

技術要約

TS

技術要約

暫定訳（2023 年 3 月 9 日版）

統括執筆者：

Paola A. Arias (Colombia), Nicolas Bellouin (United Kingdom/France), Erika Coppola (Italy), Richard G. Jones (United Kingdom), Gerhard Krinner (France/Germany, France), Jochem Marotzke, (Germany), Vaishali Naik (United States of America), Matthew D. Palmer (United Kingdom), Gian-Kasper Plattner (Switzerland), Joeri Rogelj (United Kingdom/Belgium), Maisa Rojas (Chile), Jana Sillmann (Norway/Germany), Trude Storelvmo (Norway), Peter W. Thorne (Ireland/United Kingdom), Blair Trewin (Australia)

執筆者：

Kyle Armour (United States of America), Govindasamy Bala (India/United States of America), Rondrotiana Barimalala (South Africa/Madagascar), Sophie Berger (France/Belgium), Josep G. Canadell (Australia), Christophe Cassou (France), Annalisa Cherchi (Italy), William Collins (United Kingdom), William D. Collins (United States of America), Sarah L. Connors (France/United Kingdom), Susanna Corti (Italy), Faye Cruz (Philippines), Frank J. Dentener (EU/The Netherlands), Claudine Dereczynski (Brazil), Alejandro Di Luca (Australia, Canada/Argentina), Aida Diongue Niang (Senegal), Francisco J. Doblas-Reyes (Spain), Alessandro Dosio (Italy), Hervé Douville (France), François Engelbrecht (South Africa), Veronika Eyring (Germany), Erich Fischer (Switzerland), Piers Forster (United Kingdom), Baylor Fox-Kemper (United States of America), Jan S. Fuglestad (Norway), John C. Fyfe (Canada), Nathan P. Gillett (Canada), Leah Goldfarb (France/United States of America), Irina Gorodetskaya (Portugal/Russian Federation, Belgium), Jose Manuel Gutierrez (Spain), Rafiq Hamdi (Belgium), Ed Hawkins (United Kingdom), Helene T. Hewitt (United Kingdom), Pandora Hope (Australia), AKM Saiful Islam (Bangladesh), Christopher Jones (United Kingdom), Darrell S. Kaufman (United States of America), Robert E. Kopp (United States of America), Yu Kosaka (Japan), James Kossin (United States of America), Svitlana Krakovska (Ukraine), June-Yi Lee (Republic of Korea), Jian Li (China), Thorsten Mauritsen (Sweden, Denmark), Thomas K. Maycock (United States of America), Malte Meinshausen (Australia/Germany), Seung-Ki Min (Republic of Korea), Pedro M. S. Monteiro (South Africa), Thanh Ngo-Duc (Vietnam), Friederike Otto (United Kingdom/Germany), Izidine Pinto (South Africa/Mozambique), Anna Pirani (Italy), Krishnan Raghavan (India), Roshanka Ranasinghe (The Netherlands/Sri Lanka, Australia), Alex C. Ruane (United States of America), Lucas Ruiz (Argentina), Jean-Baptiste Sallée (France), Bjørn H. Samset (Norway), Shubha Sathyendranath (UK/Canada, United Kingdom, Overseas Citizen of India), Sonia I. Seneviratne (Switzerland), Anna A. Sörensson (Argentina), Sophie Szopa (France), Izuru Takayabu (Japan), Anne-Marie Treguier (France), Bart van den Hurk (The Netherlands), Robert Vautard (France), Karina von Schuckmann (France/Germany), Sönke Zaehle (Germany), Xuebin Zhang (Canada), Kirsten Zickfeld (Canada/Germany)

執筆協力者：

Guðfinna Aðalgeirsdóttir (Iceland), Lincoln M. Alves (Brazil), Terje Berntsen (Norway), Sara M. Blichner (Norway), Lisa Bock (Germany), Gregory G. Garner (United States of America), Joelle Gergis (Australia), Sergey K. Gulev (Russian Federation), Mathias Hauser (Switzerland), Flavio Lehner (United States of America/Switzerland), Chao Li (China), Marianne T. Lund (Norway), Daniel J. Lunt (United Kingdom), Sebastian Milinski (Germany), Gemma Teresa Narisma (Philippines), Zebedee R. J. Nicholls (Australia), Dirk Notz (Germany), Sophie Nowicki (United States of America/France, United States of America), Bette Otto-Bliesner (United States of America), Brodie Pearson (United States of America/United Kingdom), Adam S. Phillips (United States of America), James Renwick (New Zealand), Stéphane

Sénési (France), Lucas Silva (Portugal/Switzerland), Aimee B. A. Slangen (The Netherlands), Thomas F. Stocker (Switzerland), Claudia Tebaldi (United States of America), Laurent Terray (France), Sabin Thazhe Purayil (India), Andrew Turner (United Kingdom), Steven Turnock (United Kingdom), Carolina Vera (Argentina), Cunde Xiao (China), Panmao Zhai (China)

査読編集者：

Valérie Masson-Delmotte (France), Gregory M. Flato (Canada), Nouredine Yassa (Algeria)

この技術要約の引用時の表記方法：

Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J.G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W.D. Collins, S.L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F.J. Dentener, C. Deroczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F.J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J.S. Fuglestad, J.C. Fyfe, N.P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J.M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H.T. Hewitt, P. Hope, A.S. Islam, C. Jones, D.S. Kaufman, R.E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T.K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P.M.S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A.C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B.H. Samset, S. Sathyendranath, S.I. Seneviratne, A.A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Tréguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang, and K. Zickfeld, 2021: Technical Summary. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–144. doi:10.1017/9781009157896.002.

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 作業部会報告書の技術要約 (TS) 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/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_TS.pdf

目次

はじめに	6	TS.3 気候システムの応答の理解と地球温暖化抑制への示唆	58
Box TS.1 本報告書の中核的な概念	7	TS.3.1 放射強制力とエネルギー収支	58
TS.1 変化する気候	11	TS.3.2 気候感度と地球システムのフィードバック	61
TS.1.1 変化する気候の背景	11	TS.3.3 気温の安定化、正味ゼロ排出、及び緩和	65
Box TS.2 古気候	13	Box TS.7 共通社会経済経路における短寿命気候強制因子に対する気候と大気質の応答	71
TS.1.2 気候科学の進歩	15	Box TS.8 太陽放射改変に対する地球システムの応答	72
TS.1.3 将来の気候変動の評価	20	Box TS.9 不可逆性、ティッピングポイント、急激な変化	74
TS.1.4 影響とリスクの評価のための地球規模から地域規模の気候情報	25	TS.4 地域規模の気候変動	75
Cross-Section Box TS.1 : 世界平均気温の変化	27	TS.4.1 地域規模の気候変動情報の生成と伝達	75
TS.2 広域的な気候変動：平均気候、変動性、極端現象	31	Box TS.10 イベントアトリビューション	76
TS.2.1 地球規模の気候システム全体の変化	31	Box TS.11 気候サービス	79
TS.2.2 気候システムの駆動要因の変化	35	Box TS.12 地域規模の気候変動を評価するための複数系統の証拠とインタラクティブアトラス	79
TS.2.3 上層の気温と大気循環	38	TS.4.2 地域規模の気候の変動性及び変化の駆動要因	81
Box TS.3 可能性が低くとも大幅に温暖化するストーリーライン	40	Box TS.13 モンスーン	86
TS.2.4 海洋	42	TS.4.3 地域規模の気候変動、及び極端な気候と気候影響駆動要因に対する影響	88
TS.2.5 雪氷圏	44	Box TS.14 都市域	112
Box TS.4 海面水位	45		
Box TS.5 炭素循環	47		
TS.2.6 生物圏と極端現象を含む陸域の気候	50		
Box TS.6 水循環	53		
インフォグラフィック TS.1 気候の将来	56		

はじめに

気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第6次評価報告書 (AR6) 第1作業部会 (WGI) 報告書は、気候変動の自然科学的根拠を評価する。本技術要約 (TS) は、同報告書の一部として、本編各章の包括的な評価と政策決定者向け要約 (SPM) との間の橋渡しを目的としている。本TSは主に各章とアトラスの概要 (Executive Summaries) から構築され、複数系統の証拠 (例えば、観測結果の解析、モデル、古気候の情報、並びに物理的、化学的、及び生物学的プロセスと気候システムの構成要素の理解) に基づく主要な知見を統合したものである。ここで示す知見と図表は全て本編各章に遡ることができ、関連する章の節が波括弧内に示されている。

本技術要約を通して、評価された主要な知見は IPCC の標準的な不確実性の表現を用いて報告される (第1章 Box 1.1)。主要な知見の確実性の程度を伝えるために以下の二つの標準的なアプローチが用いられ、これらは根拠となる科学的理解の執筆陣による評価に基づく。

- 1) 確信度¹は、知見の妥当性を示す定性的な尺度であり、証拠 (例えば、データ、メカニズムの理解、理論、モデル、専門家の判断) の種類、量、質、及び整合性、並びに見解一致度に基づく。
- 2) 可能性²は知見の確実性の定量的な尺度であり、確率的に表される (例えば、観測結果又はモデル結果、あるいはその両方の統計的解析、及び執筆陣による専門家の判断又は専門家の見解に関する正式な定量的調査、あるいはその両方に基づく)。

科学的な確信が十分にある場合、知見は事実の表明として、不確実性の表現を伴わずに記述されうる。全ての IPCC 報告書を通して、標準的な表現は斜体で記されることで明瞭に識別される。

気候科学の文脈と進展 (TS.1) の後に、世界平均気温の変化に関する Cross-Section Box TS.1 が続く。TS.2 は、気候

システムの全ての構成要素における過去と将来の広域的な変化に関する情報を提供する。TS.3 は、気候強制力、気候フィードバック、及び気候応答に関する知識と理解を要約する。Infographic TS.1 では、将来ありうる気候に関する知見を統合するために、ストーリーラインの手法が使用される。最後に、TS.4 は、地域規模の気候情報を統合的に提供する³。WGI 報告書で使用される略語の一覧は Annex VIII にある。

この文のように、節の冒頭で左方に青色の縦棒が付された濃青色の文章は、その節で議論される知見の要約である。

AR6 WGI 報告書は、科学的なデータの FAIR 原則 (Findable (発見可能)、Accessible (入手可能)、Interoperable (相互運用可能)、Reusable (再利用可能)) の採用などを通して、追跡可能性と再現可能性のベストプラクティスを推進している。各章の図表の作成に使用された入力データとコードを記載した表が、その章の補足資料 (Supplementary Material) にある。加えて、本報告書で使用されたデータとコードの集成は、長期的なアーカイブを通してオンラインで無償で利用可能である⁴。

これらの FAIR 原則は、WGI のインタラクティブアトラス⁵の中核を成す。インタラクティブアトラスは過去の気候変動、観測された気候変動、及び予測される気候変動に関する情報の空間的及び時間的に柔軟な解析を提供することで、WGI 報告書を補完するオンラインツールである。これは、本報告書の多くの章を裏付ける地域的な情報の要素と、技術要約及び政策決定者向け要約を裏付ける地域的な統合的評価の要素から成る。

地図上で確実性と不確実性を表現するために AR6 で選択された方式⁶は、第5次評価報告書 (AR5) で使用された方式とは異なる。この選択は、不確実性の可視化に関する新たな研究と利用者調査に基づく。

¹ 本技術要約において、利用可能な証拠について記述するための要約表現として「限定的」、「中程度」、「確実」が、見解一致度については「低い」、「中程度」、「高い」が使用される。確信度の水準は「非常に低い」、「低い」、「中程度」、「高い」、「非常に高い」の5段階で表され、例えば「確信度が中程度」のように斜体で記される。所与の証拠と見解一致度に対して異なる確信度が与えられるが、証拠と見解一致度の水準の向上は確信度の向上と相関する (詳細は第1章 Box 1.1 を参照)。

² 本技術要約において、ある結果について評価された可能性の程度を示すために「ほぼ確実 (99-100%の確率)」、「可能性が非常に高い (90-100%)」、「可能性が高い (66-100%)」、「どちらも同程度 (33-66%)」、「可能性が低い (0-33%)」、「可能性が非常に低い (0-10%)」、「ほぼあり得ない (0-1%)」が使用される。適切な場合、追加的な用語として「可能性が極めて高い (95-100%)」、「どちらかと言えば可能性が高い (>50-100%)」、「可能性が極めて低い (0-5%)」も使用される。評価された可能性は例えば「可能性が非常に高い」のように斜体で記される (詳細は第1章 Box 1.1 を参照)。WGI 報告書を通して、特に明記しない限り、不確実性は 90%信頼区間を用いて定量化される。90%信頼区間は角括弧を用いて [x~y] の形で報告され、推定対象の値を 90%の可能性で含むと推定される範囲を示す。この範囲は中央値を包含し、推定対象の値が範囲の下限 (x) より小さい可能性と上限 (y) より大きい可能性は合わせて 10%であると推定される。多くの場合、可能性の分布は対応する最良推定値について対称であると考えられるが、必ずしもそうとは限らない。本報告書において、評価された 90%信頼区間を「可能性が非常に高い範囲」と呼ぶ。同様に、評価された 66%信頼区間を「可能性が高い範囲」と呼ぶ。

³ TS.4 で統合されている評価された知見が記述された場所を地域ごとにまとめた表が、第10章の補足資料 (Supplementary Material) にある。

⁴ データアーカイブは <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/3234e9111d4f4354af00c3aaecd879b7> から利用可能である。

⁵ <https://interactive-atlas.ipcc.ch/>

⁶ AR6 の図においては次の手法のうちのいずれかが使用されている。観測結果については、「x」という記号がない場合は統計的に有意な領域を、「x」がある場合は統計的に有意でない領域を示す。モデル予測については、AR6 の方式は複雑さの異なる二つの手法が用意されている。より単純な手法では、見解一致度が高い場合 (≥80%) は模様なしで示され、見解一致度が低い場合 (<80%) は斜線 (///) で示される。より高度な手法では、模様のない領域はシグナルが確実である (モデルの≥66%が変動の閾値よりも大きい変化を示し、かつ全てのモデルの≥80%が変化の符号に関して一致している) ことを表し、逆向きの斜線 (\\) は確実なシグナルがないことを示し、交差した斜線は相反するシグナル (すなわち、有意な変化であるが見解一致度が低いこと) を示す。Cross-Chapter Box Atlas.1 は、地図上で確実性と不確実性を可視化するための AR6 の方式に関するより多くの情報を提供している。

Box TS.1 | 本報告書の中核的な概念

Box TS.1 は AR6 WGI の評価に関連する主要な概念を、技術要約（TS）と政策決定者向け要約（SPM）での用法に着目して簡潔に記述する。用語集（Annex VII）に、本報告書で使用される他の多くの重要な用語及び概念の定義と併せて、これらの概念に関するより多くの情報が含まれている。

気候変動の評価の特徴

地球温暖化：地球温暖化とは、用途に応じた基準に対する世界平均気温の変化を指す。1.5°C、2°C、3°C、又は4°Cなどの特定の地球温暖化の水準は、1850～1900 年（十分な地理的範囲で信頼できる観測が存在する最も早い時期）を基準とした世界平均気温の変化として定義される。これらは、世界規模及び地域規模の変化を評価し、それらに関する情報を伝達するために使用され、第2 作業部会（WGII）及び第3 作業部会（WGIII）における評価のための共通基盤として使用される。（TS.1.3, Cross-Section Box TS.1）{1.4.1, 1.6.2, 4.6.1, Cross-Chapter Boxes 1.5, 2.3, 11.1, 12.1, Atlas 3～11, Glossary}

顕在化：顕在化とは、所与の地域における特定の気候変数に関するこれまでにない状態の経験又は出現を指す。この概念はしばしば、気候変数の変化をその変数の自然の変動の振幅で割った比（しばしば「信号対雑音比（SN比）」と呼ばれ、この比が定められた閾値に達することで顕在化したとされる）として表される。顕在化は、これまでにない状態が出現する時点又は地球温暖化の水準によって表され、観測又はモデルシミュレーションを用いて推定されうる。（TS.1.2.3, TS.4.2）{1.4.2, FAQ 1.2, 7.5.5, 10.3, 10.4, 12.5.2, Cross-Chapter Box Atlas.1, Glossary}

累積二酸化炭素（CO₂）排出量：人間活動の結果として大気中に排出された CO₂ の正味の総量。累積 CO₂ 排出量と世界平均気温の上昇量との間のほぼ線形な関係を考慮すると、累積 CO₂ 排出量は過去と将来の CO₂ 排出量が世界平均気温にどのように影響を及ぼすかを理解するのに適している。関連する用語として、残余カーボンバジェットは、地球温暖化を特定の水準（1.5°C など）に抑えながら人間活動によって将来排出しうるであろう CO₂ の正味の総量を記述するために使用され、CO₂ 以外の強制因子による温暖化への寄与も考慮に入れる。残余カーボンバジェットは最近の特定の日付を起点として表される一方で、総カーボンバジェットは工業化以前の期間を起点として表される。（TS.1.3, TS.3.3）{1.6.3, 5.5, Glossary}

正味ゼロの CO₂ 排出：人間活動によって大気中に排出される CO₂ の量と人間活動によって大気中から除去される CO₂ の量が一定期間にわたって等しい状態を指す。正味負の CO₂ 排出とは、人為的な除去量が人為的な排出量を上回る状態を指す。（TS.3.3）{Box 1.4, Glossary}

気候システムに対する人間の影響

地球のエネルギー不均衡：安定した気候において、地球が太陽から受け取るエネルギーの量と太陽光の反射及び熱放射の形で宇宙空間に失われるエネルギーの量はほぼ均衡している。温室効果ガス又はエアロゾルの増加などの「気候駆動要因」はこの均衡を妨げ、系によるエネルギーの得失を引き起こす。気候駆動要因の強さはその有効放射強制力（ERF）によって定量化され、W m⁻² を単位とする。正の ERF は昇温を、負の ERF は降温をもたらす。そのような昇温又は降温は、多くの正（増幅）又は負（減衰）の気候フィードバックを通してエネルギー不均衡を変化させうる。（TS.2.2, TS.3.1, TS.3.2）{2.2.8, 7.2, 7.3, 7.4, Box 7.1, Box 7.2, Glossary}

要因特定：要因特定とは、気候変数（例えば、世界平均気温、世界平均海面水位）に観測された変化、あるいは極端な気象又は気候関連現象の発生に関する複数の要因の相対的な寄与を評価するプロセスを指す。特定される要因には、人間活動（温室効果ガス濃度及びエアロゾルの増加、又は土地利用の変化など）又は自然の外的駆動要因（太陽及び火山活動の影響）、及び場合により内部変動が含まれる。（TS.1.2.4, TS.2, Box TS.10）{Cross-Working Group Box: 第1章の Attribution; 3.5; 3.8; 10.4; 11.2.4; Glossary}

避けられない変化、長期的なコミットメント：過去、現在、及び将来の人間活動の結果として生じる気候システムの変化は、温室効果ガス排出量が大幅に削減されたとしても将来（数百年から数千年）にわたって長く継続する。陸域生物圏、深海、及び雪氷圏を含む気候システムのいくつかの側面は、温室効果ガス濃度の変化に対して地表気温よりもはるかに緩やかに応答する。結果として、過去の温室効果ガスの排出に関連して既に大幅な変化が避けられない。例えば、たとえ将来の CO₂ 排出が正味ゼロまで削減されて地球温暖化が停止したとしても、過去の排出による余剰なエネルギーが深海に伝播し続け、氷河と氷床が融解し続けるのに伴って、世界平均海面水位は何千年にもわたって上昇し続ける。（TS.2.1, Box TS.4, Box TS.9）{1.2.1, 1.3, Box 1.2, Cross-Chapter Box 5.3}

地域規模の気候変動とリスク評価のための気候情報

蒸留：利用者の背景と価値観を考慮に入れた上で、様々な情報源から得られた複数系統の証拠から気候変動に関する情報を統合するプロセス。気候情報の利便性、有用性、及び関連性の向上をもたらし、利害関係者からの信頼を高め、気候サービスで利用される証拠の基盤を拡大する。意思決定を支援するために地域規模の気候情報を共同制作する文脈において特に意味を持つ。(TS.4.1, Box TS.11) {10.1, 10.5, 12.6}

(気候変動) リスク：リスクの概念は、人間システム又は生態系に対する悪影響の潜在的可能性について、これらの系に関連する価値観及び目的の多様性を認識した上で、IPCC が評価して意思決定者に伝達する方法の主要な側面である。気候変動の文脈において、リスクは気候変動の潜在的な影響及び気候変動に対する人間の対応からも生じうる。WGI は、気候影響駆動要因及び可能性が低くとも影響が大きい結果を含む、関連する気候情報の評価を通して、IPCC 共通のリスクの枠組み構築に貢献している。(TS.1.4, TS.4.1, Box TS.4) {Cross-Chapter Boxes 1.3, 12.1, Glossary}

気候影響駆動要因：人間システム又は生態系への影響に直接関連しうる物理的な気候システムの状態（例えば、平均、現象、極端現象）は、その影響が有害であるか（すなわち、気候変動リスクの文脈におけるハザードとして）潜在的な機会を提供するかは問わず、「気候影響駆動要因（CIDs）」として記述される。部門又は用途に関連する気候影響駆動要因の特性は様々な指標によって捉えられることがあり、特定された許容範囲の閾値の超過を反映しうる。(TS.1.4, TS.4.3) {12.1～12.3, FAQ 12.1, Glossary}

ストーリーライン：ストーリーラインという用語はシナリオ（将来の排出経路又は社会経済発展に関する）に関連付けて、あるいは気象及び気候の状態又は現象の蓋然性の高い経路、特に高水準のリスクに関する経路を記述するために使用される。気候の変化と気候の自然変動における不確実性を探求するため、統合された文脈に関連する地域規模の気候情報を開発して伝達するため、そして可能性が低くとも影響が大きい結果を含む大きな不確実性⁷を伴う問題に取り組むため、AR6 では物理的な気候のストーリーラインが導入されている。(TS.1.4, Box TS.3, Infographic TS.1) {1.4.4, Box 10.2, Glossary}

可能性が低くとも影響が大きい結果：発生する確率が低い又は（不確実性が大きいという意味で）よくわかっていないものの、それによる社会及び生態系への潜在的な影響が大きくなりうるであろう結果/現象。このような可能性の低い結果は、その帰結が最もありそうな結果を代表するとは限らないものの、非常に大きな影響を伴い、したがって重大なリスクになるかもしれない場合、リスク評価と意思決定により良く情報を提供するために考慮される。(TS.1.4, Box TS.3, 図 TS.6) {1.4.4, 4.8, Cross Chapter Box 1.3, Glossary}

AR6 サイクルの一環として、IPCC は 2018 年と 2019 年に「1.5°Cの地球温暖化に関する特別報告書（SR1.5）」、「変化する気候下での海洋・雪氷圏に関する特別報告書（SROCC）」、及び「気候変動と土地に関する特別報告書（SRCCL）」という3つの特別報告書を作成した。

AR6 WGI 報告書は、これまでの評価報告書とこれらの特別報告書を踏まえつつ、より長期間にわたる観測データセット及び新たなシナリオとモデルによる結果を含む、最近の科学文献⁸から得られた新たな情報と知見を考慮した、気候変動の自然科学的根拠に関する全面的かつ包括的な評価を提供する。

AR6 WGI 報告書の構成は、知識の発展の可視性を高め、複数系統の証拠の統合を促進することで、知見の確信度を向上させるように設計されている。本報告書は科学界及び各国政府によって査読されている（専門家査読者の一覧は Annex X にある）。第1章での実質的な導入に続

いて、第一群の章（第2～4章）は大規模な気候に関する知識を扱い、観測と古気候による証拠、観測された変化の要因、及び予測を網羅する。これらは第11章で大規模な極端現象の変化について補完される。第二群の章（第5～9章）は気候システムの主要な構成要素とプロセスの理解を中心に扱い、地球規模の炭素循環、エネルギー循環、及び水循環、短寿命気候強制因子及びそれらの大気質との関連、並びに海洋、雪氷圏、及び海面水位の変化を含む。最終群（第10～12章及びアトラス）は亜大陸規模から局所規模（都市気候を含む）の複数系統の証拠による地域規模の気候情報の評価と蒸留を扱い、平均的な気候、極端現象、気候影響駆動要因における最近の及び予測される地域規模の変化に注目する。新たに導入されたオンラインのインタラクティブアトラスは、利用者が地図、時系列、及び要約統計量を通して、更新された一連の WGI 参照地域の気候情報を柔軟な形でやりとりすることを可能にする。本報告書は一般読者向けの 34 の

⁷ 「大きな不確実性」は WGI 報告書の中核的な概念ではないが、本技術要約において次の意味で使用される。「不確実性が大きい状態は、(1)システムにおける主要な駆動力の間の関係を記述する適切な概念モデル、(2)主要な変数及びパラメータに関する不確実性を表すために使用される確率分布、及び/又は(3)望ましい代替的な結果に対する重みづけと評価の方法について、専門家又は利害関係者が知らない又は同意できない場合に存在する」(Lempert et al., 2003)。Lempert, R. J., Popper, S. W., and Bankes, S. C. (2003). Shaping the next one hundred years: New methods for quantitative long-term strategy analysis (MR-1626-RPC). Santa Monica, CA: The RAND Pardee Center.

⁸ 本報告書の評価は 2021 年 1 月 31 日までに出版を受理された科学文献に基づく。

よくある質問とその回答も含む

(<https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/faqs>)。

総じて、本技術要約及び本編各章は AR5 WGI 報告書以降の知識の進歩の包括的な描像を提供することを目的としている。人間の影響により気候が変化していることが、複数系統の科学的証拠によって裏付けられている。過去の変化、現在の変化、及び将来起こりうる変化を理解する能力の重要な進歩は、より良い情報に基づく意思決定をもたらすはずである。

AR5、SR1.5、SRCCL、及び SROCC と比べて、本報告書における新たな結果及び主要な知見に関する主な更新の一部が以下に要約されている。更なる詳細を含む、関連する技術要約の節は各項目の後の括弧内に示されている。

AR5 以降の主な更新及び/又は新たな結果

- **気候システムに対する人間の影響⁹は確立された事実である**：2007 年の第 4 次評価報告書 (AR4) は「気候システムの温暖化には疑う余地がない」と述べ、2013 年の AR5 は「気候システムに対する人間の影響は明瞭である」と述べた。この知見は気候システム全体にわたる証拠を合わせることでより強化されている。工業化時代における大気中の二酸化炭素 (CO₂)、メタン (CH₄)、及び一酸化二窒素 (N₂O) の増加は人間活動の結果であり、人間の影響が大気、海洋、雪氷圏、及び生物圏に観測された多くの変化の主要な駆動要因¹⁰であることには疑う余地がない。(TS.1.2, TS.2.1, TS.3.1)
- **これまでに観測された地球温暖化**：観測記録が改善されたことと、AR5 以降に非常に高温な年が続いたことにより、これまでの地球温暖化の水準の推定値が大幅に上昇した。観測値に関する理解における AR5 と AR6 の間の変化による寄与だけで、1850～1900 年以降の昇温の推定値が約 0.1°C 上昇した。2011～2020 年の 10 年間について、世界平均気温は 1850～1900 年以降 1.09 [0.95～1.20] °C 上昇したと評価されている¹¹。それに応じて、地球温暖化の水準を超過する時期の推定値と残余カーボンバジェットの推定値も更新されている。(TS.1.2, Cross-Section Box TS.1)
- **古気候の証拠**：AR5 は、1950 年代以降に観測された多くの変化が数十年から数千年の間にわたって前例のないものであると評価した。この評価は最新の古気候の証拠によって強化されている。過去数十年間にわたって、気候システムの主要な指標が過去数百年から数千年の間に見られなかった水準にますます達するようになり、少なくとも過去 2000 年間で前例のない速度で変化している。(Box TS.2, TS.2)

- **最近の温暖化の最新の評価**：AR5 は、1998～2012 年の期間における GMST [陸域及び海氷の表面付近の気温と海氷のない海域の海面水温に基づく世界全体の推定平均値]の上昇速度が 1951 年以降について計算された上昇速度よりも小さいと報告した。1998～2012 年の変化傾向を以前の推定値よりも大きく示す最新の観測データセットに基づく、1998～2012 年の世界平均気温の観測された変化傾向が気候モデルシミュレーションのアンサンブルと整合することについて**確信度が高い**。また、この期間に観測された世界平均気温の緩やかな上昇速度は、この期間の人為的な昇温傾向が内部変動と自然起源の強制力に駆動された変動によって部分的に相殺されたことで生じた一時的な現象であった一方で、海洋の貯熱は増加し続けていたことについて**確信度が非常に高い**。2012 年以降大幅な昇温が観測されており、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高温な 5 年間であった (**確信度が高い**)。(TS.1.2, Cross-Section Box TS.1)
- **気候システムの応答の大きさ**：本報告書において、大幅な進歩 (例えば、雲フィードバックに関する不確実性の幅が 50% 低減)、及び古気候の情報を含む複数系統の証拠の統合の改善により、平衡気候感度 (ECS) 及び過渡的気候応答 (TCR) などの、放射強制力に対する気候システムの応答を定量化する指標について長年の課題であった不確実性の範囲を低減することが可能になっている。有効放射強制力 (ERF)、気候システムの放射応答、及び過去 50 年間に観測された地球システムのエネルギーの増加の定量化が改善されたことで、気候駆動要因、複合的な気候フィードバック、及び観測されたエネルギーの増加の独立した推定の間の整合性が AR5 と比較して改善されている。(TS.3.2)
- **将来の気候変動予測における制約の改善**：IPCC 報告書で初めて、シナリオに基づく予測 (AR5 が着目したもの) に、過去の温暖化のシミュレーションに基づく観測による制約と、最新の平衡気候感度 (ECS) 及び過渡的気候応答 (TCR) の評価を組み合わせることで、世界平均気温の将来変化の評価が整合的に構築されている。加えて、2019～2028 年の期間については初期値化された予測が使用されている。これらの複数系統の証拠を含めることで各シナリオの評価の不確実性が低減されている。(TS.1.3, Cross-Section Box TS.1)
- **大気質**：AR5 は、大気質の予測が主に CH₄ を含む前駆物質の排出量に左右されると評価した。新たなシナリオは将来の大気汚染管理における多様な選択肢を検討している。AR6 は、これらの前駆物質排出の一部につ

⁹ 気候システムに対する人間の影響とは、地球のエネルギー収支の摂動 (人為起源の強制力とも呼ばれる) により気候システムに変化をもたらす人間による活動の帰結を指す。人間の影響は、温室効果ガス、エアロゾルと対流圏オゾンの前駆物質、及びオゾン破壊物質の排出、並びに土地利用変化の結果として生じる。

¹⁰ 本技術要約を通して、「主要な駆動要因」とは変化の 50% を超える部分の要因であることを意味する。

¹¹ WGI 報告書を通して、特に明記しない限り、不確実性は 90% 信頼区間を用いて定量化される。90% 信頼区間は角括弧を用いて [x～y] の形で報告され、推定対象の値を 90% の可能性で含むと推定される範囲を示す。この範囲は中央値を包含し、推定対象の値が範囲の下限 (x) より小さい可能性と上限 (y) より大きい可能性は合わせて 10% であると推定される。多くの場合、可能性の分布は対応する最良推定値について対称であると考えられるが、必ずしもそうとは限らない。本報告書において、評価された 90% 信頼区間を「可能性が非常に高い範囲」と呼ぶ。同様に、評価された 66% 信頼区間を「可能性が高い範囲」と呼ぶ。

いて地理的分布が最近急激に変化していることを報告しており、AR5 の知見を裏付け、大気汚染が最も深刻なシナリオにおいて短寿命気候強制因子の昇温効果がより大きくなることを示している。(TS.1.3, TS.2.2, Box TS.7)

- **短寿命気候強制因子の地球温暖化への影響**：AR5 は排出された組成の放射強制力を評価した。AR6 はこれを拡張し、エアロゾル-雲相互作用も考慮して排出量に基づく ERF を評価している。二酸化硫黄 (SO₂) 及び CH₄ の排出に起因する ERF の最良推定値は AR5 よりも大幅に増加した一方で、ブラックカーボンのそれは大幅に減少している。また、ブラックカーボンの排出に起因する ERF の不確実性の大きさは AR5 と比較して低減されている。(TS.3.1)
- **地球規模の水循環**：AR5 は、1960 年以降地球規模の水循環が人為的な影響を受けている **可能性が高い**と評価した。AR6 で水循環を扱う章 (第 8 章) において、エアロゾルと温室効果ガスの変化に対する応答の理解の向上に伴い、人為起源の気候変動が 20 世紀半ば以降地球規模の水循環に検出可能な変化を引き起こしていると **高い確信度**で結論されている。さらに、AR6 は世界のほとんどの地域において、全ての排出シナリオの下で水循環の変動が増大すると **高い確信度**で予測されている。
- **極端現象**：AR5 は、極端な気候の変化の一部に人間の影響が検出されていると評価した。AR6 で極端現象を扱う章 (第 11 章) において、人為的な温室効果ガスの排出が 1850 年以降、一部の気象と気候の極端現象、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と結論されている。AR5 以降、いくつかの種類の極端現象、特に極端な降水、干ばつ、熱帯低気圧、及び複合的な極端現象 (火災が発生しやすい気象条件を含む) について、観測された変化と人間の影響への要因特定の証拠が強化されている。(TS.1.2, TS.2.1, Box TS.10)

AR5 及び SR1.5 以降の主な更新及び/又は新たな結果

- **地球温暖化が 1.5°C を超過する時期**：SR1.5 と本報告書とで少々異なる手法が使用されている。SR1.5 は、温暖化が一定の速度で継続すると仮定して、(30 年平均で) 地球温暖化の水準が 1.5°C に達する **可能性が高い**範囲は 2030~2052 年であると評価した。AR6 は、これまでの地球温暖化の推定の上方修正と、考慮された全てのシナリオに対する気候応答の評価を合わせて、(20 年平均で) 地球温暖化の水準が 1.5°C を超過する中央推定値は、大きな火山噴火がないと仮定した場合、SR1.5 で評価された **可能性が高い**範囲の初期にあたる 2030 年代初頭に生じるとしている。(TS.1.3, Cross-Section Box TS.1)
- **残余カーボンバジェット**：AR5 は、累積 CO₂ 排出量に対する過渡的気候応答 (TCRE) は、1000 GtC (1 GtC

= 1 PgC = 3.664 GtCO₂) あたり 0.8°C~2.5°C の範囲である **可能性が高い**と評価しており、この範囲は SR1.5 でも使用された。AR6 の評価では、複数系統の証拠に基づき **可能性が高い**範囲が 1000 GtC あたり 1.0°C~2.3°C と狭くなっている。これは方法論の改善と最近の観測とともに、残余カーボンバジェットの推定の更新に取り入れられている (TS.3.3.1 項を参照)。(TS.1.3, TS.3.3)

- **短寿命気候強制因子が今後数十年間の地球温暖化に与える影響**：SR1.5 は、地球温暖化を 1.5°C に抑える経路において、降温効果を持つエアロゾルの排出削減は 20 年から 30 年にわたって温室効果ガスの排出削減の効果を部分的に打ち消すと述べた。AR6 の評価はエアロゾルの正味の降温効果に関する AR5 の評価を更新し、全てのシナリオにおいて今後 20 年間に短寿命気候強制因子の変化が更なる昇温を引き起こす **可能性が非常に高い**ことを確認している。(TS.1.3, Box TS.7)
- **COVID-19**：COVID-19 流行抑制対策に伴う 2020 年の一時的な排出削減は、正味正の小さな放射効果 (昇温効果) をもたらした。ただし、一時的な性質の排出削減のため、この強制力に対する地球規模及び地域規模の気候応答は、気候の内部変動を超えて検出されていない。(TS.3.3)

AR5、SRCCL、及び SROCC 以降の主な更新及び/又は新たな結果

- **大気中のメタン濃度**：SRCCL は、大気中の CH₄ 濃度が 2007 年以降再び増加していると報告した。AR6 は、2014~2019 年の増加が急速になっていると報告し、2007 年以降の増加の大部分は化石燃料及び農業 (主に家畜) 部門からの排出によって引き起こされたと評価している。(TS.2.2)
- **陸域と海洋の炭素吸収源**：SRCCL は、陸域吸収源の持続性は気候変動により不確かであると評価した。AR6 の知見によると、陸域と海洋の炭素吸収量は大気中の CO₂ 濃度の増加に伴い 2100 年まで増加し続けるが、排出のうち陸域と海洋に吸収される割合は CO₂ 濃度の増加に伴い減少し、陸域吸収源について不確実性の幅がはるかに大きくなると予測される。AR5、SR1.5、及び SRCCL は二酸化炭素除去 (CDR) の選択肢とシナリオを評価した。AR6 の知見によると、炭素循環の応答が排出又は除去のパルスについて非対称である。すなわち、CO₂ 排出が大気中の CO₂ 濃度を増加させる効率は、CO₂ 除去が大気中の CO₂ 濃度を減少させる効率よりも高いだろう。(TS.3.3, Box TS.5)
- **海洋の成層の強化¹²**：AR6 での利用可能な観測データの精緻な解析により、表層 200 m における世界全体の成層の強化速度は、SROCC で 1970 年から 2018 年までについて推定されたものの 2 倍であると再評価された。(TS.2.4)

¹² 成層が強まると、熱、塩分、酸素、炭素、及び栄養塩の鉛直混合が弱まる。成層は海洋循環の重要な指標である。

- **予測される海洋の貧酸素化**：WGI AR6 で評価された新たな予測における将来の海面付近の酸素の減少は、2080～2099 年について SROCC で評価されたものよりも大幅に大きい。(TS.2.4)
- **氷河と氷床の氷の減少**：SROCC 以降に地球規模で氷河の変化が解明されたことで、過去 20 年間の氷河の質量減少の推定が改善され、グリーンランド氷床と南極氷床の減少の推定が 2020 年まで拡張されている。(TS.2.5)
- **観測された世界平均海面水位の変化**：SROCC 以降に公表された観測に基づく新たな推定値により、1901 年から 2018 年までの海面水位上昇の推定値について、個々の構成要素の合計と整合的で、地球のエネルギー収支が閉じることとも整合的な評価が得られている。(Box TS.4)
- **予測される世界平均海面水位の変化**：AR6 の世界平均海面水位の予測は海洋の熱膨張と陸氷の寄与の推定に基づき、評価された ECS 及び評価された世界平均気温の変化と整合的である。これらの予測は、新たな陸氷モデルの相互比較と、将来の南極の氷の減少に関する大きな不確実性を特徴づける *確信度が低い* プロセスの考慮によって支持されている。新たなモデルと手法に基づく AR6 の予測は SROCC の知見とおおむね整合的である。(Box TS.4)

TS.1 変化する気候

本節 (TS.1) は、気候変動の自然科学的根拠に関する AR6 の評価を紹介し、この評価が行われた気候的な文脈、気候科学の最近の進展、並びに影響とリスクの評価における地球規模及び地域規模の気候情報の関連性を提示する。本報告書全体にわたって評価を統合するために使用される将来の排出シナリオと地球温暖化の水準を紹介し、それらの将来の気候予測への応用にも簡潔に触れる。古気候の科学は、過去 150 年間に観測された気候の変化及び 21 世紀以降に予測される変化について、長期的な文脈を提供する (Box TS.2)。本報告書を通して使用される標準的な基準期間及び参照期間¹³と比べた過去、現在、及び将来の世界平均気温の変化の評価は Cross-Section Box TS.1 に要約されている。

TS1.1 変化する気候の背景

本報告書では、圧倒的な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ついての新たな科学的証拠を評価する。1990 年以降の 5 回の IPCC 評価サイクルは、変化する気候システムについて急速に蓄積する証拠を包括的に一貫して提示してきた。2007 年の第 4 次評価報告書 (AR4) 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。気候システムの全ての主要な要素、すなわち大気、陸域、雪氷圏、生物圏、及び海洋に持続的な変化が報告されている (TS.2)。近年の大規模な気候変動は数千年規模で前例のないものであり、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 (Box TS.2; TS.2)。{1.2.1, 1.3, Box 1.2, 2.2, 2.3, 図 2.34, 5.1, 5.3, 9.2, 9.4~9.6, Appendix 1.A}

地球の気候システムは何百万年もかけて変化しており、自然の記録からの証拠は、観測された変化と今後数百年にわたって予測される変化について、長期的展望を提供する。このような過去の気候を復元した情報は、複数の時間スケールにわたる様々なプロキシ (代替指標) 記録からの証拠 (Box TS.2, TS.2) に基づいて、大気中の CO₂ 濃度と世界平均気温が強く連動していることも示している (図 TS.1)。どの排出経路を辿るかによっては、数百万年にわたってみられない地球温暖化の水準 (Core Concepts Box を参照) に、2300 年までに達しうるだろう (TS.1.3)。例えば、本報告書で用いた中程度のシナリオ¹⁴では、2300 年までに世界平均気温は 1850～1900 年より [2.3°C～4.6°C] 上昇し、約 320 万年前の中期鮮新世の温暖期 [2.5°C～4°C] と同程度となる一方で、CO₂ 排

¹³ 本報告書を通して、いくつかの基準期間又は参照期間が整合的に使用されている。基準期間とは、それに対する偏差 (すなわち、基準期間の平均値からの差) を算出するための期間を指す。例として、1750 年基準 (人為起源の放射強制力について使用される)、1850～1900 年基準 (地球温暖化の水準を算出するための工業化以前の世界平均気温の近似)、1995～2014 年基準 (多くの気候モデルの予測において使用される) が含まれる。参照期間は、様々な統計値を計算するための期間を示す (例えば、短期の参照期間は 2021～2040 年)。古気候の参照期間は Box TS.2 に記載されている。{1.4.1, Cross-Chapter Boxes 1.2, 2.1}

¹⁴ 本報告書で用いた気候変動シナリオの概要については、TS.1.3.1 を参照。

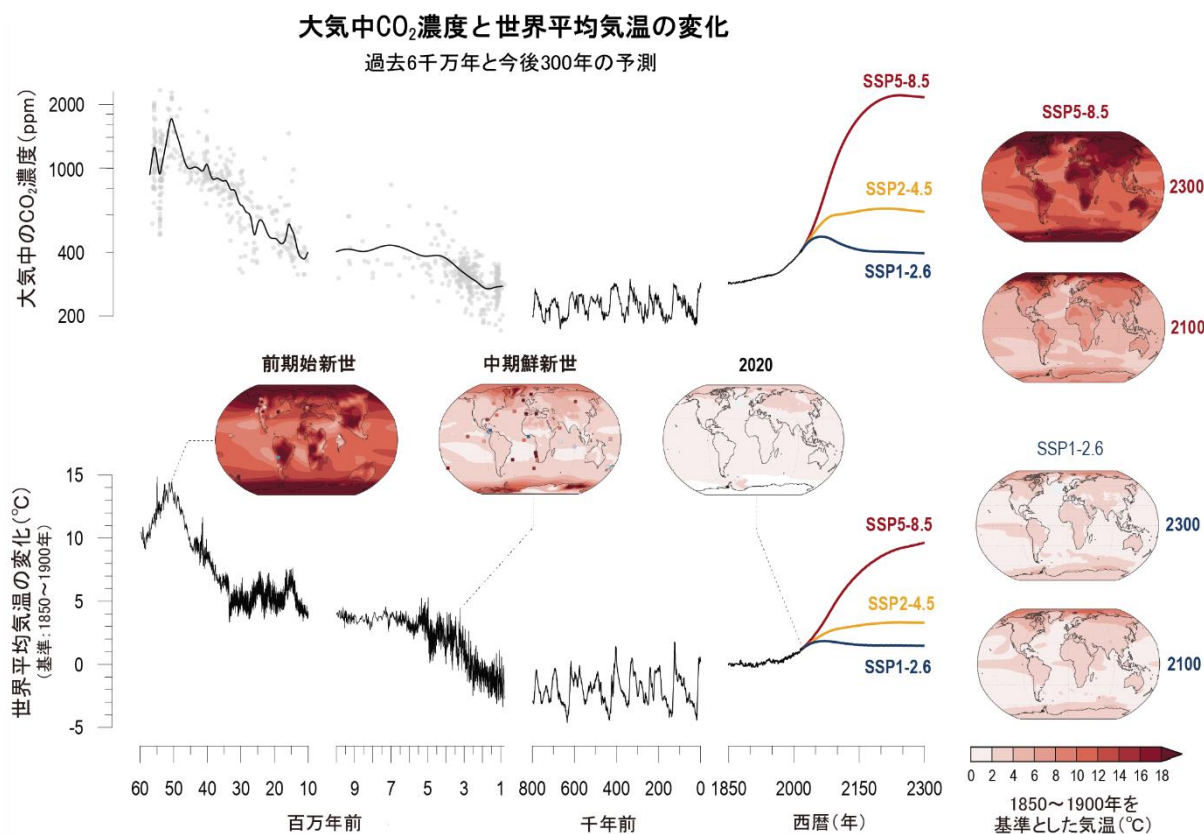


図 TS.1 | 遠い過去から今後 300 年までの大気中の CO₂ 濃度と世界平均気温（1850～1900 年との比較）の変化。この図の意図は、過去と将来の両方において CO₂ 濃度と気温が連動して変化すること、また、予測される CO₂ 濃度と気温は何百万年も前のものと同じ水準にはならないことを示すことである。数百万年前以降の CO₂ 濃度は、複数のプロキシ記録から復元されたもの（灰色の点は 2.2.3.1 のデータ、図 2.3 を三次スプライン曲線とともに示す）。80 万年前から 20 世紀半ばまでの CO₂ 濃度は極域の氷に閉じ込められた空気から、最近の値は大気の直接測定から得られたもの。1850 年以前の世界平均気温は、海洋の酸素同位体（古気温を評価するために本報告書で使用されている複数の証拠の一つ）から推定されている。過去 170 年間の気温は、AR6 で評価された平均値。CO₂ 濃度及び世界平均気温の将来変化は、評価された世界平均気温を基準に較正された地球システムモデルのエミュレータを用いて、西暦 2300 年まで 3 つの共通社会経済経路（SSP）シナリオについて示されている。これらのなめらかな変化曲線は、将来起こりうる火山噴火に対する過渡的応答を含む、年々変動から数十年規模の変動は考慮されていない。2 つの古気候の参照期間における全球分布図は、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）及び CMIP6 以前の複数モデル平均に基づき、比較のため地点レベルのプロキシデータも示されている（四角と丸はそれぞれ海洋と陸域）。2020 年の分布図は、1850～1900 年以降に観測された昇温量の推定値である。グラフの右側にある分布図は 2100 年（2081～2100 年）と 2300 年（2281～2300 年）における 2 つの SSP シナリオ下の昇温を示す（分布図は CMIP6 モデルによる、気温は 4.7.1 で評価されたもの）。過去の世界平均気温の変化に付随する主要な気候強制力の簡単な説明は、Cross-Chapter Box 2.1 参照。（TS.1.3、図 TS.9、Cross-Section Box TS.1、Box TS.2）{1.2.1.2; 図 1.14、図 1.5; 2.2.3; 2.3.1.1; 2.3.1.1.1; 図 2.4、図 2.5; Cross-Chapter Box 2.1 図 1; 4.5.1; 4.7.1; Cross-Chapter Box 4.1; Cross-Chapter Box 7.1; 図 7.13}

出が多い SSP5-8.5 シナリオでは 2300 年までに [6.6°C～14.1°C] となり、約 5000 万年前の前期始新世気候最適期 [10°C～18°C] と重なることについて**確信度が中程度**である。{Cross-Chapter Boxes 2.1, 2.4, 2.3.1, 4.3.1.1, 4.7.1.2, 7.4.4.1}

気候システムの基本的要素に関する理解は確固として十分に確立されている。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（石油、石炭、天然ガス）の燃焼によって排出される二酸化炭素(CO₂)に起因する人為起源の気候変動の潜在的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、軌道周期の変化を含む主要な自然起源の気候変動駆動要因、及び地球全体の生物地球化学的循環の変化は、20 世紀初頭以降、体系的に研究されている。大気中のエアロゾル（微小な固体

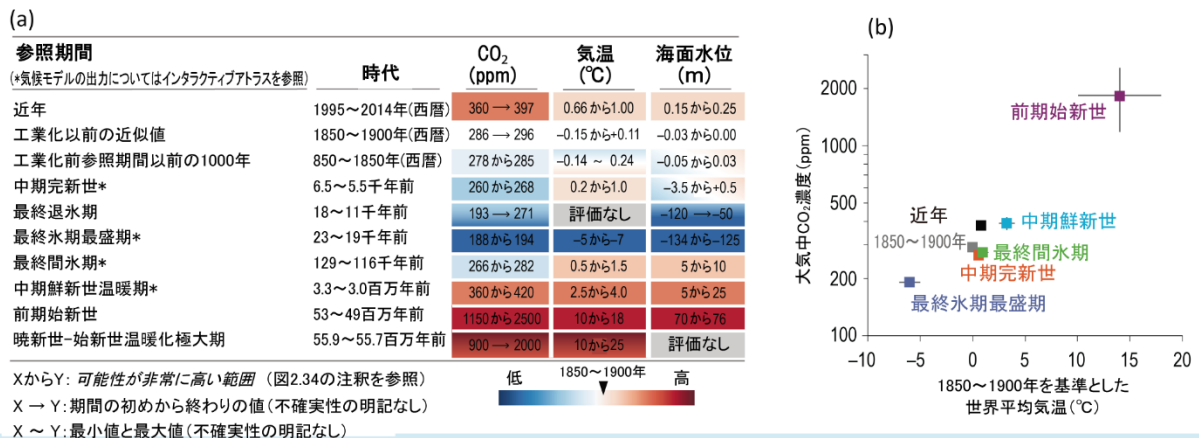
粒子又は液滴）、土地利用変化、及び非 CO₂ 温室効果ガスなど、他の主要な人為起源の駆動要因は、1970 年代に特定された。体系的な科学的評価が 1970 年代に始まって以来、気候システムの温暖化に対する人間活動の影響は、理論から確立した事実へと発展している（TS.2 も参照）。近年の気候変動に対する人間の影響を示す証拠は、1990 年の IPCC 第 1 次評価報告書から 2013/14 年の IPCC 第 5 次評価報告書にかけて強化され、本評価では一層強まった（TS.1.2.4、TS.2）。地域規模の気候と極端現象の変化を含む、気候システムのより多くの構成要素にわたる変化について、人間の影響が要因として特定されうようになっている（TS.2 及び TS.4 を参照）。{1.3.1～1.3.5, 3.1, 11.2, 11.9}

Box TS.2 | 古気候

古気候の証拠は、気候システムをより完全に理解するために、WGI 報告書全体にわたって複数系統の証拠の中に統合されている。古気候の証拠は、気候変数及び気候駆動要因の測器に基づく観測を過去にさかのぼって拡張し、近年の変化及び潜在的将来変化がどの程度異例かを測るのに必要な長期的文脈を提供する(TS.2, 図 TS.1)。工業化以前の気候状態は、気候システムの応答の遅い構成要素が数百年から数千年（避けられない気候変動の時間スケール）にわたってどのように作用するかについての経験的証拠とともに、過去の地球温暖化の水準での気候特性について現実世界での例を提供することによって、気候モデル予測からの証拠を補完する(Core Concepts Box, Box TS.4, Box TS.9)。十分な記録がある古気候の参照期間における気候システムの状態に関する情報は、気候強制力に対する地球の感度の評価全般において、不確実性の幅を狭めるのに役立つ(TS.3.2.1)。{Cross-Chapter Box 2.1, FAQ 1.3, FAQ 2.1}

古気候の参照期間。地球の気候の長い変化の中でもいくつかの期間は、独特の気候状態及び急速な気候の変遷を示す例として広く研究者の関心を集めている (Box TS.2 図 1)。このような古気候の参照期間は、現地質時代（新生代、過去 6500 万年間）を代表し、工業化以前の気候変動の評価の構築を容易にするために、全ての章にわたって使用されている。Cross-Chapter Box 2.1 では、基準期間について、それらの気候強制力の簡単な説明と合わせて解説し、各基準期間が他の章のどこで議論されているかを列挙している。Cross-Chapter Box 2.4 は、基準期間の一つである中期鮮新世の温暖期に関する情報を要約している。インタラクティブアトラスには、4 つの古気候基準期間について、世界気候研究計画の第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) のモデル出力が含まれている。

全球の気候について選択した3つの指標は、複数の古気候参照期間にわたって同様に変化している



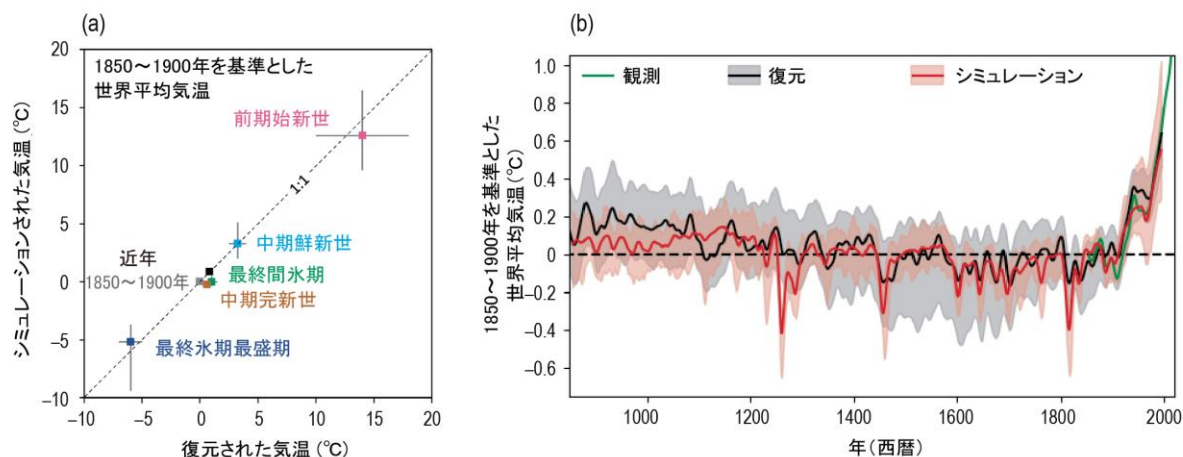
Box TS.2 図 1 | 古気候及び近年の参照期間、並びに選定された主要指標。この図の意図は、本報告書で使用される古気候の参照期間を列挙し、3つの主要な地球規模の気候指標を要約し、複数の期間におけるCO₂濃度と世界平均気温を比較することである。(a) 第2章の評価に基づく大規模スケールでの3つの気候指標 (大気中のCO₂濃度、1850～1900年を基準とした世界平均気温、及び1900年を基準とした世界平均海面水位)。確信度が低いから非常に高いまでである。(b) 複数の参照期間における世界平均気温 (1850～1900年比) と大気中のCO₂濃度 (対数スケールで表示) の比較 (中央値と5～95%の範囲)。{2.2.3, 2.3.1.1, 2.3.3.3, 図 2.34}

古気候モデルと復元。第1次評価報告書以降、古気候の参照期間を対象とする気候モデルはIPCCに取り上げられている。CMIP6-PMIP4 (古気候モデリング相互比較プロジェクト)の枠組の下で、複数の古気候の参照期間についてモデル相互比較のための新しいプロトコルが開発されている。このようなモデリングの努力は、地球の公転軌道及びプレート運動の変化、太陽放射照度、火山活動、氷床の規模、及び大気中の温室効果ガスを含む様々な外部強制力に対する気候応答の理解向上につながっている。同様に、古気候シミュレーションと比較されるプロキシ記録による気候変数の定量的復元も、調査地点の数及びプロキシの種類が拡大するにつれて、またこれらの記録が地域規模及び地球規模の新しいデータセットに蓄積されるにつれて、改善されている。{1.3.2, 1.5.1, Cross-Chapter Boxes 2.1, 2.4}

世界平均気温。AR5以降、気候強制力の更新、モデルの改良、増え続ける数々のプロキシ記録の長所と短所に関する新たな理解、年代特定の向上、及びより強固なプロキシデータプロダクトによって、モデルと復元結果の一致度が向上している。世界平均気温については、AR6で評価した範囲の中間値とモデルがシミュレーションした中央値の間には5つの参照期間にわたって平均0.5°Cの差がある。これら (復元値とシミュレーション) は、5つの基準期間のうち4つで90%の範囲で重なっており、合わせると1850～1900年を基準として最終氷期最盛期の約6 [5～7] °C寒冷から前期始新世の約14 [10～18] °C温暖の範囲に及ぶ (Box TS.2 図 2a)。複数の強制力に応答した緯度別の気温の変化は、極域増幅 (高緯度における昇温が全球平均より大きいこと) が複数の気候状態にわたる気候システムの顕著な特徴であることを示しており、過去の温暖な気候においてこの極域増幅をシミュレーションするモ

デルの能力が AR5 以降向上している（確信度が高い）。過去千年間、特に西暦 1300 年頃以降の世界平均気温偏差のシミュレーション結果は、強制力に関する異なるデータセット間で不一致のある大規模な火山噴火直後の短い期間を除いて、復元結果の不確実性の範囲内に十分収まっている（確信度が中程度）（Box TS.2 図 2b）。{2.3.1.1, 3.3.3.1, 3.8.2.1, 7.4.4.1.2}

プロキシ及びモデルシミュレーションに基づく世界平均気温の推定値は、複数の参照期間にわたって整合している



Box TS.2 図 2 | プロキシ記録（復元）と気候モデル（シミュレーション）から推定された世界平均気温。この図の意図は、古気候基準期間における世界平均気温についての観測とモデルの一致度を示すことである。(a) 個々の古気候の参照期間の推定気温。(b) 過去 1000 年間の推定値と測器による気温観測値(AR6 で評価した平均値、10 年で平滑化)。(a)と(b)におけるモデルの不確実性は複数モデルアンサンブル平均の 5~95%の範囲、復元の不確実性は (a) 中間値と (b) 複数モデルアンサンブルの中央値の 5~95%の範囲（確信度が中程度）である。{2.3.1.1, 図 2.34, 図 3.2c, 図 3.44}

正味ゼロの CO₂ 排出。人間活動によって大気中に排出される CO₂ の量と人間活動によって大気中から除去される CO₂ の量が一定期間にわたって等しい状態を指す。正味負の CO₂ 排出とは、人為的な除去量が人為的な排出量を上回る状態を指す。(TS.3.3) {Box 1.4, Glossary}

平衡気候感度。古気候データは、平衡気候感度（ECS¹⁵）を推定するための証拠を提供する (TS.3.2.1)。AR6 では、古気候の参照期間における古気候データが精緻化されたことより、ECS は 1.5°C より大きい可能性が非常に高く、4.5°C より小さい可能性が高いことが示された。これは他の一連の証拠とほとんど整合的であり、ECS の評価全体の不確実性の範囲を狭めるのにも役立っている。ECS が高い (>5°C) 又は低い (<2°C) 値をとる CMIP6 気候モデルのいくつかは、最も寒冷な基準期間と最も温暖な基準期間のプロキシ記録に基づく復元結果の範囲を逸脱して、過去の世界平均気温変化をシミュレーションしている。AR5 以降、過去の温暖期及び氷期-間氷期サイクルのプロキシ記録を含む独立した多方面の証拠によると、強制力に対する感度は気温上昇とともに増加する (TS.3.2.2)。{7.4.3.2, 7.5.3, 7.5.6, 表 7.11}

水循環。水文気候の新たな復元結果とモデルデータの比較により、モンスーンの変動性及び変動モードを含む、大気循環及び海洋循環の長期変化の原因と影響について理解が向上した (Box TS.13, TS.4.2)。気候モデルは、プロキシ記録によって知られている過去の大規模干ばつ（メガドラウト）の深刻度、持続期間及び空間的広がりを含む、干ばつの十年規模の変動性を大きな地域規模で再現できる（確信度が中程度）。ただし、初期完新世（過去 11,700 年）におけるアフリカモンスーンに伴う降水量の規模などに、長年にわたる不一致がいくつか残っており、知識ギャップが続いていることが示唆されている。古気候の証拠から、鮮新世のように比較的二酸化炭素濃度の高い気候では、赤道太平洋上でウォーカー循環が弱まることが示されており、21 世紀末までにウォーカー循環が弱まるという確信度が高いモデル予測を裏付けている。{3.3.2, 8.3.1.6, 8.4.1.6, 8.5.2.1, 9.2}

海面水位と氷床。過去の地球温暖化と将来の地球温暖化ではその強制力が異なるにもかかわらず、古気候記録とモデリングからの証拠は、氷床質量と世界平均海面水位（GMSL）が数千年にわたって動力学的に反応したことを示している（確信度が高い）。この証拠は、地球温暖化に対する避けられない GMSL の応答の推定値を制約するのに役立つ (Box TS.4)。例えば、中期鮮新世の温暖期のように、1850~1900 年を基準とした地球温暖化の水準が [2.5°C ~4°C] 程度であった時代は、海面水位は 1900 年より [5~25m] 高く（確信度が中程度）、前期始新世のように地球温

¹⁵ 本報告書では、大気中の二酸化炭素（CO₂）濃度を工業化以前の状態から 2 倍にしたときの地表気温の平衡状態（定常状態）での変化を、平衡気候感度（ECS）と定義している。

暖化の水準が[10℃～18℃]であった時代は、地球は実質的に氷がない状態であった（確信度が高い）。これらの過去の温暖期による制約と、物理的な理解、氷河学、及びモデリングを組み合わせることで、1 万年以上にわたる長期的な世界平均海面水位の上昇が避けられず、地球温暖化のピークが 2℃で持続する場合には約 8～13m、5℃の場合は 28～37m に達し、AR5 の推定値を上回ることが示されている。{2.3.3.3, 9.4.1.4, 9.4.2.6, 9.6.2, 9.6.3.5}

海洋。AR5 以降、古海洋学的データとモデリングの統合が改良されたことに加えて、過渡的変化の解析が高解像度化されたことによって、長期の海洋プロセスの理解が向上している。最終氷期最盛期の低緯度の海面水温は、これまでの推定よりも低く、AR5 で指摘されたいくつかの矛盾が解決された。この古海洋学的文脈は、現在進行している海洋貯熱量（OHC）の増加が長期的な不可避性（Core Concepts Box を参照）を呈し、人間の時間スケールでは基本的に不可逆であるという評価を裏付けている（確信度が高い）。過去の全球 OHC 推定値の変動は、概して南極周辺における海面水温の推定値を追従しており、深層水温の調節における南大洋プロセスの重要性を浮き彫りにしている。古気候データは、氷期-間氷期の変化に関する他の証拠とともに、昇温した間氷期に南極周極流が強化されていたことと、南極底層水のベンチレーション（通気）が加速したことによって、深海に蓄積されていた CO₂ の大気への放出が促進されたことを示している。古気候の証拠は、温かさがピークに達した時期において融解水の流入に伴う深海のベンチレーションが著しく減少したことを示唆している。{2.3.1.1, 2.3.3.1, 9.2.2, 9.2.3.2}

炭素循環。過去の気候状態は、大気を含む様々な炭素貯留のインベントリにおける大きな違いと関連していた（TS.2.2）。AR5 以降、これまでになかった堆積物のプロキシと極域の氷に閉じ込められた空気のアナログ同位体分析が開発されたことで、炭素ストックの定量化が改善した。最終氷期最盛期に陸域の炭素貯留量は 300～600 PgC も著しく減少し、岩石圏及び海洋堆積物との相互作用を考慮すると 850 PgC 減少した可能性もある。これは、従来の推定より大きな減少量で、気候がより寒冷で乾燥していたためである。同時に、海洋内部での再石灰化炭素の貯留量は 750～950 PgC ほど増加し、これは大気からの炭素除去量（200 PgC）と陸上生物圏の炭素貯留量の合計のバランスをとるのに十分である（確信度が高い）。{5.1.2.2}

TS.1.2 気候科学の進歩

TS.1.2.1 観測に基づくプロダクトとその評価

AR5 以降、観測能力は全体として改善と拡大を続けており、気候の駆動要因、複合的気候フィードバック、及び観測されたエネルギー増加と海面水位上昇に関する独立した推定値の間の整合性向上を可能にしている。衛星観測による気候記録と改良された再解析は、地球規模及び地域規模での変化を評価するための追加的な多方面の証拠として使用されている。ただし、一部の観測データが網羅する範囲の縮小、又はデータの連続性低下、及びデータポリシー上の問題からアクセス制限も生じている。熱帯域の氷河などの自然自体に記録された過去の気候アーカイブも（部分的には人為起源の気候変動によって）消失の危機にさらされている。{1.5.1, 1.5.2, 10.2.2}

地球システムの観測は、気候変動の理解を向上する上で欠かせない要素である。物理的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続けている。海洋観測ネットワーク及び遠隔測定システムにおける改善が特に顕著である。近年推進されているいくつかの衛星測定技術で得られた記録は、気候を評価するのに十分な長さの期間が現在揃っている。例えば、上部対流圏と成層圏における気温と湿度の高解像度鉛直プロファイルの全球分布は、全球測位衛星システムを用いて 2000 年代初頭から得られるようになっており、最近の大気の昇温の推定値更新につながっている。海洋貯熱量、陸域地表面の昇温、氷床質量減少、及び海面水位変化の測定が改善されたことにより、AR5 と比較して、全球エネルギー収支と海面水位収支の整合性が向上した。地上観測と気球観測のネ

ットワークについては、データポリシーの問題、データの収集整理/提供の課題、及び観測の実質的中止という事情の組み合わせによって地域データが見かけ上減少しているが、他の部分での改善によってある程度相殺されている。極端現象の観測記録が限られていることと空間的データギャップによって、観測された地域規模の気候変動の評価が現時点では限られる場合もある。{1.5.1, 2.3.2, 7.2.2, Box 7.2, Cross-Chapter Box 9.1, 9.6.1, 10.2.2, 10.6, 11.2, 12.4}

自然の中に記録されたアーカイブから復元された新たな古気候情報によって、過去の気候変動の時空間的パターンを複数の時間スケールにわたってより確固として復元することが可能になった(Box TS.2)。ただし、熱帯の氷河などの古気候アーカイブと、較正に利用される現代の自然の記録（例えばサンゴ及び樹木）は、気温上昇を含む多くの負荷のために急速に姿を消しつつある（確信度が高い）。陸域及び海洋の両方における気象変数及び他の気候変数の過去の測器観測記録はかなりの量があり、既存のデータセットのギャップを埋めうるだろうが、デジタル化されていないか、アクセスできない状態である。これらの記録には、19 世紀まで遡った温度（大気及び海面）、降雨量、地上気圧、風向と風速、日射量、及び他の多くの変数の測定値が含まれる。{1.5.1}

再解析は、データ同化技術を用いて観測とモデル（例えば、数値気象予測モデル）を組み合わせ、進展する気候状態を説明する複数の変数について、空間的に欠けがなく力学的に整合した推定を提供する。AR5 以降、解像度の向上、記録の拡張、より整合的なデータ同化、及び不確実性推定の可用性増大などの様々な組み合わせで、大気と海洋についての再解析データが新たに開発されている

る。一方で、例えば、水循環に対する地球規模の変化を再解析でどのように表現するか、については課題が残っている。領域再解析は、地域の観測データ及び全球再解析からの境界条件によって制約された高解像度領域モデルを使用している。領域再解析は、降水、地表気温、及び地上風の極端現象の頻度と変動性を、全球再解析よりもよく表現し、力学的ダウンスケーリングの手法よりも個々の観測とより良く整合する推定を提供することについては**確信度が高い**。{1.5.2, 10.2.1.2, Annex I}

TS.1.2.2 気候モデルの性能

本報告書では、世界気候研究計画の第6期結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP6)に参加している気候モデルの結果を評価している。これらのモデルは物理的、化学的、及び生物学的プロセスの新たなより良い表現を含み、これまでのIPCC評価報告書で考慮された気候モデルと比べてより高い解像度を持つ。これにより、ほとんどの広域的な気候変動指標の最近の平均状態、及び気候システム全体にわたる他の多くの側面に関するシミュレーションが改善された。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。これまでのIPCC評価報告書及び他の研究によって予測された世界平均気温の上昇、温暖化の空間パターン、及び世界平均海面水位の上昇は、特に予測に用いられた放射強制シナリオと実際に生じた放射強制力との差を考慮に入れば、その後の観測とおおむね整合する。

本報告書で評価した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**可能性が非常に高い範囲**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**可能性が非常に高い範囲の上又は下のいずれかに外れている**。モデルが過去の温暖化をどの程度正確にシミュレーションしているかという情報は、観測と理論から得られる他の知見と同様に、地球温暖化予測を評価するために利用される(Cross-Section Box TS.1を参照)。全球気候モデルの水平解像度を上げることで、日降水量の小規模の特徴と統計値が改善される(**確信度が高い**)。追加的な生物地球化学的フィードバックが組み込まれている地球システムモデルは、これらの追加的フィードバックを考慮せず、より複雑度が低い同等の全球気候モデルと、多くの場合同程度の性能を示している(**確信度が中程度**)。{1.3.6, 1.5.3, 3.1, 3.5.1, 3.8.2, 4.3.1, 4.3.4, 7.5, 8.5.1, 9.6.3.1}

世界気候研究計画の第6期結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP6)の一環として調整及び収集された気候モデルシミュレーションは、前期プロジェクト(CMIP5)の様々な結果によって補完されたうえで、本報告書を裏付ける一連の主要な証拠となっている。最新世代のCMIP6モデルでは、これまでの世代と比べて物理プロセスの表現が改善され、さらに、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するようになってい

る。より小さなスケールのプロセスをより良好に捉えることができる高解像度モデルも、気候変動研究においてますます利用可能になっている(図TS.2 パネルa及びb)。統合地域気候ダウンスケーリング実験(CORDEX)などの組織化された領域気候モデリングのイニシアチブから得られた結果は、特に複雑な地形帯、沿岸域及び小島嶼、並びに極端現象に関して、CMIP6 全球モデルを補完して価値を高める。{1.5.3, 1.5.4, 2.8.2, FAQ 3.3, 6.2.2, 6.4, 6.4.5, 8.5.1, 10.3.3, Atlas.1.4}

