

日本 の 気候変動 2020

大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書

2020年12月

文部科学省 気象庁

日本 の 気候変動 2020

— 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —

2020年12月
文部科学省 気象庁

目次

はじめに	p 1
気候変動と大気・海洋の諸要素の変化	p 3
[⇒ 詳細版第 1 章及び第 2 章]	
1. 温室効果ガスの大気中濃度は増加を続けている	p 5
[⇒ 詳細版第 3 章]	
2. 平均気温の上昇と共に極端な高温の頻度も増加している	p 6
[⇒ 詳細版第 4 章]	
3. 今後も平均気温の上昇と極端な高温の頻度の増加が予測される	p 8
[⇒ 詳細版第 4 章]	
【コラム 1】都市気候	p 10
4. 日本国内の大雨及び短時間強雨の発生頻度が増加している	p 13
[⇒ 詳細版第 5 章]	
5. 今後も雨の降り方が極端になる傾向が続くと予測される	p 15
[⇒ 詳細版第 5 章]	
6. 日本国内の積雪、大雪は減少傾向にある	p 17
[⇒ 詳細版第 6 章]	
7. 降雪・積雪は減少するが、大雪のリスクは残りうると予測される	p 18
[⇒ 詳細版第 6 章]	
8. 台風の発生数、日本への接近数・上陸数、強度に長期的な変化傾向は見られない	p 20
[⇒ 詳細版第 7 章]	
9. 日本の南海上で猛烈な台風の存在頻度が増すと予測される	p 21
[⇒ 詳細版第 7 章]	
【コラム 2】イベント・アトリビューション事例	p 22
10. 冬季は暖冬型の、夏季は日本付近で南西風を強めるような気圧配置に 近づく傾向が近年見られる	p 24
[⇒ 詳細版第 8 章]	
11. 冬型及び夏型の気圧配置の特徴は、ともに現在より弱まると予測される	p 25
[⇒ 詳細版第 8 章]	
12. 日本近海の平均海面水温は、世界平均の 2 倍を超える割合で上昇している	p 26
[⇒ 詳細版第 9 章]	
13. 日本近海の平均海面水温は、今後も世界平均より大きな割合で上昇すると予測される…	p 28
[⇒ 詳細版第 9 章]	

14. 日本沿岸の平均海面水位は、1980 年以降、上昇傾向にある	p 29
[⇒ 詳細版第 10 章]	
15. 日本沿岸の平均海面水位は上昇すると予測される	p 30
[⇒ 詳細版第 10 章]	
16. オホーツク海の海水面積は減少している	p 32
[⇒ 詳細版第 11 章]	
17. オホーツク海の海水面積は今後も減少すると予測される	p 33
[⇒ 詳細版第 11 章]	
【コラム 3】 さくらの開花とかえでの紅葉・黄葉日の変動	p 34
18. 日本の高潮の発生数と大きさに、長期的な変化傾向は見られない	p 35
[⇒ 詳細版第 12 章及び第 13 章]	
19. 高潮のリスクは増大すると予測される	p 37
[⇒ 詳細版第 12 章及び第 13 章]	
20. 黒潮の流量に長期変化傾向は見られない	p 39
[⇒ 詳細版第 14 章]	
21. 黒潮の流量や黒潮続流の南北位置（緯度）に有意な変化は生じないと予測される	p 40
[⇒ 詳細版第 14 章]	
22. 北西太平洋、日本沿岸域とも、世界平均と同程度で酸性化が進行している	p 41
[⇒ 詳細版第 15 章]	
23. 日本南方の北西太平洋では酸性化が進行すると予測される	p 43
[⇒ 詳細版第 15 章]	
【コラム 4】 1.5°Cの気温上昇	p 45
参考文献一覧	p 46
気候変動に関する懇談会及び同評価検討部会 委員	p 48
本報告書からの引用等について	p 49
※ 各記事で取り上げた内容について、より詳しい情報や出典をお求めの場合は、詳細版各章をご覧ください。	

はじめに

本報告書作成の背景と目的

近年、気温の上昇や大雨の頻度増加など、気候変動が世界及び各地域で進行しており、今後更に進行することが懸念されている。世界的な気候変動対策を議論する場である国連気候変動枠組条約（UNFCCC）の第21回締約国会議（COP21）では、「工業化以前と比べた世界全体の平均気温の上昇を2°Cより十分低く保つとともに、1.5°Cまでに抑える努力を追求すること（「2°C目標」）」等を世界共通の長期目標とする「パリ協定」が2015年に採択され、全ての国が気候変動対策に取り組む公平かつ実効的な2020年以降の枠組みが構築された。日本は、パリ協定を締結するとともに、国内では地球温暖化対策推進法に基づく地球温暖化対策計画を策定し、温室効果ガスの削減目標を設定するなど、気候変動の進行を抑えるための取組み（緩和策）を推進している。2020年10月には、温室効果ガス削減の新たな目標として、革新的なイノベーションによる「2050年カーボンニュートラル、脱炭素社会の実現」を目指す方針が、菅総理大臣より示されたところである。また、気候変動適応法に基づく気候変動適応計画を策定し、既に顕在化、あるいは将来予測される気候変動の影響を軽減するための取組み（適応策）も進めている。これらの計画において、気候変動対策は科学的知見に基づいて実施することとされており、国の取組みとして、科学的知見の継続的な集積や信頼性の高い情報の分かりやすい形での提供等が挙げられている。

こうした状況を踏まえ、文部科学省及び気象庁は、気候変動適応法に基づく国の責務として、気候変動に関する最新の科学的知見を総合的に取りまとめ、国や地方公共団体、事業者、あるいは国民が、気候変動緩和・適応策や気候変動影響評価の基盤情報（エビデンス）として使えるよう、本報告書を作成した。この報告書では、日本及びその周辺における大気中の温室効果ガス、気温、降水、気圧配置、海面水温・水位、海氷、海流、海洋の酸性度といった自然科学的な要素について、観測事実と将来予測、予測の不確実性及び確信度、予測される変化の背景にある要因やメカニズムをまとめている。

本報告書は、様々な利用者に対して必要な情報を提供するため、「本編」と「詳細版」の形で提供する。この「本編」は、専門家向けに取りまとめた「詳細版」を基に、日本の気候変動に関する最新の観測事実と将来予測を概観したものである。従って、例えば、国や地方公共団体、事業者等において気候変動に関する政策や行動の立案・決定を行うにあたり、予測に不確実性がある中で各種の施策等を考えるうえで、基礎資料として「本編」を用い、より詳細な内容が必要な場合に「詳細版」を参照するという利用を想定している。また、国や地方公共団体、事業者等において担当者が気候変動に初めて携わる際、最初に触れる資料としても、この「本編」を用いていただきたい。

なお、農林水産業、水環境・水資源、自然生態系、自然災害・沿岸域、人の健康、産業・経済活動、国民生活など各分野で予測される気候変動の影響については、気候変動適応法（平成30年法律第50号）第10条に基づき環境省が概ね5年ごとに作成する報告書を参照されたい。

本報告書中の文章及び図表については、別の資料からの引用であるものを除き、出典を明記した上で、自由に複製、公衆送信、翻訳・変形等を行うことができる（詳細は巻末の「本報告書からの引用等について」参照）。

本報告書で使用した観測データ及び将来予測について

本報告書の気候変動の観測に関する記述は、気象庁の観測点や観測船による観測データ、世界各国で観測され世界気象機関（WMO）の枠組みで交換・共有された観測データ、衛星観測（主に海水）、再解

析データ¹及び気象庁が船舶等の現場観測データに基づいて作成した海洋の格子点データを解析した結果に基づいている。

本報告書の気候変動の予測に関しては、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）²による第5次評価報告書第I作業部会報告書（以下「IPCC第5次評価報告書」）で用いられた代表的濃度経路（RCP）シナリオ³のうち、RCP2.6シナリオ（以下「2°C⁴上昇シナリオ（RCP2.6）」）及びRCP8.5シナリオ（以下「4°C上昇シナリオ（RCP8.5）」）に基づく予測結果を中心に記述している。パリ協定の「2°C目標」は、その達成に向けた努力が「気候変動のリスク及び影響を著しく減少させることとなるものである」との認識に基づいている。「2°C上昇シナリオ」に基づく予測結果は、この「2°C目標」が達成された状況下であり得る気候の状態を示すものである。一方、「4°C上昇シナリオ」に基づく予測は、IPCC第5次評価報告書で取り上げられている中で将来の気温上昇量が最大となるものであり、予測される気候の変化や影響も最も大きい。両者の結果を比較することで、シナリオに起因する将来の気候の状態の予測の幅を考慮することができる。

本報告書に記載している不確実性や確信度のうち、斜体で表記しているものはIPCCによる評価、下線を付しているものは本報告書独自の評価である。後者の不確実性には気候予測モデルの計算結果から算出される年々変動の幅を定量的に示したものが含まれ、確信度はCMIP5⁵の多数のモデルによる予測との比較等に基づき評価したものである（詳細版の付録1及び2参照）。

謝辞

本報告書は、文部科学省及び気象庁が2018年度より運営している「気候変動に関する懇談会」及び同懇談会下の「評価検討部会」における議論を踏まえ、同懇談会・部会の委員をはじめとする有識者の協力を得て作成した。

-
- 1 様々な観測データを過去にさかのぼって解析し直して作成した、気圧、気温、風など様々な気象要素に関する、長期にわたり品質が均質なデータセット。過去・現在気候の定量的な比較や異常気象要因の分析等、様々な用途に活用されている。
 - 2 人為起源による気候の変化、影響、適応及び緩和方策に関し、科学的、技術的、社会経済学的な見地から包括的な評価を行うことを目的として、1988年に世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により設立された政府間組織。詳細はIPCCのウェブサイト（<https://www.ipcc.ch/>）参照。
 - 3 社会・経済的な将来像を仮定せず、将来予測される多様な放射強制力の経路の中から代表的なものを選択したシナリオ。放射強制力とは温室効果の強さを表す物理量で、IPCC第5次評価報告書では、放射強制力が約3 W/m²でピークを迎えたのち減少して21世紀末には約2.6 W/m²となるもの（RCP2.6）、放射強制力が21世紀末時点で8.5 W/m²を超え更に上昇が続くもの（RCP8.5）、放射強制力が21世紀末以降に4.5 W/m²又は6.0 W/m²で安定化するもの（それぞれ、RCP4.5及びRCP6.0）の4つのRCPシナリオが使用された。RCP2.6シナリオは、低位安定化シナリオとも呼ばれ、おおむねパリ協定の2°C目標が達成されるシナリオである。RCP8.5シナリオは、高位参照シナリオとも呼ばれ、現時点を超える追加的な緩和策を取らないと想定したものであり、工業化以前の水準と比べた世界平均気温の上昇は、21世紀末の時点で約4°Cに達する。
 - 4 ここで言う「2°C」「4°C」とは、工業化以前（1850～1900年）と比べた世界平均気温の上昇量のことである。IPCC第5次評価報告書では、ほぼ世界的な観測が行われるようになった1850～1900年の観測値を工業化以前のそれを代表するものとして用いており、本報告書でもこれになっている。「2°C上昇シナリオ（RCP2.6）」「4°C上昇シナリオ（RCP8.5）」において、日本の気温上昇量が2°C又は4°Cとなるわけではないことに注意。また、世界平均気温が工業化以前から約1°C上昇した20世紀末を基準として予測を行っていることに留意。
 - 5 世界気候研究計画（WCRP）が1995年に始めた結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP: Coupled Model Intercomparison Project）の第5期で、その成果はIPCC第5次評価報告書でも使用された。詳細はCMIP5に関するウェブページ（<https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip5>）参照。

気候変動と大気・海洋の諸要素の変化

温室効果ガスの増加とそれにより引き起こされる地球温暖化は、気温上昇のみならず、気候の諸要素に様々な変化をもたらす。本編では、気温や降水、海面水位・水温などの要素ごとに、気候変動に関する観測事実と将来予測に分けて記事をまとめている。ここでは、これらの要素がどう関連しあって変化するのか概観する（隅付き括弧内の数字は関連する本編記事の番号）。

大気中の温室効果ガスは、地表面から上向きに放出される赤外線（長波放射）を吸収し、地表面に向かって再放出する働き（温室効果）がある。18世紀中頃の工業化以降、人間活動に伴い大気中の温室効果ガス濃度は増加し続けているため、地球上のほぼ全域で気温と海水温が上昇している。この現象が地球温暖化である。【1】

大気中の温室効果ガス濃度の増加が大きいほど世界平均気温上昇の度合いは大きく、また、海洋上よりも大陸上で、特に北半球では緯度が高い地域ほど大きく昇温する傾向がある。平均気温の上昇に伴い、日本国内では、猛暑日といった極端に暑い日も増加する。【2】【3】

気温の上昇に伴い、雨の降り方も変化する。気温が高いほど大気を含むことができる水蒸気（飽和水蒸気量）が増加するため、これに伴い、大雨や短時間強雨⁶の頻度や強度が強まる。一方、日本国内の総降水量は、これに加えて大気の流れが変わることによる影響も受けるため、その予測は難しい。【4】【5】

気温が上がる影響で、雪ではなく雨として降ることが増える結果、日本国内では降雪量や積雪量が減少する地域が多い。しかしながら、地球温暖化が進行しても十分に寒冷な地域では、気温の上昇に伴い雪の材料となる大気中の水蒸気が増加するため、大雪のリスクが低下するとは限らない。【6】【7】

台風（熱帯低気圧）は、海面から供給される水蒸気をエネルギー源としている。海面水温の上昇に伴い、供給される水蒸気量が増えるため、日本付近の個々の台風の強さは地球温暖化の進行に伴い強くなる可能性がある。しかし、すべての強度の台風の発生数や日本への接近・上陸数の変化については、予測が難しい。【8】【9】

大陸や海面の温度上昇の分布、更に熱帯の積乱雲の活動の変化が加わり、地球全体の大気の流れも影響を受ける。日本付近では、例えば冬季には暖冬型の気圧配置となり北風が弱くなる。このような大気の流れの変化は、気温の上昇とこれに伴う水蒸気増加とともに、日本の天候の変化の要因となる。【10】【11】

海洋は、温室効果ガスの増加により地球に新たに加わった熱エネルギーの約90%を取り込んでいると見積もられ、海水の温度は、海面付近だけでなく海中の深いところでも上昇する【12】【13】。海水自体が温まり膨張する効果と、気温及び海水温の上昇により引き起こされる氷床や氷河の融解を主要因として、海面水位の上昇がもたらされる【14】【15】。また、オホーツク海の海氷は減少する【16】【17】。

6 短い時間に大量の降水となる雨。1時間の降水量が30mm以上の場合、「激しい雨（バケツをひっくり返したように降る）」と表現され、傘をさしていてもぬれ、道路が川になる雨の降り方である。同50mm以上の場合「非常に激しい雨（滝のように降る）」、同80mm以上の場合「猛烈な雨（息苦しくなるような圧迫感がある。恐怖を感じず）」と表現され、いずれも、傘は全く役に立たず、水しぶきであたり一面が白っぽくなり、視界が悪くなるような雨の降り方である。

詳細は気象庁HP「雨の強さと降り方」(https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/amehyo.html)参照。

地球温暖化の進行に伴い台風が強まることに対応して、台風の接近・上陸時には、より大きな高潮が引き起こされる可能性があり、海面水位の上昇と相まって浸水リスクが大きくなるほか、より大きな高波も危惧される【18】【19】。

大気の流れの変化は、海洋の流れの変化を通じて、日本周辺の海水温や海面水位の変化にも影響を及ぼし得る。一方、日本の南を流れる黒潮及び黒潮続流の流量や位置に大きな変化は見られない。【20】【21】

人為的に大気中へ排出された二酸化炭素のおよそ 30%は海洋に吸収されている。吸収された二酸化炭素は炭酸として作用するため、弱アルカリ性である海水の pH が低下し（海洋酸性化）、炭酸カルシウムの骨格や殻を作るさまざまな海洋生物に影響を及ぼすことが懸念される。【22】【23】

なお本編では、報告書の内容に関連した 4 つの項目「都市気候（ヒートアイランド現象など）」「イベント・アトリビューション」「さくらの開花とかえでの紅葉・黄葉日の変動」「1.5°Cの気温上昇」を取り上げ、コラムとして詳しく解説している。

1. 温室効果ガスの大気中濃度は増加を続けている

- 温室効果ガスである二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の大気中濃度は、人間活動により増加を続けている。
- 大気からの下向き赤外放射量は増加傾向にある。

代表的な温室効果ガスの濃度は過去 80 万年間で前例のない水準になっている

- 18 世紀中頃の工業化以降、人間活動に伴い、大気中の温室効果ガスの濃度は増加し続けている。代表的な温室効果ガスである二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の濃度は、少なくとも過去 80 万年間で前例のない水準に達しており、また、過去 100 年間の濃度の平均増加率は、過去 2 万 2000 年間に前例のないほど急速である。(IPCC 第 5 次評価報告書) (詳細版第 3.1.1 項)

大気中の二酸化炭素濃度は工業化以前のおよそ 1.5 倍に達した

- 大気中の二酸化炭素の 2019 年の世界平均濃度は 410.5 ppm⁷で、工業化以前の 148%に達した (WMO, 2020)。また、2019 年までの 10 年間の平均の増加率 (1 年当たり 2.4 ppm) は、1990 年代の増加率の約 1.5 倍に相当する。(詳細版第 3.1.1 項)
- 日本国内で観測される二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の大気中の濃度は上昇を続けている。2019 年も、綾里、南鳥島及び与那国島のいずれの観測点においても、二酸化炭素濃度は観測史上最も高い値を記録した。(詳細版第 3.1.2 項)

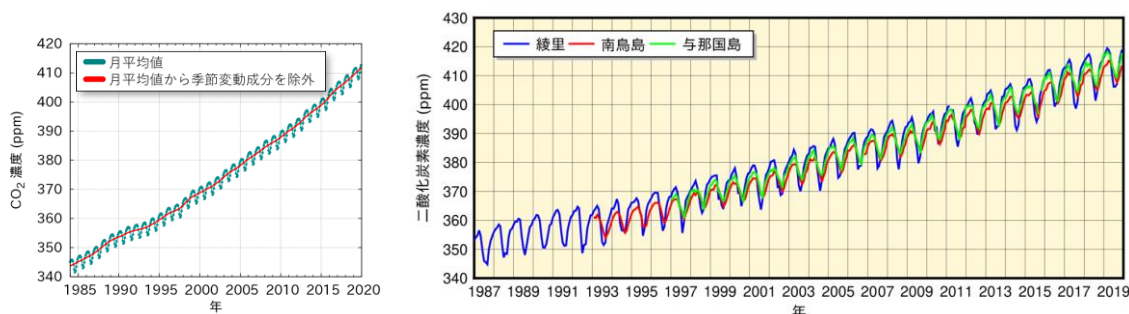


図 1.1 大気中の二酸化炭素濃度の変化

左は世界平均、右は日本国内の観測点における変化。

大気からの下向き赤外放射量は増加傾向にある

- 大気中の雲、水蒸気、二酸化炭素等から地表に向かって放射され地上に達する下向きの赤外線放射量は、温室効果ガスがもたらす温室効果の強さに対応する。つくばで観測された下向きの赤外線放射量は、世界の他の観測地点のものと同様、増加傾向が見られる。(詳細版第 3.2 節)

【参考】大気中の温室効果ガスの増加

化石燃料の消費や森林破壊等の土地利用変化といった人間活動に伴い、二酸化炭素が大気中に放出される。そのおよそ半分は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることにより、大気中の二酸化炭素濃度が増加している。また、工業化以降の大気中メタンの増加は人間活動によるものであると評価されており (IPCC 第 5 次評価報告書)、更に、強力な温室効果ガスである代替フロンの大気中の濃度も増加している。

7 対象物質がどの程度大気中に存在しているかを表す割合。ppm (parts per million) は 10^{-6} (乾燥空気中の分子 100 万个中に 1 個)。

2. 平均気温の上昇と共に極端な高温の頻度も増加している

- ▶ 世界と日本の年平均気温は、様々な時間スケールの変動を伴いながら上昇している。
- ▶ 気温の上昇は一様ではなく、日本の年平均気温の上昇は世界平均よりも速く進んでいる。
- ▶ 日本国内では、真夏日、猛暑日、熱帯夜等の日数が有意に増加している一方、冬日の日数は有意に減少している。

