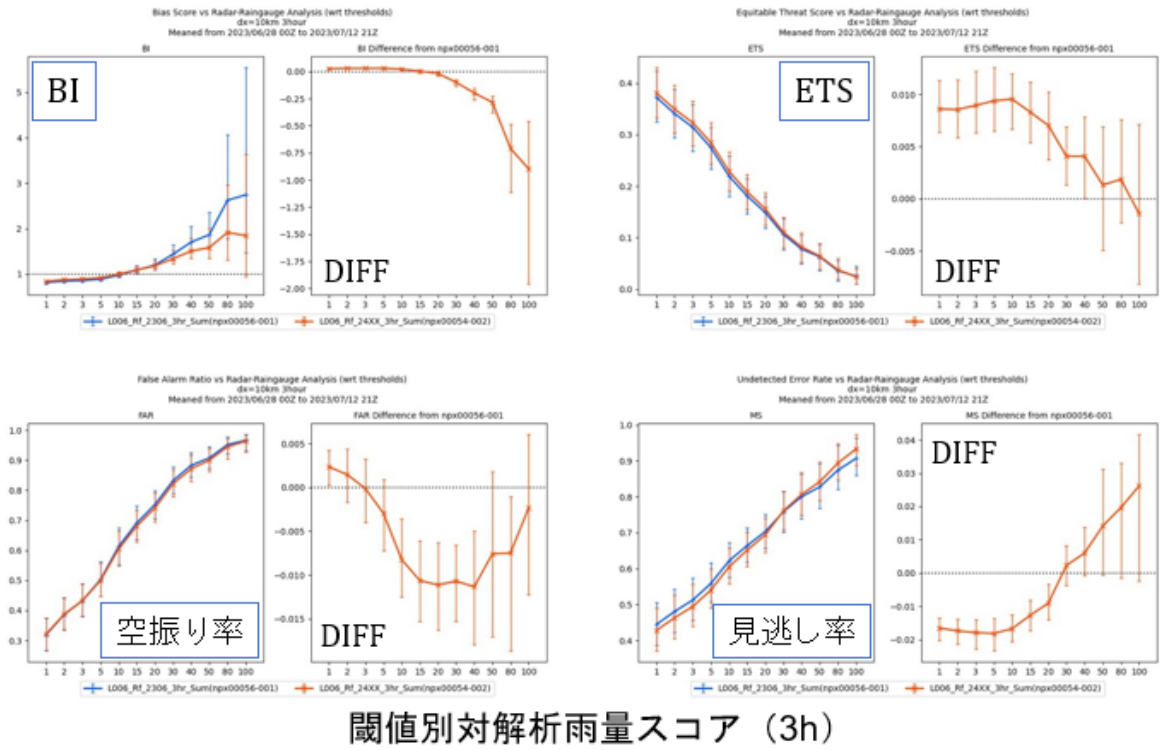

図 3.2.6　夏の期間を対象にした実験における閾値毎の対解析雨量の検証結果。検証格子は 20km。左上：バイアススコアとその差、右上：エクイタブルスレットスコアとその差、左下：空振り率とその差、右下：見逃し率とその差。スコアの図では赤線が TEST, 青線が CNTL の仕様で予報時間を 18 時間に延長した結果。差の図では赤線が TEST と CNTL の差。