これまでのIPCC評価報告書及び他の研究によって予測された世界平均気温の上昇及び温暖化の空間パターンは、特に、予測に用いた放射強制シナリオと実際に生じた放射強制力の違いを考慮に入れば、その後の観測とほぼ整合的であった(**証拠が限定的、見解一致度が高い**) (図TS.3)。AR5とSROCCによる2007~2018年の世界平均海面水位(GMSL)の予測によると、観測されたGMSL及び潮位計の観測データの地域加重平均の変化傾向と整合する。{1.3.6, 9.6.3.1}

広域的な気候変動指標のほとんどについて、本評価の基礎となるCMIP6のモデルでシミュレーションされた最近の平均気候は、AR5で用いられたCMIP5のモデルと比較して改善されている(**確信度が高い**)。これは、3世代のモデル(CMIP3、CMIP5、CMIP6)間でシミュレーションされた大気及び陸域に関する18の広域的な気候変動指標について、再解析データ及び観測データを基準として評価したときの性能を見れば明白である(図TS.2 パネルc)。生物地球化学的フィードバックの追加を特徴とする地球システムモデルは、多くの場合、これらのフィードバックがなく、より制約され複雑度がより低い関連モデルと少なくとも同等の性能を発揮する(**確信度が中程度**)。{3.8.2, 10.3.3.3}

1850~1900年から2010~2019年にかけての世界平均気温の変化に関するCMIP6複数モデル平均は、観測された昇温量の最良推定値に近い値である。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、評価された**可能性が非常に高い範囲の上又は下に外れている**。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も再現している(**確信度が中程度**)。上空の気温については、CMIP5モデルとCMIP6モデルのほとんどが、熱帯上部対流圏の昇温を、1979~2014年について10年あたり約0.1°C過大評価し続けている(**確信度が中程度**)。一方で、成層圏全体の世界平均気温変化のシミュレーションと改善された衛星による推定値との間の差異は減少した。{3.3.1}

いくつかのCMIP6モデルには、雲の表現の改善がみられる。CMIP5モデルによる負の短波の雲放射の効果は、現在気候において弱すぎるものが多かった。この誤差は、十分な数の過冷却液滴をより現実的にシミュレーションしたことと、それに伴って雲の光学的厚さが増加したことにより、特に南大洋上で低減された。地上の昇温にตอบสนองした雲の光学的厚さの負のフィードバックは、氷から

液体への雲粒の活発な相変化を通して雲が「明るくなる」（雲の短波放射効果が増大する）ことによって生じることから、CMIP6 モデルにおける熱帯以外の負の雲の短波フィードバックは以前よりも小さくなり、結果的に観測による推定値との一致度が向上した（**確信度が中程度**）。CMIP6 のモデルは概して、前世代の気候モデルよりもエーロゾル-雲相互作用を駆動するプロセスをより多く表現しているが、それによってエーロゾル-雲相互作用の放射強制力のシミュレーションの精度を向上させていることについては**確信度が中程度**に過ぎない。{6.4, 7.4.2, FAQ 7.2}

CMIP6 モデルによる降水パターンのシミュレーションには、特に熱帯海上においてまだ不十分なところがある。全球気候モデルの水平解像度を上げることで、日降水量の小規模の特徴と統計値が改善される（**確信度が高い**）。高解像度の全球モデル、領域モデル、及び水文モデルは、地形、植生、及び土地利用の変化を含む、地表付近のより良い表現を提供し、陸域の水循環における地域的変化のシミュレーションの精度を向上させることについての**確信度が高い**。{3.3.2, 8.5.1, 10.3.3, 11.2.3}

気候モデルは、変化傾向の大きさは異なるかもしれないものの全世界及びほとんどの地域で最近観測された極端な気温の平均状態及び総体的昇温傾向を再現しうることについて、**確信度が高い**。陸域における極端な降水の大規模スケールの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**。極端な降水の強度と頻度をシミュレーションする際の CMIP6 モデルの性能全般は、CMIP5 モデルの性能と同程度である（**確信度が高い**）。{Cross-Chapter Box 3.2, 11.3.3, 11.4.3}

複数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わらない。（**確信度が中程度**）。AR5 以降、海洋上層(< 700 m)における貯熱量変化の近年の観測推定値とモデルシミュレーションとの間の整合性が向上した。南大洋の平均的な東西方向の循環及び南北方向の子午面循環、並びに北大西洋の平均的な南北方向の子午面循環（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。{3.5.1, 3.5.4, 9.2.3, 9.3.2, 9.4.2}

CMIP6 モデルは人為的な CO₂ 排出に対する北極海の水氷面積の感度をより良くシミュレーションしており、衛星観測による北極海の水氷減少の時間変化をより良く捉えている（**確信度が高い**）。AR5 以降、氷床プロセスをモデル化する能力は大幅に向上した。その結果として、不安定性がない場合の氷床表面の質量収支と接地線（接地した氷床と棚氷の接合部で、氷が浮き始める箇所）の後退に関連する主要プロセスの表現について**確信度が中程度**である。ただし、氷床の不安定性、棚氷崩壊、及び底面融解のシミュレーションは、海洋強制力の不確実性と、

境界条件及びパラメータの不確実性の両方に対して感度が高いため、**確信度が低い**ままである。{1.5.3, 2.3.2, 3.4.1, 3.4.2, 3.8.2, 9.3.1, 9.3.2, 9.4.1, 9.4.2}

CMIP6 モデルは、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) 及びインド洋の海盆モードとダイポールモードにおける変動の空間的構造と分散のほとんどの側面を再現できる（**確信度が中程度**）。ただし、CMIP6 ではわずかに改善されたものの、いくつかの基本的プロセスの表現はまだ不十分である。南半球環状モード (SAM) と北半球環状モード (NAM) において観測された空間的な特徴と分散は、モデルによって非常によく再現されている（**確信度が高い**）。夏季の SAM の変化傾向の再現性は良好であり、特に CMIP6 モデルは CMIP5 モデルよりも優れている（**確信度が中程度**）。対称的に、NAM が正位相に向かう変化傾向の原因はよく理解されていない。大西洋東西モード及び南北モードを包含する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。十年規模変動のモードに関連する海面水温偏差の再現において、モデルの性能は、CMIP5 から CMIP6 にかけて改善されたものの、依然として限られている（**確信度が中程度**）(TS.1.4.2.2、表 TS.4 も参照)。{3.7.3~3.7.7}

地球システムモデル (ESM) 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内にある（**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覆い隠している。また、1990 年代における海洋への全球正味 CO₂ フラックスの弱まりと、2000 年以降のフラックスの強まりを ESM がシミュレーションしていることについても**確信度が高い**。{3.6}

温室効果ガス (GHG) 濃度の変化に対して気候システムがどのように応答するかを推定するために用いられる重要な数値として、平衡気候感度 (ECS) と過渡的気候応答 (TCR16) の 2 つがある。CMIP6 のモデルアンサンブルは、CMIP5 よりも ECS と TCR の値の範囲が広い（評価された範囲については TS.3.2 を参照）。このように感度の値がより大きいことは、いくつかのモデルにおいて熱帯以外の雲フィードバックが変更されたことに帰着させる（**確信度が中程度**）。CMIP6 モデルからの証拠と、ECS と TCR の独立した評価を組み合わせるために、本報告書全体を通して様々なエミュレータが使用されている。エミュレータは、世界平均気温及び海面水位の予測などの気候システムの主要な特徴を表現するために複雑な ESM の挙動を再現する、簡易気候モデル又は統計的手法を幅広く示す名称である。AR6 におけるエミュレータの主な用途は、ESM と観測値に基づく制約から得られる洞察を外挿し、より多くの排出シナリオに基づく予測を作成することであり、これはエミュレータの計算効率によって達成される。このようなエミュレータによる予測は、WGIII のシナリオ分類にも使用されている。{Box 4.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6, Cross-Chapter Box 7.1, FAQ 7.2}

¹⁶ 本報告書では、大気中の二酸化炭素 (CO₂) が 1%/年で増加する仮想的なシナリオで、大気中の CO₂ 濃度が工業化以前のものから 2 倍になるまでの地表気温の応答を、過渡的気候応答として定義している。

の内部変動に起因する予測の不確実性をより良好に定量化することが可能になった。{1.4.2, 1.5.3, 1.5.4, 4.2, 4.4.1, Box 4.1, 8.5.2, 10.3.4, 10.4}。

気候の自然変動が人為起源の気候の変化を十年規模の時間スケールで一時的に強める又は目立たなくしうるが、地域規模の気候の変化は検出されうる。人為起源の強制力は、一部の地域で、数十年単位の平均降水量の変化に寄与するが、内部変動は、多くの陸域で降水量の長期変化において人為起源のシグナルが顕在化するのを遅らせる（確信度が高い）。{10.4}

平均気温と極端な高温は、ほぼ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）。地域規模の気温、生育期間の長さ、極端な高温、及び霜などの気温に関連した変数の変化は既に生じており、これらの変化の多くが人間活動に要因特定できることについて確信度が中程度である。影響に関連するいくつかの変化はまだ自然変動の幅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）。北極海で海水の減少が顕在化しているのと同様に、海洋酸性化と貧酸素化は世界のほとんどの海域で既に顕在化している（確信度が高い）。{9.3.1, 9.6.4, 11.2, 11.3, 12.4, 12.5, Atlas.3~Atlas.11}

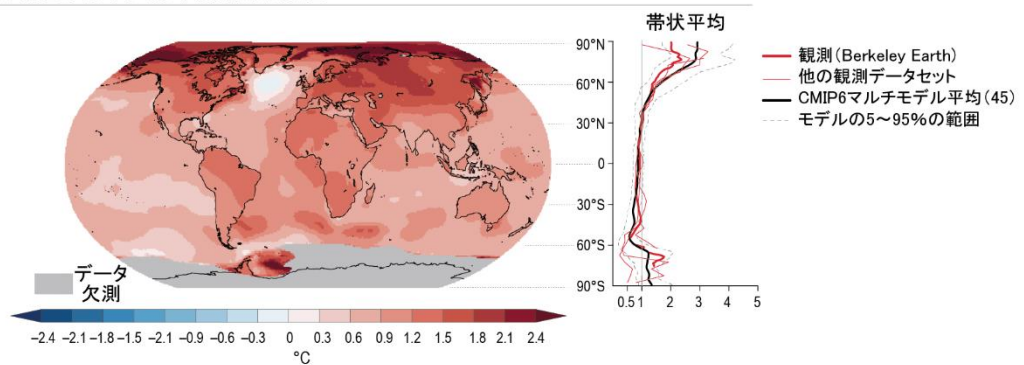
TS.1.2.4 人間の影響の理解

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次第に増強されており、地域規模の現象及び極端現象についての証拠を含め、本評価では一層強固になっている。IPCCにおいて、人間の影響とは、気候応答を引き起こす、又は気候応答に寄与する人間活動を指す。例えば、人為的な温室効果ガス排出は、大気の放射特性を変化させ、結果的に大気、海洋及び陸域の気候システム構成要素の昇温を引き起こす。気候に影響を及ぼす人間活動には他に、エアロゾル及び他の短寿命気候強制因子の排出及び都市化などの土地利用変化が含まれる。人間の影響に関する我々の理解は、より長期に及ぶ観測データセット、改善された古気候情報、AR5以降の昇温シグナルの増大、並びに気候モデル、物理的理解、及び要因特定技術から得られる（Core Concepts Boxを参照）。AR5以降、より広範に及ぶ気候変数と気候影響駆動要因（CIDs、Core Concepts Boxを参照）について、人間の影響に対する要因特定が可能になった。複数系統の証拠に基づく新しい技法と分析により、地域規模の極端な気象と気候の変化の要因を人間の影響に特定する際の確信度が向上している（確信度が高

地表気温の変化の顕在化

年平均気温の変化、及び年平均気温の年々変動に対する変化

(a) 1°Cの地球温暖化の水準における気温の変化



(b) 1°Cの地球温暖化の水準における年々変動の大きさに対する気温の変化の割合

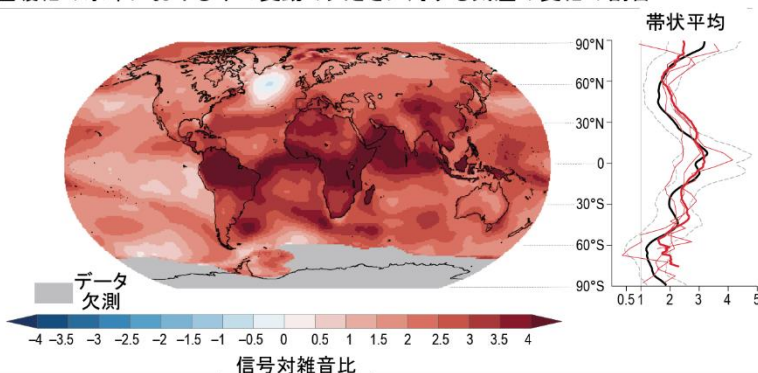


図 TS.3 | 過去の期間における気温変化の顕在化。この図の意図は、観測された気温の変化がどのように顕在化しているか、そしてその顕在化のパターンのモデルシミュレーションとの一致を示すことである。1°Cの地球温暖化の水準で観測された気温の変化 (a)、及び Berkeley Earth のデータを用いた信号対雑音比（地球温暖化の水準が1°Cのときの気温の変化を、年々変動の大きさと割ったもの (b)）。右のパネルは当該の地図の带状平均を示し、様々な観測データセットからのデータ（赤色）、及び観測データと同じ方法で処理した第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）のシミュレーション（黒色、5~95%の範囲付き）を含む。{1.4.2, 10.4.3}

い)。{1.3, 1.5.1, Appendix 1.A, 3.1~3.8, 5.2, 6.4.2, 7.3.5, 7.4.4, 8.3.1, 10.4, Cross-Chapter Box 10.3, 11.2~11.9, 12.4}

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に対する人間の影響への要因特定の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。{Cross-Chapter Box 10.3}

AR5 以降、地球システム内のエネルギーの蓄積は、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強固な指標として確立されている。エネルギーの蓄積速度は地球のエネルギーの不均衡と等価であり、世界の海洋の熱吸収、大気の上昇、陸域の上昇、及び氷の融解を含む、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における変化によって定量化される。世界平均気温の変化と比べて、地球のエネルギーの不均衡 (Core Concepts Box を参照) は変動性がより小さいため、より正確な変化傾向の特定と推定が可能になる。{Box 7.2, 7.2}

エネルギー収支に対する人為起源の寄与要因を特定は、地球の気候変動に対する人間の影響について暗黙の推定を提供する (TS.2 及び TS.3.1)。{Cross-Working Group Box: Attribution in Chapter 1, 3.8, 7.2.2, Box 7.2, Cross-Chapter Box 9.1}

地域規模の気候変動は、土地利用及び土地被覆の変化、又はエアロゾル濃度及び他の短寿命気候強制因子 (SLCFs) による地域規模の強制力によって緩和又は増幅される。例えば、都市とその周辺で観測された昇温傾向の違いは、部分的に都市化に要因特定される (確信度が非常に高い)。確立された要因特定の手法は、大規模な気候変動 (TS.2 で詳述) に対する人間の影響の評価に信頼性を与える一方で、AR5 以降に開発された新しい手法は個々の現象の要因特定を含み、極端な気候の変化を気候変動に要因特定する上での信頼性を向上させた (Box TS.10)。複数の要因特定手法によって、一部の地域の数十年平均降水量の変化への人間の影響の寄与が裏付けられている (確信度が高い)。観測ベースのデータセットの改善、プロセスのより良い物理的理解、様々な系統の証拠を組み合わせた科学文献の割合の増加、及び異なるタイプの気候モデルへのアクセス性の向上により、極端な気象と気候の過去と将来の変化に関する理解が増している (確信度が高い) (TS.2 及び TS.4 を参照)。{Cross-Working Group Box: Attribution in Chapter 1, 1.5, 3.2, 3.5, 5.2, 6.4.3, 8.3, 9.6, 10.1, 10.2, 10.3.3, 10.4.1, 10.4.2, 10.4.3, 10.5, 10.6, Cross-Chapter Box 10.3, Box 10.3, 11.1.6, 11.2~11.9, 12.4}

TS.1.3 将来の気候変動の評価

将来の気候変動を評価し、WGI、WGII、及び WGIII にまたがる気候変動評価の知見を統合するために、様々な枠組が利用される。これらの枠組には、(i) シナリオ、(ii) 地球温暖化の水準、及び (iii) 累積 CO₂ 排出量が含まれる (Core Concepts Box を参照)。後者 2 つは、将来予測を評価するにあたって、シナリオと経路に依存しないアプローチを提

供する。例えば、変化を評価する共通の参照期間と時間窓に関する追加的選択肢は、WGI 報告書全体及び AR6 全体にわたる統合を促進するのに一層役立ちうる (TS.1.1 を参照)。{1.4.1, 1.6, Cross-Chapter Box 1.4, 4.2.2, 4.2.4, Cross-Chapter Box 11.1}

TS.1.3.1 気候変動シナリオ

本報告書では、共通社会経済経路 (SSP) に基づく 5 つの中核的例示シナリオ (SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、及び SSP5-8.5) を一貫して用いている。これらのシナリオは、以前の WGI 報告書で評価されたシナリオよりも広範な温室効果ガスと大気汚染物質の将来を網羅しており、気候変動緩和策を伴わない CO₂ 排出が多い経路、及び CO₂ 排出が少ない新たな経路を含む (図 TS.4)。これらのシナリオでは、大気汚染対策の違いと気候変動緩和策の厳しさのバリエーションとが、人為的な SLCFs 排出の経路に強い影響を及ぼす。AR5 で使用された代表的濃度経路 (RCP) に依拠したモデリング研究は、例えば地域規模において、SSP シナリオに基づく評価を補完するために用いられる。

CMIP6 でシミュレーションされた昇温の CMIP5 に対する増加幅の約半分は、CMIP6 ではより気候感度が高いモデルが多いことに起因し、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) において放射強制力がより大きいことに起因している (確信度が中程度) ことが、RCP を用いた CMIP5 のシミュレーションと SSP に基づく CMIP6 のシミュレーションの比較によって示されている。個々のシナリオの実現可能性及び蓋然性は、広範な排出シナリオに対する気候応答に注目した本評価の対象ではない。{1.5.4, 1.6, Cross-Chapter Box 1.4, 4.2, 4.3, 4.6, 6.6, 6.7, Cross-Chapter Box 7.1, Atlas.2.1}

気候モデルを用いた気候変動予測には、温室効果ガス、エアロゾル、及びオゾン破壊物質の将来の排出量又は濃度、並びに土地利用の経時変化に関する情報が必要である (図 TS.4)。この情報を提供しうるのがシナリオであるが、ここでいうシナリオとは、21 世紀にわたって社会経済システムがどのように進展しうるかという仮定に基づく、相互に整合するこれらの変数の予測のことである。海洋と陸域の生物圏などの自然の放出源からの放出は、通常一定とするか、あるいは人為起源の強制力の変化又は予測される気候変動に応答して変化するものと仮定されている。過去の太陽放射照度の変化及びこれまでの火山噴火などの自然起源の強制力は、過去の時代を網羅するモデルシミュレーションにおいて表現されている。本報告書で評価した将来のシミュレーションは、太陽放射照度の変化予測、及び火山の強制力の長期平均をバックグラウンドとして考慮しているが、個々の火山噴火については考慮していない。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、また人為的な排出から、大気中濃度の変化、地球のエネルギーバランス (強制力) の変化、地球の気候の変化、そして最終的には地域規模の気候と気候影響駆動要因の変化に至るまでの因果の連鎖を辿る手段として、IPCC において長い歴史を持っている (図 TS.4, TS.2, Infographic TS.1)。

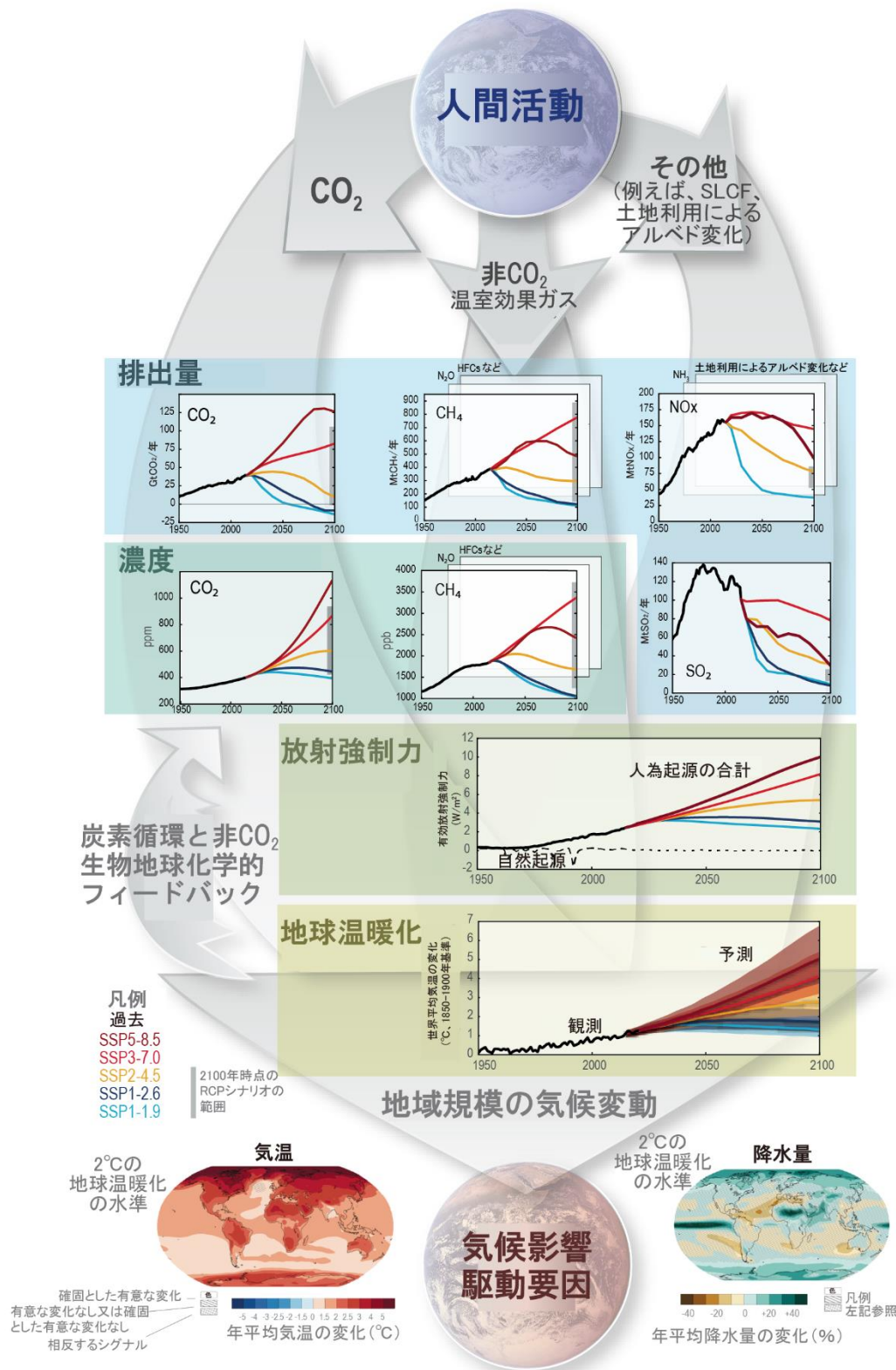


図 TS.4 | 気候変動の因果の連鎖。 この図の意図は、人為的な排出から始まり、大気中濃度の変化、地球のエネルギー収支（強制力）の変化、地球の気候の変化、そして最終的には地域規模の気候と気候影響駆動要因の変化に至るまでのプロセスの連鎖を説明することである。5つの中核的共通社会経済経路（SSP）シナリオのセットと、これまでの代表的濃度経路（RCP）シナリオにおける2100年時点の排出量と濃度の範囲を示している。二酸化炭素（CO₂）排出量（GtCO₂/年、パネル上段左）、メタン（CH₄）排出量（中央）、二酸化硫黄（SO₂）及び窒素酸化物（NO_x）排出量（全て Mt/年、右上）。大気中のCO₂濃度（ppm）及びCH₄濃度（ppb）（2段目左と右）。人為起源及び自然起源の強制力についての有効放射強制力（W m⁻²）（3段目）。1850～1900年を基準とした世界平均気温の変化（°C）（4段目）。1850～1900年を基準とした地球温暖化の水準が2°Cの時の気温変化予測（°C、左）及び年平均降水量の変化予測（%、右）の分布図（図TS.5も参照）（下段）。炭素循環及びCO₂以外の生物地球化学的フィードバックも、人為的な排出に対する最終的な応答に影響を与える（左側の矢印）。
{1.6.1, Cross-Chapter Box 1.4, 4.2.2, 4.3.1, 4.6.1, 4.6.2}

{1.5.4, 1.6.1, 4.2.2, 4.4.4, Cross-Chapter Box 4.1, 11.1}

社会経済の選択可能な将来を評価することによって生じる気候変動予測の不確実性、いわゆるシナリオの不確実性は、シナリオセットを使用することによって探求される。これらのシナリオは、将来起こりうる状況を幅広く網羅するように設計されているが、実際の将来の出来事の展開の仕方に一致させることは意図しておらず、気候変動が社会経済経路に与える影響も考慮されていない。気候変動予測は、シナリオの不確実性に加えて、気候応答の不確実性（すなわち、主要な物理プロセスについての我々の理解に関連する不確実性と気候モデルの構造的な不確実性）及び内部変動に付随する低減不可かつ内在的な不確実性にも左右される。予測の空間及び時間スケール、及び関心のある変数によって、これらの異種の不確実性の相対的重要性は大幅に変化するかもしれない。{1.4.3, 1.6, 4.2.5, Box 4.1, 8.5.1}

AR6 のシナリオは、AR5 で検討されたものよりも広範な将来の排出経路を網羅しており、気候変動緩和策を伴わない CO₂ 排出が多いシナリオと、今世紀半ば頃に正味ゼロの CO₂ 排出（Core-Concepts Box を参照）に達する CO₂ 排出が少ないシナリオを含む。本報告書では、21 世紀中及びそれ以降の気候変動を探求するために、中核となる 5 つの例示的シナリオセットを用いている（TS.2）。これらのシナリオは、SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5¹⁷ と呼ばれ、2100 年における広範な放射強制力水準を網羅している。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 倍の水準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）、及び 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。これらの SSP シナリオは、ESM によるシミュレーションにこれまでにない詳細な入力データを提供し、汚染物質の時間変化、排出量、又は土地利用及び土地被覆の変化などのいくつかの側面が、AR5 で用いられていた RCP よりも SSP シナリオの方がより広範囲にわたっていることに特に起因して、気候駆動要因と応答についてのより包括的な評価を可能にしている。RCP を用いたモデリング研究は、例えば地域規模で、SSP シナリオに基づく評価を補完する（TS.4）。シナリオの延長は、2100 年以降を考慮していない社会経済動態モデリングから独立した、排出量又は放射強制力の 2100 年以降の進展に関する仮定に基づいている。大気汚染又は所与の温暖化の水準からの一時的なオーバーシュートなどの特定の側面を探求するために、中核となるシナリオセットに加えて、同類型で仕様の異なるシナリオが使用されている。{1.6.1, Cross-Chapter Box 1.4, 4.2.2, 4.2.6, 4.7.1, Cross-Chapter Box 7.1}

SSP1-1.9 は、2100 年時点の温暖化を 1.5°C未満にし、21

世紀中の気温のオーバーシュートを限られたものにする将来排出経路の下端を表している（図 TS.6 を参照）。その対極にあるのは SSP5-8.5 で、文献から得られる将来の排出経路の中でも非常に高い昇温の上端を持つ。SSP3-7.0 は、SSP5-8.5 よりも GHG の総排出量は少ないが、例えば、CO₂ 排出量は 2100 年までに現在の水準からほぼ倍増する。SSP2-4.5 と SSP1-2.6 は、より強い気候変動緩和策を伴っており、GHG 排出量がより少ないシナリオを表している。SSP1-2.6 は、温暖化を 2°C未満に抑えるよう設計された。Infographic TS.1 は、各 SSP に付随する気候の将来を叙述的に説明している。本報告書で評価されたシナリオには可能性は付記されておらず、現在の変化傾向との関連における特定のシナリオの実現可能性についての最良の情報源は AR6 WGIII 報告書である。シナリオに関する文献では、RCP8.5 又は SSP5-8.5 などの CO₂ 排出量の多いシナリオの妥当性が、エネルギー部門の最近の開発に照らして論争になっている。ただし、RCP8.5 又は SSP5-8.5 で達する濃度の水準及びそれらに対応してシミュレートされた将来気候の特徴を排除できないため、これらのシナリオによる気候予測は依然として有用でありうる。これは、名目上排出量がより少ない経路において、モデル予測を駆動するために典型的に用いられる中央の濃度水準よりも高い濃度を予測する結果となりうる、炭素循環フィードバックの不確実性のためである。{1.6.1; Cross-Chapter Box 1.4; 4.2.2, 5.4; SROCC; Chapter 3 in WGIII}

SSP に基づくシナリオの基礎となる社会経済の叙述には、シナリオで想定されている大気汚染対策の水準に差がある。この差異は、気候変動緩和策の厳しさのバリエーションとともに、その一部が大気汚染物質でもある人為的な SLCFs 排出の経路に強く影響を及ぼす。SSP1 と SSP5 は、強力な汚染対策を想定し、オゾン前駆物質（メタン（CH₄）を除く）、及びエアロゾルとその前駆物質のほとんどについて世界規模での排出量が中長期的に減少すると予測している。SSP1-1.9 又は SSP1-2.6 のように顕著な脱炭素化を想定したシナリオでは、大気汚染対策による削減が一層強化されている。SSP2-4.5 は、大気汚染物質の排出量が現在の変化傾向を維持する中程度の汚染対策を伴うシナリオであり、SSP3-7.0 は、21 世紀にかけて大気汚染物質の排出量が大幅に増加する緩い汚染対策のシナリオである。SSP に基づくシナリオにおいて、メタン排出量は気候変動緩和の全体的な厳しさによって異なり、SSP1-1.9 と SSP1-2.6 では急速に減少するが、SSP5-8.5 では 2070 年以降のみ減少する。SSP の経路は、RCP シナリオで考慮された大気汚染物質の排出経路より広範に及び（図 TS.4 を参照）、想定される汚染対策に大きな地域差がある可能性を反映している。これらが気候及び大気汚染に及ぼす影響は、Box TS.7 で評価している。{4.4.4, 6.6.1, 図 6.4, 6.7.1, 図 6.19}

RCP の名称も 各 RCP が 2100 年に達する放射強制力の水準によって決められているため、原理的には AR6 の中核的なシナリオセットと関連付けられうる（図 TS.4）。ただ

¹⁷ 本報告書全体を通して、シナリオは SSPx-y と表記する。ここで、「SSPx」はシナリオの基調となる社会経済的傾向を表す共通社会経済経路（SSP）を、「y」は 2100 年にそのシナリオがもたらすおおよその放射強制力の目標水準（単位：W m⁻²）を指す。

し、RCP と SSP に基づくシナリオは直接比較できない。第一に、気体対気体の構成が異なる。例えば、SSP5-8.5 シナリオは、RCP8.5 と比較して CO₂ 濃度が高いが CH₄ 濃度は低い。第二に、予測される 21 世紀の経路は、2100 年までに同一の放射強制力をもたらすものであっても様々あるかもしれない。第三に、有効放射強制力 (Core Concepts-Box を参照) 全体が異なるかもしれない、成層圏温度調整後の放射強制力のラベルが名目上同一の RCP と比較して、SSP の方が高い傾向にある。RCP で駆動した CMIP5 の予測と、SSP に基づくシナリオで駆動した CMIP6 の予測 (Cross-Section Box TS.1) の間の差異を比較すると、シミュレーションされた昇温幅の差異の約半分は CMIP6 では気候感度がより高いモデルが多い事に起因しており、残り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 ERF がより大きいことに起因している (確信度が中程度) ことを示している (TS.1.2.2 を参照)。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、CMIP5 の RCP8.5 よりも CMIP6 で予測された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である (確信度が中程度)。AR6 では、様々なシナリオの下で世界平均気温を評価するために、CMIP6 の結果だけでなく複数系統の証拠も用いていることに留意されたい (評価の詳細については、Cross-Section Box TS.1 を参照)。

地球システムモデルは人為的な CO₂ 排出量を与えることで駆動されうる (「排出量駆動」実験) が、この場合は大気中の CO₂ 濃度が予測される変数になる。あるいは、時間変化する大気中濃度を与えることでも駆動されうる (「濃度駆動」実験)。排出量駆動実験では、気候の変化が炭素循環にフィードバックし、各 ESM で予測される CO₂ 濃度を相互作用的に変化させるため、気候変動に対する炭素循環応答の不確実性が予測に追加される。濃度で駆動したシミュレーションは、炭素循環のフィードバックの中央推定値に基づいている一方で、排出量で駆動したシミュレーションは、フィードバックの不確実性の役割を定量化するのに役立つ。同じシナリオについて排出量駆動実験と濃度駆動実験の両方が利用可能な数少ない ESMs 間における差異は小さく、Cross-Section Box TS.1 と TS.2 で議論されている世界平均気温予測の評価には影響を及ぼさない (確信度が高い)。排出量で駆動したシミュレーションは、濃度で駆動したシミュレーションよりも 21 世紀末までに平均で約 0.1°C 低くなるが、これは排出量で駆動した ESM が一般的に低い CO₂ 濃度をシミュレーションしていることを反映しており、その推定幅は、CO₂ 濃度のシミュレーションの幅を反映し、約 0.1°C 大きい。ただし、これらの炭素循環-気候フィードバックは、累積 CO₂ 排出量に対する過渡的気候応答 (TCRE¹⁸) に影響を及ぼし、その定量化は、ESM によってシミュレーションされた地球温暖化の水準と整合する残余カーボンバジェットを評価するために重要である (TS.3 を参照)。{1.6.1, Cross-Chapter Box 1.4, 4.2, 4.3.1, 5.4.5, Cross-Chapter Box 7.1}

TS.1.3.2 地球温暖化の水準と累積 CO₂ 排出量

1850~1900 年を基準として 1.5°C 又は 2°C 高い水準などの様々な地球温暖化の水準において気候変動の地理的応答パターンを定量化することは、平均的な気候、極端現象、及び気候影響駆動要因の変化を特徴付けるのに有用である。本報告書における地球温暖化の水準は、所与の温暖化の水準に達する時期及び温暖化をもたらす排出シナリオから独立した統合された次元として使用される。多くの気候変数では、所与の地球温暖化の水準に対する応答パターンは、異なるシナリオ間で整合的である。ただし、氷床と氷河の質量減少、海洋深層の昇温、及びそれに伴う海面水位上昇などの応答の遅いプロセスについては、この限りではない。これらの変数の応答は、所定の地球温暖化の水準に達するまでの時間に依存し、また、過渡的な昇温状態で達するか、又はその温暖化の水準を一時的にオーバーシュートした後に達するのかが異なり、地球温暖化が安定化した後でも数百年から数千年の間進行し続ける。それぞれの地球温暖化の水準は特定の累積 CO₂ 排出量と密接に対応しており、これは地球温暖化の水準が世界平均気温とほぼ線形の関係にあるためである。本報告書では、1850~1900 年比で 1.0°C、1.5°C、2.0°C、3.0°C、及び 4.0°C 高温な状態を地球温暖化の水準の主要なセットとして用いている。{1.6.2, 4.2.4, 4.6.1, 5.5, Cross-Chapter Box 11.1, Cross-chapter Box 12.1}

季節平均、年平均、及び極端な地表気温と降水量などの多くの気候変動の指標について、それらの変化の地理的パターンは、温暖化を引き起こした排出経路の詳細、あるいは所定の温暖化の水準に達する時期とは独立に、地球温暖化の水準によって良好に推定される。したがって、1850~1900 年平均を基準として、例えば 1.5°C 又は 2°C の世界平均気温の上昇として定義される地球温暖化の水準は、特定のシナリオ又は期間から独立して気候情報を統合するための有用な手法である。{1.6.2, 4.2.4, 4.6.1, 11.2.4, Cross-Chapter Box 11.1}

地球温暖化の水準を使用することにより、地球温暖化の変化による寄与と気候応答の地域的側面を切り離すことが可能になる。これは、所与の地球温暖化の水準における応答パターンのシナリオによる違いが、モデルの不確実性及び内部変動よりも小さいことが多いためである。地球温暖化の水準と応答パターンの関係は線形であることが多いが、極端な高温の頻度のような非線形の変化についても情報を統合しうる。そのためには、地球温暖化の水準との関係がシナリオと放射強制因子の相対的寄与に大きく依存しないことが必要条件である。{1.6, 11.2.4, Cross-Chapter Box 11.1}

地球温暖化の水準で気候情報を統合する手法にも、いくつかの限界がある。気温と降水量 (極端現象を含む)、海面面積、永久凍土、及び積雪面積のように温暖化に素早く応答する変数は、所与の地球温暖化の水準においてシナリオ

¹⁸ 単位累積 CO₂ 排出量 (通常 1000GtC) あたりの過渡的な地表気温の変化。

にほとんど依存しない一方で、氷河と氷床の質量、海洋深層の昇温、及びこれらの海面水位上昇への寄与などの、ゆっくりと応答する変数は、所与の地球温暖化の水準に達するまでに辿る温暖化経路に大きく依存する。また、長寿命の温室効果ガス及びSLCFの排出などの人為起源の強制因子間のバランスが異なっている、所与の地球温暖化の水準に達しうするため、応答パターンはこのバランスに依存するかもしれない。最後に、気温関連の変数であっても、所定の地球温暖化の水準に急速な昇温の過渡的狀態で達したのか、あるいは海陸の昇温コントラストがより少ない時に平衡狀態で達したのかによって、その応答には違いがある。SSP1-1.9 シナリオは、21 世紀末までに（比較的）短期間で安定化した後で約 1.5°Cの地球温暖化の水準に対する応答の評価が可能になる。{4.6.2, 9.3.1.1, 9.5.2.3, 9.5.3.3, 11.2.4, Cross-Chapter Box 11.1, Cross-Chapter Box 12.1}

地球温暖化の水準は、科学分野と社会経済的アクターを横断的に統合する次元として非常に重要であり、パリ協定における「世界平均気温の上昇を、工業化以前より 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 1.5°C高い水準に抑制する努力を追求する」という長期目標が動機となっている。気温水準による集約的な影響の推移も広く利用され、IPCC WGII の評価に組み込まれている。これには、IPCC WGII における「懸念材料」(RFC) 及び他の「パーニングアンバー」の図が含まれる。SR1.5、SROCC、SRCCL において、RFC の枠組は、0.5°C異なる地球温暖化の水準の間の影響の差異と、様々な社会経済的仮定についてリスクの推移を明示的に検討すること

で、一層拡張されている。{1.4.4, 1.6.2, 11.2.4, 12.5.2, Cross-Chapter Box 11.1, Cross-Chapter Box 12.1}

SR1.5 は、「気候モデルは、現在と 1.5°Cの地球温暖化の間、及び 1.5°Cと 2°Cの [地球温暖化の] 間には、地域規模の気候特性に明確な違いがあると予測している」と結論付けている。本報告書は、気候予測、影響、適応の課題及び気候変動緩和の課題を、3 つの作業部会それぞれで、また作業部会間で、1850～1900 年を基準として統合しうる、共通の地球温暖化の水準のセットを採用している。本報告書の中核的な地球温暖化の水準のセットは、1.0°C（現在の状況に近い）、1.5°C、2.0°C、3.0°C、4.0°Cである。{1.4, 1.6.2, Cross-Chapter Box 1.2, 表 1.5, Cross-Chapter Box 11.1}

シナリオと地球温暖化の水準の関連付け

本報告書では、シナリオに基づく気候予測は、特定の地球温暖化の水準における ESM モデルの応答をシナリオ横断的に集約することによって地球温暖化の水準に変換されている（図 TS.5 及び図 TS.6 を参照）。個々のシミュレーションが所与の地球温暖化の水準に達する時期前後の 20 年間における気候応答パターンは、その地球温暖化の水準に達する全てのモデルとシナリオにわたって平均されている。ただし、特定のシナリオの下で所与の地球温暖化の水準に達する時期（又は「地球温暖化の水準を超過する時期」）の最良推定値及び可能性が高い範囲は、CMIP6 の出力だけでなく、現在までに観測された昇温、CMIP6 の出力及び追加的な一連の証拠を考慮した複合的評価に基づい

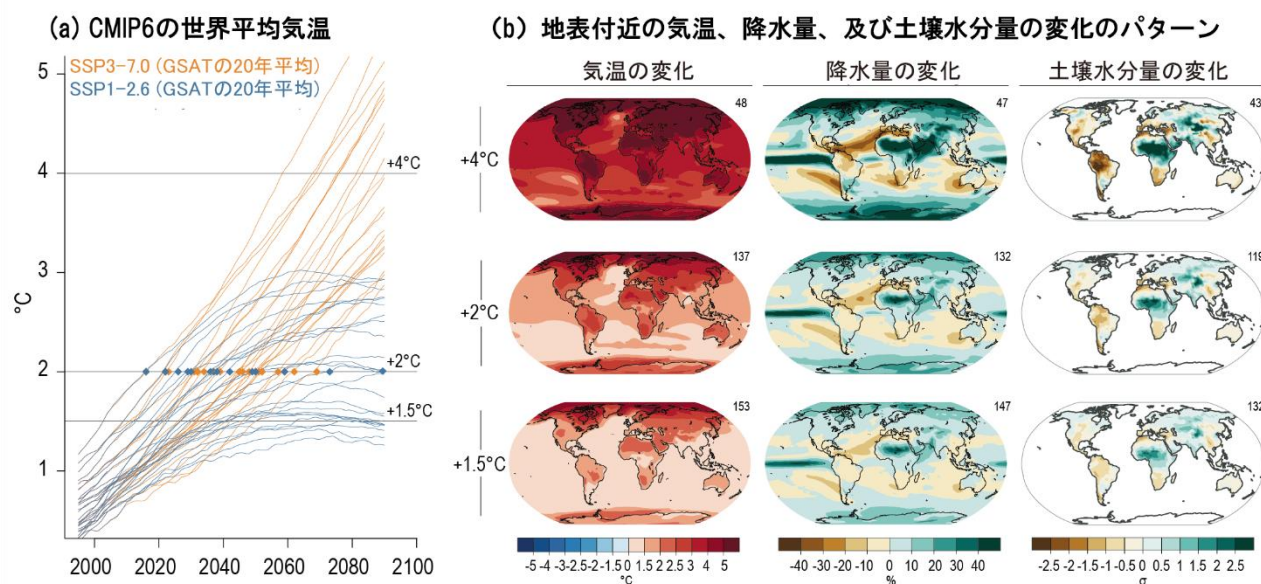


図 TS.5 | シナリオ、地球温暖化の水準、及び変化のパターン。この図の意図は、シナリオがどのように地球温暖化の水準とリンクしているのかを示し、地球温暖化の水準に伴う変化パターンの進展の例を提供することである。(a) 制約をしていない第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) のシミュレーションでの、2つの例示的シナリオ (SSP1-2.6 と SSP3-7.0) についての人為的な排出に対する世界平均気温の応答として定義した地球温暖化の水準の具体例。所与のシミュレーションが 1850～1900 年を基準として、特定の地球温暖化の水準（例えば+2°C）に達する時期は、20 年移動平均の中央年が最初にその温暖化の水準に達する時期としている。+2°Cの点と、全てのシミュレーションが全ての温暖化の水準に達しているわけではないことに注目されたい。ある地球温暖化の水準に達する時期の評価には、追加的な多方面の証拠が考慮されており、Cross-Section Box TS.1 で議論されている。(b) 3つの地球温暖化の水準における、地表面付近の気温、降水量（変化%で表示）、土壌水分量（年々変動に対する標準偏差で表示）の変化の応答パターンについての複数モデル、複数シミュレーションの平均。パネル右上の数字は平均に用いたモデルシミュレーションの数で、5つの共通社会経済経路 (SSPs) のいずれかにおいて、対応する地球温暖化の水準に達する全てのモデルを含む。考察については TS.2 を参照。{Cross-Chapter Box 11.1}

ている（Cross-Section Box TS.1 を参照）。{4.3.4, Cross-Chapter Box 11.1, Atlas.2, Interactive Atlas}

地球温暖化の水準は、累積 CO₂ 排出量（及び場合によっては CO₂ 換算の累積排出量）と密接に関連している。本報告書は、累積 CO₂ 排出量とそれが引き起こす世界平均気温の上昇との間にほぼ線形の関係が存在するという AR5 WGI 報告書及び SR1.5 の評価を再確認している（TS.3.2）。これは、CO₂ の排出が継続されると、更なる昇温及びそれに伴い気候システムの全ての構成要素における変化が引き起こされることを意味する。累積 CO₂ 排出量が減少する（すなわち、正味負の排出量が達成される）場合、水循環などのいくつかの構成要素についてこの関係性は弱まる。WGI 報告書は、シナリオ間で気候応答を比較するために累積 CO₂ 排出量を用い、WGIII における排出経路の評価とのリンクを提供している。累積 CO₂ 排出量を用いる利点は、それが例えば ERF 及び TCR の不確実性のような、排出から気温変化までの因果の連鎖の不確実性に左右されるシナリオに基づく予測の結果ではなく、排出シナリオ固有の特性であるということにある（図 TS.4）。累積 CO₂ 排出量は、緩和の選択肢を評価するための関連性も提供しうる。累積 CO₂ 排出量には非 CO₂ 排出量についての情報は含まれないが、特定の排出メトリックを用いて CO₂ 換算の排出量を推定することで、非 CO₂ 排出量を含めうる（TS.3.3）。{1.3.2, 1.6, 4.6.2, 5.5, 7.6}

TS.1.4 影響とリスクの評価のための地球規模から地域規模の気候情報

AR6 WGI 報告書は、統合された領域気候モデルアンサンブル予測の利用可能性の増大、並びに全球及び領域気候モデルの精巧さと解像度の向上に支えられ、地域規模の情報への焦点を拡大した（確信度が高い）。複数系統の証拠は地球規模から地域規模までの気候情報の構築に使用されうる上に、ユーザーのニーズを満たすための共同製作プロセスによって更に蒸留されうる（確信度が高い）。リスク評価をより適切に支援するため、AR6 では3つの作業部会全てに共通するリスクの枠組が導入され、WGI では物理的な気候のストーリーラインを用いて可能性が低くとも影響が大きい結果を明示的に扱っている（Core-Concepts Box を参照）。

気候影響駆動要因は、社会又は生態系の要素に影響する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。これらは、その影響が潜在的機会をもたらすのか、それとも有害（つまり、ハザードと同様）なのかに関する先入観のないリスクの枠組に対する WGI の貢献である。多くの地球規模及び地域規模の気候影響駆動要因は、地球温暖化の水準と直接的な関係にある（確信度が高い）。{1.4.4, 1.5.2–1.5.4, Cross-Chapter Box 1.3, 4.8, 10.1, 10.5.1, Box 10.2, Cross-Chapter Box 10.3, 11.2.4, 11.9, Box 11.2, Cross-Chapter Box 11.1, 12.1–12.3, 12.6, Cross-Chapter Boxes 12.1 and 12.2, Atlas.1.3.3–1.3.4, Atlas.1.4, Atlas.1.4.4}

気候変動は地球規模の現象だが、地域によってその様相は

異なる。気候変動の影響は一般的に、局所規模、国家規模、及び地域規模で経験され、これらの規模は意思決定が行われる典型的な規模でもある。影響とリスクの評価のための確実な気候変動情報が、地域規模でますます利用できるようになっている。TS.4 で使用されている通り、AR6 の地理的地域は、気候情報の背景によって、亜大陸地域又は海洋域などの大きな地域、又はモンスーン地域、沿岸域、山脈、又は都市などの類型的な地域を指すことがある。新しい標準的な AR6 WGI の参照地域も本報告書に含まれている（図 TS.6、パネル下段）。{1.4.5, 10.1, 11.9, 12.1–12.4, Atlas.1.3.3–1.3.4}

全球気候モデル及び領域気候モデルは、地域規模での気候情報の重要な情報源である。AR5 以降、統合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増したことで、全球気候モデルと領域気候モデルの精巧さと解像度の水準が向上したことにより、地域規模での様々な気候変数の過去と将来の進展のより包括的な評価が可能になっている。これは、例えば、影響に関連する許容の閾値について、情報を提供する観測、要因特定及び部門別脆弱性の研究によって補完されている。{10.3.3, 11.9, 12.1, 12.3, 12.6, Atlas.3–Atlas.11}

TS.4.1.1 及び TS.4.1.2 で詳述しているように、観測、モデルシミュレーション及び他のアプローチから得られた複数系統の証拠を用いて地域規模の気候情報を構築しうる。現象及び特定の状況によって、これらの情報源及び方法論は、地域規模での気候に関連するプロセス、駆動要因及びフィードバックの理論的理解；複数のデータセットから得られた観測データの変化傾向；並びにこれらの変化傾向の特定の駆動要因の要因特定を含む。さらに、異なるモデルの種類（全球気候モデルと領域気候モデル、エミュレータ、統計的ダウンスケーリング手法などを含む）と実験（例えば、CMIP、CORDEX、及び異なる初期条件による単一モデル大規模アンサンブルシミュレーション）、要因特定の方法論、並びに他の関連するローカルな知識（例えば、先住民の知識）も利用されている（Box TS.11 を参照）。{1.5.3, 1.5.4, Cross-Chapter Box 7.1, 10.2–10.6, 11.2, Atlas.1.4, Cross-Chapter Box 10.3}

気候情報は、直面している問題の具体的な背景、基礎となる価値観、及び異なるコミュニティ間のコミュニケーションの課題を考慮したうえで、利用者、利害関係者、及び気候情報の製作者を巻き込んだ共同製作プロセスの中で、複数系統の証拠から蒸留されうる。共同製作プロセスは、TS.4.1.2 で議論されている気候サービスの本質的な部分である。{10.5, 12.6, Cross-Chapter Box 12.2}

AR6 では、局所規模又は地域規模での意思決定に情報を提供することを目的として、共通のリスクの枠組が実行されている。地域と利害関係者の事情に合わせて、影響とリスクにより関連した気候変動情報を構築するための方法論が開発された。複数系統の証拠に基づく気候情報を作り上げるために物理的ストーリーラインの手法が使用されており、この手法はリスク評価において考慮すべき物理的に妥当性のある、可能性が低くとも影響が大きい結果と、気

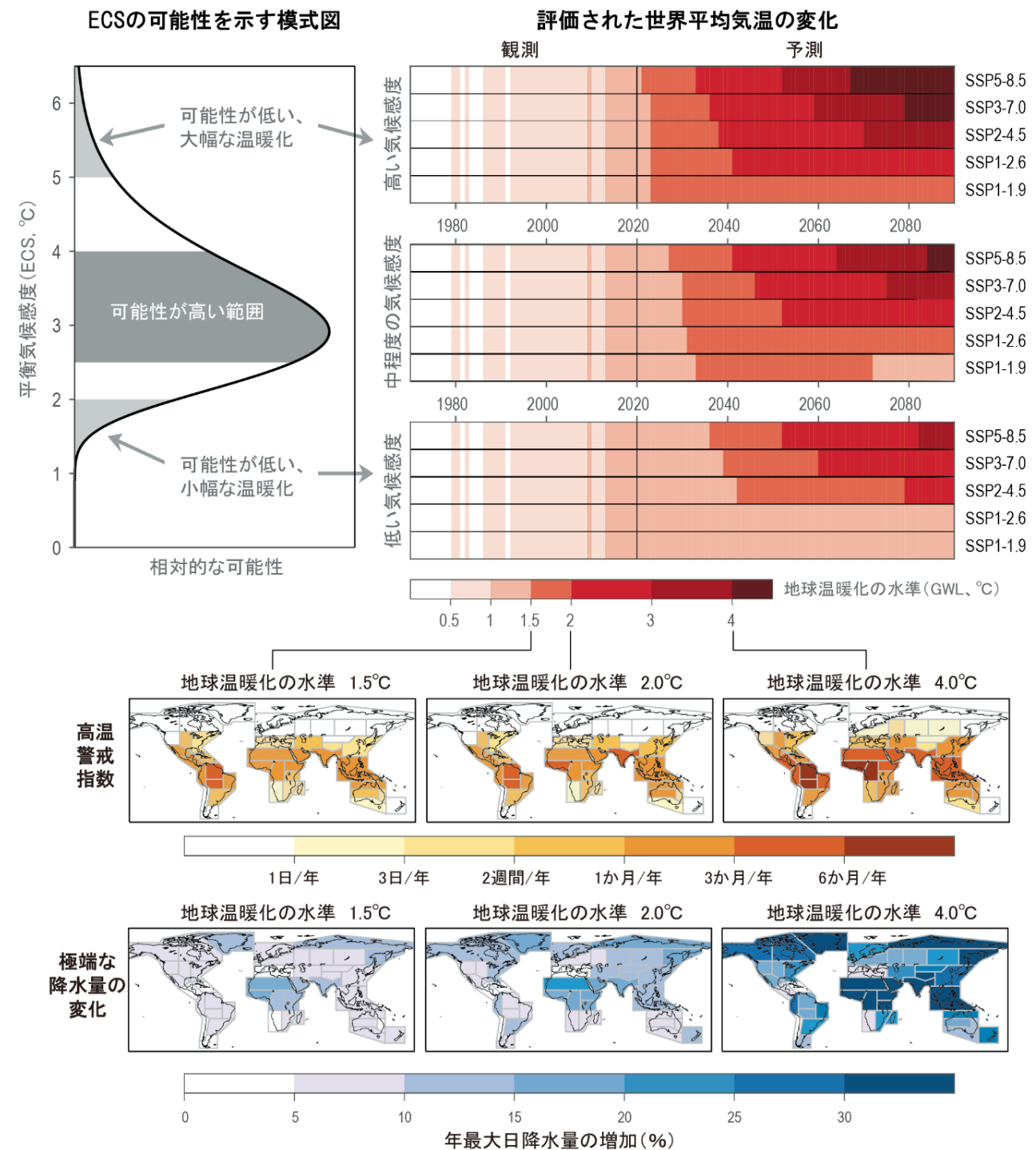


図 TS.6 | 技術要約の主要な側面の模式図。この図の意図は、観測及び予測された世界気温の変化、並びに、それに伴う影響とリスクの評価に関連する気候影響駆動要因 (CIDs) の地域規模の変化と関連した、本技術要約の多くの様々な側面を要約することである。左上：AR6 の評価と整合する平衡気候感度 (ECS) の可能性 (の範囲) を示す模式図 (第 7 章及び TS.3 参照)。5°C 以上及び 2°C 未満の ECS の値は、それぞれ可能性が低い大幅な温暖化 (LLHW) 及び可能性が低い小幅な温暖化と呼ばれている (Box TS.3)。右上：観測された世界平均気温 (Cross-Section Box TS.1 参照) 及び予測される世界平均気温の変化。評価された 95% (上段)、50% (中段)、5% (下段) の可能性での時系列を用いて、1850～1900 年を基準とした地球温暖化の水準として示されている (第 4 章及び TS.2 参照)。下段のパネルは、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) により予測された 2 つの気候影響駆動要因 (CIDs、TS.1.4 参照) の中央値を、AR6 の陸域の地域単位で 3 種類の地球温暖化の水準 (1.5°C、2°C 及び 4°C の列) について示した分布図 (第 1 章、10 章、Atlas、及び TS.1.4 参照)。高温警戒指数は、米国海洋大気庁 (NOAA) に従い、人間の健康に対して「危険」とされる水準の高温警戒が発出されるであろう年間日数を地域ごとに平均したもの (NOAA HI41、第 12 章及び Annex VI 参照)。極端な降水量の変化の分布図は、それぞれの地球温暖化の水準に到達したときの、1 年で最も雨の多い日 (Rx1day、1995～2014 年を基準とした相対値、第 11 章参照) の降水量の変化%を地域ごとに平均したもの。他の CIDs については TS.4 で詳述する。{1.4.4, Box 4.1, 7.5, 11.4.3, 12.4}

候の変動性に関連する不確実性とに明示的に対処しうる (図 TS.6)。{Cross-Chapter Box 1.3, 4.8, Box 9.4, 10.5, Box 10.2, Box 11.2, 12.1~12.3, 12.6, Glossary}

AR6 で開発された気候影響駆動要因の枠組は、部門別の影響とリスクの評価に関連する、変化する気候条件の評価を裏付ける。気候影響駆動要因 (CIDs) とは、社会又は生態系の要素に影響する物理的気候システムの状態 (例えば平均、極端現象、現象) であり、したがって、気候情報を提供する際の潜在的優先事項である。例えば、米国海洋大気庁 (NOAA) が高温警報の発表に使用する暑熱指数 (HI) は、暑熱ストレスによる人間の健康への悪影響に関連付けられうる CID 指数である (図 TS.6 を参照)。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構成要素、地域及び部門にわたって、有害 (例えば、リスクの枠組におけるハザード) にも有益にも中立にも、又はそれらが混合した状態にもなりうる (WGII 第2~8章の部門ごとの章に合致)。各部門は複数の CIDs による影響を受け、各 CID は複数の部門に影響を及ぼす。気候変動

は、既に CID の様相を変化させ、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変化をもたらしている (確信度が高い) (地域別詳細は TS.4.3 を参照)。{12.1~12.4, 表 12.1, 表 12.2, Annex VI}

極端現象を含む、地球規模及び地域規模の CIDs の多くは、地球温暖化の水準 (GWL) と直接的な関係にあるため、AR6 WGII で評価された「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。これには、平均及び極端な暑さ、寒さ、湿潤、及び乾燥のハザード、雪氷圏のハザード (積雪面積、氷面積、永久凍土)、並びに海洋のハザード (海洋熱波) が含まれる (確信度が高い) (図 TS.6)。特定の GWL と転換点 (ティッピングポイント) 及び不可逆的動態との間の関連性を確立することは、モデルの不確実性及び観測データの欠如のために困難は多いが、それらが発生する可能性を排除できず、それらの発生確率は一般的に温暖化の水準とともに増大する (Box TS.1, TS.9)。{11.2.4, Box 11.2, Cross-Chapter Boxes 11.1 and 12.1}

Cross-Section Box TS.1 : 世界平均気温の変化

この Box では、過去、現在、及び将来の世界平均気温の評価結果をまとめる。陸域及び海水の表面付近の気温と海水のない海域の海面水温に基づく世界全体の推定平均値 (GMST) と表面付近の気温に基づく世界全体の平均値 (GSAT) は、IPCC 報告書において地球温暖化を推定するために使用される世界平均気温の2つの主要な指標である。GMST は (海水のない) 海面水温 (SST) と陸域及び海水域の表面付近 2m の気温を合わせたもので、古気候、過去、及び現在の観測による推定のほとんどで使われている。GSAT は全ての表面付近 2m の気温を表す指標で、一般に気候モデルで診断に用いられる。GMST と GSAT の時間変化は、正負いずれかの方向に最大で 10% の差異がある (確信度が高い) が、モデルと直接観測に相反する証拠があることに加えて、理論的な理解の限界もあって、長期変化傾向の差の符号についての確信度が低い。したがって、GMST と GSAT の長期変化は、GSAT の推定値の不確実性が拡大したこともあり、現時点では同一であると評価されている。そのため、TS と SPM の文中では、両方の変数に対して「世界平均気温 (global surface temperature)」という用語を使用している。{Cross-Chapter Box 2.3}

世界平均気温は、1850~1900 年から 21 世紀最初の 20 年間 (2001~2020 年) までに 0.99 [0.84 ~1.10] °C 上昇し、1850~1900 年から 2011~2020 年まででは 1.09 [0.95~1.20] °C 上昇した。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 年前の範囲 [0.2°C ~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気温範囲 [0.5°C~1.5°C] に 2011~2020 年の値が含まれている (確信度が中程度)。1850~1900 年を基準とした 2010~2019 年の世界平均気温における人為起源の変化の可能性が高い範囲は 0.8°C~1.3°C、その中央推定値は 1.07°C である。この範囲が同期間中に観測された温暖化の最良推定値 1.06°C とその可能性が非常に高い範囲 [0.88~1.21°C] を含む一方、自然起源の強制力に要因特定される変化の可能性が高い範囲は -0.1~+0.1°C にすぎない。

1850~1900 年と比べた 2081~2100 年の世界平均気温は、CO₂ 排出が非常に少ないシナリオ (SSP1-1.9) では [1.0°C~1.8°C]、CO₂ 排出が非常に多いシナリオ (SSP5-8.5) では [3.3°C~5.7°C] 高くなる可能性が非常に高い。SSP5-8.5 以外のここで評価された全てのシナリオにおいて、世界平均気温の 20 年平均中央推定値が 1.5°C の水準を超える時期は 2030 年代初頭であり、これは SR1.5 で評価された可能性が高い範囲 (2030~2052 年) の初期にあたる。SSP1-1.9 においては、1850~1900 年を基準とした世界平均気温は 21 世紀を通して 1.6°C 未満で推移す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 未満だけ超える一時的なオーバーシュートの可能性を示唆している。ここで考慮されている全てのシナリオにわたって、世界平均気温が 1850~1900 年を基準として 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)。1850~1900 年を基準とした世界平均気温の上昇量は、SSP5-8.5 では 2°C を超過するだろうが、SSP1-1.9 では 2°C を超過する可能性が極めて低い。十年規模の時間スケールで世界平均気温の変化傾向が抑制される期間及び増強される期間は 21 世紀の間に発生し続ける (確信度が非常に高い)。強力な緩和策が世界平均気温の 20 年平均の変

化傾向に及ぼす影響は、大規模な火山噴火が起こらないと仮定すると、短期（2021～2040 年）のうちに顕在化するであろう**可能性が高い**（図 TS.8, Cross-Section Box TS.1 図 1）。{2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 7.3}

過去の世界平均気温

データセットの革新、特に極域の表現がより包括的になったことと、新しいデータセットを利用できるようになったことで、AR5 で報告された直接的に同等な推定値と比較して、より大きい世界平均気温変化という評価につながった。1850～1900 年から 1986～2005 年までの気温変化の評価において、AR5 と AR6 の間の観測に関する理解の変化による寄与だけで 0.08 [-0.01～0.12] °C と推定される。世界平均気温は、1850～1900 年から 1995～2014 年の間に 0.85 [0.69～0.95] °C、1850～1900 年から 21 世紀の最初の 20 年間（2001～2020 年）の間に 0.99 [0.84～1.20] °C、そして 1850～1900 年から直近 10 年間（2011～2020 年）の間には 1.09 [0.95～1.20] °C 上昇した。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。1850～1900 年以降、気温は海上よりも陸域でより速く上昇し、2011～2020 年までの昇温は陸域で 1.59 [1.34～1.83] °C、海上で 0.88 [0.68～1.01] °C であった。{2.3.1, Cross-Chapter Box 2.3}

放射強制力は、人為起源の影響の始まりとして 1750 年を基準としていることを認識しつつ、AR5 及び AR6 特別報告書との整合性のために、1850～1900 年の世界平均気温を工業化以前の近似値として使用している。1750 年を基準とした 1850～1900 年の正味の人為起源の強制力は 0.0～0.3 W m⁻² であった**可能性が高く**（**確信度が中程度**）、1750 年前後から 1850～1900 年の間の世界平均気温の変化は 0.1°C 前後（**可能性が高い範囲**は -0.1～+0.3°C、**確信度が中程度**）で、そのうち 0.0～0.2°C（**可能性が高い範囲**）が人為起源の要素であった（**確信度が中程度**）。{Cross-Chapter Box 1.2, 7.3.5}

世界平均気温は地質学的な時間の経過とともに変化している（図 TS.1, Box TS.2）。世界平均気温は約 6500 年前を起点として概ね低下し、後氷期（およそ 7000 年前以降）で最も寒い数百年の期間（約 1450～1850 年）に至っている（**確信度が高い**）。過去 50 年間にわたって観測された世界平均気温の上昇速度は、少なくとも過去 2000 年間に前例のないものであった（**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 [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 [0.5～1.5°C] に 2011～2020 年の値が含まれている（**確信度が中程度**）（Cross-Section Box TS.1 図 1）。330～300 万年前頃の中期鮮新世の温暖期には、世界平均気温は 2.5～4°C 高かった（**確信度が中程度**）。{2.3.1, Cross-Chapter Box 2.1 and 2.4}

現在の温暖化

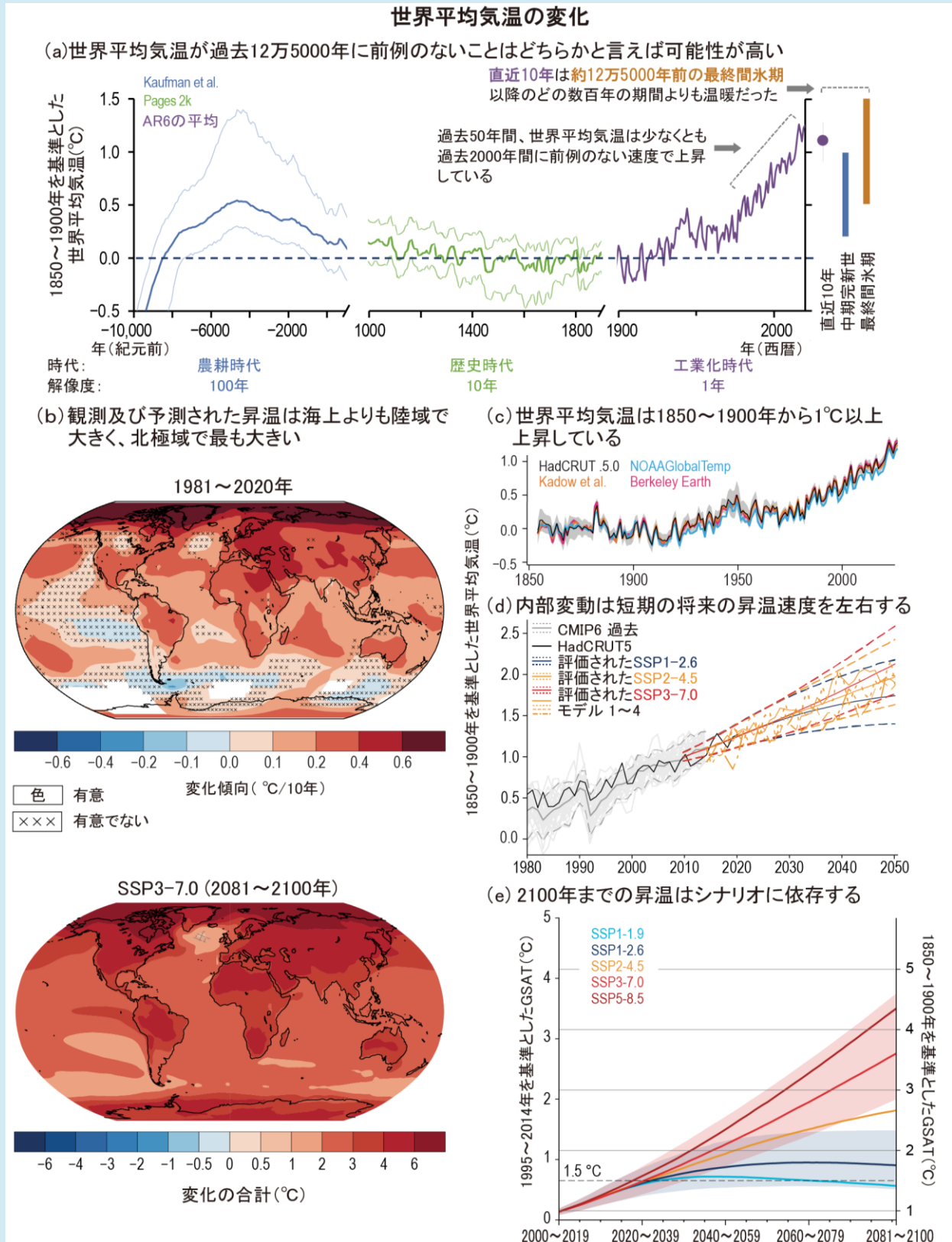
CMIP6 モデルアンサンブルは、1850 年以降に観測された世界平均気温の変化傾向と変動性を、人為起源の温暖化の検出と要因特定を可能にするのに十分小さな誤差で再現していることについて**確信度が非常に高い**。CMIP6 複数モデル平均による 1850～1900 年と 2010～2019 年の間の世界平均気温の上昇量は、観測された昇温の最良推定値に近い値だが、いくつかの CMIP6 モデルでシミュレーションされた昇温は**可能性が非常に高い**と評価された観測値の範囲の外側にある。{3.3.1}

1850～1900 年を基準とする 2010～2019 年の世界平均気温の人為起源の変化の**可能性が高い範囲**は 0.8～1.3°C、中央推定値は 1.07°C であり（Cross-Section Box TS.1 図 1）、この期間の観測された昇温の最良推定値である 1.06°C（**可能性が非常に高い範囲**は [0.8°C～1.21°C]）を含んでいる一方、その期間に自然起源の強制力に要因特定可能な変化の**可能性が高い範囲**は -0.1～+0.1°C にすぎなかった。この評価は、大気上端への摂動（有効放射強制力）の範囲の評価を基に気候応答のフィードバックのメトリック（平衡気候感度及び過渡的気候応答）を用いて推定された世界平均気温の人為起源の上昇量と整合的である。同期間において、よく混合された温室効果ガスによる強制力は世界平均気温を 1.0°C～2.0°C 上昇させた**可能性が高い**一方で、エアロゾル及び他の人為起源の強制力は世界平均気温を 0.0～0.8°C 降温させた**可能性が高い**。{2.3.1, 3.3.1, 7.3.5, Cross-Chapter Box 7.1}

