

気象研究所における気候モデルの歩み

行 本 誠 史*

1. はじめに

地球温暖化の科学の大きな発展のきっかけとなったチャーニー・レポート (National Research Council 1979) から40年以上が経つ。また、気候変動に関する政府間パネル (Intergovernmental Panel on Climate Change, 以下 IPCC) の評価報告書は、1990年の第1次 (FAR, IPCC 1990) から始まり、第2次 (SAR, IPCC 1995)、第3次 (TAR, IPCC 2001)、第4次 (AR4, IPCC 2007)、第5次 (AR5, IPCC 2013)、そして第6次 (AR6, IPCC 2021) と歴史を重ねてきた。この間、気候システムの理解の深化、およびその応用としての気候予測の精度向上を目指し、気候科学の推進を目的として、気候モデルの開発が行われてきた。一方で、地球温暖化による社会的要請が、気候科学の発展ひいては気候モデルの発展を強く促してきたことも実情である。そしてこの社会的要請により、気候モデルには気候変動予測の信頼度を上げることが常に求められてきた。それに応えるためには、気候モデルによる過去や現在の気候再現性を高め、より高いレベルでの科学的考察を可能にすることが必要となる。このような背景から、世界中の開発グループが、より高い気候再現精度を目指して気候モデル開発を続けてきた。それによる気候モデルの高度化は、気候科学の発展に寄与するとともに、気候科学の発展から生まれた新たな知見が、気候モデルの高度化にフィードバックされてきた。

気象研究所は国の研究機関として、IPCCをはじめとする社会的要請に応える使命を果たすべく、気候モデルの開発・研究を行ってきた。1980年代から気候モデルの開発を開始し、MRI-AGCM1 (Noda and Tokioka 1989)、MRI-CGCM1 (Tokioka *et al.* 1995)、MRI-CGCM2.0 (Yukimoto *et al.* 2001)、MRI-CGCM2.3 (Yukimoto *et al.* 2006)、MRI-CGCM3 (Yukimoto *et al.* 2012)、MRI-ESM1 (Yukimoto *et al.* 2011; Adachi *et al.* 2013)、MRI-ESM2.0 (Yukimoto *et al.* 2019) と、常により高い精度での気候再現性を目指して気候モデルを開発してきた。第1図は、これら歴代の気候モデルの系統図である。また、各モデルがどのIPCC評価報告書に貢献してきたかも第1図に示している。

この解説では、気象研究所における気候モデルの開発の歴史を振り返り、歴代のモデルの概要や主な結果を紹介する。また、どのような課題に着目し、どのようにその解決を目指し、そしてどのように達成されてきたかを記述する。これによって、今後の気候モデル開発を考える上での指針となることを期待する。なお、気象研究所には領域を限った地域気候モデルも存在するが、ここでは全球の気候モデルを単に気候モデルと呼ぶことにする。

2. 歴代気候モデルの概要

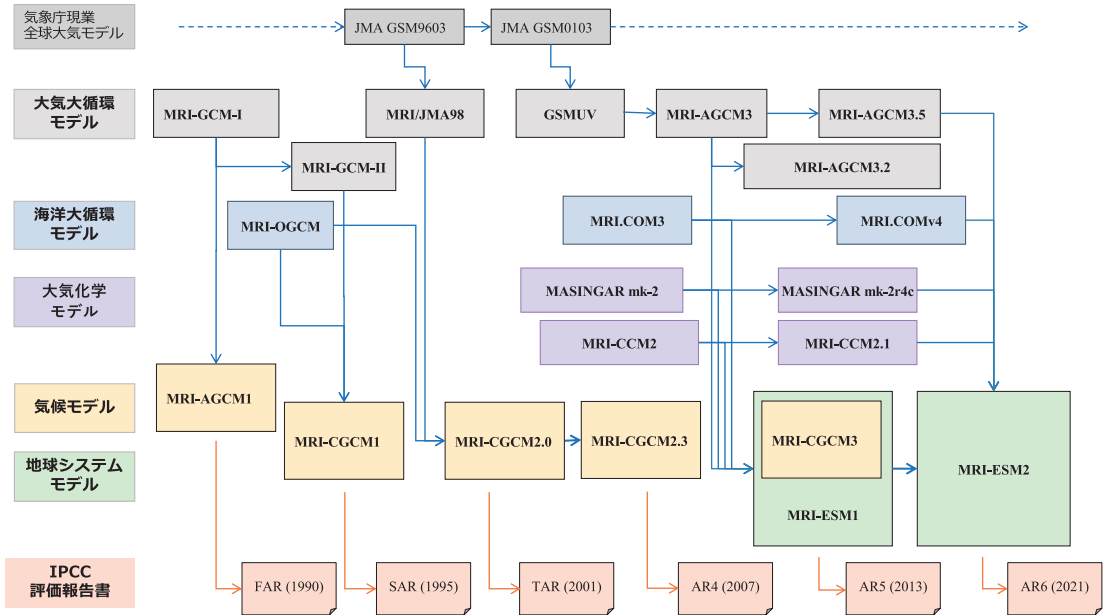
この節では、気象研究所の歴代気候モデル (第1表) について概要を記述する。

2.1 MRI-GCM-I

気象研究所では、1973年に現在の気候モデルにつながる大気大循環モデルの研究が開始された。米国 UCLA の大気大循環モデル (Arakawa and Lamb 1977) をベースとして、当初は計算機資源の制限から

* 気象研究所気候・環境研究部。
yukimoto@mri-jma.go.jp

—2021年6月4日受領—
—2021年12月8日受理—



第1図 気象研究所の気候モデル・地球システムモデルの系統図。要素モデル（大気大循環モデル，海洋大循環モデル，大気化学モデル）との関係，および貢献した IPCC 評価報告書との関係を示している。

第1表 気象研究所の歴代全球気候モデルの概要。

モデル名	大気モデル解像度 1) 水平解像度 2) 鉛直層数 3) モデル上端	海洋モデル解像度 1) 水平解像度 2) 鉛直層数	参考文献
MRI-GCM-I	1) 4°×5° 2) 5層/12層 3) 100 hPa/1 hPa	なし	Tokioka <i>et al.</i> (1984)
MRI-AGCM1	1) 4°×5° 2) 5層 3) 100 hPa	なし (スラブ海洋混合層)	Noda and Tokioka (1989)
MRI-CGCM1	1) 4°×5° 2) 15層 3) 1 hPa	1) 2°×2.5° 2) 21層	Tokioka <i>et al.</i> (1995)
MRI-CGCM2.0	1) T42 (2.8°×2.8°) 2) 30層 3) 0.4 hPa	1) 2°×2.5° 2) 21層	Yukimoto <i>et al.</i> (2001)
MRI-CGCM2.3	1) T42 (2.8°×2.8°) 2) 30層 3) 0.4 hPa	1) 2°×2.5° 2) 23層	Yukimoto <i>et al.</i> (2006)
MRI-CGCM3 MRI-ESM1	1) T159 (1.1°×1.1°) 2) 48層 3) 0.01 hPa	1) 0.5°×1° 2) 50層	Yukimoto <i>et al.</i> (2011) Yukimoto <i>et al.</i> (2012) Adachi <i>et al.</i> (2013)
MRI-ESM2.0	1) T159 (1.1°×1.1°) 2) 80層 3) 0.01 hPa	1) 0.5°×1° 2) 60層	Yukimoto <i>et al.</i> (2019)

1/6セクター2層モデルに物理過程の導入テストが行われていた。1980年の気象研究所の筑波研究学園都市への移転を機に整備されたスーパーコンピュータ(HITAC M-200H, 48 MFLOPS)により、全球を対象とした大気大循環モデルを用いた数値実験を行えるようになった。1/6球を全球に拡張し、現実地形及び観測海面水温を境界値として数値実験を行った。日本気象学会1980年度秋季大会において、「1/6セクターMRI-GCMについて」、「全球2層大気大循環モデル」の発表がなされている。その後、1981年に、対流圏5層モデル及び成層圏まで含んだ12層モデルに拡張され、気象研究所大気大循環モデルMRI-GCM-Iの記述報告書として Tokioka *et al.*(1984) が、また最初の原著論文として Tokioka *et al.*(1985) が発表された。

2.2 MRI-AGCM1

気象研究所で開発された最初の気候モデルは、MRI-GCM-Iにスラブ海洋混合層を結合したMRI-AGCM1(Noda and Tokioka 1989)である。スラブ海洋混合層は、海洋を熱容量一定の板とみなした大気下部境界条件であり、海洋の流れは表現していない。大気モデルは、水平格子が4度(緯度方向)×5度(経度方向)で、対流圏のみの鉛直5層であった。

Noda and Tokioka (1989)は、我が国最初の温暖化予測実験として、MRI-AGCM1を用いて大気CO₂濃度を2倍にした時の気候応答を調べた。当時は計算機資源が限られていたため、基準(1×CO₂)実験とCO₂倍増(2×CO₂)実験それぞれ9年積分して最後の2年を解析した。その結果、全球平均地上気温の上昇量4.3Kを得た。CO₂倍増など気候への特定の強制に対して、全球平均地上気温がどのくらい上昇するかという指標は「気候感度」と呼ばれる。しかし、積分期間が十分でなかったため応答が平衡に達しておらず、気候研究分野においてよく参照される「平衡気候感度(ECS)」としては参考情報にとどまる。また、スラブ海洋混合層モデルでは、海洋に要求される熱輸送量の気候値(Q-fluxと呼ぶ)を別途求めて、それを与えるのが普通であるが、計算機資源の制約からQ-fluxの計算を省略したため、海水が非常に大きく張り出してしまうことが報告されている。

Noda and Tokioka (1989)は、温暖化時の降水の振る舞いの変化を調べた。2×CO₂実験では1×CO₂実験と比較して、降水量全体では増加するが、降水の面積が減少し、また、対流性降水の割合が増加して非対流性降水の割合が減少することを見出した。これは

IPCC-FAR (IPCC 1990)に引用されたMRI-AGCM1による注目すべき成果である。

2.3 MRI-CGCM1

エルニーニョ・南方振動(ENSO)の表現を目的に気象研究所で開発された太平洋領域の海洋大循環モデル(Nagai *et al.* 1992)の領域を全球に拡張して、全球海洋大循環モデルMRI-OGCMが開発された。これに、MRI-GCM-Iを改良した大気大循環モデルMRI-GCM-II(Kitoh *et al.* 1995)を結合し、最初の全球大気海洋結合モデルMRI-CGCM1(Tokioka *et al.* 1995)が開発された。これにより全球海洋循環がモデルで計算されることになった。