世界平均気温は工業化以前の水準に比べて既に約1°C上昇した

- 世界気象機関（WMO）が2020年3月に公表した気候ステートメント2019によると、2015年から2019年は、1850年の統計開始以降で最も高温の5年間であった。2015年から2019年で平均した世界平均気温は、工業化以前の水準（1850～1900年の平均）に比べ約1.1°C高かった（詳細版第4.1.1項）。
- IPCC第5次評価報告書は、20世紀半ば以降、ヨーロッパ、アジア、オーストラリアの大部分で熱波の頻度が増加した可能性は高いと評価している（詳細版第4.1.1項）。

日本の年平均気温の上昇は世界平均よりも速く進行している

- 都市化の影響が比較的小さいと見られる気象庁の15観測地点⁸で観測された年平均気温は、様々な時間スケールの変動を伴いながら、1898年から2019年の間に100年当たり1.24°Cの割合で上昇している。2019年の年平均気温は統計開始以降で最も高かった（詳細版第4.1.2項）。
- 雪氷アルベドフィードバック⁹や海陸の昇温量の違い（水分の蒸発により熱が奪われやすい海洋の方が陸よりも温度が上がりにくい）等により、陸域が多い北半球の中高緯度は地球温暖化による気温の上昇率が比較的大きい。
- これを反映して、日本の平均気温の上昇率は世界平均よりも大きい（詳細版第4.1.2項）。

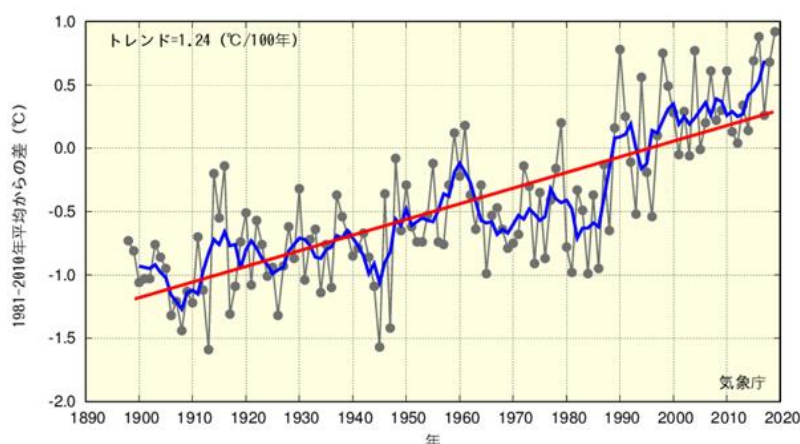


図 2.1 日本の年平均気温偏差の経年変化（1898～2019年）
細線（黒）：各年の平均気温の基準値からの偏差、太線（青）：偏差の5年移動平均値、直線（赤）：長期変化傾向。基準値は1981～2010年の30年平均値。

- 8 全国の地上気象観測地点の中から、観測データの均質性が長期間確保でき、かつ都市化等による環境の変化が比較的小さい地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した15地点（網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬及び石垣島）。これらの観測点も都市化の影響が全くないわけではないが、日本近海の海面水温の長期変化傾向も同程度（2019年までのおよそ100年間にわたる上昇率は+1.14°C/100年（記事12参照））であることから、日本の年平均気温の長期変化傾向に対する都市化の影響は小さいと考えられる。
- 9 アルベドとは太陽光の反射率のこと。アルベドが高いほど太陽光を反射するため、地表面が暖まりにくい。雪や氷が融け地面や海面が露出すると、それまで反射されていた太陽光が吸収されて温度が上がり、その結果更に多くの雪氷が融解し、温度が上がる（逆もまた然り）。この正のフィードバックを雪氷アルベドフィードバックと呼ぶ。

日本国内では、真夏日、猛暑日、熱帯夜¹⁰等の日数が有意に増加している

- 前述の日本国内の 15 観測地点のうち移転の影響の除去が困難な宮崎と飯田を除いた 13 観測地点¹¹における観測によると、1910 年から 2019 年の間に、日最高気温が 30°C 以上の日（真夏日）、35°C 以上の日（猛暑日）及び日最低気温が 25°C 以上（熱帯夜）の日数は、いずれも増加している（信頼水準 99% 以上で統計的に有意）。特に、猛暑日の日数は 1990 年代半ばを境に大きく増加している。一方、同期間における日最低気温が 0°C 未満（冬日）の日数は減少している（信頼水準 99% 以上で統計的に有意）（詳細版第 4.1.2 項）。

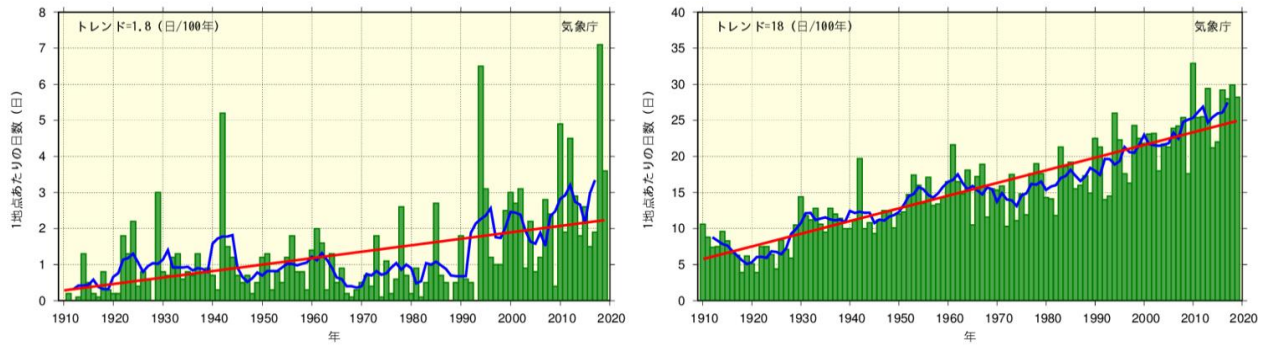


図 2.2 日本の日最高気温 35°C 以上（猛暑日）と日最低気温 25°C 以上（熱帯夜）の年間日数の経年変化（1910～2019 年）

左が日最高気温 35°C 以上（猛暑日）、右が日最低気温 25 度以上（熱帯夜）の年間日数の変化。棒グラフ（緑）は各年の年間日数を示す（全国 13 地点における平均で 1 地点当たりの値）。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

10 一般に熱帯夜は夜間の最低気温が 25°C 以上のことを指すが、本報告書においては本文で述べているように、日最低気温が 25°C 以上の日を便宜的に熱帯夜と呼んでいる。

11 年平均気温の算出に用いる月平均気温については移転の影響を除去する補正方法が確立しているが、真夏日等の日数算出に用いる日別最高及び最低気温については現時点では移転の影響を除去するための補正方法が確立していないため、ここでは宮崎と飯田を統計から除外した。

3. 今後も平均気温の上昇と極端な高温の頻度の増加が予測される

- いずれの温室効果ガスの排出シナリオにおいても、21 世紀末の日本の平均気温は上昇する（確信度が高い）。
- これに伴い、多くの地域で猛暑日や熱帯夜の日数は増加すると予測される（確信度が高い）。

4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では 21 世紀末の日本の年平均気温は約 4.5°C 上昇と予測される

- 気象庁による予測では、いずれの温室効果ガスの排出シナリオにおいても、21 世紀末（2076～2095 年の平均）における日本の年平均気温は、20 世紀末（1980～1999 年の平均）と比べて上昇する（信頼水準 90%以上で統計的に有意）（確信度が高い）。全国平均した年平均気温の変化は、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で約 4.5°C 上昇、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で約 1.4°C 上昇と予測される（詳細版第 4.2.2 項）。
- なお、21 世紀末（2081～2100 年の平均）における世界の年平均気温は、現在（1986～2005 年の平均）と比べて、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で約 3.7°C、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で約 1.0°C 上昇すると予測される（IPCC 第 5 次評価報告書）。日本の気温上昇は世界平均よりも大きい。（詳細版第 4.2.2 項）
- 気温上昇の度合いは一様ではなく、緯度が高いほど上昇が大きく、また、夏よりも冬の方が大きい。（詳細版第 4.2.2 項）
- こうした地域差や季節差は、これまでに観測された気温の変化にも表れており、これには北半球高緯度に見られる気温上昇の分布など様々な要因が影響していると考えられる（詳細版第 4.3 節）。

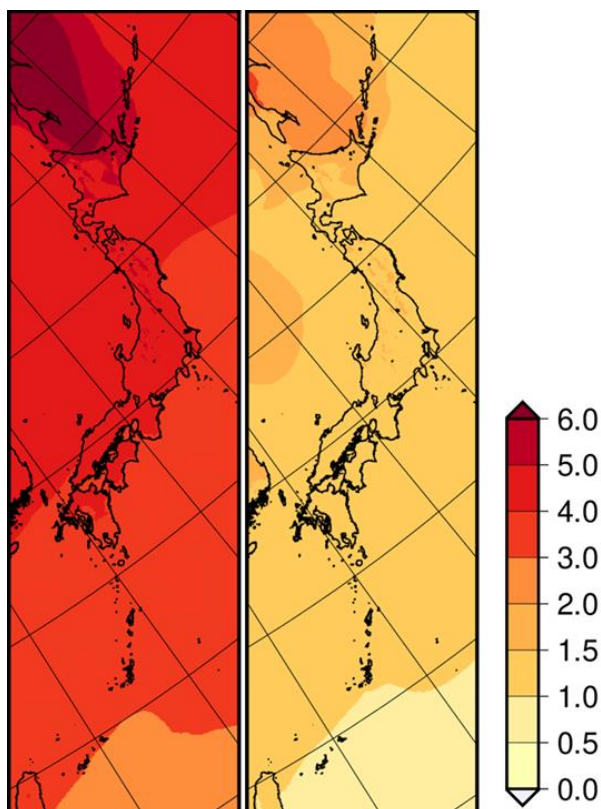


図 3.1 21 世紀末（2076～2095 年平均）における日本の年平均気温の変化の分布（°C）
左は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）、右は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）での予測。いずれも 20 世紀末（1980～1999 年平均）との差。

4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では、猛暑日は全国平均で約 19 日増加すると予測される（詳細版第 4.2.2 項）

- 平均気温の上昇に伴い、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）と 2°C上昇シナリオ（RCP2.6）のいずれの温室効果ガス排出シナリオにおいても、20 世紀末と比べ、21 世紀末には多くの地域で猛暑日及び熱帯夜¹⁰の年間日数は増加し、冬日の日数は減少する（いずれも信頼水準 90%以上で統計的に有意）（確信度が高い）。例えば猛暑日日数は、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では全国平均で約 19 日、2°C上昇シナリオ（RCP2.6）では約 3 日増加すると予測される（表 3.1 参照）。

表 3.1 4°C上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C上昇シナリオ（RCP2.6）において予測される気温の変化
 現在気候と将来気候の差（将来変化量）を、「将来変化量 ± 将来気候における年々変動の幅」で示す。
 現在気候は 1980～1999 年の、将来気候は 2076～2095 年の平均。

	4°C上昇シナリオ（RCP8.5） における予測	2°C上昇シナリオ（RCP2.6） における予測
年平均気温の変化	4.5 ± 0.6°C上昇	1.4 ± 0.4°C上昇
猛暑日日数の変化	19.1 ± 5.2 日増加	2.8 ± 1.6 日増加
熱帯夜の日数の変化	40.6 ± 6.7 日増加	9.0 ± 3.7 日増加
冬日日数の変化	46.8 ± 6.9 日減少	16.7 ± 6.7 日減少

【コラム1】都市気候

都市域では、その周辺に比べて時に数°C程度高い気温が観測されることがある。こうした都市の高温傾向は、ヨーロッパでは19世紀には知られており、気温の分布を描くと等温線が都市を囲むようになり、それが島（アイランド）の等高線と似ていることから、「ヒートアイランド現象」と呼ばれる。また、都市が気候に与える影響は気温だけにとどまらず、湿度もその周辺に比べて低くなる傾向が観測されている。ここでは、こうした都市に特有の気候の特徴とその要因について解説する。

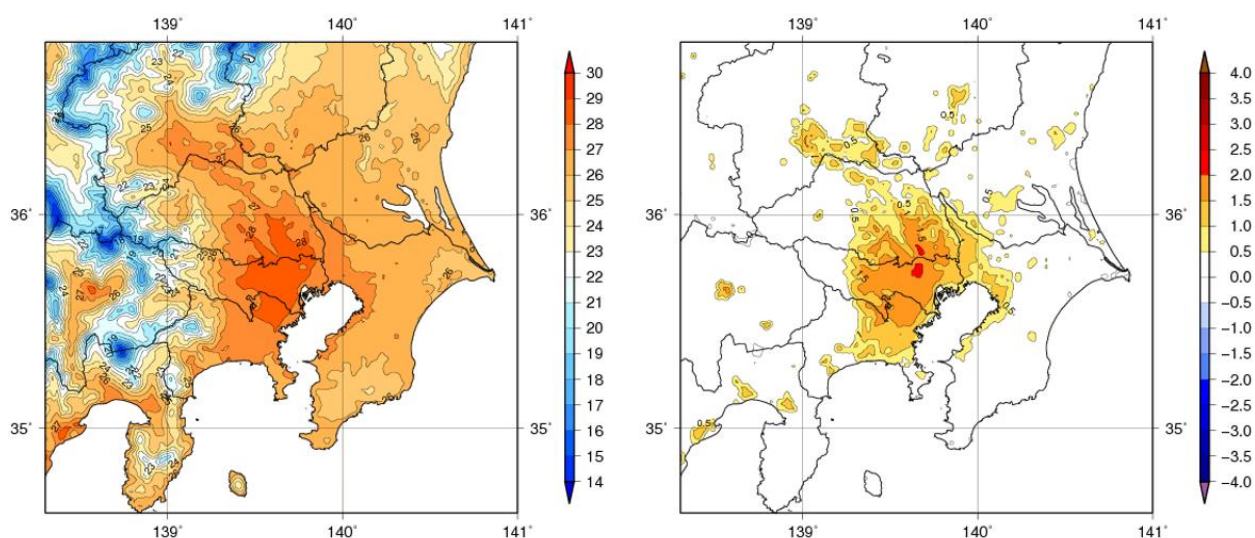


図 コラム 1.1 都市化による夏季の気温の変化

左は、都市の地表面状態、建築物の影響及び人工排熱を考慮してシミュレーションした、2009～2017年の各8月の平均気温の平均値（°C）。右は、都市の影響を除去して（都市域の地表面状態を草地に置き換え、かつ人工排熱をゼロとすることで、仮想的に人間が都市を建設する以前の状態に戻して）シミュレーションした同期間の平均気温の左図からの差（°C）。右の図において、暖色の領域では、都市化の影響により気温が上昇していることを示している。

ヒートアイランド現象

気象庁の観測によると、日平均気温、日最高気温、日最低気温ともに、都市化率¹²が高くなるほど上昇率が大きい傾向が見られる。また、都市化率が高い地点では、日最高気温の上昇率に比べて日最低気温の上昇率が大きい。例えば、東京の年平均気温と、都市化等による環境の変化が比較的小さい15の観測地点⁸で平均した年平均気温を比較すると、1950年代後半から1970年頃にかけて、その差が急速に広がったことが分かる。この期間に東京の気温が大きく上昇した一因として、高度経済成長に伴う都市化の進展が寄与した可能性が推察される。

ヒートアイランド現象は、主として次の3つの影響により起こることが知られている。

① 土地利用の変化（緑地や水面の減少）の影響

これは日中のヒートアイランド現象の主要因である。草地、森林、水田等の植生域や水域は保水力が高く、そこから水分が蒸発する際の蒸発熱（気化熱）により温度の上昇が抑えられる。一方、都市部に多く見られる舗装された路面や人工建造物は、蒸発熱が奪われないために高温と

12 ここでは、観測地点を中心とした半径7kmの円内における人工被覆率（平成18年度版国土数値情報土地利用3次メッシュ（1kmメッシュ）における建物用地、幹線交通用地、その他の用地の占める割合）と定義。

なる。このような地表面の温度の違いが大気に伝わる結果として、都市部の気温はその周囲に比べ高くなりやすい。

② 建築物とその高層化の影響

建築物の影響は、夜間のヒートアイランド現象の主要因である。建築物は、その存在によって風通しが悪くなり熱がこもりやすくなることに加え、日中に蓄積した熱を夜間になっても保持し、大気へ放出する性質がある。また、都市で建築物の高層化及び高密度化が進み、空が見える範囲が狭まっているため、地表面から宇宙へ熱を放射する放射冷却が弱められる。結果として、都市部ではその周囲に比べて夜間になっても気温が下がりにくくなる。

③ 人間活動で生じる熱の影響

これは、都市部の中でも、更に局所的に生じる高温の主要因である。都市の多様な産業活動や社会活動に伴い熱が排出されるが、特に都心部では、昼間の排熱量は局所的に 100 W/m^2 を超えると思われており、これは真夏の太陽南中時における全天日射量の 10%程度に相当する。

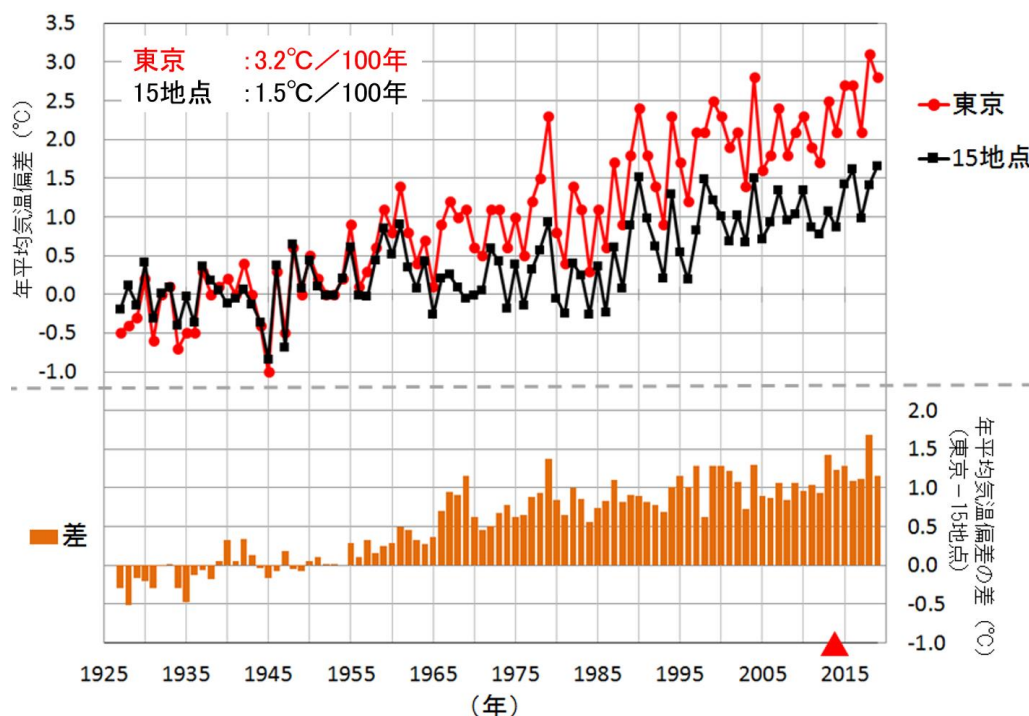


図 コラム 1.2 東京及び都市化の影響が比較的小さい 15 地点の年平均気温の変化

折れ線（赤）は東京の年平均気温の基準値（1927～1956 年平均値）からの偏差を、折れ線（黒）は都市化の影響が比較的小さいと見られる 15 地点⁸それぞれの年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を表す。棒グラフ（オレンジ）は東京の偏差と 15 地点平均の偏差の差を示す。

横軸上の▲は、東京の観測地点が移転した年（2014 年）を示す。東京の観測値は、長期変化傾向が適切に評価できるよう、これ以前のデータが補正されている。

ヒートアイランド現象による気温の上昇は、例えば夏季には熱中症の危険性を増大させる。人体は、気温の上昇に加えて、高温となった建築物や地表面からの放射熱を受け取るため、体感温度としては気温の上昇以上に暑く感じられることがある。熱中症予防の目的から、人体と外気の熱のやり取りに着目して 1954 年にアメリカで考案された指標に、「暑さ指数（湿球黒球温度。WBGT: Wet

Bulb Globe Temperature) ¹³」がある。これは、気温、湿度、及び日射・放射など周辺の熱環境の3つを取り入れた指標で、以下のように定義される。