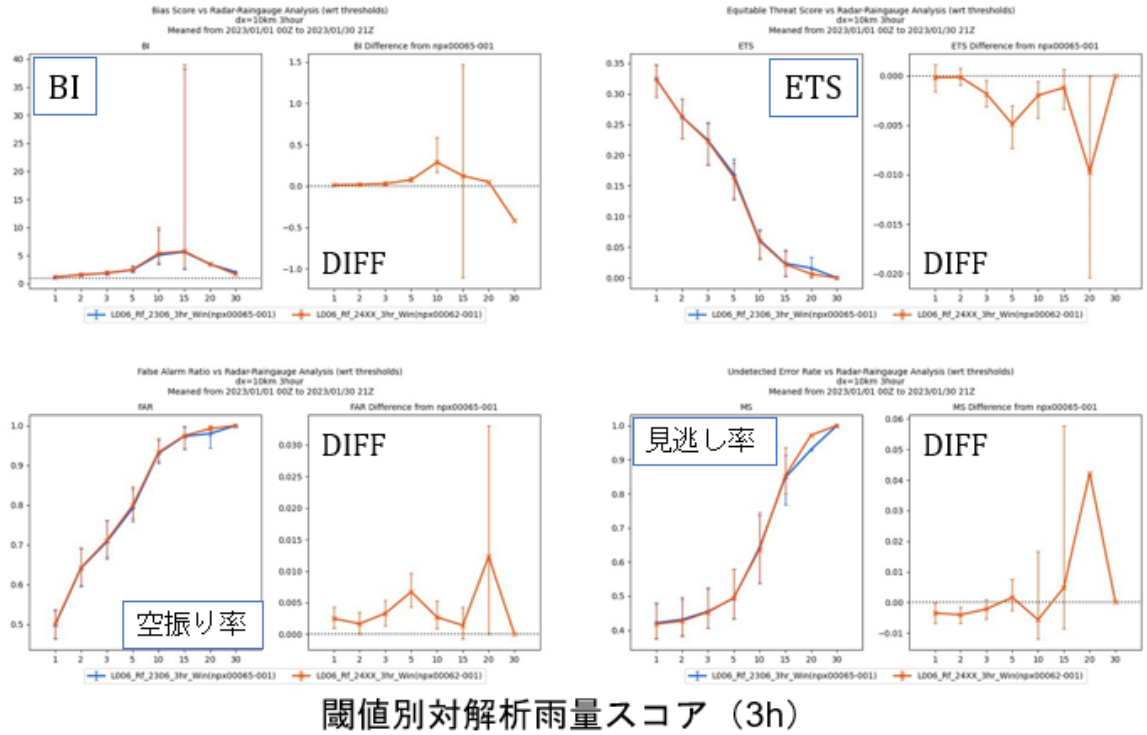

図 3.2.7　図 3.2.6 と同じ。ただし冬の期間を対象にした実験の検証結果。

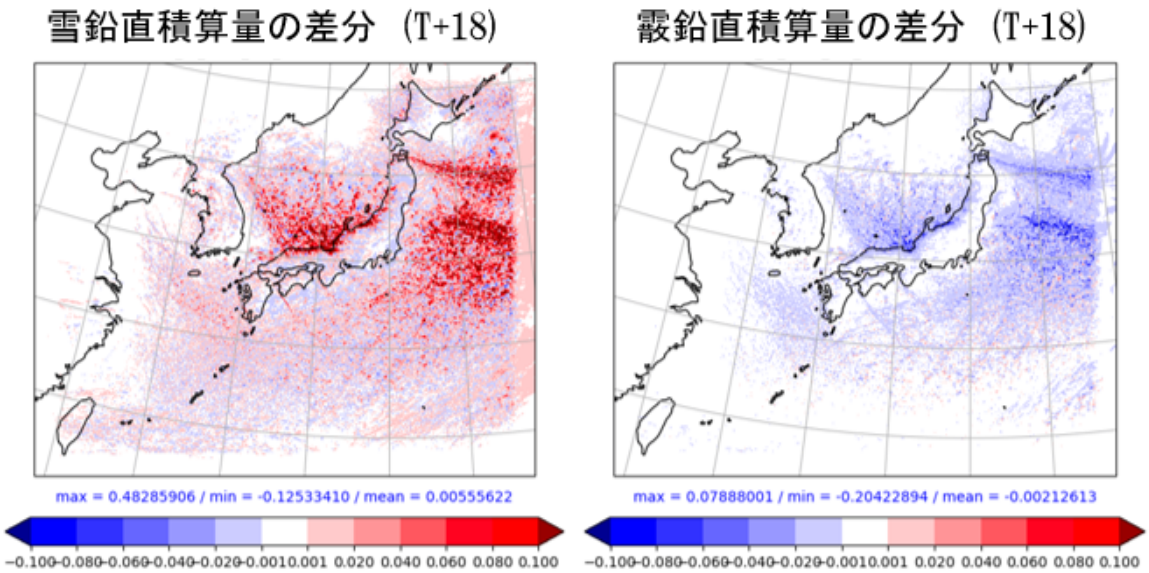

図 3.2.8　冬期間における 18 時間予報の固体降水についての TEST と CNTL の差。左：雪の鉛直積算量、右：あられの鉛直積算量。

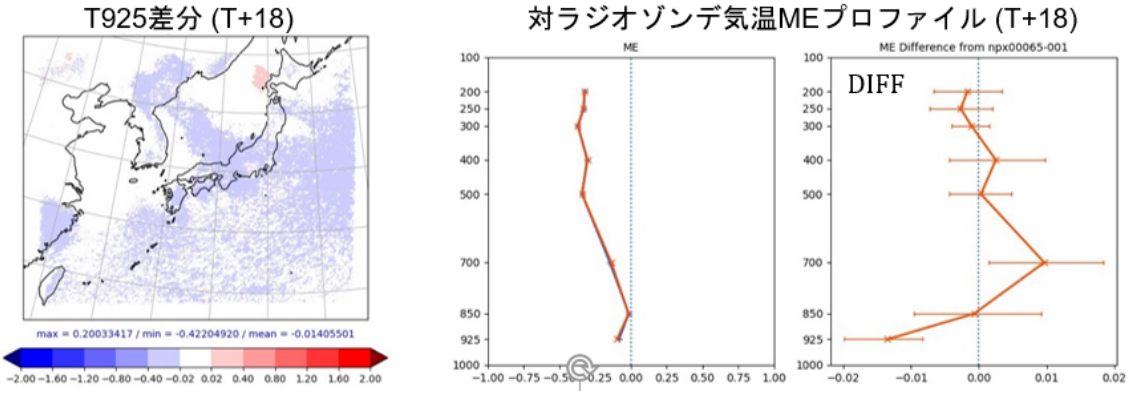

図 3.2.9　冬の期間を対象にした実験における気温の検証結果。左：925 hPa 面における TEST と CNTL の差。中央：気温の対ゾンデ平均誤差の鉛直プロファイル。右：気温の対ゾンデ平均誤差の差の鉛直プロファイル。中央の図で青線は CNTL の仕様で予報時間を 18 時間に延長した結果、赤線は TEST の結果。

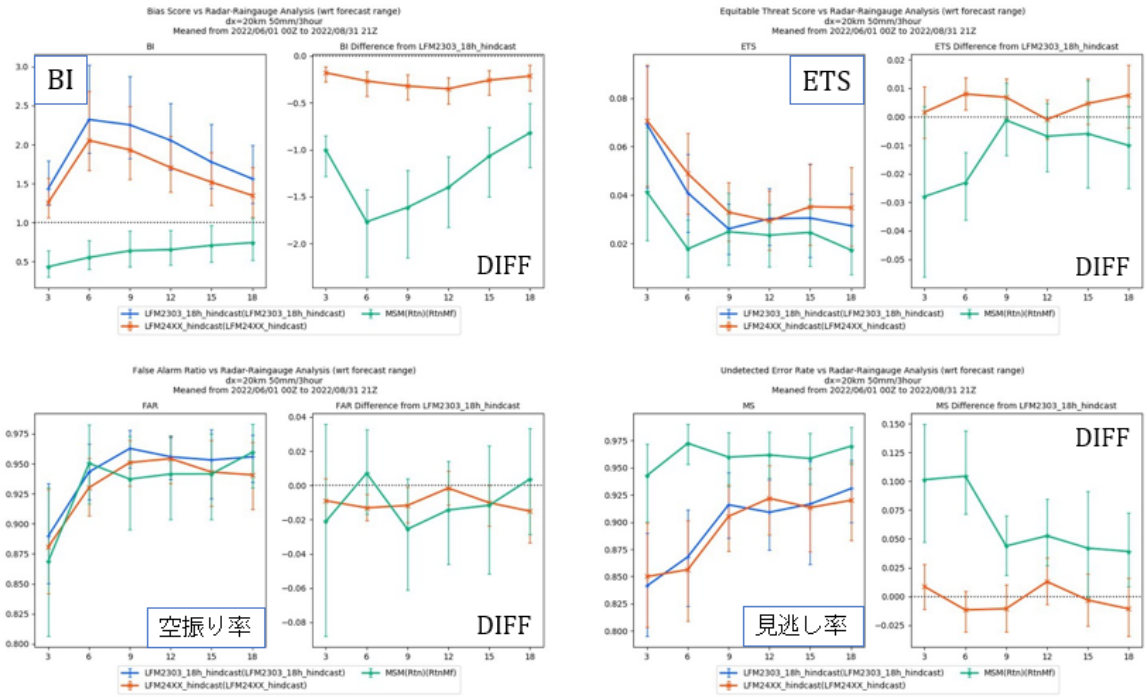

図 3.2.10　2022 年 6 月 1 日から 8 月 31 日の 736 事例を対象とした 50 mm/3h を閾値とする予報対象時刻毎の対解析雨量の各スコア。左上：バイアススコアとその差、右上：エクイタブルスレットスコアとその差、左下：空振り率とその差、右下：見逃し率とその差。スコアの図では赤線が TEST, 青線が CNTL, 緑線が MSM の結果。差の図では赤線が TEST と CNTL の差、緑線が MSM と CNTL の差。

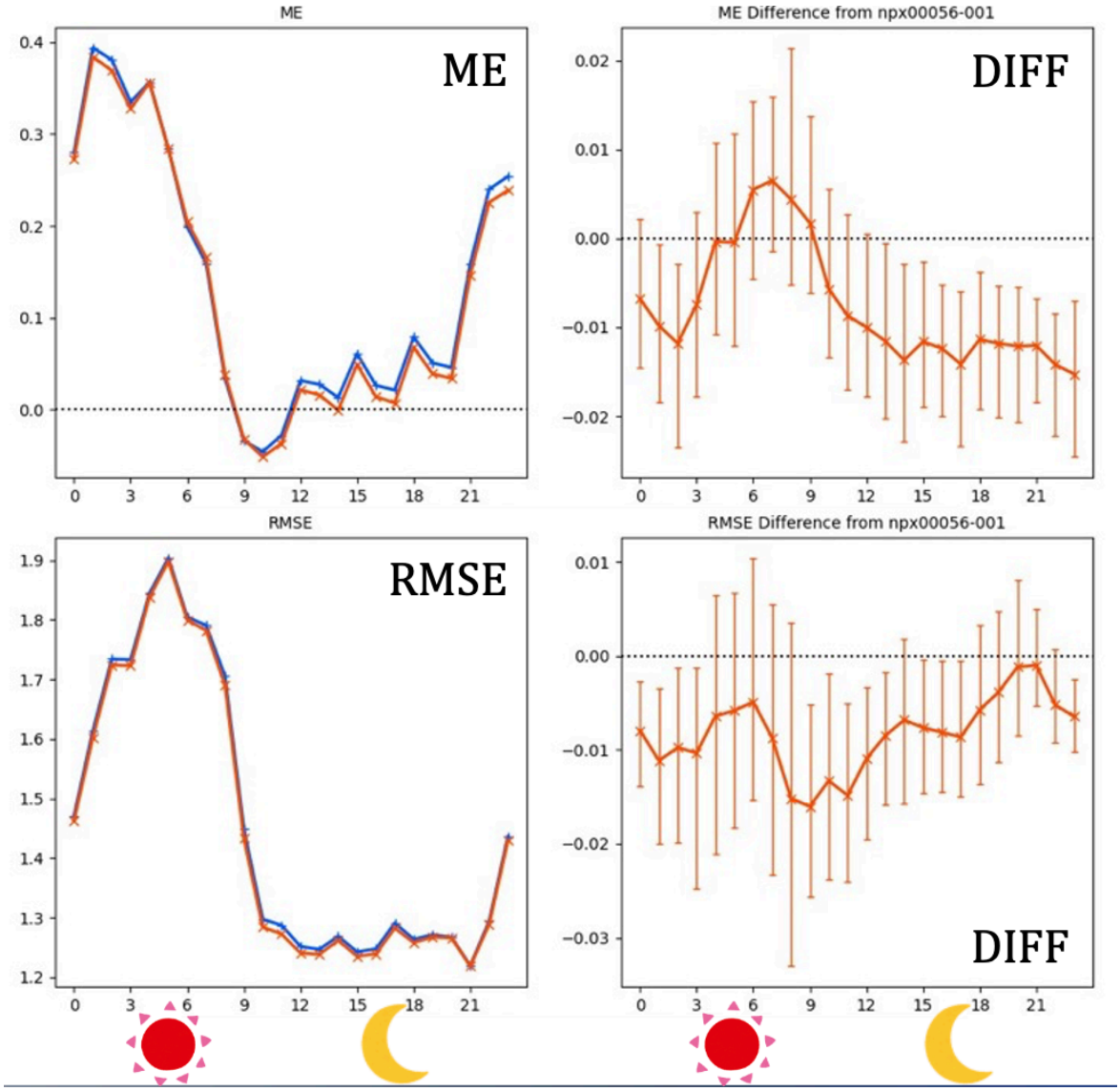

図 3.2.11　夏の期間を対象にした実験における予報対象時刻毎の地上気温の対アメダス検証結果。横軸は予報対象時刻。左上：平均誤差、右上：平均誤差の差、左下：二乗平均平方根誤差（RMSE)、右下：RMSE の TEST と CNTL の差。左図で青線は CNTL の仕様で予報時間を 18 時間に延長した結果、赤線は TEST の結果。

