

概要

ES

概要

暫定訳（2022年12月22日版）

この概要（Executive Summary）は、報告書本編の各章から抜き出されたものである。特定の文章を引用する場合は、その文章がもともと含まれる章を引用されたい。

訳注:

本資料は最終版ではなく、更なる編集が行われる。

本資料は、IPCC 第6次評価報告書第1作業部会報告書の用語集（Glossary）を、IPCC公式ウェブサイトから2022年5月に取得した原文*に基づき文部科学省及び気象庁が翻訳したものであり、IPCCの公式訳ではない。

*<https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>

目次

概要

第 1 章 構成、背景、手法	6
第 2 章 気候システムの変化の状態	9
第 3 章 気候システムに対する人間の影響	13
第 4 章 将来の世界の気候：シナリオに基づく予測及び短期の将来に関する情報	17
第 5 章 地球規模の炭素と他の生物地球化学的循環及びそのフィードバック	22
第 6 章 短寿命気候強制因子.....	27
第 7 章 地球のエネルギー収支、気候フィードバック、及び気候感度	32
第 8 章 水循環の変化.....	37
第 9 章 海洋、雪氷圏、及び海面水位の変化.....	41
第 10 章 世界規模と地域規模の気候変動のつながり	46
第 11 章 変化する気候の下での極端な気象と気候	50
第 12 章 地域規模の影響及びリスクを評価するための気候変動に関する情報.....	54
アトラス	57

第1章 構成、背景、手法

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第1 作業部会（WG1）は、観測、再解析、古気候記録、及び気候モデルシミュレーションに加えて、物理的、化学的、及び生物学的な気候プロセスから得られた知見を吟味することで、気候変動の自然科学に関する最新の証拠を評価する。本章は、現在進行中の地球全体の変化と地域的な変化、国際的な政策による対応、気候科学の進展、及び今次評価サイクルの一環として作成された各特別報告書を含むこれまでのIPCCによる評価以降の進展における、各文脈において本報告書の位置づけを明確にし、WG1 評価報告書を取り巻く状況を説明するものである。本章では、重要な概念と手法、関連する近年の進展、及び本評価で用いられるモデリングとシナリオの枠組を提示する。

WG1 報告書の構成及び背景

IPCC 第6次評価報告書（AR6）第1 作業部会（WG1）報告書では、圧倒的に人間の影響によって急速に気候システムが変化している世界に関連する新たな科学的証拠を評価する。1990 年以降の5 回のIPCC 評価サイクルでは、変化する気候システムについて、急速に蓄積されてきた証拠を包括的かつ一貫した形で提示してきた。第4次評価報告書（AR4、2007 年）において、気候システムの温暖化は疑う余地がないと初めて結論付けられた。大気、陸域、雪氷圏、生物圏、及び海洋を含む気候システムの全ての主要な要素に、継続的な変化が報告されている。近年の大規模な気候変動は全人類史上例を見ない性質のものであり、反応の遅い気候システムの要素にとって、これらの変化は数千年規模の時間スケールで避けることができず、世界的に継続する氷の減少、海洋貯熱量の増加、海面水位上昇、及び海洋深層の酸性化をもたらすことを複数系統の証拠が示している。{1.2.1, 1.3, Box 1.2, Annex 1.A}

第5次評価報告書（AR5）以降、IPCC 報告書を取り巻く国際政策の文脈は変化した。気候変動に関する国際連合枠組条約（UNFCCC、1992 年）は、「気候システムへの危険な人為的干渉」を防止することをその究極的な目的としている。その目的に応え、パリ協定（2015 年）において、「世界平均気温の上昇を、工業化以前よりも 2°C 高い水準を十分に下回るように保つとともに、気温上昇を工業化以前よりも 1.5°C 高い水準に抑制する努力を追求する」こと、及び「今

世紀後半に温室効果ガスの人為的な発生源による排出量と吸収源による除去量との間のバランス」を達成すること、が長期目標として設定された。同協定の締約国は、自国の計画した緩和と適応の戦略を示す「国が決定する貢献（NDCs）」を提出する。ただし、2020 年時点で提出された NDCs は、温室効果ガスの排出を十分に抑制し、工業化以前よりも 2°C 高い水準を十分に下回るように地球温暖化を抑制する経路と整合するには不十分である（確信度が高い）。{1.1, 1.2}

本報告書は 2023 年のグローバル・ストックテイクに関連する可能性のある情報を提示する。パリ協定で求められている5 年ごとのストックテイクは、同協定の長期目標と、その実施及び支援の手段と、気候変動緩和策（気候変動を抑制するための取組み）及び適応策（回避できない変化に適応するための取組み）における世界的な取組みの進展との間の連携を評価するものである。この背景の下、WG1 では数ある事項の中でとりわけ、様々な地球温暖化の水準に対する残余カーボンバジェット、長寿命及び短寿命気候強制因子の影響、観測された気候変動とそれらの人為的な強制力への要因特定、及び海面水位と極端な気候に予測される変化を評価する。{Cross-Chapter Box1.1}

気候システムの本質的な特性の理解は確固として確立されている。19 世紀の科学者達によって、気候システムに影響を及ぼす主要な自然起源の要因が特定された。彼らはまた、化石燃料の燃焼によって排出される二酸化炭素（CO₂）に起因する人為的な気候変動の潜在的な可能性についての仮説を立てた。入射する太陽放射、火山活動、軌道周期の変化といった主要な自然起源の気候変動の駆動要因、及び地球全体の生物地球化学的循環の変化は、20 世紀初頭以来、体系的に研究されてきた。大気中のエアロゾル（固体微粒子又は微小液滴）、土地利用変化、及び非 CO₂ 温室効果ガスなど、他の主要な人為的な駆動要因は、1970 年代に特定された。体系的な科学的評価が1970 年代に始まって以来、気候システムの温暖化に対する人間活動の影響は、理論から確立した事実になった。世界平均気温（global surface temperature）と温暖化パターンに関する過去の予測は、特に予測に用いられた放射強制力シナリオと実際に生じた放射強制力との差を考慮した場合、その後の観測とお

おむね整合する(証拠が限定的、見解一致度が高い)。
{1.3.1 - 1.3.6}

世界平均気温は 1750 年前後の期間から 1850～1900 年の期間にかけて約 0.1°C (可能性が高い範囲は $-0.1^{\circ}\text{C}\sim+0.3^{\circ}\text{C}$ 、確信度が中程度) 上昇し、人為的な要因による昇温は $0.0^{\circ}\text{C}\sim0.2^{\circ}\text{C}$ (可能性が高い範囲、確信度が中程度) であった。この 1850～1900 年以前の気温変化の評価は、過去の IPCC 評価報告書との整合性を保つため、また、推定の確信度が高くないため、AR6 における今日までの昇温の評価には含まれていない。大気中温室効果ガス濃度の増加に由来する放射強制力が人為起源のエロゾル排出と土地利用の変化によって部分的に相殺されたため、1750 年を基準とした 1850～1900 年の正味の人為起源強制力は $0.0\sim0.3\text{ W m}^{-2}$ であった可能性が高い(確信度が中程度)。同期間における太陽活動及び火山活動に由来する正味の放射強制力は、 $\pm 0.1\text{ W m}^{-2}$ 未満であったと推定されている。{Cross Chapter Box1.2, 1.4.1, Cross Chapter Box 2.3}

気候の自然変動は、特に年々ないし十年規模の内部変動の大きい地域で、十年規模の時間スケールの人為的な気候変動を一時的に目立たなくすることも強めることもありうる。現在の地球温暖化の水準では、1850～1900 年を基準とした気温変化の観測されたシグナルがほぼ全ての陸域でバックグラウンドの変動の水準を上回って現れている(確信度が高い)。長期的な変化速度及び年々変動の振幅はどちらも、地球規模、地域規模、局所規模によって、また地域及び気候変数によって異なるため、変動が顕在化する時期に影響を及ぼす。熱帯地域は他のほとんどの地域よりも昇温が緩やかであるが、気温の年々変動が小さい。そのため昇温はよりも急速だが、年々変動が大きい地域よりも熱帯地域で変化のシグナルが顕著に現れている(確信度が高い)。{1.4.2, FAQ1.2}

AR6 は統一的な気候リスクの枠組を採用しており、これは可能性が低くとも影響が大きい結果が WG1 で一層重視されていることに裏付けられている。体系的なリスクの枠組は、現在及び将来の気候変動がもたらす課題に対する効果的な対応の策定の助けとなり、リスク評価と意思決定により良い情報提供をすることを意図している。また、AR6 は「ストーリーライン」手法も利用し、確固とした包括的な気候情報の全体像の構築に寄与している。この手法はより柔軟なリスクの検討及び伝達を可能にし、可能性が低くとも影響が大きい結果を明示的に扱う。{1.1.2, 1.4.4, Cross-Chapter Box 1.3}

気候変動情報の構築と科学的理解の伝達は、その作成者、利用者、及びより広範な受け手が持つ価値観に左右される。科学的知識は、民族的又は国民的アイデンティティ、伝統、宗教、あるいは土地と海との関係に由来する価値観及び信念など、気象と気候に関する既存の概念と相互作用する(確信度が高い)。科学は、客観性、開放性、及び証拠に基づく思考など、独自の価値観を持つ。社会的価値観は、情報の構築、評価、及び伝達における選択の指針となることがある(確信度が高い)。{1.2.3, Box 1.1}

WG1 報告書を通して使用されるデータ、ツール、及び手法

自然科学的な気候システムを観測する能力は全体として改善と拡大を継続してきたが、一部の観測能力の低下も明らかである(確信度が高い)。海洋観測ネットワーク及び遠隔測定システムにおいて、また、プロキシ記録による古気候の復元において、改善が特に顕著である。ただし、地上観測点及びラジオゾンデ観測の廃止、並びに記録のデジタル化の遅れにより、一部の気候関連の観測が中断されている。COVID-19 の世界的流行による観測能力の更なる低下が予期される。さらに、中緯度帯及び熱帯の氷河などの古気候記録、加えて校正に利用される現代の天然の記録(例えば、サンゴ及び樹木)も、気温上昇を含む多くの負荷のため急速に姿を消しつつある(確信度が高い)。{1.5.1}

再解析は AR5 以降改善されており、気候システムの状態と進行の評価においてますます証拠として使用されている(確信度が高い)。再解析は大気又は海洋の予報モデルに過去の観測データによる制約を課し、過去の気候記録を創出し、複数の物理量にわたる整合性、及び直接観測されない変数と場所について情報を提供する。AR5 以降、分解能の向上、記録の拡充、データ同化における整合性の向上、初期条件の幅に起因する不確実性の推定、及び海洋の表現の改善を様々に組み合わせて、新たな再解析が発展してきた。依然として残る再解析の限界に留意したうえで、WG1 報告書ではより標準的な観測ベースのデータセットと並行して最新世代の再解析プロダクトを使用している。{1.5.2, Annex 1}

AR5 以降、極端な気象と気候の変化の要因を気候変動に帰することの確信度が新たな手法によって向上している。要因特定は、観測された変化又は現象の原因となる複数の要素の相対的な寄与を評価するプ

プロセスである。これには WG1 で行われたような、物理的又は生物地球化学的な気象変数又は気候変数（例えば、気温又は大気中 CO₂ 濃度）における変化の原因となる要素の要因特定、あるいは WG2 で行われたような、自然システム及び人間システムに対するこれらの変化の影響（例えば、インフラへの損害又は農業生産性）の要因特定が含まれる。特定された要因の例として、人間活動（温室効果ガス及びエアロゾルの排出、又は土地利用変化など）、及び気候あるいは自然システム又は人間システムの他の側面における変化が含まれる。{Cross-Working Group Box 1.1}

最新世代の複雑な気候モデルにおいて物理プロセスの表現が改善され、より広範な地球システムモデルが生物地球化学的循環を表現している。 AR5 以降、より小さいスケールのプロセス及び極端現象をより良く捉える高分解能モデルが利用可能になった。本評価を裏付ける重要なモデル間比較には、第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）及び統合地域気候ダウンスケーリング実験（CORDEX）が含まれ、それぞれ全球モデル及び領域モデルに関するものである。第5期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP5）のシミュレーションを用いた結果も評価している。AR5 以降、気候強制力を同じにした複数のシミュレーションを個々のモデルで実行する、大規模アンサンブルシミュレーションは、特に地域規模において、気候システムにおける内部変動と強制された変化の相対的な役割に関する理解を伝えるためにますます利用されている。アンサンブルモデルシミュレーションの利用可能性が拡大し、将来変化の予測における不確実性の推定の改善に寄与している（確信度が高い）。将来の特定の温暖化の水準と整合する影響又は緩和経路の評価等を行うために、研究コミュニティ間で気候情報を伝達するエミュレータとして、幅広い簡易気候モデル群が評価及び使用されている。{1.4.2, 1.5.3, 1.5.4, Cross-Chapter Box 7.1}

将来の気候変動の評価は3つの中核的な要素、すなわちシナリオ、地球温暖化の水準、及び累積 CO₂ 排出量と地球温暖化との関係を使用することで、IPCC の3つの作業部会内及び作業部会間で統合される。 シナリオは、起こりうる将来を体系的に分析する手段として、IPCC において長い歴史を持つ。自然科学と影響、適応、及び緩和に関する研究にまたがる知見を統合するために、共通社会経済経路（SSPs）から導出され、文献で見られる気候変動の人為的な駆動要因の将来起こりうる展開を網羅した5つの新し

い例示的シナリオのセットが使用されている。WG1 報告書で使用されている SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、及び SSP5-8.5 から成る中核的な SSP シナリオのセットは、新たな低排出経路を含む広範な排出経路を網羅している。これらは 2015 年から始まり、CO₂ 排出量がそれぞれ 2100 年と 2050 年までに現在の約 2 倍になる温室効果ガス（GHG）排出が多いシナリオ（SSP3-7.0）と非常に多いシナリオ（SSP5-8.5）、CO₂ 排出が今世紀半ばまで現在の水準で推移する GHG 排出が中程度のシナリオ（SSP2-4.5）、CO₂ 排出が 2050 年頃又はそれ以降に正味ゼロになり、その後はそれぞれ異なる水準で CO₂ 排出が正味負になる GHG 排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）と少ないシナリオ（SSP1-2.6）を含む。排出量は社会経済的な仮定、気候変動緩和の水準、そしてエアロゾルと非メタンオゾン前駆体については大気汚染対策に応じて、シナリオによって異なる。別の仮定も同様の排出量と気候応答をもたらすかもしれないが、社会経済的な仮定及び個々のシナリオの実現可能性あるいは蓋然性は、将来起こりうる所定の排出量に対する気候応答に注目した本評価の対象ではない。世界平均気温の変化の水準（地球温暖化の水準）は、様々なハザードと地域的な気候影響に密接に関連し、各 IPCC 作業部会内及び作業部会間の基準点としての役割も果たす。世界平均気温の上昇とほぼ線形の関係にある累積二酸化炭素排出量も使用されている。{1.6.1-1.6.4, Cross-Chapter Box 1.5, Cross-Chapter Box 11.1}

第2章 気候システムの変化の状態

第2章では、気候システムの駆動要因、主要な気候指標、及び重要な変動モードに観測された広域的な変化を評価する。第3章では、モデル性能と検出/要因特定を考察し、第4章では、これらの指標と変動モードの一部に関する予測を取り扱う。これらの章で、プロセスと地域的な変化に注目した後続の章の根拠を提供する。第2章では、現場観測及び遠隔観測によるデータとプロダクト、並びに多様な気候プロキシに基づく長期的変化の間接的証拠によって変化を評価する。観測値とプロキシ情報の利用可能性が時代とともに向上し、評価されうる期間を決定づけている。近年の変化については可能な限り、対象とするプロキシの期間を含む、より長期的な見地での有意性を、平均状態と変化率の両方の観点から評価する。

気候システムの駆動要因の変化

気候システムの駆動要因は、地球のエネルギー収支を変化させることによって気候変動をもたらす。気候駆動要因の作用は、 W m^{-2} を単位とする有効放射強制力(ERF)で表される。正のERFは昇温作用をもたらす、負のERFは降温作用をもたらす(第7章)。

今日の世界の大気中二酸化炭素(CO_2)濃度は、少なくとも過去200万年間のどの時点よりも高い水準にある(確信度が高い)。19世紀末以降のERFの変化は、温室効果ガス濃度の増加とエアロゾルの変化傾向によって支配されている。正味のERFは正の値で、1970年代以降、加速的に変化している(確信度が中程度)。{2.2, 7.2, 7.3}

1750年以降の自然要因によるERFの変化は、人為的な駆動要因に比べれば微々たるものである(確信度が非常に高い)。1900年以降の太陽活動は活発ではあったが、過去9000年間と比べて例外的なものではなかった(確信度が高い)。1900年以降の火山性エアロゾル由来の放射強制力の平均的な大きさと変動性は、過去2500年間と比べて異例なものではなかった(確信度が中程度)。

2019年に、 CO_2 、メタン(CH_4)、及び一酸化二窒素(N_2O)の濃度は、それぞれ、409.9 (± 0.4) ppm、1866.3 (± 3.3) ppb、及び332.1 (± 0.4) ppbという水準に達した。1850年以降、これらのよく混合された温室効果ガス(GHGs)は、少なくとも過去80

万年間における百年規模の時間スケールで、前例のない速度で増加している。 CO_2 、 CH_4 、及び N_2O の濃度は、1750年から2019年までにそれぞれ131.6 \pm 2.9 ppm (47.3%)、1137 \pm 10 ppb (156%)、及び62 \pm 6 ppb (23.0%)上昇した。これらの変化は、 CO_2 及び CH_4 については少なくとも過去80万年間にわたる氷期と間氷期の間の変化よりも大きく、 N_2O についてはこの期間の変化と同程度である(確信度が非常に高い)。 CO_2 、 CH_4 、及び N_2O によるERFの合計の最良推定値は、1750年を基準として2019年に2.9 W m^{-2} であり、2011年から12.5%上昇した。2019年のハロゲン化物によるERFは0.4 W m^{-2} であり、2011年以降3.5%上昇した。{2.2.3, 2.2.4, 7.3.2}

北半球中緯度帯における対流圏エアロゾル濃度は、1700年から20世紀の最後の四半世紀までに増加したが、その後は減少している(確信度が高い)。2000年以降、エアロゾル光学的厚さ(AOD)は北半球中緯度帯及び南半球中緯度の大陸域で減少したが、南アジアと東アフリカで増加した(確信度が高い)。これらの変化傾向は、人為起源の寄与が特に大きいサブミクロンエアロゾルのAODにおいて一層顕著である。1750年を基準とした2019年のエアロゾルERFの最良推定値は-1.1 W m^{-2} である。{2.2.6, 7.3.3}

他の短寿命ガスの変化は全体として正のERFを伴う(確信度が中程度)。成層圏オゾンは1980年代から2014~2017年までに南緯60°と北緯60°の間で2.2%減少した(確信度が高い)。20世紀半ば以降、北半球において対流圏オゾンが30~70%増加した(確信度が中程度)。1990年代半ば以降の自由対流圏オゾンの増加率は、北半球中緯度域で10年あたり2~7%(確信度が高い)、熱帯で10年あたり2~12%(確信度が高い)、南半球中緯度帯で10年あたり<5%であった(確信度が中程度)。オゾン気柱量に伴うERFの最良推定値(1750年を基準として0.5 W m^{-2})は、対流圏オゾンの変化に支配されている。成層圏の水蒸気量変化の推定値については、衛星観測と現場観測の記録の食い違いのため、確信度が低い。{2.2.5, 7.3.2}

過去の土地利用変化に起因する生物物理学的効果は、全体として負のERFをもたらしている(確信度が中程度)。地球全体のアルベドの増加によるERFの最良推定値は、1700年以降-0.15 W m^{-2} 、1850年以降-0.12 W m^{-2} である(確信度が中程度)。{2.2.7, 7.3.4}

世界的な気候変動を示す重要な指標の変化

大気、海洋、雪氷圏、及び生物圏において観測された変化は、世界が温暖化していることに疑う余地がない証拠を示している。過去数十年間にわたり、気候システムの主要な指標は、過去数百年から数千年で例のない水準になることが増加しており、少なくとも過去 2000 年間に前例のない速度で変化している（**確信度が高い**）。直近 10 年間（2011～2020 年）の気温の高さは、現間氷期について復元された最も温暖な百年規模の期間である約 6500 年前の気温の範囲 [1850～1900 年を基準として 0.2-1°C] を上回っている（**確信度が中程度**）。その一つ前の温暖期は最終間氷期中の約 12 万 5000 年前であり、この期間の数百年規模の期間の気温の範囲 [1850～1900 年を基準として 0.5-1.5°C] に直近 10 年間の値が含まれる。{2.3}

GMST^{註1} は、1850～1900 年と 1995～2014 年との間に 0.85°C [0.69～0.95°C]、1850～1900 年と 2011～2020 年の間に 1.09°C [0.95～1.20°C] 上昇した。1850～1900 年から 2011～2020 年までに、陸域の昇温 (1.59°C [1.34～1.83°C]) は海上 (0.88°C [0.68～1.01°C]) よりも急速だった。21 世紀の最初の 20 年間 (2001～2020 年) の GMST は、1850～1900 年よりも 0.99°C [0.84～1.10°C] 高かった。最近 40 年間のうちの 10 年間も、それに先立つ 1850 年以降のどの 10 年間よりも高温であった。過去 50 年間にわたって、観測された GMST は少なくとも過去 2000 年間に前例のない速度で上昇した（確信度が高い**）。GMST は 19 世紀半ば以降に上昇する前まで、完新世中期 (約 6500 年前) 以降緩やかに低下していた（**確信度が中程度**）。{2.3.1.1, Cross-Chapter Box2.1}**

GMST と GSAT^{註1} の時間変化の差異は、正負いずれかの方向に高々 10% の差異があり（確信度が高い**）、GMST と GSAT との長期変化は、今のところ同一と評価されている。GSAT の推定値にはより大きな不確実性があり、1850～1900 年から 1995～2014 年までの評価された変化は 0.85°C [0.67～0.98°C] である。{Cross-Chapter box 2.3}**

少なくとも 1950 年代以降対流圏が昇温しており、成層圏が降温していることはほぼ確実である。少なくとも 2001 年以降 (新たな観測技術によってより確固とした定量化が可能になった時期)、熱帯では対流圏上層が地表付近よりも急速に温暖化している

(**確信度が中程度**)。1980 年～2018 年にかけて対流圏界面高度が地球規模で上昇したことは**ほぼ確実**であるが、その上昇幅については**確信度が低い**。{2.3.1.2}

世界の水循環のいくつかの構成要素の変化は、少なくとも 1980 年以降水循環が全体として強まっている証拠を示す（確信度が高い**）。ただし、大陸規模及び地球規模の古気候記録が限られているため、近年の変化と過去の変動との比較については**確信度が低い**。世界全体の陸域における降水量は、1950 年以降増加している**可能性が高く**、1980 年代以降はその増加が加速している（**確信度が中程度**）。地表付近の比湿は、陸域（**可能性が非常に高い**）及び海洋（**可能性が高い**）の両方で、少なくとも 1970 年代以降増加している。相対湿度は、2000 年以降陸域で減少している**可能性が非常に高い**。世界の水蒸気の気柱全量は、衛星観測の時代に増加した**可能性が非常に高い**。降水量から蒸発量を差し引いた量、及び河川流出量の世界全体の変化傾向は、観測の不確実性のため**確信度が低い**。{2.3.1.3}**

大規模な大気循環のいくつかの側面は、20 世紀半ば以降変化している可能性が高い**が、プロキシの証拠が限られているため、これらの変化がより長期的な気候とどのように比較されるかについては**確信度が低い**。ハドレー循環は、少なくとも 1980 年代以降拡大している**可能性が高く**、両半球における温帯低気圧のストームトラックは極方向へ移動している**可能性が高い**。地球規模のモンスーンに伴う降水量は、1980 年代以降主に北半球において増加している**可能性が高い**（**確信度が中程度**）。1970 年代以降、陸域において地表付近の風が弱まっている**可能性が高い**。海上では、表面付近の風は 1980 年～2000 年にかけて強まった**可能性が高い**が、推定値の不一致のため、それ以後の変化の符号（方向）については**確信度が低い**。北極域成層圏の極渦が 1980 年代以降弱まり、ユーラシア大陸方向への偏位の頻度が増加している**可能性が高い**。{2.3.1.4}**

現在の北極域の海水面積の規模は、年平均値及び晩夏の値の両方について少なくとも 1850 年以降（確信度が高い**）、晩夏の値について過去 1000 年間（**確信度が中程度**）で最も小さい。1979 年から 2019 年の間に、北極域の海水面積は、夏季及び冬季の両方において減少し、海氷がより若く、薄くかつ動的になった（**確信度が非常に高い**）。北極域の 10 年平均海水面積は、9 月については 1979～1988 年の 623 万 km² から 2010～2019 年の 376 万 km² に、3 月に**

については1452万 km²から1342万 km²に減少した。南極域の海氷面積は、1979年以降正味の変化がほとんどなく（確信度が高い）、海氷面積の10年平均値は、1979～1988年（2月について204万 km²、9月について1539万 km²）と2010～2019年（2月について217万 km²、9月について1575万 km²）との間でわずかな差しかなかった。{2.3.2.1}

陸域の雪氷圏における変化は広範囲に及び、現在いくつかの指標が数百年から数千年にわたって前例のない状態にある（確信度が高い）。少なくとも1978年以降、北半球における春季の積雪面積が減少している（確信度が非常に高い）。氷河は19世紀後半以降ほぼ例外なく後退しており、1990年代以降は速度を増して後退し続けている（確信度が非常に高い）。この挙動は少なくとも過去2000年間に前例のないものである（確信度が中程度）。2000年以降、グリーンランド氷床（GrIS）の質量減少は大幅に増加している（確信度が高い）。グリーンランド氷床は、最終間氷期（確信度が高い）及び完新世中期（確信度が高い）に現在よりも小さかった。南極氷床（AIS）は1992年から2020年の間に質量が減少し（確信度が非常に高い）、この期間に質量減少速度は増加した（確信度が中程度）。北半球では永久凍土が、3000年前まで存在しなかった場所にも存在しているが、過去30～40年間にわたって上層30 mの温度上昇が広範囲に及んでいる（確信度が高い）。{2.3.2}

世界平均海面水位（GMSL）は上昇しており、20世紀以降のGMSLの上昇率は、少なくとも過去3000年間のどの百年間よりも大きい（確信度が高い）。1901年以降、GMSLは0.20 m [0.15～0.25 m] 上昇し、その上昇率は加速している。海面水位の平均上昇率は、1901年から1971年の間は1.3 [0.6～2.1] mm/年で、1971年から2006年の間は1.9 [0.8～2.9] mm/年に増大し、2006年から2018年の間は3.7 [3.2～4.2] mm/年に更に増大した（確信度が高い）。更に時間を遡り、GMSLが完新世中期（6000年前）には現在の-3.5～+0.5 mで（可能性が非常に高い）、最終間氷期（12万5000年前）には現在よりも5～10 m高く（可能性が高い）、鮮新世中期温暖期（MPWP）（330万年前）には現在よりも5～25 m高かった（可能性が非常に高い）ことについて確信度が中程度である。{2.3.3}

近年の海洋の変化は広範囲に及び、重要な海洋の指標は数百年から数千年にわたって前例のない状態にある（確信度が高い）。1971年以降世界全体の海洋貯熱量が増加していることは、表層（0～700 m）では

ほぼ確実であり、中層（700～2000 m）では可能性が非常に高く、2000 m以深では可能性が高く、現在、少なくとも最終氷期の終末期（1万8000年前～1万1000年前）以降のどの時点よりも急速に増加している（確信度が中程度）。海面付近の広域的な塩分のコントラストが、少なくとも1950年以降強まっていることはほぼ確実である。大西洋子午面循環（AMOC）は、過去8000年間にわたって比較的安定していたが（確信度が中程度）、20世紀の間に弱まった（確信度が低い）。海洋のpHは、海面付近では過去40年間にわたって世界的に低下し（ほぼ確実）、海洋内部で過去20～30年間にわたって全大洋において低下した（確信度が高い）。外洋表層のpHは、過去5000万年にわたって長期的に上昇したが（確信度が高い）、近年のような低い海洋表層pHは、過去200万年で異例である（確信度が中程度）。20世紀半ばから21世紀初頭にかけて、十年規模の変動を伴い（確信度が中程度）、ほとんどの外洋域で貧酸素化が発生している（確信度が高い）。多くの場所で、酸素極小層が拡大している（確信度が高い）。{2.3.3}

海洋生物圏における変化は、広域的な昇温及び海洋地球化学的な変化と整合する（確信度が高い）。多くの海洋生物の生息域が、極方向及び深層方向へ移動している（確信度が高い）が、逆の方向へ移動している生物も少数いる。このような種間の応答の不一致は、生態系の種の構成が変化していることを意味する（確信度が中程度）。複数の場所で、海洋生物のさまざまな生物季節学的指標が過去50年間で変化しているが、変化の性質は場所及び種によって異なる（確信度が高い）。海洋の食物連鎖の底辺にいる植物プランクトンの濃度（クロロフィル濃度を指標とする）は少なくとも過去20年間で、中低緯度帯で弱く変動しやすい変化傾向を持ち、高緯度帯で増加している（確信度が中程度）。1998年から2018年までに、世界全体の海洋基礎生産はわずかに減少したが、北極圏では生産が増加した（確信度が中程度）。{2.3.4.2}

陸域生物圏の重要な地球規模の側面における変化は、広域的な昇温と整合する（確信度が高い）。過去百年間にわたって、多くの陸域生物種の分布が極方向及び高標高に移動しており（確信度が非常に高い）、多くの生態系で種の入替わりが増加している（確信度が高い）。過去50年間にわたって気候帯が極方向へ移動し、それに伴い北半球温帯で生育期間が長くなり、北緯45°以北で大気中CO₂濃度の季節サイクルの振幅が増大している（確信度が高い）。1980年

