

## 第4章 気温

**観測結果**

- 2024 年の世界平均気温は、工業化以前の水準に比べて 1.46℃ 上昇している。1891 年以降の上昇率は 100 年当たり 0.77℃ である。
- 日本の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら有意に上昇しており、1898 年以降の上昇率は 100 年当たり 1.40℃ と世界平均よりも高い。気温の上昇に伴い、真夏日、猛暑日、熱帯夜等の日数が有意に増加し、冬日の日数は有意に減少している。
- 都市域では、地球温暖化に都市化の影響が加わり、気温の上昇率が大きくなっている。

**将来予測**

- 21 世紀末の日本の年平均気温は、20 世紀末に対して全国的に有意に上昇すると予測される（確信度が高い）。全国平均気温の上昇量は、4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）では約 4.5℃、2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）では約 1.4℃ である。
- 気温の上昇に伴い、日本では多くの地域で猛暑日のような極端に暑い日の年間日数が有意に増加すると予測される（確信度が高い）。
- 地球温暖化の進行に伴い、工業化以前に 100 年当たり一回の頻度だった極端な高温が、より頻繁に発生すると予測される（確信度が高い）。

気温の長期的な上昇は、地球温暖化を考える上で最も基礎的な要素であり、その適切な監視及び将来予測は、気候変動対策の出発点として重要な意味を持つ。

また、極端な高温は社会に多くの影響を与える。例えば、2024 年は世界的にも記録上最も高温の年となり、各国の月平均気温や季節平均気温の記録更新が伝えられた。日本においても、2024 年夏は全国的に高温となり、7 月の全国平均気温は統計開始以来最も高くなった。また、7 月 1 日から 8 月 31 日に全国の 914 の観測地点のうち 144 地点で通年の日最高気温の高い記録を更新した（気象庁, 2024g）。この記録的な高温を背景に、5 月から 9 月の期間に全国で熱中症により救急搬送された人数は、調査開始以降で過去最多となった（総務省消防庁, 2024）。このような極端な高温現象については、地球温暖化の影響が指摘されており、地球温暖化が進行して全国的に気温が上昇した場合、それに伴い極端に暑い日が増加すると考えられる（コラム 8 も参照）。

本章では、世界及び日本の平均気温や、極端な高温及び低温現象の発生状況の変化について述べる。極端な高温及び低温現象の定義は様々なものがあるが、本報告書においては、日本について、現時点で観測・予測の解析が進んでおり天気予報等を通じて一般にも広く認知されている猛暑日や冬日等の日数を主に用いる。

## 4.1 世界

## 4.1.1 観測結果

## (1) 平均気温のこれまでの変化

IPCC (2021) によると、2011～2020 年の世界平均気温は、工業化以前（1850～1900 年平均）よりも 1.09℃（可能性が非常に高い範囲は 0.95～1.20℃）高かった。同じ期間の上昇量は、海上は 0.88℃（可能性が非常に高い範囲は 0.68～1.01℃）、陸域は 1.59℃（可能性が非常に高い範囲は 1.34～1.83℃）であり、陸域でより大きく上昇した（背景要因については第 4.3.1 項の(1) 参照）。陸域の

方が気温上昇の度合いが大きいという傾向は、IPCC (2021) で示されている気温の変化傾向の空間分布 (図 4.1.1) でも確認できる {2.3, SPM A1.2, Figure SPM.5}。また、人為的な要因により、工業化以前から 2010~2019 年までに世界平均気温は  $1.07^{\circ}\text{C}$  (可能性が高い範囲は  $0.8\sim 1.3^{\circ}\text{C}$ ) 上昇したと推定される。世界平均気温は、1970 年以降の 50 年間に、少なくとも過去 2000 年間にわたって一度も経験されたことのない速度で上昇している (確信度が高い) {2.3, 3.3, SPM A.1.3, A.2.2}。世界気象機関 (WMO: World Meteorological Organization) が 2025 年 1 月に公表した報道発表によると、2024 年の世界平均気温は、工業化以前の水準 (1850~1900 年の平均) を  $1.55^{\circ}\text{C}$  (可能性の幅は  $1.42\sim 1.68^{\circ}\text{C}$ ) 上回り、2015 年から 2024 年までの 10 年間は過去 175 年間の記録上で最も暖かい 10 年間であった (図 4.1.2(a))。

気象庁では 1891 年以降のデータを基に世界平均気温の解析を行っている。IPCC (2021) の方法による 1850~1900 年と 1961~1990 年の間の気温変化に対する推定値を組み合わせることで工業化以前の水準 (1850~1900 年の平均) からの 2024 年の世界平均気温の変化量は  $1.46^{\circ}\text{C}$  の上昇と見積もられる。また、1961~1990 年平均では  $0.36^{\circ}\text{C}$  であった変化量が、近年の 1991~2020 年では  $0.83^{\circ}\text{C}$  にまで大きくなっている (図 4.1.2(b))。1891 年から 2024 年の解析によると、世界の年平均気温の上昇率は、100 年当たり  $0.77^{\circ}\text{C}$  であった。

1970 年代から上昇を続けてきた世界平均気温は、1998~2012 年の期間にはその前後と比較して上昇が緩やかであり、IPCC (2021) では、世界平均気温の緩やかな上昇は一時的な現象であった (確信度が非常に高い) と評価している。これは「ハイエイタス」と呼ばれる。こうした気温上昇の停滞の原因について、IPCC (2021) では、火山噴火の影響や太陽活動の変動により地上に届く太陽放射が減少したことと、海面付近から海洋内部へ運ばれる熱が増えたことなど、自然変動によって地球表面の温度上昇が抑えられた可能性を指摘している。ただし、この期間中も気候システムの加熱は継続しており、世界の海洋の温暖化は継続し (確信度が非常に高い)、陸域の極端な高温も上昇し続けた (確信度が中程度) {Cross-Chapter Box3.1, 3.3}。なお、2012 年以降、世界平均気温は、2014 年頃から再び大きく上昇し、前述のとおり、2015 年から 2024 年は統計開始以降最も高温の 10 年間となった。

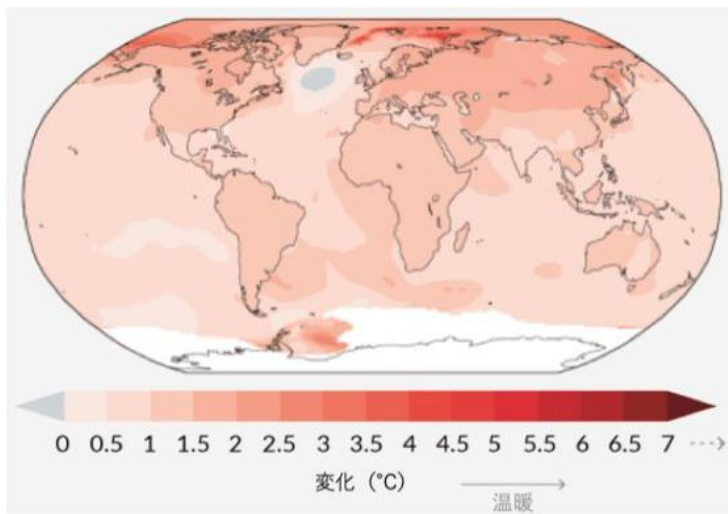
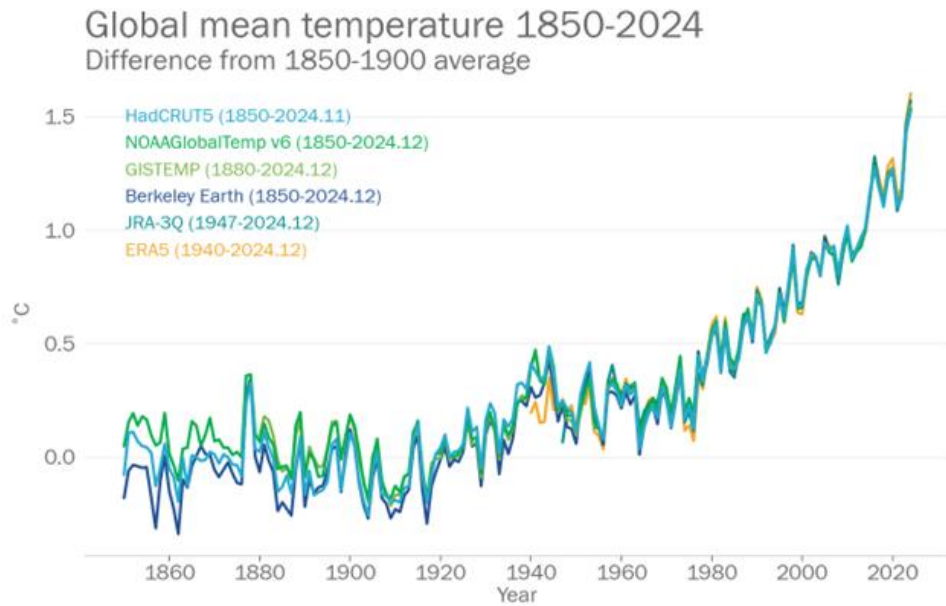


図 4.1.1 観測された地球温暖化  $1^{\circ}\text{C}$  当たりの年平均気温の変化の分布 (1850~2020 年)

Berkeley Earth (Rohde and Hausfather, 2020) のデータセットから 1850~2020 年に観測された年平均気温の変化を、線形回帰により地球温暖化  $1^{\circ}\text{C}$  当たりの年平均気温の変化量 ( $^{\circ}\text{C}$ ) として算出したもの。白色は変化傾向を算出するのに十分なデータが得られなかった領域 (期間が 100 年以下) を示す。(IPCC, 2021; Figure SPM.5 (a) の一部を改変・和訳・転載。)

(a)



(b)

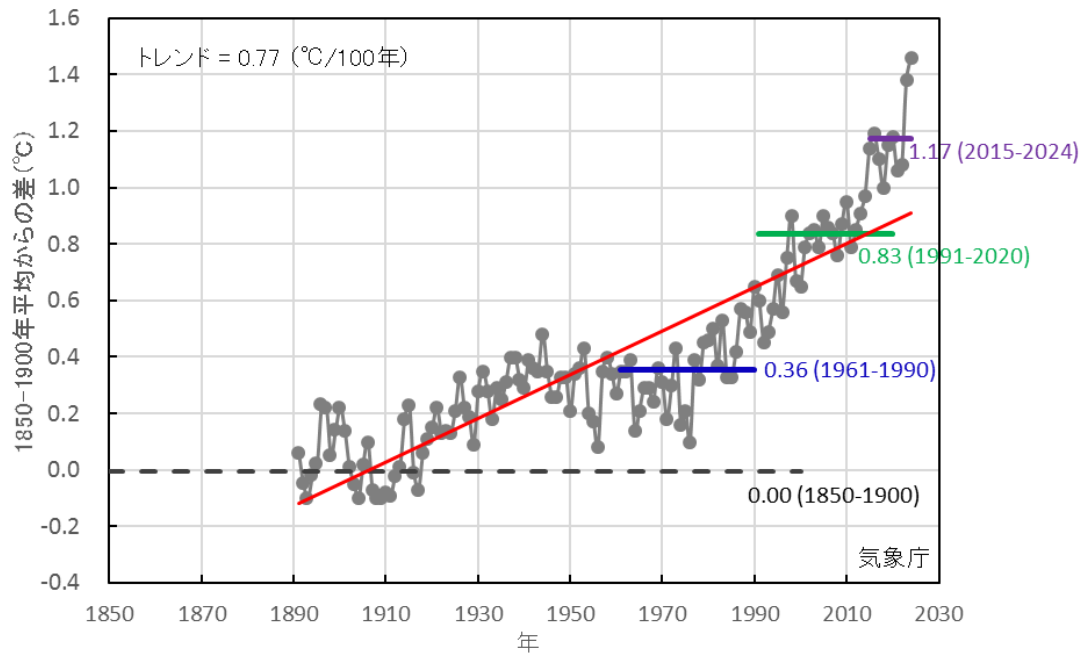


図 4.1.2 世界平均気温の年平均気温偏差の経年変化

(a) 1850～2024 年：各線は、データセット別の世界平均気温の基準値からの偏差を示している。基準値は 1850～1900 年の 51 年平均値。水色線は英国気象局ハドレーセンター、緑線は米国海洋大気庁（NOAA）、黄緑線は米国航空宇宙局（NASA）、青線は Berkeley Earth（Rohde and Hausfather, 2020）の、地上観測に基づくそれぞれの解析による。橙線は欧州中期予報センター（ECMWF）、青緑線は気象庁の再解析データに基づく解析による。（WMO (2025a) より転載。）

