## 4.1 全球モデルの開発進捗

# 4.1.1 はじめに

気象庁では、平成 30 年に気象庁が策定した「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」(以下、重点計 画)で示した方向性に沿い、全球数値予報システムの 予測精度向上に向けた開発を継続的に進めている。第 10 世代スーパーコンピュータシステムにおいては、本 田 (2018) で示した計画通り、全球モデル(GSM)の 鉛直・水平解像度の増強、物理過程の継続的な改良を 実施した (気象庁 2021; 気象庁 2022; 気象庁 2024a )。

令和6年3月から運用開始された第11世代スーパー コンピュータシステムにおいてもGSMの予測精度向 上に向けた物理過程開発を進めるとともに、数値予報 モデルの構造を現在及び将来の計算機の構成や特性に 適応させる形での高速化・省資源化も合わせて進める。 令和6年度末に計画しているGSM更新では、前者の 対応として陸面過程・放射過程における気候値更新、後 者への対応としてGSMのフレームの改良、放射過程 の高速化・省メモリ化を導入すべく開発を進めている。

短期予報向けの数値予報モデルのように、植生の状 態の変化や大気微量成分そのものを予測対象としない 場合は、植生の状態やその物理的特性を表すパラメー タ、放射計算の際に考慮する大気微量成分の濃度等に ついて、直接観測値や衛星データからのリトリーブに 基づく気候値データセットを使用する。これら気候値 データセットは、観測手法・データセット作成手法の高 度化や、人間活動・気候変動による変化に合わせて、随 時更新していくことが数値予報モデルの継続的な精度 向上に必要となる。特に、陸面過程や放射過程は、入 力に使う気候値データセットの種類が他の物理過程に 比べて多く、これらが大気の気温や水蒸気の予測精度 に与える影響も大きい。そのため、現在の気候状態を より適切に反映したデータセットの存在が重要になる。

重点計画で示した開発の方向性である GSM の高解 像度化や精緻化を可能にするためには、計算機性能の 向上だけに頼らずに、将来の計算機の構成や特性にモ デルを適応させ高速化・省メモリ化することも重要とな る。そのための開発として、通信の効率化や配列構造 を計算機の特性に柔軟に対応させることを目的に GSM 全体のフレーム改良を進め、その効果を確認してきた (気象庁 2024b)。さらに、個別の過程に注目すると、放 射過程は、計算量・メモリ使用量が多い過程のひとつ として知られている。したがって、放射過程を高速化・ 省メモリ化することは、モデル全体の高速化・省資源 化にも資する。また、放射過程は大気の鉛直構造の表 現等数値予報モデルの基礎的な性能を決める部分であ るため、計算の精緻化・気候値更新等改良のための変 更頻度が多い過程でもある<sup>1</sup>。そのため、見通しが良く 維持管理や改良がしやすい構造になっている等持続的 な開発が可能なコードになっていることも重要である。

本節では、令和6年度末のGSM更新に向けた改良 項目のうち、陸面過程における葉面積指数 (Leaf Area Index; LAI)<sup>2</sup>気候値更新と、放射過程における二酸化 炭素濃度気候値更新及び、高速化・省メモリ化を目的 とした放射過程の再構築の進捗について報告する。

## 4.1.2 陸面過程における LAI 気候値更新

GSM において、陸面過程は大気モデルの下部境界条 件として潜熱・顕熱・運動量・放射の各フラックスを与 える役割をもつ。これらの地表面フラックスは境界層 過程を通じて対流圏下層の予測精度に大きく影響する。 陸面過程では陸面の非一様性を表現するために種々の パラメータを利用しており、植生パラメータの1つに LAI がある。LAI は植生の粗密を表し、陸面過程内に おいて植生の影響を表現するための重要なパラメータ である。LAI の変化は潜熱・顕熱フラックスの予測に 影響を与える。例えば、LAI が増加した場合、植生か らの蒸散量が増えることで潜熱フラックスが増加、顕 熱フラックスが減少する。このため、地域ごとの LAI 分布の特徴をより反映した気候値を利用することによ り潜熱・顕熱フラックスの予測が改善され、これを通 じて GSM の対流圏下層における水蒸気や気温の予測 精度向上に繋がることが期待される。本項では、陸面 過程における LAI 気候値の更新内容および更新による 予測精度への影響について報告する。

### (1) LAI 気候値について

2024 年 12 月時点の GSM では、LAI 気候値に MODIS プロダクト (Myneni et al. 2002) に基づく緯 度帯 (低緯度 (< 23.5°)・中緯度 (≥ 23.5°, < 55°)・高 緯度 (≥ 55°) の 3 区分) および植生種別ごとの月別平 均値を利用している。プロダクトのバージョンは v005 (水平格子間隔 1 km) で、気候値作成に利用したデー タの期間は 2001 年から 2010 年である。本プロダクト は赤色光と近赤外光の反射率観測値と 3 次元植生放射 伝達モデルから LAI を逆解析して作成されている。

現気候値には2つの課題が存在する。1 点目は気候 値作成手法に関する課題である。現気候値では作成時 に緯度帯・植生種別ごとで平均するため、同一緯度帯・ 植生種別における LAI の非一様性が反映されない。2 点目は利用プロダクトに関する課題である。現気候値 の作成以降、作成元データセットが高精度化されたほ か、気候変動に伴い LAI が変化している (全球的に増

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 気象庁 (2024a) の表 3.2.2 の通り、アルベド更新等も含め ると、GSM の更新においてほとんどの場合で何らかの形で 放射過程の変更が関わっている。

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 単位面積当たりの葉 (片面) 面積 [m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>]。

加傾向 (Fang et al. 2019)) がこれらを反映できていな い。これらの課題を解決して現在の気候状態をより反 映した新気候値を作成し、対流圏下層の予測精度を向 上させることを目的に、LAI 気候値の更新に関する開 発を行った。

# (2) LAI 気候値の更新内容

ここでは気候値更新における各変更点の内容と更新 による LAI 分布変化の特徴について述べる。

### 緯度帯・植生種別平均の見直し

新気候値では作成時に緯度帯・植生種別平均を行わ ず、各モデル格子の月別平均値を利用する。この見直 しと合わせて、陸面過程の計算に必要な植生面積指数 (Plant Area Index; PAI)を算出する箇所も変更する。 PAI は緑葉 LAI (緑葉のみを考慮した LAI)、枯葉 LAI、 幹面積指数 (Stem Area Index; SAI)の合計であり、陸 面過程の計算で最終的に必要とするパラメータである。 現・新気候値は MODIS プロダクトの緑葉 LAI から計 算される点は同じであるが、現気候値では緯度帯・植生 種別平均時に PAI を求めるのに対し、新気候値では緑 葉 LAI を陸面過程に入力し、陸面過程の中で格子点ご とに PAI を計算するように変更した。このとき、SAI は Sellers et al. (1996)に基づき植生種別ごとに与え る。枯葉 LAI である LAI<sub>dead</sub> [m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>] は以下の式か ら求める。

$$LAI_{dead} = \max(LAI_{prev} - LAI_{cur}, 0)$$
(4.1.1)

ここで、LAI<sub>prev</sub>, LAI<sub>cur</sub> はそれぞれ、前月の緑葉 LAI [m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>]、当月の緑葉 LAI [m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>] である。

# 利用プロダクトと利用年代の更新

新気候値の作成には現気候値の作成元よりも新しい バージョンの MODIS プロダクト (v006, 水平格子間隔 500m)を用いた。v006の解析アルゴリズムは v005と 同一であるが、精度は v006 のほうが良い (Yan et al. 2016a,b)。これは入力される観測データや土地被覆デー タが v005 に対して高解像度化されており、土地の詳 細な特徴をより表現可能となっているためである。新 気候値の作成に利用するデータの年代についても更新 し、現気候値より新しい期間 (2010 年から 2019 年)を 用いた。

#### 高緯度域の常緑樹における補正処理の追加

高緯度域では冬季に太陽が当たらない時間が長いた め、プロダクト作成に可視光も利用する MODIS プロ ダクトは高緯度域において解析手法に起因する誤差が 大きい。現気候値では緯度帯・植生種別平均を行うこと で精度の悪い高緯度域のデータは穴埋めされていたが、 平均処理の見直しによりこの特性が顕在化した。この 問題に対応するため、Lawrence and Chase (2007)を 参考にして高緯度における常緑樹域を対象に補正処理 を追加した。常緑樹は年間での LAI 変化が小さいと考



図 4.1.1 新気候値と現気候値の LAI の差 [m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>]、(a) 1 月、(b) 8 月。

えられるため、各格子の年最大値に基づく下限値を設 ける。下限値 LAI<sub>min</sub>[m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>] は以下で表される。

$$LAI_{min} = fLAI_{anmax}$$
(4.1.2)

ここで、f, LAI<sub>anmax</sub> はそれぞれ、補正係数、LAI 年最 大値  $[m^2 m^{-2}]$  である。陸面過程の植生種別で常緑樹 を含むものは常緑広葉樹 (EBF)、常緑針葉樹 (ENF)、 落葉広葉樹と常緑針葉樹の混合林 (MF) の3つである。 EBF と ENF は Zeng et al. (2002) の値を採用し、そ れぞれ f = 0.8, f = 0.7 とした。MF は補正対象領域 内の LAI 平均値を比較し、MF での補正による上昇量 が ENF での上昇量の半分程度となるように調整して f = 0.3 とした。

## 更新による変化

気候値更新による1月および8月のLAIの変化分布 を図4.1.1に示す。両月とも地域ごとにLAIの増加・減 少の傾向が分かれている。緯度帯・植生種別平均値で はなく各モデル格子の値を利用することで、熱帯や夏 半球側の森林域で増加し、インドやユーラシア大陸内 陸では減少する等、各地域のLAI分布の特徴がより反 映されるように変化した。また、更新による効果の一 例として、現気候値で各緯度帯の境界に存在していた LAI分布の不連続が新気候値では解消された (図4.1.2 中赤丸)。



図 4.1.2 7月の南米域 (55°S-15°N, 90°W-30°W) におけ る現気候値と新気候値の LAI 分布 [m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>] の違い。図 中の楕円については本文参照。

## (3) LAI 気候値更新による GSM 予測精度への影響

LAI 気候値更新による陸面モデル予測の変化や大気 予測精度への影響を確認するため、オフラインモデル<sup>3</sup> を用いた実験と解析予報サイクル実験を行った。対照 実験としては、2024年3月時点の全球数値予報システ ムの低解像度版 (水平格子間隔約 20 km(Tl959L128)) を用いた。対照実験を CNTL<sub>(LAI)</sub>、新気候値を利用し た実験を TEST<sub>(LAI)</sub> と呼ぶ。

## オフライン実験

オフライン実験では大気強制力に GSWP3 (Global Soil Wetness Project Phase 3) で使用されたデー タ<sup>4</sup>(Kim 2017) を利用してオフラインモデルによる予 測を行う。そして、6時間ごとに気象庁 55年長期再解 析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015)の積雪深解析値で 予測値を置換して次の予測計算の初期値とすることを 繰り返す。図 4.1.3 はオフライン実験による 2000 年 8 月平均の潜熱・顕熱フラックス予測値 [W m<sup>-2</sup>] につ いて、TEST<sub>(LAI)</sub> と CNTL<sub>(LAI)</sub> の差を示す。8 月にお ける LAI の変化 (図 4.1.1(b)) と比べると、各地域の LAI 増加 (減少) に対応して潜熱フラックスが増加 (減 少)、顕熱フラックスが減少(増加)しており、LAIの 変化に対して想定した方向への変化が見られた。また、 CEOP(Coordinated Energy and Water Cycle Observations Project; Roads et al. 2007) の観測データを用 いた検証を行い、気候値更新によりオフライン実験の 潜熱・顕熱フラックス予測値の平均誤差が複数地点で 減少することを確認した (図略)。