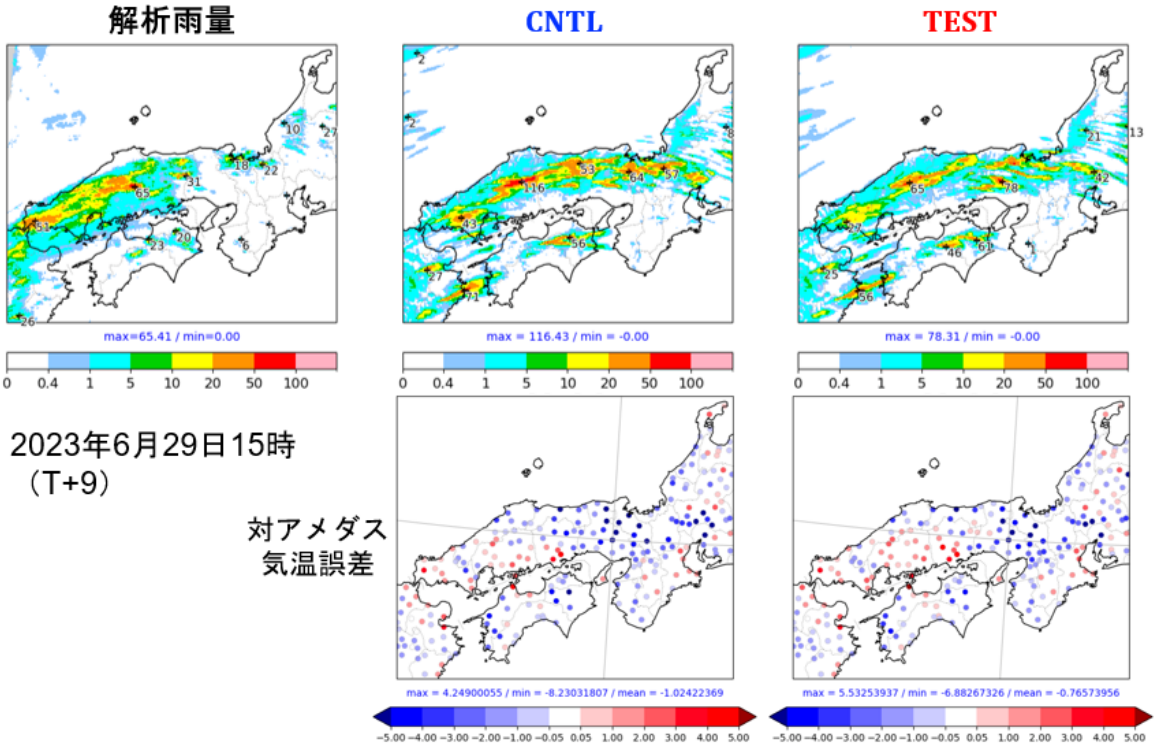

図 3.2.12　2023 年 6 月 29 日 15 時を対象とした予測結果。左上：解析雨量、中央上：CNTL の 9 時間予報、右上：TEST の 9 時間予報。中央下：CNTL の同時刻の対アメダス気温誤差、右下：TEST の同時刻の対アメダス気温誤差。

3.3 全球解析、メソ解析、局地解析における NOAA-21 搭載 ATMS および CrIS 輝度温度データの新規利用

3.3.1 はじめに

NOAA-21 は、米国海洋大気庁 (NOAA) の次世代現業極軌道衛星 JPSS シリーズの 2 号機であり、2022 年 11 月 10 日に打ち上げられ、2023 年 3 月 30 日に現業衛星としての運用が宣言された。搭載されているセンサは JPSS シリーズの準備衛星である Suomi-NPP(2011 年 10 月 28 日打ち上げ) および 1 号機である NOAA-20(2017 年 11 月 18 日打ち上げ) と同様である。

気象庁では既に、Suomi-NPP および NOAA-20 搭載のマイクロ波サウンダ ATMS および、ハイパースペクトル赤外サウンダ CrIS の輝度温度データを全球、メソ、局地解析で利用しており、これらはモデル初期値の気温場や水蒸気場の精度維持に重要な役割を果たしている (平原 2017; 亀川・計盛 2017; 村田・亀川 2020; 気象庁 2023, 2024b)。

NOAA-21 についても ATMS および CrIS の輝度温度データの利用を早期に開始するべく、データ品質等に関する調査を進めた (気象庁 2024b)。その後の開発により、全球、メソ、局地解析において、2024 年 3 月 5 日のスーパーコンピュータシステム移行と同時に NOAA-21 搭載 ATMS, CrIS の輝度温度データを新規に利用開始した。ここでは、これらの開発の概要を述べる。

3.3.2 データ品質および同化設定

NOAA-21 に搭載されている ATMS や CrIS の仕様は、既存の Suomi-NPP や NOAA-20 に搭載のものと同一であることから、基本的な品質が同程度であることを確認の上、既存衛星と同じ方法で同化利用する方針とした。

NOAA-21 のデータ品質については、全球数値予報システムを用いた計算輝度温度との比較により調査した。その結果、ATMS、CrIS ともにノイズは Suomi-NPP や NOAA-20 と同程度であり、観測誤差として既存衛星と同じ設定を用いて問題ないことを確認した。スキャンバイアス補正量 (観測視野ごとの補正量) については、衛星・センサ固有の値が必要なため、上記の調査結果から統計処理により求めた。

NOAA-21/ATMS および CrIS の解析・予測への影響を確認するため、2023 年夏季を対象に、全球、メソ、局地の各現業数値予報システム相当の同化実験を実施した。現業数値予報システム相当のコントロール実験 (CNTL)、CNTL に NOAA-21/ATMS および CrIS を追加した実験 (TEST)、並びに CTNL から Suomi-NPP および NOAA-20 のいずれの ATMS も CrIS も使用しない設定としたベース実験 (BASE) を実施した。BASE に対する CNTL、および BASE に対する TEST の変化を比較することで、ATMS および CrIS を追加すること自体による基本的な性能を確認するとともに、NOAA-21 の追加利用による効果が既存衛星と同様であるかどうかを確認した。

3.3.3 全球解析における利用

全球解析では、ATMS の水蒸気チャンネルについては雲や降水域も含めた全天同化で利用しており (気象庁 2022)、ATMS の気温チャンネルおよび CrIS については雲や降水の影響を受けていない晴天域のデータのみを同化している (平原 2017; 村田・亀川 2020; 気象庁 2024b)。

NOAA-21/ATMS および CrIS の解析・予測への影響を確認するため、2023 年 5 月末時点の現業全球数値予報システム相当の実験システムを用い、2023 年夏季を対象に CNTL、TEST、BASE の各実験を実施した。NOAA-21 の追加により、利用データ数は ATMS では 10%程度、CrIS では気温チャンネルで 10〜35%程度、水蒸気チャンネルで 60%程度、それぞれ増加した (気象庁 2024a)。

様々な種類の観測データについて、解析処理における観測値と第一推定値との整合性を確認した。気温に感度のあるマイクロ波サウンダ AMSU-A やハイパースペクトル赤外サウンダ IASI(気温チャンネル)、水蒸気に感度のある静止衛星晴天輝度温度やハイパースペクトル赤外サウンダ IASI(水蒸気チャンネル) などにおいて、追加した ATMS や CrIS が感度を持つ要素や高度に対応して、第一推定値が観測データにより近づき、整合性に向上が見られた (図 3.3.1)。これは気温や水蒸気の第一推定値として用いた短期予測 (3〜9 時間) の精度が向上したことを示唆するものである。なお、別途実施した ATMS, CrIS をそれぞれ個別に同化した実験の結果から、CrIS が成層圏、ATMS が対流圏の気温場の予測精度改善に大きく貢献していることが分かっている。また、BASE に対する CNTL、BASE に対する TEST の検証結果を比較したところ、上記の改善傾向がはっきり確認でき、NOAA-21 の追加によりその傾向がさらに強められていることが確認できた (図 3.3.1)。