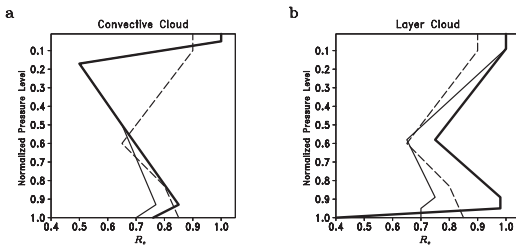
大気モデルの水平解像度はMRI-AGCM1と同じ4度(緯度方向)×5度(経度方向)であったが、鉛直の層数が15層になり1hPaまでの成層圏を含むように拡張された。また、新たな放射スキームが導入され、メタン(CH₄)と亜酸化窒素(N₂O)の吸収帯を表現できるようになったことに加え、上部成層圏にまで適用可能な放射スキームとなった。海洋モデルの水平解像度は、経度方向が2.5°、緯度方向は2°(赤道付近は0.5°)、鉛直は21層であった。現実的な海底地形を用い、新たに熱力学的な海水モデルが導入された。

MRI-CGCM1では、フラックス調整を行っていた。これは、大気・海洋間の熱、淡水フラックスに気候学的な補正量を加え、気候がドリフトするのを抑え、より現実に近い気候状態にすることが目的である。モデルが完全であればフラックス調整は不要であり、値が小さいほどモデルが優れていると言える。低解像度のモデルでは黒潮などの西岸境界流が実際とずれてしまうため、その付近での調整量が大きくなる。また、大気モデルの雲の分布などが原因で熱(放射)フラックスにバイアスが生じる領域でも調整が必要となる。

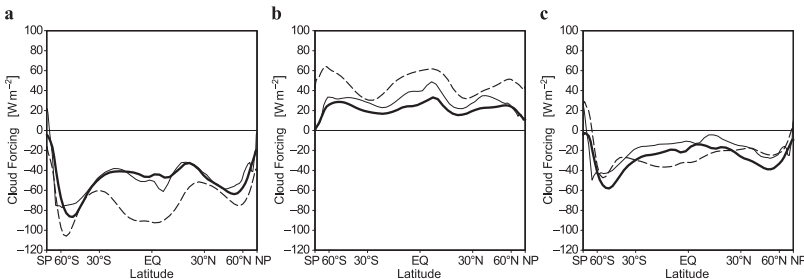
IPCC-SAR (IPCC 1995)に貢献するべく、MRI-CGCM1を用いて、年率1%でCO₂濃度を漸増させ、気候の過渡的応答を見る初めての温暖化予測実験が実施された。1500年の海洋スピニアップの後、結合して30年積分してフラックス調整量を求め、それを適用した基準実験(Cラン)とCO₂漸増実験(Gラン)をそれぞれ70年行った。それによると、70年後(CO₂濃度倍増時)に全球平均地上気温が1.6K上昇するという結果を得た。これが気候感度のもう1つの重要な尺度の1つである「過渡的気候応答(TCR)」がわが国で推定された最初である。

2.4 MRI-CGCM2.0

MRI-CGCM1までは、大気モデルは格子モデルであったが、気象庁の現業天気予報に用いられていたスペクトルモデルを導入することになった。これは、高解像度化に有利であることや、気象研究所と気象庁との連携が促進されること、さらに天気予報で鍛えられたモデルを採用することにより再現性能向上が期待できる、といった当時の戦略に基づくものであった。天気予報用のモデルを気候モデル用にするに際しての課題は、長期積分を可能にするために熱や水の保存性を向上させることであった。数週間までの予測を対象とする天気予報用のモデルでは十分と考えられる精度の保存性でも、数十年～数百年もの長期積分をする気候モデルにとっては問題が生じてくるのである。Arakawa-Schubert タイプの積雲対流スキーム (Randal and Pan 1993) が新たに導入された GSM9603 (1996年3月現業化の全球スペクトルモデル) と呼ばれ



第2図 (a) 対流雲および (b) 層状雲に対する雲量診断における相対湿度閾値 (R_c , 単位は kg/kg) の鉛直プロファイル。破線は MRI-CGCM2.0, 実線は MRI-CGCM2.3。MRI-CGCM2.3においては、海上 (太線) と陸上 (細線) で異なるプロファイル。MRI-CGCM2.0においては対流雲、層状雲どちらも同じプロファイル。Yukimoto *et al.* (2006) より引用。



第3図 東西平均した (a) 短波, (b) 長波, および (c) 正味の雲放射効果 (単位は $W m^{-2}$) の緯度分布。MRI-CGCM2.0 (破線), MRI-CGCM2.3 (太実線), 及び衛星観測 (ERBE; 細実線)。Yukimoto *et al.* (2006) より引用。

るバージョンをもとに、気象研究所で開発した放射スキームなどを組み込んで、MRI/JMA98 (通称 MJ98, Shibata *et al.* (1999)) という大気大循環モデルが開発された。

その大気モデル MRI/JMA98に MRI-CGCM1で用いられた海洋モデルを改良したバージョンを結合し、MRI-CGCM2.0 (Yukimoto *et al.* 2001) が開発された。水平解像度は T42 (約 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$), 鉛直30層とした。MRI-CGCM2.0では、MRI-CGCM1と同様にフラックス調整を行っていたが、大気モデルの性能向上や海洋モデルの改良により、フラックス調整量が全般に小さくなった (Yukimoto *et al.* (2001) の Fig. 1 参照)。

2.5 MRI-CGCM2.3

MRI-CGCM2.0にいくつかの改良を加えて、MRI-CGCM2.3 (Yukimoto *et al.* 2006) が開発された。ただし、海洋モデルの鉛直層数が21から23になった以外、モデルの解像度に変更はなかった。

物理過程での重要な改良の1つは雲スキームの改良である。当時の大気モデルでは、雲量 f_c は診断式

$$f_c(\sigma) = \begin{cases} \left[\frac{R - R_c(\sigma)}{1 - R_c(\sigma)} \right]^2 & \text{for } R \geq R_c(\sigma), \\ 0 & \text{for } R < R_c(\sigma) \end{cases}$$

に基づいていた。ここで、 σ は規格化した気圧、 R は相対湿度である。 $R_c(\sigma)$ は相対湿度の閾値で、第2図に示される鉛直プロファイルをもつ。MRI-CGCM2.0では、対流雲と層状雲で同一の閾値プロファイルを使用していたが、MRI-CGCM2.3では対流雲と層状雲で分け、さらに海上と陸上でも異なる閾値プロファイルとした。これら雲タイプ別の閾値プロファイルは、モデルの雲量分布や雲放射効果を観測と比較しながら経験的に決定した。

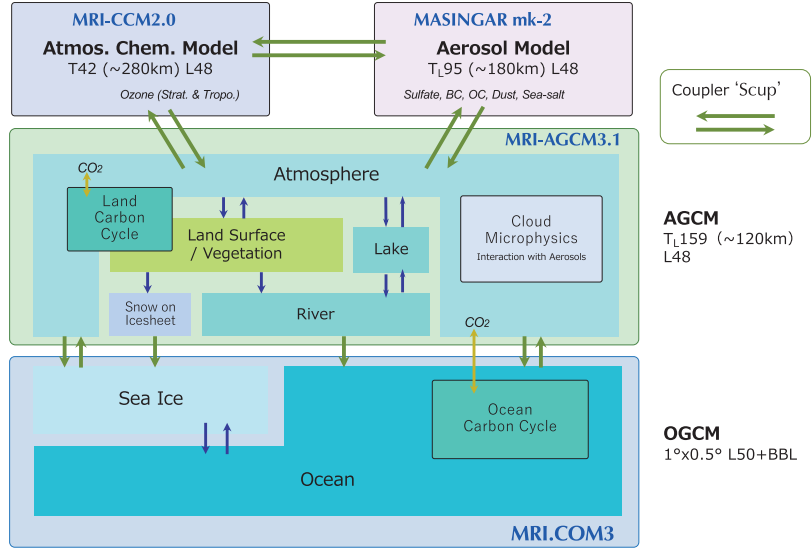
このほかにも、雲粒の有効半径の調整などを行った結果、雲量および雲放射効果の分布が大きく改善した。第3図は、大気上端における短波、長波、及び正味の雲放射効果の緯度分布を示している。MRI-CGCM2.0では短波の雲放射効果による冷却が特に熱帯・亜熱帯において強すぎたが、MRI-CGCM2.3では

観測に非常に近くなった。
これは、この領域で過剰であった下層雲量が減少したことによる。これに伴い、長波及び正味の雲放射効果も観測に近くなった。

2.6 MRI-CGCM3とMRI-ESM1

2000年代の初め、気象庁現業数値予報モデルと気象研究所の大気大循環モデルを統一しようという機運が高まり、GSMUV という開発名の気象庁・気象研究所統一全球大気モデルが作成された（しかし、結局はその後、気象庁現業数値予報モデルはGSMUVとは別系統になっていく）。このモデルでは、力学フレームに新しくセミラグランジュ移流スキームが採用され、計算高速化がはかられた。GSMUV をもとにした大気大循環モデルMRI-AGCM3の1バージョン（MRI-AGCM3.2, Mizuta *et al.*(2012)）は、世界最速（2002年当時；40TFLOPS）のスーパーコンピュータであった地球シミュレータを利用し、 T_L959 （約20kmメッシュ）にまで高解像度化され、その極めて高精度な降水分布再現性により、力学的ダウンスケーリングを用いた地球温暖化予測の境界値にも用いられる実験システムの基盤となった。

一方、IPCC-AR4（IPCC 2007）以降、気候モデリングのコミュニティでは、それまでの物理的な気候モデルから、地球化学的要素をも表現する地球システムモデルへと発展させようという機運が高まっていた。気象研究所においても、上述のMRI-AGCM3に加え、新たに開発され生物地球化学過程も組み込まれた海洋・海氷モデルMRI.COM3(Tsujino *et al.* 2011)、エロゾルモデルMASINGAR mk-2 (Tanaka *et al.* 2003)、大気化学気候モデルMRI-CCM2 (Deushi and Shibata 2011)、及び陸域の生態系炭素循環過程 (Obata and Shibata 2012) などが独立して開発されてきた。これら地球システムを構成する各要素モデルが、カップラー Scup (Yoshimura and Yukimoto



第4図 気象研究所地球システムモデル（MRI-ESM1）の構成図。各要素モデルの名称と解像度を示している。緑色の矢印はカップラー Scup で情報をやり取りしていることを示す。大気大循環モデル（MRI-AGCM3.1）および海洋大循環モデル（MRI.COM3）については、内包するコンポーネントとそれらの間の水のやり取り（青い矢印）も示している。黄色い矢印は、炭素循環過程において二酸化炭素のやり取りがあることを示す。

2008) の開発を契機に結合され、第4図に示すような構成で最初の地球システムモデルMRI-ESM1 (Yukimoto *et al.* 2011；Adachi *et al.* 2013) が完成した。

