

# 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. Fuglestedt, 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](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
<b>Box TS.1   本報告書の中核的な概念</b> .....	7	TS.3.1 放射強制力とエネルギー収支.....	58
<b>TS.1 変化する気候</b> .....	11	TS.3.2 気候感度と地球システムのフィードバック.....	61
TS1.1 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
<b>Box TS.2   古気候</b> .....	13	<b>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</b> .....	71
TS.1.2 気候科学の進歩.....	15	<b>Box TS.8   太陽放射変化に対する地球システムの応答</b> .....	72
TS.1.3 将来の気候変動の評価.....	20	<b>Box TS.9   不可逆性、ティッピングポイント、急激な変化</b> .....	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	<b>TS.4 地域規模の気候変動</b> .....	75
<b>Cross-Section Box TS.1 : 世界平均気温の変化</b> .....	27	TS.4.1 地域規模の気候変動情報の生成と伝達.....	75
<b>TS.2 広域的な気候変動：平均気候、変動性、極端現象</b> .....	31	<b>Box TS.10   イベントアトリビューション</b> ... 76	
TS.2.1 地球規模の気候システム全体の変化	31	<b>Box TS.11   気候サービス</b> .....	79
TS.2.2 気候システムの駆動要因の変化.....	35	<b>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</b> .....	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
<b>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</b> .....	40	<b>Box TS.13   モンスーン</b> .....	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	<b>Box TS.14   都市域</b> .....	112
<b>Box TS.4   海面水位</b> .....	45		
<b>Box TS.5   炭素循環</b> .....	47		
TS.2.6 生物圏と極端現象を含む陸域の気候	50		
<b>Box TS.6   水循環</b> .....	53		
<b>インフォグラフィック TS.1   気候の将来</b> .....	56		

## 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、低温暖化シナリオ (SSP1-2.6) の下では 2100 年までに少なくとも 2 倍、高温暖化シナリオ (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）、CO<sub>2</sub> 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らう。{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}

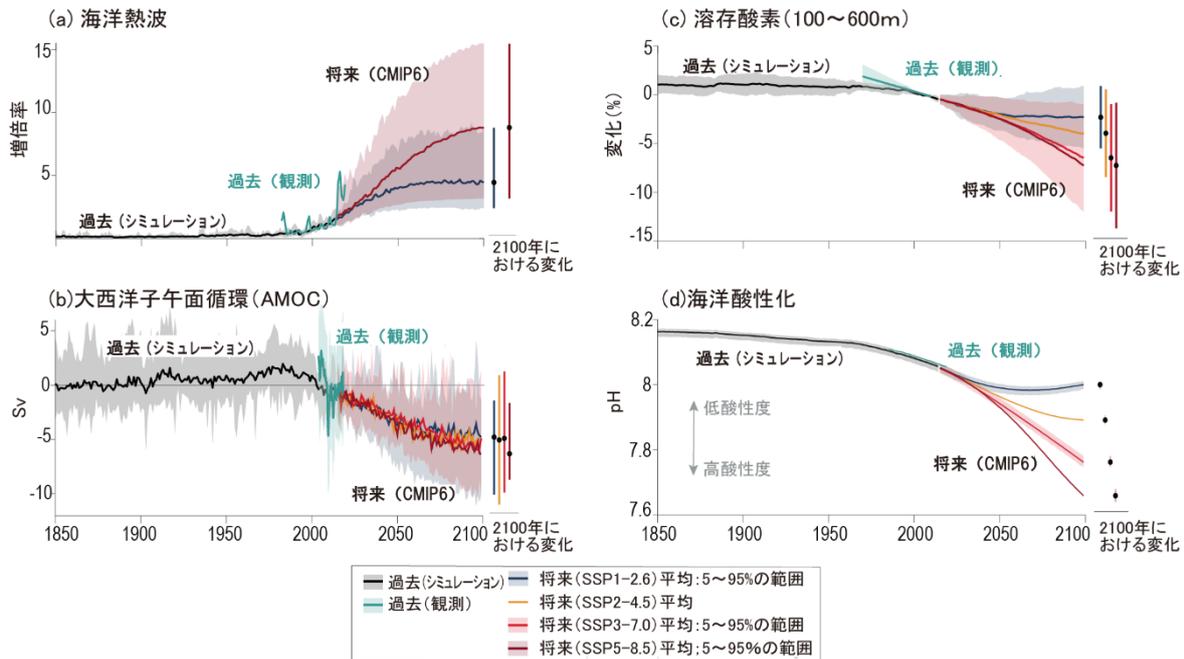
1950 年以降、海表面付近の高塩分領域は塩分濃度がより高くなり、一方低塩分領域はより低塩分化したことはほぼ確実であり、これが水循環の強化と関連していることは確信度が中程度である (Box TS.6)。人間の影響がこの塩分変化に寄与している可能性は極めて高く、この大規模なパターンは 21 世紀にかけて振幅が大きくなる（確信度が中程度）。{2.3.3, 3.5.2, 9.2.2, 12.4.8}

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は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続流、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

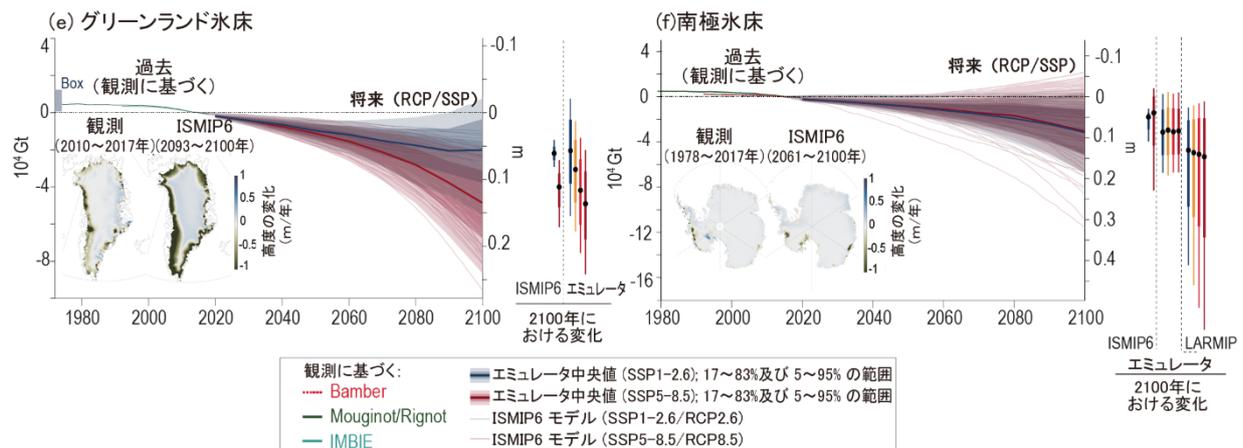


図 TS.11 | 過去と将来の海洋と氷床の変化。この図の意図は、多くの海洋及び雪氷圏の指標の観測及び予測された時系列が整合していることを示すことである。観測及びシミュレーションされた過去の変化、並びに異なる温室効果ガス排出シナリオの下での将来変化予測。シミュレーション及び予測された海洋の変化は、第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) のアンサンブル平均として示され、SSP1-2.6 と SSP3-7.0 シナリオについては 5~95% 範囲 (陰影部) が示されている (パネル a のみ、シナリオ SSP1-2.6 と SSP5-8.5 の範囲が示されている)。2100 年の平均値と 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 パーセント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。ISMIIP6 による SSP1-2.6 及び SSP5-8.5 で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、ISMIIP6、ISMIIP6 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 ISMIIP6 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 CO<sub>2</sub> 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海水の減少（晩夏の海水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、南極域の海水面積は 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。CO<sub>2</sub> 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}

現在の北極海の海水面積の水準は、（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、北極海の海水面積と厚さは夏季及び冬季ともに減少し、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）。北極海の海水面積の年最小値は、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 km<sup>2</sup> を下回ることについて確信度が高い。この実質的に氷のない状態は、CO<sub>2</sub> 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}

南極の氷河については、1979 年から 2020 年まで、冬季及び夏季ともに衛星観測による氷河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、将来の南極の氷河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）。追加的温増化が 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

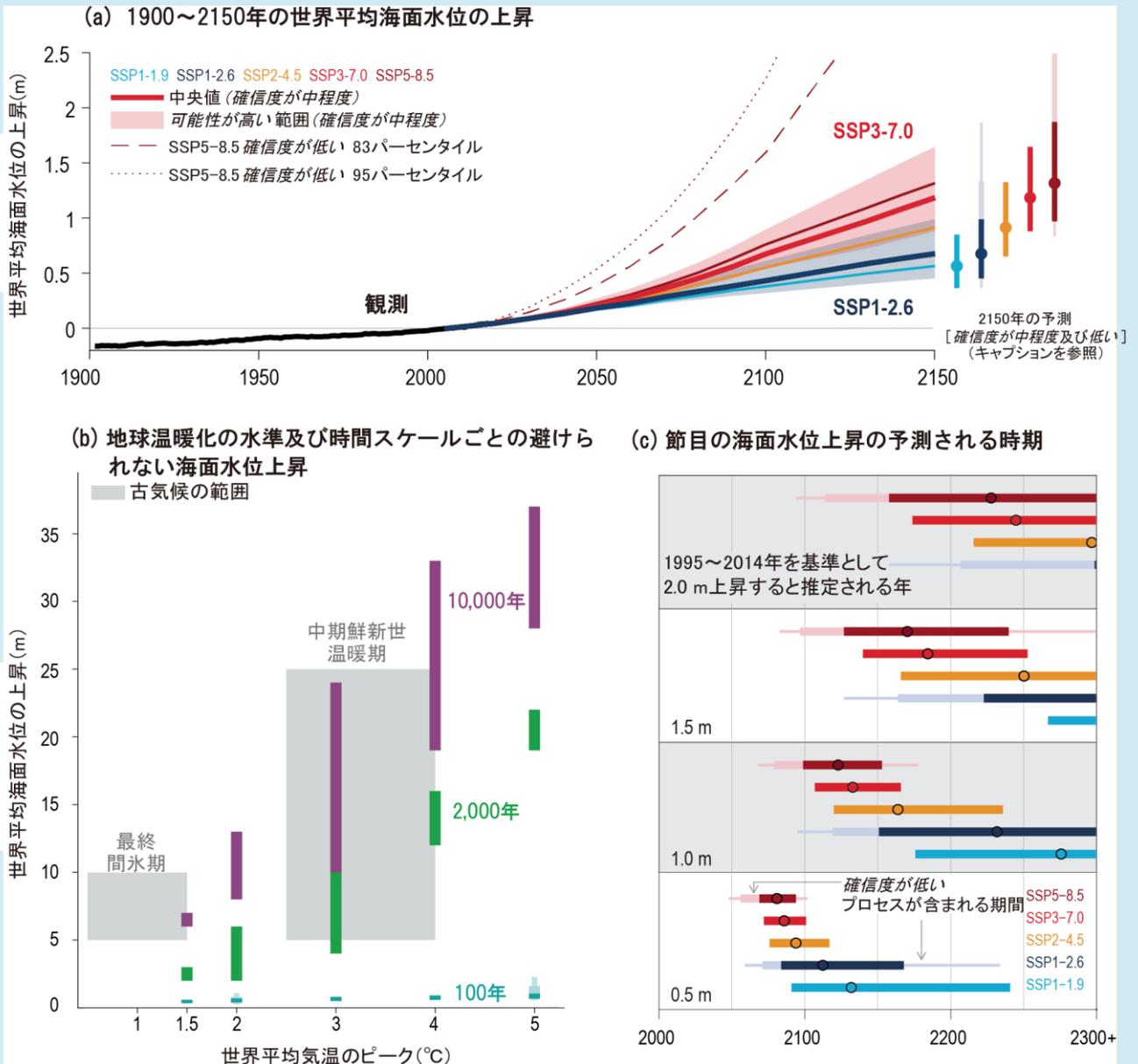
いる。{2.3.2, 3.4.3, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, Atlas.11.2}