(b) 1891～2024 年：気象庁の解析に基づく世界平均気温の基準値からの偏差。基準値は 1850～1900 年の 51 年平均値。気象庁の解析に基づくデータの統計期間は 1891 年以降であるため、折れ線（黒）は各年の 1961～1990 年平均値に対する偏差に、1850～1900 年に対する 1961～1990 年の温暖化量  $0.36^{\circ}\text{C}$ （IPCC, 2021; Cross Chapter Box 2.3, Table 1）を加えた値、直線（赤）はこれらの長期変化傾向、破線（黒）は 1850～1900 年平均（つまりここでの偏差の基準値ゼロ）、太線はそれぞれ 1961～1990 年平均（青）、1991～2020 年平均（緑）、2015～2024 年平均（紫）を示す。

## (2) 極端な高温、低温のこれまでの変化

IPCC (2021) によると、1950 年以降、地球規模で寒い日や寒い夜の日数が減少し、暑い日や暑い夜の日数が増加したことはほぼ確実である。年間の最低気温も最高気温も上昇していることが確認された。領域規模では、同様の変化が、ヨーロッパ、オーストラリア、アジア、北米においても起こっている可能性が非常に高い {11.3, SPM A.3.1}。

熱波に関しては、地球規模で強さ、持続期間、日数が増加していることがほぼ確実であり、特にヨーロッパ、アジア、オーストラリアで増加している可能性が高い。同様の変化傾向は、アフリカで確信度が中程度、南米では確信度が高い。アフリカのように確信度がほかより低いと判定される地域では、データや研究が不足していることが原因として考えられる {11.3, 図 11.9}。

地上の年間最高気温の上昇は地上平均気温の上昇と同程度であり、世界平均気温より 45%速いスピードで上昇している<sup>40</sup>。地上の年間最低気温の上昇はそれよりも速く、1960 年以降、地球平均気温の約 3 倍の速さで増加している (図 4.1.3)。特に北極域で地上の年間最低気温の強い上昇が観測されている (図 4.1.4、確信度は高い) {11.3, Figure 11.2}。

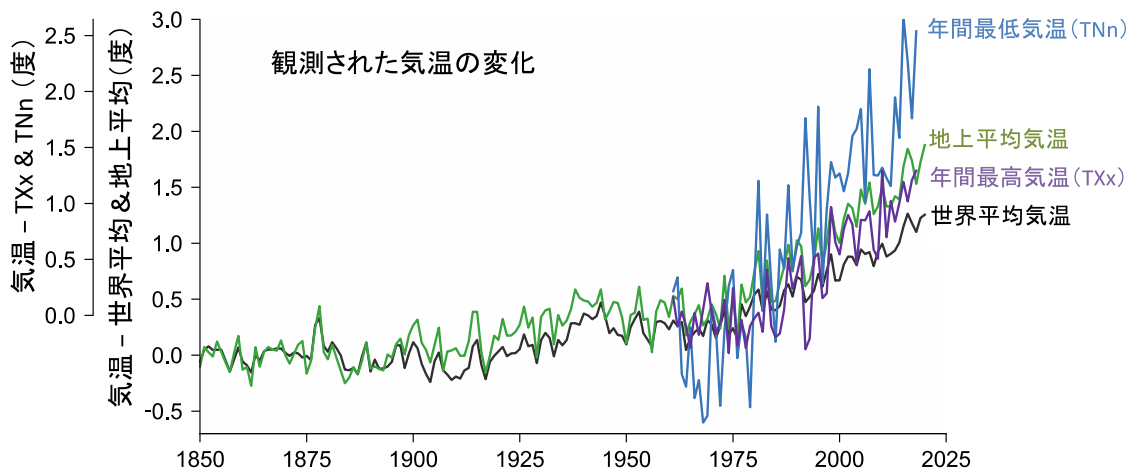


図 4.1.3 観測された 4 種類の気温インデックスの時系列

黒線は世界平均した年平均気温、緑線は地上で平均した年平均気温、紫線は日最高気温の年間最大値を地上で平均したもの (TXx)、青線は日最低気温の年間最低値を地上で平均したもの (TNn)。世界平均及び地上平均の気温偏差は 1850～1900 年を基準期間として計算している。TXx と TNn については 1961～1990 年を基準期間としている。解析には『HadEX3 データセット』(Dunn et al., 2020) を利用し、1961～2018 年の間のデータが揃っている格子点のみで解析を行った。(IPCC, 2021; Figure 11.2 を和訳・転載。)

40 ここで、年間最高/最低気温、地上平均気温は、陸域のみで平均したものである。

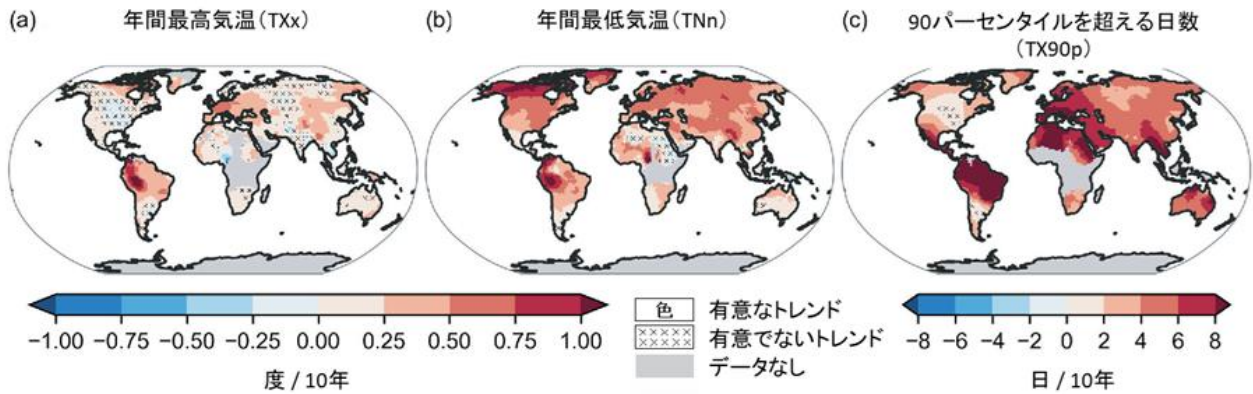


図 4.1.4 観測された3種類の極端気温インデックスの線形トレンド（1960～2018年）

(a) 年間最高日最高気温（TXx）、(b) 年間最低日最低気温（TNn）、(c) 日最高気温が基準期間（1961～1990年）の90パーセンタイルを超える日数（TX90p）。観測データには HadEX3（Dunn et al., 2020）を利用。線形トレンドは、期間を通して 66%以上のデータが揃っており、かつ短くとも 2009 年まで利用可能な格子点のみで計算している。データが不十分な地域は灰色で表示してある。×印は、信頼水準 99%で有意でない場所を示す。（IPCC, 2021; Figure 11.9 を和訳・転載。）

#### 4.1.2 将来予測

##### (1) 平均気温の将来予測

IPCC (2021) の評価によると、工業化以前（1850～1900 年平均）から 21 世紀末（2081～2100 年平均）までの世界平均地表気温の上昇量は、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 3.3～5.7°C（中央値 4.4°C）、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では 1.3～2.4°C（中央値 1.8°C）である（表 4.1.1 参照）。これらの評価は、複数の証拠に基づいて総合的に評価されたものであり、気候モデル（気候感度<sup>41</sup>の高いモデルを含む CMIP6 モデル群）による予測（図 4.1.5）よりも若干低くなっている。また、以前の IPCC (2013) における相当するシナリオに対する評価（RCP8.5 で 3.2～5.4°C 及び RCP2.6 で 0.9～2.3°C）に比べて、それぞれ僅かに高くなっている。近い将来（2021～2040 年）では、SSP5-8.5 を除いてシナリオ間でほとんど差がない。

表 4.1.1 各排出シナリオにおける世界平均地表気温の工業化以前（1850～1900 年）の平均に対する変化（IPCC, 2021; Table SPM.1 を和訳・転載。）

| シナリオ            | 短期、2021～2040 年 |                 | 中期、2041～2060 年 |                 | 長期、2081～2100 年 |                 |
|-----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|
|                 | 中央値（°C）        | 可能性が非常に高い範囲（°C） | 中央値（°C）        | 可能性が非常に高い範囲（°C） | 中央値（°C）        | 可能性が非常に高い範囲（°C） |
| <b>SSP1-1.9</b> | 1.5            | 1.2 – 1.7       | 1.6            | 1.2 – 2.0       | 1.4            | 1.0 – 1.8       |
| <b>SSP1-2.6</b> | 1.5            | 1.2 – 1.8       | 1.7            | 1.3 – 2.2       | 1.8            | 1.3 – 2.4       |
| <b>SSP2-4.5</b> | 1.5            | 1.2 – 1.8       | 2.0            | 1.6 – 2.5       | 2.7            | 2.1 – 3.5       |
| <b>SSP3-7.0</b> | 1.5            | 1.2 – 1.8       | 2.1            | 1.7 – 2.6       | 3.6            | 2.8 – 4.6       |
| <b>SSP5-8.5</b> | 1.6            | 1.3 – 1.9       | 2.4            | 1.9 – 3.0       | 4.4            | 3.3 – 5.7       |

41 第 2.4 節参照

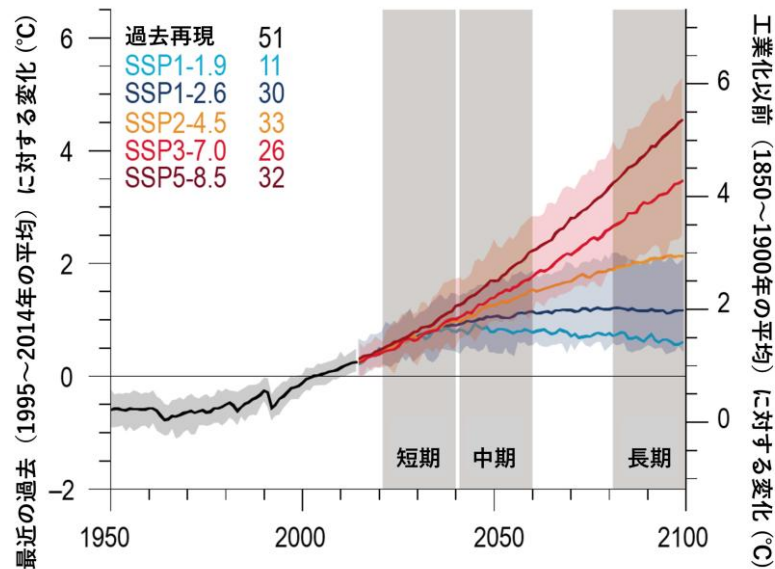


図 4.1.5 気候モデルによる世界平均地表気温の変化予測

気候モデル（CMIP6 モデル群）の過去再現と将来予測結果の平均（実線）。色の違いは過去再現（Historical, 黒）と各シナリオ（SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5）による将来予測を表している。凡例の数字は評価に使用したモデルの数である。左軸は 最近の過去（1995～2014 年の平均）に対する変化、右軸は工業化以前（1850～1900 年の平均）に対する変化を示す。単位は℃。薄青及び薄赤の網掛けは、SSP1-2.6 及び SSP3-7.0 に対する可能性の非常に高い範囲（5～95%）を示す。灰色の縦の帯は、短期（2021～2040 年）、中期（2041～2060 年）及び長期（2081～2100 年）の評価期間を示す。（IPCC, 2021; Figure 4.2(a) を和訳・転載。）