屋外：WBGT (°C) = 0.7 × 湿球温度 + 0.2 × 黒球温度 + 0.1 × 乾球温度

屋内：WBGT (°C) = 0.7 × 湿球温度 + 0.3 × 黒球温度

歴史の長い観測点は都市部に位置していることが多く、そのデータを気候変動の監視に用いる際には、都市化による影響を考慮する必要がある。なお IPCC 第5次評価報告書では、都市化の影響は世界の陸域全体で平均した地上気温に見られる100年規模の変化傾向の大きさの10%以上である可能性は低いと評価している。

都市の乾燥化

気象庁の観測によると、都市化率の高い都市では、都市化の影響が小さいと見られる都市に比べて相対湿度の低下率が大きくなるなど、年平均した相対湿度の低下率は、都市化率が高い地点ほど大きくなる傾向がある。また、大都市では霧の発生日数も長期的に減少しており、その要因として相対湿度の低下が指摘されている。都市で相対湿度が低下する主な要因は、気温の上昇に伴う飽和水蒸気量（大気中に含みうる水蒸気量の最大値）の増加により相対湿度が下がるためと考えられるが、それに加えて、都市域では植物が少なくなり、葉からの蒸発散が弱くなるため、水蒸気そのものが減少する傾向も寄与している可能性が指摘されている。

都市化が降水に与える影響

都市域がその周辺に比べて高温となるヒートアイランド現象は、大気の流れにも影響を与え、それを通じた降水への影響を指摘する研究もある。これらの中には、都市の風下側で降水量や雷が多いことを示した研究が多く、時間的には、午後に目立つ傾向が指摘されている。広い平原の中に都市が存在する米国では、都市が降水を強める効果があることを積極的に主張する研究が多いが、日本では、都市化と降水の関係はまだ十分確認されていない。また、日本の大都市の多くでは、年間の降水量や大雨日数には長期的な増減の変化傾向は確認されていない。ただし、大雨日数については、発生頻度が低い現象であるため、ある特定の観測地点のデータから長期的な変化傾向をとらえるのは難しいことに留意する必要がある。

13 湿球温度は、水で湿らせたガーゼを温度計の球部に巻いて観測される温度で、空気が乾いているほど気温（乾球温度）との差が大きくなり、皮膚の汗が蒸発する時に感じる涼しさ度合を表す。黒球温度は、ほとんど反射しない黒色に塗装された薄い銅の球（内側は空洞）の中心に温度計を入れて直射日光の下で観測される温度で、弱風時の日なたにおける体感温度と良い相関がある。

令和2年度に関東甲信地方について試行提供されている熱中症警戒アラートは、この暑さ指数が33以上になると予想される場合に発表される。詳細は環境省による熱中症予防情報サイト (<https://www.wbgt.env.go.jp/>) 参照。

4. 日本国内の大雨及び短時間強雨の発生頻度が増加している

- ▶ 日本国内の大雨及び短時間強雨の発生頻度は有意に増加し、雨の降る日数は有意に減少している。
- ▶ 一方、日本国内の年降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない。

日本国内の大雨及び短時間強雨の発生頻度は有意に増加している（詳細版第 5.1.2 項）

- 気象庁の全国 51 の観測地点¹⁴で観測された降水量のデータによれば、1901～2019 年の期間、日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の大雨の日数は、いずれも増加している。統計期間の最初の 30 年間（1901～1930 年）と最近の 30 年（1990～2019 年）を比較すると、それぞれ、約 1.4 倍と約 1.7 倍に増えている。
- 1 時間程度の短い時間スケールで局地的に発生する短時間強雨の発生頻度も増加している。気象庁の全国約 1,300 地点のアメダス観測地点で観測された降水量のデータによれば、1976 年から 2019 年の期間、1 時間降水量 50 mm 以上及び 80 mm 以上の短時間強雨¹⁵の年間発生回数は、いずれも増加している。統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）と最近の 10 年（2010～2019 年）を比較すると、それぞれ、約 1.4 倍と約 1.7 倍に増えている。

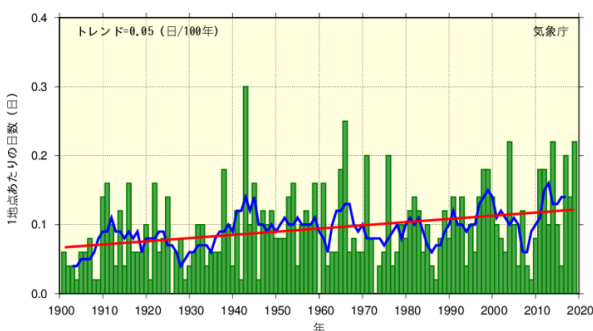


図 4.1 日降水量 200 mm 以上の大雨の年間日数の経年変化（1901～2019 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間日数を示す（全国 51 地点における平均で 1 地点当たりの値）。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

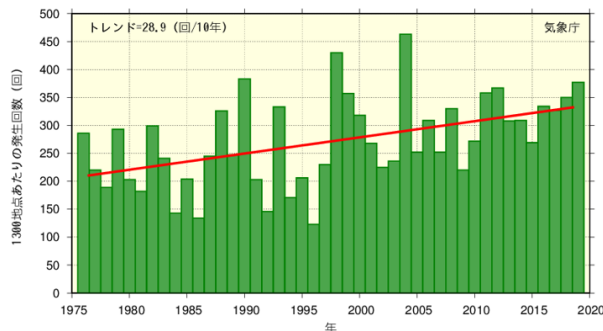


図 4.2 1 時間降水量 50 mm 以上の短時間強雨の年間発生回数の経年変化（1976～2019 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間発生回数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点当たりに換算した値）。直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

- 全国のアメダス地点のうち 1976 年から 2019 年の期間で観測が継続している地点（640 地点）のデータによれば、1 年で最も多くの雨が降った日の降水量（年最大日降水量）には増加傾向が現れている。大雨の頻度だけではなく強さも増す傾向にある。2010 年から 2019 年の平均値は、統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）と比べて約 1.2 倍に増加している。

14 気象庁の観測地点のうち、観測データの均質性が長期間継続している以下の 51 地点：旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島及び那覇。

15 1 時間降水量 50 mm 以上の雨は「非常に激しい雨（滝のように降る）」、同じく 80 mm 以上の雨は「猛烈な雨（息苦しくなるような圧迫感がある。恐怖を感じる）」と表現される。いずれも、傘は全く役に立たず、水しぶきであたり一面が白っぽくなり、視界が悪くなるような雨の降り方である。（脚注 6 も参照）

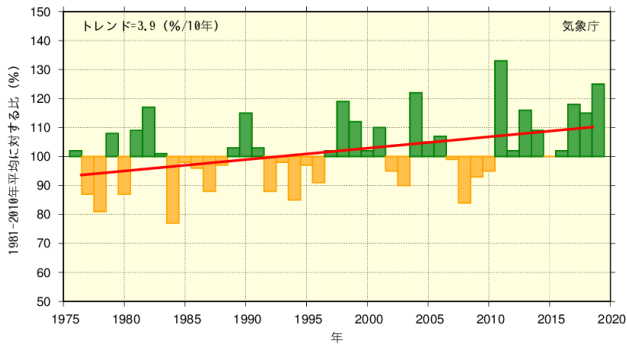


図 4.3 全国の年最大日降水量の基準値との比の経年変化（1976～2019 年）
棒グラフは、観測地点ごとに 1981～2010 年の平均値（基準値）に対する各年の年最大日降水量の比を算出し、それを全国平均した値を示している。緑は年最大日降水量が基準よりも多く、黄色は少ないことを示している。

雨の降る日は有意に減少している（詳細版第 5.1.2 項）

- 前述の気象庁の全国 51 観測地点における観測によれば、1901 年から 2019 年の期間、雨の降る日（1 日の降水量が 1.0 mm 以上の日）の日数は減少している。減少率は 100 年当たり 9.5 日である。

日本の年降水量・季節降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない

- また、同じ観測地点で観測された降水量のデータを用いて計算した年降水量、季節降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない。地方ごとに平均した年降水量にも、有意な長期変化傾向は見られない（詳細版第 5.1.2 項）。
- IPCC 第 5 次評価報告書によると、世界の陸上全体で見た年降水量には、1901 年の統計開始以降、数年から数十年規模の変動が見られるが、長期的な変化はほとんど見られない。また、同報告書では、北半球中緯度の陸域平均では、降水量が 1901 年以降増加しており（1951 年までは確信度が中程度、それ以降は確信度が高い）、その他の緯度帯については、領域平均した長期的な長期変化傾向の確信度は低いと評価している（詳細版第 5.1.1 項）。

【参考】雨の降り方が極端になってきているのはなぜか

日本においては、大雨や短時間強雨の頻度が増加し、極端な降水の強さも増す傾向にある一方、雨がほとんど降らない日も増えており、雨の降り方が極端になってきている。雨は、大気中の水蒸気が雲の中で凝結し、それが地上に落ちてくる現象である。空気には、気温が高くなるほど水蒸気を多く含むことができるという性質がある。気温が高くなることで、雨として降るまでに水蒸気が大気中にため込まれる時間が長くなるために降水の回数が減り、その一方、一度の大雨がもたらす降水量は一般的に多くなる。気象庁の高層気象観測（国内 13 地点¹⁶）によるデータからも、上空約 1,500 m の空気中に含まれる水蒸気量は増加傾向にあることが確認されている。これまでに観測されている大雨の頻度の増加や強度の増大は、気温が上がるほど空気中に含むことのできる水蒸気量も増えるという性質を反映した、地球温暖化に伴う気候の変化の一つと考えられる。

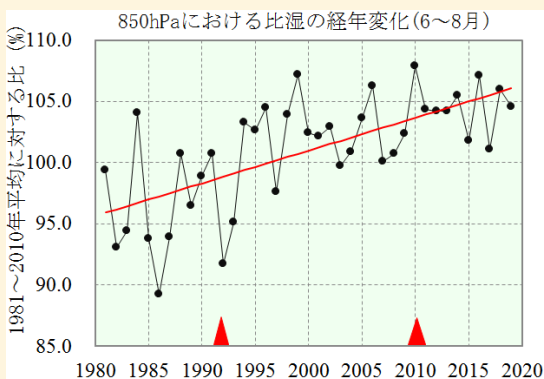


図 4.4 日本域の上空約 1,500 m における 6～8 月の平均比湿（空気 1 kg 当たりに含まれる水蒸気量 (g)）の変化
黒線は気象庁の高層気象観測地点における各基準値（1981～2010 年の平均値）に対する比 (%) の平均、直線（赤）は長期変化傾向（信頼水準 99% で統計的に有意）。2 つの赤三角の間では測器の変更の影響により、相対的にやや値が高めになっている可能性があるが、大雨や短時間強雨の変化傾向と同様、大気中の水蒸気量は長期的に増加している。

16 稚内、札幌、秋田、輪島、館野、八丈島、潮岬、福岡、鹿児島、名瀬、石垣島、南大東及び父島

5. 今後も雨の降り方が極端になる傾向が続くと予測される

➤ いずれの温室効果ガスの排出シナリオにおいても、大雨及び短時間強雨の発生頻度は、全国平均では有意に増加すると予測される（確信度が高い）。

大雨、短時間強雨¹⁵の頻度や強さは全国平均では増加するが、雨の降らない日も増加すると予測される（詳細版第 5.2.2 項）

- 気象庁による予測では、いずれの温室効果ガスの排出シナリオにおいても、1日の降水量が100 mm あるいは200 mm 以上となる大雨の年間の日数は、20世紀末（1980～1999年平均）と比べ、21世紀末（2076～2095年平均）には全国平均では増加すると予測される。1時間降水量が50 mm 以上となるような短時間強雨の頻度も、同様に全国平均では増加すると予測される。（いずれも信頼水準90%以上で統計的に有意）
- 更に、1年で最も多くの雨が降った日の降水量（年最大日降水量）も増加すると予測される（信頼水準90%以上で統計的に有意）。これは、大雨の頻度だけではなく、強さも増すことを意味する。
- 一方、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、1日の降水量が1.0 mm 未満の日の日数が、20世紀末と比べて21世紀末にはほぼ全国的に増加する（信頼水準90%以上で統計的に有意）。
- このように地球温暖化の進行に伴って雨の降り方が極端になるという予測は、国内外の他の研究機関による予測結果やこれまでに観測されている変化傾向と整合的であり、その確信度は高い。
- 増加の度合いは、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の方が2℃上昇シナリオ（RCP2.6）よりも大きい傾向にあるが、北日本太平洋側といった地域単位や都道府県単位での増加率の予測は不確実性が高い。

表 5.1 20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べた
21 世紀末（2076～2095 年平均）の雨の降り方の変化（いずれも全国平均）

	4℃上昇シナリオ（RCP8.5） での予測	2℃上昇シナリオ（RCP2.6） での予測
日降水量 200 mm 以上の 年間日数	約 2.3 倍に増加	約 1.5 倍に増加
1 時間降水量 50 mm 以上の 短時間強雨の頻度	約 2.3 倍に増加	約 1.6 倍に増加
年最大日降水量の変化	約 27%（約 33 mm）増加	約 12%（約 15 mm）増加
日降水量が 1.0 mm 未満の日 の年間日数	約 8.2 日増加	（有意な変化は予測されず）

日本の年降水量には有意な変化は予測されていない（詳細版第 5.2.2 項）

- 気象庁による予測では、いずれの温室効果ガスの排出シナリオにおいても、21 世紀末における全国平均した年降水量について、20 世紀末と比べて信頼水準 90%以上で統計的に有意な変化は予測されていない（確信度は中程度）。
- 北日本太平洋側といった地域単位や都道府県単位で見た平均的な降水量の変化の予測は、不確実性が高いため、予測結果を参照する上では注意が必要である。

初夏（6 月）の梅雨前線に伴う降水帯は強まり、現在よりも南に位置すると予測される（詳細版第 5.3 節）

- 初夏の東アジアでは、梅雨前線は上空の偏西風に沿って形成され、季節の進みに伴って北上する。
- 気温上昇により大気中の水蒸気が増加するため、梅雨前線に伴う降水帯は強まると予測される（確信度は中程度）。
- 6 月は偏西風が現在よりも南に偏るため、梅雨前線に伴う降水帯も現在よりも南に位置すると予測される（確信度は中程度）。一方で 7 月は、偏西風の予測の不確実性が高いため、梅雨前線に伴う雨の予測の不確実性も高い。

【参考】 雨の将来予測はなぜ難しいのか

雨や雪といった降水は、大気中の水蒸気が雲の中で凝結し、それが地上に落ちてくる現象である。従って、地球温暖化による降水の変化を予測するには、材料となる大気中の水蒸気量の変化（①）と、雲を作り更に降水をもたらす大気の流れなどの変化（②）の双方を予測しなければならない。

上記①は、気温が高くなるほど水蒸気を多く含むことができるという性質に基づき、ある程度の確度をもって予測することができる。つまり、もし②の影響が十分小さいと仮定すると、降水量は大気中の水蒸気量の増加に対応して増えると予測できる。一方、②については、現時点では対象とする空間の広がり狭くなるほど不確実性が高く、この影響が大きい要素は将来予測が難しくなる。

例えば、短時間強雨をもたらす発達した積乱雲ができるメカニズムは、地球温暖化が進行した状況でも大きくは変わらないと考えられている。大雨については、国内の地域別の予測では季節により台風などの変化の影響を受ける場合があるものの、全国的に見れば①の影響が大きいと考えられる。このため、大雨や短時間強雨の頻度や強さは、主に①に対応して増えだろうと、ある程度の確度で予測できる。

一方で、季節や年などの長い期間で平均した降水量の変化は、①に加え②の影響も大きく受ける。例えば、降水をもたらす低気圧の経路や前線の位置は、地球温暖化の進行に伴う大気の流れに応じて変化する。また、山地の風上側では雲を発達させる上昇気流が起きやすいために雨量が多くなるなど、大気の流れの変化に伴う降水量変化は地形の影響を複雑に受ける。日本の平均的な降水量の予測の不確実性が、大雨や短時間強雨の頻度や強さの予測に比べて高い背景には、こうした理由がある。

6. 日本国内の積雪、大雪は減少傾向にある

▶ 1962 年以降、日本海側の各地域では年最深積雪に有意な減少傾向が見られ、1 日に 20 cm 以上の降雪が観測されるような大雪の日数も減少している。

日本海側の各地域では年最深積雪が有意な減少傾向にある（詳細版第 6.1.2 項）

- 気象庁の日本海側の観測地点（表 6.1 参照）で観測された 1962 年以降の積雪のデータによると、地域ごとに平均した年最深積雪（一冬で最も多く雪が積もった量）には減少傾向がある（信頼水準 90%以上で統計的に有意）。
- ただし、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。
- なお、降雪量、積雪量は観測地点ごとに差が大きいため、1981 年から 2010 年の平均値を基準値とし、それに対する差ではなく比を、それぞれの地域について平均している。

表 6.1 各地域の観測地点

地域	観測地点
北日本 日本海側	稚内、留萌、旭川、札幌、岩見沢、寿都、江差、倶知安、若松、青森、秋田、山形
東日本 日本海側	輪島、相川、新潟、富山、高田、福井、敦賀
西日本 日本海側	西郷、松江、米子、鳥取、豊岡、彦根、下関、福岡、大分、長崎、熊本

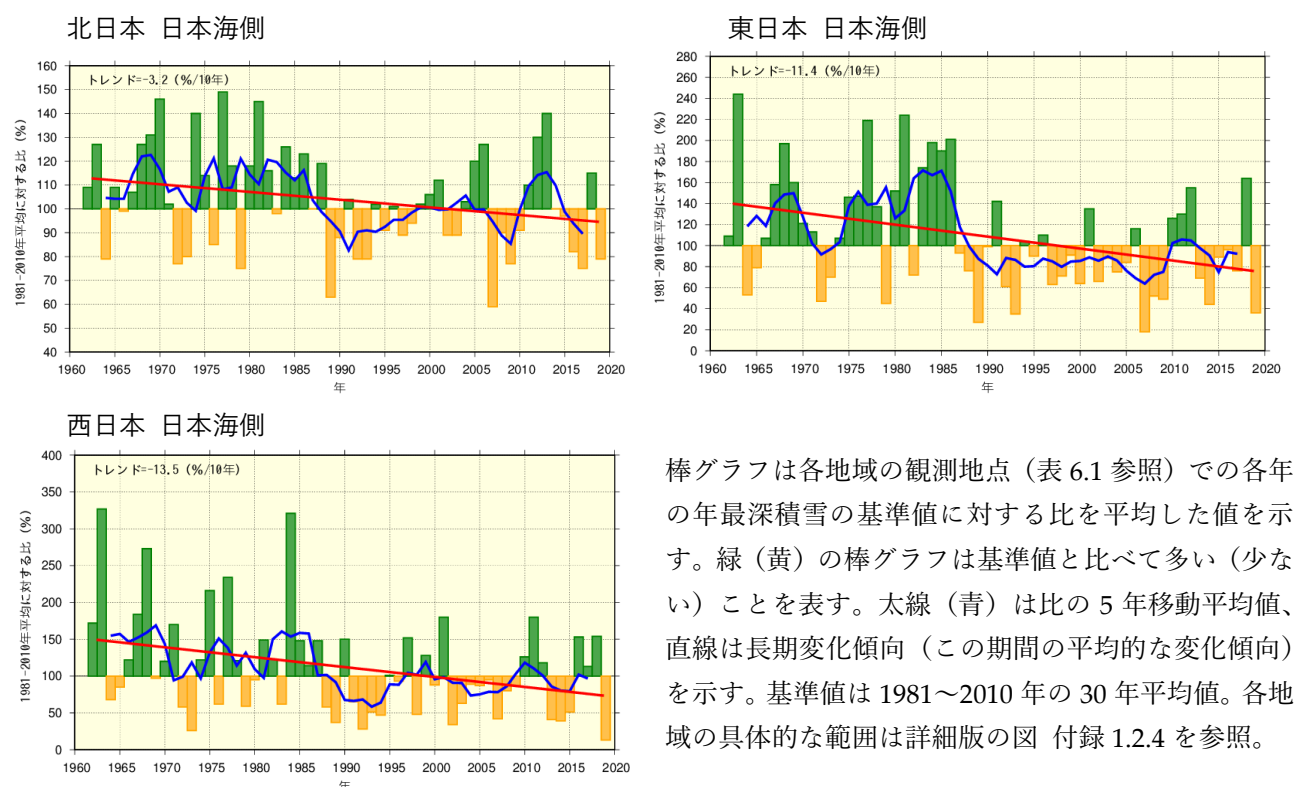


図 6.1 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化（1962～2019 年）

日本海側の各地域では大雪の頻度も有意に減少している（詳細版第 6.1.2 項）

- 前述の観測地点における観測データによれば、1 日の降雪量が 20 cm 以上となった年間の日数は、日本海側では各地域とも減少している（信頼水準 99%以上で統計的に有意）。また、北日本の日本海側と東日本の日本海側では、1 日の降雪量が 50 cm 以上となった年間の日数も減少している。