1998～2012 年の期間に観測された、（その前後の期間と比較して）緩やかな世界平均気温の上昇は、「ハイエイタス」と呼ばれることもあり、一時的な現象であった（**確信度が非常に高い**）。また、1998～2012 年の期間の世界平均気温の上昇は、AR6 の評価で使用されたデータセットの方が AR5 時点で利用可能だったデータセットよりも大きくなっている。これらの最新の観測データセットを用いて、世界平均気温のシミュレーション値と観測値を同等の条件の下で整合的に比較した結果、1998～2012 年の観測に基づく変化傾向の推定値は全て、CMIP6 による変化傾向の**可能性が非常に高い範囲**に収まっている。さらに、この期間中も気候システムの加熱は継続しており、これは、この期間中も世界の海洋の温暖化が継続していたこと（**確信度が非常に高い**）及び陸域の極端な高温が上昇し続けていたこと（**確信度が中程度**）に反映されている。2012 年以降、世界平均気温は大幅に上昇しており、過去 5 年間（2016～2020 年）は 1850 年から 2020 年の間で最も高温の 5 年間であった（**確信度が高い**）。{2.3.1, 3.3.1, 3.5.1, Cross-Chapter Box 3.1}

世界平均気温の将来変化

AR6 では IPCC 報告書としては初めて、SSP シナリオの新しい予測に、過去の温暖化のシミュレーションに基づく観測による制約と、AR6 で更新された平衡気候感度と過渡的気候応答の評価を明示的に組み合わせ、世界平均気温の将来変化の評価が構築された。さらに、2019~2028 年の期間については、観測された気候状態を初期値とした気候予報も用いられている。追加的な多方面の証拠を取り入れたことにより、各シナリオについて評価された不確実性の幅が低減されている (Cross-Section Box TS.1 図 1)。{4.3.1, 4.3.4, Box 4.1, 7.5}



Cross-Section Box TS.1 図1 | 地球の表面気温の過去と将来、及び主要な知見（各パネル内に記載）。この図の意図は、完新世から現在に至るまでに観測された世界平均気温の変化、及び予測される変化を示すことである。(a) 完新世の世界平均気温を、(i)12000～1000 年前（紀元前 10,000 年～西暦 1000 年、100 年の時間ステップで示す）、(ii)西暦 1000～1900 年（10 年で平滑化）、及び(iii)西暦 1900～2020 年（パネル (c) の 4 つのデータセットの平均）の 3 つの時間スケールに分割したもの。太線は複数の手法による復元結果の中央値であり、アンサンブルメンバーの 5 パーセンタイルと 95 パーセンタイル（細線）とともに示されている。縦棒は最終間氷期と中期完新世の世界平均気温推定値の 5～95 パーセンタイルの範囲を示す（確信度が中程度）（2.3.1.1）。気温は全て 1850～1900 年を基準としている。(b) (上図) 1981～2020 年の HadCRUTv5 データを空間的に解像した変化傾向（°C/10 年）、及び（下図）SST3-7.0 シナリオにおける 1995～2014 年から 2081～2100 年までに予測される変化の複数モデル平均（変化合計）。観測された変化傾向は、最初と最後の 10 年間の両方、及び期間内の全年の 70%以上のデータが存在する場合、通常の最小二乗法を用いて計算された。有意性は自己回帰 AR(1)モデルの補正で評価されており、有意でない領域が×印で示されている。下図の網掛部は、変化の有意性についてモデルの証拠が相反する領域を示す。(c) 2.3.1.1.3（本文参照）で評価した 4 つの世界平均気温データセットの年間に解像した平均値を含む、1850～2020 年の測器データによる気温。灰色の着色域は HadCRUTv5 の推定値に付随する不確実性を示している。気温は全て 1850～1900 年を基準としている。(d) 1850～1900 年の参照期間を基準とした近年及び 2015～2050 年の年平均世界平均気温変化の進展。HadCRUTv5（黒色）、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）による過去シミュレーション（2014 年までを灰色、アンサンブル平均を実線、5 パーセンタイルと 95 パーセンタイルを破線、個々のモデルを細線で示す）、及び評価された平衡気候感度の中央値に近い値を有する 4 つのモデルによる SSP2-4.5 シナリオの下での CMIP6 の予測（黄色の太線）。色付きの細い実線は 3 つのシナリオの下での 2015～2050 年の世界平均気温の 20 年変化の中央推定値を、色付きの細い破線は対応する 5%と 95%の分位値を示す。(e) 5 つのシナリオにおいて評価された世界平均気温の 20 年移動平均の変化予測（中央推定値を実線、SSP1-2.6 と SSP3-7.0 の可能性が非常に高い範囲を着色域で示す）。基準年は 1995～2014 年（左縦軸）及び 1850～1900 年（右縦軸）。右側の縦軸は（左側の縦軸と比較して）0.85°C 上方にずれており、この値は 1850～1900 年を基準とした 1995～2014 年の観測された昇温の中央推定値である。(e)の右側の縦軸は、(d)の縦軸と同様である。{2.3, 4.3, 4.4}

短期の将来（2021～2040 年）に、世界平均気温が 1850～1900 年を基準として 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 シナリオでは可能性がどちらかと言えば高い。ここで、ある温暖化の水準を超える時期とは、世界平均気温の 20 年平均値がその水準を超える最初の 20 年間の中間点として定義されている。SSP5-8.5 以外の評価されたシナリオ全てにおいて、1.5°C の水準を超える中央推定値は 2030 年代初頭にある。これは、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。この差のうちおよそ半分は、AR6 では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、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を説明する（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と、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（Cross-Section Box TS.1 表 1）。{2.3.1, Cross-Chapter Box 2.3, 3.3.1, 4.3.4, Box 4.1}

SSP1-1.9 においては、1850～1900 年を基準とした世界平均気温は 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 より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 のシナリオにおいて 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）。20 年平均とは対照的に、ここで考慮されている全てのシナリオにわたって、1850～1900 年を基準とする世界平均気温が 1.5°C を超えうる可能性は、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）（Cross-Section Box TS.1 表 1）。{4.3.4, 4.4.1, Box 4.1, 7.5}

21 世紀中に 1850～1900 年を基準とした世界平均気温の 2°C 上昇を、SSP5-8.5 と SSP3-7.0 の下では超過、SSP2-4.5 の下では超過する可能性が極めて高いが、SSP1-2.6 では超過する可能性が低く、SSP1-1.9 では超過する可能性が極めて低い。中期（2041～2060 年）の期間については、この 2°C の地球温暖化の水準を、SSP5-8.5 では超過する可能性が非常に高く、SSP3-7.0 では超過する可能性が高く、SSP2-4.5 では超過する可能性がどちらかと言えば高い（Cross-Section Box TS.1 表 1）。{4.3.4}

十年規模の時間スケールでの世界平均気温の上昇傾向及び下降傾向の現象は、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）。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 又は SSP5-8.5 などのシナリオと比べて、短期（2021～2040 年）のうちに世界平均気温の 20 年平均の変化傾向にその影響が顕在化するであろう可能性が高い。1.5°C 水準の超過に関する全ての記述は、短期の間に大規模な火山噴火が生じないことを前提としている（Cross-Section Box TS.1 表 1）。{2.3.1, Cross-Chapter Box 2.3, 4.3.4, 4.4.1, 4.6.3, Box 4.1}

1850～1900 年と比べた 2081～2100 年の世界平均気温は、CO₂ 排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）では [1.0°C～1.8°C]、CO₂ 排出が非常に多いシナリオ（SSP5-8.5）では [3.3°C～5.7°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 [1.3°C～2.4°C]、[2.1°C～3.5°C]、及び [2.8°C～4.6°C] である。2081～2100 年の期間の不確実性の範囲のうち、平衡気候感度（ECS）及び過渡的気候応答（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）（Cross-Section Box TS.1

表1) 。{4.3.1, 4.3.4, 4.4.1, 7.5}

CMIP6 モデルによる世界平均気温の変化の予測の範囲は、評価された範囲よりも広く（確信度が高い）、さらに、CMIP6 の世界平均気温の上昇幅は、CMIP5 よりも大きい傾向にある（確信度が非常に高い）。{4.3.1, 4.3.4, 4.6.2, 7.5.6}

Cross-Section Box TS.1 表1 | 複数系統の証拠に基づく、20年平均した世界平均気温の変化に関する評価結果。1850～1900年の参照期間を基準とした特定の期間の気温（℃）（最初の3行）、及び1850～1900年を基準とした特定の水準を世界平均気温変化の平均値が超える最初の20年間（最後の4行）として、変化を示す。各項目には、中央推定値、及び括弧内に可能性が非常に高い（5～95%）範囲の両方が示されている。「n.c.」は、2021～2100年の間に当該の地球温暖化の水準を超過しないことを意味する。

	SSP1-1.9	SSP1-2.6	SSP2-4.5	SSP3-7.0	SSP5-8.5
短期、 2021～2040年	1.5 [1.2 から 1.7]	1.5 [1.2 から 1.8]	1.5 [1.2 から 1.8]	1.5 [1.2 から 1.8]	1.6 [1.3 から 1.9]
中期、 2041～2060年	1.6 [1.2 から 2.0]	1.7 [1.3 から 2.2]	2.0 [1.6 から 2.5]	2.1 [1.7 から 2.6]	2.4 [1.9 から 3.0]
長期、 2081～2100年	1.4 [1.0 から 1.8]	1.8 [1.3 から 2.4]	2.7 [2.1 から 3.5]	3.6 [2.8 から 4.6]	4.4 [3.3 から 5.7]
1.5℃	2025～2044年 [2013～2032年から n.c.]	2023～2042年 [2012～2031年から n.c.]	2021～2040年 [2012～2031年から 2037～2056年]	2021～2040年 [2013～2032年から 2033～2052年]	2018～2037年 [2011～2030年から 2029～2048年]
2℃	n.c. [n.c.から n.c.]	n.c. [2031～2050 から n.c.]	2043～2062年 [2028～2047年から 2075～2094年]	2037～2056年 [2026～2045年から 2053～2072年]	2032～2051年 [2023～2042年から 2044～2063年]
3℃	n.c. [n.c.から n.c.]	n.c. [n.c.から n.c.]	n.c. [2061～2080年から n.c.]	2066～2085年 [2050～2069年から n.c.]	2055～2074年 [2042～2061年から 2074～2093年]
4℃	n.c. [n.c.から n.c.]	n.c. [n.c.から n.c.]	n.c. [n.c.から n.c.]	n.c. [2070～2089年から n.c.]	2075～2094年 [2058～2077年から n.c.]

TS.2 広域的な気候変動：平均気候、変動性、極端現象

このセクションでは、観測及び予測された大規模の気候変動（変動性及び極端現象を含む）、駆動要因及び観測された変化の人間活動への要因特定に関する知識を要約している。ここでは、気候システムの主要な構成要素である大気、海洋（海面水位の変化を含む）、陸域、生物圏及び雪氷圏、並びに炭素循環、エネルギー循環及び水循環に関連する観測及び予測された広域的な変化について記述する。各サブセクションにおいて、復元された過去の変化、観測及び要因特定された最近の変化、並びに平均気候、変動性、極端現象に関する短期及び長期の変化予測を、可能な場合には統合して示した。予測に用いたシナリオについてはTS.1.3.1を参照されたい。

TS.2.1 地球規模の気候システム全体の変化

世界平均気温（Cross-Section Box TS.1）に加えて、気候システムの全ての構成要素にわたる広範な指標が急速に変化しており（図TS.7）、その多くは数千年間にみられなかった水準にある。観測された変化は、温暖化する世界の首尾一貫した姿を提供し、その多くの側面は

人間の影響であると現在正式に要因特定され、気候システムの大気、海洋、陸域の構成要素に対する人間の影響は、IPCC 評価報告書において初めて、疑う余地がないと評価されている（表TS.1、図TS.7）。

世界のGHG排出の急速かつ大幅な削減により、世界平均気温の上昇とそれに伴う変化を抑制できることは**ほぼ確実である**。GHGを排出し続けることは、地球の気候システムにおける潜在的に不可逆な変化の可能性（Box TS.9）を、特に全球海面水位変化に対する氷床の寄与に関して（確信度が高い）、大幅に増加させる。{2.3, 3.8, 4.3, 4.6, 4.7, 7.2-7.4, Cross-Chapter Box 7.1, 9.2-9.6}

1850年以降の過去の期間についての地球システムモデル（ESM）シミュレーションは、人為起源の強制力が含まれる場合のみ、主要な気候指標において観測された変化を再現できる（図TS.7）。更に広範な指標と理論的理解にわたる数多くの本格的な要因特定研究と合わせて考えると、このことは観測された大気、海洋、及び陸域の昇温が、疑う余地なく人間の影響に要因特定されることを裏付けている（表TS.1）。{2.3, 3.8}

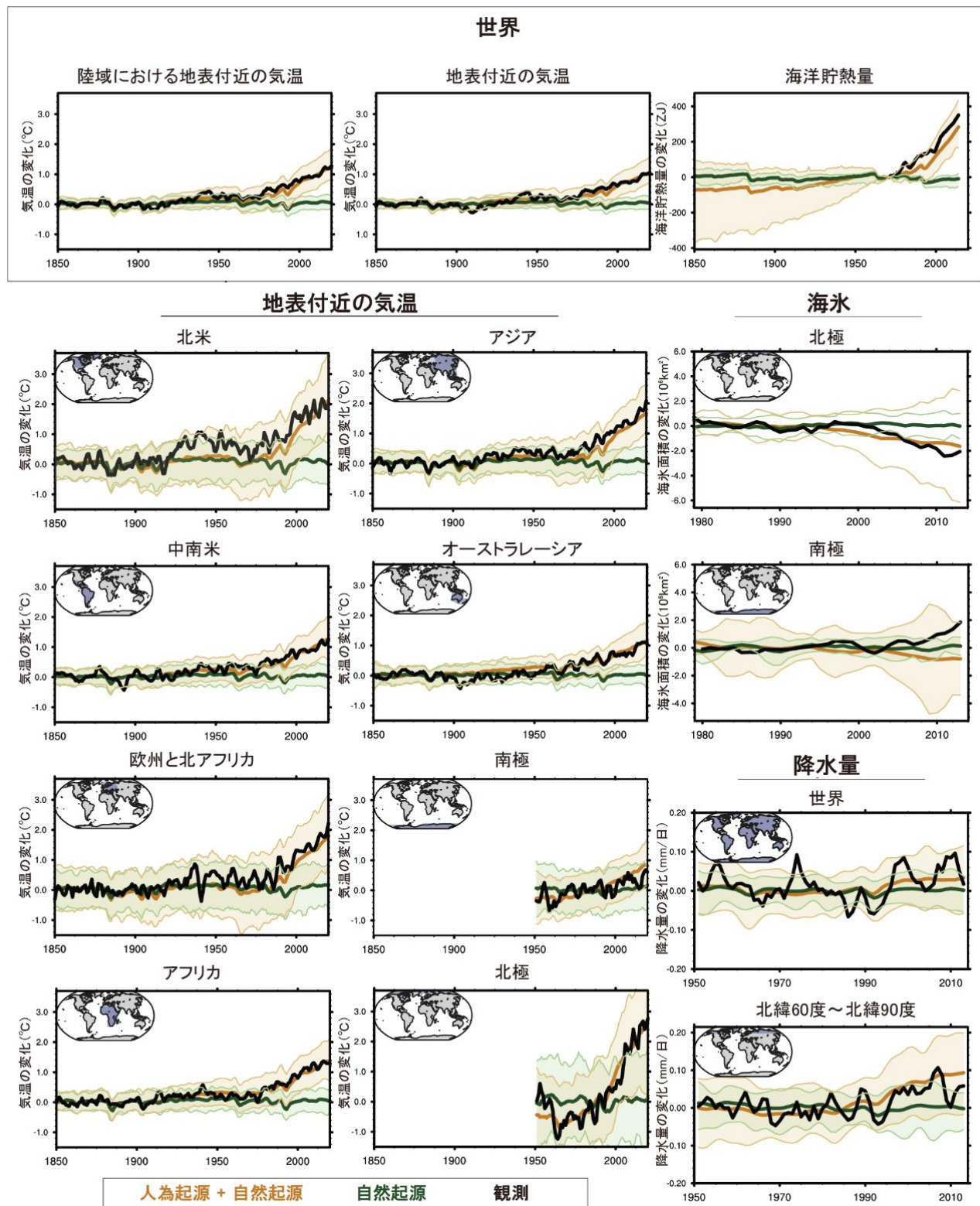


図 TS.7 | 大陸、大洋及び世界における、気候システム全体にわたる気候変動の主要な大規模の指標についてのシミュレーションと観測値の1850～1900年平均を基準とした2014年までの変化。この図の意図は、過去の期間における様々な変数と地域について、観測された変化とシミュレーションされた変化を人為起源の強制力の有無によって比較し、その要因を特定することである。黒線は観測値、オレンジ色の線と着色域は第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）の人為起源の強制力と自然強制力を含む過去シミュレーションの複数モデル平均と5～95パーセンタイルの範囲、緑色の線と着色域は自然強制力のみ CMIP6 の対応するアンサンブル平均と5～95パーセンタイルの範囲である。CMIP6の過去シミュレーションは2014年までであるため、2014年以降の観測値は示していない（例えば南極海氷面積については、その後の大幅減少により1979年以降全体として有意な変化傾向がみられない）。観測値の時系列は全て3年移動平均により平滑化されている。{3.8, 図 3.41}

表 TS.1 | 気候システムの構成要素全体にわたる大規模の平均気候指標について観測された変化の評価、及びそれらの人間の影響への要因特定。色分けは、利用可能な場合、駆動要因又は主要な駆動要因¹⁹（その場合、主要な駆動要因は特定される）として評価された人間の寄与の確信度/可能性を示す（色分けの凡例を参照）。それ以外の場合、白地のセルに説明文が記載されている。より詳細な情報がある関連章のセクションは、表中の各セルに示されている。

指標における変化	観測された変化に対する評価	人間の寄与の評価
大気と水循環		
1850～1900年以降、表面付近の気温に基づく世界全体の平均値の上昇	[2.3.1, Cross-Chapter Box 2.3]	人間の寄与の 可能性が高い範囲 (0.8℃～1.3℃)は、観測された昇温範囲 (0.9℃～1.2℃)を包含する [3.3.1]
1979年以降、対流圏の昇温	[2.3.1]	主要な駆動要因[3.3.1]
下部成層圏の降温	20世紀半ば以降[2.3.1]	1979～1990年代半ばの主要駆動要因[3.3.1]
1979年以降、大規模の降水量と上部対流圏の湿度の変化	[2.3.1]	[3.3.2, 3.3.3]
1980年代以降、帯状平均ハドレー循環の拡大	[2.3.1]	南半球[3.3.3]
海洋		
1970年代以降、海洋貯熱量の増加	[2.3.3, 2.3.4, 9.2.1, Cross-Chapter Box 9.1]	主要な駆動要因[3.5.1]
20世紀半ば以降、塩分変化	[2.3.3, 2.3.4, 9.2.2]	[3.5.2]
1971年以降、世界平均海面水位の上昇	[2.3.3, 9.6.1]	主要な駆動要因[3.5.3]
雪氷圏		
1979年以降、北極海の家氷減少	[2.3.2, 9.3.1]	主要な駆動要因[3.4.1]
1950年以降、北半球春季の積雪の減少	[2.3.2, 9.5.3]	[3.4.2]
1990年代以降、グリーンランド氷床の質量減少	[2.3.2, 9.4.1]	[3.4.3]
1990年代以降、南極氷床の質量減少	[2.3.2, 9.4.2]	証拠は限定的、見解一致度は中程度 [3.4.3]
氷河の後退	[2.3.2, 9.5.1]	主要な駆動要因[3.4.3]
炭素循環		
1960年代初頭以降、大気中CO ₂ 濃度の季節サイクルの振幅増大	[2.3.4]	主要な駆動要因[3.6.1]
世界の海洋表層部の酸性化	[SROCC, 5.3.2, Cross-Chapter Box 5.3]	主要な駆動要因[3.6.2]
陸域の気候（極端現象、表TS.12参照）		
1850～1900年以降、陸域の地上2mの平均気温の上昇（世界平均の昇温より約40%大きい）	[2.3.1]	主要な駆動要因[3.3.1]
総合		
工業化時代以降、世界の気候システムの温暖化	[2.3.5]	[3.8.1]

本文の記述参照
確信度が中程度
可能性が高い／確信度が高い
可能性が非常に高い
可能性が極めて高い
ほぼ確実
事実

大気圏、雪氷圏、海洋、及び生物圏の様々な指標にわたる将来の気候変動は、将来の排出経路に依存する。様々な指標の変化は、異なる SSP 間で 21 世紀を通して次第に分岐する（TS.1.3.1、図 TS.8）。海洋深層と氷床の遅い応答のため、この分岐は 2100 年以降も続き、21 世紀の排出の選択は、数百年から数千年にわたり GMSL の上昇に影響を及ぼす。さらに、21 世紀に少なくとも 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、世界平均気温を数年間低下させ、陸域の降水量を減少させ、地球規模と地域規模の両方でモンスーン循環及び極端な降水量を変化させるだろう。[4.3, 4.7, 9.4, 9.6, Cross-Chapter Box 4.1]

¹⁹ 本技術要約において、「主要な駆動要因」とは、変化の 50%を超える要因となっていることを意味する。

気候システムの四つの主要な指標における最近及び将来の変化

気温、海洋貯熱量、北極海の夏の海水、及び陸域の降水量

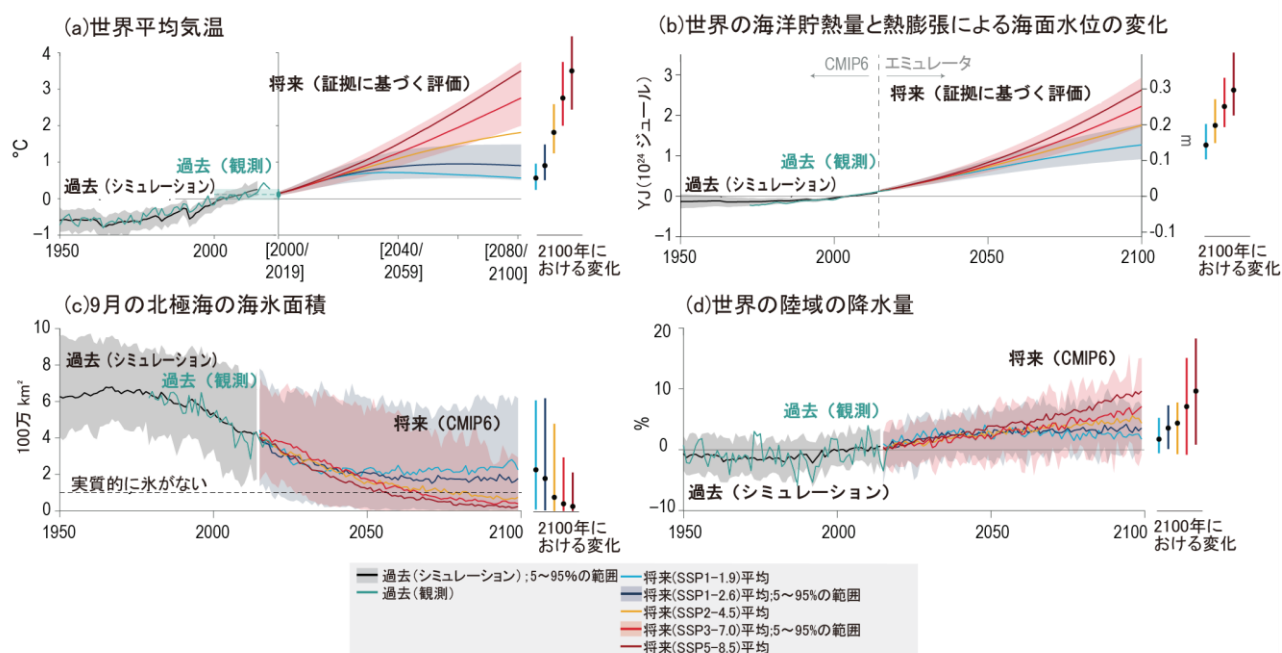


図 TS.8 | 気候システムの4つの主要指標についての観測値、シミュレーション値、及び予測値の1995～2014年平均を基準とした共通社会経済経路（SSP）シナリオ別の2100年までの変化。この図の意図は、将来の排出の選択が、主要かつ象徴的で大規模の指標にどのように影響を与えるかを示し、我々の社会全体の選択が重要であることを強調することである。過去シミュレーションは、第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）の複数モデルアンサンブルに基づく。将来予測は、(a) 世界平均気温（Cross-Section Box TS.1）及び(b) 気候モデルエミュレータ（Cross-Chapter Box 7.1）による世界の海洋貯熱量とそれに伴う熱膨張による世界平均海面水位の変化への寄与（右側の軸）については複数系統の証拠に基づく評価範囲に基づき、(c) 9月の北極海の海水面積及び(d) 世界の陸域の降水量についてはCMIP6シミュレーションに基づく。SSP1-1.9とSSP1-2.6の予測は、温室効果ガス排出削減により、21世紀にわたり世界平均気温、北極海の海水面積、世界の陸域降水量が安定化することを示している。SSP1-2.6の予測は、排出削減により、21世紀にわたる海洋貯熱量の増大と熱膨張による海面水位上昇を大幅に低減できる可能性があるが、ある程度の増加は避けられないことを示している。パネル(a)のx軸の括弧内は評価された20年平均の期間を示す。{4.3, 図4.2, 9.3, 9.6, 図9.6}

観測記録は、気候システムに対する人間の影響に関連付けられた広範にわたる気候の極端現象の変化を示している（表TS.2）。多くの場合、極端現象の頻度及び強度の将来変化は、将来予測される昇温の大きさと直接的に関連づけることができる。極端現象の変化は、1950年代以降、陸域で広くみられ、極端な気温の世界的な増加（**ほぼ確実**）と極端な降水の世界規模の強化（**可能性が高い**）を含む。人間の影響が、高温（低温）の極端現象の可能性と深刻度に観測された増大（減少）に主に寄与している

可能性が極めて高い（表TS.2）。現在の気候における気温及び降水の極端現象の頻度は、温暖化にともなって変化し、高温の極端現象がより頻繁になり（**ほぼ確実**）、低温の極端現象の頻度が少なくなり（**可能性が極めて高い**）、ほとんどの場所で降水の極端現象がより頻繁に起こる（**可能性が非常に高い**）だろう。{9.6.4, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8, 11.9, Box 9.2}

表 TS.2 | 世界規模と大陸規模において、1950 年以降（別途記載がある場合を除く）に観測された極端現象の変化とその要因特定、及び +1.5°C、+2°C、+4°C の地球温暖化で予測される変化に関する要約表。極端な温暖/高温の増加とは、ほとんどの陸域で、暑い昼と夜及び継続的な高温/熱波がより高温及び/又はより頻繁になることを指す。極端な低温の減少とは、ほとんどの陸域で、寒い昼と夜及び継続的な低温/寒波がより高温及び/又はより少なくなることを指す。干ばつは、陸域で卓越する面積割合を基準としている。熱帯低気圧については、観測された変化とその要因特定はカテゴリ 3～5 を、予測された変化はカテゴリ 4～5 を対象としている。表 11.1 と表 11.2 は、この表のより詳細なバージョンで、特に地域規模での情報を含んでいる。一般に、確信度の水準が温暖化の水準に依存せず、この表が地球規模での感度を明示的に定量化していない指標については、温暖化の水準が高いほどその指標について予測される変化もより強いことを意味している。Box TS.10 も参照。{9.6, Box 9.2, 11.3, 11.7}

指標における変化	観測された変化 (1950年以降)	要因特定 (1950年以降)	各地球温暖化水準(°C)における予測		
			+1.5	+2	+4
極端な温暖/高温: 頻度又は強度	↑	✓ 主要な駆動要因	↑	↑	↑
極端な低温: 頻度又は強度	↓	✓ 主要な駆動要因	↓	↓	↓
大雨: 頻度、強度及び/又は降水量	↑ 観測力パー範囲が 良好な陸域の 大部分において	✓ 陸域で観測された 大雨強化の 主要な駆動要因	↑ 陸域のほとんどで	↑ 陸域のほとんどで	↑ 陸域のほとんどで
農業及び生態学的干ばつ: 強度及び/又は頻度	↑ 一部地域で	✓ 一部地域で	↑ より多くの地域で 観測された 変化に比べ	↑ より多くの地域で 1.5°Cの 地球温暖化に比べ	↑ より多くの地域で 2°Cの 地球温暖化に比べ
熱帯低気圧に伴う降水量	↑	✓	↑ 増加率 +11%	↑ 増加率 +14%	↑ 増加率 +28%
熱帯低気圧: 強いものの割合	↑	✓	↑ 10%	↑ 13%	↑ 20%
複合的な現象: 熱波と干ばつの 同時発生	↑ (頻度)	✓ (頻度)	↑ (温暖化に伴い、頻度と強度が増加)		
海洋熱波: 強度と頻度	↑ (1900年以降)	✓ (2006年以降)	↑ 熱帯と北極海で最も強い		
極端な海面水位: 頻度	↑ (1960年以降)	✓	↑ (21世紀のシナリオに基づく評価)		

確信度が中程度 可能性が高い/確信度が高い 可能性が非常に高い 可能性が極めて高い ほぼ確実

TS.2.2 気候システムの駆動要因の変化

1750 年以降、気候システムの駆動要因の変化は、大気中の温室効果ガス濃度の増加による昇温効果と、エアロゾルによる降温効果に支配されており、これらはどちらも人間活動に起因する。これに比べると、太陽活動と火山による長期的影響は無視できる。CO₂、メタン(CH₄)、一酸化二窒素(N₂O)の濃度は、少なくとも過去 80 万年で前例がない水準まで増加し、現在の CO₂ 濃度は、少なくとも過去 200 万年間経験がないことについて確信度が高い。人為起源エアロゾルの世界平均濃度は 20 世紀末にピークを迎え、その後、南アジアと東アフリカで増加を続けているものの、北半球中緯度地域ではゆっくりと減少している(確信度が高い)。1750 年を基準とした 2019 年の人為起源の有効放射強制力(ERF)は合計で 2.72 [1.96~3.48] W m⁻² (確信度が中程度)であり、1970 年代以降、増加率が高まっている可能性が高い。{2.2, 6.4, 7.2, 7.3}

1900 年以降の太陽活動は活発ではあったが、過去 9 千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の影響の平均的な規模と変動性は、少なくとも過去 2500 年間と比較して異例なものではなかった(確信度が中程度)。しかし、散発的な強い火山噴火は、2~5 年続く世界平均気温の一時的な低下につながりうる。{2.2.1, 2.2.2, 2.2.8, Cross-Chapter Box 4.1}

大気中の CO₂ 濃度は数百万年の間に大きく変化している(図 TS.1)。現在の大気中の CO₂ 濃度の水準は、少なくとも 200 万年間経験したことがない(確信度が高い、図 TS.9a)。1750 年から 2019 年の間に、CO₂ は 131.6 ± 2.9ppm (47.3%) 増加した。1850 年以降の CO₂ の 100 年あたりの変化率は、少なくとも過去 80 万年間で前例がなく(図 TS.9)、過去 5600 万年間で最も大きかった変化率でも、1900~2019 年と比べると大きくても 4 分の 1 (確信度が低い)であった。いくつかのネットワークによる高精度地上観測は、CO₂ 濃度が 400ppm を超え、2019 年に 409.9 (±0.3) ppm に達したことを示している(図 TS.9c)。2019 年の CO₂ による ERF は(1750 年を基準として) 2.16 W m⁻²であった。{2.2.3, 5.1.2, 5.2.1, 7.3}

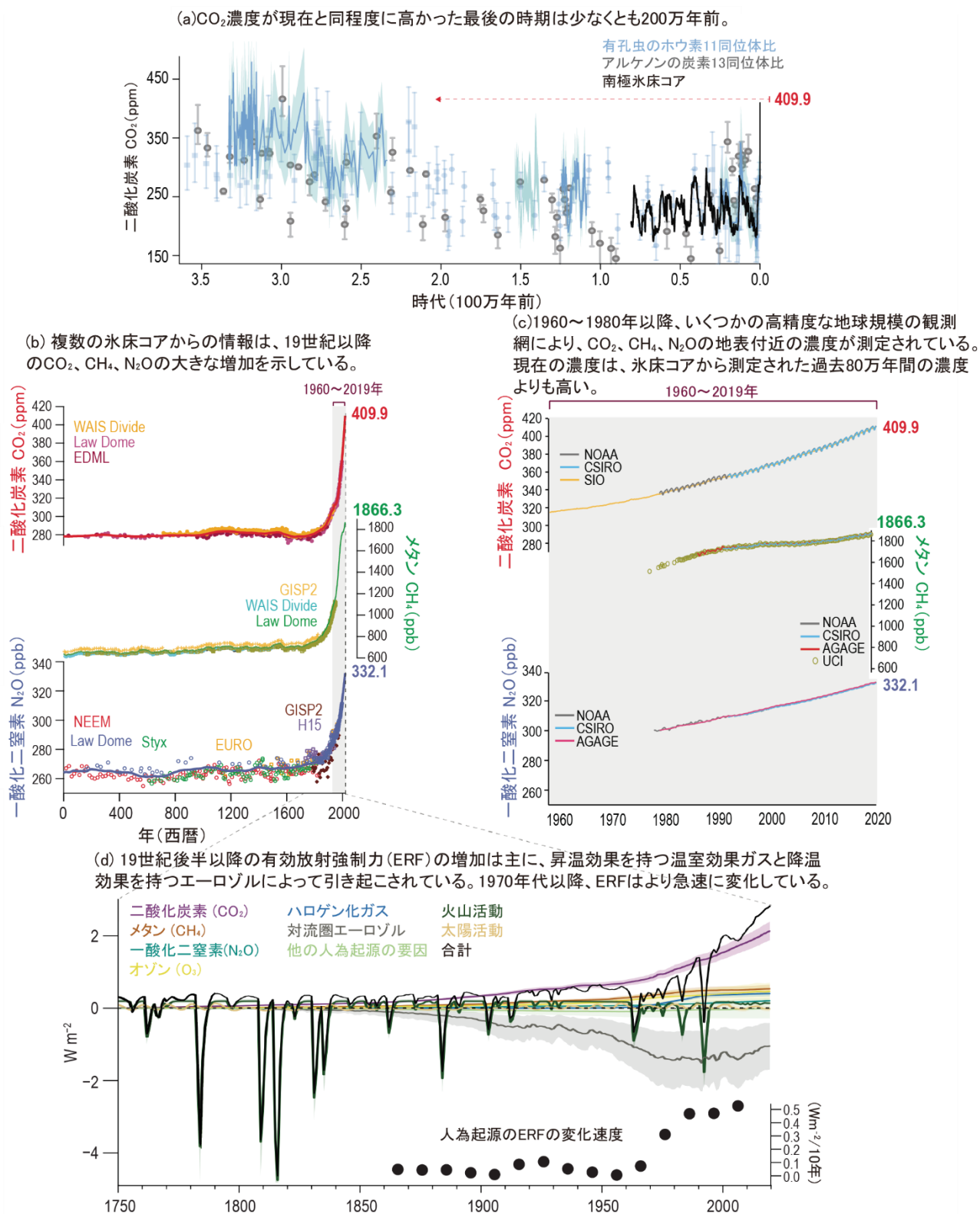


図 TS.9 | よく混合された温室効果ガス (WMGHG) 濃度と有効放射強制力 (ERF) の変化。この図の意図は、工業化時代にわたる気候システムの主要な駆動要因の変化が、長期的な文脈では例外的であることを示すことである。(a) 過去 350 万年間のプロキシ記録による二酸化炭素 (CO₂) の変化。(b) 氷床コアの記録から得られた 3 つの WMGHG の西暦紀元にわたる変化。(c) 20 世紀半ば以降に直接観測された WMGHG の変化。(d) 1750 年以降の ERF とその構成要素の変遷。データソースと処理方法に関する詳細は、関連する FAIR データ表を参照されたい。{2.2, 図 2.3, 図 2.4, 図 2.10}

2019 年までに、CH₄ の濃度は 1866.3 (±3.3) ppb に達した (図 TS.9c)。1750 年以降の 1137 ± 10ppb (157.8%) の増加は、過去 80 万年の複数の氷期-間氷期移行期における範囲をはるかに超えている (確信度が高い)。1990 年代、CH₄ 濃度は横ばい状態だったが、2007 年頃から平均 7.6 ± 2.7ppb / 年 (2010~2019 年; 確信度が高い) の割合で再び増加し始めている。この最近の増加は、化石燃料の採掘、家畜、及び廃棄物からの排出が主因であり、ENSO が湿地とバイオマス燃焼による排出の数年規模変動の駆動要因であることについて確信度が高い。2019 年、CH₄ による ERF は 0.54 W m⁻² であった。{2.2.3, 5.2.2, 7.3}

1750 年以降、N₂O は 62.0 ± 6.0ppb 増加し、2019 年には 332.1 (±0.4) ppb の水準に達した。1750 年以降の増加は、過去 80 万年の氷期-間氷期の変動と同程度の大きさである (図 TS.9c)。1980 年以降の N₂O 濃度の変化傾向の大部分は、世界の農業の拡大及び集約化による 30% の排出増加によって駆動されている (確信度が高い)。2019 年までにその ERF は 0.21 W m⁻² となった。{2.2.3, 5.2.3}

ハロゲン化ガスはクロロフルオロカーボン (CFCs)、ハイドロクロロフルオロカーボン (HCFCs)、ハイドロフルオロカーボン (HFCs) 及び他のガスを含み、その多くは成層圏オゾンを破壊し、大気を昇温させる。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とその改正によって義務付けられた製造と消費の規制を受け、ほとんどの CFCs の大気中の存在量は AR5 以降、減少し続けている。また、主要な HCFCs の増加は近年鈍化しているものの、CFCs 及び HCFCs の代替となる HFCs の存在量は増加している (確信度が高い)。2019 年のハロゲン化ガスによる ERF は 0.41 W m⁻² であった。{2.2.4, 6.3.4, 7.3.2}

対流圏エアロゾルは、直接的には太陽放射を反射し、間接的には雲の反射率を高めることによって、主に気候システムを降温させるように作用している。氷床コアは、1700 年以降、北半球中緯度帯にわたってエアロゾルが増加し、20 世紀末期から減少していることを示している (確信度が高い)。衛星と地上の放射計から得られたエアロゾルの光学的厚さ (AOD) は、2000 年以降、南アジアと東アフリカで増加している以外は両半球の中緯度の大陸で減少している (確信度が高い)。AOD 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により顕著に現れている。世界の炭素質エアロゾルの収支と変化傾向は、観測が限られているため特徴がまだよく分かっていないが、昇温効果のあるエアロゾル成分であるブラックカーボンは、北半球のいくつかの地域で減少している (確信度が低い)。1750 年を基準とした 2019 年のエアロゾルの合計 ERF は -1.1 [-1.7~-0.4] W m⁻² (確信度が中程度) で、20 世紀末以降、負の程度が小さくなった可能性がどちらかと言えば高く、矛盾する証拠のために 2014 年以降の変化の大きさについて確信度が低い (TS.3.1)。{2.2.6, 6.2.1, 6.3.5, 6.4.1, 7.3.3}

対流圏オゾンは、オゾン前駆物質 (窒素酸化物、一酸化炭素、非メタン揮発性有機化合物、メタン) 排出の人為

起源の変化に応じて 1750 年から増加していることについて確信度が高いが、観測による証拠が限られ知識のギャップがあるため、この変化の大きさについて確信度は中程度である。20 世紀半ば以降、対流圏オゾンの地上濃度は北半球全体で 30~70% 増加した (確信度が中程度)。1990 年代半ば以降、自由対流圏のオゾンは、ほとんどの北半球中緯度地域で 10 年あたり 2~7%、熱帯の調査地域では 10 年あたり 2~12% 増加した。地上オゾン濃度の将来変化は、気候変動よりもむしろ前駆物質排出の変化に主に駆動される (確信度が高い)。

成層圏オゾンは 1964~1980 年から 2014~2017 年にかけて南緯 60° ~北緯 60° 間で 2.2% 減少し (確信度が高い)、1980~1995 年に最も大きく減少した。南半球の春季の南極大陸上空では成層圏オゾンの最も強烈な減少 (オゾンホール) の発生が続いているが、2000 年以降は回復の兆しが顕在化している。成層圏と対流圏のオゾンを合計した 1750~2019 年の ERF は 0.47 [0.24 から 0.71] W m⁻² で、対流圏オゾンの変動が支配的である。{2.2.5, 6.3.2, 7.3.2, 7.3.5}

ヒドロキシル (OH) ラジカルの全球平均存在量、すなわち「酸化能」は、多くの SLCF の寿命を科学的に調節することで、CH₄、オゾン、二次エアロゾル、及び多くのハロゲン化物の放射強制力を制御する。モデルによる推定は、1850 年から 1980 年まで酸化能に有意な変化がないことを示唆している (確信度が低い)。ESM 及び炭素循環モデルによって計算された 1980~2014 年の約 9% の増加は、観測値で制約した逆モデルでは確認されず、1980 年代以降 OH が安定又は正の変化傾向にあることは全体として確信度が中程度で、OH が最近観測された CH₄ 増加の主要駆動要因ではないことを示唆している。{6.3.6, Cross-Chapter Box 5.2}

土地利用と土地被覆の変化は、生物物理学的及び生物地球化学的效果をもたらす。1750 年以降の土地利用の変化による生物物理学的効果、特に地球規模のアルベドの増加は最も顕著で、気候を全体的に降温させた一方、生物地球化学的效果 (すなわち、温室効果ガス及び揮発性有機化合物の排出又は吸収源の変化) が正味の昇温をもたらしたことについては確信度が中程度である。土地利用と土地被覆の ERF は全体で -0.2 [-0.3 から -0.1] W m⁻² と推定される。{2.2.7, 7.3.4, SRCCL 2.5}

1750 年を基準とした 2019 年の人為起源の合計 ERF は 2.72 [1.96~3.48] W m⁻² (図 TS.9) で、GHGs (正の ERF) が支配的で、部分的にエアロゾル (負の ERF) により相殺されている。ERF の変化率は、主に CO₂ 濃度の増加とエアロゾル ERF の負の程度の減少により、1970 年代以降増加している可能性が高い (TS.3.1)。{2.2.8, 7.3}

TS.2.3 上層の気温と大気循環

人為起源の気候変動の影響は、気温と大気循環のいくつかの側面について観測で明確に特定されており、これらの影響は将来強まる**可能性が高い**。対流圏の昇温と成層圏の降温は、温室効果ガスの正味の排出が続く限り続くことは**ほぼ確実**である。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**可能性が高く**、人間の影響は、南半球のハドレー循環に観測された極方向への拡大と南半球夏季の亜熱帯ジェット気流に観測された極方向への移動に寄与している**可能性が非常に高い**。CO₂ 高排出シナリオでは、2100 年までに南半球のストームトラックの強化とともに中緯度のジェット気流が極方向に移動し強まる**可能性が高い**。過去 40 年間に強い熱帯低気圧の割合が増加している**可能性が高く**、これは自然変動では全てを説明できない。両半球の温帯低気圧の総数において観測された最近の変化については、**確信度が低い**。強い熱帯低気圧の割合は増

加が予測されるが（**確信度が高い**）、世界全体の熱帯低気圧の総数は減少するか変化しないままであると予測される（**確信度が中程度**）。{2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 8.3, 8.4, 11.7}

対流圏は少なくとも 1950 年代から昇温しており、成層圏が降温していることは**ほぼ確実**である。人為起源の温室効果ガスの増加が、1979 年以降の対流圏の昇温の主要な駆動要因であった**可能性が非常に高い**。GHG 濃度の増加とオゾン層破壊物質による成層圏オゾンの破壊の両方から来る人為起源の強制力が、1979 年以降の上部成層圏の降温の主要な駆動要因であった**可能性が極めて高い**。大気中の CO₂ 濃度がより高いシナリオでは、全球平均の成層圏降温がより大きい**可能性が非常に高い**。熱帯域では、少なくとも、新しい技術により確実な定量化が可能になった 2001 年以降、上部対流圏は地表付近よりも速く昇温している（**確信度が中程度**）（図 TS.10）。CMIP5 及び CMIP6 モデルの多くが、熱帯の海面水温上昇の過大

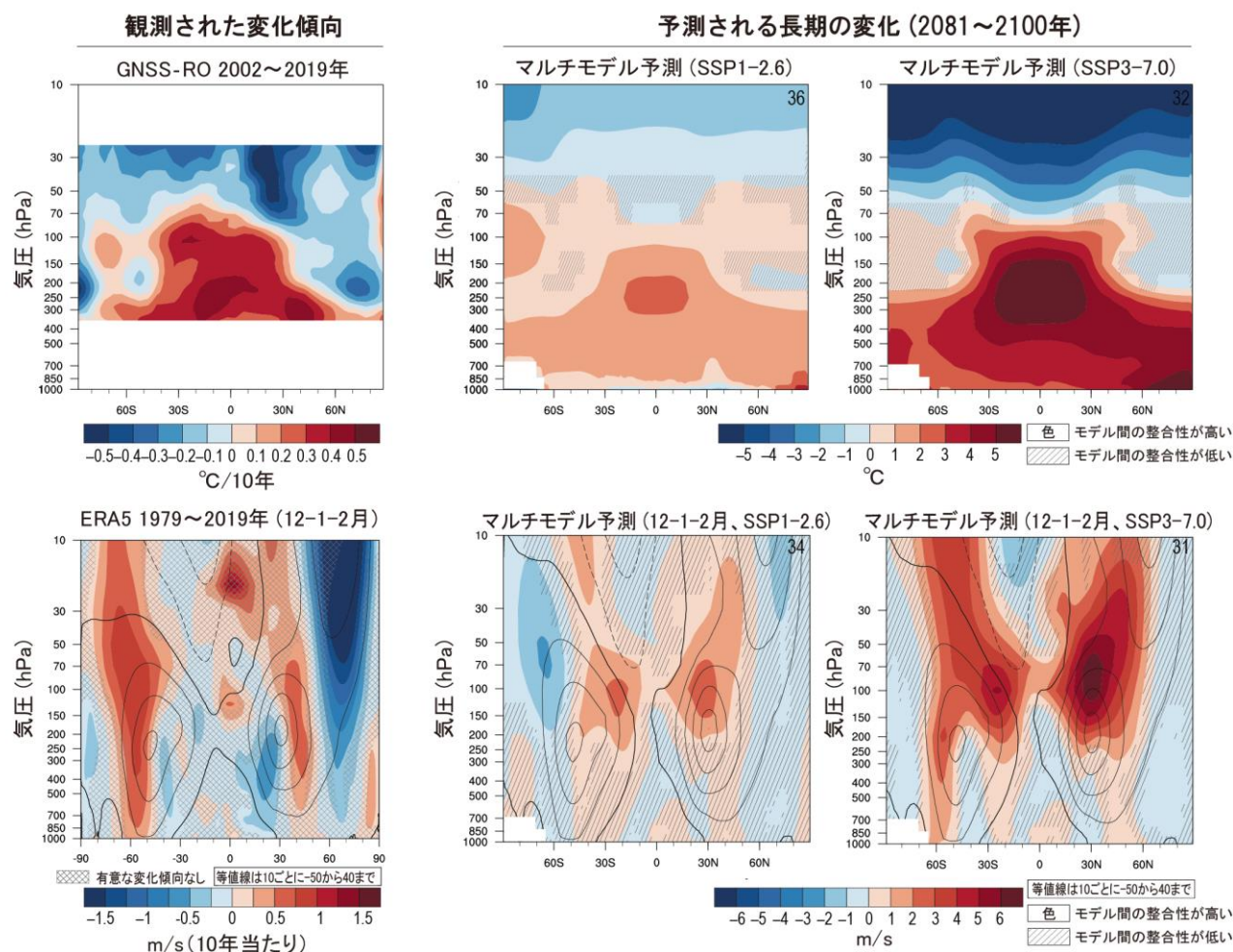


図 TS.10 | 上層の気温と循環の変化についての観測と予測。この図の意図は、上層の気温と循環の変化、および観測と予測の変化の類似性を可視化することである。上段：（左）ROM SAF 電波掩蔽観測データセットによる上部対流圏の 2002 年から 2019 年の気温変化傾向の帯状平均断面図。（中）第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）の 36 のモデルによる SSP1-2.6 での 1995～2014 年を基準とした 2081～2100 年の年平均帯状平均気温（°C）の変化。（右）32 のモデルによる SSP3-7.0 での同様の図。下段：（左）ERA5 の 12-1-2 月（DJF）の帯状平均東西風の長期平均（細い黒線）と線形変化傾向（色付）。（中）CMIP6 の 34 のモデルに基づく SSP1-2.6 での 1995～2014 年を基準とした 2081～2100 年の年平均帯状平均風（m/s）の複数モデル平均の変化。1995～2014 年の気候値は 10m/s 間隔の等値線で示す。（右）31 のモデルに基づく SSP3-7.0 での同様の図。{2.3.1; 図 2.12 と図 2.18; 4.5.1; 図 4.2.6}

評価 が1つの原因となり、1979～2014年の期間に観測された上部対流圏の昇温を過大評価していることについては**確信度が中程度**である。将来の熱帯上部対流圏の昇温は、熱帯の地表より大きくなる**可能性が高い**。{2.3.1, 3.3.1, 4.5.1}

ハドレー循環は、少なくとも1980年代以降、主に北半球で拡大した**可能性が高い**が、その変化の程度については**確信度が中程度**にとどまっている。これは、北半球のハドレー循環の強まりを伴っている（**確信度が中程度**）。1980年代以降、人間の影響が南半球の帯状平均ハドレー循環の極方向への拡大に寄与した**可能性が高く**、地球温暖化に伴い更に拡大すると予測される（**確信度が高い**）。北半球で観測された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。{2.3.1, 3.3.3, 8.4.3}

1970年代以降、陸域では地表面付近の平均風は弱まっている**可能性が高い**。海上では、1980～2000年にかけて海面付近の平均風は強まった**可能性が高い**が、その後は、推定値のばらつきが大きいため、**確信度が低い**。温帯低気圧のストームトラックは、1980年代以降、極方向に移動した**可能性が高い**。北半球中緯度ジェット気流とストームトラックの極方向への移動の予測については、モデルシミュレーションの内部変動性と構造的な不確実性が大きいため、**確信度が低い**。SSP3-7.0及びSSP5-8.5シナリオの下で、2081～2100年における北半球冬季のグリーンランド及び北太平洋における大気ブロッキングの頻度が減少すると予測されることについては、**確信度が中程度**である。南半球のストームトラックとそれに伴う降水量は、南半球環状モード（SAM）（TS.4.2.2）がより正の位相に向かう傾向と、南半球の夏季における南半球中緯度ジェットの強化及び南方への移動と関連して、特に南半球の夏季及び秋季に最近数十年は極方向に移動していることについては**確信度が高い**。長期（2081～2100年）では、SSP5-8.5シナリオの下で、SAM（TS.4.2.2）の増大に伴い、1995～2014年と比較して南半球中緯度ジェット気流が極方向に移動し、強まる**可能性が高い**。SSP5-8.5

では、南半球のストームトラックで温帯低気圧に伴う風速が強まる**可能性が高い**。北極域の昇温及び海氷の減少が過去又は予測される中緯度大気の変動性に及ぼす潜在的役割については、**確信度が低い**。{2.3.1, 3.3.3, 3.7.2, 4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.2.2, 8.3.2, Cross-Chapter Box 10.1}

過去40年間に、強い（カテゴリ3～5の）熱帯低気圧（TC）の割合と急激な熱帯低気圧の発達事象の頻度が増加した**可能性が高い**。北太平洋西部では熱帯低気圧の風速－強度がピークに達する平均位置は1940年代以降、極方向に移動した**可能性が非常に高く**、また米国本土では1900年以降、熱帯低気圧の前進移動速度が遅くなった**可能性が高い**。北太平洋西部の熱帯低気圧の極方向への移動と地球規模での熱帯低気圧の強度の増大は、自然変動だけでは全てを説明できない**可能性が高い**。熱帯低気圧の平均ピーク風速とカテゴリ4～5の熱帯低気圧の割合が温暖化に伴い増加し、最も強い部類の熱帯低気圧のピーク風速が増加することについては**確信度が高い**。熱帯低気圧が最大風速に達する平均位置は、北太平洋西部では極方向に移動する一方、世界全体の熱帯低気圧の総発生頻度は地球温暖化の進行に伴って減少するか変化しないままとなることについては、**確信度が中程度**である。{11.7.1}

両半球の温帯低気圧の総数について観測されている近年の変化についての**確信度は低い**。北半球では、特に衛星時代以前は、年々～十年規模の変動が大きく、大気再解析における同化データの量と種類に時間的及び空間的な不均質性があったため、最も強い温帯低気圧の数と強度の過去100年間の変化傾向については**確信度が低い**。南半球では、1979年以降、中心気圧の低い（<980hPa）温帯低気圧の数が増加した**可能性が高い**。強い温帯低気圧の頻度は減少すると予測される（**確信度が中程度**）。強度の変化予測は、気候モデルの解像度に依存する（**確信度が中程度**）。温帯低気圧に伴う風速が、ストームトラックの変化にしたがって変化することについては**確信度が中程度**である。{2.3.1, 3.3.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.3.2, 8.4.2, 11.7.2}

Box TS.3 | 可能性が低くとも大幅に温暖化するストーリーライン

評価された可能性が非常に高い範囲を超える将来の地球温暖化は排除できず、社会と生態系にとって最も高いリスクに結びつく可能性がある。このような可能性が低くとも大幅に温暖化するストーリーラインは、地域の乾燥と湿潤の強度が複数モデル平均よりもかなり大きな変化を示す傾向がある。可能性が非常に高い範囲内の温暖化の水準であっても、降水量の大きな変化、氷床崩壊に伴う追加的な海面上昇（Box TS.4 を参照）、又は急激な海洋循環の変化などの可能性が低い結果が、世界的及び地域的に生じるかもしれない。大西洋子午面循環（AMOC）が 2100 年以前に突然の停止を経験しないことについては確信度が中程度である一方、もしそれが起これば、地域の気象パターン及び水循環に急激な変化を引き起こす可能性は非常に高い。このような可能性が低い結果の発生確率は、地球温暖化の水準が高くなるにつれて増加する。もし、地球の実際の気候感度が評価された範囲の最も高いところにあった場合、所与の排出シナリオで可能性が非常に高いと予測された範囲から大きく外れた世界規模及び地域規模の変化が生じる。地球温暖化の進行に伴い、過去及び現在の気候においては可能性が低い一部の非常に稀な極端現象及び一部の複合現象（多変量又は同時発生的な極端現象）がより頻繁になり、観測記録に前例のない事象が発生する可能性が高くなる（確信度が高い）。最終的に、SSP に基づく地球システムモデル（ESM）予測と比べて、21 世紀の気候の経路を大きく変える可能性がある、非常に大きな火山噴火の連続によって、可能性が低くとも影響が大きい結果事象も生じるかもしれない。{Cross-Chapter Box 4.1, 4.3, 4.4, 4.8, 7.3, 7.4, 7.5, 8.6, 9.2, 9.6, Box 9.4, Box 11.2, Cross-Chapter Box 12.1}

過去の IPCC 報告書は評価の重点を主に、予測される将来の地表の昇温及び関連する気候変動の可能性が非常に高い範囲に置いた。しかしながら、包括的なリスク評価では、社会及び生態系にとって潜在的に最も高いリスクを伴う、可能性が低い又は可能性が非常に低いが起こりうる、物理的気候システムにおける潜在的により大きな変化も考慮することが求められる（図 TS.6）。AR5 以降、温暖化の水準の高い物理的気候ストーリーラインの作成は、IPCC の可能性が非常に高い範囲の予測の外側にある将来のリスク空間を探索するための有用なアプローチとして浮上している。{4.8}

平衡気候感度（ECS）と過渡的気候応答（TCR）の真の値の不確実性は、中程度から強い排出シナリオの下での将来の温暖化予測における不確実性を支配する（TS.3.2）。評価された可能性が非常に高い範囲（2°C～5°C）より実際の ECS が大きかった場合、エアロゾルによる過去の強い降温及び/又は海面水温パターンの変化にリンクした正のフィードバック（パターン効果）によってより強い温暖化に向かう傾向が必要となるが、これらは強い正の雲フィードバック及び古気候復元における大きなバイアス—それぞれ、可能性が低い又は可能性が非常に低いとの評価であるが排除されていない—と結びついている。CMIP6 には、将来の地表の昇温について評価された可能性が非常に高い範囲の上限を超えるいくつかの ESM が含まれているので、可能性についての定量的評価がない場合でもこれらのモデルを使用して、可能性が低くとも大幅に温暖化するストーリーラインを開発し、リスクと脆弱性を探ることができる。{4.3.4, 4.8, 7.3.2, 7.4.4, 7.5.2, 7.5.5, 7.5.7}

地表の昇温が可能性が非常に高い範囲の上限の外又はそれに近い CMIP6 モデルは、全てのシナリオで、複数モデル平均とは大きく異なる広範囲に及ぶ気温と降水量の変化パターンを示している。SSP5-8.5 では、昇温幅の大きいモデルは、ほとんどの温帯陸域とアマゾンの一部で広範囲にわたって 6°C 以上の昇温を示している。北極域では、年平均気温が現在を基準として 10°C 以上上昇し、これは最良推定値より約 30% 高い昇温に相当する。SSP1-2.6 でも、昇温の大きいモデルは、ユーラシアと北米の大部分で現在を基準として平均 2°C～3°C の昇温（最良推定値より約 40% 昇温）、2081～2100 年の北極域では現在を基準として 4°C 以上の昇温を示す（Box TS.3 図 1）。このような大幅に温暖化するストーリーラインは、2°C の地球温暖化と整合する残余のカーボンバジェットが、評価された可能性が非常に高い範囲より小さいことを意味する。別の言い方をすれば、たとえ温暖化を 2°C に抑える可能性が高いカーボンバジェットが満たされたとしても、可能性が低くとも大幅に温暖化するストーリーラインでは、2.5°C 以上の温暖化がもたらされるだろう。{4.8}

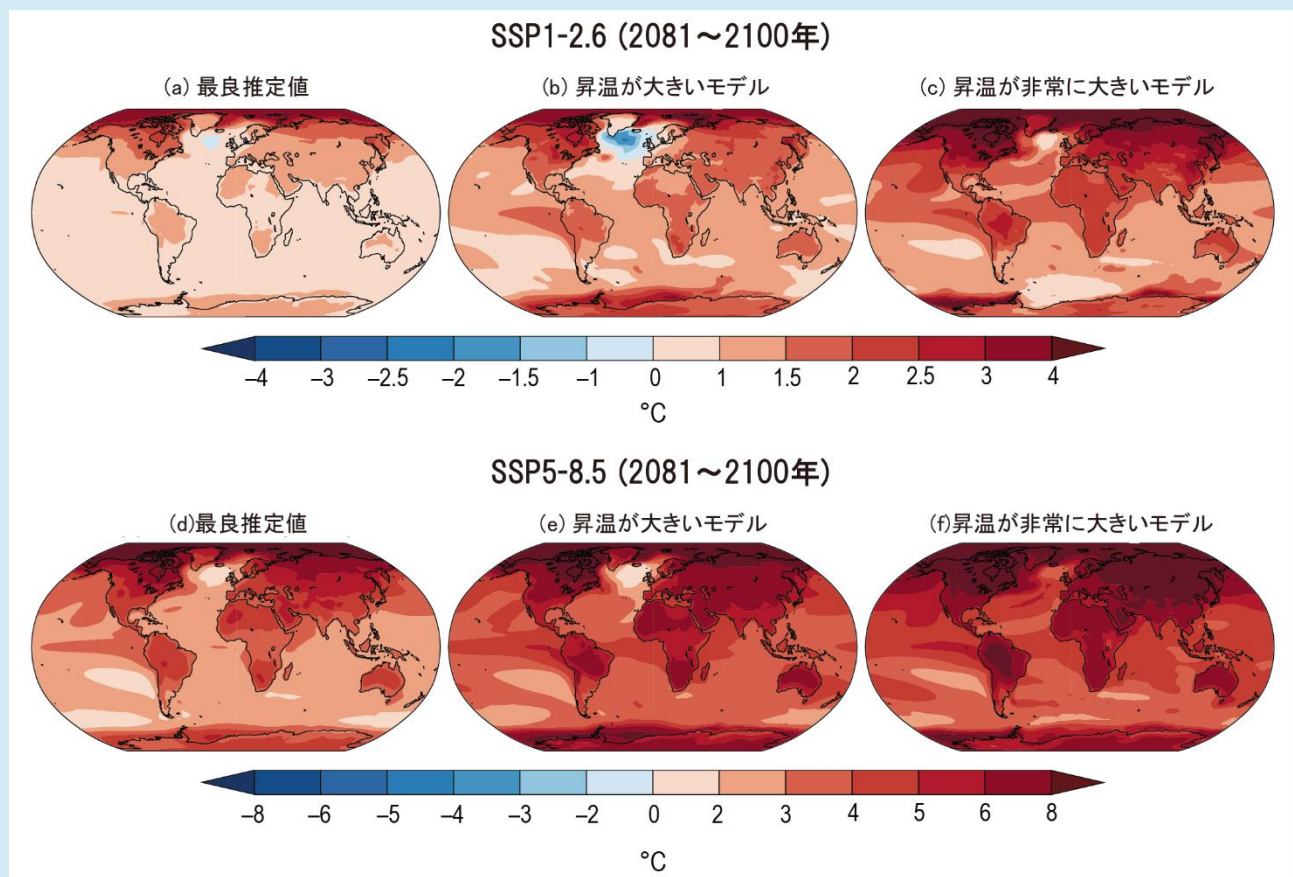
可能性が非常に高いと評価された範囲の上限に近い地球温暖化を示す CMIP6 モデルは、地域規模の乾燥と湿潤の強さについて複数モデル平均より大きい変化を示す傾向がある。さらに、これらのモデルの予測は、複数モデル平均よりも乾燥の面積が大きく、強い降水の増加割合が大きい傾向がある。しかし、地域規模の降水の変化は、熱力学的過程と力学的過程の両方から生じるので、最も顕著な地球温暖化の水準が、必ずしも最も強い降水の応答に関連するとは限らない。水循環に対する急激な人為起源の変化は排除できない。植生とダストが関与する陸域地表の正のフィードバックは、乾燥度の急激な変化に寄与しうるが、そのような変化が 21 世紀中に現われるという確信度は低い。アマゾンの森林減少が継続し、温暖化する気候と組み合わせると、この生態系が 21 世紀中に乾燥状態へのティッピングポイントを越える確率が高まる（確信度が低い）。(Box TS.9 も参照)。{4.8, 8.6.2}

予測される AMOC の衰退（TS.2.4）に 2100 年以前の突然の停止は含まれないことについては確信度が中程度であるが、グリーンランド氷床からの想定外の融解水の流入がそのような停止の引き金となるかもしれない。仮に

AMOC の停止が起こった場合、熱帯降水帯が南方へ移動するなど地域的な気象パターン及び水循環に急激な変化を引き起こす可能性が非常に高く、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、及び欧州の乾燥をもたらすだろう。(Box TS.9 と Box TS.13 も参照)。{4.7.2, 8.6.1, 9.2.3}

非常に稀な極端現象及び複合現象又は 2018 年の北半球の同時多発的な熱波などの同時現象は、しばしば大きな影響と関連している。変化する気候の状態は、十年規模の干ばつ及び極端な海面水位などの極端な事象の可能性を既に変化させており、将来の温暖化の下でも変化させ続けるだろう。複合的な事象及び同時発生する極端現象は、可能性が低くとも影響が大きい結果の確率を増大させることに寄与し、地球温暖化の進行に伴ってより頻度が増加する（確信度が高い）。より高い温暖化の水準は、観測記録上過去に例のない事象の可能性を増加させる。{9.6.4, Box 11.2}

最終的に、可能性の低いストーリーラインが、人間が引き起こした気候の変化に必ずしも単独に関連する必要はない。過去 2500 年の歴史的な前例と整合する、可能性が低くとも影響が大きい結果の一つとして、SSP に基づく地球システムモデルの予測と比較して 21 世紀の気候の経路を大きく変化させうるであろう複数回の大規模火山噴火が挙げられるだろう。{Cross-Chapter Box4.1}



Box TS.3 図 1 | 大幅に温暖化するストーリーライン。この図の意図は、大幅に温暖化するストーリーラインを CMIP6 複数モデル平均と比較して示すことである。(a) 1995~2014 年を基準とした 2081~2100 年の SSP1-2.6 で評価された世界平均気温の最良推定値に線形スケールした第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) 複数モデル平均、(b) 評価された可能性が非常に高い範囲の上限に最も近い世界平均気温変化を持つ昇温が大きい 5 つのモデル間平均、及び、(c) 評価された可能性が非常に高い範囲よりも大幅な世界平均気温の変化を伴う、昇温が大きい 5 つのモデル間の平均。(d-f) (a-c)と同じだが、SSP5-8.5 について。(a-c)と(d-f)でカラーバーが異なることに注意。{4.7, 図 4.41}

TS.2.4 海洋

観測、モデル、及び古気候学的証拠は、最近観測された海洋の変化が数百年から数千年にわたって前例のないものであることを示している（確信度が高い）。過去 40 年から 60 年の間に、世界の海洋が温暖化したことはほぼ確実であり、1970 年代以降、人間の影響がその主要な駆動要因であった可能性は極めて高く、気候変動を数百年から数千年にわたり不可逆的なものにしていく（確信度が中程度）。海洋上層の塩分コントラストが 1950 年代以降増強したことはほぼ確実であり、人間の影響が寄与している可能性が極めて高い。1970 年以降海洋上層の成層化が強まっていることと、過去 40 年間で海水の pH が世界的に低下していることはほぼ確実であり、人間の影響が観測された外洋表層の酸性化の主要な駆動要因である（ほぼ確実）。外洋表層の pH は過去 5,000 万年にわたり長期的に上昇し続けており（確信度が高い）、海面付近の pH が最近のように低い値になることは過去 200 万年ではほとんどなかった（確信度が中程度）。20 世紀に海洋熱波がより頻発するようになったことについては確信度が高く、2006 年以降の海洋熱波のほとんどが人為起源の昇温に要因特定されることについて、可能性が非常に高い。20 世紀半ば以降、多くの地域で酸素濃度レベルが低下し、多くの海洋生物の生息域が過去 20 年間で変化していることについては確信度が高い。

1971 年以降に観測された海洋の昇温量は、低温化シナリオ（SSP1-2.6）の下では 2100 年までに少なくとも 2 倍、高温化シナリオ（SSP5-8.5）の下では 4～8 倍に増加する可能性が高い。成層化（ほぼ確実）、酸性化（ほぼ確実）、貧酸素化（確信度が高い）、海洋熱波の頻度（確信度が高い）は、21 世紀に入っても増加し続けるだろう。20 世紀の AMOC の変化については確信度が低い、21 世紀に AMOC が減速する可能性が非常に高い（図 TS.11）。{2.3, 3.5, 3.6, 4.3.2, 5.3, 7.2, 9.2, Box 9.2, 12.4}

少なくとも 1971 年以降、世界の海洋が昇温したことはほぼ確実であり、地球のエネルギーインベントリの増加の約 90% を占める（TS.3.1）。海洋は現在、少なくとも最終氷期終末期以降のどの時期よりも速く昇温しており（確信度が中程度）、昇温は 2000 m よりかなり深いところまで及ぶ（確信度が非常に高い）。人間の影響が最近の海洋の温暖化の主要な駆動要因である可能性は極めて高い。海洋の昇温は 21 世紀も続き（ほぼ確実）、CO₂ 排出量が少ないシナリオでも少なくとも 2300 年頃までは続く可能性が高い。海洋の温暖化は数百年から数千年にわたり不可逆であるが（確信度が中程度）、昇温の程度は 21 世紀半ば頃からシナリオに依存する（確信度が中程度）。昇温は世界的に一律ではなく、主に南大洋の水塊に熱が蓄積され、亜寒帯北大西洋の昇温は弱い（確信度が高い）。フィードバックメカニズムの理解は限られており、そのため将来の南極大陸付近の海洋昇温とそれがどのように海氷と棚氷に影響を及ぼすかについての確信度は限られる。{2.3.3, 3.5.1, 4.7.2, 7.2.2, 9.2.2, 9.2.3, 9.2.4, 9.3.2, 9.6.1, Cross-Chapter Box 9.1}

世界平均海面水温は、20 世紀初頭から 0.88 [0.68～

1.01] °C 上昇し、21 世紀を通して上昇し続けることがほぼ確実であり、それに伴い海洋生態系へのハザードが増大する（確信度が中程度）。海洋熱波は、20 世紀を通してより頻度が増加し（確信度が高い）、1980 年代以降、頻度は約 2 倍（確信度が高い）、強度が増し、持続時間が長くなっている（確信度が中程度）。2006 年から 2015 年にかけての海洋熱波のほとんどは、人為起源の温暖化に要因特定される（可能性が非常に高い）。海洋熱波は引き続き頻度が増加し、世界的に SSP1-2.6 の下では 1995～2014 年と比較して 2081～2100 年に 2～9 倍、SSP5-8.5 の下では 3～15 倍に増加する可能性が高く（図 TS.11a）、熱帯の海洋及び北極海での変化が最も大きいだろう。{2.3.1, Cross-Chapter Box 2.3, 9.2.1, Box 9.2, 12.4.8}