図 4.1.6 に見られるように、地上気温上昇は地理的に一様ではなく、全般に海洋よりも陸域の方が高く、また北半球高緯度地域が世界平均より高くなることはほぼ確実とされている（IPCC, 2021）。このようなパターンになる背景要因については第 4.3.1 項の(1)及び(3)を参照していただきたい。更に、地上気温上昇の分布は季節により異なるところもある。例えば 北極域では、海水が減少することにより、冬季は大気よりも温かい海水から熱が放出されやすくなり気温が大きく上昇する一方、夏季は海水を融かすのに熱が使われるため昇温は抑えられる。ここで示したような地上気温上昇の地理的分布の特徴は、気象庁気象研究所の全球 20km モデル（以下「全球 20 km モデル」と表記。詳細は付録 A.2.1 を参照）でも同様に示されている（図 4.1.7）。

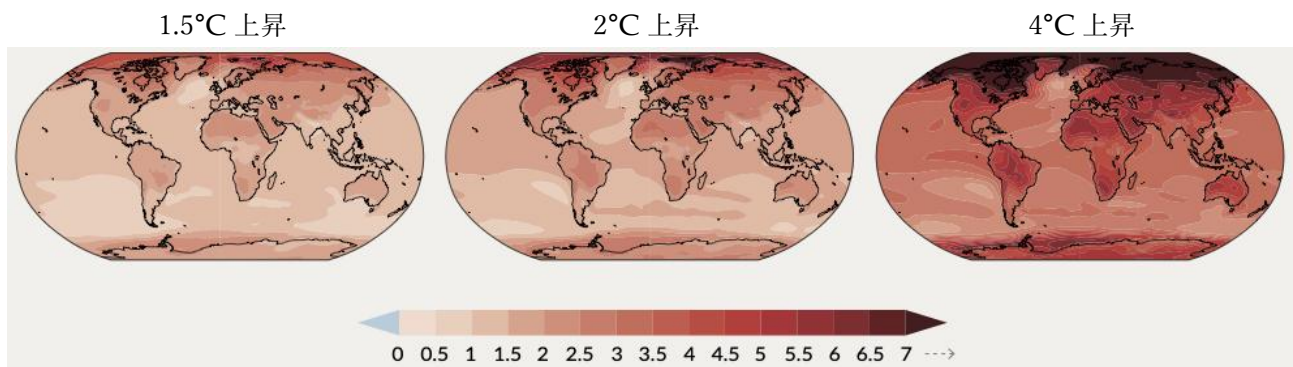


図 4.1.6 年平均地上気温の変化量の地理的分布

気候モデル（CMIP6 モデル群）で予測された、世界平均地表気温の上昇レベルが工業化以前（1850～1900 年）に対して 1.5℃、2℃、4℃ になった時の年平均気温上昇量の地理的分布（単位：℃）。どの地球温暖化レベルでも、海洋よりも陸域で、また熱帯よりも北極域や南極域で気温上昇が大きい。（IPCC, 2021; Figure SPM.5(b) の一部を和訳・転載。）

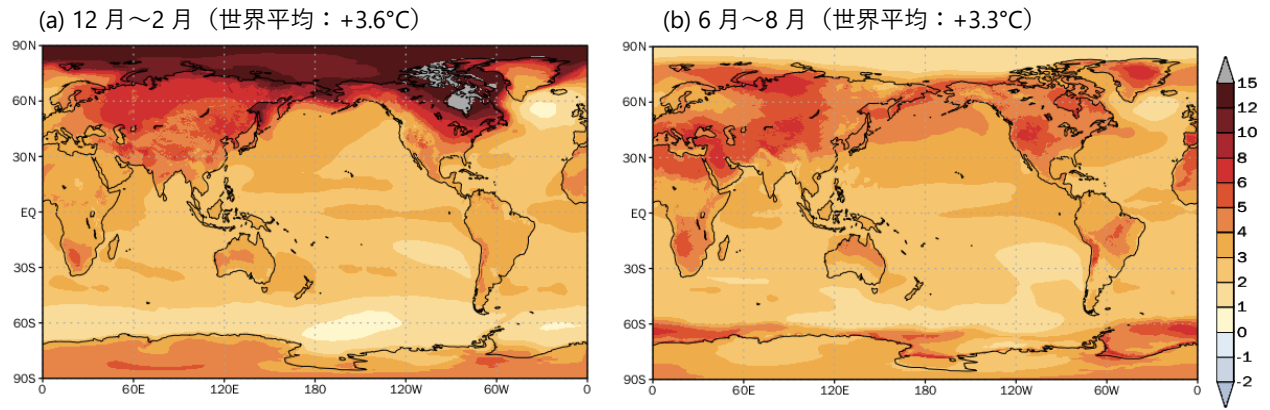


図 4.1.7 21 世紀末の地上気温変化の季節による違い

全球 20 km モデルで 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) により予測された、21 世紀末 (2076~2095 平均) の地上気温変化 (°C)。20 世紀末 (1980~1999 年平均) を基準としている。左側は北半球の冬季 (12 月~2 月平均)、右側は北半球の夏季 (6 月~8 月平均)。北半球高緯度では、夏季よりも冬季に温暖化が顕著である。

地球温暖化は地表付近と上空では異なる気温変化を示す (図 4.1.8)。熱帯では、地表付近よりも対流圏上層 (500~150 hPa 付近) の方が気温上昇の度合いが大きく、大気安定度は強くなることが予測されている。ただし、自然の内部変動の影響と人為的強制に対する気候システムの応答の不確実性により、その大きさは不確実である (IPCC, 2021)。熱帯と異なり、北半球高緯度では、下層ほど気温上昇が大きい。対流圏では全般に気温が上昇するのに対し、成層圏では気温が低下する (要因については第 4.3.1 項の(2)を参照)。このような気温変化の地理的分布や高度分布は、大気循環や様々な大気現象 (例：熱帯低気圧。第 7 章参照) の地球温暖化に伴う変化に影響を与える。

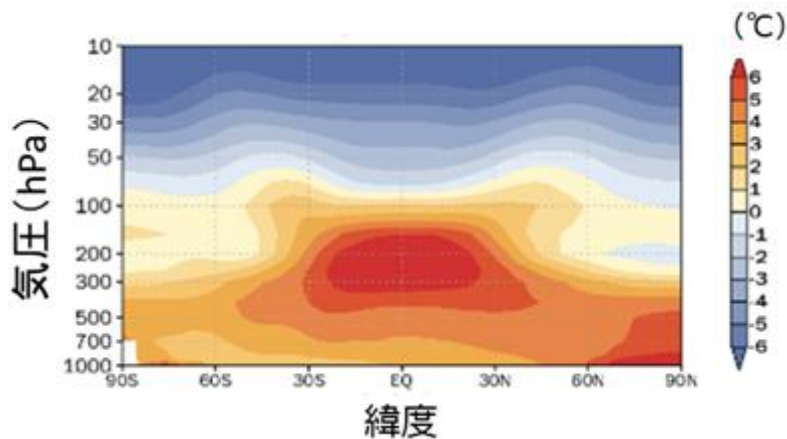


図 4.1.8 21 世紀末の気温変化の緯度高度分布

全球 20 km モデルで 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) により予測された、21 世紀末 (2076~2095 年平均) の東西平均した気温変化 (°C)。横軸が緯度、縦軸が高度 (気圧 hPa)。20 世紀末 (1980~1999 年平均) を基準とし、そこからの変化を示している。地球温暖化に伴うこのような気温変化の緯度高度分布は、最新の気候モデルの結果 (IPCC, 2021; Figure 4.22) でも同様である。

ここまで見てきたような地球規模の気温変化の中で、北半球中緯度において大陸の東側に存在する日本における気温変化がどのようなになるか、地球全体を扱う全球気候モデルによる予測結果から見てみよう。モデルには不確実性があるため、複数のモデルの結果を比較する。図 4.1.9 は、全球 20 km モデル及び世界の多数の全球気候モデル (CMIP5 及び CMIP6 モデル群) で予測された

日本域の地上気温の変化を示している。全球 20 km モデルの結果は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では、20 世紀末に比べて年平均で約 4.0°C (中央値) 上昇し、季節別の変化量では春はやや小さく秋と冬にやや大きいことを示している。このような季節特性は CMIP5 モデル群の結果にも見られるが、日本域における気温上昇の季節特性を十分に説明できる知見は得られていない。2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では、年平均で約 1.4°C (中央値) 上昇すると予測されている。どちらのシナリオに対しても、全球 20 km モデルの予測は、年平均気温、季節平均気温とも、CMIP5 モデル群の予測結果の中央値付近に位置しており、また極端に大きなばらつきは見られない。このことから、日本域の気温の変化の将来予測について全球 20 km モデルによる予測結果を中心に議論することは妥当であると判断できる。なお、全球 20 km モデルによる予測は、ばらつきが比較的小さい複数パターンの海面水温変化<sup>42</sup>を与えて得られたものであるのに対し、CMIP5 モデル群や CMIP6 モデル群による予測は、各モデルで気候感度などが異なっており、異なる海面水温予測結果をそのまま反映しているため、後者の方がばらつきの幅は大きい。特に CMIP6 モデル群は、シナリオの違い (RCP と SSP) のほかに、CMIP5 モデル群に比べて気候感度がかなり高いモデルを含んでいる (Meehl et al., 2020) ため、より高い方に散らばっている。予測手法の詳細や不確実性の要因、及びそれを踏まえて予測結果を理解する方法については付録で解説する。