予測精度については、24 時間後予測など比較的予測時間の短い範囲で、対解析値検証や対ゾンデ検証に共通の傾向として、成層圏や熱帯域の対流圏を中心に気温や高度の場の改善が見られた (図 3.3.2)。

3.3.4 メソ解析における利用

メソ解析では、ATMS については現在水蒸気チャンネルのみを利用している (気象庁 2023)。CrIS についてはモデル上端より上部に感度のない気温チャンネルおよび水蒸気チャンネルを利用している (気象庁 2024a)。いずれも雲や降水の影響を受けていない晴天域のデータを利用している。全球解析と同様に、NOAA-21/ATMS および CrIS の解析・予測への影響を確認するため、2023 年 5 月末時点の現業メソ数値予報システム相当の実験

システムを用い、2023 年夏季を対象に CNTL、TEST、BASE の各実験を実施した。

NOAA-21 の追加により、利用データ数は ATMS では 4%程度、CrIS では気温チャンネルで 30%程度、水蒸気チャンネルで 60%程度、それぞれ増加した。様々な種類の観測データについて、解析処理における観測値と第一推定値との整合性を確認したところ、水蒸気に感度のある IASI の水蒸気チャンネルやマイクロ波イメージャの 183GHz 帯のチャンネル等において整合性に向上が見られた (図 3.3.3)。気温に感度のある AMSU-A(図省略) や IASI の気温チャンネルに顕著な改善が見られないのは、メソ解析では ATMS の気温チャンネルを利用していないためと考えられる。また、BASE に対する CNTL、BASE に対する TEST の検証結果を比較したところ、上記の改善傾向がはっきり確認でき、NOAA-21 の追加によりその傾向がさらに強められていることが確認できた (図 3.3.3)。TEST と CNTL の比較において不明瞭だった AMSU-A や IASI 気温チャンネル等においても、それぞれにおいて若干の整合性の向上が確認できた。

予測精度については、ラジオゾンデや解析雨量、地上観測を参照値として検証した結果、概ね中立で、観測の影響が出やすい 3〜9 時間予測付近に注目すると、対流圏下層の高度場など一部の要素で若干の改善が見られた (図 3.3.4)。

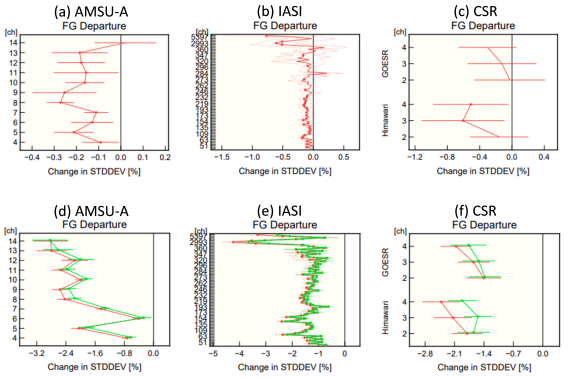

図 3.3.1　全球解析における、観測値と第一推定値との差 (O-B) の標準偏差の変化率 [%]。上段は TEST の CNTL に対する変化率、下段は TEST(赤) および CNTL(緑) の BASE に対する変化率を示す。(a)(d) マイクロ波気温サウンダ AMSU-A、(b)(e) ハイパースペクトル赤外サウンダ IASI、(c)(f) 静止衛星 CSR。縦軸はチャンネル番号。IASI は上から 9 チャンネルが水蒸気チャンネル、以降は気温チャンネル。標準偏差の図のエラーバーは 95%信頼区間、丸い点は変化の正負が統計的に有意であることを示す。第一推定値が観測値により整合 (改善) している場合、0 線より左側にプロットされる。

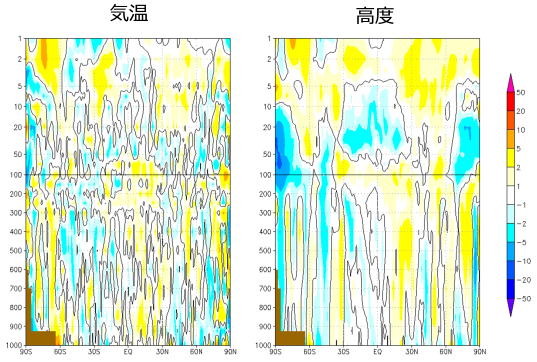

図 3.3.2　全球予報における、解析値を参照値とした TEST の CNTL に対する 24 時間後予測の RMSE 改善率 [%] の緯度帯平均。左図が気温、右図がジオポテンシャル高度の変化で、それぞれの図の縦軸は気圧 [hPa]、横軸は緯度 [°]。暖色系は改善、寒色系は改悪を示す。

3.3.5　局地解析における利用

局地解析では、メソ解析同様 ATMS については現在水蒸気チャンネルのみを利用している (気象庁 2023)。また、CrIS についてはメソモデルよりモデル上端高度が低いことから水蒸気チャンネルのみを利用している (気象庁 2024a)。いずれも雲や降水の影響を受けてい

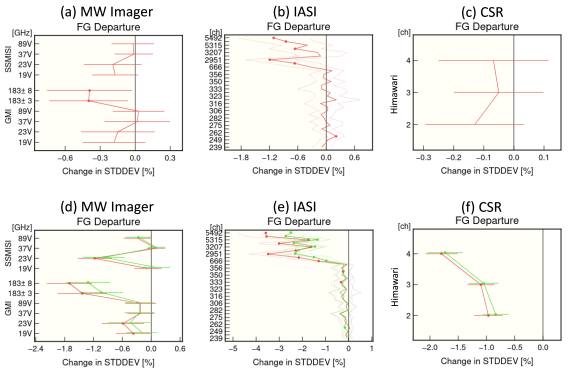

図 3.3.3　メソ解析における、観測値と第一推定値との差 (O-B) の標準偏差の変化率 [%]。上段は TEST の CNTL に対する変化率、下段は TEST(赤) および CNTL(緑) の BASE に対する変化率を示す。(a)(d) マイクロ波イメージャ SSMIS, GMI、(b)(e) ハイパースペクトル赤外サウンダ IASI、(c)(f) 静止衛星 CSR。縦軸はチャンネル番号またはチャンネル周波数。IASI は上から 9 チャンネルが水蒸気チャンネル、以降は気温チャンネル。詳細は図 3.3.1 と同様。

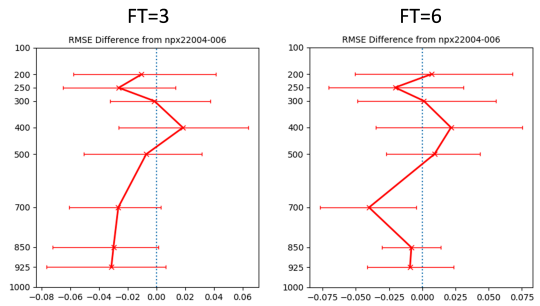

図 3.3.4　メソ解析・予報における、ラジオゾンデ観測に対するジオポテンシャル高度のバイアス (RMSE) の TEST の CNTL に対する変化。左図は 3 時間後予測値、右図は 6 時間後予測値の検証結果。

ない晴天域のデータを利用している。

全球解析やメソ解析と同様に、NOAA-21/ATMS および CrIS の解析・予測への影響を確認するため、2023 年 5 月末時点の現業局地数値予報システム相当の実験システムを用い、2023 年夏季を対象に CNTL、TEST、BASE の各実験を実施した。

NOAA-21 の追加により、利用データ数は ATMS で 4%程度、CrIS(水蒸気チャンネルのみ) で 50〜60%程度、それぞれ増加した。様々な種類の観測データについて、解析処理における観測値と第一推定値との整合性を確認したところ、水蒸気に感度のあるマイクロ波イメージャや、ひまわり晴天輝度温度において整合性に向上が見られた (図 3.3.5)。また同様に、BASE に対する CNTL、BASE に対する TEST の検証結果を比較したところ、上記の改善傾向がはっきり確認でき、NOAA-21 の追加によりその傾向が強められていることが確認できた (図 3.3.5)。

予測精度については、ラジオゾンデや解析雨量、地上観測を参照値として検証した結果、概ね中立であった。

3.3.6　直接受信データの利用

現業システムにおいて観測データを利用するためには、迅速なデータの入手が求められる。特にメソ解析、局地解析においては観測から解析処理を開始するまでの時間が短いため、海外の衛星運用機関によって処理され、配信されているデータを利用するだけでなく、衛星から直接受信したデータを処理して利用することが効果的である。