7. 降雪・積雪は減少するが、大雪のリスクは残りうると予測される

- ▶ 北海道の一部地域を除き、地球温暖化に伴い降雪・積雪は減少すると予測される（確信度が高い）。
- ▶ 平均的な降雪量が減少したとしても、ごくまれに降る大雪のリスクが低下するとは限らないことが示唆される（確信度が低い）。

北海道内陸部の一部の地域を除き、地球温暖化に伴い降雪・積雪は減少すると予測される（詳細版第 6.2.2 項）

- 気象庁による予測によると、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では、21世紀末（2076～2095年平均）における年最深積雪（一冬で最も多く雪が積もった量）や降雪量は、20世紀末（1980～1999年平均）と比べて北海道内陸の一部地域を除き全国的に減少し、全国平均ではいずれも70%程度減少する。2°C上昇シナリオ（RCP2.6）では、本州以南でのほとんどの地域で減少する（全国平均で30%程度）一方、北海道では将来変化は不明瞭となる。（いずれも信頼水準90%以上で統計的に有意）
- この減少傾向は、気温の上昇に伴い雪ではなく雨になることが増えることを反映したものと考えられ、観測されている減少傾向とも整合することから、確信度は高い。
- また、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では、現在と比べて雪が降る期間が短くなる（始期が遅れ、終期が早まる）ことが予測される。気温の上昇に伴い雪が雨に変わることを反映した結果と考えられ、確信度は高い。
- より狭い地域に着目すると、北海道内陸部や2°C上昇シナリオ（RCP2.6）での東日本の日本海側山間部など、厳冬期の降雪量及び最深積雪が増加すると予測される地域もあるが、狭い範囲での降水量の予測は不確実性が高いことから、この予測の確信度は低い。

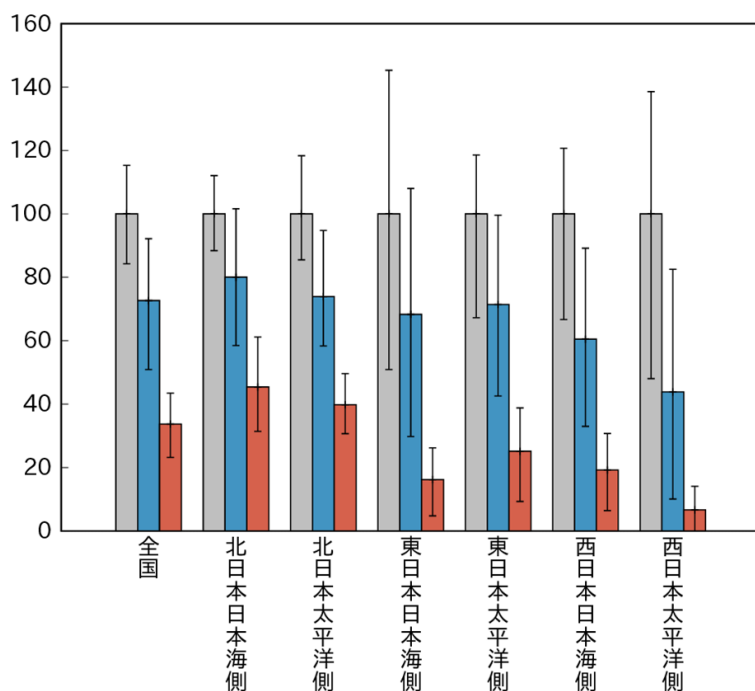


図 7.1 将来の年最深積雪 (%)
 現在気候（灰色、1980～1999年平均）の下での年最深積雪（一冬で最も多く雪が積もった量）を100としたときの、将来（2076～2095年平均）の年最深積雪。青が2°C上昇シナリオ（RCP2.6）、赤が4°C上昇シナリオ（RCP8.5）における予測。細棒は年々変動の幅を表す。

ごくまれに降る大雪のリスクが低下するとは限らない（詳細版第 6.2.2 項）

- d4PDF¹⁷の 4°C 上昇実験を用いて気象庁気象研究所が行った研究によると、10 年に一度といった、ごくまれにしか発生しない大雪の降雪量は、本州の山岳部や北海道の内陸部では、むしろ増加することが予測された（その背景要因は下記【参考】を参照）。
- しかしながら、現状では日本付近の大雪の将来変化の研究事例が少なく、まれにしか発生しない現象であるために観測データに基づく評価も難しいことから、この予測の確信度は低い。

【参考】なぜ大雪のリスクは残るのか

地球温暖化と降雪の関係を考える時には、次の 3 点を考慮する必要がある。それは、①気温が上昇しても 0°C 以下であれば雨ではなく雪として降ること、②気温が上がるほど空気中に含まれる水蒸気量は増えること、③地球温暖化が進行すると日本海の海面水温も上がるため、寒気の吹き出しの際によりたくさんの水蒸気が大気へ供給されること、である。本州の日本海側で大雪が降るのは、強い寒気の吹き出しがあった時や、冬の季節風が大陸側で白頭山などの山を迂回したのち日本海で合流する、「日本海寒帯気団収束帯」が発生した時である。この時、地球温暖化が進行した状況では、よりたくさんの水蒸気が日本海から大気へ供給されるとともに (③)、大気もより多くの水蒸気を蓄えることができる (②)。従って、沿岸域など気温が 0°C を超えている地域では大雨が降るが、気温が低い内陸部や山地では大雪として降ることになるのである (①)。

17 地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベースで、文部科学省・気候変動リスク情報創生プログラムの下、多数のアンサンブル実験を行い作成された。詳しくは詳細版の付録 1 を参照。

8. 台風の発生数、日本への接近数・上陸数、強度に長期的な変化傾向は見られない

- 台風の発生数、日本への接近数・上陸数、強度に長期的な変化傾向は見られない。
- 日本付近の台風は、強度が最大となる緯度が北に移動している。

台風の発生数、日本への接近数・上陸数¹⁸に長期的な変化傾向は見られない（詳細版第 7.1.2 項）

- 台風の発生数は、1951 年から 2019 年の統計期間を通して見ると、1 年から数十年規模の変動が卓越し、長期的に増えている又は減っているという変化傾向は見られない。1960 年代中頃、1990 年代初め、2010 年代中頃は平年より多く、1990 年代後半から 2010 年代初めにかけては少ない年が多かった。
- 日本への接近数は、発生数に似た傾向の変動を示し、長期変化傾向は見られない。日本への上陸数においても、長期的な変化傾向は見られない。

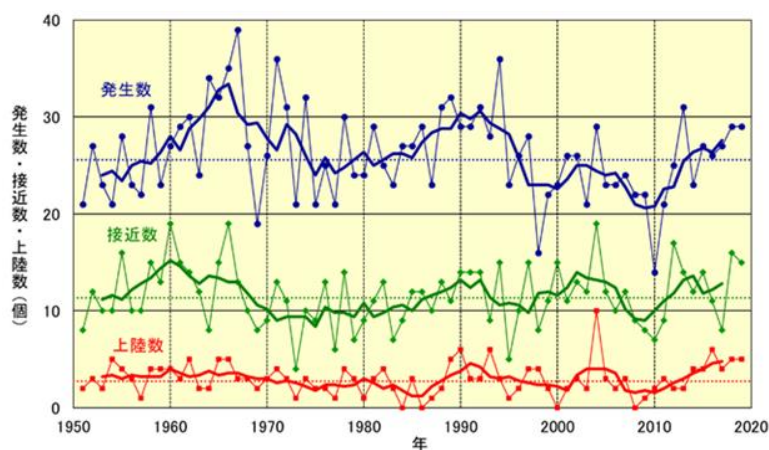


図 8.1 台風の発生数・接近数・上陸数の経年変化（1951～2019 年）

細実線で結ばれた点は各年の数、太線は 5 年移動平均、細い破線は平年値（1981～2010 年平均）を示す。

台風の強度に長期的変化傾向は見られない（詳細版第 7.1.2 項）

- 台風の発生から消滅までの間で「強い」以上の勢力（10 分間平均風速の最大値が 33 m/s 以上）に分類される台風は、年間 10 個から 20 個程度発生し、1980 年代後半から 1990 年代初めや 2000 年代中頃はやや多く、1990 年代後半や 2010 年代初めにはやや少ない。しかしながら、その発生数や台風の発生数全体に対する割合に長期的な変化傾向は見られない。
- 台風の長期変化傾向に関する解析結果は、元となるデータの違い、解析対象とする期間、解析手法の違いによって異なる。台風は 1 年当たりの発生数が限られており、人工衛星による観測が始まる 1970 年代後半より前の台風については見落としの可能性もある。このため、長期変化傾向をより正確に把握するためには更に多くのデータの蓄積が必要である。

日本付近の台風は、強度が最大となる緯度が北に移動している（詳細版第 7.1.2 項）

- 台風がその生涯で最も強くなる場所の緯度がやや北へ変化する傾向が、北西太平洋域で比較的明瞭に見られている。

18 ここでは、台風が中心が国内のいずれかの気象官署等から 300 km 以内に入った場合を「接近」と判定し、北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を「上陸」と判定している。

9. 日本の南海上で猛烈な台風の存在頻度が増すと予測される

- ▶ 日本付近の台風の強度は強まり、日本の南海上で猛烈な台風の存在頻度が増加すると予測される（確信度が中程度）。
- ▶ 世界全体では、個々の熱帯低気圧に伴う雨と風は強まると予測される（確信度は高から中程度）。

日本付近の台風の強度は強まると予測される（詳細版第 7.2 節）

- 地球温暖化に伴う台風の将来変化を予測した研究や、仮想的に地球温暖化が進行した状態で過去に発生した台風のシミュレーションを行った研究では、地球温暖化に伴い日本付近では台風の強度が強まる結果となったものが多い。これは、地球温暖化に伴い台風のエネルギー源である大気中の水蒸気量が増すことによると考えられる。これら複数の研究結果や理論から予測される変化が整合的であることから、この予測の確信度は中程度である（詳細版第 7.2.2 項）。
- 更に、非常に強い熱帯低気圧¹⁹に着目すると、日本の南海上で存在頻度（一定期間当たりに、その場所に存在する個数）が増加すると予測される。気象庁気象研究所などの研究によれば、d4PDF¹⁷の 4°C 上昇実験による予測では、日本の南海上で非常に強い熱帯低気圧の存在頻度が増加する可能性が高いことが示されている（図 9.1）。このような非常に強い熱帯低気圧の分布の変化に着目した研究は少ないが、そのいずれもが同様の結果を示していることから、この予測の確信度は中程度である（詳細版第 7.2.1 項）。

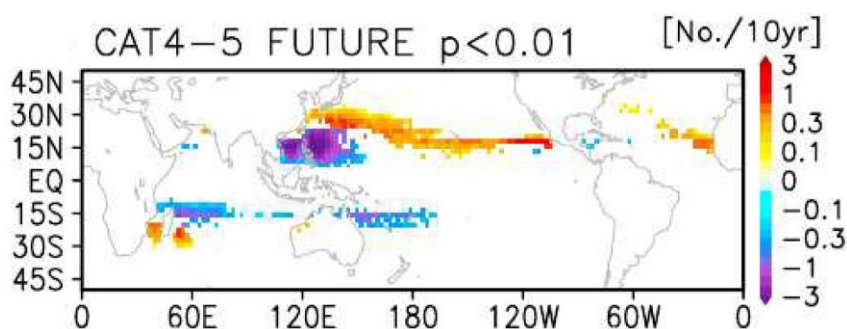


図 9.1 非常に強い熱帯低気圧の存在頻度の変化

世界平均気温が 4°C 上昇した状態において、非常に強い熱帯低気圧の存在頻度が、暖色の領域では現在 (1979~2010 年) よりも増し、寒色の領域では減ることを示している。(Yoshida et al. (2017) より転載)

世界全体では、個々の熱帯低気圧の雨と風は強まると予測される（詳細版第 7.2.1 項）

- 世界全体では、将来の熱帯低気圧の数は減少すると考えられるものの、その確信度については評価が分かれている。予測結果は国内外の地球温暖化シミュレーション結果の多くで整合しているが、熱帯低気圧の発生数の変化についての知見が十分でないことが、このように評価の分かれる背景にある。
- 地球温暖化に伴い、個々の熱帯低気圧による雨と風は強まると予測される（確信度は高から中程度 (Knutson et al., 2020)）。その要因は、日本付近の台風が強まると予測される理由と同様に、地球温暖化に伴い水蒸気量が増加するためと考えられている。

19 ここでは、最大風速 59 m/s 以上の熱帯低気圧を指す。これは気象庁の分類では「猛烈な」台風に対応する勢力である。なお「台風」とは、北西太平洋または南シナ海に存在する熱帯低気圧のうち、低気圧域内の最大風速がおよそ 17 m/s (34 ノット) 以上のものを指す。

【コラム2】 イベント・アトリビューション事例

- ▶ 平成30年7月の日本の記録的高温は地球温暖化がなければ起こり得なかった。
- ▶ 過去約40年間の日本域の約1°Cの気温上昇が、平成30年7月豪雨の雨量を約6.7%底上げしていた。

イベント・アトリビューションとは

- 気候モデルを用いて、地球温暖化が進行しつつある現実の条件と、人間活動による地球温暖化が発生しなかったと仮定した場合の仮想の条件の下で数値シミュレーションを実施し、特定の極端現象の頻度や強度に対する地球温暖化の影響を定量的に評価する手法。この手法による研究とその成果の公表は、気候変動問題に対する社会の問題意識の向上に資する効果が期待されている。
- イベント・アトリビューションの手法には、次の2種類のアプローチがある。
 - ① 大量アンサンブル実験によって無数に起こり得る自然の変動幅を表現し、極端現象の発生頻度の変化に注目する確率的アプローチ。
 - ② 高解像度の領域モデルなどを使い、天気予報と同じく大気初期値を与えて時間積分し、現象の発生を正確に再現した上で、極端現象の強度の変化に注目する量的アプローチ²⁰。

平成30年7月の記録的高温の発生確率に対する地球温暖化の寄与（確率的アプローチ）

- 平成30年（2018年）7月は記録的猛暑となり、熱中症による死亡者数は、月別値としては最多の1,000人を超えた。
- d4PDF¹⁷の100メンバーの過去再現実験²¹及び非温暖化実験²²を比較した結果、2018年7月に統計開始以来1位となった日本上空1,500mの月平均気温の記録を超えるような猛暑の発生確率は、高気圧の勢力が強まりやすかった現実の条件下では19.9%であった²³。
- 非温暖化実験では、発生確率はほぼ0%と見積もられ、人間活動による地球温暖化がなければ2018年7月の記録的な猛暑は起こり得なかったことが示された。

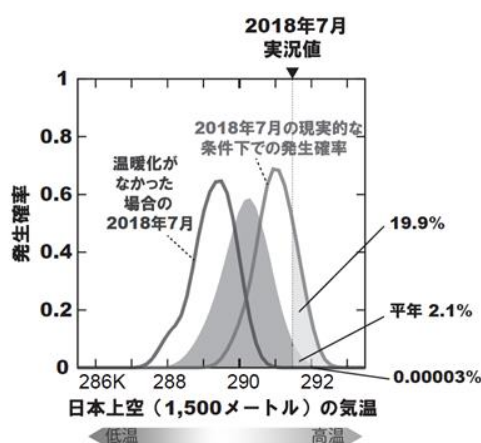


図 コラム 2.1 高温の発生確率

横軸の気温は絶対温度 (K)。実線は2018年7月の日本域上空約1,500mの気温の確率密度分布 (PDF)。高温側のPDFは現実の条件下におけるモデル実験、低温側のPDFは地球温暖化が起こらなかった想定でのモデル実験。陰影で示したPDFは平年値の期間(1981~2010年)の30年分の7月のデータから作成。

20 ここでは、実際に発生した現象をもたらした気圧配置や循環場は変わらないと仮定し、地球温暖化に伴う気温上昇や水蒸気量増加により降水量等の現象の強度がどの程度かさ上げされているか見積もる手法のこと。

21 将来予測と同様のモデルによる予測を、現在ではなく過去のある時点から行う実験。

22 地球温暖化がなかったと仮定して行う実験。

23 19.9%という確率値は当年の海面水温分布などを前提にして算出された値であり、他の年には適用できないことに注意。

平成 30 年 7 月豪雨の雨量に対する地球温暖化の寄与（量的アプローチ）

- 平成 30 年 7 月豪雨は、西日本を中心に広範囲で記録的な大雨が長時間持続し、洪水や土砂災害などにより 200 人以上の命が奪われた激甚災害であった。
- 気象庁気象研究所の地域気候モデル（NHRCM）²⁴に気象庁 55 年長期再解析データ¹（JRA-55）から得られた現実的な境界条件²⁵を与えて現象を再現した後、2018 年までの 39 年間の日本域の昇温量（0.96°C/39 年）を境界条件から差し引いた非温暖化実験を実施した。
- 西日本陸上の豪雨期間を通じた積算降水量は、気温上昇による水蒸気増加により約 6.7%底上げされていたと見積もられた。

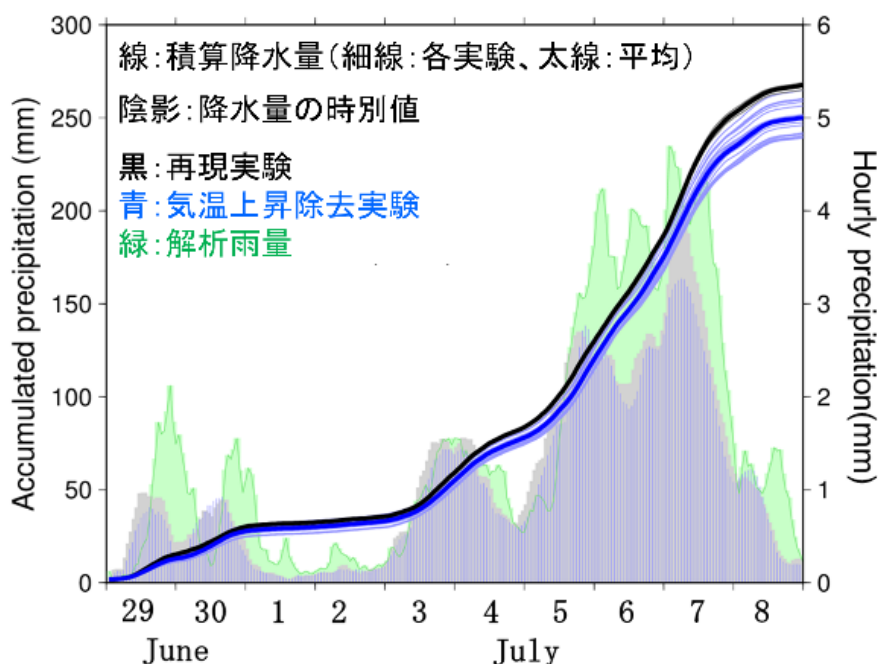


図 コラム 2.2 平成 30 年 7 月豪雨の降水量

積算降水量（線）と時間降水量（陰影）の降水量の時系列図。黒色は過去再現実験、青色は非温暖化実験、緑色は解析雨量。細線は各アンサンブル実験（過去再現実験は 5 本、非温暖化実験は 20 本）の結果、太線は過去再現実験及び非温暖化実験それぞれのアンサンブル実験の平均。

24 文部科学省による気候変動リスク情報創生プログラム及び統合的気候モデル高度化研究プログラムにおいて気象庁気象研究所が開発した、水平解像度 5 km の非静力学地域気候モデル（NHRCM: Sasaki et al., 2011）。一連のプログラムにおいて同研究所は、水平解像度 20 km の全球大気モデル（MRI-AGCM: Mizuta et al., 2012）も開発しており、本レポートの大気部分で用いた気象庁による予測は、これらのモデルで計算したものである。また、うち 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）を用いて計算された将来予測は、『地球温暖化予測情報』第 9 巻としても公開されている。

25 特定の範囲内の物理現象を考えると、その境界（表面）で与えられる物理的な条件。例えば、両端が固定された弦の振動という物理現象を考えると、両端が固定されていることが境界条件となる。ここでは、モデルの境界に、JRA-55 再解析データから得られた現実的な気温や風速などの条件を与えた。

10. 冬季は暖冬型の、夏季は日本付近で南西風を強めるような気圧配置に近づく傾向が近年見られる

- ▶ 冬季の気圧配置は、日本の南東で気圧が上昇するという、暖冬の際に見られる特徴と似た変化傾向が見られる。
- ▶ 夏季には、日本の南で気圧が上昇し北で低下する傾向が見られる。