なお、このモデルでは、各要素モデルを容易に結合・非結合とすることができるため、多様な構成が可能であるが、公式にはMRI-AGCM3.1 (MRI-AGCM3の1バージョンで、上述のMRI-AGCM3.2とは主に雲スキームが異なる)、MRI.COM3, MASINGAR mk-2を結合したものをMRI-CGCM3 (Yukimoto *et al.* 2012) と呼び、それにMRI-CCM2と炭素循環過程を加えたものをMRI-ESM1 (Adachi *et al.* 2013) と呼んで整理している。MRI-CGCM3とMRI-ESM1は力学過程と物理過程が同一であるので、気候再現性はほぼ同じである。

エロゾルの地球放射収支への影響は、IPCC-SAR (IPCC 1995) の頃から一部の気候モデルにおいては考慮されていた。しかし、IPCC-AR4 (IPCC 2007) の時代まで、多くのモデルではエロゾルを境界条件として気候モデルに外部から与え、直接効果（エロゾルの放射効果）のみを扱っていた。しかし、MRI-CGCM3（及びMRI-ESM1）では、エロゾルはモデ

ル内部の変数として気候と相互作用するようになった。さらに、直接効果だけでなく、エアロゾルの間接効果（エアロゾル雲相互作用）も扱うことができるようにするため、雲量に加え、雲粒・氷晶についてそれぞれの質量と数濃度（サイズに対応）を予報変数とする2モーメント・バルク雲スキームがMRI-AGCM3.1に導入された。雲粒・氷晶数濃度を予報変数としてエアロゾルと相互作用させるようになったことは世界的に見ても先進的であり、それまでの気象研究所の気候モデルでは雲粒サイズ固定で雲量が相対湿度の診断式で表現されていたことに比べると画期的な進化であった。

MRI-CGCM3, MRI-ESM1のもう1つの大きな特徴は、カップラーScup(Yoshimura and Yukimoto 2008)の採用であった。このカップラーにより、要素モデルの独立性を保ちながら開発が可能となったことは特筆すべきである。また、各要素モデルを並列に実行させることが可能となった（それまでは、大気モデルと海洋モデルが直列に動いていた）。さらに、水平解像度の異なる組み合わせが柔軟になったことで、計算コストの大きな大気化学のモデルを低い解像度(第4図参照)にして結合させることが可能となり、現実的な計算速度の地球システムモデルが実現した。

MRI-CGCM3, MRI-ESM1では、MRI-CGCM2.3までは行っていたフラックス調整を廃止した。IPCC-AR4 (IPCC 2007) に貢献したモデルの中では、フラックス調整を用いたモデルは少数となっていた。フラックス調整を用いることは、海面水温 (SST) が観測に近く保たれるため、モデルの気候再現の精度を上げることに非常に有効である反面、大気海洋結合のフィードバックを歪めてしまうという懸念が持たれることがその理由であった。

MRI-CGCM3, MRI-ESM1の開発では、IPCC-AR5 (IPCC 2013) のための第5期結合モデル相互比較計画 (CMIP5, Taylor *et al.* (2012)) への提出に間に合わせる必要があった。このため、多くの画期的な特長を備えていたが、再現性能の調整は十分とは言えない面があった。

2.7 MRI-ESM2.0

MRI-ESM2.0 (Yukimoto *et al.* 2019) では、MRI-ESM1からモデルの基本構成や水平解像度をほとんど変更せず（海洋モデルは赤道付近で緯度方向に細かくした）、MRI-CGCM3における気候再現性の課題を改善することに重点をおいた。大気モデルの上端の高さ

は0.01hPaのままであったが、鉛直解像度を48層から80層へと高解像度化した。そのほか、新たな層積雲スキームの導入、雲物理、放射（雲放射、エアロゾル放射）、積雲対流、重力波抵抗など多岐にわたる大気モデルの物理過程の改良、海洋のサブグリッドパラメタリゼーション、エアロゾル過程、大気化学過程などの改良を行った。特に雲の表現に関係する数々の改良 (Kawai *et al.* 2019) には精力が注がれた。

これらの改良の積み重ねの結果、気候モデルにおいて最も重要な要素である大気上端での全球放射収支や放射の地理的分布が大きく改善した。放射収支の地理分布の精度向上は、海面や陸面でのローカルな熱収支の高精度化につながるだけでなく、海洋に要求される熱輸送を通じて SST 分布のバイアス低減にもつながる。これらにより、MRI-ESM2.0による地上気温の再現性はMRI-CGCM3と比較して大きく向上し、第5図に示すように第6期結合モデル相互比較計画 (CMIP6, Eyring *et al.* (2016)) 参加モデルの中でトップの精度となった。

降水分布、大気循環、海洋循環、海水分布、その他の様々な要素においても、MRI-ESM2.0は優れた現在気候再現性を示す。さらに、気候の平均状態だけでなく、変動性についても再現性が向上した。例えば、MRI-CGCM3では成層圏準2年振動 (QBO) は表現されていなかったが、MRI-ESM2.0では観測に近い周期と振幅が表現されるようになった。これには、大気の高解像度化と非地形性重力波抵抗パラメタリゼーション導入などが貢献している。

3. 気候モデルに求められるもの

気候モデルは気候システムの理解向上のための強力なツールであるとともに、将来の気候変動予測のための最も重要なツールである。より高いレベルの理解・考察、そして気候予測のより高い信頼性のため、気候モデルには、それが表現する平均気候状態や変動性が現実に近いことが求められる。また、過去の気候変化の再現性も重要である。この節では、これまでの気候モデル開発過程で何に重点を置きどのように改善を目指してきたかを記述する。

3.1 平均気候

3.1.1 全球の放射収支

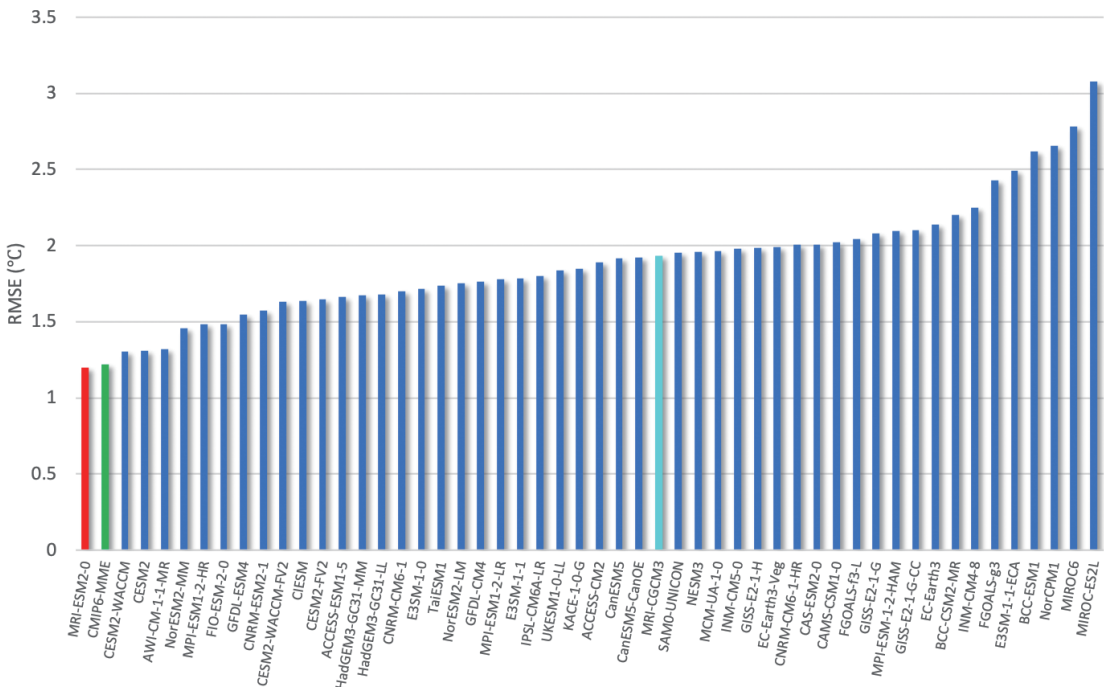
全球の放射収支は、全球平均気温をはじめ地球全体の気候を規定する最も基本的な量である。そこで、現在気候を再現しようとする実験において、全球平均し

た大気上端での放射が衛星観測（例えば CERES-EBAF, Loeb *et al.*(2018)）と十分な精度で一致することが求められる。年平均の太陽の入射は太陽定数だけで決まるのでかなり正確である。CERES-EBAF によると、この太陽入射 (341 W m^{-2}) は、上向きの短波 (約 100 W m^{-2}) と長波 (約 240 W m^{-2}) の合計とほぼバランスしており、わずかな正味の収支 (約 1 W m^{-2}) によって現在の地球温暖化が生じているのである。気候モデルの全球の放射収支の調整は、主に雲の調整で行うが、正味放射が合うだけでなく、短波と長波の内訳も重要である。MRI-ESM2.0では短波、長波ともそれぞれ CERES-EBAF からの誤差が 1 W m^{-2} 以内となっている。さらに、定常状態が求められる基準実験 (例えば工業化前コントロール実験) では正味収支がゼロであるべきであり、モデル開発においては 0.5 W m^{-2} 以内を目標としてきた。これを実現するためには、システム全体で高い精度でのエネルギー保存性が要求され、また定常に近い状態を得るために数百年以上のスピンアップも必要となる。

3.1.2 放射収支南北分布とエネルギー南北輸送

放射収支は全球平均だけでなく、地理分布、特に南北分布が重要である。大気上端での緯度ごとの放射収支を南北に積分した量が大气と海洋に要求されるエネルギー南北輸送を規定する。すなわち放射収支の南北分布とそれから導かれるエネルギーの南北輸送で地球の緯度方向の温度分布の概略が決まる。

第6図は大気上端での年平均東西平均放射バイアス (CERES-EBAF との差) を MRI-CGCM3 と MRI-ESM2.0 で比較している。短波放射を見ると、MRI-CGCM3では熱帯で負のバイアス、南半球中高緯度で正のバイアスが大きかったが、MRI-ESM2.0では全般にバイアスが軽減しており、特に南半球での改善が顕著である。MRI-CGCM3では、長波のバイアスが短波の強いバイアスを部分的に相殺していたが、MRI-ESM2.0では、短波、長波ともにバイアスが小さくなり、正味のバイアスも小さくなった。これには、新しい層積雲スキーム導入を始めとする様々な雲に関する改良 (Kawai *et al.* 2019) により、雲量や雲の光学的厚さの表現が改善したことが寄与している。このよう