図 4.1.3 オフライン実験による 2000 年 8 月平均の (a) 潜熱フ ラックス、(b) 顕熱フラックスの 6 時間予測値の TEST<sub>(LAI)</sub> と CNTL<sub>(LAI)</sub>の差 [W m<sup>-2</sup>]。

# 解析予報サイクル実験

LAI 気候値更新の全球数値予報システムにおける予 測精度へのインパクトを確認するため、解析予報サイ クル実験を実施した。実験は夏期実験として 2023 年 8 月、冬期実験として 2024 年 1 月の 2 期間を対象とし て行った。ここではより大きいインパクトが得られた 夏期実験の結果を述べる。

図 4.1.4 は 2023 年 8 月平均の地上相対湿度および 地上気温の 12UTC 初期値からの 24 時間予測値につ いて、CNTL<sub>(LAI)</sub>の SYNOP 観測に対する平均誤差お よび TEST<sub>(LAI)</sub> と CNTL<sub>(LAI)</sub> の差を示す。ヨーロッ パ域 (図中緑丸) では地上相対湿度予測の多湿バイア スおよび地上気温予測の低温バイアスが見られる (図 4.1.4(a)) が、TEST<sub>(LAI)</sub> では両要素ともそのバイアス を減少させる方向へと変化している (図 4.1.4(b))。ヨー ロッパ域では気候値更新により東欧を中心に広範囲で LAI が減少しており、地上相対湿度と地上気温の変化 傾向はオフライン実験で見られた LAI 減少に対応する 潜熱・顕熱フラックスの変化傾向と整合的である。また、 ヨーロッパ域における地上相対湿度および地上気温の バイアス減少は予報時間によらず見られた (図 4.1.5)。 図 4.1.6 は 2023 年 8 月平均の北半球における相対湿度 および気温の予測値について、ラジオゾンデ観測に対 する平均誤差の予報時間別の鉛直プロファイルを示す。

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> 大気モデルと切り離す代わりに、大気最下層の値を観測値 や解析値等で与え、陸面モデル単体で予報するモデル (草開 2012)。

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> NOAA-CIRES 20th Century Reanalysis (20CR) をベー スとし、降水量・放射量・地上気温を衛星観測値等に基づき 補正したデータ。

各予報時間において CNTL<sub>(LAI)</sub> に見られた対流圏下 層の相対湿度の多湿バイアスおよび気温の低温バイア スについて、TEST<sub>(LAI)</sub> ではそれぞれのバイアスが減 少する方向へと変化した。対流圏下層では両要素の各 予報時間での二乗平均平方根誤差 (Root Mean Square Error; RMSE) も減少している (図略)。対流圏下層に おけるこれらの改善は、気候値更新によるヨーロッパ 等の地域における地表面の潜熱・顕熱フラックスの改 善が境界層過程を通じて影響したものと考えられる。 なお、気候値更新による対流圏中層以上の大気への予 測精度の影響は小さく、主要予測スコアの変化はほぼ 中立であった (図略)。

# 4.1.3 放射過程における改良

#### (1) 放射過程における二酸化炭素濃度気候値の更新

二酸化炭素は温室効果ガスの1つであり、放射過程 における重要な大気微量成分である。GSM では大気 の二酸化炭素濃度として、近似的に全球一様・通年の 気候値を採用している。定期的な二酸化炭素濃度の更 新を行ってきており、近年では 2004 年と 2016 年に更 新が行われている。現在の GSM で用いられている二 酸化炭素濃度は 2013 年の観測値の 396.0 ppmv である (関口ほか (2019))。しかし、年々の二酸化炭素濃度の 上昇により GSM 内での二酸化炭素濃度と最新の濃度 とは乖離が生じている。そこで、最新の二酸化炭素濃 度として報告されている 417.9 ppmv(2022 年の観測値 (WMO (2023))) にアップデートした際の予測精度への インパクトを調査した。

一般に、二酸化炭素濃度が増加することで、長波放 射と短波放射に対して以下に示すインパクトが予想さ れる。大気の光学的厚さが増えることで、長波放射に よる射出・吸収、短波放射による吸収が増加する。これ により、対流圏では長波放射による冷却が弱まり、短 波放射による加熱が強まることとなる。結果として、 対流圏の気温は上がり、同時に地上気温も上昇し、地 表面に届く短波放射の量は減少すると考えられる。ま た、成層圏から上層では主に長波放射による射出が卓 越することで冷却が強まり、気温は下がることが知ら れており、対流圏よりも大きな変化が想定される (浅野 (2011))。一方で、本稿で示す二酸化炭素濃度を踏まえ ると、対流圏での放射過程における二酸化炭素の影響 と濃度の変更量が小さいことから、対流圏での直接的 な加熱率の変化や地表面での放射フラックスの変化は 小さく、主なインパクトは成層圏から上層での冷却と 想定される。

これらの点を踏まえ、二酸化炭素濃度気候値の更新 が全球数値予報システムにおける予測精度に与える影 響を調べるために、解析予報サイクル実験を行い、二酸 化炭素濃度更新前(396.0 ppmv, CNTL<sub>(CO2</sub>))と更新 後(417.9 ppmv, TEST<sub>(CO2</sub>))の比較を行った。図4.1.7 は、解析予報サイクル実験より得られた8月の月平均

解析気温の鉛直プロファイルを示している。二酸化炭素 濃度気候値の増加により、成層圏から中間圏で放射過 程による冷却の強まりが見られ、最大で1K程度の気 温の減少が見られた。対流圏ではごくわずかに加熱の 傾向が見られたが、0.05 K よりも小さい変化量であっ た。これらは前述した二酸化炭素濃度増加による気温 の変化の想定と整合している。図 4.1.8 に、解析予報サ イクル実験で得られた二酸化炭素気候値更新前後での 地表と大気上端における放射フラックスの差を示して いる。いずれの放射フラックスも変化量は数 W m<sup>-2</sup> 程度であることがわかる。また、緯度ごとの帯状平均 を見ると、地表面下向き長波放射が増加、大気上端上 向き長波放射と地表面下向き短波放射(晴天)が減少 傾向であることがわかる。二酸化炭素濃度が増加する ことで大気が光学的に厚くなるため、長波放射は大気 によく吸収・射出されるために下向きの長波放射フラッ クスが増加する。また、その分上向きの長波放射フラッ クスが減少することとなる。短波放射は光学的に厚い 大気を通過するとより吸収が増えるため、地表面に届 く短波放射は減少している。これらも前述の想定と整 合的である。

図 4.1.9 は、解析予報サイクル実験で得られた 2023 年 8 月平均の北半球(20°N–90°N)における気温予測 のラジオゾンデ観測に対する平均誤差である。対流圏 では平均誤差の違いはほぼ見られず、二酸化炭素濃度 変更によるはっきりとした影響は見られなかった。一 方で、成層圏において高温バイアスが減少する傾向が 見られた。二酸化炭素濃度の増加に伴い成層圏での二 酸化炭素による長波放射の冷却が卓越することで、高 温バイアスが緩和されたと考えられる。その他、主要 予測スコアは中立であった(図略)。また、夏実験の結 果を示したが、冬実験においても夏実験と同様のイン パクトの傾向が見られた(図略)。以上のことから、二 酸化炭素濃度気候値の更新による想定されるインパク トが確認され、成層圏の高温バイアスを改善した。

#### (2) 高速化・省メモリ化を目指した放射過程の再構築

近年の計算機性能向上の鈍化に伴い、GSM におけ る高速化・省メモリ化の重要度が増してきている。放 射過程は計算量・メモリ使用量が多い過程であるため、 それを高速化・省資源化することは GSM 全体に対し てメリットとなる。そこで、放射過程内で行っている 計算方法は変えずに、コーディングのみを修正するこ とで高速化・省メモリ化を行った。併せて、今後の開 発の効率化のために見通しがよく可読性の高いコード となるような修正も行った。

具体的に行った修正の一例として、オゾンやエーロ ゾル気候値の内挿について説明する。オゾン濃度は 3 次元の月別気候値であり、気象研究所化学輸送モデ ル MRI-CCM2(Deushi and Shibata (2011))を用いて 1981~2010 年の 30 年間より作成され(水平格子間隔



図 4.1.4 解析予報サイクル実験による 2023 年 8 月平均の (上) 地上相対湿度 [%]、(下) 地上気温 [K] の 12UTC 初期値からの 24 時間予測値。(a) CNTL<sub>(LAI)</sub> の SYNOP 観測に対する平均誤差、(b) TEST<sub>(LAI)</sub> と CNTL<sub>(LAI)</sub> の差。黄色域は晴天日射 分布。図中の楕円については本文参照。

約 110 km(Tl159L64))、1 hPa より上層の気候値は SPARC プロジェクトによる衛星観測に基づく帯状平 均月別気候値 (Randel et al. (1998)) を用いて分布が修 正されている (関口ほか (2019))。エーロゾル濃度も3 次元月別気候値であり、気象研究所全球エーロゾル輸 送モデル MASINGAR(Tanaka et al. (2003)) を用いて いる (水平格子間隔約 270 km(T42L30))。GSM ではこ れらの気候値を、GSM の格子に合うように経度・緯 度・鉛直・時間方向に内挿を行っている。緯度方向の内 挿において、現実装では緯度方向のすべての値を保持 しながら線形内挿を行っている。しかし、線形内挿の 計算においては内挿する点を挟む2点の値のみを保持 すればよい。そこで、新実装では計算において不要な 値を保持しないような修正を行った。他に、使用しな くなった割り付け配列の領域をこまめに解放する等を 行い、省メモリ化を行った。可読性の向上の観点では 気候値の処理の仕方やサブルーチン名の統一等を行っ た。さらに、放射過程の各計算を放射吸収気体・エー ロゾル・雲による光学特性の計算と放射フラックス計 算等に分類し、それぞれのパーツで該当の計算が行わ れるような整理も行った。

以上を踏まえ、高速化、省メモリ化が達成されている か、またコーディングの変更のみを行ったため予測精度 に大きなインパクトがないかといった点について確認 を行った。以下では、対照実験として放射過程の再構築 前と再構築後の比較を行った。GSM の解像度は水平格 子間隔約 13 km(Tq959L128)、並列設定は 966 MPI(う ち 6 ランクは出力専用)・12 OpenMP スレッドとし、計

算機は Cray XC50 を使用した。図 4.1.10 は、ある初期 値における放射過程の各過程(気候値の読み込みと内 挿・短波放射計算・長波放射計算・補正計算等のその他) の132時間予測での所要時間を示している。いずれの 過程においても再構築後において所要時間が短くなっ ており、高速化が達成されていることがわかる。放射 過程全体としては再構築前26秒程度だった所要時間が 再構築後は 21 秒程度となり、おおよそ 20 %所要時間 が削減された。特に気候値の計算では所要時間が約半 分となっている。これはオゾンとエーロゾルの気候値 の内挿における修正によるものと考えられる。続いて、 図 4.1.11 は、ある初期値での事例における MPI ランク 0(12 OpenMP スレッド平均) でのメモリ使用量の変化 を示している。MPI のランク 0 は並列処理の制御や他 ランクからの結果の集約等を行うため、ランク0での メモリの値を代表的な値として示す。横軸は放射過程 のソースコードにおける代表的な処理の前後等、使用 メモリ量を測定した計56か所を示しており、横軸の値 が大きくなるほど放射過程内での計算が進んでいるこ とを示している。放射過程の初期化処理の後、放射過 程のメイン処理となるが、メイン処理のはじめの部分 において再構築前後で大きな差が生じている。ここは オゾン気候値の内挿処理に該当する部分であり、デー タの大きなオゾン気候値の処理を修正したことでメモ リ使用量を抑えることができていることがわかる。ま た、解析予報サイクル実験では予測精度へのインパク トを調べた。いずれの要素においてもわずかな差が見 られる程度で大きなインパクト、特定の変化傾向は見



