

付録A. 気候変動の将来予測

付録A.1 気候変動の将来予測の手法

付録A.1.1 気候モデルとは

気候変動を予測する場合、実際に地球を用いて実験を行うことはできないため、コンピューターを使った数値計算を行う。まず、コンピューターで取り扱えるように、大気と海洋を3次元空間に規則正しく並んだ格子（図 付録 A.1.1）で区切り、それぞれの格子に大気及び海洋の状態を表す圧力、温度、流れ、物質の濃度などの各要素のデータを配置する。そして、これらの要素が従う物理法則の方程式を用いて一定時間経過後の各要素の状態を計算する作業を繰り返すことで、将来にわたり大気や海洋に起きる変化を予測していく。このような計算を行うためのプログラム群は数値モデルと呼ばれ、気候変動のみならず、日々の天気予報でも用いられている。用途に応じて解像度等の設定などが異なるものの、前述の基本的な考え方は変わらない。数値モデルのうち気候変動の予測に用いるものを気候モデルと呼ぶ。なお、以降で挙げるものも含め、ここで用いているのは一般的な呼称の一例であり、異なる呼称が用いられる場合もある。

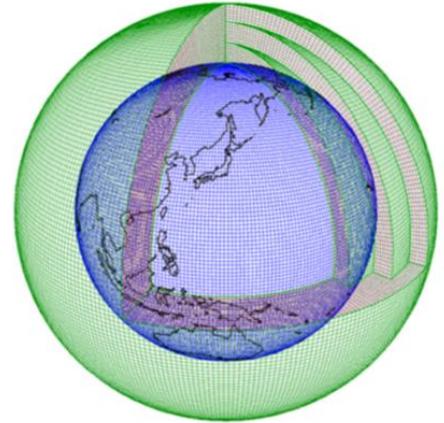


図 付録 A.1.1 地球を覆う格子の模式図

日々の天気予報と気候変動の予測で大きく異なるのは、前者が今の状態（初期値）から始まる近い将来の気象がどうなるかを求めるのに対し、後者はある条件（境界値）を与えた場合に気候がどのような状態になるかを求める点である。ここでの「ある条件」とは、例えば人間活動による温室効果ガスの濃度変化等である。将来の気候変動を予測するに当たっては、これらの条件の将来にわたる変化を予め仮定し、気候モデルに境界値として与える。与える条件が異なれば予測結果も異なるため、予測結果の信頼性を評価するためには、同じ条件に基づいて行われた予測結果を相互に比較する必要がある。そのため、IPCC では、将来の温室効果ガスの排出量を反映した数通りの条件（排出シナリオと呼ばれる）を設定し、原則として、いずれかのシナリオによる予測を評価の対象としている。本報告書で採用している具体的なシナリオについてはコラム3を参照していただきたい。

数値モデルは、大気の変動を計算する大気大循環モデル（あるいは単純に大気モデルとも呼ぶ）、海洋の変動を計算する海洋大循環モデル（海洋モデル）、及び両者を同時に計算する大気・海洋結合モデル（結合モデル）に大別される。大気モデルを用いる場合、海洋の変動は別途用意したものを境界条件として外部から与えて計算を行う。大気モデルは、海洋の変動を計算する必要がなく計算量が結合モデルに比べて少なくなるため、高解像度化やアンサンブル数（後述）を増やせること、モデルの特性によって生じる予測結果の偏り（バイアス）の原因を大気部分に限定できることが主な利点である。海洋まで含めた気候全体の変動を予測するためには結合モデルが用いられる。本報告書で示す結果のうち、IPCC の見解は主に結合モデルによる予測に基づくものである一方、本報告書の予測は大気モデルを用いており、海洋の変動は IPCC で利用された結合モデルの予測結果を基に境界条件として与えている。

数値モデルのうち、地球全体を対象としたものを全球モデル、特定の地域のみを対象としたものを領域モデルと呼ぶ。前述した格子の数が多いほど計算量が増えるため、コンピューターの計算能力に応じて使える格子の数にも限界がある。同じ計算量であれば、狭い領域のみを対象とした方が格子間の距離を近くし、より詳細に予測することが可能である¹⁰⁹。従って、特定の地域について詳細に気候変動を予測したい場合は、領域モデルが有効な手段となる。ただし、領域モデルで予測を行う場合でも、モデルの対象領域の外の変動を境界条件として与えることが必要で、基本的には全球モデル、又はより広範囲の領域モデルの計算結果から与えられる（図 付録 A.2.1 参照）。気候変動の予測に用いる全球モデルの格子の間隔は、現在、一般に数十 km から数百 km 程度であるため、その予測結果からより詳細な情報を得るために用いられるのが、ダウンスケーリングと呼ばれる手法である。ダウンスケーリングは力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングの2種類に大別され、それぞれの手法に長所と短所がある（詳細は、各々付録 A.1.2、付録 A.1.3 を参照していただきたい）。

以上のように、気候予測に用いられる手法の特徴を理解した上で、目的に応じて使い分ける必要がある。

付録A.1.2 力学的ダウンスケーリング

付録A.1.1にも記載しているとおり、天気予報は、数値モデルと呼ばれるコンピュータープログラムを用いた計算を基にしている。このプログラムには気象に関係する様々な方程式が記述されており、基本的には物理法則に基づいた予報が出されることになる。地域スケールのきめ細かな予報を出す場合には、それに応じた高い空間解像度を持つ数値モデルを使うことが肝要である。空間解像度を上げて対象を詳細に見ることをダウンスケーリングと呼び、特に物理法則（主に力学）を表す方程式を含んだ数値モデル（力学モデル）を用いたダウンスケーリングを力学的ダウンスケーリング（Dynamical Downscaling: DDS）と呼ぶ。高い解像度を持つ数値モデルは多くの計算機資源（計算時間、メモリー、ストレージなど）を必要とするため、計算領域を限定することがよく行われる。従って、計算領域を絞りつつ空間分解能を上げることがDDSの基本戦略となる。

温暖化予測についても、天気予報と同様にDDSが適用できる。DDSは、数値モデルを用いて地域スケールのきめ細かな温暖化予測情報を作成する際に用いられることが多い。例えば英国では、The UK Climate Projections (UKCP)という気候シナリオの作成の際、欧州と英国を対象としたDDSが実施され、地球温暖化の影響評価及び適応策の検討に使用可能な様々な種類の将来気候予測データが提供されている。日本においても、『日本の気候変動2020』（文部科学省及び気象庁, 2020）ではDDSの結果を基にした報告がされ、『気候予測データセット2022』（文部科学省及び気象庁, 2022a）においてはDDSで作成されたデータセットが公開されている。本報告書におけるDDSの詳細については、付録A.2.1項を参照していただきたい。

付録A.1.3 統計的ダウンスケーリング

統計的ダウンスケーリング（Statistical downscaling; SDS）は、ローカルな気象要素の変動と広

109 ただし、格子間の距離が近くなるほど時間方向の計算間隔を短くする必要があるため、同じ計算量で常に同じ格子数・同じ時間の変化を予測できるわけではない。

域の気象場の統計的な関係を利用した地域詳細化の手法である。予報天気図の気圧配置を見るだけで住んでいる地域の翌日の天気がある程度予測できる人もいるだろう。これもそれまでの知識と経験に基づいたSDSと言える。客観的にダウンスケーリングを行うため、実際にはこの関係をモデル化する必要がある。手法を大別すると、上記のような天気図分類型のほかに、回帰モデル型やウェザージェネレータを用いる方法などがある（Wilby et al., 2004）。どの手法においても、対象とするローカルな気象要素を目的変数とし、その日々の値や変動を表現するために再解析データや全球気候モデルの出力を説明変数として関係式を作るという点が共通している。

気候変動適応法の施行（2018年12月～）や気候関連財務情報開示タスクフォース¹¹⁰への対応が推奨されるようになったことを背景に、地方公共団体や企業も気候変動への適応策を検討することが求められている。これに伴い、高い水平解像度の気候予測データと気候変動影響評価の需要が高まっており、地域気候モデルを用いたDDSと並んでSDSによるデータも気候予測データの選択肢に挙げられるようになってきた。両者はそれぞれ長所と短所があり、相補的な関係にある。SDSの最大の長所は、計算コストが低いという点であり、それを利用して複数の全球気候モデルや温室効果ガス排出シナリオに適用され、気候モデルの違いによる不確実性の解析等に役立てられている。一方で、SDSの目的変数は通常1つで、目的変数ごとに使用する説明変数や関係式は変わるため、SDS後の変数間の物理的整合性に欠けることも多い。また、台風や豪雨などの極端な現象の解析にはDDSが効果的である。それぞれの特性をよく理解して、適切な手法によるデータを選択することが重要である。

SDSの中には、目的変数と同じ気象変数を説明変数として、過去期間の説明変数と目的変数の観測値を比較することで、地域詳細化とバイアス補正を同時に行うものもある。このような手法が選択される場合には地域詳細化は単純内挿など簡易的に行われる場合が多く、SDSの中でModel output statistics (MOS) として分類される。第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) の5つの全球気候モデルに適用されたバイアス補正データ (Ishizaki et al., 2022; 『気候予測データセット2022』 (コラム4参照) に日本域CMIP6データ (NIES2020) として収録) は、MOSで創出されたものである。これに対して、比較的大きなスケールでの説明変数によって地表における目的変数を表現する方法はPerfect Prognosis (PP) と呼ばれる。例えば、von Storch et al. (1993) では、イベリア半島における地球温暖化時の降水変化を調べるために、海面気圧と降水量の統計関係を用いた。すなわち、両者の違いはモデル構築時の説明変数にあり、MOSでは全球気候モデルなどでシミュレートされた予測変数と観測された目的変数の間で統計関係を構築するが、PPでは再解析などの解析値を説明変数とし、それと目的変数の間で統計モデルが構築される。

近年では、人工知能 (AI) のSDSへの応用例も見られる。数値予報の事後処理である予報ガイダンスにおいてもカルマンフィルタやニューラルネットワークといったAIが活用されているが、画像処理技術などの目覚ましい発展を背景に、バイアスを含むようなシミュレーションデータや気候予測データに対するAIの活用例が次々と発表されている。国際的な枠組みである統合地域ダウンスケーリング実験 (CORDEX) でも、AIなどの統計手法でDDSを模倣するRCMエミュレータ

110 TCFD (Task Force on Climate-related Financial Disclosures) のことで、気候関連の情報開示及び金融機関の対応をどのように行うかを検討するために、G20 の要請を受けた金融安定理事会により 2015 年に設立された。2017 年 6 月に公表された最終報告書の中で、企業等に対し、気候変動に関連するリスクと機会の財務的影響を整理し、ガバナンス、戦略、リスク管理、指標と目標の 4 項目を開示することを推奨している。

一の構築が複数の地域で試みられている。多数の説明変数が入力値として用いられ、統計モデルの構造も複雑になる傾向はあるが、DDSよりも低コストでもっともらしい気候予測データを創出できるとあって、応用例は今後ますます増加すると見られる。

SDSの種類は多岐にわたっており、水平解像度や時間解像度といった見かけの情報だけでは、必ずしもユーザーのニーズに合致したダウンスケーリングデータとの適合はできない。SDSは特定の用途に合わせてデザインされ、実際の気象場の一側面を表現しているに過ぎないことも多い。単に空間解像度が目的とするものと合致しているからという理由だけでデータを利用すると、誤った結果を招く可能性もある。不適切なデータ利用を回避するため、将来予測だけでなく過去再現のダウンスケールデータを使って、用途に応じて気象要素の確率分布、空間分布、時間変化の特徴、変数間の関係などを確認することが望ましい(Maraun and Widmann, 2018)。全ての気候学的特徴が観測値と比較して現実的であるとは限らないが、利用する目的が気候変動を対象とした影響評価モデルであれば、モデルの中でどの変数のどのような気候学的特徴が重要であるかを理解し、それを表現することができる統計手法を選択すべきである。例えば、乾燥が生育に重要なインパクトをもつ作物の収量を予測する影響評価モデルであれば、ダウンスケールされたデータについて、平均降水量だけでなく連続無降水日数の再現性についても確認する必要があるだろう。SDSデータの性質をよく理解して適切なデータ選択をすることが重要である。

また、SDSの多くでは、過去期間で構築された統計関係が、温暖化時にも変わらないという仮定の下で将来気候に適用されていることにも注意が必要である。AI手法を含むSDSでは、観測された範囲を超えて外挿する場合に、特に極端なイベントで不適切な値になることがある。各統計モデルがどの程度まで外挿に耐えうるのかということを知るためには、長期観測データやDDSの結果を活用し、感度実験等を行って評価する必要がある。また、SDSがMOSとPPのどちらの種類であるかも、統計手法の適用範囲を検討する上で重要な視点である。SDSデータの適切な利用促進のためには、データの公開とともに手法や説明変数、利用限界等のガイドラインの整備が必須となっていくであろう。

付録A.1.4 気候モデルの国際比較

数値モデルの改良に取り組むに当たっては、数値モデルの性能や特性、問題点等を把握する必要がある。このため、数値モデルによるシミュレーション結果を観測データや再解析データと比較するだけでなく、ほかの数値モデルによるシミュレーション結果と比較し、問題点の原因となるモデル内の物理プロセスの特定等を行うことも多い。全球の気候モデルについては、世界気候研究計画(WCRP)が、1995年に結合モデル相互比較プロジェクト(Coupled Model Intercomparison Project; CMIP)を開始し、これまで気候モデルの開発を行う世界各国の多くの気象機関や研究機関が参加してきた。1995年に開始した第1期は、2023年現在では第6期(CMIP6)まで行われており、第5期(CMIP5)では19機関が、CMIP6では28機関が参加した。また、通常1機関からは複数のバージョンのモデルが提供されているため、CMIP6では合計103のモデルが使われた。

気候モデルの相互比較を行うためには、実験設定や出力するデータの種類や形式等を統一して行う必要があり、CMIPではこれらの事項が規定されている。また、近年のCMIPでは多数の実験が行われている。CMIP6は、現在気候の再現実験等の参加機関が必須で行う必要のある基本実験群(Diagnosis, Evaluation, and Characterization of Klima (DECK)と呼ばれる)のほか、任意参加の

複数のテーマ別実験群から構成されており、例えば高解像度な気候モデルによる将来予測に着目した High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP) や、10 年規模変動の予測に着目した Decadal Climate Prediction Project (DCPP)、古気候に着目した Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) など、約 20 のテーマがある。

こうした CMIP の成果は、IPCC による気候変動の科学的な評価に大きく貢献している。CMIP におけるシミュレーション実施のサイクルは約 7~8 年で IPCC 評価報告書作成サイクルと連動しており、CMIP5 の成果は IPCC 第 5 次評価報告書に、CMIP6 の成果は IPCC 第 6 次評価報告書に主に用いられた。なお、IPCC 第 5 次評価報告書の 1 つ前のサイクル (IPCC 第 4 次評価報告書) では、第 3 期 (CMIP3) の成果が主に用いられた。その後、IPCC 評価報告書のサイクルと CMIP の次数を揃える関係で第 4 期 (CMIP4) はスキップされたため、これまで実施された CMIP は実質的には 5 回である。

CMIP の期数が進むに従って参加する気候モデルの改良も着実に進められている。CMIP5 から CMIP6 では、気候モデルにおける雲の表現手法が改良されたことにより、高緯度域における放射バイアスが減少している。また、気候モデル自体の高解像度化も進められており、CMIP5 から CMIP6 で水平解像度は大きく変わっていないものの、鉛直方向では成層圏までカバーした気候モデルが増加した。とはいえ CMIP5 と CMIP6 で、全体としては参加する気候モデルの現在気候の再現性に明らかな違いは見られていない。CMIP5 と CMIP6 の違いについては、『気候予測データセット 2022 解説書』(文部科学省及び気象庁, 2022b) の第 1 章にも解説されているため、適宜参照していただきたい。

前述の通り、CMIP には多数の気候モデルが参加していることから、将来予測における不確実性の一つである気候モデルの不確実性を評価する上でも、CMIP は極めて重要なプロジェクトとなっている (詳細は付録 B.1.2 項参照)。また、CMIP のデータはインターネット上に公開されており、気候変動に関する研究等において広く活用されている。本報告書における世界の将来予測は、CMIP を利用した予測結果に基づいている。一方で日本の将来予測は、主として気象庁が独自に行った気候モデルの予測に基づいており、その詳細を付録 A.2 で解説する。