第5図 CMIP6に参加した各モデル (青)、CMIP6マルチモデル平均 (緑)、MRI-ESM2.0 (赤) および MRI-CGCM3 (空色) の現在気候 (歴史実験における1986-2005年の平均) における年平均地上気温の JRA-55 (Kobayashi *et al.* 2015) に対する二乗平均平方根誤差 (RMSE)。単位は°C。モデルのRMSEの小さい順に並べてある。

に MRI-ESM2.0 では放射収支分布が改善したことにより、海面でのエネルギーフラックスも精度が上がり、それを南北に積分して得られる海洋に要求される南北熱輸送が、観測から推定されるものに非常に近くなった (Yukimoto *et al.* (2019) の Fig. 6 を参照)。

3.1.3 雲

雲は放射の全球収支や地理分布に最も大きく影響する要素である。さらに、気候モデルにおける雲の表現の重要性は、それが将来の気候変化予測に非常に大きく影響することによる (Boucher *et al.* 2013)。温室効果ガスの増加で気温が上昇した時、太陽の入射の大きな熱帯・亜熱帯で、雲 (特に下層雲) がどのように応答するかによって、温暖化がさらに増幅されるか、または抑制されるかが異なってくる。下層雲は全般に雲水量が多く光学的に厚いため日射を反射する「日傘効果」が強いが、温度が地表気温に近い上層雲に比べて温室効果は弱い。上層雲は概して光学的に薄いため日傘効果が弱く、温室効果によってかなり相殺される。つまり正味放射効果が大きいのは下層雲であり、それは冷却に働く。したがって、もし気温上昇に伴って下層雲が減少すると、日傘効果による冷却が弱まり、地表がさらに昇温する正の気候フィードバックをもたらす。

このように、雲は気候値的な放射分布を支配するだけでなく、雲による気候フィードバックにも影響する。例えば、MRI-CGCM2.3 では MRI-CGCM2.0 に対

して雲の気候値的な再現性改善を目標に改良 (2.5 節参照) を行ったが、これが雲の気候フィードバックにも影響することがわかった。下層雲の表現が改善した MRI-CGCM2.3 では雲のフィードバックがより正に働き (Yukimoto *et al.* 2006 の Table 6 を参照)、気候感度が大きくなることが示唆された。実際、MRI-CGCM2.0 の ECS が 1.4K であったのに対し、MRI-CGCM2.3 の ECS は 2.9K となった。雲フィードバックの不確実性が気候フィードバック及び気候感度の不確実性の最も大きな要因であるため (Boucher *et al.* 2013)、雲の表現がどのようなメカニズムで雲フィードバックに影響するかを調べることは気候科学の大きなテーマの 1 つである。

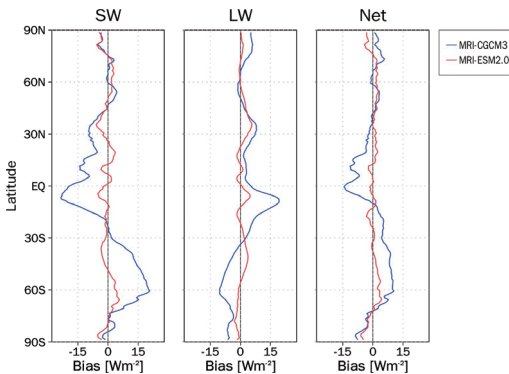
モデル開発過程においては、雲に関係する物理過程 (積雲対流過程、境界層過程、雲物理過程等) の改良とチューニング (第 4 節参照) を積み重ね、現在気候実験で表現される雲量分布や雲放射効果を衛星観測に近づける。モデルの雲の様々な物理量を衛星観測と直接比較できるよう、MRI-CGCM3 以降のモデルでは CFMIP (Cloud Feedback Model Intercomparison Project) の枠組みのもとで開発された COSP (CFMIP Observation Simulator Package, Bodas-Salcedo *et al.* (2011)) が導入されている。COSP は特別なモデル出力を必要とするため、気象研究所のモデル開発において、これまではあまり活用されてこなかったが、雲物理過程等の高度化とともに今後は一層の活用が望まれる。

3.1.4 降水分布

降水は社会的影響が大きいだけでなく、降水過程に伴う凝結加熱が大気循環の駆動源であるため、その再現性はモデル開発において特に重視される。降水分布については、季節変化が顕著であり、季節ごとの再現性、特にモンスーンの再現性が重要視される。中でもアジアモンスーンは、世界の約 6 割の人口を擁する地域に影響するため注目される。また、日本の気候にとっては梅雨の再現性も重要である。しかし、熱帯の降水は SST の影響を強く受け、SST と相互作用する一方、積雲対流や境界層のパラメタリゼーションにも影響され、そのコントロールは難しい。また、梅雨などの地域的な降水分布を十分に表現するには高い解像度も必要である (Kusunoki 2018)。

3.1.5 海水

海水は極域の気候変動に大きな影響を与える。海水分布は季節で大きく変化するため、季節別の分布や半



第 6 図 大気上端における東西平均年平均の短波 (SW)、長波 (LW) 及び正味 (Net) 放射バイアスの緯度分布。MRI-CGCM3 (青) および MRI-ESM2.0 (赤) による現在気候 (歴史実験の 1986-2005 年平均) の衛星観測 CERES-EBAF ed. 4 (Loeb *et al.* 2018) の 2001-2010 平均に対するバイアス。単位は W m^{-2} で、下向き正。

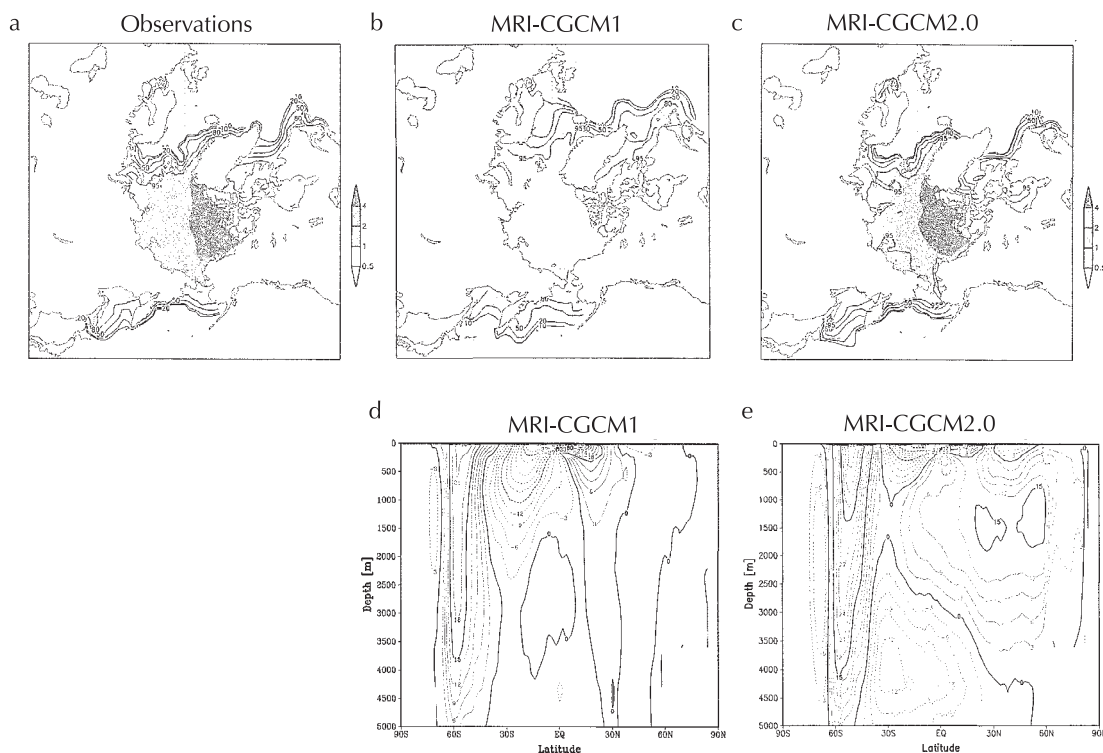
球別の面積の季節サイクルが現実的であることが求められる。第7図にMRI-CGCM1とMRI-CGCM2.0で再現された3月の北半球の海水分布が示されている。MRI-CGCM1では、ノルウェー海、ラブラドル海などで海水が張り出しすぎていて現実的でないのに対し、MRI-CGCM2.0では観測と極めて近い分布となっている。どちらのモデルもフラックス調整をしているが、モデルが高度化されたMRI-CGCM2.0の方が海水域での調整量が小さくなった。

古い世代のモデルでは、海水表面のアルベドは観測に幅があったため経験的に決められ、これが海水の多寡を左右する重要なパラメータの1つとなっていた。また、フラックス調整によっても海水をコントロールしていた。現在はモデルが精緻化され、アルベドは積雪の粒径やエアロゾルの沈着による汚れなどに依存しているため、単純なパラメータとはなっていない。しかし、MRI-ESM2.0では、大気モデル、海洋モデルの総合的な性能向上により、フラックス調整なしでも観

測に非常に近い海水分布を再現できるようになった(Yukimoto *et al.*(2019) の Fig.10を参照)。

3.1.6 海洋子午面循環

海洋の南北熱輸送に大きく寄与する海洋子午面循環も重視される。中でも大西洋の子午面循環(AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation)は、北半球の海水分布にも強い影響を与える。第7図にはMRI-CGCM1とMRI-CGCM2.0による全球海洋子午面循環も示されているが、MRI-CGCM1では表現されていなかったAMOCに伴う北半球中高緯度での循環(北半球中高緯度においてはAMOCが全球子午面循環の大部分を占める)がMRI-CGCM2.0ではきちんと表現されている。海洋モデルの渦拡散パラメタリゼーションが、水平・鉛直拡散から、等密度面の傾きを考慮した拡散(Gent and McWilliams 1990)になったことと、海底地形を一部変更したことが、この改善に寄与したと考えられる。AMOCが適切に表現されるようになったことにより、高温・高塩分の水が低緯度か



第7図 (a) 観測, (b) MRI-CGCM1, および (c) MRI-CGCM2.0による3月の北半球における海水密度(10, 20, 50, 80, 95%に等値線, bの陰影は10%以上の領域)と平均海水厚(aとcの陰影, 単位はm), (d) MRI-CGCM1, (e) MRI-CGCM2.0における全球海洋子午面循環(単位:Sv). Yukimoto *et al.*(2001)より引用。

ら輸送されるようになり、ノルウェー海やラブラドル海に海水が張り出さなくなると考えられる。

MRI-CGCM2.3までフラックス調整をしていた大きな理由の1つは、フラックス調整をやめるとAMOCがほとんど止まってしまい、北大西洋で冬季に海水が非現実的に大きく張り出してしまうためであった。MRI-CGCM3やMRI-ESM2.0では、海洋モデルを高解像度化したことに加え、海洋サブグリッドパラメタリゼーションを改良したことにより、フラックス調整なしでAMOCが現実的に表現されるようになった。