代初頭以降、地球規模で陸域表面の緑が増加している（確信度が高い）。{2.3.4.1, 2.3.4.3}

鮮新世中期温暖期（MPWP、330 万年前～300 万年前）における、緩やかに変化する広域的な指標は、現在よりも温暖で、CO₂ 濃度が現在と同水準であった世界を反映している。MPWP における CO₂ 濃度は長期間、現在に近い水準である 360～420 ppm の範囲にあった（確信度が中程度）。現在を基準として、GMST、GMSL、及び降水頻度は全てより高く、北半球の緯度方向の温度勾配はより緩やかで、主要な陸域生物群系はより北側にあった（確信度が非常に高い）。雪氷圏の指標が低下していたことについては確信度が高く、太平洋の経度方向の温度勾配がより緩やかであったこと、及びモンスーンシステムが強かったことについては確信度が中程度である。{2.3, Cross-Chapter Box 2.4, 9.6.2}

プロキシ記録に基づく過去の気候状態からの推定を、向こう数世紀の気候予測と比較することで、起こりうる将来の範囲をより長期的な文脈の中で捉えうる。特定の古気候時代と将来予測との間の、以下の対応付けについては確信度が中程度である。最終間氷期における GMST は長期間、1850～1900 年を基準として 0.5～1.5°C高かったと推定されており、これは 23 世紀末までの負の排出の延長を含む、SSP1-2.6 の下で予測された昇温範囲 [1.0°C～2.2°C] の下端と一部重なる。鮮新世中期温暖期の GMST の推定値 [2.5°C～4.0°C] は、SSP2-4.5 の下で 23 世紀末について予測された範囲 [2.3°C～4.6°C] と同等である。約 1500 万年前の中新世気候最適期及び約 5000 万年前の始新世前期気候最適期の GMST の推定値はそれぞれ [5°C～10°C] 及び [10°C～18°C] で、SSP5-8.5 の下で 23 世紀末について予測された範囲 [6.6°C～14.1°C] と一部重なる。{Cross-Chapter Box 2.1, 2.3.1, 4.3.1.1, 4.7.1.1}

変動モードの変化

19 世紀末以降、主要な気候の変動モードは持続的な変化傾向を示していないが、数十年規模の時間スケールでの頻度と強度の変動を示している。ただし、南半球環状モードは顕著な例外で、系統的により大きな正の値になっている（確信度が高い）。これらの変動モードが千年以上存在していることの確信度が高いが、直接的な測器観測の記録以前の詳細な復元はほとんどのモードについて確信度が低い。両極域の環状モードは数十年間にわたって、中緯度帯の循環の帯状性が強まる正の変化傾向を強く示していた

が、北半球環状モードについては 1990 年代初頭以降、このような変化傾向は持続しなかった（確信度が高い）。熱帯海洋モードについては、エルニーニョ・南方振動については数百年規模の変動を超える持続的なレジームシフトが観測されていない（確信度が中程度）が、他の熱帯海洋モードの長期的な挙動については証拠が限定的で見解一致度が低い。太平洋及び大西洋における十年規模変動及び数十年規模変動のモードは、観測記録のある期間で有意な変化傾向を示していない（確信度が高い）。{2.4}

第3章 気候システムに対する人間の影響

近年の気候変動に対する人間の影響に関する証拠は、IPCC 第2次評価報告書から IPCC 第5次評価報告書にかけて強まってきたが、本評価で一層強固になっている。IPCC 第2次評価報告書 (SAR、1995年) は、「証拠を比較検討した結果は、識別可能な人間の影響が地球規模の気候に現れていることを示唆している」と結論した。以降の評価(第3次評価報告書(TAR、2001年)、AR4 (2007年)、及び AR5 (2013年)) において、気候システムに対する人間の影響に関する証拠が次第に強まってきた。AR5 では、気候システムに対する人間の影響は明瞭であり、大気中温室効果ガス濃度の増加、正の放射強制力、観測された昇温、そして気候システムの自然科学的理解から明白である、と結論された。本章は古気候記録、観測及び気候モデルからの情報を統合し、気候変動広域的な指標について、気候システムに対する人間の影響の評価を更新する。本章は気候変動広域的な指標について、本報告書における主要な評価も提示するが、これは以降の章で目的に応じた評価によって補完される。

気候システム全体にわたる統合的評価

工業化以前の時代以降、人間の影響が大気、海洋及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がない。気候システム全体からの証拠を組み合わせることで、観測された気候変動の人間の影響への要因特定の高確信度の水準が上がり、単一の変数に基づく評価に付随する不確実性が低減される。大気、海洋、雪氷圏、及び陸面において気候変動の広域的な指標は人間の影響に対して、モデルシミュレーション及び物理的理解から予期されるものと整合する明瞭な応答を示している。{3.8.1}

気候変動の広域的な指標のほとんどについて、本評価を裏打ちする最新世代の第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) の気候モデルによりシミュレーションされた最近の平均的な気候は、AR5 で評価された第5期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5) のモデルと比べて改善されている (確信度が高い)。地域的な降水パターンなどについては、依然として観測との差異がある。高解像度モデルでは、地表及び海洋の気候の全てではないがいくつかの側面でバイアスが低減されており (確信度が中程

度)、地球システムモデルは生物地球化学的フィードバックを含むが、ほとんどがより単純なモデルと同等の性能を示している (確信度が中程度)。マルチモデル平均は観測された気候変動のほとんどの側面をよく捉えている (確信度が高い)。マルチモデル平均は、過去の CO₂ 濃度の高い期間及び低い期間の気候におけるプロキシ復元による GSAT¹ の変化をとらえ (確信度が高い)、また、評価された地域のほとんどで完新世中期の気温と降水の変化の正しい符号をとらえている (確信度が中程度) を捉えている。大陸規模の古気候シミュレーションは AR5 と比べて改善している (確信度が中程度) が、モデルはしばしば気温と降水について現代との大きな差異を過小評価する (確信度が高い)。{3.8.2}

大気と地表に対する人間の影響

1850～1900 年を基準とした 2010～2019 年の GSAT において、人為起源の昇温の可能性が高い範囲は 0.8°C～1.3°C で、観測された昇温の範囲である 0.9～1.2°C を含む一方で、自然起源の放射強制力に帰せられる変化は -0.1°C～0.1°C に過ぎない。人為起源の昇温の最良推定値は 1.07°C である。不確実性の理解が深まったことと、観測された昇温が大きくなったことにより、AR5 のように 1951 年以降ではなく、1850～1900 年以降について昇温の要因特定をしようようになった。GSAT と GMST² について、人為起源の上昇の可能性が高い範囲は同等である (確信度が中程度)。観測された昇温における個別の人為起源の強制力への要因特定には、依然としてより不確かである。同期間において、温室効果ガス¹ による放射強制力は GSAT を 1.0°C～2.0°C 上昇させた可能性が高く、エアロゾルを含む他の人為起源の放射強制力は GSAT を 0.0°C～0.8°C 低下させた可能性が高い。包括的な衛星観測が始まった 1979 年以降の対流圏の昇温の主要な駆動要因² は、人為的な温室効果ガスの増加であった可能性が非常に高く、1979 年から 1990 年代半ばまでの成層圏下層の降温の主要な駆動要因は、人為起源の成層圏オゾン破壊であった可能性が極めて高い。{3.3.1}

CMIP6 モデルアンサンブルは観測された過去の世界平均気温の変化傾向と変動性を、人為起源の温暖化の検出と要因特定を裏付けるのに十分小さいバイ

¹ 本章において、「温室効果ガス」はよく混合された温室効果ガスを指す。

² 本章において、「主要な駆動要因」は変化の 50% を超える部分の要因となっていることを意味する。

アスで再現している（**確信度が非常に高い**）。本報告で評価した CMIP6 の過去シミュレーションでは、世界平均気温変化のアンサンブル平均と観測との差は過去の期間のほとんどで 0.2°C 以内に収まっており、観測された昇温は、CMIP6 アンサンブルの 5～95% の範囲に収まっている。ただし、いくつかの CMIP6 モデルでシミュレーションされた昇温は、観測された昇温の 5～95% の範囲の上又は下のいずれかに外れている。CMIP6 モデルは、激しい火山活動があった時期の後に生じた降温を含む、過去 1000 年にわたる地表付近の気温の変動をおおむね再現している（**確信度が中程度**）。上空の気温については、CMIP5 と CMIP6 モデルのほとんどが、熱帯対流圏上層で観測された昇温を、1979～2014 年の期間について少なくとも 10 年あたり 0.1°C 過大評価していることについて **確信度が中程度** である。衛星観測から導出された成層圏の気温の推定値の最新情報により、成層圏全体の世界平均気温の、シミュレーションされた変化と観測された変化との間の差異が低減された（**確信度が中程度**）。{3.3.1}

1998～2012 年にかけて観測された、1951～2012 年と比べて緩やかな GMST の上昇率は一時的な現象であり、その後 GMST は大幅に上昇した（確信度が非常に高い）。AR5 以降に改善された観測データセットは、1998～2012 年にかけての GMST の、従前の推定値よりも大きな変化傾向を示している。1998～2012 年にかけての GMST の、観測に基づく変化傾向の推定値は全て、CMIP6 シミュレーションによる変化傾向の 10～90 パーセントの範囲に収まっている（**確信度が高い**）。内部変動、特に太平洋十年規模変動、並びに太陽活動及び火山活動による放射強制力の変動により、1998～2012 年にかけての地表付近の人為的な昇温傾向の一部が相殺された（**確信度が高い**）。世界の海洋貯熱量はこの期間も上昇し続けたが、これは気候システム全体として継続的に温暖化していたことを意味する（**確信度が非常に高い**）。2012 年以降 GMST は大幅に上昇しており、過去 5 年間（2016～2020 年）は少なくとも 1850 年以降の測器記録において最も温暖な 5 年間であった（**確信度が高い**）。{Cross-Chapter Box 3.1, 3.3.1; 3.5.1}

1979 年以降の対流圏上層の湿潤化に、人間の影響が寄与している³可能性が高い。また、地表付近の年間比湿の世界的な上昇に人間の影響が寄与したことについては **確信度が中程度** であり、北半球中緯度帯の

大陸域において夏季の地表付近の相対湿度の減少に人間の影響が寄与したことについては **確信度が中程度** である。{3.3.2}

20 世紀半ば以降に観測された広域的な降水の変化に人間の影響が寄与している可能性が高い。要因特定の新たな研究によって、北半球の中～高緯度帯の陸域における降水量の検出可能な増加に関するこれまでの知見が強化されている（**確信度が高い**）。湿潤熱帯地域と乾燥亜熱帯地域との間の、帯状平均降水量のコントラストの強化に人間の影響が寄与している（**確信度が中程度**）。ただし、1950 年代から 1980 年代までの世界の陸域の夏季モンスーンに伴う降水量の減少には、人為起源のエロゾルが寄与した（**確信度が中程度**）。また、南半球環状モードの正位相への変化傾向に伴って、1979 年以降の南半球における夏季降水量の高緯度帯での増加と中緯度帯での減少に人間の影響が寄与していることについては **確信度が中程度** である。モデルによる降水パターンのシミュレーションには改善がみられるが、特に熱帯海上においてまだ不十分なところがある（**確信度が高い**）。{3.3.2, 3.3.3, 3.5.2}

人為起源温室効果ガスによる強制力が、地球規模（ほぼ確実）及びほとんどの大陸（可能性が非常に高い）で観測された極端な高温及び極端な低温の主要な駆動要因である。人間の影響（特に温室効果ガスの放射強制力に起因する）は、最近数十年間で世界全体の陸域において観測された大雨^{訳注²}の強度の増加の主要な駆動要因である **可能性が高い**。陸域の極端な降水の広域的な空間分布を捉えるモデルの能力については **確信度が高い**。CMIP6 モデルでシミュレーションされた極端な降水の規模と頻度は、CMIP5 モデルでシミュレーションされたものと同様である（**確信度が高い**）。{Cross-Chapter Box 3.2}

1980 年代以降の南半球における帯状平均ハドレーセルの極方向への拡大に人間の影響が寄与している可能性が高い。北半球で観測された帯状平均ハドレーセルの極方向への拡大が内部変動の範囲内であることについては **確信度が中程度** である。1980 年代以降に観測された太平洋ウォーカー循環の強化の原因はよく理解されておらず、観測された強化傾向は結合モデルでシミュレーションされた変化傾向の範囲外にある（**確信度が中程度**）。CMIP6 モデルは対流圏の大規模循環の一般的特徴を捉えている（**確信度が**

³ 本章において、観測された変化に「人間の影響が寄与している」という表現は、人間の影響への応答がゼロではなく、観測された変化と符号が一致していることを意味する。

高い) 一方で、特にヨーロッパ・大西洋域の大気ブロッキング現象の平均頻度には系統的なバイアスが存在し、その一部はモデルの解像度を上げることで低減される(確信度が中程度)。{3.3.3}

雪氷圏に対する人間の影響

主に温室効果ガスの増加に起因する人為起源の放射強制力は、1970年代末以降の北極域の海氷減少の主要な駆動要因である**可能性が非常に高い**。1950年代以降、人為起源のエロゾルの増加が温室効果ガスに起因する北極域の海氷減少を部分的に相殺していることについて、新しい証拠がある(確信度が中程度)。北極域における過去数十年間の海氷面積及び海氷厚の減少は、海氷の平均状態には大きな差異があるものの、全てのCMIP5モデル及びCMIP6モデルで再現されている(確信度が高い)。対照的に、全球気候モデルは衛星観測の時代に観測された南極域の海氷面積の小さな増加を一般には捉えておらず、この変化の要因特定については**確信度が低い**。{3.4.1}

1950年以降に観測された北半球における春季の積雪面積の減少に、人間の影響が寄与した可能性が非常に高い。北半球における積雪の季節サイクルは、CMIP6モデルでCMIP5モデルよりも良好に再現されている(確信度が高い)。近年の世界的でほぼ普遍的な氷河の後退の主要な駆動要因は人間の影響であった**可能性が非常に高い**。過去20年間にわたって観測されたグリーンランド氷床の表面融解に、人間の影響が寄与した可能性が非常に高く、近年のグリーンランド氷床の全体的な質量減少に対する人為的な寄与については**確信度が中程度**である。ただし、氷流出量の変化を通じた南極氷床の質量収支に対する人間の影響については**証拠が限定的で見解一致度が中程度**である。{3.4.2, 3.4.3}

海洋に対する人間の影響

1970年代以降に観測された海洋深層に及ぶ海洋貯熱量の増加の主要な駆動要因は、人間の影響であった可能性が極めて高い(確信度が非常に高い)。AR5以降、海洋表層(<700m)における貯熱量変化の近年の観測推定値と、自然起源及び人為起源の放射強制力の両方を考慮したモデルシミュレーションとの間の整合性が向上した。最新の観測及びモデルシミュレーションは、温暖化が海洋の全層に及んでいることを示しており(確信度が高い)、CMIP6のモデルシミュレーションによると、工業時代(1850~2014年)に吸収された熱の58%が表層(0~700m)、21%

が中層(700~2,000m)、22%が深層(>2,000m)に蓄積されている。マルチモデル平均の海水温バイアスの構造と大きさは、CMIP5とCMIP6との間で大きくは変化しない。(確信度が中程度)。{3.5.1}

20世紀半ば以降に観測された海面付近及び海洋表層の塩分の変化に、人間の影響が寄与した可能性が極めて高い。付随する変化パターンは、低塩分の海域における更なる低塩分化と、高塩分の海域における更なる高塩分化に相当する(確信度が高い)。同時に起きる大気中の水循環と海洋-大気間のフラックス(蒸発と降水)の変化が、観測された大洋規模の塩分変化の主要な駆動要因である(確信度が高い)。深さ方向に積分した大洋規模の塩分に観測された変化は、人間の影響に要因特定されており、CMIP5モデル及びCMIP6モデルでは温室効果ガスの増加を含むシミュレーションにおいてのみ、これらのパターンを再現できる(確信度が中程度)。大洋規模の変化はモデル間で整合しており、過去の期間を通してより顕著になっている(確信度が高い)。マルチモデル平均のバイアスの構造は、CMIP5とCMIP6との間で大きくは変化しない(確信度が中程度)。{3.5.2}

氷河、氷床表面の質量収支、及び熱膨張に帰せられる寄与を合わせると、少なくとも1971年以降に観測された世界平均海面水位の上昇の主要な駆動要因は、人間の影響であった可能性が非常に高い。AR5以降の研究により、人為起源温室効果ガスを除いたシミュレーションでは過去の期間の熱膨張に起因する(thermoeosteric)海面水位上昇を捉えることができず、全ての放射強制力(人為起源と自然起源)を含むモデルシミュレーションが観測推定値と最もよく整合することが示されている。1970年以降観測された熱膨張に起因する世界平均海面水位の上昇の主要な駆動要因は、人間の影響であった**可能性が非常に高い**。{3.5.3, 3.5.1, 3.4.3}

2000年代半ばから2010年代半ばまでに大西洋子午面循環(AMOC)が弱まり(確信度が高い)、1990年代以降、南大洋上層の子午面循環が強まった(確信度が低い)ことが観測されている一方で、これらの変化に対する内部変動、自然起源の強制力、及び人為起源の強制力の相対的な寄与を決定するには観測記録が短すぎる(確信度が高い)。南極周極流の輸送又は南北方向の位置の変化は観測されていない。南大洋の平均的な東西方向の循環及び子午面循環、並びに北大西洋の平均的な子午面循環(大西洋子午面循環、AMOC)は、CMIP5及びCMIP6モデルでおおむね再現されている。ただし、モデル化された循

環強度（確信度が高い）及びその変動性（確信度が中程度）には、明白にバイアスがある。{3.5.4}

生物圏に対する人間の影響

大気中 CO₂ 濃度の季節サイクルに観測された振幅増加の主要な駆動要因は、大気中 CO₂ 濃度の増加による植物成長の施肥効果の増大である（確信度が中程度）。ただし、観測された緑化の主要な駆動要因もこの CO₂ 施肥効果であったかについては、土地管理が支配的な要因である地域もあるため確信度が低い。地球システムモデルのシミュレーションによる世界平均陸域炭素吸収量は、観測に基づく推定値の範囲にある（確信度が高い）が、地球規模の一致が地域規模の大きな不一致を見えなくしている。{3.6.1}

人為起源 CO₂ の吸収が観測された世界の外洋表層の酸性化の主要な駆動要因であったことはほぼ確実である。2000 年以降に北大西洋亜熱帯域及び赤道域で観測された CO₂ 濃度の増加の一部は海水温の上昇に伴って付随している可能性が高く、この応答は温暖化に伴って予期される海洋の炭素吸収源の弱まりと整合している。AR5 と整合して、海洋表層の貧酸素化の一部が人間の影響によることについては確信度が中程度である。地球システムモデルが現実に即した世界平均海洋炭素吸収量の時間発展をシミュレーションすることについては確信度が高い。{3.6.2}

気候の変動モードに対する人間の影響

1970 年代以降に観測された南半球環状モード（SAM）の正位相への変化傾向と、それに付随する南半球夏季における南半球亜熱帯ジェット気流の強まりと南方への移動に、人間の影響が寄与している可能性が非常に高い。SAM の変化傾向に対するオゾン放射強制力の影響は 2000 年代初め以降、その前の数十年間と比べて小さく、2000～2019 年にかけて観測された SAM の変化傾向の弱まりに寄与している（確信度が中程度）。気候モデルは夏季の SAM の変化傾向をよく再現しており、CMIP6 モデルは CMIP5 モデルよりも優れている（確信度が中程度）。対照的に、1960 年代以降の北半球環状モード（NAM）の正位相への変化傾向と、それに付随する北半球の中高緯度ジェット及びストームトラックの北半球冬季における北方への移動の原因は、よく理解されていない。モデルは SAM 及び NAM に観測された空間的な特徴とばらつきを非常によく再現している（確信度が高い）。{3.3.3, 3.7.1, 3.7.2}

主要な熱帯気候の年々変動モード、又はそれらに付随する地域的テレコネクションに対する人間の影響は、内部変動の範囲を超えていない（確信度が高い）。AR5 以降の評価により、気候モデル及び地球システムモデルがエルニーニョ・南方振幅及びインド洋の海盆モードとダイポールモードの空間的な構造と分散のほとんどの側面を再現できることが確かめられている（確信度が中程度）。ただし、CMIP6 でわずかに改善されたものの、いくつかの基本的なプロセスの表現はまだ不十分である。大西洋東西モード及び南北モードを包む大西洋熱帯域については、モデル化された平均状態と変動性に大きなバイアスが残っている。{3.7.3～3.7.5}

1960 年代以降に大西洋数十年規模変動（AMV）指数とそれに付随する地域的テレコネクションに観測された変化に対し、人為起源のエロゾル及び火山性エロゾルが寄与したことについて確信度が中程度であるが、この影響の大きさについては確信度が低い。工業化以前の時代以降に観測された太平洋十年規模変動（PDV）については、人間の影響の可能性についてのモデルによる証拠もあるものの、主要な駆動要因が内部変動であることの確信度が高い。AMV 及び PDV に対する人間の影響の定量化については、観測記録が短いため、関連する海面水温（SST）偏差を再現するモデル性能が CMIP5 から CMIP6 にかけて改善したものの限定的である（確信度が中程度）ため、そしてこれらの重要な駆動要因のプロセスに関する理解が限定的であるため、不確実性が残っている。{3.7.6, 3.7.7}

第4章 将来の世界の気候：シナリオに基づく予測及び短期の将来に関する情報

本章では、短期（2021～2040年）、中期（2041～2060年）、及び長期（2081～2100年）から2300年にわたる期間の時間範囲について、将来の地球規模の気候変動のシミュレーションを評価する。変化は、近年（1995～2014年）及び工業化以前の時代の近似する1850～1900年の両期間を基準として評価されている。

ここで評価された予測は主として、第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）で用いられた新しいシナリオ群である共通社会経済経路（SSPs）に基づく。SSPシナリオの中でも、SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、及びSSP5-8.5の5つのシナリオが重視されている。SSPシナリオの名称の一つ目の数字は、想定されている共通社会経済経路を示し、二つ目の数字は、2100年時点の世界全体のおおよその有効放射強制力（ERF）を示す。本章では、適切な場合、代表的濃度経路（RCPs）に基づくシナリオを用いたCMIP5から新たに得られた結果も評価する。特にGSAT^{訳注1}と世界平均海面水位（GMSL）の変化については追加的な証拠も踏まえて評価する一方で、他の変数の変化についての評価は、主としてCMIP6の結果に基づく。特に断りのない限り、これらの評価は大規模な火山噴火が21世紀中に発生しないことを前提とする。{1.6, 4.2.2, 4.3.2, 4.3.4, 4.6.2, BOX 4.1: Cross-Chapter Box 4.1, Cross-Chapter Box 7.1, 9.6}

気温

IPCC報告書としては初めて、シナリオに基づいた予測に、過去の温暖化のシミュレーションに基づいた観測による制約、加えて更新された平衡気候感度（ECS）と過渡的気候応答（TCR）の評価を明示的に組み合わせて、GSATの将来変化の評価が明示的に構築されている。2019～2028年の期間については、近年の観測値を初期値とした気候予報も利用されている。追加的な証拠を取り入れたことにより、各シナリオの評価の不確実性の幅が低減されている。{4.3.1, 4.3.4, 4.4.1, 7.5}

短期（2021～2040年）のうちに、1850～1900年の期間の平均値を基準としたGSATの20年平均値が1.5°C上昇することは、SSP5-8.5シナリオでは可能性が非常に高く、SSP2-4.5及びSSP3-7.0シナリオでは可能性が高く、SSP1-1.9及びSSP1-2.6シナリオではどちらかと言えば可能性が高い。閾値を超え

る時期は、GSATの平均値がその閾値を超える最初の20年間の中間点として定義されている。SSP5-8.5以外の全ての評価されたシナリオにおいて、1.5°Cの閾値を超える次期の中央推定値は2030年代初頭である。これは、1.5°Cの地球温暖化に関するIPCC特別報告書（SR1.5）において、その当時の昇温率が継続すると仮定して評価された可能性が高い範囲（2030～2052年）の初期にあたる。なおこの昇温率はAR6で確認された。評価された閾値を超える時期の[SR1.5との]差異のうちおおよそ半分は、AR6で過去の昇温量がより大きく診断されたことによる。また、AR6では気候感度の中央推定値に対して、ほとんどのシナリオでSR1.5における「現状」の評価より大きな短期の昇温を示すことが残りの半分の説明する（確信度が中程度）。線形外挿の代わりにSSP1-1.9と似たシナリオを考察する場合、SR1.5における1.5°Cの地球温暖化を超える時期の推定値は本報告書での中央推定値に近くなる。SSP1-1.9においては、1850～1900年を基準としたGSATは21世紀を通して1.6°C未満であり続ける可能性がどちらかと言えば高く、1.5°Cの地球温暖化を0.1°Cを超えない一時的なオーバーシュートの可能性を示唆している。気候感度が、可能性が非常に高いと評価された範囲の下端付近の値をとれば、SSP1-1.9及びSSP1-2.6において1.5°Cの温暖化の閾値を超えることが避けられる（確信度が中程度）。{2.3.1, Cross-chapter Box 2.3, 3.3.1, 4.3.4, Box 4.1, 7.5}

ここで考慮されている全てのシナリオにわたって、1850～1900年を基準とするGSATが1.5°Cを超える可能性は、2030年までのどの単年においても40～60%である（確信度が中程度）。年平均GSATの短期的な予測の不確実性には、自然の内部変動とモデルの不確実性がほぼ同等に寄与する（確信度が高い）。対照的に、年平均GSATの短期的な水準は、AR5の評価と整合して、シナリオの選択に比較的依存しない。近年の観測値を初期値とした予報は、近年を基準とした2019～2028年の年平均GSATの変化の可能性が非常に高いと評価された範囲と整合する（確信度が高い）。{4.4.1, Box 4.1}

近年（1995～2014年）を基準とした2081～2100年の期間の平均のGSATは、排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）では0.2°C～1.0°C、排出が多くなるシナリオ（SSP5-8.5）では2.4°C～4.8°C高くなる可能性が非常に高い。SSP1-2.6、SSP2-4.5、及び

SSP3-7.0の各シナリオに対応する**可能性が非常に高い**範囲は、それぞれ0.5°C~1.5°C、1.2°C~2.6°C、及び2.0°C~3.7°Cである。2081~2100年の期間の不確実性の範囲のうち、ECS及びTCRの不確実性が大部分を占め続けている（**確信度が非常に高い**）。排出量を所与としたSSP5-8.5のシミュレーションによると、炭素循環の不確実性は小さく、GSATの予測の評価を変更するほどではない（**確信度が高い**）。{4.3.1, 4.3.4, 4.6.2, 7.5}

CMIP6モデルによるGSATの予測の範囲は、評価された範囲よりも広く（確信度が高い）、さらに、CMIP6におけるGSATの上昇幅は、CMIP5よりも大きい傾向にある（確信度が非常に高い）。シミュレーションされた昇温幅の増加の約半分は、CMIP5と比べてCMIP6では気候感度がより高いモデルが多いことに起因しており、残りの半分は、名称が対応するシナリオ（例えば、RCP8.5とSSP5-8.5）において[CMIP6の]ERFがより大きいことに起因する（**確信度が中程度**）。SSP1-2.6及びSSP2-4.5でも、昇温の範囲の変化の約半分がERFの変化によって説明される（**確信度が中程度**）。SSP5-8.5については、CMIP5よりも昇温の上端が高くなった主な要因は、気候感度が高くなったことにある（**確信度が中程度**）。{4.3.1, 4.3.4, 4.6.2, 7.5.6}

大幅な温暖化のストーリーライン、すなわち、可能性が非常に高いと評価された範囲の上端を上回るGSATの水準に付随するストーリーラインは、定義上当然可能性が極めて低いが、排除することはできない。SSP1-2.6の場合、このような大幅な温暖化のストーリーラインは、**長期的（2081~2100年）な昇温が2°Cを大幅に下回るのではなく、大幅に上回ることを意味している（確信度が高い）**。シナリオによらず、大幅な温暖化のストーリーラインは、気候システムの多くの側面における変化が、GSATの変化の中央推定値に伴うパターンを最大50%以上上回ることを示唆する（**確信度が高い**）。{4.3.4, 4.8}

平均的な地表付近の温暖化が陸域において海上よりも大幅であり続け、北極域における地表付近の温暖化が21世紀にわたって世界平均よりも顕著であり続けることはほぼ確実である。平均的に、地表付近の温暖化は陸域において海上よりも約1.5倍（**可能性が高い**）範囲は1.4~1.7倍）速いと予期される。昇温のパターンは季節によって異なる**可能性が高く**、北半球高緯度域では夏季よりも冬季に大きく昇温する（**確信度が中程度**）。季節平均気温の年々変動が増

加又は減少する地域の空間的範囲が広がる**可能性が高い**。{4.3.1, 4.5.1, 7.4.4}

対流圏下層の長期的な昇温が、北極域において世界平均よりも大きくなる可能性が非常に高い。大気中CO₂濃度が高い経路ほど、21世紀末までの成層圏の世界平均の降温が大きくなる**可能性が非常に高い**。熱帯対流圏上層の昇温は、熱帯の地表付近よりも大きくなる**可能性が高い**が、その規模については、自然の内部変動、及び人為起源の強制力に対する気候システムの応答の不確実性の影響のため、不確かである。{4.5.1, 3.3.1.2}

降水量

世界全体の陸域における年間降水量は、GSATが上昇するにつれて、21世紀にわたって増加する（確信度が高い）。利用可能な全てのCMIP6モデルによると、1995~2014年を基準とした2081~2100年の陸域における世界平均年間降水量の変化の**可能性が高い**範囲は、排出が少ないシナリオ（SSP1-1.9）で**-0.2~+4.7%**、排出が多いシナリオ（SSP5-8.5）で**0.9~12.9%**である。他のシナリオにおける**可能性が高い**範囲は、SSP1-2.6で0.0~6.6%、SSP2-4.5で1.5~8.3%、SSP3-7.0で0.5~9.6%である。{4.3.1, 4.5.1, 4.6.1, 8.4.1}