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ตอบสนอง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ตอบสนอง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**）。CO<sub>2</sub>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CO<sub>2</sub>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 のものとはほぼ整合している。{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 CO<sub>2</sub> 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しうる (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。CO<sub>2</sub> 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、CO<sub>2</sub> 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)。CO<sub>2</sub> 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を得られる (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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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}

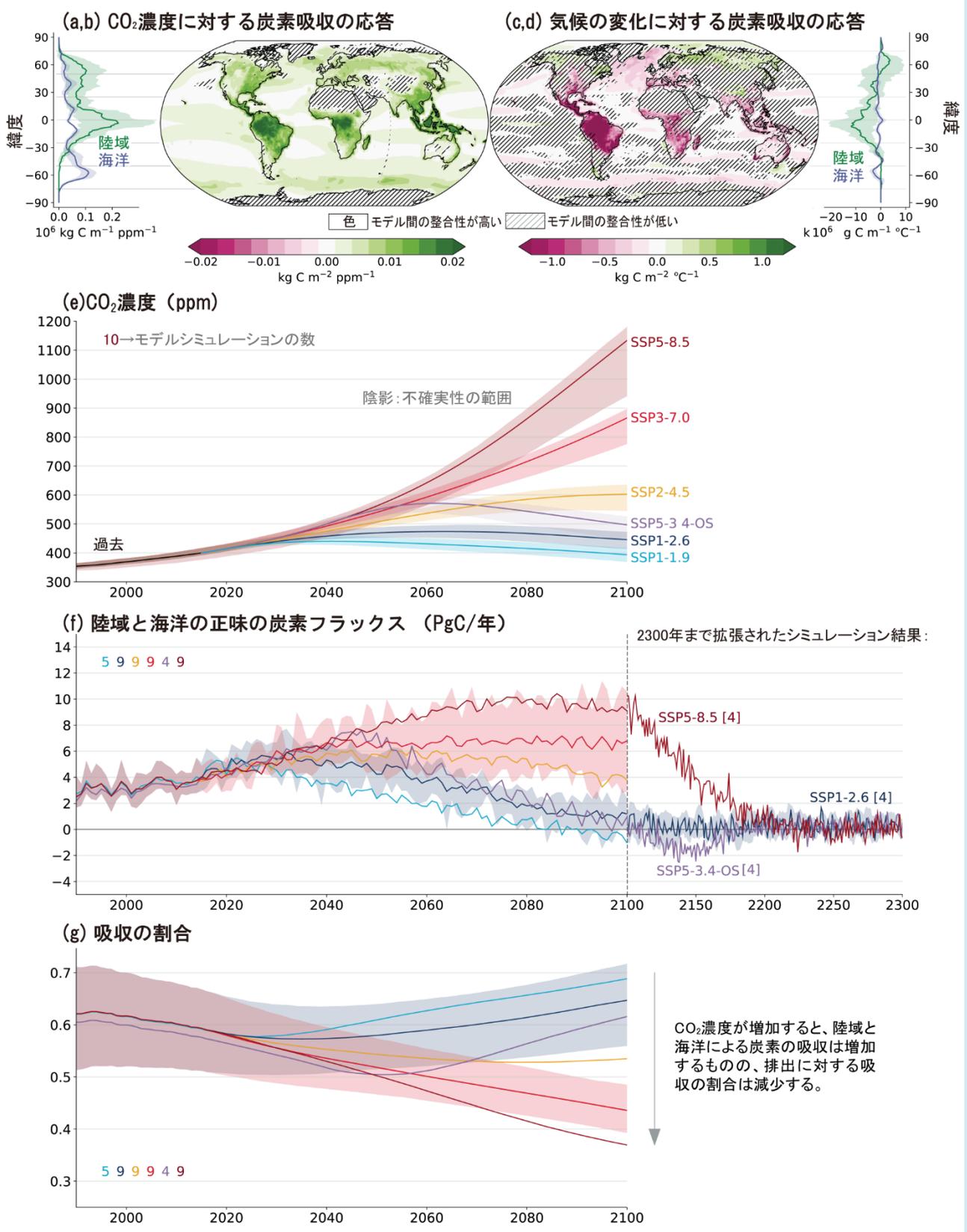
CO<sub>2</sub> 濃度の両半球間の勾配、同位体、及びインベントリデータを用いた複数系統の証拠に基づくと、1750 年以降の大気中の CO<sub>2</sub> 濃度の増加 (TS.2.2 を参照) が人間活動による直接排出に起因していることは疑いの余地がない。1750～2019 年の期間の化石燃料の燃焼と土地利用の変化は、700 ± 75PgC (可能性が高い範囲、1PgC = 10<sup>15</sup>g の炭素) の大気中への排出をもたらし、そのうちの約 41% ± 11% が現在大気中に残っている (確信度が高い)。人為的な CO<sub>2</sub> 排出の総量のうち、化石燃料の燃焼によるものが約 64% ± 15% を占め、過去 10 年間で 86% ± 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 CO<sub>2</sub> 排出量は、平均して年間 10.9 ± 0.9PgC (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 ± 0.02 PgC/年)、23% (2.5 ± 0.6 PgC/年) は海洋に取り込まれ、31% (3.4 ± 0.9 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> の大気残留率が過去 60 年間 44 ± 10% に留まるといった結果をもたらした (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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 濃度がもたらす炭素施肥効果により、陸域の正味の CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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。CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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、CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> が追加的に 1 単位増加する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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 (CO<sub>2</sub>) の吸収源と吸収割合に対する変化の見直しを通して、CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 濃度の水準を決定する役割を示すことである。図は、CO<sub>2</sub> 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、CO<sub>2</sub> 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：CO<sub>2</sub> 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期される (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 CO<sub>2</sub> 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增大する (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 CO<sub>2</sub> 排出量の下では大気中の CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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。

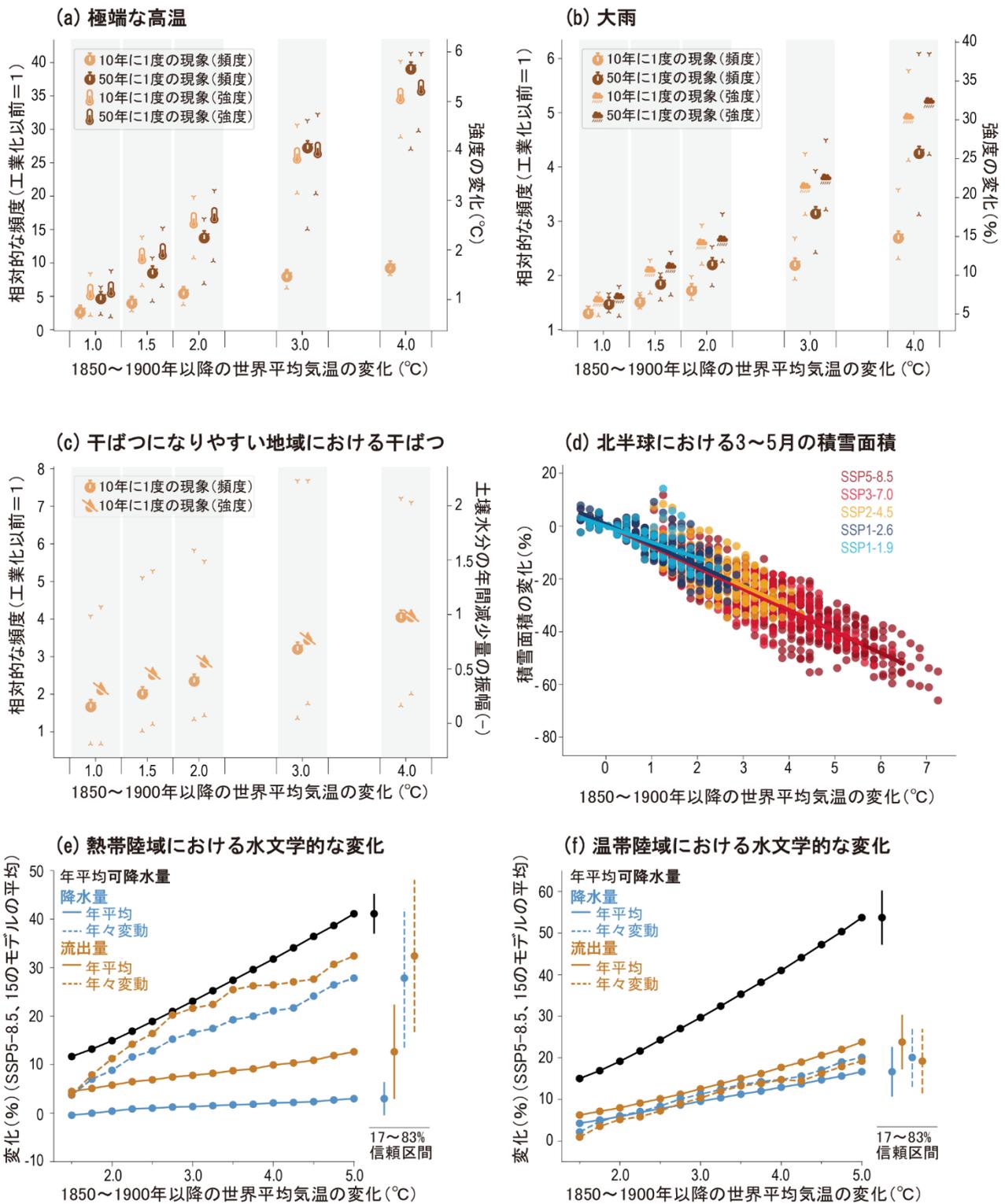


図 TS.12 | 1850~1900 年を基準とした地球温暖化水準の関数としての陸域関連の変化。この図の意図は、陸域の変数の極値と平均値が温暖化水準に伴って一貫して変化することを示し、熱帯及び温帯陸域の水循環の指標（すなわち、降水量と流出量）の地球温暖化水準に伴う変化を平均値と年々変動（年々変動は平均値よりも大きい速度で増加する）で示すことである。(a) 10年に1度及び50年に1度起こる極端な日最高気温の頻度（左側のスケール）と強度（単位：°C、右側のスケール）の変化。(b) (a)と同様。ただし、極端な大雨の日降水量については強度の変化を%で示す。(c) 干ばつになりやすい地域（WNA、CNA、NCA、SCA、NSA、NES、SAM、SWS、SSA、WCE、MED、WSAF、ESAF、MDG、SAU、EAU；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°C 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°C 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CO<sub>2</sub>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。CO<sub>2</sub>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CO<sub>2</sub>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CO<sub>2</sub>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。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ー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）及びエー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）。人為起源エー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ー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うる（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}