3.1.7 水収支

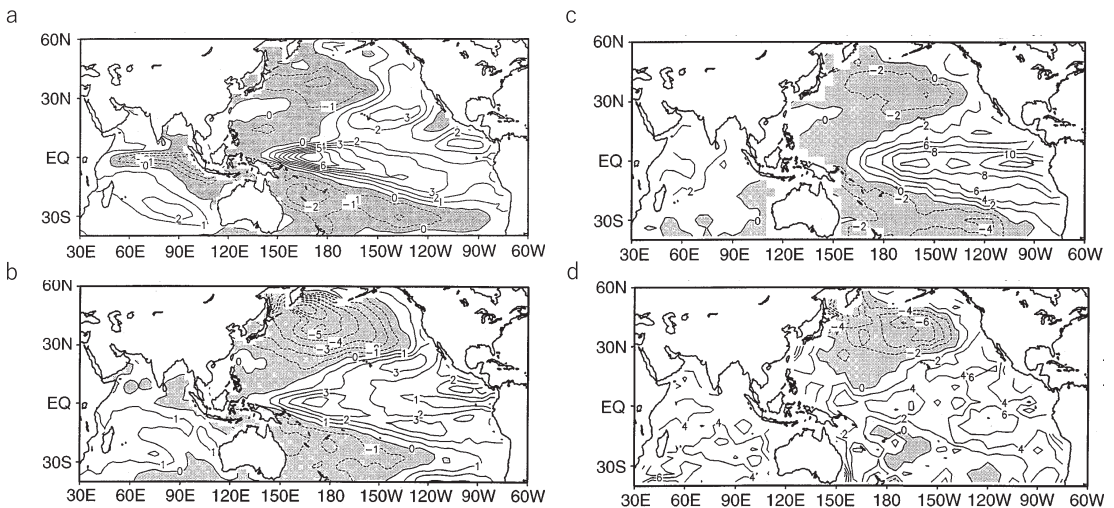
水収支はエネルギー収支とともに気候モデルにとって非常に重要な要素である。MRI-CGCM2.3までは海洋モデルが固定表面であったため、あまり注意が払われなかったが、現在の自由表面モデルでは海面水位に影響するため、地球内で水収支が閉じる必要がある。大気中の水分量変動はわずかなので、長期平均では全球の降水と蒸発は一致すべきである。さらに、陸面においても水が保存すべきである。降水から蒸発を引いた残りは、土壌に蓄えられるか、流出して河川によって海に運ばれるが、これらの過程も水が厳密に保存している必要がある。また、氷床上の降水も考慮する必要がある。現在のモデルでは、氷床上の積雪が10m(水当量)を超えた分は海洋に氷山として流出させるようにして、海面水位が低下していくのを防いでいる。シ

ステム全体での水の保存の精度は、海面水位に換算して100年あたり10mm以下が望まれる。これは全球平均年降水量との比にすると100年あたり約0.1%以下である。

3.2 変動性

気候の変動メカニズムを調べる気候モデルにとって、ENSOや太平洋十年規模振動(PDO: Pacific Decadal Oscillation, Mantua *et al.*(1997)、またはIPO: Interdecadal Pacific Oscillation)といった、主要な結合変動モードを表現できることが重要であることはいままでのない。そのためには、まずは変動に関係する基本場が正しく表現されていること、さらに変動メカニズムに必要な過程が表現できていることが必要条件である。ENSOで考えれば、赤道に沿った水温躍層や東西風応力などがきちんと表現できていること、さらに海面水温偏差に対して海上風が正しく応答することなどを確認する必要がある。

MRI-CGCM1の顕著な成果の1つは、太平洋の年々変動と数十年変動が現実的に表現されたことであった(Yukimoto *et al.* 1996)。MRI-CGCM1の70年基準実験(Cラン)から、時間フィルターと経験的直交関数(EOF)解析を用いて年々スケールと数十年スケールの自然変動成分を取り出したSST偏差分布が第8図に示されている。SSTの年々変動は、赤道に変動の極大を持つ三角形のパターンを示し、中緯度に逆符号の

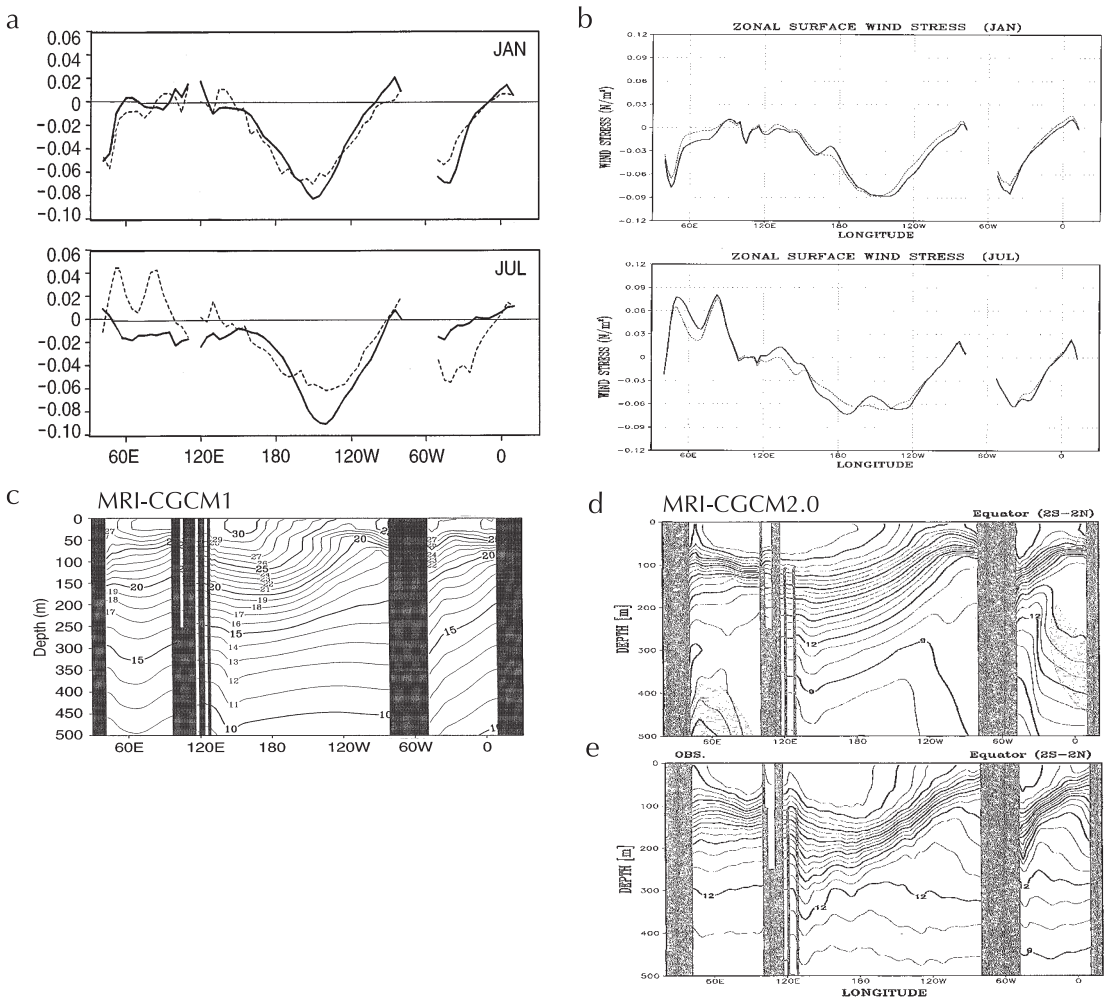


第8図 インド・太平洋領域の海面水温変動パターン(EOF解析による固有ベクトル)。(a, b) MRI-CGCM1による年々変動と数十年変動。(c, d) 観測(期間は1946-1992)による年々変動と数十年変動。それぞれのパターンは、2-12年バンドパス(年々変動)および12年のローパス・フィルター(数十年変動)で分離した海面水温偏差のEOF第1モード。Yukimoto *et al.*(1996)より引用。

偏差が見られる。一方、数十年変動はPDO 的で、年々変動と似た三角形のパターンを伴うが、中緯度北太平洋に偏差の極大が現れ、赤道の振幅は相対的に小さい。このような自然変動の特徴が観測に見られるものとよく対応していたことが注目され、IPCC-TAR (IPCC 2001) でも取り上げられた。

MRI-CGCM2.0の開発では、特に ENSO の再現性が着目され、ENSO にとって重要な赤道付近の風応力と水温躍層の再現性向上に重点が置かれた (第9図)。MRI-CGCM1では中部太平洋において東風が強すぎたが、MRI-CGCM2.0では観測に近づいた。また、7月

のインド洋において、MRI-CGCM1ではモンスーン循環が北にずれていたため赤道上で東風を示していたが、MRI-CGCM2.0では西風となって観測を再現するようになった。このような風応力の再現性向上の要因を突き止めることは難しいが、大気モデルの解像度が高くなったことは1つの大きな要因であろう。赤道上の風応力の再現性改善に伴って、太平洋・インド洋での赤道の水温躍層の表現が観測に近づいた。例えば、MRI-CGCM1の場合は、強すぎる東風応力により赤道湧昇が強いために表層が冷えようとするのを、フラックス調整による海面の加熱で抑えていたため、水深



第9図 (a) MRI-CGCM1および (b) MRI-CGCM2.0による1月(上)と7月(下)の海面風応力東西成分(単位: N/m^2)。実線はモデル、破線は観測を示す。(c) MRI-CGCM1, (d) MRI-CGCM2.0, および (e) 観測による赤道に沿った年平均海水温(単位: $^{\circ}C$)。dの陰影は観測との差で、 $+1^{\circ}C$ 以上は濃い陰影、 $-1^{\circ}C$ 以下は薄い陰影。Yukimoto *et al.*(1996) 及び Yukimoto *et al.*(2001) より引用。

50~100m 付近に不自然な水温プロファイルが見られていた。MRI-CGCM2.0ではこれが改善され、結果として赤道でのフラックス調整量も小さくなった。このように、赤道付近の大気・海洋の基本場の再現性が向上したことにより、ENSO の構造もより現実近づいた (Yukimoto *et al.* 2001)。MRI-CGCM1では、SST 偏差の極大が西に偏り西部太平洋に現れる (第8図 a 参照) バイアスがあったが、MRI-CGCM2.0のそれは中部太平洋へと移り、ENSO に伴う降水量の偏差分布も観測に見られるパターン、すなわちエルニーニョ時に赤道中部太平洋で正偏差、海洋大陸付近で負偏差、が表現されるようになった。