気象衛星センターの極軌道衛星受信システムは、2023 年 6 月に更新されたことで NOAA-21 のデータを新規に受信できるようになった。気象衛星センターで受信した NOAA-21 のデータは 2023 年 11 月から配信開始され、その結果、2024 年 3 月の現業利用開始時には、本節で示した実験に比べてさらに多くのデータが利用できるようになった。

局地解析では 1 時間ごとに 3 次元変分法による解析 (各解析で利用する観測データを入れる 1 時間分の枠をこれ以降ではスロットと称す) および 1 時間予報を 3 時間分繰り返して解析値を得ているが (永戸ほか 2012, 2013)、観測データの打ち切り時間が最も短くなる解析対象時刻のスロットでは、全データに占める気象衛星センターでの受信データの割合が NOAA-21 搭載の ATMS では 48%、CrIS では 55%となっており、直接受信データが解析対象時刻の直近のデータ利用数増加に寄与していることが確認できる (図 3.3.6)。

3.3.7　まとめと今後

NOAA-21 に搭載されている ATMS および CrIS の輝度温度データを、全球、メソ、局地の各数値予報システムで追加利用するための調査を行った。NOAA-21 の ATMS および CrIS の品質は既存衛星と同程度であり、既存衛星の ATMS および CrIS の利用方法に準じた方法で利用することとした。NOAA-21 の追加により、利用データ数は増加し、既存衛星とともに利用することで初期値における気温や水蒸気の精度がさらに

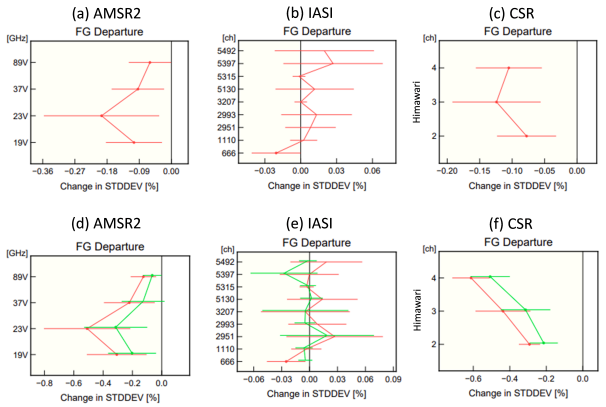

図 3.3.5　局地解析における、観測値と第一推定値との差 (O-B) の標準偏差の変化率 [%]。上段は TEST の CNTL に対する変化率、下段は TEST(赤) および CNTL(緑) の BASE に対する変化率を示す。(a)(d) マイクロ波イメージャ AMSR2、(b)(e) ハイパースペクトル赤外サウンダ IASI、(c)(f) 静止衛星 CSR。縦軸はチャンネル番号またはチャンネル周波数。IASI は水蒸気チャンネルのみ表示。詳細は図 3.3.1 と同様。

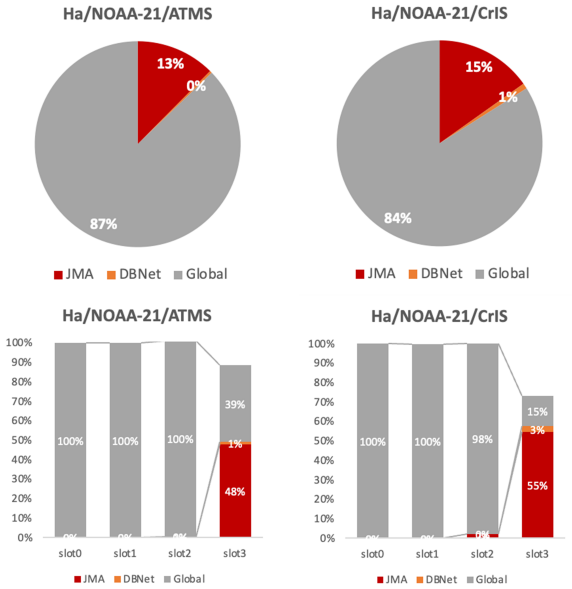

図 3.3.6　局地解析において利用された NOAA-21 のデータに占める直接受信データの割合 [%]。2024 年 3 月 11 日からの 10 日間を対象に集計した。上段は全スロット統合、下段はスロット別の集計結果で、横軸の slot0-3 はそれぞれ解析対象時刻の 3 時間前、2 時間前、1 時間前、解析対象時刻のスロットであることを示す。左列が NOAA-21 搭載 ATMS、右列が CrIS に関する集計結果で、灰色は衛星運用機関による配信データ、赤色は気象衛星センターでの直接受信データ、橙色はそれ以外の機関による直接受信データの割合。

向上することを確認した。これら結果や総合性能評価試験および業務化試験の結果を踏まえ、2024 年 3 月 5 日のスーパーコンピュータシステム移行と同時に現業数値予報システムでの利用を開始した。

メソ、局地解析における ATMS の利用に関する今後の課題として、気温チャンネルの利用が挙げられる他、水蒸気チャンネルについては、より多くの観測情報を取り込むために、他のマイクロ波サウンダの水蒸気チャンネルやマイクロ波イメージャとともに、雲・降水域においてもデータを利用する全天同化に取り組む必要がある。CrIS に関しては、他の赤外サウンダとともに、より多くの観測情報を取り込むための開発として、観測誤差の最適化、観測誤差相関の考慮などの課題について取り組む必要がある。

参考文献

永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 局地モデル運用の目的と仕様. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20–22.

永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地モデルの本運用. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78–86.

平原洋一, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/ATMS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 70–72.

亀川訓男, 計盛正博, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/CrIS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73–74.

気象庁, 2022: 全球解析における全天同化マイクロ波水蒸気サウンダデータ利用の拡充. 令和 3 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 40–43.

気象庁, 2023: メソ解析および局地解析におけるマイクロ波サウンダ ATMS の利用. 令和 4 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 42–47.

気象庁, 2024a: NOAA-21 搭載 ATMS および CrIS 輝度温度データの新規利用. 令和 5 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 93–95.

気象庁, 2024b: ハイパースペクトル赤外サウンダの全球解析における利用改良およびメソ・局地解析における新規利用. 令和 5 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 46–52.

村田英彦, 亀川訓男, 2020: NOAA-20 搭載 ATMS および CrIS 輝度温度データの利用開始. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58–60.

3.4 メソ解析および局地解析における地上マイクロ波放射計観測データの新規利用

3.4.1 はじめに

気象庁では、線状降水帯を引き起こす幅数百キロメートル規模の水蒸気の流入を捉えるため、水蒸気の高度分布を測定可能な地上マイクロ波放射計 (MWR: microwave radiometer) を令和 4 年度に西日本を中心に 17 箇所に設置した (気象庁 2023, 2024)。MWR は、大気からの放射の強度を複数の波長で測定することが可能で、主に水蒸気に感度のある 7 つのチャンネル (22~32 GHz) と、主に気温に感度のある 7 つのチャンネル (51~58 GHz) の計 14 チャンネルが搭載されている。気象技術開発室では、2ch 法 (Hogg et al. 1983) を用いて、水蒸気に感度のある 2 つのチャンネル (23.84 GHz,27.84 GHz) で観測した輝度温度から、可降水量 (PWV: precipitable water vapor) を 10 分間隔で算出している。これまで、MWR の PWV データの数値予報システムでの利用に向けた開発に取り組み (気象庁 2023, 2024)、令和 6 年 3 月 5 日にメソ解析・局地解析での現業利用を開始した。本節では開発の概要について報告する。

3.4.2 品質管理について

MWR から得られた PWV データを利用する際の品質管理は、既に数値予報システムでの PWV データの同化利用実績がある地上 GNSS を参考とした (石川 2010)。品質管理の前処理として、メソ・局地解析での同化スロットに合わせ、各観測点について同化するデータが 1 時間間隔となるよう時間間引きを行なっている。また、観測値とモデルの第一推定値を適切に評価するため、地上 GNSS と同様の手法を用い標高を補正している。品質管理項目は、開発過程でのデータ品質調査の結果に基づき下記の通りとした。

(a) 外れ値の除去
PWV の値が 1 mm 以下及び 90 mm 以上の場合は使用しない。

(b) グロスエラーチェック
PWV の O−B 値（観測値とモデルの第一推定値との差）の絶対値が 5 mm 以上のデータは使用しない。

(c) 降水チェック
MWR に付属の感雨計で降水を検知するか、気象レーダーにより観測点周辺で降水が確認された場合の PWV データは使用しない。これは、MWR が観測するマイクロ波は降水の影響を受けるため、PWV データの品質が悪い可能性があるためである。