 図 4.1.5 解析予報サイクル実験による 2023 年 8 月平均の ヨーロッパ域 (WMO の定義における第 VI 地区に属する 観測地点) における予測値の SYNOP 観測に対する平均誤 差。(a) 地上相対湿度 [%]、(b) 地上気温 [K]。横軸は予報 時間 [hour]。青は CNTL(LAI)、赤は TEST(LAI) を表す。

られず、また主要予測スコアも中立であった(図略)。 これらは放射過程の再構築に伴い、計算順序の変更等 に起因する浮動小数点レベルでの誤差に由来する差で あり、放射過程の再構築は高速化・省メモリ化のみに 寄与し予測結果には影響しないことを確認した。

#### 4.1.4 まとめと今後の予定

本節では、令和6年度末導入に向けたGSMの物理 過程改良項目のうち、陸面過程におけるLAI気候値更 新と放射過程における二酸化炭素濃度気候値更新及び 放射過程の再構築について示した。陸面過程の改良に ついて、現在の気候状態をより反映したLAI気候値へ の更新により、地上や対流圏下層を中心に相対湿度や 気温のバイアスが複数地域で低減することを確認した。 放射過程の改良について、二酸化炭素濃度気候値更新 により二酸化炭素濃度増加に伴う対流圏のごくわずか な高温化と成層圏の低温化が見られ、対流圏の予測精 度を維持しつつGSMにおける成層圏の高温バイアス が低減されることを確認した。また、放射過程の再構 築は、放射過程の高速化と省メモリ化を通じたGSM の省資源化に貢献することを確認した。

今後は、本節で示した改良と気象庁 (2024b) で報告 したモデルフレーム改良を合わせた仕様での試験を実



図 4.1.6 解析予報サイクル実験による 2023 年 8 月平均の北 半球 (20°N-90°N) における予測値のラジオゾンデ観測に 対する平均誤差の予報時間別 (FT=0 から FT=264 まで の 24 時間毎)の鉛直プロファイル。(a) 相対湿度 [%]、(b) 気温 [K]。青は CNTL<sub>(LAI)</sub>、赤は TEST<sub>(LAI)</sub> を表す。



図 4.1.7 解析予報サイクル実験による 2023 年 8 月平均の解 析気温 (帯状平均) の鉛直プロファイルの TEST<sub>(CO2</sub>) と CNTL<sub>(CO2)</sub> の差分 [K]。縦軸は気圧 [hPa]。

施し、改善の効果を確認したのち、令和6年度末に全 球数値予報システムを更新する計画である。



図 4.1.8 解析予報サイクル実験による 2023 年 8 月平均 (6 時間おきの初期時刻からの 6 時間予報の値の期間平均) の TEST<sub>(CO2)</sub> と CNTL<sub>(CO2)</sub> の各種放射フラックスの差 [W m<sup>-2</sup>]。(左) 地表面下向き長波放射フラックス、(中) 大気上端上向き長波放射フラックス、(右) 地表面下向き短波放射フラックス (晴天)。



図 4.1.9 解析予報サイクル実験による 2023 年 8 月平均の北 半球 (20°N–90°N) の気温予測のラジオゾンデ観測に対す る平均誤差 [K] の予報時間別 (FT=0 から FT=264 までの 24 時間毎) の鉛直プロファイル。(青) CNTL<sub>(CO2</sub>)、(赤) TEST<sub>(CO2</sub>)



図 4.1.10 予測実験における、132 時間予測での放射過程の 各過程の所要時間 [sec]。clim が気候値の計算、sw が短波 放射計算、lw が長波放射計算、adjust がその他(補正計 算)を示している。(黒)放射過程再構築前、(青)放射過 程再構築後

## 参考文献

浅野正二, 2011: 大気放射学の基礎 (第 2 刷),朝倉書 店, 206–208.



図 4.1.11 予測実験におけるメモリ使用量の変化 [MB]。MPI ランク 0 を測定し、OpenMP12 スレッドの平均値を示し ている。横軸は放射過程内におけるメモリ測定点であり、 値が大きくなるほど放射過程での計算が進んでいくことを 示している。(黒)放射過程再構築前、(青)放射過程再構 築後

- Deushi, M. and K. Shibata, 2011: Development of a Meteorological Research Institute Chemistry-Climate Model version 2 for the Study of Tropospheric and Stratospheric Chemistry. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 62, 1–46.
- Fang, H., F. Baret, S. Plummer, and G. Schaepman-Strub, 2019: An Overview of Global Leaf Area Index (LAI): Methods, Products, Validation, and Applications. *Reviews of Geophysics*, 57, 739–799.
- 本田有機, 2018: NAPS10 における改良計画. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-5.
- Kim, H, 2017: Global Soil Wetness Project Phase 3 Atmospheric Boundary Conditions (Experiment 1) [Data set]. Data Integration and Analysis System (DIAS), URL https://doi.org/10.20783/DIAS. 501.
- 気象庁, 2021: 全球モデルの改良. 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, 31–41.
- 気象庁, 2022: 全球数値予報システムの鉛直層増強、地 表面解析高度化、全球解析の高度化. 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,15-24.

- 気象庁, 2024a: 全球数値予報システムの水平解像度向 上、物理過程改良、全球解析の高度化. 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, 17-29.
- 気象庁, 2024b: 全球モデルの開発進捗. 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, 83–90.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5–48.
- 草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第58 号, 気象庁予報部, 29-41.
- Lawrence, P. J. and T. N. Chase, 2007: Representing a new MODIS consistent land surface in the Community Land Model (CLM 3.0). J. Geophys. Res. Biogeo., 112, G01 023.
- Myneni, R. B., S. Hoffman, Y. Knyazikhin, J. L. Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, X. Song, Y. Zhang, G. R. Smith, A. Lotsch, M. Friedl, J. T. Morisette, P. Votava, R. R. Nemani, and S. W. Running, 2002: Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, 83, 214–231.
- Randel, W. J., F. Wu, J. M. Russell, A. Roche, and J. W. Waters, 1998: Seasonal Cycles and QBO Variations in Stratospheric CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub>O Observed in UARS HALOE Data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 163–185.
- Roads, J., S. Benedict, T. Koike, R. Lawford, and S. Sorooshian, 2007: Towards a new Coordinated Energy and Water-Cycle Observations Project (CEOP): Integration of the Coordinated Enhanced Observing Period (formerly known as 'CEOP') and the GEWEX Hydrometeorology Panel (GHP). URL https://citeseerx.ist. psu.edu/document?repid=rep1&type=pdf&doi= b2a36a515fd5f7a3cc74f4f562de730183d600fd.
- 関口亮平,長澤亮二,中川雅之,籔将吉,2019:放射.数 値予報課報告・別冊第65号,気象庁予報部,66-80.
- Sellers, P. J., C. J. Tucker, G. J. Collatz, S. O. Los, C. O. Justice, D. A. Dazlich, and D. A. Randall, 1996: A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part II: The Generation of Global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data. J. Clim., 9, 706-

737.

- Tanaka, T. Y., K. Orito, T. T. Sekiyama, K. Shibata, M. Chiba, and H. Tanaka, 2003: MASIN-GAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 53, 119–138.
- WMO, 2023: The state of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2022. WMO Greenhouse Gas Bulletin, 19, 1–11.
- Yan, K., T. Park, G. Yan, C. Chen, B. Yang, Z. Liu, R. R. Nemani, Y. Knyazikhin, and R. B. Myneni, 2016a: Evaluation of MODIS LAI/FPAR Product Collection 6. Part 1: Consistency and Improvements. *Remote Sens.*, 8, 359.
- Yan, K., T. Park, G. Yan, Z. Liu, B. Yang, C. Chen, R. R. Nemani, Y. Knyazikhin, and R. B. Myneni, 2016b: Evaluation of MODIS LAI/FPAR Product Collection 6. Part 2: Validation and Intercomparison. *Remote Sens.*, 8, 460.
- Zeng, X., M. Shaikh, Y. Dai, R. E. Dickinson, and R. Myneni, 2002: Coupling of the Common Land Model to the NCAR Community Climate Model. J. Clim., 15, 1832–1854.

### 4.2.1 はじめに

数値予報開発センターでは、全球に関する数値予報 システム(全球モデル (GSM)、全球解析 (GA)、全球 アンサンブル予報システム(全球 EPS))の改良をな るべく同時に現業化できるよう開発を進めている。全 球 EPS について、予報モデル本体に最新の GSM の改 良を取り込むとともに、アンサンブル手法としての高 度化の開発を進めており、GSM, GA の改良とともに 2025 年 3 月の現業化を目指している。

今回、全球 EPS の改良予定項目について性能を評価 するための実験を行い、メモリ使用量削減や高速化に よる省資源化、熱帯の予測のばらつきの適正化や確率 予測精度の向上など想定した効果が得られることを確 認した。本稿では、改良予定項目の概要と実験結果に ついて述べる。

# 4.2.2 改良予定項目の概要

全球 EPS で使用する予報モデルを 2025 年 3 月に 導入予定の GSM (変更点については第 4.1 節、気象 庁 (2024a) 参照) に更新する。これにより全球 EPS と GSM の予測特性の整合性が維持され、GSM による予 測に関する確率予測情報を適切に作成できることが期 待される。また、モデルフレームの改良によりメモリ 使用量が削減されることから、18 日先予測まで1メン バーあたりのノード数を5から4に減少させ、ルーチン 実行時の省資源化を狙う。モデルフレームの改良は解 像度変換や特異ベクトル (SV) 計算にも適用し、GSM と揃えた。

加えて、全球 EPS 独自の変更として確率的水蒸気プ ロファイル参照 (SHPC) 法の導入と、それに合わせた 熱帯の SV による初期摂動の振幅調整 (0.2 から 0.12 に 変更)、海面水温 (SST) 摂動のリセンタリングの変更を 行う。SHPC 法については以下で詳しく述べる。SST のリセンタリングの変更については気象庁 (2024b) を 参照していただきたい。

確率的水蒸気プロファイル参照 (SHPC; Stochastic Humidity Profile for Convective parametrization) 法は、積雲対流過程における不確実性を表現するた め、積雲対流過程の入力となる水蒸気プロファイル に摂動を与える手法である。Tompkins and Berner (2008) や米国環境予測センター (NCEP) で開発された SHUM(Stochastically perturbed boundary layer HU-Midity; Zhu et al. (2018)) を参考に開発を行った。具 体的には、水平方向には確率的物理過程強制 (SPPT) 法で用いているような時空間相関を持った乱数パター ンを用い、鉛直方向にはモデル最下層を振幅最大とし て上層は対数気圧で指数関数的に減少する形で、積雲 対流過程の入力の相対湿度のプロファイルに摂動を加 える。積雲対流過程から返ってくる時間変化率は摂動

SHUM (m01,mem=01p,FT=264



図 4.2.1 SHPC 法で用いる乱数パターンの例。

を加えていない元のプロファイルに足し込む。

図 4.2.1 に水平方向の乱数パターンの例を示す。球 面調和関数の最大波数20までで乱数を生成し、時間方 向の相関スケールは72時間、鉛直方向の減衰スケール は対数気圧で 0.8、振幅調整のパラメータは 0.005(乱 数の分散に比例するパラメータ。最下層の相対湿度の 標準偏差に換算すると約4%となる)、摂動の最大値 が±0.1(10%)となるようにした。最大波数と時間方 向の相関スケールは全球 EPS が主にターゲットとする 総観規模の現象の時空間スケールからおおよその値を 決め、SHPC を適用したアンサンブル予報実験におけ るスプレッドの成長を参考に鉛直方向の減衰スケール と摂動の振幅を決めた。摂動の振幅に関しては熱帯対 流圏下層の相対湿度の解析値の気候学的な変動幅と比 べて十分に小さいことも確認した(図略)。また、最大 振幅の摂動を加えたときに相対湿度が0%から100% の範囲外にならないように振幅を縮小する。