付録A.2 日本域の予測で用いた気候モデルと予測計算の設定

付録A.2.1 大気モデルによる予測

本報告書において、日本の大気を対象とした将来予測は、極端現象の発生頻度・強度の予測を除き、原則として、気象庁気象研究所が開発した非静力学地域気候モデル (NHRCM: Sasaki et al., 2008) の水平解像度 2 km バージョン (NHRCM02) を用いた将来予測計算の結果 (Murata et al., 2017) に基づいている。本報告書では、この予測 (以下「本報告書の予測」という。) においては、2° C 上昇シナリオ (RCP2.6) と 4° C 上昇シナリオ (RCP8.5) の 2 つのシナリオを用いた予測を行っている。なお、このデータは、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」及び「統合的気候モデル高度化研究プログラム」において、気象庁気象研究所が開発したものであり、『気候予測データセット 2022』(コラム 4 参照) に日本域気候予測データとして収録されている。

予測計算に当たっては、同じく気象研究所が開発した水平解像度 20 km の全球大気モデル (MRI-AGCM20: Mizuta et al., 2012、各章内では全球 20km モデルと記載) に海面水温・海水被覆データを境界条件として与え、20 世紀末の 20 年分 (1980~1999 年、以下「20 世紀末気候」と表記。) 及

び 21 世紀末の 20 年分（2076～2095 年、以下「将来気候」と表記。）の計算を行った。次に、それらの結果を境界条件として、日本とその周辺を対象として水平解像度 5 km の NHRCM(NHRCM05) による計算（Murata et al., 2015）を行い、更にその結果を境界条件として、NHRCM02 による計算を行った（図 付録 A.2.1 参照）。この手法は付録 A.1.2 項で解説した力学的ダウンスケーリングであり、NHRCM05、NHRCM02 が領域モデルに相当する。

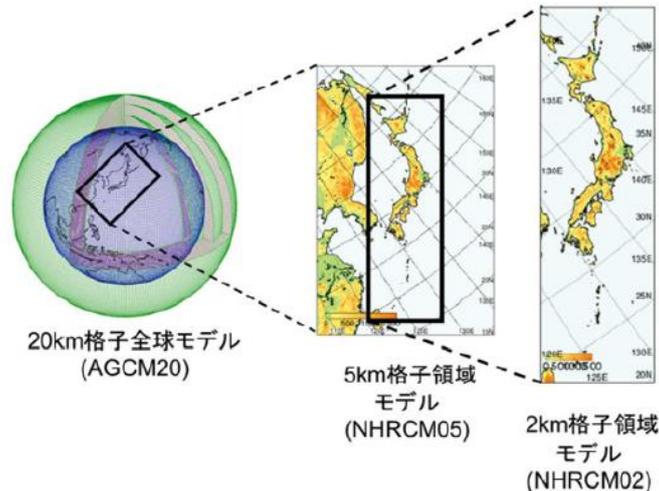


図 付録 A.2.1 NHRCM02 で計算を行った領域
（文部科学省研究開発局（2014）より転載。）

MRI-AGCM20、NHRCM05 及び NHRCM02 はいずれも大気モデル（付録 A.1.1 項参照）であるため、海面水温（SST: Sea Surface Temperature）データを別に用意して与える必要がある。本予測計算では、Mizuta et al. (2014) に基づき、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 及び 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の両シナリオ下における、それぞれ 4 通りの予測結果を用いた。

具体的には、まず、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期 (CMIP5) で行われた 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 及び 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の下での各国の全球大気海洋結合モデルから 28 モデルを選択し、全モデルによる平均値を将来の海面水温の変化量の 1 つとする（図 付録 A.2.2 (a) 及び (e)）。次に、降水や大気循環に大きな影響を与える熱帯域の SST 変化を対象にクラスター解析を行い 3 パターンに分類する。そして、「4°C 上昇シナリオ (RCP8.5)」及び「2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)」の両シナリオ下での予測結果について、各パターンにおいて選択されたモデルの SST 分布を平均した上で、熱帯域における平均した SST の昇温量が 28 モデルによる平均値と同じになるように全球の SST の昇温量を規格化する（図 付録 A.2.2 (b)～(d) 及び (f)～(h)）。MRI-AGCM20、NHRCM05 及び NHRCM02 を用いて将来気候を計算する際は、現在の観測値（平均値及び年々変動）にこれらの SST 将来変化パターンを加えたものを与えている。

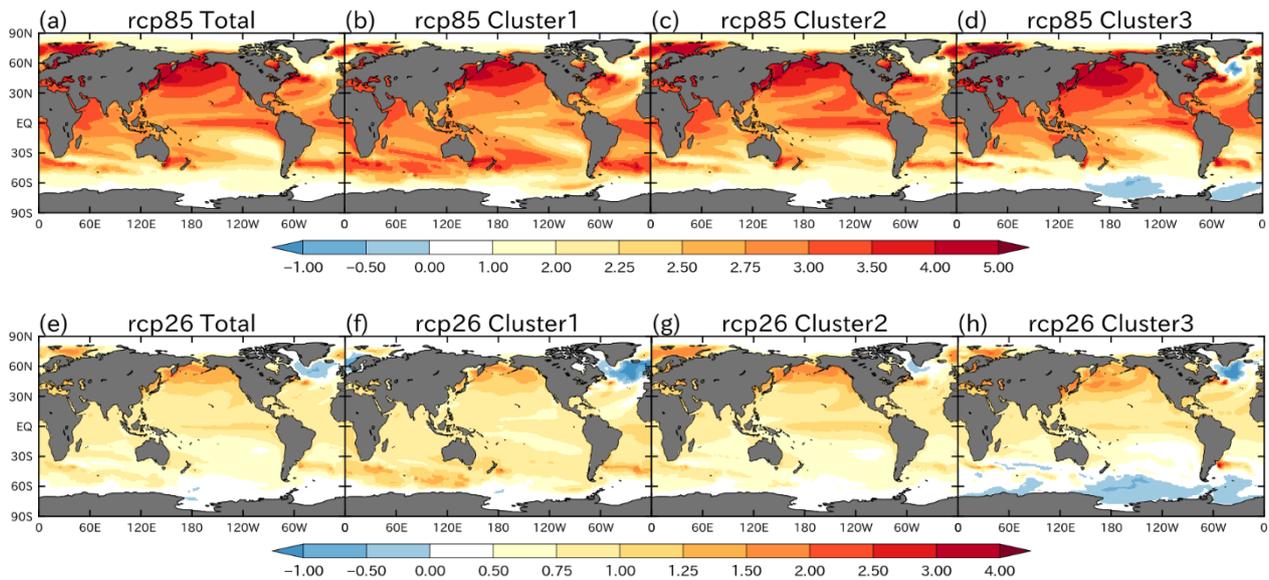


図 付録A.2.2 SST分布の異なる4パターン(将来変化)

上段(a~d)が4°C上昇シナリオ(RCP8.5)、下段(e~h)が2°C上昇シナリオ(RCP2.6)下での変化。熱帯域のSSTの昇温量が同じになるように規格化している。(Mizuta et al. (2014) より改変・転載)

- (a) (e) 全28モデルの平均： 熱帯太平洋中部から東部での昇温が大きく、エルニーニョ的な変化を示す。
- (b) (f) クラスタ1(8モデル)： 熱帯太平洋中部から東部での昇温が小さく、南北半球間のコントラストも小さい。
- (c) (g) クラスタ2(14モデル)： (a), (e) よりも更にエルニーニョ的な変化を示す。
- (d) (h) クラスタ3(6モデル)： 熱帯太平洋中部から東部での昇温が小さく、南北半球間のコントラストが大きい。

本報告書では、将来変化の予測を、4メンバーの将来気候の気候値(20年平均値)の平均と20世紀末気候の気候値(20年平均値)との差又は比として示す。また、地域別の解析においては、次の理由から、気温と降水については地方季節予報の予報区分(図1.4.4:北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部・奄美、沖縄地方の11地方)、降雪・積雪については、全般季節予報の予報区分(図1.4.5:北日本日本海側、北日本太平洋側、東日本日本海側、東日本太平洋側、西日本日本海側、西日本太平洋側、沖縄・奄美の7地域)のうち、降雪がほとんど発生しない沖縄・奄美を除いた区分ごとに統計した結果として示す。

「本報告書の予測」で使用した気候モデルの水平解像度は2kmと高解像度ではあるとはいえ、地形(山岳の起伏、海岸線、都市の存在など)等含めて現実を完全に再現したものではなく、また再現できる現象のスケールは、水平解像度の数倍程度以上のものである。このため、ある程度の空間的広がりを持つ領域を対象に予測結果を解釈することが適切であり、その領域が小さくなるほど将来予測の不確実性は大きくなる。「本報告書の予測」で使用した気候モデルの4メンバーで将来変化の符号が全て一致するか、という観点で予測の不確実性を見ると¹¹¹、例えば2°C上昇シナリオ

111 予測結果の4メンバー間のばらつきは、気候モデルに与えた境界条件の違いに起因すると考えられる。4メンバーの全てで将来変化の符号が一致しない場合、境界条件によって定性的な変化傾向もばらついていることを意味するため、予測の不確実性は大きいと考えられる。

(RCP2.6)における日降水量 100 mm 以上の年間発生回数について、都道府県の空間スケールでは約半分で 4 メンバー間の将来変化の符号が一致せず（不一致）、不確実性の大きい予測を示すことになる（表 付録 A.2.1）。一方で、地方季節予報の予報区分（11 地方）の空間スケールでは、不一致の割合は 2 割程度となる。年間無降水日数については、全般季節予報の予報区分（7 地域）、地方季節予報の予報区分（11 地方）、都道府県とも同じ程度の割合で不一致が見られるが、年間猛暑日、熱帯夜、冬日日数等の気温関係の要素では、地方季節予報の予報区分（11 地方）の空間スケールであれば不一致はゼロである。メンバー間の不一致の割合は、空間スケールの違いだけではなく、着目する要素や時間スケールの長さ（年別、季節別、月別等）、将来予測シナリオによっても異なる。連続的な広がりを持つ気温に關係する要素は、都道府県のスケールでもメンバー間の不一致が見られることは少ない一方、降水域の有無によって大きく変動し、気温に比べて再現が難しい降水關係の要素は、都道府県の空間スケールでは信頼性のある予測を示すことができない。このことから、本報告書においては、気温、降水量については、地域別の解析結果を地方季節予報の予報区分（11 地方）で揃えて示すこととした。また、降雪・積雪關係については、冬季の日本海側と太平洋側の氣候の違いが大きいことも考慮し、全般季節予報の予報区分のうち沖縄・奄美を除いた区分（北・東・西日本の日本海側、太平洋側）で示す。

表 付録 A.2.1 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）による予測 4 メンバー間の不一致割合の比較

数値（%）は 4 メンバー不一致の割合、括弧内左の数値は不一致数、同右の数値は地域等の合計数を示す。7 地域は北・東・西日本日本海側/太平洋側と沖縄・奄美、11 地方は、地方季節予報の予報区分の北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部・奄美、沖縄地方である。都道府県は 46 都道府県に加え、北海道は 14 振興局に分割して集計した。なお冬日については、沖縄・奄美/沖縄地方は集計対象外とし、7 地域、11 地方、都道府県の地域数、都道府県数の合計から 1 を引いている。

要素	全国	7 地域	11 地方	都道府県
年間猛暑日日数	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	0.0% (0/11)	1.7% (1/60)
年間熱帯夜日数	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	0.0% (0/11)	1.7% (1/60)
年間冬日日数	0.0% (0/1)	0.0% (0/6)	0.0% (0/10)	0.0% (0/59)
1 時間降水量 50mm 以上の年間回数	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	0.0% (0/11)	1.7% (1/60)
日降水量 100mm 以上の年間日数	0.0% (0/1)	14.3% (1/7)	18.2% (2/11)	51.7% (31/60)
年最大日降水量	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	9.1% (1/11)	28.3% (17/60)
年間無降水日数	0.0% (0/1)	28.6% (2/7)	27.3% (3/11)	20.0% (12/60)

付録A.2.2 海洋モデルによる予測

本報告書における海面水温、海面水位、海氷、海洋循環の日本近海についての将来予測は、『領域海洋将来予測データセット（FORP: Future Ocean Regional Projection）version 4』の北太平洋 10 km 版データ（FORP-NP10）に基づいている。FORP version 4 は、文部科学省による統合的気候モデル高度化研究プログラム（TOUGOU）及び気候変動予測先端研究プログラム（SENTAN）の下で海洋研究開発機構と気象庁気象研究所の共同により作成されたデータセットで、地方公共団体等の気候変動適応策の検討に資することを目的としたものであり、『気候予測データセット 2022』に

「⑭日本域海洋予測データ」を構成するデータとしてその一部データが格納されている（コラム 4 参照）。

FORP-NP10 に用いたモデル（以下「FORP 海洋モデル」と表記。）は、気象研究所で開発された MRI.COM（Sakamoto et al., 2023）である。モデル領域は気象庁日本沿岸海況監視予測システムの北太平洋モデル（図 付録 A.2.3：東経 99 度から西経 75 度、南緯 15 度から北緯 63 度）に準拠し、水平解像度は東西 1/11 度、南北 1/10 度、鉛直 60 層である。海氷過程は計算されるが、潮汐、熱膨張による海面水位変動などは計算されない。

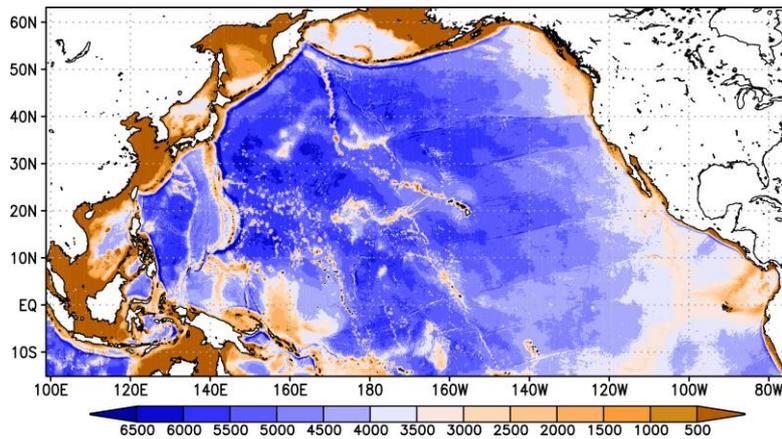


図 付録 A.2.3 FORP 海洋モデルの領域と水深 (m)

海洋モデルにおいて必要となる大気からの境界条件は、CMIP5 のうち 4 つのモデル（MRI-CGCM3, MIROC5, GFDL-ESM2M 及び IPSL-CM5A-MR）を用いた。モデルの側面境界では、解像度の粗い（解像度 100 km）の全球モデルで計算した水温・塩分を与えている。現在気候再現実験は 1960 年から 2005 年とし、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の両シナリオによる将来予測実験は 2006 年から 2100 年の期間について実施した。

FORP 海洋モデルで計算される海面水位は力学的計面高度（全球平均でゼロ）であるので、こ

こは計算されない海水の膨張や収縮、淡水の流出・流入による海面水位の変化については、IPCC (2021) に基づく世界平均海面水位の上昇量を加えることで補っている。そのため、以下の様にして、日本付近の海面水位上昇（図 9.2.5）を求めている。

海面水位上昇 = IPCC (2021) に基づく全球平均水位上昇（全球一様）+ 日本域海洋予測データ（『気候予測データセット 2022』）の力学的海面高度の変化（空間分布あり）

海水の膨張や収縮、淡水の流出・流入による海面水位の変化は非常に早い時間スケールで全球一様に広がるため、その空間分布は考慮していない。また、地殻の上下動による海面水位（図 9.2.7）は特に日本付近では将来予測に大きな不確実性が含まれる事から加えていない。その他、FORP 海洋モデルの設定や計算手法の詳細については Nishikawa et al. (2024) を参照していただきたい。