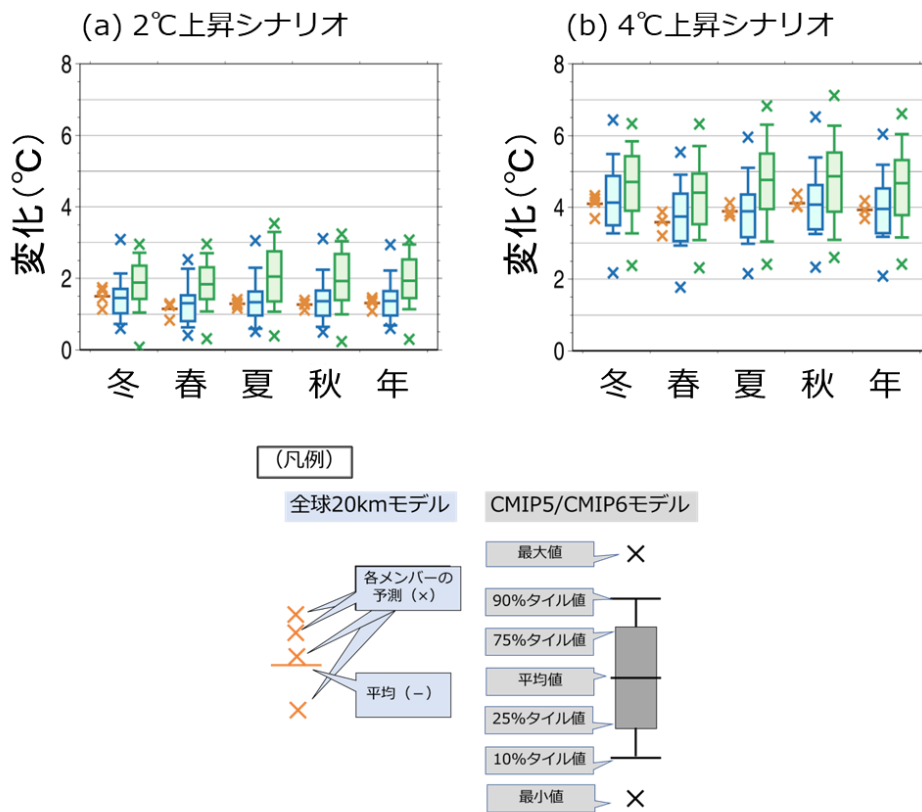


図 4.1.9 日本付近における地上気温の将来変化に関する予測の比較

(a) は 2°C 上昇シナリオ (CMIP5 : RCP2.6、CMIP6 : SSP1-2.6)、(b) は 4°C 上昇シナリオ (CMIP5 : RCP8.5、CMIP6 : SSP5-8.5) における、全球 20 km モデル (4 メンバー) と CMIP5 モデル群及び CMIP6 モデル群による日本付近の地上気温予測を、各季節 (冬: 12~2 月、春: 3~5 月、夏: 6~8 月、秋: 9~11 月) 平均及び年平均で比較したもの。いずれも日本付近の平均。領域の定義は図 付録 B.2.1 を参照。

全球 20 km モデル (橙色) による予測について、各メンバー (×) と平均値 (—) を表示 (凡例参照)。CMIP5 モデル群 (青色) と CMIP6 モデル群 (緑色) による予測について、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示 (凡例参照)。いずれも、20 世紀末 (1980~1999 年) に対する 21 世紀末 (2076~2095 年) の変化量。

42 CMIP5 モデル群が予測した海面水温の変化を熱帯平均の変化が同じになるように規格化した上でその空間パターンを 4 通りに分類してそれぞれ平均して与えた。

## (2) 極端な高温、低温の将来予測

IPCC 第6次評価報告書によると、21世紀を通して、ほとんどの場所で、極端高温の強度と頻度が増加し、極端低温の強度と頻度は減ると予測される（*ほぼ確実*）。ほとんどの陸上で、1995～2014年と比較して暑い日や暑い夜の日数が増加し、暖候期や熱波の持続期間・頻度・強度も増加すると見込まれる（*ほぼ確実*）。大陸別に見ても、極端高温指標の増加と極端低温指標の減少は、たとえば1.5℃の地球温暖化レベルでも*可能性が非常に高く*、4℃の地球温暖化レベルでは*ほぼ確実*である。地域別に見ると、IPCC 第6次評価報告書に基づく地域区分の多くの地域では、確信度は多少下がるものの、1.5℃の地球温暖化レベルの場合、上記と同様の傾向が現れる*可能性が高く*、4℃の地球温暖化レベルでは*ほぼ確実*である。例外として、中央アメリカの北部や北米の中部と西部では、極端低温の強度と頻度の減少の確信度が他の地域よりも低く、1.5℃の地球温暖化レベルでは*中程度の確信度*、4℃の地球温暖化レベルでは*可能性が非常に高い*という予測結果になっている。

ほとんどの地域で、極端気温の強度は地球温暖化レベルとともに増加する（図4.1.10、*確信度は高い*）。最も暑い日の気温（年間最高気温）の上昇が最も顕著に現れるのは、中緯度帯の半乾燥地帯のいくつかの地域で、その割合は地球温暖化の1.5倍から2倍の速さであると見込まれる（図4.1.11、*確信度は高い*）。また、最も寒い日の気温（年間最低気温）の上昇は北極域で顕著に現れ、その割合は地球温暖化の約3倍であると推定される（図4.1.11、*確信度は高い*）。極端高温の発生確率は地球温暖化レベルとともに増加し、低頻度になるほどその変化幅は大きい（図4.1.12、*確信度は高い*）。評価結果の確信度は空間・時間スケールや対象となる極端現象の種類によって異なるが、地球全体や大陸スケールの日々から季節スケールの極端気温については、予測の確信度は高くなる。陸上では、極端高温の強さの増加は世界平均地表気温よりも大きくなる（*確信度は高い*）。

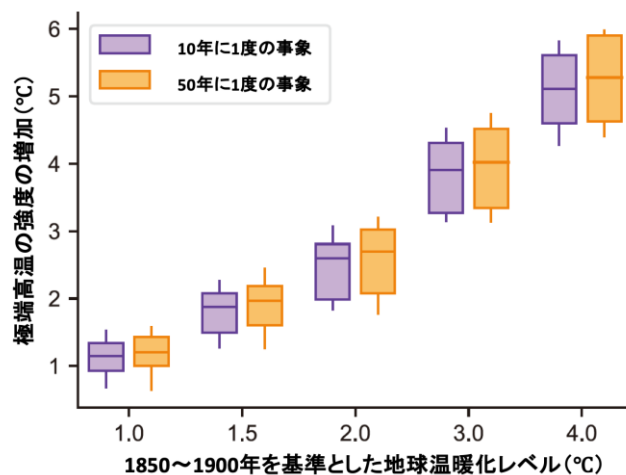


図 4.1.10 地球温暖化レベルと極端気温の強さの関係

1℃、1.5℃、2℃及び4℃の地球温暖化レベルで予測された極端気温の強度の将来変化。基準年(1850～1900)からの差を、地球温暖化レベルごとに描画したもの。極端高温事象は、日最高気温(TX<sub>x</sub>)が1850～1900年の基準期間における10年当たり一回(青)及び50年当たり一回(橙)の頻度で発生する事象の値を超える事象として定義する。陸上の値のみ評価した。箱ヒゲ図の箱の縦幅はマルチモデルによる66%の不確実性の幅、ボックス内の横線は中央値を表す。'ヒゲ'の幅はマルチモデルの90%の不確実性の幅を表す。これらの結果は、CMIP6の全球気候モデルによる異なる共通社会経済経路(SSP: Shared Socioeconomic Pathways)のマルチモデルアンサンブルシミュレーションから得られた。(IPCC, 2021; Figure 11.12を和訳・転載。)

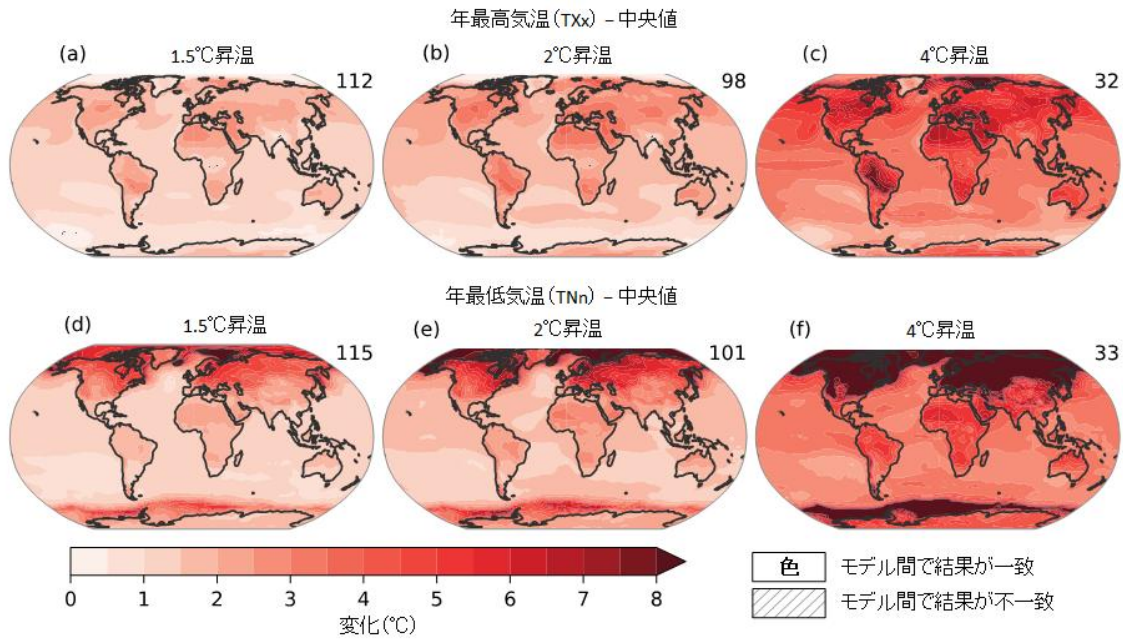


図 4.1.11 1.5°C、2°C 及び 4°C の地球温暖化レベルで予測された極端高温・低温の将来変化  
1850～1900 年を基準とした、年間最高気温 (a-c) 及び年間最低気温 (d-f) の将来変化。これらの結果は、CMIP6 の全球気候モデルによる異なる SSP のマルチモデルアンサンブルシミュレーションから得られた。右上の数字は、解析に用いられたシミュレーションの数を示す。斜線は、変化が有意でない（変化の符号が一致するモデルが全モデルの 80%を下回る）領域を示す。（IPCC, 2021; Figure 11.11 を和訳・転載。）

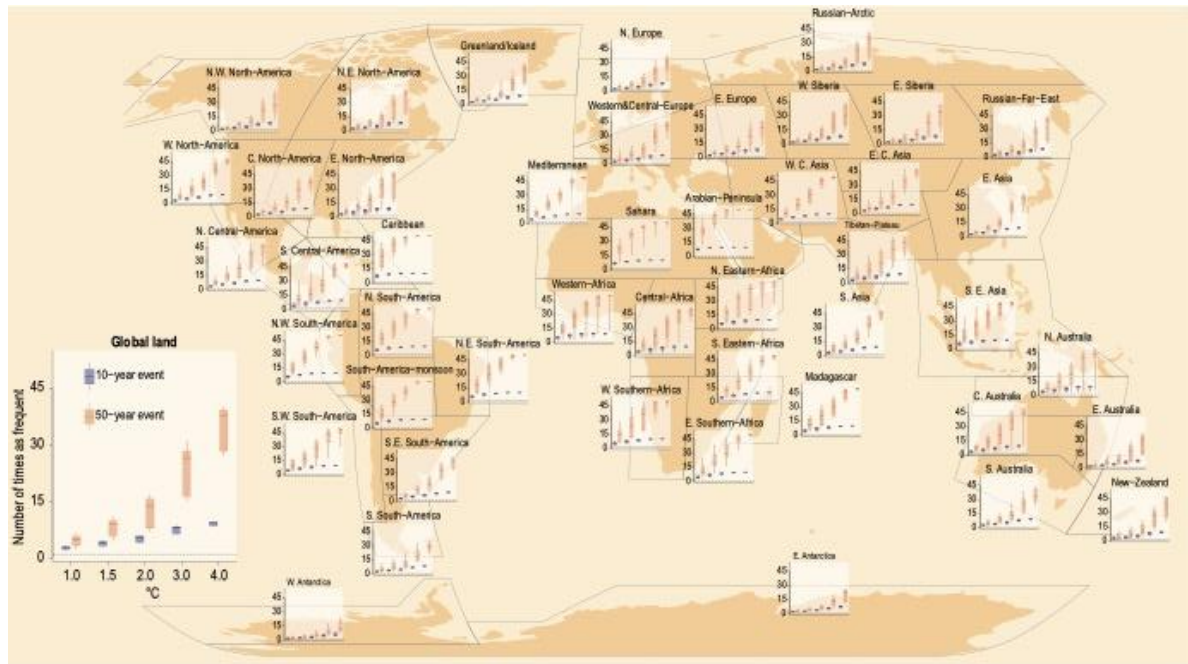


図 4.1.12 1°C、1.5°C、2°C 及び 4°C の地球温暖化レベルで予測された極端気温の頻度の将来変化  
基準年（1850～1900 年）からの差を、地球温暖化レベルごとに描画したもの。極端高温事象は、日最高気温（Tx）が 1850～1900 年の基準期間における 10 年当たり一回（青）及び 50 年当たり一回（橙）頻度で発生する事象の値を超える事象として定義する。IPCC 第 6 次評価報告書で採用されている陸上の地域区分ごとに表示されている。箱ヒゲ図の箱の縦幅はマルチモデルによる 66%の不確実性の幅、ボックス内の横線は中央値を表す。'ヒゲ'の幅はマルチモデルの 90%の不確実性の幅を表す。点線は、頻度に変化がないことを示す。これらの結果は、CMIP6 の全球気候モデルによる異なる SSP のマルチモデルアンサンブルシミュレーションから得られた。（IPCC, 2021; Figure 11.6 を転載。）