本手法の狙いはスプレッドが不足している熱帯にお いてスプレッドを増加させるとともに、ばらつきの不 足を補うために過剰に与えている熱帯 SV による初期 摂動の振幅を小さくすることにより、熱帯の予測のば らつきを適正化し、確率予測精度を向上させることに ある。このため、SHPC 法の導入に合わせて、熱帯 SV による初期摂動の振幅を現行の 60 %に縮小する変更を 加えた。

本変更のインパクトを見るため、2024 年 3 月時点 の現業システム相当の 12UTC の全球サイクル解析値 を初期値とする 13 メンバーの全球 EPS 予測を CNTL 実験とし、これに対して SHPC 法の導入と熱帯初期摂 動の振幅調整をした TEST 実験を行った。実験期間は 2021 年夏(2021 年 7 月 21 日~2021 年 9 月 11 日初期 値)と 2022 年冬(2021 年 12 月 21 日~2022 年 2 月 11 日初期値)とした。

図 4.2.2 に検証結果の例を示す。スプレッドスキル1

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> *c*×(スプレッド/アンサンブル平均 RMSE)<sup>2</sup> で定義し、1



図 4.2.2 SHPC 法の適用と熱帯 SV の初期摂動振幅調整を行った実験における、熱帯 250 hPa の東西風のスプレッドスキル (左)、対解析値 CRPS[m/s](中)、5 mm/24h を閾値とする降水確率予測の対アメダス観測値のブライアスキルスコア (BSS) (右)。上段が 2021 年夏、下段が 2022 年冬。横軸は予報時間で FT=264 まで示す。緑線が CNTL、赤線が TEST、紫線は中 図が CRPS の変化率((TEST-CNTL)/CNTL[%]、右縦軸)、右図が BSS の TEST-CNTL(右縦軸)。中図の黄色 ▽ は TEST が CNTL に対してブートストラップ法で有意水準 5 %で有意に減少していることを示す。左図は 1(黒線)が理想的 なアンサンブルにおけるスプレッドの大きさ。

でみると熱帯域では予測初期の過剰なばらつきが軽減 した一方で、FT=96 以降はスプレッドが拡大し、理想 的なばらつきに近づいている。これに合わせて、対解析 値の CRPS<sup>2</sup>も予報時間全体にわたって改善している。 中高緯度については、CRPS はおおよそ中立から小幅 な改善となった(図略)。日本付近の降水確率予測のブ ライアスキルスコア (BSS) も 2021 年夏で改善が見ら れる。これは降水予測がよりばらつくようになって信 頼度が改善し、より実況を捕捉できるようになったた めである(図略)。

### 4.2.3 総合性能評価試験

前項で説明した変更をすべて適用した総合性能評価 試験を実施した。主に週間予報の時間スケールまでを 対象とし、最新の夏期間、冬期間について実施する連 続初期日型実験と、1か月予報までの時間スケールを 対象とし、過去 30年の月末初期日について実施する再 予報型実験を行い、それぞれ検証を行った。

#### (1) 連続初期日型実験

2024 年 3 月時点の現業の全球サイクル解析・全球 EPS 相当のシステムを用いた実験を CNTL 実験とし、 これに第 4.2.2 項で示した変更を加え、2025 年 3 月に 導入予定の GSM (変更点については第 4.1 節、気象庁 (2024a) 参照)の総合性能評価試験のサイクル解析値 を用いた実験を TEST 実験とした。実験期間は以下の 通り。

• 夏実験: 2023 年 6 月 21 日~2023 年 10 月 11 日

• 冬実験: 2023年11月21日~2024年3月11日

それぞれ 12UTC 初期値の 51 メンバー、264 時間予測 を実行した。

図 4.2.3 に夏実験における主要な要素のスプレッド スキルを示す。熱帯では対流圏上層を中心に予測初期 で過剰なばらつきが減少し、FT=72 程度より先でいず れの要素もばらつきが増加して理想的なばらつきに近 づいている。冬実験も同様であった(図略)。

図 4.2.4 に図 4.2.3 と同じ要素の夏実験の対解析値の CRPS を示す。熱帯ではスプレッドの適正化に伴い、 CRPS が改善している。中高緯度ではおおよそ中立か ら小幅な改善の要素が多いが、夏実験の北半球の中下 層については予測初期で CRPS が若干悪化している。 これは葉面積指数 (LAI) 気候値の更新に伴う変化と考 えられ、陸上を中心に下層気温のバイアスの変化やそ れに伴う CRPS の変化が見られているが、北半球の対 従来型観測値の CRPS では悪化は見られない(図略)。 また、冬実験についてはこの悪化は見られず、その他 は夏実験と同様に中高緯度は中立から小幅な改善、熱 帯は改善となっている(図略)。

図 4.2.5 に降水確率予測の対アメダス観測値の BSS を示す。夏実験では予測前半を中心に改善が見られる。 冬実験はおおよそ中立である。ブライアスコアを信頼 度、分離度、不確実性に分解してみると、夏実験では 主に信頼度で改善が見られ(図略)、降水の予測がより ばらつくようになったことで信頼度が改善し、BSS の 改善につながったと考えられる。図 4.2.6 に 2023 年 6 月 24 日 12UTC 初期値の FT=72 の前 24 時間降水量

より大きいときはスプレッドが理想的な状態より過大である ことが示唆される。c は指標のメンバー数依存性を排除する ためのメンバー数に関する係数である。

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Continuous Ranked Probability Score の略で、閾値 t 以下となる確率予測に対するブライアスコアを  $\int_{-\infty}^{\infty} dt$  で積分したもの。値が小さいほど精度が高いことを意味する。



図 4.2.3 夏実験における予報時間ごとのスプレッドスキル。左から海面更正気圧、850 hPa 気温、500 hPa 高度、250 hPa 東 西風、250 hPa 気温。上から検証領域が北半球(90 °N − 20 °N)、熱帯(20 °N − 20 °S)、南半球(20 °S − 90 °S)。緑線が CNTL、赤線が TEST。1(黒線)が理想的なばらつきを表す。



図 4.2.4 図 4.2.3 と同様、ただし対解析値の CRPS を表す。左から海面更正気圧 [hPa]、850 hPa 気温 [K]、500 hPa 高度 [m]、 250 hPa 東西風 [m/s]、250 hPa 気温 [K]。紫線は変化率((TEST–CNTL)/CNTL[%]、右縦軸)で、水色の △、黄色の ▽ はそれぞれ、TEST が CNTL に対してブートストラップ法で有意水準 5 %で有意に増加、減少していることを表す。



図 4.2.5 夏実験(左)、冬実験(右)における 5 mm/24h を
 閾値とする降水確率予測の対アメダス観測値の BSS。緑線
 が CNTL、赤線が TEST、紫線が TEST-CNTL(右縦
 軸)を表す。

予測の1 mm/24h の超過確率と対応する時刻の解析雨 量を示す。CNTL と比べ TEST の方が北日本(赤丸) への降水域の広がりが見られるメンバーが多く、より 実況を捕捉している。

アンサンブル平均の台風進路予測誤差や台風接近確 率の BSS についてはほぼ中立であった(図略)。台風 の中心気圧に関しては TEST の方がばらつきが大きく なる事例があり(図略)、これは SHPC 法の導入によっ て台風周辺で降水のつき方のメンバー間のばらつきが 大きくなり、台風の発達の程度が変化したためと考え られる。

実行時間についてはモデルフレームの改良により高 速化される一方で、ノード数を減らすことから、トー タルでは 264 時間予報で 5 分程度(15 %程度)増加し た。ただし、ルーチン実行上の提供目標時間には十分 に間に合う見込みである。

### (2) 再予報型実験

予測 12 日以降の評価のための実験として、再予報型 実験を実施した。CNTL、TEST ともに大気初期値は JRA-3Q を用い、1991 年~2020 年での月末の 12UTC 初期値の予測のみを対象とした 13 メンバーで評価した。

図 4.2.7 (左) に冬 (12,1,2 月) 初期日の熱帯域にお ける 200hPa 速度ポテンシャルのスプレッドの変化を 示す。CNTL のスプレッドは予報開始から 4 日目にか



図 4.2.6 2023 年 6 月 24 日 12UTC 初期値の FT=72 の前 24 時間降水量予測の 1 mm/24h の超過確率(左:CNTL、中: TEST)と対応する時刻の解析雨量(右)。左図・中図の等値線はアンサンブル平均の海面更正気圧を表す。



図 4.2.7 再予報型実験における熱帯域での 200hPa 速度ポ テンシャルのスプレッド(左)とスプレッドスキル(右) の予報時間時系列。バイアス補正なし。冬初期日サンプル の結果。黒線は CNTL、赤線は TEST を表す。

けて減少し、その後増加に転じている。これは熱帯 SV の初期摂動により 200hPa 速度ポテンシャルに対して 予報初期に過大なスプレッドとなっていたことが原因 である。TEST では熱帯 SV の初期摂動の振幅を小さく 調整したためこの挙動が改善し、予報開始から一貫し て予報時間とともにスプレッドが増加している。さら に SHPC 法の導入により予報4日目以降では TEST の 方が CNTL よりもスプレッドが大きい。図 4.2.7(右) のスプレッドスキルでみると予報5日目以降に TEST の方が CNTL よりも理想的な値である1に近い値で推 移していることが確認できる。

図 4.2.8 に北半球域のアンサンブル平均のアノマリー 相関係数の差(TEST-CNTL)を示す。春の 200hPa 流 線関数ではやや改善傾向、夏の 850hPa 気温と 850hPa 流線関数はやや悪化傾向であるが、いずれの季節・要 素でも変化が小さく概ね中立の結果となった。平均誤 差についても同様に概ね変化が小さく、中立の季節・ 要素が多かった(図略)。

# 4.2.4 まとめと今後の予定

全球 EPS について、予報モデルの更新に加え、SHPC 法の導入、熱帯 SV による初期摂動の振幅調整、SST 摂動のリセンタリングの変更を行った総合性能評価試 験を実施した。モデルフレームの改良による省メモリ 化や高速化により、全球 EPS の 18 日先までの予測で 用いるノード数を減らすことができた。SHPC 法の導 入と熱帯 SV の初期摂動の振幅調整により、熱帯の予 測のばらつきが適正化され、熱帯を中心に確率予測精 度が改善し、夏季の日本付近の降水確率予測も改善し た。また、予報モデル更新のうち LAI 気候値の変更に よると考えられる陸上の下層気温の予測の変化が見ら れた。

いずれもそれぞれの変更点から想定される変化であ り、総合的には予測精度の向上と省資源化が確認でき た。今後はこれらの変更を適用した業務化試験を実施 し、2025年3月を目処に現業システムへ適用すること を目指して開発を進める。

#### 参考文献

- 気象庁, 2024a: 全球モデルの開発進捗. 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, 83–90.
- 気象庁, 2024b: 全球アンサンブル予報システムの開発. 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, 91–92.
- Tompkins, A. M. and J. Berner, 2008: A stochastic convective approach to account for model uncertainty due to unresolved humidity variability. J. Geophys. Res., 113, D18101, doi:10.1029/2007JD009284.
- Zhu, Y., X. Zhou, W. Li, D. Hou, C. Melhauser, E. Sinsky, M. Peña, B. Fu, H. Guan, W. Kolczynski, R. Wobus, and V. Tallapragada, 2018: Toward the Improvement of Subseasonal Prediction in the National Centers for Environmental Prediction Global Ensemble Forecast System. J. Geophys. Res., 123, 6732–6745.