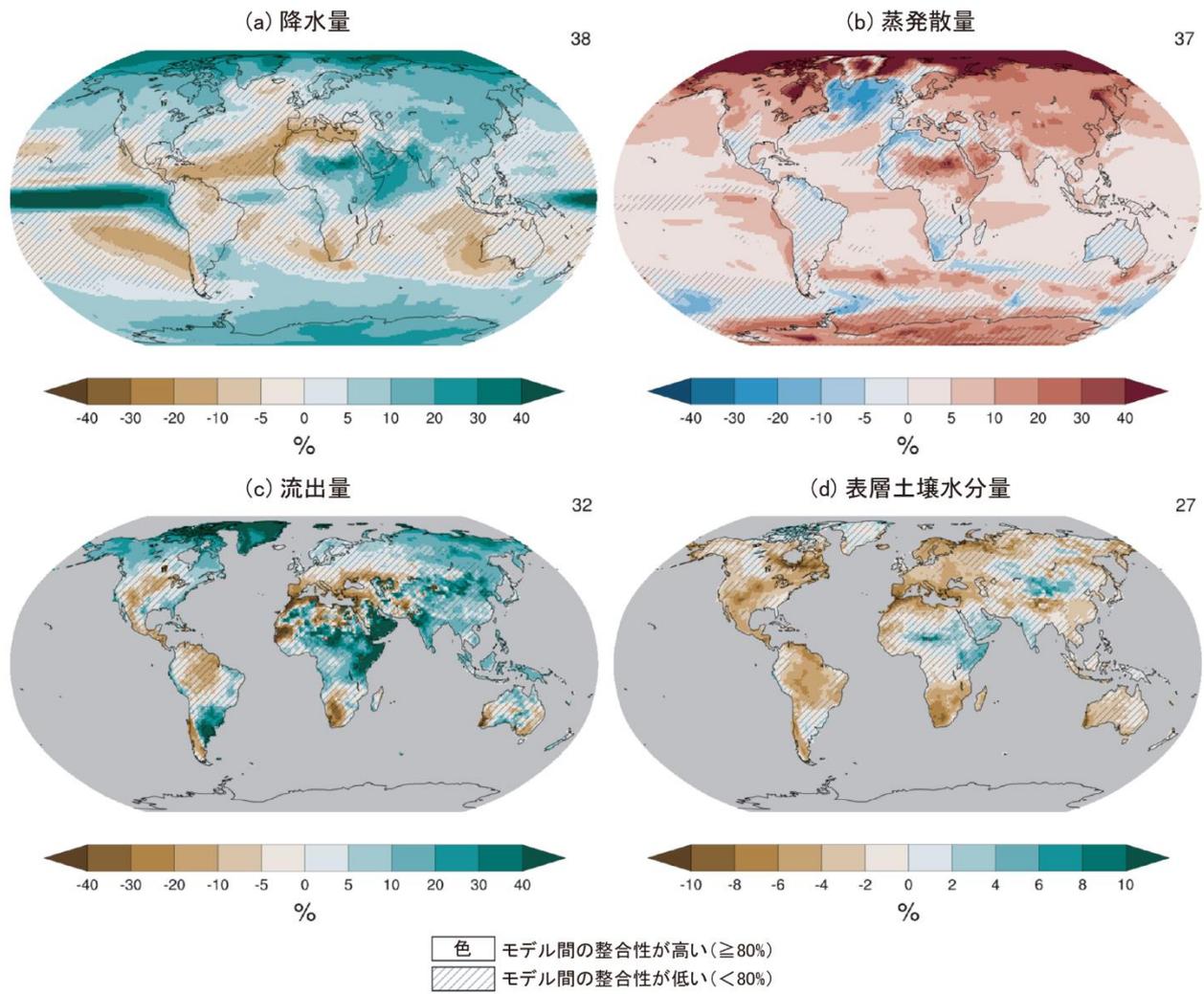
陸域の昇温は、大気蒸発需要と干ばつ事象の深刻度を増加させる（確信度が高い）。海洋よりも陸域の昇温の方が大きいことにより、大気循環パターンが変化し、大陸の地表付近の相対湿度を低下させ、地域的な乾燥化に寄与する（確信度が高い）。相対湿度の低下は、2000年以降、世界の陸域の大部分で起こっている可能性が非常に高い。予測された大気水需要の増加による蒸発散量の増加は、地中海地域、北米南西部、南アフリカ、南米南西部及び豪州南西部において土壌水分を減少させる（確信度が高い）（Box TS.6 図1）。アマゾン川流域及び中米を含むいくつかの熱帯地域でも、乾燥化が進むと予測される（確信度が高い）。干ばつの頻度と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

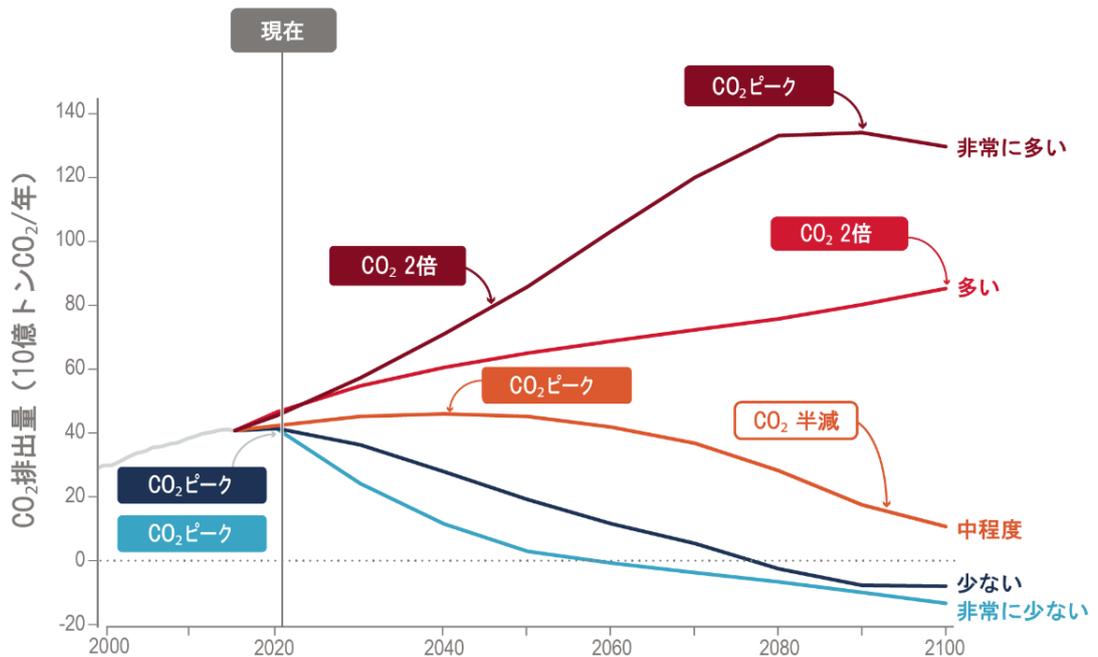
### 気候の将来

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



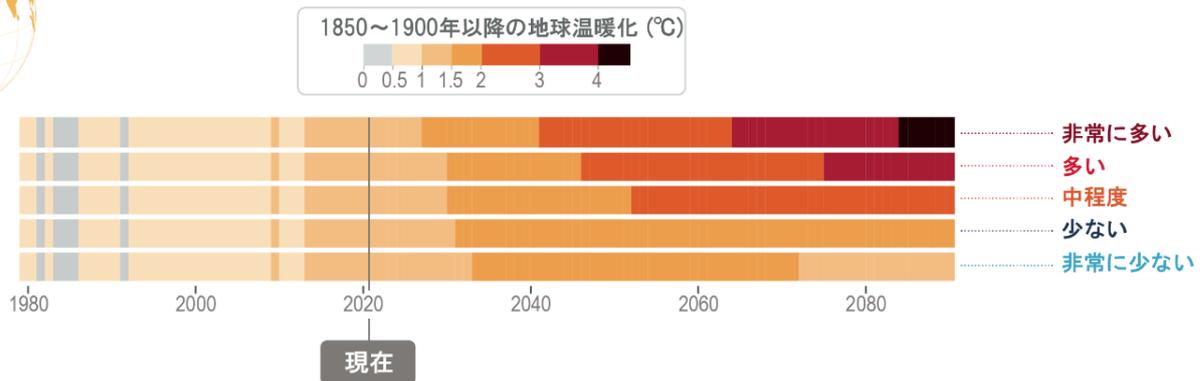
社会と経済の発展が異なると、今世紀の残りの期間における二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、他の温室効果ガス、及び大気汚染物質の将来の排出量も異なりうる。



#### 地表気温への影響



気温を安定化させるには、CO<sub>2</sub>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

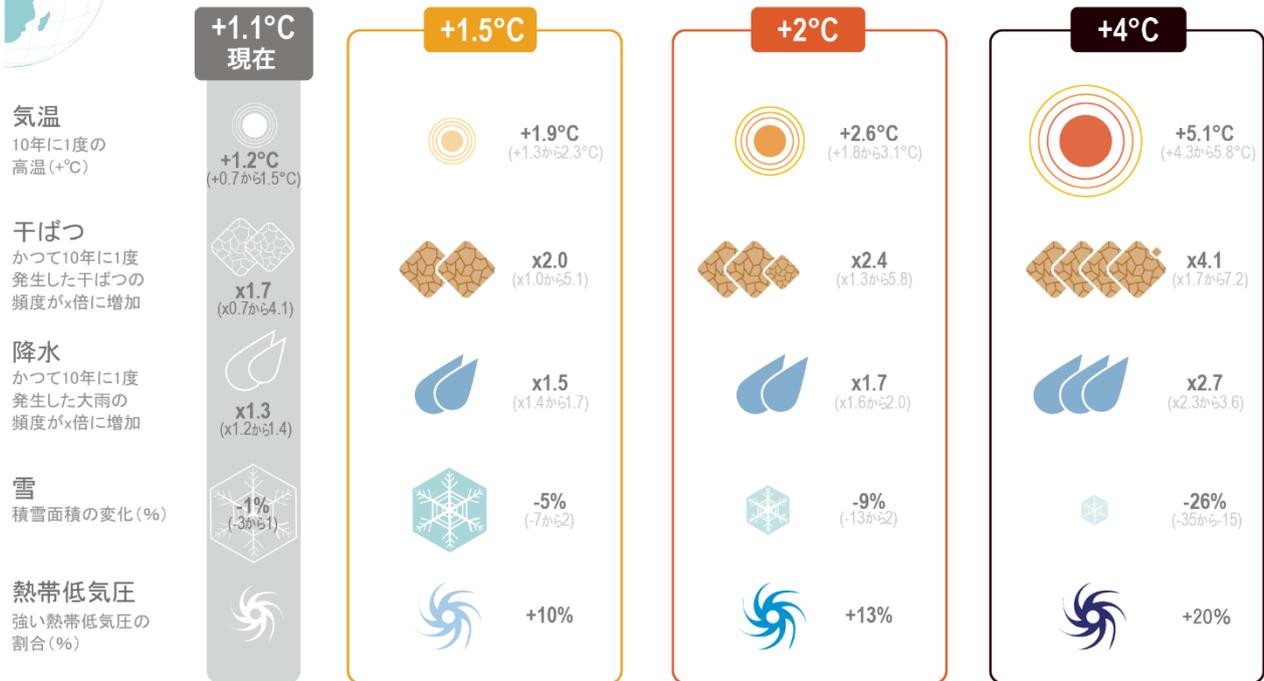
短い時間スケール(典型的に10年)において、自然変動は排出の結果生じる地球温暖化の変化傾向を一時的に抑制又は増強しうる。