以上のような、IPCC 第6次評価報告書で示されている将来の極端高温の強度・頻度の増加と極端低温の強度・頻度の減少の傾向は、第5次評価報告書でも報告されている。以下では、参考情報として、第6次評価報告書で評価されていない極端気温指標の4°C上昇シナリオ(RCP8.5)における空間分布と経年変化について、第5次評価報告書の評価結果を記す。図4.1.13に、IPCC第5次評価報告書で報告されている、CMIP5の気候モデルで再現された年間最低気温、年間最高気温、日最低気温が0°C未満(冬日)の日数、熱帯夜<sup>43</sup>日数の陸域の世界平均値の、過去から将来にかけての変化傾向を示す。世界平均地表気温の増加に伴い、どの指標で見ても、世界平均の極端高温は増加し、極端低温は減少すると予測されている(ほぼ確実)。この変化傾向は日スケール、季節スケールで共通であり、頻度・持続期間・強さの全てにおいて同じ傾向である。

図4.1.13(b)及び(d)を見比べると、日最低気温(夜間気温)に基づく指標の方が日最高気温(日中気温)に基づく指標より昇温率が大きい傾向にあることが分かる。この特徴は、他の指標で見た場合にも同様に見られる。

また、図4.1.13(a)及び(c)を見比べると、高温指標の変化は全球一様だが、低温指標の変化は北半球高緯度で大きい。Sillmann et al. (2013)も同様の傾向を指摘している。この北半球高緯度域における差が、世界平均で見た場合に極端高温指標よりも極端低温指標の上昇率が大きい理由の一つである。

---

43 日最低気温が20°C以上の日。日本における「熱帯夜」とは定義が異なる。

## 高温・低温指標の変化

将来変化 (RCP8.5シナリオ)

経年変化 (観測・予測)

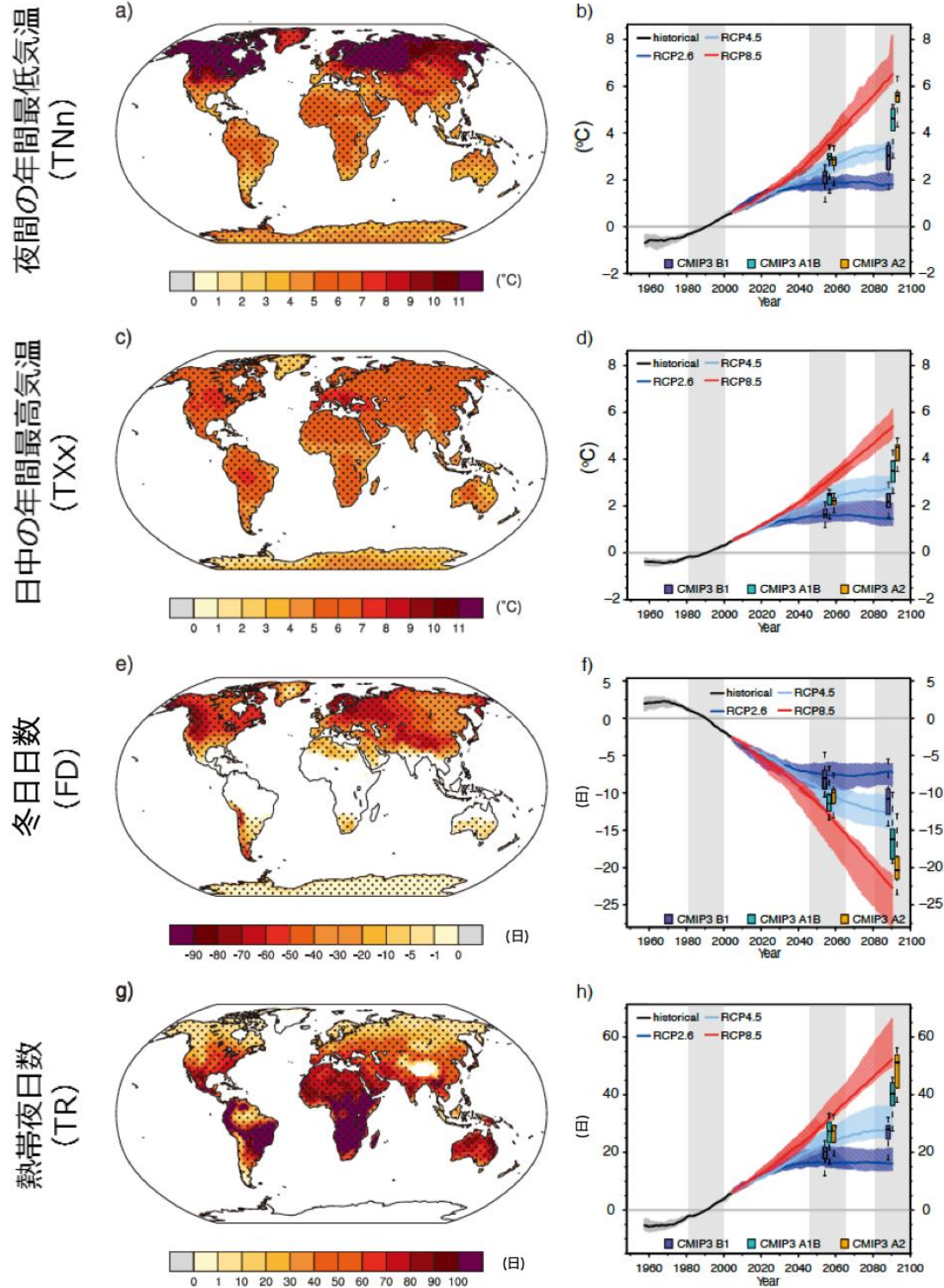


図 4.1.13 気温の極端現象に関する指標の将来変化 (日)

上から、夜間の年間最低気温、日中の年間最高気温、冬日（日最低気温が  $0^{\circ}\text{C}$  未満の日）の日数、熱帯夜（日最低気温が  $20^{\circ}\text{C}$  以上の日）の日数。左列：CMIP5 の  $4^{\circ}\text{C}$  上昇シナリオ (RCP8.5) において、高温・低温の各種指標で見た現在気候 (1981~2000 年) に対する将来気候 (2081~2100 年) の変化。右列：CMIP5 歴史実験 (灰色) と RCP8.5/4.5/2.6 シナリオ実験 (赤色/水色/濃青色) における各指標の経年変化。(IPCC, 2013; Figure 12.13 を和訳・転載。)

## 4.2 日本

### 4.2.1 観測結果

#### (1) 平均気温のこれまでの変化

都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の15観測地点<sup>44</sup>（図1.4.1）における1898年から2024年の観測によると、日本の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年当たり1.40℃であった（信頼水準99%で統計的に有意）（図4.2.1）。季節別では、それぞれ100年当たり、冬（前年12～当年2月）は1.24℃、春（3～5月）は1.65℃、夏（6～8月）は1.31℃、秋（9～11月）は1.43℃の割合で上昇している（いずれも信頼水準99%で統計的に有意）。地方ごとに平均した気温については後述するが、沖縄地方を除く北海道から九州南部・奄美地方にかけて、全国と同様に季節別には春と秋の気温の昇温率が大きい傾向がある。

1940年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960年頃を中心とした比較的高温の時期、それ以降1980年代半ばまでの比較的低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇している。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、1990年代以降に集中している。

日本の気温の上昇率（100年当たり1.40℃）は世界平均気温の上昇率（気象庁の解析では100年当たり0.77℃）よりも大きい。これは、日本が位置する北半球の中緯度は陸域が多く、地球温暖化による気温の上昇量が比較的大きいことを反映している（図4.1.1）（背景要因については、第4.3.1項(1)参照）。加えて、都市化の影響が比較的小さいとみられる観測地点を用いているが、これらの地点も都市化の影響を若干は受けていることを反映している可能性がある（都市化の影響については、第4.2.1項(3)参照）。また、近年の1995～2024年の30年では10年当たりの気温の上昇率が0.41℃と、1898年から2024年の上昇率（10年当たり0.14℃）と比べて大きい。

日本国内の地域別の気温の上昇率<sup>45</sup>を見ると、多くの地方の地域平均の気温上昇率は全国平均よりも大きい（表4.2.1）。これらの上昇率には、Nosaka et al. (2020)の大規模アンサンブル実験により指摘される日本列島の北域において他地域よりも地球温暖化が明瞭となるといった各地域の地理的な対応（要因については第4.3.1項(4)を参照）よりもむしろ、都市部の観測地点が多い関東甲信・東海・近畿地方の長期変化傾向が大きいことから、各地域の観測地点周辺の都市化の影響が大きく現れているとみられる。これは、都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点から算出した全国平均と違い、地域平均の上昇率には都市化の影響が小さくない地点のデータも含まれていることによると考えられる。

44 網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島の15地点。都市化の影響が比較的小さく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。

なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行った上で利用している。データの補正についての解説は、下記の気象庁ホームページに掲載している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/correction.html>（観測場所の移転に伴う気温データの補正方法について）

また、上記の15地点平均から算出される日本の平均気温の上昇率は、日本近海の海域を平均した年平均海面水温の上昇率と同程度の値である。（第8章参照）

45 地域別の気温上昇率の算出においては都市化の影響を考慮した地点の選定を行っていないため、算出に用いた地点には都市化の影響が小さくない地点も含まれる。

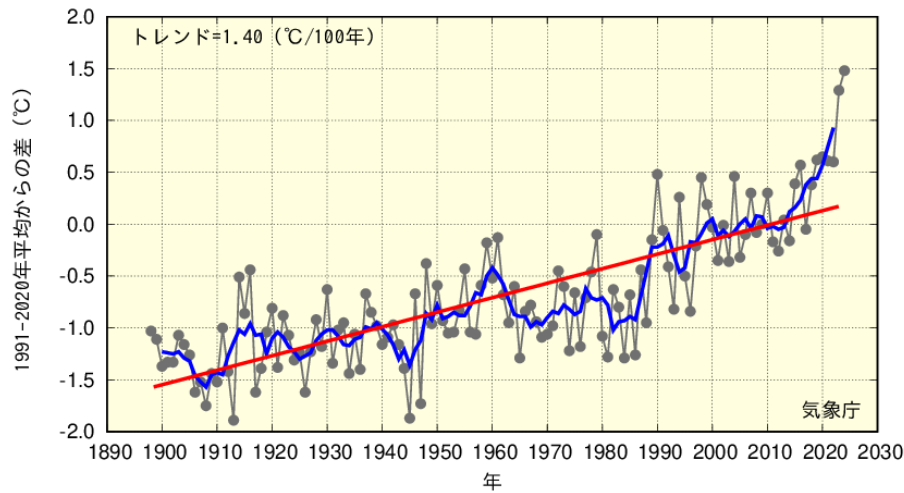


図 4.2.1 日本の年平均気温偏差の経年変化（1898～2024 年）

折れ線（黒）は国内 15 観測地点における年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。折れ線（青）は偏差の 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）を示している。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。