付録A.2.3 海洋酸性化の将来予測

(1) 長期海洋観測に基づく重回帰モデルによる海洋酸性化指標の将来変化推定

本報告書の海洋酸性化の将来予測には、IPCC (2013) で示されている予測結果に加えて、日本近海について長期海洋観測に基づいて作成した重回帰モデルに地球システムモデルによる将来変化を適用した結果を用いた。後者の手法に用いた地球システムモデルは、付録 A.2.2 で海洋モデルの海面境界条件として選択した 4 つのモデルに、物質循環過程に先進的な窒素循環過程を導入した CESM1-BGC モデルを加えた 5 つのモデルである。本報告書で評価する表面海水の酸性化に関して、5 つのモデルのアンサンブル平均値は、IPCC (2013) で使用されたより多くのモデルのアンサンブル平均値と同様の将来変化傾向を示す。

長期海洋観測に基づく重回帰モデルについて、以下で詳細に説明する。本報告書では、気象庁の海洋気象観測船等が北緯 30 度東経 137 度付近及び沖縄近海で取得した観測結果とそれに基づく関係式を将来変化にも適用する形で海洋酸性化の将来予測を行った (Kosugi et al., 2023)。具体的には、次の 3 つの仮定を基に、将来の表面海水 pH やアラゴナイト炭酸カルシウム飽和度 Ω_A を算出した。

- ①将来にわたり海面の全炭酸濃度が、大気中の二酸化炭素濃度に並行して増加する。
- ②全炭酸濃度と海面水温及び海面塩分との相関関係（全炭酸濃度の季節変動成分）が将来にわたり変化しない。
- ③海面の全アルカリ度が塩分に比例し、その比率が将来にわたり一定である。（図 付録 A.2.4; Midorikawa et al., 2012）

まず、仮定①を用いることにより、RCP シナリオに応じて決まる大気中の二酸化炭素濃度の年平均値から、人為起源二酸化炭素による海面の全炭酸濃度の増加を算出する。海面の全炭酸濃度は生物による生産や呼吸、大気海洋間のガス交換、冬季の鉛直混合等によって変化するが、これら変動の多くは季節的であり、海面水温や海面塩分の変動から全炭酸濃度の季節変動を再現することが可能であることが分かっている（図 付録 A.2.5; Ishii et al., 2011; Ono et al., 2019）。この量的関係が将来にわたり維持されるという仮定②を、地球システムモデルが出力した将来の水温や塩分に適用することで、将来の全炭酸濃度の季節変動成分を算出する。

亜熱帯海域では海面の全アルカリ度は塩分とほぼ比例することが知られている (Lee et al., 2006; Takatani et al., 2014)。この塩分と全アルカリ度の比率が将来にわたって変動しないと仮定し（仮定③）、地球システムモデルが出力した将来の塩分から全アルカリ度を推定する。

炭酸系の主要 4 パラメータ（二酸化炭素分圧、全炭酸濃度、全アルカリ度、pH）のうち 2 つの値が定めれば、海洋の炭酸系の化学平衡の状態が定まり、残り 2 つの要素及びそのほかの関連パラメータの値（本報告書で評価を行うアラゴナイト炭酸カルシウム飽和度 (Ω_A) を含む。）を算出することができる (Lewis and Wallace, 1998)。そのため、仮定①及び②で予測された将来の全炭酸濃度に加えて仮定③を用いてアルカリ度の値を定めることにより、表面海水中の pH 及び Ω_A の将来予測を算出した。

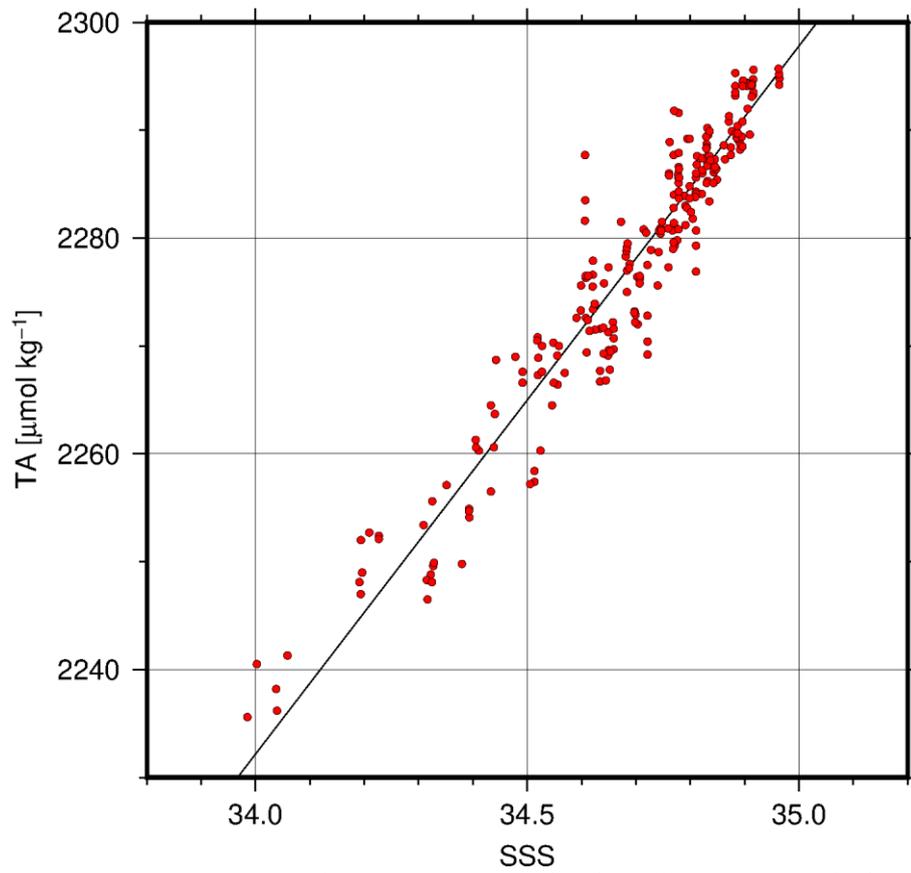


図 付録 A.2.4 九州・沖縄周辺海域における塩分 (SSS) と全アルカリ度 (TA) の関係
直線は回帰直線 ($TA = SSS \times 65.652$) を示す。

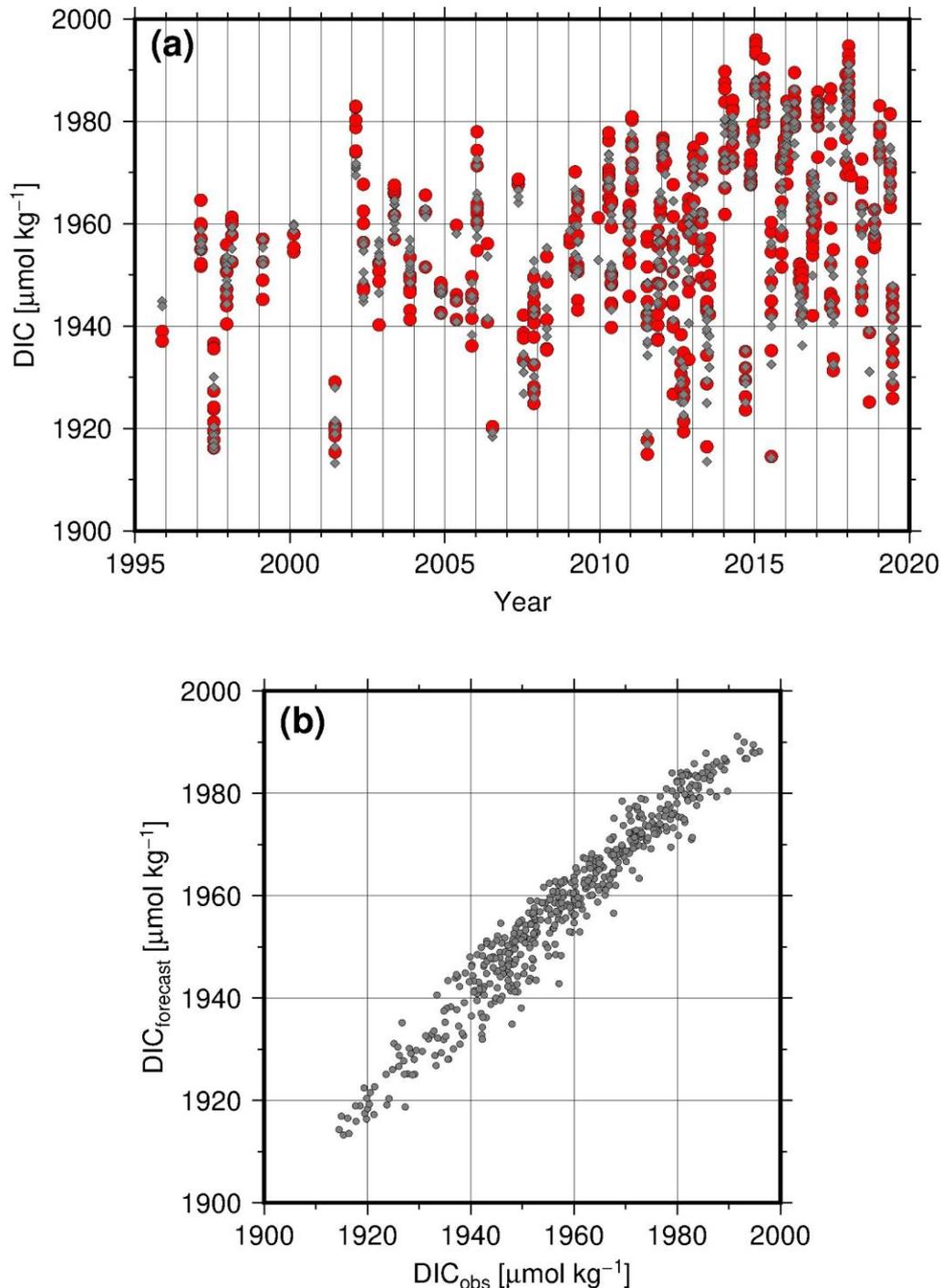


図 付録 A.2.5 経験的重回帰モデルの検証 (九州・沖縄周辺海域)

(a) 1995～2020年の九州・沖縄周辺海域の全炭酸(DIC)の観測値(赤)と水温、塩分から経験的に予測した全炭酸(灰)、(b) 横軸に観測値(DIC_{obs})、縦軸に予測値(DIC_{forecast})をとり、両者の関係を示したもの。

(2) 『気候予測データセット 2022』日本域海洋予測データ (FORP-NP10)

日本周辺の海域別水素イオン濃度及び炭酸カルシウム飽和度の将来変化推定に前項の重回帰モデルに加えて『気候予測データセット 2022』の⑭日本域海洋予測データ (FORP-NP10、コラム 4 参照) を使用した。ただし、本報告書では予測データそのものではなく、Jiang et al. (2023) の手法に基づき、水素イオン濃度及び炭酸カルシウム飽和度の算出に使用する主要変数(水温・塩分・全炭酸濃度・全アルカリ度)のバイアス補正を行ってから、Lewis and Wallace (1998)に従って再計算する形とした。日本域海洋予測データの仕様については、付録 A.2.2 項を参照していただきたい。

付録A.2.4 地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース (d4PDF)

付録 A.2.1 項 で示した気象庁による将来予測は、4 メンバーで構成されており、自然変動による不確実性の幅をある程度考慮することができるものの、まれにしか起きない（例えば数十年に一度程度の）極端な現象（以下「極端現象」と表記。）の発生頻度の変化等を評価するためには、更に多数のメンバーが必要になる。

文部科学省による気候変動リスク情報創生プログラム¹³の下で創出された地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース (d4PDF) は、これまでにない多数（最大 100 メンバー）のアンサンブル実験を行うことにより、極端現象の再現と変化傾向に関する議論を可能とするデータセットである (Mizuta et al., 2017)。『気候予測データセット 2022』に⑤全球及び日本域確率的気候予測データとして収録されている（コラム 4 参照）。本報告書では、主に日本域における極端現象の発生頻度、強度の将来予測に利用している。

使用されたモデルは、水平解像度 60 km の全球モデル MRI-AGCM60 と、水平解像度 20 km で日本付近を対象とする領域モデル NHRCM である。全球モデルにおいて、予測される変化を算出する際の基準となる過去実験は 1951 年から 2011 年 8 月の 60 年間について行われており、メンバー数は 100 である。地球温暖化が進行した状態に対応する昇温実験には 4°C 上昇実験と 2°C 上昇実験、1.5°C 上昇実験の 3 つがあり、それぞれ、工業化以前と比べて世界平均地表気温が 4°C、2°C、1.5°C 上昇した気候状態についてシミュレーションしたものである。期間は 4°C 及び 2°C 上昇実験では 60 年間、1.5°C 上昇実験では 30 年間で、メンバー数はそれぞれ 4°C 上昇実験が 90、2°C 及び 1.5°C 上昇実験が 54 である。温室効果ガス濃度等の外部強制因子は、それぞれ、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の 2090 年、2040 年、2030 年の値を与えており、工業化以前と比べて世界平均地表気温が 4°C、2°C、1.5°C 上昇した状況に相当する。外部強制因子が時間変化しない点が本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）と異なるものの、4°C 上昇実験及び 2°C 上昇実験とも、おおむね、それぞれ 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 及び 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の予測に対応すると考えられる。境界条件として与える海面水温 (SST) には、観測された SST からトレンド成分を除いたものに、将来の SST パターンを加えたものを使用した。ここで将来の SST パターンは、CMIP5 に貢献した全球大気海洋結合モデルの実験結果を基に 6 種類の将来変化の空間パターンを用意し、各パターンに 4°C 上昇実験では 15 種類、2°C 及び 1.5°C 上昇実験では 9 種類の摂動を加えた、それぞれ合計 90 種類、54 種類、54 種類の分布を与えることで作成した。これにより、上記のような多数のメンバー数を確保している。更に、人為起源の地球温暖化が起きる前の状態に対応する非温暖化実験が、過去実験と同じ期間とメンバー数で行われており、外部強制因子は工業化以前の水準に固定されている。

領域モデル実験では、全球実験から 20 km 解像度まで力学的ダウンスケーリングを行っており、過去実験のメンバー数は 50、非温暖化実験 (Kawase et al., 2019a) のメンバー数は 100、昇温実験のメンバー数は全球モデルと同様である。本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）と比較すると、モデルの解像度、与えている SST や外部強制因子等の設定が異なるが、用いているモデルは同様である。詳細な実験設定については『気候予測データセット 2022 解説書』（文部科学省及び気象庁, 2022b）を参照していただきたい。なお、極端な高温と大雨の発生頻度と強度の将来予測（各々第 4.2.2(3)項、第 5.2.2(3)項）で

は、このうち非温暖化実験、過去実験、1.5°C、2°C、4°C上昇実験について、各々1500年分（30年×50メンバー、過去実験では1981年～2010年の期間を使用）のデータを解析した。

付録A.3 モデルの気候再現性とバイアス補正

付録A.3.1 大気モデルの気候再現性とバイアス補正

気候モデルを用いて地球温暖化予測を行う場合、その気候モデルがどの程度、現実の気候を再現できているのかを確認する必要がある。

本報告書の予測で用いている地域気候モデル（NHRCM02）について、観測値（アメダス、地上気象観測）とその地点に対応する格子点値の20世紀末気候の計算結果（1980～1999年の平均値）を地域ごとに比較し、バイアスの評価と補正を行った結果の概略を以下に記載する。詳細については文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」を参照していただきたい。

気温の階級別日数や大雨の出現頻度等、閾値が関係する統計量の変化は、気候モデルの出力値と現実の観測の出現頻度が十分に一致しない場合、バイアスが増幅されて変化量の算出に影響し、適切な予測値を得られないことがある。一方、上記の手法からも分かるとおり、バイアスの評価及び補正が可能なのは、観測地点と対応する格子点に限られる。そのため、本報告書で示す将来予測のうち、これらの閾値が関係する統計量については、バイアス補正後の気温及び降水量の計算結果を用いて算出した値を示し、気温及び降水量については、バイアス補正前の地域全体の格子点値を用いて計算した結果を示す。なお、後者については変化量（20世紀末気候と将来気候の差）を計算する際にバイアスがおおむね相殺される。