21世紀にわたってGSATが上昇するにつれて、降水量の変化に大きな地域差及び季節的なコントラストが見られるようになる（確信度が高い）。温暖化が進行するにつれて、より広い陸域で統計的に有意な降水量の増加又は減少を経験する（**確信度が中程度**）。降水量は高緯度帯及び熱帯海域では増加する**可能性が非常に高く**、モンスーン地域の大部分では増加する**可能性が高い**が、亜熱帯の大部分では温室効果ガスに起因する昇温に応答して減少する**可能性が高い**。多くの陸域では、地球温暖化の進行とともに降水量の年々変動が増大する（**確信度が中程度**）。{4.5.1, 4.6.1, 8.4.1}

短期的に予測される降水量の変化は、主に自然の内部変動、モデルの不確実性、並びに自然起源及び人為起源のエロゾルによる強制力の不確実性によって、不確かである（確信度が中程度）。短期的には、異なるSSPs間で降水量の変化に識別可能な差異は予測されていない（**確信度が高い**）。人為起源のエロゾル強制力はほとんどのシナリオで減少し、GSATの上昇（**確信度が中程度**）及び世界平均陸域降水量

の増加(確信度が低い)に寄与する。{4.3.1, 4.4.1, 4.4.4, 8.5}

温室効果ガスに起因する昇温にตอบสนองして、世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水量は、特に北半球で増加する**可能性が高い**が、北半球のモンスーン循環は弱まる**可能性が高い**。長期的(2081~2100年)には、モンスーン降雨量の変化は、北半球において南半球よりも大幅に増加することを特徴とする南北の非対称性と、アジア~アフリカのモンスーン地域における増加と北米モンスーン地域における減少を特徴とする東西の非対称性を示す(確信度が中程度)。地球規模のモンスーンに伴う降水量及び循環の短期的な変化は、モデルの不確実性及び大西洋数十年規模変動及び太平洋十年規模変動のような内部変動のため、不確かである(確信度が中程度)。{4.4.1, 4.5.1, 8.4.1, 10.6.3}

21世紀中に少なくとも1回の大規模な火山噴火が発生する可能性が高い。このような噴火は、GSATを数年間低下させ、世界平均陸域降水量を減少させ、モンスーン循環を変化させ、極端な降水を変化させ、多くの地域的な気候影響駆動要因(CIDs)の様相を変化させるだろう。複数回の大規模な噴火があれば、21世紀の気候が辿る軌跡をSSPに基づく地球システムモデルの予測から大きく変化させるであろうことは、可能性が低くとも影響が大きい結果の一つだろう。{Cross-Chapter Box 4.1}

大規模循環及び変動モード

短期的には、南半球夏季における強制力による南半球環状モードの変化は、評価された5つ全てのSSPsの下で、20世紀後半に観測された変化よりも弱い**可能性が高い**。これは、成層圏オゾンの回復と他の温室効果ガスの増加が相反する影響を、短期~中期的に南半球中緯度帯の夏季の循環に及ぼすからである(確信度が高い)。したがって、南半球夏季における強制力による南半球環状モードの変化は、短期的には自然の内部変動に起因する変化よりも小さい**可能性が高い**。{4.3.3, 4.4.3}

長期的には、SSP5-8.5の下で、南半球の中緯度ジェット気流は1995~2014年と比べて極方向へ移動し、強まる**可能性が高い**。これに伴い、南半球環状モード指数は全ての季節において、1995~2014年と比べて増大する**可能性が高い**。SSP1-2.6では、長期的に南半球環状モード指数の変化について、CMIP6モデルによる確固とした予測は得られていない。SSP5-

8.5では、南半球のストームトラックにおいて温帯低気圧に伴う風速が強まる**可能性が高い**。{4.5.1, 4.5.3}

CMIP6マルチモデルアンサンブルは、高排出シナリオ(SSP3-7.0及びSSP5-8.5)の下で、北半球冬季の北半球環状モード指数が長期的に増大すると予測しているが、地域的な変化は中緯度循環の単純なずれの範囲を超えるかもしれない。北半球、特に冬季の北大西洋におけるジェット気流とストームトラックの地域的な変化の予測に大きな不確実性があるため、**確信度が低い**ままである。これは、自然の内部変動が大きいこと、対流圏上層と対流圏下層の気温勾配に予測される変化が相反する影響を及ぼすこと、及び新しい証拠が北大西洋の大気循環の過去の変動を季節から十年規模の時間スケールでシミュレーションする際の弱点を示していることに起因する。例外として、SSP3-7.0及びSSP5-8.5では、北半球冬季にグリーンランド及び北太平洋の大気ブロッキング現象の頻度が減少すると予期される(確信度が中程度)。{4.5.1}

CMIP5に比べてCMIP6モデルでは、大西洋数十年規模変動(AMV)の亜寒帯部分に関する十年規模の時間スケールの短期の予報(predictions)及び予測(projections)が改善されている(確信度が高い)。これは、CMIP6モデルにおいて自然起源の強制力に対する応答がより正確になったことに関連する**可能性が高い**。初期値化は、不確実性の低減及び亜寒帯の海面水温の予報に寄与している。AMVが近接地域に及ぼす影響は、5~8年のリードタイムで予報する(確信度が中程度)。{4.4.3}

エルニーニョ・南方振動(ENSO)は、より温暖化した世界においても、年々変動の卓越モードであり続けることは**ほぼ確実である**。21世紀におけるENSOの海面水温(SST)変動の強度の系統的变化について、評価されたSSPシナリオのいずれにおいてもモデル間の一致がない(確信度が中程度)。しかしながら、ENSOのSST変動の振幅の変化にかかわらず、SSP2-4.5、SSP3-7.0、及びSSP5-8.5のシナリオにおいて、21世紀後半までにENSOに伴う降雨変動(極端なエルニーニョ現象とラニーニャ現象の定義に用いられる)が、大幅に増大する**可能性が非常に高い**。{4.3.3, 4.5.3, 8.4.2}

雪氷圏及び海洋

SSP2-4.5、SSP3-7.0、及びSSP5-8.5シナリオの下で、2081~2100年について全ての利用可能なシミ

シミュレーションで平均すると、海氷面積が年間最小となる9月の北極海は実質的に氷のない状態（海氷面積が100万km²未満）になる**可能性が高い**。海氷面積が年間最大になる3月の北極海の見積りも、考慮された各シナリオの下で将来減少するが、その程度（%で表す）は9月に比べてかなり小さい（**確信度が高い**）。{4.3.2}

評価された5つのシナリオの下で、**世界平均海面水位（GMSL）が21世紀を通して上昇し続けることは、ほぼ確実である**。1995～2014年を基準とした2081～2100年のGMSLは、SSP3-7.0で0.46～0.74m、SSP1-2.6で0.30～0.54m上昇する**可能性が高い**（**確信度が中程度**）。GMSLの変化の評価において、CMIP6でシミュレーションされた熱膨張からの寄与に、陸氷の融解の寄与がオフラインで加算されている。{4.3.2, 9.6}

海洋と陸域に吸収される炭素の累積量は、**21世紀末まで増加し続ける可能性が非常に高い**。陸域の炭素吸収量は海洋の炭素吸収量より大幅に増加するが、より大きな不確実性を伴う。排出量のうち、陸域及び海洋の吸収源に吸収される割合は、低排出シナリオよりも高排出シナリオの下で小さい（**確信度が高い**）。海洋表層のpHは21世紀を通して低下の一途をたどるが、例外としてSSP1-1.9及びSSP1-2.6においては、2070年頃まで低下した後2100年までにわずかに上昇する（**確信度が高い**）。{4.3.2, 5.4}

排出削減、二酸化炭素除去、及び太陽放射改変（SRM）に対する気候応答

SSP1-1.9のシナリオに反映されているような強力な緩和策が2020年以降実行された場合、緩和を想定しないSSP3-7.0及びSSP5-8.5のようなシナリオと比べて、**短期（2021-2040）のうちにGSATの20年平均の変化傾向にその影響が現れるであろう可能性が高い**。しかしながら、緩和に対する他の多くの気候要素の応答は、特に地域規模では、短期的には内部変動によってその大部分が覆い隠されるだろう（**確信度が高い**）。緩和の便益がこれらの気候要素に現れるのは、21世紀後半になってからであろう（**確信度が高い**）。短期的には、ここで評価された全てのシナリオにおいて、地表面のごく一部で降温がありうるため、ある地点の短期的な降温も、GSATの上昇と十分に整合的である（**確信度が高い**）。十年規模の時間スケールでのGSATの上昇傾向及び下降傾向は、21世紀において発生し続けるが、百年規模の温暖化

には影響を及ぼさない（**確信度が非常に高い**）。{4.6.3, Cross-Chapter Box 3.1}

累積炭素排出量とGSATの変化との間にはほぼ線形の関係があるため、二酸化炭素除去（CDR）によってもたらされる降温又は回避される昇温は、CDRによる累積CO₂除去量に比例する（確信度が高い）。正味負のCO₂排出に対する気候システムの応答は、数年から数百年遅れると予期される。CDRによる正味負のCO₂排出は、海面水位上昇のような一部の気候変動を、少なくとも数百年間は反転させない（**確信度が高い**）。突然かつ継続的なCDRの停止による気候への影響は、停止前のCDRに起因する降温量、及び停止時のバックグラウンドCO₂排出率に依存するだろう（**確信度が高い**）。{4.6.3, 5.5, 5.6}

太陽放射改変（SRM）は、世界及び地域の気候に対する人為起源の温暖化の影響の一部を相殺しうるだろうが、地域規模及び季節の時間スケールでは気候変動が大幅に残存する、及び過剰に相殺されることがあるだろう（確信度が高い）。また、SRMに対する気候応答に関する理解については、特に地域規模において**確信度が低い**。AR5以降、モデリング研究においてエアロゾルによるSRMの選択肢及び成層圏プロセスの扱いがより洗練されたため、SRMに対する世界的及び地域的な気候応答に関する理解が向上している。改善されたモデリングは、複数の気候目標が同時に達成されうるであろうことを示唆している。SSP5-8.5のような高排出シナリオにおいて、突然かつ継続的なSRMの停止は急速な気候変動を引き起こすだろう（**確信度が高い**）。しかしながら、排出削減とCDRと組み合わせた、SRMの段階的な停止が、温暖化の加速を回避するであろう**可能性がどちらかと言えば高い**。{4.6.3}

気候変動のコミットメント及び2100年以降の変化

AR5以降の地球システムモデル実験によると、**CO₂ゼロ排出に伴うコミットメント（全てのCO₂排出停止後に起こる追加的なGSATの上昇）は、十年規模の時間スケールでは小さい（大きさが0.3°C未満程度である可能性が高い）が、その値は正にも負にもなることがある**。CO₂ゼロ排出に伴うコミットメントの符号については**確信度が低い**。SR1.5と整合的に、1.5°C又は2°Cの地球温暖化の水準に対する残余カーボンバジェットの評価において、その中央推定値はゼロとされている。{4.7.2, 5.5.2}

2°Cのような特定の地球温暖化の水準のオーバーシュートは、気候システムに2100年以降も持続する影響を及ぼす(確信度が中程度)。大気中CO₂濃度がピークに達してから減少に転じるシナリオの一つであるSSP5-3.4-OSでは、GSATなど一部の気候指標は減少に転じるものの、2100年までにCO₂ピーク以前の水準に完全には戻らない(確信度が中程度)。GMSLは、2040年の水準までCO₂を削減しても、全てのモデルにおいて2100年まで上昇し続ける。{4.6.3, 4.7.1, 4.7.2}

2100年以降まで期間を延長したシナリオを用いた予測によると、1850~1900年を基準とした2300年までの昇温は、SSP1-2.6で1.0°C~2.2°C、SSP5-8.5で6.6°C~14.1°Cとなる可能性が高い。オーバーシュートシナリオのSSP5-3.4-OSにおける昇温は、2060年前後のピークから低下し、2300年までにSSP1-2.6に非常に類似した水準となる。SSP5-8.5では、陸域における降水量は大幅に増加し続ける。SSP2-4.5において予測される23世紀末のGSAT(1850~1900年の期間と比べて2.3~4.6°C高い可能性が高い)が最後に経験されたのは、約300万年前の鮮新世中期の温暖期である。SSP5-8.5において予測される23世紀末のGSAT(1850~1900年の期間と比べて6.6~14.1°C高い可能性が高い)は、約1500万年前の中新世気候最適期及び約5000万年前の始新世前期気候最適期に対して推定された範囲(それぞれ5°C~10°C高い及び10°C~18°C高い)と一部重なる(確信度が中程度)。{2.3.1.1, 4.7.1}

第5章 地球規模の炭素と他の生物地球化学的循環及びそのフィードバック

工業化以前の時代以降の大気中の二酸化炭素 (CO₂)、メタン (CH₄)、及び一酸化二窒素 (N₂O) の増加は、人間活動によって引き起こされたことに疑う余地がない。大気中の GHGs の蓄積量は、人為的な排出量、人為的な除去量、並びに陸域及び海洋における放出源と吸収源の物理的及び生物地球化学的な動態の間の均衡によって決まる。本章では、炭素循環と窒素循環の物理的及び生物地球化学的のプロセスが大気中 GHGs の変動性と変化傾向、並びに海洋酸性化と海洋貧酸素化に対してどのように影響を及ぼすかを評価する。これにより、大気中 GHGs の将来の蓄積速度に影響を及ぼしている(又は及ぼしうであろう)、したがって気候変動とその影響を左右する物理的及び生物地球化学的なフィードバックを特定する。本章では、地球温暖化を様々な目標値に抑えるための残余カーボンバジェット、そして二酸化炭素除去 (CDR) と太陽放射改変 (SRM) が生物地球化学的循環にもたらす広域的な影響も評価する。{図 5.1, 図 5.2}

炭素循環及び生物地球化学的循環の人為起源の摂動

よく混合された GHGs (CO₂、CH₄、及び N₂O) の 2019 年の世界平均濃度は、1750 年の水準 (工業化以前の代表値) からそれぞれ約 47%、156%、及び 23% 増加した値に相当する (確信度が高い)。これら 3 種類の GHGs の現在の大气中濃度は、少なくとも過去 80 万年間のどの時点よりも高く、2019 年には CO₂ が 409.9 ppm、CH₄ が 1866.3 ppb、N₂O が 332.1 ppb に達した (確信度が非常に高い)。現在の大气中 CO₂ 濃度は、少なくとも過去 200 万年間に前例のないものでもある (確信度が高い)。過去 6000 万年間で、地球史において CO₂ 濃度が現在よりも大幅に高かった時期もあったが、複数系統の証拠によると、1900~2019 年の大气中 CO₂ の増加率は、過去 80 万年間のどの時点よりも少なくとも 10 倍大きく (確信度が高い)、過去 5600 万年間のどの時点よりも 4~5 倍大きい (確信度が低い)。{5.1.1, 2.2.3, 図 5.3, 図 5.4, Cross-Chapter Box 2.1}

温室効果ガスの現在の变化傾向

工業時代における大气中の CO₂、CH₄、及び N₂O の増加が人間活動の結果であることには疑う余地がない (確信度が非常に高い)。この評価は、大气中の変化勾配、同位体、及びインベントリデータを含む複

数系統の証拠に基づく。算定された最新の 10 年間で、人為起源の CO₂、CH₄、及び N₂O の世界平均年間排出量はそれぞれ 10.9 ± 0.9 PgC/年 (2010~2019 年)、335~383 Tg CH₄/年 (2008~2017 年)、及び 4.2~11.4 TgN/年 (2007~2016 年) であり、人類史上最高水準に達した (確信度が高い)。{5.2.1, 5.2.2, 5.2.3, 5.2.4, 図 5.6, 図 5.13, 図 5.15}

2010~2019 年の 10 年間に人間活動によって排出された CO₂ (10 年平均で 10.9 ± 0.9 PgC/年) は、地球システムを構成する 3 つの要素の間で分配された。46% (5.1 ± 0.02 PgC/年) は大気中に蓄積し、23% (2.5 ± 0.6 PgC/年) は海洋に吸収され、31% (3.4 ± 0.9 PgC/年) は陸域生態系の植生に貯蔵された (確信度が高い)。人為的な CO₂ 排出の総量のうち、81~91% が化石燃料の燃焼によるもので、残りは土地利用変化及び土地管理 (例えば、森林減少、劣化、耕作放棄後の再生、泥炭の排水) に由来する正味の CO₂ フラックスであった。{5.2.1.2, 5.2.1.5, 表 5.1, 図 5.5, 図 5.7, 図 5.12}

過去 60 年間にわたって、人為的な CO₂ 排出量のうち大気中に蓄積した割合 (大気残留率という) は、平均して約 44% でほぼ一定のままであった。海洋及び陸域の CO₂ 吸収量は過去 60 年間にわたって、人為的な CO₂ 排出量の増加にตอบสนองして増加し続けた (確信度が高い)。地域及び世界の海洋と陸域の吸収量の年々及び十年規模の変動性は、これらの吸収源が気候条件、したがって気候変動に敏感であることを示す (確信度が高い)。{5.2.1.1, 5.2.1.2, 5.2.1.3, 5.2.1.4, 図 5.7, 図 5.8, 図 5.10}

近年の観測によると、海洋の炭素プロセスが海洋吸収量の増加にตอบสนองして変化し始めており、これらの変化は中~高排出シナリオの下で海洋吸収源の将来の弱体化に大幅に寄与すると予期される。ただし、これらの変化による影響は現代 (1960~2019 年) の海洋吸収源の弱体化傾向にまだ反映されていない (確信度が高い)。{5.1.2, 5.2.1.3, 5.3.2.1, 図 5.8, 図 5.20, Cross-Chapter Box 5.3}

大气中の CH₄ 濃度は、過去 10 年間 (2010~2019 年) に平均 7.6 ± 2.7 ppb/年の割合で増加したが、過去 6 年間 (2014~2019 年) は 9.3 ± 2.4 ppb/年と増加が加速した (確信度が高い)。大气中の CH₄ の数十年単位の増加傾向の支配的な要因は人間活動

であり（**確信度が高い**）、2007年以降の増加の駆動要因は、主に化石燃料及び農業（大半が家畜由来）の両方からの排出である（**確信度が中程度**）。年々変動はエルニーニョ・南方振動の周期に支配されており、その間のバイオマス燃焼及び湿地からの放出、並びに対流圏のヒドロキシルラジカル（OH）との反応による消失が重要な役割を果たしている。{5.2.2, 図 5.13, 図 5.14, 表 5.2, Cross-Chapter Box 5.2}

大気中の N₂O 濃度は、1995 年から 2019 年の間に平均 0.85 ± 0.03 ppb/年の割合で増加し、直近 10 年間（2010～2019 年）でその増加率が更に上昇して 0.95 ± 0.04 ppb/年であった。この増加の支配的な要因は人為起源の排出であり、その量は 1980 年代と観測記録の直近の 10 年間（2007～2016 年）との間で 30%増加している（**確信度が高い**）。窒素肥料と堆肥の使用の増加が 1980～2016 年の期間の増加量の約 3 分の 2 に寄与しており、化石燃料/工業、バイオマス燃焼、及び廃水が残りの多くを占める（**確信度が高い**）。{5.2.3, 図 5.15, 図 5.16, 図 5.17}

海洋酸性化及び海洋貧酸素化

海洋が人為的な排出による CO₂ を吸収し続けた結果、海洋酸性化が強まっている（確信度が非常に高い）。CO₂ 吸収を駆動要因として海水の化学的性質が変化しており、pH の低下と、それに伴う炭酸カルシウム（様々な海洋生物の骨格あるいは外殻の成分）の飽和度の低下をもたらしている。このような海洋酸性化の傾向は世界的により明瞭になっており、1980 年代以降の海洋表層の pH 低下率の**可能性が非常に高い**範囲は、亜熱帯で 10 年あたり 0.016～0.020、亜寒帯域及び寒帯域で 10 年あたり 0.002～0.026 である。海洋酸性化は海洋のより深くまで広がっており、北大西洋北部及び南大洋では水深 2000 m を超えている。第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）のモデルでより大きな pH 低下が予測されるのは主として、共通社会経済経路（SSPs）の大気中 CO₂ 濃度が第 5 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP5）の類似する代表的濃度経路（RCP）より高いことの帰結である。{5.3.2.2, 5.3.3.1, 5.3.4.1, 図 5.20, 図 5.21}

海洋貧酸素化は海洋の温暖化とともに進行し続けると予測される（確信度が高い）。地球システムモデル（ESMs）は 2080～2099 年の亜表層（100～600 m）の酸素減少量を、海洋・雪氷圏特別報告書（SROCC）で報告されたものよりも、シナリオに応じて 32～71%大きく予測している。これは、CMIP6 モデルに

おいて表層の昇温がより大きい影響で、海洋成層化が強まり、ベンチレーション（通気）が弱まることに帰せられる（**確信度が中程度**）。高排出シナリオの下で予測される海洋の N₂O 放出量の減少については、CMIP6 の ESMs によるシミュレーションにおけるより大幅な酸素の減少、海洋の N₂O 放出プロセスの不確実性、及び利用可能なモデリング研究の数が限られるため、**確信度が低い**。{5.3.3.2; 7.5}

気候変動に対する炭素フィードバックの将来予測

海洋及び陸域の炭素吸収量は大気中 CO₂ 濃度の増加とともに増加し続けると予測されるが、排出量のうち陸域と海洋に吸収される割合は CO₂ 濃度が増加するにつれて減少すると予期される（確信度が高い）。ESMs は、各 SSP シナリオについて世界全体の陸域と海洋の炭素吸収量がほぼ等しいことを示唆している。ただし、陸域の炭素吸収量は[海洋の炭素吸収量よりも]モデルの予測幅がはるかに大きい。モデルの応答は多岐にわたるものの、2100 年までの大気中 CO₂ 濃度の不確実性は、炭素-気候フィードバックに関連する不確実性よりも将来の人為起源排出に支配される（**確信度が高い**）。{5.4.5, 図 5.25, 図 5.26}

大気中 CO₂ の増加は、光合成における CO₂ 施肥効果及び水利用効率の向上を通して陸域の炭素貯留量の増加をもたらす（確信度が高い）。ただし、陸域の炭素量の変化全体は、土地利用変化及び継続的な温暖化と水循環の変化（いくつかの地域における、吸収源の能力を低下させる干ばつの増加を含む）に対する植生と土壌の応答にも依存する。気候の変化だけを考慮すると、高緯度帯で陸域（永久凍土は含まない）の炭素蓄積量が増加し、反対に熱帯で陸域炭素が減少すると予期される（**確信度が中程度**、図 5.25）。最新の CMIP6 ESMs の過半数は炭素循環に対する栄養制限を含むが、これらのモデルもやはり 21 世紀を通じた熱帯の陸域炭素の増加（**確信度が中程度**）と世界全体の陸域炭素の増加（**確信度が高い**）を予測している。{5.4.1, 5.4.3, 5.4.5, 図 5.27, Cross-Chapter Box 5.1}

海洋 CO₂ 吸収量が将来たどる経路は排出シナリオに大きく依存する（確信度が高い）。SSP4-6.0 及び SSP5-8.5 の排出シナリオでは、海洋表層が温暖化し、緩衝容量が大幅に低下することで、2050 年以降、海洋吸収量の増加が減速する。SSP1-2.6 シナリオでは、更なる緩衝容量の低下と温暖化が抑えられ、大気中 CO₂ の増加率の低下に応答して海洋の吸収が弱まる。生物ポンプの変化が海洋の炭素フィードバックの大

きさと方向にどのように影響するかについては**確信度が低い**。{5.4.2, 5.4.4, Cross-Chapter Box 5.3}

2100年以降、陸域及び海洋は排出が非常に多いシナリオ又は正味負の排出シナリオのいずれかで、炭素の吸収源から放出源に遷移するかもしれないが、その理由は[シナリオによって]異なる。SSP5-8.5などの排出量が非常に多いシナリオの下で、温暖化によって生態系の炭素が減少すると、陸域が炭素の吸収源から放出源に遷移する(**確信度が中程度**)一方で、海洋は吸収源のままであると予期される(**確信度が高い**)。CO₂濃度が安定化するシナリオでは、大気中CO₂の増加が減速するにつれて、陸域及び海洋の炭素吸収源が吸収する炭素量が徐々に減少する。正味のCO₂排出量が緩やかに負になり、CO₂濃度が21世紀中に減少するシナリオ(例えば、SSP1-2.6)では、正味のCO₂排出量が負になってから数十年から数百年のうちに陸域の吸収源が正味の放出源に遷移する一方で、海洋は吸収源のままである(**確信度が低い**)。正味のCO₂排出量が大きく負になり、CO₂濃度の減少が急速に進むシナリオ(例えば、SSP5-3.4-OS(オーバーシュート))の下では、陸域及び海洋の両方がオーバーシュート期間中に吸収源から一時的な放出源に切り替わる(**確信度が中程度**)。{5.4.10, 5.6.2.1.2, 図 5.30, 図 5.33}

陸域の永久凍土の融解は炭素の放出をもたらす(確信度が高い)が、その時期、規模、及びフィードバックプロセスに伴うCH₄に対するCO₂の相対的な役割については確信度が低い。モデルアンサンブルに基づく、2100年までに永久凍土から放出されるCO₂は、地球温暖化1°Cあたり3~41 PgCと予測される。ただし、急激な融解などの重要なプロセスの表現の不完全さと、観測による制約の弱さが相まって、これらの推定値の大きさ及びこのフィードバックが世界の昇温量にどの程度線形比例するかについて**確信度が低い**。陸域及び海底の永久凍土のガスクラスレートは、今世紀中に排出経路からの検出可能な逸脱をもたらす**可能性が非常に低い**。{5.4.9; Box 5.1}

将来の温暖化に対する自然のCH₄及びN₂O放出源の正味の応答は、**放出量の増加である(確信度が中程度)**。重要なプロセスは、より温暖化した気候での湿地と永久凍土の融解からのCH₄放出の増加と、土壌からのN₂O放出の増加を含む一方で、海洋からのN₂O放出は百年単位の時間スケールで減少すると予測される。各個別プロセスの応答の大きさと、これらのフィードバックが地球温暖化の程度にどのよう

に線形比例するかについては、モデルによる重要なプロセスの表現の不完全さと、観測による制約の弱さが相まって**確信度が低い**。モデルの予測によると、21世紀にわたるフィードバックの総量0.02~0.09 W m⁻² °C⁻¹は、5~18 PgCeq °C⁻¹のCO₂放出の効果に相当する(**確信度が低い**)。{5.4.7, 5.4.8, 図 5.29} 人為的な摂動に対する生物地球化学的循環の応答は、地域規模で急激に生じ、十年ないし百年規模の時間スケールで不可逆的になりうる(**確信度が高い**)。不確かな地域的な閾値(例えば、非常に激しい火災、森林の枯死)を超える確率は気候変動の進行とともに増大する(**確信度が高い**)。生物地球化学的循環における急激な変化とティッピングポイントの可能性は21世紀のGHG濃度に不確実性を追加するが、これらの不確実性は将来の人為起源排出に付随する不確実性よりも小さい**可能性が非常に高い(確信度が高い)**。{5.4.9}

気候安定化に向けた残余カーボンバジェット

工業化以前を基準として少なくとも2°Cまでの地球温暖化の水準において、累積CO₂排出量と今世紀中のCO₂によるGSAT^{訳注1}の上昇量との間にはほぼ線形の関係がある(確信度が高い)。そのため地球温暖化を止めるには世界全体の正味の人為的CO₂排出量をゼロにする必要があるだろう。累積CO₂排出量とその結果生じるGSATの上昇量との間の比率は、累積CO₂排出量に対する過渡的気候応答(TCRE)と呼ばれ、1000 PgCあたり1.0~2.3°Cの範囲にある**可能性が高い**。IPCC第5次評価報告書(AR5)と比べて狭い範囲になったのは、本評価において科学全般にわたる証拠がより良く統合されたためである。CO₂排出量が非常に少ない又は正味負のシナリオにおいて、今世紀を超えてTCREが正確な気温変化の予測因子であり続けるかについては、更なる昇温をもたらさうる不確かな地球システムフィードバック又は累積CO₂排出量の関数としての昇温量の経路依存性のため、**確信度が低い**。{5.4, 5.5.1}

最大の昇温を特定の水準に抑えるために今世紀中に必要な緩和は、累積CO₂排出量を世界平均気温の上昇量に関連付けるカーボンバジェットを用いて定量化しうる(確信度が高い)。1850~2019年の期間に、合計655 ± 65 PgC (2390 ± 240 GtCO₂、**可能性が高い範囲**)の人為起源CO₂が排出された。温暖化を1.5°C、1.7°C、及び2.0°Cに抑えるための残余カーボンバジェット(2020年1月1日を起点とする)は、TCREの50パーセンタイル値に基づく、それぞれ140 PgC (500 GtCO₂)、230 PgC (850 GtCO₂)、

及び 370 PgC (1,350 GtCO₂) である。67 パーセント
イル値については、それぞれ 110 PgC (400 GtCO₂)、
190 PgC (700 GtCO₂)、及び 310 PgC (1150 GtCO₂)
である。これらの残余カーボンバジェットは、非 CO₂
排出量を将来どれだけ首尾よく削減できるかに応じ
て、推定で ±60 PgC (220 GtCO₂) 変動するかもしれ
ない。AR5 及び 1.5°C 特別報告書 (SR1.5) 以降、推
定値は方法論の改善を経て、より大きい整合性の
あるものになった。{5.5.2, 5.6, 図 5.31, 表 5.8}

**過去の昇温の推定値、永久凍土の融解による将来の
放出量、及び予測される非 CO₂ による昇温のばらつ
きを含む、いくつかの要因が残余カーボンバジェッ
トの正確な値に影響を及ぼす。**残余カーボンバジェ
ットの推定値は、過去の温暖化の水準の不確実性
により 150 PgC (可能性が高い範囲、150 PgC は 550
GtCO₂ に等しい)、そして CH₄、N₂O、及びエロゾ
ルなどの非 CO₂ 排出量に対する気候応答に関する地
球物理学的な不確実性により更に ± 60 PgC (±220
GtCO₂、可能性が高い範囲) 増減しうる。この推定値
には、あまりモデルに組み込まれることのない他の
フィードバックとともに、永久凍土の融解も含まれ
ている。湿地及び永久凍土の融解からの排出などの
追加的な地球システムのフィードバックプロセスの
影響の定量化に関する大きな不確実性があるものの、
これらのフィードバックは識別された追加的なリス
ク増大要因を表しており、温暖化の進行とともに増
大し、温暖化を特定の気温の閾値に抑える困難をほ
とんどの場合増大させる。これらの不確実性は、地
球温暖化を止めるためには世界全体の CO₂ 排出量を
少なくとも正味ゼロまで減少させる必要があるだろ
う、という基本的な結論を変更するものではない。
{5.4, 5.5.2}