観測された海洋上層の成層化（0～200m）は、少なくとも 1970 年以降、世界規模で増加している（ほぼ確実）。利用可能な観測データの最近の精緻な解析に基づき、1970 年から 2018 年にかけて 4.9 ± 1.5%（SROCC で評価した値の約 2 倍）増加し、21 世紀を通して排出シナリオに応じた割合で増加し続ける（ほぼ確実）ことは、確信度が高い。{2.3.3, 9.2.1}

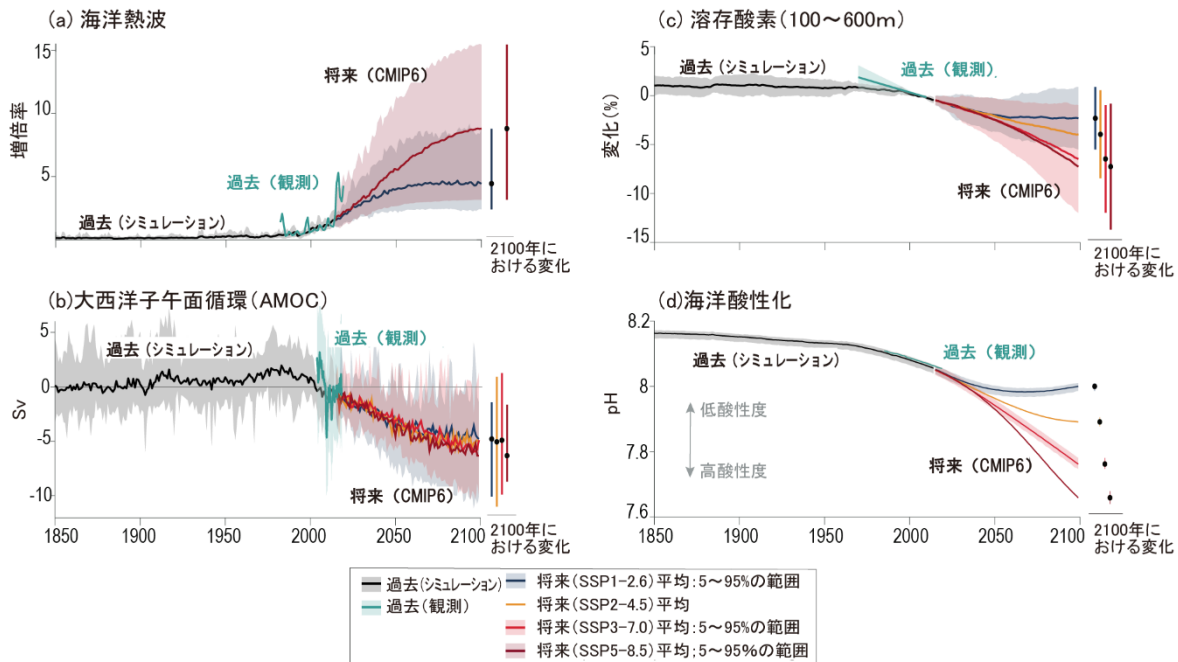
1950 年以降、海表面付近の高塩分領域は塩分濃度がより高くなり、一方低塩分領域はより低塩分化したことはほぼ確実であり、これが水循環の強化と関連していることは確信度が中程度である（Box TS.6）。人間の影響がこの塩分変化に寄与している可能性は極めて高く、この大規模なパターンは 21 世紀にかけて振幅が大きくなる（確信度が中程度）。{2.3.3, 3.5.2, 9.2.2, 12.4.8}

AMOC は過去 8000 年の間、比較的安定した状態であった（確信度が中程度）。20 世紀の AMOC 変化の定量化については、定量的に復元された変化傾向とシミュレーションによる変化傾向の見解一致度が低いこと、プロキシデータ構築に用いたモデルと観測の両方における主要なプロセス及び新しいモデルの評価が欠落していることにより、確信度が低い。2000 年代半ば以降の直接観測記録は、AMOC 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寄与を決定するには短すぎる（確信度が高い）。21 世紀における AMOC の減速は、全ての SSP シナリオにおいて可能性が非常に高い（図 TS.11b）；突然の減速の可能性については、Box TS.3 で更に評価されている。{2.3.3, 3.5.4, 4.3.2, 8.6.1, 9.2.3, Cross-Chapter Box 12.3}

風応力の変化に対応して、多くの海流が 21 世紀中に変化することについては確信度が高い。南大洋の循環は、風のパターンの変化と棚氷融解の増大に対して敏感であることについて確信度が高いにもかかわらず、21 世紀の変化については確信度が低い。西岸境界流と亜熱帯環流は 1993 年以降、極側に移動している（確信度が中程度）。亜熱帯環流、東オーストラリア海流、アガラス海流、及びブラジル海流は、風応力の変化に対応して 21 世紀に強まると予測され、メキシコ湾流とインドネシア通過流は弱まると予測される（確信度が中程度）。4 つの主要な東岸境界湧昇システムは、21 世紀には低緯度で弱まり、高緯度で強まると予測される（確信度が高い）。{2.3.3, 9.2.3}

最近及び将来の海洋の変化

海洋熱波、大西洋子午面循環 (AMOC)、溶存酸素、及びpH



最近及び将来の氷床の変化

グリーンランド氷床と南極氷床

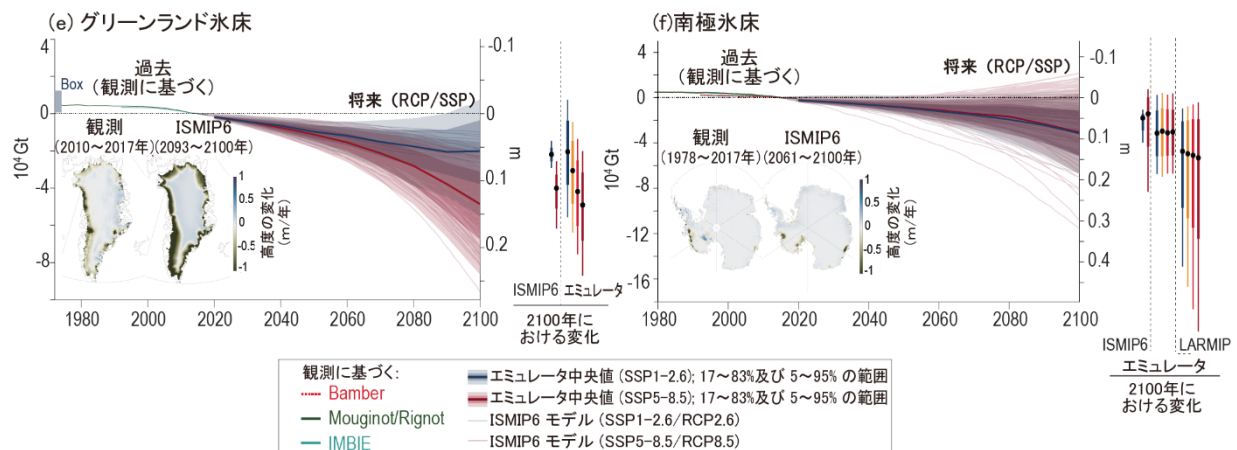


図 TS.11 | 過去と将来の海洋と氷床の変化。この図の意図は、多くの海洋及び雪氷圏の指標の観測及び予測された時系列が整合していることを示すことである。観測及びシミュレーションされた過去の変化、並びに異なる温室効果ガス排出シナリオの下での将来変化予測。シミュレーション及び予測された海洋の変化は、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) のアンサンブル平均として示され、SSP1-2.6 と SSP3-7.0 シナリオについては 5~95% 範囲 (陰影部) が示されている (パネル a のみ、シナリオ SSP1-2.6 と SSP5-8.5 の範囲が示されている)。2100 年の平均値と 5~95% 範囲は、各パネルの右側に縦棒で示した。(a) 1995~2014 年を基準とした海洋表層の海洋熱波日数の増倍率の変化 (1995~2014 年の海面水温 (SST) 分布を基に海面水温の 99 パーセンタイルを超える日数として定義)。評価された観測値は、AVHRR 衛星による海面水温 (1982~2019 年)。(b) 大西洋子午面循環 (AMOC) の 1995~2014 年を基準とした輸送量 (北緯 26° での最大輸送量として定義)。評価された観測値の変化は、RAPID アレイの 2004~2018 年の 12 か月移動平均で平滑化したもの (平均値の周りの陰影部は 12 か月移動平均の標準偏差を示す)。(c) 1995~2014 年を基準とした溶存酸素 (水深 100~600 m) の全球平均変化率。評価された観測値の変化傾向と可能性が非常に高い範囲は SROCC の評価によるもので、2005 年を中心とした 1970~2010 年の範囲。(d) 全球平均海洋表層 pH。CMEMS SOCAT に基づく復元データにより評価された 1985~2019 年の観測値の変化 (全球平均の周囲の陰影部は 90% 信頼区間を示す)。(e), (f) は氷床質量の変化。ISMIP6 による SSP1-2.6 及び SSP5-8.5 のエミュレータから予測された氷床の累積質量減少と海面水位換算を中央値、5~95% の範囲 (薄い陰影部)、17~83% の範囲 (濃い陰影部) 及び個々のエミュレーションによる予測を細い線で示す。2100 年の中央値 (点)、17~83% の範囲 (太い縦棒)、5~95% の範囲 (細い縦棒) は、ISMIP6、ISMIP6 エミュレータ、LARMIP-2 によるもので各パネル右側に縦棒で示している。観測に基づく推定値は、グリーンランド (e) については、1972~2018 年 (Mouginit)、1992~2016 年 (Bamber)、1992~2020 年 (IMBIE)、及び 1840~1972 年について推定された総質量減少の範囲 (Box) を示す。南極大陸 (f) については、1992~2020 年 (IMBIE)、1992~2016 年 (Bamber)、及び 1979~2017 年 (Rignot) の表面質量収支のシミュレーションと氷河性地殻均衡を組み合わせた衛星データに基づき推定されている。左の挿入図: CryoSat-2 レーダー高度計から得られた 2010~2017 年のグリーンランドの平均標高変化 (e)、および修復したアナログレーダー記録から得られた 1978~2017 年の南極大陸の平均標高の変化 (f)。右の挿入図: RCP8.5 シナリオの MIROC5 気候モデルでの ISMIP6 モデル平均 (2093~2100 年) の予測変動量。{2.3.3; 2.3.4; 3.5.4; 4.3.2; 5.3.2; 5.3.3; 5.6.3; 9.2.3; 9.4.1; 9.4.2; Box 9.2 図 1; 図 9.10, 図 9.17, 図 9.18}

過去 40 年間に海面付近の pH が世界的に低下し、その主要な駆動要因が人為的な CO₂ の吸収であることはほぼ確実である。海洋酸性化及びそれに伴う炭酸カルシウム（様々な海洋生物の骨格又は外殻の成分）の飽和状態の低下は、全ての排出シナリオにおいて 21 世紀に増加すると予測される（確信度が高い）。外洋表層の pH は、過去 5000 万年間にわたり長期的に上昇しており（確信度が高い）、海面付近の pH が最近のように低い値になることは過去 200 万年間ではほとんどなかった（確信度が中程度）。現在の海面付近の pH 値は少なくとも 2 万 6 千年前から前例がなく、現在の pH の変化率も少なくともその時期から前例がないことについて確信度が非常に高い。過去 20～30 年の間、海洋内部の pH 低下は全大洋で観測されている（確信度が高い）（図 TS.11d）。{2.3.3, 2.3.4, 3.6.2, 4.3.2, 5.3.2, 5.3.3, 5.6.3, 12.4.8}

外洋の貧酸素化と酸素極小層の拡大は、20 世紀半ば以降、世界の海洋の多くの領域で観測されており（確信度が高い）、その原因の一部は人間の影響である（確信度が中程度）。貧酸素化は海洋の昇温とともに増大し続けると予測される（確信度が高い）（図 TS.11c）。CMIP5 と比較して CMIP6 では気候感度が高く、海洋ベンチレーション（通気）が減少するため、2080～2099 年の期間について、表層（100～600m）の酸素減少が SROCC で報告されたよりも実質的により大きい予測となっている。{2.3.3, 2.3.4, Cross-Chapter Box 2.4, 3.6.2, 5.3.3, 12.4.8}

少なくとも過去 20 年間に、多くの海洋生物の地理的生息域は極方向、及びより深い方向に移動しており（確信度が高い）、これはより冷たい海域への移動を示している。より少数の一部の生物の生息域は、赤道方向及びより深さの浅い方向に移動した（確信度が高い）。多くの生物のライフサイクルに関連する生物季節学的指標も、過去 20 年以上にわたって変化している（確信度が高い）。生物の地理的生息域と生物季節学的指標の変化は、種と場所によって異なることが観察されているため、主要な海洋生態系に混乱が生じる可能性がある。{2.3.4}

TS.2.5 雪氷圏

ここ数十年の間に、雪と氷の減少が広範囲にわたって観測され、雪氷圏のいくつかの要素は、現在、過去数百年間にみられなかった状態にある（確信度が高い）。1970 年代後半以降に観測された北極海の水氷の減少（晩夏の水氷の減少は少なくとも過去 1000 年で例がなかった可能性が高い）及び氷河の広範にわたる後退（少なくとも過去 2000 年で例がない、確信度が中程度）の主要な駆動要因は、人間の影響である可能性が高い。さらに、1950 年以降に観測された北半球の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。

一方、南極域の水氷面積は 1979 年以降、有意な正味の変化を経験しておらず、予測される変化についても確信度が低い。CO₂ 排出量が多いシナリオでは、北極海は 21 世紀末には夏の終わりに実質的に水氷の無い状態になることが予測される（確信度が高い）。更なる昇温により、北半球の積雪面積が更に減少することはほぼ確実で

あり、地表面付近の永久凍土の体積も同様であることの確信度が高い。

地球の気温が安定化しても、氷河は少なくとも数十年間は質量を減少させ続け（確信度が非常に高い）、21 世紀におけるグリーンランド氷床の質量減少はほぼ確実であり、南極氷床もその可能性が高い。21 世紀中及びそれ以降に起こりうる南極氷床の展開に関しては、特に西南極氷床の潜在的不安定により、不確実性が大きいままである。{2.3, 3.4, 4.3, 8.3, 9.3～9.6, Box 9.4, 12.4}

現在の北極海の水氷面積の水準は、（年間と夏の終わりのどちらも）少なくとも 1850 年以降で最も少なく（確信度が高い）、夏の終わりでは過去 1000 年間で最も少ない（確信度が中程度）。1970 年代後半以降、北極海の水氷面積と厚さは夏季及び冬季ともに減少し、水氷はより若く、より薄く、より動的になっている（確信度が非常に高い）。この減少の主要な駆動要因は、主に温室効果ガスの増加による人為起源の強制力である可能性が非常に高いが、1950 年代以降の温室効果ガスによる減少の一部を人為起源のエーロゾル強制力が相殺していることを示す新しい証拠もある（確信度が中程度）。北極海の水氷面積の年最小値は、評価された全ての SSP シナリオの下で、2050 年までに少なくとも一度は 100 万 km² を下回ることについて確信度が高い。この実質的に水氷のない状態は、CO₂ 排出量が多いシナリオでは、21 世紀末には夏の終わりの標準的な状態となる（確信度が高い）。北極海の夏の水氷は、世界平均気温とともにほぼ線形に変化しており、このことはティッピングポイントは存在せず、観測／予測された水氷減少は潜在的に可逆的であることを示唆している（確信度が高い）。{2.3.2, 3.4.1, 4.3.2, 9.3.1, 12.4.9}

南極の水氷については、1979 年から 2020 年まで、冬季及び夏季ともに衛星観測による水氷面積に有意な変化傾向はみられないが、これは地域的に相反する変化傾向があることと、大きな内部変動があるためである。モデルシミュレーションと観測値の不一致に加え、モデル間のばらつきの幅が大きい理由について理解が不足していることにより、将来の南極の水氷変化に関するモデル予測、特に地域レベルの予測は確信度が低い。{2.3.2, 3.4.1, 9.3.2}

永久凍土地域では、過去 30～40 年の間、上部 30m の地温の上昇が広範に及んでいる（確信度が高い）。追加的温暖化が 1°C 進むごとに（1850～1900 年の水準より最大 4°C まで）、地表面から深さ 3m までの多年凍土の体積は、現在の体積と比較して約 25% 減少すると予測される（確信度が中程度）。ただし、ESM において関連する物理プロセスの不完全な表現に起因して、これらの減少は過小評価されているかもしれない（確信度が低い）。季節的な積雪面積については、TS.2.6 で扱われている。{2.3.2, 9.5.2, 12.4.9}

氷河が 19 世紀後半以降ほぼ例外なく後退したことについては確信度が非常に高く、この振る舞いは、少なくとも過去 2000 年で前例のないものである（確信度が中程度）。山岳氷河は、1901 年から 2018 年の間に観測された世界平均海面水位の変化に 67.2 [41.8～92.6] mm 寄与している可能性が非常に高い。この後退は、1990 年代以降に増大

した速度で起こっており、人間の影響が主要な駆動要因である**可能性が非常に高い**。RCP2.6 と RCP8.5 の下では、氷河はそれぞれ、21 世紀にわたって現在の質量の 18% ± 13% 及び 36% ± 20% を失うと予測される（**確信度が中程度**）。{2.3.2, 3.4.3, 9.5.1, 9.6.1}

グリーンランド氷床は、最終間氷期（約 12 万 5 千年前）と中期完新世（約 6 千年前）には現在より小さかった（**確信度が高い**）。1450 年から 1850 年の間のある時点で氷床質量が最近としては最大になった後、氷床は全体的に後退し、ある数十年間は平衡に近い状態（すなわち、質量減少が質量増加とほぼ等しい）であった**可能性が高い**。グリーンランド氷床が 1990 年代以降、その質量を減少させていることは**ほぼ確実**であり、人間の影響が一つの寄与要因である（**確信度が中程度**）。2000 年代初頭以降、年間の質量変化が一貫してマイナスであることは、**確信度が高い**。1992 年から 2020 年の間に、グリーンランドは 4890 ± 460Gt の氷を喪失し、世界平均海面水位の上昇に 13.5 ± 1.3mm 寄与した**可能性が高い**。グリーンランド氷床の質量減少については、表面融解と流出がますます卓越しており、表面質量収支の変化から生じる大きな経年変動があることについて**確信度が高い**。将来のグリーンランド氷床の質量減少の予測（Box TS.4 表 1；図 TS.11e）では、全ての排出シナリオの下で表面融解の増加が支配的になる（**確信度が高い**）。グリーンランド氷床及び南極氷床の一部の潜在的かつ不可逆的な長期的減少は、Box TS.9 で評価されて

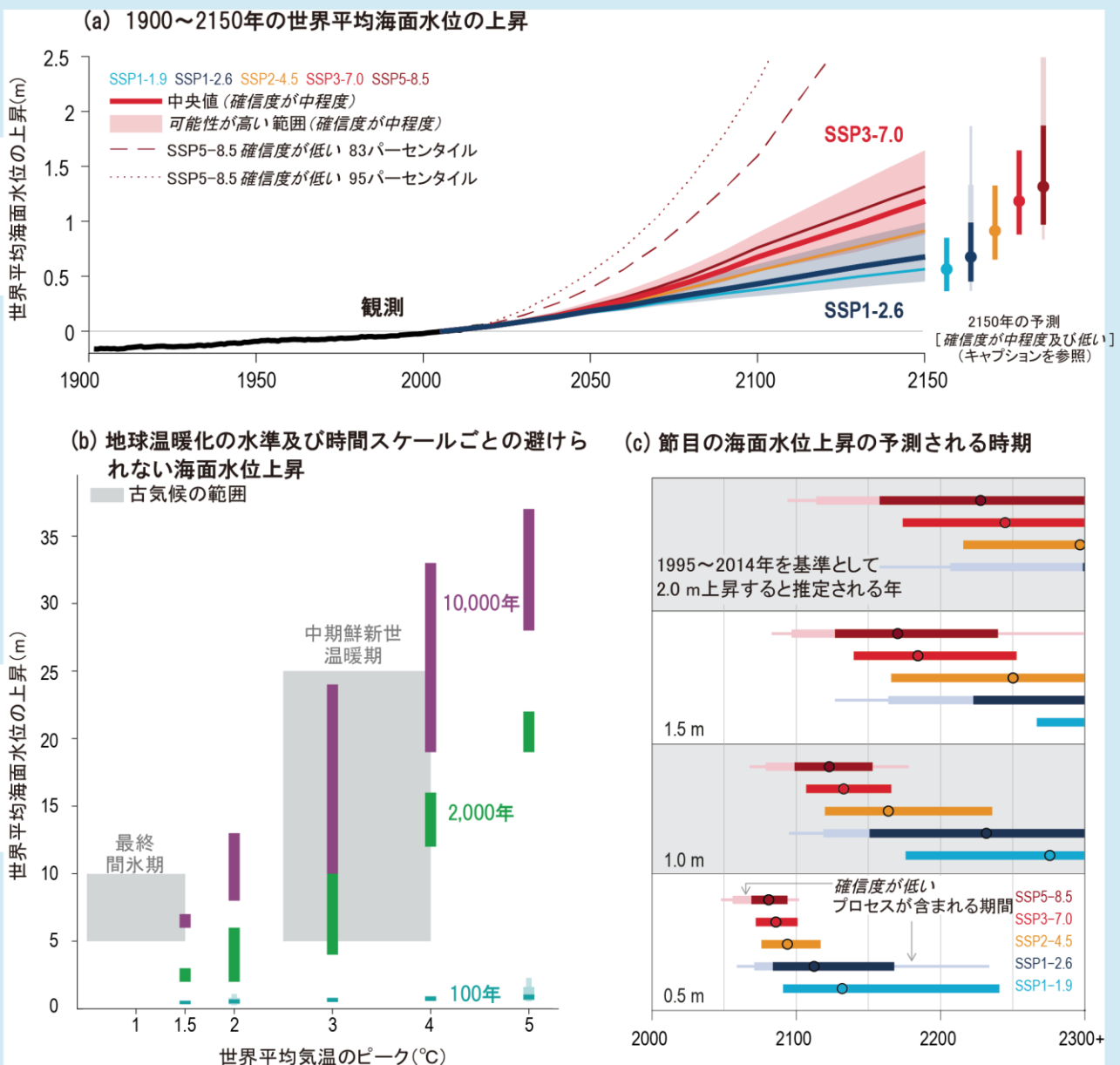
いる。{2.3.2, 3.4.3, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, Atlas.11.2}

南極氷床は 1992～2020 年の間に 2670 ± 530Gt を喪失し、世界平均海面水位の上昇に 7.4 ± 1.5mm 寄与した**可能性が高い**。南極氷床の総質量減少では西南極氷床が卓越しており、西南極と南極半島を合わせた年間減少率は 2000 年頃以降増加している（**確信度が非常に高い**）。さらに、東南極氷床の一部では、1979 年以降質量が減少している**可能性が非常に高い**。1970 年代以降、降雪量は南極半島西部と西南極東部で増加し、南極の他の地域では空間的、経年的に大きく変動している**可能性が高い**。主に棚氷の底面融解によって引き起こされる西南極溢流水河からの質量減少（**確信度が高い**）は、南極大陸での積雪の増加による質量増加を上回っている（**確信度が非常に高い**）。ただし、1992 年以降に観測された南極氷床の質量減少が人為起源の強制力によるものだという**証拠は限定的で、見解一致度は低い**（プロセスの要因特定に関する**確信度が低い**）。棚氷と内陸部からの流出による質量減少の増加は、21 世紀にわたって降雪量の増加を上回り続ける**可能性が高い**（図 TS.11f）。21 世紀中及びそれ以降の南極氷床の最も大きな質量減少のストーリーラインに沿った起こりうる展開については、主に突然かつ広範にわたる海洋性氷床不安定と海洋性氷崖不安定の始まりに関連して、不確実性が大きいままである。（Box TS.3 及び Box TS.4 も参照）。{2.3.2, 3.4.3, 9.4.2, 9.6.3, Box 9.4, Atlas.11.1}

Box TS.4 | 海面水位

世界平均海面水位（GMSL）は、1901～2018 年の間に 0.20 [0.15～0.25] m 上昇し、上昇率は 1960 年代以降加速して 2006～2018 年の間に 3.7 [3.2～4.2] mm/年 に達した（**確信度が高い**）。人間活動が 1971 年以降に観測された世界平均海面水位上昇の主要な駆動要因である**可能性が非常に高く**、新たな観測証拠により評価された 1901～2018 年の期間の海面水位上昇は、海洋温暖化による膨張と氷河及び氷床の融解を含む海面水位上昇に寄与する個々の構成要素の合計と整合する（**確信度が高い**）。気候システムの継続的な昇温に応答して、世界平均海面水位が 21 世紀にわたって上昇し続けることは**ほぼ確実**である（Box TS.4 図 1）。海面水位は、世界平均気温よりもゆっくりと温室効果ガス（GHG）排出量に応答するため、世界平均気温の場合よりも 21 世紀にわたってシナリオ依存性がより弱い（**確信度が高い**）。この遅い応答はまた、進行する海洋の熱吸収とゆっくりとした氷床の調整に伴って、長期的に不可避の海面水位上昇をもたらす、排出停止後も数百年及び数千年にわたり継続する（**確信度が高い**）（Box TS.9）。2100 年までに、世界平均海面水位は 1995～2014 年の平均値と比較して、SSP1-1.9 の下では 0.28～0.55m（**可能性が高い範囲**）、SSP5-8.5 の下では 0.63～1.01m（**可能性が高い範囲**）上昇すると予測される（**確信度が中程度**）。CO₂ 排出がより多いシナリオの下では、2100 年以降の海面水位予測には、昇温に対する氷床の応答に関連した大きな不確実性が存在する。可能性が低くとも影響が大きいストーリーラインと CO₂ 排出が多いシナリオでは、大きな不確実性を特徴とする氷床プロセスが、2150 年までに世界平均海面水位上昇を約 5m までも押し上げる。長期的不可避性を考えると、異なる世界平均海面水位上昇の水準に達する時期の不確実性は、適応計画策定にとって重要な検討事項である。{2.3, 3.4, 3.5, 9.6, Box 9.4, Cross-Chapter Box 9.1, 表 9.5}

世界平均海面水位の変化は、海洋の昇温又は降温（及びそれに伴う膨張/収縮）及び陸地に貯蔵された氷と水の量の変化によって駆動される。古気候学的証拠によると、世界平均海面水位は過去 5500 万年の間に現在よりも約 70m 高い状態から 130m 低い状態の間で変動し、最終間氷期には 5～10m 高かった**可能性が高い**（Box TS.2 図 1）。海面水位観測は、1901 年から 2018 年の間に世界平均海面水位が 0.20 [0.15～0.25] m、平均 1.7 [1.3～2.2] mm/年の速度で上昇したことを示している。AR5 以降の新しい分析と古気候学的証拠は、この速度が少なくとも過去 3 千年のどの世紀よりも速い**可能性が非常に高い**ことを示している（**確信度が高い**）。AR5 以降、20 世紀半ば以降の世界平均海面水位上昇速度の増加を示す証拠が強化され、1971～2018 年の平均 2.3 [1.6～3.1] mm/年 は、2006～2018 年には 3.7 [3.2～4.2] mm/年 に増加した（**確信度が高い**）。{2.3.3, 9.6.1, 9.6.2}



Box TS.4 図1 | 異なる時間スケールとシナリオの下での世界平均海面水位 (GMSL) の変化。 この図の意図は、(i) 20 世紀の観測の文脈で 100 年スケールの GMSL 予測を示し、(ii) GMSL 上昇のマイルストーンのタイミングを考慮することによって予測における「大きい不確実性」を解説し、(iii) これを支持する古気候学的な証拠を含む異なる温暖化水準に関連する長期的不可避性を示すことである。(a) 1900～2150 年の GMSL 変化、1995～2014 年を基準とした観測値 (1900～2018 年) と SSP シナリオの下での予測値 (2000～2150 年)。実線は予測の中央値を示す。陰影部は、SSP1-2.6 と SSP3-7.0 の可能性が高い範囲を示す。点線と破線はそれぞれ、SSP5-8.5 の確信度が低い予測の 83 パーセンタイルと 95 パーセンタイルを示し、右側の棒は、2150 年における SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5 の可能性が高い範囲を示している。薄い陰影の太い/細い棒は、SSP1-2.6 と SSP5-8.5 の 2150 年における確信度が低い範囲で、それぞれ 17～83 パーセンタイル/5～95 パーセンタイルを示し、構造化された専門家判断と海洋氷崖不安定を取り入れた予測方法に基づいている。SSP5-8.5 の 2150 年の確信度が低い範囲は、83/95 パーセンタイルで 4.8/5.4m に及ぶ。(b) 100 年 (青)、2000 年 (緑)、1 万年 (マゼンタ) の時間スケールでの GMSL 変化を、1850～1900 年を基準とした世界平均気温の関数として示した。100 年予測では、GMSL は 1995～2014 年を基準とした 2100 年の予測であり、気温偏差は 2081～2100 年の平均値である。より長期の不可避性については、1850～1900 年を基準として、排出停止後に達した昇温量のピーク値を温暖化の指標としている。陰影部は、最終間氷期と中期鮮新世の温暖期における世界平均気温と GMSL が古気候データで制約される範囲を示す。薄い陰影の太い/細い青棒は、2100 年の SSP1-2.6 と SSP5-8.5 での確信度が低い範囲で、それぞれ 17～83/5～95 パーセンタイルを 2°C と 5°C について示した。(c) 異なる SSP シナリオの下での GMSL 閾値 (0.5、1.0、1.5、2.0m) を超える時期。薄い陰影の太い/細い棒は SSP1-2.6 と SSP5-8.5 の確信度が低い範囲でそれぞれ 17～83/5～95 パーセンタイルを示した。{4.3.2, 9.6.1, 9.6.2, 9.6.3, Box 9.4}

GMSL は 21 世紀を通じて上昇し続ける (Box TS.4 図 1a)。少なくとも確信度が中程度の予測におけるプロセスのみを考慮すると、1995～2014 年の期間を基準として GMSL は 2050 年までに 0.18 m (可能性が高い範囲は 0.15～0.23 m; SSP1-1.9) ～0.23 m (可能性が高い範囲は 0.20～0.30 m; SSP5-8.5) 上昇すると予測される。2100 年までに予測される上昇量は、0.38m (可能性が高い範囲は 0.28～0.55m; SSP1-1.9) ～0.77m (可能性が高い範囲は 0.63～1.01m; SSP5-8.5) {表 9.9} である。AR6 において海面水位予測に用いられた手法、モデル、シナリオは、SROCC で採用されたものから更新されており、海洋と雪氷圏のセクション (TS.2.4 及び TS.2.5) で解説されている最新のモデル予測から情報を得た寄与である。これらの違いにもかかわらず、海面水位予測は SROCC のものとほぼ整合している。{4.3.2, 9.6.3}

可能性が高い範囲の予測には、定量化が非常に不確かである、又は不確実性が大きい氷床関連プロセスが含まれないことは重要である。2100 年以前に GMSL 上昇量がより大きくなる原因は、海洋棚氷が予測より早く崩壊、南極大陸周辺の海洋性氷床不安定 (MISI) と海洋性氷崖不安定 (MICI) の急激で広範囲な始まり、グリーンランド氷床の表面質量収支の変化と力学的な氷の減少 (Box TS.4 図 1) の予測より早い変化となりうるだろう。可能性が低くとも影響が大きいストーリーラインと CO₂ 排出量が多いシナリオでは、そのようなプロセスが組み合わさって、2100 年までに更に 1 m 以上の追加的な海面水位の上昇に寄与する (Box TS.3)。{4.3.2, 9.6.3, Box 9.4}

2100 年を過ぎても海洋深層の熱吸収と氷床からの質量減少が続くため、GMSL は数百年から数千年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)。拡張した SSP シナリオに基づいて、少なくとも確信度が中程度の予測におけるプロセスのみを考慮し、2100 年以降に氷の質量フラックスの加速がないと仮定すると、GMSL は、1995～2014 年の期間と比較して、2150 年までに 0.6 m (可能性が高い範囲は 0.4～0.9 m, SSP1-1.9) から 1.3 m (可能性が高い範囲は 1.0～1.9 m, SSP5-8.5) 上昇すると予測される。CO₂ 排出量が多いシナリオの下では、MICI などの確信度が低いプロセスが、2150 年までに GMSL を最大約 5m 上昇させる (Box TS.4 図 1a)。2300 年までに、CO₂ 排出量が少ないシナリオ (SSP1-2.6) の下では、GMSL は 0.3～3.1m 上昇する (確信度が低い)。CO₂ 排出量が多いシナリオ (SSP5-8.5) の下では、2300 年までに GMSL は MICI がいない場合は 1.7～6.8m、MICI を考慮すると最大で 16m 上昇すると予測される (確信度が低い)。2000 年間以上では、不可避の GMSL 上昇が、昇温ピーク 1.5°C で約 2～3m、昇温ピーク 2°C で約 2～6m、昇温ピーク 3°C で約 4～10m、昇温ピーク 4°C で約 12～16m、昇温ピーク 5°C で約 19～22m との予測について見解一致度は中程度、証拠は限定的である。{9.6.3}

時間の不確実性に注目すると、将来の海面水位上昇の不確実性に対する別の視点が得られる (Box TS.4 図 1c)。例えば、確信度が中程度のプロセスのみを考慮すると、SSP1-2.6 ではおよそ 2080～2170 年の間に、SSP5-8.5 ではおよそ 2070～2090 年の間に、GMSL 上昇が 0.5m を超える可能性が高い。長期的な不可避性を考えると、異なる水準の GMSL 上昇に達する時期の不確実性は、適応計画策定において重要な検討事項である。{9.6.3}

地域規模では、地盤の鉛直方向の動き、海洋循環と密度の変化、及び海陸間の水と氷の質量再分配から生じる重力、自転、及び変形の効果を含む、GMSL に対する局所規模での海面水位変化を加減する追加的なプロセスが作用している。これらのプロセスは、低緯度の海面水位上昇を増加させ、高緯度の海面水位上昇を減少させる傾向のある空間パターンを生じさせる。しかしながら、21 世紀にわたって、沿岸域の大部分の場所における地域海面水位上昇予測の中央値は、GMSL の予測変化量の ±20% 以内となる (確信度が中程度)。地域規模での海面水位の変化と極端現象に関する更なる詳細は、TS.4 で提供される。{9.6.3}

Box TS.5 | 炭素循環

工業化時代における大気中の CO₂ 濃度の継続的な増加は、人間活動からの排出に起因することは疑う余地がない。海洋と陸域の炭素吸収源は、大気中の CO₂ 濃度の増加を遅らせている。予測では、高排出シナリオでは低排出シナリオよりも陸域と海洋の吸収源はより多くの CO₂ を吸収するが、排出量のうち自然吸収源によって大気中から除去される割合は、濃度が高くなるにつれて減少する (確信度が高い)。海洋と陸域の吸収源の予測は、所与のシナリオに対して同様の応答を示すが、陸域吸収源は年々変動が非常に大きく、モデル間のばらつきもより大きい。今世紀後半に予測される炭素吸収の増加率の鈍化は、中程度～対策無しの緩和シナリオでは炭素-気候フィードバックの強まりに、高緩和シナリオでは大気中の二酸化炭素の安定化に関連している (FAQ 5.1 を参照)。{5.2, 5.4}

人為起源 CO₂ の炭素吸収源は、主に物理的な海洋プロセス及び生物圏の陸上プロセスに関連しており、それらのプロセスは複数の陸域と海洋及び大気の貯蔵先の間で炭素の交換を駆動する。これらの交換は大気中の CO₂ の増加によって駆動されるが、気候の変化によって調節される (Box TS.5 図 1c,d)。北半球では陸域、南半球では海洋の吸収源がそれぞれ支配的である (Box TS.5 図 1)。海洋循環と熱力学的プロセスもまた、地球規模の炭素循環とエネ

ルギー（熱）循環の結合において重要な役割を果たしている。この海洋の炭素－熱の結びつきが、最も重要な炭素－気候指標の一つである残余カーボンバジェットを決めるのに用いられる累積 CO₂ 排出量に対する過渡的気候応答（TCRE；TS.3.2.1）の重要な基盤となっていることについて確信度が高い。{5.1, 5.2, 5.5, 9.2, Cross-Chapter Box 5.3}

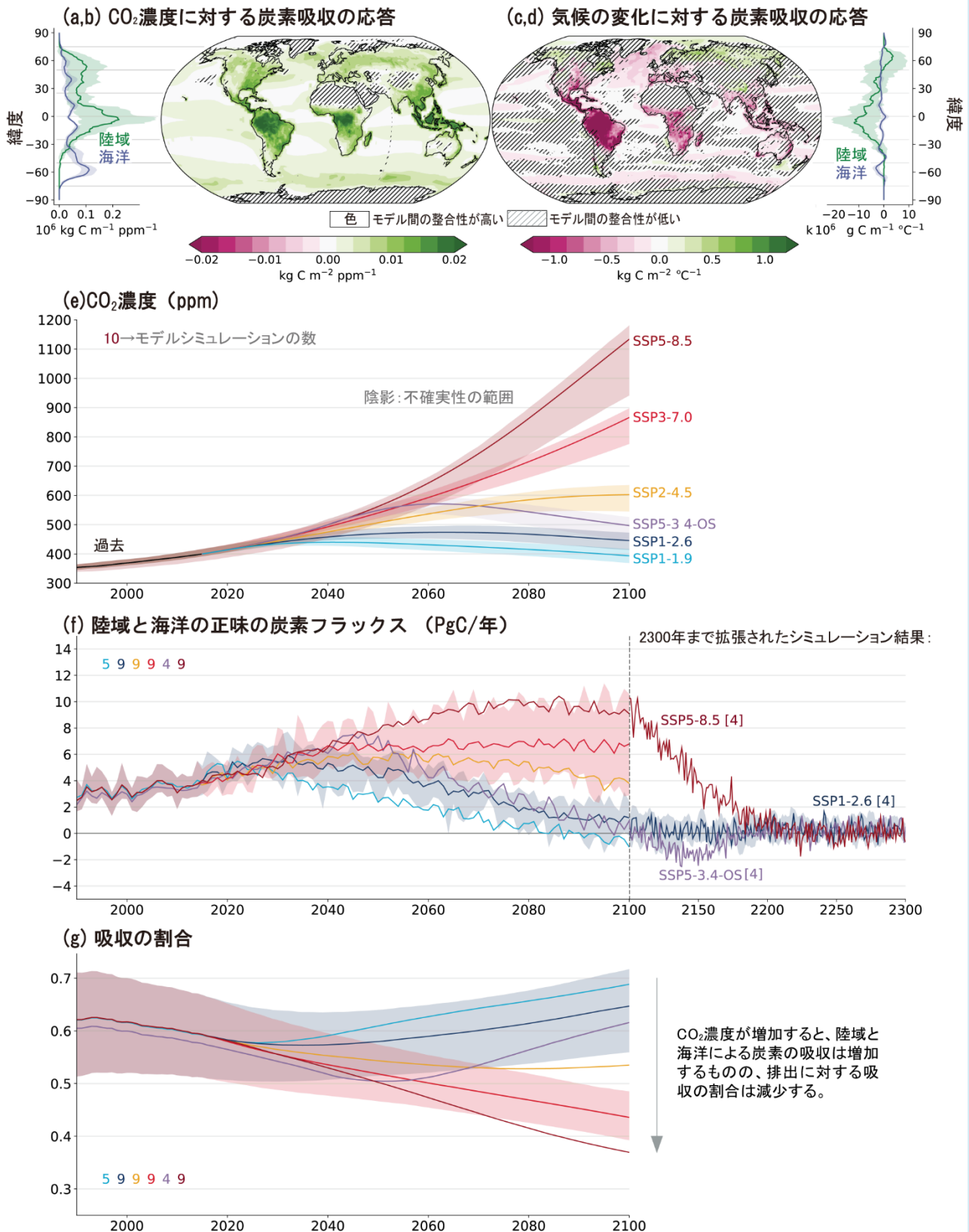
CO₂ 濃度の両半球間の勾配、同位体、及びインベントリデータを用いた複数系統の証拠に基づくと、1750 年以降の大気中の CO₂ 濃度の増加（TS.2.2 を参照）が人間活動による直接排出に起因していることは疑いの余地がない。1750～2019 年の期間の化石燃料の燃焼と土地利用の変化は、 $700 \pm 75 \text{ PgC}$ （可能性が高い範囲、 $1 \text{ PgC} = 10^{15} \text{ g}$ の炭素）の大気中への排出をもたらし、そのうちの約 $41\% \pm 11\%$ が現在大気中に残っている（確信度が高い）。人為的な CO₂ 排出の総量のうち、化石燃料の燃焼によるものが約 $64\% \pm 15\%$ を占め、過去 10 年間で $86\% \pm 14\%$ を占めるまでに増加した。残りは土地利用変化に起因するものであった。過去 10 年間（2010～2019 年）の人為的な CO₂ 排出量は、平均して年間 $10.9 \pm 0.9 \text{ PgC}$ （確信度が高い）と、人類史上最高水準に達した。これらの排出量のうち、46% は大気中に蓄積され（ $5.1 \pm 0.02 \text{ PgC/年}$ ）、23%（ $2.5 \pm 0.6 \text{ PgC/年}$ ）は海洋に取り込まれ、31%（ $3.4 \pm 0.9 \text{ PgC/年}$ ）は陸上生態系によって除去されている（確信度が高い）。{5.2.1, 5.2.2, 5.2.3}

海洋（確信度が高い）と陸域（確信度が中程度）の CO₂ 吸収量は、過去 60 年間、人為的な排出とともに増加している（Box TS.5 図 1）。排出量と海洋及び陸域の吸収量増加の間のこの一貫性は、人為起源 CO₂ の大気残留率が過去 60 年間 $44 \pm 10\%$ に留まるという結果をもたらした（確信度が高い）。海洋と陸域の吸収源の年々変動及び十年規模の変動性は、これらの吸収源が気候の変動性だけでなく排出量の増加率の変化にも敏感であり、それゆえ気候変動にも敏感であることを示している（確信度が高い）。{5.2.1}

陸域の CO₂ 吸収源は植生による炭素吸収によって駆動され、例えば、エルニーニョ-南方振動（ENSO）などと連動する大きな経年変化がある。1980 年代以降、増加する大気中の CO₂ 濃度がもたらす炭素施肥効果により、陸域の正味の CO₂ 吸収強度が増大している（確信度が中程度）。過去の期間において、海洋による吸収の増大は、主に大気中の CO₂ 濃度の増加率により決定されている。しかし、炭素フィードバックを支配する海洋及び陸域の生物圏における物理的及び化学的プロセスの変化が、すでに海洋と陸域の両方において、変動性の特徴、特に CO₂ の季節サイクルを変化させている（確信度が中程度）。ただし、吸収源の数十年単位の変化傾向に対する変化はまだ観測されていない。{2.3.4, 3.6.1, 5.2.1}

AR6 では、ESM による予測は、2100 年までの CO₂ 濃度が約 400ppm（SSP1-1.9）から 1100ppm 以上（SSP5-8.5）（のシナリオ）で評価される。ほとんどのシミュレーションは大気中の CO₂ 濃度を与えて実行されており、その濃度には気候－炭素フィードバック効果の推定の中央値があらかじめ考慮されている。CO₂ 排出量により駆動されるシミュレーションは、これらのフィードバックにおける不確実性を考慮するが、予測される世界平均気温の変化を有意に変えることはない（確信度が高い）。高排出シナリオでは、低排出シナリオよりも陸域と海洋の吸収源がより多くの CO₂ を吸収するが、大気中から除去される排出量の割合は減少する（確信度が高い）。これは、より多くの CO₂ が排出されるほど海洋と陸域の吸収源の効率が低下すること（確信度が高い）、すなわち、CO₂ とその放射強制力との間の対数的な関係性を相殺する（大気中の CO₂ が追加的に 1 単位増加すごとに世界平均気温への影響が減少する）効果を意味する。（Box TS.5 図 1f,g）。{4.3.1, 5.4.5, 5.5.1.2}

海洋と陸域の吸収源は、所与のシナリオに対して同様の応答を示すが、陸域吸収源は年々変動が非常に大きく、モデル間の推定幅も広がっている。SSP3-7.0 及び SSP5-8.5 では、大気中の二酸化炭素濃度の増加に対する両シナリオの吸収量の初期の増加は、その後顕在化する炭素－気候フィードバックによって抑制される（確信度が高い）（Box TS.5 図 1f）。全ての排出シナリオの下で 21 世紀後半から海洋及び陸域の吸収量の増加が止まるが、異なる排出シナリオには異なる駆動要因があると予測される。SSP3-7.0 と SSP5-8.5 の下で、今世紀後半に海洋の CO₂ 吸収源の増加率が弱まるのは、主に炭酸塩緩衝容量の低下、海洋の昇温、海洋循環の変化（例えば AMOC の変化）からの正のフィードバックが強まることに関連している。対照的に、SSP1-1.9、SSP1-2.6 及び SSP2-4.5 では、海洋炭素吸収量の増加率の弱化は、大気中の CO₂ 濃度の安定化又は減少に対する応答である。SSP1-1.9 では、陸域と海洋を合わせた吸収源は 2100 年までに弱い放出源になるとモデルは予測している（確信度が中程度）。高 CO₂ 排出シナリオでは、21 世紀半ばから昇温と乾燥化により陸域の炭素吸収量の増加はより緩やかになる可能性が非常に高いが、2100 年以前に吸収源が放出源に転換する可能性は非常に低い。



Box TS.5 図1 | 炭素循環プロセスと予測。この図の意図は、二酸化炭素 (CO₂) の吸収源と吸収割合に対する変化の見通しを通して、CO₂ 排出量と気候に対する炭素循環の応答、及びそれが将来の CO₂ 濃度の水準を決定する役割を示すことである。図は、CO₂ 濃度の増加に応答した炭素貯留の変化 (a, b) と気候の温暖化に応答した炭素貯留の変化 (c, d) を示している。分布図は、CO₂ 濃度が年 1% 増加するシミュレーション (5.4.5.5) における炭素吸収量の変化の空間パターンを示し、帯状平均プロットは、炭素変化の分布が熱帯と北半球では陸域 (緑線)、南半球では海洋 (青線) が支配的であることを示す。網掛部は、応答の符号に関するモデル間の一致度が 80% 未満の領域を示す。(e) 将来の二酸化炭素濃度予測：共通社会経済経路 (SSP) シナリオにおける人為的な排出に対応した二酸化炭素濃度の予測。SSP5-8.5 については結合した地球システムモデルから、他のシナリオについては MAGICC7 エミュレータから得られた結果 (4.3.1)。(f) 将来の炭素フラックス：陸域と海洋を統合したフラックスについて、SSP シナリオでは 2100 年まで、利用可能なシナリオの場合は 2300 年まで拡張した予測 (正は下向き)、SSP1-2.6 と SSP3-7.0 については 5~95% の不確実性の範囲を示した (4.3.2.4, 5.4.5.4, 5.4.10)。上部の数字は使用したモデルシミュレーションの数を示す。(g) 吸収量の割合：CO₂ 累積排出量のうち、陸域と海洋の吸収源によって除去された量の割合。吸収割合は、排出量がより多い条件の下でより小さくなる。{図 4.3, 5.4.5, 図 5.25, 図 5.27, 図 5.30}

気候の変化だけを考慮すると、高緯度帯で陸域の炭素蓄積量 (TS.2.5 及び TS.3.2.2 で評価されている永久凍土は含まない) が増加し、反対に熱帯で陸域炭素が減少すると予測される (確信度が中程度)。地球システムモデルによる予測は、2100 年までの大気中の CO₂ 濃度の全体的な不確実性は依然として排出経路に支配されるが、炭素-気候フィードバック (TS.3.3.2 を参照) が重要であり、高排出経路では不確実性が増大する (Box TS.5 図 1e) ことを示している。{4.3.2, 5.4.1, 5.4.2, 5.4.4, 5.4.5, 11.6, 11.9, Cross-Chapter Box 5.1, Cross-Chapter Box 5.3}

2300 年まで長期拡張した 3 つの SSP シナリオ (SSP5-8.5, SSP5-3.4-OS, SSP1-2.6) の下で、ESM は陸域が吸収源から放出源に変わることを予測している (確信度が中程度)。シナリオは排出削減について単純化された仮定をしており、SSP1-2.6 と SSP5-3.4-OS では 2300 年までに約 400 ppm に達し、SSP5-8.5 は 2000 ppm を超える。高排出シナリオの下では吸収源から放出源への移行が温暖化により駆動されるのに対して、正味負の CO₂ 排出量の下では大気中の CO₂ の減少に連動する。海洋は非常に大きな正味負の排出の場合を除き、2300 年の期間を通して吸収源であり続ける。二酸化炭素除去に対する炭素循環の自然界の応答については TS.3.3.2 で更に詳述されている。{5.4.9}

TS.2.6 生物圏と極端現象を含む陸域の気候

1850 年代以降、陸域の地表気温は世界平均気温より速く上昇しており、この温暖化の差が将来にわたって持続することはほぼ確実である。極端な高温の頻度と強度及び熱波の強度と持続時間は、1950 年以降増加しており、地球温暖化が 1.5°C で安定化しても、将来更に増加することはほぼ確実である。大雨の頻度と強度は、観測値が十分ある陸域の大部分で増加しており (確信度が高い)、更なる地球温暖化によりほとんどの陸域で増加する可能性が極めて高い。

過去半世紀の間に、生物圏の主要な側面は大規模な昇温と整合する形で変化した。気候帯は極側に移動し、北半球の温帯における生育期間は長くなった (確信度が高い)。大気中の二酸化炭素濃度の増加が主要な駆動要因となって陸域生物圏の生産力が増大する (確信度が中程度) とともに、北緯 45 度以北の大気中の二酸化炭素濃度の季節サイクルの振幅は 1960 年代以降増加している (確信度が非常に高い)。世界規模の植生の緑は、1980 年代以降に増加した (確信度が高い)。{2.3, 3.6, 4.3, 4.5, 5.2, 11.3, 11.4, 11.9, 12.4}

陸域で観測された気温は、1850~1900 年と 2011~2020 年の間に 1.59 [1.34~1.83] °C 上昇した。陸域の昇温は、世界平均気温に比べて約 45% 大きく、海洋上の昇温に比べて約 80% 大きい。1971~2018 年の期間における陸域の地表気温の上昇は、世界のエネルギーインベントリ (TS.3.1) の増加の約 5% に寄与し、AR5 での推定値のほぼ 2 倍であった (確信度が高い)。21 世紀を通して、陸域上の地表付近の平均昇温が海洋上よりも高い状態が続くことはほぼ確実である。昇温パターンは季節的に変化し、北半球高緯度地域では夏季よりも冬季の方がより昇

温する可能性が高い (確信度が中程度)。{2.3.1, 4.3.1, 4.5.1, 7.2.2, Box 7.2, Cross-Chapter Box 9.1, 11.3, Atlas 11.2}

1950 年以降、極端な高温 (暑い日及び暑い夜) の頻度と強度、熱波の強度と持続期間は、世界全体及びほとんどの地域で増加し、極端な低温の頻度と強度は減少している (ほぼ確実)。極端な高温の頻度と深刻度の増加は、人為起源の気候変動に起因することについて確信度が高い。最近の極端現象の中には、気候システムに対する人間の影響がなければ、起こる可能性が極めて低かったものもある。地球温暖化が 1.5°C で安定化するとしても、21 世紀を通してほぼ全ての居住地域において極端な高温及び低温に更なる変化が生じることはほぼ確実である (表 TS.2、図 TS.12a)。{1.3, Cross-Chapter Box 3.2, 11.1.4, 11.3.2, 11.3.4, 11.3.5, 11.9, 12.4}

陸上で昇温がより大きくなると、水循環の主要な特性が変化する (Box TS.6)。平均降水量と流出量の変化率及びそれらの変動性は、地球温暖化に伴い増大する (図 TS.12e, f)。人為起源の気候変動は、蒸発散量の増加により、一部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)。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により影響を受けている (確信度が高い、図 TS.12c も参照)。

土壌水分が限られ大気蒸発需要が増大することを特徴とする条件の下では、大気中の CO₂ 濃度の増加による植物の水利用効率の増加が、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。{2.3.1, Cross-Chapter Box 5.1, 8.2.3, 8.4.1, 11.2.4, 11.4, 11.6, Box 11.1}

北半球の春季の積雪面積は、少なくとも 1978 年以降減少しており (確信度が非常に高い)、積雪面積の減少傾向は 1950 年までさかのぼれることについて確信度が高い。

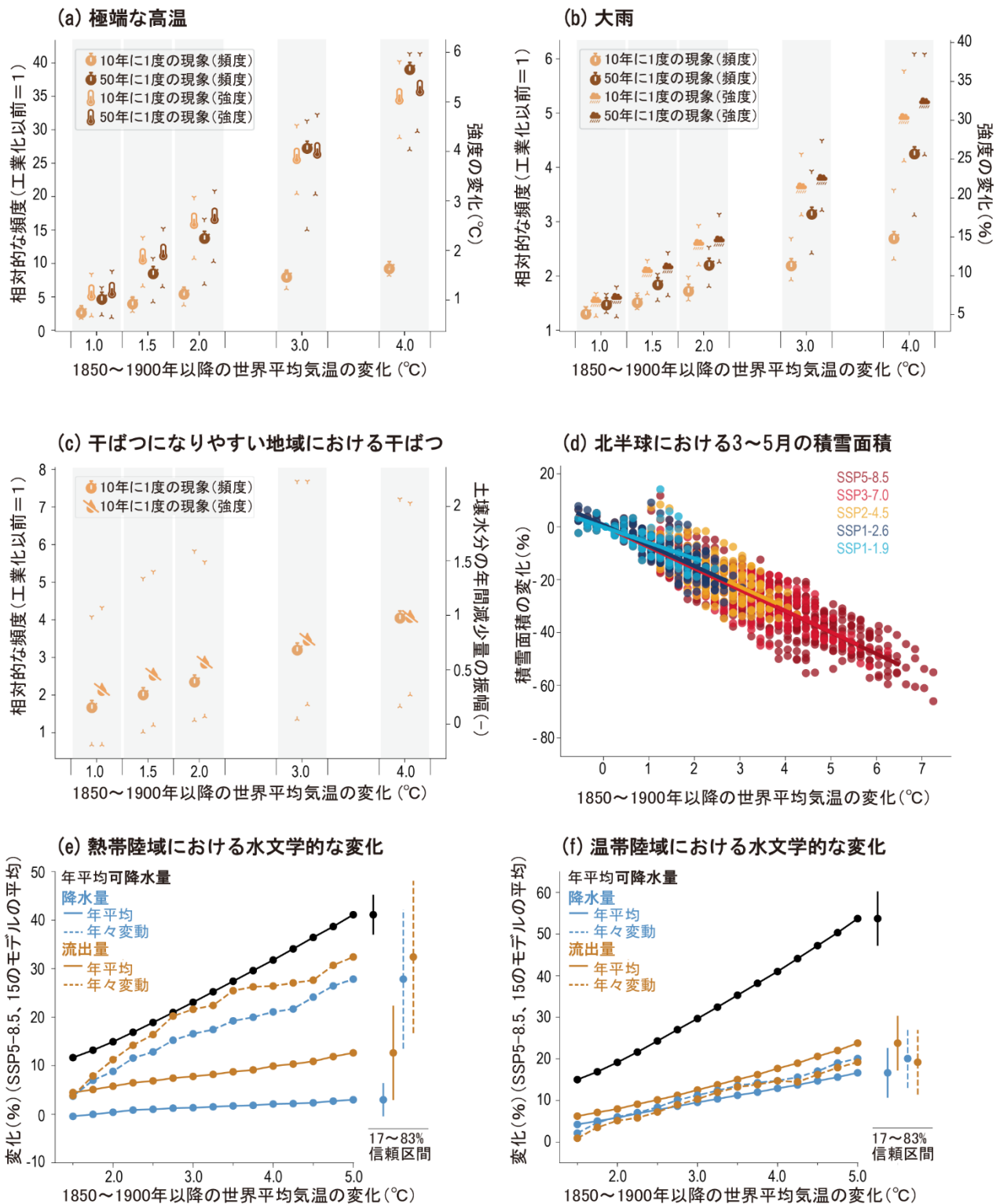


図 TS.12 | 1850～1900 年を基準とした地球温暖化水準の関数としての陸域関連の変化。 この図の意図は、陸域の変数の極値と平均値が温暖化水準に伴って一貫して変化することを示し、熱帯及び温帯陸域の水循環の指標（すなわち、降水量と流出量）の地球温暖化水準に伴う変化を平均値と年々変動（年々変動は平均値よりも大きい速度で増加する）で示すことである。(a) 10 年に 1 度及び 50 年に 1 度起こる極端な日最高気温の頻度（左側のスケール）と強度（単位：℃、右側のスケール）の変化。(b) (a) と同様。ただし、極端な大雨の日降水量については強度の変化を％で示す。(c) 干ばつになりやすい地域（WNA、CNA、NSA、SCA、NSA、NES、SAM、SWS、SSA、WCE、MED、WSAF、ESAF、MDG、SAU、EAU；これらの地域の定義は図 Atlas.2 を参照）について集計した 10 年に 1 度の干ばつの変化（右側スケール）を、年平均土壌水分量の変化を年々変動幅で正規化した値として示した。5～95%信頼区間の信頼限界をパネル(a-c)に示した。(d) 1850～1900 年を基準とした北半球の春季（3-4-5 月）の積雪面積の変化。(e, f) 総可降水量（灰色線）、降水量（赤実線）、流出量（青実線）の年平均、及び降水量（赤破線）、流出量（青破線）の標準偏差（すなわち変動性）の相対変化（％）を (e) 熱帯陸域及び (f) 温帯陸域について平均し地球温暖化水準の関数として示した。SSP5-8.5 で 21 世紀において 1850～1900 年平均より 5℃高い温暖化の水準に達した第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）モデルが使用されている。降水量と流出量の変動性は、線形トレンドを除去した後、それぞれの標準偏差で推定した。エラーバーは、地球温暖化水準が最も高い+5℃の場合の 17～83%信頼区間を示す。{図 8.16, 図 9.24, 図 11.6, 図 11.7, 図 11.12, 図 11.15, 図 11.18, 図 Atlas.2}

人間の影響がこれらの減少に寄与していることは、*可能性が非常に高い*。融雪開始の早期化は、季節に依存する河川流量の変化に寄与している（*確信度が高い*）。更なる地球温暖化のもとで、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（図 TS.12d）。{2.3.2, 3.4.2, 8.3.2, 9.5.3, 12.4, 9.2, 11.2, Atlas 8.2}

大雨の頻度と強度は、1950 年以降、十分な観測値がある陸域の大部分で増加している（*確信度が高い*、Box TS.6, 表 TS.2）。人間の影響は、この変化の主な駆動要因である*可能性が高い*（表 TS.2）。ほとんどの陸域の地域では、更なる地球温暖化によって大雨がより頻繁に、より強くなる*可能性が極めて高い*（表 TS.2、図 TS.12b）。予測される極端な大雨の増加は、内水氾濫の頻度と規模の増加を意味する（*確信度が高い*）（表 TS.2）。{Cross- Chapter Box 3.2, 8.4.1, 11.4.2, 11.4.4, 11.5.5, 12.4}

複合的な極端現象の発生確率は、人為起源の気候変動により増加した*可能性が高い*。熱波と干ばつの同時発生は前世紀に比べより頻繁になっており、この傾向は地球温暖化の進行とともに継続する（*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、海面水位上昇と熱帯低気圧に伴う降水強度の変化を含む大雨の増加の両方により、今後も増加し続けるだろう（*確信度が高い*）。{11.8.1, 11.8.2, 11.8.3}

20 世紀半ば以降の北半球温帯域の大部分における生育期間の長期化（*確信度が高い*）など、陸上生物圏の主要な側面の変化は、大規模の温暖化と整合的である。同時に、1960 年代初頭以降、北緯 45 度以北の大気中の二酸化炭素濃度の季節サイクルの振幅が増大し（*確信度が高い*）、1980 年代初頭以降は世界規模で地球表面の植生の緑が増加した（*確信度が高い*）ことが観測されている。大気中の CO₂ 濃度の増加、高緯度地域での昇温、土地管理による介入は、観測された緑の増加傾向に寄与してい

るが、それらの相対的な役割については*確信度が低い*。CO₂ 施肥効果に伴う植物の成長量の増加が、北半球で観測された大気中の CO₂ の季節サイクルの振幅増加の主要な駆動要因であることは、*確信度が中程度*である。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上植生及び炭素循環に影響を及ぼすが（*確信度が高い*）、陸域炭素吸収源、生態系の生産力及び間接的 CO₂ 強制力に対するこれらの影響の大きさは依然として不確実である。{2.3.4, 3.6.1, 5.2.1, 6.4.5, 12.3.7, 12.4}

前世紀において、多くの陸生種の分布が極方向及び標高が高い方に移動しており（*確信度が非常に高い*）、同様に多くの生態系内で種の入れ替わりが増加している（*確信度が高い*）。過去半世紀の間に、世界の多くの地域で気候帯の地理的分布が移動していることは、*確信度が高い*。SRCCL は、温暖化が続くことは砂漠化プロセスを悪化させ（*確信度が中程度*）、生態系は現在適応している気候を超えた気候にますますさらされるようになる（*確信度が高い*）と結論づけた。気候変動が、いくつかの生態系にわたって、例えば火災と樹木の枯死による攪乱を増加させることについては、*確信度が中程度*である。一部の地域では、干ばつ、乾燥及び火災の発生しやすい気象条件（火災気象）が増加すると予測される（TS.4.3；*確信度が高い*）。これらの変化の大きさについては*確信度が低い*が、地域ごとの不確実な閾値（例えば、火災、森林の枯死）を超過する確率は、更なる昇温に伴い増加する（*確信度が高い*）。人為起源の摂動に対する生物地球化学的循環の応答は、地域規模では急激に起きうるもので、10 年～100 年の時間スケールでは不可逆になりうる（*確信度が高い*）。{2.3.4, 5.4.3, 5.4.9, 11.6, 11.8, 12.5, SRCCL 2.2, SRCCL 2.5, SR1.5 3.4}

Box TS.6 | 水循環

人為起源の気候変動は、20 世紀半ば以降、地球の水循環に検出可能な変化をもたらしており（**確信度が高い**）、地球規模及び地域規模の両方で更に大きな変化を引き起こすと予測される（**確信度が高い**）。

世界の陸域降水量は、1950 年以降、増加している **可能性が高く**、1980 年代以降、その増加が加速している（**確信度が中程度**）。大気中の水蒸気は、少なくとも 1980 年代以降、対流圏全体で増加している（**可能性が高い**）。世界平均気温の上昇に伴い、世界の陸域年降水量は 21 世紀を通して増加する（**確信度が高い**）。人間の影響は、海洋において表層の塩分、及び降水量から蒸発量を差し引いた量（P-E）のパターンの増幅で検出されている（**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度は、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、このような極端現象がどこでどのような頻度で発生するかに影響を及ぼす。水循環の変動及び関連する極端現象は、世界のほとんどの地域で、また全ての排出シナリオのもとで、平均の変化よりも速く増加すると予測される（**確信度が高い**）。

21 世紀を通して干ばつにさらされる陸域の総面積は増加し、干ばつはより頻繁かつより深刻になる（**確信度が高い**）。降水量の短期的な将来予測は、主に自然の内部変動、モデルの不確実性、及び自然起源並びに人為起源のエロゾルによる強制力の不確実性のため、不確実である（**確信度が中程度**）。

21 世紀中及びそれ以降における水循環に対する人為起源の急激な変化は排除できない（**確信度が中程度**）。{2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, 11.4, 11.6, 11.9}

少なくとも 1980 年以降、地球上の水循環は、例えば大気中の水分フラックスの増加、降水量から蒸発量を引いたパターンの増幅によって強められていることについては **確信度が高い**。世界の陸域降水量は 1950 年以降増加しており、1980 年代以降はより速く増加している **可能性が高い**（**確信度が中程度**）。また、変化のパターン、特に北半球の高緯度地域の降水量増加に、人間が寄与した **可能性が高い**。世界平均降水量の増加（**可能性が非常に高い**範囲は、1°Cあたり 2~3%）は、世界平均気温に対する確固とした応答が温室効果ガス（GHG）及びエロゾルによる大気加熱に対する急速な大気調節によって部分的に相殺されることで決定される（TS.3.2.2）。人為起源エロゾルの全般的な効果は、地表面の放射冷却効果を通して地球全体の降水量を減少させることである（**確信度が高い**）。20 世紀の大部分において、降水量に対する温室効果ガスとエロゾルの相反する効果が、いくつかの地域規模のモンスーンについて観測されている（**確信度が高い**）（Box TS.13）。世界陸域年間降水量は、1995~2014 年を基準として、2081~2100 年までに、SSP1-1.9 では平均 2.4%（**可能性が高い**範囲 -0.2%~+4.7%）増加、SSP2-4.5 では 4.6%（**可能性が高い**範囲 1.5%~8.3%）増加、SSP5-8.5 では 8.3%（**可能性が高い**範囲 0.9%~12.9%）増加すると予想される（Box TS.6 図 1）。モデル間の差異と内部変動は、大規模及び地域の水循環の変化の予測にかなりの幅を生じさせている（**確信度が高い**）。火山噴火の発生は、水循環を数年間にわたり変化させる（**確信度が高い**）。降水量の変化の予測パターンは、21 世紀を通じた世界平均気温の上昇に伴い、大きな地域差と季節的なコントラストを示している（Box TS.6 図 1）。{2.3.1, 3.3.2, 3.3.3, 3.5.2, 4.3.1, 4.4.1, 4.5.1, 4.6.1, Cross-ChapterBox 4.1, 8.2.1, 8.2.2, 8.2.3, Box 8.1, 8.3.2.4, 8.4.1, 8.5.2, 10.4.2}

全球の水蒸気の気柱全量は、1980 年代以降に増加した **可能性が非常に高く**、人間の影響が熱帯上部対流圏の湿潤化に寄与している **可能性が高い**。地表面付近の比湿は、少なくとも 1970 年代以降、海洋上（**可能性が高い**）及び陸域上（**可能性が非常に高い**）において増加しており、人間の影響が検出できる（**確信度が中程度**）。人間の影響は、海洋において、表層の塩分及び降水量から蒸発量を差し引いた量（P-E）のパターンの増幅で検出されている（**確信度が高い**）。将来的に地球表面の温暖化が進むと、海洋で蒸発量が増加することは **ほぼ確実**であり、陸域上で蒸発散量が増加する **可能性は非常に高い**（Box TS.6 図 1）。降水量及び降水強度の予測される増加が、北半球高緯度地域における流出量の増加に関連することについては **確信度が高い**（Box TS.6 図 1）。雪氷圏の変化（TS.2.5）に対応して、高緯度及び山岳の集水域におけるピーク流量の発生の早期化を含む、河川流量の季節性に変化が生じている（**確信度が高い**）。予測流出量（TS.6 図 1c）は、典型的に氷河の質量減少のため小規模氷河からの寄与減少によって減少するが、一方でより大規模な氷河からの流出は、その質量が枯渇するまで地球温暖化の水準の上昇に伴い一般的には増加する（**確信度が高い**）。{2.3.1, 3.3.2, 3.3.3, 3.5.2, 8.2.3, 8.4.1, 11.5}

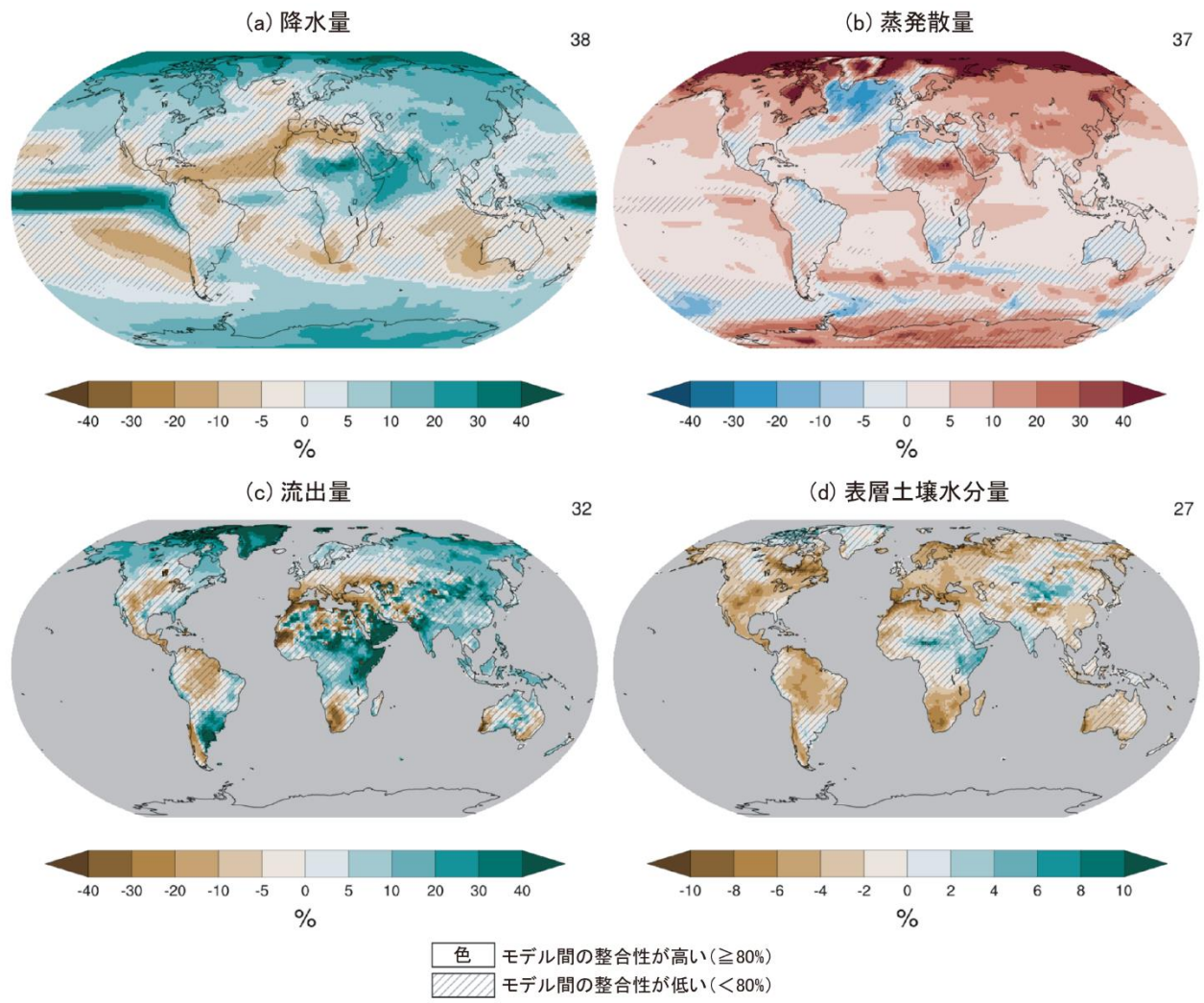
陸域の昇温は、大気蒸発需要と干ばつ事象の深刻度を増加させる（**確信度が高い**）。海洋よりも陸域の昇温の方が大きいことにより、大気循環パターンが変化し、大陸の地表付近の相対湿度を低下させ、地域的な乾燥化に寄与する（**確信度が高い**）。相対湿度の低下は、2000 年以降、世界の陸域の大部分で起こっている **可能性が非常に高い**。予測された大気水需要の増加による蒸発散量の増加は、地中海地域、北米南西部、南アフリカ、南米南西部及び豪州南西部において土壌水分を減少させる（**確信度が高い**）（Box TS.6 図 1）。アマゾン川流域及び中米を含むいくつかの熱帯地域でも、乾燥化が進むと予測される（**確信度が高い**）。干ばつの頻度と深刻度の増加にさらされる陸域