(1) 気温の再現性

地域気候モデルの結果に見られるバイアスは以下のとおり。これらのバイアスは、バイアス補正によりおおむね解消される。

平均気温	北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部・奄美、沖縄地方の全ての地方で、夏に1～2°C程度の正のバイアスがある。一方で、北海道、東北、北陸地方では、冬に負のバイアスがある。
最高気温	北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、中国地方で冬に1～4°C程度の負のバイアスがあり、北海道地方では年平均でも負のバイアスがある。一方で、北海道地方は夏に、九州北部地方は春に、沖縄地方は年平均、春、秋において1～2°C程度の正のバイアスがある。全国で見た場合、冬の負のバイアスが他の季節に比べて大きい。
最低気温	年平均及び各季節（冬を除く）ではほぼ全ての地方に1～3°C程度の正のバイアスがある。これに加えて、冬では、東北地方と北陸地方に1～2°C程度の負のバイアスがある。
猛暑日日数	春は北海道地方を除き全国的に最大で0.3日程度の正のバイアスがある。年平均では九州北部と沖縄で2～4日程度の、夏は沖縄、秋は北海道、東北、中国、九州北部、沖縄地方に最大で1日程度の正のバイアスがある。
真夏日日数	春は北海道、東北地方を除き全国的に1～2日程度の正のバイアスがある。これに加えて、北海道地方では秋に、沖縄地方では年平均、春、秋及び冬に正のバイアスがある。特に沖縄地方では、最大で20日程度の正バイアスがあり、他地方と比べてバイアスが大きい。

夏日日数	年平均では北海道、北陸、九州北部で 10 日程度、沖縄地方に 20 日程度の正のバイアスがある。秋の北海道、春の関東甲信、四国及び九州北部で 3～5 日程度、春と冬の沖縄地方にそれぞれ 10、4 日程度の正のバイアスがある。
熱帯夜日数	春の四国、九州南部・奄美、沖縄地方や、年、夏及び秋のほぼ全ての地方に正のバイアスがある。バイアスの大きさは季節や地方ごとに異なるが、夏においては、東北地方で 3 日程度、北海道地方を除くそれ以外の地方では 10～20 日程度である。
冬日日数	冬の東北、北陸地方で各々 6、10 日程度の正のバイアスがある。春の北海道、関東甲信、中国地方で 5～6 日程度、秋の中国地方で 2 日程度の負のバイアスがある。
真冬日日数	おおむね全国的に正のバイアスがあり、北の地方で大きくなっている。冬においては、北海道地方や東北地方では 20 日程度の正バイアスがある。

(2) 降水量の再現性

地域気候モデルの結果に見られるバイアスは以下のとおり。これらのバイアスは、全国及び地方平均ではバイアス補正により軽減されるものの、気温に比べると補正後もバイアスが残りやすい点に注意が必要である。なお、バイアスの評価及び補正は 1 時間降水量に対して行っているが、その結果から算出した日降水量の出現頻度、年最大日降水量についても、おおむね 1 時間降水量と同様にバイアスが補正されることを確認している。

地域平均降水量	年降水量では、北陸、中国地方に 330～420mm 程度の負のバイアスがあるほか、秋には中国地方、冬には沖縄地方で 160mm 程度の負のバイアスがある。
1 時間降水量の出現頻度	1 時間降水量 30 mm 以上、50 mm 以上の年間出現頻度は、関東甲信、東海、近畿、四国、沖縄地方（沖縄地方は 1 時間降水量 50 mm 以上のみ）で正バイアスがある。正バイアスの大きさは、1 時間降水量 30mm 以上は上記の各地方で 1～3 回程度、1 時間降水量 50mm 以上は上記の各地方の最大で 1 回程度である。

(3) 雪の再現性

地域気候モデルの結果に見られるバイアスは以下のとおり。これらのバイアスは、全国及び地方平均についてはバイアス補正によりほぼ解消される。

最深積雪	年最深積雪は、明瞭なバイアスは見られない。
降雪量	年降雪量は、北日本では日本海側で 410cm 程度、太平洋側で 210cm 程度の負のバイアスがある。

付録A.3.2 海洋モデルの気候再現性

海洋の将来予測に用いた FORP 海洋モデルについて、観測値とその地点に対応する格子点値の現在気候の計算結果を海域ごとに比較し、気候再現性の評価を行った。概略を以下に報告する。本報告書ではバイアス補正を行っていない予測結果を示しているが、変化量（現在気候と将来気候の差）を計算する際にはバイアスがおおむね相殺される。

(1) 海面水温の再現性

FORP 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1986 年から 2005 年の期間について、COBE-SST2 (Hirahara et al., 2014) の解析値と比較した（図 付録 A.3.1）。

海面水温	日本周辺の海面水温は、沿岸付近を除きバイアスは 1°C 以下である。北太平洋で卓越する PDO などの主要な気候モードの空間構造はおおむね再現する。日本周辺の領域平均の海面水温は、観測と同様に長期的な上昇傾向を示す。
------	--

(2) 海面水位の再現性

FORP 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1993 年から 2005 年の期間について、CMEMS (Mertz et al., 2018) による衛星海面高度偏差の解析値と比較した (図 付録 A.3.1)。

海面水位	日本周辺の海面水位は、黒潮統流より北側で正のバイアスが、黒潮統流より南側で負のバイアスがある。日本沿岸の海面水位は、変動の振幅がやや小さいものの、観測と同様に十年程度の時間規模での変動を示す。
------	--

(3) 海氷の再現性

FORP 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1986 年から 2005 年の期間について、気象庁による解析値と比較した (図 付録 A.3.2)。

オホーツク海の海氷	オホーツク海の海氷の季節サイクルはおおむね表現されており、各月においてモデルの不確実性の範囲内に観測される経年変動が含まれている。冬季の長期変化傾向は、観測と同様に減少傾向を示すが、主にモデル間の相違が寄与して不確実性も大きい。
-----------	--

(4) 海洋循環の再現性

1) 黒潮の再現性

FORP 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1993 から 2005 年の期間について、CMEMS (Mertz et al., 2018) による衛星海面高度偏差の解析値と比較した (図 付録 A.3.3)。

黒潮	房総沖での離岸を現実的に表現しており、平均的な黒潮流路や黒潮統流の位置の再現性はおおむね良いが、黒潮統流は 1~2 度の南偏バイアスがあり、南岸では大蛇行経路を多くとる傾向がある。黒潮統流の緯度の変動については、観測と同様に顕著な長期変化傾向は見られない。
----	--

2) 栄養塩 (硝酸塩) の再現性

FORP 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1986 年から 2005 年の期間について、World Ocean Atlas 2018 (WOA18; Garcia et al., 2019) による硝酸塩の気候値と比較した (図 付録 A.3.4)。

硝酸塩	モデル結果は WOA と比べて全体的に値がやや小さめの傾向にあるなど一定のバイアスがあるが、日本近海域での基本的な分布パターン (黒潮の南側は枯渇傾向で、北側・亜寒帯域は豊富など) は再現できているといえる。
-----	--

3) 一次生産の再現性

FORP 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1986 年から 2005 年の期間について、衛星観測による一次生産 (NPP) の気候値推定プロダクト¹¹² (Behrenfeld and Falkowski, 1997a, 1997b; Westberry et al., 2008) と比較した (図 付録 A.3.5)。

一次生産	日本近海域での基本的な分布パターン (黒潮の南側は小さい傾向で、北側・亜寒帯域や沿岸域は大きいなど) は再現できているといえる。一方、縁辺海や沿岸域、亜寒帯域での大きなバイアス (モデルで高い NPP を再現できていない点) については、FORP モデルにおいて河川や海面からの栄養塩流入や鉄の効果などが入っていない点や、モデルの生物地球化学過程が非常に簡略化されたものである点が影響していると考えられる。
------	---

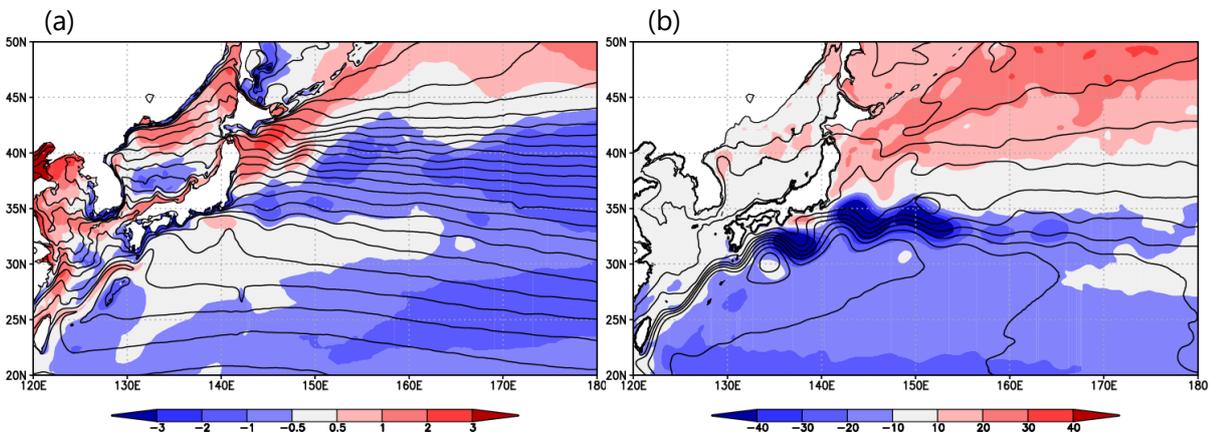


図 付録 A.3.1 FORP 海洋モデルの (a) 海面水温及び (b) 海面水位のバイアス

海面水温の色は、現在気候 (1986~2005 年) における観測 (COBE-SST2) との差 (°C)。等値線は現在気候におけるモデルの海面水温を示す。海面水位の色は、現在気候 (1993~2005 年) における観測 (CMEMS) との差 (cm)。赤と青は、それぞれ正と負のバイアスを表す。

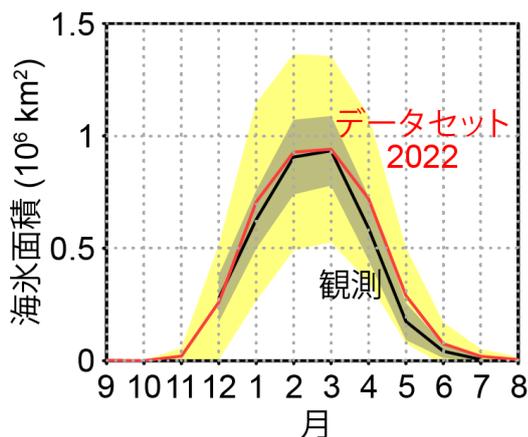


図 付録 A.3.2 現在気候 (1986~2005 年) におけるオホーツク海の海水面積 (10⁶ km²) の季節変化
赤線は FORP 海洋モデル、黒線は観測 (気象庁解析値) を示す。陰影は Wakamatsu et al. (2017) に基づき算出した年々変動の標準偏差を示す。

112 観測プロダクト取得先: <http://sites.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php>

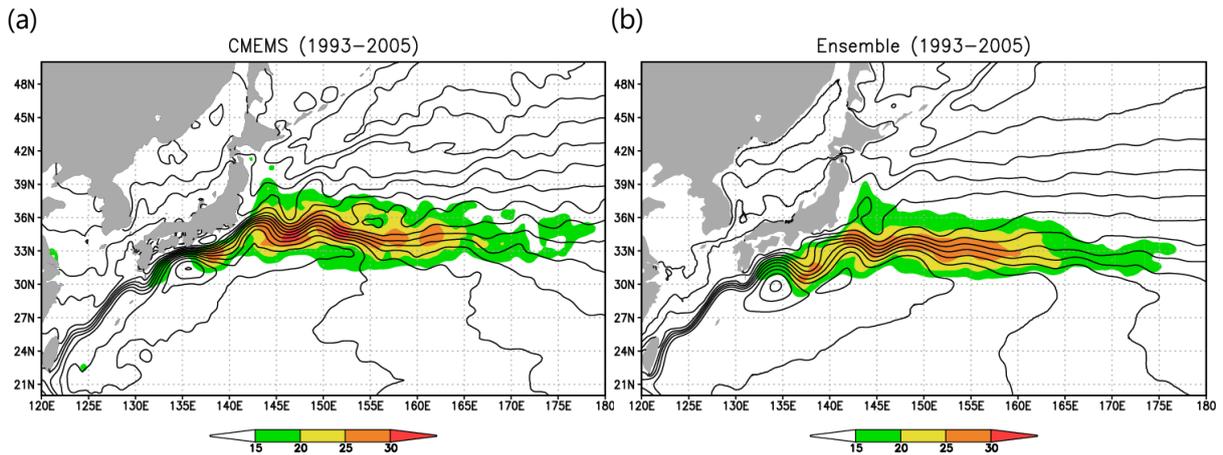


図 付録 A.3.3 現在気候（1993～2005 年）における海面水位と短周期変動の大きさ

(a) は観測 (CMEMS)、(b) は FORP 海洋モデルによる。図中の実線は海面水位 (cm)、色は 1 年以下の短周期変動の標準偏差(cm)を示す実線の間隔は 10cm。

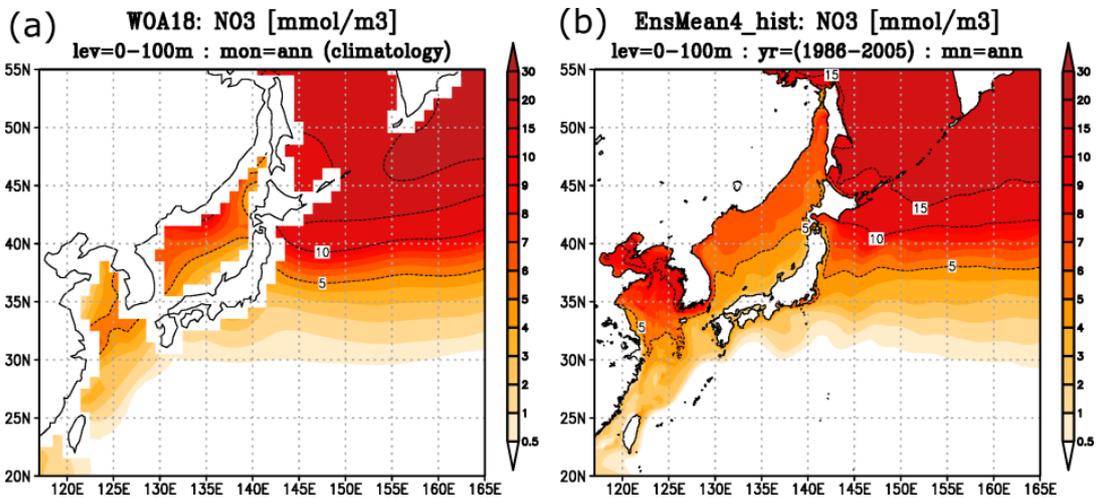


図 付録 A.3.4 現在気候における海洋表層（0～100 m）平均の硝酸塩の分布比較

(a) は WOA18 気候値、(b) は FORP 海洋モデルによる 1986～2005 年の平均。単位は mmol/m^3 。

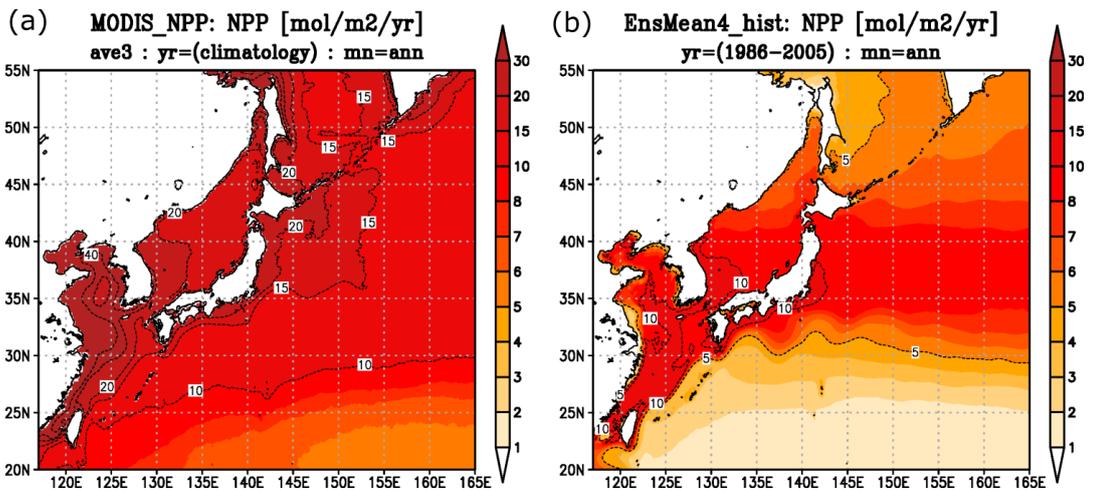


図 付録 A.3.5 現在気候における海洋表層（0～100 m）の一次生産（NPP）の分布比較

(a)は 3 種類の衛星観測 NPP 推定プロダクトの平均による NPP 気候値、(b)は FORP 海洋モデルによる 1986～2005 年の平均。単位は $\text{mol}/\text{m}^2/\text{年}$ 。