近年の冬季の気圧配置は、暖冬の際に見られる特徴と似た変化傾向を示している（詳細版第 8.1 節及び第 8.2 節）

- 気象庁 55 年長期再解析データ¹ (JRA-55) に基づき、1980 年から 2018 年の海面気圧の長期変化傾向²⁶を解析すると、冬季（前年 12～2 月）には、日本の南東海上で平年より気圧が高くなるという傾向が見られる。
- 平年の冬季には、ユーラシア大陸上にシベリア高気圧が、日本の東海上にアリューシャン低気圧が発達し（いわゆる「西高東低」の気圧配置）、北西の季節風が吹く。日本の南東海上で平年より気圧が高くなるという傾向は、暖冬の際に見られる特徴と共通するものである。

近年の夏季の気圧配置は、南西風を強めるような変化傾向を示している（詳細版第 8.2 節）

- JRA-55 に基づき、1980 年から 2018 年の海面気圧の長期変化傾向を解析すると、夏季（6～8 月）には、日本の南海上で気圧が高く北日本で低くなるという傾向が見られる。
- 上述の変化傾向は、日本の南で太平洋高気圧が強まる一方で北日本では低いという気圧の変化傾向であり、南西風を強めると解釈できる。

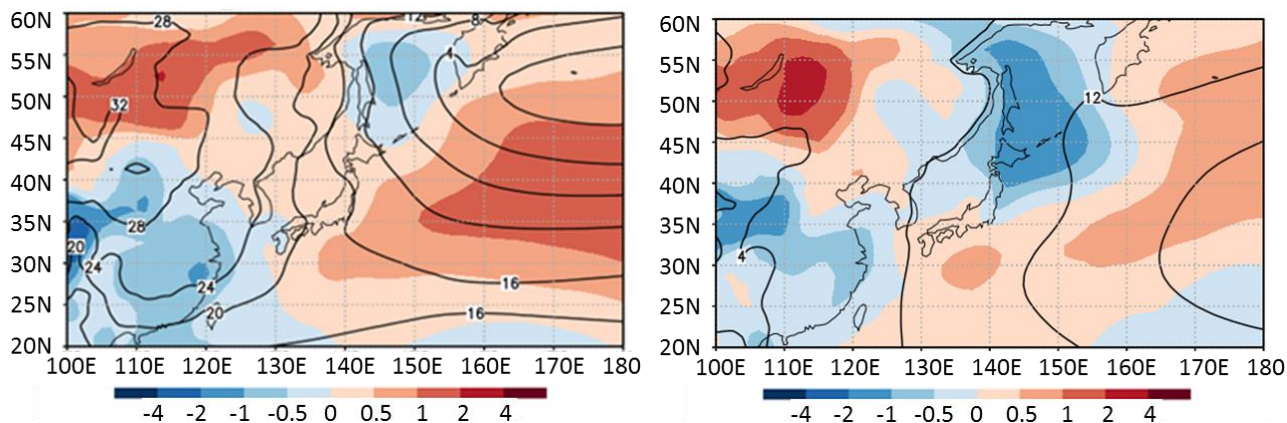


図 10.1 冬季及び夏季の海面気圧の変化傾向（1980～2018 年）

左が冬季、右が夏季の変化傾向。陰影は、海面気圧の変化傾向（暖色は気圧が高くなり、寒色は低くなる傾向を示す）を、長期変化を除く年々変動の標準偏差で規格化したもの。黒実線は、この期間で平均した海面気圧（hPa。ただし 1,000 hPa からの差として、下二桁のみ表示）。

²⁶ 本格的な気象衛星観測の始まった 1980 年代以降とそれ以前とで再解析データの品質が異なる可能性があることから、ここでは 1980 年以降を解析対象期間とした。

11. 冬型及び夏型の気圧配置の特徴は、ともに現在より弱まると予測される

- ▶ 冬季の季節風は弱まると予測される（確信度は中程度）。
- ▶ 夏季太平洋高気圧の北への張り出しは弱まると予測される（確信度は中程度）。

冬季の季節風は弱まると予測される（詳細版第 8.2 節）

- 気象庁気象研究所による冬季の予測では、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末にはアリューシャン低気圧は現在よりも北に偏り、日本の南東から日本付近にかけては現在よりも気圧が高くなるという変化が予測される（確信度は中程度）。2°C上昇シナリオ（RCP2.6）の下でも、その程度は弱いながらも、同様の变化傾向が予測される。
- この変化は、北日本を除く地域ではいわゆる「西高東低」の冬型の気圧配置が弱まることを意味し、北寄りの季節風が弱まると解釈できる。一方北日本では、北方で強まるアリューシャン低気圧の影響を受ける結果、西寄りの季節風が現在よりも強まると予測される。

夏季の太平洋高気圧の北への張り出しは弱まると予測される（詳細版第 8.2 節）

- 気象庁気象研究所による夏季の予測では、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では、夏季の太平洋高気圧の北日本への張り出しは弱く（確信度は中程度）、南西諸島から西日本では強まる傾向である（確信度は低い）。
- 2°C上昇シナリオ（RCP2.6）の下でも、太平洋高気圧の北への広がり弱い点は、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）の予測と類似する特徴である。
- 日本の南で気圧が高く北で低いという気圧の傾きを強める変化傾向でもあり、日本域では西寄りの風を強めると解釈できる（確信度は中程度）。

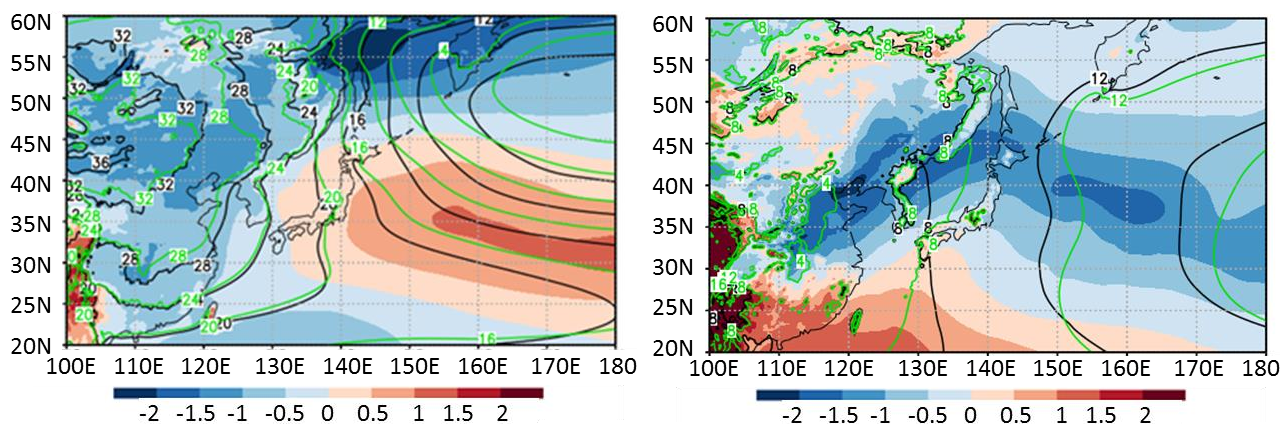


図 11.1 冬季及び夏季の海面気圧の将来変化（2076～2095 年平均）

左が冬季、右が夏季の将来変化。黒線は現在気候（1980～1999 年の 20 年間）の等圧線（hPa。ただし 1,000 hPa からの差として、下二桁のみ表示）、緑線は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における 21 世紀末（2076～2095 年の 20 年間）の等圧線（hPa。同上）。陰影は両者の差であり、現在気候における年々変動の標準偏差で規格化した海面気圧の将来変化（暖色は気圧が高くなり、寒色は低くなる変化）を示す。

12. 日本近海の平均海面水温は、世界平均の2倍を超える割合で上昇している

- ▶ 世界平均海面水温は、世界平均気温と同様、様々な変動を伴いながら長期的に上昇している。
- ▶ 世界平均した海洋内部の水温も長期的に上昇している。
- ▶ 日本近海の平均海面水温は、世界平均の2倍を超える割合で有意に上昇している。
- ▶ 昇温の割合は、日本近海でも季節や海域によって異なり、時間的にも一定ではない。

世界平均海面水温は、世界平均気温と同様、様々な変動を伴いながら長期的に上昇している（詳細版第9.1.1項）

- 2019年の世界全体の年平均海面水温平年差（1981～2010年の平均値からの差）は+0.33°Cで、1891年以降では2016年と並んで最も高い値となった。世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、1891年から2019年の期間における上昇率は100年当たり+0.55°Cである。
- 長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での自然変動の影響も受けて変動している。

世界平均した海洋内部の水温も長期的に上昇している（詳細版第9.1.1項）

- 温室効果ガスの増加により地球に新たに加わった熱エネルギーの90%以上が海洋に蓄えられており、その結果、水温の上昇は海面のみならず海洋内部にも及んでいる。水深2,000mまでの平均水温は、1955年から2019年の間に約0.15°C上昇しており、更にこの昇温は1990年代半ばから加速している。海洋内部の昇温は、海水の熱膨張を通じて世界平均海面水位の上昇にも寄与している。

日本近海の平均海面水温は、世界平均の2倍を超える割合で有意に上昇している

- 日本近海における2019年までのおよそ100年間にわたる上昇率は、+1.14°C/100年となっており（信頼水準99%で統計的に有意）、世界平均の上昇率（+0.55°C/100年）よりも大きく、日本の気温の上昇率（+1.24°C/100年）と同程度の値となっている。（詳細版第9.1.2項）
- 一般に、大陸に近い海域は、温まりやすい陸地や黒潮³⁸等の暖流の影響を受けやすく、上昇率が大きくなると考えられる。（詳細版第9.3節）

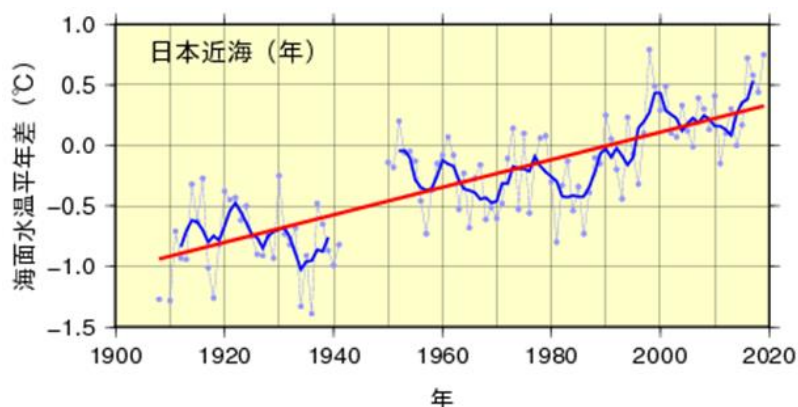


図 12.1 日本近海の全海域平均海面水温（年平均）の平年差の推移
青丸は各年の平年差を、青の太い実線は5年移動平均値を表す。赤の太い実線は長期変化傾向を表す。平年値は1981～2010年の30年間の平均値。

日本周辺の昇温の割合は、季節や海域によって異なり、時間的にも一定ではない（詳細版第 9.1.2 項）

- 黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖及び釧路沖の海域平均海面水温の上昇率は、日本の気温の上昇率と同程度である。三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東及び先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。季節別に見ると、一般に冬の昇温率が大きい。
- 時間的にも単調な昇温ではなく、世界平均の海面水温と同様、長期的な昇温に加え十年規模の変動が顕著に認められる。
- 日本近海の全海域平均水温は、近年では 2000 年頃に極大、2010 年頃に極小となった後、上昇している。この変化に対応する最も卓越する変動は、東シナ海北部、黄海、日本海南西部及び日本海中部を中心に広い海域で冬季の海面水温に認められるもので、冬季の季節風の強さが深く関係していると考えられる。

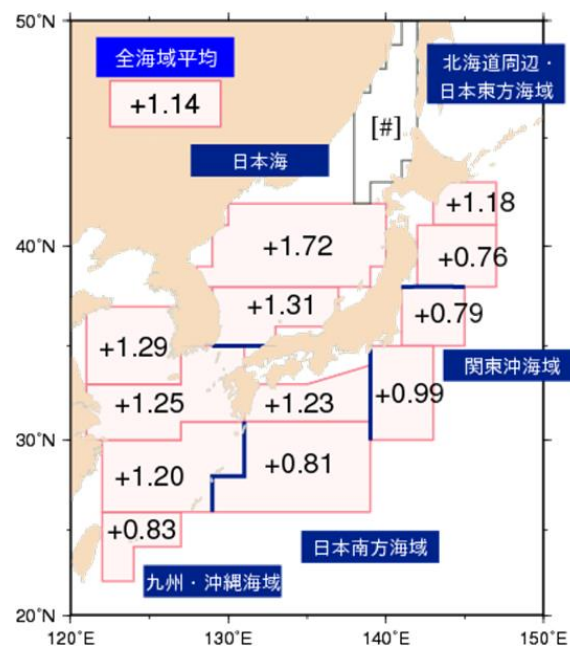


図 12.2 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の上昇率（°C/100 年）

数字は信頼水準 99%以上で統計的に有意な値を示す。上昇率が「#」とあるものは、その海域では統計的に有意な長期変化傾向が見出せないことを示す。

13. 日本近海の平均海面水温は、今後も世界平均より大きな割合で上昇すると予測される

- 21 世紀末の世界平均海水温は、20 世紀末と比べ、ほぼ確実に上昇すると予測される（確信度が高い）。
- いずれの温室効果ガスの排出シナリオにおいても、21 世紀末の日本近海の平均海面水温は上昇すると予測される（確信度が高い）。

21 世紀末の世界平均海水温は、20 世紀末と比べ、ほぼ確実に上昇すると予測される（確信度が高い）（詳細版第 9.2.1 項）

- 21 世紀末（2081～2100 年平均）における世界の平均海面水温は、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べ、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 2.58°C 上昇、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.73°C 上昇する（IPCC, 2019: 以下「IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書」）。
- 海洋内部への熱の吸収は更に進み、上層 2,000 m 深までの世界平均水温は、2100 年までに、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 0.82°C、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.35°C 上昇する。

4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末の日本近海の平均海面水温は、約 3.6°C 上昇すると予測される

- SI-CAT 海洋モデル²⁷による予測では、21 世紀末における日本近海の海面水温は、20 世紀末と比べて有意に上昇する（確信度が高い）。（詳細版第 9.2.2 項）
- 日本近海の平均海面水温の上昇の割合は、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では $3.6 \pm 1.3^\circ\text{C}$ 、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では $1.1 \pm 0.6^\circ\text{C}$ と予測される（不確実性の幅は 90% 信頼区間）。これらの見積りは、世界平均より大きい値となっている。（詳細版第 9.2.2 項）
- 日本近海の海面水温上昇は一樣ではなく、上昇の割合は、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では釧路沖や三陸沖で、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では日本海中部で大きい。（詳細版第 9.2.2 項）
- 世界平均より上昇幅が大きく海域で一樣でない要因としては、偏西風の北上に伴う亜熱帯循環²⁸の北上が考えられる。（詳細版第 9.3 節）

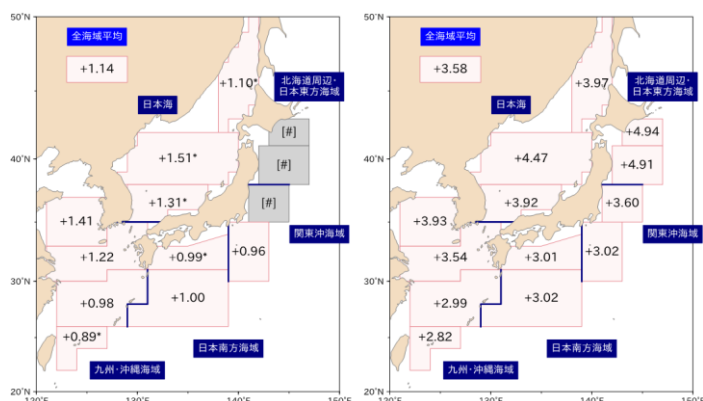


図 13.1 21 世紀末の日本近海の海域平均海面水温の 20 世紀末からの上昇量 (°C) SI-CAT モデルデータによる、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6、左) 及び 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5、右) に基づく見積り。図中の無印の値は信頼水準 99% 以上で統計的に有意な値を、「*」を付加した値は 95% 以上で有意な値を示している。「#」は、その海域では統計的に有意な長期変化傾向が見出せないことを示している。

27 文部科学省の気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT) の下で海洋研究開発機構により作成された日本周辺海域の海洋将来予測データセットの計算に使用した海洋モデルを指す。気象庁気象研究所で開発された海洋モデル (MRI.COM: Tsujino et al., 2017) を用いている。

28 各大洋の亜熱帯域の表層に海上風によって引き起こされる流れで、北太平洋では貿易風と偏西風に挟まれた時計回りの循環

14. 日本沿岸の平均海面水位は、1980 年以降、上昇傾向にある

- ▶ 世界平均海面水位の上昇は、最近の数十年、加速している。
- ▶ 日本沿岸の平均海面水位は、顕著な長周期変動を示し、1980 年以降は上昇傾向も認められる。

世界平均海面水位は過去 100 年間で約 15 cm 上昇している

- IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書によると、1902 年から 2010 年の期間に世界平均海面水位は 0.16 m (0.12~0.21 m) 上昇した。2006 年から 2015 年までの期間の上昇率は、1 年当たり 3.6 mm (3.1~4.1 mm) であり、1901 年から 1990 年の上昇率の 2.5 倍である。水位の上昇率は最近の数十年で大きくなっている。(括弧内の範囲は 95%信頼区間。)(詳細版第 10.1.1 項)
- 世界平均海面水位の上昇は、氷床や氷河の融解、及び水温上昇に伴う海水の膨張が原因と考えられる。(詳細版第 10.3 項)
- 海面水位の変化は地域によって異なる。地域的な違いは、世界平均海面水位の上昇の $\pm 30\%$ 以内であり、陸域の氷の減少に伴う地殻変動や海水の熱膨張、海洋循環の変化の地域的偏りによって生じている。(詳細版第 10.1.1 項)

日本沿岸の平均海面水位には、顕著な長周期変動と 1980 年以降の上昇傾向が見られる

- 日本沿岸の平均海面水位 (4 地点又は 16 地点の平均) には、10 年から 20 年の周期を持つ変動と 50 年を超えるような長周期の変動が卓越しており、世界平均海面水位に見られるような観測期間を通して一貫した上昇傾向は認められない。(詳細版第 10.1.2 項)
- 1980 年以降は上昇傾向が明瞭となっており、2006 年から 2015 年の期間では 1 年当たり 4.1 mm (0.1~8.2 mm) の上昇率となっている。これは、世界平均海面水位の上昇率と同程度である。(詳細版第 10.1.2 項)
- 観測点の多い 1960 年から 2019 年までの海面水位の変化には、北陸地方から九州地方の東シナ海側沿岸で他の地域に比べて大きな上昇傾向が見られる。(詳細版第 10.1.2 項)
- 日本沿岸の平均海面水位に見られる長周期変動の要因は、気候システムに内在する自然変動が中心と考えられている。一方、加速傾向にある世界平均海面水位の上昇に関しては、人間活動の寄与が相対的に大きくなっていると考えられている。現在のところ、日本沿岸の平均水位上昇について、両者の寄与の定量的な把握には至っていない。(詳細版第 10.3 節)

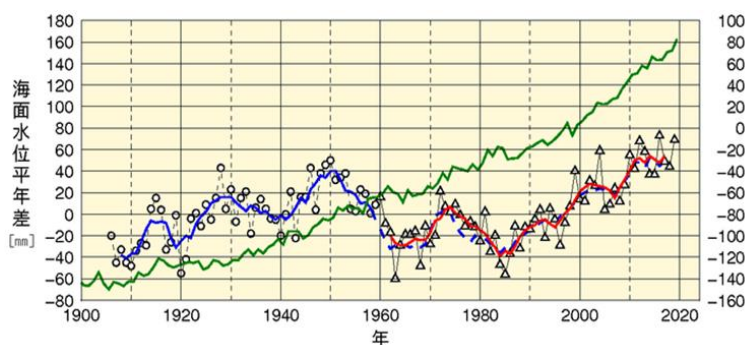


図 14.1 日本沿岸の海面水位の推移 (1906~2019 年)

○ (青実線) は日本沿岸 4 地点の平均水位 (その 5 年移動平均値)、△ (赤実線) はその 4 地点を含む総計 16 地点の平均水位 (その 5 年移動平均値) を表す (いずれも縦軸の目盛は図の左側)。比較として、世界平均水位を緑線で示す (縦軸の目盛は図の右側)。