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CO<sub>2</sub>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

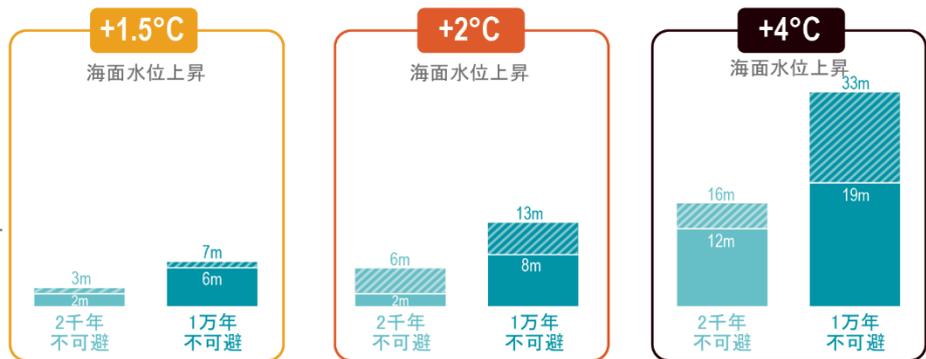
気候システムの多くの側面は気温の変化に即座に反応する。  
地球温暖化の水準が上昇するにつれてより大きな影響が生じる(最小/最大の範囲)



### 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す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=10<sup>21</sup> 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

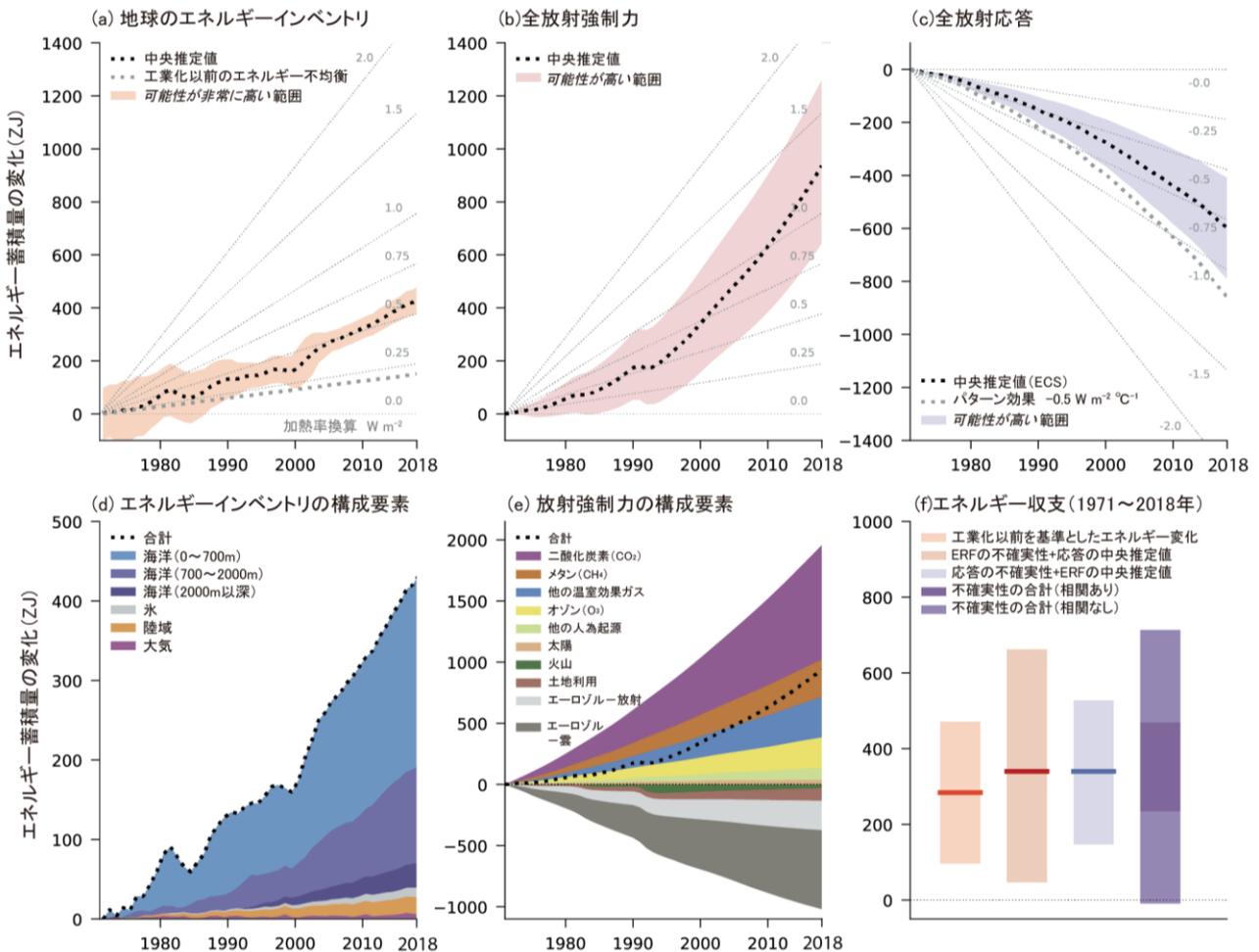


図 TS.13 | (a) 地球のエネルギーインベントリの変化の観測値、(b) 全放射強制力、及び(c) 全放射応答に伴う、1971~2018 年の正味の累積エネルギー変化の推定値 (ZJ=10<sup>21</sup>J)。この図の意図は、エネルギー収支と有効放射強制力 (ERF) の評価された変化を示すことである。凡例に示した通り、黒い点線は中央推定値で、可能性が高い範囲と可能性が非常に高い範囲とともに示している。灰色の点線は、1850~1900 年の地球のエネルギー不均衡推定値を 0.2 W m<sup>-2</sup> とした場合のエネルギー変化（パネル a）と、パターン効果を -0.5 W m<sup>-2</sup> °C<sup>-1</sup> 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<sup>-2</sup>) 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 $2.72 \text{ W m}^{-2}$ であり、AR5で示された（1750～2014年の）値と比べて $0.43 \text{ W m}^{-2}$ 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、 $340 [47 \sim 662] \text{ ZJ}$ 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 $284 [96 \text{ から } 471] \text{ ZJ}$ （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}

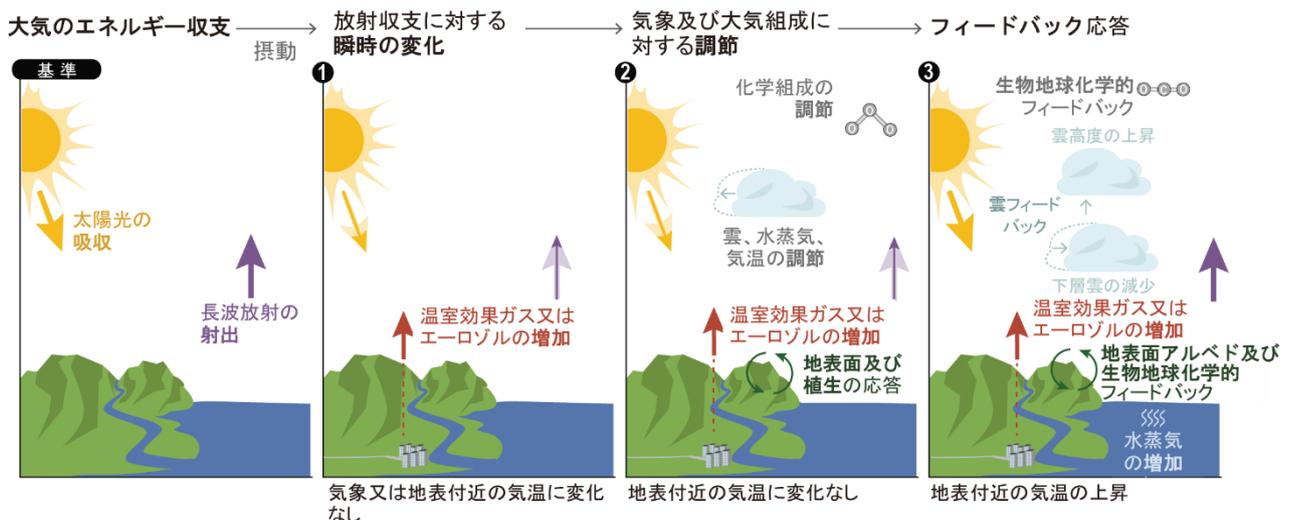


図 TS.14 | 摂動後の大気上端（TOA）の放射収支の変化を表す模式図。この図の意図は、放射収支の摂動後の気候システムにおける調節の概念を説明することである。基準となる TOA でのエネルギー収支（基準）は、摂動に対して瞬時に応答し（①）、地表気温変化とは無関係に大気気象と組成、及び陸面での調節をもたらす（②）。地表付近の気温変化（ここでは上昇を例とする）は、物理的、生物地球物理的、及び生物地球化学的なフィードバックプロセスをもたらす（③）。例えば氷床が関与するものなどの長期的フィードバックプロセスはここでは示していない。{図 7.2 を編集；FAQ7.2 図 1：図 8.3}。