の総面積は拡大し（確信度が高い）、地中海、南米南西部及び北米西部では、将来の乾燥化が過去千年間にみられた変化の大きさをはるかに超えるだろう（確信度が高い）。{4.5.1, 8.2.2, 8.2.3, 8.4.1, Box 8.2, 11.6, 11.9}

土地利用変化と灌漑用の取水は、水循環における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、蒸発散量と降水量を減少させ、気候変動の地域規模の影響と比較して森林が減少した地域で流出量を増加させる可能性が高い（確信度が中程度）。都市化は、局所的な降水量を増加させ（確信度が中程度）、かつ流出強度を増加させる（確信度が高い）（Box TS.14）。降水強度の増加により、特に熱帯地域では最も顕著に地下水の涵養が促進された（確信度が中程度）。地下水の枯渇が少なくとも 21 世紀初頭以降、乾燥地帯の農業地域における灌漑のための地下水取水の結果として生じていることについて確信度が高い。{8.2.3, 8.3.1, 11.1.6, 11.4, 11.6, FAQ 8.1}

水循環の変動及び関連する極端現象は、世界のほとんどの地域及び全ての排出シナリオのもとで、平均の変化よりも速く増加すると予測される（確信度が高い）。より温暖化した気候は、気象システムへの水蒸気輸送を増加させ、雨季及び大雨を強める（確信度が高い）。予測される降水量の増加及び関連する極端現象の規模は、モデルの解像度及び対流プロセスの表現に依存する（確信度が高い）。地表面付近の大気中の飽和水蒸気量が昇温 1°Cあたり約 7%増加することで、洪水危険度の深刻度が増しながら、大雨が強度を増すことにおいて 1 日以下から季節までの時間スケールで同様の応答につながる（確信度が高い）。したがって、熱帯低気圧及び温帯低気圧、大気の河及び深刻な対流性暴風雨に関連する平均並びに最大降雨強度も、将来の温暖化に伴って増加する（確信度が高い）。いくつかの地域では、風速の増大による下層水蒸気量の収束の増大により、ピーク時の熱帯低気圧の時間降水量が昇温 1°Cあたり 7%以上増加することについては確信度が中程度である。熱帯地域では年間を通して、他の地域では夏季に、陸域の降水量及び流出量の年々変動が季節平均降水量の変化よりも速い速度で増加すると予測される（図 TS.12e,f）（確信度が中程度）。降水量の季節内変動も増大し、多くの陸域の地域において、降雨日数が少なくなるが日平均降水強度は増大すると予測される（確信度が高い）。{4.5.3, 8.2.3, 8.4.1, 8.4.2, 8.5.1, 8.5.2, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9}

SSP2-4.5における水循環に関する変数の長期の変化（1995～2014年を基準とした2081～2100年の変化）



Box TS.6 図1 | 水循環の変化予測。この図の意図は、中程度の排出シナリオを用いて、地球の水循環の複数の構成要素における変化について地理的概観を示すことである。重要な主要メッセージは、温室効果ガスの排出を劇的に削減しない限り、人為起源の地球温暖化は、水循環の全ての構成要素において広範な変化を伴う、ということである。現在（1995～2014年）を基準とした、SSP2-4.5 排出シナリオにおける長期（2081～2100年）の年平均予測変化量（%）。(a) 降水量、(b) 地表面蒸発散量、(c) 総流出量、(d) 表層土壌水分量。各パネル右上の数字は、アンサンブル平均の推定に用いた第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）のモデル数を示す。他のシナリオについては第8章の関連する図を参照されたい。不確実性は単純な手法で表現している。オーバーレイなしは変化の符号に関するモデル間の一致度が高い（80%以上）地域、斜線は変化の符号に関するモデル間の一致度が低い（80%未満）地域を示す。単純な手法の詳細については、Cross-Chapter Box Atlas.1 を参照。{8.4.1；図 8.14, 図 8.17, 図 8.18, 図 8.19}

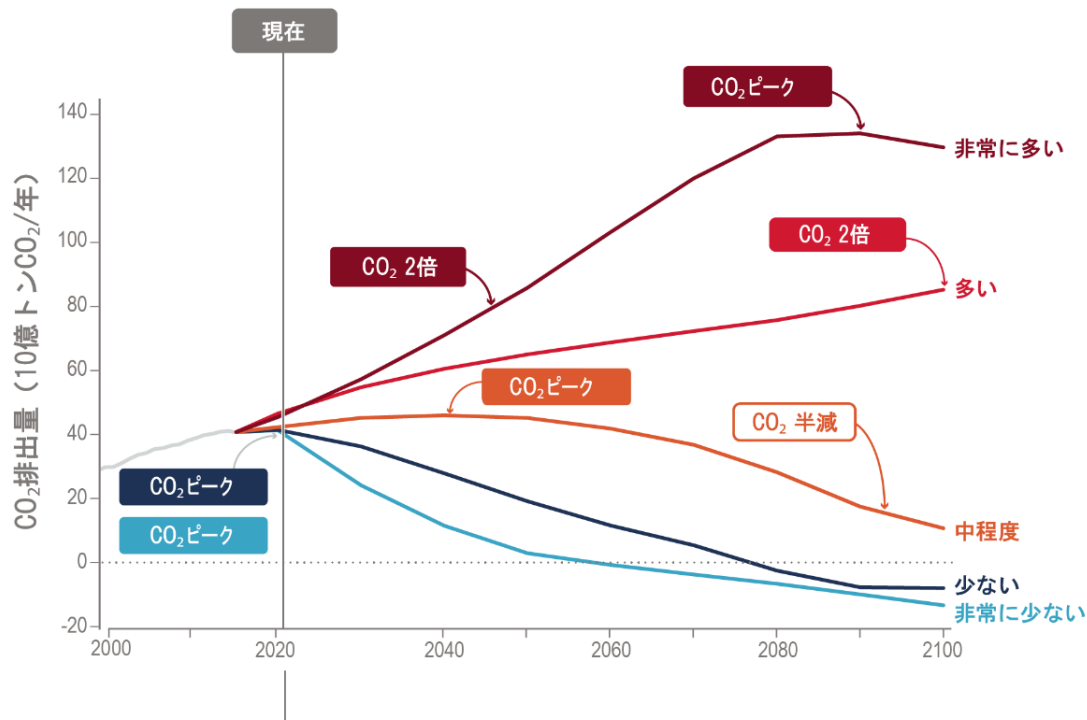
インフォグラフィック TS.1 | 気候の将来

気候の将来

人々が今世紀以降経験する気候変動は、**温室効果ガスの排出**、それが**引き起こす地球温暖化**の程度、及び温暖化に対する**気候システムの応答**に依存する。

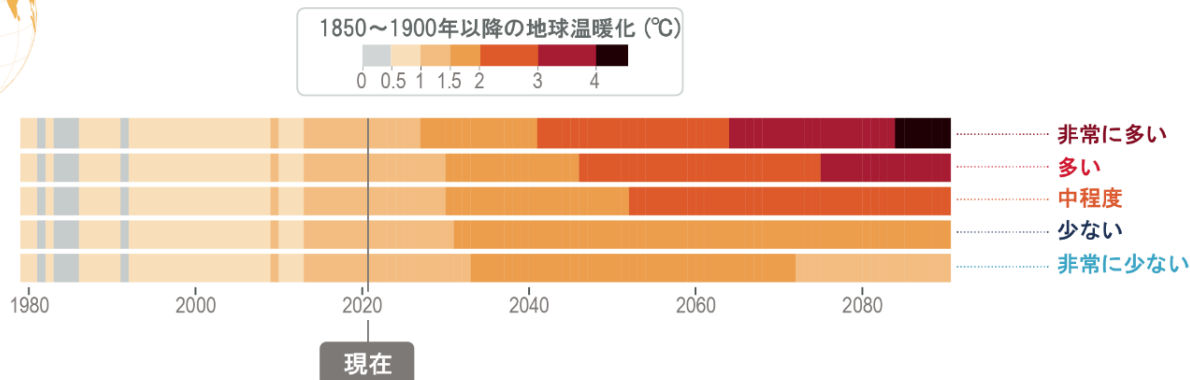
排出経路

社会と経済の発展が異なると、今世紀の残りの期間における二酸化炭素(CO₂)、他の温室効果ガス、及び大気汚染物質の将来の排出量も異なりうる。



地表気温への影響

気温を安定化させるには、CO₂排出量を正味ゼロにする必要がある。



短期の影響：自然変動

短い時間スケール(典型的に10年)において、自然変動は排出の結果生じる地球温暖化の変化傾向を一時的に抑制又は増強しうる。

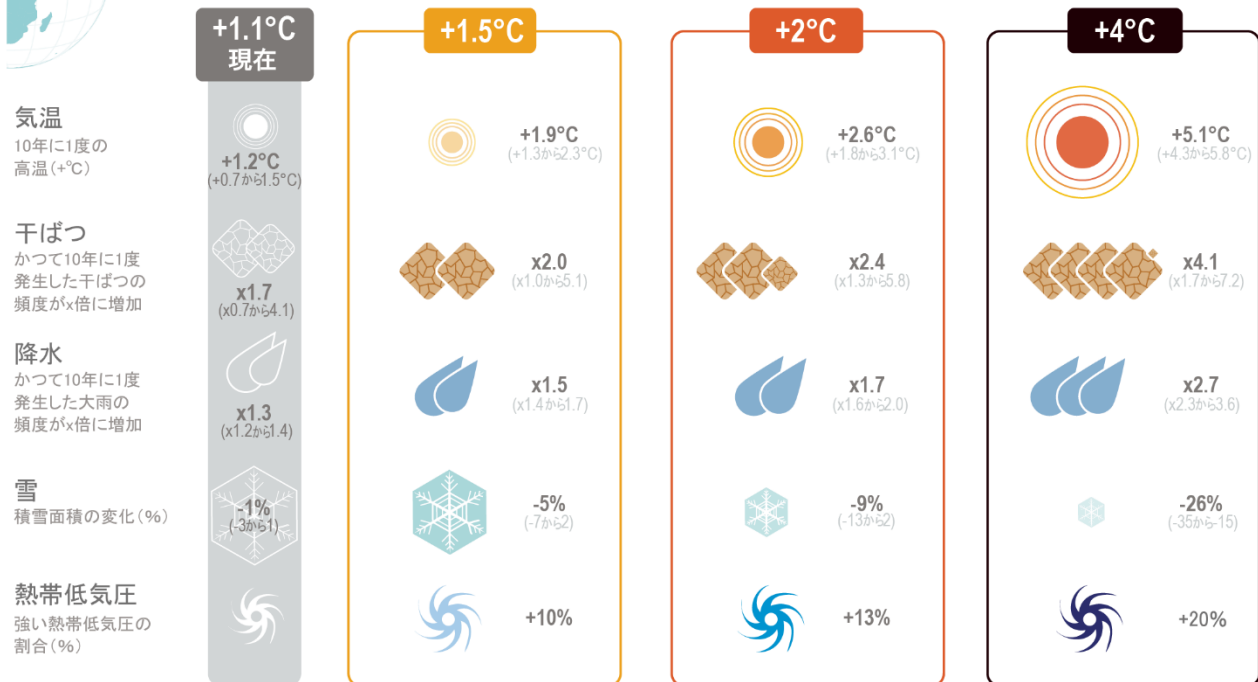
インフォグラフィック TS.1 | 気候の将来。この図の意図は、起こりうる気候の将来を示すことである。今世紀及びそれ以降に人々が経験する気候変動は、我々の温室効果ガス排出量、それが引き起こす地球温暖化の程度、及びこの温暖化に対する気候システムの応答に依存する。(左上) 5つの共通社会経済経路 (SSP) 中核シナリオの年間 CO₂ 排出量 (非常に少ない: SSP1-1.9、少ない: SSP1-2.6、中程度: SSP2-4.5、多い: SSP3-7.0、非常に多い: SSP5-8.5)。(左下) 各排出シナリオにおける昇温予測。



1850～1900年を基準とした気候システムの応答

気候システムの多くの側面は気温の変化に即座に反応する。

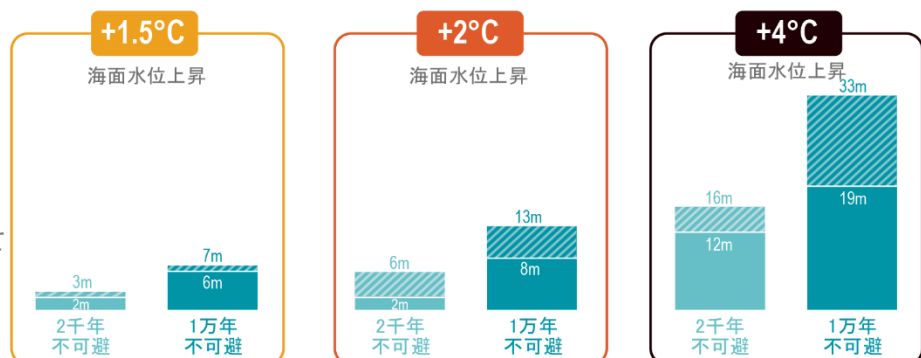
地球温暖化の水準が上昇するにつれてより大きな影響が生じる（最小/最大の範囲）



長期の影響：海面水位上昇

現在、海面水位は既に20cm
上昇しており、将来の排出量に
応じて2100年までに追加的に
30 cmないし1 m以上上昇する。

海面水位は地球温暖化に対して
非常にゆっくりと反応するため、
一旦上昇し始めると数千年間に
わたって上昇し続ける。



将来…

我々と若い世代が経験する気候は将来の排出量によって異なる。急速な排出削減は更なる変化を抑制するが、継続的な排出はより大きく急速な変化を引き起こし、全ての地域にますます影響を及ぼす。

一部の变化は数百年又は数千年にわたって持続するため、今日の選択は長期にわたる結果をもたらす。

（右上）4つの地球温暖化水準(°C)に対する、いくつか選択された気候変数の応答。「現在」欄に示す変化は、1.1°Cの地球温暖化水準に基づく。（右下）各地球温暖化水準が海面水位に与える長期的影響。SSP 気候変動シナリオの詳細については、TS.1.3.1 参照。このインフォグラフィックは、技術要約のいくつかの図をもとに作成されている（図 TS.4（左上）、図 TS.6（左下）、図 TS.12（右上）、Box TS.4 図 1b（右下））。

TS.3 気候システムの応答の理解と地球温暖化抑制への示唆

本節では、TS.2 で要約した気候システムの応答をもたらし強制力と気候フィードバックの時間発展を含む、地球のエネルギー収支に関する知識の進展を要約する。ここでは、残余カーボンバジェットの推定、二酸化炭素除去に対する地球システムの応答、及び様々な強制因子の相対的影響の比較を可能にするメトリックの定量化における AR5 及び SR1.5 以降の進展を評価する。本節はまた、予測される短寿命気候強制因子 (SLCFs) の変化に起因する将来の気候と大気汚染の応答、太陽放射改変 (SRM) に関連した潜在的介入策に対する気候応答に関する理解の現状、並びに気候システムにおける不可逆性、ティッピングポイント、及び急激な変化にも焦点を当てる。

TS.3.1 放射強制力とエネルギー収支

AR5 以降、地球システム内のエネルギーの蓄積（海洋、大気、及び陸域の昇温、並びに氷の融解の観測によって定量化されている）は、年々から十年の時間スケールで地球規模の気候変動の速度を測る強固な尺度として確立されている。世界平均気温の変化と比べて、地球のエネルギーインベントリの増加は変動性がより小さく、根底にある気候の変化傾向をより適切に示している。

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 (ZJ=10²¹ ジュール)、2006～2018 年の期間に 152 [100～205] ZJ 増加しており（図 TS.13）、このうち 90%以上が海洋の温暖化により占められる。これらの数字を整理すると、2006～2018

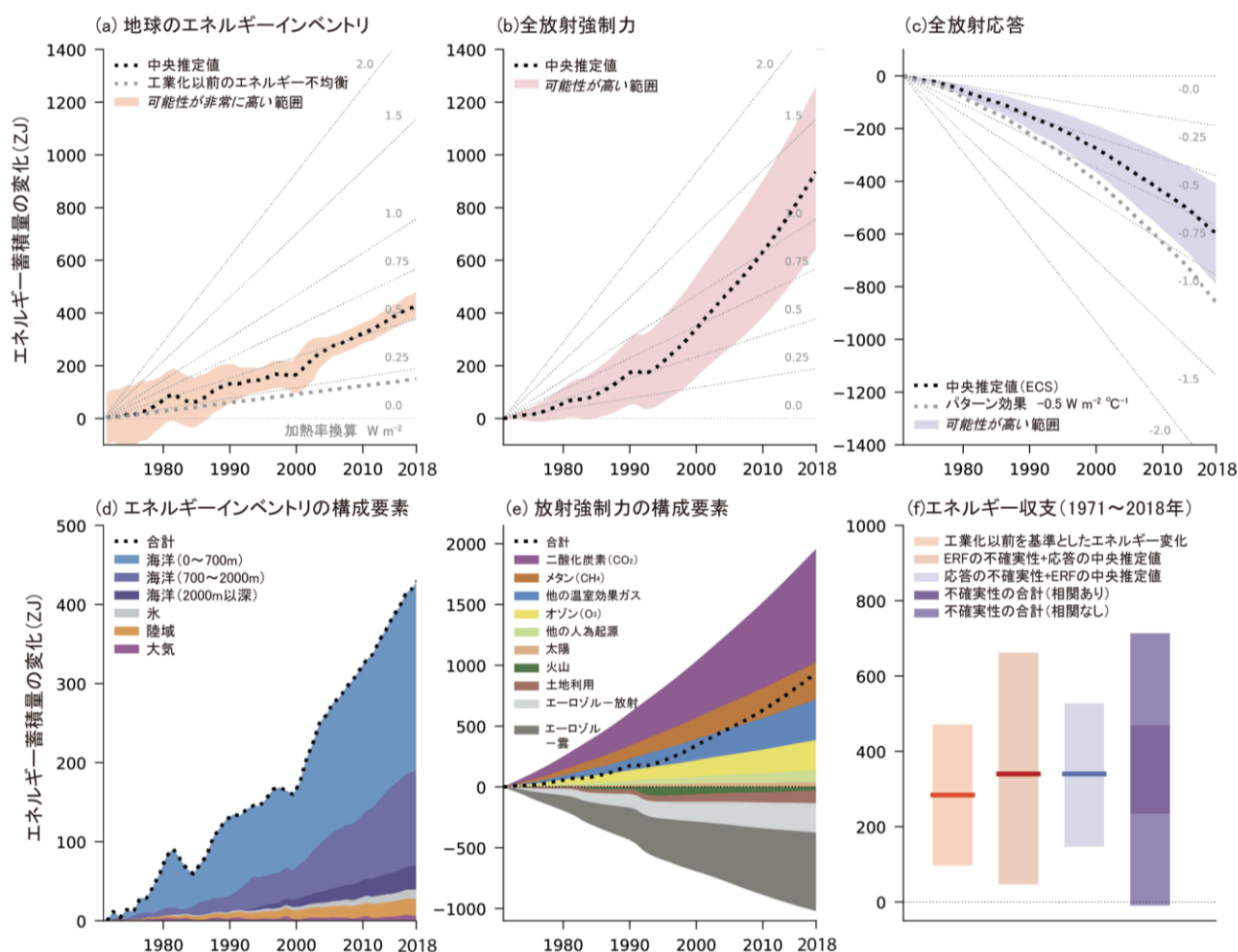


図 TS.13 | (a) 地球のエネルギーインベントリの変化の観測値、(b) 全放射強制力、及び(c) 全放射応答に伴う、1971～2018 年の正味の累積エネルギー変化の推定値 (ZJ=10²¹J)。この図の意図は、エネルギー収支と有効放射強制力 (ERF) の評価された変化を示すことである。凡例に示した通り、黒い点線は中央推定値で、可能性が高い範囲と可能性が非常に高い範囲とともに示している。灰色の点線は、1850～1900 年の地球のエネルギー不均衡推定値を 0.2 W m⁻² とした場合のエネルギー変化（パネル a）と、パターン効果を -0.5 W m⁻² °C⁻¹ と仮定した場合（パネル c）を示す。背景の灰色の線は、地球表面の単位面積あたりで換算した加熱率 (W m⁻²) を示している。パネル(d)と(e)はそれぞれ地球のエネルギーインベントリと全放射強制力の構成要素の内訳（凡例の通り）を示している。パネル(f)は、1971～2018 年の期間について評価された地球のエネルギー収支、すなわち 1850～1900 年を基準とした地球のエネルギーインベントリの変化と、全放射強制力と全放射応答の和から推定されるエネルギー変化との間の整合性を示し、後者は、本図の凡例で示されている通り、強制力と応答のエネルギー変化の和において相関のある不確実性と相関のない不確実性を仮定している。着色域は、1850～1900 年を基準とした観測されたエネルギー変化については可能性が非常に高い範囲を、他の全ての量については可能性が高い範囲を表す。強制力と応答の時系列は、1850～1900 年の期間を基準とした相対値で表している。{Box 7.2 図 1}

年で平均した地球のエネルギー不均衡は、2018 年の世界のエネルギー消費量の年率の約 20 倍に相当する。このエネルギーの蓄積は、1750 年を基準とした人為起源の正の合計有効放射強制力（ERF）によって駆動されている。

ERF の最良推定値は 2.72 W m^{-2} であり、AR5 で示された（1750～2014 年の）値と比べて 0.43 W m^{-2} 増加した。これは、AR5 と比較してより負の程度が大きくなったエアロゾルの ERF によって部分的に相殺された、温室効果ガスの ERF の増加に起因する。温室効果ガスの ERF は大気中濃度の変化と強制力の効率の更新によって改正されている一方で、エアロゾルの ERF の改正はエアロゾル・雲相互作用に関する理解の向上に起因し、異なる系統の証拠間の見解一致度の向上によって裏付けられている。有効放射強制力（ERF）、気候システムの放射応答、及び 1971～2018 年の期間の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（すなわち、積算された強制力と積算された放射応答の和が地球システムのエネルギー増加量とどの程度一致するか）が改善されたことを示す（確信度が高い）。（FAQ7.1 を参照）{7.2.2, 7.3.5, 7.5.2, Box 7.2, 表 7.1}

1971～2006 年の期間の地球のエネルギーインベントリの変化は、 $0.50 [0.32 \sim 0.69] \text{ W m}^{-2}$ の地球のエネルギー不均衡（Box TS.1）に相当し、2006～2018 年の期間には $0.79 [0.52 \sim 1.06] \text{ W m}^{-2}$ まで増加した。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。陸域の温暖化、氷の融解、及び大気の上昇はそれぞれ、変化全体の約 5%、3%、1% を占めている。インベントリ構成要素のより包括的な解析、衛星と現場ベースの推定値による地球のエネルギー不均衡の相互検証、及び全球の海面におけるエネルギー収支の整合性が向上したこ

とにより、AR5 と比較して評価が強化された。（確信度が高い）{7.2.2, 7.5.2.3, Box 7.2, 表 7.1, 9.6.1, Cross-Chapter Box 9.1, 表 9.5}

AR5 と同様に、地球の大気上端でのエネルギー収支に対する摂動は ERF を用いて定量化される（TS.2.2 も参照）。これには、結果として生じる気候システムの調節はいずれも（例えば、図 TS.14 に示すような、気温、雲、及び水蒸気の変化による）含まれるが、地表付近の気温応答はいかなるものも除外される。AR5 以降、ERF はより多数の強制因子について推定され、成層圏気温調節後の放射強制力よりも、気温応答と密接に関連していることが示された（確信度が高い）。{7.3.1}

有効放射強制力（ERF）、気候システムの放射応答、及び 1971～2018 年の期間の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改善されたことを示す（図 TS.13）。この期間における 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測される。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た独立な観測に基づく地球のエネルギー増加量の評価である 284 [96 から 471] ZJ（可能性が非常に高い範囲）と整合する（確信度が高い）。{7.2.2, 7.3.5, Box 7.2}

1750～2019 年の期間について評価された温室効果ガスの ERF（TS.2.2）は、AR5 における 1750～2011 年の推定値より $+0.59 \text{ W m}^{-2}$ 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。{7.3.2, 7.3.4, 7.3.5}

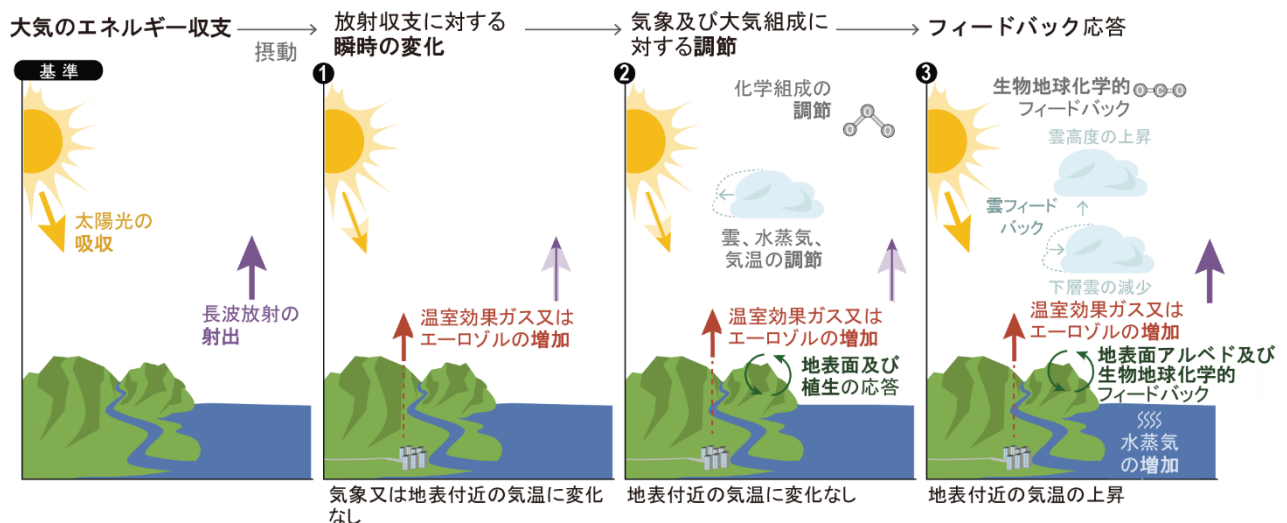


図 TS.14 | 摂動後の大気上端（TOA）の放射収支の変化を表す模式図。この図の意図は、放射収支の摂動後の気候システムにおける調節の概念を説明することである。基準となる TOA のエネルギー収支（基準）は、摂動に対して瞬時に応答し（①）、地表気温変化とは無関係に大気の大気と組成、及び陸面での調節をもたらす（②）。地表付近の気温変化（ここでは上昇を例とする）は、物理的、生物地球化学的、及び生物地球化学的なフィードバックプロセスをもたらす（③）。例えば氷床が関与するものなどの長期的フィードバックプロセスはここでは示していない。{図 7.2 を編集；FAQ7.2 図 1；図 8.3}。

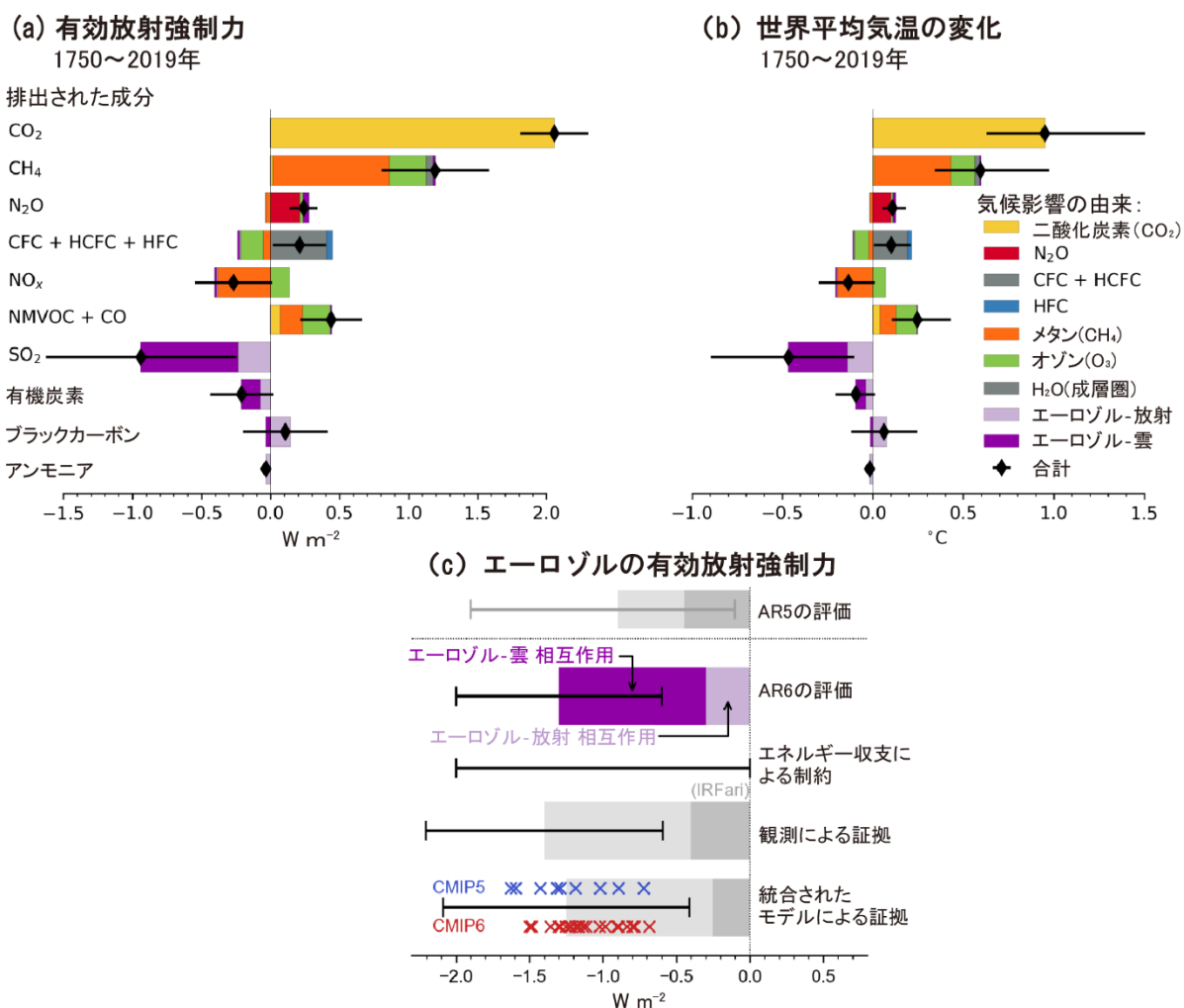


図 TS.15 | 第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) モデルに基づく 1750～2019 年の(a) 有効放射強制力 (ERF)、(b) 各組成の排出量による世界平均気温への寄与、及び(c) 異なる系統の証拠に基づく 1750～2014 年の正味のエアロゾル ERF。この図の意図は、(a) 排出量に基づく ERF、(b) 第6章で推定された短寿命気候強制因子に対する世界平均気温の応答、及び(c) 第7章で評価された異なる系統の証拠に基づくエアロゾルの ERF についての理解における、AR5 以降の進展を示すことである。パネル(a)では、よく混合された温室効果ガス (WMGHGs) の ERF は解析的数式によるもの。他の組成の ERF は、個々の組成の影響を定量化した地球システムモデル (ESM) のシミュレーションに基づく複数モデル平均である。排出量に基づいて得た ERF は、図 7.6 の濃度に基づいて得た ERF に合うようにリスケールされている。エラーバーは 5～95%を示し、ERF についての放射効率の不確実性と平均値のモデル間誤差に相当する。パネル(b)では、ERF の時系列からインパルス応答関数を用いて全球平均気温の応答を計算した。パネル(c)では、AR6 の評価は、エネルギー収支による制約、衛星データから導出された観測による証拠、及び気候モデルによる証拠に基づく。各系統の証拠について、エアロゾル-放射相互作用 (ERFari) とエアロゾル-雲相互作用 (ERFaci) による ERF からの寄与を評価した最良推定値を、それぞれ薄い色と濃い色で示している。CMIP5 及び CMIP6 の各モデルによる推定値はそれぞれ青色及び赤色の X で示されている。ERFari の観測による評価は、エアロゾル - 放射相互作用による瞬時放射強制力 (IRFari) から得たもの。エアロゾルの ERF の合計の不確実性の範囲は黒色のバーで可能性が非常に高い範囲を示している。{6.4.2, 図 6.12, 7.3.3, Cross-Chapter Box 7.1, 表 7.8, 図 7.5}

CO₂、CH₄、N₂O、及びクロロフルオロカーボン類について、ERF に対する対流圏調節の影響を定量化する証拠がある。CO₂ を 1750 年の水準と比べて 2 倍にしたときの ERF の評価 ($3.9 \pm 0.5 W m^{-2}$) は、AR5 のものよりも大きい。CO₂ については、植生に対する生理学的影響も含めて調節されている。反応性を有するよく混合された温室効果ガス (CH₄、N₂O、ハロカーボン類) は、オゾン及びエアロゾルの変化を通して大気中に更なる化学的調節を引き起こす (図 TS.15a)。CH₄ 排出による ERF は $1.19 [0.81 \sim 1.58] W m^{-2}$ 、そのうち $0.35 [0.16 \sim 0.54] W m^{-2}$ は主にオゾンを介した化学的調節に起因する。これらの化学的調節は排出メトリックにも影響を及ぼす (TS.3.3.3)。二酸化硫黄 (SO₂) 排出量の変化は、エアロゾル-雲相互作用による 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、排出された組成による世界平均気温変化への寄与は、ERF への寄与とおおむね整合する (確信度が高い) (図 TS.15b)。SO₂ の排出に起因する ERF は近年すでにピークを越えたが (TS.2.2)、気候システムに熱的慣性があり世界平均気温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、それぞれの ERF への寄与を基準とした世界平均気温の変化への寄与がわずかに大きい。{6.4.2, 7.3.2}

エアロゾルは、1750～2014 年の期間に $-1.3 [-2.0 \sim -0.6] W m^{-2}$ の ERF に寄与した (確信度が中程度)。エアロゾル-雲相互作用による ERF (ERFaci) がエアロゾルの ERF の合計の大きさに最も寄与し (確信度が高い)、 $-1.0 [-1.7 \sim -0.3]$

W m^{-2} (確信度が中程度) 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 (ERFari) に起因し、 -0.3 $[-0.6 \sim 0.0] \text{ W m}^{-2}$ (確信度が中程度) と評価されている。プロセスの理解の向上とモデリング及び観測の解析の進展とに裏付けられて、推定されたエロゾルの ERF の合計の大きさは AR5 と比べて増加し、不確実性は減少している (図 TS.15 c)。これらの別々の系統の証拠から得られた有効放射強制力の推定値は、AR5 と対照的に、互いに整合しており、エロゾルの ERF の合計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、評価された ERFaci の大きさが増加した一方、ERFari の大きさは減少した。{7.3.3, 7.3.5}

TS.3.2 気候感度と地球システムのフィードバック

TS.3.2.1 平衡気候感度、過渡的気候応答、累積二酸化炭素排出量に対する過渡的気候応答

地球の気候感度に関する新しい証拠を、地球のエネルギー不均衡に関する理解と定量化における改善、世界平均気温変化の測器記録、プロキシ記録による古気候変動、気候フィードバック、及びそれらの時間スケールと気候状態への依存性と組み合わせることにおいて、AR5 以降大幅な定量的進展がある。主要な進展として、これらの複数系統の証拠にわたっておおむね一致し、平衡気候感度の最良推定値が 3°C であり、可能性が非常に高い範囲が $2^{\circ}\text{C} \sim 5^{\circ}\text{C}$ であることを裏付けている。可能性が高い範囲は $2.5^{\circ}\text{C} \sim 4^{\circ}\text{C}$ であり、AR5 における可能性が高い範囲 ($1.5^{\circ}\text{C} \sim 4.5^{\circ}\text{C}$) よりも狭い。{7.4, 7.5}

平衡気候感度 (ECS) 及び過渡的気候応答 (TCR) (用語集を参照) に対する制約は、フィードバックプロセスの理解、測器記録の中にみられる気候の変化と変動性、古気候の証拠、及びいわゆる「emergent constraints」の4系統の証拠に主に基づいており、emergent constraints によって、観測可能な量と、モデルのアンサンブルの中で確立された ECS 又は TCR との間の関連性を観測値と組み合わせることで、ECS 又は TCR に対する制約が得られる。IPCC 第3次評価報告書までの報告書では、地球システムモデルから直接得られた ECS と TCR が主要な系統の証拠であった。しかし、AR4 以降では、過去の温暖化と古気候が有用な追加的証拠を提供した (図 TS.16a)。本報告書は、気候モデルによる ECS と TCR の推定値が、評価された気候感度の範囲で直接用いられていないという点で、これまでの報告書と異なっている。{1.5, 7.5}

ECS 及び TCR を推定する際に、フィードバックが時間スケール及び気候状態に依存することを考慮しなければならないことが明らかになっている。フィードバックプロセスにより、地表付近の温暖化の空間的パターンが進展し、世界平均気温が上昇するにつれ、数十年の時間スケールで全体として正の程度がより大きくなる (世界平均気温の変化をより増幅する) ことが予期され、測器記録によって得られた昇温に基づいて AR5 で推測されたものより高い ECS が導かれた (確信度が高い)。1870 年以降

の過去の世界平均気温の変化は、正のフィードバックがみられるいくつかの重要な地域 (東部赤道太平洋及び南大洋を含む) では比較的小さな昇温を示すのに対し、負のフィードバックがみられる重要な地域 (西太平洋の暖水塊を含む) では、より大幅な昇温を示している。プロセスの理解、気候モデリング、及び過去の温暖期における古気候の復元に基づく、将来の昇温は、百年単位の時間スケールで東太平洋 (確信度が中程度) 及び南大洋 (確信度が高い) において強化されると予期されている。この新しい理解は、過去の気温変化、ERF、及び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 の推定を整合させている。{7.4.4, 7.5.2, 7.5.3}

AR6 における 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。上述した4つの主要系統の証拠 (図 TS.16b) の間で見解一致度が高く、全体として ECS が 1.5°C より大きいことはほぼ確実であるが、現在のところ 5°C を超える ECS は除外できない。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、測器記録期間における昇温、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。異なる系統の証拠の間で見解一致度が高い (図 TS.16 c) (確信度が高い)。{7.5.5}

平均すると、CMIP6 モデルは CMIP5 世代のモデルより高い ECS 及び TCR の平均値を持ち、また、本報告書内で評価された最良推定値より大きな平均値、及び可能性が非常に高い範囲より広い推定幅を持つ。このように ECS 及び TCR の平均値がより大きいことは、正味正の雲フィードバックが CMIP6 では約 20% 大きくなったことに帰着される。また、CMIP6 による ECS 及び TCR の推定幅がより広いこと、モデルによって予測された将来の昇温幅は複数系統の証拠に基づいて評価された将来の昇温幅より大きい (Cross-Section Box TS.1)。ただし、高い気候感度を持つ一部の CMIP6 モデル (TS.1.2.2) は、可能性が非常に高い範囲内に ECS を持つモデルよりも、観測された最近の昇温の変化及び古気候のプロキシ記録との整合性がより劣る。同様に、低い気候感度を持つ一部のモデルは、古気候のプロキシ記録との整合性がより劣る。最も高い ECS 及び TCR の値を持つ CMIP6 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将来についての洞察を提供する (Cross-Section Box TS.1)。{4.3.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6}

ECS と TCR の真値に関する不確実性は、温室効果ガス濃度が中程度から高いシナリオの下で、21 世紀の世界平均気温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 (TS.3.3) では、エロゾル及び他の SLCFs の ERF の値における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}

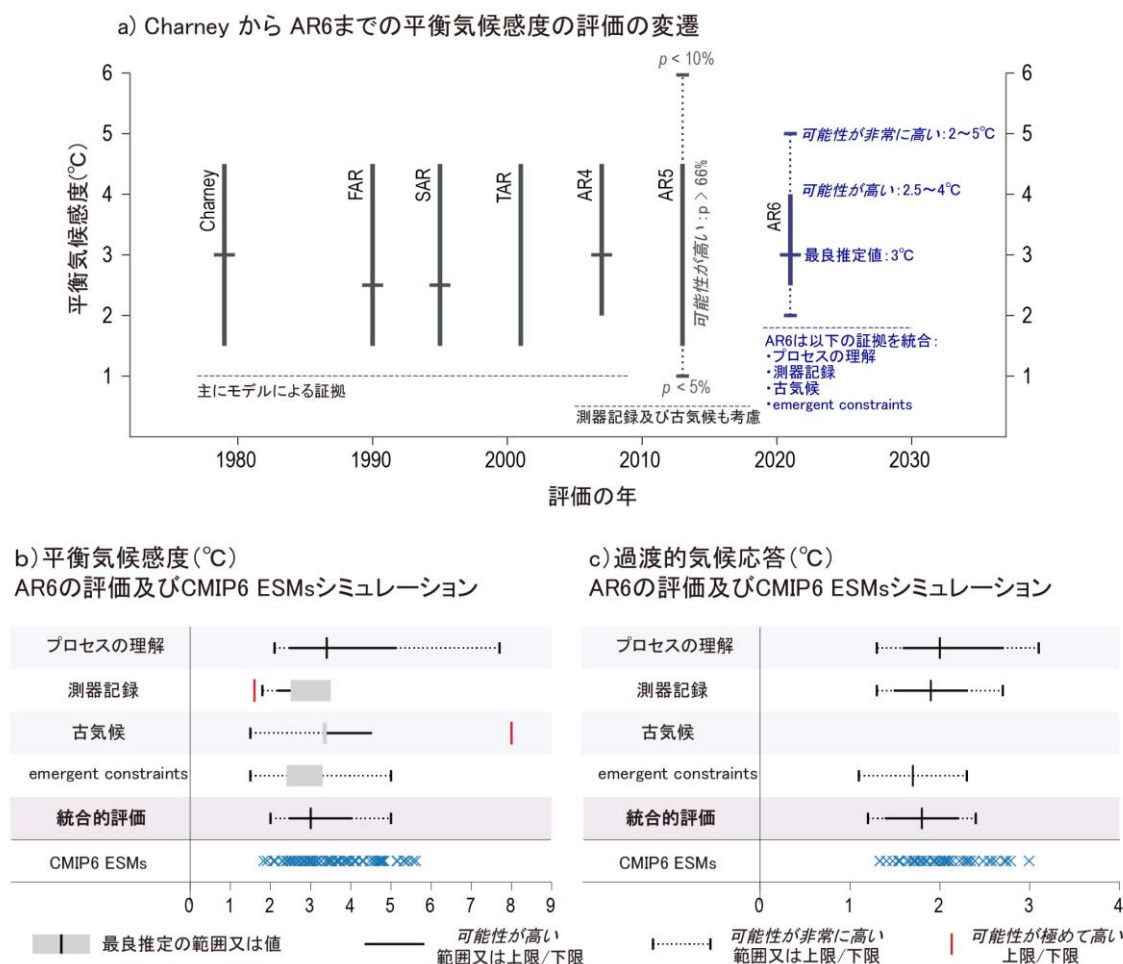


図 TS.16 | (a) Charney の報告書から AR6 までの一連の IPCC 評価報告書を経た、平衡気候感度 (ECS) 評価の進展、及び AR6 における (b) ECS と (c) 過渡的気候応答 (TCR) の複数系統の証拠と組合せた評価。この図の意図は、評価に使用された不確実性と複数系統の証拠を含む ECS の推定値の進展を示し、AR6 で ECS と TCR を評価するために使用された複数系統の評価を示すことである。パネル(a)において、考慮された証拠の系統が各評価報告書の (棒の) 下方に記載されている。最良推定値は横棒で、可能性が高い範囲は縦棒で、可能性が非常に高い範囲は点線の縦棒で示されている。パネル(b)と(c)において、ECS 及び TCR の評価された範囲はそれぞれ表 7.13 及び 7.14 から取られている。測器記録及び古気候の両方に基づく ECS の評価については、上限/下限 (すなわち片側分布) が与えられており、他の系統の証拠について示される範囲 (すなわち両側分布) と比べて、所与の端点で最大値/最小値の外側にある確率が 2 倍であることに注意されたい。例えば、確率が 95% より大きい可能性が極めて高い上限/下限は、可能性が非常に高い範囲 (5~95%) の片側に相当する。最良推定値は、単一の数値又は灰色のボックスで表された範囲で示されている。第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) の地球システムモデル (ESM) の値は、1 つの系統の証拠として直接使用されていないが、比較のために本図に示されている。{1.5, 7.5; 表 7.13 と表 7.14; 図 7.18}

累積 CO₂ 排出量に対する過渡的気候応答 (TCRE) は、世界平均気温の上昇量と累積 CO₂ 排出量の間の比である (用語集を参照)。本報告書は、1850~1900 年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ついて、累積 CO₂ 排出量と今世紀の経路上の CO₂ に起因する世界平均気温の上昇量との間には、ほぼ線形の関係があるという AR5 の知見を再確認する (確信度が高い)。TCRE は 1000 PgC あたり 1.0°C~2.3°C の範囲にある可能性が高く、最良推定値は 1000 PgC あたり 1.65°C である。これは、1000 GtCO₂ あたりの単位で表すと、0.27°C~0.63°C の範囲に相当し、最良推定値は 0.45°C となる。この範囲は、1000 PgC あたり 0.8°C~2.5°C であった AR5 の評価よりも約 25% 狭いが、これは各章にわたる証拠、特に TCR の評価がよりよ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 が単独で正確な気温変化の予測因子であり続けるかについては、更なる気温変化をもたらす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

依存性により、確信度が低い。{4.6.2, 5.4, 5.5.1}

TS.3.2.2 地球システムにおけるフィードバック

全ての気候フィードバックプロセスを合わせると、強制力に対する気候応答を増幅させる効果を持つ (ほぼ確実)。雲プロセスの理解が大きく進展したことで、AR5 と比べて雲フィードバックについての確信度の水準が向上し、不確実性の幅が約 50% 減少した一方で、気候フィードバックにおける不確実性全体に対する雲の寄与は依然として最も大きい (確信度が高い)。ECS、並びに TCR 及び TCRE などの他の気候感度のメトリックに関する不確実性は、GHG 排出が中程度から多いシナリオの下で、21 世紀中の世界平均気温予測における不確実性の支配的な要因である。CMIP6 モデルの ECS と TCR は、本報告書内で評価された最良推定値よりも高い平均値、及び可能性が非常に高い範囲よりも広い推定幅を持っているため、CMIP6 のモデルによって予測された将来の昇温の範囲は、本報告書で評価

された昇温範囲よりも広い (TS.2.2)。{7.1, 7.4.2, 7.5}

地球システムにおけるフィードバックは、物理的フィードバック、生物地球物理的及び生物地球化学的フィードバック、及び氷床に関連するフィードバックの3つのグループに大別される。これまでの評価では、ECSは一連の明確な物理的フィードバック（プランク応答、水蒸気、気温減率、地表面アルベド、及び雲フィードバック）と関連づけられている。本評価報告書では、より一般的なECSの定義を採用しており、大気中のCO₂濃度に影響を及ぼさない全ての生物地球物理的フィードバックと生物地球化学的フィードバックが含まれる。これらには自然のCH₄放出、自然起源のエロゾル放出、N₂O、オゾン、及び植生の変化が含まれ、これらはすべて数年から数十年の時間スケールで作用するため、21世紀中の気温変化と関連している。生物地球物理的フィードバックと非CO₂生物地球化学的フィードバックの合計の中央値はゼロに近い値であると評価される（確信度が低い）ため、これを含めても評価されたECSには影響を及ぼさないが、正味のフィードバックの不確実性には寄与する。ECSは、CO₂が2倍の状態が持続している場合に対する応答として定義されているため、大気中のCO₂濃度に影響を及ぼす生物地球化学的フィードバックは含まれていない。また、氷床に関連する長期的なフィードバックは調節の時間スケールが長いので、ECSに含まれない。{5.4, 6.4, 7.4, 7.5, Box 7.1}

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の水準が向上し、不確実性の範囲が約50%減少した（図TS.17a）。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を合わせて使うことにより改善され、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。正味の雲フィードバックは+0.42 [-0.10~+0.94] W m⁻² °C⁻¹であると評価されている。正味負の雲フィードバックについては可能性が非常に低い。CMIP5とCMIP6の雲フィードバックの範囲はこの評価された範囲と同程度であるが、CMIP6の雲フィードバックの中央値の方がわずかに正の方向に大きい（確信度が高い）。地表面アルベドフィードバック、及び水蒸気と気温減率を合わせたフィードバックは正であり（図TS.17a）、観測、モデル及び理論を含む複数系統の証拠に基づくそれぞれの推定値について確信度が高い（Box TS.6）。{7.4.2, 図7.14, 表7.10}

メタン（CH₄）及び一酸化二窒素（N₂O）などの非CO₂温室効果ガスの自然発生源と吸収源は、大気中のCO₂濃度と気候変動に直接的にも間接的にも応答し、それによって気候システムに更なる生物地球化学的フィードバックをもたらす。これらのフィードバックの多くは部分的にしか理解されておらず、地球システムモデルにはまだ完全には

含まれていない。将来の温暖化に対する海洋と陸域のCH₄及びN₂Oの自然発生源の正味の応答は、放出量の増加であることについて確信度が中程度であるが、個別のプロセスそれぞれの応答の大きさとタイミングの理解については確信度が低い。{5.4.7}

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非CO₂生物地球化学的フィードバックは、ECSを減少させると評価されている（図TS.17b）。これら非CO₂生物地球化学的フィードバックは、AR5以降、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ように進展した地球システムモデルにより推定されている。ただし、SLCFsが関与する多くの生物地球化学的なフィードバック、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、フィードバックの大きさと符号については確信度が低い。生物地球物理的フィードバックと非CO₂生物地球化学的フィードバックとの合計の中央推定値は、-0.01 [-0.27~+0.25] W m⁻² °C⁻¹と評価される（図TS.17a）。{5.4.7, 5.4.8, 6.2.2, 6.4.5, 7.4, 表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CO₂生物地球化学的）を合わせた効果は、プランク温度応答として知られる（フィードバックがない場合の）基礎的な気候応答を増幅させる（ほぼ確実）。これらのフィードバックとプランク応答²⁰を合わせると、正味の気候フィードバックパラメータは-1.16 [-1.81~-0.51] W m⁻² °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わずかに負の程度が小さい。水蒸気と気温減率を合わせたフィードバックは、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依然として最も大きい。古気候観測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フィードバックが強制力との平衡状態に至るにつれて追加的昇温を促進する（確信度が高い）。{7.4.2, 7.4.3, 図7.14, 表7.10}

気候の変化及び大気中のCO₂濃度の変化に対して、陸域-大気及び海洋-大気の炭素フラックスと貯留に感度があるため、炭素循環は気候に対する更なるフィードバックをもたらす（図TS.17c）。時間スケールが陸域と海洋の炭素吸収に関連しているため、これらのフィードバックはシナリオに依存することが知られている。濃度が安定化するシナリオ又は減少するシナリオにおいては、フィードバックの推定値は線形から逸脱する。大気中のCO₂濃度の増加は、陸域と海洋の炭素吸収量を増加させ、気候変動に対する負のフィードバックとして作用することについて確信度が高い。より温暖な気候は陸域と海洋の炭素吸収量の減少をもたらす、正のフィードバックとして作用する可能性が高い（Box TS.5）。{4.3.2, 5.4.1~5}

²⁰ 参考として、大気中のCO₂が2倍になった場合のプランク応答は平衡状態で約1.2°Cである。

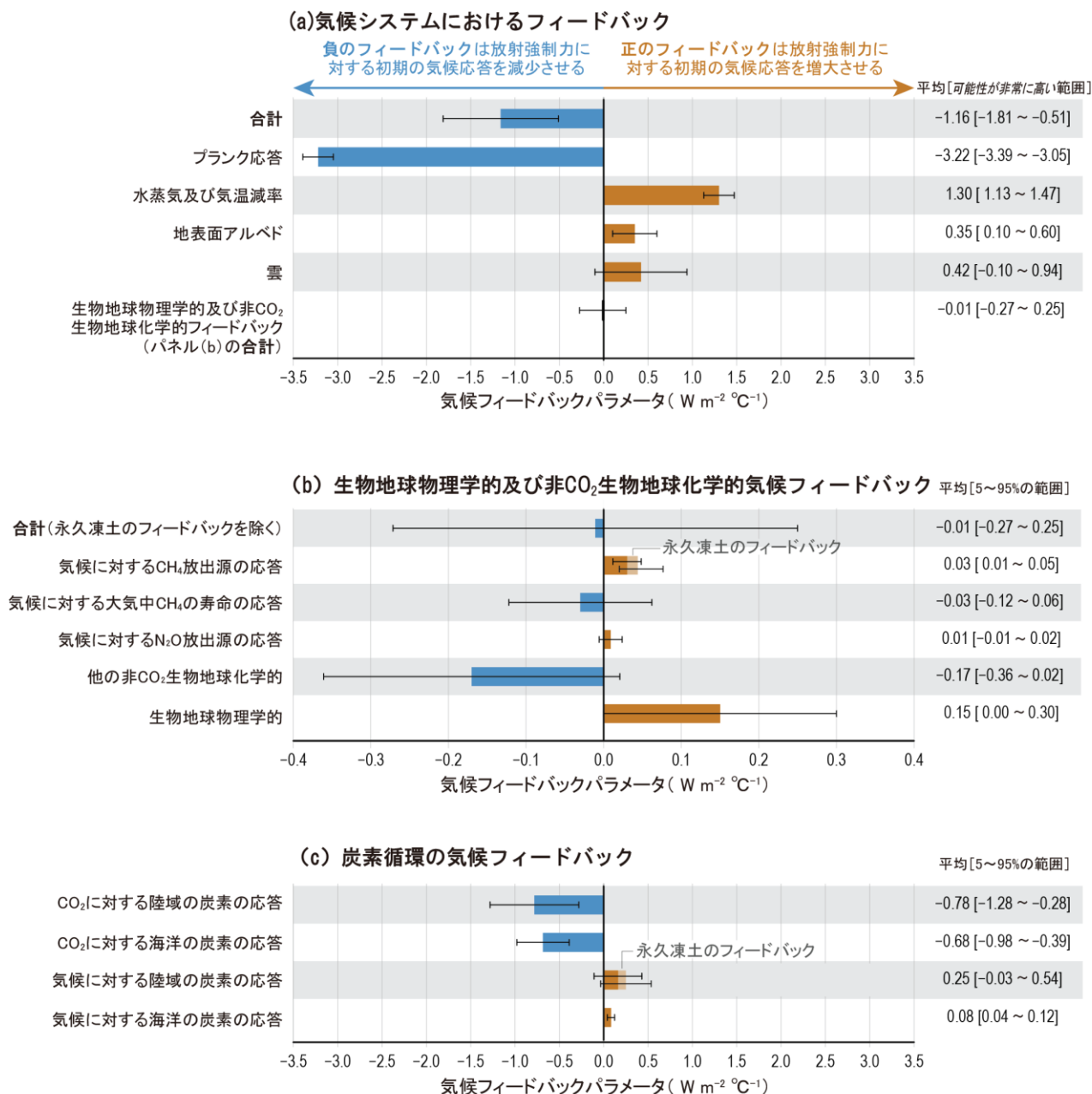


図 TS.17 | 気候システムにおける物理的及び生物地球化学的なフィードバックの概要。この図の意図は、第5章、第6章、及び第7章に基づいて、世界気温に対する物理的、生物地球物理的及び生物地球化学的フィードバックについて評価された推定値を要約することである。

(a) 本技術要約で評価した平衡気候感度 (ECS) の定義に含まれる物理的フィードバック、生物地球物理的フィードバック及び非二酸化炭素 (CO₂) 生物地球化学的フィードバックを統合したもの。これらのフィードバックは、観測、モデル及び理論を含む複数系統の証拠を用いて評価されている。正味のフィードバックは、プランク応答、水蒸気及び気温減率、地表面アルベド、雲、並びに生物物理的及び非 CO₂ 生物地球化学的フィードバックの合計である。棒はフィードバックの平均値を示し、不確実性は可能性が非常に高い範囲を表す。(b) 生物地球物理的及び非 CO₂ 生物地球化学的フィードバックの個別の推定値。大気中のメタン (CH₄) の寿命及び他の非 CO₂ 生物地球化学的フィードバックは、AerChemMIP による全球地球システムモデルシミュレーションを用いて計算され、CH₄ 及び一酸化二窒素 (N₂O) の放出源の気候に対する応答は、単純化した放射強制力方程式を用いた様々なモデリング手法を用いて 2100 年について評価されている。推定値は、平均値と 5~95% の範囲を示している。モデルの推定幅が大きいので、これらの推定値の確信度は低い。(c) 第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) の C4MIP に参加したモデルによってシミュレーションされた炭素循環フィードバック。ほとんどの C4MIP モデルで考慮されていない永久凍土の融解による正の炭素循環-気候フィードバックは、独立に推定したものを加えている。推定された値は平均値と 5~95% の範囲である。これらのフィードバックは、大気中の CO₂ 濃度を変化させながらふるまうため、CO₂ の倍増を仮定している ECS の定義には含まれないが、累積 CO₂ 排出量に対する過渡的気候応答 (TCRE) の定義と評価範囲には含まれることに注意されたい。{5.4.7, 5.4.8, Box 5.1, 図 5.29, 6.4.5, 表 6.9, 7.4.2, 表 7.10}

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よると、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、これがもたらす温暖化は、残余カーボンバジェットの評価に含まれなければならないほど強力だが、化石燃料の燃焼による温暖化よりは弱い。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と、このフィードバックが地球温暖化にどの程度線形比例するかの両方について確信度が低い。永久凍土の融解とサーモカルストは CH₄ と N₂O の放出量を増加させ、結果的に、永久凍土の融解による放射強制力の合計は CO₂ 排出量単独によるものより大きくなるという証拠が新たに示されている。ただし、これらの追加的なフィードバックの定量的理解は、特に N₂O については進んでいない。これらのフィードバックは、気候に起因する火災のフィードバックによる追加的な炭素の喪失の可能性と同様に、地球システムモデルに通常は含まれない。{Box 5.1, 5.4.3, 5.4.7, 5.4.8}

TS.3.3 気温の安定化、正味ゼロ排出、及び緩和

TS.3.3.1 残余カーボンバジェットと気温の安定化

累積 CO₂ 排出量と CO₂ に起因する世界平均気温の最大上昇量との間にあるほぼ線形の関係は、人為起源の世界平均気温の上昇をいかなる水準でも安定させるためには、人為的な CO₂ 排出量を正味ゼロにする必要があることを意味する。さらに、このほぼ線形の関係は、温暖化を特定の水準に抑えるための緩和要件をカーボンバジェットの観点から定量化しうることを意味する（確信度が高い）。AR5 以降、残余カーボンバジェットの推定値は方法論の改善により更新され、結果的により大きな値となって SR1.5 と整合する。過去の温暖化の推定、永久凍土の融解による将来の放出量、CO₂ 以外の温暖化予測のばらつき、及び CO₂ 排出停止後の世界平均気温の変化を含む、いくつかの要因がカーボンバジェットの正確な値に影響を及ぼす（確信度が高い）。{1.3.5, Box 1.2, 4.7.1, 5.5}

TS

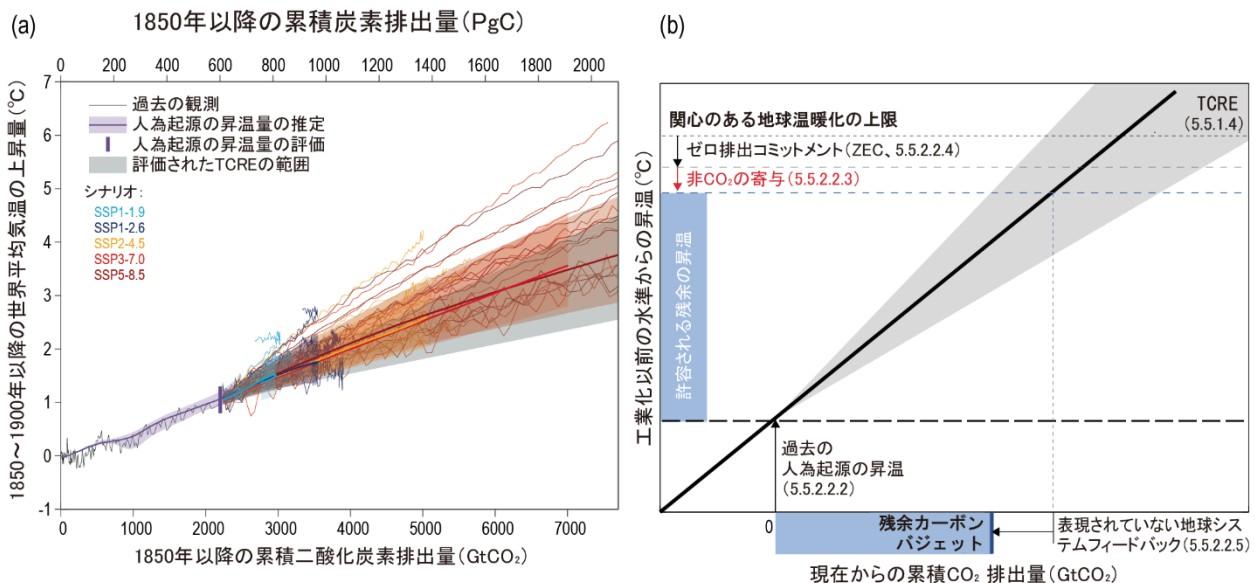


図 TS.18 | (a) 二酸化炭素 (CO₂) の累積排出量と世界平均地表面気温上昇量との関係、及び(b) 複数系統の証拠に基づく構成要素から行った残余カーボンバジェットの評価。この図の意図は、(i) 観測とモデルにおける累積 CO₂ 排出量と世界平均気温の比例関係、及び累積 CO₂ 排出量に対する過渡的气候応答 (TCRE) を評価した範囲、並びに(ii) 温暖化を特定の水準に抑制することと整合する残余のカーボンバジェットを導出するために、どのように情報を組み合わせているか、を示すことである。様々な水準の追加的昇温量に整合するカーボンバジェットは表 5.8 に示されており、(a) (b) いずれのパネルについても図から読み取るべきではない。パネル(a)の黒色の細線は、過去の CO₂ 排出量と、第2章 (Box 2.3) で評価された 1850~1900 年からの世界平均気温の上昇量を示す。紫色の範囲とその中央の線は、過去の昇温量に占める人為起源の寄与の推定を示す。紫色の縦線は、1850~1900 年を基準にした 2010~2019 年の人為起源の昇温量の評価した範囲を示す (第3章)。灰色の円錐部は、2015 年を起点として評価された TCRE の可能性が高い範囲 (5.5.1.4) を示す。色の付いた細線は、WGI の5つの中核的なシナリオ (SSP1-1.9, 水色; SSP1-2.6, 青色; SSP2-4.5, 黄色; SSP3-7.0, 赤色; SSP5-8.5, 茶色) についての第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) のシミュレーションによる、2015 年から 2100 年までの予測を示す。診断された炭素排出量は、各シナリオ個別の土地利用の変化による排出量の推定値で補完されている。着色域は、第4章で評価された世界平均気温予測の可能性が非常に高い範囲を、中心の色付きの太線は、各シナリオの中央推定値を示している。これらの気温予測は、排出量で駆動する CMIP6 ScenarioMIP 実験において各シナリオで利用可能な累積 CO₂ 排出量に対して表されている。パネル(b)では、関心のある地球温暖化の上限に、過去の人為起源の温暖化の評価 (5.5.2.2.2)、将来の非 CO₂ 排出量の潜在的温暖化寄与評価 (5.5.2.2.3)、及びゼロ排出コミットメント (ZEC; 5.5.2.2.4) を組み合わせることで、許容される残余の昇温幅が推定されている。次に、許容される残余の昇温幅 (青色の縦棒) を、評価された TCRE (5.5.1.4 と 5.5.2.2.1) 及び表現されていない地球システムフィードバックの寄与 (5.5.2.2.5) と組み合わせることで、残余カーボンバジェットの評価推定値 (青色の横棒、表 5.8) が提供される。パネル(b)に示された寄与は模式的であり、スケールは正確でないことに注意されたい。例えば、ZEC の中央推定値はゼロであると評価されている。{Box 2.3, 5.2.1, 5.2.2, 図 5.31}

更なる気候変動を抑制するには、温室効果ガスの排出量を大幅にかつ持続的に削減することが必要だろう。CO₂ 排出量が正味ゼロになり、かつ非 CO₂ の正味の強制力が減少しなければ（又は非 CO₂ の正味の強制力による更なる温暖化を相殺するのに十分な正味負の CO₂ 排出量があれば）、気候システムは温暖化し続ける。今世紀中の温暖化を特定の水準に抑制するために必要な緩和は、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推定しうる（確信度が高い）（図 TS.18、表 TS.3）。1850～2019 年の期間に、合計 2390 ± 240 GtCO₂ 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と、それぞれ 500 GtCO₂、850 GtCO₂ 及び 1350 GtCO₂ と推定される。67 パーセンタイル値では、それぞれ 400 GtCO₂、700 GtCO₂、及び 1150 GtCO₂ である。気温の様々な上限値に対する残余カーボンバジェットの推定値は、SR1.5 で評価された文献のシナリオにみられる削減量の中央値と整合するように非 CO₂ 排出量が緩和されると仮定しているが、将来、非 CO₂ 排出量

がどの程度削減されると仮定するかに応じて、推定で ± 220 GtCO₂ 変動するかもしれない（表 TS.3）。{5.5.2, 5.6, Box 5.2, 7.6}

過去の昇温の推定値、将来の永久凍土の融解による放出量、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カーボンバジェットの値に影響を及ぼすが、地球温暖化を止めるためには世界全体の CO₂ 排出量を正味ゼロまで減少させる必要があるだろう、という結論を変えるものではない（確信度が高い）。世界の人為的な CO₂ 排出量が正味ゼロの水準に達する時点での非 CO₂ 排出量の水準に依存して、その推定値は ± 220 GtCO₂ 程度変動するかもしれない。このばらつきは非 CO₂ シナリオの不確実性と呼ばれ、AR6 の第 3 作業部会報告書において更に評価される。これらの非 CO₂ 排出量に対する気候応答を取り巻く地球物理学的な不確実性は、少なくとも ± 220 GtCO₂ の追加的不確実性をもたらす、過去の温暖化の水準に関する不確実性は ± 550 GtCO₂ の不確実性をもたらす。{5.4, 5.5.2}

表 TS.3 | 残余カーボンバジェットの推定値とその不確実性。 評価された推定値は、世界平均気温で表された直近の過去（2010～2019 年）以降の人為起源の追加的な昇温量ごとに提供されており、その昇温幅は 1850～1900 年を基準として 0.8～1.3°C の可能性が高く、最良推定値は 1.07°C である。1850 年から 2014 年までの間の CO₂ 排出量は約 2180 ± 240 GtCO₂ (1σ) だったと推定され、2015 年 1 月 1 日から 2019 年末までに更に 210 GtCO₂ が排出されている（GtCO₂ の値は最も近い 50 で丸めたもの）。{表 3.1, 5.5.1, 5.5.2, Box 5.2, 表 5.1, 表 5.7, 表 5.8}