いずれも、1981~2010 年の平均値との差 (平年差)。青破線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値を後半の期間について示したもの。日本沿岸の観測地点については図 15.2 を参照。世界平均水位のデータは豪州連邦科学産業研究機構 (CSIRO) 気候科学センターの世界平均解析値。

15. 日本沿岸の平均海面水位は上昇すると予測される

- 21 世紀末の日本沿岸の平均海面水位は上昇する（確信度が高い）。この海面水位上昇量は、世界平均と同程度である。
- 平均海面水位の上昇は、浸水災害のリスクを高める。

4°C上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末の世界平均の海面水位は約 70 cm 上昇すると予測される（詳細版第 10.2.1 項）

- IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書によると、21 世紀末（2081～2100 年平均）における世界平均海面水位は、20 世紀末（1986～2005 年平均）に比べ、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.71 m（0.51～0.92 m）、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.39 m（0.26～0.53 m）上昇する。
- 世界平均海面水位の上昇は、大気中の温室効果ガス濃度や気象変数の変化と比べ、遅れて影響が表れる。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）でも、海面水位は、2050 年以降も継続して上昇する。
- 2050 年頃までは、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）でも 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）でも、海面水位の上昇に大きな差は見られないが、前者のシナリオでは 21 世紀後半から海面水位が加速度的に上昇する。
- いずれのシナリオにおいても、海面水位の上昇は一様でなく、地域によって異なる *可能性が高い*。海面水位が低下する地域もあるが、そのほとんどは氷河と氷床の近くであり、氷の融解に伴う地殻の隆起を反映している。南大洋²⁹と黒潮³⁸流域、ガルフストリーム流域では、風の変化に伴う海水の分布の偏りや大きな水温上昇に伴う顕著な熱膨張により、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合で水位の上昇量が他の海域に比べて 21 世紀末で 0.2 m ほど大きい傾向がある。

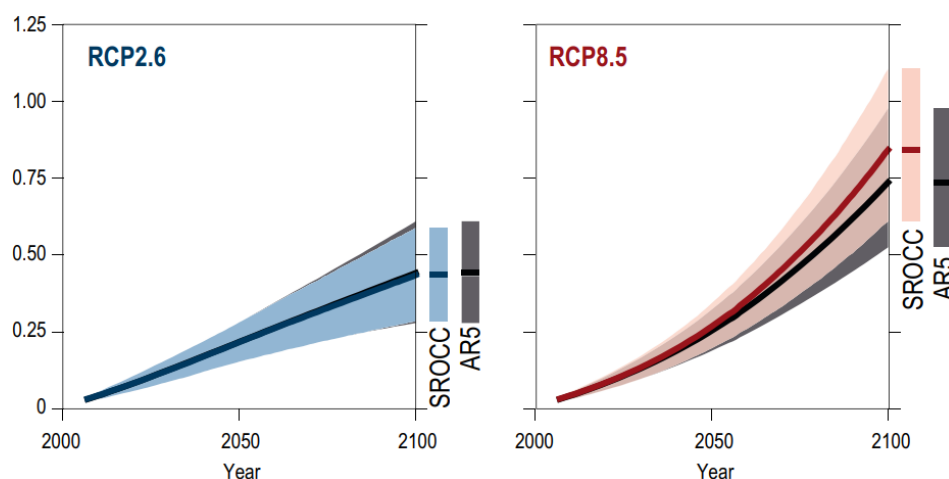


図 15.1 世界平均海面水位の予測

左は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、右は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における、世界平均海面水位の予測。予測値は 1986～2005 年の平均からの偏差であり、青又は赤の陰影は「可能性が高い」の範囲を示す。黒線及び灰色の陰影は、IPCC 第 5 次評価報告書における予測及び「可能性が高い」とされた範囲。（IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書より転載）

29 南半球高緯度の南緯 50 度付近から南の海域。南極大陸を一周する南極周極流と呼ばれる東向きの強い海流が流れている。

日本沿岸の平均海面水位の上昇は、世界平均海面水位の上昇と同程度と予測される（詳細版第 10.2.2 項）

- SI-CAT 海洋モデル²⁷による予測では、21 世紀末（2081～2100 年平均）における日本沿岸の平均海面水位は、20 世紀末（1986～2005 年平均）に比べて上昇する（確信度が高い）。
- 日本沿岸の平均海面水位の上昇の度合いは、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.71 m（0.46～0.97 m）、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.39 m（0.22～0.55 m）と予測される。その中央値は、世界平均海面水位の予測値と同程度である。
- 沖合まで含めた日本周辺海域では、黒潮を含む太平洋側の海面水位上昇がより大きいなど、海域間で海面水位の上昇幅が異なる可能性が高い。日本沿岸海面水位については、黒潮の影響が強まると考えられる地域（図中領域Ⅲ）で上昇が僅かに大きいものの、地域間で顕著な違いは見られない。

平均海面水位の上昇により浸水災害が増加すると予測される（詳細版第 10.2.2 項）

- 浸水災害の発生リスクは、高潮³⁰の特性や海岸堤防の高さに加え、平均海面水位にも大きく依存する（IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書）。例えば、外国を対象とした研究事例ではあるが、Sweet and Park (2014) はこれらの条件を統合して解析し、平均海面水位の上昇の結果、たとえ高潮の特性が現在と変わらないとしても、アメリカ沿岸の大部分で 2050 年には年間 30 日以上頻度で浸水が起これると予測している。

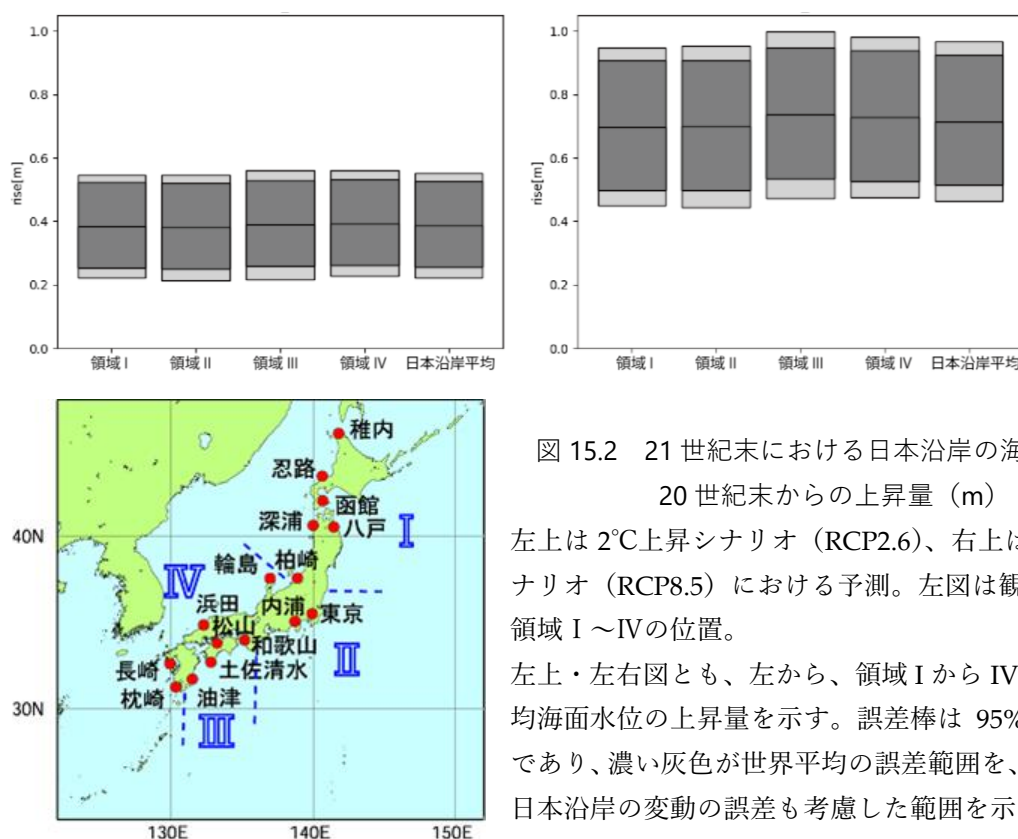


図 15.2 21 世紀末における日本沿岸の海面水位の 20 世紀末からの上昇量 (m)

左上は 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)、右上は 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) における予測。左図は観測地点及び領域 I～IV の位置。

左上・左右図とも、左から、領域 I から IV と全領域平均海面水位の上昇量を示す。誤差棒は 95% の信頼区間であり、濃い灰色が世界平均の誤差範囲を、薄い灰色が日本沿岸の変動の誤差も考慮した範囲を示す。

30 台風や発達した低気圧などが通過する際、気圧が下がり海面が吸い上げられる効果と海水が海岸に吹き寄せられる効果のため、短時間のうちに急激に潮位が上昇する。この現象を高潮と言う。また、波浪注意報・警報の対象になる程度の高い波を高波と言う。台風を中心付近では 10 m を超える高波となることがあるが、台風が離れている場合であっても、台風により発生した高波がうねりとなり海岸付近に打ち寄せることがある。台風の接近・上陸時には高潮により平常時より潮位が高くなる上に波も高くなるため、災害の恐れが高くなる。

16. オホーツク海の海水面積は減少している

- ▶ オホーツク海の年最大海水面積は、長期的に有意に減少している。
- ▶ 北海道沿岸では 1980 年代後半以降、流氷量の減少が著しい。
- ▶ 北極の海水面積は長期的に有意に減少しているが、南極の海水面積は有意な変化傾向を示していない（確信度が高い）。

オホーツク海では 10 年当たり平年値の 5.3% の割合で海水域が減少している（詳細版第 11.1.2 項）

- オホーツク海の年最大海水域面積は、気温、風や海水温の変化による影響を強く受け、年ごとに大きく変動している。
- 長期的に見ると、1971 年から 2020 年まで、10 年当たり 6.1 万 km² の減少となっている（信頼水準 99% で統計的に有意）。この値は、オホーツク海の年最大海水面積の平年値の 5.3% の海水域が 10 年ごとに消失していることを意味する。

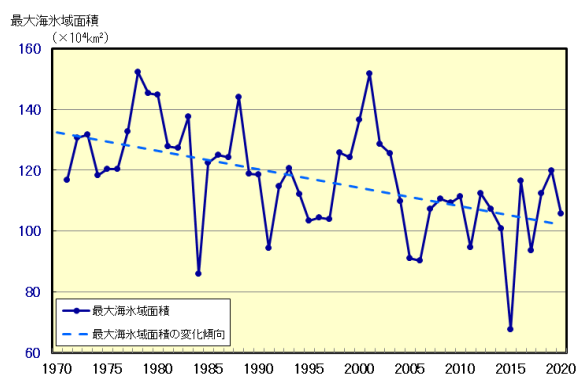


図 16.1 オホーツク海の最大海水域面積の推移
(1971～2020 年)

折れ線は最大海水域面積の推移、破線は長期変化傾向を示す。

北海道沿岸では 1980 年代後半以降、流氷³¹量の減少が著しい（詳細版第 11.1.2 項）

- 観測データがそろっている 1956 年以降の沿岸海氷観測データによれば、1980 年代後半以降、流氷量の減少が著しい。
- 北海道沿岸で流氷が観測される頻度が最も高い網走では、1989 年以降の流氷量の減少が著しく、また、流氷終日³²が次第に早まっており、流氷初日³³も次第に遅くなる傾向が現れている。稚内と釧路では、1980 年代後半以降、流氷が観測される頻度が低く、観測されても流氷量が少ないが、流氷初日と流氷終日の変化傾向は確認できない。

北極の海水面積は長期的に減少する一方、南極の海水面積は有意な変化傾向を示していない（詳細版第 11.1.1 項）

- 人工衛星による 1979 年から 2019 年までの観測データによれば、北極域の海水域面積は長期的に減少している（信頼水準 99% で統計的に有意）。特に、年最小値は減少が顕著で、10 年当たり 89 万 km²（平年値の 14%）の減少であった。
- IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書によると、南極域の海水域面積は、有意な変化傾向を示していない（確信度が高い）。年最大値には長期的な増加傾向が現れているものの、2016 年以降は平年値を下回っている。

31 海水のうち、海を流れ漂い、海岸に定着していないもの

32 視界内の海面で流氷が見られた最後の日

33 視界内の海面で流氷が見られた最初の日

17. オホーツク海³³の海氷面積は今後も減少すると予測される

- ▶ 21 世紀末のオホーツク海³³の海氷面積は 20 世紀末に比べて減少する（確信度が高い）。
- ▶ 北極海³⁴の海氷面積は減少し、海氷厚が薄くなる（可能性が非常に高い）。

オホーツク海³³の海氷面積は減少し、北海道沿岸域³⁵の海氷も減少すると予測される（詳細版第 11.2.2 項）

- SI-CAT 海洋モデル²⁷による予測では、オホーツク海³³の海氷が最大となる 3 月の海氷面積は、いずれの温室効果ガス排出シナリオにおいても、21 世紀末（2081～2100 年平均）には 20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて減少する（確信度が高い）。
- 減少の割合は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では $70 \pm 22\%$ 、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では $28 \pm 34\%$ と予測される（不確実性の幅は Wakamatsu et al. (2017) に基づく標準偏差）。ただし、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）における減少の程度は、現在気候の変動の範囲内である。
- 海氷の結氷時期は 11 月から 12 月に遅れる一方、海氷が完全に融解する時期は 6 月から 5 月に早まる。しかしながら、モデルのバイアス³⁴を考慮すると、これらの予測の確信度は低い。
- シベリア沿岸³⁶の形成域における海氷減少に伴い、北海道沿岸³⁵に移流される海氷も減少すると予測される。

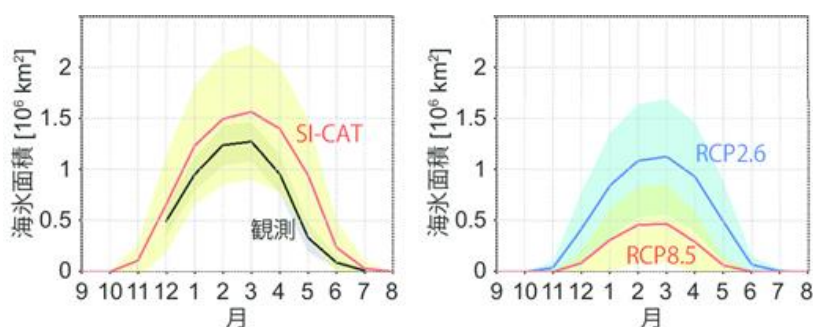


図 17.1 20 世紀末（1986～2005 年平均）と 21 世紀末（2081～2100 年平均）のオホーツク海³³の海氷面積の季節変化

左は 20 世紀末（1986～2005 年平均）の季節変化で、赤線が SI-CAT 海洋モデルによる再現、黒線が観測（気象庁解析値）。右は 21 世紀末（2081～2100 年平均）の季節変化で、青線が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、赤線が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）。いずれも Wakamatsu et al. (2017) に基づく標準偏差の範囲を同色の印影で示している。

北極海³⁴の海氷面積は減少し、海氷厚が薄くなる可能性が非常に高い（詳細版第 11.2.1 項）

- IPCC 第 5 次評価報告書によると、21 世紀の間に北極海³⁴の海氷面積は減少し、海氷厚が薄くなる（可能性が非常に高い）。21 世紀末（2081～2100 年）の 2 月（9 月）の北極海³⁴の海氷面積は、20 世紀末（1986～2005 年）に比べ、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 34%（94%）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 8%（43%）減少すると予測される（確信度は中程度）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀半ばに夏季に北極海³⁴の海氷がほとんど融解する予測がなされている（確信度は中程度）。
- 南極³⁷の海氷面積に関しては、モデルによる観測結果の再現性が低いうえに、将来予測もモデル間のばらつきが大きいことから、確信度のある見通しを示すことはできない。

34 モデルごとに異なる特性を反映した系統的な偏り

【コラム3】 さくらの開花とかえでの紅葉・黄葉日の変動

気象庁では、季節の遅れ進みや、気候の違いや変化など総合的な気象状況の推移を知ることを目的に、植物の開花や紅葉・黄葉などの観測を実施している。

中でも社会の関心の高い種目として、さくらの開花とかえでの紅葉・黄葉³⁵が挙げられよう。全国の観測対象地点（2020年1月1日現在、それぞれ58地点と51地点）の開花日、紅葉・黄葉日の観測結果を統計し、経年変化を示したのが図 コラム 3.1 である。また、主な都市のさくらの開花日の平年値と1990年までの30年平均値との比較を表 コラム 3.1 に示す。

この経年変化によると、1953年以降、さくらの開花日は、10年当たり1.0日の変化率で早くなっている。また、かえでの紅葉・黄葉日は、10年当たり2.8日の変化率で遅くなっている（いずれの変化も信頼水準99%で統計的に有意）。

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅葉・黄葉日が遅くなる傾向は、これらの現象が発現する前の平均気温との相関が高いことから、これら経年変化の特徴の要因の一つとして長期的な気温上昇の影響が考えられる。

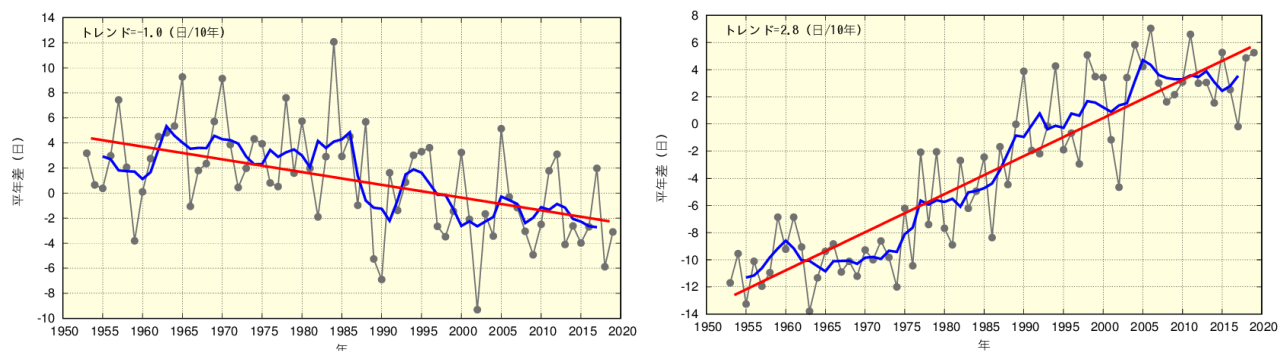


図 コラム 3.1 1953～2019年のさくらの開花日（左）と、かえでの紅葉・黄葉日（右）の経年変化
黒の実線は平年差（観測地点で現象を観測した日の平年値（1981～2010年の平均値）からの差を全国平均した値）を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

表 コラム 3.1 主な都市におけるさくらの開花日の比較

1961～1990年の平均値と平年値（1981～2010年）とを比較し、平年値から1961～1990年の平均値を引いた日数の差を示す。

	30年平均値 (1961～1990年)	平年値 (1981～2010年)	差		30年平均値 (1961～1990年)	平年値 (1981～2010年)	差
釧路	5月19日	5月17日	2日早い	大阪	4月1日	3月28日	4日早い
札幌	5月5日	5月3日	2日早い	広島	3月31日	3月27日	4日早い
青森	4月27日	4月24日	3日早い	高松	3月31日	3月28日	3日早い
仙台	4月14日	4月11日	3日早い	福岡	3月28日	3月23日	5日早い
新潟	4月13日	4月9日	4日早い	鹿児島	3月27日	3月26日	1日早い
東京	3月29日	3月26日	3日早い	那覇	1月16日	1月18日	2日早い
名古屋	3月30日	3月26日	4日早い	石垣島	1月15日	1月16日	1日早い

35 さくらの開花は「そめいよしの」、「えぞやまざくら」、「ひかんざくら」を対象に、かえでの紅葉・黄葉は「いろはかえで」、「やまもみじ」、「おおもみじ」（以上紅葉）、「いたやかえで」（黄葉）を対象に、観測を行っている。

18. 日本の高潮の発生数と大きさに、長期的な変化傾向は見られない

- 高潮災害は世界中で発生している。
- 日本の高潮の発生数や大きさには、年ごとの変動があるものの、有意な長期変化傾向は認められない。
- 高波の波高は、世界の広い海域で高まる傾向が見られる。
- 日本沿岸では高波の波高が増加する傾向が見られ、その変化は特に太平洋側で大きい。