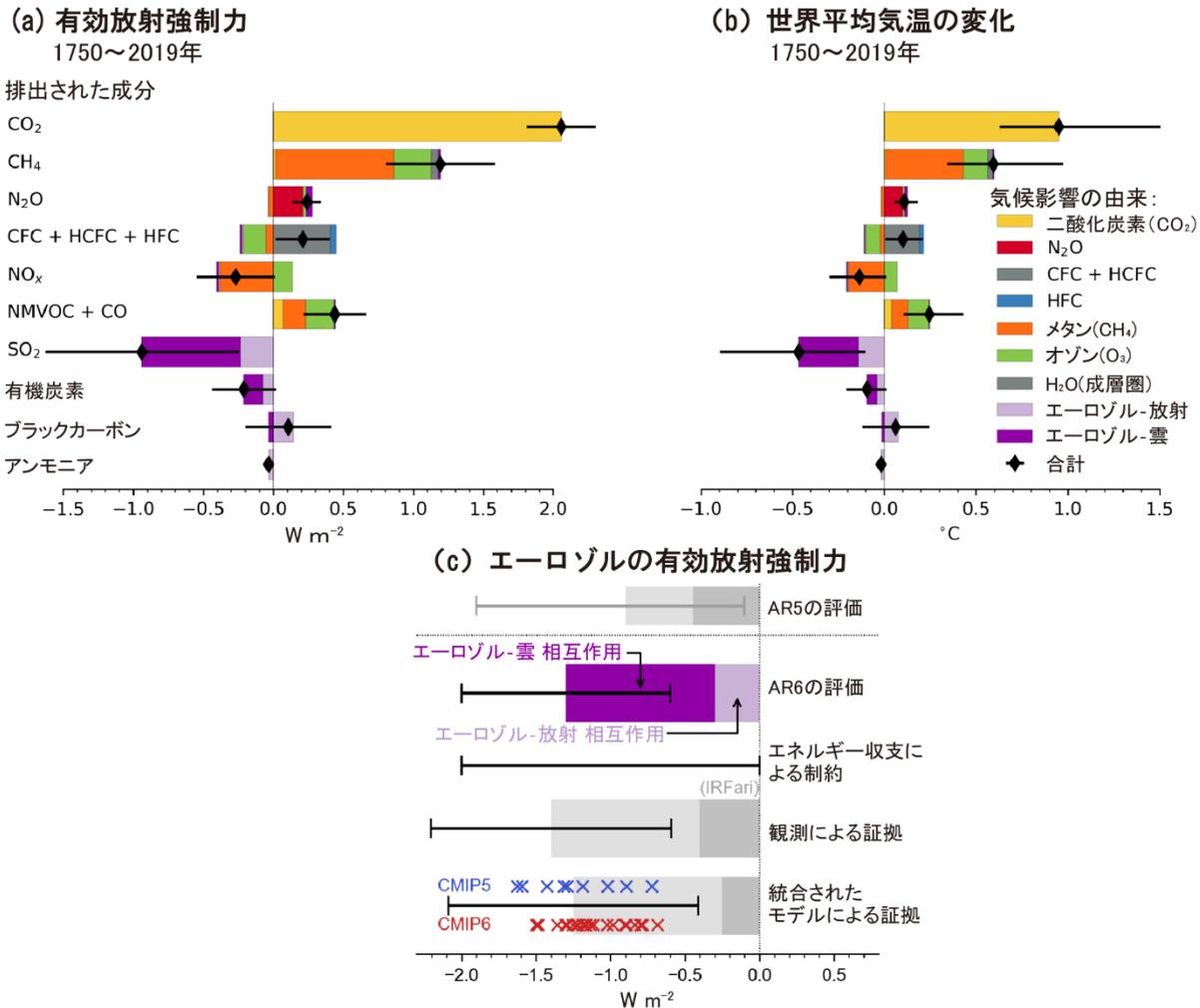


図 TS.15 | 第6期結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP6)モデルに基づく1750～2019年の(a)有効放射強制力(ERF)、(b)各組成の排出量による世界平均気温への寄与、及び(c)異なる系統の証拠に基づく1750～2014年の正味のエアロゾルERF。この図の意図は、(a)排出量に基づくERF、(b)第6章で推定された短寿命気候強制因子に対する世界平均気温の応答、及び(c)第7章で評価された異なる系統の証拠に基づくエアロゾルのERFについての理解における、AR5以降の進展を示すことである。パネル(a)では、よく混合された温室効果ガス(WMGGs)のERFは解析的数式によるもの。他の組成の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}

CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O、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。CO<sub>2</sub>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。CO<sub>2</sub>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(CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O、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)。CH<sub>4</sub>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(SO<sub>2</sub>)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)。SO<sub>2</sub>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、SO<sub>2</sub>排出量の変化はCO<sub>2</sub>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、残りはエアロゾル-放射相互作用による ERF (ERFari) に起因し、 $-0.3 [-0.6\sim 0.0] W m^{-2}$  (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、推定されたエアロゾルの 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、エアロゾルの 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  $3^{\circ}C$  であり、可能性が非常に高い範囲が  $2^{\circ}C\sim 5^{\circ}C$  であることを裏付けている。可能性が高い範囲は  $2.5^{\circ}C\sim 4^{\circ}C$  であり、AR5 における可能性が高い範囲 ( $1.5^{\circ}C\sim 4.5^{\circ}C$ ) 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  $3^{\circ}C$ 、可能性が高い範囲は  $2.5^{\circ}C\sim 4^{\circ}C$ 、可能性が非常に高い範囲は  $2^{\circ}C\sim 5^{\circ}C$  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  $1.5^{\circ}C$  より大きいことはほぼ確実であるが、現在のところ  $5^{\circ}C$  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  $5^{\circ}C$  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  $1.8^{\circ}C$ 、可能性が高い範囲は  $1.4^{\circ}C\sim 2.2^{\circ}C$ 、可能性が非常に高い範囲は  $1.2^{\circ}C\sim 2.4^{\circ}C$  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うる。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、エアロゾル及び他の 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}

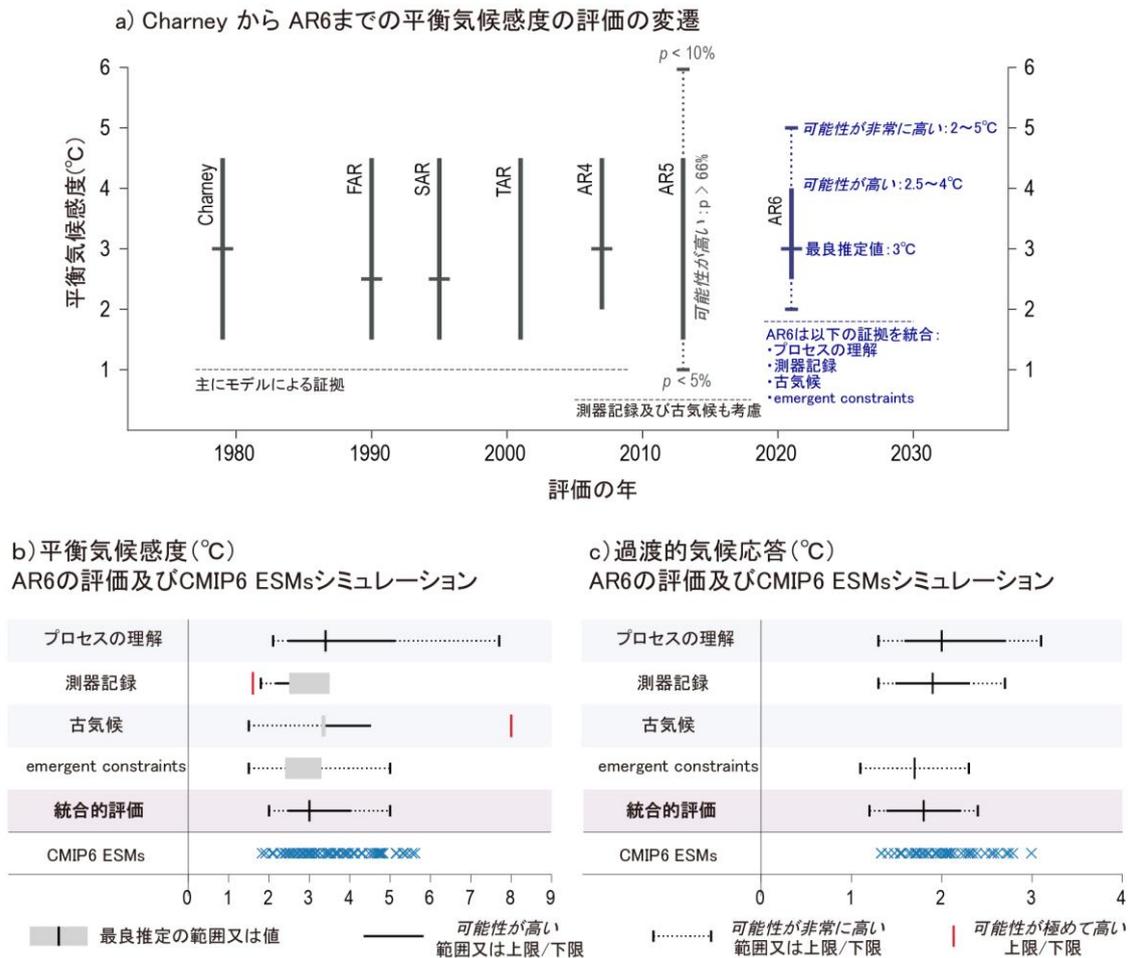


図 TS.16 | (a) Charney の報告書から AR6 までの一連の IPCC 評価報告書を経た、平衡気候感度 (ECS) 評価の進展、及び AR6 における (b) ECS と (c) 過渡的気候応答 (TCR) の複数系統の証拠と組合せた評価。この図の意図は、評価に使用された不確実性と複数系統の証拠を含む ECS の推定値の進展を示し、AR6 で ECS と TCR を評価するために使用された複数系統の評価を示すことである。パネル(a)において、考慮された証拠の系統が各評価報告書の (棒の) 下方に記載されている。最良推定値は横棒で、可能性が高い範囲は縦棒で、可能性が非常に高い範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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出量と今世紀の経路上の CO<sub>2</sub> 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 GtCO<sub>2</sub> 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。CO<sub>2</sub> 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さう不確かな地球システムフィードバック又は累積 CO<sub>2</sub> 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CO<sub>2</sub>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CH<sub>4</sub>放出、自然起源のエロゾル放出、N<sub>2</sub>O、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CO<sub>2</sub>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、CO<sub>2</sub>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CO<sub>2</sub>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<sup>-2</sup> °C<sup>-1</sup>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（CH<sub>4</sub>）及び一酸化二窒素（N<sub>2</sub>O）などの非CO<sub>2</sub>温室効果ガスの自然発生源と吸収源は、大気中のCO<sub>2</sub>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CH<sub>4</sub>及びN<sub>2</sub>O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}

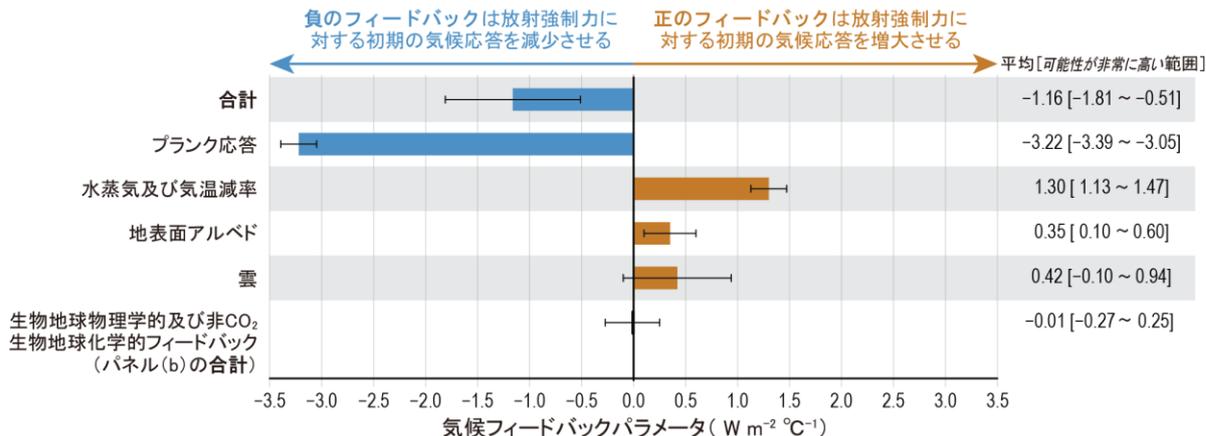
自然のプロセス又は大気化学を介してもたらされるSLCFsの排出量、存在量又は寿命の変化に起因する非CO<sub>2</sub>生物地球化学的フィードバックは、ECSを減少させると評価されている（図TS.17b）。これら非CO<sub>2</sub>生物地球化学的フィードバックは、AR5以降、生物地球化学的循環及び大気化学の整合的な表現を含むように進展した地球システムモデルにより推定されている。ただし、SLCFsが関与する多くの生物地球化学的フィードバック、特に自然起源の放出について、プロセスレベルの理解がまだ進展の途上にあるため、フィードバックの大きさと符号については確信度が低い。生物地球物理的フィードバックと非CO<sub>2</sub>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<sup>-2</sup> °C<sup>-1</sup>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CO<sub>2</sub>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<sup>20</sup>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<sup>-2</sup> °C<sup>-1</sup>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}