2010~2019 年以降の 世界平均気温 の変化	1850~1900 年以降の 世界平均気温 の変化 ^a	2020年1月1日を起点とした 残余カーボンバジェットの推定値 (右側の列で定量化されたばらつきと不確実性の影響を受ける)					シナリオによる ばらつき	地球物理的不確実性 ^d			
℃	℃	TCREのパーセンタイル ^b GtCO ₂					非CO ₂ 排出量の シナリオによる ばらつき ^c	非CO ₂ 強制力 と応答の 不確実性	過去の気温の 不確実性 ^a	CO ₂ 排出ゼロ 後の不可避の 昇温の 不確実性	近年の排出量 の不確実性 ^e
		17%	33%	50%	67%	83%	GtCO ₂	GtCO ₂	GtCO ₂	GtCO ₂	GtCO ₂
0.43	1.5	900	650	500	400	300	非CO ₂ 排出量の 緩和に関連する 選択により、値 は少なくとも ±220 変動しう る	将来の非CO ₂ 排出量に対す 温暖化応答の 不確実性によ り、値は少な くとも±220 変動しうる	±550	±420	±20
0.53	1.6	1200	850	650	550	400					
0.63	1.7	1450	1050	850	700	550					
0.73	1.8	1750	1250	1000	850	650					
0.83	1.9	2000	1450	1200	1000	800					
0.93	2	2300	1700	1350	1150	900					

a 1850～1900 年から 2010～2019 年までの人為起源の世界平均気温の上昇は、0.8～1.3°C（可能性が高い範囲；Cross-Section Box TS.1）で、最良推定値は 1.07°C であると評価されている。これを TCRE の中央推定値（1000 PgC あたり 1.65°C）と組み合わせると、この不確実性だけでも残余カーボンバジェットを ± 550 GtCO₂ 変動させる可能性があるという結果となるが、TCRE について評価された不確実性と独立ではないため、全てが加算されるわけではない。

b TCRE：二酸化炭素の累積排出量に対する過渡的気候応答は、1000 PgC あたり 1.0～2.3°C となる可能性が高い正規分布であると評価されており、その分布からパーセンタイル値が取られている。5.5.2.2.5 で議論されているように、残余カーボンバジェットの推定には追加的な地球システムフィードバックも含まれる。

c 推定は、SR1.5 で評価されたものと同様の文献のシナリオにみられる削減量の中央値と整合するように非 CO₂ 排出量が緩和されることを仮定している。非 CO₂ 排出量のシナリオによるばらつきは、正味ゼロの CO₂ 排出を達成する SR1.5 の緩和シナリオにおける非 CO₂ 排出量の将来の進展に関連して異なるシナリオを仮定することにより、残余カーボンバジェットの推定値がどの程度変化するかを示す。このばらつきは TCRE の不確実性に追加される。AR6 の第 3 作業部会報告書では、SR1.5 以降の文献に基づき、非 CO₂ 排出量緩和の潜在的可能性（ポテンシャル）を再評価している。

d この列で報告されている地球物理的不確実性と TCRE の不確実性は統計的に独立ではない。これは、TCRE の不確実性は、過去の気温の評価の不確実性、CO₂ 強制力に対する非 CO₂ 強制力の割合、及び排出量推定値の不確実性に依存するためである。これらの推定値は系統立てて結合せず、これらの多様な不確実性は、本表の 3～7 列目に報告されている TCRE の不確実性による残余カーボンバジェットの範囲に直接加算されるわけではない。

e 近年の排出量の不確実性は、2015 年 1 月 1 日以降の過去の CO₂ 排出量推定値における ± 10% の不確実性を反映している。

方法論の改善と新たな証拠により、残余カーボンバジェットの推定値が更新された。AR6 の評価で用いられた方法論は SR1.5 と同じ改善を適用しており、過去の気温変化と累積排出量について近年の観測に基づく基準を使用している。したがって、SR1.5 と比較した変化は小さく、SR1.5 以降の排出量を考慮して新しい証拠を評価した結果、温暖化を 1.5°C 及び 2°C に抑えるための残余カーボンバジェットの最新の中央推定値はそれぞれ同一及び約 60 GtCO₂ 小さい値である。一方、温暖化を 1.5°C に抑えるための残余カーボンバジェットは AR5 時点で利用可能であった証拠と方法を用いた場合よりも約 300~350 GtCO₂ 大きくなるだろう。特定の残余カーボンバジェットを超えた場合、温暖化を特定の気温水準以下に抑えられる確率が低くなり、数十年から数百年にわたる不可逆的な地球温暖化の確率が高くなる。すなわちこれは、長期的に温暖化をより低い水準に戻すために、代案として正味ゼロの CO₂ 排出を達成した後に C O₂ 排出を正味負にするか、非 CO₂ 温室効果ガスを更に削減する必要があることを意味する。{5.5.2, 5.6, Box 5.2}

CO₂ 排出量がゼロになった後の気候応答を探る理想化されたモデルシミュレーションに基づく、CO₂ 排出ゼロ後の不可避の昇温 (ZEC、用語集を参照) の大きさは、半世紀程度の時間スケール及び 2°C の地球温暖化とほぼ整合する累積 CO₂ 排出量では 0.3°C より小さい可能性が高いと評価される。ただし、その符号については、半世紀程度の時間スケールでは確信度が低い。累積 CO₂ 排出量が少ない場合、その範囲はより小さくなるだろうが、符号に関する不確実性は同様である。十年規模の時間スケールで ZEC が正の場合は更なる温暖化によって残余カーボンバジェットの推定値が低減し、負の場合はその逆となる。{4.7.1, 5.5.2}

永久凍土の融解は、モデルに組み込まれることが少ない他のフィードバックとともに推定値に含まれている。モデリング研究の限界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については低い確信度しか得ることができない (TS.3.2.2)。湿地及び永久凍土の融解からの放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特定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水準に抑える困難さをほとんどの場合大きくする。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えるものではない。{5.4.8, 5.5.2, Box 5.1}

TS.3.3.2 二酸化炭素除去

大気中の二酸化炭素を意図的に除去する二酸化炭素除去 (CDR) は、削減しきれず残存する CO₂ 排出を相殺して正味ゼロの CO₂ 排出を達成する、あるいは正味負の CO₂ 排出を作り出す潜在的可能性を持っている。現在正味の人為的な CO₂ 排出量の一部が陸域と海洋の炭素貯蔵庫 (carbon store) に吸収されているのと同様に、

正味の CO₂ 除去はこれらの貯蔵庫からの CO₂ 放出によって部分的に効力が弱まる (確信度が非常に高い)。CO₂ 排出と除去の同時進行に対する炭素循環の応答の非対称性は、所与の規模の排出を相殺して大気中の CO₂ 濃度を同等に変化させるためには、より多くの CO₂ を除去する必要があることを意味している (確信度が中程度)。CDR 手法には多岐に渡る副作用があり、その副作用はこれらの手法による炭素隔離及び降温の潜在的可能性を弱めることと強めることのいずれもありうるし、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)。{4.6.3, 5.6}

二酸化炭素除去 (CDR) とは、大気中の CO₂ を意図的に除去し、地中、陸域又は海域の貯留先、あるいは生成物に永続的に貯留する人為的な活動を指す。生物学的又は地球化学的な炭素吸収源を強化する、又は大気から CO₂ を直接回収することによって、二酸化炭素が大気から除去される。地球温暖化を 1.5°C 又は 2°C に抑える排出経路は典型的に、GHG 排出削減と組み合わせた CDR 手法の利用を想定している。CDR 手法は、脱炭素化が困難な部門又はそのコストが高い部門で削減しきれず残存する排出量を相殺するために使用されうるだろう。CDR はまた、世界の正味負の CO₂ 排出 (すなわち、人為的な CO₂ 除去量が人為的な排出量を上回る状態) を作り出すために大規模に実施されうるだろうが、これは気温がオーバーシュートした後に長期の気候安定化目標を達成する方法として、それまでの排出を相殺しうるだろう。本報告書では、CDR が炭素循環と気候に及ぼす影響を評価している。完全を期すために、生物多様性、水、及び食料生産に対するコベネフィット (共便益) とトレードオフについても簡潔に議論しているが、CDR の選択肢に関する生態学的、社会経済的側面の包括的評価は WG2 及び WG3 報告書に委ねている。{4.6.3, 5.6}

CDR 手法は大気から CO₂ を隔離する潜在的可能性を有する (確信度が高い)。現在正味の人為的な CO₂ 排出量の一部が陸域と海洋の炭素貯蔵庫 (carbon store) に吸収されるのと同様に、正味の CO₂ 除去はこれらの貯蔵庫からの CO₂ 放出によって部分的に弱められるようになるため、CDR によって隔離される CO₂ の量が大气中の CO₂ 濃度に同程度の減少をもたらすことはない (確信度が非常に高い)。大気から除去された CO₂ のうち、炭素貯蔵庫から放出された CO₂ で置換されない割合 (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)、大気中の CO₂ 濃度がより低い状態で CDR を適用する場合は著しく低下する (確信度が中程度)。世界平均気温の低下は、累積 CO₂ 除去量とほぼ線形の関係にある (確信度が高い)。このほぼ線形の関係により、CO₂ の単位除去量あたりの降温量は除去率と除去量にほとんど依存しない (確信度が中程度)。{4.6.3, 5.6.2.1, 図 5.32, 図 5.34}

気候システムの非線形性のため、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、同時に起こる CO₂ 排出に対する応答と必ずしも等量逆符号ではない (確信度が中程度)。工業化以前の大气中の CO₂ 濃度水準と平衡する状態から放出された 100 PgC の CO₂ 排出量に対して、CMIP6 モデルは、排出量の 27 ± 6% (平均 ± 1 標

準偏差)は排出されてから 80~100 年大気中に残留するが、100 PgC の除去量に対して大気外にとどまるのは除去量のうち $23 \pm 6\%$ のみであるとシミュレーションしている。この非対称性は、所与の規模の正の排出を相殺して大気中の CO_2 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ため、 CO_2 排出と除去に対する気温応答の非対称性の符号については確信度が低い。{4.6.3, 5.6.2.1, 図 5.35}

地球システムモデルを用いたシミュレーションによると、 CO_2 排出量が徐々に減少して正味ゼロに達し、21 世紀中に正味負になるシナリオ (例えば、SSP1-2.6) では、大気中の CO_2 濃度の減少に応答して陸域と海洋の炭素吸収源が弱まり始め、最終的に陸域の吸収源が放出源に変化する (図 TS.19)。この吸収源から放出源への遷移は、 CO_2 排出量が正味負になった後、数十年から数百年かけて起こる。海洋は、排出量が正味負になった後も、数百年にわたって CO_2 の吸収源であり続ける。正味の CO_2 排出量が大きく負になり、 CO_2 濃度が急速に減少するシナリオ (例えば SSP5-3.4-OS) の下では、陸域の放出源は SSP1-2.6 の場合より大きくなり、海洋も放出源に切り替わる。一般的な応答はモデルを問わず明確であるが、正味負の CO_2 排出量を伴うシナリオでは、吸収源から放出源への遷移のタイミング及び CO_2 の放出源の大きさについて確信度が低い。二酸化炭素除去は、 CO_2 排出量が正味負になると気候変動の側面の一部を反転させうるだろうが、一部の変化は数十年か

ら数千年にわたって現在の方向で続くだろう。例えば、海洋の熱膨張による海面水位上昇は、数百年から数千年間は反転しないであろう (確信度が高い) (Box TS.4)。{4.6.3, 5.4.10, 5.6.2.1, 図 5.30, 図 5.33}

二酸化炭素除去の手法には様々な副作用があり、副作用はこれらの手法が有する炭素隔離及び降温の潜在的可能性を弱めることも強めることもありうるし、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、 CH_4 と N_2O 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るため、特定の CDR 手法による CO_2 隔離と降温の潜在的可能性を制限しうる (確信度が中程度)。CDR の展開、特に陸域では、水質と水量、食料生産、及び生物多様性にも影響を及ぼしうる (確信度が中程度)。これらの影響はしばしば、局所的な背景、管理体制、以前の土地利用、及び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隔離を改善する手法では、最大限のコベネフィット (共便益) が得られる (確信度が中程度)。ほとんどの CDR 手法において、CDR の中止による気候影響と生物地球化学的な影響は小さいと预期される (確信度が中程度)。{4.6.3, 5.6.2.2, 図 5.36, 8.4.3, 8.6.3}

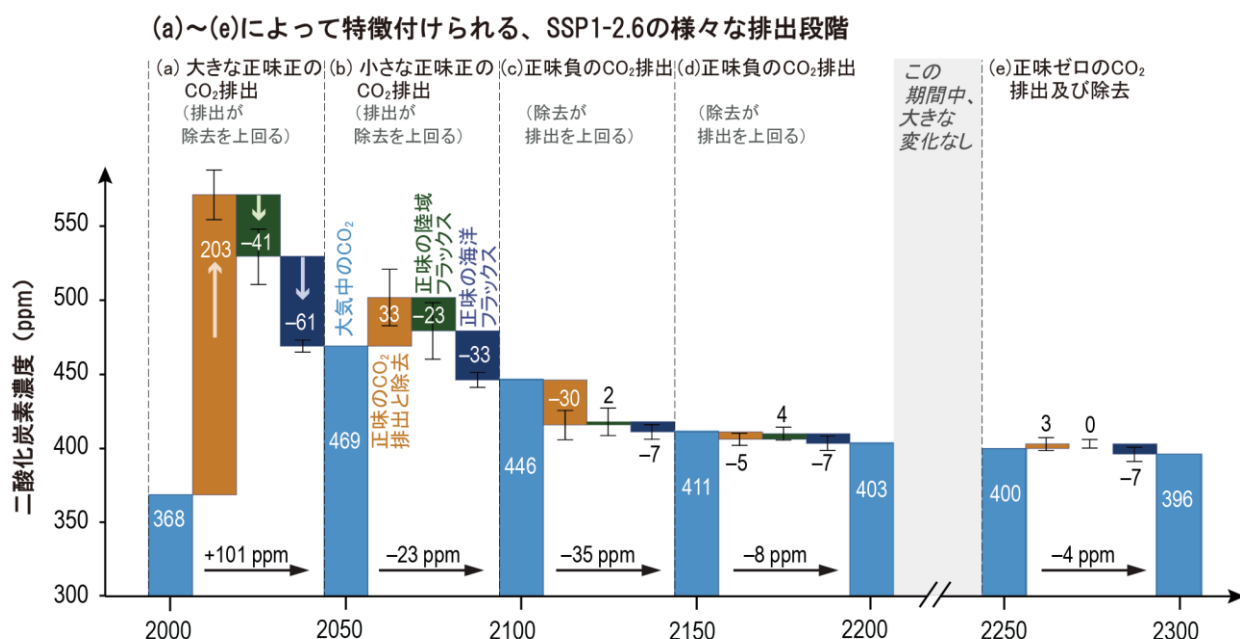


図 TS.19 | 大気からの正味の二酸化炭素 (CO_2) 除去を伴うシナリオにおける炭素吸収源の応答。この図の意図は、負の排出下、及び負の排出技術に依存した形で大気中の CO_2 濃度がどのように進展するかを示すことである。また、海洋と陸域の吸収源の時間発展も示している。濃度によって駆動された地球システムモデル (ESM) によるシミュレーション結果から得られた CO_2 フラックスの構成要素を、SSP1-2.6 とそれを長期延長した期間の様々な排出段階について示す。(a) 大きな正味正の CO_2 排出量、(b) 小さな正味正の CO_2 排出量、(c-d) 正味負の CO_2 排出量、(e) 正味ゼロの CO_2 排出量。フラックスが正の要素は大気中の CO_2 濃度を上昇させるように作用し、フラックスが負の要素は CO_2 濃度を低下させるように作用する。正味の CO_2 排出量、及び陸域と海洋の CO_2 フラックスは、4 つの ESM (CanESM5, UKESM1, CESM2-WACCM, IPSL-CM6a-LR) と複雑さが中程度の 1 つの地球システムモデル (Uvic ESCM) による複数モデル平均と標準偏差 (エラーバー) を表す。正味の CO_2 排出量は、大気中の CO_2 濃度の増加率と、陸域と海洋の CO_2 フラックスの残差として、濃度によって駆動された ESM のシミュレーションから算出されている。フラックスは 50 年間の累積値で、濃度の単位 (ppm: 100 万分の 1) に変換されている。{5.6.2.1, 図 5.33}

TS.3.3.3 様々な強制因子の関連付け

他の GHG を含める際の排出メトリックの選択は、正味ゼロの GHG 排出量の定量化とそれがもたらす気温の変化に影響を及ぼす（確信度が高い）。正味ゼロの GHG 排出を達成して維持すると、地球温暖化係数 100 年値（GWP-100）で定量化された気温は典型的にピークに達した後には低下する。AR5 と比べて、炭素循環の応答はより確固として排出メトリックに組み込まれている（確信度が高い）。新しい排出メトリックの手法を用いることで、短寿命の温室効果ガスについてその排出率に基づき CO₂ 換算の累積排出量を算出する。{7.6.2}

10 年から 20 年の時間スケールでは、現在の 1 年分に相当する短寿命気候強制因子（SLCFs）の排出量に対する気温応答は、少なくとも CO₂ のそれと同じ大きさであるが、SLCF の効果は排出後の数十年で急速に減衰するため、1 年分に相当する排出量に対する正味の長期気温応答は、主に CO₂ の累積排出量によって決まる。

COVID-19 の封じ込めに伴う 2020 年の排出量が減少した結果、全球 ERF は小さい正となった。ただし、排出量の減少が一時的という性質であったため、この強制力に対する世界規模及び地域規模の気候応答は、内部変動の幅を超えて検出できるほどではない。{6.6, Cross-Chapter Box 6.1}。

様々な強制因子の相対的気候影響は典型的に、ある気候強制因子 1kg 分の理想化された瞬時（パルス）の影響を、基準となる気候強制因子（ほとんどの場合 CO₂）と比較した排出メトリックを用いて定量化される。最も代表的な 2 つのパルス排出メトリックは、地球温暖化係数（GWP）と世界気温変化係数（GTP）である（用語集を参照）。CO₂ 排出量に対する気候応答には炭素循環に対する温暖化の影響が慣例的に含まれるため、整合性をとるために、非 CO₂ 排出量についてもこれらの値を特定する必要がある。このための方法論は、AR5 と比較するとより強固な科学的基盤の上に成り立っている（確信度が高い）。化石燃料由来の排出源からのメタンは、化石燃料由来の CO₂ を大気中に追加的にもたらすため、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）。CH₄ と N₂O 排出量に対する化学的調整が更新され（TS.3.1）、それらの寿命が改訂された結果、GWP と GTP の排出メトリックは AR5 よりわずかに低くなっている（確信度が中程度）。AR6 で評価された GHG 一式についての排出メトリックは、様々な時間スケールについて計算されている。{7.6.1, 表 7.15, 表 7.SM.7}

GWP*及び複合 GTP（CGTP）などの新しい排出メトリックの手法は、短寿命の温室効果ガスの排出率の変化を CO₂ 換算の累積排出量（CO₂-e）に関連付ける。短寿命の温室効果ガスを経時的に集約した排出量による世界平均気温の応答は、これらの累積 CO₂-e 排出量に TCRE を乗じることによって求められる（TS.3.2.1 を参照）。GWP 又は GTP などの標準メトリックを用いて GHGs を集約した場合、累積 CO₂-e 排出量は必ずしも将来の世界平均気温

の結果に比例するとは限らない（確信度が高い）{7.6.1, Box 7.3}

排出メトリックは複数のガスを考慮して正味ゼロの温室効果ガス排出を決定するために必要である。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、人為起源の温暖化は停止するだろう。GWP-100 で定量化された GHG 排出量において考慮されるガスの中に CH₄ などの短寿命のガスが含まれる場合、典型的に正味ゼロの GHG 排出量が達成された後に世界平均気温が低下する。CGTP 又は GWP*によって定義される正味ゼロの GHG 排出量は、CO₂ 及び他の長寿命の GHG 排出量が正味ゼロであり、短寿命ガスの排出が一定（CGTP）又は徐々に減少する（GWP*）ことをそれぞれ意味する。このように定義された正味ゼロの GHG 排出量の結果生じる温暖化の過程は、正味ゼロの CO₂ 排出量に達する過程におおよそ対応し、したがって正味ゼロの GHG 排出量が達成された後には気温は低下しないがおおよそ安定するだろう（確信度が高い）。このため、排出メトリックの選択は正味ゼロの GHG 排出量の定量化に影響を及ぼし、したがって正味ゼロの GHG 排出の水準を達成して維持した結果として生じる気温変化に影響を及ぼす（確信度が高い）。{7.6.1.4, 7.6.2, 7.6.3}

AR5 で指摘されたように、最終的には、どの排出メトリックが最もニーズに適しているかを決めるのは政策決定者側の問題となる。最適なメトリックは政策目標と状況に依存して異なるため、本報告書は特定の排出メトリックの使用の推奨はしない（第 7 章 7.6 を参照）。気候変動の緩和を支援する GHG のメトリックとそれに付随する政策的背景に関する詳細な評価は、AR6 WG3 報告書で提供されている。

短寿命及び長寿命両方の気候強制因子の排出量に影響する気候変動緩和策に対する世界平均気温の応答は、気候強制因子の寿命、それらの ERF、排出量削減の速度と期間、及び気候システムの熱的慣性に依存する。排出削減に依拠し、新たな規制又は技術基準を通して実施される緩和は、毎年毎年、排出が削減されることを意味する。様々な部門からの現在の 1 年分の排出量に対する全球の気温応答は、緩和の潜在的可能性（ポテンシャル）について情報を与えてくれる（図 TS.20）。10～20 年の時間スケールでは、SLCF の影響は少なくとも CO₂ によるものと同程度で、最も大きな昇温を引き起こしている部門は化石燃料の生産と流通、農業、及び廃棄物処理である。SLCFs の影響は排出後の最初の数十年間で急速に減衰するため、現在の排出量 1 年分による正味の長期的な気温への影響は、主に CO₂ によって決まる。エネルギー、産業、及び陸上輸送目的の化石燃料の燃焼は、100 年の時間スケールで最も大きく寄与している部門である（確信度が高い）。現在、地域的な寄与で比べると、東アジア及び北米からの CO₂、N₂O 及び SLCF の排出が、短期（10 年）（確信度が中程度）及び長期（100 年）（確信度が高い）の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, 図 6.16}

現在の1年分の排出パルスが世界平均気温に及ぼす影響

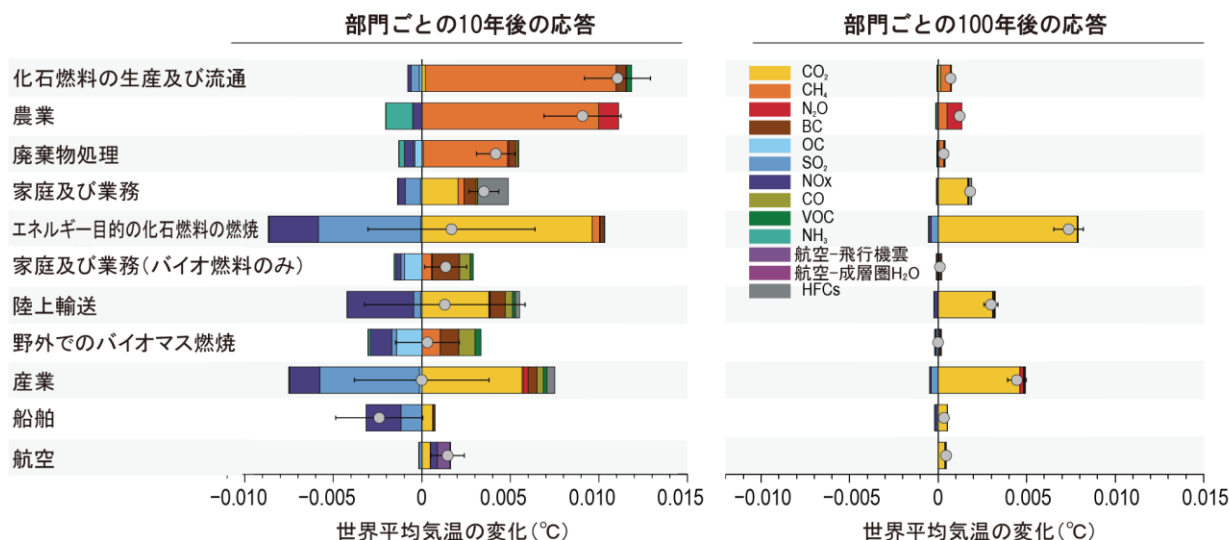
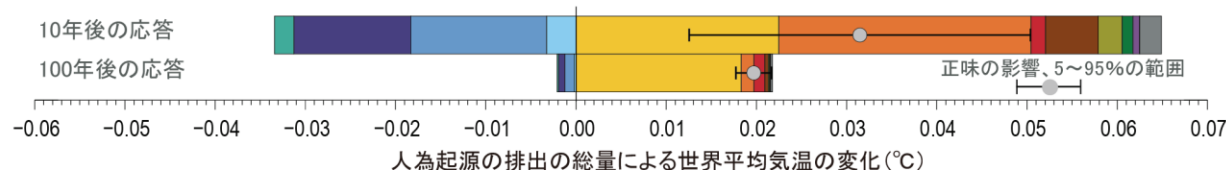


図 TS.20 | 現在の1年分の排出パルス以降10年及び100年後の世界平均気温の変化。この図の意図は、二酸化炭素(CO₂)だけでなく短寿命気候強制因子(SLCFs)を含む特定の気候強制因子による現在の気候変動への部門別の寄与を示すことである。気温応答は強制因子ごとに分類され、人為的な排出の総量(上)、並びに10年(左)及び100年(右)の時間スケールでの部門ごとの排出量について示されている。部門ごとには、10年の時間スケールで気温への正味の影響が大きい部門から小さい部門への順で並べてある。上段パネルのエラーバーは、放射強制力の不確実性のみに起因する気温への正味の影響の5～95%の範囲を示す(モンテカルロ法及び文献から得た不確実性の最良推定値を用いて計算)。2014年の排出量は、第6期結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP6)の排出量データセットからのものだが、ハイドロフルオロカーボン類(HFCs)と航空部門のH₂Oについては他のデータセットに基づく(詳細は6.6.2参照)。野外のバイオマス燃焼と家庭用バイオ燃料の利用からは、CO₂排出が除外されている。{6.6.2, 図 6.16}

COVID-19による規制は、主に運輸部門からの排出量の減少によって、窒素酸化物(NO_x) (2020年4月に約35%減少)及び化石燃料由来のCO₂ (7%減少。推定範囲は5.8%～13.0%範囲)と、世界全体の人為的な排出量を検出できるほど減少させた(確信度が中程度)。地上オゾンを除いて、汚染物質の前駆物質の減少により世界のほとんどの地域で大気質が一時的に改善したことは確信度が高い。ただし、これらの減少量は、大気質と気候変動に対処する政策の持続的実施から期待されるものよりも少なかった(確信度が中程度)。全体として、COVID-19の封じ込めによる全球で正味のERFは、2020年には小さい

正(一時的なピーク値は0.2 W m⁻²未満)であったとみられ、したがって、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(降温の影響)をエアロゾルの変化による正の強制力(昇温の影響)が上回る効果がある。この小さい正味の放射強制力、及びそれに反して多い内部変動成分と整合するように、地球システムモデルは、地球規模又は地域規模の地表気温又は降水量に検出可能な影響を示していない(確信度が高い)。{Cross-Chapter Box 6.1}

Box TS.7 | 共通社会経済経路における短寿命気候強制因子に対する気候と大気質の応答

将来の短寿命気候強制因子（SLCFs）の排出量の変化は、世界平均気温の追加的昇温をもたらすと予期されるが、これは気候変動と大気汚染の緩和水準に依存し、共通社会経済経路（SSPs）の WG1 中核的シナリオセットの中でも今世紀末の応答には大きなばらつきがある（Box TS.7 図 1）。この追加的昇温は、大気汚染規制による冷却効果のあるエアロゾルの減少、又はメタン（CH₄）、オゾン、及びハイドロフルオロカーボン類（HFCs）の増加に起因する。世界全体で大気汚染が改善される SSPs では CH₄ の排出も削減される限りにおいて、この追加的昇温は 2040 年以降安定するが、大気質が悪化し続けるシナリオでは、（化石燃料使用の増大と限定的な大気汚染防止策に起因して）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）。

持続的な CH₄ の緩和は世界全体の地上オゾンを減少させ、大気質の改善に寄与し、長期的には地表気温も低下させるが、長期的な気候安定化を可能にするのは持続的な CO₂ 排出削減のみである（確信度が高い）。地球規模及び局所規模での大気質（地上付近のオゾン及び粒子状物質（PM））の将来変化は、気候の変化よりもオゾン及びエアロゾルの前駆物質の排出量の変化により主に引き起こされる（確信度が高い）。SSP1-1.9 及び SSP1-2.6 におけるような急速な脱炭素化戦略による大気質の改善は、一部の非常に汚染された地域では世界保健機関が設定した大気質ガイドラインを達成するには短期では十分でない（確信度が高い）。国連の持続可能な開発目標の達成を意図した追加的政策（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 SLCF の削減をもたらす。{4.4.4, 6.6.3, 6.7.3, Box 6.2}

SLCF 排出量の変化が気温に及ぼす正味の影響は、昇温効果を持つ SLCFs と降温効果を持つ SLCFs の排出量が将来どのように推移するかに依存する。エアロゾルの降温効果の大きさは、依然として将来の気候予測での SLCFs の影響における最大の不確実性である。SLCFs は過去 20 年間に大きな変化を経験したため、気温と大気汚染の応答は、1995～2014 年ではなく、2019 年を基準に推定されている。

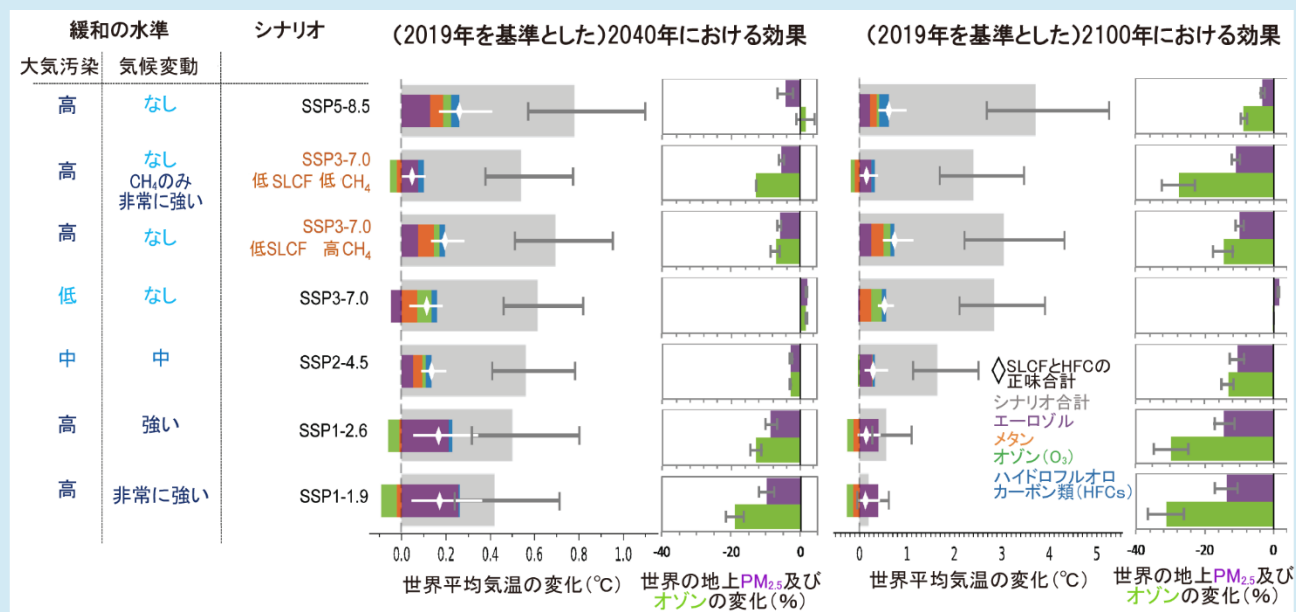
気温の応答

今後 20 年においては、WG1 の中核的な SSPs のセット（TS.1.3.1 を参照）全体にわたる SLCF 排出量の変化は、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の上乗せとなる可能性が非常に高い。SLCFs と HFCs の変化が 2019 年を基準とした 2040 年の世界平均気温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。SLCFs に関連付けられるこの短期の世界平均の昇温は、強制因子の昇温効果（メタン、オゾン）と降温効果（エアロゾル）が競合するため、SSPs 間でその大きさがかなり類似している（Box TS.7 図 1）。今世紀末の応答はシナリオ間で大きく異なっている。気候変動緩和策を伴わないシナリオ（SSP3-7.0 及び SSP5-8.5）における SLCFs の変化は、CH₄、対流圏オゾン、及び HFCs 濃度の増加によって、2019 年を基準として 2100 年に 0.4～0.9°C（可能性が高い範囲）の昇温を引き起こす。厳しい気候変動緩和策及び大気汚染防止策を伴うシナリオ（SSP1-1.9 及び SSP1-2.6）では、CH₄、オゾン、及び HFCs の削減による降温効果がエアロゾル（主として硫酸塩エアロゾル）の減少による昇温を部分的に相殺するため、SLCFs の影響全体として、2019 年を基準として 2100 年に世界平均気温が 0.0～0.3°C 上昇する可能性が高い。中程度の気候変動緩和策及び大気汚染防止策を伴う SSP2-4.5 では、SLCFs は 2100 年の世界平均気温に 0.2～0.5°C の追加的昇温をもたらす可能性が高く、エアロゾルの減少による昇温への寄与が最も大きい。{4.4.4, 6.7.3}

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、現行の各国国内の計画による排出量の制限の両方が実施され効率的に施行されること（SSP1-2.6 のように）を仮定すると、2019 年を基準とした世界平均気温に対する HFCs の影響は 2050 年から先は +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）。

大気質の応答

大気汚染予測の幅は、世界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厳しい緩和策を行う SSP1-2.6）から、改善がないどころか後退するもの（例えば、気候変動緩和策を行わず緩い大気汚染防止策しか行わない 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）。気候変動緩和策は行わないが厳しい大気汚染防止策を行う SSP5-8.5 シナリオでは、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}



Box TS.7 図1 | WG1 の中核的な共通社会経済経路（SSPs）のセット全体にわたって、短寿命気候強制因子（SLCFs）が世界平均気温及び大気汚染に及ぼす影響。この図は、SSP シナリオにおける SLCFs に対する気候及び大気質（地上オゾン及び直径 2.5 ミクロン以下の粒子状物質（PM_{2.5}））の短期及び長期での応答を示すことを意図している。エアロゾル、対流圏オゾン、ハイドロフルオロカーボン類（HFCs；寿命 50 年以下のもの）、及びメタン（CH₄）の正味の影響を、2019 年を基準とした 2040 年と 2100 年の人為起源の強制力の合計と比較している。世界平均気温の変化は、本報告書第 7 章で評価した有効放射強制力（ERF）の過去と将来の時間発展に基づく。ERF に対する気温の応答は、第 7 章でのメトリックの計算と整合する形で、気候応答について共通のインパルス応答関数（RT）を用いて計算されている（Box 7.1）。この RT では、大気中の CO₂ 濃度を 2 倍にしたときの平衡気候感度は 3.0°C である（フィードバックパラメータは -1.31 W m⁻² °C⁻¹）。シナリオ合計（灰色の棒グラフ）は、全ての人為起源の強制力（長寿命気候強制因子と短寿命気候強制因子、及び土地利用の変化）を含む。不確実性は、5～95%の範囲である。世界全体の大気汚染物質濃度（オゾン及び PM_{2.5}）の変化は、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）の複数モデルシミュレーションに基づいており、2019 年を基準とした 2040 年と 2098 年の 5 年平均の大陸の地上濃度変化を表している。不確実性の棒はモデル間の ±1 標準偏差を表す。{6.7.2, 6.7.3, 図 6.24}

Box TS.8 | 太陽放射改変に対する地球システムの応答

AR5 以降、成層圏へのエアロゾル注入、海洋上の雲の反射率増加、及び巻雲の抑制²¹などの、エアロゾルによる太陽放射改変（SRM）の選択肢とそれらが気候と生物地球化学に与える影響に関して、更なるモデリング研究が行われている。これらの研究は、炭素循環及び水循環を含む世界規模及び地域規模の気候に対する温室効果ガス増加による影響の一部を、SRM が相殺しうるのであることを一貫して示している（**確信度が高い**）。ただし、地域規模及び季節の時間スケールでは、気候変動が（あまり相殺されずに）大幅に残存する、又は過剰に相殺されることがあり（**確信度が高い**）、エアロゾル-雲-放射相互作用に付随する大きな不確実性が残り続ける。SRM によって起こる降温は、世界全体の陸域と海洋の CO₂ 吸収源を増加させるだろう（**確信度が中程度**）が、これは大気中の CO₂ の増加を止めるわけではなく、人為的な排出の継続の下で生じる海洋酸性化にも影響を及ぼさないだろう（**確信度が高い**）。SRM 技術を急速に実施した場合、水循環に急激な変化が起こる**可能性が高い**。高 CO₂ 排出シナリオにおいて、突然かつ継続して SRM を停止するならば、急激な気候変動を引き起こすだろう（**確信度が高い**）。ただし、排出削減と二酸化炭素除去（CDR）とを組み合わせると SRM を段階的に停止させた場合、このような停止による影響は回避できるだろう（**確信度が中程度**）。{4.6.3, 5.6.3, 6.4.6, 8.6.3}。

太陽放射改変（SRM）とは、例えば気候安定化目標をオーバーシュートするシナリオにおいて、大幅な緩和策を補完する潜在的可能性があるとして研究されている、意図的で大規模な気候介入の選択肢のことである。SRM の選択肢は、地球の短波放射収支を改変することにより、GHG 排出による昇温効果の一部を相殺することを目的としている。SR1.5 に従って、本報告書で評価された SRM には、巻雲の抑制などの長波放射収支を改変する選択肢も含まれる。

²¹ 巻雲の抑制は、宇宙への長波放射を増やすことで地球を冷やすことを目的としているが、AR5 と SR1.5 との整合性を保つために SRM の選択肢のポートフォリオに含まれている。{4.6.3.3}

SRM は気候変動問題の根本的な原因、すなわち大気中の GHG 増加に対処しようとするものではなく、地球の放射収支を改変することによって気候変動問題に「マスク」をするものであるため、排出削減及び CDR などの気候変動を緩和する活動と対照的である。SRM は GHG 排出による気候への影響を覆い隠すのみであるため、海洋酸性化など大気中の CO₂ 増加に関連する他の問題には対処できない。本報告書は、提案されている SRM に対する地球システムの応答に関する物理的理解を評価し、その評価は主に理想化された気候モデルシミュレーションに基づく。他にも、人間システムと自然システムに対するリスク、認識、倫理、コスト、ガバナンス、並びに国境をまたぐ問題及びそれらの問題と国連の持続可能な開発目標との関係などの重要な検討事項があるが、これらの問題は WG2 報告書（第 16 章）および WG3 報告書（第 14 章）で取り上げている。{4.6.3}

SRM の選択肢には、地表面アルベドを増加させるもの、雲凝結核の量を増加させることで海洋上の雲を明るくする（雲の反射率を増加させる）もの、又は氷晶核を散布することで巻雲の光学的厚さを減少させるものなどが含まれる。しかしながら、最もよく研究されている手法は、反射性エアロゾル（硫酸塩エアロゾルなど）又はそれらの前駆物質（二酸化硫黄など）を成層圏に注入することによって、大規模な火山噴火の降温効果を模倣しようとする試みである。{4.6.3, 5.6.3, 6.4.6}

SRM は、世界及び地域の気候に対する温室効果ガスによる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（あまり相殺されずに）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）。AR5 以降、より多くのモデリング研究が、エアロゾルに基づく SRM 手法のより洗練された扱いを以て実施されているが、雲-エアロゾル-放射の相互作用における不確実性は依然として大きいままである（確信度が高い）。モデリング研究は、SRM の選択肢の導入戦略を調整することで、大規模な空間スケールでの複数の温度指標を同時に安定化させることが可能である（確信度が中程度）が、同時に地域規模及び季節スケールでは気候変動が大幅に残存する、又は過剰に相殺される可能性があることを示唆している。{4.6.3}

短波放射をターゲットとする SRM の手法は、世界平均の気温上昇が全て相殺された場合、将来の CO₂ 排出シナリオと比べ、世界平均降水量を減少させる可能性が高い。対症的に、長波放射をターゲットとする巻雲を抑制する手法は、世界平均降水量を増加させると予期される（確信度が中程度）。世界平均の気温上昇を相殺するために短波放射の手法を用いた場合、降水量と蒸発散量の両方が同時に減少するため、淡水の利用可能量により関係の深い、地域の降水量から蒸発散量を引いた量（P-E）（Box TS.5）の減少幅は、降水量の減少幅より小さくなる（確信度が中程度）。{4.6.3, 8.2.1, 8.6.3}.

SRM が地球を冷却するために使用されると、植物と土壌の呼吸の減少を引き起こし、温暖化による海洋の炭素吸収の減少を遅らせるだろう（確信度が中程度）。その結果、世界の陸域と海洋の CO₂ 吸収源が強化され（確信度が中程度）、気候変動が緩和されていない場合に比べて大気中の CO₂ 濃度の減少はわずかになるだろう。ただし、人為的な排出が継続する中では、SRM が大気中の CO₂ の増加を停止させる、又は CO₂ 増加の結果として起こる海洋酸性化に影響を及ぼすことはないだろう（確信度が高い）。{5.6.3}

エアロゾルの成層圏注入が世界の気温と降水量に及ぼす影響は 10～20 年後に検出可能になるとモデルによって予測され、これは排出削減の便益が顕在化する時間スケールと同程度である。高 GHG 排出シナリオにおいて、SRM を突然かつ継続して停止すると急激な気候変動が引き起こされ、炭素吸収源に対する SRM の効果を逆転させるだろう（確信度が高い）。また、強力な SRM の停止は、特に熱帯地域では熱帯収束帯（ITCZ）とハドレー循環を移動させることにより、世界規模及び地域規模において水循環の急激な変化を引き起こすであろう可能性が高い。地域規模では、蒸発散量が変化するため、非線形的な応答が起こる可能性は排除できない。しかしながら、排出削減と二酸化炭素除去（CDR）とを組み合わせた、SRM の段階的停止が、温暖化の加速を回避するだろう（確信度が中程度）。{4.6.3, 5.6.3, 8.6.3}

Box TS.9 | 不可逆性、ティッピングポイント、急激な変化

気候システムの多くの側面の現在の応答速度は、最近の気温変化の速度に比例しているが、いくつかの側面は比例しない応答を示すかもしれない。海洋深層の子午面循環及び氷床などの気候システムの構成要素の一部は遅れて応答する (Box TS.4)。応答の遅いプロセスは過去と現在の排出量の調整を受け継ぐため、これらのプロセスで不可逆的かつ不可避の変化が既に進行していることは**ほぼ確実**である。

古気候記録によると、プロセスが強制力に対して異なる感度を持つ方向に突然変化する気候システムにはティッピング要素が存在し、例えば主要な退氷期間中のように、1°Cの気温変化でも段階が異なれば氷床の質量損失が大きい場合も小さい場合もあるかもしれない (Box TS.2)。世界規模の気候指標については急激な変化の証拠は限られているが、海洋深層の昇温、酸性化、及び海面水位上昇は、世界平均気温が最初に安定化した後も数千年にわたり継続して変化することが不可避であり、人間の時間スケールでは不可逆的である (**確信度が非常に高い**)。地域規模では、急激な応答、ティッピングポイント、そしてには変化の方向の反転さえも排除できない (**確信度が高い**)。地域規模の急激な変化及びティッピングポイントの一部は、過去に例のない気象、極端な気温、並びに干ばつ及び森林火災の頻度の増加などの深刻な局所的な影響を及ぼしうるだろう。

このようなティッピングポイントを示すモデルは、閾値を超えると急激に変化するのが特徴であり、地表気温又は大気中の二酸化炭素濃度が閾値以下に戻ったとしても、ティッピング要素が閾値超過前の状態に戻ることは保証されない。気候システムのティッピング要素を観測するために、モニタリング及び早期警戒システムが整備されつつある。{1.3, 1.4.4, 1.5, 4.3.2, 表 4.10, 5.3.4, 5.4.9, 7.5.3, 9.2.2, 9.2.4, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, Cross-Chapter Box 12.1}

数十年単位の可逆性 (すなわち、放射強制力が除去されてから数十年以内にシステムが以前の気候状態に戻る) についての理解は、AR5 以降、海面水温の回復後の大気、陸面、及び海水の気候指標の多くについて改善されている。大西洋子午面循環 (AMOC) など、ティッピングポイントが存在すると疑われていたいくつかのプロセスは、気温が安定した後、しばしば一定時間の遅れをもって回復することが判明している (**確信度が低い**)。ただし、一部の雪氷圏の変化、海洋温暖化、海面水位上昇、及び海洋酸性化については、実質的な不可逆性が更に実証されている。{4.7.2, 5.3.3, 5.4.9, 9.2.2, 9.2.4, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3}

気候システムの構成要素の中には、海洋深層の子午面循環及び氷床など、応答が遅いものがある。地球温暖化が1850～1900 年を基準として1.5°C、2.0°C、又は3.0°Cの水準で安定化した場合、AMOC は数十年にわたって弱まり続け、それぞれ約15%、20%、及び30%その強度を弱め、その後数百年かけて弱化前の値まで回復する**可能性が高い** (**確信度が中程度**)。2°C～3°Cの温暖化の水準が持続する場合、グリーンランド氷床と西南極氷床が数千年の間にほぼ完全かつ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地表気温が高いほど上昇する (**確信度が高い**)。3°C～5°Cの温暖化の水準が持続する場合、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、数千年かけて不可逆的に起こると予測され (**確信度が中程度**)、東南極のウィルクス氷河底盆地の大部分または全てが数千年かけて失われる (**確信度が低い**)。海面水位上昇の加速を示す南極からの早期警戒シグナルは、今後数十年の間に観測されうるだろう。他のハザード (例えば、氷床の挙動、氷河の質量減少と世界平均海面水位変化、沿岸浸水、沿岸侵食、大気汚染、及び海洋酸性化など) については、時間及び/又はシナリオの次元が依然として重要で、地球温暖化の水準との間に単純かつ確固とした関係を確立できない (**確信度が高い**)。{4.3.2, 4.7.2, 5.4.3, 5.4.5, 5.4.8, 8.6, 9.2, 9.4, Box 9.3, Cross-Chapter Box 12.1}

地球規模の気候指標については、急激な変化を示す証拠は限定的である。1850～1900 年を基準とした地球温暖化の水準が2°C以下の場合について、古気候の記録は炭素循環の急激な変化を示唆していない (**確信度が低い**)。モデルの応答には大きな幅があるものの、2100 年までの大気中の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将来の人為的な排出量に支配される (**確信度が高い**)。次の世紀の世界の気温に関する気候予測において、急激な変化を示す証拠はない。1850～1900 年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、今世紀中のCO₂に起因する累積CO₂排出量と世界平均気温の最大上昇量との間にはほぼ線形の関係がある。世界の海洋貯熱量の増加 (TS.2.4) は、低排出量シナリオであっても少なくとも2300 年まで続く**可能性が高く**、海洋深層の熱吸収及びグリーンランド氷床と南極氷床質量損失が続くため、排出が停止した後も数百年から数千年にわたって世界平均海面水位は上昇し続ける (Box TS.4) (**確信度が高い**)。{2.2.3; Cross-Chapter Box 2.1; 5.1.1; 5.4; Cross-Chapter Box 5.1; 図 5.3, 5.4, 5.25, 5.26; 9.2.2; 9.2.4}

人為起源の摂動に対する生物地球化学的循環の応答は、地域規模で急激に起きうるし、十～百年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**)。陸域のより深いところにある永久凍土及び海底のクラスレートの中のガスクラスレート (主にメタン) が、今世紀中に排出経路からの検出可能な逸脱をもたらすことについては、**可能性が非常に低い**。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 世紀の大気中の GHG 濃度に不確実性を上乗せするが、将来の人為的な排出量の不確実性が依然として支配的である（確信度が高い）。いくつかの高排出シナリオでは、水循環の急激な変化の可能性があるが、そのような変化の大きさと時期に関する全体的な整合性はない。植生、ダスト、及び雪を含む陸域地表付近の正のフィードバックは、乾燥度合いの急激な変化に寄与するが、そのような変化が 21 世紀中に起こるといふ確信度が低い。アマゾンの森林減少の継続と気候の温暖化が重なった場合、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陥る確率が高くなる（確信度が低い）。（TS.3.2.2） {5.4.3, 5.4.5, 5.4.8, 5.4.9, 8.6.2, 8.6.3, Cross-Chapter Box 12.1}

TS.4 地域規模の気候変動

本セクションでは、地域規模の気候変動情報をどのように生成するか及びそれと気候サービスとの関連性、地域規模の気候の変動性及び変化の駆動要因、並びにそれらが人為起源の要因によってどのように影響を受けているか、並びに世界の全地域にわたって極端現象及び気候影響駆動要因（CIDs）を含む気候について観測、要因特定、及び予測された変化に焦点を当てる。陸域と海洋の地域全てに共通する CIDs の変化は少数であり、各地域においてより広範な CIDs から成る特有の変化がある。このような地域による多様性は、地域規模の気候が、大規模な気候変動のモードの季節～数十年規模変動、自然及び人為起源の外部強制力、局所規模の気候プロセス、及び関連するフィードバックの間の複雑な相互作用によって決定されることに起因している。

TS.4.1 地域規模の気候変動情報の生成と伝達

地域規模での気候変動情報は、様々なデータソースと方法論を用いて生成されている。複数モデルアンサンブル及び様々な解像度のモデルは重要なデータソースであり、関連するプロセスを根本的に誤って表現しているモデルを除外することで、これらのプロセスに関連するアンサンブル情報の信頼性を向上させている。主要な方法論は蒸留、すなわち複数系統の証拠を組み合わせ、利害関係者の背景と価値観を考慮することであり、その情報が意思決定にあたって適切で、有用であり、かつ信頼できることを保証するのに役立っている（Core Concepts Box を参照）（確信度が高い）。

AR5 以降、気候の物理的ストーリーラインは、よりアクセスしやすい気候情報を生成し、より包括的なリスクの取り扱いを促進するため、アンサンブル予測を補完するアプローチとして浮上している。これらは、求められている文脈に関連し、信頼及び信用できる気候情報を生成するために、気候サービス内で蒸留プロセスの一部として使用されている。

AR5 以降、気候サービスのために作成された気候変動情報は、科学的技術的な進歩及びユーザーの関心、要求、並びに需要が大きくなっていることにより、大幅に増加した（確信度が非常に高い）。意思決定の状況、利用者の関与の度合い、並びに科学者、実務者、及び利用者間での共同製作は、適応、緩和、及びリスク管理の意思決定を支援する上で、開発される気候サービスの種類とその有用性を決定する重要な要因である。{10.3,

10.6, Cross-Chapter Box 10.3, 12.6, Cross-Chapter Box 12.2}

TS.4.1.1 地域規模の気候情報を生成するための情報源と方法論

地域規模での気候変動情報は、様々なデータソース及び方法論を用いて生成される（TS.1.4）。観測された地域規模の気候の変化及び変動性の理解は、観測の不確実性を考慮することを含め、関心のある現象（例えば、極端現象）を評価するのに適した複数の観測データセットの利用可能性と解析に基づく（TS.1.2.1）。これらのデータセットは、観測された変化及び現象についての気候モデルシミュレーションと組み合わせられ、これらの変化及び現象の原因を、大規模及び地域規模の人為起源の駆動要因及び自然起源の駆動要因に特定し、モデルの性能を評価するために用いられる。多数の気候モデル（複数モデルアンサンブル）を用いた将来シミュレーションは、その後、予測される地域規模の気候応答の範囲を生成、定量化するために用いられる（TS.4.2）。関連するプロセスを根本的に誤って表現しているモデルを除外することにより、これらのアンサンブルから生成される地域規模の気候情報の信頼性が向上する（確信度が高い）。ただし、複数モデル平均及びアンサンブルスプレッドは、予測の不確実性の範囲の完全な尺度ではなく、可能性が低くとも影響が大きい変化（Box TS.3）、又はモデルによって大幅に異なる、あるいは正反対の変化さえシミュレーションされる状況の特徴付けるには十分でない（確信度が高い）。単一モデルの大規模アンサンブルは現在利用可能であり、内部変動に伴って起こりうる変化のより包括的なスペクトルを提供する（確信度が高い）（TS.1.2.3）。{1.5.1, 1.5.4, 10.2, 10.3.3, 10.3.4, 10.4.1, 10.6.2, 11.2, Box 11.2, Chapter 11.1, 12.4, Atlas.1.4.1}

対象地域に応じて、その地域に重要な強制力（例えば、エアロゾル、土地利用の変化、及びオゾン濃度）並びにフィードバック（例えば、雪－アルベド間、土壌水分－気温間、土壌水分－降水量間）を気候モデルで表現することは、将来予測の信頼性を裏打ちするため、過去の地域規模の変化傾向を再現するにあたっての必要条件である（確信度が中程度）（TS.1.1.2.2）。場合によっては、例えば降水量及び風速などの変数について、関連する地域のプロセスが表現されていなければ、地域規模の気候について予測された変化の符号さえも信頼できない（確信度が中程度）。地域によっては、地理的（例：中部アフリカ、南極大陸）又は典型的（例：山岳地域、小島嶼、及び都市）、並びに特定の現象について、利用可能又は入手可能

な観測記録が少ないため、そのような場合は地域規模の気候変動の評価には限界がある。{1.5.1, 1.5.3, 1.5.4, 8.5.1, 10.2, 10.3.3, 10.4.1, 11.1.6, 11.2, 12.4, Atlas.8.3, Atlas.11.1.5, Chapter Box Atlas.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ーなどの手法は、気候モデル予測と影響モデリングの間のインターフェースとして、また利用者

に関連する指標の導出に有益である（確信度が高い）。ただし、これらの手法の性能は、駆動する気候モデルの性能に依存する。特に、大規模循環のバイアスあるいは局所的なフィードバックなどの未解明の物理過程又は大きく誤って表現された物理過程による帰結の全てをバイアス補正によって克服することはできない（確信度が中程度）。{10.3.3, Chapter Box 10.2, 12.2, Atlas.2.2}

Box TS.10 | イベントアトリビューション

観測された極端現象の変化を人間の影響（温室効果ガス及びエアロゾルの排出、土地利用変化を含む）に帰する要因特定は、AR5以降、特に極端な降水、干ばつ、熱帯低気圧、及び複合的な極端現象について大幅に進展している（確信度が高い）。暴風と対流性暴風雨については、証拠が限定的である。最近の極端な高温の中には、気候システムに対する人間の影響がなければ発生する可能性は極めて低かったであろうものがある。（TS.1）{Cross-Working Group Box: Attribution in Chapter 1, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8}

AR5以降、極端な気象の要因特定は、気候研究の成長分野として登場し、文献も増加している。これは、自然変動と人為起源の駆動要因を区別することによって、温室効果ガス及び他の外部強制力が、個々の極端な気象に影響を及ぼしたという証拠を提供する。イベントアトリビューションは、現在、地域規模で極端現象の変化を評価するための一連の重要な証拠となっている。（TS.1）{Cross-Working Group Box: Attribution, 11.1.4}

研究されている地域規模の極端現象及び他の現象は地理的に一様でない（TS.4.1）。例えば、イギリスの極端な降雨、豪州の熱波、あるいは2017年にテキサスを襲ったハリケーン・ハービーなど、いくつかの現象は重点的に研究されている。非常に影響の大きい多くの極端な気象は、特に一般的に研究が不足している発展途上国において、イベントアトリビューションの枠組では研究されていない。これは、観測データの不足、信頼性の高い気候モデルの不足、及び科学的能力の不足を含む様々な理由による。研究されている現象は、発生した全ての極端現象を代表するわけではなく、これらの研究から得られた結果は選択バイアスの影響を受けているかもしれないが、多数のイベントアトリビューション研究が、これらの局所的かつ個別の現象の特性の変化が、気候に対する人間の影響について予期されていた結果に合致し、外部駆動要因に要因特定しうる、という証拠を提供している。{Cross-Working Group Box: Attribution, 11.1.4, 11.2.2}

大陸規模において、観測された極端な高温の強度と頻度の増加、及び観測された極端な低温の強度と頻度の減少の主要な寄与因子は、人間の影響である可能性が非常に高い。最近のいくつかの特定の極端な高温は、気候システムに対する人間の影響なしに発生する可能性は極めて低かったであろう。エアロゾル濃度の変化は、特に1950年から1980年にかけて、一部の地域の極端な高温の増加を遅らせていた可能性が高い。不耕起栽培、灌漑、及び作物の拡大も同様に、北米中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）。{11.3.4}

人間の影響は、観測データが最も豊富な北米、欧州、アジアの3つの大陸で大雨の強化に寄与している（確信度が高い）。地域規模では、極端な降水に及ぼす人間の影響を示す証拠は限られているが、個々の大雨の要因特定からの新たな証拠から、人間の影響がその現象の有意な駆動要因であったことが判明している。{11.4.4}

人間の影響がほとんどの地域における気象干ばつの変化傾向に影響を及ぼしていることについては確信度が低い、一部の特定の現象の深刻度に関与していることについては確信度が中程度である。人為起源の気候変動が、近年の農業及び生態学的干ばつの発生確率又は強度の増加傾向に関与し、影響を受ける陸地面積の増加をもたらしていることについては確信度が中程度である。{11.6.4}

特定の強い熱帯低気圧のイベントアトリビューション研究によると、これまでのところ、熱帯低気圧の強度増大に対する人為起源の影響については証拠が限定的であるが、降水量の増加については確信度が高い。ハリケーン・ハービー（2017年）及び他の強い熱帯低気圧の襲来時に、人為起源の気候変動が極端な降雨に関与したことは、確信度が高い。{11.7.3}

複合的な現象に関する明白なアトリビューション研究の数は限られている。森林火災を助長する気象条件が、前世紀を通して南欧、ユーラシア北部、米国、及び豪州でより生じやすくなっていることについては、確信度が中程度である。多くのイベントアトリビューション研究によると、豪州において火災の発生しやすい気象条件が人間の影響によって増加していることについて確信度が中程度である。{11.8.3, 12.4.3.2}

気候変動は既に、人間が居住する世界中の全ての地域において影響を及ぼしており、人間の影響は、観測された気象や気候の極端現象の多くの変化に寄与している

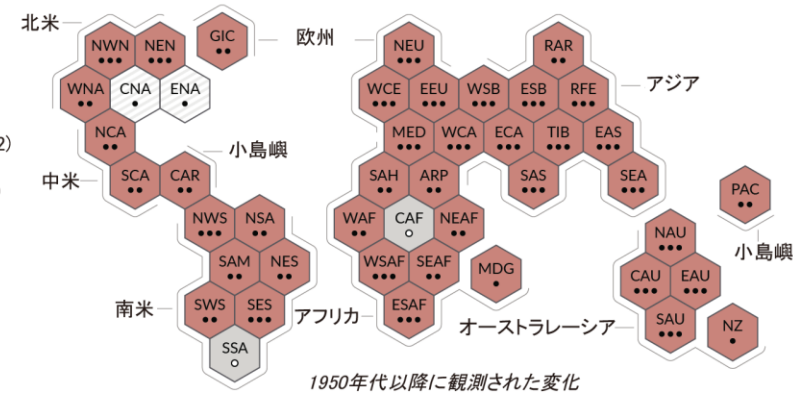
極端な高温に 観測された変化

- 増加(41)
- 減少(0)
- 変化に対する見解一致度が低い(2)
- データ及び/又は文献が限定的(2)

観測された変化における 人間の寄与の確信度

- 高い
- 中程度
 - 低い(見解一致度が低いため)
 - 低い(証拠が限定的であるため)

(a) 世界中の地域で観測された極端な高温の変化と、その変化に対する人間の寄与に関する確信度の統合的評価



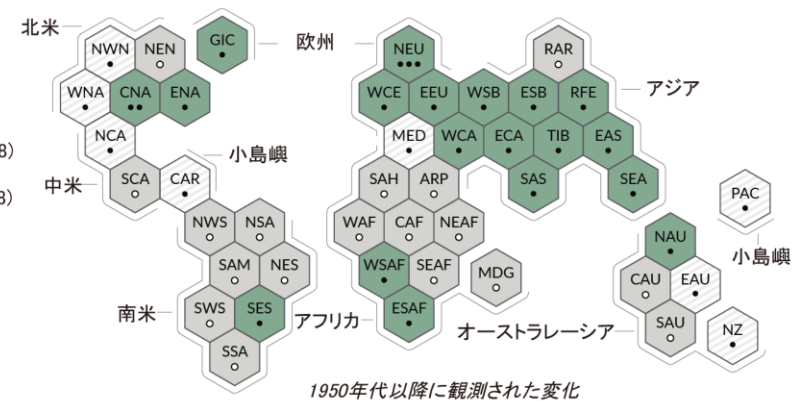
大雨に 観測された変化

- 増加(19)
- 減少(0)
- 変化に対する見解一致度が低い(8)
- データ及び/又は文献が限定的(18)

観測された変化における 人間の寄与の確信度

- 高い
- 中程度
 - 低い(見解一致度が低いため)
 - 低い(証拠が限定的であるため)

(b) 世界中の地域で観測された大雨の変化と、その変化に対する人間の寄与に関する確信度の統合的評価



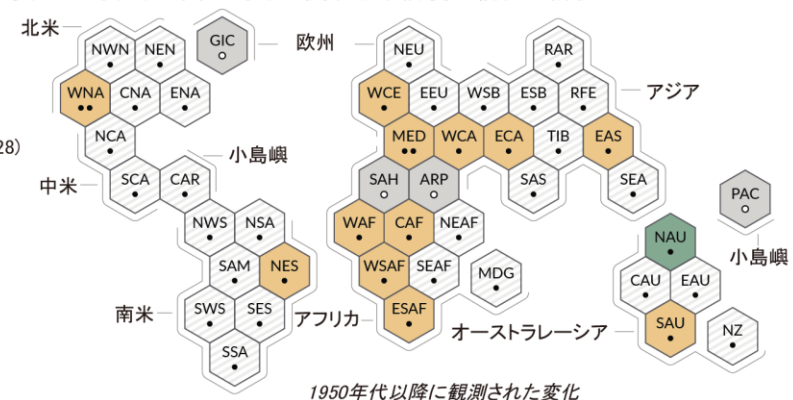
農業及び生態学的干ばつに 観測された変化

- 増加(12)
- 減少(1)
- 変化に対する見解一致度が低い(28)
- データ及び/又は文献が限定的(4)

観測された変化における 人間の寄与の確信度

- 高い
- 中程度
 - 低い(見解一致度が低いため)
 - 低い(証拠が限定的であるため)

(c) 世界中の地域で観測された農業及び生態学的干ばつの変化と、その変化に対する人間の寄与に関する確信度の統合的評価



各六角形は、IPCC
AR6 WG1の参照地
域の一つに相当

NWN 北米北西部

IPCC AR6 WG1参照地域:

- 【北米】 NWN (北米北西部)、NEN (北米北東部)、WNA (北米西部)、CNA (北米中部)、ENA (北米東部)
- 【中米】 NCA (中米北部)、SCA (中米南部)、CAR (カリブ地域)
- 【南米】 NWS (南米北西部)、NSA (南米北部)、NES (南米東部)、SAM (南米モンスーン地域)、SWS (南米南西部)、SES (南米南東部)、SSA (南米南部)
- 【欧州】 GIC (グリーンランド/アイスランド)、NEU (北欧)、WCE (中西欧)、EEU (東欧)、MED (地中海地域)
- 【アフリカ】 MED (地中海地域)、SAH (サハラ地域)、WAF (西アフリカ)、CAF (中部アフリカ)、NEAF (東アフリカ北部)、SEAF (東アフリカ南部)、WSAF (南部アフリカ西部)、ESAF (南部アフリカ東部)、MDG (マダガスカル)
- 【アジア】 RAR (ロシア極東)、WSB (シベリア西部)、ESB (シベリア東部)、RFE (ロシア極東地域)、WCA (中央アジア西部)、ECA (中央アジア東部)、TIB (チベット高原)、EAS (東アジア)、ARP (アラビア半島)、SAS (南アジア)、SEA (東南アジア)
- 【オーストラレーシア】 NAU (豪州北部)、CAU (豪州中部)、EAU (豪州東部)、SAU (豪州南部)、NZ (ニュージーランド)
- 【小島嶼】 CAR (カリブ地域)、PAC (太平洋島嶼)

Box TS.10 図1 | 観測及び要因特定された地域規模の変化の統合的評価。IPCC AR6 WG1 で用いられる各居住地域が、おおよその地理的な位置に応じて同じサイズの六角形で表示されている（地域の略称については凡例を参照）。全ての評価は、各地域全体に対して、1950年代から現在までを対象に実施されている。異なる時間スケール又はより局所的な空間スケールを対象に評価した場合、もしかするとこの図に示された結果とは異なるかもしれない。各パネル内の色は、観測された変化に対する4段階の評価結果を表す。白と薄灰色の縞模様で示される六角形は、地域全体の変化に対する見解一致度が低い場合に用いられる。灰色の六角形は、データ及び/又は文献が限定的であるため地域全体の評価ができない場合に用いられる。他の色は、観測された変化の確信度が中程度以上であることを示す。これらの観測された変化に対する人間活動の寄与についての確信度は、変化傾向の検出と要因特定、及びイベントアトリビューションに関する文献に基づいており、点の数で次のように表す。3点：確信度が高い、2点：確信度が中程度、1点：確信度が低い（黒塗り：見解一致度が低い、白抜き：証拠が限定的）。

パネル(a) 極端な高温については、日最高気温に基づく指標の変化を主な証拠としており、加えて、他の指標（熱波の継続期間、頻度、及び強度）を用いた地域的な研究も用いられている。赤色の六角形は、極端な高温の増加が少なくとも確信度が中程度で観測されている地域を示す。

パネル(b) 大雨については、世界全体及び地域を対象とした研究から得られた日降水量又は5日間積算降水量に基づく指標の変化を主な証拠としている。緑色の六角形は、大雨の増加が少なくとも確信度が中程度で観測されている地域を示す。

パネル(c) 農業及び生態学的干ばつは、観測及びシミュレーションによる鉛直積算土壌水分量の変化に基づき、表層土壌水分、水収支（降水量から蒸発散量を差し引いたもの）及び降水量と大気蒸発要求量から計算される指標の変化を補完的に用いて評価している。黄色の六角形は、農業及び生態学的干ばつの増加が少なくとも確信度が中程度で観測されている地域を示し、緑色の六角形は、この種の干ばつの減少が少なくとも確信度が中程度で観測されている地域を示す。

全ての地域について、表 TS.5 はこの図に示されているもの以外も含め観測された変化をより幅広く示している。南米南部（SSA）は、この図で取り上げる指標について観測された変化が示されない唯一の地域だが、観測された平均気温の上昇、霜の減少、及び海洋熱波の増加の影響を受けている。（表 TS.5）{11.9, Atlas 1.3.3, 図 Atlas.2}

TS.4.1.2 地域規模の気候情報の蒸留と気候サービス

地域規模の気候情報の構築には、様々な専門分野から異なる経験、能力、及び価値観を持つ人々が、様々な背景を持って関与する。気候の変動性と気候の変化に脆弱な利用者の背景及び関連する全ての当事者の価値観を考慮し、多くの情報源からの異なる複数系統の証拠から気候情報を統合するプロセスを、蒸留と呼ぶ。蒸留は、利用可能な情報源、関連する当事者、及び背景によって条件付けられ、これらは全て検討される地域に大きく依存し、対処する問題によって枠組の中に位置づけられる。複数系統の証拠から地域規模の気候情報を蒸留して、利用者の状況を考慮することは、気候サービス（Box TS.11）及び意思決定に利用するためのその情報の適合性、有用性、関連性、そして信頼性を向上させる（確信度が高い）。{1.2.3, 10.1.4, 10.5, Cross-Chapter Box 10.3, 12.6}

蒸留のプロセスは、変化する気候への対応において要求される特定の意思決定に関連する、全ての物理的に妥当な結果（特にそれらが対照的である場合）に関する複数系統の証拠を考慮する必要があるため、大きく異なりうる。蒸留された地域規模の気候情報の確信度は、複数系統の証拠にわたって一致がみられる場合に高まるため、これらに整合性がない、あるいは矛盾していると、結果が限定的になりうる。例えば、地中海地域では、観測、領域モデル及び全球モデルによる予測、及び基礎となるメカニズムの理解などの様々な系統の証拠間の一致によ

り、夏季の昇温が世界平均を上回ることについて確信度が高い（Box TS.12を参照）。南アフリカのケープタウンのあまり明確でない事例では、全球モデルの将来予測間に整合性があるにもかかわらず、異なる観測期間とモデルシミュレーションの間で、温室効果ガスの増加、主要な変動モード（南半球環状モード）の変化、及びケープタウンの干ばつとの関連性に整合性がないため、予測される将来の乾燥した気候の確信度は中程度である。{10.5.3, 10.6, 10.6.2, 10.6.4, Cross-Chapter Box 10.3, 12.4}

AR5以降、気候の物理的ストーリーラインの手法は異なる視点又は追加的気候情報を提供し、情報の伝達を促進し、あるいはリスクについてより柔軟な検討をするための補完的な手段として登場している。気候現象及び気候プロセスを、妥当だが独特な一連の大規模な気候変動に条件づけるストーリーラインは、地域規模の気候予測における不確実性の探求を可能にする。例えば、確率論的手法ではあまり強調されないであろう、可能性が低くとも影響が大きい結果を明示的に扱うことができ、物理的気候変動だけでなく社会経済要因も考慮して、利用者のリスクの見通しに組み込まれうる。ストーリーラインは、気候の主要な特徴及び利用者に関連する影響を記述し、説明する叙事的要素により気候情報の伝達にも用いられうるため、気候情報の蒸留プロセスの一部として用いられうる。{1.4.4., Box 10.2, 11.2, Box 11.2, Cross-Chapter Box 12.2}