付録A.3.3 海洋酸性化の気候再現性とバイアス補正

海洋予測モデルにおいて、海洋酸性化指標（水素イオン濃度、炭酸カルシウム飽和度）は直接の予報変数ではなく、予報変数を基に海洋炭酸系の化学平衡状態を解くことにより求める。海洋酸性化指標を決定する主要予測変数は、水温・塩分・全炭酸濃度・全アルカリ度である。本報告書ではこれらの予報変数の気候再現性を評価の上、バイアス補正を行った。

- 経験的（線形重回帰）モデル用の入力変数

海洋酸性化の経験的予測に必要な変数は、水温・塩分・大気中二酸化炭素濃度の3つである。このうち、水温と塩分については各地球システムモデルの歴史実験（1986～2005年）の平均値を同期間の『北西太平洋海洋長期再解析データセット（FORA-WNP30）』の気候値と比較し、月ごと・グリッドごとにバイアス（歴史実験－気候値）を計算した。このバイアスを各地球システムモデルの将来予測に加えることで、将来変化の長期変化傾向を残しつつ現実に近い水温塩分データを作成した。

- 『気候予測データセット 2022（FORP-NP10）』

『気候予測データセット 2022』の日本域海洋予測データの過去再現においては、水温・塩分は観測に基づく推定値を良く再現するものの、溶存無機炭素と全アルカリ度においては、低濃度のバイアスが確認された（図 付録 A.3.6）。これは、実験開始前に予測モデルの炭素収支が工業化以前の大気二酸化炭素濃度と平衡状態に至るまで 1000 年以上の長期にわたる計算を実施したことによるもので、現在のモデリング技術をもってしても避けがたいものである。本報告書においては、主要パラメータ ϕ の時系列データに対して、過去再現の気候値バイアスに基づいて以下の修正を実施した。まず過去の一定期間（ Y_s 年から Y_e 年）における月別気候値をモデル予測値（ $\phi_{\text{model}}(y, m)$ ）及び観測データに基づく推定値（ $\phi_{\text{obs}}(y, m)$ ）のそれぞれについて計算する。

$$\begin{aligned}\phi_{\text{model}}^{\text{clim}}(m) &= \sum_{y=Y_s}^{y=Y_e} \phi_{\text{model}}(y, m) / (Y_e - Y_s + 1) \\ \phi_{\text{obs}}^{\text{clim}}(m) &= \sum_{y=Y_s}^{y=Y_e} \phi_{\text{obs}}(y, m) / (Y_e - Y_s + 1)\end{aligned}$$

ここで、 y と m は月平均時系列データの年と月を表し、 $\phi_{\text{model}}^{\text{clim}}(m)$ 、 $\phi_{\text{obs}}^{\text{clim}}(m)$ は予測モデル及び観測データに基づく推定値の m 月の気候値である。 Y_s 及び Y_e は水温、塩分については 1986 年及び 2005 年、全炭酸濃度と全アルカリ度は観測に基づく推定値が得られる 1998 年及び 2005 年とする。水温、塩分の観測に基づく気候値には WOA18 (Locarnini et al. 2019, Zweng et al. 2019) を使用し、全炭酸濃度と全アルカリ度の観測に基づく気候値には気象庁 (Iida et al., 2021) によるものを用いた。過去から将来にわたる予測値の全時系列データに対して、過去再現における月別気候値のバイアスを差し引いて、修正データ（ $\phi_{\text{model}}^{\text{corrected}}(y, m)$ ）を作成した。

$$\phi_{\text{model}}^{\text{corrected}}(y, m) = \phi_{\text{model}}(y, m) - (\phi_{\text{model}}^{\text{clim}}(m) - \phi_{\text{obs}}^{\text{clim}}(m))$$

図 付録 A.3.7 に示す通り、修正後の時系列データにおける月別気候値は観測に基づく気候値を良く再現している。また将来予測値の月別気候値のばらつきも低減している。

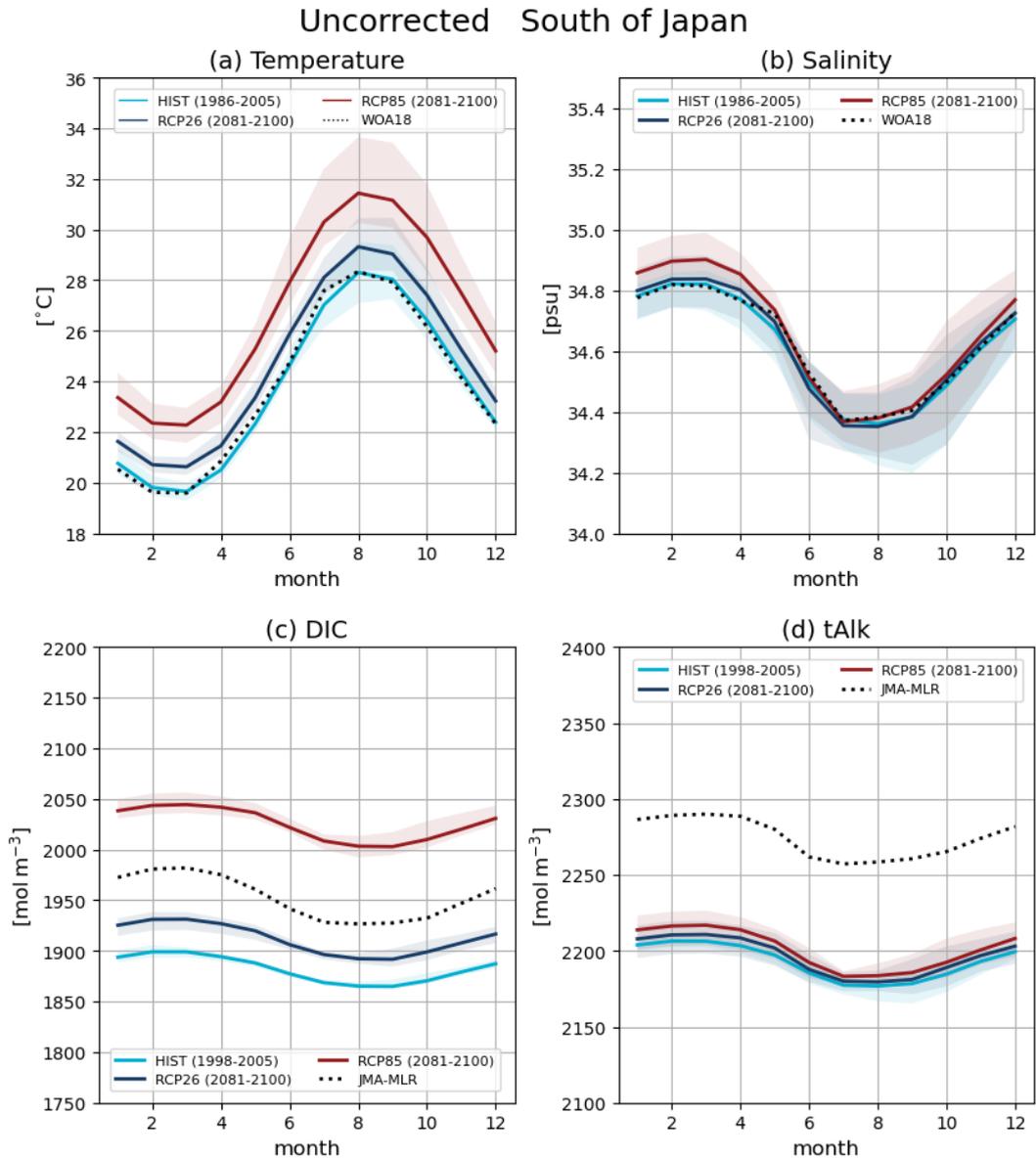


図 付録 A.3.6：日本域海洋予測データの海洋酸性化指標計算用主入力変数の月別気候値（日本南方海域）

(a) 水温、(b) 塩分、(c) 溶存無機炭素、(d) 全アルカリ度。水色：過去再現で、(a)、(b)は 1986～2005 年平均、(c)、(d)は 1998～2005 年平均。青：2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の 2081～2100 年平均、赤：4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の 2081～2100 年平均。陰影は FORP-NP10 を構成する、大気境界条件の異なる 4 実験結果のばらつき（最大・最小値の範囲）。点線：観測に基づく推定値で水温・塩分は、World Ocean Atlas 2018、溶存無機炭素・全アルカリ度は気象庁 (Iida et al., 2021) による。

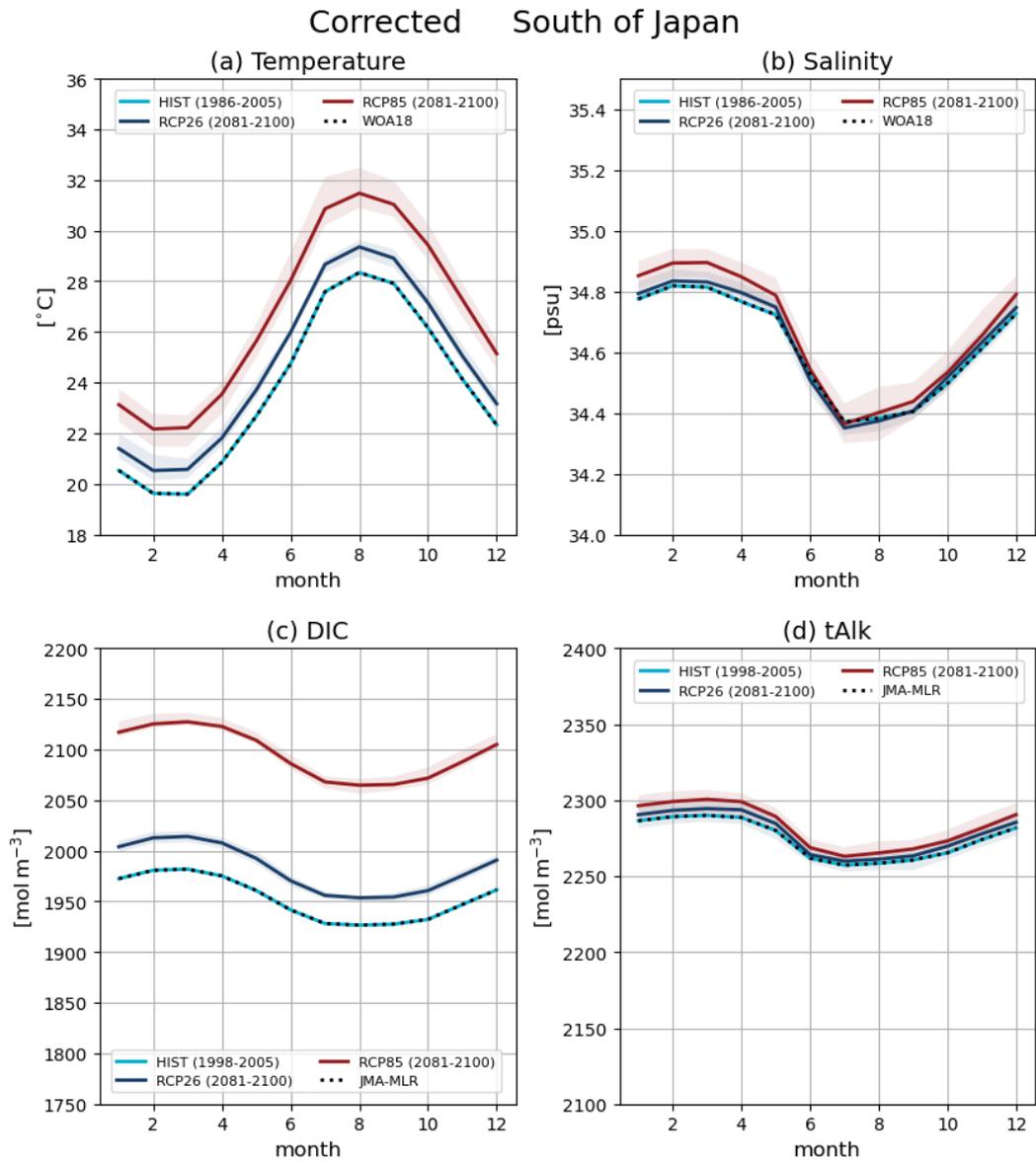


図 付録 A.3.7：日本域海洋予測データの海洋酸性化指標計算用主入力変数のバイアス修正後の月別気候値（日本南方海域）

図 付録 A.3.6 と同様。ただし、日本域海洋予測データ月別気候値バイアス修正後。

付録B. 将来気候予測の不確実性とモデルによる予測結果の比較

付録B.1 将来予測の不確実性

付録B.1.1 予測のばらつきの幅（不確実性）の重要性

付録 A の説明から分かるように、本報告書で用いている予測結果は、一つの全球モデルにより予測された将来気候を一つの領域気候モデルでダウンスケールして得られたものである。世界の全球気候モデル（CMIP5 モデル）が予測した結果によれば、放射強制力が同じであっても、モデルにより今世紀末の予測値には大きなばらつきがある。世界平均地表気温の 21 世紀末（2081～2100 年平均）は、20 世紀末（1986～2005 年平均）に比べ、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.3～1.7°C、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 2.6～4.8°C 上昇する可能性が高い（詳しくは第 4.1 節参照）と、幅を持って示されている（図 4.1.5）。これは、一つの RCP シナリオ条件下でも、複数モデル平均の予測や一つのモデルの予測だけで、将来の気候予測や影響評価を行うと、ばらついた結果になることを意味している。このばらつきの幅は予測の不確実性と呼ばれ、気候システムに含まれている予測できない変動と、現在の気候モデルの科学技術レベルが、その要因となっている。

付録B.1.2 不確実性の要因

気候モデルによる地球温暖化予測の不確実性の要因には、以下の 3 つが挙げられる。

- ① 排出シナリオの不確実性：コラム 3 で述べたように社会・経済動向により将来の温室効果ガス濃度の予測には幅が生じるため、気候予測に不確実性が生じる。
- ② モデルの応答の不確実性：気候モデルに組み込む現実の気候の物理法則には未解明のものもあり、また解明されたものであっても計算量の制約から全てを反映できる訳ではないため、気候モデルには様々な近似や仮定が含まれている。具体的な手法はモデルにより異なっており、モデルによる予測結果には、相互に、また現実の気候との間にも差異がある。このように、気候モデルが算出する応答にはモデルの特性を反映した不確実性が伴う。
- ③ 気候の内部変動の不確実性：人為起源の変化がなくとも気候は常に変動しており、日々の天候、毎年の寒冬・暖冬などの変動、十年以上の周期を持つ海洋の変動などがある。将来の気候は人為起源の変化にこれらが重ね合わさるため、不確実な部分が残る。

上記 3 要素のうちどの寄与が大きくなるかは、予測の時期、空間スケール、変数、季節、現象の頻度により異なることが知られている（Hawkins and Sutton, 2009; Lehner et al., 2020; 図 付録 B.1.1）。例えば、世界平均地表気温の予測（図 付録 B.1.1 (a)）では、予測期間が長くなるほど③の寄与は小さくなり、①の寄与が大きくなる。英国の気温予測（図 付録 B.1.1 (b)）では、予測期間が短い間は①の寄与は小さく、最初は③、その後②の寄与が支配的となる。予測期間が延びるほど③の寄与が小さくなり最終的に①の寄与が大きくなるのは、世界平均地表気温等の空間スケールの大きな現象を予測した場合と共通する特徴である。本報告書で使用されている全球モデルについて、これらの不確実性を踏まえた特性の比較は付録 B.2 及び付録 B.3 で行われているので、適宜参照していただきたい。