(d) 観測輝度温度チェック
各チャンネルの観測輝度温度が明らかな異常値を示した場合の PWV データは使用しない。

上記 (c),(d) の処理においては、気象技術開発室での品質管理で判定された情報を利用している。以上の品質管理を実施した上で、各観測地点毎にデータ品質を確認した。図 3.4.1 に平戸地点での O−B 値ヒストグラムを一例として示す。品質管理処理によりバイアスと標準偏差が大幅に減少し、現在気象庁で現業利用している地上 GNSS データと同程度の品質であることが確認できた（図 3.4.2）。他の地点についても、同様に同化利用可能なデータ品質であることを確認した。

3.4.3 数値予報システムへの影響評価

MWR より得られた PWV データをメソ・局地の数値予報システムで同化利用した実験を行ったところ、線状降水帯を含めた降水予測が改善する事例がいくつか確認された。

ここではその一例を示す。2023 年 3 月末時点の現業メソ数値予報システムと同等の実験をコントロール (CNTL) とし、CNTL に MWR を同化利用したテスト実験 (TEST) を行い、CNTL と TEST の結果を比較した。実験期間は 2023 年 5 月 26 日〜8 月 9 日である。

降水予測の改善事例として、図 3.4.3 に 2023 年 7 月 10 日に福岡・佐賀・大分県で線状降水帯が発生し、福岡・大分県に大雨特別警報を発表した事例を示す。当時、梅雨前線が西日本から東北地方付近に停滞し、前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込んだため前線の活動が活発となっていた。九州北部地方や中国地方など西日本を中心に大雨となり、九州北部地方では線状降水帯が発生し猛烈な雨が降った。予報対象時刻を 2023 年 7 月 10 日 00UTC とした 6 時間前からの予測では、CNTL と比較し TEST では福岡県北九州地方から福岡地方にかけて 50 mm/3h 以上の降水域（太い破線で囲んだ部分）が表現され、解析雨量の分布に近づいていることが確認できる。福岡県筑後地方・佐賀県南部・大分県西部での 100 mm/3h 以上の降水域（細い破線で囲んだ部分）は TEST でも表現出来ていないが、対応する領域で TEST では CNTL と比較し PWV の増加が確認できる。また、山口県全域でも、CNTL では表現されていなかった 10 mm/3h 以上の降水域（実線で囲んだ部分）が TEST では広く表現されており、対応する領域で TEST では CNTL と比較し PWV の増加が確認できる。初期時刻で九州地方では市来・大分・熊本の MWR データの同化利用があったことに加え、それまでの解析での MWR データの同化が繰り返されたことにより徐々に水蒸気の分布が修正された結果であると考えられる。

3.4.4 まとめ

MWR から得られた PWV データについて、適切に品質管理を行い、数値予報システムに同化利用することで、降水予測が改善する事例を確認した。これらの結果から、令和 6 年 3 月 5 日より、MWR のデータの同

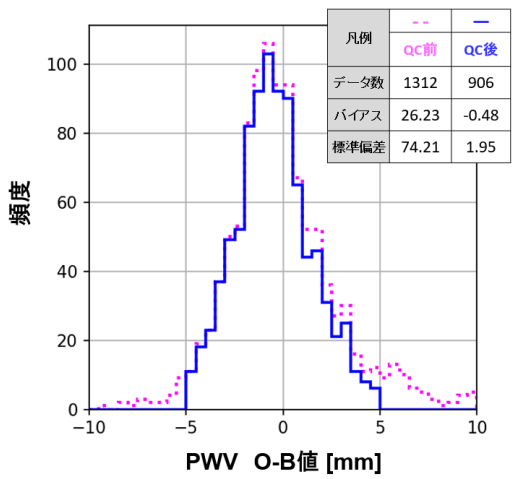

図 3.4.1 平戸に設置された MWR の 2ch 法による PWV とメソモデルの第一推定値との O−B 値ヒストグラム。横軸は PWV の O−B 値 [mm]、縦軸は頻度。時間間引き・標高補正後のデータで、品質管理前のデータを桃色点線、品質管理後のデータを青色実線で示している。統計期間は 2023 年 6 月 1 日から 2023 年 7 月 31 日。

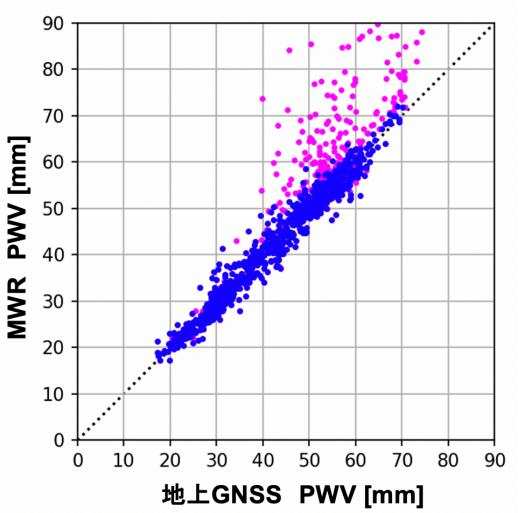

図 3.4.2 平戸に設置された MWR の 2ch 法による PWV と近隣の地上 GNSS による PWV の散布図。横軸は地上 GNSS の PWV[mm]、縦軸は MWR の PWV[mm]。品質管理処理を通過した MWR データを青色丸、品質管理を通過しなかった MWR データを桃色丸で示している。統計期間は 2023 年 6 月 1 日から 2023 年 7 月 31 日。

化利用を現業メソ・局地数値予報システムで開始した。

今後は、MWR 観測から得られる情報を、同化利用だけでなく、他の観測データやモデルの検証にも利用していく予定である。

参考文献

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, 2023: 水蒸気観測データの数値予報での利用に関する開発. 数値予報開発センター年報（令和 4 年）, 気象庁 数値予報開発センター, 99–102.

気象庁, 2024: 水蒸気観測データの数値予報での利用に関する開発. 数値予報開発センター年報（令和 5 年）, 気象庁 数値予報開発センター, 97–98.