図 4.2.8 再予報型実験でのアンサンブル平均のアノマリー相関係数の差(TEST-CNTL)。北半球域、バイアス補正なし。上 段は左から 500hPa 高度、850hPa 気温、海面更正気圧、下段は左から 200hPa 流線関数、850hPa 流線関数。各図内は左か ら冬、春、夏、秋でそれぞれ検証した結果を示す。検証の対象とした予報時間は図中の凡例を参照。

# 4.3 メソモデルの物理過程改良に向けた開発

### 4.3.1 はじめに

メソモデルは日本域を予報領域とした水平解像度 5 km の予測システムとなっており、防災気象情報や 航空気象情報の作成支援、降水短時間予報への入力を 主な目的としている。また、局地モデルへの側面境界 値を提供している。

気象庁が策定した「2030年に向けた数値予報技術開 発重点計画」では、3日前から河川流域雨量や高潮予 測に基づいた広域避難を可能とするため、メソモデル 等の延長予測により台風などに伴う大雨・高潮の予測 精度向上を図り、高精度かつ整合性のある数値予報プ ロダクトを提供するとしている。この目標に資するた め、2022年6月から00,12 UTC 初期値の予測期間を 51時間から78時間に延長した。対流圏上部〜成層圏 下部の衛星観測データを利用するため、モデル上端高 度を21.8 km(約40 hPa)から37.5 km(約5 hPa) に引き上げた。さらに、延長予測に先立って2022年3 月には予測精度を改善するため雲・放射、境界層、陸 面及び海面などの物理過程の全般的な改良を行った(気 象庁 2022)。

本節では、2025年度出水期前更新予定のメソモデル の改良に向けた物理過程開発の概略とこれまでの検証 実験で得られた予測特性の変化について報告する。

#### 4.3.2 境界層過程の計算安定性向上

メソモデルは境界層過程に改良 Mellor-Yamada レベ ル3スキーム (MYNN3; Nakanishi and Niino 2009) を利用している。計算安定性向上のための様々な改良 がこれまでに行われており (西本 2020)、基本的に安定 に計算が行うことができる一方で、大きな乱流エネル ギーが長時間維持されるような場では、稀に安定に計 算が行えずに数値振動を起こすことがある。実際に数 値振動が発生した事例における液水温位フラックスの 高度時間断面を図 4.3.1 に示す。境界層で発生する数値 振動は鉛直方向に4格子程度の波長を持ち、2タイム ステップ周期で振動しながら徐々に振幅を増やしてい く特徴がある。今回の MSM 更新ではこの数値振動を 抑えるための改良を計画している。

以下の式において、物理量 $\phi$ に対して $\overline{\phi}$ はその格子 平均値を、 $\phi'$ は格子平均からの変動量を表す。また説 明のない変数の意味は西本 (2020)に従う。MYNN3 で は液水温位 $\theta_1$ と総水混合比 $q_w$ に関する 3 つの 2 次モー メント<sup>1</sup> $\overline{\theta_1'^2}, \overline{q_w''}, \overline{\theta_1'q_w'}$ の予報方程式を積分し、時間発展 を計算する。また液水温位、総水混合比のフラックス  $\overline{w' heta'_{l}}, \overline{w'q'_{w}}$ を次の式に従って診断する。

$$\overline{w'\theta_{1}'} = -q\ell S_{\text{H2.5}} \frac{\partial\theta_{1}}{\partial z} + \frac{\ell E_{\text{H}}}{q} \frac{g}{\Theta_{0}} \left\{ \beta_{\theta} \left( \overline{\theta_{1}'^{2}} - \overline{\theta_{1}'^{2}}_{2.5} \right) \right. \\ \left. + \beta_{q} \left( \overline{\theta_{1}'q_{\text{w}}'} - \overline{\theta_{1}'q_{\text{w}2.5}'} \right) \right\}$$

$$(4.3.1)$$

$$\overline{w'q'_{w}} = -q\ell S_{\text{H}2.5} \frac{\partial \overline{q_{w}}}{\partial z} + \frac{\ell E_{\text{H}}}{q} \frac{g}{\Theta_{0}} \left\{ \beta_{\theta} \left( \overline{\theta'_{1}q'_{w}} - \overline{\theta'_{1}q'_{w}}_{2.5} \right) + \beta_{q} \left( \overline{q''_{w}} - \overline{q''_{w}}_{2.5} \right) \right\}$$

$$(4.3.2)$$

(4.3.1), (4.3.2) の右辺第 2 項は逆勾配項と呼ばれ、 数値振動は逆勾配項に含まれる  $\overline{\theta_{1}^{\prime 2}} - \overline{\theta_{1}^{\prime 2}}_{2.5}, \overline{q_{w}^{\prime 2}} - \overline{q_{w}^{\prime 2}}_{2.5}, \overline{\theta_{1}^{\prime q}}_{w} - \overline{\theta_{1}^{\prime q}}_{w2.5}$ という量が振動することによって 発生する。これら 3 つの量の時間発展を近似的に表す 方程式を導出して安定性解析を行うと、安定に計算が 行える積分時間間隔の上限  $\Delta t_{\max}$  が存在することが示 せる (西本 2024)。 $\Delta t_{\max}$  は次式で表される。

$$\Delta t_{\max} = \left\{ \frac{\ell E_{\rm H}}{q} \frac{g}{\Theta_0} \frac{\partial \overline{\theta_{\rm v}}}{\partial z} (\alpha_c S_{\rm H2.5} B_2 \ell^2 m^2 - 1) \right\}^{-1}$$
(4.3.3)

$$\left(\frac{\partial \overline{\theta_{\mathbf{v}}}}{\partial z} = \beta_{\theta} \frac{\partial \overline{\theta_{\mathbf{l}}}}{\partial z} + \beta_{q} \frac{\partial \overline{q_{\mathbf{w}}}}{\partial z}\right)$$

ただし、m は数値振動の鉛直波数を表す<sup>2</sup>。また  $\alpha_c$  は リチャードソン数や乱流エネルギーから診断される係 数である<sup>3</sup>。 $\Delta t_{\rm max}$  は成層の安定度が高い程小さい値を 取る性質がある。

今回の MSM 更新では、 $\Delta t_{\text{max}}$  が MSM の時間積分 間隔  $\Delta t$  を下回った格子では、安定性条件を満たすよ うに逆勾配項の係数  $E_{\text{H}}$  を  $\Delta t_{\text{max}}/\Delta t$  倍に補正するよ うに変更を行う予定である。ただし、乱流が発達して おらず計算安定性上の問題が発生しないような状況で も、成層の安定度が強い場合には  $\Delta t_{\text{max}}$  が  $\Delta t$  を下回 ることがある。逆勾配項の補正は計算安定性担保のた めの人為的な措置であることから、数値振動が起こっ ていない状況ではなるべく働かないよう、補正の発動 条件に以下を追加する。

$$\left| \beta_{\theta}^{2} \left( \overline{\theta_{1}^{\prime 2}} - \overline{\theta_{1}^{\prime 2}}_{2.5} \right) + 2\beta_{\theta}\beta_{q} \left( \overline{\theta_{1}^{\prime}q_{w}^{\prime}} - \overline{\theta_{1}^{\prime}q_{w}^{\prime}}_{2.5} \right) + \beta_{q}^{2} \left( \overline{q_{w}^{\prime 2}} - \overline{q_{w}^{\prime 2}}_{2.5} \right) \right| > 2 \ [\mathrm{K}^{2}]$$

$$(4.3.4)$$

 $^2$ 境界層過程内で実際に計算を行う際は鉛直層間隔  $\Delta z$  と経験的に定めた比例係数 S=0.225を用いて簡易的に

$$m = S \frac{2\pi}{\Delta z}$$

のように見積もる。

<sup>1</sup> 変動量の n 個の積の格子平均値を n 次モーメントと呼ぶ。

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> 詳細は Nakanishi and Niino (2009) を参照。

(4.3.4) の左辺は  $\overline{w'\theta'_1}, \overline{w'q'_w}$  の逆勾配項に  $\beta_{\theta}, \beta_q$  をそれ ぞれ掛けて足し合わせた量に比例し、逆勾配項の大き さを表す指標の1つとみなすことができる。

図 4.3.1 の事例において、液水温位フラックスの数 値振動が存在したタイムステップの数を図 4.3.2 に示 す。また逆勾配項の補正が発動する条件を満たしたタ イムステップの数を図 4.3.3 に示す。振動回数の多い場 所と補正の発動条件を満たした場所はよく対応してお り、補正の発動条件がある程度適切であることが確認 できる。また図 4.3.1 の事例に対して FT=62 以降で今 回の変更を適用した場合の結果を図 4.3.4 に示す。比較 的弱い振動は変更を適用しても残ってしまう<sup>4</sup>一方で、 FT=63 (図中の 216 ステップ)付近で見られていた強 い振動が抑えられていることが確認できる。

これ以外の過去に強い数値振動が発生した事例につ いても今回の変更を加えることで振動が抑えられるこ とを確認した。また MSM の予測精度に有意な変化が 見られないことも確認した。



図 4.3.1 2022 年 9 月 26 日 00UTC 初期値の MSM で計算 された台風第 17 号付近での FT=61~63 の液水温位フラッ クス [Kms<sup>-1</sup>] の高度時間断面。縦軸は高度 [m]、横軸は FT=61 からのタイムステップ数をそれぞれ表す。



図 4.3.2 図 4.3.1 と同じ初期時刻の MSM78 時間予報で液 水温位フラックスの振動が発生していたタイムステップの 回数



図 4.3.3 図 4.3.1 と同じ初期時刻の MSM78 時間予報で逆 勾配項補正の発動条件を満たしたタイムステップの回数



# 4.3.3 標高オリジナルデータセットの更新と地形性 乱流形状抵抗の導入

#### 標高オリジナルデータセットの更新

2024 年 12 月現在の MSM では、モデルの地形作成 に必要な標高オリジナルデータセットとして、水平解 像度が約 1 km の GTOPO30 (Gesch et al. 1999) を 利用している。次期 MSM 更新では、このデータセッ トをより高解像度(水平解像度約 90 m)で高精度な MERIT DEM (Yamazaki et al. 2017) に置き換える予 定である<sup>5</sup>。

MERIT DEM から新たに作成した MSM のモデル地 形を GTOPO30 から作成した現ルーチンのモデル地形 と比較すると、日本では中部山岳など山岳域で地形標 高がやや高くなる特徴がみられた(図 4.3.5)。メソ解 析を含めて地形データを MERIT DEM に変更した解 析予報サイクル実験<sup>6</sup>では、元の地形の実験に比べて、 冬期間の下層の高度や地上気圧を中心に予測精度の改 善が確認された。

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> (4.3.3) を導出する過程で用いた近似の誤差や、補正の発動 条件に加えた (4.3.4) の影響が原因として考えられる。

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> LFM や GSM では 2023 年 3 月のモデル更新時に標高オ リジナルデータセットを刷新し、既に MERIT DEM を利用 したモデル地形に置き換えている (気象庁 2023a,b)。

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> 検証期間(予報モデルの実験期間)は 2023 年 7 月 1 日か ら 8 月 15 日まで(夏期間)と 2023 年 1 月 1 日から 2 月 28 日まで(冬期間)とした。



図 4.3.5 MSM のモデル地形の標高 [m]。 (a) GTOPO30 から作成したモデル地形、 (b) MERIT DEM から作成したモデル 地形、 (c) その差(MERIT DEM 地形 - GTOPO30 地形)。