これらの不確実性の大きさを評価するには、複数のシミュレーション結果を参照する必要がある。本報告書における評価の方法については付録 B.1.3 項で記述する。

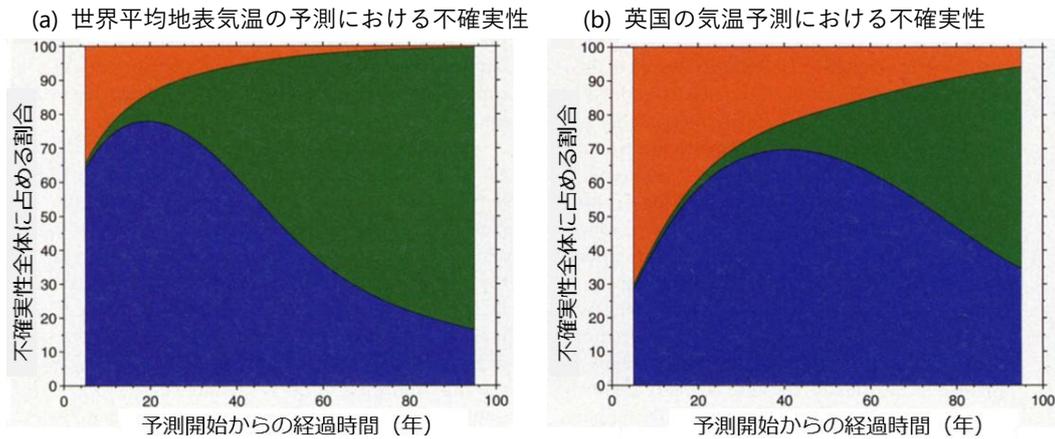


図 付録 B.1.1 世界平均地表気温及び英国の気温の予測における不確実性

世界平均地表気温 (a) 及び英国の気温 (b) それぞれの 10 年平均値について、気候モデルによる予測の不確実性を 3 つの要因に分け、各要因が占める割合を示したもの。横軸は 2000 年を起点とした予測の経過時間、縦軸は予測の不確実性に占める割合である。緑が排出シナリオ、青がモデル、橙が内部変動による不確実性をそれぞれ表す。(Hawkins and Sutton (2009) より図の一部を和訳・転載 © American Meteorological Society. Used with permission)

付録 B.1.3 本報告書における不確実性の評価

付録 B.1.1 項で示した不確実性のうち①については、大気モデルによる本報告書の予測 (『気候予測データセット 2022』(コラム 4 参照) に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1) 及び海洋モデルによる予測 (『気候予測データセット 2022』に含まれる「日本域海洋予測データ」を構成するデータの一部) のいずれにおいても、RCP シナリオの中で地球温暖化の進行が最大及び最小となる 2 つのシナリオの予測を行っているため、両者の結果を比較することで不確実性の幅を評価することができる。

②の評価には、世界各機関の多様なモデルを用いることが有効とされている。大気モデルによる予測においては、本報告書の予測では単一の大気モデルを用いているが、境界条件として CMIP5 に参加した複数の気候モデル (結合モデル) で予測された海面水温の変化を、空間的特徴に基づき 4 通りのパターンに分類・平均して与えた。それら 4 通りの予測結果を比較することである程度は不確実性の幅を評価することができるが、CMIP5 の多数のモデルによる多様性が全て含まれているわけではなく、またモデルの違いによる予測の不確実性を評価することはできない。そこで、全球モデルの予測結果を CMIP5/6 のほかのモデルによる予測結果と比較することで、不確実性を評価する際の参考としている。一方、領域モデルについては、別のモデルによる予測結果との比較が困難であり、現時点ではモデルに依存する不確実性を評価できていない点に注意が必要である。海洋モデルによる予測についてもほぼ同様で、モデルは単一であるものの、CMIP5 から選択した 4 つの異なる気候モデルに基づく海面境界条件を与えることで、ある程度不確実性の幅を考慮することができる。なお、海洋酸性化については、海洋モデルによる予測に加えて、長期観測に基づく経験的 (線型重回帰) モデルに基づいた将来変化推定を行い、モデル応答の不確実性に加味した。

③については、本報告書の予測では 20 世紀末気候について 20 年、将来気候について 20 年×4 通りの計算結果があるため、それらのばらつきから不確実性の幅を評価できる。具体的には、以下のような手法を用いた (詳細は気象庁 (2017) 参照)。

20 世紀末気候、将来気候それぞれについて算出した年々変動のばらつき（各章内では「年々変動の幅」と記載）を求める。年々変動のばらつきは、20 世紀末気候については 20 年間の標準偏差とし、将来気候については、Wakamatsu et al. (2017) に基づいて 4 メンバー、20 年間の年々変動のばらつきをまとめて算出した。将来変化が 20 世紀末気候の年々変動のばらつきを超えていれば、20 世紀末気候ではまれにしか観測されないような状況が将来は平均的な状況になることを示唆する。将来変化の統計的な有意性の検定には、Mann-Whitney 検定を用いた。

海洋モデルによる予測においては、不確実性の幅について、大気モデルによる予測と同様に、Wakamatsu et al. (2017) に基づいた。ただし、年々変動のばらつきは、現在気候と将来気候の両方について、4 メンバー、20 年間の年々変動のばらつきをまとめて算出している。

海洋酸性化においては、技術的な困難等の理由により、個別の将来推定法における不確実性の厳密な定量化には踏み込まなかった。ただし、本報告書で評価する海洋酸性化指標である水素イオン濃度 (pH) とアラゴナイト炭酸カルシウム飽和度 (Ω_A) の変化は、現在すでに背景の自然変動を超えて生じている 可能性が非常に高いとされている (IPCC, 2019; SPM A2.5)。また、図 12.2.4 にも示されるように、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) に基づく予測計算においても、自然変動やモデルによるばらつきが現在と比較して著しく大きくなることはない想定され、21 世紀末 (2081~2100 年の平均) と 20 世紀末 (1986~2005 年の平均) における海洋酸性化評価指標の差は、自然変動やモデルに起因するばらつきを大きく上回ることから、酸性化の進行に対する 確信度は高い。

発生頻度の低い極端現象については、d4PDF の結果も参照し、不確実性の評価の参考とした。

モデルによる予測結果には、モデルごとに異なる特性を反映した系統的な偏り (バイアス) がある (詳細は付録 A.3 節参照)。そのため、地域気候モデルによる予測においては、20 世紀末気候の計算結果を観測値と比較し、バイアスの評価及び補正を行った。気温の階級別日数、降水の階級別日数及び発生頻度については、バイアス補正後の値を使用し、観測地点に対応する格子点のみを予測対象とした。

付録B.2 モデルの特性 (CMIP との比較)

付録A.2.1項で解説したとおり、NHRCMの予測結果やその不確実性は、境界条件として与えられる全球モデルの大規模場の予測結果やその不確実性の影響を受ける。そのため、全球モデルによる現在気候の再現性とその将来変化の予測がCMIPマルチモデルの中でどのような位置づけになるのか、評価する必要がある (Ito et al., 2020a; 2020c)。

付録B.2.1 比較に用いたデータとモデル

本報告書の予測で用いた大気モデルにおける現在気候の気候値再現性の比較には、CMIP5 の中で利用可能な 42 モデルを用いた。降水量の再現性の評価には、TRMM COMB/3B43/V7 (Huffman et al., 2007) の観測値を使用し、利用可能な 1998 年から 2014 年の期間で気候値を算出した。地上気温の再現性の評価には、JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) の再解析値を使用し、実験に合わせて 1980 年から 1999 年の期間で気候値を算出した。

将来予測結果の比較には、CMIP5 では RCP2.6 シナリオ : 29 モデル、RCP8.5 シナリオ : 42 モデル (Ito et al., 2020b)、CMIP6 では SSP1-2.6 シナリオ : 38 モデル、SSP5-8.5 シナリオ : 40 モデルを用いた (Ito et al., 2025)。ただし、年最大日降水量の将来変化の比較に当たっては、Sillmann et al.

(2013) が算定した結果を用い、CMIP5 では RCP2.6 シナリオ：21 モデル、RCP8.5 シナリオ：29 モデル、CMIP6 では SSP1-2.6 シナリオ：26 モデル、SSP5-8.5 シナリオ：27 モデルを用いた。

比較は、図 付録 A.2.1 の領域 5 km モデルの計算領域に相当する日本付近 (JPN) の領域で行った (図 付録 B.2.1)。

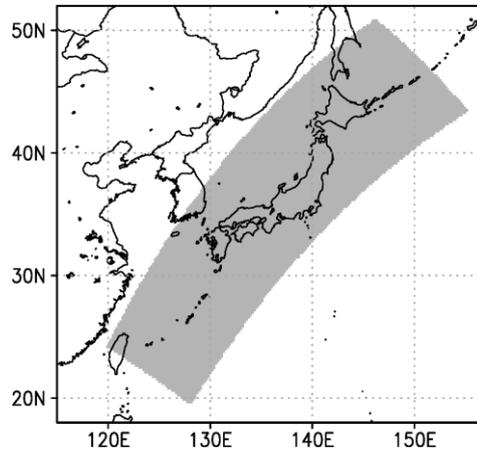


図 付録 B.2.1 気象庁気象研究所全球大気モデルと CMIP マルチモデルを比較対象とした領域

灰色部分は日本付近 (JPN) の領域 (海上を含む) で、図 付録 A.2.1 の領域 5 km モデルの計算領域と同じ範囲である (Ito et al. (2020b) の Figure 1 を元に、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき再描画)。

付録B.2.2 現在気候再現性

図 付録 B.2.2 に、季節平均気候値及び年平均気候値のモデル再現性を示す。地上気温については、CMIP5 モデルよりも MRI-AGCM20 の方が、全ての季節及び年平均で絶対誤差平均が小さく、良い再現性を示している (図 付録 B.2.2 (a))。MRI-AGCM20 の領域平均バイアスは冬 (12~翌2月) が若干低いものの、それ以外の季節、年平均とも、ほぼゼロに近い値となっており、CMIP5 モデルのアンサンブル平均よりも小さい絶対値となっている (図 付録 B.2.2 (b))。MRI-AGCM20 の空間パターンは、全ての季節、年平均とも、相関係数が 0.99 程度と非常に良く、CMIP5 モデルの最大値と同等かそれ以上である (図 付録 B.2.2 (c))。

MRI-AGCM20 の降水量絶対誤差平均は、冬、春 (3~5月)、及び年平均で、CMIP5 モデル上位 10%に相当する程度に小さく、夏 (6~8月)、秋 (9~11月) は平均より若干良い程度である (図 付録 B.2.2 (d))。MRI-AGCM20 の領域平均バイアスは、冬に過大、秋に過少評価となっているが、CMIP5 モデルの中央値程度である (図 付録 B.2.2 (e))。春と夏のバイアスは小さく、年平均については冬と秋のバイアスが相殺され、バイアスは非常に小さい。MRI-AGCM20 の空間パターンについては、春、夏、及び年平均の観測値との空間相関が高く、0.7 を超えている (図 付録 B.2.2 (f))。これらの期間と比較すると、秋と冬は低い相関となっている。CMIP5 モデルと比較すると、どの季節でも中央値よりも高い相関となっている。

MRI-AGCM60 (MRI-AGCM3.2の60km格子版) によるd4PDFのモデル再現性は、気温、降水のどの指標、年・季節で見ても、MRI-AGCM20の結果と類似した傾向を持ち、若干再現性が良い。CMIP5と比較して、ばらつきが非常に小さい。付録B.1節やコラム1に記述のある予測の不確実性を構成する3つの要素、シナリオ、モデルの応答、気候の内部変動のうち、現在気候再現では、CMIP5モデルがモデルの応答、気候の内部変動を表現しているのに対して、d4PDFでは気候の内部変動のみであることが要因である。

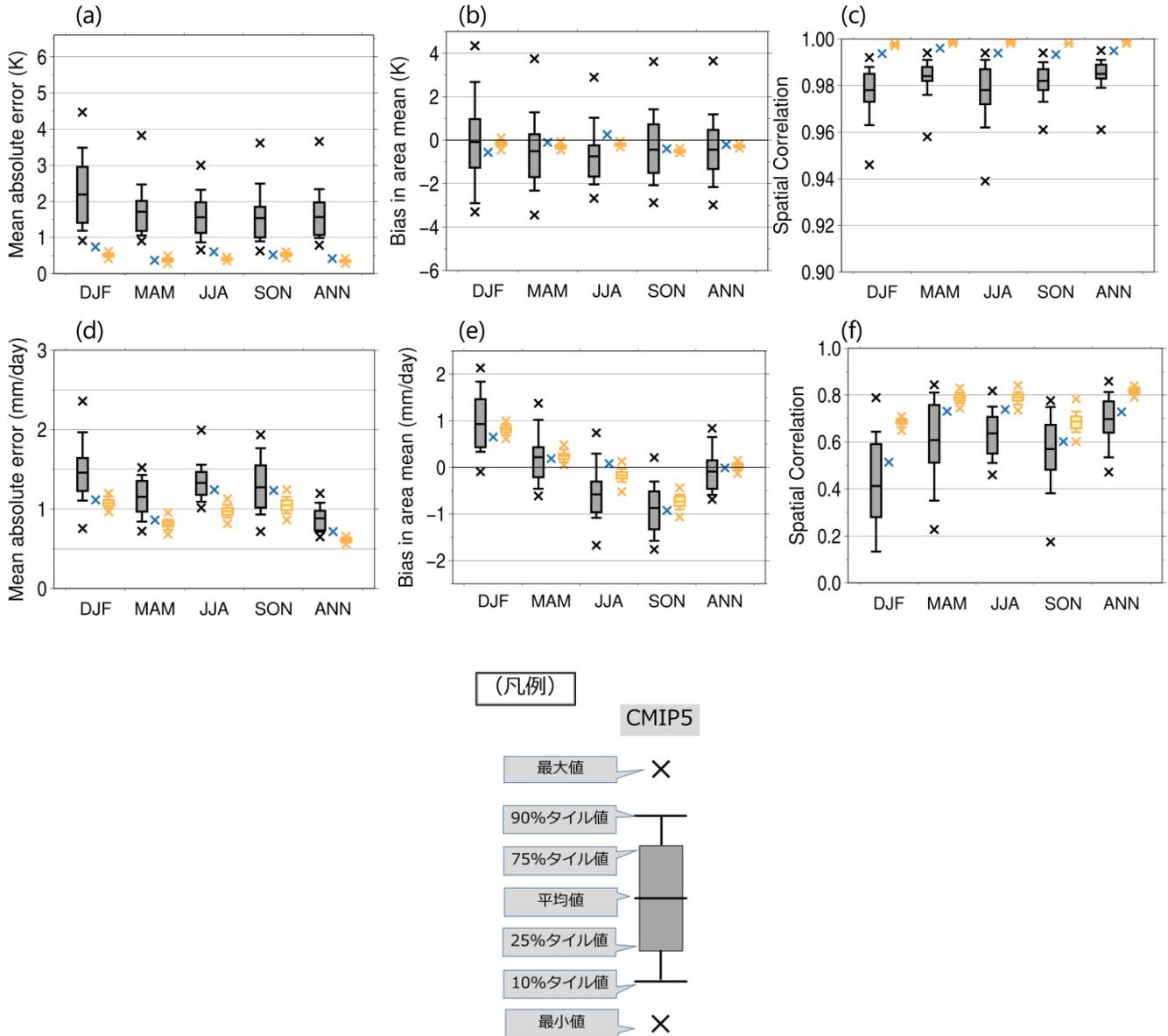


図 付録 B.2.2 各季節及び年平均の、モデルと観測の気候値比較

上段は地上気温の(a) 絶対誤差平均、(b) 領域平均バイアス、(c) 観測値との空間相関係数。下段は降水量の(d) 絶対誤差平均、(e) 領域平均バイアス、(f) 観測値との空間相関係数。CMIP5 モデルの結果は、最小値、10 パーセントイル値、25 パーセントイル値、平均値、75 パーセントイル値、90 パーセントイル値、最大値を表示 (凡例参照)。MRI-AGCM20 の結果は青の×で、MRI-AGCM60 による d4PDF の結果は橙の×で示す。