表 4.2.1 年平均気温及び季節平均気温の 100 年当たりの気温変化率（°C/100 年）

1946～2024 年の期間の国内の地上気象観測地点の観測に基づく。全国は国内 15 観測地点の基準値からの偏差を平均した値の変化率を示している。

| 地域        | 年     | 春（3～5 月） | 夏（6～8 月） | 秋（9～11 月） | 冬（12～2 月） |
|-----------|-------|----------|----------|-----------|-----------|
| 全国        | +2.03 | +2.28    | +2.00    | +2.36     | +1.52     |
| 北海道地方     | +2.07 | +2.39    | +1.79    | +2.44     | +1.77     |
| 東北地方      | +2.18 | +2.47    | +1.97    | +2.71     | +1.63     |
| 関東甲信地方    | +2.56 | +2.90    | +2.42    | +2.85     | +2.12     |
| 北陸地方      | +2.27 | +2.58    | +2.35    | +2.73     | +1.48     |
| 東海地方      | +2.50 | +2.86    | +2.36    | +2.87     | +1.99     |
| 近畿地方      | +2.26 | +2.57    | +2.18    | +2.67     | +1.68     |
| 中国地方      | +2.15 | +2.58    | +2.00    | +2.58     | +1.44     |
| 四国地方      | +2.05 | +2.41    | +1.91    | +2.45     | +1.47     |
| 九州北部地方    | +2.38 | +2.74    | +2.27    | +2.71     | +1.82     |
| 九州南部・奄美地方 | +2.03 | +2.07    | +1.94    | +2.38     | +1.78     |
| 沖縄地方      | +1.79 | +1.37    | +1.89    | +1.98     | +1.92     |

## (2) 極端な高温、低温のこれまでの変化

都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の 13 観測地点<sup>46</sup>（図 1.4.1）の観測値を用いて解析を行ったところ、1910 年から 2024 年（熱帯夜については 1929 年から 2024 年）の統計期間の間で、日最高気温が 30℃ 以上の日（真夏日）、35℃ 以上の日（猛暑日）及び日最低気温が 25℃ 以上（熱帯夜）の日数は、いずれも統計的に有意に増加している（いずれも信頼水準 99% 以上）。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（図 4.2.2、図 4.2.3）。一方、同期間にお

46 網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、銚子、境、浜田、彦根、多度津、名瀬、石垣島の 13 地点。前述の日本の平均の算出に用いる 15 地点のうち、飯田、宮崎では日最高気温、日最低気温に基づく猛暑日や熱帯夜等の日数については移転による影響を除去することが困難であるため、これらを除いた 13 観測地点で解析を行った。

ける日最低気温が  $0^{\circ}\text{C}$  未満(冬日)の日数は減少している(信頼水準 99%で統計的に有意)(図 4.2.3)。これらの傾向は、IPCC (2021) の指摘する世界各地域で見られる極端現象の頻度の変化と同傾向である。

世界と同様に、1960 年以降の平均気温と年最高気温、年最低気温の上昇率を比較すると、日本の年最高気温の上昇率は平均気温の上昇率と同程度であり、世界の平均気温より約 1.6 倍速いスピードで上昇している。また、日本の年最低気温の上昇率は年最高気温よりも大きな上昇率となっており、世界の平均気温の約 2.5 倍の上昇率で増加している(図 4.2.4)。

気温や降水量には年々の自然変動があるため、必ずしも猛暑や豪雨事例の全てが地球温暖化の影響により生じたものとは限らない。一方で、近年の顕著な高温事例については、イベント・アトリビューション<sup>47</sup>の手法により地球温暖化の寄与の推定が行われている(コラム 8 参照)。

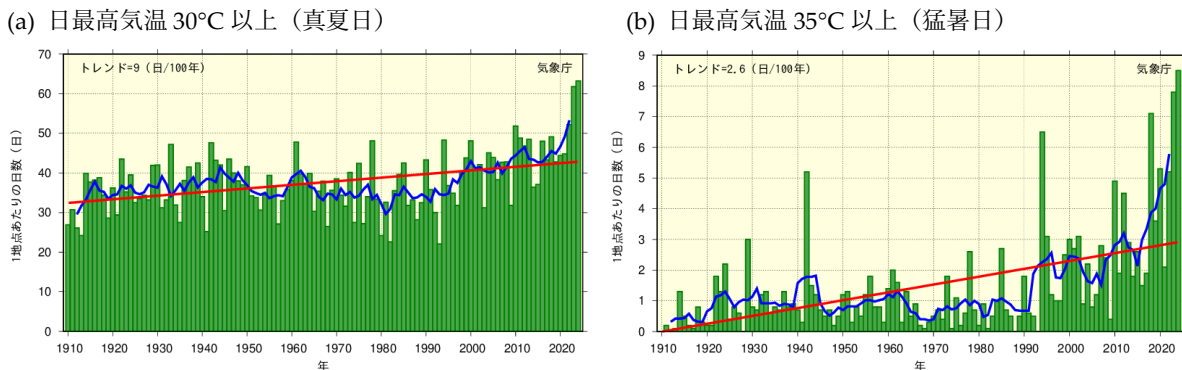


図 4.2.2 真夏日及び猛暑日の年間日数の経年変化(1910～2024 年)

都市化の影響が比較的小さいとみられる全国 13 地点における観測に基づく、(a) 日最高気温  $30^{\circ}\text{C}$  以上(真夏日)及び (b)  $35^{\circ}\text{C}$  以上(猛暑日)の年間日数。棒グラフ(緑)は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値(1 地点当たりの年間日数)を示す。折れ線(青)はその 5 年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(統計期間を通した平均的な変化傾向)を示す。

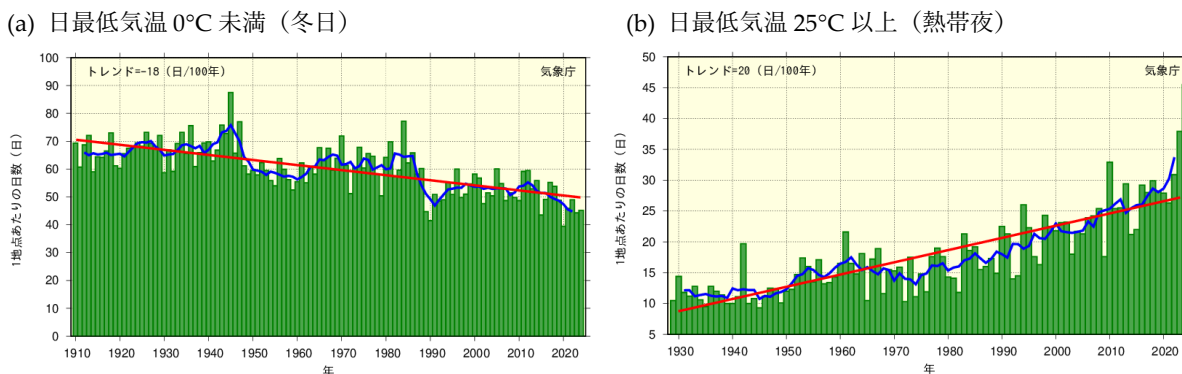


図 4.2.3 冬日(1910～2024 年)及び熱帯夜(1929～2024 年)の年間日数の経年変化

都市化の影響が比較的小さいとみられる全国 13 地点における観測に基づく、(a) 日最低気温  $0^{\circ}\text{C}$  未満(冬日)及び (b)  $25^{\circ}\text{C}$  以上(熱帯夜)の年間日数。棒グラフ(緑)は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値(1 地点当たりの年間日数)を示す。折れ線(青)はその 5 年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(統計期間を通した平均的な変化傾向)を示す。

47 気候モデルを用いてこれまでの気候状態を模した数多くの実験を行うとともに、人間活動による地球温暖化が無いとする仮想的な設定でも数多くの実験を行い、両者の比較から個々の現象の発生が地球温暖化によりどれだけ変わったかを確率的に推定する手法。(詳細はコラム 8 を参照)

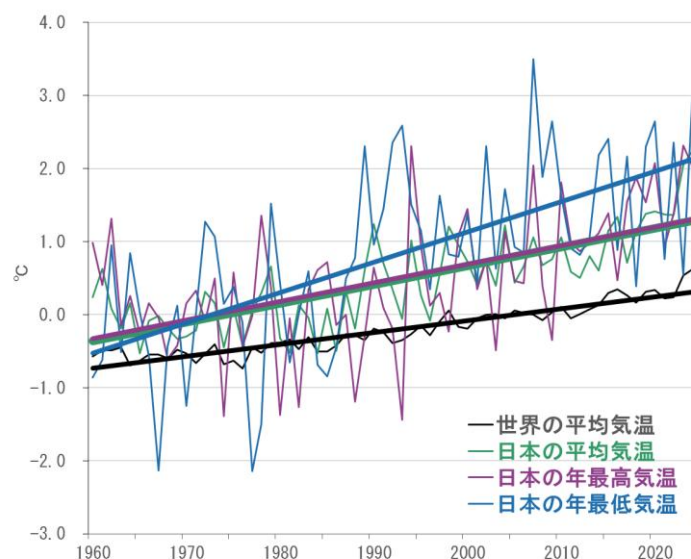


図 4.2.4 世界及び日本の平均気温と国内 15 地点の年最高気温・年最低気温の変化（1960～2024 年）

黒線は世界の年平均気温（図 4.1.2(b)と同じ）、緑線は日本の年平均気温、紫線は日本の年平均気温と同じ国内 15 地点で平均した年最高気温（年間最大日最高気温：TXx）、青線は国内 15 地点で平均した年最低気温（年間最低日最低気温：TNn）。世界の気温偏差は 1991～2020 年、日本の気温偏差、TXx 及び TNn については 1961～1990 年を基準期間として計算している。

### (3) 都市化の影響

IPCC (2021) では、都市域においては、地球温暖化に加えて都市化の影響を受けるため、極端な高温などの影響をより強く受ける（確信度が高い）ことを指摘している。一方で、都市化の影響は都市内部とその周辺域に限定されることから、世界の陸域全体で平均した地上気温への影響は無視できる程度に小さいと評価している（確信度が高い）{Box TS.14, Box 10.3, 11.3}。

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<sup>48</sup>が高くなるほど上昇率が大きい傾向が見られる。例えば、東京・大阪・名古屋の 3 都市の年平均気温偏差<sup>49</sup>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（第 4.2.1 項(1)を参照）で平均した年平均気温及び日本近海の平均海面水温を比較すると、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（図 4.2.5）。都市化の影響を定量的に分離して評価するのは難しいが、大都市と 15 地点の昇温量を比べると、大都市では都市化による昇温の影響も大きいことが読み取れる。