Box TS.11 | 気候サービス

気候サービスには、例えば、都市の排水システムの改善に対して提供する極端な降雨の変化の仕方に関する情報のように、意思決定を支援する気候情報の提供が含まれる。AR5以降、気候サービス活動の範囲と多様性が大幅に増大した（確信度が非常に高い）。利用者の関与、共同設計及び共同製作の水準は、気候サービスの有用性を決定する要因であるが、これらの活動に対する資源の限界によって、その最大限の潜在的 가능성이制約されている。

{12.6、Cross-Chapter Box 12.2}

気候サービスは、利用者と提供者からの関与と効果的なアクセス機構を含み、利用者のニーズに応え、科学的に信頼できる情報と関連する専門知識を統合することに基づいている。気候サービスは、地域、部門、時間スケール、利用者グループにわたって横断的に開発され、様々な知識の仲介と統合活動を含む。これらには、知識のニーズの特定、知識の収集、平易な形への翻訳、及び普及、ネットワークの調整及び情報に基づく意思決定による能力開発、政策の分析、評価、及び立案、並びに個人相談が含まれる。

AR5以降、気候サービスの文脈で作成される気候変動情報は、科学と技術の進歩と利用者の意識、要求、需要の高まりにより、著しく増加している（確信度が非常に高い）。気候サービスは急速に成長しており、その慣例とプロダクトも非常に多様である。意思決定の文脈、利用者の関与の度合い、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、並びに適応、緩和、及びリスク管理の意思決定を支える用途を決定づける重要な要因である。これらは、サービスが提供しようとするものに応じて、異なる種類の利用者と制作者の関与を必要とし（確信度が高い）、これらはウェブサイトベースのサービス、双方向のグループ活動、及び集中的な関係性という大きく3つのカテゴリーに分類される。

科学者、サービスの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プロセスのための資源が限られているため、気候サービスの最大潜在能力の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と提供、気候サービスプロダクトの生成、利用者とのコミュニケーション、及びその品質と社会経済的便益の評価に関連する。（TS.4.1）{1.2.3, 10.5.4, 12.6, Cross-Chapter Box 12.2, Glossary}

Box TS.12 | 地域規模の気候変動を評価するための複数系統の証拠とインタラクティブアトラス

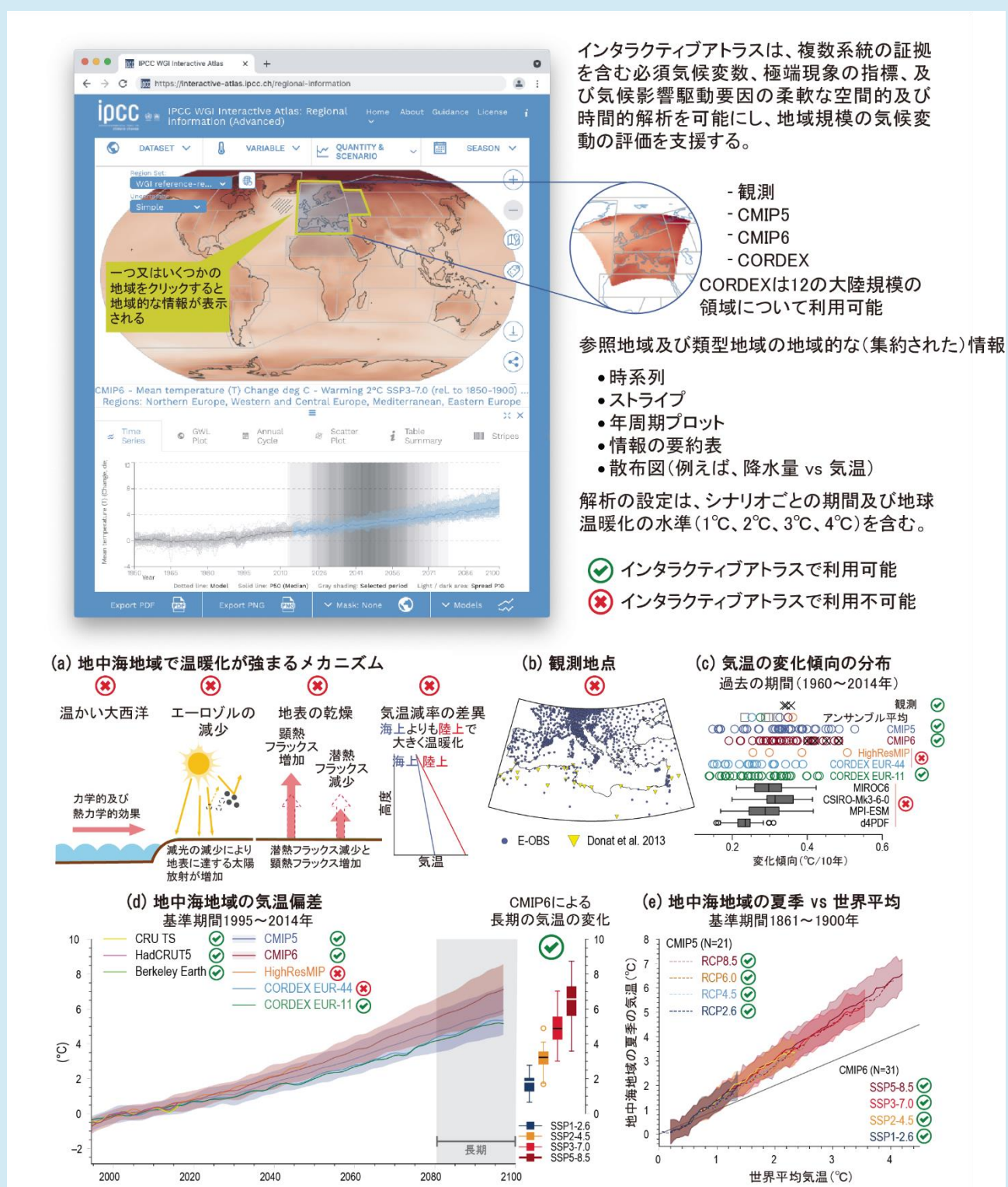
AR6における主要な新しい要素は、インタラクティブアトラス（<https://interactive-atlas.ipcc.ch/>）を含む第1作業部会のアトラスである。インタラクティブアトラスは、地域規模の気候情報を生成するために、本評価報告書で複数系統の証拠として使用された観測データと気候モデルデータの多くを探索する機能を提供している。

{Atlas.2}

AR6 WGI 報告書の重要なイノベーションは、アトラスである。その使命の一つは、平均気候の変化に関する地域ごとの評価を提供し、他の WGI の章と関連付けて地域規模の気候変動情報を生成することである。重要な構成要素は、新しいオンライン対話型ツールであるインタラクティブアトラスであり、WGI 評価を裏打ちする、気候変動の観測データ及びシミュレーションによる過去及び将来予測データの多くについて、空間的及び時間的に柔軟な分析ができる。これには、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）及び統合地域ダウンスケーリング実験（CORDEX）からの広範にわたる観測値及び変数（表 TS.5 で要約した気候影響駆動要因の変化など）のアンサンブル気候変動予測値について、全球分布及び多くの地域ごとに集約したプロダクト（時系列グラフ、散布図、表など）を生成する機能が含まれる。データは、様々な SSP-RCP シナリオと将来の時間スライス、また、いくつかの異なる期間を基準とした異なる地球温暖化の水準で表示され、要約されうる。分布図及び様々な統計は、年平均の変化傾向及び変化、又は利用者が指定した任意の季節について生成されうる。新たな WGI の参照地域は、地域ごとに要約した統計に使用され、報告書全体を通して広く適用されている（地域の一覧、データセット一式、及び統計量を生成するためのプログラムコードは ATLAS GitHub: <https://github.com/IPCC-WG1/Atlas> で利用可能である）。

Box TS.12 図1は、インタラクティブアトラスのプロダクトを、他の複数系統の証拠とともにどのように使用すれば、気候情報を生成しうるかを、地中海地域の夏季の昇温を説明事例として示している。複数系統の証拠には、関連するメカニズム、この場合は力学及び熱力学的なプロセス並びにエロゾルの効果の理解（Box TS.12、図1a）、観測データセットにおける変化傾向（カバーしている空間的及び時間的範囲が異なりうる、Box TS.12、図1b、c）、並びにこれらの変化傾向の要因特定及び異なる解像度での全球及び領域気候モデル（単一モデルによる初期条件大

規模アンサンブル (SMILES) を含む; BoxTS.12、図 1d、e) による気温の予測が含まれる。これらを総合すると、この証拠は CMIP5 と CMIP6 の結果と整合して、予測される地中海地域の夏季の気温上昇が世界平均よりも大きいことについて確信度が高いことを示している (Box TS.12、図 1e)。ただし、CMIP6 の予測結果は、所与の排出シナリオと期間について CMIP5 よりも顕著な昇温と、より大きな変化予測幅の両方を示している (Box TS.12 図 1d)。



Box TS.12 図1 | 地中海地域の夏季の昇温の事例について複数系統の証拠から生成した地域規模の気候情報の例。この図の目的は、地域規模の気候について予測される変化の確信度又は可能性を評価するために、異なる複数系統の証拠を利用する例を提供し、これらの複数系統の証拠のうちどれがインタラクティブアトラスで閲覧及び探索することが可能であることを示すことである。(a) 地中海地域の夏季の昇温促進の中に内在するメカニズムとフィードバック。(b) 様々なデータセットに含まれる観測所の位置分布。(c) 観測値(黒のX印)、CMIP5(青の丸印)、CMIP6(赤い丸印)、HighResMIP(オレンジ色の丸印)、CORDEX EUR-44(水色の丸印)、CORDEX EUR-11(緑の丸印)、及び選択した単一モデルでの初期条件による大規模アンサンブル(SMILES; 灰色の箱ひげ図、MIROC6、CSIRO-Mk3-6-0、MPI-ESM 及び d4PDF)に関する1960~2014年の夏季の気温の変化傾向(°C/10年)の分布図。(d) 領域平均(北緯25度~北緯50度、西経10度~東経40度)した陸域地点の夏季の気温偏差の時系列(°C、基準期間は1995~2014年)。箱ひげ図は基準期間に対する異なるCMIP6シナリオの長期(2081~2100年)の気温変化を示す。(e) CMIP5(RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5)とCMIP6(SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5)のアンサンブル平均値(線)とスプレッド(着色域)で見た、世界の年平均気温に対する地中海地域の夏季の昇温予測値。{図10.20、図10.21、図Atlas.8}

TS.4.2 地域規模の気候の変動性及び変化の駆動要因

人為起源の強制力は、温室効果ガス及びエアロゾルだけでなく地域の土地利用及び灌漑も含め、全て観測された地域規模の気候変動に影響を及ぼしており(確信度が高い)、将来も影響を及ぼし続ける(確信度が高い)が、その影響の度合いと応答時間は、温暖化の水準、強制力の性質、及び内部変動の相対的重要度に応じて様々である。

19世紀末以降、主要な変動モード(MoV)は、数十年規模の時間スケールで周期と大きさの変動を示しているが、内部変動の範囲外に及ぶ持続的な変化傾向はみられない(表TS.4)。例外は南半球環状モード(SAM)で、系統的により大きな正の値になり(確信度が高い)、高CO₂排出シナリオでは12~2月(DJF)を除く全ての季節でより大きな正の値になると予測される(確信度が高い)。成層圏オゾンがSAMの変化傾向に及ぼす強制力の影響は、2000年代初頭以降、その前の数十年間と比較して減少しており、2000~2019年に観測された正の変化傾向の弱体化に寄与している(確信度が中程度)。短期では、ほとんどのMoV及び関連するテレコネクションにおいて予測される変化よりも、内部変動が卓越する可能性が高い。長期では、エルニーニョ・南方振動に関連した降水量の分散が増大する可能性が非常に高い。気候駆動要因、MoVs、及び局所的強制力と遠隔強制力の間の複雑な相互作用を含む気候の物理的ストーリーラインは、観測及び予測された地域規模の変化の理解と利用における確信度を高める。{2.4, 3.7, 4.3, 4.4, 4.5, 6.4, 8.3, 8.4, 10.3, 10.4, 11.3}

TS.4.2.1 人為起源及び自然起源の強制力の地域規模のフィンガープリント

人為起源の強制力は、いくつかの地域の数十年平均の降水量の変化に寄与しているが、多くの陸域では内部変動が降水量の長期変化における人為起源のシグナルの顕在化を遅らせる(確信度が高い)。地域規模では、極端な気温に対する人為起源の温室効果ガスの強制力の影響は、土壌水分フィードバック、雪氷-アルベドフィードバック、土地利用/土地被覆の変化による地域規模の強制力、エアロゾル濃度による強制力、あるいは十年規模/数十年規模の自然変動によって緩和又は増幅される。局所的及び遠く隔たったエアロゾルの強制力の変化は、有効

放射強制力の南北の勾配をもたらす(半球の非対称性)。緯度線に沿ってはより一様だが、北極に向かって気温の応答は強く増幅する(確信度が中程度)。1980年代以降のSO₂排出量の減少は、エアロゾルの日傘効果を低下させ、最も大きな排出削減が起こっている北半球中高緯度で最も顕著な、地表気温のより速い上昇をもたらしている(確信度が中程度)。{1.3, 3.4.1, 6.3.4, 6.4.1, 6.4.3, 8.3.1, 8.3.2, Box 8.1, 10.4.2, 10.6, 11.1.6, 11.3}

地球表面へ入射する太陽放射の数十年にわたる減光及び増光の変化傾向が広範にわたる地点で現れた(確信度が高い)。人為的なエアロゾル排出量の数十年規模の変動が主要な寄与因子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であったかもしれない。火山噴火は放射収支に空間的に不均一な効果を通して、また、例えば一部のMoVsの特定の位相が優勢になるように力学的応答を誘発することで、地域規模の気候に影響を及ぼす。{1.4.1, Cross-Chapter Box 1.2, 2.2.1, 2.2.2, 3.7.1, 3.7.3, 4.3.1, 4.4.1, 4.4.4, Cross-Chapter Box 4.1, 7.2.2, 8.5.2, 10.1.4, 11.1.6, 11.3.1}

過去の都市化は、都市とその周辺で観測された昇温の変化傾向に影響を与えている(確信度が非常に高い)。将来の都市化は、背景となる気候が異なる条件下において、予測される気温を増幅し、最低気温に対し地球温暖化シグナルと同程度に大きくなりうる強い影響を及ぼす(確信度が非常に高い)(Box TS.14)。灌漑と作物の拡大は、北米中央部など一部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)(Box TS.6)。{Box 10.3, 11.1.6, 11.3}

TS.4.2.2 変動モードと地域のテレコネクション

変動モード(MoV; ANNEX IV、表TS.4)は数千年以上前から存在している(確信度が高い)が、測器による直接的な記録が始まる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。MoVは、人為的に強制された応答を強める又は弱める、あるいは覆い隠しさえしうするため、内部力学に関連する不確実性の主要な要因として扱われる。{2.4, 8.5.2, 10.4, 10.6, 11.1.5, Atlas.3.1}.

19世紀末以降、主要なMoV(表TS.4)は持続的な変化傾向を示しておらず、系統的により大きい正となった南半球環状モード(SAM)を除き、数十年の時間スケールで頻度と大きさに変動が現れている(確信度が高い)(表TS.4)。1970年代から1990年代にかけてのこの変化傾

向、及びそれに関連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化と南下には、人間の影響が寄与している**可能性が非常に高い**。成層圏オゾンの SAM に対する強制力の影響は 2000 年代初頭以降、それ以前の数十年と比べて減少しており、2000～2019 年の正の変化傾向の弱まりに寄与している（**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、付随する北半球の中高緯度ジェット気流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。MoV のシミュレーションについてのモデル性能の評価は TS.1.2.2 で行っている。{2.3.3, 2.4, 3.3.3, 3.7.1, 3.7.2}。

短期では、評価した 5 つの SSP のいずれにおいても、南半球夏季の SAM において強制された変化は、20 世紀末に観測されたものより弱くなる**可能性が高い**。これは、成層圏オゾンの回復及びその他の温室効果ガスの増加が、短期～中期的に、南半球夏季の中緯度循環に相反する影響を及ぼすためである（**確信度が高い**）。したがって、短期では、南半球夏季の SAM において強制された変化は、自然の内部変動による変化よりも小さくなる**可能性が高い**。SSP5-8.5 シナリオ下の長期（2081～2100 年）では、SAM 指数は 1995～2014 年を基準として、全ての季節で増大する**可能性が高い**。CMIP6 複数モデルアンサンブルは、SSP3-7.0 及び SSP5-8.5 の下で、北半球冬季の NAM 指数が長期（2081～2100 年）において増大すると予測しているが、地域規模の関連する変化は、背景となる改変された平均状態との相互作用の結果生じる改変されたテレコネクションにより、中緯度循環における単純なずれの範囲を超えるかもしれない。{4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.4.2}

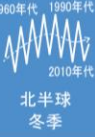
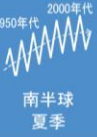
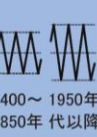
主要な熱帯気候の年々変動モード（表 TS.4）、又はそれら

に付随する地域規模の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**）。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。評価した SSP シナリオのいずれにおいても、21 世紀中の ENSO の海面水温（SST）変動の振幅における系統的变化について、モデルからのコンセンサスは得られていない（**確信度が中程度**）。ただし、SSP2-4.5、SSP3-7.0 及び SSP5-8.5 シナリオでは、モードと関連した SST 変動の振幅の変化にかかわらず、ENSO に関連する降雨の変動性が 21 世紀後半までに大幅に強化される**可能性が非常に高い**。ENSO テレコネクションの強さと空間的広がりの変化に関連した降雨の変動性が、地域規模での有意な変化につながる**可能性が非常に高い**。{3.7.3, 3.7.4, 3.7.5, 4.3.3, 4.5.3, 8.4.2, 10.3.3}

観測記録のある期間を通して、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には、分散に有意な変化が現れていない（**確信度が高い**）。特に 1960 年代以降、大西洋数十年規模変動（AMV）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時間発展に対し、人為起源エアロゾル及び火山性エアロゾルが寄与したことについて**確信度は中程度**であるが、この影響の大きさと、自然起源及び人為起源の強制力の相対的寄与については**確信度が低い**。測器記録開始以降に観測された太平洋十年規模変動（PDV）については、外的影響の可能性に関するモデルによる証拠もあるものの、主要な駆動要因は内部変動である（**確信度が高い**）。AMV が、短期に負の位相に向かって移行していくことについては**確信度が中程度**である。{2.4, 3.7.6, 3.7.7, 8.5.2, 4.4.3}

表 TS.4 | 変動モード (MoVs) と関連するテレコネクションに関する評価の概要。 (a) 測器記録開始以降観測された変化の評価、第5期及び第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5 及び CMIP6) のモデル性能の評価、観測された変化に対する人間の影響の評価、及び短期 (2021~2040 年) と中長期 (2041~2100 年) の変化の評価。曲線は、評価された全般的な変化を模式的に示し、横軸は時間を示しているが、時間発展を正確に表現することは意図していない。(b) 年々の時間スケールで説明される地表気温 (SAT) 及び降水量 (pr) の分散寄与率。すなわち、各 AR6 参照地域について年々変動の時間スケールで各 MoV によって説明できる分散の割合 (各セル内の数値、単位: %)。値は、HadCRUT、GISTEMP、BerkeleyEarth、及び CRU-TS (SAT)、並びに GPCC、CRU-TS (降水量) に基づく有意な分散寄与率の平均値に相当する。有意性は 95% の信頼区間における F 統計量に基づいて検定され、斜線は半分を超える利用可能なデータセットにおいて、その値が有意でないことを示す。カラスケールは、表の下部に示されているように分散寄与率の符号と値に対応する。対応する偏差マップは Annex IV に示されている。DJF: 12 月-1 月-2 月。MAM: 3 月-4 月-5 月。JJA: 6 月-7 月-8 月。SON: 9 月-10 月-11 月。(b)において、北半球環状モード (NAM) とエルニーニョ・南方振動 (ENSO) のテレコネクションは 1959~2019 年について、南半球環状モード (SAM) は 1979~2019 年について、インド洋海盆モード (IOB)、インド洋ダイポールモード (IOD)、大西洋帯状モード (AZM) 及び大西洋子午面モード (AMM) は 1958~2019 年について、太平洋十年規模変動 (PDV) と大西洋数十年規模変動 (AMV) は 1900~2019 年について評価している。全てのデータは、計算前に線形トレンドが除去されている。(TS.1.2.2) (2.4, 3.7, 4.3.3, 4.4.3, 4.5.3, 表 Atlas.1, Annex IV)

(a) MoV の評価

	NAM	SAM	ENSO	IOB	IOD	AZM	AMM	PDV	AMV
観測開始以降の過去の变化	 北半球 冬季	 南半球 夏季	 1400~1950年 1850年代以降	プロキシ推定の変動範囲内	プロキシ推定の変動範囲内	証拠が限定的	証拠が限定的	数十年規模変動が支配的	数十年規模変動が支配的
	{2.4.1.1}	{2.4.1.2}	{2.4.2}	{2.4.3}	{2.4.3}	{2.4.4}	{2.4.4}	{2.4.5}	{2.4.6}
CMIP5とCMIP6モデル性能	高い性能	高い性能	中程度の性能	中程度の性能	中程度の性能	低い性能	低い性能	中程度の性能	中程度の性能
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
観測された変化に対する人間の影響	確固とした証拠はなし	寄与あり GHG (全季節) とオゾン (12-1-2月) を通じて	見解一致度が低い	確固とした証拠はなし	検出されず	確固とした証拠はなし	確固とした証拠はなし	検出されず	エーロゾルを介した寄与あり
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
短期の将来変化 (2021~2040年)	内部変動が支配的	(12-1-2月) を除く全季節	内部変動が支配的	確固とした証拠はなし	確固とした証拠はなし	確固とした証拠はなし	確固とした証拠はなし	証拠が限定的	位相が+から-へシフト
	{4.4.3.1}	{4.4.3.1}	{4.4.3.2}	{4.4.3.3}	{4.4.3.3}	{4.4.3.4}	{4.4.3.4}	{4.4.3.5}	{4.4.3.6}
中長期の将来変化 (2041~2100年)	SSP5-8.5 SSP3-7.0 SSP1-2.6 SSP1-1.9 12-1-2月	SSP5-8.5 SSP3-7.0 SSP1-1.9 全季節 12-1-2月	降水量の分散増大	確固とした証拠はなし	極端さが増した現象の増加	確固とした証拠はなし	確固とした証拠はなし	分散の減少	変化なし
	{4.3.3.1}; {4.5.3.1}	{4.3.3.1}; {4.5.3.1}	{4.3.3.2}; {4.5.3.2}	{4.5.3.3}	{4.5.3.3}	{4.5.3.4}	{4.5.3.4}	{4.5.3.5}	{4.5.3.6}

確信度が低い	確信度が中程度	確信度が高い
どちらかと言えば可能性が高い	可能性が高い	可能性が非常に高い

(b) MoV に関連する地域規模の気候偏差

モード		NAM		SAM		ENSO		IOB		IOD		AZM		AMM		PDV		AMV	
季節		DJF		DJF		DJF		MAM		SON		JJA		JJA		通年		通年	
変数		SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr
アフリカ	地中海地域	28	58			7												19	
	サハラ地域	58						14				10	19	12		9	12	25	
	西アフリカ	25					15	45				21		10		6	6	23	
	中部アフリカ	19	8		10	14		50				13				10	14	11	
	東アフリカ北部	19	7				14	36			32					7		7	
	東アフリカ南部					14	22	36			57			10		4	9		
	南部アフリカ西部					49	26	27	16	8						4	12	5	
	南部アフリカ東部			13		75	34	35	7							4	6		
	マダガスカル					24		24	7	11	10			9				5	
アジア	シベリア西部	45					7						9						11
	シベリア東部	52														3			11
	ロシア極東地域	8	10			11		6										5	5
	中央アジア西部							15		21						4			
	中央アジア東部							38											
	チベット高原		15							15	7	11				6	5	9	
	東アジア					7	20		23			9				9	13		
	南アジア	9						12			8		8					5	
	東南アジア					39	31	73	6		48					5	12		7
豪州	アラビア半島	32						10	24		20						5	13	7
	豪州北部					21	13	38			19			7	7	7			
	豪州中部			14		21	12	18		22	20	7		7	6	5			
	豪州東部			22		20	11	18		9	8	7				7	8		
	豪州南部							11		23	40	8					3		
中米・南米	ニュージーランド			16															
	中米南部					21	16	33		10	11			17		6		6	7
	南米北西部		7	14	16	82	17	54		18				13	16	7	8		
	南米北部	7				56	58	61				22	17	24	9	12	7		
	南米北東部					25		58	19	9	12			8					
	南米モンスーン地域					54		31		22	7			6	7				
	南米南西部				10	16	14	17		10	16					8			
	南米南東部						21		13	21	10	12				5			6
欧州	南米南部				23					13	7								9
	地中海地域	28	58			7												19	
	中・西欧	28	18							13	10					4			8
	東欧	35										7						6	
北米	北欧	53	32																
	中米北部			10	26	13	27	18				7	12	15	12		6	19	
	北米西部															4		6	5
	北米中部	17			12		17					8				4	3	9	6
	北米東部	12										11	9					9	4
	北米北東部	18	26									8					10	9	4
小島嶼	北米北西部		14			10	8	17								8	4		
	カリブ地域				10	15	18	26	8		10			17	12	7			5
極地陸域	太平洋島嶼																		
	グリーンランド/アイスランド	42	8											7				44	
	ロシア極域	25	10													6	11	8	
	西南極											8		21					
	東南極			38															

寒冷 40 30 20 0 20 30 40 温暖

気温偏差と
分散寄与率(%)

乾燥 40 30 20 0 20 30 40 湿潤

降水量の偏差と
分散寄与率(%)

利用可能なデータセットのうち50%超で有意でない

データセットのうち50%超でデータが利用可能でない

TS.4.2.3 地域規模の気候の変動性及び変化の駆動要因の間の相互作用

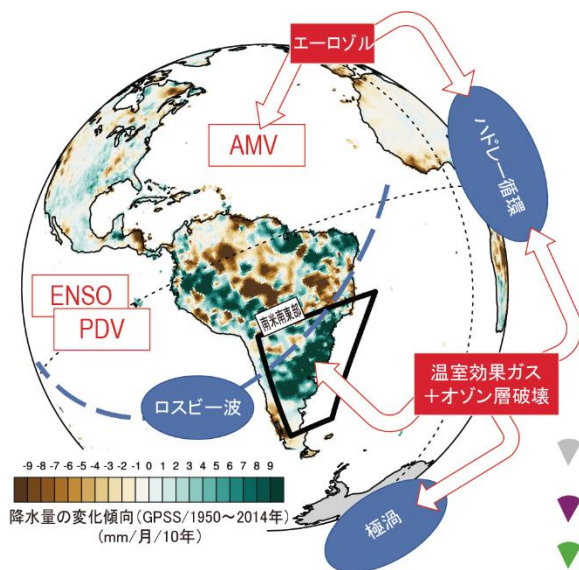
人為起源の強制力は、世界の多くの亜大陸地域において、1950 年以降、地域規模の平均気温変化の主要な駆動要因である（**ほぼ確実**）。地域規模では、地球規模に比べて、内部変動がより強く、観測、モデル、及び外部強制力における不確実性は全てより大きく、ほとんどの場合、温室効果ガス、成層圏オゾン、及び異なるエアロゾル種の相対的寄与に関する強固な評価の妨げになっている。複数モデルアンサンブルによる全球予測と単一モデル初期条件の大規模アンサンブルによる予測を組み合わせ得た複数系統の証拠は、長期の地域平均降水量の変化において、人為起源のシグナルの顕在化が遅れるかあるいは顕在化しないことに、内部変動が大きく寄与していることを示している（**確信度が高い**）。海洋力学における内部変動は、1 年～十年規模の時間スケールで地域のパターンを支配している（**確信度が高い**）。地域の海面水位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, 10.4.1, 10.4.2, 10.4.3}

地域規模の気候変動は、複数の外部強制力と内部変動の間の複雑な相互作用に左右される。異なる時間スケールで作用する様々なメカニズムの時間発展は、人為起源の強制力に対する気温の地域規模の応答の振幅、及び降水量の応答の振幅と符号の両方を改変しうる（**確信度が高い**）。これらのメカニズムには、温室効果ガスの増加に対する、気温、降水量、土壌水分の非線形フィードバック、海面水温（SST）パターンの遅い応答と速い応答、大気循環の変化などが含まれる。土地利用とエアロゾルの強制力及び陸域-大気フィードバックは、例えば、極端な気象と気候における地域規模の変化を調節する上で重要な役割を果たす（**確信度が高い**）。これらはまた、極端な気温に平均気温と比べて大きな昇温をもたらす（**確信度が高い**）上に、可能性としてはいくつかの地域において降温をもたらす（**確信度が中程度**）。土壌水分-気温

地域規模の気候変動について、過去を理解し将来を評価する道すじ 南米南東部（SES）の事例研究

(a) 南半球夏季(12～2月)に南米南東部(SES)で観測された降水量の変化傾向と変動性を解釈するための気候駆動要因と現象の特定



(b) 7つの大規模アンサンブルに基づく過去の期間及び21世紀の南米南東部(SES)の夏季(12～2月)の降水量のモデルシミュレーション/評価

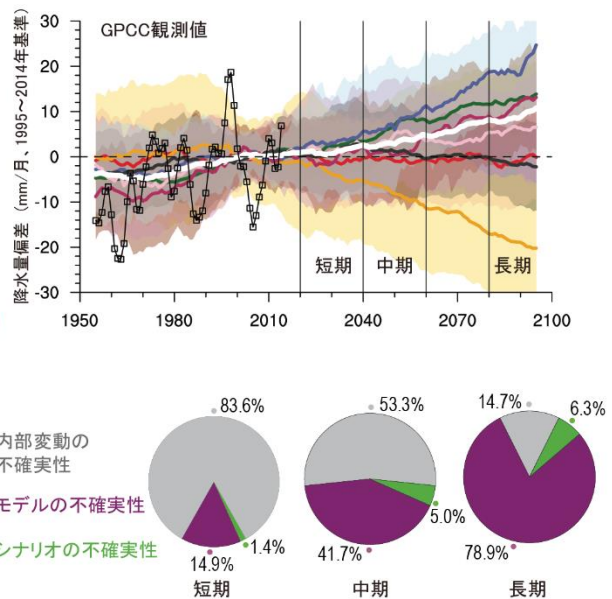


図 TS.21 | 過去の変化と予測された変化を理解するための、地域規模の気候の変動性及び変化の駆動要因の相互作用の例。 この図の目的は、不確実性が存在する中で地域規模の過去の気候変動を理解し、将来の気候変動を予測するための例示的な経路を示すことである。(a) 1950～2014 年に観測された南米南東部 (SES) の夏季 (12 月-1 月-2 月、DJF) の降水量の変動と変化傾向にテレコネクションを通して寄与する気候駆動要因とその気候現象への影響の特定。駆動要因 (赤い四角) には、変動モードと外部強制力が含まれる。GPCC が観測した降水量の線形の変化傾向 (緑色-茶色のバー、単位は mm/月/10 年) は大陸上に示され、AR6 WGI 参照地域の SES は太い黒線で囲まれている。SES に局所的な影響をもたらす気候現象が模式的に示されている (青い楕円)。(b) 1950～2100 年について過去プラス RCP8.5 の 7 つの大規模アンサンブルでシミュレーションされた SES における DJF の 10 年平均降水量偏差の時系列。陰影部は降水量 (mm/月) について各大規模アンサンブルから得られた気候の計算結果の 5～95 パーセンタイルの範囲に相当し、色付きの太線はそれぞれのアンサンブル平均を表す。白い太線の時系列は複数モデル複数メンバーのアンサンブル平均で、モデルの寄与はそのアンサンブルの規模に応じて重み付けされている。1950～2014 年の GPCC 観測値は黒い細線と四角で示され、全てのデータセットで一貫して 1995～2014 年を基準期間とした偏差を計算している。(c) SES の DJF の降水量について、AR6 で定義され、(b) で強調された短期、中期、長期の各期間における個々の不確実性の原因 (内部変動は灰色、モデルは赤紫色、シナリオは緑色) のそれぞれの重み (%) の定量化。全ての計算は 1995～2014 年を基準期間として行われ、シナリオの不確実性は異なる代表的濃度経路 (RCP) シナリオを実行した大規模アンサンブルと同じモデルセットを用いて第 5 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5) から推定されている。{図 10.12a}

フィードバックは、観測とモデルシミュレーションに基づき、過去及び現在の熱波に関連していることが示された。{10.4.3, 11.1.6, 11.3.1}

南米南東部(SES)は AR6 WGI 参照地域の一つであり(図 TS.21a の黒い太線で囲まれた地域)、ここでは地域規模の気候の変動性及び変化の駆動要因の間の相互作用を説明する例として用いられている。この地域では、1950～2014 年の南半球夏季(DJF)の降水量に正の変化傾向が観測された。この変化の駆動要因には、AMV、ENSO、及び PDV などの変動モード、並びに温室効果ガスの増加、オゾンの減少、及びエロゾルのような外部強制力が含まれる(図 TS.21a に示す)。変動モードと外部強制力は、その地域に関係するハドレー循環の広がりや強さ、大規模スケールの熱帯海面水温偏差から出現するロスビー波の活動、及び南半球の極渦などの気候現象に総合的に影響を与える。実際、水蒸気の収束、上昇流、及びストームトラックの位置の観点でみた SES 地域全般にわたる局

所変化はこれらの気候現象に依存しており、観測された降水量の変化傾向の総合的要因となっている。予測は、温室効果ガス排出シナリオに対応して、短期の将来では、SES において、降雨量の正の変化傾向が継続することを示唆している。複数モデル平均及びアンサンブルスプレッドは、モデルが違えば大幅に異なるか正反対の変化をシミュレーションしている状況を特徴付けるには十分ではない(確信度が高い)。このような場合、関心のある地域の変動に対して一定の役割を果たしていることが示された気候現象について、ありうる結果に取り組む気候の物理的ストーリーラインは、予測の不確実性の解釈の助けになりうる。加えて、内部変動を多数再現する単一モデル初期条件による大規模アンサンブルが、強制された変化から内部変動を分離するのに必要であり(確信度が高い)、かつ将来評価期間の関数として様々な不確実性の原因を区別するのに必要である。{10.3.4, 10.4.2, 図 10.12a}

Box TS.13 | モンスーン

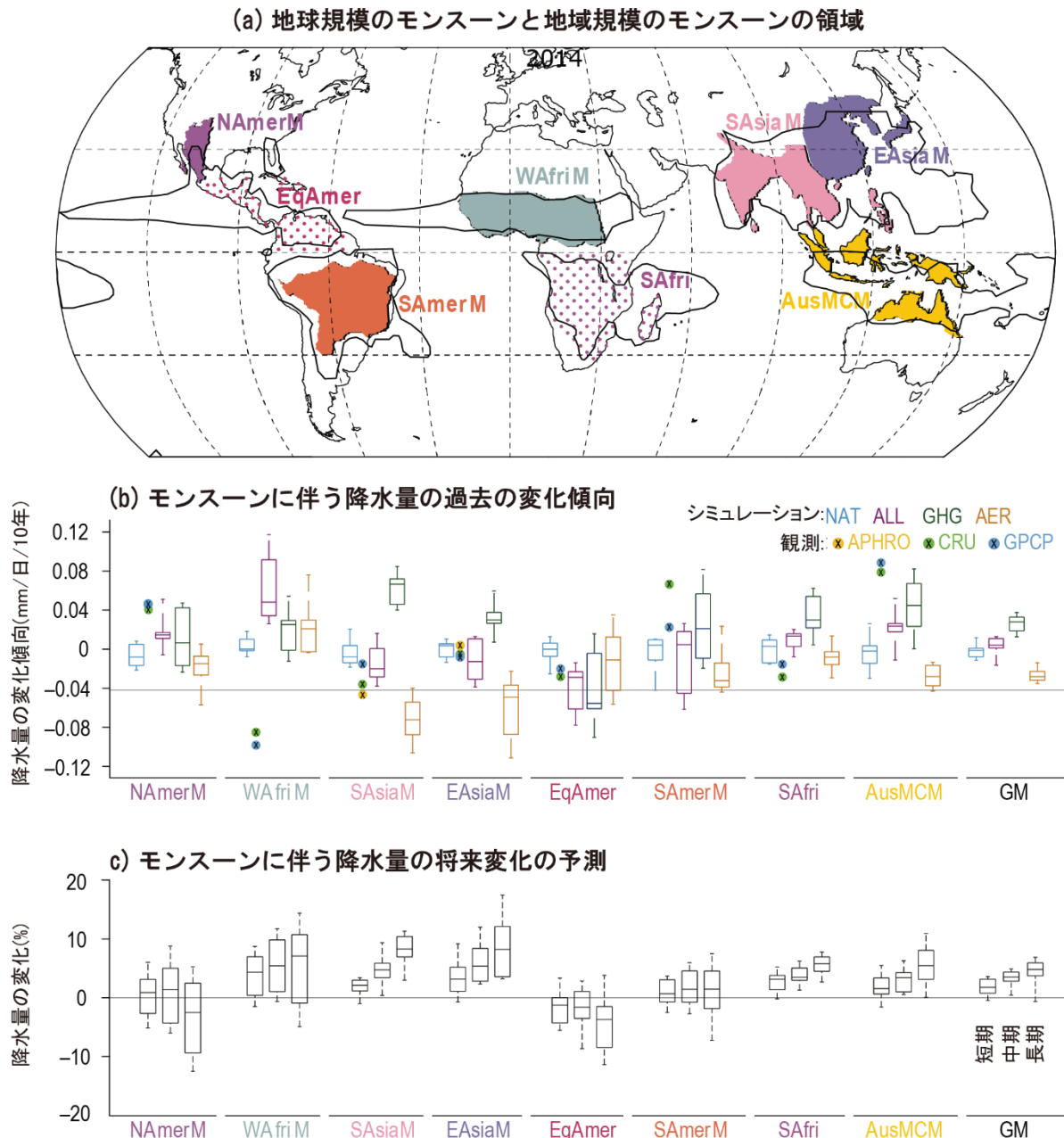
世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水量は、1950 年代から 1980 年代にかけて、部分的に人為起源エロゾルに起因して減少したが、以降は温室効果ガスの強制力と大規模な数十年規模変動に応じて増加している(確信度が中程度)。北半球の人為起源エロゾルは、20 世紀後半の間に、南アジア、東アジア、及び西アフリカにおける地域規模のモンスーン循環を弱め、それによって、温室効果ガスに起因する温暖化への応答として予想されるモンスーンに伴う降水量の増強を相殺した(確信度が高い)。

21 世紀の間に、全ての評価期間及びシナリオで、世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水量は温室効果ガスに起因する温暖化にตอบสนองして増加すると予測される(確信度が高い)。南アジアと東南アジア、東アジア、及びサハラ地域中部では、モンスーンに伴う降水量は増加すると予測される一方、北米及びサハラ地域極西部では減少すると予測される(確信度が中程度)。南米及び豪州の海洋大陸モンスーンについて予測された降水量の変化は、確信度が低い。地球規模及び地域規模では、モンスーンの短期の将来変化は、内部変動性の影響に支配される(確信度が中程度)。{2.3, Cross-Chapter Box 2.4, 3.3, 4.4, 4.5, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, Box 8.1, Box 8.2, 10.6}

地球規模のモンスーン

古気候の記録は、中期鮮新世の温暖期のような温暖な気候の間、モンスーンシステムがより強かったことを示している(確信度が中程度)。測器による記録では、夏季の地球規模モンスーンに伴う降水強度は、1980 年代以降、北半球の夏季の変化傾向と数十年規模の大規模変動に支配され、増加している可能性が高い。地球温暖化の下で予想される降水量の増加に反して、北半球のモンスーン地域は 1950 年代から 1980 年代にかけて降水量が減少したが、これは部分的に人為起源エロゾルの影響に帰せられる(確信度が中程度)(Box TS.13 図 1)。{2.3.1, Cross-Chapter Box 2.4, 3.3.2, 3.3.3}

地球温暖化が続くと、モンスーン循環は弱まると予測されるにもかかわらず、世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水量は、今世紀中に特に北半球で増加する可能性が高い(Box TS.13 図 1)。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しうる(確信度が高い)。短期では、地球規模のモンスーンの変化は、内部変動とモデルの不確実性の影響に支配される可能性が高い(確信度が中程度)。長期では、地球規模のモンスーン降雨量の変化は、南半球よりも北半球で大幅に増加することを特徴とする確固とした南北非対称性、及びアジア～アフリカのモンスーンの強化と北米モンスーンの弱化を特徴とする東西非対称性を示す(確信度が中程度)。{4.4.1, 4.5.1, 8.4.1}



Box TS.13 図1 | 地球規模のモンスーンと地域規模のモンスーン：過去の変化傾向と予測される変化。この図の目的は、地域規模のモンスーン領域における降水量の変化を、観測された過去の変化傾向、温室効果ガスとエアロゾルがこれらの変化にどのように関係しているか、及び排出量が中程度のあるシナリオにおける短期、中期、及び長期の将来予測の観点から示すことである。(a) 地球規模（黒線）及び地域規模（着色域）のモンスーン領域。地球規模のモンスーン（GM）は、局所的な日降水量の夏季の値から冬季の値を差し引いたものが2.5mm/日を超える領域と定義される（Annex V 参照）。地域規模のモンスーン領域は公表文献と専門家の判断に基づいて定義されており（Annex V 参照）、気候学的夏季モンスーンの雨季が個々の地域によって異なることが考慮されている。評価された地域規模のモンスーンは、南アジアと東南アジア（SAsiaM、6～9月）、東アジア（EAsiaM、6～8月）、西アフリカ（WAfriM、6～9月）、北米（NAmerM、7～9月）、南米（SAmerM、12～2月）、豪州と海洋大陸（AusMCM、12～2月）のモンスーンである。南米赤道域（EqSAmer）と南部アフリカ（SAfri）地域はモンスーンとしての必要条件について議論があるが、単峰性の夏季の季節性降雨があるため、これらの地域も示されている。(b) 自然起源と人為起源の放射強制力の両方（ALL）、温室効果ガスのみ（GHG）、エアロゾルのみ（AER）、及び自然起源のみ（NAT）の放射強制力を選択できる DAMIP CMIP6 シミュレーションに基づく地球規模及び地域規模のモンスーンに伴う降水量の変化傾向。アンサンブルの加重平均は、MIP に寄与している9つの第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）モデル（少なくとも3つのメンバーで構成）に基づく。CRU、GPCP、及びAPHRO（SAsiaM と EAsiaM のみ）のデータセットから計算された観測による変化傾向も示されている。(c) 24個のCMIP6モデルに基づく、SSP2-4.5シナリオの下での短期（2021～2040年）、中期（2041～2060年）、長期（2081～2100年）の、地球規模及び地域規模のモンスーン領域における季節平均降水量の変化量予測（%）。【図8.11及び8.22】

地域規模のモンスーン

古気候の復元は、特に南アジアと東南アジア、東アジア、及び北米と南米のモンスーンについて、温暖期には北半球で強く南半球で弱くなり、寒冷期には逆になることを示している(確信度が中程度)。北半球の人為起源エアロゾルが 20 世紀後半に、南アジア、東アジア、及び西アフリカにおける地域規模のモンスーン循環を弱め、それによって温室効果ガスに起因する温暖化への応答として予期されたモンスーン降水量の強化を相殺した可能性が非常に高い (Box TS.13, 図 1)。複数系統の証拠は、南アジアにおけるこのコントラストを説明しており、観測された変化傾向がエアロゾルの影響に支配されている一方で、将来の予測はほとんど温室効果ガスの増加により駆動される。西アフリカのモンスーンに伴う降水量の最近の部分的回復と強度の増大は、温室効果ガスの影響増大と、主に北米と欧州から排出される人為起源エアロゾルの冷却効果低減による追加的寄与に関連している(確信度が中程度)。他の地域規模のモンスーン、すなわち、北米、南米、及び豪州モンスーンについて、降水量 (Box TS.13 図 1) 及び風の最近の変化の要因特定は、確信度が低い。{2.3.1, 8.3.1, 8.3.2, Box 8.1, 10.6.3}

21 世紀中の地域規模のモンスーンの予測は、(地域に依存して) 対照的かつ不確実な降水量と循環の変化を示している。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は、ほとんどのモンスーン地域で、1 年で最も雨の多い月と最も乾燥する月の年間のコントラストが 1°C あたり 3~5% 増加する可能性が高い(確信度が中程度)。北米モンスーンについては、予測が降水量の減少を示す一方、南アジアと東南アジア及び東アジアではモンスーン降雨量の増加が予測される(確信度が中程度) (Box TS.13 図 1)。西アフリカのモンスーン降水量は、サヘル中央で増加し、サヘル極西部で減少すると予測される(確信度が中程度)。南米及び豪州海洋大陸の地域規模モンスーンの予測降水量の変化については、(大きさと符号の両方について) 確信度が低い (Box TS.13 図 1)。モンスーン季が、サヘル地域で遅くなるという確信度は中程度で、北米と南米で遅くなるという確信度は高い。{8.2.2, 8.4.2.4, Box 8.2}

複数系統の証拠に基づく評価の構築

異なる時間スケールにわたるモンスーン降水量の大きな自然変動は、古気候の復元と測器による観測の両方でみられ、地域規模とそれより小さな空間規模で降水量の将来変化を強固に定量化するにあたって固有の課題をもたらす。地球規模と地域規模の両方で、少なくとも短期 (2021~2040 年) において、内部変動は、予測される変化に関連する不確実性への寄与が最も大きいことについて確信度は中程度である。大西洋子午面循環の崩壊は、アフリカとアジアのモンスーンを弱めうるが、南半球のモンスーンを強めうるだろう(確信度が高い)。{4.4.4, 4.5.1, Cross-Chapter Box 4.1, 8.5.2, 8.6.1, 9.2.3, 10.6.3}

全体として、南アジア及び東南アジアモンスーンのような地域規模のモンスーンにおける長期 (2081~2100 年) の将来変化は、全球気候モデル (高解像度) 及び領域気候モデルにわたって概して整合的であり、理論的議論によって支持されている。地域規模のモンスーン降水量について観測された特徴をシミュレーションする際の不確実性は、地域規模のモンスーン過程の様々な複雑さと、外部強制力、内部変動、及び表現における欠陥 (モンスーンの暖かい雨過程、組織化した熱帯対流、激しい地形性降雨、及び雲-エアロゾル相互作用) に対するそれら (モンスーン過程) の応答に関連している。{8.3.2, 8.5.1, 10.3.3, 10.6.3}

TS.4.3 地域規模の気候変動、及び極端な気候と気候影響駆動要因に対する影響

全ての地域において、現在の気候は、いくつかの気候影響駆動要因 (CIDs) に関して、20 世紀初頭又は半ばの気候とは既に異なっており、その結果、関連する気候指標の大きさ、頻度、持続期間、季節性、及び空間的広がりが増加している(確信度が高い)。平均気温は、全ての陸地で上昇し、今後も世界平均より大きい割合で上昇し続ける可能性が非常に高い(確信度が高い)。極端な高温と極端な低温の頻度は、それぞれ増加、減少している。これらの変化は、ほとんど全ての地域で人間の影響に帰せられ(確信度が中程度ないし高い)、21 世紀を通して継続する(確信度が高い)。特に、極端な高温は、2°C の地球温暖化によって、21 世紀半ばまでに、健康、農業、及びその他の部門について危機的な閾値をより頻繁に超えるだろう(確信度が高い)。

相対的な海面水位上昇は、21 世紀の間、(地域によって) 継続する可能性が非常に高いか、ほぼ確実に、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。海面水位は 2100 年以降も上昇し続ける(確信度が高い) (Box TS.4)。

世界の全ての地域は、21 世紀半ばまでに、又は 2°C 以上地球が温暖化する場合に、複数の CIDs の同時の変化を経験する(確信度が高い)。現在の気候であっても、気候変動に起因する CID の分布の変化と事象の発生確率の変化は、リスク評価に関連しており、そのうちのいくつかは直近数十年にわたって生じている (Box TS.4)。{11.9, 12.1, 12.2, 12.4, 12.5, Atlas.3~Atlas.11}。

地域規模の CIDs の変化 (TS.1 で紹介) の概要は表 TS.5 に示されており、観測された変化傾向、その変化傾向の要因特定、及び将来予測から得られる地域規模の気候変動に関する複数系統の証拠が要約されている。所与の将

来の期間について予測された CIDs の変化方向における確信度の水準と振幅は、21 世紀を通した気候変動緩和の努力に依存する。表 TS.5 から明らかなように、多くの高温、低温、雪氷、沿岸、及び海洋の CID の変化は、地球温暖化の水準が 2°C の時点を起点としてほとんどの地域で確信度が高くなると予測され、世界全体が難題に直面することを意味している。他の多くの地域規模の CID の変化は、21 世紀のより遅い時期又はより高い地球温暖化の水準においてより確信度が高くなり（確信度が高い）、別の小さな CID サブセットは 1.5°C の地球温暖化の水準で高い確信度で予測される。本セクションでは、2°C の地球温暖化の水準及び 21 世紀半ばの期間に焦点を当てる

が、それは、このより高い温暖化の水準で、より広範囲の CIDs について、シグナルが自然変動から顕在化するためである。図 TS.22 は、変化する CIDs の特定の組合せによって特徴付けられる 5 つのグループのいずれかに属する地域の地理的位置を示している。インタラクティブアトラスの地域統合要素は、AR6 WGI 参照地域の全てにわたる個々の CIDs 全ての変化に関する包括的な統合情報を提供する。{10.5, Cross-Chapter Box 10.3, 11.1, 11.9, Box 11.1, 12.1, 12.2, 12.4, 12.5}。

90

注：上に示された変化の方向及び確信度の一部には、いくつかの地域固有の但し書き/例外が付されている。[12.4]

要因特定の証拠の凡例

*** 確信度が高い(又はそれ以上) *** 確信度が中程度

高い(又はそれ以上)

※ ※ ※ 確信度が「中程度」

が「中程度」

気候影響駆動要因			
その他	地表面での放射収支		
	地表付近の大気中CO ₂	↗	↗
氷河と海	大気汚染の発生しやすい気象条件		
	海洋及び湖の酸性化		
	海洋熱波	↗	↗
	海岸侵食	1	1.2
	沿岸浸水		
	相対的な海面水位	↗	↗
雪氷	雪崩		
	雹		
	大雪及び氷雨を伴う嵐		
	湖水、河水、及び海水		
	永久凍土		
	雪、氷河、及び氷床		
風	砂じん嵐		
	熱帯低気圧		
	激しい暴風雨		
	平均風速	↗	↗
降水と乾燥	火災の発生しやすい気象条件		
	農業及び生態学的干ばつ	↖	↖
	水文干ばつ		
	乾燥	↖	
	地すべり		
	大雨及び内水氾濫	↗	↗
	河川の氾濫		
	平均降水量		
冷害と寒害	霜	↗	↗
	寒波	↗	↗
	極端な高温	↗	↗
	平均気温	↗	↗
アジア			
アラビア半島			
中央アジア西部			
シベリア西部			
シベリア東部			
ロシア極東地域			
東アジア			
中央アジア東部			
チベット高原			
南アジア			
東南アジア			

注: 上に示された変化の方向及び確信度の一部には、いくつかの地域固有の但し書き/例外が付されている。[12.4]

観測された変化傾向の証拠の凡例

要因特定の証拠の凡例

将来変化の確信度の凡例

*** 確信度が高い(又はそれ以上)

*** 確信度が中程度

気候影響駆動要因		オーストラレーシア				
その他	地表面での放射収支					
	地表付近の大気中CO ₂	↗	↗	↗	↗	↗
	大気汚染の発生しやすい気象条件					
沿岸と海洋	海洋及び湖の酸性化	↗	↗	↗	↗	↗
	海洋熱波	↗	↗	↗	↗	↗
	海岸侵食	↗	↗	↗	↗	↗
	沿岸浸水					
	相対的な海面水位	↗	↗	↗	↗	↗
雪氷	雪崩					
	雹					
	大雪及び氷雨を伴う嵐					
	湖水、河水、及び海水					
	永久凍土					
	雪、氷河、及び氷床				↗	↘
風	砂じん嵐					
	熱帯低気圧	↗ ⁵				
	激しい暴風雨					
	平均風速				7	8
降水と乾燥	火災の発生しやすい気象条件				↗ ^{**}	
	農業及び生態学的干ばつ	↗			↗	
	水文干ばつ				↗	
	乾燥				↗ ³	4
	地すべり					
	大雨及び内水氾濫	↗				
	河川の氾濫					
	平均降水量				1	2
暑熱と寒冷	霜	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{**}
	寒波	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{**}
	極端な高温	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{***}	↗ ^{**}
	平均気温	↗	↗	↗	↗	↗

注: 上に示された変化の方向及び確信度の一部には、いくつかの地域固有の但し書き/例外が付されている。[12.4]

観測された変化傾向の証拠の凡例 ↗ 過去の増加傾向(確信度が中程度以上) ↘ 過去の減少傾向(確信度が中程度以上)

要因特定の証拠の凡例 *** 確信度が高い(又はそれ以上) ** 確信度が中程度

将来変化の確信度の凡例

増加の確信度が高い
(又はそれ以上)

増加の確信度が中程度
(又はそれ以上)

変化の方向について
確信度が低い

減少の
確信度が中程度

減少の
確信度が高い

おおむね関連しない

主:上に示された変化の方向及び確信度の一部には、いくつかの地域固有の但し書き/例外が付されている。[12.4]

観測された変化傾向の証拠の凡例

要件特定の証拠の凡例

国連変換の確信度の目録

増加の確信度

増加の確信が

変化の方向について

減少の

減少の

たおすわ悶連「た」

気候影響駆動要因									
その他	地表面での放射収支								
	地表付近の大気中CO ₂		↗		↗				
氷河と沿岸	大気汚染の発生しやすい気象条件								
	海洋及び湖の酸性化		↗		↗				
	海洋熱波		↗		↗				
	海岸侵食		6		6				
	沿岸浸水								
	相対的な海面水位		↗		↗				
雪氷	雪崩								
	雹								
	大雪及び氷雨を伴う嵐								
	湖水、河水、及び海水								
	永久凍土								
	雪、氷河、及び氷床								
風	砂じん嵐								
	熱帯低気圧		5		5				
	激しい暴風雨								
	平均風速								
降水と乾燥	火災の発生しやすい気象条件								
	農業及び生態学的干ばつ								
	水文干ばつ								
	乾燥				4				
	地すべり								
	大雨及び内水氾濫				3				
	河川の氾濫								
	平均降水量				2				
暑熱と寒冷	霜								
	寒波								
	極端な高温		↗		↗				
	平均気温		↗		↗				
小島嶼									
カリブ地域									
太平洋島嶼									
極大陸域									
グリーンランド/ アイスランド									
北欧北極圏									
ロシア北極圏									
北米北西部極域									
北米北東部極域									
西南極									
東南極									

注: 上に示された変化の方向及び確信度の一部には、いくつかの地域固有の但し書き/例外が付されている。[12.4]

観測された変化傾向の証拠の凡例

要因特定の証拠の凡例

*** 確信度が高い(又はそれ以上)

** 確信度が中程度

将来変化の確信度の凡例

増加の確信度が高い
(又はそれ以上)

変化の方向について
確信度が低い

減少の
確信度が「中程度

減少の
確信度が高い

おおむね関連しない

気候影響駆動要因					
	平均海水温	海洋熱波	海洋酸性度	海洋塩分	溶存酸素
海洋					
北極海	↗		↗		*** ↗
南太平洋	↗	↗	↗		
赤道太平洋	↗	↗	↗		
北太平洋	↗	↗	↗		
南大西洋	↗	↗	↗		
赤道大西洋	↗	↗	↗		
北大西洋	↗	↗	↗		
赤道インド洋	↗	↗	↗		
南インド洋	↗	↗	↗		
アラビア海	↗	↗	↗		
ベンガル湾	↗	↗	↗		
南大洋					

注：上に示された変化の方向及び確信度の一部には、いくつかの地域固有の但し書き/例外が付されている。[12.4]

観測された変化傾向の証拠の凡例

要因特定の証拠の凡例

将来変化の確信度の凡例

↗ 過去の増加傾向(確信度が中程度以上)

*** 確信度が高い(又はそれ以上)

** 確信度が中程度

増加の確信度が高い(又はそれ以上)

増加の確信度が中程度(又はそれ以上)

変化の方向について確信度が低い

減少の確信度が中程度

減少の確信度が高い

おおむね関連しない

注：

アフリカ(予測)

1. 地域により対照的シグナル：西部で乾燥、東部で湿潤
2. エチオピア高原で増加の*可能性が高い*
3. 頻度減少、強度増加の*確信度が中程度*
4. 砂浜海岸沿いで陸上又は沖合から十分な堆積物の供給がない
5. 南部アフリカ東部とマダガスカルの海岸の大部分は、現在の環境で海岸線の変化の速度が継続する場合、侵食が進行すると予測される

アジア (予測)

1. 砂浜海岸で、追加の土砂の吸収源/供給源又は海岸線後退の物理的な障壁がない
2. これらの地域の海岸の大部分は、現在の環境で海岸線の変化速度が継続する場合、侵食が進行すると予測される
3. 熱帯低気圧の数は減少するが、強度は増大する
4. インドネシアでは、減少の*確信度が高い* (Atlas.5.4.5)
5. 夏季に減少し、冬季に増加する*確信度が中程度*

オーストラレーシア (予測)

1. 西オーストラリア州南西部では減少の*確信度が高い*
2. 北部と東部で減少、南部と西部で増加の*確信度が中程度*
3. 西オーストラリア州の南西部では増加の*確信度が高い*
4. 北部と東部で増加、南部と西部で減少の*確信度が中程度*
5. 強度が増大する*確信度が低く*、発生が減少する*確信度が高い*
6. 氷河体積の減少の*確信度が高く*、積雪面積の減少の*確信度が中程度*
7. 砂浜海岸で、追加の土砂の吸収源/供給源又は海岸線後退の物理的な障壁がない

中南米 (予測)

1. アマゾン流域で極端な流量増加
2. 熱帯低気圧の数は減少するが、強度は増加する
3. 砂浜海岸で、追加の土砂の吸収源/供給源又は海岸線後退の物理的な障壁がない
4. 南米北西部、南米北部、南米北東部の海岸の大部分は、現在の環境で海岸線変化速度が継続する場合、侵食が進行すると予測される

欧州 (予測)

1. イギリス南部を除く
2. 砂浜海岸で、追加の土砂の吸収源/供給源又は海岸線後退の物理的な障壁がない
3. バルト海の汀線は、現在の環境で海岸線の変化速度が継続する場合、侵食が進行すると予測される
4. アルプス山脈では、地すべりを誘発する条件が増加すると予測される
5. 地域の最南端では減少する*確信度が低い*
6. エーゲ海を除き、全般的に減少
7. 頻度は減少し、強度が増大する*確信度が中程度*
8. バルト海北部地域を除く

北米 (予測)

1. 一部の高標高域及び寒冷季において雪が増加し、他の季節及び低標高域において雪が減少するかもしれない
2. 砂浜海岸で、追加の土砂の吸収源/供給源又は海岸線後退の物理的な障壁がない
3. 北部地域で増加、南部に向かい減少
4. 北部地域で減少、南部に向かい増加
5. 北部地域でより*確信度が高く*、南部に向かい低くなる
6. 南部地域でより*確信度が高く*、北部に向かい低くなる
7. 夏季の一部の気候影響駆動要因の増加について*確信度が高い*
8. 対流活動が増加するが、冬季の温帯低気圧は減少する
9. アラスカ南部の地盤隆起を考慮すると、相対的海面水位上昇は減少する。

小島嶼 (予測)

1. 変化の方向については*確信度が非常に高い*が、変化の大きさについてはモデルの不確定性により*確信度が中程度*
2. 東太平洋と南太平洋の亜熱帯で減少するが、西太平洋と太平洋赤道域の一部で増加、将来の変化は季節により異なる
3. 熱帯西太平洋の極端な降雨の頻度と強度の増加について*確信度が高い*が、モデルのバイアスにより変化の大きさについて*確信度が低い*
4. 南太平洋で増加
5. 中部北太平洋以外では頻度が減少し、強度が増加する
6. 砂浜海岸で、追加の土砂の吸収源/供給源又は海岸線後退の物理的な障壁がない

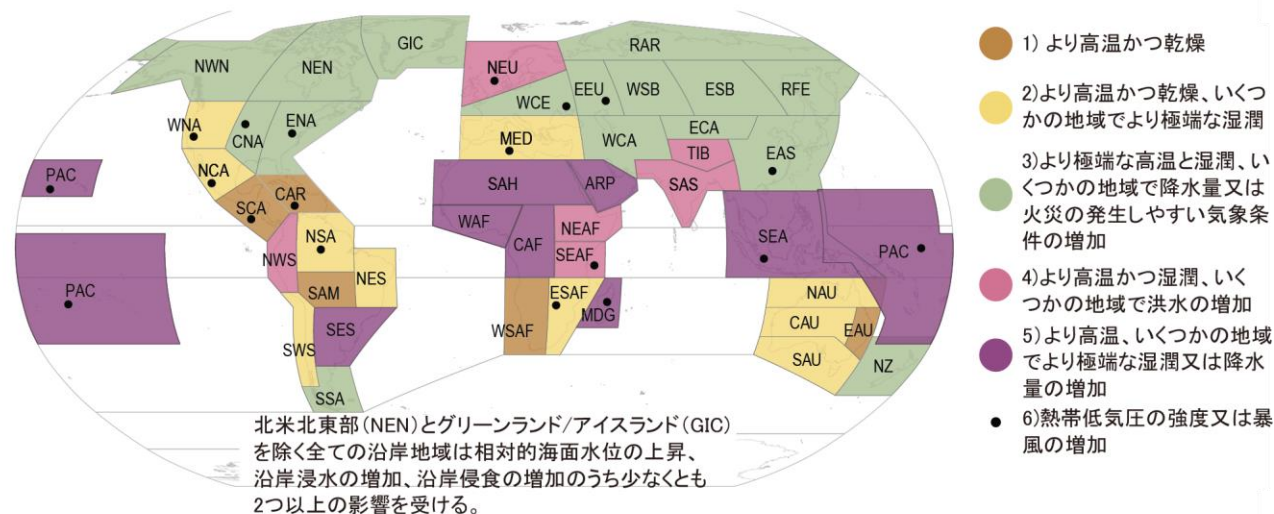
極域の陸域 (予測)

1. 一部の高標高域及び寒冷季において雪が増加し、他の季節及び低標高域において雪が減少するかもしれない
2. 南部地域でより*確信度高く*、北部に向かい低くなる
3. 夏季のいくつかの気候影響駆動要因指標が増加の*確信度が高い*
4. 地域規模の雪氷気候影響駆動要因指標が増加するにもかかわらず、氷河は減少
5. 西部で減少、東部で増加
6. 相対的海面水位が低下する北バルト海沿岸を除く
7. 砂浜海岸で、追加の土砂の吸収源/供給源がない、又は海岸線後退の物理的な障壁がない

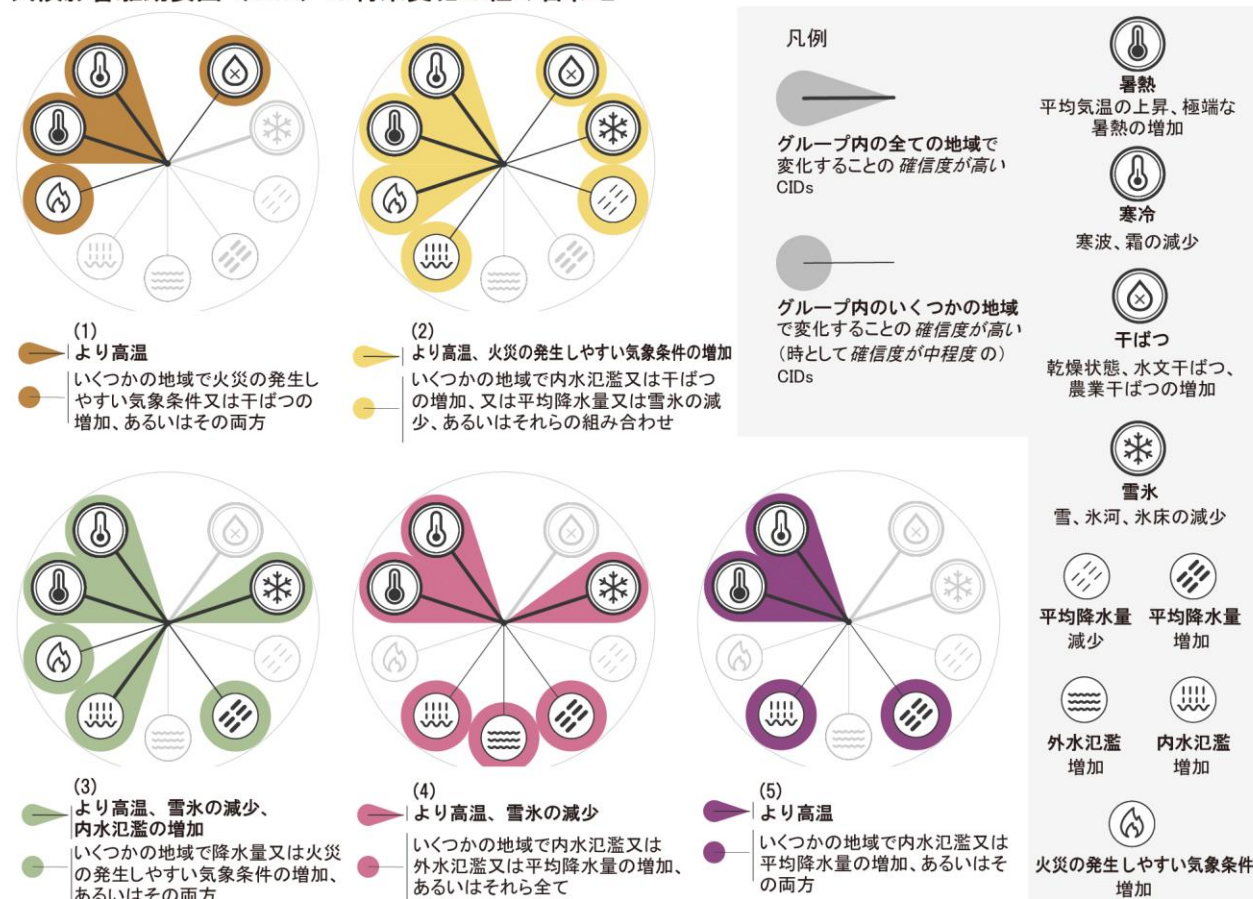
気候影響駆動要因の変化は至るところで予測される一方、各地域が経験するであろう変化には特定の組み合わせがある

(a)世界の地域は気候影響駆動要因の変化に基づき5つのグループに分けられる。

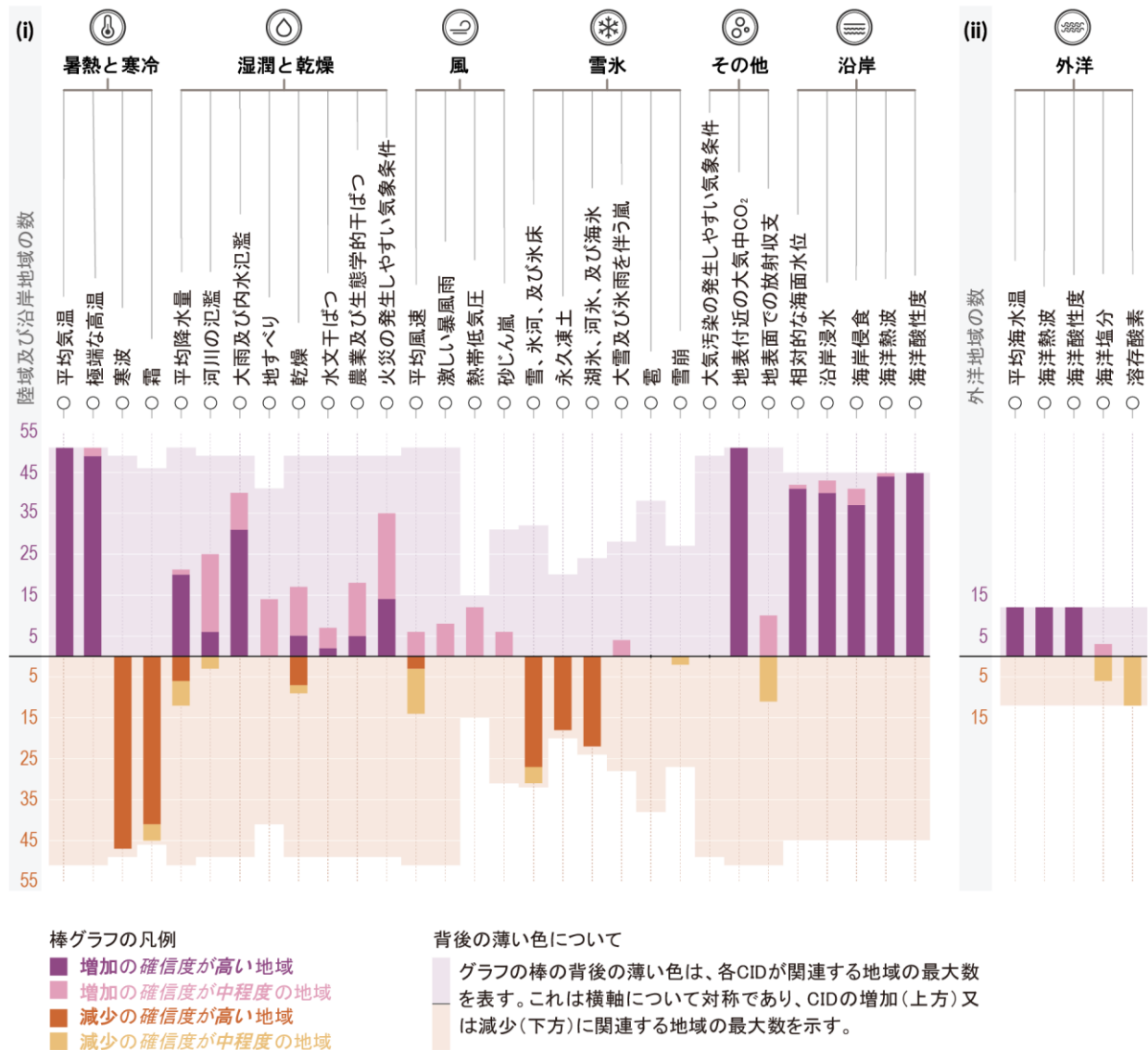
将来変化の評価：変化は2050年頃を中心とする及び/又は2℃の地球温暖化に整合する20～30年の期間を、1960～2014年又は1850～1900年の同様の期間と比較したものである。