付録B.2.3 気候の将来変化

MRI-AGCM20 と CMIP5 モデル及び CMIP6 モデルの将来予測比較について、地上気温(図 4.1.9)、降水量 (図 5.1.3、図 5.1.4)、年・季節最大 1 日降水量 (図 5.1.12、図 5.1.14) については、本文に示した。

MRI-AGCM60 (MRI-AGCM3.2 の 60km 格子版) を用いた d4PDF の将来予測について、年・季節最大 1 日降水量 (図 5.1.13) については、本文に示した。ここでは d4PDF による地上気温と降水量の将来変化について図 付録 B.2.3 に示す。地上気温については、年平均の昇温量は、1.5°C 上昇

実験、2°C 上昇実験、4°C 上昇実験ではそれぞれ約 1.2°C、約 1.8°C、約 4.2°C（いずれも平均値）である。一方、CMIP5 モデル群の RCP2.6 シナリオ実験、4°C 上昇実験ではそれぞれ約 1.4°C、約 4.0°C、CMIP6 モデル群の RCP2.6 シナリオ実験、4°C 上昇実験ではそれぞれ約 2.0°C、約 4.7°C（いずれも平均値）である（図 4.1.9）。季節別に見ると、昇温量は春にやや小さく秋と冬にやや大きい。このような季節性は CMIP5 モデル群の結果にも見られる。

降水量については、d4PDF シリーズでは年平均及び各季節において概ね増加傾向が予測されており、昇温量が大きい実験ほど降水量増加率が大きい傾向が見られる。降水量増加率は冬と春にやや大きく、夏と秋にやや小さい傾向が見られる。CMIP5 及び CMIP6 のモデル群による予測と比較すると、年平均の増加傾向は一致しているが、季節的な特徴については異なっている。CMIP モデル群の予測では夏の増加率が比較的大きく予測されている。

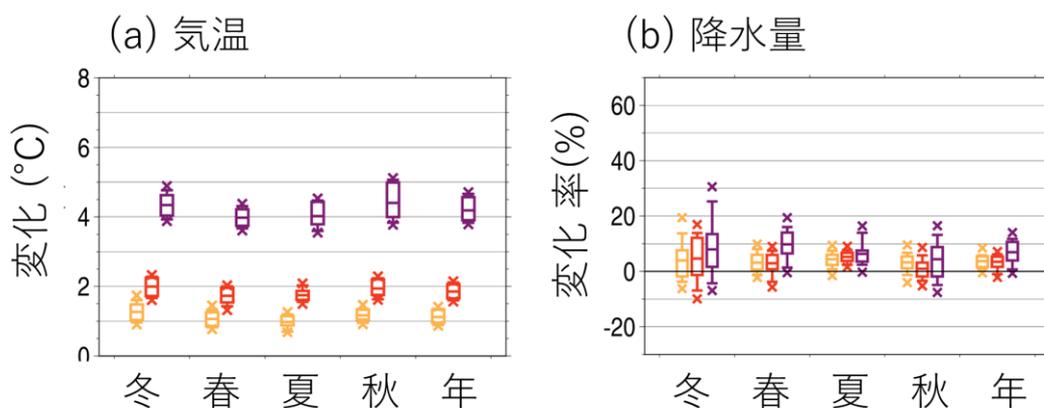


図 付録 B.2.3 d4PDF シリーズの将来変化

(a) 気温と(b) 降水量について、1.5°C 上昇実験（橙色 30 年平均）、2°C 上昇実験（赤色 60 年平均）、4°C 上昇実験（紫色 60 年平均）を示す。将来変化の基準は過去実験の 1951～2010 年平均。d4PDF 予測は、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示。いずれも JPN 領域（図 付録 B.2.1）の平均値。

付録B.3 主な国内気候予測データとの比較（マッピング）

ここでは、本報告書で予測した結果が主な国内気候予測データのばらつきの範囲の中でどのように位置づけられるかを比較して確認する。

付録B.3.1 多変量の将来気候変化のばらつきの幅

MRI-AGCM20 の日本域（図 付録 B.2.1）における地上気温の変化は、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）と 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）のどちらでも、また 4 季節又は年平均のいずれを見ても、CMIP5 モデルの結果の中央値付近に位置している（図 付録 B.3.3）。また、MRI-AGCM20 のばらつきの幅は、CMIP5 多数モデルのばらつきの幅よりもずっと小さく、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の冬季（DJF）を除き、CMIP5 多数モデルのばらつきの幅の 25%から 75%の間に収まっている。これらは、計算時に用いる全球海面水温の上昇量を CMIP5 の平均値で規格化しているためである。

第 4 章及び第 5 章では、地上気温と降水量のばらつきの幅を個別に見てきたが、一つのモデル、例えば MRI-AGCM20 モデルを選ぶと、地上気温と降水量のばらつきは一つに決まってしまう。片方のばらつきの幅を十分に考慮した上でモデルを複数選んだとしても、もう片方のばらつきの幅が

十分かは分からない。このような例として、日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化を散布図として描いたものが図 付録 B.3.1 である。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) における MRI-AGCM20 の年平均地上気温の変化は、CMIP5 の 42 モデルによる予測の中央値とほぼ同じで、年平均降水量の変化は下位から中位程度である。2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の場合は、年平均地上気温の変化はばらつきの幅の中位に分布し、降水量は平均以上に分布している。ここでは、地上気温と降水量を選んだが、利用する変数の組み合わせ、または影響評価する際に感度の高い変数で、予めばらつきを確認することは重要である。

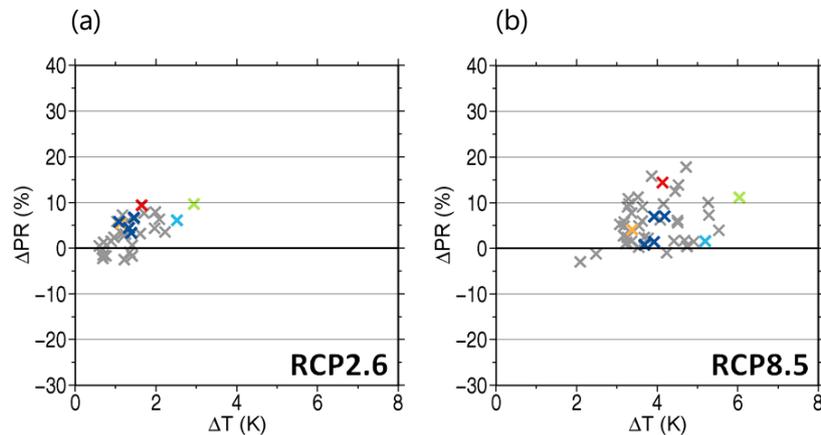


図 付録 B.3.1 日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化

(a) は 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)、(b) は 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測。CMIP5 モデル予測値を灰色×で示されている。このうち S-8 共通利用シナリオ (付録 B.3.2 項参照) で用いられた 4 モデルは、MIROC5 (赤)、MRI-CGCM3 (橙)、GFDL-CM3 (緑)、HadGEM2-ES (水) である。MRI-AGCM20 予測値は、各メンバーを青×で示す。現在は 1980~1999 年、将来は 2076~2095 年。

d4PDFについて、日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化を散布図に描いたのが図 付録B.3.2である。付録A.2.4項で細述されているように、d4PDFでは、4°C上昇シナリオ (RCP8.5) の下、年代の異なる全球1.5°C、2°C、4°C上昇時の将来予測を実施している。図中のシンボルの色はSST昇温パターンの不確実性を考慮するために用いられたCMIP5モデルを表している。1.5°C上昇時では、日本域のSST昇温パターンによる昇温量の幅は0.5°C程度であるが、昇温量が大きくなるにつれて、その幅は大きくなり、4°C上昇では1°C程度の幅となっている。降水量は、1.5°C上昇と2°C上昇でほぼ変わらないが、4°C上昇では、SST昇温パターンにより降水量の増加率の幅が大きく異なることが分かる。このように、RCPシナリオとモデルが同一であっても、SST昇温パターンの違いにより、日本域の気温や降水に影響を与える。図 付録B.3.1(b)の4°C上昇付近と図 付録B.3.2(c)を比較すると、d4PDFの降水量の増加率の幅は若干小さいものの、CMIP5による降水量の増加率の幅を表現できている。

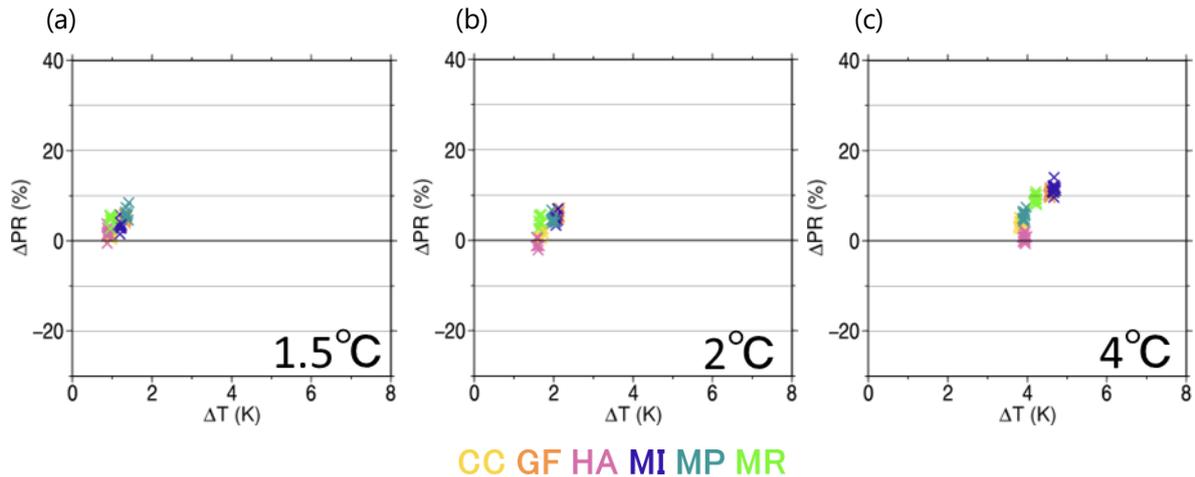


図 付録 B.3.2 d4PDF による日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化

各図は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) で、地球温暖化レベルが、(a) は全球 1.5°C 上昇時、(b) は全球 2°C 上昇時、(c) は全球 4°C 上昇時の予測。色は、実験で用いた SST の昇温パターンを予測した CMIP5 モデルを表し、ゴールドが CCSM4 (CC)、オレンジが GFDL-CM3 (GF)、ピンクが HadGEM2-AO (HA)、群青が MIROC5 (MI)、青緑が MPI-ESM-MR (MP)、緑が MRICGCM3 (MR) を表している。

付録 B.3.2 主な国内気候予測データとの比較

影響評価や適応策事例で用いられた気候シナリオとして、環境研究総合推進費「温暖化影響評価・適応政策に関する総合的研究」(2010～2014 年) で整備された S-8 共通利用シナリオなどが上げられる (花崎ほか, 2012; 2014)。このデータセットは、『地球温暖化予測情報』第 9 巻 (気象庁, 2017) (本報告書で用いた 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の情報が掲載されている) として刊行されているほか、環境省による気候変動適応情報プラットフォーム (A-PLAT) を通じて将来予測情報として提供されている。S-8 共通利用シナリオは、将来気候予測の変化の幅を捉えるために 4 つの CMIP5 モデルを選んで日本域を対象に SDS を行い、1 km 解像度のデータとして整備されたものである。第 2 版の気候シナリオ作成に当たり選定された CMIP5 モデルは、MIROC5, MRI-CGCM3.0, GFDL-CM3, HadGEM2-ES の 4 つである。この 4 モデルは、現在気候再現性の良い 19 モデルのうち、年地上気温変化のばらつきの幅を大きく捉えられるように選択されており (花崎ほか, 2014)、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 下の予測でも、CMIP5 モデル全体のばらつきのうち 25% から最大値までを含んでいる (図 付録 B.3.3 (b))。このほか、CSIRO-Mk3-6-0 を加えた別のデータセットや農研機構シナリオ 2017 (西森ほか, 2019; 日本域農研機構データセット (NARO2017) として『気候予測データセット 2022』に収録 (コラム 4 参照) も整備されている。これらに加えて、付録 B.3.3 項で述べるように、選ばれた 5 つの CMIP6 モデル (Shiogama et al., 2021) の予測について、上記 4 つの CMIP5 モデルと同様に、日本域を対象に SDS を行い、1 km 解像度のデータとして整備されたデータセットも利用できる (Ishizaki, 2021)。

MRI-AGCM20 の地上気温の予測は、どの季節でも、また年平均でも、4 モデルの内の下位二つの間に位置する (図 付録 B.3.3)。この特徴は、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 及び 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) いずれにも共通である。MRI-AGCM20 による降水量変化は、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 下では、夏季降水量変化は 4 モデルのばらつきの幅の下限を大幅に下回り、秋季降水量変化は 4 モデルのばらつきの幅の上限を上回っている (図 付録 B.3.4 (a))。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 下で

は、4 モデルのばらつきの幅が大きくなり、MRI-AGCM20 の降水量の変化はばらつきの幅の範囲内に収まるようになる(図 付録 B.3.4 (b))。夏季降水量変化については、2°C 上昇シナリオ(RCP2.6)の場合と同様に下回っている。このように、MRI-AGCM20 の降水量変化は RCP シナリオと季節により、4 モデルのばらつきの幅に含まれたり、含まれなかったりする。MRI-AGCM20 の季節最大日降水量増加は、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 下で、秋季に上限を大幅に上回っているが、それ以外の3季節は下位二つの間に位置している(図 付録 B.3.5 (a))。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 下では、MRI-AGCM20 の季節最大日降水量の増加は、夏季に大幅に下回っているが、春季と秋季は上位2つの間、冬季は2番目と3番目の間に位置する(図 付録 B.3.5(b))。夏季に下回る理由は、MRI-AGCM20 だけが台風とそれに伴う降水を再現できていて、将来発生数が減少するためである(Ito et al., 2020b)。MRI-AGCM20 の年間最大日降水量の増加は、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では上位2番目程度となっている一方、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では下位1番目に近い値となっている(図 付録 B.3.5(a))。このように、MRI-AGCM20 の季節又は年間最大日降水量の変化は、RCP シナリオと季節により、4 モデルのばらつきの幅に含まれたり、含まれなかったりする。この点は、降水量変化と一致する。しかし、同じシナリオで季節又は年間最大値のいずれであっても、変化傾向は平均降水量と異なっている。年平均地上気温の変化と年降水量の変化のばらつきを一つの図に描くと、4 モデルで構成される地上気温変化と降水量変化のばらつきの範囲内に MRI-AGCM20 の変化がほぼ含まれるが、上で述べた特徴は引き続き見られる(図 付録 B.3.1)。以上より、MRI-AGCM20 の結果を利用する際には、S-8 共通利用シナリオ4モデルや CMIP5 マルチモデルとの将来変化の違いと、ばらつきの幅のうちのどこに位置づけられるかに留意することが必要である。