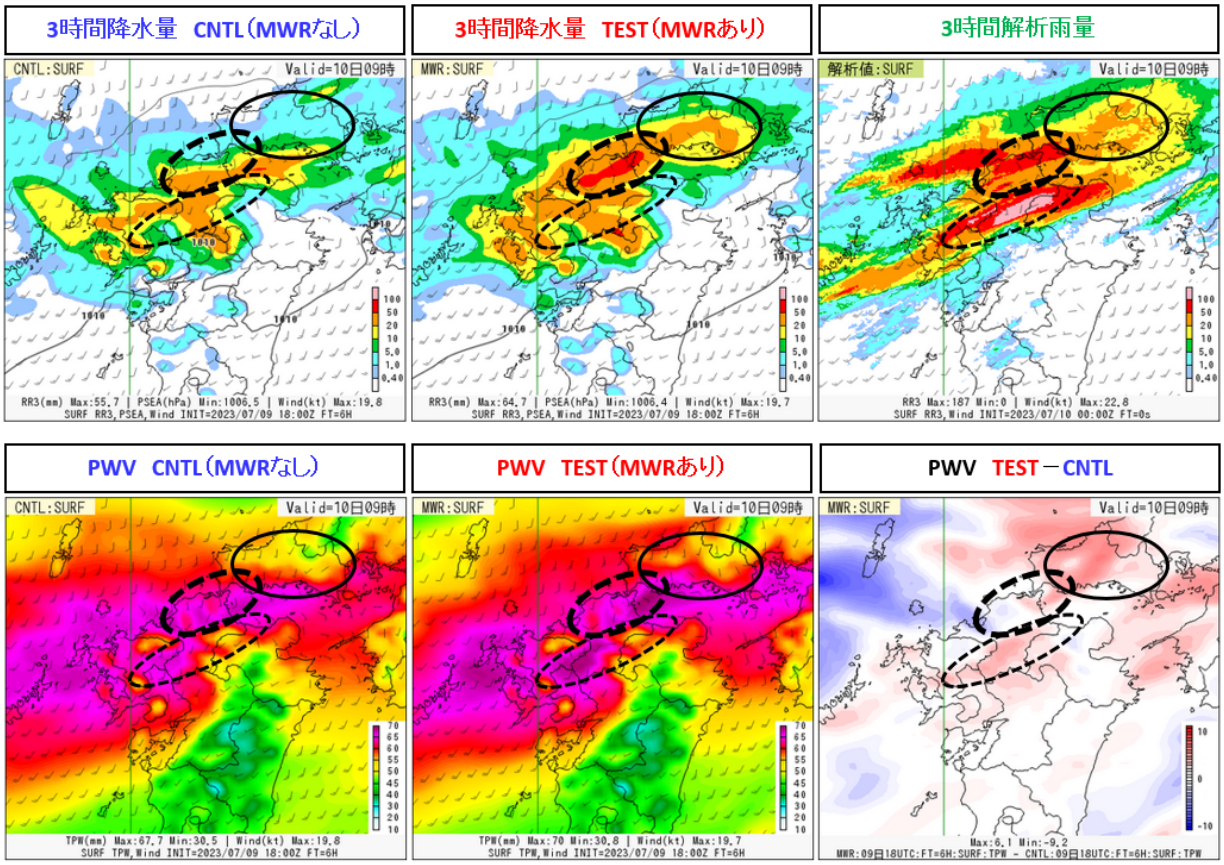

図 3.4.3　2023 年 7 月 10 日 00UTC を予報対象時刻とした予報初期時刻 2023 年 7 月 9 日 18UTC からのメソモデルの 6 時間先の予測の事例。上段の図のカラーは前 3 時間降水量 [mm]、等値線は海面更正気圧 [hPa] を示す。上段左は CNTL の予測、上段中央は TEST の予測、上段右は実況（解析雨量の 3 時間積算値）である。下段のカラーは PWV[mm]。下段左は CNTL の予測、下段中央は TEST の予測であり、下段右は TEST−CNTL で PWV の差分を示す。上下段とも矢羽根は地上風 [knot] を示す。破線・実線で囲んだ部分については本文参照。

3.5 局地モデルによる大雨発生確率ガイダンス

3.5.1 はじめに

近年、線状降水帯による甚大な大雨災害が発生しており、線状降水帯の発生予測技術を確立することは気象庁の急務となっている。気象庁では、令和 4 年度出水期より、半日程度前から線状降水帯による大雨への警戒を呼びかける地方単位での情報の提供を開始し、令和 6 年度出水期からは府県単位での情報の提供を新たに開始した。この防災気象情報の作成に資するため数値予報開発センター（数値予報モデル基盤技術開発室）では、すでに運用を開始していたメソモデル (MSM) 、メソアンサンブル予報システム (MEPS) による大雨発生確率ガイダンスに加え、局地モデル (LFM) を用いた大雨発生確率ガイダンスの部内運用を 2024 年 5 月 28 日に開始した。ここでは現時点での LFM 大雨発生確率ガイダンスの仕様や予測精度の概略を紹介する。

3.5.2 仕様

LFM 大雨発生確率ガイダンスの仕様を表 3.5.1 に示す。仕様は MSM/MEPS 大雨発生確率ガイダンス (気象庁 2022) をベースとしているが、以下の点で異なっている。

初期時刻と予報時間

初期時刻は毎時。初期時刻 00, 03, . . . , 21UTC については 18 時間先まで、それ以外の初期時刻では 10 時間先まで計算する。

層別化

時刻に関する層別化は、予報対象時刻に対して行う（MSM 大雨発生確率ガイダンスでは、初期時刻と予報時間に対して実施）。

予測対象

予測対象となる降水量の値（閾値）に、3 時間降水量 120 mm を追加する。

なお以下の点については MSM 大雨発生確率ガイダンスと共通の仕様である。

- 作成手法はロジスティック回帰を採用
- 目的変数は当該の 5 km 格子を中心とした 55 km 四方のいずれかの格子での閾値以上の降水の有無
- 地域による層別化
- 説明変数（線状降水帯発生条件 (加藤 2017) を参考に、大雨の予測に特化した変数を採用）[1]

なお予測式の係数作成にあたっては、2020〜2023 年の夏期（5〜9 月）の説明変数、目的変数のデータを利用した。

3.5.3 検証

LFM 大雨発生確率ガイダンスの精度検証結果について、MSM 大雨発生確率ガイダンスの比較という観点で紹介する。

表 3.5.1 LFM 大雨発生確率ガイダンスの仕様

作成対象	5 km 格子（等緯度経度格子）
作成対象とするモデル	LFM
予測対象	3 時間降水量が 80, 100, 120, 150 mm 以上となる確率
作成手法	ロジスティック回帰
予測対象時間単位	3 時間（対象時刻及び前後 1 時間）
予測期間と時間間隔	初期時刻は毎時。FT=3〜10（00, 03, . . . , 21UTC 初期値は FT=3〜18）の 1 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	3 時間降水量、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、地形性上昇流×比湿、700 hPa 上昇流
目的変数	対象とする 5 km 格子を含む周囲 11 × 11 格子（55 km 四方）の範囲のどこかで 3 時間降水量が閾値以上となるか否か（閾値以上は 1、未満は 0）。
層別化処理の対象	予報対象時刻、地域（北日本、東日本、西日本、九州、南西諸島の 5 つ）

図 3.5.1 には、2024 年夏期[2]を検証期間とした、全国での LFM 大雨発生確率ガイダンスの予報時間（FT）別のブライアスキルスコア (BSS) と信頼度曲線を、MSM 大雨発生確率ガイダンスを比較対象として示した。左図を見ると LFM 大雨発生確率ガイダンスの BSS は正となっており、確率予測として一定の有効性があることが示されている。また、LFM 大雨発生確率ガイダンスは予報時間（FT）の初期を中心にすべての FT で MSM 大雨発生確率ガイダンスの予測精度を上回っていることがわかる。右図の中には 2 本の直線が描かれている。信頼度曲線が原点を通る対角線に近いほど確率予測の精度が高いことを示し、もう一方の直線は確率予測が予測スキルを持つ下限を示している (気象庁 2023)。LFM 大雨発生確率ガイダンス、MSM 大雨発生確率ガイダンスともに、どの確率値においてもスキルの下限を上回り、確率予測として有効であることが分かる。また、LFM 大雨発生確率ガイダンスは、40 % 付近までは対角線付近に位置し、20〜40 %の閾値では MSM 大雨発生確率に比べてより適切な予測頻度である。一方 50〜80 %の閾値では対角線の上方に位置しており、実況に比べ予測頻度が過小である傾向が確認できる。

図 3.5.2 には、LFM 大雨発生確率ガイダンス、MSM 大雨発生確率ガイダンスの 2024 年夏期の月毎の BSS を示した。検証領域や予報時間は先と同じである。これを見ると 5〜7 月の梅雨期に LFM 大雨発生確率ガイダンスは MSM 大雨発生確率ガイダンスに比べて予測

[1] 個々の説明変数の算出方法には平滑化方法等細かな修正を加えているが、ここでは説明を省略する。

[2] 2024 年 5 月 1 日〜10 月 31 日

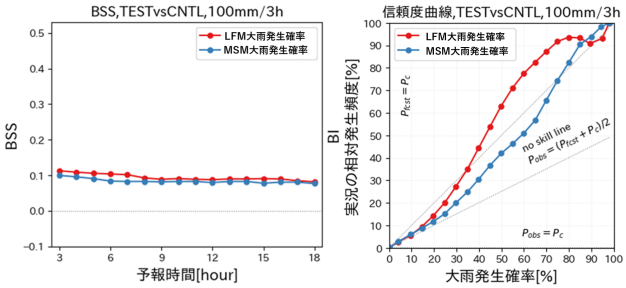

図 3.5.1　100 mm/3h 以上を対象とした、LFM 大雨発生確率ガイダンス（赤線）、MSM 大雨発生確率ガイダンス（青線）の予報時間別のブライアスキルスコア（左図）と信頼度曲線（右図）。検証領域は全国、予報時間は 3～18 時間。グラフ中に示した Pc（大雨発生確率の気候値）は約 0.21 %。

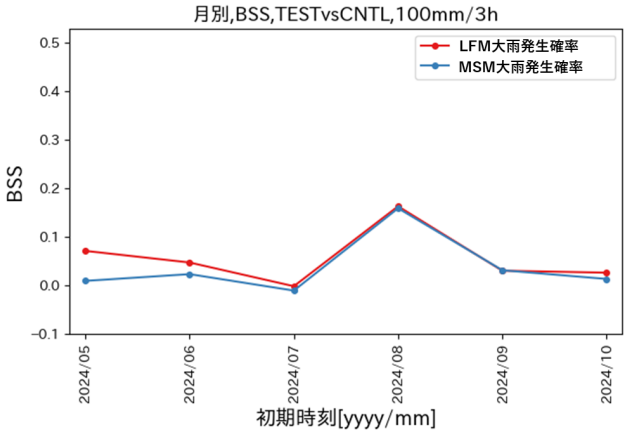

図 3.5.2　100 mm/3h 以上を対象とした、LFM 大雨発生確率ガイダンス（赤線）、MSM 大雨発生確率ガイダンス（青線）の 2024 年夏季の月毎のブライアスキルスコア。検証領域は全国、予報時間は 3～18 時間。