# 地形性乱流形状抵抗の導入

MSM の系統誤差として、対流圏下層や地上に強風 バイアスが存在することが統計検証から分かっている。 風は水蒸気の輸送に関わるため、降水の予測精度向上 に対しても風速の系統誤差の縮小は必要と考えられる。 現在の MSM ではサブグリッドの地形起伏の影響を考慮 しておらず、強風バイアスの一因になっている可能性が ある。そこで、サブグリッドスケールの地形性乱流によ る抵抗の効果を表現するために、Beljaars et al. (2004) の TOFD (Turbulent Orographic Form Drag) スキー ムを MSM に導入することを試みた<sup>7</sup>。なお、LFM へ の TOFD の導入 (気象庁 2023a) と同様に、モデル地形 の標高オリジナルデータセットの更新にあわせて、サ ブグリッドの地形起伏を表現する各モデル格子の標高 標準偏差は MERIT DEM から算出した。地形データ に適用するバンドパスフィルタの値は、Beljaars et al. (2004)では解像度が約1kmのGTOPO30の利用を想 定して 2 km-20 km とされているが、MERIT DEM ではより微細な地形構造を反映できることから、MSM の解像度も考慮して 400 m-10 km に設定した。この 変更に伴い、フィルタ幅に依存する TOFD の係数の値 も変更した。

MSM における TOFD 導入のインパクトを確認する ため、解析予報サイクル実験での影響評価を実施した。 この際、モデル地形を GTOPO30 から MERIT DEM に変更した実験を CNTL、その変更に TOFD の導入を 加えた実験を TEST とした<sup>6</sup>。このように実験設定す ることで、CNTL 及び TEST のモデル地形、TEST の サブグリッド地形を全て MERIT DEM に統一した条 件で TOFD の効果を評価できるようにした。CNTL と TEST の対ラジオゾンデ検証の FT=24 における水平 風速の鉛直プロファイルを図 4.3.6 (夏期間) と図 4.3.7 (冬期間) に示す。夏冬ともに下層の強風バイアスがや や縮小し、二乗平均平方根誤差 (RMSE) が減少して いることがわかる。また、対アメダス検証においても、 夜間中心の地上の強風バイアスが軽減され、RMSE が 改善していることを確認した。さらに、気温や水蒸気 などの他の気象要素に対しても地上や下層を中心に改 善傾向がみられ、対解析雨量検証では、見逃し率と空 振り率の双方が低下しており、エクイタブルスレット スコア (ETS) がやや改善していることが確認できた。

次に、TOFD の導入によってメソスケールの気象場 が改善した特徴的な事例を紹介する。2023年2月19日 00UTC を対象とした関東地方の下層 (850 hPa) の風 の分布を図 4.3.8 に、地上の気温と風の分布を図 4.3.9 に示す。MSM では、関東地方の地表付近の冷気層に関 連して形成される局地前線が実況よりも寒気側に予測 される系統誤差が報告されており (原 2014; 河野ほか 2019; Suzuki et al. 2021)、本事例でも同様に局地前線 が寒気側にずれて予測された。CNTL(図 4.3.9 (a) ) と TEST (図 4.3.9 (b))の地上気温を比較すると、東 京都から千葉県、茨城県付近にかけて形成されている 局地前線が TEST では CNTL より南の暖気側にシフ トしており、位置ずれは依然残るものの、解析値(図 4.3.9 (d))の位置にやや近づいた。このように局地前 線の位置ずれが縮小する変化は、他の初期時刻や他の 事例でも確認できた。本事例では低気圧の接近に伴い、 地上付近を除いた下層の広い範囲で南西風が強まって おり(図4.3.8)、関東平野内陸の冷気層は山地の風下 に位置していた。TEST では冷気層上部の風速が弱ま り、冷気層の厚みが増加していた。モデルの各過程に よる温位の時間変化率を調べると、冷気層付近の温位 変化は境界層過程と力学過程が支配的であった。TEST では TOFD によって山地風下の風速が低下することで 乱流混合と移流による加熱が弱まっていた。結果とし て、TEST では冷気層が CNTL よりも維持されやすく なり、局地前線が寒気側に位置ずれする誤差が小さく なったと考えられる。なお、本事例において関東平野 では降水はほとんどなく、降水蒸発などの影響は小さ かった。

# 4.3.4 気孔抵抗最小値の調整

2022年3月に更新した MSM では、陸面の蒸発散フ ラックス定式を改良したことにより、対流圏下層や地

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> TOFD スキームは GSM には 2020 年 3 月 (気象庁 2021) に、LFM には 2023 年 3 月 (気象庁 2023a) にそれぞれ導入 された。



図 4.3.6 夏期間の対ラジオゾンデ観測の風速 [m/s] の検証結果 (FT=24) 。左が平均誤差、中央が二乗平均平方根誤差 (RMSE) 、右が RMSE の TEST と CNTL の差。縦軸は気圧 [hPa] でエラーバーは 95% 信頼区間を表す。平均誤差および RMSE の 図(左、中央)において、赤線は TEST、青線は CNTL。



図 4.3.7 図 4.3.6 と同様。ただし、冬期間の検証結果。



図 4.3.8 2023 年 2 月 19 日 00UTC を対象とする 850 hPa の風速 [kt]。 (a) CNTL の予測値、 (b) TEST の予測値、 (c) TEST と CNTL の予測値の差、 (d) TEST の解析値。ただし、 (a), (b), (c) は 2023 年 2 月 17 日 12UTC 初期値の FT=36。



図 4.3.9 図 4.3.8 と同様。ただし、地上の気温 [℃] (カラー及び等値線) と風速 [kt] (矢羽)。

上の気温・水蒸気量誤差を縮小した。一方で、中国大陸北部では夏に対流圏下層で高温バイアスがみられるようになった。今回の MSM 更新では、そのバイアスを軽減することを目的として、蒸発散フラックス定式に用いるパラメータのうち、気孔抵抗最小値(*r<sub>s,min</sub>*)を調整した。

MSM では、潜熱フラックスに植生からの蒸散を考慮している。蒸散フラックス *E*tr は以下のように表す。

$$E_{tr} = \rho_s (1 - f_{intc}) f_{veg} \psi_{stm} C_h U_a (q_{sat}(T_s) - q_{v1})$$
(4.3.5)

ここで、 $\rho_s$  は地表面付近の大気密度、 $f_{intc}$  は地表面 保水(植生による遮断降水など)の被覆率、 $f_{veg}$  は植 生被覆率、 $\psi_{stm}$ は植生からの蒸散を考慮するための係数、 $C_h$ は熱フラックスにおけるバルク係数、 $U_a$ は接地境界層内を代表する風速、 $q_{v1}$ はモデル大気最下層の比湿、 $q_{sat}(T_s)$ は地表面温度 $T_s$ における飽和比湿である。 $\psi_{stm}$ は以下のように表す。

$$\psi_{stm} = \frac{\frac{1}{r_s}}{C_h U_a + \frac{1}{r_s}} \tag{4.3.6}$$

 $r_s$ は気孔抵抗で、Noilhan and Planton (1989) に基づ き、日射量・土壌水分・飽差・気温に依存して以下の ように決める。

$$r_s = \frac{r_{s,\min}}{\text{LAI}} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1}$$
(4.3.7)

ここで、LAI は葉面積指数(Leaf Area Index)、F<sub>1</sub>, F2, F3, F4 はそれぞれ日射量・土壌水分・飽差・気温依 存関数である。MSM では r<sub>s.min</sub> に全格子固定値 250 s m<sup>-1</sup>を与えているが、Schulze et al. (1994) などでも述 べられているように、植生種別や葉の分布、養分の利用 可能性、生育状況などによって変化することが知られ ている。同様の気孔抵抗モデルを用いている ECMWF の陸面モデル ECLand(Boussetta et al. 2021) や米国 で開発された陸面モデル Noah(Ek et al. 2003) では植 生種別ごとに値を設定しており、大気モデルの更新と あわせてパラメータの調整が度々行われている。これ らのモデルのパラメータ設定を参考に、MSM でも植生 種別ごとに r<sub>s.min</sub> を設定することとした。具体的には、 GLCC(Global Land Cover Characteristics; Loveland et al. 2000)の植生区分に基づき、草原や農地などの 低植生では 150 s m<sup>-1</sup>、森林では 250 s m<sup>-1</sup>、それら が混合する植生区分では 200 s m<sup>-1</sup> とした。ただし、 日本域の陸格子については地上気温予測精度の観点か ら 250 s m<sup>-1</sup> のままとした。本変更のインパクトを調 べるため、植生区分別に $r_{s,\min}$ を調整したMSM予報 実験(以降、RSMIN と表す)を実施した。実験期間 は 2023 年 7 月の 1ヶ月間で、00, 12UTC 初期値のみ (計 62 事例)実行した。なお、比較対象実験を CNTL と称する。図 4.3.10 は RSMIN 実験における r<sub>s min</sub> の 分布と、日平均地表面フラックスについて RSMIN と CNTL の差を表したものである。r<sub>s,min</sub> を小さく設定 した中国東北区や黄河下流域を中心に潜熱フラックス が増加し、これに対応して顕熱フラックスが減少して いる。これによって対流圏下層の加熱が弱まり、CNTL に比べて気温が低下した。対ラジオゾンデ 925hPa 気 温誤差(図 4.3.11)をみると、CNTL は大陸上で高温 バイアスとなっているが、RSMIN では誤差の縮小が 確認できた。

#### 4.3.5 放射微量気体濃度定数の変更

メソモデルでは、大気による日射の吸収や赤外線の 射出による大気や地面への加熱・冷却を考慮している。 この大気に含まれる気体のうち、CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>(微 量気体)は予報領域一様の通年気候値を利用している。 これらの気体濃度は全球平均でこの数十年間上昇傾向 にあるが、現在のメソモデルでは 2000 年前後の全球 平均値を用いており、近年の値と比べ過小となってい る。そのため、これらの濃度を局地モデル同様に (気象 庁 2023a)、WMO が算出している 2020 年全球平均値 (WMO 2021) に変更した場合の影響を調査した。変更 前後の値は表 4.3.1 の通りである。いずれの気体も長波 放射を吸収・射出し、また CO<sub>2</sub> は近赤外短波放射の吸 収・散乱にも影響する。これらの気体濃度が上昇する

表 4.3.1 変更前後の気体の濃度 [ppmv]

種類	変更前	変更後
$\rm CO_2$	375.0	413.2
$N_2O$	0.28	0.33
$\mathrm{CH}_4$	1.75	1.89

ことで、長波や近赤外の吸収・射出が増加して放射フ ラックスが変化し気温場に影響することが予想される ため、MSM 予報実験によってそれらの評価を行った。 実験期間は 2023 年 6 月 1 日から 8 月 15 日まで(夏期 間)と 2022 年 12 月 15 日から 2023 年 2 月 28 日まで (冬期間)とし、各期間で 00, 12UTC 初期値の計 152 事例を実行した。

地上下向き放射について、長波放射は大気からの射出 が増えることで夏期間は 0.2 W m<sup>-2</sup>、冬期間は 0.4 W m<sup>-2</sup> 程度全体的に増加した。図 4.3.12 に、地上下向き 長波放射の基準地上放射観測網 (BSRN) 観測値との比 較を示す。変更後は、多くの地点で負バイアスを軽減 していることが確認できる。一方、短波放射は変更前 後の領域平均の差は 0.1 W m<sup>-2</sup> に満たなかった。大気 上端上向き放射は、長波・短波とも大気での吸収が増加 することで減少し、その差は 1 W m<sup>-2</sup> 程度であった。

気温場への影響について、対流圏下層や地上では長 波の吸収増加によって気温が上昇した。地上気温の上 昇幅はアメダス地点の平均で夏冬とも0.1 K 程度であっ た。他方成層圏では、太陽からの短波の吸収は増加す るものの、地表面や対流圏下層からの長波が下層大気 でより吸収されることで成層圏に到達する長波放射フ ラックスが減少し、平均的には気温が低下することが 予想される。しかし実験の結果、100~300 hPa の等圧 面気温の変化は、地上気温に比べて夏冬ともに小さく 領域平均での差は 0.01 K 未満であることを確認した。