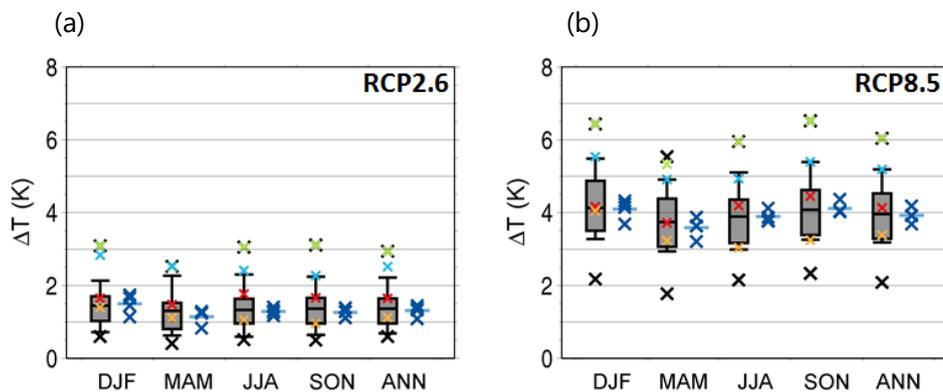


図 付録 B.3.3 21 世紀末の日本域における地上気温の変化

(a) 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 及び (b) 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) により予測された、1984~2003 年の平均を基準とした 21 世紀末 (2080~2099 年平均) の日本域の地上気温変化。両図とも、左から、冬季 (DJF: 12~翌2月)、春季 (MAM: 3~5月)、夏季 (JJA: 6~8月)、秋季 (SON: 9~11月) 及び年平均 (ANN)。黒色の×印及び箱ヒゲは、CMIP5 モデルの結果の範囲 (最小値と最大値) と 10、25、50、75、90 パーセンタイル値を示し、このうち S-8 共通利用シナリオで用いられた 4 モデルは、MIROC5 (赤)、MRI-CGCM3 (橙)、GFDL-CM3 (緑)、HadGEM2-ES (水) である。また、青色の×印と横線は、MRI-AGCM20 のアンサンブル予測の各メンバーと平均値を示す。MRI-AGCM20 の結果は、海面水温の上昇量を規格化して与えているため、CMIP5 モデルの中央値付近に位置しているが、アンサンブル予測のばらつきの幅は CMIP5 モデルのばらつきの幅よりもずっと小さいことに留意。(Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき改変・転載。)

(a)

(b)

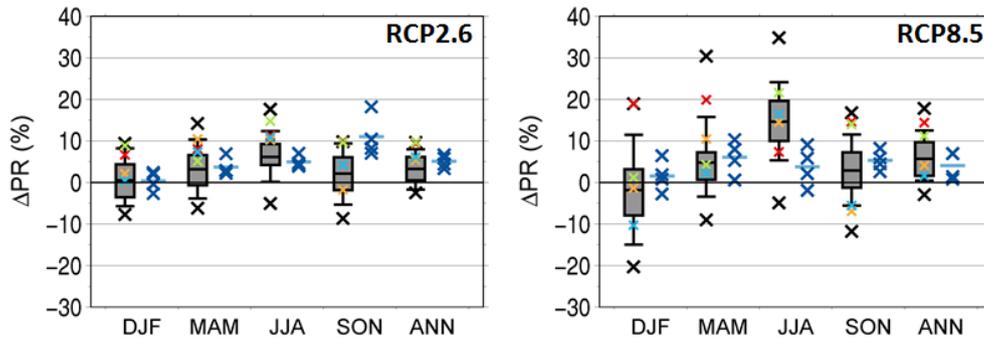


図 付録 B.3.4 21 世紀末の日本域における降水量の将来変化の比較

(a)2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 及び (b)4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) により予測される季節降水量及び年降水量の将来変化を、MRI-AGCM20 (4 メンバー) による場合と CMIP5 モデル (42 モデル) による場合とで比較した。CMIP5 モデル予測値は、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示しており、このうち S-8 共通利用シナリオで用いられた 4 モデルは、MIROC5 (赤)、MRI-CGCM3 (橙)、GFDL-CM3 (緑)、HadGEM2-ES (水) である。MRI-AGCM20 予測値は、各メンバー (×) と平均値 (—) を表示している。現在は 1980~1999 年、将来は 2076~2095 年。

(Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき改変・転載。図 5.1.3 の日本域に S-8 共通シナリオモデルの情報を追加)

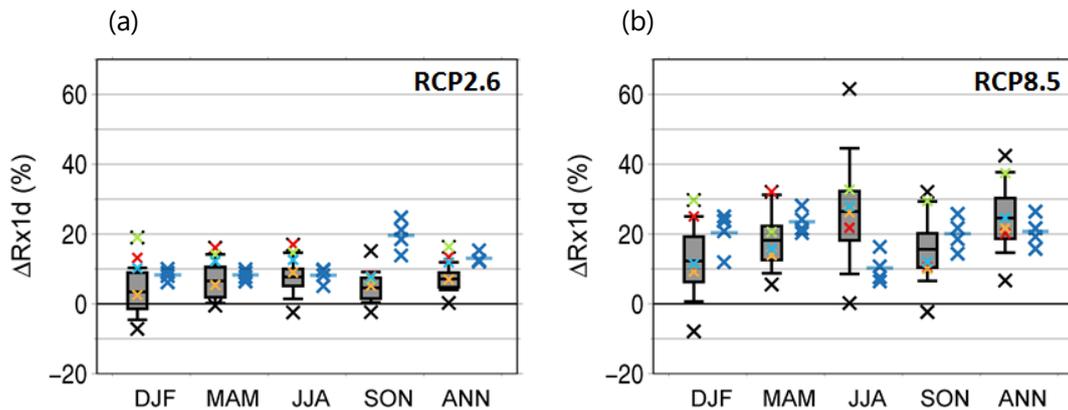


図 付録 B.3.5 日本域における各季節及び年間の最大日降水量の将来変化

(a)2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 及び (b)4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測。CMIP5 モデル予測値は、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示しており、このうち S-8 共通利用シナリオで用いられた 4 モデルは、MIROC5 (赤)、MRI-CGCM3 (橙)、GFDL-CM3 (緑)、HadGEM2-ES (水) である。MRI-AGCM20 予測値は、各メンバー (×) と平均値 (—) を表示している。現在は 1980~1999 年、将来は 2076~2095 年。(Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき改変・転載。図 5.1.12 の日本域に S-8 共通シナリオモデルの情報を追加)

なお日本域における気温と降水量の将来変化について、MRI-AGCM20 と MRI-AGCM60 による様々な実験と CMIP5 モデル、CMIP6 モデル、影響評価研究用に選ばれた 4 つの CMIP5 モデル、5 つの CMIP6 モデルを比較した結果については、『気候変動予測データセット 2022 解説書』第 1 章 (8) 節に示されている。

付録B.3.3 モデルの選び方

気候変動の影響評価や適応策の検討において、気候シナリオのばらつきの幅を考慮しておく必要があることはすでに述べたとおりである。図 付録 B.3.1 では、利用したモデルの将来予測変化のばらつきの CMIP5 モデルアンサンブルの中での位置づけを確認したが、ばらつきを利用することも影響評価の不確実性を記述する際の重要な視点である。しかし、モデル数が 40 程度にのぼる CMIP5 モデルの全ての結果を影響評価や適応策の検討に際して利用することは、非常に困難である。多数のモデルから一定数のモデルを選んだ場合に CMIP5 モデル全体のばらつきの幅をどの程度捉えることができるかという問題については、地上気温と降水量それぞれについて全世界を地域ごとに調べた研究 (Ito et al., 2020a) や、日本の日射量について調べた研究 (Shiogama et al., 2020) などが挙げられる。より総合的な方法として、影響評価モデルでよく使われる地上気象要素 8 変数の将来変化が 8 次元空間で均等にばらつくように、CMIP6 マルチモデルアンサンブルからモデルを選択する方法が提案され (Shiogama et al., 2021)、日本域を対象に 5 つのモデルが選ばれている。これらの CMIP6 モデルによる将来予測を 1 km まで SDS することで、影響評価や適応策検討のためのデータが整備されている (Ishizaki, 2021)。

また、ばらつきの幅を捉えることばかりでなく、現在気候の再現性も、モデルを選ぶ際に重要な要件である (現在気候の再現性については付録 B.2.2 項参照)。ばらつきの幅と再現性を考慮しつつモデルを選ぶ方法について確立したものはなく、専門家による判断に委ねられている。

付録C. 予測の確信度の評価

付録 B.1.2 項で解説したとおり、気候モデルによる将来予測には不確実性があり、その要因は、① 排出シナリオの不確実性、② モデルの応答の不確実性、③ 気候の内部変動の不確実性の 3 つに大別される。このうち①はモデルに対して外から加える外力に関するものだが、②及び③はモデルそのものの特性、言い換えれば、モデルが現実の気候と完全には一致しない近似や仮定を含むことを反映している。ここでは、気候モデルの不完全さと、それがもたらす予測の不確実性、そしてそれを踏まえた予測の確からしさの情報として付記する確信度の評価手法について、概略と本報告書で採用した考え方を説明する。

付録 A.1.1 項で解説したとおり、気候モデルは、できる限り忠実に地球の気候の振る舞いを再現することを目指しつつ、利用可能な計算機資源とそれに応じたモデルの解像度の限界、現象の理解の不十分さ等、様々な制約の下で開発されている。そのため、定式化し予測モデルの中に導入することができない現象がある、解像度が不十分なためにモデルの中での再現が不十分な現象がある等の理由により、その不完全さは免れない。その不完全さは気候モデルごとに異なるのが一般的であり、結果として表れる予測の確からしさは、気候モデル及び対象とする現象によりそれぞれ異なる。従って、将来の気候の状態や振る舞いに関する予測情報としては、予測結果だけではなく、その確からしさの情報も同様に重要である。確からしさの情報は、複数のモデルによる予測結果の比較など、様々な手法を用いて評価・作成され、特に定量的な基準を設定できない場合は確信度として予測情報に付されることが多い。

例えば IPCC 第 6 次評価報告書では、同第 5 次評価報告書と同様に、証拠の種類（現在までの観測、モデルによる予測結果、古気候からの類推等）、数、質、整合性と、研究・報告間の見解の一致度の 2 つを基準として、確信度を「非常に高い」「高い」「中程度」「低い」「非常に低い」の 5 段階で評価した（IPCC, 2021）。また、環境省の『気候変動影響評価報告書』では、IPCC 第 5 次評価報告書と同様の考え方に基きつつ、「高い」「中程度」「低い」の 3 段階で確信度が評価された（環境省, 2020）。

本報告書では、主に日本を対象とした将来予測を示しているが、その確信度を評価するに当たっては以下の事項に留意が必要である。

- 日本の気候は、複雑で急峻な地形の影響を受ける。
- 日本は複雑な海岸線を有し、それを取り巻く海洋は黒潮や親潮など複数の海流が相互に作用している。
- 日本の気候を特徴づける梅雨前線や台風、洪水や土砂災害をもたらす短時間強雨や大雨等は、地球全体の気候の振る舞いを予測する気候モデルの解像度（一般に数 10 km から 100 km のオーダー）に比べると、空間スケールの小さい現象である。

従って、日本の気候の特徴をより良く再現し予測するためには、より解像度の高い気候モデルを使うことが望ましい。このため付録 A.2 節で解説したとおり、本報告書における日本を対象とした将来予測は、大気の変動に関する部分は主として気象庁気象研究所が開発した日本域気候予測データ（水平解像度 2 km の非静力学地域気候モデル（NHRCM02））を用いた将来予測計算の結果に、また海洋に関する予測は同研究所が開発した海洋予測モデル（MRI.COM。水平解像度は東西 1/11 度、南北 1/10 度で、鉛直 60 層）を用いて文部科学省による統合的気候モデル高度化研究プログラ

ム (TOUGOU) 及び気候変動予測先端研究プログラム (SENTAN) ¹⁶ の下で海洋研究開発機構により作成された日本域海洋予測データ (いずれも、『気候予測データセット 2022』に収録。付録 A.2 節及びコラム 4 参照) に基づいている。

確信度の評価に当たっては特徴の異なる複数のモデルによる予測結果を比較することが有効だが、日本付近の将来の気候の予測に関しては、ほかに比較検証できるほどの高解像度の予測データの入手・作成は、現時点では困難である。

このような状況の下、本報告書では、IPCC 第 6 次評価報告書等の手法を参考に、原則として以下の基準に沿って確信度を評価した。

付録C.1 大気将来予測に対する確信度の評価基準

将来の気候の変化に関する定性的な評価 (気温が上昇する、大雨の頻度が増える等) については、次の基準で確信度を評価する。

NHRCM の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数の場合は、モデルの不完全性の評価が不十分であると考えられることから、確信度は「低い」とする。

NHRCM のダウンスケーリング前の全球大気モデル (詳細は付録 A.2.1 項参照) による日本付近の予測結果が、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 または第 6 期 (CMIP5/6) に参画している他機関の気候モデルによる予測結果と整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低いと考えられることから、確信度は「中程度」とする。

確信度が「中程度」となる条件に加えて、NHRCM の予測に基づく結果が、これまで観測されている長期変化傾向とも整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低く、なおかつモデルが予測する変化が気候の内部変動の影響も含めた観測結果としてすでに現れていると考えられることから、確信度は「高い」とする。

まとめると下表のとおりである。

表 付録 C.1.1 大気将来予測に対する確信度の評価基準

基準	確信度
NHRCM の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数	低い
NHRCM の予測に基づく結果が、CMIP5/6 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的	中程度
NHRCM の予測に基づく結果が、CMIP5/6 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的であり、かつこれまで観測されている長期変化傾向とも整合的	高い

なお、予測される変化の度合いを定量的に示す場合には、可能な範囲で取りうる値の幅を示すこととしている。ただし、前述のとおり日本の気候の予測には単独のモデルを用いていること、かつ境界条件として 4 通りの海洋からの境界条件を与える予測計算の設定である (詳細は付録 A.2.1 項参照) ことから、示すことができる取りうる幅の範囲は、CMIP5/6 のように多数の結合モデルを用いて評価されるものと比べて限定されることに注意が必要である。

付録C.2 海洋の将来予測に対する確信度の評価基準

将来の気候の変化に関する定性的な評価（水温が上昇する、海氷面積が減る等）については、次の基準で確信度を評価する。

FORP の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数の場合は、モデルの不完全性の評価が不十分であると考えられることから、確信度は「低い」とする。

FORP の予測に基づく結果が、CMIP5/6 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低いと考えられることから、確信度は「中程度」とする。

確信度が「中程度」となる条件に加えて、FORP の予測に基づく結果が、これまで観測されている長期変化傾向とも整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低く、なおかつモデルが予測する変化が気候の内部変動の影響も含めた観測結果としてすでに現れていると考えられることから、確信度は「高い」とする。

まとめると下表のとおりである。

表 付録 C.1.2 海洋の将来予測に対する確信度の評価基準

基準	確信度
FORP の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数	低い
FORP の予測に基づく結果が、CMIP5/6 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的	中程度
FORP の予測に基づく結果が、CMIP5/6 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的であり、かつこれまで観測されている長期変化傾向とも整合的	高い

なお、予測される変化の度合いを定量的に示す場合には、可能な範囲で取りうる値の幅を示すこととしている。ただし、前述のとおり予測に単独のモデルを用いていること、かつ境界条件として4通りの大気からの境界条件を与える予測計算の設定である（詳細は付録 A.2.2 項参照）ことから、示すことができる取りうる幅の範囲は CMIP5/6 のように多数の結合モデルを用いて評価されるものと比べて限定されることに注意が必要である。海洋酸性化については、FORP の予測データに加えて、長期観測に基づく経験的（線型重回帰）モデルに基づいた将来変化推定を行い、モデル応答の不確実性を踏まえた確信度の判断を行うこととする。

付録C.3 留意点

観測されている長期変化傾向を将来予測の確信度に対する評価の基準の一つとするためには、その傾向がこれまでの地球温暖化に伴うものなのか否かを検証する必要がある。観測されている変化と地球温暖化との因果関係が不明である場合は、地球温暖化が進行した場合の予測で同様の変化が現れていたとしても、共通のメカニズムに基づく地球温暖化に伴う変化であると解釈できず、確からしさを高める根拠にならないからである。こうした検証は、“detection of climate change（気候変動の検出）”と呼ばれる最新の研究分野となっており、現時点では、日本で観測された気候変動に関するこの分野の研究・知見は限られている。従って本報告書では、観測された長期変化傾向の要因について気温の上昇等との関連性を気象学的・気候学的観点から整合的に説明できる場合のみ、確信度の判断基準として採用している。

また、他機関の気候モデルによる予測結果がない又は限られているものの、NHRCM 又は FORP の予測と観測された長期変化傾向が整合する場合にも、上述のように気象学的・気候学的観点から説明可能か検証し、最終的には専門家の判断（expert judge）として評価している。