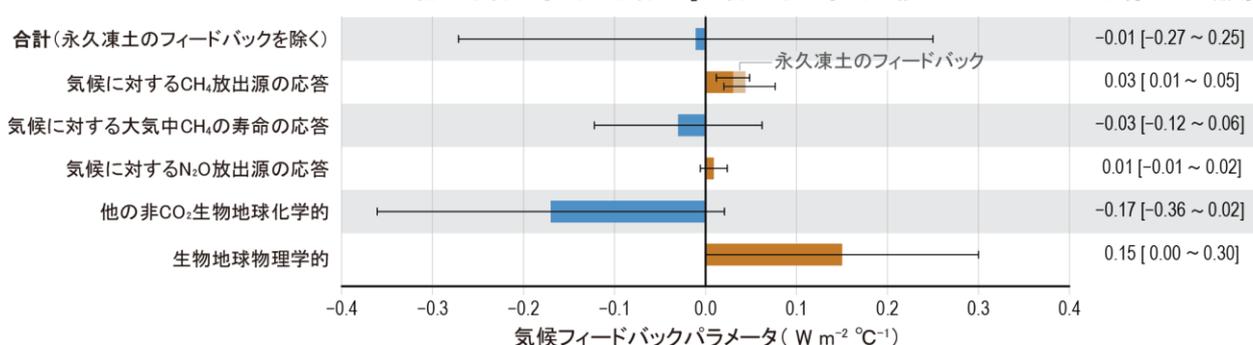
気候の変化及び大気中のCO<sub>2</sub>濃度の変化に対して、陸域-大気及び海洋-大気の炭素フラックスと貯留に感度があるため、炭素循環は気候に対する更なるフィードバックをもたらす（図TS.17c）。時間スケールが陸域と海洋の炭素吸収に関連しているため、これらのフィードバックはシナリオに依存することが知られている。濃度が安定化するシナリオ又は減少するシナリオにおいては、フィードバックの推定値は線形から逸脱する。大気中のCO<sub>2</sub>濃度の増加は、陸域と海洋の炭素吸収量を増加させ、気候変動に対する負のフィードバックとして作用することについて確信度が高い。より温暖な気候は陸域と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}

<sup>20</sup> 参考として、大気中のCO<sub>2</sub>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。

(a) 気候システムにおけるフィードバック



(b) 生物地球物理学的及び非CO<sub>2</sub>生物地球化学的気候フィードバック 平均[5~95%の範囲]



(c) 炭素循環の気候フィードバック

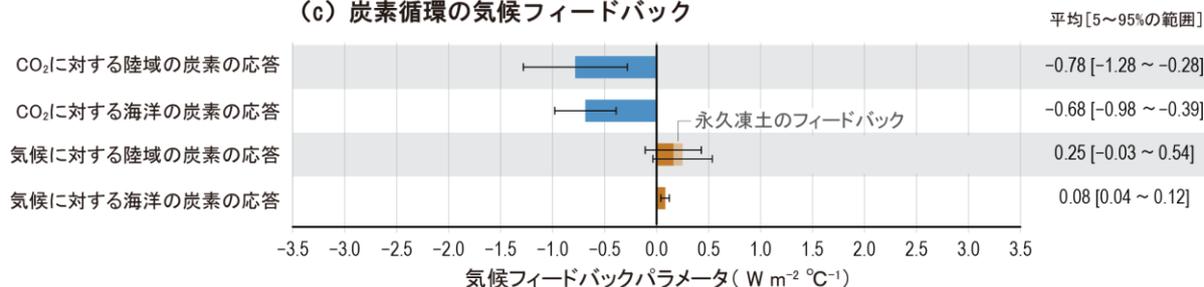


図 TS.17 | 気候システムにおける物理的及び生物地球化学的なフィードバックの概要。この図の意図は、第5章、第6章、及び第7章に基づいて、世界気温に対する物理的、生物地球物理的及び生物地球化学的フィードバックについて評価された推定値を要約することである。

(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 (CO<sub>2</sub>) 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 (CH<sub>4</sub>) の寿命及び他の非 CO<sub>2</sub> 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、CH<sub>4</sub> 及び一酸化二窒素 (N<sub>2</sub>O) 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ため、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ある。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 CO<sub>2</sub> 濃度を変化させながらふるまうため、CO<sub>2</sub> の倍増を仮定している ECS の定義には含まれないが、累積 CO<sub>2</sub> 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 CH<sub>4</sub> に対する CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CH<sub>4</sub> と N<sub>2</sub>O 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 CO<sub>2</sub> 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 N<sub>2</sub>O 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 CO<sub>2</sub> 排出量と CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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、CO<sub>2</sub> 以外の温暖化予測のばらつき、及び CO<sub>2</sub> 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

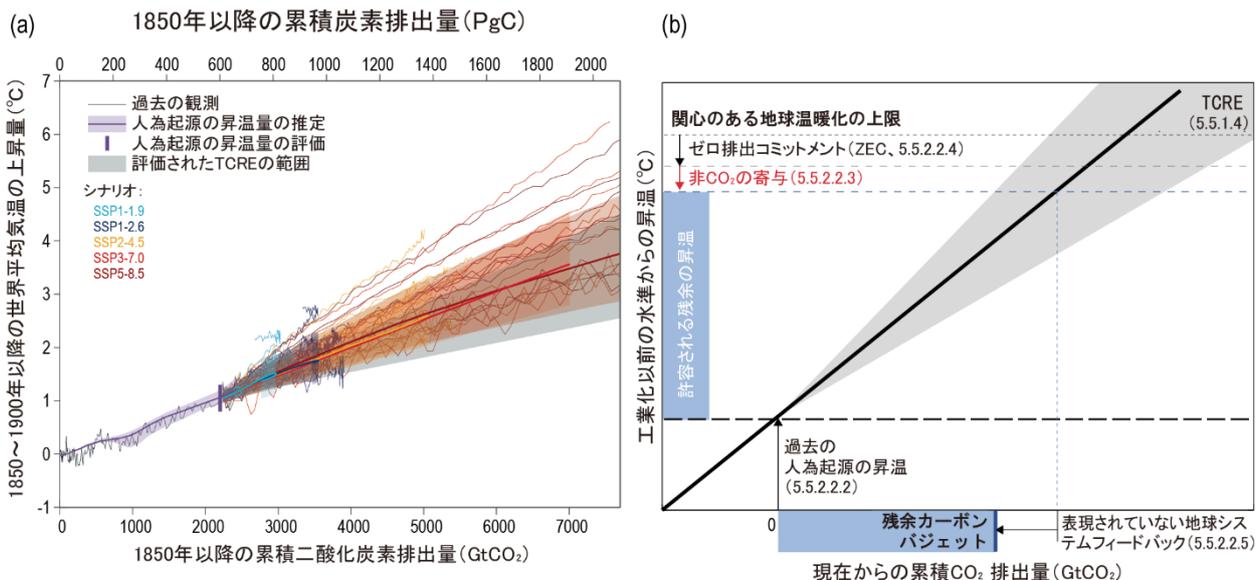


図 TS.18 | (a) 二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) の累積排出量と世界平均地表気温上昇量との関係、及び (b) 複数系統の証拠に基づく構成要素から行った残余カーボンバジェットの評価。この図の意図は、(i) 観測とモデルにおける累積 CO<sub>2</sub> 排出量と世界平均気温の比例関係、及び累積 CO<sub>2</sub> 排出量に対する過渡的気候応答 (TCRE) を評価した範囲、並びに(ii) 温暖化を特定の水準に抑制することと整合する残余のカーボンバジェットを導出するために、どのように情報を組み合わせているか、を示すことである。様々な水準の追加的昇温量に整合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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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。CO<sub>2</sub> 排出量が正味ゼロになり、かつ非 CO<sub>2</sub> の正味の強制力が減少しなければ（又は非 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出量がなければ）、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 CO<sub>2</sub> 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 GtCO<sub>2</sub> の人為起源 CO<sub>2</sub> 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 パーセントイル値に基づくと、それぞれ 500 GtCO<sub>2</sub>、850 GtCO<sub>2</sub> 及び 1350 GtCO<sub>2</sub> と推定される。67 パーセントイル値では、それぞれ 400 GtCO<sub>2</sub>、700 GtCO<sub>2</sub>、及び 1150 GtCO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出量が緩和されると仮定しているが、将来、非 CO<sub>2</sub> 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 GtCO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出量が正味ゼロの水準に達する時点での非 CO<sub>2</sub> 排出量の水準に依存して、その推定値は ± 220 GtCO<sub>2</sub> 程度変動するかもしれない。このばらつきは非 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 GtCO<sub>2</sub> 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 GtCO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出量は約 2180 ± 240 GtCO<sub>2</sub> (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 GtCO<sub>2</sub> が排出されている（GtCO<sub>2</sub> 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 <sup>a</sup>	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 <sup>d</sup>				
		TCREのパーセントイル <sup>b</sup> GtCO <sub>2</sub>						非CO <sub>2</sub> 排出量のシナリオによるばらつき <sup>c</sup>	非CO <sub>2</sub> 強制力と応答の不確実性	過去の気温の不確実性 <sup>a</sup>	CO <sub>2</sub> 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 <sup>e</sup>
°C	°C	17%	33%	50%	67%	83%	GtCO <sub>2</sub>	GtCO <sub>2</sub>	GtCO <sub>2</sub>	GtCO <sub>2</sub>	GtCO <sub>2</sub>	
0.43	1.5	900	650	500	400	300	非CO <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> 排出量に対する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 GtCO<sub>2</sub> 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ト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 CO<sub>2</sub> 排出量が緩和されることを仮定している。非 CO<sub>2</sub> 排出量のシナリオによるばらつきは、正味ゼロの CO<sub>2</sub> 排出を達成する SR1.5 の緩和シナリオにおける非 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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、CO<sub>2</sub> 強制力に対する非 CO<sub>2</sub> 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できず、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 CO<sub>2</sub> 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 GtCO<sub>2</sub> 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 GtCO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出を達成した後に C O<sub>2</sub> 排出を正味負にするか、非 CO<sub>2</sub> 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}

CO<sub>2</sub> 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、CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出を相殺して正味ゼロの CO<sub>2</sub> 排出を達成する、あるいは正味負の CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 除去はこれらの貯蔵庫からの CO<sub>2</sub> 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)。CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 濃度を同等に変化させるためには、より多くの CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 排出 (すなわち、人為的な CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 除去はこれらの貯蔵庫からの CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> の量が大气中の CO<sub>2</sub> 濃度と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 CO<sub>2</sub> のうち、炭素貯蔵庫から放出された CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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、CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 濃度水準と平衡する状態から放出された 100 PgC の CO<sub>2</sub> 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  $\text{CO}_2$  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、 $\text{CO}_2$  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、 $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  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、 $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  の吸収源であり続ける。正味の  $\text{CO}_2$  排出量が大きく負になり、 $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  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、 $\text{CO}_2$  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ようだろうが、一部の变化は数十年か