# 4.3.6 まとめと今後の予定

本節では、2025年度出水期前に予定しているメソモ デルの更新について、物理過程改良に向けた開発とそ れぞれの改良項目で得られた効果を述べた。境界層過 程の計算安定性向上に向けた改良を導入することで、 過去に強い数値振動を起こした事例において、数値振 動が抑えられることを確認した。標高オリジナルデー タセットをより高解像度で高精度な MERIT DEM に 更新することで、冬期間の下層の高度や地上気圧を中 心に予測精度が改善した。メソモデルで見られる対流 圏下層や地上の強風バイアスの軽減を目的とした地形 性乱流形状抵抗を考慮することで、対ゾンデ検証およ び対アメダス地上検証において、強風バイアスが軽減 し、RMSE が小さくなることを確認した。メソモデル では夏期間に中国大陸北部の対流圏下層で高温バイア スが見られたため、気孔抵抗最小値を調整することで、 高温バイアスを軽減した。放射微量気体濃度定数は近



図 4.3.10 最小気孔抵抗値の分布(左図)および 2023 年 7 月における予報 48 時間後の日平均地表面フラックス差分(RSMIN - CNTL, 中図・右図)。中図は潜熱フラックス、右図は顕熱フラックスを表す。

年の観測値に基づいて更新することで、下向き長波放 射の負バイアスを軽減した。

今後は、本節で示した改良と観測データ利用改良(第 4.6 項)、全球モデルの改良(第4.1 項)に伴う側面境 界の変更を合わせた仕様での試験を実施し、改善の効 果を確認したのち、2025年度出水期前にメソ数値予報 システムを更新する計画である。

# 参考文献

- Beljaars, A. C. M., A. R. Brown, and N. Wood, 2004: A new parametrization of turbulent orographic form drag. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 1327–1347, doi:10.1256/qj.03.73.
- Boussetta, S., G. Balsamo, G. Arduini, E. Dutra,
  J. McNorton, M. Choulga, A. Agustí-Panareda,
  A. Beljaars, N. Wedi, J. Munõz-Sabater, de P. Rosnay, I. Sandu, I. Hadade, G. Carver, C. Mazzetti,
  C. Prudhomme, D. Yamazaki, and E. Zsoter,
  2021: ECLand: The ECMWF Land Surface
  Modelling System. Atmosphere, 12, doi:10.3390/
  atmos12060723.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2002JD003296.
- Gesch, D. B., K. L. Verdin, and S. K. Greenlee, 1999: New land surface digital elevation model covers the Earth. *Eos Trans. AGU*, **80**, 69–70, doi:10.1029/ 99EO00050.
- 原旅人, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平 成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118– 144.
- 河野耕平,氏家将志,國井勝,西本秀祐,2019:メソアン サンブル予報システム.令和元年度数値予報研修テ

キスト, 気象庁予報部, 1-15.

- 気象庁, 2021: 全球モデルの改良. 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, 31-41.
- 気象庁, 2022: メソ数値予報システムの鉛直層増強、予 報時間延長、物理過程の改良. 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, 92–99.
- 気象庁, 2023a: 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.
- 気象庁, 2023b: 全球モデルの物理過程改良. 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, 62–70.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Youing, and J. W. Merchant, 2000: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1km AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing*, **21**, 1303– 1330, doi:10.1080/014311600210191.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 895–912, doi:10.2151/jmsj.87.895.
- 西本秀祐, 2020: 境界層. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 69-78.
- 西本秀祐, 2024: MYNN3 の計算安定性向上のための 改良. 第 26 回非静力学モデルに関するワークショッ プ講演予稿集.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549, doi:10.1175/1520-0493(1989) 117(0536:ASPOLS)2.0.CO;2.
- Schulze, E.-Detlef, F. M. Kelliher, C. Körner, J. Lloyd, and R. Leuning, 1994: Relationships





図 4.3.11 2023 年 7 月における対ラジオゾンデ 925hPa 気温 平均誤差。左図は CNTL、右図は差分(RSMIN - CNTL) を表す。

Among Maximum Stomatal Conductance, Ecosystem Surface Conductance, Carbon Assimilation Rate, and Plant Nitrogen Nutrition: A Global Ecology Scaling Exercise. *Annual Review of Ecol*ogy and Systematics, **25**, 629–662, doi:10.1146/ annurev.es.25.110194.003213.

- Suzuki, K., T. Iwasaki, and T. Yamazaki, 2021: Analysis of systematic error in Numerical Weather Prediction of coastal fronts in Japan's Kanto Plain. J. Meteor. Soc. Japan, 99, 27–47, doi:10.2151/jmsj. 2021-002.
- WMO, 2021: The state of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2020. WMO Greenhouse Gas Bulletin, 17, 1–10.



図 4.3.12 地上下向き長波の基準地上放射観測網(BSRN) 各地点での予測対象時刻 [UTC](横軸)別の平均誤差 [W m<sup>-2</sup>]。+:石垣島、×:福岡、★:館野、・:網走、●:4 地点の平均、にそれぞれ対応する。左が夏期間、右が冬期 間の検証結果である。変更前・変更後の結果はそれぞれ青 線・赤線に対応する。

Yamazaki, D., D. Ikeshima, R. Tawatari, T. Yamaguchi, F. O'Loughlin, J. C. Neal, C. C. Sampson, S. Kanae, and P. D. Bates, 2017: A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 5844–5853, doi:10.1002/2017GL072874.

# 4.4 開発中の局地アンサンブル予報システムの強 雨確率予測特性についての事例調査

# 4.4.1 はじめに

線状降水帯に代表される集中豪雨等のメソスケール 現象は、毎年のように豪雨災害をもたらしており、その 予測精度の向上は防災上の重要な課題である。気象庁 はメソモデル(MSM: Meso-scale Model; 水平格子間 隔5km)の改良を積み重ね決定論予測の精度向上を図 るとともに、MSMをベースとするメソアンサンブル予 報システム(MEPS)による確率予測の精度向上のた めの開発を進めてきた。また、より局地的な現象を捉 えるため、局地モデル(LFM: Local Forecast Model; 水平格子間隔2km)の継続的な開発を進め、線状降水 帯に伴う局地的な強雨の分布や降水量をある程度表現 することが可能になってきた。しかし、局地的な強雨 を時間と場所を特定して予測することは依然として困 難な状況にあり、予測の不確実性が高い。

局地的な強雨等のメソスケール現象は予測可能性が 本質的に低いこと (Zhang et al. 2003 など) を考慮す ると、高解像度のアンサンブル予報によるメソスケー ル現象の予測不確実性の評価は有効なアプローチと考 えられる。気象庁が平成 30 年に策定した「2030 年に 向けた数値予報技術開発重点計画」では、豪雨防災の 目標達成に向けた開発の方向性の一つとして「集中豪 雨の予測が持つ不確実性を、適切に捕捉可能な局地ア ンサンブル予報システムの開発」を挙げている。現在、 気象庁では LFM の強雨の表現能力を活かし、より局 地的な強雨の可能性を捕捉可能な、LFM をベースとす る局地アンサンブル予報システム(以下、LEPS とす る)の開発を進めている。LEPS は 2025 年度末の運用 開始を計画している。本節では、開発中の LEPS の強 雨確率予測特性について、2020年の強雨事例を対象と した服部ほか (2023) の報告も踏まえ、2024 年の強雨 事例を対象に調査した結果を報告する。

# 4.4.2 開発中の LEPS 実験設定

LEPS の予報モデルは LFM (水平格子間隔 2km)を 用いて、各メンバーの予測における計算領域や水平格 子間隔、鉛直層配置、物理過程を含む各種設定を全て LFM に揃える。予報時間は 2024 年 3 月 5 日から予報 時間を延長した LFM と合わせて 18 時間とした。本実 験の LEPS のコントロールランは LFM と同じである。 メンバー数は 21 (うち摂動を与えないコントロールラ ン 1) である。

本実験では、与える摂動は初期摂動のみで、MEPS の6時間予報値とその時刻のアンサンブル平均の差分 を摂動として利用した。この摂動は、高度5500mの温 位摂動の振幅が領域平均で基準値(0.4 K)になるよう 調整した上で、初期値(局地解析)に加えた。MEPS の初期摂動は特異ベクトル(SV)法を用いており、総

観規模、メソαスケール、メソβスケールの現象の予 測の不確実性を捉えるため、全球 SV(水平格子間隔 約 270km) と 2 種類のメソ SV (水平格子間隔 80 km, 40 km)を組み合わせている (國井・小野 2020)。した がって本実験の LEPS は、メソβスケール以上の初期 摂動を与え、その摂動を起因とする水平格子間隔 2km の LFM の振る舞いの違い(ばらつき)により、強雨 予測の不確実性を捉えようとするものである。強雨予 測において重要である発生環境場に起因する不確実性 を捉えることが期待される。基本的には低解像度の親 EPS (MEPS) からのダウンスケーリングであり、こ の初期摂動でどの程度、強雨の可能性を捉えられるか を事例調査の着目点とする。MEPS との比較の観点で は、LFM の強雨表現能力により、服部ほか (2023) が 2020 年の事例について示した「LEPS は MEPS に比 べ、より局地的な強雨の可能性を捕捉できる」点が期 待できる。

なお、本設定は開発中のものであり、運用時の仕様 は未定である。

# 4.4.3 事例調査

2024年の顕著事例について実施した実験から明らか になった LEPS の強雨の確率予測の特徴を事例に基づ いて示す。実験には、2024年4月時点の現業数値予報 システムの LFM、MEPS を利用した。

## (1) MEPS と比較した強雨の可能性の捕捉能力

LFM が線状の強雨を表現しやすいことから、MSM をベースとする MEPS よりも線状降水帯による大雨の 可能性を捕捉できるという観点で二つの事例を示す。 いずれも「LFM と MSM の強雨予測の違い」を示し、 その違いが「LEPS と MEPS の降水確率予測の違い」 に現れることを説明する。

# 解像度による強雨ピーク表現の違い、陸上で表現する 降水形状の違い

図 4.4.1 に、九州の強雨事例について、LFM と MSM の強雨予測の関係と、LEPS と MEPS の強雨の確率予 測(50 mm/3h の超過確率)の関係が典型的であった 事例を示す。この事例では、梅雨前線が九州の北側に 位置し、九州へ下層暖湿気が流入する中、線状の強雨 域が前線南側の局地的な収束場において発生した(図 4.4.1 上段(左))。LFM は 50 mm/3h のような強雨を 表現しやすい傾向があり、本事例でも位置ずれはある ものの 50 mm/3h 以上の線状の強雨域を予測した(図 4.4.1 上段(中))。図 4.4.1 上段(右)の MSM は、九州 北部の強雨の可能性をある程度捉えているが、陸上で は地形に沿った降水予測になりがち(成田・森安 2010) で線状の強雨域は表現しにくい傾向がこの事例でも見 られる。解像度の違いに対応して、LFM に比べると強 雨のピーク値が小さいことも一般的な傾向である。

図 4.4.1 下段に示した 50 mm/3h の超過確率は、モ



図 4.4.1 2024 年 7 月 1 日 12JST の 3 時間降水量 [mm/3h] について、上段: 左から解析雨量、LFM 予測、MSM 予測、下段: 左から MSM モデル標高 [m]、LEPS による 50 mm/3h の超過確率予測、同 MEPS 予測。予測値はいずれも 2024 年 6 月 30 日 12UTC 初期値の FT=15。



図 4.4.2 図 4.4.1 と同じ。ただし、2024 年 7 月 14 日 09JST の 3 時間降水量 [mm/3h] について。下段(左)は LFM モデル 標高 [m]。予測値はいずれも 2024 年 7 月 13 日 06UTC 初期値の FT=18。