その後のモデル開発においても ENSO の再現性には注意が払われ、最新のモデル MRI-ESM2.0では、ENSO の再現性は以前のモデルに比べて格段に向上している。第10図は ENSO に伴う SST、降水量及び海面気圧 (SLP) の偏差パターンを示している。MRI-CGCM3では SST の振幅が小さく、降水の応答も不十分であったが、MRI-ESM2.0では SST 偏差は振幅・パターンともに観測に近くなり、それに応答した降水量の偏差も現実的で、SLP に見られる中緯度への遠隔応答も正確である。初期の気候モデル MRI-CGCM1の SST 偏差パターン (第8図 a) と比較すると、最新の

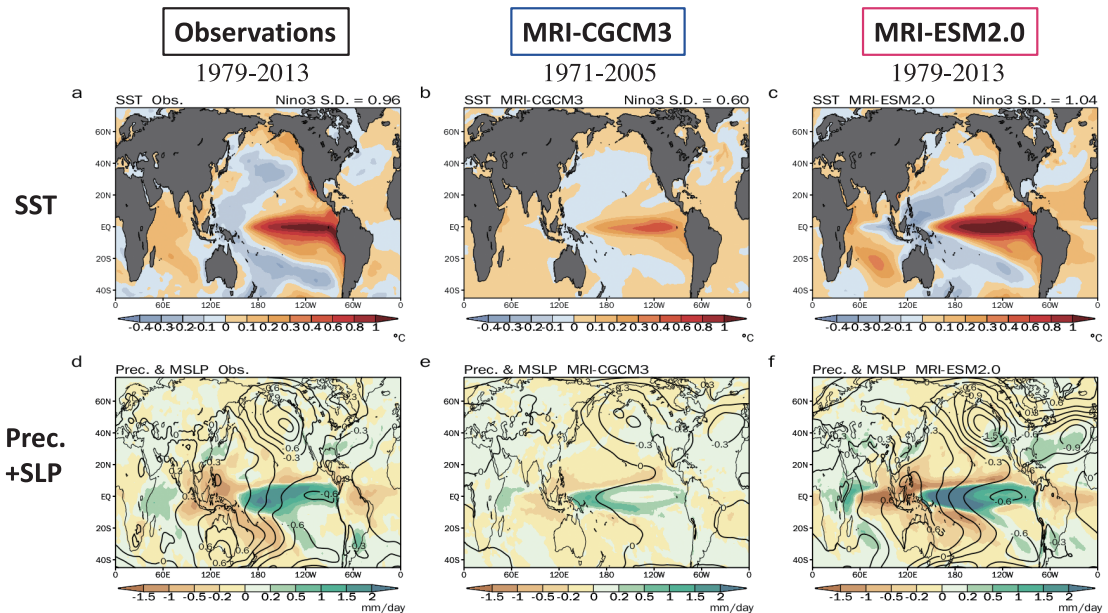
モデルは ENSO の再現性能が大きく向上していることがわかる。

変動性に関しては、大気循環の主要な変動、北極振動 (AO: Arctic Oscillation) や北大西洋振動 (NAO: North Atlantic Oscillation)、成層圏の QBO、および MJO (Madden-Julian Oscillation) などの熱帯の季節内変動も重視される。CMIP5までは多くのモデルで MJO の表現は弱かったが (ただし MRI-CGCM3は再現性が比較的良かった)、最近の CMIP6では改善してきている (Ahn *et al.* 2020)。

3.3 過去の気候変化

気候モデルの大きな目的の1つは、将来の気候変動を予測することであるが、将来の予測が信頼できるかどうかを検証することは難しい。気候モデルの将来予測の信頼性を支持する1つの重要な要件は、現在の気候状態を精度よく再現できることであり、ここまでは、モデルの現在気候の再現性に焦点を当てて記述してきた。もう1つの重要な要件は、モデルが過去の気候変化を精度よく再現できることである。

MRI-CGCM2.0以降、歴代のモデルで工業化以降 (19世紀半ば以降) の気候変化を再現する「歴史実験」が行われてきた。第11図はそれら歴史実験とそれに続く代表的な将来シナリオ実験における全球平均地上気



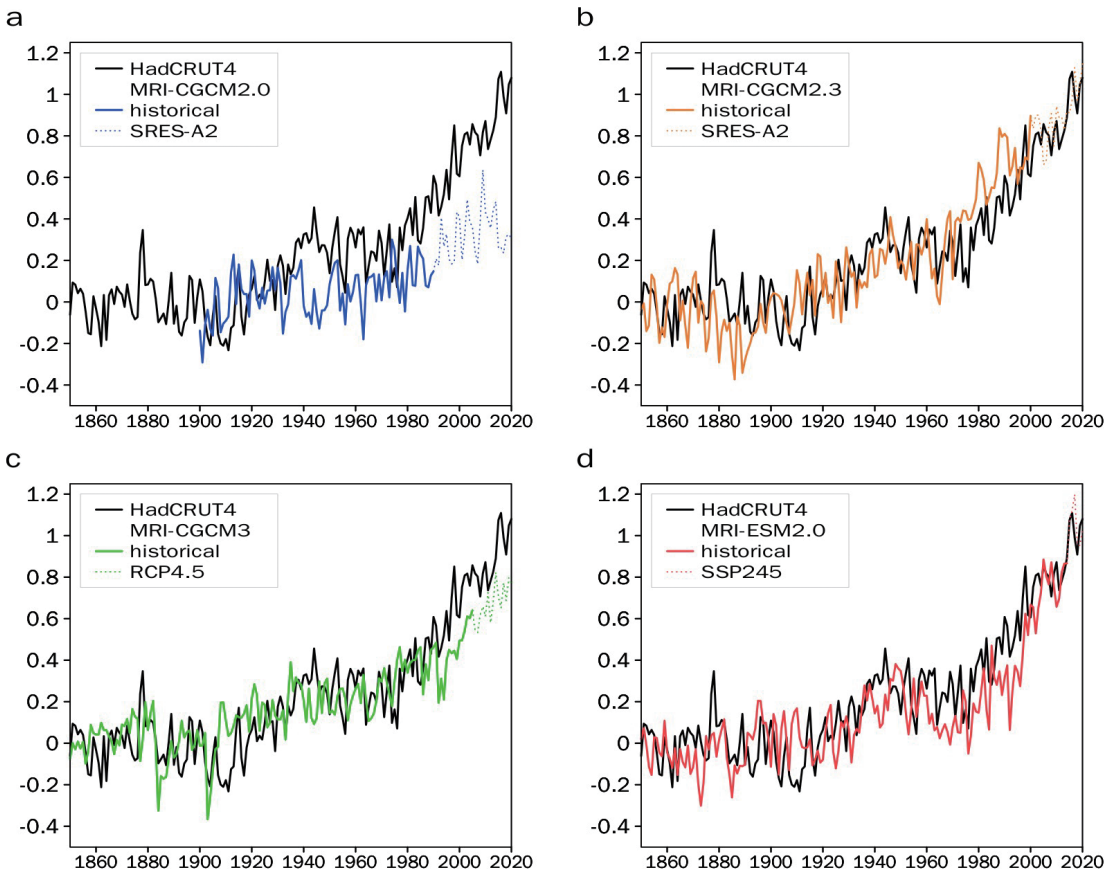
第10図 観測 (左), MRI-CGCM3 (中), および MRI-ESM2.0 (右) による ENSO における SST (上, 陰影, 単位: °C)、降水 (下, 陰影, 単位: mm/day) および海面気圧 (下, 等値線, 単位: hPa) の偏差パターン。偏差は Niño-3 領域の SST 偏差への回帰による。Yukimoto *et al.* (2019) より引用。

温の経年変化を示している。MRI-CGCM2.0では、その歴史実験が1990年までしかないため不確かだが、観測に見られる1970年代半ば以降の急激な昇温の立ち上がりに追従できていないように見られる。実際、当時の代表的なシナリオ (SRES-A2) による実験における2020年頃の昇温を現在の観測と比較してみると、かなり過小評価となっている。MRI-CGCM2.3は比較的よく再現しているが、1970年代以降の昇温が少し早い。MRI-CGCM3は1980年代までは再現できているが、それ以降の昇温が弱い。MRI-ESM2.0では、1960年代から1990年代まで観測よりやや低いが、2000年代以降は観測とよく一致している。

工業化以降の気候変化には、温室効果ガス濃度の変化の他に、人為起源エアロゾルの変化や自然起源の強

制である太陽活動や火山活動の変化が影響している。しかし、1980年代以降の急激な気温上昇には人為起源エアロゾルや自然起源の強制の影響は比較的小さく、温室効果ガス増加の寄与が主であることがわかってきた (Gillett *et al.* 2021)。つまり、モデルによる歴史実験における1980年代以降の昇温の度合いはそのモデルの気候感度 (ECS や TCR) と対応が良いことを示唆する。そのような視点で気象研究所の歴代モデルのECSの変遷 (第12図) を見ると、1980年代以降の昇温傾向 (第11図) の大小関係とECSの大きさが概ね対応しているように見える。

気候感度は直接観測できない量であり、長年、その確からしい値を求める研究が続けられてきた。IPCC-AR5ではECSの可能性の高い範囲 (17%~83%) は、



第11図 (a) MRI-CGCM2.0, (b) MRI-CGCM2.3, (c) MRI-CGCM3, および (d) MRI-ESM2.0による歴史実験 (およびそれに続く代表的なシナリオ実験) における全球平均年平均地上気温偏差 (単位: °C) の経年変化。それぞれのパネルで、色のついた線はモデルによる再現 (点線部分はシナリオ実験による予測)、黒線は観測 (HadCRUT4, Morice *et al.* (2012)) を示す。モデルについては工業化前コントロール実験の直線回帰との差、観測は1850-1900年平均からの偏差を示している。

1.5K~4.5K とされ、これはチャーニー・レポート (National Research Council 1979) 以来、40年間ほとんど変わっていなかったが (Schlund *et al.* 2020), IPCC-AR6 (IPCC 2021) ではこれが2.5K~4K へと狭められた。気象研究所の気候モデルもほぼこの範囲の中で変遷してきて、最近では3K 近辺に落ち着いてきている。これは、モデル開発において歴史実験での気温変化の再現性をより意識するようになったことが関係しているかもしれない。最近では、気温変化の再現性によってモデルの気候感度の不確実性の範囲に制約をかける試み (例えば Tokarska *et al.* (2020)) が行われており、今後、過去の気候変化の再現性がさらに重視されるようになる可能性がある。