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、 $\text{CH}_4$  と  $\text{N}_2\text{O}$  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  $\text{CO}_2$  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予期される (確信度が中程度)。{4.6.3, 5.6.2.2, 図 5.36, 8.4.3, 8.6.3}

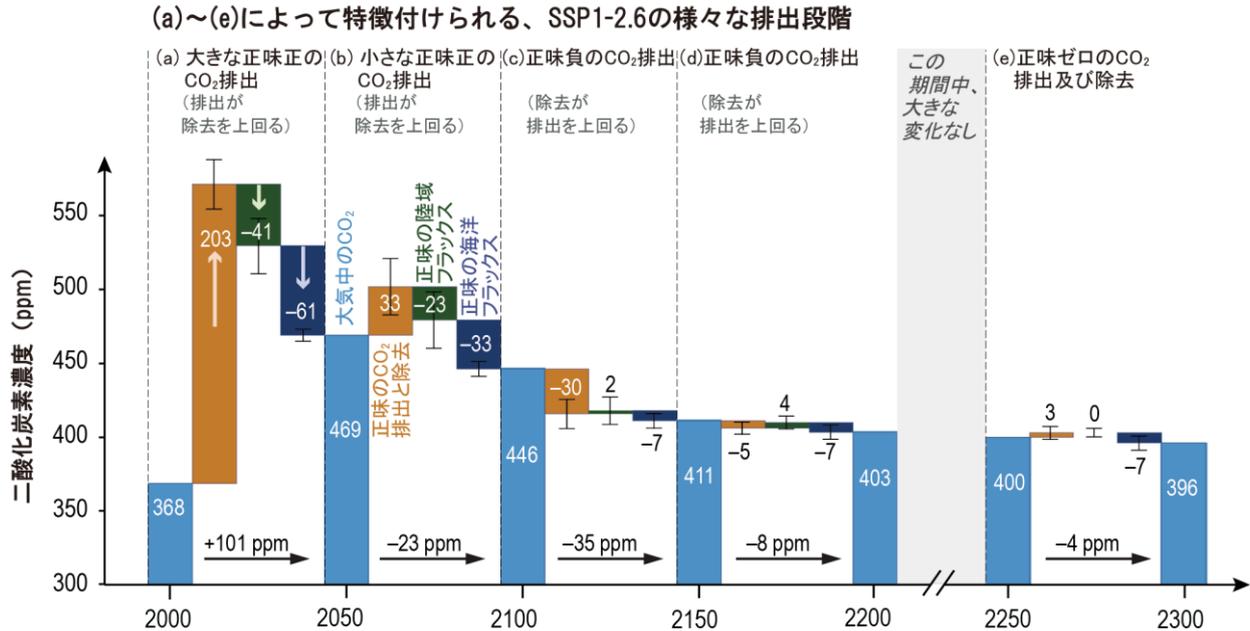


図 TS.19 | 大気からの正味の二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) 除去を伴うシナリオにおける炭素吸収源の応答。この図の意図は、負の排出下、及び負の排出技術に依存した形で大気中の  $\text{CO}_2$  濃度がどのように進展するかを示すことである。また、海洋と陸域の吸収源の時間発展も示している。濃度によって駆動された地球システムモデル (ESM) によるシミュレーション結果から得られた  $\text{CO}_2$  フラックスの構成要素を、SSP1-2.6 とそれを長期延長した期間の様々な排出段階について示す。(a) 大きな正味の  $\text{CO}_2$  排出量、(b) 小さな正味の  $\text{CO}_2$  排出量、(c-d) 正味の  $\text{CO}_2$  排出量、(e) 正味ゼロの  $\text{CO}_2$  排出量。フラックスが正の要素は大気中の  $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  濃度を低下させるように作用する。正味の  $\text{CO}_2$  排出量、及び陸域と海洋の  $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  排出量は、大気中の  $\text{CO}_2$  濃度の増加率と、陸域と海洋の  $\text{CO}_2$  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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub>）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）。CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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）。CH<sub>4</sub> と N<sub>2</sub>O 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 CO<sub>2</sub> 換算の累積排出量（CO<sub>2</sub>-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 CO<sub>2</sub>-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 CO<sub>2</sub>-e 排出量は必ずしも将来の世界平均気温

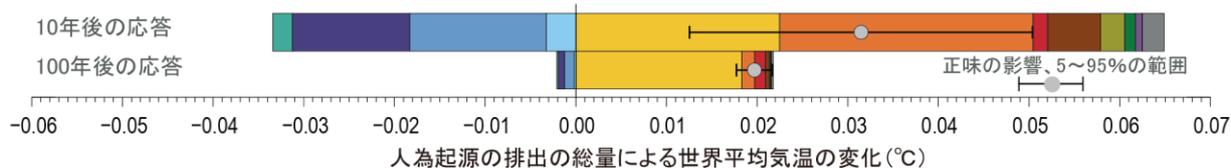
の結果に比例するとは限らない（確信度が高い）{7.6.1, Box 7.3}

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 CO<sub>2</sub> 排出を達成し、非 CO<sub>2</sub> 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 CH<sub>4</sub> 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、CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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}

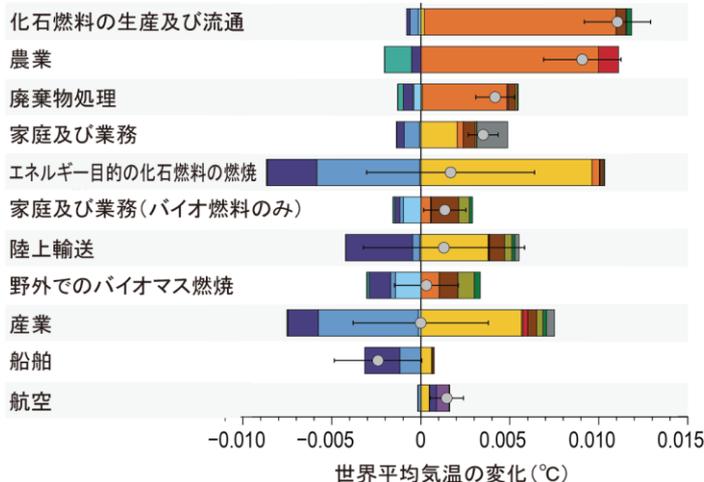
AR5 で指摘されたように、最終的には、どの排出メトリックが最もニーズに適しているかを決めるのは政策決定者側の問題となる。最適なメトリックは政策目標と状況に依存して異なるため、本報告書は特定の排出メトリックの使用の推奨はしない（第 7 章 7.6 を参照）。気候変動の緩和を支援する GHG のメトリックとそれに付随する政策的背景に関する詳細な評価は、AR6 WG3 報告書で提供されている。

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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>O 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



部門ごとの10年後の応答



部門ごとの100年後の応答

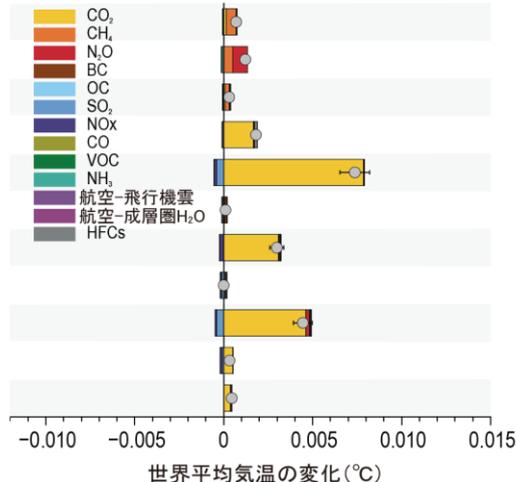


図 TS.20 | 現在の1年分の排出パルス以降10年及び100年後の世界平均気温の変化。この図の意図は、二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) だけでなく短寿命気候強制因子 (SLCFs) を含む特定の気候強制因子による現在の気候変動への部門別の寄与を示すことである。気温応答は強制因子ごとに分類され、人為的な排出の総量 (上) 及び10年 (左) 及び100年 (右) の時間スケールでの部門ごとの排出量について示されている。部門ごとには、10年の時間スケールで気温への正味の影響が大きい部門から小さい部門への順で並べてある。上段パネルのエラーバーは、放射強制力の不確実性のみ起因する気温への正味の影響の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 H<sub>2</sub>O 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、CO<sub>2</sub> 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<sub>x</sub>) (2020年4月に約35%減少) 及び化石燃料由来の CO<sub>2</sub> (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<sup>-2</sup> 未満) であったとみられ、したがって、CO<sub>2</sub>、NO<sub>x</sub>、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) が上回る効果をも、人為起源の気候影響全体に一時的に加えた可能性がある。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（CH<sub>4</sub>）、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CH<sub>4</sub>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CH<sub>4</sub>の緩和は世界全体の地上オゾン量を減少させ、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CO<sub>2</sub>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

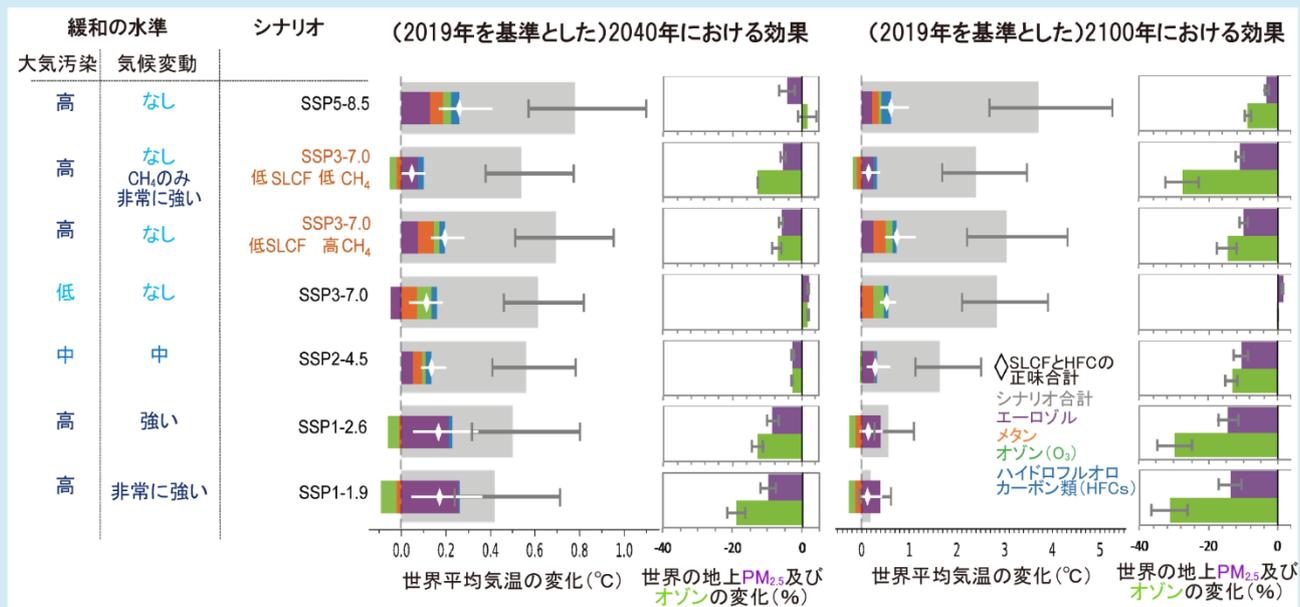
今後20年間においては、WG1の中核的なSSPsのセット（TS.1.3.1を参照）全体にわたるSLCF排出量の変化は、2019年を基準とした昇温を引き起こし、長寿命温室効果ガスによる昇温の上乗せとなる可能性が非常に高い。SLCFsとHFCsの変化が2019年を基準とした2040年の世界平均気温に与える正味の影響は、SSPs全体で0.06°C～0.35°Cの昇温である可能性が高い。SLCFsに関連付けられるこの短期の世界平均の昇温は、強制因子の昇温効果（メタン、オゾン）と降温効果（エアロゾル）が競合するため、SSPs間でその大きさがかなり類似している（Box TS.7 図1）。今世紀末の応答はシ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、CH<sub>4</sub>、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、CH<sub>4</sub>、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量の減少が妨げられる（確信度が高い）。{6.7.1}