精度が高い傾向であることが分かる。また、いずれのガイダンスも特に 8 月は予測精度が高い傾向にある。

図 3.5.3 は、同じく LFM 大雨発生確率ガイダンス、MSM 大雨発生確率ガイダンスの 2024 年夏期の月毎の BSS であるが、台風第 10 号の期間（2024 年 8 月 24 日～9 月 1 日）を除外している。この検証では 8 月は他の月に比べいずれのガイダンスも精度が低い。これは、台風事例では梅雨期よりも相対的にモデルの降水予測精度が高く、特定の事例により精度検証のサンプルに偏りが生じたことを示している。大雨のような発生頻度の低い事象についてはこういった偏りはしばしば生じるため、検証結果の解釈には注意が必要である。

なお、地域別に MSM 大雨発生確率ガイダンスと精度比較を行ったところ、四国・西日本・東日本の太平洋沿岸、および 2024 年に線状降水帯が発生した東北地方日本海側や石川県では LFM 大雨発生確率ガイダンスの BSS は MSM よりも上回る傾向が見られた。それ以外の地域では必ずしも LFM 大雨発生確率ガイダンスの優位性は明瞭ではなかった（図略）。

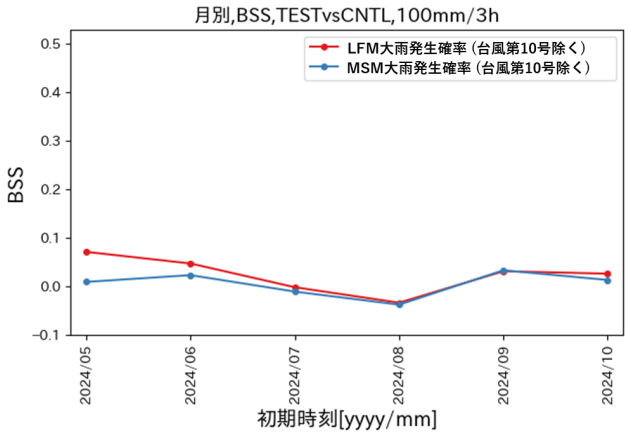

図 3.5.3　100 mm/3h 以上を対象とした、LFM 大雨発生確率ガイダンス（赤線）、MSM 大雨発生確率ガイダンス（青線）の台風第 10 号の期間（2024 年 8 月 24 日～9 月 1 日）を除外した 2024 年夏季の月毎のブライアスキルスコア。検証領域は全国、予報時間は 3～18 時間。

3.5.4　事例

LFM 大雨発生確率ガイダンスの例として、2024 年 9 月 21 日の能登半島の大雨事例を示す。図 3.5.4 は 2024 年 9 月 21 日の午前 9 時の日本付近の地上天気図である。この日、日本海には黄海から日本の東に伸びる停滞前線上に低気圧があり、東進していた。また、台風第 14 号が黄海にあり、台風からの下層暖湿気が前線付近に流入し、北陸地方は対流雲が発達しやすい状況であった。21 日 9 時過ぎに石川県能登で線状降水帯が発生し、9 時 7 分に顕著な大雨に関する気象情報を発表し、さらに 10 時 50 分に石川県の輪島市、珠洲市及び能登町に大雨特別警報を発表した。図 3.5.5 の左図は、2024 年 9 月 21 日 10 時を対象とした 100 mm/3h 以上の LFM 大雨発生確率ガイダンスの FT=16 の予測、中図は同じく MSM 大雨発生確率ガイダンスの同時刻の予測結果、右図は 11 時の前 3 時間解析雨量を示した。[3]

図を見ると、LFM 大雨発生確率ガイダンスは MSM 大雨発生確率ガイダンスに比べ、ピーク値の分布が能登半島付近に位置し、実況との対応がよい。これは、前線上の低気圧付近の表現について両モデルで差異があり、LFM では、低気圧付近のモデル降水量等の予測が MSM に比べてより実況に近かったことによる。ここで示した初期値以外についても、概ね LFM 大雨発生確率ガイダンスの方が予測確率、予測位置ともにより実況に近い予測結果であった（図略）。

3.5.5　今後

線状降水帯による大雨の発生予測が災害軽減に果たす役割は大きい。引き続き本ガイダンスの精度向上の開発を行いつつ、あわせて高解像度化された局地モデ

[3] 大雨発生確率ガイダンスは、ある対象時刻とその前後 1 時間の 3 時間における確率値なので、それと比較する 3 時間降水量の積算時間は 1 時間後ろにずれる。

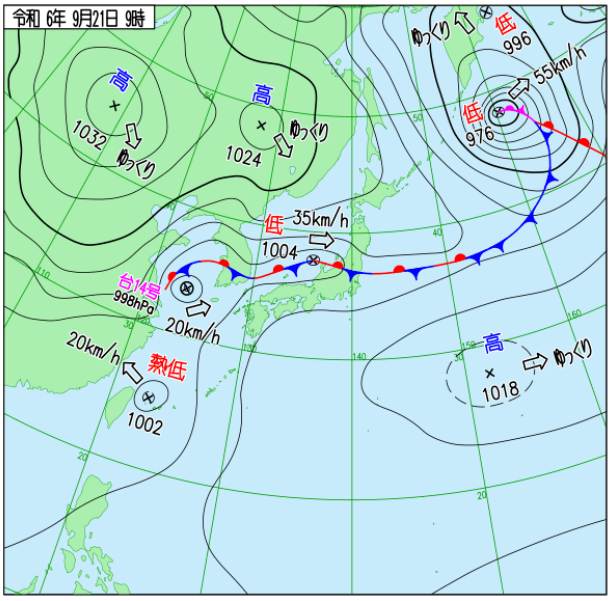

図 3.5.4　2024 年 9 月 21 日 09 時の地上天気図

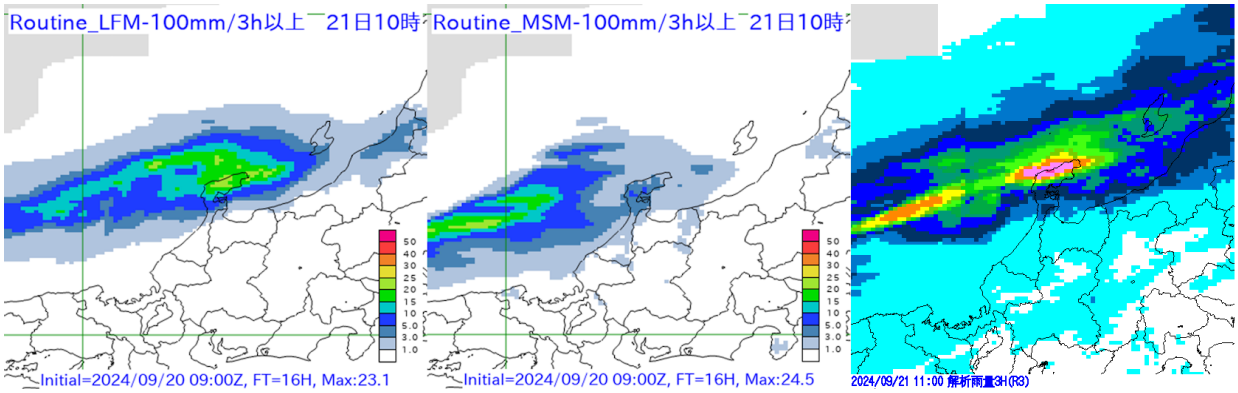

図 3.5.5　2024 年 9 月 21 日 10 時を対象とした（左図）LFM 大雨発生確率ガイダンス、（中央図）MSM 大雨発生確率ガイダンスの FT=16 の予測、（右図）同日 11 時の解析雨量の 3 時間積算値の分布。

ルおよび局地アンサンブル第 4.4 節を入力とした大雨発生確率ガイダンスの開発を進める。

参考文献

加藤輝之, 2017: 図解説　中小規模気象学. 気象庁, 316 pp.

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.

気象庁, 2023: 確率値別出現率図. 令和 4 年度数値予報解説資料集, 気象庁情報基盤部, 528.