二酸化炭素除去及び太陽放射改変の生物地球化学的 な示唆

**陸域及び海洋の二酸化炭素除去 (CDR) 手法は大気
から CO₂ を隔離する潜在的な可能性を持つが、その便
益は陸域及び海洋の炭素貯蔵庫から CO₂ が放出され
ることで部分的に相殺されるだろう (確信度が非常
に高い)。**除去された CO₂ のうち大気中に残存する
割合 (CDR の有効性の尺度) は、除去量の増加とと
もにわずかに低下し (確信度が中程度)、低 CO₂ 濃度
で CDR を適用する場合、著しく低下する (確信度が
中程度)。{5.6.2.1, 図 5.32, 5.33, 5.34}

**大気からの CO₂ 除去に対する百年スケールの気候-
炭素循環の応答は、必ずしも CO₂ 排出に対する応答**

と等量逆符号ではない (確信度が中程度)。100 PgC
以上の同時的な累積 CO₂ 排出量と累積 CO₂ 除去量
の場合、CO₂ 排出で大気中 CO₂ を増加させる効果が、
CO₂ 除去で大気中 CO₂ を減少させる効果よりも 4 ±
3% 大きい。この非対称性は、炭素循環プロセスの状
態依存性と非線形性に起因し、所与の規模の正の排
出を相殺して大気中 CO₂ 濃度を同等に変化させる
ためには、更なる量の CDR が必要であることを意味
する。モデル間の見解一致度が低いいため、この非対
称性が世界平均気温に与える正味の影響は十分に制
約されていない (確信度が低い)。{5.6.2.1, 図 5.35}

**多岐にわたる CDR 手法の副作用が特定されており、
これらの手法による炭素隔離及び降温の潜在的な可
能性を弱めることと強めることのいずれもありうる上
に、持続可能な開発目標の達成にも影響しうる (確
信度が高い)。**CDR 手法の生物物理学的及び生物地
球化学的な副作用は、地表面アルベド、水循環、CH₄
と N₂O の放出、海洋酸性化、及び海洋生態系の生産
性の変化に付随する (確信度が高い)。これらの副作
用と付随する地球システムのフィードバックは炭素
吸収量を減少させ、かつ/又は局所的及び地域的な気
候を変化させうるもので、そして特定の CDR 手法に
よる CO₂ 隔離と降温の潜在的な可能性を制限しうる
(確信度が中程度)。CDR の展開、特に陸域での導入
は水質及び水量、食料生産及び生物多様性にも影響
しうるため、関連する持続可能な開発目標の達成へ
の影響を伴う (確信度が高い)。これらの影響はしば
しば、局所的な背景、管理体制、事前の土地利用、
及び展開規模に大きく依存する (確信度が高い)。自
然生態系の復元又は土壌炭素の改善を追求する手法
では、多岐にわたるコベネフィット (共便益) が得
られる (確信度が高い)。ほとんどの CDR 手法につ
いて、CDR を停止することによる生物地球化学的な
影響は小さいと予期される (確信度が中程度)。
{5.6.2.2, 図 5.36, Cross-Chapter Box 5.1}

**太陽放射改変 (SRM) は世界全体の陸域と海洋の
CO₂ 吸収を増加させるだろう (確信度が中程度) が、
大気中の CO₂ の増加を止めないだろうから、継続的
な人為起源の排出の下で海洋酸性化が悪化する (確
信度が高い)。**SRM は緩和なしの気候変動と比べて
地球を冷やす作用をするため、植物と土壌の呼吸を
減少させることで陸域の吸収量を増加させ、温暖化
による海洋の炭素吸収量の減少を減速させるだろう
(確信度が中程度)。SRM は海洋酸性化を相殺する
ことも止めることもないだろう (確信度が高い)。
SRM を突然かつ持続的に停止すると、地球温暖化が

急速に進行し、炭素吸収源への正負の影響が元に戻るだろう（確信度が非常に高い）{4.6.3; 5.6.3}

第6章 短寿命気候強制因子

短寿命気候強制因子 (SLCFs) は、気候に影響を及ぼし、ほとんどの場合大気汚染物質でもある。SLCFs は粒子状物質 (PM) と呼ばれるエアロゾル (硫酸塩、硝酸塩、アンモニウム塩、炭素質エアロゾル、鉱物粒子、及び海水のしぶき)、及び化学反応性ガス (メタン、オゾン、一部のハロゲン化合物、窒素酸化物、一酸化炭素、非メタン揮発性有機化合物、二酸化硫黄、及びアンモニア) を含む。寿命が約 10 年以上であるメタン及びいくつかのハロゲン化合物を除き、SLCFs は数時間から数か月しか大気中に留まらないため、その存在量は空間的に非常に不均質である。SLCFs は放射活性物質であるか、化学反応 (化学調整) を通して放射活性物質の存在量に影響を及ぼすかのいずれかで、SLCFs の気候影響が発生するのは主にその排出又は生成後の最初の 20 年間である。SLCFs は気候に対して降温効果又は昇温効果を持ちうるため、降水量及び他の気候変数にも影響を及ぼす。メタン及びいくつかのハロゲン化合物は気候条約に盛り込まれているが、他の SLCFs は、その多くが燃焼プロセスにおいて CO₂ と一緒に排出されるため気候変動緩和策の影響を間接的に受けるにもかかわらず、盛り込まれていない。本章では、過去及び様々な起こりうる将来において、個別の SLCFs の排出量及び存在量が、おける主に地球規模ないし大陸規模においてどのように変化し、またこれらの変化が気候システムにおける放射強制力とフィードバックを通して地球のエネルギー収支にどのように影響するかを評価する。気候及び大気質の変化がどの排出部門及び地域に由来するかの要因特定と、様々な環境保護の目的で定められている SLCF 削減策の影響も評価する。

短寿命気候強制因子 (SLCFs) の排出量及び存在量に関する近年の進展

過去 10 年間 (2010~2019 年) にわたって排出の地理的分布が大きく変化したため、変動性の大きい SLCFs の大気中存在量が変化した (確信度が高い)。衛星観測及び地上観測による証拠によると、オゾン (O₃)、及びエアロゾルとそれらの前駆物質の変化傾向には地域的なばらつきが大きい (確信度が高い)。特に、対流圏の二酸化窒素 (NO₂) と二酸化硫黄 (SO₂) の気柱量は北米及び欧州で減少し続け (確信度が高い)、南アジアで増加し続けた (確信度が中程度) が、東アジアで減少した (確信度が高い)。世界全体の一酸化炭素 (CO) の存在量は減少し続けた (確信度が

高い)。ハイドロフルオロカーボン類 (HFCs) の濃度は増加している (確信度が高い)。世界全体の炭素質エアロゾルの収支と変化傾向は、観測が限定的であるため依然として十分に特徴付けられていないが、[全球あるいは地域全体を] 代表するバックグラウンド条件を満たす地点の記録によると、北半球のいくつかの地域でブラックカーボン (BC) が複数年にわたって減少している。{6.2, 6.3, 2.2.4, 2.2.5, 2.2.6}

メタン (CH₄) を含む多くの SLCFs の主要な消失源である、ヒドロキシル (OH) ラジカルの世界平均対流圏濃度に 1850 年から 1980 年頃まで有意な変化傾向はない (確信度が低い) が、1980 年代以降、OH 濃度は安定したままか、正の変化傾向を示している (確信度が中程度)。世界全体の OH 濃度は直接測定できないため、排出量による制約を課した地球システムモデル (ESMs) 及び化学気候モデル (CCMs) と、観測による制約を課した逆解析手法から推測される。1980~2014 年の期間については、これらの手法から相反する情報が得られている。ESMs と CCMs は、1980 年以降の正の変化傾向 (1980~2014 年にかけて約 9% 増加) について一致しており、この変化傾向の駆動要因が主に世界的な人為起源 (人為的な窒素酸化物 (NO_x) 排出量の増加と人為的な CO 排出量の減少であることについては確信度が中程度である。観測による制約を課した手法は、変化傾向が正である又は変化傾向がないことを示唆しているが、証拠が限定的で見解一致度が中程度である。世界全体の OH 濃度の将来変化は SLCF 排出量及び気候変動にตอบสนองし、打ち消し合う OH の増減の複数の駆動要因の間の相互作用に依存する。{6.3.6 及び Cross-Chapter Box 5.1}

気候及び生物地球化学的循環に対する SLCFs の影響

過去の期間にわたって、エアロゾルとそれらの有効放射強制力 (ERF) の変化は主に地表付近の降温に寄与し、温室効果ガスによって引き起こされる昇温を部分的に軽減してきた (確信度が高い)。エアロゾルの変化に起因する放射強制力は局所的及び遠隔的な気温応答をもたらす (確信度が高い)。気温応答はエアロゾルの ERF の南北方向の勾配 (半球間の非対称性) を保っているが、緯度とともにより一様になり、北極域に向かって大幅に増幅されている (確信度が中程度)。{6.4.1, 6.4.3}

1970年代半ば以降、エアロゾルとその前駆物質の排出量の変化傾向により、エアロゾルの正味負の世界平均 ERF の大きさが増加から減少に転じた（確信度が高い）。ただし、この転換時期は大陸規模の地域ごとに異なり、より小さな地域規模では転換の生じていない地域もある。1850年から2014年までのエアロゾルの正味有効放射強制力の時間的及び空間的分布は非常に不均質であり、北半球において不均質性がより強い（確信度が高い）。{6.4.1}

短寿命（例えば数か月）の強制因子については、化学調整を考慮しない場合、排出量の持続的変化が実施されるとすぐに地表付近の気温に強い応答が起こり、その応答は主に気候システムの熱慣性のため数年間強まり続ける（確信度が高い）。応答はその最大値付近で減速するが、その後平衡状態に達するには数百年かかる（確信度が高い）。より長寿命の SLCFs（例えば10年）については、その寿命に相当する遅れが熱慣性による遅れに付加される（確信度が高い）。{6.6.1}

1750～2019年の期間にわたって、SLCF、特にメタン、NO_x、及びSO₂の排出量の変化は、有効放射強制力（ERF）に大きく影響した（確信度が高い）。排出量に基づく世界全体の正味のNO_xのERFは負、非メタン揮発性有機化合物（NMVOCs）のそれは正であり、AR5の評価と一致する（確信度が高い）。メタンについては、排出量に基づくERFが存在量に基づくERFの2倍であり（確信度が高い）、これは主にオゾン生成を介した化学調整に帰せられる。SO₂排出量の変化は、エアロゾル-雲相互作用によりERFに対して支配的な寄与をする（確信度が高い）。1750～2019年の期間にわたって、排出された化合物によるGSAT^{註1}の変化への寄与は、ERFへの寄与とおおむね整合する（確信度が高い）。排出に起因するSO₂のERFは近年すでにピークを越えたため、かつGSATが完全に応答するまでに遅れがあるため、SO₂排出量の変化はCO₂排出量の変化よりも、ERFへの寄与を基準としたGSATの変化への寄与がわずかに大きい。{6.4.2, 6.6.1, 7.3.5}

反応性窒素、オゾン、及びエアロゾルは、沈着、及び広域的な放射に対する効果を通して陸域の植生と炭素循環に影響を及ぼす（確信度が高い）。ただし、これらが陸域の炭素吸収源、生態系の生産性、そしてそれらを通じた間接的なCO₂強制力に及ぼす影響の大きさは、個別の影響の間の複雑な相互作用を紐解くことが困難であるため依然として不確かである。そのため、これらの影響は直接的なCO₂強制力と比

べて副次的であると評価されている（確信度が高い）が、陸域の植生に対するオゾンの影響は、直接的なオゾン強制力と比べて大きな（正の）強制力を追加しうるだろう（確信度が低い）。{6.4.4}

自然のプロセス又は大気化学を介してもたらされる、SLCFsの排出量、存在量、又は寿命の変化に起因する気候フィードバックは、全体として降温効果を持つ（確信度が低い）、すなわち、フィードバックパラメータの合計は負（-0.20 [-0.41～+0.01] W m⁻² °C⁻¹）であると評価されている。これらの非CO₂生物地球化学的フィードバックは、AR5以降の進展によって生物地球化学的循環及び大気化学の整合的な表現を含むESMsによって推定されている。ただし、SLCFsが関与する多くの化学的及び生物地球化学的フィードバック、特に自然起源の放出について、プロセスレベルの理解がまだ進展の途上にあるため、SLCFに関するほとんどの気候フィードバックパラメータの大きさと符号については確信度が低い。{6.2.2, 6.4.5}

共通社会経済経路（SSPs）を考慮した大気質の将来予測

地球規模から局所規模での将来の（地上オゾン及びPM濃度に関する）大気質は、気候変動よりもむしろ、主に前駆物質の排出量の変化に左右され（確信度が高い）、気候変動は[大気質に対して]正にも負にも影響を及ぼすと予測される。より温暖化した気候では、汚染源から離れた地域で地上オゾンが減少すると予期される（確信度が高い）が、汚染された地域では、オゾン前駆物質の濃度に応じて地上オゾン濃度が数ppb増加すると予期される（確信度が中程度ないし高い）。将来の気候変動は世界全体の地表付近のPMに対して、より一般には世界全体のエアロゾルの量に対して、正にも負にも影響を及ぼし、全体的な影響は軽度であると予期されるが（確信度が中程度）、特定の気象条件になりやすい地域ではより強い影響も排除されない（確信度が低い）。総じて、将来の気候変動に対する地上オゾンとPMの応答については、気候変動に対する自然プロセス（例えば、成層圏-対流圏交換、自然起源の前駆物質の放出、特に生物起源揮発性有機化合物、森林火災由来の前駆物質、陸域及び海洋のエアロゾル、及び雷によるNO_x生成）の応答の不確実性のため確信度が低い。{6.3, 6.5}

SSPsは代表的濃度経路（RCPs）よりも広い範囲のSLCF排出量を包含し、大気汚染管理における多様な

将来の可能性をより良く表現する（確信度が高い）。SSPs では、主に社会経済的な仮定及び気候変動緩和の水準が将来の排出を左右するが、SLCFs の排出経路は、気候変動緩和と独立に、SSPs における社会像の描き方に由来する様々な大気汚染防止の水準にも影響される。その結果、SSPs は大気汚染規制の実施に関する地域的な野心と有効性を多岐にわたって考慮しているため、将来の大気汚染の水準及び SLCFs に起因する気候影響がより広範囲にわたる。{6.7.1}

大気汚染予測は、地球全体の地上オゾン及び PM が大幅に減少するもの（例えば、大気汚染と気候変動両方について強い緩和策を伴う SSP1-2.6）から、改善がないどころか後退するもの（例えば、気候変動緩和策を伴わず緩い大気汚染対策しか伴わない SSP3-7.0）まで様々である（確信度が高い）。SSP3-7.0 シナリオの下では、PM 濃度はアジアの大部分で 2050 年まで上昇すると予測され、地上オゾン汚染は全ての大陸域で 2100 年まで悪化すると予測される（確信度が高い）。気候変動緩和は伴わないが厳しい大気汚染対策を伴う場合（SSP5-8.5）、PM 濃度は 2100 年まで減少するが、メタン濃度が高いため、少なくとも 2080 年まで地球全体の地上オゾンの減少が妨げられる（確信度が高い）。{6.7.1}

中核的な SSPs における GSAT に対する SLCF の影響の将来予測

今後 20 年間で、WG1 の中核的な SSPs のセットにおける SLCF 排出量の変化は、どのような SSPs であれ 2019 年を基準とした昇温を引き起こし、長寿命温室効果ガスによる昇温への上乗せとなる可能性が非常に高い。SLCFs とハイドロフルオロカーボン類（HFCs）の変化が 2019 年を基準とした 2040 年の GSAT に与える正味の影響は、SSPs 全体で 0.06°C ～ 0.35°C の昇温である可能性が高い。今後 20 年間にわたる昇温量は、SLCFs の昇温効果（メタン、オゾン）と降温効果（エアロゾル）が競合するため、どの SSPs でもかなり類似している。最も厳しい気候変動緩和策及び大気汚染対策を伴うシナリオ（SSP1-1.9 及び SSP1-2.6）では、SLCFs による可能性が高い短期の昇温は主に硫酸塩エアロゾルの削減に起因するが、2040 年以降にこの影響は頭打ちになる。気候変動政策がなく、緩い大気汚染対策を伴う場合（SSP3-7.0）、SLCFs の変化による可能性が高い短期の昇温は主としてメタン、オゾン、及び HFCs の増加に起因し、エアロゾルの変化からの寄与はより小さい。SSP5-8.5 では、メタンとオゾンの増加による昇温と、SSP3-7.0 と比べてより強い大気汚染対策

に伴うエアロゾルの減少による昇温が重なるため、SLCFs に起因する昇温の速度が最も大きい。{6.7.2}

今世紀末時点で、SLCFs の変化に対する GSAT の応答にシナリオ間で大きな多様性がみられ、起こりうる将来の広い範囲を確固として網羅しているが、これはシナリオが相互に整合的な形で「非常に多い」から「非常に少ない」までの範囲の排出量を包含しているためである。気候変動緩和策を伴わないシナリオ（SSP3-7.0 及び SSP5-8.5）では、SLCFs による 2019 年を基準とした 2100 年の昇温の可能性が高い範囲は 0.4°C ～ 0.9°C である {6.7.3, 6.7.4}。SSP3-7.0 では SLCF による昇温がほぼ線形に 10 年あたり 0.08°C である一方で、SSP5-8.5 では 21 世紀前半により急速な昇温がある。最も厳しい気候変動緩和策と大気汚染対策を考慮したシナリオ（SSP1-1.9 及び SSP1-2.6）では、メタン、オゾン、及び HFCs の削減による昇温の抑制がエアロゾルの減少による昇温を部分的に打ち消すため、SLCFs の影響全体として、2019 年を基準として 2100 年に GSAT が 0.0°C ～ 0.3°C 上昇する可能性が高い。SSP2-4.5（中程度の気候変動緩和策及び大気汚染対策を伴う）では、SLCF による 2100 年の昇温が 0.2°C ～ 0.5°C となる可能性が高く、エアロゾルの減少による昇温への寄与が最も大きい。{6.7.3}

SLCFs 削減の潜在的影響

10～20 年の時間スケールで、現在の 1 年分の SLCFs 排出量に対する世界全体の気温応答は、少なくとも 1 年分の CO_2 排出量に起因するものと同程度である（確信度が高い）。SLCFs に起因する最も大きな昇温を引き起こす部門は、メタン排出が支配的なもの、すなわち化石燃料の生産と流通、農業、及び廃棄物処理である（確信度が高い）。これらの時間スケールで、降温効果を伴う SLCFs は、エネルギー及び陸上輸送用の化石燃料燃焼については CO_2 による昇温を大幅に軽減しうる。また、産業及び海上輸送（2020 年の船舶燃料油硫黄分規制強化の実施前）については CO_2 による昇温を完全に打ち消し、全体として正味の降温をもたらしうる（確信度が中程度）。航空輸送については現在の 1 年分の排出パルスから 10 年後に、SLCF は GSAT の応答に強いが短寿命の昇温の寄与をもたらす（確信度が中程度）一方で、 CO_2 は短期の昇温効果をもたらす上に、長期の昇温影響については支配的となる（確信度が高い）。{6.6.1, 6.6.2}

SLCFs の影響は、排出パルスの後の最初の数十年間で急速に減衰する。その結果、約 30 年よりも長い

時間スケールにおいて、世界平均気温に対する長期の正味の影響についてはCO₂の排出部門及び地域が支配的となる(確信度が高い)。短寿命及び長寿命両方の気候強制因子の排出量に影響を及ぼす気候変動緩和策に対する世界平均気温の応答は、気候強制因子の大気中の減衰期間、排出量削減の速度と期間、及び気候システムの慣性に依存する。長期の世界の気温影響が累積排出量によって決まるCO₂と対照的に、メタンを含むSLCFsについては排出速度が長期の世界の気温影響を左右する。1年分の排出パルスの発生から約30年以上後に地球温暖化に最も寄与する部門は、産業、エネルギー目的の化石燃料燃焼、及び陸上輸送であり、基本的にCO₂を介する影響である(確信度が高い)。地域的にみると、現在、東アジア及び北米からのSLCF、CO₂、及びN₂Oの排出が、短期(確信度が中程度)及び長期(確信度が高い)両方の時間スケールで将来の追加的な正味の昇温に対して最も大きく寄与している。{6.6.1, 6.6.2}

現在、家庭部門と商業部門(調理と暖房のための化石燃料とバイオ燃料の使用)及びエネルギー部門(化石燃料の生産、流通、及び燃焼)からの排出が、人為起源の微小なPMへの世界人口への曝露に最も寄与している(確信度が高い)一方で、エネルギー部門及び陸上輸送部門からの排出がオゾン曝露に最も寄与している(確信度が中程度ないし高い)。各種排出部門からのPMへの寄与は地域間で異なり、南アジア及びアフリカでは家庭部門が最も重要で、欧州及び北米では農業からの排出が支配的で、中央アジア、東アジア、ラテンアメリカ、及び中東では、産業及びエネルギー生産が支配的である。アフリカを除くほとんどの地域では、エネルギー部門と産業部門がPM_{2.5}に重要な寄与をしている(確信度が高い)。地上オゾン濃度への部門による寄与は、全地域で同様である。{6.6.2}

オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書のキガリ改正と、現行の各国の国内計画による排出制限の両方の実施され効率的に執行されること(SSP1-2.6のように)を仮定すると、2019年を基準としたGSATに対するHFCsの影響は2050年以降+0.02°C未満に留まるのに対し、キガリ改正以前に決定されたHFCsに関する国内規制のみを考慮すると(SSP5-8.5のように)、2050年に約+0.04~+0.08°C、2100年に約+0.1~+0.3°Cになるだろう(確信度が中程度)。地球温暖化係数の低い冷媒に移行する際に冷凍設備と空調設備の効率が更に改善されるとGHGが追加的に削減され(確信度が中程度)、気候変動緩和に便益をもたらすと上に、程度は劣る

が、発電所からの大気汚染物質の排出の減少により大気質にも便益をもたらすだろう。{6.6.3, 6.7.3}

将来のSLCFsの変化は追加的な昇温を引き起こすと予期される。世界全体で大気汚染が改善されるシナリオではメタンの排出も削減されれば、この昇温は2040年以降安定するが、(化石燃料使用の増大と限定的な大気汚染対策に起因して)大気質が悪化し続けるシナリオでは、SLCFsの変化に起因する昇温は全体としてより大きくなる(確信度が高い)。人為起源のエーロゾルとメタン以外のオゾン前駆物質の削減をもたらす強い大気汚染対策をSSP3-7.0で考慮すると、2040年に0.08°C [0.00°C~0.10°C]の追加的な短期の昇温をもたらす可能性が高いだろう。同時にメタンの追加的な削減を伴うと(SSP1の厳しい気候変動緩和政策をSSP3の世界で実施することと整合)、この追加的な昇温が軽減されるだけでなく、(2040年におけるSSP3-7.0と比べて)0.07°Cの降温(可能性が高い範囲は[-0.02~0.14°C])に転じるだろう。SSPs間で、メタン、オゾン前駆物質、及びHFCsの総合的な削減は(SSP3-7.0とSSP1-1.9とを比べて)2040年に0.2°C(可能性が非常に高い範囲は[0.1~0.4]°C)、21世紀末に0.8°C(可能性が非常に高い範囲は[0.5~1.3]°C)の気温差をもたらすだろう、これはパリ協定の文脈において重要である。継続的なメタンの削減は、どこで実施されようとも、地上気温に対する短期及び長期の利益を合わせてもたらし(確信度が高い)、また地上オゾンの水準を世界的に低減することで大気質への便益をもたらす(確信度が高い)選択肢として際立つ。{6.6.3, 6.7.3, 4.4.4}

急速な脱炭素化戦略は大気質の改善をもたらすが、短期的には特にアジアの一部及び他の汚染レベルの高い地域で、微小PMについて世界保健機関(WHO)が規定した大気質ガイドラインを達成するには十分でない(確信度が高い)。メタンとBCの追加的な削減は、脱炭素化に伴うであろうSO₂削減に付随する追加的な昇温の打ち消しに寄与するだろう(確信度が高い)。強い大気汚染対策を、強い気候変動緩和策とは別に実施すると、今世紀末までに大気汚染への曝露が大幅に低減される(確信度が高い)。既存技術の展開に基づく大気汚染対策の実施は、システム変更を必要とする気候変動緩和策よりも急速に大気質への便益をもたらす(確信度が高い)。ただし、どちらの場合も人口のかなりの部分がWHOのガイドラインを超える大気汚染に曝露されたままであると予測される(確信度が高い)。持続可能な開発目標(SDGs)の達成を意図した追加的な政策(例えば、

クリーンエネルギーへのアクセス、廃棄物管理)は補完的に SLCFs の削減をもたらす。気候、大気質、及び開発目標を統合する戦略のみが複数の便益を効果的に達成することが判明している。{6.6.3, 6.7.3, Box 6.2}

COVID-19 に関する規制の排出量、大気質、及び気候に対する示唆

COVID-19 の封じ込めに伴う排出量の減少はほとんどの地域で一時的に識別可能な大気質の改善をもたらしたが、内部変動の幅を超える世界的及び地域的な気候の変化は検出できない。世界全体の人為的な NO_x 排出量は 2020 年 4 月に最大約 35% 減少した (*確信度が中程度*)。地上オゾンを除き、このような排出量の減少により世界のほとんどの地域で大気質が改善したことについては *確信度が高い*。主に運輸部門からの排出量の減少により、2019 年と比較した 2020 年の世界全体の化石燃料由来の CO₂ 排出量は 7% (5.8%~13.0%の範囲) 減少した (*確信度が中程度*)。総じて、COVID-19 に関する規制による 2020 年の正味の有効放射強制力 (ERF) は、進行中の変化傾向と比べて小さく正 (0.2 W m^{-2} 未満) であった *可能性が高く*、そのため CO₂、NO_x、及び飛行機雲から広がった巻雲の変化による負の強制力をエーロゾルの変化による正の強制力が上回り、全体として一時的に人為起源の気候影響を強めた。この小さな正味の放射強制力と整合するように、地球システムモデルシミュレーションは世界的又は地域的な地表付近の気温又は降水量について、内部変動の主要な要素を上回って検出されるような影響を示していない (*確信度が高い*)。{Cross-Chapter Box 6.1}

第7章 地球のエネルギー収支、気候フィードバック、及び気候感度

本章では、地球のエネルギー収支、すなわち地球システムに出入りする主要なエネルギーの流れ、及び放射強制力に対する気候応答をこれらのエネルギーの流れがどのように支配しているかについて、現状の知識を評価する。大気組成及び土地利用の変化は、人為起源温室効果ガスの排出、並びにエアロゾル及びその前駆物質の排出によるものと同様に、地球の大気上端のエネルギー収支に対する摂動を通して気候に影響を及ぼす。有効放射強制力 (ERF) は、結果として生じる気候システムの調節を含む (しかし地表付近の気温応答は除く)、これらの摂動を定量化する。所与の強制力に対して気候システムがどのように応答するかは、物理的、生物地球物理的、及び生物地球化学的プロセスに付随する気候フィードバックによって決定される。これらのフィードバックのプロセスは、世界規模の気候応答の有用な尺度である平衡気候感度 (ECS)、及び過渡的気候応答 (TCR) とともに評価される。本章では、様々な温室効果ガスの排出に対する気候応答がどのように二酸化炭素 (CO₂) の排出に対する気候応答と比較されるかを定量化するために用いられる排出メトリックも評価する。本章では、第5章の炭素循環及び第6章のエアロゾルプロセスの評価に基づき、非CO₂の生物地球化学的フィードバック及びエアロゾルのERFを定量化する。本報告書の他の章では、本章のERF、ECS、及びTCRの評価を用いて、過去と将来の気温変化 (それぞれ第3章及び第4章)、累積排出量に対する応答及び残余カーボンバジェット (第5章)、排出量に基づく放射強制力 (第6章)、並びに海面水位上昇 (第9章) の理解の助けとしている。本章は、IPCC第5次評価報告書 (AR5)、1.5°C特別報告書 (SR1.5)、海洋・雪氷圏特別報告書 (SROCC)、及び土地関係特別報告書 (SRCCL) からの知見に基づいている。特に断りのない限り、可能性が非常に高い範囲を示す。

地球のエネルギー収支

AR5以降、地球システムにおけるエネルギーの蓄積 (気候システムの全ての構成要素についての地球のエネルギーインベントリの変化によって定量化される) は、年々から十年規模の時間スケールで地球規模の気候変動の速度を測る確固とした指標として確立されてきた。 GSAT^{訳注1}の変化と比べて、地球のエネルギーインベントリは気候の基本的な変化傾向を覆い隠しうる変動性がより小さい。AR5と比べて、観測記録が改善されたこと、及び海面水位収支の整

合性が向上したため、世界全体のエネルギーインベントリの変化の定量化における確信度が向上している。強い緩和策を伴うシナリオの下でも、エネルギーは少なくとも21世紀末まで地球システムに蓄積され続け、主に海洋の温暖化を通して観測され、熱膨張による継続的な海面水位上昇に関連する (確信度が高い)。{7.2.2, Box 7.2, Table 7.1, Cross-Chapter Box 9.1, Table 9.5, 9.2.2, 9.6.3}.