これらの特徴として、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く（図 4.2.6）、また、年平均気温の上昇率は夏に最小となる都市が多い。（背景要因については第 4.3.3 項、気温以外の都市気候への影響についてはコラム 5 を参照）

48 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 28 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける建物用地、道路、鉄道、その他の用地の占める割合）と定義。

49 観測地点に移転があった場合は、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行った上でデータを利用している。データの補正についての解説は、下記の気象庁ホームページに掲載している。  
<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/correction.html>（観測場所の移転に伴う気温データの補正方法について）

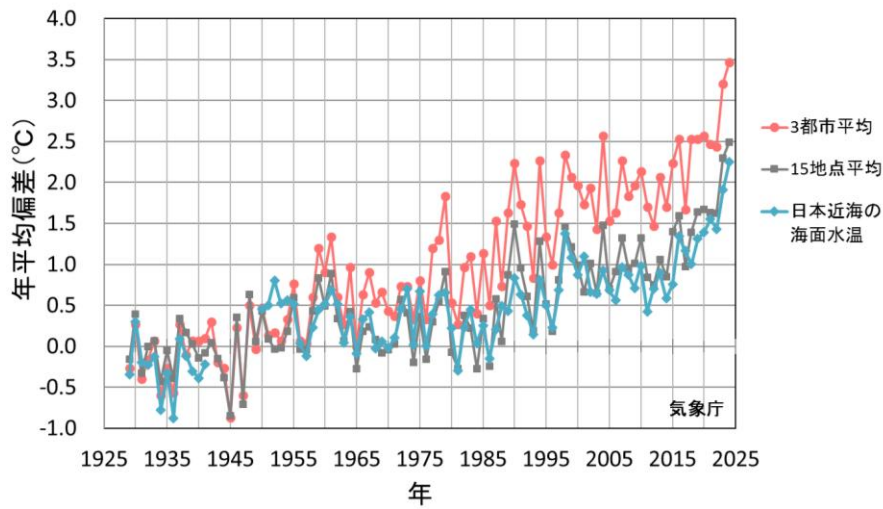


図 4.2.5 東京・名古屋・大阪の3都市平均と都市化の影響が比較的小さいとみられる15地点平均の気温及び日本近海の平均海面水温の経年変化（1929～2024年）

赤線は東京・名古屋・大阪の3都市平均の年平均気温の基準値（1929～1958年平均値）からの偏差を、黒線は都市化の影響が比較的小さいとみられる15地点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、青線は日本近海の平均海面水温の基準値からの偏差（図 8.2.1 を基に算出）を表す。したがって、いずれの線で示す値も1929～1958年の30年平均値はともに0で一致する。

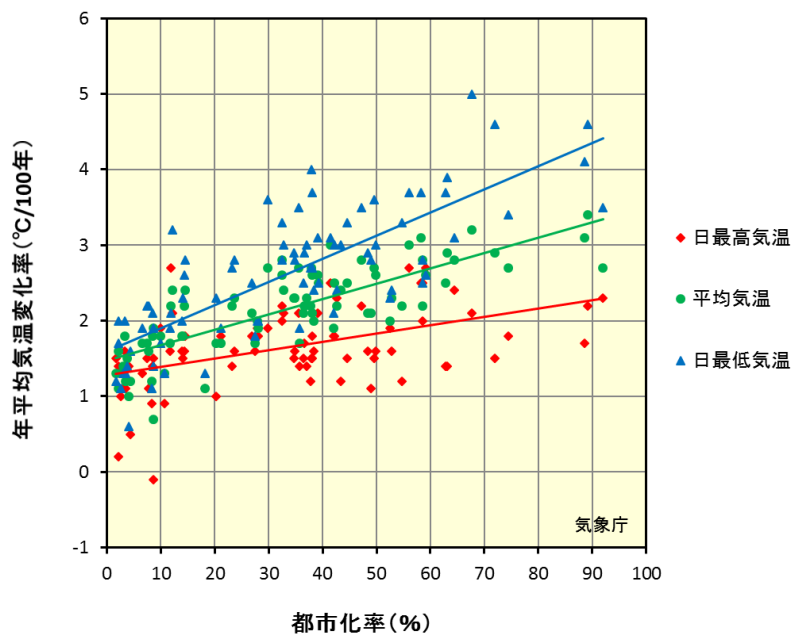


図 4.2.6 国内の観測地点における気温（平均気温、日最高気温、日最低気温）の変化率と都市化率の相関図  
国内主要都市の統計値が揃う1929年から2024年までの期間で、データの均質性を確保できる全国81地点における気温の年平均値（平均気温、日最高気温、日最低気温）の変化率と都市化率との関係を示す。観測場所の移転があった地点については、移転前のデータを補正して気温の変化率を算出している。各直線はそれぞれの回帰直線を示す。なお、気象庁の統計値において、1953～1963年の期間は日界（日別値を求める際に用いる一日の区切り）を9時として日最低気温を観測していた。

## 4.2.2 将来予測

## (1) 日本における平均気温の将来予測

気象庁による地域気候モデルを用いた予測（『気候予測データセット 2022』（コラム4参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録A.2.1）では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）のいずれにおいても、21世紀末（2076～2095年平均）における日本の年平均気温は、20世紀末（1980～1999年平均）と比べて全国的に有意に上昇すると予測される。この予測結果は、IPCCによる全球規模の予測（図4.1.5）や第4.2.1項で示した観測結果と整合しており、確信度は高い。全国平均気温の上昇量は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では約4.5℃、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では約1.4℃と予測される。地域別に見た年平均気温の変化量は、図4.2.7及び表4.2.2のとおりである。これらの将来変化の予測に付記されている変動の幅は、地域気候モデルによる将来予測の4メンバー各20年間分の予測結果に基づいて算出した年々変動の幅（年々変動に加え、メンバー間のばらつきを考慮した標準偏差。詳細は付録B.1.3参照）である。地域気候モデルによる予測は全球20kmモデルの予測を境界値として用いており、図4.2.7の予測結果のばらつきは、全球20kmモデルの予測結果のばらつきを（ほぼそのまま）反映している<sup>50</sup>。

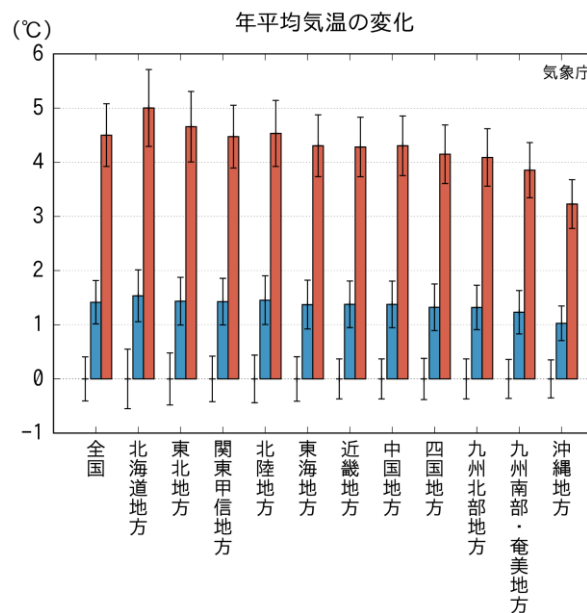


図4.2.7 本報告書の予測による年平均気温の将来変化（℃）

20世紀末（1980～1999年平均）を基準とした21世紀末（2076～2095年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、青が2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準90%で有意な（有意でない）ことを示す。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20世紀末の年々変動の幅を表している。

50 図4.1.9に示されている全球20kmモデルの結果のばらつきは、4メンバーそれぞれについて日本付近の気温の変化を20年間で平均したものであり、算出方法が異なる。地域気候モデルによる予測結果について同様に4メンバーそれぞれの平均からばらつきの幅を算出すると、全国平均では約0.5℃程度となり（Murata et al., 2017）、結果としては図4.2.7で示した全国平均の年々変動の幅と同程度である。このことから、本報告書の予測で用いた地域気候モデルの予測結果のばらつきは、境界条件として用いた全球20kmモデルの予測結果のばらつきを反映していることが分かる。第4.1.2項の(1)で解説したとおり、本報告書の予測で示している年々変動の幅にはモデルの違いによる不確実性が含まれていないため、CMIP5/6モデルの予測のばらつき（図4.1.9）と比べて小さくなっている。

表 4.2.2 年平均気温及び季節平均気温の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）（℃）

(a) は2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による、本報告書の予測。20世紀末（1980～1999年平均）と21世紀末（2076～2095年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ±21世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準90%で有意に変化する場合は赤字としている。

(a) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測

| 地域        | 年         | 春         | 夏         | 秋         | 冬         |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 全国        | 1.4 ± 0.4 | 1.2 ± 0.6 | 1.3 ± 0.5 | 1.3 ± 0.6 | 1.8 ± 0.9 |
| 北海道地方     | 1.5 ± 0.5 | 1.4 ± 0.8 | 1.4 ± 0.8 | 1.4 ± 0.7 | 2.0 ± 0.9 |
| 東北地方      | 1.4 ± 0.4 | 1.3 ± 0.7 | 1.4 ± 0.7 | 1.3 ± 0.7 | 1.7 ± 0.9 |
| 関東甲信地方    | 1.4 ± 0.4 | 1.1 ± 0.7 | 1.4 ± 0.5 | 1.3 ± 0.7 | 1.9 ± 1.0 |
| 北陸地方      | 1.5 ± 0.4 | 1.3 ± 0.7 | 1.4 ± 0.6 | 1.4 ± 0.7 | 1.7 ± 1.0 |
| 東海地方      | 1.4 ± 0.4 | 1.1 ± 0.6 | 1.3 ± 0.4 | 1.3 ± 0.7 | 1.9 ± 1.2 |
| 近畿地方      | 1.4 ± 0.4 | 1.0 ± 0.6 | 1.4 ± 0.5 | 1.3 ± 0.7 | 1.8 ± 1.1 |
| 中国地方      | 1.4 ± 0.4 | 1.1 ± 0.6 | 1.4 ± 0.5 | 1.2 ± 0.7 | 1.8 ± 1.1 |
| 四国地方      | 1.3 ± 0.4 | 1.0 ± 0.6 | 1.3 ± 0.4 | 1.2 ± 0.7 | 1.8 ± 1.1 |
| 九州北部地方    | 1.3 ± 0.4 | 1.0 ± 0.6 | 1.3 ± 0.4 | 1.2 ± 0.7 | 1.8 ± 1.1 |
| 九州南部・奄美地方 | 1.2 ± 0.4 | 0.9 ± 0.6 | 1.1 ± 0.4 | 1.2 ± 0.6 | 1.7 ± 1.1 |
| 沖縄地方      | 1.0 ± 0.3 | 0.8 ± 0.5 | 0.9 ± 0.3 | 1.1 ± 0.4 | 1.3 ± 0.8 |