TS



**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<sub>2.5</sub>)) の短期及び長期での応答を示すことを意図している。エロゾル、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 (CH<sub>4</sub>) 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 CO<sub>2</sub> 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<sup>-2</sup> °C<sup>-1</sup>)。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。世界全体の大气汚染物質濃度 (オゾン及び PM<sub>2.5</sub>) 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、成層圏へのエロゾル注入、海洋上の雲の反射率増加、及び巻雲の抑制<sup>21</sup>などの、エ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 が相殺しうるであろう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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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。

<sup>21</sup> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> の増加を停止させる、又は CO<sub>2</sub> 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は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CO<sub>2</sub>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CO<sub>2</sub>に起因する累積CO<sub>2</sub>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）（TS1.1.2.2）。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寄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寄与し、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寄与したことは、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

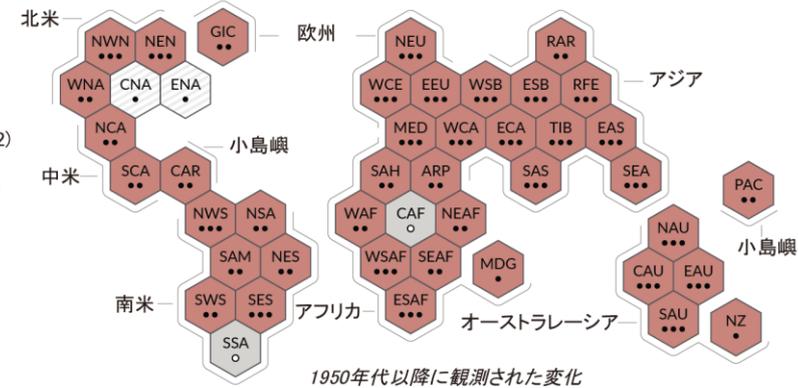
極端な高温に  
観測された変化

- 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



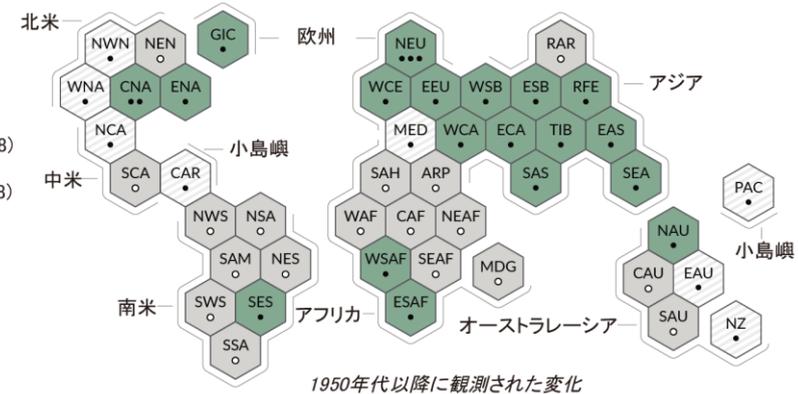
大雨に  
観測された変化

- 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



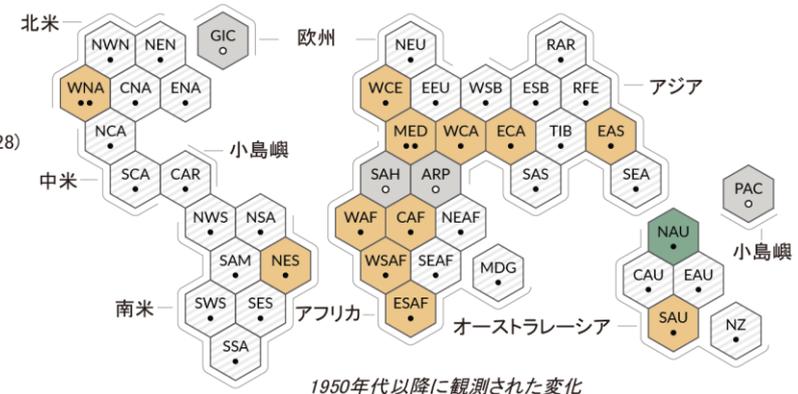
農業及び生態学的干ばつに  
観測された変化

- 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 WG1参照地域の一つに相当

●●● 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 (南米北東部)、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）及び降水量と大気の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るため、気候情報の蒸留プロセスの一部として用いられる。{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}

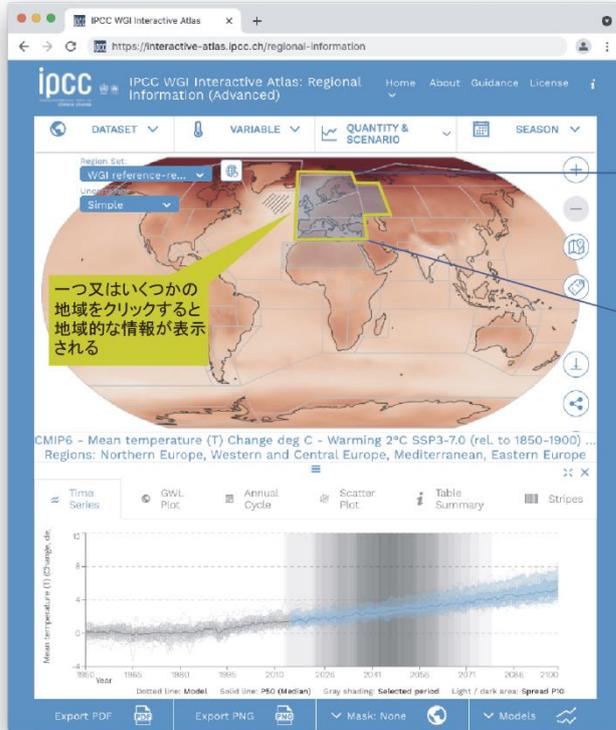
## Box TS.12 | 地域規模の気候変動を評価するための複数系統の証拠とインタラクティブアトラス

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}

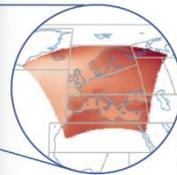
AR6 WGI 報告書の重要なイノベーションは、アトラスである。その使命の一つは、平均気候の変化に関する地域ごとの評価を提供し、他の WGI の章と関連付けて地域規模の気候変動情報を生成することである。重要な構成要素は、新しいオンライン対話型ツールであるインタラクティブアトラスであり、WGI 評価を裏打ちする、気候変動の観測データ及びシミュレーションによる過去及び将来予測データの多くについて、空間的及び時間的に柔軟な分析ができる。これには、第5期及び第6期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5、CMIP6) 及び統合地域ダウンスケール実験 (CORDEX) からの広範にわたる観測値及び変数 (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)。  
 {10.6.4, Atlas.2, Atlas.8.4}。



インタラクティブアトラスは、複数系統の証拠を含む必須気候変数、極端現象の指標、及び気候影響駆動要因の柔軟な空間的及び時間的解析を可能にし、地域規模の気候変動の評価を支援する。



- 観測
  - CMIP5
  - CMIP6
  - CORDEX
- CORDEXは12の大陸規模の領域について利用可能

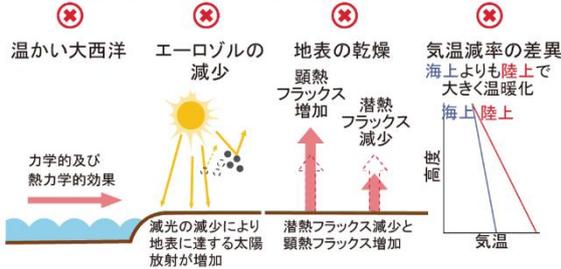
参照地域及び類型地域の地域的な(集約された)情報

- 時系列
- ストライプ
- 年周期プロット
- 情報の要約表
- 散布図(例えば、降水量 vs 気温)

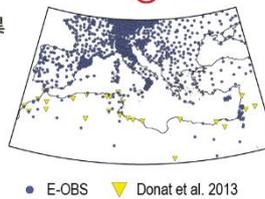
解析の設定は、シナリオごとの期間及び地球温暖化の水準(1°C、2°C、3°C、4°C)を含む。

- ✔ インタラクティブアトラスで利用可能
- ✘ インタラクティブアトラスで利用不可能

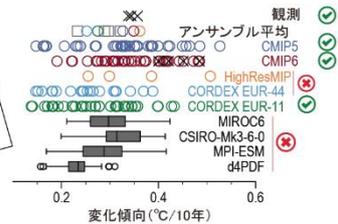
(a) 地中海地域で温暖化が強まるメカニズム



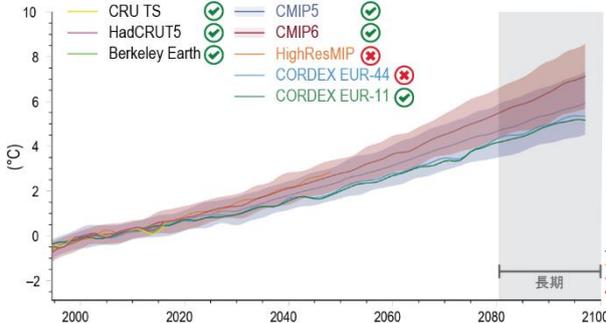
(b) 観測地点



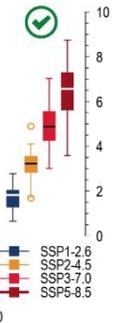
(c) 気温の変化傾向の分布  
過去の期間(1960~2014年)



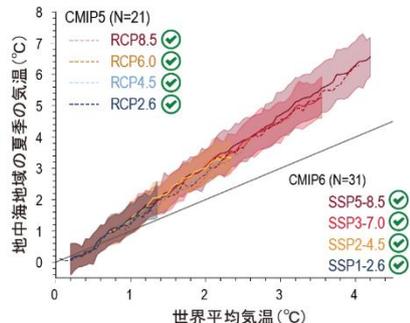
(d) 地中海地域の気温偏差  
基準期間1995~2014年



CMIP6による  
長期の気温の変化



(e) 地中海地域の夏季 vs 世界平均  
基準期間1861~1900年



**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 CO<sub>2</sub> 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と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 SO<sub>2</sub> 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囲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}