4. 気候モデルの改良とチューニング

気候モデルの開発・改良においては、対象としている現象やプロセスの表現を向上させるために、モデルの高解像度化やスキームの精緻化・改良が行われる。これに際して、モデルに変更を加えたことによる結果の考察と実験の繰り返しが必要である。しかし、これ

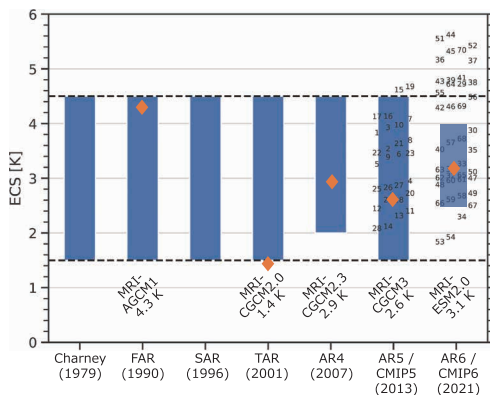
らには様々な困難が伴う。まず、モデル結果の解釈や要因解明の難しさがある。気候システムには複雑な相互作用を伴う内部変動があり、この内部変動がノイズとなって、モデルに加えた変更による効果を分離することを難しくする。また、気候システムの非線形性は、複数の変更を加えた結果の解釈を難しくする。

さらに、チューニングの問題がある。モデルは現実をある程度単純化しているが、その単純化により (または解像度が低くて)、現実を十分な精度で再現できない時、不確実性を持つチューニングパラメータ (例えばかつての気候モデルにおける海水のアルベド) を調整し、できるだけ観測に近づくようにチューニングされる。ところが、改良のためにあるスキームを変更する場合、モデルはスキーム変更前の状態に最適化されていることが多いので、そのままでは性能が悪化することが少なくない。また、プロセス単独では最適と思われるでも、気候モデルに組み込むと、例えば全球放射収支などシステム全体で見える量については必ずしも最適とはならない。不確実性の源となるチューニングパラメータの存在は、しばしば気候モデルの信頼性に対する批判的となってきた。不確実性を低減する望ましい進化は、モデルをより精緻化・高解像度化することである。精緻化は時として新たなチューニングパラメータを生むが、より物理的意味のあるパラメータとすべきである。

気象研究所においては、時代ごとに科学的理解のレベル、重視する対象 (現象)、計算機資源の制約などを踏まえて、精緻化のレベルや解像度の最適な組み合わせが選ばれた。その上で、第3節に述べられた諸要素について観測に近づくようにチューニングが行われてきた。以下では、このようなモデル改良の過程について、MRI-ESM2.0開発における雲と放射の改良の例で紹介する。

MRI-CGCM2.3までの雲スキームは雲量診断式だったため、高さ別に相対湿度閾値を調整して雲の分布 (結果的に放射分布も) を観測に近づけた。これも一種のチューニングであった。MRI-CGCM3以降は、雲量は予報変数となり、光学特性もモデルの中で表現される雲粒サイズなどに依存するようになった。そのため雲量や雲放射効果を観測に合わせる調整は単純ではなくなった。

亜熱帯海洋上の沈降流場では大気境界層 (PBL) 上端は安定な逆転層が支配的である。現在のPBLスキーム (Mellor-Yamada level 2, Mellor and Yamada



第12図 歴代モデルの平衡気候感度 (ECS) (単位: K) の変遷。オレンジの◆印は各 IPCC 評価報告書に貢献した気象研究所の歴代モデル (FAR: MRI-AGCM1, TAR: MRI-CGCM2.0, AR4: MRI-CGCM2.3, AR5/CMIP5: MRI-CGCM3, AR6/CMIP6: MRI-ESM2.0) の ECS, 青いバーはチャーニー・レポートおよび各 IPCC 評価報告書における「可能性の高い」範囲, 数字は CMIP5 および CMIP6 の各モデルの ECS を示している。MRI-CGCM1 (IPCC-SAR に貢献) については ECS を評価していない。Schlund *et al.* (2020) に加筆。

1974, 1982) そのままでは、この逆転層で鉛直拡散係数が非常に小さい値となって PBL 内に水蒸気が閉じ込められ、亜熱帯海洋全体が下層雲にべったりと覆われてしまう。本来なら浅い対流で PBL から水蒸気が自由大気に輸送されるが、浅い対流をモデル化する代わりに、鉛直拡散係数を鉛直に平滑化し、さらに鉛直拡散係数に下限値を与えることでこのプロセスを代替している。ここで、平滑化の係数と鉛直拡散係数の下限値がチューニングパラメータで、これらにより下層雲量が増減し全球の短波放射が変化する。しかし、これだと大陸西岸などの層積雲ができる場所でも PBL 上端を混合してしまい、層積雲が表現されない。

そこで MRI-ESM2.0 では新しい層積雲パラメタリゼーションを導入した。PBL 上端にできる境界層では雲頂で放射冷却が起きて気塊が下降し雲内に取り込まれる(エントレインメントという)。このときの気塊と混ざった雲粒が蒸発し冷却されて気塊がさらに下降し混合が起きるかどうかは、PBL 上端の逆転層における温位と水蒸気のギャップに依存する。これを ECTEI (Estimated Cloud-Top Entrainment Index) として定式化 (Kawai *et al.* 2017) し、それがある閾値より大きい場合に上述の鉛直拡散係数の平滑化を止めるとともに鉛直拡散係数の下限値を十分小さくすることで雲ができるようにする。これが層積雲パラメタリゼーションの仕組みである。ここでは ECTEI の閾値が層積雲を加減する新たなチューニングパラメータとなっている。

ところが、この層積雲パラメタリゼーションを導入したところ、積雲対流パラメタリゼーションと競合を生じた。大陸西岸から沖に向かって層雲から層積雲、浅い対流へと次第に雲が高くなって滑らかに遷移していく様子が再現されなかった。そこで層積雲が発動する場合に積雲対流が立つのを抑制するようにしたところ、滑らかな雲の高さ分布が表現されるようになった (Kawai *et al.* (2019) の Fig. 6 を参照)。

MRI-ESM2.0 では、鉛直解像度をそれまでの48層から80層に増加させ、大気下層の層数も増加した。また、それまで計算コスト節約のために放射・雲過程の計算を4格子平均の低解像度で行っていたのを他の過程の解像度と同じにした。さらに、熱帯対流域における短波の反射過剰を改善するため放射計算における雲の鉛直方向の重なり方(オーバーラップ)のスキームを精緻化、南大洋における短波の反射過少を改善するため混合相雲(液体の雲粒と氷晶が共存する雲)における

過冷却雲粒の表現を改善する雲物理過程の改良などを行った。これらの改良(詳細は Kawai *et al.* (2019) を参照)はモデルの性能向上を目的に行ったものであるが、これらの変更により雲量や雲の光学特性が変化し、全球の放射収支や放射分布再現性に影響した。これらについても、それぞれのインパクトを5年程度の短い大気モデル実験でチェックした後、数十年以上の長い積分の結合モデル実験においてシステム全体での調整を行った。その結果、最終的に第6図に示されるような高精度の放射分布が得られた。

雲と放射に関わる物理過程の改良とチューニングにおいては、季節ごとの降水分布の再現性もチェックし、少しでも再現性の良いパラメータの組み合わせを探した。ただ、経験上、放射を良くすると降水の成績は悪化することが多い印象がある。優先順位をつけてどこかで妥協も必要である。

物理過程の改良や調整は、平均気候の再現性を変化させるだけでなく、気候感度やエアロゾルの放射強制力を変化させる(放射強制力とは気候を変化させる要因となる放射の変化である)。これらは過去の気候変化再現性に大きく影響する。例えば、Golaz *et al.* (2013) は、あるチューニングパラメータ(雲粒から降水への変換の雲粒サイズ閾値)によってエアロゾルの間接効果に違いが生じ、20世紀の昇温が大きく異なることを報告している。このため、気候感度や放射強制力に影響しそうな変更をする場合、これらを逐一確認しておくことが望ましい。この場合の気候感度やエアロゾル放射強制力は、大気モデル実験で評価するのが簡便である。現在条件の SST とエアロゾルを与えた実験を基準とし、SST を一様に 4 K 上昇させた実験、大気 CO₂ 濃度を 4 倍にした実験、およびエアロゾルを工業化前条件にした実験を行う。それぞれの実験の長さは 10 年以上が理想であるが、5 年程度でも概略はつかめる。なお、気候感度や放射強制力の調整は、過去の気候変化再現性をターゲットとするものであって、決して将来の気候変化をターゲットとするものではないことを強調しておく。

5. 今後に向けて

現在、気象研究所では、100km スケールの低解像度から数 km 以下の超高解像度までをカバーできるモデルを目指し、気象庁現業数値予報モデル GSM1705 をベースとした大気モデル MRI-AGCM4 が開発されている。これには、高解像度において高速化が可能とな

るダブル・フーリエ級数展開や数 km メッシュより細かい高解像度が必要となってくる非静力学オプションなどを含む新しい力学フレームが組み込まれる。また、数 km メッシュの高解像度となると、従来の積雲対流パラメタリゼーションの妥当性が問われるいわゆるグレーゾーンと呼ばれる問題が出てくる。これに対応した物理過程も開発が進められている。海洋や大気化学の各要素モデルもそれぞれ開発が進められ、それらが結合されて次期地球システムモデル MRI-ESM3 となる予定である。

モデルの気候再現性能のさらなる向上も今後の課題である。例えば、熱帯の降水分布の再現性にはまだ改善の余地がある。これまでの多くの気候モデルでは、赤道の北半球側だけでなく南半球側にも熱帯収束帯 (ITCZ) ができて過剰な降水が表現されるバイアス、いわゆるダブル ITCZ バイアスが存在する (例えば、Yukimoto *et al.* (2019) の Fig. 7 を参照)。ダブル ITCZ バイアスは初期の気候モデルから認識されているが (Mehrese *et al.* 1995), MRI-ESM2.0 も含め、最新の CMIP6 の多くの気候モデルでも見られる問題 (Tian and Dong 2020) で、その根本的解決策は未だ見つかっていない。ただし、観測される SST を与えた大気モデルでは見られないバイアスであることから、大気海洋結合フィードバックが関係していることは確かであろう。他にも、日本の気候にとって重要な夏季アジアモンスーンにおいて、インドの降水が過少評価される問題がある。これも多くの気候モデルに共通して見られ、大気・海洋を結合した場合に顕在化する問題である。

現在のモデルでは、亜熱帯海洋上の浅い対流などによるプロセスを、鉛直拡散係数の平滑化という簡便な方法で代替している。より物理的にこれを表現するため、精緻化した大気境界層と浅い対流のパラメタリゼーションが求められる。これにより、層積雲から浅い対流、深い対流へと徐々に遷移していく過程が現実的に表現されることが期待され、熱帯の降水分布や MJO の表現の改善に寄与することが期待される。