デルの予測特性を反映したものになっている。LEPS は、各メンバーが LFM 同様に線状の強雨を表現する ことから、50 mm/3h 以上の強雨を高い確率で予測す るポテンシャルを有する。図 4.4.1 下段(中)の LEPS は、30~40%程度の確率のピーク域は実況の強雨域か らは南と北にずれているものの、実況の強雨域の広が りを捕捉して、MEPS(図 4.4.1 下段(右))よりも高 い確率を示した。MEPS は実況の強雨域の南側に5% 程度の確率を予測(1 メンバーが 50 mm/3h を予測) した。九州中央部の山岳(地形は図 4.4.1 下段(左)の MSM モデル標高を参照)では複数メンバーが強雨を 予測したことにより局所的に 30%程度の確率が見られ る点には、MSM の地形に沿った降水を表現しやすい 特性が現れている。LEPS は MEPS に比べ、線状の強 雨を表現でき、より局地的な強雨の可能性を捕捉でき るという特性は、LEPS と MEPS の各メンバーの強雨 表現の違いから期待される結果である。この強雨の確 率予測特性は、図 4.4.1 以外の多くの事例においても 概ね共通して見られた。

# 強雨予測位置の違い

図 4.4.2 に 7 月 14 日に長崎県五島付近で発生した線 状降水帯事例を示す。梅雨前線が九州の北側に位置し、 九州北部地方へ下層暖湿気が流入する中、線状降水帯は 前線南側の局地的な収束場において発生した。図 4.4.2 上段(中)の LFM は五島付近で線状の強雨を予測し た。ただし、降水強度は実況に比べると弱く、降水帯 は実況よりもやや北寄りである。図 4.4.2 上段(右)の MSM は対馬付近の小低気圧を発達させる予測(この 小低気圧は解析値では見られず、モデル予測の過発達 と見られる)となっており、強雨域は低気圧中心及び その南西側に集中し、五島付近での強雨は予測できな かった。

図 4.4.2 下段(中)の LEPS による 50 mm/3h の降 水超過確率では、実況の 50 mm/3h 以上の降水域を概 ね捕捉し、五島付近で 30~40%の確率を示した。コン トロールラン(LFM)よりも南側に強雨を予測するメ ンバーが複数存在し、実況の捕捉に貢献した(図略)。 この初期値の18時間予報の間、九州西海上ではいくつ かの降水システムの形成・移動・衰弱が繰り返されてお り、与えた初期摂動による予報初期の振る舞いが、そ の後の時間発展の中で五島付近で強雨を予測しやすい 環境を作り出した。ただし、これらのメンバーの初期 時刻から18時間予報までの時間発展が一貫して実況 を捉え続けているわけではない。また、これらのメン バーが18時間予報において実況を面的に全て正しく捉 えているというわけではなく、南側に強雨域が広がり すぎるといった点も見られた。したがって特定のメン バーというよりは、アンサンブル全体で強雨の可能性 を捉えたと見るのが適当である。MEPS の各メンバー の予測には MSM で見られた小低気圧の過発達傾向や、 それに伴う降水予測の傾向が反映され、MEPS の超過 確率(図4.4.2下段(右))としても五島の北側で高い 確率を示し、実況の五島付近の強雨の可能性を捉えき れなかった。この事例では、MSM と比べて LFM の強 雨予測位置が適切だったこと、さらにコントロールラ ン(LFM)の若干の位置ずれや強雨域の狭さを補う摂 動メンバーが複数存在したことによって、アンサンブ ル全体として実況を捕捉できたと言える。

#### (2) アンサンブルでの強雨の可能性の捕捉

前項の長崎県五島の事例でも言及したが、アンサン ブル予測全体を俯瞰的に見ることで、強雨の可能性を 捉えることの有効性を示唆する事例を図 4.4.3 に示す。 2024 年 7 月 1 日の事例では、梅雨前線の南側での下層 の暖湿気の流入により九州各地で様々な空間スケール

の線状の降水が複数発生した(図 4.4.3 左上の解析雨 量の図中に示した黒点線楕円)。図 4.4.3 右上に示した コントロールランでは、実況をある程度よく捉え九州 各地で複数の線状の降水域を表現した。しかしながら、 一つ一つの降水域を実況と照らし合わせてみると、図 中に a-g を付した降水域はコントロールランでは捉え られていないことが分かる。図 4.4.3 右下には、コント ロールランで捉えられなかった降水域を比較的良く捉 えた摂動ランを載せた。この摂動ラン(メンバー04) では、降水域 a-g をある程度捉えた一方、降水域 c 内 の東部分はコントロールランのほうが良く捉えている。 また、このメンバー04やコントロールランでは捉えら れていない降水域も存在する。個々のメンバーでは全 て捉えることは難しい事例で、場所と時刻を決定論的 に予測することが難しい中、アンサンブル全体で発生 位置や時刻を確率的に捉えることの有用性が見えた事 例と考えられる。図 4.4.3 左下に示した 20 mm/3h の 超過確率では、実況の降水域をアンサンブル全体とし てある程度捉えていることが分かる。

図 4.4.3 左下の 20 mm/3h の超過確率の分布を詳細 に確認すると、九州の陸上に比べ、その風上の九州西 海上からの線状の降水域(甑島の北側の降水域 d など) が十分捉えられていない。海上では湿潤大気を持ち上 げる強制力が明瞭でない点や、また LFM には対流発 生の強制力の空間スケールが解像度以下の場合を中心 に対流発生予測が遅れる傾向 (永戸ほか 2013) があり (対流雲が風で移動する場合は、より風下側に予測)、 その傾向が LEPS の確率分布にも現れた可能性がある。 摂動の観点では、本実験では考慮していない、対流発 生に関する予報モデルの不確実性を捉えるモデル摂動 等が有効な可能性もある。また、山陰地方では高い超 過確率を示したが実況では強い降水はなく、空振りと なった。一つの事例だけでは確率予測の良し悪しの議 論に十分ではないが、LFM は強雨予測の過大傾向があ るため、その性質を受けて LEPS の強雨確率予測も過 大傾向が見られる。

# (3) 予測の不確実性の大小の時間推移、現象発生の可 能性の絞り込み

一般的には予報後半ほど予測の不確実性は高まるが、 ある初期時刻からの予測対象とする大雨のステージ(環 境場の推移)によっては予報後半のほうが領域が絞ら れる事例もある。図4.4.4には9月20日の秋田県での 線状降水帯事例とその後に強雨域が山形県から新潟県 へと南下する時間帯について、上段に実況(解析雨量) と下段に2024年9月19日12UTC初期値のLEPSの 50 mm/3hの超過確率を示す。図4.4.4(左)の秋田県 で線状降水帯が発生した時刻(20日06JST)では、日 本海海上からの線状の強雨が秋田県から山形県にかけ て陸上にかかる可能性が示されている。山形県の暖湿 気流入の領域ではスケールの小さな強雨が発生する可



図 4.4.3 2024 年 7 月 1 日 09JST の 3 時間降水量 [mm/3h] について、(左上) 解析雨量、(左下) LEPS の 20 mm/3h の超過 確率予測、(右上) LEPS コントロールラン予測、(右下) LEPS メンバー 04 予測。LEPS は 2024 年 6 月 30 日 06UTC 初期 値の FT=18。

能性も見ることができる。図 4.4.4 (中)の実況で山形 県・新潟県境付近に線状の強雨域がかかる時刻(20日 09JST)では、山形県から新潟県に広く強雨の可能性 を示した。続く図 4.4.4 (右) の時刻 (20 日 12JST) で は、実況の推移と対応して、山形県・新潟県境付近を中 心に確率の高い領域が絞り込まれた。図4.4.4で示した 時刻について、925 hPaの相当温位で下層の暖湿気の 流入範囲を確認すると(図 4.4.5)、20 日 06-09JST の 時間帯では345 K 以上の相当温位が新潟県から山形県 にかけて広く流入していたが(図4.4.5(左)、(中))、 続く 12JST には高相当温位の流入範囲が新潟県に集中 するような流れに変わっており(図4.4.5(右))、こ の状況を反映して図 4.4.4 下段(右)の 50 mm/3hの 超過確率において強雨が発生する可能性のある領域も 絞り込まれていると考えられる。一般には、予測の不 確実性は時間発展とともに拡大していく場合が多いが、 この事例では、強雨が発生しうる下層暖湿気の流入範 囲が予報後半に狭まるような環境場の推移により、後 の時間帯のほうが強雨発生場所の不確実性は領域的に は絞り込まれるように見える。環境場の時間推移から 考えると、不確実性の大小の推移として妥当な振る舞 いと考えられる。

# 4.4.4 まとめ

開発中の LEPS による強雨の確率予測特性について、 2024 年の事例を対象に調査した。LFM の線状の強雨を 表現できる能力により、MSM をベースとする MEPS よりも高い確率で線状降水帯による大雨の可能性を捕 捉できる点について多くの事例で確認できた。この点 は、LEPS と MEPS の各メンバーの強雨表現の違いか ら期待される結果であり、その有効性が改めて確認さ れた。

MEPS 予報を利用した初期摂動のみを考慮した LEPS の実験であるが、2024 年の事例を確認した中では、多 数の顕著事例において強雨の可能性を捕捉できたこと を把握した。LEPS は、LFM の予測に対して、ばらつ きを持った複数の予測を計算し、信頼度・不確実性等 の情報を提供できる。50 mm/3h の超過確率等の雨量 の確率分布を計算することができ、アンサンブル予測 全体を俯瞰的に見ることで、予測の不確実性の大小の 把握や現象発生の可能性の絞り込みに利用できる。

MSM で解像・予測が難しい現象は MEPS でも捉え ることが難しいが、LFM をベースとしたアンサンブ ルにより、より局地的な強雨の発生可能性を捉えるこ とが可能となる。しかし当然のことながら、LFM で解 像・予測が難しい現象は LEPS においても同様に難し い。LFM と同じ設定のモデルを用いているため、LFM



図 4.4.4 3 時間降水量 [mm/3h] の(上段)解析雨量と(下段) LEPS による 50 mm/3h の超過確率予測。2024 年 9 月 20 日の(左) 06JST、(中) 09JST、(右) 12JST。LEPS は 2024 年 9 月 19 日 12UTC 初期値の(左) FT=9、(中) FT=12、(右) FT=15。



図 4.4.5 2024 年 9 月 19 日 12UTC 初期値の LEPS のコントロールランによる 925 hPa の相当温位 [K] の予測。対象時刻(予 報時間)は 2024 年 9 月 20 日の(左) 06JST(FT=9)、(中) 09JST(FT=12)、(右) 12JST(FT=15)。

の系統誤差は LEPS にも含まれる。LEPS の利用にお いて、これらの予測対象や誤差特性を踏まえる必要が ある。

第4.4.3項(2)の事例で見えたような、海上からの線 状の強雨形成といった小さなスケールの予測の不確実 性を捉えるには、対流発生に関する予報モデルの不確 実性を表現する摂動が有効な可能性もある。また、側 面・下部境界の不確実性を表現することが重要となる 事例もあり得る。このうち下部境界摂動としては海面 水温摂動の開発を進めている(川田ほか 2024)。線状降 水帯の予測の不確実性を捕捉するためにより適切な摂 動を検討していくことが課題である。

## 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.

服部宏紀,川田英幸,安西悠理,河野耕平,2023: 気象庁

における局地アンサンブル予報システムの開発. 2023 年度秋季大会講演予稿集, **124**, D351.

- 川田英幸, 服部宏紀, 欠畑賢之, 松葉史剛, 河野耕平, 2024: 局地アンサンブル予報システムにおける SST 摂動の開発. 第 26 回非静力学モデルに関するワーク ショップ予稿集.
- 國井勝,小野耕介,2020:メソアンサンブル予報シス テム.数値予報課報告・別冊第66号,気象庁予報部, 85–115.
- 成田正巳, 森安聡嗣, 2010: メソモデルの対流スキーム の変更. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 53-61.
- Zhang, F., C. Snyder, and R. Rotunno, 2003: Effects of Moist Convection on Mesoscale Predictability. J. Atmos. Sci., 60, 1173–1185, doi:10.1175/ 1520-0469(2003)060(1173:EOMCOM)2.0.CO;2.