地球のエネルギーインベントリは、1971~2006年の期間に282 [177~387] ZJ (1021J)、2006~2018年の期間に152 [100~205] ZJ増加した。これは地表面の単位面積あたりで表すと、1971~2006年の期間に0.50 [0.32~0.69] W m⁻²、2006~2018年の期間に増加して0.79 [0.52~1.06] W m⁻²の地球のエネルギーの不均衡に相当する。海洋の熱吸収の寄与が圧倒的に最大で、エネルギー変化全体の91%を占める。AR5と比べて、陸域の温暖化からの寄与は、約3%から約5%に上方修正された。氷の融解及び大気の上昇は、それぞれ変化全体の約3%及び1%を占めている。インベントリの構成要素のより包括的な分析、及び衛星観測と現場観測による地球温暖化の速度の相互検証により、AR5と比べて評価が強化された (確信度が高い)。{Box 7.2, 7.2.2, Table 7.1, 7.5.2.3}

有効放射強制力 (ERF)、気候システムの放射応答、及び1971~2018年の期間に観測された地球システムのエネルギー増加の定量化が改善されたことは、AR5と比べて地球のエネルギー収支の整合性が向上したことを示す。 ERFの可能性が高い範囲と放射応答の中央推定値を組み合わせると、340 [47~662] ZJのエネルギー増加が予期される。気候応答の可能性が高い範囲とERFの中央推定値を組み合わせると、340 [147~527] ZJのエネルギー増加が予期される。どちらの推定値も、1850~1900年の地球のエネルギー不均衡の推定値を基準として284 [96~471] ZJ (可能性が非常に高い範囲) という、独立な観測に基づく地球のエネルギー増加量の評価と整合する (確信度が高い)。{7.2.2, Box 7.2, 7.3.5, 7.5.2}.

AR5以降、地表に届く太陽放射が1950年代から1980年代の間に広範に減少 (すなわち減光) したことを示す追加的な証拠が観測記録に見つかり、その後多くの観測地点で部分的な回復 (増光) がみられる (確信度が高い)。 これらの変化傾向は局所的な現象でも測定上の欠陥でもない (確信度が高い)。人為

起源のエロゾル排出量の数十年規模の変動が主要な原因であると考えられるが（確信度が中程度）、雲量の数十年規模の変動も一因かもしれない。温室効果ガス濃度の増加と付随する地表及び大気の温暖化と湿潤化に伴い、地表における上向き及び下向きの熱放射は最近数十年で増加している（確信度が中程度）。{7.2.2}

有効放射強制力（ERF）

二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、及びクロロフルオロカーボン類について、対流圏の調節（例えば、気温、雲、及び水蒸気の変化による）の ERF に対する影響を定量化するための証拠がある。二酸化炭素を 1750 年の水準と比べて 2 倍にしたときの ERF の評価 ($3.93 \pm 0.47 \text{ W m}^{-2}$) は、AR5 のものよりも大きい。AR5 で導入された有効放射強制力 (ERF) はより多くの因子について推定され、成層圏気温について調節された放射強制力よりも、気温応答と密接に関連することが示された。二酸化炭素については、植生に対する生理学的な影響も含めて調節されている（確信度が高い）。{7.3.2}

工業時代（1750～2019 年）の人為起源の合計 ERF は $2.72 [1.96\sim 3.48] \text{ W m}^{-2}$ であった。この推定値は 1750～2011 年に対する AR5 の推定値と比べて 0.43 W m^{-2} 増加した。この増加には、2011 年以降のよく混合された温室効果ガス（ハロゲン化物を含む）の大気中濃度の増加による $+0.34 \text{ W m}^{-2}$ 、それらの放射効率の上方修正による $+0.15 \text{ W m}^{-2}$ 、及びオゾンと成層圏の水蒸気の ERF の再評価による $+0.10 \text{ W m}^{-2}$ が含まれる。温室効果ガスによる 0.59 W m^{-2} の ERF の増加は、エロゾルの合計 ERF（複数系統の証拠に基づき、AR5 より厳密な評価によって負の程度がより強い）によって部分的に相殺されている（確信度が高い）。土地利用変化、氷と雪への光吸収粒子の沈着、及び飛行機雲と飛行機雲から広がった巻雲による、地表面反射率の変化も工業時代の人為起源の合計 ERF に寄与し、それぞれ $-0.20 [-0.30\sim -0.10] \text{ W m}^{-2}$ （確信度が中程度）、 $+0.08 [0\sim 0.18] \text{ W m}^{-2}$ （確信度が低い）、及び $+0.06 [0.02\sim 0.10] \text{ W m}^{-2}$ （確信度が低い）であった。{7.3.2, 7.3.4, 7.3.5}

温室効果ガス及びその前駆物質の人為起源の排出は、工業時代（1750～2019 年）に $3.84 [3.46\sim 4.22] \text{ W m}^{-2}$ の ERF に寄与した。この合計 ERF のほとんどにあたる $3.32 [3.03\sim 3.61] \text{ W m}^{-2}$ はよく混合された温室効果ガスに由来し、オゾン及び成層圏の水蒸気の変化（メタンの酸化に由来）が残りに寄与してい

る。温室効果ガスの ERF は、二酸化炭素の $2.16 [1.90\sim 2.41] \text{ W m}^{-2}$ 、メタンの $0.54 [0.43\sim 0.65] \text{ W m}^{-2}$ 、ハロゲン化物の $0.41 [0.33\sim 0.49] \text{ W m}^{-2}$ 、及び一酸化二窒素の $0.21 [0.18\sim 0.24] \text{ W m}^{-2}$ で構成されている。オゾンの ERF は $0.47 [0.24\sim 0.71] \text{ W m}^{-2}$ である。オゾンの ERF の推定値は、前駆物質排出量の推定値の修正、及び成層圏における対流圏オゾン前駆物質の影響をより良い考慮により、AR5 から増加した。メタンの ERF の推定値は、分光学的処理の改善による増加が調節の考慮によっていくらか相殺されたため、わずかに増加した（確信度が高い）。{7.3.2, 7.3.5}

エロゾルは、工業時代（1750～2014 年）に $-1.3 [-2.0\sim -0.6] \text{ W m}^{-2}$ の ERF に寄与した（確信度が中程度）。エロゾル・雲相互作用による ERF (ERF_{aci}) がエロゾルの合計 ERF の大きさに最も寄与し（確信度が高い）、 $-1.0 [-1.7\sim -0.3] \text{ W m}^{-2}$ （確信度が中程度）であると評価されており、残りはエロゾル・放射相互作用による ERF (ERF_{ari}) に起因し、 $-0.3 [-0.6\sim 0.0] \text{ W m}^{-2}$ （確信度が中程度）であると評価されている。AR5 と比べて、プロセス理解の向上とモデリング及び観測の解析の進展の組み合わせに裏付けられて、推定されたエロゾルの合計 ERF の大きさは増加し、不確実性は減少している。これらの別々の系統の証拠から得られた ERF の推定値は、AR5 と対照的に互いに整合しており、エロゾルの合計 ERF が負であることはほぼ確実であるという評価を裏付けている。AR5 と比べて、評価された ERF_{aci} の大きさは増加した一方で、ERF_{ari} の大きさは減少した。1750～2019 年の期間のエロゾルの合計 ERF は、ヘッドラインステートメントの評価よりも確実性が低い。主に近年の排出量の変化により、大きさがより小さく $-1.1 [-1.7\sim -0.4] \text{ W m}^{-2}$ であるとも評価されている（確信度が中程度）。{7.3.3, 7.3.5, 2.2.6}

気候フィードバック及び気候感度

地球温暖化に応答した雲の変化の正味の影響は人為起源の温暖化を増幅する、すなわち正味の雲フィードバックは正である（確信度が高い）。AR5 と比べて、雲プロセスの理解が大きく進展したことで、雲フィードバックについての確信度が向上し、不確実性の範囲が約 50%減少した。これまで正味の雲フィードバックにおける不確実性の主要な要因であった、亜熱帯海洋上の低高度の雲フィードバックの評価は、気候モデルシミュレーション、衛星観測、及び雲の明示的なシミュレーションの併用によって改善され、総じてこの種の雲が地球温暖化を増幅するという強い証拠をもたらした。個別の種類について評価され

た雲フィードバックを合計して得られた正味の雲フィードバックは $0.42 [-0.10 \sim +0.94] \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ である。正味の負の雲フィードバックについては**可能性が非常に低い（確信度が高い）**。{7.4.2, Figure 7.10, Table 7.10}

全ての既知の放射フィードバック（物理的、生物地球物理的、及び非 CO_2 の生物地球化学的）は合計として、プランク応答としても知られる基礎的な気候応答を増幅させる効果を持つ（ほぼ確実）。これらのフィードバックと基礎的な気候応答を合計すると、プロセスの理解に基づく正味のフィードバックパラメータは $-1.16 [-1.81 \sim -0.51] \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ と評価され、これは ECS の評価全体から推測されるものよりもわずかに負の程度が小さい。水蒸気フィードバックと気温減率フィードバックの組み合わせは、地球温暖化への単独の寄与が最も大きい一方で、雲フィードバックは不確実性全体への寄与が最も大きいままである。古気候の観測値とモデルにより証拠付けられているように、フィードバックの状態依存性のため、正味のフィードバックパラメータは世界平均気温が上昇するにつれて増加する（負の程度がより小さくなる）。さらに、氷床のフィードバックパラメータは長い時間スケールで正である**可能性が非常に高く**、千年規模の時間スケールで氷床が強制力に対する平衡状態に至るにつれて追加的な昇温を促進する（**確信度が高い**）。{7.4.2, 7.4.3, 7.5.7}

放射フィードバック（特に雲からの）は、数十年規模の時間スケールで地表付近の昇温の空間パターンが進行するにつれて負の程度がより小さくなる（より増幅する）と予期されており、AR5 で測器記録から得られる昇温に基づいて推測されたものよりも大きな平衡気候感度（ECS）をもたらす。この新しい理解は、過去の気温変化、ERF、及び地球のエネルギー不均衡の最新の推定値とともに、これまで異なっていた ECS の推定値を調和する（確信度が高い）。ただし、現在の気候フィードバックに対する将来の変化の大きさの**可能性が高い**範囲を定量化するための証拠は現在のところ不十分である。測器記録から得られる昇温は、ECS の範囲の下限に確固とした制約を与えるが（**確信度が高い**）、将来のフィードバックの変化の可能性のため、AR5 で報告されたものとは対照的に、それ自体で範囲の上限を制約しない。{7.4.4, 7.5.2, 7.5.3}

複数系統の証拠に基づき、ECS の最良推定値は 3°C 、可能性が高い範囲は $2.5^\circ\text{C} \sim 4^\circ\text{C}$ 、可能性が非常に高い範囲は $2^\circ\text{C} \sim 5^\circ\text{C}$ である。ECS が 1.5°C よりも大き

いことはほぼ確実である。AR5 以降、フィードバックプロセスの理解、測器記録、古気候、及び emergent constraint^{訳注3}に基づく ECS の定量化に大きな進展があった。異なる系統の証拠の間には高い水準の見解一致度がある。全ての系統の証拠は 1.5°C 未満の ECS を除外するのに役立つが、現在のところ 5°C を超える ECS を除外することはできない。したがって、**可能性が非常に高い**範囲の 5°C という上限については**確信度が中程度**、下限については**確信度が高い**と評価されている。{7.5.5}

プロセスの理解、測器記録から得られる昇温、及び emergent constraint に基づく TCR の最良推定値は 1.8°C 、可能性が高い範囲は $1.4^\circ\text{C} \sim 2.2^\circ\text{C}$ 、可能性が非常に高い範囲は $1.2^\circ\text{C} \sim 2.4^\circ\text{C}$ である（確信度が高い）。{7.5.5}

平均的に、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）モデルは第 5 期（CMIP5）世代のモデルよりも大きな ECS 及び TCR の平均値を持つ。また、CMIP6 モデルは本報告書で評価された最良推定値よりも大きな平均値、及び可能性が非常に高い範囲よりも大きな推定幅を持つ。このように ECS 及び TCR の値がより大きいことは、いくつかのモデルで温帯の雲フィードバックが、衛星観測との比較により雲のバイアスを低減する努力によって変更されたことに帰着させうる（**確信度が中程度**）。また、CMIP6 の ECS 及び TCR の推定幅がより大きいため、モデルによって予測される将来の昇温幅は複数系統の証拠に基づいて評価された昇温幅よりも大きい。ただし、高い気候感度を持ついくつかの CMIP6 モデルは、**可能性が非常に高い**範囲内の ECS を持つモデルより、観測された最近の地球温暖化の変化及び古気候のプロキシデータとの整合性が低い。同様に、低い気候感度を持ついくつかのモデルは、古気候のプロキシデータとの整合性がより低い。最も大きな ECS 及び TCR の値を持つ CMIP モデルは、現在利用可能な証拠に基づいて排除できない、可能性が低くとも影響が大きい結果についての洞察を提供する（**確信度が高い**）。{4.3.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6}

気候応答

1750 年～2019 年までの人為的に強制された GSAT の変化の合計は $1.29 [0.99 \sim 1.65] \text{ } ^\circ\text{C}$ と算出されている。これは第 2 章の過去の GSAT 及び海洋貯熱量の変化、並びに本章の ERF、ECS、及び TCR によって制約されたエミュレータに基づく推定値である。算出された GSAT の変化は、よく混合された温室効

果ガスによる昇温の 1.58 [1.17~2.17] °C (確信度が高い)、オゾンの変化による昇温の 0.23 [0.11~0.39] °C (確信度が高い)、エアロゾル効果による降温の -0.50 [-0.22~-0.96] °C (確信度が中程度)、そして土地利用変化及び氷と雪の上の光吸収粒子による地表面反射率の変化からの寄与の -0.06 [-0.15~+0.01] °C (確信度が中程度) で構成されている。太陽活動及び火山活動の変化は、1750 年以降合わせて -0.02 [-0.06~+0.02] °C の小さな寄与をしたと評価されている (確信度が中程度)。{7.3.5}

ECS と TCR の真値に関する不確実性は、温室効果ガス排出が中程度から多いシナリオの下で、21 世紀の世界平均気温の予測における不確実性の支配的な要因である。二酸化炭素の排出量が正味ゼロに達するシナリオでは、エアロゾル及び他の短寿命気候強制因子の ERF の値の不確実性が予測される気温の不確実性にかなり寄与している。世界規模の海洋の熱吸収は百年規模の時間スケールで、地表付近の温暖化の不確実性のより小さな要因である (確信度が高い)。{7.5.7}

本報告書で評価された GSAT の過去と将来の変化の範囲は、重要な物理的気候指標、すなわち温室効果ガスの ERF、ECS 及び TCR の本報告書の評価と相互に整合していることが示されている。本報告書における各指標の評価範囲に整合するように較正した場合、物理に基づくエミュレータは、1850~1900 年から 1995~2014 年の GSAT の変化の最良推定値を 5% 以内、この GSAT の変化の可能性が非常に高い範囲を 10% 以内で再現しうる。物理に基づく 2 つのエミュレータでは、第 4 章で評価された予測される GSAT の変化の少なくとも 3 分の 2 が、これらの水準の精度で整合している。マルチシナリオ実験に使用する場合、較正された物理に基づくエミュレータは、地球システムモデル及び/又は他の系統の証拠から得られた将来の GSAT に関する評価を適切に反映しうる (確信度が高い)。{Cross-Chapter Box 7.1}

両極間の放射フィードバック及び海洋の熱吸収の違いのため、北極域は南極域よりも急速に温暖化するが、地表付近の温暖化は最終的に北極域と南極域の両方で増幅されることが良く理解されている (確信度が高い)。この極域における増幅の原因はよく理解されており、証拠は AR5 の時点よりも強く、古代の温暖期の極域における増幅のモデルと観測との間のより良い見解一致度によって裏付けられている (確信度が高い)。南極域は、主に南大洋の湧昇によって北極域よりも緩やかに温暖化し、平衡状態であって

も北極域よりも温暖化しないと予期される。北極域における地表付近の温暖化の速度は、今世紀にわたって世界平均を上回り続ける (確信度が高い)。南大洋の海面が百年規模の時間スケールで温暖化するにつれて、南極域で増幅が起こることについても確信度が高いが、21 世紀中にこの特徴が現れるかについては確信度が低い。{7.4.4}

メタン及び一酸化二窒素の地球温暖化係数 (GWP) 及び地球温度変化係数 (GTP) の評価された値は、それらの寿命の推定の修正及び間接的な化学的効果の推定の更新により、AR5 のものよりもわずかに低い (確信度が中程度)。評価されたメトリックには非 CO₂ 気体に対する炭素循環の応答も含まれるようになった。炭素循環の推定値は AR5 のものよりも低いが、それを含める必要性及び定量化の方法論については確信度が高い。化石燃料由来の排出源からのメタンのメトリックは、排出が大気に寄与する追加的な化石燃料由来の CO₂ を考慮しているため、生物起源の放出源からのものよりもわずかに高い排出メトリックの値を持つ (確信度が高い)。{7.6.1}

GWP* 及び複合 GTP (CGTP) などの新しい排出メトリックの手法は、短寿命のガスの排出率を累積 CO₂ 排出量に関連付けるように設計されている。これらのメトリックの手法は様々なガスの経時的に集約された排出量から GSAT の応答を推定するのに適しており、これらのメトリックで算出された CO₂ 換算の累積排出量を累積 CO₂ 排出量に対する過渡的気候応答でスケールリングすることで実行しうる。標準的な GWP 又は GTP の排出メトリックを用いて GHG の排出量を集約する手法と比べて、これらの新しいメトリックの手法のいずれかを用いるか、短寿命及び長寿命の温室効果ガスの排出経路を別々に扱うことで、所与の複数のガスの排出経路について、地表付近の温暖化に対する排出量の寄与の推定が改善される。対照的に、排出量を GWP または GTP の 100 年値で加重した場合、同じ CO₂ 換算の排出量を集約した異なる複数のガスの排出経路が同じ気温の結果の推定をもたらすことはほとんどない (確信度が高い)。{7.6.1, Box 7.3}

排出メトリックの選択は正味ゼロの GHG 排出の定量化に影響を及ぼし、したがって導き出される正味ゼロの排出が達成された後の気温の結果に影響を及ぼす。一般に、正味ゼロの CO₂ 排出を達成し非 CO₂ の放射強制力が減少すれば、追加的な人為起源の温暖化を防ぐのに十分であろう。地球温暖化係数 100 年値 (GWP-100) で定量化された GHG 排出が正味

ES

ゼロに達すると、典型的に世界平均気温は正味ゼロの GHG 排出が達成された後にピークに達し、その後低下するが、この結果は短寿命及び長寿命のガスの緩和の相対的な順序に依存する。対照的に、CGTP 又は GWP*などの新しい排出メトリックを用いて定量化した場合、温室効果ガス排出が正味ゼロに達すると、気温はおおよそ安定するだろう（確信度が高い）。{7.6.2}

第8章 水循環の変化

本章では、世界の水循環の過去、現在、及び将来の変化を吟味するため複数系統の証拠を評価する。本章は、第2章、第3章、及び第4章の水循環の観測及び予測される変化、並びに第10章、第11章の地域的な気候変動及び極端現象に関する内容を補完する。この評価には、水循環の変化の自然科学的根拠、観測された水循環の変化及びその要因特定、将来予測及び関連する重要な不確実性、並びに急激な変化の可能性が含まれる。古気候の証拠、観測、再解析、及び全球及び領域モデルシミュレーションが考慮されている。本評価によると、広範で非一様な人為起源の水循環の変化は、20世紀にわたって様々な駆動要因が競合していたため不明瞭であったが、今後地球規模で温室効果ガスによる強制力がますます支配的になる。

水循環変化の自然科学的根拠

人為起源放射強制力による地球のエネルギー収支の変化は世界の水循環に大幅かつ広範な変化を引き起こす。地球温暖化に伴い世界平均降水量及び蒸発量が増加することについては**確信度が高い**が、その推定変化率はモデルに依存する（**可能性が非常に高い**）範囲は1°Cあたり1~3%）。世界全体の降水量の増加は、GSAT^{訳注1}に対する確固とした応答（**可能性が非常に高い**）範囲は1°Cあたり2~3%）が温室効果ガス及びエアロゾルによる大気の上昇に対する急速な大気の調節によって部分的に相殺されることで決定される。人為起源のエロゾルの全体としての効果は、よく理解されている地表の放射冷却効果を通して世界全体の降水量を減少させ、大規模な大気循環のパターンを変化させる（**確信度が高い**）。土地利用及び土地被覆の変化も、地表水及びエネルギー収支への影響を通して地域的な水循環の変化を引き起こす（**確信度が高い**）。{8.2.1, 8.2.3.4, 8.2.2.2, Box 8.1}

より温暖な気候は気象システムへの水分の輸送を増加させ、平均的に湿潤な季節及び現象をより湿潤にする（確信度が高い）。地表付近の大気が保持可能な水蒸気量が昇温1°Cあたり約7%増加することは、大雨^{訳注2}（1日未満から季節までの時間スケール）の強度の同程度の増加（これにより大雨が発生した際の洪水ハザードの深刻さが増大する）を説明する（**確信度が高い**）。非常に湿潤な現象及び非常に乾燥した現象の深刻さは気候が温暖化すると増大するが（**確信度が高い**）、大気循環パターンの変化は大きな地域

差及び季節のコントラストを伴って、このような極端現象が発生する場所と頻度を変化させる。地球温暖化に伴う熱帯循環の減速は、モンスーン地域において温暖化による降水の強化を部分的に相殺する（**確信度が高い**）。{8.2.2, 8.2.3, 8.3.1.7, 8.4.1, 8.5.1}

陸域の温暖化は大気の蒸発要求量の増加及び干ばつの深刻さの増大を引き起こす（確信度が高い）。海上よりも陸域で昇温が大きいことで、大気循環パターンが変化し、平均的に大陸の表面付近の相対湿度を低下し、地域的な乾燥化に寄与する（**確信度が高い**）。大気中CO₂濃度の増加は植物の成長を促進し水利用効率を高めるが、これらの要因がどのように地域の水循環の変化を引き起こすかについては**確信度が低い**。{8.2.2, 8.2.3}

観測された変化の原因

人為的な気候変動は20世紀半ば以降、世界の水循環に検出可能な変化を引き起こしている（確信度が高い）。地球温暖化は大気中の水蒸気量及び降水強度の全体的な増大に寄与し（**確信度が高い**）、陸域の蒸発散量を増加させ（**確信度が中程度**）、地球規模の乾燥パターンに影響を及ぼし（**可能性が非常に高い**）、海洋表層の塩分濃度及び海上における降水量から蒸発量を差し引いた量のパターンのコントラストを強めた（**確信度が高い**）。{3.4.2, 3.4.3, 3.5.2, 8.3.1, 9.2.2}

温室効果ガスによる強制力は、熱帯陸域における湿潤な季節及び天候レジームと乾燥した季節及び天候レジームとの間の降水量のコントラストの増大（確信度が中程度）、並びに北半球高緯度帯における検出可能な降水量の増加を引き起こしている（確信度が高い）。温室効果ガスによる強制力は地中海地域、豪州南西部、南米南西部、南アフリカ、及び北米西部を含む、夏季乾燥気候における乾燥化にも寄与している（**確信度が中程度ないし高い**）。春季の融雪の開始の早期化と氷河の融解の増加は、高緯度及び低標高の山の流域における河川流量の季節的变化に既に寄与している（**確信度が高い**）。{Box 8.2, 8.2.2.1, 8.3.1, 3.3.2, 3.3.3, 3.5.2}

人為起源のエロゾルは少なくとも20世紀半ば以降、検出可能な大規模な水循環の変化を引き起こしている（確信度が高い）。熱帯降水帯の移動は、時間発展する人為起源のエロゾルの放射影響、及び進

行中の温室効果ガスによる温暖化の影響に対する両半球間の気温応答に関連する(確信度が高い)。硫酸塩エアロゾルによる北半球の降温は熱帯降水帯の南下を説明し、1970年代から1980年代のサヘルにおける干ばつに寄与した(確信度が高い)が、その後の回復には温室効果ガスによる昇温が関係している(確信度が中程度)。特に南アジア、東アジア及び西アフリカにおいて、地域的なモンスーンに伴う降水量に観測された変化は、温室効果ガスによる昇温に起因する降水量の増加が人為起源のエロゾルによる降温に起因する降水量の減少によって相殺されたため、20世紀の大半において限定的である(確信度が高い)。(8.3.1.3, 8.3.2.4, Box 8.1)

土地利用変化及び灌漑用の取水は水循環の局所的及び地域的な応答に影響を及ぼしている(確信度が高い)。大規模な森林減少は蒸発散量及び降水量を減少させ、森林の減少した地域で流出を増加させている可能性が高い。都市化は局所的な降水量を増加させ(確信度が中程度)、流出強度の増加をもたらしている(確信度が高い)。降水強度の増加により特に熱帯地域で地下水の涵養が増加している(確信度が中程度)。少なくとも21世紀の初頭以降、乾燥地帯(例えば、米国南部の高原、カリフォルニアのセントラルバレー、中国北部の平原、及びインド北西部)の農業地域における灌漑用の地下水の取水により地下水の枯渇が生じていることについて確信度が高い。(8.2.3.4, 8.3.1.7, Box 10.3, FAQ 8.1)

南半球のストームトラック及び付随する降水量は1970年代以降、特に南半球の夏季及び秋季に極方向に移動している(確信度が高い)。これらの変化は、成層圏のオゾン層破壊及び温室効果ガスの増加の両方に関連する、南半球環状モードの正の変化傾向に付随している可能性が非常に高い。近年観測されたハドレー循環の拡大が、特に南半球において、温室効果ガスによる強制力によって引き起こされたことについて確信度が中程度であるが、それが亜熱帯陸域の乾燥にどのように影響を及ぼすかについては確信度が低い。(8.2.2, 8.3.2, 3.3.3)

将来の水循環の変化

温室効果ガス排出の大規模な削減がなければ、地球温暖化は世界規模及び地域規模の両方で水循環に大きな変化をもたらすと予測される(確信度が高い)。世界の陸域の年間降水量は、1995～2014年を基準として2081～2100年までに、排出が非常に少ないシナリオ(SSP1-1.9)では平均的に2.4[-0.2～+4.7]%

(可能性が高い範囲)、排出が非常に多いシナリオ(SSP5-8.5)では8.3[0.9～12.9]%増加すると予測される。海上で蒸発量が増加することはほぼ確実であり、乾燥地域における地域的な例外を除き、陸域で蒸発散量が増加する可能性が非常に高い。全ての共通社会経済経路のシナリオにおいて、世界の陸域における流出に予測される変化の符号及び大きさについて確信度が低い。予測される降水量及び降水強度の増加は北半球高緯度帯における流出の増加に関連する(確信度が高い)。山岳氷河が全ての地域で減少し、季節的な積雪期間が一般に短くなることについては確信度が高い。小型氷河からの流出は氷河質量の減少を通して一般に減少する一方、大型氷河からの流出は氷河の質量がなくなるまで地球温暖化の進行に伴って増加する可能性が高い(確信度が高い)。(4.5.1, 8.4.1)

大気中の水需要の増加に伴う蒸発散量の増加により、地中海地域、北米南西部、アフリカ南部、南米南西部、及び豪州南西部において土壌水分が減少する(確信度が高い)。地中海地域、南米南西部及び北米西部では、将来の乾燥化が過去1000年間にみられた変化の大きさをはるかに超える(確信度が高い)。アマゾン川流域及び中央アメリカを含むいくつかの熱帯地域でも乾燥化が進行すると予測される(確信度が高い)。(8.4.1)

水循環の変動性及び極端現象は、世界のほとんどの地域及び全ての排出シナリオの下で平均的な変化よりも急速に増加すると予測される(確信度が高い)。熱帯及び両半球の夏季/暖候季の温帯で、陸域の降水量及び流出量の年々変動は季節平均降水量の変化よりも急速に増加すると予測される(確信度が中程度)。21世紀末までにエルニーニョ・南方振動に関連する降雨の変動性が増幅される可能性が非常に高い。降水量の季節内変動も増加し、多くの陸域で雨の降る日が減少するが、日平均降水量は増加すると予測される(確信度が高い)。ほとんど全ての地域で(確信度が高い)、季節平均降水量が減少すると予測される地域でさえも(確信度が中程度)、極端な降水が増加する。熱帯低気圧及び温帯低気圧に伴う大雨が強まることについては確信度が高い。(4.5.1.4, 4.5.3.2, 8.2.3.2, 8.4.1, 8.4.2, 8.5.2, 11.7.1.5)

モンスーンに伴う降水量には対照的な予測があり、減少する地域よりも増加する地域の方が多い(確信度が中程度)。夏季のモンスーンに伴う降水量は、南アジア、東南アジア、東アジアのモンスーン領域で増加し、北米のモンスーンに伴う降水量は減少する

と予測される（確信度が中程度）。西アフリカのモンスーンに伴う降水量は中央サヘルで増加し、サヘル極西部で減少すると予測される（確信度が中程度）。南米及び豪州のモンスーンに伴う降水量に予測される（大きさ及び符号の両方に関して）については確信度が低い。モンスーン期が遅れることについて、北米及び南米では確信度が高く、サヘルでは確信度が中程度である。{8.2.2, 8.4.2.4}

温帯低気圧及び大気の流れに伴う降水量は将来ほとんどの地域で増加する（確信度が高い）。南半球（可能性が高い）と北太平洋（確信度が中程度）でストームトラックが引き続き極方向に移動するため、年間又は季節降水量が同様に移動する。ブロッキング及び定常波の予測、したがってそれらがほとんど全ての地域の降水に及ぼす影響については確信度が低い。{8.4.2}

降水量、水の利用可能性、及び河川流量の季節性は、アマゾン（確信度が中程度）及び亜熱帯、特に地中海及びアフリカ南部（確信度が高い）で地球温暖化に伴い増加する。降水量、降水量から蒸発量を差し引いた量、及び流出量について、1年のうち最も湿潤な月と最も乾燥した月との間の年間の対比が、ほとんどのモンスーン地域で1°Cあたり3~5%増加する可能性が高い（確信度が中程度）。春季の融雪の開始が早期化し、多雪地域において世界的に夏季の流量を犠牲にしてピーク流量が増大することについては確信度が高いが、低緯度地域において積雪量の減少により融雪からの流出が減少することについては確信度が中程度である。{8.2.2, Box 8.2, 8.4.1.7, 8.4.2.4}