今後、地球温暖化の問題では、気候変動による社会への影響をいかに小さくするかという適応策がますます重要となってくる。その場合、影響評価研究の要求に応えられる地域スケールで高い精度の気候再現性能が求められる。影響評価研究の多くは、地域気候モデルによって力学的にダウンスケールされた気候予測データを用いるが、例えば梅雨による降水が適切に表現されない全球モデルをいくらダウンスケールしても

良い精度の予測はできない。全球スケールの放射分布や全球平均気温の過去の変化などの再現性だけでなく、梅雨や台風といった地域スケールの現象も精度よく再現できるモデルを目指していかなければならない。

海洋の地域的な情報もニーズが高まっている。日本付近の気候にとって黒潮の振る舞いは重要である。観測される黒潮は四国・本州の南岸を流れて房総半島沖で離岸して東に流れるが、海洋が低解像度の現在の気候モデルでは離岸がうまく表現できず北海道沖まで北上してしまう傾向がある。将来の海洋モデルが中緯度の海洋中規模渦を解像できるまで高解像度化 (約 10 km 格子) されることで解決することが期待される。

謝 辞

気候モデルの開発は、気象研究所の多くの関係諸氏の貢献の結集である。これらの貢献に対して深く感謝します。本稿の執筆にあたっては、野田 彰氏、前田修平氏、保坂征宏氏に多くの有益なコメントを頂いた。さらに、鬼頭昭雄氏には、原稿についてのコメントのほか、黎明期の大気大循環モデル開発について教えていただいた。これらに感謝します。

参 考 文 献

- Adachi, Y., S. Yukimoto, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, T. Y. Tanaka, M. Hosaka, T. Sakami, H. Yoshimura, M. Hirabara, E. Shindo, H. Tsujino, R. Mizuta, S. Yabu, T. Koshiro, T. Ose and A. Kitoh, 2013: Basic performance of a new earth system model of the Meteorological Research Institute (MRI-ESM1). *Pap. Meteor. Geophys.*, **64**, 1-19.
- Ahn, M.-S., D. Kim, D. Kang, J. Lee, K. R. Sperber, P. J. Gleckler, X. Jiang, Y.-G. Ham and H. Kim, 2020: MJO propagation across the maritime continent: Are CMIP6 models better than CMIP5 models? *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087250.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods Comput. Phys.: Adv. Res. Appl.*, **17**, 173-265.
- Bodas-Salcedo, A., M. J. Webb, S. Bony, H. Chepfer, J.-L. Dufresne, S. A. Klein, Y. Zhang, R. Marchand, J. M. Haynes, R. Pincus and V. O. John, 2011: COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 1023-1043.
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U.

- Lohmann, P. Rasch, S. K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens and X. Y. Zhang, 2013: Clouds and aerosols. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 571-657.
- Deushi, M. and K. Shibata, 2011: Impacts of increases in greenhouse gases and ozone recovery on lower stratospheric circulation and the age of air: Chemistry-climate model simulations up to 2100. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **116**, D07107.
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer and K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 1937-1958.
- Gent, P. R. and J. C. McWilliams, 1990: Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
- Gillett, N. P., M. Kirchmeier-Young, A. Ribes, H. Shiogama, G. C. Hegerl, R. Knutti, G. Gastineau, J. G. John, L. Li, L. Nazarenko, N. Rosenbloom, Ø. Seland, T. Wu, S. Yukimoto and T. Ziehn, 2021: Constraining human contributions to observed warming since the pre-industrial period. *Nat. Clim. Change*, **11**, 207-212.
- Golaz J.-C., L. W. Horowitz and H. Levy, 2013: Cloud tuning in a coupled climate model: Impact on 20th century warming. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2246-2251.
- IPCC, 1990: Climate Change: The IPCC Scientific Assessment (J. T. Houghton, G. J. Jenkins, J. J. Ephraums, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 365pp.
- IPCC, 1995: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, K. Maskell, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 567pp.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. L. Miller Jr., Z. Chen, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. M. B. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B. Zhou, eds.). Cambridge University Press. In Press.
- Kawai, H., T. Koshiro and M. J. Webb, 2017: Interpretation of factors controlling low cloud cover and low cloud feedback using a unified predictive index. *J. Climate*, **30**, 9119-9131.
- Kawai, H., S. Yukimoto, T. Koshiro, N. Oshima, T. Tanaka, H. Yoshimura and R. Nagasawa, 2019: Significant improvement of cloud representation in the global climate model MRI-ESM2. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2875-2897.
- Kitoh, A., A. Noda, Y. Nikaidou, T. Ose and T. Tokioka, 1995: AMIP simulations of the MRI GCM. *Pap. Meteor. Geophys.*, **45**, 121-148.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriwa, 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.
- Kusunoki, S. 2018: Is the global atmospheric model MRI-AGCM3.2 better than the CMIP5 atmospheric models in simulating precipitation over East Asia? *Clim. Dyn.*, **51**, 4489-4510.
- Loeb, N. G., D. R. Doelling, H. Wang, W. Su, C. Nguyen, J. G. Corbett, L. Liang, C. Mitrescu, F. G. Rose and S.

- Kato, 2018: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) edition-4.0 data product. *J. Climate*, **31**, 895–918.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069–1080.
- Mechoso, C. R., A. W. Robertson, N. Barth, M. K. Davey, P. Delecluse, P. R. Gent, S. Ineson, B. Kirtman, M. Latif, H. L. Treut, T. Nagai, J. D. Neelin, S. G. H. Philander, J. Polcher, P. S. Schopf, T. Stockdale, M. J. Suarez, L. Terray, O. Thual and J. J. Tribbia, 1995: The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2825–2838.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 851–875.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233–258.
- Morice, C. P., J. J. Kennedy, N. A. Rayner and P. D. Jones, 2012: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **117**, D08101, doi:10.1029/2011JD017187.
- Nagai, T., T. Tokioka, M. Endoh and Y. Kitamura, 1992: El Niño–Southern Oscillation simulated in an MRI atmosphere–ocean coupled general circulation model. *J. Climate*, **5**, 1202–1233.
- National Research Council, 1979: Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment. The National Academies Press, Washington, DC, 22pp, doi:10.17226/12181.
- Noda, A. and T. Tokioka, 1989: The effect of doubling the CO₂ concentration on convective and non-convective precipitation in a general circulation model coupled with a simple mixed layer ocean model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 1057–1069.
- Obata, A. and K. Shibata, 2012: Damage of land biosphere due to intense warming by 1000-fold rapid increase in atmospheric methane: Estimation with a climate-carbon cycle model. *J. Climate*, **25**, 8524–8541.
- Randall, D. A. and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Meteorological Monographs (K. A. Emanuel, D. J. Raymond, eds.)*, Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 137–144.
- Schlund, M., A. Lauer, P. Gentine, S. C. Sherwood and V. Eyring, 2020: Emergent constraints on equilibrium climate sensitivity in CMIP5: Do they hold for CMIP6? *Earth Syst. Dyn.*, **11**, 1233–1258.
- Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka and M. Sugi, 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Pap. Meteor. Geophys.*, **50**, 15–53.
- Tanaka, T. Y., K. Orito, T. T. Sekiyama, K. Shibata, M. Chiba and H. Tanaka, 2003: MASINGAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM: Model description. *Pap. Meteor. Geophys.*, **53**, 119–138.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer and G. A. Meehl, 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485–498.
- Tian, B. and X. Dong, 2020: The double-ITCZ bias in CMIP3, CMIP5, and CMIP6 models based on annual mean precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087232.
- Tokarska, K. B., M. B. Stolpe, S. Sippel, E. M. Fischer, C. J. Smith, F. Lehner and R. Knutti, 2020: Past warming trend constrains future warming in CMIP6 models. *Sci. Adv.*, **6**, eaaz9549.
- Tokioka, T., K. Yamazaki, I. Yagai and A. Kitoh, 1984: A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI-GCM-I). *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, (13), 249pp.
- Tokioka, T., A. Kitoh, I. Yagai and K. Yamazaki, 1985: A simulation of the tropospheric general circulation with the MRI atmospheric general circulation model. Part I: The January performance. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 749–778.
- Tokioka, T., A. Noda, A. Kitoh, Y. Nikaidou, S. Nakagawa, T. Motoi, S. Yukimoto and K. Takata, 1995: A transient CO₂ experiment with the MRI CGCM: Quick report. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 817–826.
- Tsujino, H., M. Hirabara, H. Nakano, T. Yasuda, T. Motoi and G. Yamanaka, 2011: Simulating present climate of the global ocean-ice system using the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM): simulation characteristics and variability in the Pacific sector. *J. Oceanogr.*, **67**, 449–479.
- Yoshimura, H. and S. Yukimoto, 2008: Development of a

- simple coupler (Scup) for earth system modeling. *Pap. Meteor. Geophys.*, **59**, 19–29.
- Yukimoto, S., M. Endoh, Y. Kitamura, A. Kitoh, T. Motoi, A. Noda and T. Tokioka, 1996: Interannual and interdecadal variabilities in the Pacific in an MRI coupled GCM. *Clim. Dyn.*, **12**, 667–683.
- Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda and T. Uchiyama, 2001: The new Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) —Model climate and variability—. *Pap. Meteor. Geophys.*, **51**, 47–88, doi:10.2467/mripapers.51.47.
- Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Hosaka, H. Yoshimura, T. Uchiyama, K. Shibata, O. Arakawa and S. Kusunoki, 2006: Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute Coupled GCM version 2.3 (MRI-CGCM2.3). *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 333–363.
- Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu, T. Ose and A. Kitoh, 2011: Meteorological Research Institute–Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) —Model Description—. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, (64), 88pp.
- Yukimoto, S., Y. Adachi, M. Hosaka, T. Sakami, H. Yoshimura, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, E. Shindo, H. Tsujino, M. Deushi, R. Mizuta, S. Yabu, A. Obata, H. Nakano, T. Koshiro, T. Ose and A. Kitoh, 2012: A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3 —Model description and basic performance—. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 23–64.
- Yukimoto, S., H. Kawai, T. Koshiro, N. Oshima, K. Yoshida, S. Urakawa, H. Tsujino, M. Deushi, T. Tanaka, M. Hosaka, S. Yabu, H. Yoshimura, E. Shindo, R. Mizuta, A. Obata, Y. Adachi and M. Ishii, 2019: The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 931–965.

History of Climate Model Development in Meteorological Research Institute

Seiji YUKIMOTO*

**Department of Climate and Geochemistry Research, Meteorological Research Institute, 1-1, Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052, Japan*
yukimoto@mri-jma.go.jp

(Received 4 June 2021; Accepted 8 December 2021)