世界中で高潮³⁰災害が発生している（詳細版第 12.1.1 項）

- インフラや防災体制の整備が進む中でも、毎年のように、地域を問わず世界中で高潮災害が発生している。

日本の高潮の発生数や大きさに長期変化傾向は見られない（詳細版第 12.1.2 項）

- 国内で過去に観測された潮位偏差³⁶の最大値は、1959 年の伊勢湾台風の際に名古屋検潮所で観測された 3.5 m である。
- 大きな高潮は 1960 年代に比較的多く発生し、その後は少なかったが、1990 年代から再び頻発するようになった。高潮の発生数や大きさには年ごとの変動が大きい一方、1950 年から現在までの期間において有意な長期変化傾向は見られない。

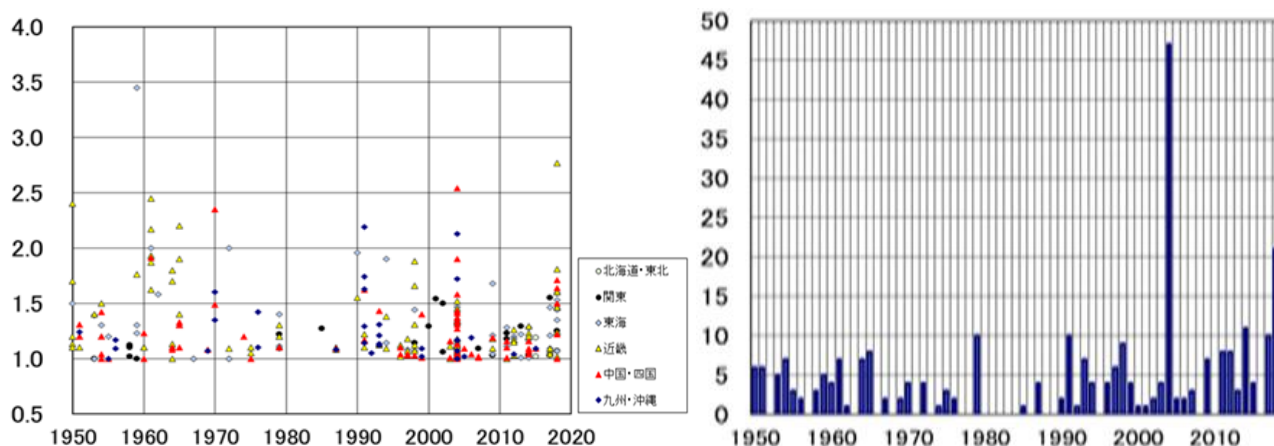


図 18.1 国内における高潮の最大値と発生数

左は 1950 年から観測を行っている気象庁の検潮所 34 地点で各年に観測された高潮（潮位偏差）の最大値、右は各年に 1 m 以上の潮位偏差が観測された回数。

36 天体の動きから算出した天文潮位（推算潮位）と気象などの影響を受けた実際の潮位との差。詳細は気象庁 HP「潮汐に関する用語集（<https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/knowledge/tide/yougo.html>）参照。

世界中で広く高波³⁰の波高の増加が見られる（詳細版第 13.1.1 項）

- 南大洋²⁹や北大西洋など、様々な海域で高波の波高が増加していることが確認されている。
- 波浪の自然変動の大きさ、波浪の観測期間の短さ、観測手法の違いなどから、一般に波浪の長期変化傾向の評価の不確実性は高い。

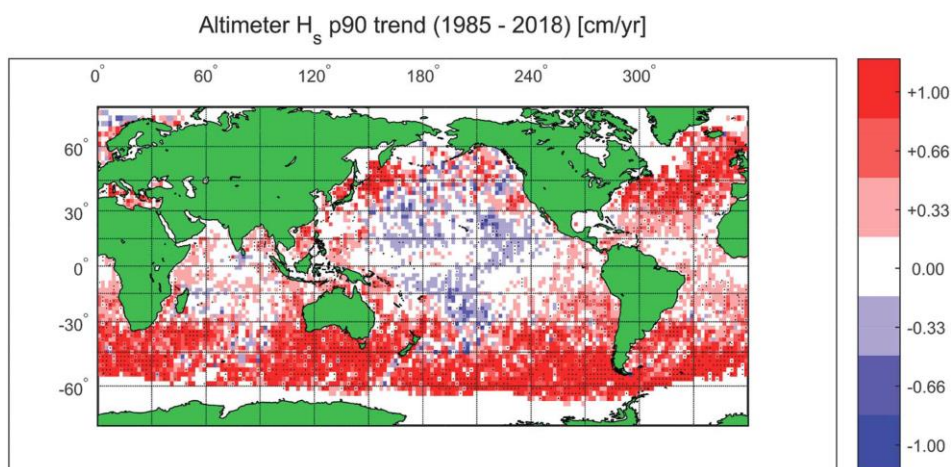


図 18.2 衛星により観測された極端な波の高さの過去 33 年間（1985～2018 年）のトレンド（cm/年）
（Young and Ribal (2019) より、American Association for the Advancement of Science の許可を得て転載）

日本沿岸では高波の波高が増加する傾向が見られ、その変化は特に太平洋側で大きい（詳細版第 13.4.2 項）

- 日本沿岸では全国的に高波の波高の増加が観測されている。年最大波高には 2.5～7.6 cm/年の上昇があり、その変化は特に太平洋側で大きい。
- 高波の波高の増加傾向が人為的な気候変動によるものか自然変動由来なのかは明らかではない。

19. 高潮のリスクは増大すると予測される

- 高潮は、北半球の低～中緯度帯では風の変化に対応し強まる（確信度は低い）。
- 東京湾、大阪湾及び伊勢湾の最大潮位偏差は大きくなる（確信度は中程度）。
- 高波の波高は、南半球の高緯度及び北太平洋の中央部で高まるが、予測のばらつきが大きく、確信度は低い。
- 日本沿岸では平均波高は低くなる（確信度は中程度）ものの、極端な高波の波高は多くの海域で高くなる（確信度は低い）。

高潮³⁰は、北半球の低～中緯度では風の変化に対応して強まると予測される

- 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、北半球の低～中緯度では高潮の大きさが現在の10%以上増加する一方、南半球では減少することが予測される。台風の将来予測に依存し、また高潮の発生頻度が低く長期変化傾向の評価が困難であることから、確信度は低い。（詳細版第12.2.1項）
- 中緯度に位置する日本周辺では、台風経路の将来変化の影響が顕著に出やすく、高潮に対する地球温暖化の影響を定量的に評価するためには、台風の発生個数やその強さ及び経路の3つの特性の将来変化を精度よく捉えることが課題である。（詳細版第12.2.2項）

東京湾、大阪湾及び伊勢湾の最大潮位偏差³⁶は大きくなると予測される（詳細版第12.2.2項）

- 潮位偏差の将来予測によると、例えば大阪湾では、小規模な高潮の数は減少するものの、大規模な高潮の頻度が増加する。
- 東京湾、大阪湾及び伊勢湾の最大潮位偏差の将来予測によると、21世紀末（2075～2099年）における各湾の最大潮位偏差は、現在気候（1979～2003年）と比べ増加する。台風の将来予測に依存することから、確信度は中程度である。

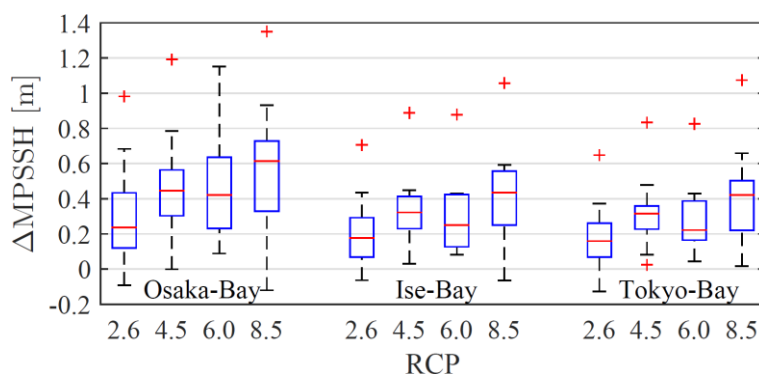


図 19.1 可能最大高潮モデルによる最大潮位偏差の将来変化量

4つのRCPシナリオ³条件下の大阪湾、伊勢湾及び東京湾の湾奥における、21世紀末（2075～2099年）の最大潮位偏差の現在（1979～2003年）からの変化量。2.6は2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、8.5は4℃上昇シナリオ（RCP8.5）を指す。（最小値、10パーセンタイル値³⁷、25パーセンタイル値、平均値、75パーセンタイル値、90パーセンタイル値、最大値。ただし最大値と最小値は欄外のものもある）。（有吉及び森（2018）より転載）

³⁷ 百分位数（percentile）。データを値の小さい方から順に並べた場合に全体のN%の位置にあるものを、Nパーセンタイルと言う。例えばデータの個数が100である場合、33パーセンタイルは、小さい方から数えて33番目のデータを指す。

高波³⁰の波高は、南半球の高緯度及び北太平洋の中央部で増加すると予測される（詳細版第 13.5.1 項）

- 平均波高は、南半球中高緯度及び熱帯太平洋東部において増加する一方、北大西洋において減少する（確信度が高い）。
- 高波の波高は、主に南半球の高緯度及び北太平洋の中央部において増加し、中緯度及び北大西洋の広い範囲で減少する。ただし予測のばらつきが大きく、確信度は低い。
- 海岸における極端水位の将来変化には、海面上昇に加え波浪の効果を考慮することが重要である。

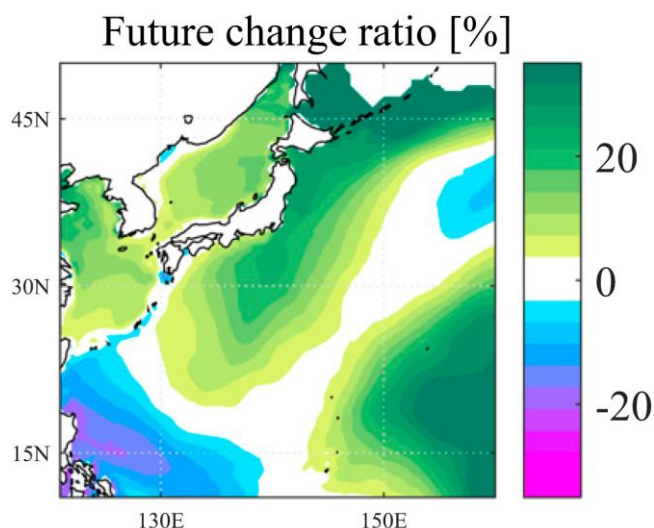


図 19.2 台風による極端な波高（10 年確率値）の将来変化
21 世紀末と 20 世紀末の差（%）として表している。

（Shimura et al. (2015) より転載。©American Meteorological Society. Used with permission）

日本沿岸では、平均波高は減少するものの極端な高波の波高は多くの海域で高くなると予測される（詳細版第 13.5.2 項）

- 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末において、風速の減少に伴い平均的な波高が 10% 程度減少し、平均的な周期も減少すると予測される。この予測は様々なモデル間で整合性があることから、確信度は中程度である。
- 日本周辺の高波の将来変化は、台風強度・頻度・経路変化特性に複合的に依存する。10 年に 1 回の確率で発生するような波高に関しては、多くの海域で増加すると予測されるものの、台風の経路変化の影響を受けて場所により $\pm 30\%$ 程度の変化がある。しかし、台風経路の予測の不確実性の高さから、場所ごとの高波の変化に関しては予測の確信度は低い。

20. 黒潮の流量に長期変化傾向は見られない

- ▶ 日本南岸の黒潮流量には、1970 年以降で有意な長期変化傾向は見られない。
- ▶ 日本海の深層では水温上昇や酸素濃度の低下が見られる。
- ▶ 中緯度の海洋循環には風の変化に伴う長期変化傾向が見られる。北大西洋高緯度での深層水の沈み込み（大西洋子午面循環）の強さには、長期変化傾向は見られない。

黒潮³⁸流量に有意な長期変化傾向は見られない（詳細版第 14.1.2 項）

- 日本南岸での黒潮流量には数年から十年規模の変動が卓越している。1990 年代以降は減少傾向が見られるものの、1970 年以降で有意な長期変化傾向は見られない。この流量は、海洋大循環理論に基づき、北太平洋の風応力から計算される流量とおおむね整合している。

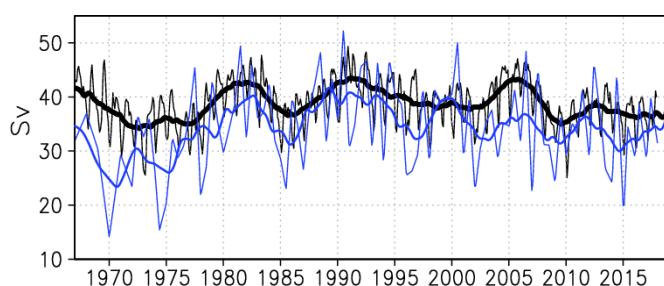


図 20.1 東経 137 度線を横切る黒潮流量の時系列
単位は Sv (1 Sv = 10⁶ m³/s)。青線：観測。黒線：
JRA-55 の風の分布から計算される黒潮流量。細線
は月平均値、太線は 3 年移動平均値。

日本海の深層では水温上昇や酸素濃度の低下が見られる（詳細版第 14.1.2 項）

- 日本海の深さ 2,000 m では水温が上昇し、酸素濃度が低下している。
- 近年は、日本海の北西部で冬季の海面冷却が弱まる傾向にあるが、その結果、海面付近から海洋内部への沈み込みが弱まり、低温で酸素が豊富な海水が深層まで到達しにくくなっている。

西岸境界流の位置は、より高緯度側に移る傾向にあるが、長周期変動の範囲内（詳細版第 14.1.1 項）

- 西岸境界流と呼ばれる黒潮、ガルフストリーム、アガラス海流などは、1900 年以降現在までに 1 度程度、高緯度側に移った可能性が指摘されている。
- 地球温暖化の進行に伴い、海洋循環を駆動する大気の状態が長期的に変化すると、海洋循環にもそれに応じた変化が表れる。
- 気候システムには長周期（10 年以上）の自然変動が内在しており、長期変化傾向の正確な抽出が難しい場合もある。

大西洋子午面循環³⁹の強さには長期変化傾向は見られない（詳細版第 14.1.1 項）

- 大西洋子午面循環に明瞭な長期変化傾向は見出されていない（IPCC 第 5 次評価報告書）。一方、南極大陸周辺で海氷形成に伴って形成される南極底層水の量は、1950 年以降、減少傾向にある（IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書）。

38 北太平洋亜熱帯循環の西岸境界流であり、フィリピンから台湾の東を通り日本の南岸に達する非常に強い流れ。犬吠埼付近で本州を離れ、黒潮続流と呼ばれる東向きの流れになる。黒潮及び黒潮続流は、低緯度域から中緯度域へ多量の熱を輸送し、日本周辺の海水温に大きな影響を与える。

39 北大西洋の高緯度で低水温、高塩分の海水が沈み込み、深層を南下していく大規模な南北循環。ヨーロッパの気候に大きな影響を持つと考えられている。

21. 黒潮の流量や黒潮続流の南北位置（緯度）に有意な変化は生じないと予測される

- 21 世紀末の黒潮流量や黒潮続流の南北位置（緯度）には、20 世紀末に比べて有意な変化はないと予測される（確信度が低い）。
- 大西洋子午面循環は弱化する 可能性が高い（確信度が高い）。

黒潮³⁸の流量や黒潮続流の南北位置に有意な変化はないと予測される（詳細版第 14.2.1 項）

- モデルで計算された黒潮の流量には、現実と同程度の大きさの数年から十年規模の変動が卓越している。
- 20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べた 21 世紀末（2081～2100 年平均）の黒潮流量の平均値には、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）と異なり、数 Sv（1 Sv=10⁶ m³/s）の変化が見られるが、これは現在気候の変動の範囲内であり、有意ではない（確信度は低い）。
- 黒潮続流の緯度は、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べ、21 世紀末（2081～2100 年平均）までに 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では約 0.2 度北上、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では約 0.2 度南下するが、これらの変化は現在気候の変動の範囲内であり、有意ではない（確信度は低い）。

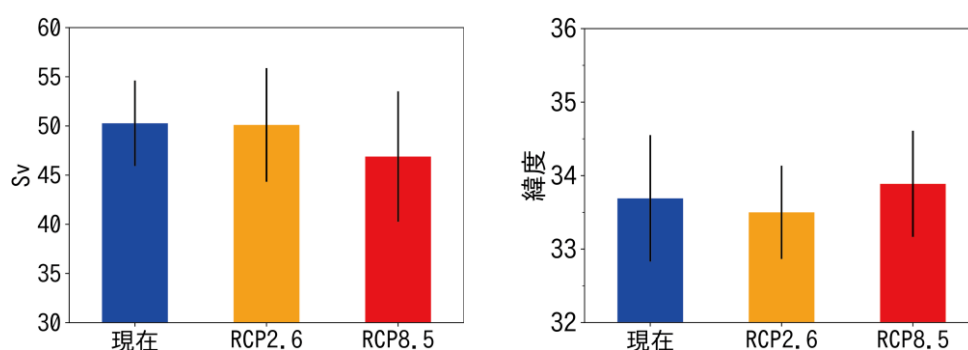


図 21.1 黒潮流量と黒潮続流緯度の将来予測結果

左が黒潮流量 (Sv)、右が黒潮続流緯度 (度) の将来予測値。両図とも左から、現在 (青)、2℃上昇シナリオ (RCP2.6) (橙)、4℃上昇シナリオ (RCP8.5) (赤)。縦の黒線は不確実性 (標準偏差) の範囲。

大西洋子午面循環³⁹は 21 世紀中に弱化する 可能性が高いと予測される（詳細版第 14.1.1 項）

- 風によって駆動される中緯度の表層の循環のほとんどについて、その循環パターンは 21 世紀を通じて大きく変化しない 可能性が非常に高い。その流量に関しても変化は小さく、その変化幅は 4℃上昇シナリオ (RCP8.5) でも現在の流量の 20%以下である。
- 大西洋子午面循環は、北大西洋の水温上昇による深層水の沈み込みの弱まりの影響で、21 世紀中に弱化する 可能性が高い（確信度が高い）。21 世紀末の大西洋子午面循環の流量は、20 世紀末と比べて、4℃上昇シナリオ (RCP8.5) では 34%、2℃上昇シナリオ (RCP2.6) では 11%減少すると推定されている (IPCC 第 5 次評価報告書)。大西洋子午面循環の弱まりは、ガルフストリームの流量の減少をもたらし、その結果、北大西洋の表層水温の変化にも影響すると考えられている (IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書)。

22. 北西太平洋、日本沿岸域とも、世界平均と同程度で酸性化が進行している

- ▶ 表面海水の水素イオン濃度指数 (pH) は低下を続けており、世界の海洋で酸性化が進んでいる。
- ▶ 北西太平洋や日本沿岸域でも、世界の平均と同程度の割合で酸性化が進んでいる。

世界の海洋で酸性化が進行している (詳細版第 15 章)

- 化石燃料の燃焼などにより人為的に大気中に排出された二酸化炭素のおよそ 30% は海洋に吸収されている。吸収された二酸化炭素は炭酸として作用するため、弱アルカリ性である海水の水素イオン濃度指数 (pH) は少しずつ低下している (酸性化)。
- 世界平均の pH は、10 年当たりおよそ 0.02 の速度で低下している。工業化以降 (1750 年以降) 現在までに、表面海水の pH は 0.1 低下した (水素イオン濃度の 25% の増加に相当) と見積もられている。(詳細版第 15.1.1 項)
- 酸性化はサンゴや貝類などの生物の骨格形成を困難にすることから、海洋生態系への影響が懸念されている (詳細版第 15.3.2 項; 詳細版コラム 9)。

北西太平洋や日本沿岸域でも、世界平均と同程度の割合で酸性化が進んでいる (詳細版第 15.1.2 項)

- 長期にわたり海洋観測が行われている東経 137 度の pH の変化を見ると、pH 値自体は海面水温の高い低緯度ほど低い値を示すが、全ての緯度で明らかな低下傾向を示しており、世界平均と同程度の割合で酸性化が進んでいる。
- 日本の沿岸域では、河川や陸域の影響を受けるため海域による違いが大きいですが、平均的には酸性化する傾向にある。1978 年から 2009 年までの期間における pH の低下速度は、年間最小値をとる夏季で 10 年当たり 0.014、年間最大値をとる冬季で 0.024 と、外洋域の観測値と同程度の値が報告されている。