予測の確信度、非線形応答、及び急激な変化の潜在的可能性

全球気候モデルで重要な物理プロセスの表現は改善されたが、現在の水循環の全ての側面をシミュレーションし、将来の変化についての見解を一致させる能力にはまだ限界がある（確信度が高い）。地域スケールでの将来予測を考慮する際に、モデル出力の全分布をサンプリングすることは気候変動研究にとって有益である。全球気候モデルの水平解像度を上げることで小規模な特徴の表現及び日降水量の統計値が改善される（確信度が高い）。高解像度の気候モデルと水文モデルは、地形、植生、及び土地利用変化を含む、陸面のより良い表現を提供し、水循環における地域的な変化のシミュレーションの精度を向上させる（確信度が高い）。領域気候モデルの潜在的な

付加価値については確信度が高いが、この潜在的 가능성이現在実現されているかについては確信度が中程度しかない。{8.5.1}

自然起源の気候の変動性は、短期（2021~2040年）の水循環予測において引き続き不確実性の主要な要因となる（確信度が高い）。降水の内部変動は予測が困難であり、強制された水循環の応答を相殺又は増幅しうるため、水循環変化の10年規模の予測はほとんどの陸域で確信度が低いと考えるべきである。自然変動から既に顕在化している水循環の変化は短期的により顕著になるが、火山噴火の発生（単一の大規模な現象又は小規模な現象のクラスター）は数年間にわたって水循環を変化させ、世界平均陸域降水量を減少させ、モンスーン循環を変化させうる（確信度が高い）。{8.5.2, Cross-Chapter Box 4.1}

地球温暖化が継続することで、温室効果ガスに起因する大規模な大気循環及び降水パターンの変化は更に増幅するが（確信度が高い）、地域的な水循環の変化は地球温暖化と線形関係にない場合もある。水循環の非線形応答は複数の駆動要因、フィードバック、及び時間スケールの相互作用によって説明される（確信度が高い）。地域的な流出、地下水の涵養及び水不足の非線形応答は、単純なパターンスケリング技術の限界を浮き彫りにする（確信度が中程度）。氷河の融解によって供給される水資源は特に非線形応答にさらされている（確信度が高い）。{8.5.3}

水循環の急激な人為的な変化は排除できない。いくつかの高排出シナリオに急激な変化の証拠があるが、そのような変化の大きさ及び時期に関する全体的な整合性はない。植生及び粉塵を含む、陸面の正のフィードバックは乾燥度の急激な変化に寄与しうるが、そのような変化が21世紀中に生じることについては確信度が低い。アマゾンの森林減少の継続は、気候の温暖化と相まって、21世紀中にこの生態系がティッピングポイントを超えて乾燥状態に至る確率を高める（確信度が低い）。古気候の記録によると、大西洋子午面循環（AMOC）の停止が、熱帯降水帯の南方への移動、アフリカとアジアのモンスーンの弱化、南半球のモンスーンの強化、及び欧州の乾燥などの、水循環の急激な変化を引き起こす（確信度が高い）。2100年よりも前にAMOCが停止しないことについては確信度が中程度であるが、停止した場合には水循環の急激な変化が生じであろう可能性が非常に高い。{8.6.1, 8.6.2}

太陽放射改変は水循環の急激な変化を引き起こしうるだろう（確信度が高い）。太陽放射改変（SRM）技術を急速に実施又は突然停止した場合、急激な水循環の変化が生じる可能性が非常に高い。太陽放射改変の影響は空間的に不均一であり（確信度が高い）、温室効果ガスによって強制された水循環の変化を完全には緩和せず（確信度が中程度）、潜在的に破壊的な形で様々な地域に影響を及ぼしうる（確信度が低い）。{8.6.3}

第9章 海洋、雪氷圏、及び海面水位の変化

本章では、古気候の復元、測器観測、及びモデルシミュレーションを用いて、海洋、雪氷圏、及び海面水位の過去の変化及び予測される変化を評価する。以下の概要では、IPCC 第5次評価報告書 (AR5)、1.5°C特別報告書 (SR1.5)、及び海洋・雪氷圏特別報告書 (SROCC) からの関連する評価を更新及び拡張している。本章では、拡張された観測及び新規の観測の統合を含む、SROCC 以降の主要な進展を取り上げる。これらの進展により、過去の変化、プロセス、及び前世紀における収支の評価が改善され、階層的案モデルとエミュレータを用いることで、将来変化の予測と不確実性の推定が改善されている。さらに、エミュレータを体系的に用いることで、海洋貯熱量、陸氷の減少、及び海面水位上昇の予測は互いに、かつ報告書全体にわたって評価された平衡気候感度及び GSAT^{訳注1} の予測と完全に整合している。この概要では、特に断りのない限り、不確実性の範囲は**可能性が非常に高い**範囲として報告され、角括弧で表される。

海洋の熱及び塩分

海面水温は 1850～1900 年と 2011～2020 年との間に平均的に 0.88 [0.68～1.01] °C 上昇し、この昇温のうち 0.60 [0.44～0.74] °C が 1980 年以降に生じた。海面水温は 1995～2014 年と 2081～2100 年との間に、SSP1-2.6 で平均的に 0.86 [0.43～1.47、可能性が高い範囲] °C、SSP5-8.5 で 2.89 [2.01～4.07、可能性が高い範囲] °C 上昇すると予測される。1950 年代以降、インド洋及び西岸境界流で最も急速な海面の昇温が生じている一方で、海洋循環が南大洋、赤道太平洋、北大西洋、及び沿岸湧昇システムに緩やかな昇温又は表層の降温をもたらしている (**確信度が非常に高い**)。全ての共通社会経済経路 (SSP) シナリオで、海面の少なくとも 83% が 21 世紀にわたって昇温する **可能性が非常に高い**。{2.3.3, 9.2.1}

世界全体の海洋貯熱量は少なくとも 1970 年以降増加しており、21 世紀にわたって増加し続ける (ほぼ確実)。これに伴う昇温は、海洋深層の循環が緩やかであるため、低排出シナリオの場合でさえ少なくとも 2300 年まで継続する **可能性が高い**。海洋貯熱量は 1971 年から 2018 年までに 0.396 [0.329～0.463、可能性が高い範囲] YJ 増加しており、2100 年までに SSP1-2.6 でこの量の 2～4 倍、SSP5-8.5 で 4～8 倍に

増加する **可能性が高い**。この長い時間スケールは、海洋深層の昇温量が 2040 以降にようやくシナリオに依存するようになり (**確信度が中程度**)、昇温が数百年から数千年にわたって不可逆的である (**確信度が非常に高い**) ことも示唆する。1～10 年単位の時間スケールでは、海洋循環による熱の再分配が水温変化の空間パターンを支配する (**確信度が高い**)。より長い時間スケールでは、主に南大洋で形成された水塊に蓄えられた追加的な熱により、及び北大西洋において循環の変化による熱の再分配が海面を通じた追加的な熱の流入を相殺して昇温がより小さくなることにより、空間パターンが支配される (**確信度が高い**)。{9.2.2, 9.2.4, 9.6.1, Cross-Chapter Box 9.1}。海洋熱波 (海洋生態系に深刻かつ持続的な影響をもたらす海面付近の異常高温が持続する期間) は、20 世紀にわたってより頻繁になっている (**確信度が高い**)。1980 年代以降、その頻度は約 2 倍になり (**確信度が高い**)、より強くかつより長くなっている (**確信度が中程度**)。この変化傾向は継続し、海洋熱波は地球規模で、SSP1-2.6 の下では 1995～2014 年と比べて 2081～2100 年に 4 倍 [2～9 倍、可能性が高い範囲]、SSP5-8.5 の下では 8 倍 [3～15 倍、可能性が高い範囲] に頻度が増加する。最も大きな変化は熱帯海域と北極圏で生じる (**確信度が中程度**)。{ Box 9.2}

海洋上層は、主に表層に近いほど強い昇温、及び高緯度の表層の低塩分化により (確信度が非常に高い)、少なくとも 1970 年以降世界の大部分において成層がより安定になった (ほぼ確実)。海洋の安定性の変化は、表層水と深層水の鉛直交換及び大規模な海洋循環に影響を及ぼす。利用可能な観測データの最近の精密な解析に基づき、世界の 0～200m の成層は 1970 年から 2018 年にかけて、SROCC による報告の約 2 倍の 4.9 ± 1.5% 増加し (**確信度が高い**)、表層混合層の底部では更に大幅に増加していると評価される。海洋上層の成層は 21 世紀を通して増加し続ける (**ほぼ確実**)。{9.2.1}

海洋循環

大西洋子午面循環 (AMOC) は全ての SSP シナリオで 21 世紀中に衰える可能性が非常に高い。この衰退が 2100 年以前の突然の停止を伴わないことについては確信度が中程度である。20 世紀については、定量的な変化傾向についての見解一致度が低いため、

再構築及びモデル化された AMOC の変化についての**確信度が低い**。**確信度が低い**のは、プロキシを形成するために使用されるモデルと測定の両方における重要なプロセスの欠落を示す新たな観測、及びモデル化された AMOC の変動性の新たな評価にも起因する。結果として、プロセスの理解に基づく定性的特徴としての将来の衰退については**確信度が高い**にもかかわらず、21 世紀における AMOC 衰退の定量的な予測については**確信度が低い**。{9.2.3}

南大洋の循環とそれに伴う南極棚氷の空洞の温度変化は、風の**パターンの変化及び棚氷融解の増加に敏感である (確信度が高い)**。ただし、海洋、大気、及び雪氷圏に関するフィードバック機構の理解には限界があり、現世代の気候モデルでは十分に表現されていないため、一般に南大洋とそれが南極の海氷と棚氷に及ぼす強制力の将来予測についての**確信度は限られる**。{9.2.3, 9.3.2, 9.4.2}

人為起源の温暖化に伴う風応力の変化に**応答して、21 世紀に多くの海洋の海流が変化する (確信度が高い)**。西岸境界流は 1993 年以降極方向に移動しており (**確信度が中程度**)、亜熱帯循環の極方向への移動と整合する。4 つの東岸境界湧昇システムのうち、カリフォルニア海流システムのみが 1980 年代以降大規模な湧昇に有利な風の強化を経験している (**確信度が中程度**)。21 世紀には、予測される表面風の変化と整合して、東オーストラリア海流続流とアガラス海流続流は強まる一方、メキシコ湾流とインドネシア通過流は弱まる (**確信度が中程度**)。東岸境界湧昇システムは変化し、各システムの低緯度側で減少し高緯度側で増加するダイポール空間パターンを伴う (**確信度が高い**)。{9.2.1, 9.2.3}

海氷

北極海は、考慮された全ての SSP シナリオで 2050 年以前に初めて、海氷が最小となる季節に**実質的に海氷のない状態¹となる可能性が高い**。夏季の北極海の海氷の消失に**ティッピングポイントはない (確信度が高い)**。実質的に海氷のない状態は温室効果ガス濃度が高いほど頻繁に発生すると予測され、高排出シナリオでは今世紀末までに新たな平常になる (**確信度が高い**)。観測による証拠、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) のモデル、及び概念的理解に基づく、1979~2019 年の期間に衛星観測された北極海の海氷面積の大幅な減少は、GMST 訳注

¹の線型関数、つまり累積人為起源二酸化炭素 (CO₂) 排出量の線形関数に、内部変動を重ね合わせることでよく記述される (**確信度が高い**)。プロセスの理解と CMIP6 シミュレーションの両方によると、(2020 年以降の)追加的な累積人為起源 CO₂ 排出量が 1000 GtCO₂ に達する数年前に、実質的に海氷のない状態が観測される**可能性が高い**。{4.3.2, 9.3.1}

南極域の海氷については、**地域的に相反する変化傾向と大きな年々変動により、1979 年から 2020 年までの冬季と夏季の両方で、衛星観測された海氷面積に有意な変化傾向はみられない (確信度が高い)**。地域的に相反する変化傾向は、主に地域的な風の強制力の変化による (**確信度が中程度**)。将来の南極域の海氷が減少する、あるいは減少しないことのモデルシミュレーションについては、特に地域レベルでのプロセスの表現の欠陥により、**確信度が低い**。{2.3.2, 9.2.3, 9.3.2}

氷床

グリーンランド氷床では 1992~2020 年の期間に**4890 [4140 ~ 5640] Gt の質量が減少しており、これは 13.5 [11.4~15.6] mm の世界平均海面水位上昇に相当する**。質量減少率は、1992~1999 年の期間に平均 39 [-3~+80]Gt/年、2000~2009 年の期間に**175 [131~220]Gt/年、2010~2019 年の期間に 243 [197 ~ 290] Gt/年であった**。この質量減少は流出と表面融解の両方によって引き起こされ、後者は過去 10 年間に大きな年々変動を伴いますます質量減少の支配的な構成要素になっている (**確信度が高い**)。最大の質量減少はグリーンランドの北西部と南東部で発生した (**確信度が高い**)。{2.3.2, 9.4.1}

南極氷床では 1992~2020 年の期間に**2670 [1800 ~ 3540] Gt の質量が減少しており、これは 7.4 [5.0 ~ 9.8] mm の世界平均海面水位上昇に相当する**。質量減少率は、1992~1999 年の期間に平均 49 [-2~+100] Gt/年、2000~2009 年の期間に**70 [22~119] Gt/年、2010~2019 年の期間に 148 [94~202] Gt/年であった**。西南極溢流水河からの質量減少は大陸の積雪量増加による質量増加を上回り、1992 年以降の氷床の質量減少を支配した (**確信度が非常に高い**)。西南極溢流水河からのこのような質量減少は、主に棚氷の底面融解 (**確信度が高い**) によって、また局所的に、強い表面融解が先行する棚氷崩壊 (**確信度が高い**) によって引き起こされた。東南極氷床の一

¹ 海氷面積 100 万 km² 未満

部では過去 20 年間に質量が減少している（**確信度が高い**）。{2.3.2, 9.4.2, Atlas.11.1}

グリーンランド氷床（ほぼ確実）と南極氷床（可能性が高い）では、考慮された全ての SSP シナリオの下で今世紀を通して質量が減少し続けるだろう。関連する、2100 年までの世界平均海面水位上昇に対するグリーンランド氷床の寄与は、SSP1-2.6 で 0.01~0.10m、SSP2-4.5 で 0.04~0.13m、SSP5-8.5 で 0.09~0.18m である一方で、南極氷床の寄与は SSP1-2.6 で 0.03~0.27m、SSP2-4.5 で 0.03~0.29m、SSP5-8.5 で 0.03~0.34m である**可能性が高い**。グリーンランドの氷の減少は、海に接する縁辺部が後退して氷床縁辺の海洋の強制による力学的応答が弱まるため、表面融解によるものがますます支配的になる（**確信度が高い**）。南極では今世紀、海洋の温暖化と棚氷崩壊によって引き起こされる力学的な質量減少が降雪量の増加を上回り続ける**可能性が高い**（**確信度が中程度**）。2100 年以降、両氷床の総質量減少量は低排出シナリオよりも高排出シナリオの下で大きくなる（**確信度が高い**）。**可能性が高い**と評価された範囲は、不安定性がない場合の表面質量収支と接地線後退を含む、現在のモデルで少なくとも**確信度が中程度**で表現されている氷床プロセスを考慮している。高排出シナリオの下では、大きな不確実性を特徴とする海洋性氷床不安定（MISI）と海洋性氷崖不安定（MICI）に関連する、十分に理解されていないプロセスが、百年ないし数百年規模の時間スケールで南極の質量減少を大きく増加させる潜在的**可能性を持つ**。{9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, Box 9.3, Box 9.4}

氷河

氷河の質量は 1993~2019 年の期間に 6200 [4600~7800] Gt (17.1 [12.7~21.5] mm の世界平均海面水位に相当) 減少し、全ての SSP シナリオの下で減少し続ける（確信度が非常に高い）。2010~2019 年の 10 年間で、氷河の質量は観測記録開始以降のどの 10 年間よりも大きく減少した（**確信度が非常に高い**）。長期観測が行われている全ての地域において、2010~2019 年の 10 年間の氷河の質量は、少なくとも 20 世紀初頭以降で最小である（**確信度が中程度**）。応答の遅れにより、たとえ世界平均気温が安定化しても、少なくとも数十年間は氷河の質量は減少し続ける（**確信度が非常に高い**）。RCP2.6 と RCP8.5 について、2015~2100 年の期間に氷河の質量はそれぞれ 29,000 [9000~49,000] Gt と 58,000 [28,000~88,000] Gt 減少する（**確信度が中程度**）が、これはそれぞれ

21 世紀初頭の質量の 18 [5~31] % と 36 [16~56] % に相当する。{2.3.2, 9.5.1, 9.6.1, 9.6.3, 12.4}

永久凍土

永久凍土の温度上昇は、永久凍土地域全体にわたって過去 30~40 年間に観測されており（**確信度が高い**）、更なる地球温暖化は表面付近の永久凍土の体積減少をもたらす（**確信度が高い**）。直近の数十年の完全な永久凍土の融解は、不連続的及び点状的な永久凍土地域でよくみられる現象である（**確信度が中程度**）。2007 年から 2016 年の間に永久凍土は世界全体で 0.29 [0.17~0.41、**可能性が高い範囲**] °C 上昇した（**確信度が中程度**）。活動層の厚さの増加は北極域全体でみられる現象であり、表面状態の強い不均一性の影響を受けやすい（**確信度が中程度**）。多年凍土の土壌の上部 3m の体積は、GSAT の変化 1°C あたり約 25%（工業化以前の気温から 4°C 上昇まで）減少する（**確信度が中程度**）。{9.5.2}

雪

北半球の春の積雪面積は 1978 年以降減少しており（確信度が非常に高い）、この変化傾向が 1950 年まで遡ることについての確信度が高い。更なる地球温暖化の進行に伴い、北半球の季節的な積雪面積が**更に減少することはほぼ確実である**。1981~2010 年の北半球陸域の表面気温に対する北半球の積雪面積の観測された感度は、積雪期を通して 1°C あたり -1.9 [-2.8~-1.0、**可能性が高い範囲**] 百万 km² であった。北半球の積雪面積は、地球の気候が温暖化し続けるにつれて減少し続けることが**ほぼ確実**であり、これが南半球の季節的な積雪面積にもあてはまるのが、プロセスの理解により強く示唆されている（**確信度が高い**）。北半球の春季の積雪面積は、GSAT の変化 1°C あたり約 8%（工業化以前の気温から 4°C 上昇まで）減少する（**確信度が中程度**）。{9.5.3}

海面水位

世界平均海面水位（GMSL）は 20 世紀に、過去 3000 年間のどの百年間よりも急速に上昇し（確信度が高い）、1901~2018 年の期間に 0.20 [0.15~0.25] m 上昇した（確信度が高い）。GMSL の上昇は 1960 年代後半以降加速しており、平均上昇率は 1971~2018 年の期間では 2.3 [1.6~3.1] mm/年、2006~2018 年の期間では増加して 3.7 [3.2~4.2] mm/年である（**確信度が高い**）。SROCC 以降に公表された新たな観測に基づく推定値は、個々の構成要素の合

計と整合する、1901-2018年の期間の海面水位上昇の評価をもたらしている。海水の熱膨張（38%）及び氷河からの質量減少（41%）が1901年から2018年までの変化の総量を支配している。2010～2019年のGMSLの上昇に対するグリーンランド及び南極大陸の寄与は1992～1999年の4倍であった（確信度が高い）。氷床の質量減少が増加したため、陸氷（氷河と氷床）の減少の総量は2006-2018年の期間の世界平均海面水位上昇の最大の要因となった（確信度が高い）。{2.3.3, 9.6.1, 9.6.2, Cross-Chapter Box 9.1, Table 9.A.1, Box 7.2}

大洋スケールでの海面水位は、1993～2018年の期間に西太平洋で最も急速に、東太平洋で最も緩慢に上昇した（確信度が中程度）。海面水位上昇の地域差は海洋力学、すなわち陸氷及び陸水の変化による地球の重力、自転、及び変形における変化、陸地の鉛直方向の運動に起因する。海洋力学における時間変動は、年単位から10年単位の時間スケールで地域的なパターンを支配する（確信度が高い）。地域的な海面水位の変化における人為起源のシグナルは2100年までにほとんどの地域で顕在化する（確信度が中程度）。{9.2.4, 9.6.1}

地域的な海面水位の変化は、20世紀における準世界規模の潮位観測網全体にわたる極端な静水位の主要な駆動要因であり（確信度が高い）、次の世紀における極端な静水位の頻度の大幅な増加の主要な駆動要因である（確信度が中程度）。観測によると、1960～1980年の期間に年5回発生した満潮時の浸水が1995～2014年の期間には平均的に年8回以上発生している（確信度が高い）。極端な海面水位に対する他の要因（例えば、天文潮位、高潮、波浪）が一定のままであると仮定すると、[海面水位上昇により、]近年に1世紀に1回の頻度で発生した極端な海面水位は2050年までに潮位計設置場所の約19～31%で、2100年までに約60%（SSP1-2.6）～82%（SSP5-8.5）で年1回以上発生する（確信度が中程度）。SSP1-2.6、SSP2-4.5、及びSSP5-8.5についての増幅率の中央値から推測されるように、総じて、このような極端な海面水位は近年と比べて2050年までに約20～30倍、2100年までに160～530倍の頻度で発生する（確信度が中程度）。21世紀中に沿岸域の大部分で、地域的な海面水位上昇の予測の中央値はGMSL変化の予測の中央値の±20%以内となる（確信度が中程度）。{9.6.3, 9.6.4}

評価された全てのGMSLに対する寄与要因が、今世紀を通して寄与を継続する可能性が高いないしほぼ

確実であるため、GMSLが少なくとも2100年まで上昇し続けることはほぼ確実である。少なくとも確信度が中程度で予測しうるプロセスのみを考慮すると、GMSLは1995～2014年を基準として2050年までに0.18 [0.15～0.23、可能性が高い範囲] m（SSP1-1.9）から0.23 [0.20～0.29、可能性が高い範囲] m上昇し、2100年までに0.38 [0.28～0.55、可能性が高い範囲] m（SSP1-1.9）から0.77 [0.63～1.01、可能性が高い範囲] m（SSP5-8.5）上昇する。このGMSL上昇は主に熱膨張と氷河及び氷床からの質量減少によって引き起こされ、陸水貯留量の変化からも小さな寄与がある。これらの可能性が高い範囲の予測は、大きな不確実性を特徴とする氷床関連のプロセスを含まない。{9.6.3}

2100年以前のより大きなGMSL上昇量は、予測よりも早い海洋棚氷の崩壊、南極周辺での突然で広範な海洋性氷床不安定と海洋性氷崖不安定の開始、及びグリーンランドの予測よりも急速な地表の質量の収支と流出の変化によって引き起こされうるだろう。これらのプロセスは、限られたプロセスの理解、限られた評価データの利用可能性、外部強制力の不確実性、及び不確かな境界条件とパラメータに対する感度の高さに起因する大きな不確実性を特徴とする。可能性が低くとも影響が大きいストーリーラインでは、高排出の下でこのようなプロセスが2100年までに1m以上の追加的な海面水位上昇に複合的に寄与しうるだろう。{9.6.3, Box 9.4}

2100年以降、海洋深層の熱吸収とグリーンランドと南極の氷床の質量減少が継続するため、世界平均海面水位は数世紀にわたって上昇し続け、数千年間は上昇したままとなる（確信度が高い）。少なくとも確信度が中程度で予測しうるプロセスのみを考慮し、2100年以降の氷の質量フラックスの増加がないと仮定すると、1995～2014年の期間を基準として2150年までに、GMSLは0.6 [0.4～0.9、可能性が高い範囲] m（SSP1-1.9）から1.4 [1.0～1.9、可能性が高い範囲] m（SSP5-8.5）上昇する。2300年までに、GMSLはSSP1-2.6で0.3mから3.1m、SSP5-8.5の海洋性氷崖不安定がない場合で1.7mから6.8m、SSP5-8.5の海洋性氷崖不安定を考慮した場合で最大16m上昇する（確信度が低い）。{9.6.3}

特定の地球温暖化の水準における雪氷圏の変化と海面水位上昇

1.5℃～2℃の温暖化の水準が持続する場合、北極海は年によって9月に実質的に海水の無い状態になる

(確信度が中程度)。氷床は引き続き質量を減少させるが(確信度が高い)、数百年規模の時間スケールで完全には崩壊しない(確信度が中程度)。グリーンランド氷床と西南極氷床がほぼ完全かつ数千年間不可逆的に消失することについては証拠が限定的である。この2つの氷床と南極氷床周縁の氷河を除く、現在の氷河の質量の約50~60%が主に極域に残る(確信度が低い)。北半球の春季の積雪面積は1995~2014年を基準として最大20%減少する(確信度が中程度)。永久凍土の上部3mの体積は1995~2014年を基準として最大50%減少する(確信度が中程度)。2000年以上にわたって継続することが避けられないGMSLの上昇は、2°Cの地球温暖化のピークで約2~6mとなる(見解一致度が中程度、証拠が限定的)。(9.3.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.1, 9.5.2, 9.5.3, 9.6.3)

2°C~3°Cの温暖化の水準が持続する場合、北極海はほとんどの年で9月を通して実質的に海氷の無い状態になる(確信度が中程度)。グリーンランド氷床と西南極氷床がほぼ完全かつ数千年間不可逆的に消失することについては証拠が限定的であり、それらが完全に消失する確率及び質量減少率は気温が上昇するとともに増加する(確信度が高い)。南極以外の現在の氷河の質量の約50~60%が失われる(確信度が低い)。北半球の春季の積雪面積は1995~2014年を基準と比して最大30%減少する(確信度が中程度)。永久凍土の上部3mの体積は、1995年~2014年を基準として最大75%減少する(確信度が中程度)。2000年以上にわたって継続することが避けられないGMSLの上昇は、3°Cの地球温暖化のピークで約4~10mとなる(見解一致度が中程度、証拠が限定的)。(9.3.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.1, 9.5.2, 9.5.3, 9.6.3)

3°C~5°Cの温暖化の水準が持続する場合、北極海はほとんどの年で数か月の間実質的に海氷の無い状態になる(確信度が高い)。グリーンランド氷床のほぼ完全な消失と西南極氷床の完全な消失が、数千年間不可逆的に生じる(確信度が中程度)。東南極のウィルクス盆地の多くの部分又は全てが数千年間失われる(確信度が低い)。南極以外の現在の氷河の質量の60~75%が失われる(確信度が低い)。低緯度帯、中央ヨーロッパ、コーカサス、カナダ西部、アメリカ合衆国、北アジア、スカンジナビア、ニュージーランドのほぼ全ての氷河が失われる可能性が高い。北半球の春季の積雪面積は1995~2014年を基準として最大50%減少する(確信度が中程度)。永久凍土の上部3mの体積は1995~2014年を基準として最大90%減少する(確信度が中程度)。2000年以上にわたって継続することが避けられないGMSL上昇は、

4°Cの地球温暖化のピークで約12~16m、5°Cの地球温暖化のピークで約19~22mとなる(見解一致度が中程度、証拠が限定的)。(9.3.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.1, 9.5.2, 9.5.3, 9.6.3)

第10章 世界規模と地域規模の気候変動のつながり

気候変動は地球規模の現象であるが、その現れ方と影響は地域によって異なり、したがって影響評価及びリスク評価には、亜大陸規模から局所規模にわたる空間スケールで気候情報が利用される。第10章では複数の、時として対照的な系統の証拠から地域の気候情報を蒸留する方法の基礎を評価する。第2章での地球規模の観測の評価から始め、第10章では地域スケールに関連する観測に伴う課題と必要条件を評価する。第10章では、第3章と第4章で評価した方法論から始め、地域的な文脈における人為起源の気候変動の要因特定と予測のために利用可能なモデリングツールの適合性も評価する。地域規模の気候変動は、自然起源の強制力と人間の影響の両方に対する地域規模の応答（第2、5、6、7章で考慮）、内部変動を特徴づける大規模な気候現象に対する応答（第1～9章で考慮）、及び地域的特性を持つプロセスとフィードバックの間の相互作用の結果である。

第10章は、本報告書で地域規模の情報を評価する4つの章のうちの最初の章である。極端現象（第11章）、気候影響駆動要因（第12章）、及び平均的な気候（アトラス）についての過去と将来の変化に関する地域ごとの評価は、第10章で評価した地域の気候変動情報の構築に用いた情報源と方法論に依拠する。第10章の観測とモデリングツールの評価を踏まえ、第11章では極端現象の観測とモデリングを評価する。第10章では数十年単位の地域的な変化傾向の要因を外部強制力と内部変動の相互作用に帰する方法論を評価し、第11章では極端現象の要因特定を評価する。第12章の気候サービスの評価は、第10章の複数系統の証拠からの地域の気候情報の蒸留の評価を踏まえている。

複数系統の証拠から地域の気候情報を蒸留して利用者の状況を考慮することは、意思決定への適合性、有用性、及び関連性を高め、利用者がそれを応用する際の信頼性を高める（確信度が高い）。この蒸留プロセスは、複数の観測データセット、異なる種類のモデルのアンサンブル、プロセスの理解、専門家の判断、及び先住民族の知識などを利用しうる。蒸留の重要な要素は、要因特定の研究、内部変動に付随して起こりうる結果の特徴づけ、並びに観測・モデル・強制力の不確実性及び異なる解析方法を用いて起こりうる矛盾の包括的な評価を含む。気候情報を共同作成する際に、関連する当事者の価値観を考慮

して情報をより広い利用者の状況に置き換えることは、情報の有用性と理解を向上させる（**確信度が高い**）。{10.5}

地域情報の源としての観測とモデル

気候モデルの性能を評価するために複数の観測の情報源と目的に応じた診断を用いることは、地域気候の将来予測の信頼性を高める（**確信度が高い**）。地域の過去の気候変動を理解し、気候モデルの地域規模での性能を評価するためには、関心のある現象を評価するのに適し観測の不確実性を説明する再解析を含む、複数の観測記録の利用可能性が本質的である（**確信度が高い**）。気候モデルが現在の地域気候の関連する側面を現実的にシミュレーションしているかを評価するために、目的に応じた、プロセス指向の、そして多変量の可能性のある診断を採用することは、このような側面の将来予測の信頼性を高める（**確信度が高い**）。{10.2.2, 10.3.3}