気候影響駆動要因 (CIDs) の将来変化の組み合わせ



(b) 気候変動駆動要因(CID)が増加又は減少すると予測される 確信度が高い(暗い色)又は 確信度が中程度(明るい色)の陸域及び沿岸地域(i)及び外洋地域(ii)の数



気候影響駆動要因(CIDs)は、社会又は生態系の要素に影響する物理的気候システムの状態(例えば、平均、事象、極端現象)である。システムの許容範囲に応じて、CIDsとその変化は、相互作用するシステム要素や地域にわたって、有害にも有益にも中立にも、又はそれぞれが複合した状態にもなりうる。CIDsは7種類に分類され、図(i)及び(ii)のアイコンの下にまとめられている。全ての地域は少なくとも5つのCIDsの変化を経験すると予測される。ほぼ全ての地域(96%)は少なくとも10のCIDs、そのうち半数は少なくとも15のCIDsの変化を経験すると予測される。CIDの変化の多くは、地理的に多様であるため、各地域は特有の組合せでCIDの変化を経験すると予測される。図中の各棒グラフは、WG1のインタラクティブ・アトラスで探索しうる地理的に特有な変化の組合せを示している。



interactive-atlas.ipcc.ch

図 TS.22 気候影響駆動要因(CIDs)の変化の地理的分布と、それらが変化すると予測される AR6 WGI 参照地域数の統合。パネル(a)は、変化する気候影響駆動要因(CIDs)の特定の組合せによって特徴付けられる5つのグループのいずれかに属する地域の地理的位置を示す。5つのグループは5つの異なる色で表わされ、各グループが伴うCIDの組合せは対応する(着色された)「指紋」と(円形)マップの下でテキストで表現されている。各指紋は、グループ内の全ての地域で確信度が高い変化が予測されるCIDsの集合と、各地域で1つ以上の確信度が高い又は確信度が中程度の変化が予測されるCIDsの集合から成る。CIDの組合せは、より高温かつより乾燥になるもの(グループ1)からより高温かつより湿潤になるもの(グループ5)への進行をたどっている。中間の(グループ2~4)でのCIDsは、一部でより乾燥していく地域、一部でより湿潤になる地域を含み、より高温になっていく一連のCIDsを常に含む。熱帯低気圧及び暴風のCIDの変化は、影響を受ける地図上の地域に黒い点で示されている。沿岸のCIDの変化による影響を受ける地域は、地図上に文で記載されている。5つのグループは、評価の全ての側面の完全な要約で地図を埋めるのではなく、妥当な水準で各地域の詳細を示すよう選ばれており、完全な要約は表TS.5で入手可能で、インタラクティブアトラスの地域統合要素で視覚化されうる。本図に要約されているCIDの変化は、SSP2-4.5, RCP4.5, SRES A1B、又はその上(SSP3-7.0, SSP5-8.5, RCP6.0, RCP8.5, SRES A2)のシナリオを考慮した場合(およそ2.0°Cから2.4°C程度の地球温暖化の水準を含有)の、21世紀半ばにおける確信度が高い及び確信度が中程度の变化を表す。

パネル(b)の棒グラフは、表 TS.5 に記載された全ての陸域地域と海洋地域について、各 CID が確信度が中程度又は確信度が高いで増加又は減少する地域の数を示す。色は、変化の方向（紫色は増加、茶色は減少）と変化の確信度（暗い色は確信度が高い、明るい色は確信度が中程度）を表している。薄い色の背景は、各 CID と幅広く関連する地域の最大数を表す。サブパネル(i)は陸域と沿岸地域に関連する 30 の CIDs を、サブパネル(ii)は外洋地域に関連する 5 つの CIDs を示す。海洋熱波と海洋酸性化は、パネル(i)では沿岸海地域について、パネル(ii)では外洋地域について評価している。変化は 2050 年頃を中心とする 20～30 年の期間及び/又は 2°C の地球温暖化と整合する期間を、1960～2014 年の同程度の期間と比較している。ただし、水文干ばつと農業及び生態学的干ばつについては 1850～1900 年との比較である。地域の定義は Atlas.1、インタラクティブアトラス (<https://interactive-atlas.ipcc.ch/>) 及び第 12 章に記載されている。(表 TS.5, 図 TS.24){11.9, 12.2, 12.4, Atlas.1}

TS.4.3.1 気候影響駆動要因における共通の地域規模の変化

暑熱と寒冷：平均気温、生育期間の長さ、及び極端な高温と低温などの気温関連 CIDs の変化は既に生じており（確信度が高い）、これらの変化の多くは人間活動が要因として特定されている（確信度が中程度）。十分なデータのある全ての陸域（南極大陸を除く）で、1850～1900 年を基準として、観測された気温の変化は内部変動の範囲を超えて既にはっきりと顕在化している（図 TS.23）。熱帯地域で、直近の過去の気温分布は既に 20 世紀初頭とは異なる範囲に移行している（確信度が高い）(TS.1.2.4)。ほとんどの陸域は、1960 年以降、少なくとも 10 年あたり 0.1°C 昇温した可能性が非常に高く、直近数十年間ではより速く昇温している。地域規模～大陸規模では、極端な高温の頻度の増加傾向、極端な低温の頻度の減少傾向は、平均気温の地球規模での変化傾向と概して整合的である（確信度が高い）。いくつかの地域では、利用可能なデータが限られているため、変化傾向の評価が困難である。{2.3.1.1, 11.3, 11.9, 12.4, Atlas.3.1}

直近数十年間で観測された温暖化の変化傾向は、21 世紀を通して、またほとんどの陸域において世界平均を上回る速度で継続すると予測される（確信度が高い）。所与の地球温暖化の水準について、CMIP6 によるモデル予測は、将来の地域規模の温暖化について CMIP5 による予測と類似した変化を示している。ただし、所与の期間と排出シナリオについて CMIP6 で予測された地域規模の温暖化は、一部の CMIP6 モデルで気候感度がより高く、強制力が異なるため、CMIP5 と比較して範囲が広く、上限が高い。{Atlas.3～Atlas.11}

RCP8.5/SSP5-8.5 の下では、ほとんどの陸域が 21 世紀末までに 1995～2014 年の基準期間と比較して少なくとも 4°C、いくつかの地域ではそれを大幅に上回る更なる温暖化を経験する可能性が高い。温暖化の水準が増大すると、極端な高温が健康、農業、及び他の部門にとって重大な閾値をより頻繁に超えることになり（確信度が高い）、21 世紀末に向かい寒波の頻度は減少する可能性が高い。例えば、21 世紀末までに、危険な蒸し暑さの閾値（例えば、米国海洋大気庁（NOAA）はヒートインデックス（HI）で

41°C としている）の超過は、SSP1-2.6 よりも SSP5-8.5 シナリオの下ではるかに頻繁になり、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 の下では、ヒートインデックスが 41°C を超過する年間日数が、直近過去と比べて 100 日以上増加するだろうが、SSP1-2.6 の下ではこの増加日数は 50 日未満にとどまる（確信度が高い）（図 TS.6）。気温が 35°C を超過する年間日数は、SSP5-8.5 シナリオの下では、21 世紀末に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 日以上増加するだろうが、SSP1-2.6 の下では（アマゾン流域を除き）60 日未満の増加が予測される（図 TS.24）。{4.6.1, 11.3, 11.9, 12.4, 12.5.2, Atlas}

湿潤と乾燥：地球規模と比較して地域規模では、観測、モデル、外部強制力の不確実性はいずれもより大きいと同時に、降水の内部変動はより強い。ただし、GHG の強制力は、熱帯陸域における雨季と乾季間及び天候レジーム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における検出可能な降水量の増加をもたらした（確信度が高い）（Box TS.6）。大雨事象の頻度と強度は、観測網がよく整備された陸域の大部分で増加した（確信度が高い）。陸域の大部分は、蒸発散量の変化を伴う人為起源の気候変動により、利用可能な水の減少を乾季に経験している（確信度が中程度）。全球水文モデルは、陸域の大部分が、河川洪水の減少よりもむしろ増加の影響を受けると予測している（確信度が中程度）。極端な降水、及び内水氾濫は、世界中のほぼ全ての大陸の多くの地域で増加するが（確信度が高い）、土地被覆及び人間の水管理を含む複雑な水文学的プロセスが関係するため、河川洪水における地域規模の変化は、内水氾濫における変化よりも不確実である。{8.2.2.1, 8.3.1, Box 8.2, 10.4.1, 11.5, 11.6, 11.9, 12.4, 12.5.1, Atlas.3.1}

風：平均風速は、観測網がよく整備されたほとんどの陸域で減少した（確信度が中程度）。過去 40 年間の主要な熱帯低気圧（TC）の強度（カテゴリ 3～5）の全世界で見た割合は、増加した可能性が高い。強い TC の割合、TC の平均ピーク風速、及び最も強い TC のピーク風速は、地球温暖化の進行に伴い地球規模で増大する（確信度が高い）。{11.7.1}

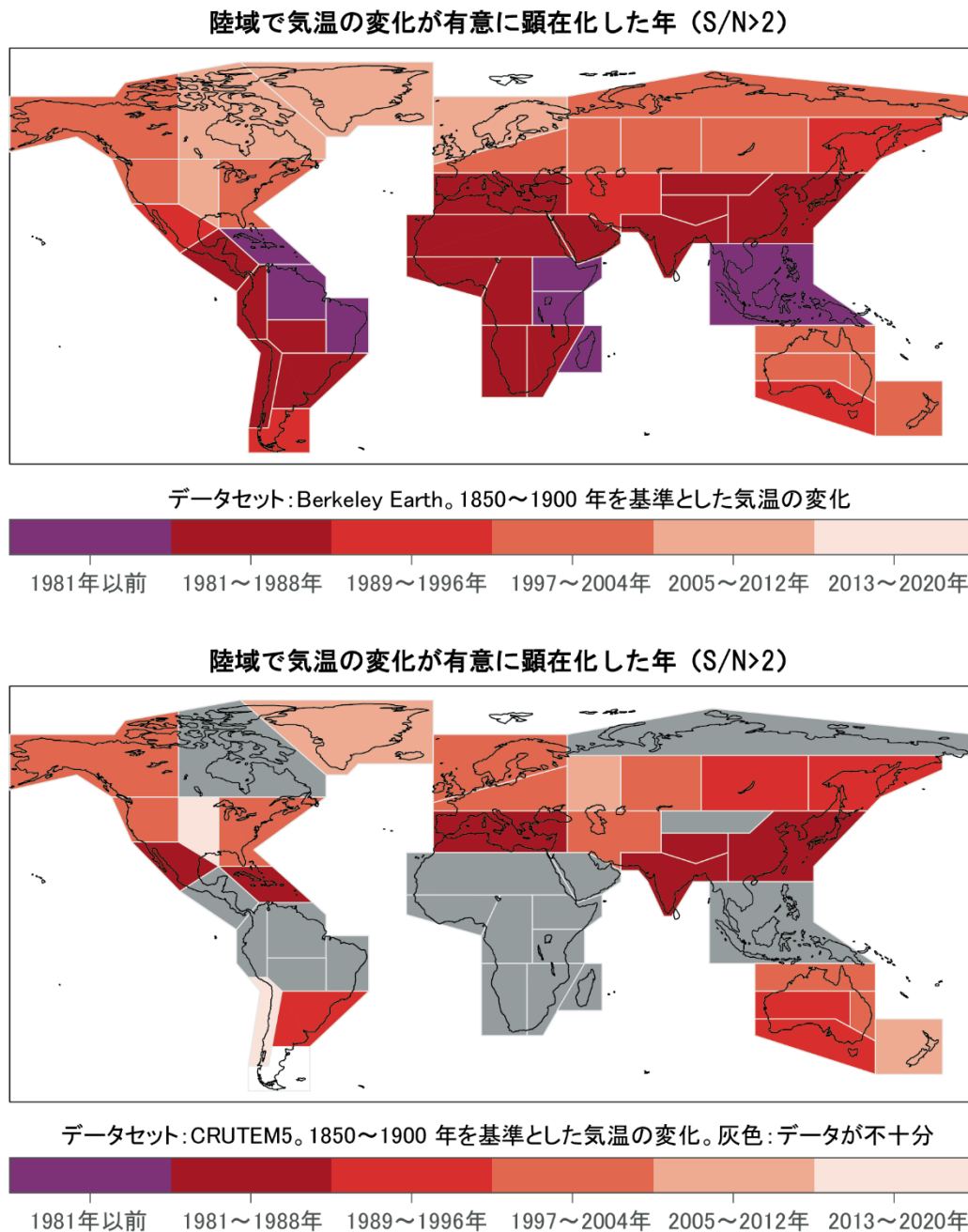


図 TS.23 | 参照地域単位で集約された観測データの気温変化のシグナルが、それぞれの集約データの年変動のノイズから顕在化した時期（顕在化の閾値として SN 比 2 を使用）。この図の目的は、AR6 WGI 参照地域について、地球規模の 2 つのデータセットで、年平均気温の変化のシグナルが年変動のノイズからいつ顕在化したかを示し、それによって観測の不確実性に関する情報も提供することである。顕在化の時期は、(a) Berkeley Earth と (b) CRUTEM5 の 2 つの全球観測データセットで計算されている。CRUTEM5 のマップ上の地域は、データがその地域の面積の 50% 未満しか利用できない場合、灰色で着色されている。(TS.1.2.4) {図 Atlas.11}

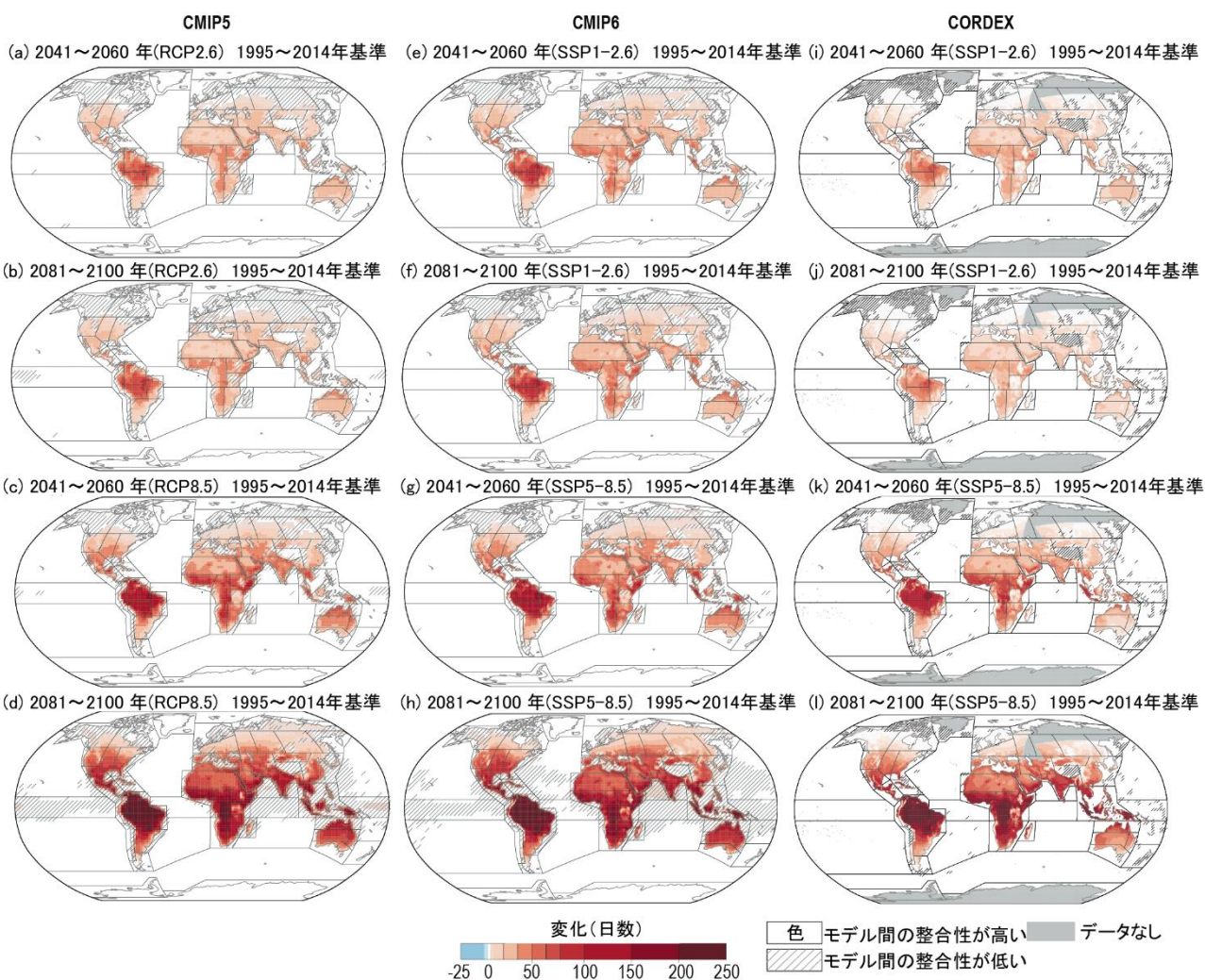


図 TS.24 | 第5期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5; 1列目)、第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6; 2列目)、及び統合地域ダウンスケーリング実験 (CORDEX; 3列目) のアンサンブルによる、最高気温が35°Cを超える年間平均日数の変化予測。この図の目的は、CMIP5、CMIP6及びCORDEXのアンサンブルによる極端な日最高気温の変化パターン予測について、一貫したメッセージの存在を示すことである。この図は、CMIP5とCORDEXにおけるRCP8.5とRCP2.6シナリオのアンサンブル、及びCMIP6におけるSSP5-8.5とSSP1-2.6シナリオのアンサンブルについて、21世紀半ば(2041~2060年)又は21世紀末(2081~2100年)の期間における過去(1995~2014年)と比較した年間日数の中央値の変化を示す。網掛けは、変化の符号に関するモデル間の一致度が80%未満の地域を示す。[Interactive Atlas]

雪氷：雪氷圏の多くの側面について、近年有意な変化がみられているか、21世紀中にみられるようになる（確信度が高い）。氷河及び永久凍土は、現在それらが存在する全ての地域において、それぞれ縮小及び融解し続ける（確信度が高い）。また、21世紀中にほとんどの陸域で、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。地球温暖化に起因する春季の融雪の開始時期の早期化と氷河の融解の増大が、高緯度及び低標高の山の流域において河川流量の季節変化に既に寄与していることについては、確信度が高い。それにもかかわらず、一部の高緯度地域では、降雪量の増加が温暖化に起因する融雪量の増加を上回るため、冬季の雪の水当量が増加する可能性が非常に高い。(TS.2.5) {8.2.2.1, 8.3.1, Box 8.2, 9.4, 9.5.1, 9.5.2, 12.4, Atlas.4~Atlas.9, Atlas.11}

沿岸と海洋：北大西洋を除く全ての海域で海面水温(SST)が上昇することについては確信度が高い。地域規

模の海面水位変化は、20世紀における準世界規模の潮位観測網全体において極端な海面水位変化の主な駆動要因であった（確信度が高い）。土地が大幅に隆起しているいくつかの地域を除いて、相対的海面水位上昇は21世紀を通して続く可能性が非常に高いしほぼ確実（地域による）であり、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。外洋では、酸性化、海水の変化、及び貧酸素化がすでに多くの海域で顕在化している（確信度が高い）。海洋熱波もまた、21世紀を通して世界中で増加すると予期される（確信度が高い）。(TS.2.4) {Box 9.2, 9.2.1.1, 9.6, 9.6.4, 9.6.4.2, 12.4}

他の変数及び同時発生的なCIDの変化：大気中のCO₂濃度と海洋の酸性度が、CO₂の排出が正味ゼロになるまで全ての気候シナリオで増加することはほぼ確実である（TS.2.2）。ほぼ全ての地域において、雹、氷雨を伴う暴風雨、激しい暴風雨、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、それはこれらの CIDs が気候変動の影響を受けないことを示すわけではない。このような CID については、観測がしばしば短期であるか均一性に欠け、また、気候変動の時間スケールでそれら CID を適切にシミュレーションするための十分な解像度又は正確なパラメタリゼーションをモデルが有していない場合が多い。複合的な現象の発生確率は、人為起源の気候変動によってこれまでに増加しており、更なる地球温暖化により増加し続ける**可能性が高く**、これには、熱波と干ばつの同時発生、複合的洪水、及び結合しているセクターが同時に複数の地域規模の極端現象を経験する可能性（例えば、複数の穀倉地帯において）が含まれる（**確信度が高い**）。{5.3.4.2, 11.8, Box 11.3, Box 11.4, 12.4}

TS.4.3.2 地域ごとの気候影響駆動要因における変化

本セクションは CIDs の変化に関する大陸ごとの統合的評価を提示し、そのいくつかの例は図 TS.25 に示される。

2℃の地球温暖化で早ければ 21 世紀半ばに、特に水循環と暴風雨に関連する多岐にわたる CIDs が、直近過去を基準とした地域特有の変化を同時に示すと予想されることについて、確信度が高い、又は確信度が中程度である。多くの地域（南部アフリカ、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、干ばつ、乾燥、及び火災の発生しやすい気象条件のうち一つ以上が増加し（**確信度が高い**）、農業、林業、健康、及び生態系を含む多岐にわたるセクターに影響を及ぼすだろう。別の地域群（北米北西部、中部、及び東部、北極圏、南米北西部、北欧、西欧、中欧、及び東欧、シベリア、中央アジア、南アジア、及び東アジア、豪州南部、並びにニュージーランド）では、雪及び/又は氷の減少、又は内水氾濫/河川氾濫の増加（**確信度が高い**）が、冬季の観光、エネルギー生産、河川輸送、及びインフラなどのセクターに影響を及ぼす。{11.9, 12.3, 12.4, 12.5, 表 12.2}

TS.4.3.2.1 アフリカ

アフリカにおける地域規模の変化は、TS.4.3.1 で述べられたものの他に、最北部及び最南部の地域に予測される総降水量の減少（**確信度が高い**）、及び西アフリカにおける降水量の西側で減少して東側で増加するパターン（**確信度が中程度**）を含む。西アフリカの西側、南部アフリカ、北アフリカ、及び地中海地域では、乾燥 CIDs（乾燥、水文干ばつ、農業及び生態学的干ばつ、火災が発生しやすい気象条件）の増加が予測されるのと同時に、アフリカ地域のほとんどで、内水氾濫を引き起こしうる大雨の増加（**確信度が高い**）が予測される。{8.4, 11.3, 11.6, 11.9, 12.4, Atlas.4}

上記と TS.4.3.1 で要約した主要な変化に加えて、CID ごとの追加的な詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：平均気温の観測値と予測値の上昇、及び極

端な高温特性への移行は、TS.4.3.1 で述べられた一般的なパターンと概ね同様である。{2.3.1.1.2, 11.3, 11.9, 12.4.1.1, Atlas.4.2, Atlas.4.4}

湿潤と乾燥：平均降水量の変化はアフリカ全体で観測されているが、過去の変化傾向は空間的一貫性がない（**確信度が高い**）。東アフリカ北部、南部アフリカ東部及び中部アフリカでは 1980 年頃から降雨量の減少を、西アフリカの一部では増加を経験した（**確信度が高い**）。大雨の頻度及び/又は強度の増加は、南部アフリカ東部と南部アフリカ西部及び地中海地域東部で観測されている（**確信度が中程度**）。河川の氾濫発生の増加傾向は、南部アフリカ東部と南部アフリカ西部（**確信度が中程度**）及び西アフリカ（**確信度が高い**）において、1980 年以降特定される。ただし、北アフリカ及び南部アフリカ西部では、降水量が減少している**可能性が高い**。西アフリカでは、降雨量はサヘル西部小地域で減少し、ギニア沿岸小地域に沿って増加すると予測される（**確信度が中程度**）。東アフリカでは、降雨量が増加すると予測される（**確信度が中程度**）。{8.3.1.6, 11.4, 11.9, 12.4.1.2, Atlas.4.2, Atlas.4.4, Atlas.4.5}

西アフリカ、中部アフリカ、南部アフリカ及び地中海地域における降水量の減少傾向及び乾燥傾向は、同地域における農業及び生態学的干ばつの増加傾向と同時に起こる（**確信度が中程度**）。水文干ばつの増加傾向は、地中海地域（**確信度が高い**）及び西アフリカ（**確信度が中程度**）で観測されている。これらの変化傾向は、乾燥及び火災の発生しやすい気象条件が地域規模で増加すると予測されることと整合する（**確信度が高い**）。{8.3.1.6, 8.4.1.6, 11.6, 11.9, 12.4.1.2}

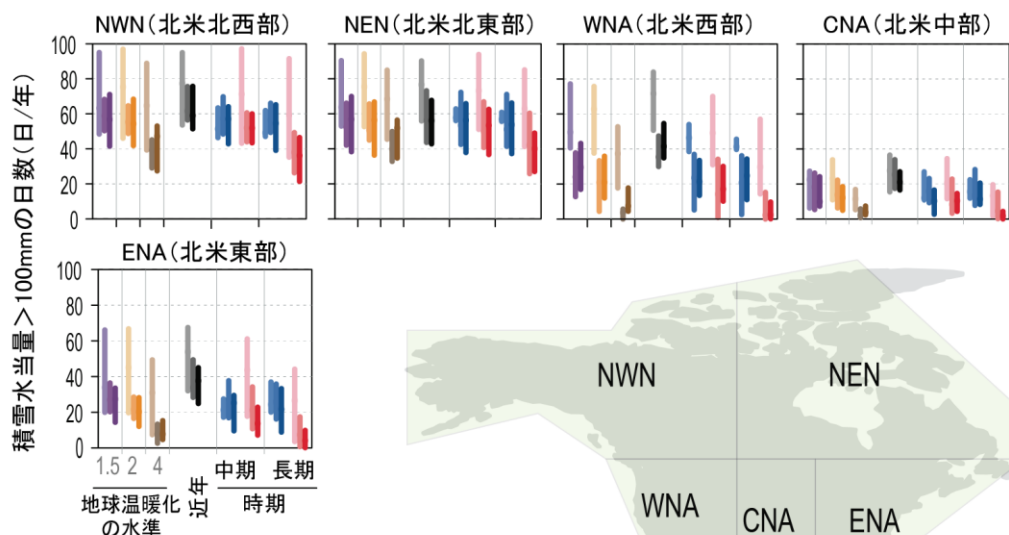
風：北アフリカと地中海地域における平均風速、極端な風速及び風力ポテンシャルは、全てのシナリオにわたって減少すると予測される（**確信度が高い**）。西アフリカと南部アフリカでは、風速と風力ポテンシャルについて将来有意な増大が予測される（**確信度が中程度**）。マダガスカル、南部アフリカ東部及び東アフリカに上陸する熱帯低気圧の頻度は減少するとの予測がある（**確信度が中程度**）。{12.4.1.3}

雪氷：アフリカの氷河及び積雪は、過去数十年間で非常に大きく減少し、この変化傾向が 21 世紀も続くことについて**確信度が高い**。{12.4.1.4}

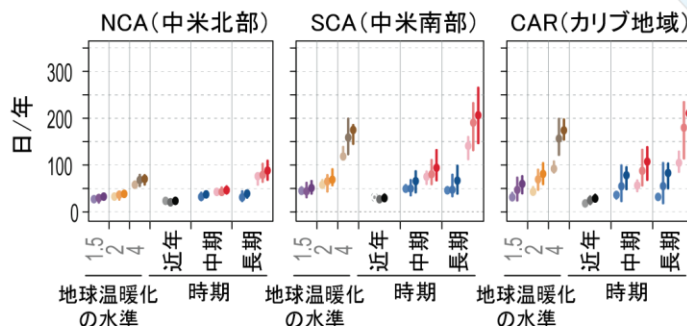
沿岸と海洋：過去 30 年間にわたり、アフリカ周辺の相対的海面水位は GMSL を上回る率で増加している。現在の 100 年に 1 度の極端な海面水位は、アフリカ周辺では 0.1 m から 1.2 m の間であるが、南部アフリカ東部沿岸、南部アフリカ西部沿岸、及び東アフリカ中部沿岸では 1 m 前後以上の値である。衛星観測による海岸線の後退速度は、1984 年から 2015 年まで大陸周辺で最大 1 m/年が観測されているが、同じ期間に 0.1 m/年の海岸線の前進速度を経験した東アフリカ南部は例外である。{12.4.1.5}

(a)

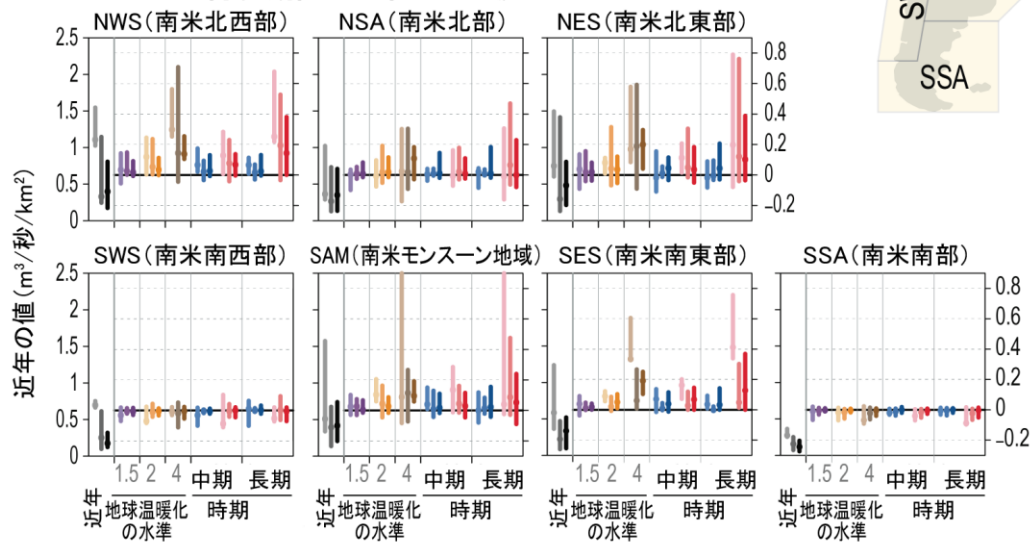
積雪水当量が100 mmを上回る日数の変化



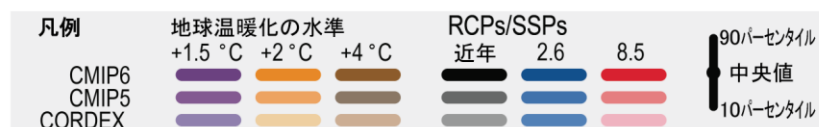
NOAAの熱指数が41°Cを上回る日数

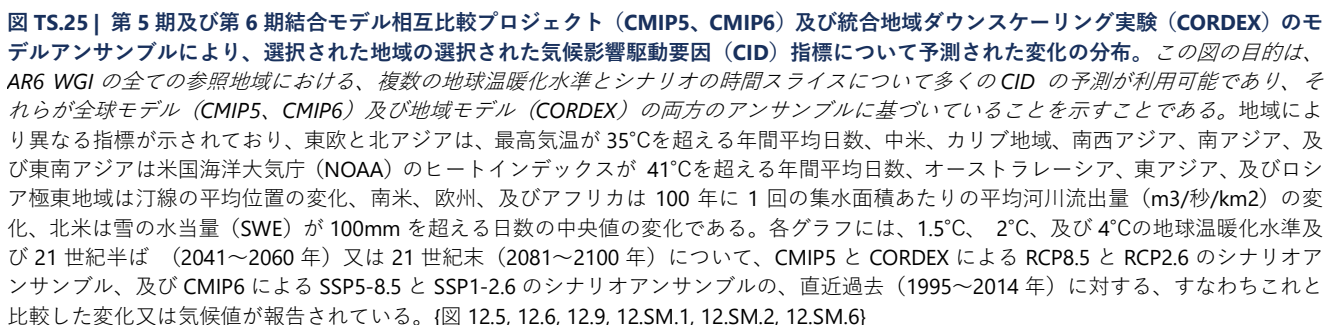


再現期間100年の河川流量



近年を基準とした変化 ($\text{m}^3/\text{秒}/\text{km}^2$)





TS.4.3.2.2 アジア

アジアは気候的及び地理的な不均質性が高いため、以下の評価知見は、一つ以上の AR6 WGI 参照地域から成る 5 つの亜大陸地域すなわち、東アジア (EAS+ECA)、北アジア (WSB+ESB+RFE)、南アジア (SAS)、東南アジア (SEA) 及び南西アジア (ARP+WCA) で要約されている (Box TS.12)。

アジアにおける地域規模の変化は、TS.4.3.1 で述べられたものの他に、大きな地域差を示す年降水量の過去の変化傾向はを含む (確信度が高い)。東アジアのモンスーンに伴う降水には、1950 年代以降、北部の乾燥化及び南部の湿潤化を伴う変化があり、年平均総降水量は、1970 年代半ば以降、北アジアのほとんどの領域で増加した可能性が非常に高い (確信度が高い)。南アジアの夏季モンスーンに伴う降水量は、20 世紀半ば以降いくつかの地域で減少したが (確信度が高い)、21 世紀中は増加するとともに年々変動が強まる可能性が高い。(Box TS.13)

アジアの大部分において降水量と河川氾濫の増加が予測される：具体的には、東アジア、北アジア、南アジア、及び東南アジアの年平均降水量 (確信度が高い)、東アジア、南アジア、中央アジア西部、北アジア及び東南アジア (確信度が高い) 及びアラビア半島 (確信度が中程度) の極端現象、並びに東アジア、南アジア、東南アジア、及びシベリア東部の河川氾濫 (確信度が中程度) である。中央アジア東部と中央アジア西部の乾燥は、特に 21 世紀半ば以降、地球温暖化の水準が 2°C を超えると増加すると予測される (確信度が中程度)。東南アジア、チベット高原、及びアラビア半島を除く地域はどこでも、火災の発生しやすい気象条件が長く続き、強くなることが予測される (確信度が中程度)。

アジアでは地表面の風速が減少しているが (確信度が高い)、将来の変化傾向には大きな不確実性があり、北アジア、東アジア、及びチベット高原では平均風速が減少し、東南アジア及び東アジアでは全体的に熱帯低気圧の頻度が減少し、強度が強まる (確信度が中程度)。

北アジアでは、永久凍土の温度上昇と融解が直近数十年にわたって観測されている (確信度が高い)。将来予測は、21 世紀半ばまで、季節的な積雪期間、氷河の質量、及び永久凍土の面積が減少し続けることを示している (確信度が高い)。積雪面積と積雪量は、ヒンドークシュ・ヒマラヤ (HKH) のほとんどの地域で 21 世紀中は減少し、雪線高度が上昇し (確信度が高い)、氷河の体積は、CO₂排出量が多いシナリオほどより大きな質量損失を伴い減少する可能性が高い。東アジアと北アジアでは大雪が増加している (確信度が中程度) が、雹と雪崩の将来変化については証拠が限定的である。{2.3, 8.3, 8.4, 9.5, 9.6, 10.6, Box 10.4, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9, 12.4.2, Atlas.3.1, Atlas.5, Atlas.5.2, Atlas.5.3, Atlas.5.4, Atlas.5.5}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる

詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：アジアの全ての地域において、平均気温の観測値と予測値の上昇、及び暑熱の極端化は、TS.4.3.1 で述べられた一般的なパターンと概ね同様である。東南アジアでは年平均地表気温の上昇量が世界平均よりもわずかに小さい可能性が高い。{Atlas.5.4.4}

湿潤と乾燥：東アジアでは、年降水量の過去の変化傾向にはかなりの地域差があるが、中国北西部及び韓国では増加している (確信度が高い)。極端な日降水量は、この地域の一部で増加している (確信度が高い)。極端な水文干ばつの頻度は、中国南西部から北東部にかけて広がる地域で増加しており、4°C の地球温暖化の水準で農業及び生態学的干ばつ、2°C 以上の地球温暖化の水準では火災の発生しやすい気象条件が増加することが予測される (確信度が中程度)。{8.3.2, 8.4.2, 11.4.4, 11.4.5, 11.9, 12.4.2.2, Atlas.5.1.2}

北アジアでは、年平均総降水量が増加している可能性が非常に高く、より激甚な氾濫事象を引き起こしている。また、乾燥日数の減少については確信度が中程度である。同時に、総土壌水分量は広範にわたり減少すると予測される (確信度が中程度)。{8.3.1.3, 8.4.1.6, 11.4.5, 11.5.2, 11.5.5, 12.4.2.2, Atlas.5.2.2}

南アジアでは、20 世紀半ば以降、夏季モンスーンに伴う降水量が減少した地域が複数ある (確信度が高い) 一方、HKH 西部の一部では増加し、HKH 東部～中部では減少した (確信度が中程度)。大雨と氾濫事象の頻度は、過去数十年の間にいくつかの地域で増加した (確信度が中程度)。{8.3.1.3, 8.3.2.4.1, 8.4.1.5, 8.4.2.4.1, 10.6.3.3, 10.6.3.5, 10.6.3.6, 10.6.3.8, Cross-Chapter Box 10.4, 11.4.1, 11.4.2, 11.4.5, 11.5.5, 12.4.2.2, Box 10.4, Atlas.5.3.2}

東南アジアでは、平均降水量の変化傾向は、データセット間及び季節間で空間的に一貫性がなく、または整合していない (確信度が高い)。東南アジアの大部分では降雨量の増加を経験しているが、降水日数は減少している (確信度が中程度)。降雨は、東南アジア北部で増加、海洋大陸にある地域では減少すると予測される (確信度が中程度) {8.4.1, 11.4.2, 11.5.5, 11.9, 12.4.2.2, Atlas.3.1, Atlas.5.4.2, Atlas.5.4.4}

南西アジアでは、1980 年代以降、アラビア半島で観測された 10 年あたり 6.3mm の年降水量の減少と、極端な降水の頻度と強度の増大を伴って、1960～2013 年に中央アジア西部の東側高地で観測された 10 年あたり 1.3 mm～4.8 mm の増加 (確信度が非常に高い) が対照的である。{図 8.19, 図 8.20, 8.3.1.6, 8.4.1.6, 11.9, 表 11.2A, 12.4.2.2, Atlas.5.5}

風：東アジアでは、陸上の地表付近の風速は減少しており、将来は一層減少すると予測される (確信度が中程度)。1980 年代半ば以降、強い熱帯低気圧 (TCs) の発生数及び強度の増加率が増加し (確信度が中程度)、経路は北西方向へ有意に移動し、平均緯度も北方向に移動して、中国東部、朝鮮半島、日本列島での曝露が増加した (確信

度が中程度)。{11.7.1, 12.4.2.3}

北アジアでは、1979～2018 年の間、風速が減少する傾向であり、陸上の地表付近の風速が減少し続けると予測される（確信度が中程度）。{2.3.1.4.4, 12.4.2.3}

東南アジアでは、TCs の発生数に有意な長期の変化傾向はみられないが、1951～2013 年の間、数はより少ないもののより極端な TCs がフィリピンに影響を及ぼしている。{11.7.4, 12.4.2.3}

雪氷：東アジアでは、1960 年代以降、中国の北西部、北東部、及び南東部、並びにチベット高原東部で、観測される降雪の頻度が減少し、平均強度が増加している。日本の一部では、大雪がより頻繁に発生すると予測される（確信度が中程度）{12.4.2.4, Atlas.5.1.2}

北アジアでは、季節的な積雪期間及び積雪面積は直近数十年で減少し（確信度が高い）、最大積雪深は 1970 年代半ば以降、特にロシア極東地域南部で増加した可能性が高い。{2.3.2.5, 8.3.1.7.2, 9.5, 12.4.2.4, Atlas.5.2, Atlas.5.4}

南アジアでは、21 世紀初頭以降、HKH の大部分で積雪面積が減少し、氷河は 1970 年代以降薄くなり、後退し、質量が減少した（確信度が高い）が、カラコルム氷河はわずかに質量が増加したか、ほぼ均衡した状態である（確信度が中程度）。{8.3.1.7.1、Cross-Chapter Box 10.4}

南西アジアでは、標高が高い山岳の永久凍土の劣化が、過去 10 年間に山岳斜面の不安定性を増加させている（確信度が中程度）。コーカサス地方の 60%を超える氷河の質量が、RCP8.5 排出シナリオの下では 21 世紀末までに消滅すると予測される（確信度が中程度）。{9.5.1, 9.5.3, 12.4.2.4}

沿岸と海洋：過去 30 年間にわたり、アジア周辺では相対的な海面水位が GMSL より速い速度で上昇した（確信度が高い）。沿岸面積の正味の減少と海岸線の後退は 1984～2015 年にかけて観測されたが、ロシア極東地域、東アジア、及び東南アジアでは局所的に海岸線が前進した。{12.4.2.5}

予測によると、地域規模で見た平均海面水位は引き続き上昇し（確信度が高い）、1995～2014 年を基準として、2081～2100 年に SSP1-2.6 では 0.4～0.5m、SSP5-8.5 では 0.8～1.0m となる（中央値）。これは、より頻繁な沿岸浸水と低平地におけるより高い極端な海面水位及び砂浜の海岸侵食に寄与するだろう（確信度が高い）。気候変動、地盤沈下、及び人為起源の要因の複合効果が、メコンデルタ及び他のアジア沿岸地域における氾濫水位の上昇と浸水の長期化をもたらすことについて確信度が高い。{9.6.1, 9.6.3, 12.4.2.5}

TS.4.3.2.3 オーストラレーシア

オーストラレーシアにおける地域規模の変化は、TS.4.3.1 で述べられたものの他に、西オーストラリア州南西部における 4 月から 10 月の降雨量に 1910 年から 2019 年に観測された、人間の影響に帰せられる大

幅な減少を含む（確信度が高い）。これは将来も継続する可能性が非常に高い。豪州南部では農業及び生態学的干ばつと水文干ばつが増加し（確信度が中程度）、豪州北部及び中部では気象干ばつが減少している（確信度が中程度）。相対的な海面水位は、1993～2018 年の間に、オーストラレーシア周辺で GMSL より速い速度で上昇している（確信度が高い）。砂浜の海岸線は、0.1 m/年の前進速度が観測されている豪州南部を除き、オーストラレーシア地域周辺で後退している。

将来、大雨と内水氾濫は、豪州北部と豪州中部で増加する可能性が非常に高く、オーストラレーシアの他の地域でも、地球温暖化の水準が 2°Cを超える場合には増加する可能性が高く、地球温暖化の水準が 2°Cの場合には確信度が中程度である。農業及び生態学的干ばつは、2°Cの地球温暖化の水準では豪州南部と豪州東部で増加すると予測される（確信度が中程度）。火災の発生しやすい気象条件は、豪州（確信度が高い）及びニュージーランド（確信度が中程度）全域で増加すると予測される。降雪は、豪州（確信度が高い）及びニュージーランド（確信度が中程度）両地域の高標高地域全体で減少し、ニュージーランドでは氷河が後退すると予測される（確信度が高い）。{11.4, 表 11.6, 12.3, 12.4.3, Atlas.6.4, Atlas.6.5}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：平均気温の観測値と予測値の上昇、及び極端な高温特性への移行は、TS.4.3.1 で述べられた一般的なパターンと概ね同様である。{11.9, 12.4.3.1, Atlas.6}

湿潤と乾燥：1950 年以降、豪州北部では、大雨が増加していることについて確信度が中程度である。年平均降水量は、地球温暖化の水準が 2°Cの場合、ニュージーランドの南部と西部で増加し（確信度が中程度）、豪州南部の南西側（確信度が高い）、豪州東部（確信度が中程度）、及びニュージーランドの北部と東部（確信度が中程度）で減少すると予測される。ニュージーランドと豪州では、河川氾濫が増加することについては確信度が中程度であり、豪州北部で増加はより大きいと予測される。豪州南部（南西側で確信度が高い）、豪州東部（確信度が中程度）、ニュージーランド北部と東部（確信度が中程度）では、2°C前後の地球温暖化の水準で乾燥が増大すると予測される。{11.4, 11.9, 表 11.6, 12.4.3.2, Atlas.6.2}

風：豪州北東部の一部では、高 CO₂排出シナリオの下で、21 世紀末までに平均風速が増大すると予測される（確信度が中程度）。豪州北東部及び北部の熱帯低気圧（TCs）は、「東海岸の低気圧」を除いて数は減少する（確信度が低い）が、強度は増加すると予測される（確信度が高い）。{12.4.3.3}

雪氷：豪州での観測によると、積雪期の長さは過去 50 年で 5%短くなった。さらに、降雪のピーク日は過去 50 年間で 11 日遅くなった。ニュージーランドの氷河の氷の体積は、1977 年から 2018 年にかけて 33%減少した。{12.4.3.4, Atlas.6.2}

沿岸と海洋：20 世紀にこの地域で観測された海洋熱波の変化は、ニュージーランド南東部沿岸を除き、発生頻度の増加、一回の事象の持続期間、10 年あたりの海洋熱波の総日数の増加を示し、タスマン海では他地域に比べて変化がより強い。現在の 100 年に 1 度の極端な海面水位は、豪州のほとんどの地域で 0.5～2.5m であるが、例外的に北西部沿岸は 100 年に 1 度の極端な海面水位が 6～7m の高さになりうる。

TS.4.3.2.4 中南米

中南米における地域規模の変化は、TS.4.3.1 で述べられたものの他に、南米南東部における 1960 年代以降の平均及び極端な降水の増加を含む（**確信度が高い**）

（TS.4.2.3）。南米北東部では、平均降水量の減少傾向と農業及び生態学的干ばつの増加傾向が観測された（**確信度が中程度**）。南米南東部、南米南部、南米北部、南米モンスーン地域、及び南米北東部では、2℃以上の地球温暖化の水準で極端な降水と内水氾濫の強度と頻度が増加すると予測される（**確信度が中程度**）。南米モンスーン地域及び南米南部では農業及び生態学的干ばつが増加し、いくつかの地域（南米北部、南米モンスーン地域、南米北東部、及び南米南西部）では火災の発生しやすい気象条件が増加すると予測される（**確信度が高い**）。{8.3, 8.4, 11.3, 11.4, 11.9, Table 11.13, 表 11.14, 表 11.15, 12.4.4.2, Atlas.7.1, Atlas.7.2}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：平均気温の観測値と予測値の上昇、及び極端な高温特性への移行は、TS.4.3.1 で述べられた一般的なパターンと概ね同様である。{11.3.2, 11.3.5, 表 11.13, 12.4.4.1, Atlas.7.1.2, Atlas.7.2.2, Atlas.7.2.4}

湿潤と乾燥：平均降水量は、南米北西部及び南米南東部で増加、南米北東部及び南米南西部で減少し（**確信度が高い**）、南米北部及び中米南部で一層に減少する（**確信度が中程度**）という、ダイポールパターンで変化すると予測される。南米北部と中米南部では、乾燥と農業及び生態学的干ばつが増加している（**確信度が中程度**）。中米南部及び南米南部では、火災の発生しやすい気象条件が増加すると予測される（**確信度が中程度**）。{8.3.1.3, 8.4.2.4.5, 11.4.2, 11.9, 表 11.14, 表 11.15, 12.4.4.2, Atlas.7.2.2, Atlas.7.2.4}

風：気候予測は、アマゾン地域（南米北部、南米モンスーン地域、南米北東部）における、平均風速と風力ポテンシャルが増大することを示している（**確信度は中程度**）。{12.4.4.3}

雪氷：氷河の体積の減少と永久凍土の融解は、アンデス山脈で全ての気候シナリオ下において継続する**可能性が高く**、河川流量の甚大な減少と潜在的に大規模な氷河湖決壊による洪水の原因となる。{9.5.1.1, 12.4.4.4}

沿岸と海洋：中米及び南米周辺では、過去 30 年間に、南大西洋と亜熱帯北大西洋における相対的海面水位が

GMSL よりも速い速度で上昇し、東太平洋では GMSL よりも遅い速度で上昇している。現在の 100 年に 1 度の極端な海面水位は、南米南部及び南米南西部の小地域で最も高く 5～6m にもなりうる。1984～2015 年の衛星観測によれば、中米南部、南米南東部、及び南米南部の砂浜海岸では海岸線の後退速度が観測されている一方、南米北西部及び南米北部では海岸線の前進速度が観測されている。1982～2016 年の期間、海岸では少なくとも年に 1 回の海洋熱波を経験し、中米北部の太平洋岸と南米南東部の大西洋岸ではより多くの海洋熱波を経験した。{12.4.4.5}

TS.4.3.2.5 欧州

欧州における地域規模の変化は、TS.4.3.1 で述べられたものの他に、北欧における内水氾濫並びに地中海地域における水文干ばつと農業及び生態学的干ばつに観測された増加を含み（**確信度が高い**）、これらが人間の影響に帰せられることについてはそれぞれ**確信度が高い**及び**確信度が中程度**である。北半球冬季の高緯度における平均降水量の増加、南欧における夏季の降水量の減少が、2℃の地球温暖化の水準で始まると予測される（**確信度が高い**）。地中海地域では、2℃の地球温暖化の水準で乾燥、農業干ばつ及び水文干ばつ、並びに火災の発生しやすい気象条件の増加が始まる（**確信度が高い**）。2℃の地球温暖化の水準になると、いたるところで内水氾濫の増加が始まることについて**確信度が高い**が、地中海地域だけは**確信度が中程度**であり、中西欧では、河川氾濫も同様に増加が始まる（**確信度が高い**）。北欧のほとんどの周氷河作用は、低排出の温暖化シナリオの場合でさえ、21 世紀末までに消滅すると予測される（**確信度が中程度**）。{8.3, 11.3, 11.9, 12.4.5, 12.5.2, Atlas.8.2, Atlas.8.4}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：平均気温の観測値と予測値の上昇、及び極端な高温特性への移行は、TS.4.3.1 で述べられた一般的なパターンと概ね同様である。{11.3, 11.9, 12.4.5.1, 12.5.2, Atlas.8.2, Atlas.8.4}

湿潤と乾燥：20 世紀初頭以降、北欧、中西欧、及び東欧において、年平均降水量が増加していることについて**確信度は中程度**であり、極端な降水の増加については**確信度が高い**。欧州地中海地域において、観測された陸域降水量の変化傾向の大きさと符号は、期間と厳密な調査地域に依存する（**確信度が中程度**）。北欧、東欧及び南欧では、高い温暖化の水準で河川洪水が減少することについては**確信度は中程度**である。{8.3.1.3, 11.3, 11.9, 12.4.5.2, Atlas.8.2, Atlas.8.4}

風：陸域の平均風速は減少している（**確信度が中程度**）が、人為起源の気候変動の役割についてはまだ確証がない。地中海地域で平均風速が減少することについては**確信度が高く**、北欧では地球温暖化の水準が 2℃を超えると平均風速が減少することについては**確信度は中程度**で

ある。メディケーン（地中海の熱帯性低気圧）の頻度は減少すると予測される（**確信度が中程度**）。{11.9, 12.4.5.3}

雪氷：アルプスでは積雪面積が 21 世紀全体を通して標高 1,500~2,000m 以下で減少する（**確信度が高い**）。ヨーロッパアルプス及びスカンジナビアにおいて、氷河の氷の体積が減少するとの予測については**確信度が高く**、減少の時期及び質量の変化率については**確信度が中程度**である。{9.5.2, 12.4.5.4}

沿岸と海洋：欧州の亜寒帯北大西洋沿岸では、過去 30 年間に相対的海面水位が GMSL よりも遅い速度で上昇した。現在の 100 年に 1 度の極端な海面水位は、地中海では 0.5~1.5 m、大西洋欧州西部の沿岸である英国周辺及び北海沿岸では 2.5~5.0 m、バルト海沿岸では 1.5~2.5 m とより低くなっている。衛星観測に基づく 1984~2015 年の海岸線変化の推定は、中欧と地中海地域の砂浜海岸では 0.5 m/年前後の後退速度で、北欧では海岸線がおおむね安定していることを示している。1982~2016 年の期間において、欧州の海岸は平均して年間 2.0 回を超える海洋熱波を経験し、地中海地域東部とスカンジナビアでは年間 2.5~3 回の海洋熱波を経験した。{12.4.5.5}

TS.4.3.2.6 北米

北米における地域規模の変化は、TS.4.3.1 で述べられたものの他に、北米の湿潤と乾燥に関する CIDs の変化を含む。これらは主として平均降水量の変化における北東（湿潤化）から南-西（乾燥化）へのパターンで構成されるが、大雨の増加は広範囲にわたる（**確信度が高い**）。蒸発需要の増大は、北米中部、北米西部、及び中米北部で農業及び生態学的干ばつ並びに火災の発生しやすい気象条件（特に夏季）を拡大させる（**確信度が中程度から高い**）。北米における激しい暴風雨、熱帯低気圧、及び砂じん嵐は、より極端な特性へと移行しており（**確信度が中程度**）、観測値と予測値の両方が、今後数十年の雪氷状態の季節的及び地理的領域に強い変化があることを示している（**確信度が非常に高い**）。相対的海面水位、沿岸浸水及び侵食に関する一般的知見は、ハドソン湾及びアラスカ南部周辺で相当の量の地盤隆起がある地域には当てはまらない。{8.4, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9, 12.4, Atlas.9.4}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：平均気温の観測値と予測値の上昇、及び極端な高温特性への移行は、TS.4.3.1 で述べられた一般的なパターンと概ね同様である。{11.3, 11.9, 12.4.6.1, Atlas.9.2, Atlas.9.4}

湿潤と乾燥：年降水量は、1960~2015 年の間に北米東部及び北米中部の一部で増加し（**確信度が高い**）、米国南西部及びメキシコ北西部の一部で減少した（**確信度が中程度**）。中米北部以外の北米全域では、河川洪水が増加すると予測される（**確信度が中程度**）。{8.4.2.4, 11.4, 11.5, 11.9, 12.4.6.2, Atlas.9.2, Atlas.9.4}

北米西部では農業及び生態学的干ばつの増加が観測されており（**確信度が中程度**）、大陸内陸部の大部分にわたって夏季の土壌水分の低下を伴って、米国南西部及び中米北部で乾燥が増加すると予測される（**確信度が中程度**）。{8.4.1, 11.6.2, 12.4.6.2}

風：メキシコ太平洋沿岸、メキシコ湾岸、及び米国東海岸では、最も強い熱帯低気圧の発生数がより多くなり、移動速度が遅くなり、降雨ポテンシャルが高くなることを予測は示している（**確信度が中程度**）。平均風速と潜在的風力ポテンシャルは、北米西部で減少すると予測されるが（**確信度が高い**）、全球モデルと領域モデル間の違いにより他の地域では**確信度が低い**。{11.4, 11.7, 12.4.6.3}

雪氷：一部の高緯度地域では、温暖化傾向よりも降雪量の増加が優勢であるため、冬季の雪の水当量の増加を経験する**可能性が高い**。地球温暖化の水準が 3°C~5°C で持続する場合、カナダ西部及び北米西部のほぼ全ての氷河質量が消滅する（**確信度が中程度**）。{9.5.1, 9.5.3, 12.4.6.4, Atlas.9.4}

沿岸と海洋：北米周辺では、過去 30 年間に亜寒帯北大西洋と太平洋東部での相対的海面水位が GMSL よりも遅い速度で上昇し、亜熱帯北大西洋では GMSL よりも速い速度で上昇した。観測によると、北米の多くの海岸において一時的な沿岸浸水が増加しつつあることが示されている。1984 年から 2015 年にかけて、1 m/年前後で海岸線が後退していることが、北米北西部及び中米北部の砂浜海岸で観測されているが、米国のメキシコ湾岸の一部では 2.5 m/年に迫る速度で後退が観測された。北米東部及び北米西部の砂浜の海岸線は、1984~2014 年の間、ほぼ安定したままであるが、北米北東部では 0.5 m/年前後の海岸線の前進が観測されている。{12.4.6.5}

TS.4.3.2.7 小島嶼

小島嶼における地域規模の変化は、TS.4.3.1 で述べられたものの他に、カリブ地域及び太平洋諸島のうち南北両半球の緯度 20 度よりも極側の一部における、北半球夏季の降雨量が減少している**可能性が高い**ことを含む。これらの乾燥傾向は、今後数十年間は続く**可能性が高い**。地球温暖化の水準が 2°C を超えると、熱帯低気圧の発生数は少なくなるが、より強度が増すと予測される（**確信度が中程度**）。{9.6, 11.3, 11.4, 11.7, 11.9, 12.4.7, Atlas.10.2, Atlas.10.4, Cross-Chapter Box Atlas.2}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：ほとんどの小島嶼は測器による観測記録のある期間を通して温暖化している**可能性が非常に高く**、21 世紀に気温上昇が続くことでこれらの地域で熱ストレスが一層増大する。{11.3.2, 11.9, 12.4.7.1, Atlas.10.2, Atlas.10.4, Cross-Chapter Box Atlas.2}

湿潤と乾燥：降雨量の観測値と予測値の変化傾向は、小島嶼全域で見ると空間的に様々である。温暖化する気候

の下での蒸発散量の増加は、将来の降雨量増加を部分的に相殺するか、又は将来の降雨量減少を増幅させ、乾燥の増大だけでなく、カリブ地域においてより深刻な農業及び生態学的干ばつをもたらさう（**確信度が中程度**）。{11.4.2, 11.9, 12.4.7.2, Atlas.10.2, Atlas.10.4, Cross-Chapter Box Atlas.2}

風：地球規模の変化は、小島嶼がより少ないがより強い TCs に直面することを示しているが、TCs の経路が極方向に移動することを考慮すると、予測の空間的整合性がない（**確信度が中程度**）。{11.7.1.2, 11.7.1.5, 12.4.7.3}

沿岸と海洋：小島嶼周辺の海洋では、相対的海面水位上昇が続いていく**可能性が非常に高く**、高潮及び高波とともに沿岸浸水を激化させ、小島嶼の帯水層への塩水侵入が増加する可能性がある。海岸線の後退がほとんどの小島嶼の砂浜海岸で予測される（**確信度が高い**）。{9.6.3.3, 12.4.7.4, Cross-Chapter Box Atlas.2}

TS.4.3.2.8 極地域

北極域の地表の昇温は、**21 世紀を通して世界平均の昇温より顕著であり続けることはほぼ確実である**。極域の水循環の強化は平均降水量を増加させ、降水強度はより強く、降雪量よりも降水量の方が多くなる**可能性が高い**（**確信度が高い**）。

永久凍土の温度上昇、季節的な積雪面積の減少、及び氷河の融解が広範に及ぶ（**確信度が高い**）。グリーンランド氷床及び南極氷床は、**1992 年以降質量を失っており、全ての排出シナリオの下で、今世紀を通して質量を失い続けるだろう**（**確信度が高い**）。相対的海面水位及び沿岸浸水は、相当の量の地盤隆起のある地域以外の領域で増加すると予測される（**確信度が中程度**）。{2.3, 3.4, 4.3, 4.5, 7.4, 8.2, 8.4, Box 8.2, 9.5, 12.4.9, Atlas.11.1, Atlas.11.2}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる詳細を以下に示す。

暑熱と寒冷：南極における変化はより大きな空間変動性を示し、1950 年代以降、南極半島では温暖化している**可能性が非常に高く**、東南極では全体的な変化傾向はみられない。南極では、北極より昇温は小さく、極域温暖化増幅も弱いと予測されるが、予測によると 21 世紀末までに弱い極域温暖化増幅が起こることについて**可能性が非常に高い**。{4.3.1, 4.5.1, 7.4.4, 12.4.9.1, Atlas.11.1, Atlas.11.2}

湿潤と乾燥：最近数十年間、北極域の乾燥に全体的減少がみられ（**確信度が高い**）、水蒸気輸送量の増加が降水量、湿度、及び河川流量の増加と、これに対応した乾燥日数の減少の原因となっている。南極域の降水量は、20 世紀の間、増加傾向を示していた。水循環は両極域で強まり、総降水量の増加（及びより強い大雨への移行）及び雨として降る降水量割合の増加をもたらすと予測される。北極域では、これが、河川洪水の可能性の増大、雪解け水による洪水の早期化、及び洪水の季節特性の変化の原因

となる（**確信度が高い**）。予測によれば、火災の発生しやすい季節が長期化し（**確信度が中程度**）、火災の発生しやすい気候状態がツンドラ地域にまで拡大する（**確信度が高い**）。{8.2.3, 8.4.1, Box 8.2, 9.4.1, 9.4.2, 12.4.9.2, Atlas.11.1, Atlas.11.2}

風：ロシア北極域と北米北東部北極域での平均風速の減少については**確信度が中程度**であるが、他の北極域及び南極域での変化については**確信度が低い**。{12.4.9.3}

雪氷：春季の積雪面積の減少は、少なくとも 1978 年以降、北半球各地で起こっている（**確信度が非常に高い**）。永久凍土の温度上昇と融解は、1980 年代以降、北極圏に広がり（**確信度が高い**）、地表面の状態に強い不均質性をもたらしている。北極圏における将来の氷河及び氷床の減少、永久凍土の温度上昇、永久凍土面積の減少、並びに季節的な積雪期間及び積雪面積の減少については、**確信度が高い**。直近数十年の北極海海岸の大部分における季節的な海水面積の減少は今後も続き、沿岸ハザード（高潮、沿岸侵食、及び沿岸浸水を含む）の増加に寄与すると予測される。{2.3.2, 3.4.2, 3.4.3, 9.4.1, 9.4.2, 9.5, 12.4.6, 12.4.9, Atlas.11.2}

沿岸と海洋：北極域の（海氷の減少によって促進される）沿岸浸水及び沿岸侵食の増加の予測（**確信度が中程度**）については、海面水位上昇の寄与を考慮すると**確信度が高くなる**が、大きな地盤隆起のある地域（北米北東部北極域及びグリーンランド）については**確信度が低下する**。{12.4.9.5}

TS.4.3.2.9 海洋

インド洋、赤道太平洋西部、及び西岸境界流領域は世界平均よりも速く昇温しており（**確信度が非常に高い**）、熱帯太平洋西部及び北極海で海洋熱波（海洋熱波）の頻度が最も大きく変化すると予測される（**確信度が中程度**）。太平洋と南大洋は低塩分化し、大西洋は塩分濃度が増加すると予測される（**確信度が中程度**）。人為起源の温暖化は海洋の酸素濃度を一層低下させる**可能性が高く**、この貧酸素化は数千年にわたり持続すると予測される（**確信度が中程度**）。北極海の水氷減少は今後も続き、高 CO₂ 排出シナリオ下の予測では、**21 世紀末までには 9 月に実質的に氷のない北極海になる**（**確信度が高い**）。{2.3, 5.3, 9.2, 9.3, Box 9.2, 12.3.6, 12.4.8}

上記及び TS.4.3.1 で要約した主な変化に加えて、更なる詳細を以下に示す。

海面水温：南大洋、赤道太平洋東部、及び北大西洋は、世界平均より緩やかに昇温、又はわずかに降温している。1850～1900 年を基準とした 2°C の地球温暖化で、病原体、海草、マングローブ、コンブ林、岩礁海岸、サンゴ礁、及び他の海洋生態系に関する多数のハザード閾値の超過が起こるだろう（**確信度が中程度**）。{9.2.13, 12.4.8}

海洋熱波：海洋熱波の頻度は、中緯度では中等度の増加、南大洋ではわずかな増加が予測される（**確信度が中程度**）。SSP5-8.5 シナリオの下では、21 世紀には、熱帯の

海洋の一部、北極海、及び南緯 45 度周辺で恒常的な海洋熱波(年間 360 日以上)が発生すると予測されるが、SSP1-2.6 シナリオの下ではそのような恒常的な海洋熱波の発生を大きく回避しうる。{Box 9.2, 12.4.8}

海洋の酸性化：CO₂濃度の増加に伴い、海面付近の pH は過去 40 年間にわたり世界的に低下している(ほぼ確実)。{2.3.3.5, 5.3.3.2, 12.4.8}

海洋塩分濃度：大洋規模では、太平洋と南大洋は低塩分化し、大西洋は塩分濃度が増加した可能性が非常に高い。{2.3.3.2, 9.2.2.2, 12.4.8}

溶存酸素：直近数十年で、海洋生態系における低酸素地域が拡大している。{2.3.4.2, 5.3.3.2, 12.4.8}

海氷：北極海の多年性海氷は季節性の薄い氷に置き換わりつつあり、春季には融解が早まり、秋季には凍結が遅くなっている。南極の海氷域は、過去数十年にわたって明確な変化傾向はなく、将来の変化については確信度が低い。{2.3.2.1.1, 9.3.1.1, 12.4.8, 12.4.9}

TS.4.3.2.10 他の地理的領域

異なる大陸にみられるある種の地域は、その場所にかかわらず、共通の気候上の試練に直面している。これらには、極端な高温と干ばつが一層増加する可能性が非常に高い生物多様性のホットスポット、凍結高度が上昇し雪氷状態の変化が予測される山岳地域(確信度が高い)、及びますます火災の発生しやすい気象条件になりやすくなる熱帯林(確信度が中程度)が含まれる。{8.4, Box 8.2, 9.5, 12.3, 12.4}。

世界中に存在する生物多様性のホットスポットは、CID が変化する中で固有の試練に直面するだろう。高温、干ばつと乾季の長さ、森林火災の発生しやすい気象条件、海面水温、及び貧酸素化は、陸域生態系及び淡水生態系に関連する駆動要因であり、顕著な増加傾向を示している。{12.3, 12.4.10.1}

砂漠及び半乾燥地域は、極端な高温、干ばつ及び砂じん嵐などの CIDs に強く影響され、一部の地域では大規模な乾燥化傾向が乾燥地の拡大に寄与している(確信度が高い)。{12.3, 12.4.10.3}

山岳地域における平均的な昇温は標高によって異なるが、そのパターンは世界的に見て一様ではない(確信度が中程度)。極端な降水は、主要な山岳地域で増加し(場所により確信度が中程度～高い)、全てのシナリオの下で洪水、地すべり、湖の決壊という連鎖的な影響の潜在的可能性を伴うと予測される(確信度が中程度)。{8.4.1.5, Box 8.2, 9.5.1.3, 9.5.3.3, 9.5.2.3, Cross-Chapter Box 10.4, 11.5.5, 12.3, 12.4.1–12.4.6, 12.4.10.4}

ほとんどの熱帯林は、過去の変動と比べて特に大きな、顕在化した複合的温暖化傾向によって困難に直面している(確信度が中程度)。水循環の変化は多くの熱帯林で干ばつ、長期化する乾季、及び火災の発生しやすい気象条件の増加をもたらす(確信度が中程度)。{10.5, 12.3, 12.4}

Box TS.14 | 都市域

地球温暖化に伴い、都市域と市街地は暑い日と暖かい夜の増加を伴う熱波、また都市の沿岸浸水の発生確率を高める海面水位上昇及び熱帯低気圧に伴う高潮と降雨強度の増加などの極端な気候の発生頻度の増加の影響を受ける（確信度が高い）。{Box 10.3, 11.3, 11.5, 12.3, 12.4}.

都市域は、例えばヒートアイランド及び水循環の変化の観点で、気候システムと特別な相互作用があり、それによって極端な高温などの極端な気候の影響をより強く受ける（確信度が高い）。地球温暖化に伴って、相対的な海面水位上昇に、熱帯低気圧に伴う高潮と降雨強度の増大が重なって、都市の沿岸浸水の確率が高まる（確信度が高い）。北極圏の沿岸居住地は、海氷の後退により、特に気候の変化にさらされる（確信度が高い）。都市気候モデリング及び気候モニタリングネットワークの改良は、地域規模の気候と都市気候の間の相互作用の理解に寄与している（確信度が高い）。{Box 10.3, 11.3, 11.5, 12.3, 12.4}

世界平均気温への影響は無視できるほどであるにもかかわらず（確信度が高い）、都市化は都市内部及びその周辺で観測されている温暖化傾向への寄与（特に年平均最低気温（確信度が非常に高い）、及び都市域及び都市の風下における、特に午後と夕方の平均降水量と極端な降水量の増加（確信度が中程度））を通して地球温暖化の影響を激化させている。{2.3, Box 10.3, 11.3, 11.4, 12.3, 12.4}

気候変動予測と都市の成長シナリオを組み合わせると、将来の都市化は特に最低気温に強く影響することにより、予測される局所的気温上昇を増幅し（確信度が非常に高い）、その大きさは地球温暖化にほぼ匹敵する（確信度が高い）。熱波などの極端な気候現象がより頻繁に発生し、将来の都市開発と組み合わせると、より多くの暑い日と暖かい夜が都市の熱ストレスを増加させ、現在と比較して、大きな影響が出ると予期される（確信度が非常に高い）。{Box 10.2, 11.3, 12.4}

海面水位と気温の両方が、ほとんどの沿岸居住地で上昇すると予測される（確信度が高い）。極端な降水が増加すると予測される都市域では、特に高い地球温暖化の水準の場合、内水氾濫の可能性が増大することについては確信度が高い。{11.4, 11.5, 12.4}