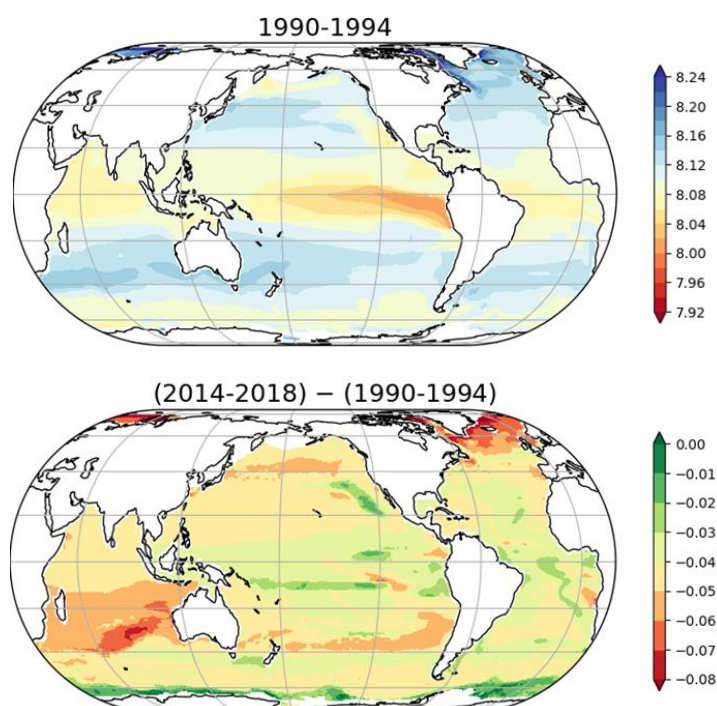


図 22.1 表面海水の pH 及び pH の変化量の水平分布

上は 1990~1994 年平均の pH 分布、下は 2014~2018 年平均の pH 分布の、1990~1994 年の平均値からの偏差の分布。

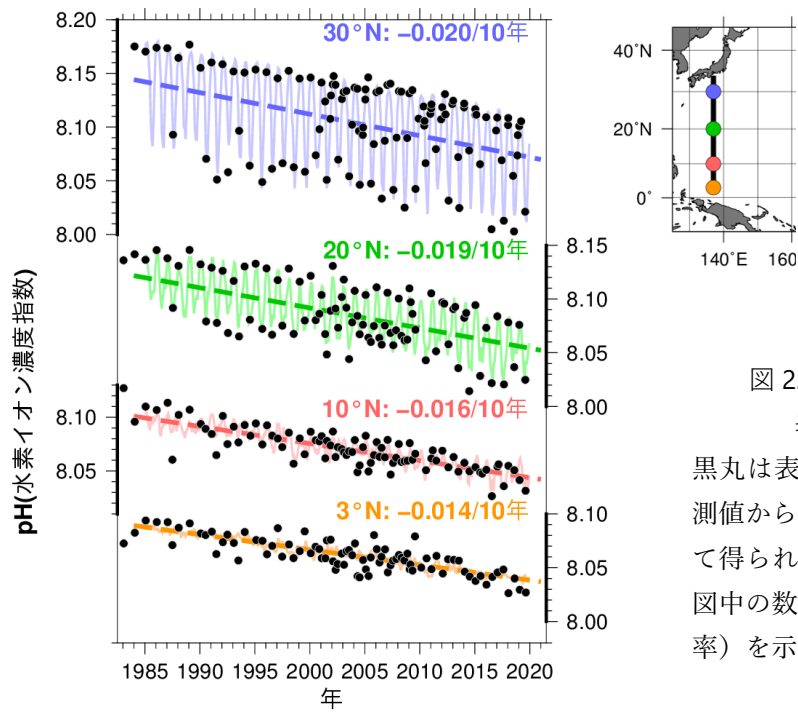


図 22.2 東経 137 度線における
表面海水 pH の長期変化

黒丸は表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値から計算した pH、細線は解析によって得られた pH、破線は長期変化傾向を、図中の数字は 10 年当たりの変化率（低下率）を示す。

23. 日本南方の北西太平洋では酸性化が進行すると予測される

- ▶ 世界の海洋の酸性化は今後も進行するが、進行具合は温室効果ガスの排出の程度により異なる（確信度が高い）。
- ▶ 日本南方の北西太平洋では酸性化が世界平均と同程度に進行する（確信度が中程度）。

世界の海洋の酸性化は今後も進行するが、進行具合は温室効果ガスの排出の程度により異なると予測される（詳細版第 15.2.1 項）

- 世界平均の表面海水の pH は、21 世紀末（2081～2100 年平均）には、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.31（0.30～0.32）低下する。一方、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では、21 世紀半ばに 0.065（0.06～0.07）低下した後は、それ以上の pH 低下は抑えられる⁴⁰（確信度が高い）。（括弧内の範囲は計算に使用した 11 のモデルが示した値の範囲）
- 表面海水の pH の低下は地域的に一様ではなく、極域や高緯度域で低下が速い（確信度が中程度）。
- 海洋酸性化の生物影響を評価する際に用いられるアラゴナイト炭酸カルシウム飽和度（ Ω_{arag} ）の低下も地域的に一様ではなく、低下速度は亜熱帯域で大きいものの、サンゴ礁への重大な影響が顕在化する目安となる 3 を下回るのは、元々 Ω_{arag} が低い高緯度域が先となる。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、2060 年までには、低緯度域を除く広い海域で年平均の Ω_{arag} が 3 を下回る（確信度が中程度）。

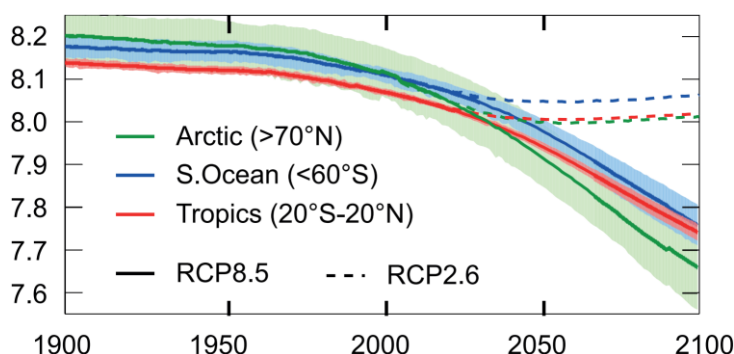


図 23.1 CMIP5⁴¹ 地球システムモデルによる海域別表面海水 pH の予測
実線は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）、破線は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に基づく 11 のモデルによる予測の平均値。前者についてはモデルが示した値の範囲を陰影で示す。北極海（緑）、熱帯（赤）、南大洋²⁹（青）。（IPCC 第 5 次評価報告書より転載）

日本南方の北西太平洋の酸性化は世界平均と同程度で進行すると予測される（詳細版第 15.2.2 項）

- 日本南方（北緯 30 度から北緯 10 度）では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合には、21 世紀を通じて酸性化が進行し、2100 年までに pH が約 0.3、 Ω_{arag} が約 1.4 低下する（確信度が中程度）。一方、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では、pH で約 0.04、 Ω_{arag} で約 0.2 の低下に留まる（確信度が中程度）。これらは世界平均とほぼ同様の進行度合いである。
- 沖縄周辺や東経 137 度の北緯 30 度では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合には、2020 年代から 2030 年代には季節的に Ω_{arag} が 3 を下回り始め、2050 年前後から年間を通じて 3 を下回るようになる（確信度が中程度）。

40 それぞれのシナリオの放射強制力に相当する二酸化炭素濃度の変化を基に計算した。

41 物理法則（詳細版の付録 1 参照）に加え、炭素循環や化学反応など、生物・化学的過程を含んだモデルのこと。

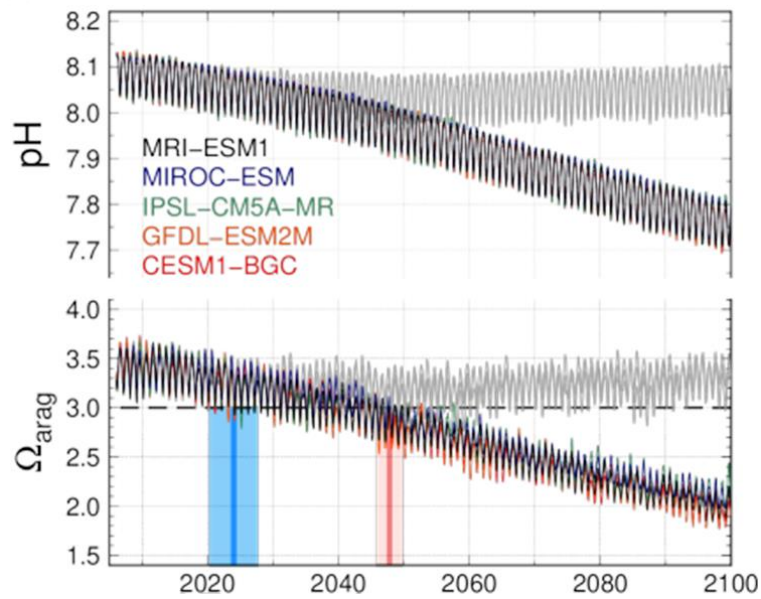


図 23.2 東経 137 度北緯 30 度における表面海水 pH 及びアラゴナイト飽和度 (Ω_{arag}) の予測
 観測結果に基づく重回帰式に将来変化を適用した結果。太線が 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5)、細線は 2°C 上昇
 シナリオ (RCP2.6)。縦の青線は季節的に Ω_{arag} が 3 を下回り始める時期、赤線は年間を通じて 3 を下回る時
 期を示す。4°C 上昇シナリオの結果は図中に示すように五つのモデルで色分けしている。2°C 上昇シナリオの
 結果は GFDL、IPSL、MIROC の三モデルで、全て灰色で示している。

【コラム4】1.5°Cの気温上昇

2015年に開催された気候変動枠組条約第21回締約国会議（COP21）では、「世界的な平均気温上昇を工業化以前と比べて2°Cより十分低く保つとともに、1.5°Cに抑える努力を追求する」という将来の気温上昇予測と対策の長期目標が示された。これは、それまでに示されていた温室効果ガス排出量削減目標以上の排出削減努力を各国に求めるものであり、また、非常に大きな努力を行ったとしても1.5°Cの気温上昇を避けるのは難しいということも暗に示していると言われている。COP21において、2°Cから1.5°Cへ、0.5°C単位で目標を厳しく設定した理由は、工業化以降これまでに既に気温が上昇し、世界各地で顕著な豪雨の強度・頻度の増大や干ばつ等が報告されてきているため、将来の0.5°C上昇が与える影響を考慮すると、より厳しい排出削減を行うことが望ましいといった観点からとのことである。

工業化以降、現在までに既に気温上昇が進んでいるため、工業化以前と比べて1.5°C上昇というのは、現在気候（1981～2010年の平均）からおよそ0.8°Cの気温上昇である。温暖化の進行がこれまでと同じスピードで進む場合、2030年から2050年の間には、1.5°Cの気温上昇に達する*可能性が高い*と言われている（IPCC, 2018: IPCC 1.5°C特別報告書）。この地球温暖化は、日本においてどのような影響を与えるだろうか。気温は世界中で均一に上昇するわけではなく、地域性をもって上昇する。日本における気温上昇は、世界の平均気温上昇量よりも大きいと予測されている。気象庁気象研究所の地域気候モデル（NHRCM²⁴: Nosaka et al., 2020）の計算によると、世界の平均気温が工業化以前から1.5°C（現在気候からおよそ0.8°C）上昇した場合、日本では、現在気候と比べて全国平均で約1.2°C上昇すると見積もられている（図 コラム 4.1）。また、東京では年間の猛暑日の日数が、現在の平均5.6日から12日に増加すると予測される。なお、気温上昇が1.5°Cに抑えられず2°C上昇した場合は16日、4°C上昇した場合は46日に増加すると予測される。

地球温暖化は、気温が上昇するだけでなく、降水量にも影響を与える。地球温暖化により、年間の平均降水量には明確な変化傾向は見られないが、日降水量の年間最大値は増加すると言われている。工業化以前と比べて世界の平均気温が1.5°C上昇した場合、日本における日降水量の年間最大値は、現在よりも全国平均で5.7%、東京では9%増加すると予測される。なお、工業化以前と比べた気温上昇量が2°Cの場合は、全国平均で8.4%、東京では12%、4°Cの場合は全国平均で18%、東京では22%、それぞれ増加すると予測される。

平均気温が上昇すると、夏の猛暑や強い雨が更に激しくなる。これまでに掲げている地球温暖化対策が目標通りに達成されたとしても、ここで報告したような変化が起こることは想定される。対策が不十分であったり、予想を上回るような地球温暖化が起こったりした場合は、更に過酷な猛暑に見舞われたり、より強烈な雨が降るようになっていたりするかもしれない。こうした気候変動を緩和するための温室効果ガス排出削減の取組みに加え、地球温暖化により変化した気候に対応した社会を構築する準備を今すぐ開始すること（適応）が重要と指摘されている。

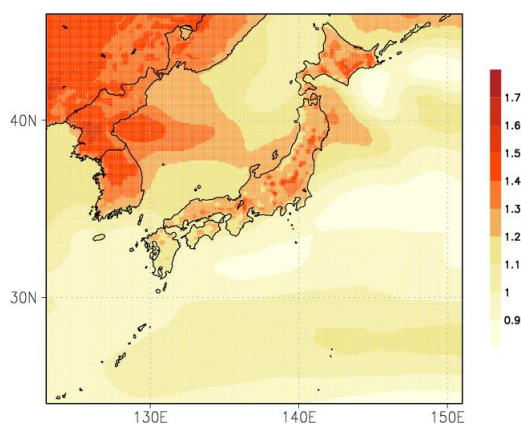


図 コラム 4.1 世界平均気温が工業化以前から1.5°C上昇した場合の、日本の気温上昇の予測 NHRCM の計算による、現在気候における気温からの偏差（°C）。

参考文献一覧

- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- IPCC, 2018: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press.
- IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
- Knutson, T., S.J. Camargo, J.C. Chan, K. Emanuel, C. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh and L. Wu, 2020: Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part II. Projected Response to Anthropogenic Warming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 101, E303–E322, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1>.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A, 233 – 258, doi:10.2151/jmsj.2012-A12.
- Nosaka, M., M. Ishii, H. Shiogama, R. Mizuta, A. Murata, H. Kawase and H. Sasaki, 2020: Scalability of future climate changes across Japan examined with large-ensemble simulations at +1.5 K, +2 K, and +4 K global warming levels. *Prog Earth Planet Sci* 7, 27, <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00341-3>.
- Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi and K. Kurihara 2011: Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model. *SOLA*, 7, 173 – 176, doi:10.2151/sola.2011-044.
- Shimura, T., Mori, N., and Mase, H., 2015: Future projections of extreme ocean wave climates and the relation to tropical cyclones: Ensemble experiments of MRI-AGCM3. 2H. *Journal of Climate*, 28(24), 9838 – 9856.
- Sweet, W. and J. Park 2014: From the extreme to the mean: Acceleration and tipping points of coastal inundation from sea level rise, *Earth Future*, 2, 579 – 600.
- Tsujino H., H. Nakano, K. Sakamoto, S. Urakawa, M. Hirabara, H. Ishizaki and G. Yamanaka, 2017: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 4 (MRI.COMv4). Tech Rep 80, Meteorological Research Institute, Japan.
- Wakamatsu, S., K. Oshio, K. Ishihara, H. Murai, T. Nakashima and T. Inoue 2017. Estimating regional climate change uncertainty in Japan at the end of 21st century with mixture distribution. *Hydrological Research Letters*. 11, 65 – 71, doi:10.3178/hrl.11.65.
- WMO, 2020: WMO Greenhouse Gas Bulletin, No. 16. <https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html>.

Yoshida, K., M. Sugi, R. Mizuta, H. Murakami, and M. Ishii, 2017: Future changes in tropical cyclone activity in high-resolution large-ensemble simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 9910 – 9917, <https://doi.org/10.1002/2017GL075058>.

Young, I.R. and A. Ribal, 2019: Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. *Science*, 364(6440), 548 – 552.

有吉望, 森信人, 2018 : 北西太平洋の台風の最大潜在強度を用いた 3 大湾における高潮偏差の将来変化予測. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 74(2), pp. I_619-I_624.

環境省 : 熱中症予防情報サイト. <https://www.wbgt.env.go.jp>, 2020 年 4 月 13 日閲覧.

気象庁, 2015 : 異常気象レポート 2014. 253 p.

気象庁, 2020 : WMO 温室効果ガス年報 第 16 号 気象庁訳.

https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html.

気象庁 : ヒートアイランド現象. https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html, 2020 年 4 月 13 日閲覧.

藤部文昭, 2012 : 観測データから見た日本の都市気候. 気象研究ノート, 224, 1 – 23.

気候変動に関する懇談会及び同評価検討部会 委員

気候変動に関する懇談会 委員

- 石川 洋一 海洋研究開発機構 付加価値情報創生部門
情報エンジニアリングプログラム プログラム長
- 鬼頭 昭雄 気象業務支援センター 研究推進部 第一研究推進室 研究員
- 木本 昌秀 東京大学 大気海洋研究所 教授
- 小池 俊雄 土木研究所 水災害・リスクマネジメント国際センター センター長
- 三枝 信子 国立環境研究所 地球環境研究センター センター長
- 高橋 潔 国立環境研究所 社会環境システム研究センター 副センター長
- 竹村 俊彦 九州大学 応用力学研究所 教授
- 中北 英一 京都大学 防災研究所 教授
- ◎花輪 公雄 東北大学 大学院理学研究科 名誉教授
- 保坂 直紀 サイエンスライター / 東京大学 大学院新領域創成科学研究科 特任教授
- 山崎 登 国土舘大学 防災・救急救助総合研究所 教授
- (◎…会長)

気候変動に関する懇談会 評価検討部会 委員

- ◎鬼頭 昭雄 気象業務支援センター 研究推進部 第一研究推進室 研究員
- 塩竈 秀夫 国立環境研究所 地球環境研究センター
気候変動リスク評価研究室 室長
- 須賀 利雄 東北大学大学院理学研究科 教授
- 浜田 崇 長野県環境保全研究所 自然環境部 温暖化対策班 主任研究員
- 藤部 文昭 東京都立大学 都市環境学部 特任教授
- 保坂 直紀 サイエンスライター / 東京大学 大学院新領域創成科学研究科 特任教授
- 町田 敏暢 国立環境研究所 地球環境研究センター
大気・海洋モニタリング推進室 室長
- 渡辺 真吾 海洋研究開発機構 地球環境部門
環境変動予測研究センター センター長代理
- 渡部 雅浩 東京大学 大気海洋研究所 教授
- (◎…部会長)

※ いずれも五十音順、敬称略。所属・役職は2020年12月1日現在。

本報告書からの引用等について

本報告書中の文章及び図表については、別の資料からの引用であるものを除き、出典を明記した上で、また編集・加工等を行った場合はその旨を明記した上で、自由に複製、公衆送信、翻訳・変形等を行うことができる。別の資料からの引用であるものについては、それぞれの資料で使用条件等を確認の上、利用者の責任で必要に応じて別途許諾を申請・取得されたい。

参考のため、本編中の図表のうち第三者が著作権を有するものについて、図表番号・タイトル、掲載ページ及び出典を以下に示す。

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 9.1 非常に強い熱帯低気圧の存在頻度の変化	21	Yoshida et. (2017)
図 15.1 世界平均海面水位の予測	30	IPCC (2019)
図 18.2 衛星により観測された極端な波の高さの過去 33 年間 (1985~2018 年) のトレンド (cm/年)	36	Young and Ribal (2019)
図 19.1 可能最大高潮モデルによる最大水位の将来変化量	37	有吉及び森 (2018)
図 19.2 台風による極端な波高 (10 年確率値) の将来変化	38	Shimura et al. (2015)
図 23.1 CMIP5 地球システムモデルによる海域別表面海水 pH の予測	43	IPCC (2019)

出典の記載例

① そのまま利用する場合

出典：文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —」

文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —」より引用

本報告書中の文章 (文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —」)

図表タイトル (文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —」)

② 編集・加工して利用する場合

文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —」をもとに〇〇株式会社作成

図表タイトル (文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 —」) に加筆

※ 本報告書中の文章及び図表を編集・加工した場合、それをあたかも文部科学省及び気象庁が作成したかのような様態で公表・利用することは固く禁止する。



文部科学省

MINISTRY OF EDUCATION,
CULTURE, SPORTS,
SCIENCE AND TECHNOLOGY-JAPAN



気象庁

Japan Meteorological Agency