現在、十分な観測の不足と利用可能性の低下は、気温と降水の長期の推定値の不確実性を高める（ほぼ確実）。山岳地域における降水量、特に固体降水量の測定は計器の位置及び設定の影響を強く受ける（**確信度が非常に高い**）。データの不足した地域又は複雑な山岳地形において、気温と降水の格子点プロダクトは補間法の影響を強く受ける。格子点プロダクトを作成するために用いる観測地点の生データの欠如は、格子点化のプロセスがプロダクトに及ぼす影響を評価できず、このようなプロダクトの信頼性を損なう。統計的均質化法の使用は地域規模の長期の昇温予測に関連する不確実性を低減する（**ほぼ確実**）。{10.2.2, 10.6.2, 10.6.3, 10.6.4, Box 10.3}

地域再解析は、地上観測の乏しい地域において関連性の高い気候変数の観測値の代用値を提供する。地域再解析は降水量、地表気温、及び地上風の分布を、極端値の頻度を含め、全球再解析よりも良く表現している（**確信度が高い**）。ただし、その有用性は期間の短さ、領域モデルの典型的な誤差、及び比較的単純なデータ同化アルゴリズムによって制限される。{Section 10.2.1}

全球気候モデル及び領域気候モデルは地域規模の気候情報の重要な源である。全球モデルはそれ自体、強制された変化の要因特定又は予測、あるいは内部

変動の役割の定量化を通して、地域の気候情報の構築のための有用な一連の証拠を提供する（**確信度が高い**）。領域気候モデルを用いた力学的ダウンスケーリングは、特に複雑な山岳地形又は不均一な地表特性を持つ地域で、多くの地域的な気象及び気候の現象の表現の価値を高める（**確信度が非常に高い**）。気候モデルの解像度を上げることでモデル性能のいくつかの側面が改善される（**確信度が高い**）。海陸風及び山風の風系などの局所規模の現象は、10km 以下のオーダーの解像度のシミュレーションでのみ現実的に表現しうる（**確信度が高い**）。キロメートル規模の解像度のシミュレーションは、特に対流、1 日未満の極端な降水（**確信度が高い**）、及び土壌水分-降水フィードバックの表現の価値を高める（**確信度が中程度**）。感度実験は地域的なプロセスの理解の助けとなり、利用者に関連する追加的な情報を提供しうる。{10.3.3, 10.4, 10.5, 10.6}

全球気候モデル及び領域気候モデルの性能と将来予測への適合性は、関連するプロセス、強制力、及び駆動要因の表現、並びに特定の文脈に依存する。 全球モデルの地域規模での性能を向上させることは、地域情報の源としての領域気候モデルの有用性を高めるために本質的である。特に地域の気候変動が大規模循環の変化に強く影響される場合、力学的ダウンスケーリングの境界条件及び統計的手法の入力を改善するためにも重要である。解像度を上げることはそれ自体、性能の限界の全てを解決することはない。全球モデル及び領域モデルにおいて、関連する強制力（例えば、エアロゾル、土地利用変化、成層圏オゾン濃度）を取り入れ、関連するフィードバック（例えば、雪-アルベド、土壌水分-気温、土壌水分-降水）を表現することは、地域の過去の変化傾向を再現し、将来予測への適合性を確保するための必要条件である（**確信度が高い**）。降水量及び風速などの変数に予測される地域的な変化の符号は、関連する地域的なプロセスが表現されているときに限り、信頼できる形でシミュレーションされる場合がある（**確信度が中程度**）。{10.3.3, 10.4.1, 10.4.2, 10.6.2, Cross-Chapter Box 10.2}

統計的ダウンスケーリング、バイアス補正、及びウェザージェネレータは、力学的気候モデルによる地域気候の表現を改善するために有用な手法である。 注意深く選択された予測因子と所与の応用に適したモデル構造を伴う統計的ダウンスケーリング手法は、現在の日単位の気温と降水の多くの統計的側面を現実的に表現する（**確信度が高い**）。バイアス補正は、多くの異なる文脈で気候モデルの予測と影響のモデ

リングとの間のインターフェースとして有益であると証明されている（**確信度が高い**）。ウェザージェネレータは極端な気温、及び降水日と無降水日の移行確率などの、現在の日単位の気温と降水の多くの統計的特性を現実的にシミュレーションする（**確信度が高い**）。{10.3.3}

気候変動に応用する統計的ダウンスケーリング、バイアス補正、及びウェザージェネレータの性能は、特定のモデル及びそれを駆動する力学的気候モデルに依存する。 地域の気候変動の統計的ダウンスケーリングに適した予測因子に関する知識は、特に降水について、まだ限られている。バイアス補正は、大規模循環のバイアス又は局所的なフィードバックなどの未解明の、又は大きく誤って表現された物理過程の影響の全てを克服することはできず、むしろ他のバイアス及び妥当でない気候変動シグナルをもたらすことがある（**確信度が中程度**）。特に解像度の粗い全球モデルに対して、統計的ダウンスケーリングの手法としてバイアス補正を用いることは、地域の気候及び気候変動について大きく誤った表現をもたらすことがある（**確信度が中程度**）。代わりに、力学的ダウンスケーリングはバイアス補正に先立って関連する局所的なプロセスを解明し、それにより地域の変化の表現を改善することがある。統計的手法の性能と将来予測への適合性は、駆動する力学的モデルから得られる予測因子と変化因子に依存する（**確信度が高い**）。{10.3.3, Cross-Chapter Box 10.2}

アンサンブルスプレッドは不確実性の完全な尺度ではないが、異なる種類の気候モデルのアンサンブルは地域の気候予測の不確実性を評価を可能にする（確信度が非常に高い**）。** マルチモデルアンサンブルは地域の気候応答の不確実性の評価を可能にする（**確信度が非常に高い**）。所与の目的に関連するプロセスを、根本的に誤って表現するモデルを除外することで、地域の気候情報の生成に対するマルチモデルアンサンブルの適合性が向上する（**確信度が非常に高い**）。地域規模においてマルチモデル平均とアンサンブルスプレッドは、可能性が低くとも影響が大きい変化を、又は異なるモデルがシミュレートする変化が大幅に異なる、あるいは対立さえする状況の特徴づけるのに十分でない（**確信度が高い**）。このような場合、ストーリーラインは予測の不確実性の解釈の助けとなる。AR5 以降、単一モデルによる初期条件の大規模アンサンブル（SMILEs）が複数利用可能になったことで、地域規模の予測におけるモデルの不確実性と内部変動をより確固として分離でき、

内部変動に関連する可能性のある変化がより包括的な範囲で提供される（確信度が高い）。{10.3.4}

地域規模における人間の影響と内部変動の相互作用

人間の影響は 1950 年以降、世界の多くの亜大陸規模の地域において地域平均気温の変化の主要な駆動要因である（ほぼ確実）。地域規模の検出と要因特定の研究、及び観測された現象の解析は、数十年規模の期間の地域的な気温変化に対する人間の影響の支配的な寄与を裏付ける確固とした証拠を提供する。{10.4.1, 10.4.3}

人間の影響はいくつかの地域で数十年規模の平均降水量の変化に寄与している一方で、内部変動は多くの陸域で降水量の長期変化における人為起源のシグナルの出現を遅らせる（確信度が高い）。最適フィンガープリント法、格子点検出法、パターン認識法、及び動的調整法を含む、要因特定の複数の手法、並びにマルチモデル、単一強制力の大規模アンサンブル、及び数百年間の古気候記録は、地域的な数十年規模の平均降水量の変化の一部に対する人間の影響の寄与を裏付ける（確信度が高い）。地域規模では地球規模よりも内部変動が強く、観測、モデル、及び人間の影響の不確実性が大きいこと、温室効果ガス、成層圏オゾン、様々なエアロゾル種、及び土地利用及び土地被覆の変化の相対的な寄与について確固とした評価ができない。マルチモデルアンサンブルによる地球規模の予測と SMILES による予測を組み合わせた複数系統の証拠によると、地域平均降水量の長期変化における人為起源のシグナルの出現の遅れ又は欠如に内部変動が大きく寄与している（確信度が高い）。{10.4.1, 10.4.2, 10.4.3, 10.6.3, 10.6.4}

異なる時間スケールで作用する様々な機構が、人間の影響に対する地域規模の気温応答の振幅、及び降水応答の振幅と符号の両方を変更しうる（確信度が高い）。これらの機構は、温室効果ガスの増加に対する、気温、降水及び土壌水分の非線形フィードバック、海面水温パターンの遅い応答と速い応答、及び大気循環の変化を含む。{10.4.3}

都市気候

多くの種類の都市パラメタリゼーションが放射熱交換とエネルギー交換を現実的な形でシミュレートする（確信度が非常に高い）。ヒートアイランド現象と地域の気候変動との間の相互作用に注目した都市気候研究では、単純な単層パラメタリゼーションが目

的に適っている（確信度が中程度）。都市部のモニタリング地点の新たなネットワークは、都市の微気候の理解を深め都市パラメタリゼーションを改善するための重要な情報を提供する。{Box 10.3}

都市とその周辺との間の観測された昇温傾向の差異は、部分的に都市化に帰せられうる（確信度が非常に高い）。年平均日最低気温は年平均日最高気温よりも都市化の影響を受ける（確信度が非常に高い）。ただし、都市化に対する世界の年平均地表気温の応答は無視できる（確信度が非常に高い）。{Box 10.3}

将来の都市化は背景気候の特性にかかわらず、都市で予測される気温変化を増幅させ、最低気温に世界平均の温暖化のシグナルと同程度の大きさを持ちうるであろう温暖化のシグナルをもたらす（確信度が非常に高い）。将来の都市開発と、熱波などの極端な気候のより頻繁な発生とが相まって大きな影響が予測される（確信度が非常に高い）。{Box 10.3}

地域の気候情報の蒸留

複数系統の証拠から地域の気候情報を蒸留するプロセスは、事例によって大きく異なる。蒸留の方法論は確立されているが、実際には利用可能な情報源、関係者、及び文脈（考慮される地域に大きく依存する）によって条件付けられ、取り上げる問題によって枠が決まる。変化する気候に対して最も適切な意思決定と対応を行うためには、複数系統の証拠から全ての物理的に妥当な結果を考慮することが、特にそれらが対照的である場合に必要である。{10.5, 10.6, Cross-Chapter Box 10.1, Cross-Chapter Box 10.3}

複数系統の証拠にわたって見解が一致すると、蒸留された地域の気候情報の確信度が高まる。例えば、20 世紀後半に観測されたインドモンスーンに伴う雨量の減少と、予測される長期的な増加との間の明らかな矛盾は、近年支配的なエアロゾルと将来支配的になる温室効果ガスの異なる強制力に対して変化傾向の要因特定をすることで説明される（確信度が高い）。地中海地域については、観測、領域モデル及び全球モデルによる予測、並びに基本的な機構の理解などの様々な系統の証拠の間に見解の一致により、夏季の昇温が世界平均を上回ることについては確信度が高い。{10.5.3, 10.6, 10.6.3, 10.6.4, Cross-Chapter Box 10.3}

地域の気候情報の蒸留の成果は、不整合な又は矛盾する情報によって制限されうる。ケープタウンの乾

燥に関する初期の観測の解析では、温室効果ガスの増加、重要な変動モード（南半球環状モード）の変化、及びケープタウン地域の干ばつの中に 1979 年以降強い関連があることが示された。ただし、全ての全球モデルがこの関連を示したわけではなく、人間の影響がより弱かった時代に遡って拡張したその後の解析では、南半球環状モードとケープタウンの干ばつとの間に観測値における強い関連はないことが示された。このように、全球モデルの将来予測の間には整合性があるにもかかわらず、ケープタウンの将来のより乾燥した気候の予測については確信度が中程度である。同様に、蒸留プロセスの結果、北極の昇温が中緯度の気候に及ぼす影響については、対照的な系統の証拠により、確信度が低い。{10.5.3, 10.6.2, Cross-Chapter Box 10.1, Cross-Chapter Box 10.3}

第11章 変化する気候の下での極端な気象と気候

本章では、観測された変化とその要因特定、及び予測される変化を含む、地域規模及び地球規模の極端な気象と気候の変化を評価する。考慮される極端現象は、極端な気温、大雨^{訳注2}と内水氾濫、河川氾濫、干ばつ、低気圧（熱帯低気圧を含む）、及び複合的な現象（多変数の極端現象、極端現象の同時発生）を含む。本評価は南極大陸を除く陸域に注目する。海洋の極端現象の変化は第9章と Cross-Chapter Box 9.1 で取り上げる。過去の変化とその駆動要因の評価は、特に断りのない限り、1950年以降を対象とする。極端現象の変化の予測は様々な地球温暖化の水準に対して示され、排出シナリオに基づく予測に変換するための情報が補足される（Cross-Chapter Box 11.1と表4.2）。IPCC第5次評価報告書（AR5）以降、極端な気象と気候の変化、特に個々の極端現象に対する人間の影響、干ばつ、熱帯低気圧、及び複合的な現象の変化、並びに様々な地球温暖化の水準（1.5°C～4°C）における予測に関して、重要な新たな進展と知識の向上がみられる。これらは地域規模の新たな証拠とともに、極端な気象と気候に関するAR6の評価においてより強い根拠とより多くの地域情報を提供する。

人為的な温室効果ガスの排出が工業化以前の時代以降、極端な気象と気候の一部、特に極端な気温の頻度及び/又は強度の増加をもたらしていることは確立された事実である。極端現象に観測された変化及びそれらの人間の影響（温室効果ガス及びエアロゾルの排出、並びに土地利用変化を含む）への要因特定の証拠は、特に極端な降水、干ばつ、熱帯低気圧、複合的な極端現象（乾燥/高温及び火災の発生しやすい気象条件を含む）についてAR5以降強化されている。近年の極端な高温には、気候システムへの人間の影響がなければ発生する**可能性が極めて低かった**であろうものがある。{11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8}

極端な気候の強度と頻度の地域的な変化は、一般に地球温暖化とともに規模が変化する。新たな証拠は、地球温暖化の比較的小さな増分（+0.5°C）でさえ、地球規模及び広い地域において極端現象に統計的に

有意な変化をもたらすという、1.5°Cの地球温暖化に関するIPCC特別報告書（SR1.5）の結論を強化する（確信度が高い）。特に、極端な気温（可能性が非常に高い）、熱帯低気圧に伴うもの（確信度が中程度）を含む大雨の強度の増加（確信度が高い）、及びいくつかの地域における干ばつの悪化（確信度が高い）があてはまる。観測記録に前例のない極端現象の発生は、1.5°Cの地球温暖化の場合でさえ、地球温暖化の進行に伴って増加する。予測される頻度の変化率は、稀な極端現象ほど大きい（確信度が高い）。{11.1, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1}

極端現象に関する手法とデータ

AR5以降、極端な気象と気候の過去と将来の変化についての確信度は、プロセスのより良い物理的理解、異なる系統の証拠を組み合わせた科学的文献の割合の増加、様々な種類の気候モデルの入手可能性の向上により、高まっている（確信度が高い）。再解析データを含むいくつかの観測に基づくデータセットに改善がみられる（確信度が高い）。気候モデルは、変化傾向の大きさは異なるかもしれないが、世界的に及びほとんどの地域で観測された極端な気温の変化の符号（方向）を再現しうる（確信度が高い）。モデルは陸域における極端な降水の広域的な空間分布を捉えることができる（確信度が高い）。第6期結合モデル比較計画（CMIP6）でシミュレーションされた極端な降水の強度と頻度は、CMIP5モデルでシミュレーションされたものと同様である（確信度が高い）。水平解像度がより高いモデルでは、特に地形変化の大きい地域において、一部の極端現象（例えば、大雨）の空間的表現が改善される（確信度が高い）。{11.2, 11.3, 11.4}

極端な気温

1950年以降、地球規模で極端な高温（熱波を含む）の頻度と強度が増加し、極端な低温の頻度と強度が減少している（ほぼ確実）。これは地域規模でもあてはまり、同様の変化を示すAR6参照地域¹の80%以上で、少なくとも可能性が高い**と評価される。少数**

¹ AR6参照地域の定義については図1.18を参照。人間が居住する地域の略語。ARP: アラビア半島、CAF: 中部アフリカ、CAR: カリブ地域、CAU: 豪州中部、CNA: 北米中部、EAS: 東アジア、EAU: 豪州東部、ECA: 中央アジア東部、EEU: 東欧、ENA: 北米東部、ESAF: 南部アフリカ東部、ESB: シベリア東部、GIC: グリーンランド/アイスランド、MDG: マダガスカル、MED: 地中海地域、NAU: 豪州北部、NCA: 中米北部、NEAF: 東アフリカ北部、NEN: 北米北東部、NES: 南米北東部、NEU: 北欧、NSA: 南米北部、NWN: 北米北西部、NWS: 南米北西部、NZ: ニュージーランド、RAR: ロシア極域、RFE: ロシア極東地域、SAH: サハラ地域、SAM: 南米モンスーン地域、SAS: 南アジア、SAU: 豪州南部、SCA: 中央米南部、SEA: 東南アジア、SEAF: 東アフリカ南部、SES: 南米南東部、SSA: 南米南部、SWS: 南米南西部、TIB: チベット高原、WAF: 西アフリカ、WCA: 中央アジア西部、WCE: 中西欧、WNA: 北米西部、WSAF: 南部アフリカ西部、WSB: シベリア西部

の地域では、証拠（データ又は文献）が限定的であるため信頼できる変化傾向の推定ができない。{11.3, 11.9}

人為的な温室効果ガスの強制力は地球規模（ほぼ確実）及びほとんどの大陸（可能性が非常に高い）で観測された極端な高温と低温の変化の主要な駆動要因である。極端な気温に対する温室効果ガス濃度増加の影響は、土壌水分又は雪/氷アルベドフィードバックなどの地域的なプロセス、土地利用及び土地被覆の変化による地域規模の強制力、又はエアロゾル濃度、そして十年及び数十年規模の自然変動によって抑制又は増幅される。人為起源エアロゾル濃度の変化は、いくつかの地域で極端な高温の変化傾向に影響を及ぼしている**可能性が高い**。灌漑と耕作の拡大は、米国中西部などのいくつかの地域で夏季の極端な高温の増加を弱めている（**確信度が中程度**）。都市化は、都市における極端な気温の変化を、特に夜間の極端な気温について激化させている**可能性が高い**。{11.1, 11.2, 11.3}

地球温暖化の水準の上昇に伴い、地球規模及び大陸規模で、そして人間が居住するほぼ全ての地域¹で、極端な高温の頻度と強度は増加し続け、極端な低温の頻度と強度は減少し続ける。これは地球温暖化が1.5°Cで安定化した場合でさえあてはまる。現在の状態を基準とした極端現象の強度の変化は、1.5°Cの地球温暖化の変化と比べて2°Cでは少なくとも2倍、3°Cの地球温暖化では4倍になるだろう。ほとんどの陸域で暑い日及び暑い夜の日数、継続的な高温又は熱波の期間、頻度、及び/又は強度が増加する（**ほぼ確実**）。ほとんどの地域で極端な気温の強度の将来変化は、地球温暖化の変化に比例する**可能性が非常に高く**、最大2~3倍になる（**確信度が高い**）。最も暑い日の気温の最も大幅な上昇は、一部の中緯度半乾燥地域と南米モンスーン地域で、地球全体の温暖化の速度の約1.5倍から2倍であると予測される（**確信度が高い**）。最も寒い日の気温が最も大幅な上昇は、北極地域で、地球全体の温暖化の速度の約3倍であると予測される（**確信度が高い**）。極端な高温の頻度は、地球温暖化の進行に伴って非線形的に増加し、稀な現象ほど大きな割合で増加する**可能性が非常に高い**。{11.2, 11.3, 11.9; 表 11.1; 図 11.3}

大雨と内水氾濫

大雨の頻度と強度は、観測範囲の良好な陸域の大部分で、地球規模で増加している可能性が高い。大陸規模では、北米、欧州、アジアの3大陸で大雨が増

加した**可能性が高い**。大雨の頻度及び/又は強度の地域的な増加は、AR6 参照地域のほぼ半分（WSAF、ESAF、WSB、SAS、ESB、RFE、WCA、ECA、TIB、EAS、SEA、NAU、NEU、EEU、GIC、WCE、SES、CNA、ENAを含む）で少なくとも**確信度が中程度**で観測されている。{11.4, 11.9}

人間の影響、特に温室効果ガスの排出は、地球規模で観測された陸域での大雨の強度の増加の主要な駆動要因である可能性が高い。人為的な気候変動は、北米、欧州、アジアにおいて大陸規模で観測された大雨の強度の増加に寄与している**可能性が高い**。大雨に対する人間の影響の証拠がいくつかの地域で現れている（**確信度が高い**）。{11.4, 11.9, 表 11.1}

更なる地球温暖化に伴い、大雨は一般により頻繁にかつより強くなる。工業化以前の水準を基準とて、4°Cの地球温暖化の水準では地球規模（ほぼ確実）及び全ての大陸と AR6 参照地域で、非常に稀な（例えば、10年以上に一度）大雨が近年よりも頻繁にかつ強くなるだろう。この頻度と強度の増加は、ほとんどの大陸で可能性が極めて高く、ほとんどの AR6 参照地域で**可能性が非常に高い**。地球規模では、大雨の強度の増加は、大気が昇温するにつれて保持しうる最大水分量が増加する割合（地球温暖化1°Cあたり約7%）に従う（**確信度が高い**）。大雨の頻度の増加は、温暖化が進行すると非線形になり、稀な現象ほど大きく増加し（**確信度が高い**）、10年に一度の現象及び50年に一度の現象の頻度は、4°Cの地球温暖化で、近年と比べてそれぞれ2倍及び3倍になる**可能性が高い**。地域規模での極端な降水の強度の増加は、地域の昇温量、大気循環及び低気圧の動的な変化に応じて変動する（**確信度が高い**）。{11.4, Box 11.1}

内水氾濫は降水強度が自然及び人工の排水システムの能力を超えることによって生じるため、極端な降水の強度に予測される増加は内水氾濫—表流水氾濫及び鉄砲水—の頻度の増加と規模の増大につながる（確信度が高い）。{11.4}

外水氾濫

過去数十年にわたって、いくつかの地域で河川のピーク流量に有意な変化傾向が観測されている（確信度が高い）。融雪が関与する寒冷地では、外水氾濫の季節性が変化し、ピーク流量の出現が早期化している（**確信度が高い**）。{11.5}

地球規模の水文モデルの予測によると、外水氾濫の増加の影響を受ける陸域の割合は、外水氾濫の減少の影響を受ける陸域の割合よりも大きい（確信度が中程度）。外水氾濫の地域的な変化は土地被覆の変化及び人間による水管理を含む、複雑な水文学的プロセスと強制力が関与するため、内水氾濫の変化よりも不確かである。{11.5}

干ばつ

干ばつには様々な種類があり、それらは異なる影響を伴い、温室効果ガス濃度の増加への応答が異なる。降水量の不足と蒸発散量の変化は正味の水利用可能量を支配する。十分な土壌水分の欠如は、時として大気蒸発要求量の増加によって増幅され、農業及び生態学的干ばつをもたらす。流出及び表流水の欠如は水文学的干ばつをもたらす。{11.6}

人為的な気候変動は、蒸発散量の増加により、いくつかの地域で農業及び生態学的干ばつの増加に寄与している（確信度が中程度）。蒸発散量の増加は気温上昇、相対湿度の低下、及び正味の放射量の増加に伴う大気蒸発要求量の増加によって引き起こされる（確信度が高い）。降水量の変化傾向は干ばつの地球規模の変化傾向に影響を及ぼす主要な駆動要因ではない（確信度が中程度）が、少数の AR6 参照地域（NES: 確信度が高い、WAF、CAF、ESAF、SAM、SWS、SSA、SAS: 確信度が中程度）で気象学的干ばつの増加を引き起こしている。農業及び生態学的干ばつの増加傾向は全ての大陸（WAF、CAF、WSAF、ESAF、WCA、ECA、EAS、SAU、MED、WCE、WNA、NES: 確信度が中程度）で観測されているが、AR6 参照地域の1つ（NAU: 確信度が中程度）でのみ減少した。水文学的干ばつの増加傾向は少数の AR6 参照地域で観測されている（MED: 確信度が高い、WAF、EAS、SAU: 確信度が中程度）。地域規模での要因特定によると、人為的な気候変動がいくつかの地域における農業及び生態学的干ばつ（MED、WNA）及び水文学的干ばつ（MED）の増加に寄与している（確信度が中程度）。{11.6, 11.9}

地球温暖化の進行に伴い、より多くの地域が農業及び生態学的干ばつの増加の影響を受ける（確信度が高い）。いくつかの地域（MED、WSAF、SAM、SSA（確信度が高い）、ESAF、MDG、EAU、SAU、SCA、CAR、NSA、NES、SWS、WCE、NCA、WNA、CNA（確信度が中程度）を含む）は、2°Cの地球温暖化で安定した場合でさえより深刻な農業及び生態学的干ばつの影響を受ける。またいくつかの地域（MED、

WSAF、ESAF、SAU、NSA、SAM、SSA、CNA: 確信度が中程度）は、1.5°Cの地球温暖化でより深刻な農業及び生態学的干ばつの影響を受けると予測される。4°Cの地球温暖化では、人間が居住する全ての AR6 参照地域の約 50%が農業及び生態学的干ばつの増加の影響を受け（WCE、MED、CAU、EAU、SAU、WCA、EAS、SCA、CAR、NSA、NES、SAM、SWS、SSA、NCA、CNA、ENA、WNA、WSAF、ESAF、MDG: 確信度が中程度以上）、2つの地域（NEAF、SAS）のみが農業及び生態学的干ばつの減少を経験するだろう（確信度が中程度）。農業及び生態学的干ばつに予測される増加が、大気蒸発要求量の増加に伴う蒸発散量の増加の影響を強く受けることについては確信度が高い。いくつかの地域は、地球温暖化の進行に伴い水文学的干ばつの影響をより強く受けると予測される（4°Cの地球温暖化では: NEU、WCE、EEU、MED、SAU、WCA、SCA、NSA、SAM、SWS、SSA、WNA、WSAF、ESAF、MDG: 確信度が中程度以上）。土壌水分の制限と大気蒸発要求量の増加を特徴とする条件で、植物の水利用効率に対する大気中二酸化炭素（CO₂）濃度の増加の効果が極端な農業及び生態学的干ばつを軽減することについては確信度が低い。このような効果が世界の植物の蒸散量と水文学的干ばつの深刻さを大幅に低減することについても確信度が低い。高排出シナリオ、特に 4°Cを超える地球温暖化の水準の下では、いくつかの地域で土壌水分の制限とそれに伴う干ばつ状態によって、陸域の炭素吸収源の効率が低下することについては確信度が高い。{11.6, 11.9, Cross-Chapter Box 5.1}

熱帯低気圧を含む激しい擾乱

世界全体にわたる熱帯低気圧（TCs）、温帯低気圧、及び大気の流れ、並びにいくつかの地域における激しい対流性擾乱に伴う平均及び最大の降雨強度は、温暖化する世界で増加している（確信度が高い）。観測された強い TCs に関する利用可能なイベントアトリビューション研究は、TC に伴う極端な降雨に対する人間の寄与について確信度が中程度としている。TC のピーク時の降雨強度は、少なくとも海上の平均水蒸気量の増加率（昇温 1°Cあたり約 7%）で、局所的な昇温に伴って増加し、場合によっては TC に伴う風の強さの増大に起因する下層の水蒸気収束の増により、この増加率を上回る（確信度が中程度）。{11.7, 11.4, Box 11.1}

カテゴリ3～5 の熱帯低気圧の事例²は過去 40 年間で増加している可能性が高い。TCs の風の強さがピークに達する平均的な位置 1940 年代以降、北太平洋西部で極方向へ移動した可能性が非常に高く、TCs の移動速度は 1900 年以降、米国本土で遅くなっている可能性が高い。他の地域における同様の傾向の証拠は確固としたものでない。世界全体の TC の急速な発達の頻度は、過去 40 年間で増加している可能性が高い。これらの変化はいずれも自然変動のみで説明しえない（確信度が中程度）。

強い TCs の割合、TC の平均的なピーク風速、及び最も強い熱帯低気圧のピーク風速は、地球温暖化の進行に伴い地球規模で増加する（確信度が高い）。世界全体の TC の総発生頻度は地球温暖化の進行に伴い減少するか、変化しないままである（確信度が中程度）。^{11.7.1}

温帯低気圧の最大風速及び他の力学的強度の尺度の過去の変化については確信度が低い。将来の風速の変化は小さいと予期されるが、いくつかの地域ではストームトラックの極方向への移動が極端な風速の大幅な変化をもたらさうだろう（確信度が中程度）。降水強度の増加を除き、雹及び暴風などを伴う激しい対流性擾乱の特徴の過去の変化傾向については確信度が低い。米国では春季の激しい対流性擾乱の頻度が増加し、激しい対流性擾乱の季節の長期化をもたらすと予測される（確信度が中程度）。他の地域においては証拠が限られている。^{11.7.2, 11.7.3}

乾燥/高温、火災の発生しやすい気象条件、複合的な洪水、及び極端現象の同時発生を含む複合的な現象

複合的な現象の発生確率は人為的な気候変動によって過去に増加した可能性が高く、更なる地球温暖化の進行により増加する可能性が高い。熱波と干ばつの同時発生はより頻繁になっており、この変化傾向は地球温暖化の進行に伴い継続する（確信度が高い）。火災の発生しやすい気象条件（高温、乾燥、及び強風の複合的な現象）はいくつかの地域でより起こりやすくなっており（確信度が中程度）、より高い水準の地球温暖化においていくつかの地域でより頻繁になる確信度が高い。複合的な洪水（高潮、極端な降水、及び/又は河川流量）の発生確率はいくつかの場所で増加しており（確信度が中程度）、海面水位上昇及び熱帯低気圧に伴う降水強度の変化を含む、大雨の増加によって増加し続ける（確信度が高い）。極端

現象の同時発生の影響を受ける陸域が増加している（確信度が高い）。異なる場所における、しかし異なる地域の類似の部門（例えば、世界の食料供給にとって重要な穀物生産地）に影響を及ぼす可能性のある、極端現象の同時発生は地球温暖化の進行に伴い、特に 2°C を超える地球温暖化で、より頻繁になる（確信度が高い）。^{11.8, Box 11.2, Box 11.4}

極端な気候に関連する、可能性が低くとも影響の大きい現象

極端な気候に関係する、可能性が低くとも影響の大きい現象の将来の発生については一般に確信度が低いが、特に 4°C を超える地球温暖化の水準では排除できない。極端現象の同時発生を含む複合的な現象は、可能性が低くとも影響の大きい現象の発生確率を高める要因である（確信度が高い）。地球温暖化の進行に伴い、過去と現在の気候では可能性の低い複合的な現象のいくつかはより頻繁になり、歴史的に前例のない現象及び驚異が発生する可能性が高まる（確信度が高い）。ただし、現在の気候（1°C を超える地球温暖化）では発生確率が特に低くない極端現象でさえ、地球温暖化の速度のため、驚異として認識されうる（確信度が高い）。^{Box 11.2}

² 各 TC の寿命の間の 6 時間ごとの強度の推定値。

第12章 地域規模の影響及びリスクを評価するための気候変動に関する情報

地域規模の影響及びリスクの評価に関する気候変動情報はますます利用可能かつ確固としたものになっている。気候サービスと、脆弱性、影響、及び適応の研究は、地域規模の数十年規模の気候の観測と予測を必要とする。IPCC 第5次評価報告書 (AR5) 以降、調整された領域気候モデルアンサンブル予測の利用可能性が向上し、全球及び領域気候モデルの洗練性と解像度の水準が改善され、要因特定及び部門ごとの脆弱性の研究によって仕上げられたことで、社会経済部門及び自然システムに関連する、様々な気候要素の過去と将来の進展の調査が可能になっている。第12章は、世界の地域 (第1章で提示) における地域規模の影響とリスク (AR6 WG2 で採用された部門の分類に従う) をもたすかもしれない気候条件の時空間的な進展を評価するために、AR6 第1作業部会 (WG1) の先行する章と、AR5 以後の気候変動影響評価の文献から中核的な自然科学的知識を集約する。{12.1}

第12章で採用された気候影響駆動要因 (CID) の枠組は、地域規模の影響及びリスクの評価に関連する気候状態の変化の評価を可能にする。 CIDs は社会又は生態系の要素に影響を及ぼす物理学的な気候システムの状態 (例えば、平均、現象、極端現象) であるため、提供する気候情報の優先事項となる。CIDs とその変化はシステムの許容範囲に応じて、相互に作用するシステムの構成要素、地域及び社会部門にわたって、有害にも有益にも中立にも、それらが混合した状態にもなりうる。各部門は複数の CIDs の影響を受け、各 CID は複数の部門に影響を及ぼす。CID は、関連する許容範囲の閾値を表す指標によって測定しうる。{12.1-12.3}

ほとんどの地域における現在の気候は既に、いくつかの CID に関して 20 世紀の初め又は半ばの気候と異なる。気候変動は既に CID の様相を変化させており、関連する指標の大きさ、頻度、期間、季節性及び空間的範囲に移行をもたらしている (確信度が高い)。 平均気温、生育期間の長さ、極端な高温、及び霜などの気温関連の CIDs の変化は既に生じており、これらの変化の多くは人間活動に帰せられる (確信度が中程度)。平均気温と極端な高温は、全ての陸域で自然変動の幅を上回って顕在化している (確信度が高い)。熱帯地域では、近年の気温分布が既に 20 世紀初めと異なる範囲に移行している (確信度が高い)。海洋酸性化と貧酸素化は、北極域の海氷の減少

のように、世界のほとんどの外洋で既に顕在化している (確信度が高い)。現在と将来の両方のリスク評価において CID 指標の分布と発生確率を正確に用いるには、気候変動に起因して既に生じている分布の移行の考慮が必要である。{12.4, 12.5}

影響に関連するいくつかの変化はまだ自然変動を超えて顕在化していないが、排出シナリオに応じて今世紀中に遅かれ早かれ顕在化する (確信度が高い)。 北半球高緯度帯では、今世紀半ば以前に降水量の増加が顕在化すると予測される (確信度が高い)。ごく少数の地域 (地中海地域、アフリカ南部、豪州南西部) では、今世紀半ばまでに降水量の減少が顕在化する (確信度が中程度)。沿岸付近の相対的な海面水位の上昇における人為起源の強制力のシグナルは、RCP8.5 では今世紀半ばまでに、沿岸を有する全ての地域 (2100 年までに顕在化すると予測される西南極地域を除く) で顕在化する (確信度が中程度)。海洋表層の海洋酸性化のシグナルは、全ての大洋で 2050 年以前に顕在化すると予測される (確信度が高い)。ただし、21 世紀に自然変動を上回る干ばつの変化傾向が顕在化することについては証拠が限定的である。{12.5}

世界の全ての地域は今世紀半ばまでに複数の CIDs における変化の同時発生を経験し (確信度が高い)、地域のレジリエンスと適応能力の課題に直面する。 暑さ、寒さ、雪氷、沿岸、海洋、及び地表付近の CO₂ に関する CIDs の変化の予測はほとんどの地域で確信度が高く、世界的な課題を示す一方で、他の CIDs にはより地域的な課題をもたらすかもしれない追加的な地域固有の変化が予測される。干ばつ、乾燥、及び火災の発生しやすい気象条件に関する CIDs の一部における確信度が高い増加は、例えば、アフリカ南部、地中海地域、中米北部、北米西部、アマゾン地域、南米南西部、及び豪州において、農業、林業、水システム、健康及び生態系に課題をもたらす。雪、氷、内水氾濫又は河川氾濫における確信度が高い変化は、例えば、北米、北極域、アンデス地方、欧州、シベリア、中央アジア、南アジア、東アジア、豪州南部、及びニュージーランドにおいて、エネルギー生産、河川輸送、生態系、インフラ、及び冬季観光に課題をもたらす。サハラ地域、マダガスカル、アラビア半島、西アフリカ、小島嶼では、変化の確信度が高いと予測される CIDs が少数しかない。ただし、これらの地域の CID の変化に対する

確信度が低いことは、知識ギャップ又はモデルの不確実性に起因しうるため、必ずしもこれらの地域のリスクが相対的に低いことを意味しない。{12.5}

暑さ、寒さ、雪氷、沿岸、海洋、及び CO₂に関する CIDs の世界的な変化は、気候シナリオにかかわらず、地域的に変化率が異なるものの、21 世紀にわたって継続する（確信度が高い）。全ての地域で 2050 年までに平均気温と極端な高温が増加することについては確信度が高く、北大西洋を除く全ての海域で海面水温が上昇することについては確信度が高い。土地の大幅な隆起を伴う少数の地域を除いて、相対的な海面水位の上昇は 21 世紀を通して継続する可能性が非常に高いないしほぼ確実であり（地域による）、ほとんどの沿岸低平地における沿岸浸水の増加（確信度が高い）、及びほとんどの砂浜海岸における海岸侵食（確信度が高い）に寄与する一方で、海洋酸性化が進行することはほぼ確実である。地表付近の大気中 CO₂ 濃度は、全ての排出シナリオにおいて、正味ゼロの排出が達成されるまで上昇することがほぼ確実である。氷河及び永久凍土は、それらが存在する全ての地域において、減少及び融解し続ける（確信度が高い）。これらの変化は、熱帯林又は生物多様性ホットスポットなどの特定の地域にとって特に重要な、近年類をみない気候状態をもたらす。{12.4}

2050 年まで及びそれ以降、近年を基準とした多岐にわたる地域固有の CIDs の変化が確信度が高い又は中程度で予測される。これらの変化のほとんどは水循環と暴風雨に関連する CIDs に関係する。農業及び生態学的干ばつの変化は一般に水文干ばつの変化よりも確信度が高く、アフリカ北部及び南部、マダガスカル、豪州南部及び東部、中米及び南米のいくつかの地域、欧州の地中海地域、北米西部、並びに中米北部で増加が予測される（確信度が中程度ないし高い）。アフリカのいくつかの地域、豪州、南米のいくつかの地域、欧州の地中海地域、及び北米では、RCP4.5 又はそれ以上の下で 2050 年までに火災の発生しやすい気象条件が増加する（確信度が中程度ないし高い）。極端な降水と内水氾濫は世界中の多くの地域で増加する（確信度が高い）。河川の氾濫も、西欧、中欧、及び極域（確信度が高い）、アジアの大部分、豪州、北米、南米モンスーン地域、及び南米南東部（確信度が中程度）で増加すると予測される。平均風速は 2050 年までに欧州、アジア及び北米西部の大部分でわずかに減少し、パタゴニアを除く南米の多くの地域、アフリカ西部及び南部、並びに地中海地域東部で増加すると予測される（確信度が中程度）。温帯低気圧は、地中海地域で頻度が減少する

が強度が増加し、北米の大部分で強度が増加し、欧州の大部分で強度と頻度が増加すると予測される（確信度が中程度）。北米では対流活動が強まると予測される（確信度が中程度）。熱帯低気圧は、ほとんどの熱帯地域で頻度が減少するものの、強度が増加すると予測される（確信度が中程度）。気候変動は全ての大洋において小島嶼に関する複数の CIDs、とりわけ暑さ、乾燥、干ばつ、熱帯低気圧、及び沿岸への影響に関連するものを変化させる。{12.4}

CIDs の変化の方向の予測の確信度及びシグナルの強さは、異なる気候シナリオに対する世紀末の予測の差異に反映されているように、21 世紀における緩和努力に依存する。米国海洋大気庁の熱指数（NOAA HI）における 41°C などの危険な蒸し暑さの閾値は、SSP1-2.6 よりも SSP5-8.5 シナリオの下ではかたに頻繁に超えられ、より多くの地域に影響を及ぼす（確信度が高い）。多くの熱帯地域では、SSP5-8.5 の下で 41°C の HI を超える年間日数が、近年を基準として 100 日以上増加する一方で、SSP1-2.6 ではこの増加が 50 日未満に限られる（確信度が高い）。気温が 35°C を超える年間日数は、SSP5-8.5 の下ではアマゾン流域及び東南アジアなどの多くの熱帯地域で 150 日以上増加する一方で、SSP1-2.6 の下ではこれらの地域で 2 か月未満の増加が予測される（アマゾン流域を除く）。土砂の供給源又は海岸線の後退を妨げる物理的障壁がない場合、砂浜の海岸線が世界のほとんどの地域で後退することについては確信度が高い。今世紀末までに 100 m を超えて後退すると予測される世界中の砂浜の海岸線の総延長は、RCP4.5（約 95,000km）と比べて RCP8.5（約 130,000km）の下で約 35% 長い。現在 100 年に 1 回発生するような極端な海面水位（ここでは極端な全水位で表される）の頻度も、ほとんどの地域で大幅に増加すると予測される（確信度が高い）。地球規模で平均すると、100 年に 1 回発生するような極端な海面水位が RCP8.5 の下では年に複数回発生する現象になると予測される一方で、RCP4.5 では 5 年に 1 回の現象になると予測され、RCP4.5 から RCP8.5 で少なくとも 5 倍に増加する。{12.4, 12.5}

いくつかの CIDs の過去と将来の変化については確信度が低い。ほぼ全ての地域において、雹、氷を伴う嵐、暴風雨、砂じん嵐、大雪、及び雪崩の変化については確信度が低いが、これらの CIDs が気候変動の影響を受けないということではない。このような CIDs については、観測が短期間であるか均一性に欠けており、モデルがしばしばそれらを気候変動の時間スケールで適切にシミュレーションするために

十分な解像度あるいは正確なパラメタリゼーションを有していない。{12.4}

地球規模及び地域規模の **CIDs** の多くは、地球温暖化の水準 (**GWLs**) と直接関係するため、**AR6 WG2** で評価される「代表的な主要リスク」及び「懸念材料」のハザード要素に情報提供しうる。これらは、平均的及び極端な暑さ、寒さ、湿潤、及び乾燥のハザード、雪氷圏のハザード（積雪、氷面積、永久凍土）、並びに海洋のハザード（海洋熱波）を含む（**確信度が高い**）。これらのいくつかについては定量的な関係を導出しうる（**確信度が高い**）。例えば、**GSAT**^{註1}が1℃上昇するごとに、多くの極端な高温の規模と強度が線形に変化する一方で、閾値を超える頻度の変化は指数関数的である。北極域の気温は **GSAT** の約2倍の速度で昇温する。世界の海面水温は **GSAT** の変化の約80%上昇する。北半球の春季の積雪面積は1℃あたり約8%減少する。他のハザード（例えば、氷床の挙動、氷河の質量減少、世界平均海面水位上昇、沿岸洪水、海岸侵食）については、時間及び/又はシナリオが依然として重要であり、**GWLs** との単純な関係は導出できない（**確信度が高い**）が、特定の時間枠及び/又は安定化する **GWLs** を仮定した定量的な推定は導出しうる（**確信度が中程度**）。モデルの不確実性は特定の **GWLs** と転換点（ティッピングポイント）及び不可逆的な挙動との間の関係に課題をもたらすが、それらが発生は排除できず、それらの発生確率は温暖化の水準とともに増加する（**確信度が中程度**）。{CCB 12.1}。

気候サービスの文脈で作成される気候変動情報は、科学と技術の進歩及び利用者の需要の高まりにより、**AR5** 以降大幅に増加している（**確信度が非常に高い**）。気候サービスは、意思決定を支援するような形の気候情報の提供を含む。このようなサービスは利用者と提供者の適切な関与を含み、科学的に信頼できる情報と専門知識に基づき、効果的なアクセス機構を有し、利用者のニーズに対応する。気候サービスは、地域、部門、時間スケール、対象利用者にわたって開発されている。{12.6}

気候サービスは急速に成長しており、その手法とプロダクトは非常に多様である（**確信度が非常に高い**）。意思決定の文脈、利用者の関与の水準、科学者、実務者、及び想定利用者間の共同製作は、開発される気候サービスの種類と、適応、緩和、及びリスク管理に関する意思決定を支援する有用性の重要な決定要因である。利用者のニーズと意思決定の状況は

非常に多様であり、気候サービスに普遍的な手法はない。{12.6}

科学者、サービス提供者及び利用者の持続的な関与を含む、共同設計及び共同製作のプロセスのための資源が限られるため、気候サービスの潜在的可能性の完全な実現がしばしば妨げられる（**確信度が高い**）。更なる課題は、気候サービスの開発、気候サービスの提供、気候サービスのプロダクト生成、利用者とのコミュニケーション、気候サービスの質と社会的価値の評価に関連する。気候サービスの開発は、しばしば科学コミュニティに新たな研究課題を明らかにして提示する。{12.6}

アトラス

このアトラス章では、地域規模の平均的な気候の変化、特に観測された傾向とその要因特定、予測される将来変化を評価する。主に陸域の気温と降水（極域における雪及び派生する変数を含む）の変化に注目するが、海域に関するものを含む他の変数についても議論する。予測される変化については、地球温暖化の水準を基準としたものと、様々な排出シナリオの下での将来の期間に対するものの両方が示される。評価結果の要約を容易にするため、本章では幅広い協議と査読を経て得られた新たな WG1 参照地域が用いられる。これらは地域情報を要約するために他の章でも用いられる。これは、アトラスで評価された平均的な気候の変化を取り入れた第 12 章の気候影響駆動要因 (CID) の変化の評価を含む。AR5 以降のもう一つの重要な新たな進展は、AR6 WG1 のインタラクティブアトラスであり、これは本章で記述され、アトラスと地域に関する他の章の両方の結果を生成するために用いられる。また、本報告書の他の章の評価結果を裏打ちするデータセットの探索を可能にする資源でもある。

地域規模の気候における観測された変化傾向と予測

ほとんどの陸域は 1960 年以降、世界平均よりも急速に（確信度が高い）、少なくとも 10 年あたり 0.1°C 昇温している可能性が非常に高い。地表気温の変化のシグナルが全ての陸域で現れている可能性が高い。アフリカ北部、東部、及び南西部、豪州、中米、アマゾン地域、及び西南極（10 年あたり $0.2\sim 0.3^{\circ}\text{C}$ ）、アラビア半島、中央アジア、東アジア、及び欧州（10 年あたり $0.3\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ ）、並びに北極と北極近くの陸域（10 年あたり最大 1°C 、あるいは少数の地域でそれ以上）を含む、多くの地域で 1980 年代以降、より急速に昇温した可能性が非常に高い。{Figure Atlas.11, Interactive Atlas, Atlas.3.1, Atlas.4.2, Atlas.5.1.2, Atlas.5.2.2, Atlas.5.3.2, Atlas.5.4.2, Atlas.5.5.2, Atlas.6.1.2, Atlas.6.2.2, Atlas.7.2, Atlas.8.2, Atlas.9.2, Atlas.10.2, Atlas.11.1.2, Atlas.11.2.2}

降水量の有意な増加傾向は、北アジアの大部分、中央アジア西部の一部、南米南東部、北欧、北米東部、西南極及び北極域（確信度が中程度）で観測されている。有意な減少傾向は、アフリカの角及び西オーストラリア州南西部（確信度が高い）、ロシア極東地域の一部、地中海及びカリブ海の一部、ブラジル南東部及び北東部、並びにアフリカ南部（確信度が中

程度）で観測されており、アフリカ南部の変化傾向はインド洋の人為起源の（人為的な）温暖化に帰せられる。サヘル及び東南アジアで平均降水強度の増加が観測されているものの、他の多くの陸域で 1960～2015 年の期間の年間降水量に有意な変化傾向はみられない（確信度が中程度）。{図 Atlas.11, Interactive Atlas, Atlas.3.1, Atlas.4.2, Atlas.5.1.2, Atlas.5.2.2, Atlas.5.3.2, Atlas.5.4.2, Atlas.5.5.2, Atlas.6.1.2, Atlas.6.2.2, Atlas.7.2, Atlas.8.2, Atlas.9.2, Atlas.10.2, Atlas.11.1.2, Atlas.11.2.2}

観測された昇温傾向は 21 世紀にわたって継続すると予測され（確信度が高い）、ほとんどの陸域で世界平均よりも大きな速度で昇温する。 4°C の地球温暖化の水準（1850～1900 年を基準として）において、ほとんどの陸域で少なくとも 3°C 、そしていくつかの地域でそれを大幅に上回る（サハラ/サヘル、西アジア、中央アジア、及び北アジア、南米北部及びアマゾン、西欧、中欧、及び東欧、並びに北米西部、中部、及び東部における $4^{\circ}\text{C}\sim 6^{\circ}\text{C}$ の昇温、並びに北極域の一部における最大 8°C 以上の昇温を含む）更なる昇温（1995～2014 年を基準として）を経験する可能性が高い。各大陸ごとには、アフリカ北部とアフリカ南部及び西部の中央内陸部、北アジア、豪州中部、アマゾン地域、北欧、そして北米北部でより大幅な昇温が生じる可能性が高い（確信度が高い）。 1.5°C 、 2°C 、 3°C 、及び 4°C の地球温暖化の水準における地域的な昇温の範囲、及び他の期間と排出シナリオにおける地域的な昇温の範囲は、第 5 期及び第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP5、CMIP6）、及び統合的地域ダウンスケーリング研究計画（CORDEX）の予測からインタラクティブアトラスで利用可能である。{図 Atlas.12, Interactive Atlas, Atlas.4.4, Atlas.5.1.4, Atlas.5.2.4, Atlas.5.3.4, Atlas.5.4.4, Atlas.5.5.4, Atlas.6.4, Atlas.7.4, Atlas.8.4, Atlas.9.4, Atlas.10.4, Atlas.11.4}

所与の地球温暖化の水準に対して、CMIP6 モデルによる将来の地域的な昇温と降水量の変化の予測は、CMIP5 のものと同様である。ただし、いくつかの CMIP6 モデルで気候感度がより大きく、モデルの強制力が異なるため、所与の期間と排出シナリオについての CMIP5 の予測と比べて、CMIP6 ではより広範でより大幅な地域的な昇温が予測される。{図 Atlas.13, Atlas.4.4, Atlas.5.1.4, Atlas.5.2.4, Atlas.5.3.4, Atlas.5.4.4, Atlas.5.5.4, Atlas.6.1.4, Atlas.6.2.4,

Atlas.7.4, Atlas.8.4, Atlas.9.4, Atlas.10.4, Atlas.11.1.4, Atlas.11.2.4}

降水量は、平均値又は雨季の特徴又は日降水量統計の変化のいずれかを通して、ほとんどの地域で変化する（**確信度が高い**）。年降水量が増加する**可能性が高い**地域は、エチオピア高原、東アジア、南アジア、及び北アジア、南米南東部、北欧、北米北部及び東部、並びに極域を含む。年降水量が減少する**可能性が高い**地域は、南アフリカ北部及び南西部、インドネシア、アラビア半島北部、豪州南西部、中米、南米南西部、南欧を含む。モンスーンの変化は、中国東部及び北部、並びに南アジアにおける夏季の降水量の増加をもたらす**可能性が高い**（**確信度が高い**）。降水強度は、年平均降水量の減少の**可能性が高い**地域（例えばアフリカ南部）を含む、多くの地域で強くなる（**確信度が高い**）。1.5°C、2°C、3°C、及び4°Cの地球温暖化の水準における地域平均降水量の変化の範囲、及び他の期間と排出シナリオにおける地域平均降水量の変化の範囲は、CMIP5、CORDEX、及びCMIP6の予測からインタラクティブアトラスで利用可能である。{図 Atlas.13, Interactive Atlas, Atlas.4.4, Atlas.5.1.4, Atlas.5.2.4, Atlas.5.3.4, Atlas.5.4.4, Atlas.5.5.4, Atlas.6.1.4, Atlas.6.2.4, Atlas.7.4, Atlas.8.4, Atlas.9.4, Atlas.10.4, Atlas.11.1.4, Atlas.11.2.4}

雪氷圏、極域、及び小島嶼

雪氷圏の多くの側面において、近年大きな変化があったか、**21世紀中に大きな変化がある**（**確信度が高い**）。シベリア、並びに東欧及び北欧で、積雪期間が減少した**可能性が非常に高い**。また、これらの地域と北米の大部分で**21世紀中に積雪域が水当量、積雪面積、年間積雪期間の減少を経験することはほぼ確実である**。ヒンドークシュ・ヒマラヤでは、**RCP4.5及びRCP8.5シナリオの下で氷河の質量が大幅に（50%近く）減少する可能性が高い**。豪州では積雪面積が減少し、北米では年最大積雪量が減少した（**確信度が中程度**）。いくつかの高緯度地域では、温暖化に起因する融雪量の増加を降雪量の増加が上回る効果により、冬季の積雪量の増加を経験している（北アジアの一部、**確信度が中程度**）か、将来経験する（北米北部の一部、**可能性が非常に高い**）。{2.3.2.2, 3.4.2, Atlas.5.2.2, Atlas.5.3.4, Atlas.6.2, Atlas.8.2, Atlas.8.4, Atlas.9.2, Atlas.9.4}

北極域は過去**50年間に世界全体の2倍以上の速度**で昇温し、南極半島は**1950年代に始まる強い昇温傾向を経験した可能性が非常に高い**。北極域の年降水量は増加しており、寒候季に最も増加している**可能性が高い**。南極の降水量と地表付近の質量収支は、**20世紀にわたって有意な正の変化傾向を示したが、最近数十年間¹にわたって強い年々変動が存在する変化傾向を覆い隠している**（**確信度が中程度**）。西南極の他の地域及び東南極の特定の観測地点では**1950年代以降有意な昇温傾向が観測されている**（**確信度が中程度**）。評価された全ての排出シナリオの下で、両極域の年平均気温が更に上昇し、降水量が増加する**可能性が非常に高く**、昇温は世界平均を上回り、北極域で最も顕著である{Atlas.11.1.2, Atlas.11.1.4, Atlas.11.2.2, Atlas.11.2.4}

ほとんどの小島嶼で、測器記録のある期間に温暖化している**可能性が非常に高い**。降水量は**20世紀半ば以降、両半球の太平洋の緯度20度より極側の一部とカリブ海において6月、7月、8月に減少している可能性が高い**。小島嶼地域では海面水位が上昇し続け、沿岸浸水の増加をもたらす**可能性が非常に高い**。観測された気温の変化傾向は、一般に10年あたり0.15°C～0.2°Cの範囲である。他のほとんどの太平洋及びインド洋の小島嶼における降雨の変化傾向はまちまちで、概して有意でない。カリブ海の乾燥傾向の原因については**証拠が限定的で見解一致度が低い**が、これと太平洋の乾燥傾向はどちらも向こう数十年継続する**可能性が高く**、西インド洋と大西洋の一部でも乾燥が予測される。西太平洋、太平洋赤道域、インド洋北部の小島嶼地域は、将来より湿潤になる**可能性が高い**。{Cross-Chapter Box Atlas.2, Atlas.10.2, Atlas.10.4}

モデル評価、技術基盤、及びインタラクティブアトラス

CMIP6の全球気候モデル(GCM)の地域規模での性能は、平均的な気温と降水のシミュレーションにおいて、いくつかの地域で依然として大きな誤差があるが、CMIP5と比べて全体として改善されている（**確信度が高い**）。特に**GCMモデル開発において遅れて焦点となったアフリカについて改善がみられている**。他の具体的な改善は、東アジアの気温と冬季

¹ 「最近数十年間」という用語は、2010～2020年の期間内に終了する約30～40年間の期間を指す。これを用いるのは、文献中の多くの研究が、データの利用可能性と研究年に応じて正確な開始と終了の日付と期間を有する気候学的に有意な期間（すなわち30年以上）の範囲でデータセットを解析するためである。特定の年を用いた同等の近似的な記述は「1980年代以降」だろう。

のモンスーン、南アジアの一部の夏季のモンスーン、豪州（変動モードの影響を含む）、南極の気温と北極の海氷のシミュレーションを含む。顕著な誤差は、南アジアの山脈における大きな低温バイアス、中央アジアにおける大きな湿潤バイアス、東アジアの夏季のモンスーン及び南極の降水量を含む。いくつかの地域（北アジア及び東南アジア、中央アジア西部の一部、中米及び南米）について、CMIP5 モデルはこれらの地域の多くについて評価しているが、CMIP6 モデルの詳細な評価が不足している。{3.3.1, 3.3.2, Atlas.4.3, Atlas.5.1.3, Atlas.5.2.3, Atlas.5.3.3, Atlas.5.4.3, Atlas.5.5.3, Atlas.6.1.3, Atlas.6.2.3, Atlas.7.3, Atlas.8.3, Atlas.9.3, Atlas.10.3, Atlas.11.1.3, Atlas.11.2.3}

AR5 以降、領域気候モデリングの改善と、CORDEX などの調整された力学的ダウンスケーリングのイニシアチブを通じた地域規模のシミュレーションの利用可能性の向上は、地域規模の気候の変動性の理解を深め、特に複雑な地形帯、沿岸地域、及び小島嶼において、そして極端現象の表現において、CMIP の全球モデルの価値を高めている（確信度が高い）。特に、極域に最適化された物理過程を有する領域気候モデル（RCM）は、地域規模及び局所規模の地表付近の質量収支の推定に重要であり、観測によって評価した場合、再解析及び GCM と比べて改善されている（確信度が高い）。気候研究において観測の不確実性を評価するための高品質かつ高解像度の観測データはまだ不足しており、これがモデルを評価する能力を損ねている（確信度が高い）。{Atlas.4.3, Atlas.5.1.3, Atlas.5.2.3, Atlas.5.3.3, Atlas.5.4.3,

Atlas.5.5.3, Atlas.6.1.3, Atlas.6.2.3, Atlas.7.3, Atlas.8.3, Atlas.9.3, Atlas.10.3, Atlas.11.1.3, Atlas.11.2.3}

技術基盤の大幅な改善、観測及びシミュレーションされた気候データを入手し解析するためのオープンツールと方法論、そして FAIR（発見可能性、入手可能性、相互運用性、再利用性）データ原則の漸進的な採用は、基礎的な気候研究、影響評価への情報提供、レジリエンス構築、及び適応の開発を含む、広範な活動において、これらのデータと対話する能力を拡大している可能性が非常に高い。気候情報を解析及び評価するツールが改善され、平均値以外の情報（例えば、将来の気候の閾値及び極端現象）及び地域の気候リスク評価に関連する情報の開発が可能になっている。{Atlas.2.2, Atlas.2.3}

インタラクティブアトラスは、ウェブアプリケーションが提供する対話性を活用するために開発された、WG1 の新たなプロダクトであり、評価を裏打ちするいくつかの重要な成果（極端現象の指標及び気候影響駆動要因を含む）の柔軟かつ幅広い探索を可能にする。これはオーソライズされた IPCC の結果にアクセスするための透明性のあるインターフェースを提供し、アプリケーション及び気候サービスにおける利用を促進する。インタラクティブアトラスは FAIR の原則を実装してオープンツールに構築されており、したがって IPCC の結果の再現性と再利用性をより高くするための重要な一歩である。{Atlas.2, Interactive Atlas}

訳注1：

GMST (global mean surface temperature) は陸域及び海氷の表面付近 (2 m) の気温と海氷のない海面水温の平均値、GSAT (global surface air temperature) は陸域及び海域の表面付近 (2 m) の気温の平均値 (直接の観測量ではなく、気候モデルから算出される値) で表される世界平均気温。本報告書の SPM では両者に代わり一貫して global surface temperature が使用されているが、報告書本体では AR5 までと同様に GMST と GSAT が区別されて使用されている。

訳注2：

本資料において「大雨」は heavy precipitation の訳語である。precipitation は一般には降雨と降雪を含むが、本資料の文脈では主として降雨を念頭に置いてよいため、「大雨」としている。

訳注3：

用語集において emergent constraint は、「地球システムモデルのアンサンブルを用いて特定のフィードバック又は将来変化を過去又は現在の気候の観測結果 (一般には何らかの変化傾向、変動性又は変動性の変化) に関連付け、気候予測の不確実性を低減する試み」と定義されている。