(b) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測

| 地域        | 年         | 春         | 夏         | 秋         | 冬         |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 全国        | 4.5 ± 0.6 | 4.1 ± 0.9 | 4.2 ± 0.6 | 4.7 ± 0.7 | 5.0 ± 1.0 |
| 北海道地方     | 5.0 ± 0.7 | 4.7 ± 1.0 | 4.6 ± 0.8 | 5.2 ± 0.8 | 5.5 ± 1.2 |
| 東北地方      | 4.7 ± 0.7 | 4.3 ± 1.0 | 4.4 ± 0.7 | 4.8 ± 0.8 | 5.1 ± 1.1 |
| 関東甲信地方    | 4.5 ± 0.6 | 4.0 ± 0.9 | 4.2 ± 0.6 | 4.6 ± 0.8 | 5.2 ± 1.0 |
| 北陸地方      | 4.5 ± 0.6 | 4.1 ± 1.0 | 4.3 ± 0.6 | 4.7 ± 0.8 | 5.0 ± 1.0 |
| 東海地方      | 4.3 ± 0.6 | 3.8 ± 0.9 | 4.1 ± 0.6 | 4.5 ± 0.8 | 4.9 ± 1.0 |
| 近畿地方      | 4.3 ± 0.5 | 3.7 ± 0.9 | 4.1 ± 0.5 | 4.5 ± 0.8 | 4.8 ± 1.0 |
| 中国地方      | 4.3 ± 0.5 | 3.8 ± 0.9 | 4.2 ± 0.6 | 4.5 ± 0.8 | 4.8 ± 1.0 |
| 四国地方      | 4.1 ± 0.5 | 3.6 ± 0.9 | 4.0 ± 0.5 | 4.3 ± 0.8 | 4.7 ± 1.0 |
| 九州北部地方    | 4.1 ± 0.5 | 3.6 ± 0.8 | 3.8 ± 0.5 | 4.3 ± 0.8 | 4.6 ± 1.0 |
| 九州南部・奄美地方 | 3.9 ± 0.5 | 3.4 ± 0.8 | 3.6 ± 0.5 | 4.0 ± 0.7 | 4.4 ± 1.0 |
| 沖縄地方      | 3.2 ± 0.4 | 3.0 ± 0.7 | 3.1 ± 0.4 | 3.4 ± 0.5 | 3.4 ± 0.8 |

IPCC (2021) における予測結果（1986～2005年の平均に対する2081～2100年の平均の変化<sup>51</sup>）によると、世界全体の年平均地表気温の上昇量は4℃上昇シナリオ（SSP5-8.5）で3.7℃程度（可能性が非常に高い範囲：2.6～5.0℃）、2℃上昇シナリオ（SSP1-2.6）で1.1℃程度（可能性が非常に高い範囲：0.6～1.7℃）であり、平均値で考えると、日本付近における気温上昇は世界平均よりも

51 表 4.1.1 に記載されている数値から、1850～1900年から1986～2005年までの世界平均地表気温の昇温量0.69℃（IPCC, 2021）{Cross Chapter Box 2.3, Table 1}を差し引いて計算。

1.2～1.3 倍程度大きい。なお、この比はこれまでに観測されている上昇率（第 4.2.1 項参照）においてもほぼ同様となっており、要因も共通と考えられる（第 4.3.1 項の (1) 及び (2) 参照）。日本付近の気温変化の分布を見ると、年平均気温、各季節平均気温とも高緯度地域ほど上昇が大きく、冬の方が夏よりも大きく気温が上昇する（図 4.2.8）。特に北海道の一部の冬及び春では、オホーツク海の海水が減少することを反映して大きな上昇が現れている。

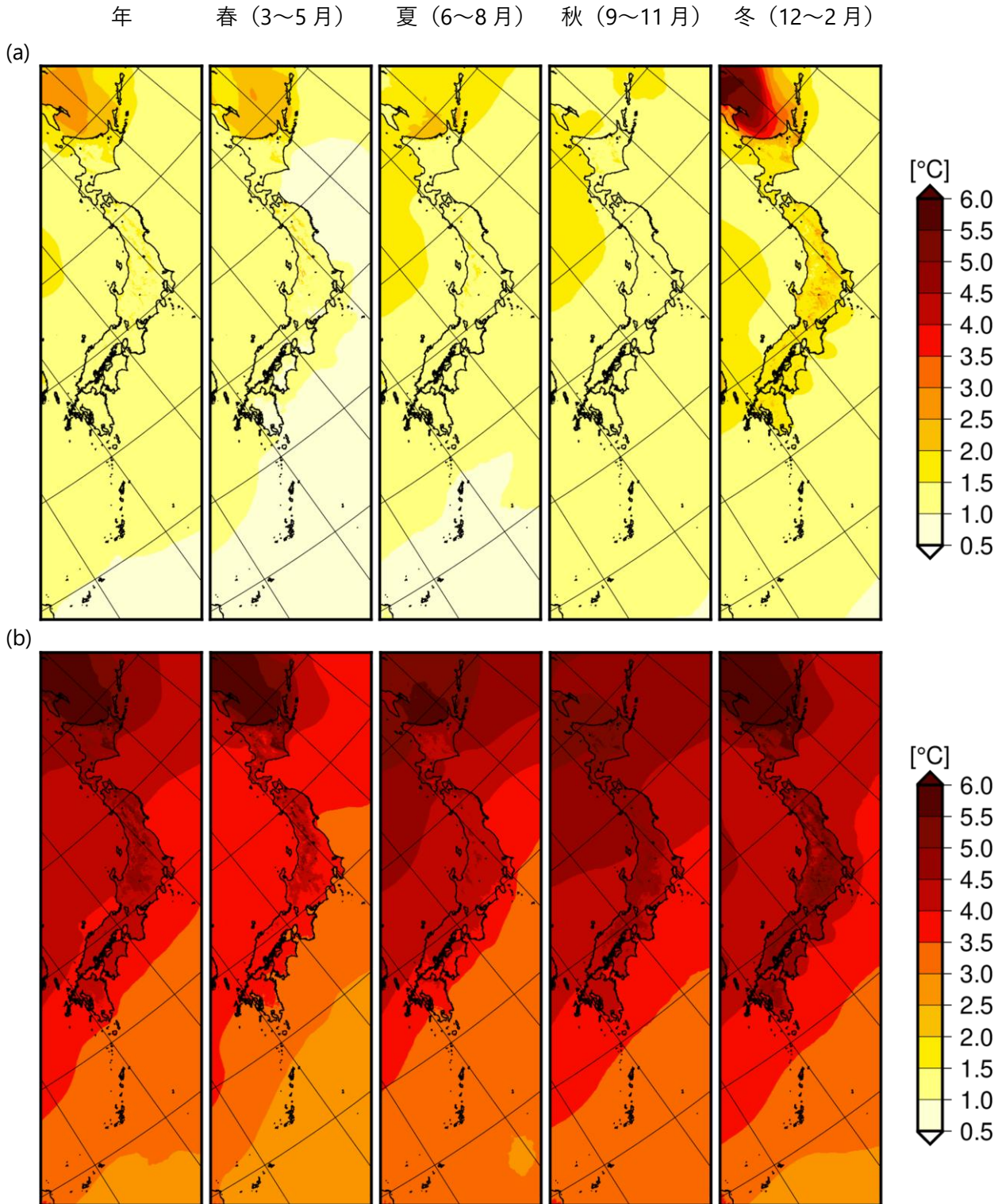


図 4.2.8 年平均及び季節ごとの平均気温の将来変化

(a) は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測。21 世紀末（2076～2095 年平均）と 20 世紀末（1980～1999 年平均）の差（4 メンバー平均）。

年平均気温と同様に、年平均した日最高気温と日最低気温も全国的に有意に上昇し、地域的に見ると高緯度地域ほど上昇が大きい。また、日最低気温の上昇量の方が、年平均気温や日最高気温の上昇量よりも大きい。

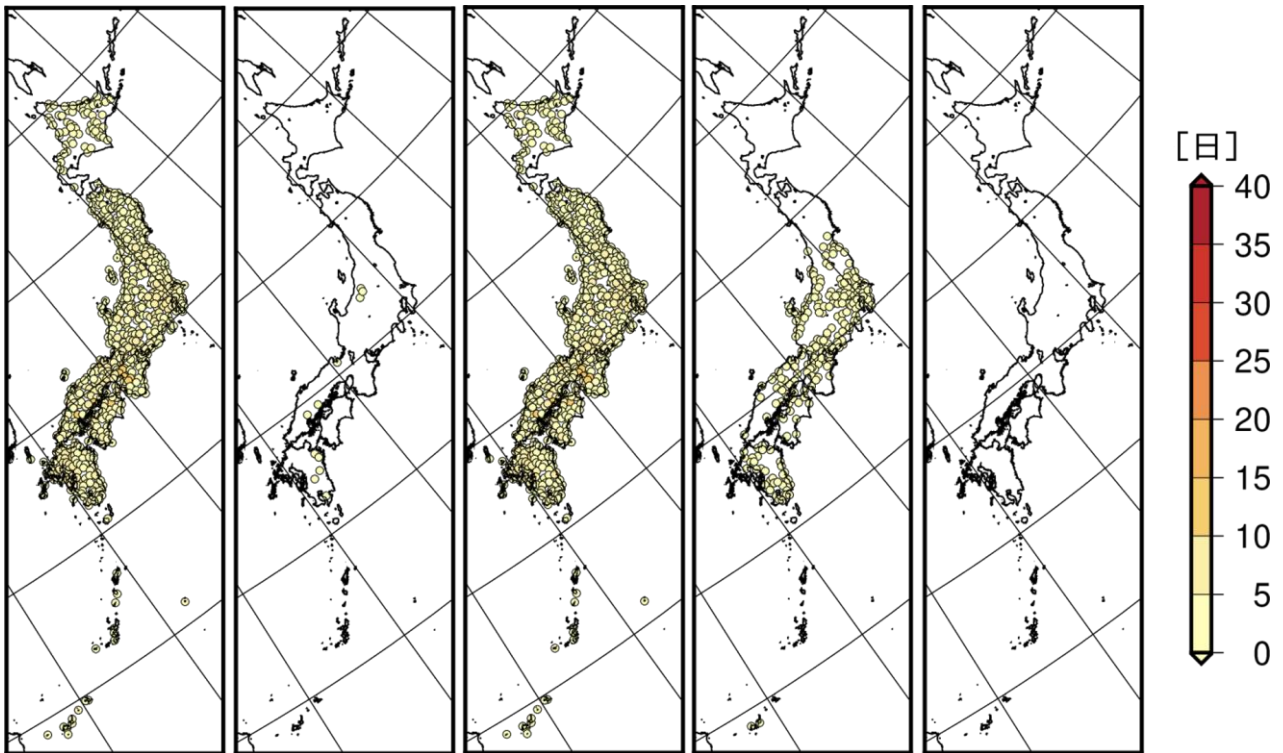
## (2) 日本における極端な高温、低温の将来予測

本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム4参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録A.2.1）によると、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、21世紀末（2076～2095年の平均）には、20世紀末（1980～1999年の平均）と比べ、猛暑日となるような極端に暑い日の年間日数が全国的に有意に増加する（図4.2.9; 図4.2.10; 表4.2.3）。これは、予測される気温の有意な上昇に伴うものとして理解することができ、IPCCによる全球規模の予測や第4.2.1項で示した観測結果と整合していることから、確信度は高い。北日本では主に夏に、東日本以西では夏から秋にかけて、極端に暑い日が増加すると予想される（図4.2.9）。また、気温上昇量は北ほど大きいにも関わらず沖縄地方は全国の中でも猛暑日日数の増加が大きい。これは、本州等と比べて平均気温が高い一方で海洋の影響により一日の気温の変動幅が小さく、現在気候では猛暑日の閾値（35℃以上）を上回る日は少ないものの、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に伴う平均気温の上昇幅では、一日の気温の変動幅が小さくても、猛暑日の閾値を上回るようになることが影響していると考えられる。なお、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に伴う平均気温の上昇幅では閾値を超える日は多くなく、増加量は少ない。真夏日の年間日数も、同様に全国的に有意に増加し、その増加量は北海道地方では21日程度、沖縄地方では84日程度となっている（図表は省略）。熱帯夜の年間日数も、全国的に有意に増加する（図4.2.11; 図4.2.12; 表4.2.4）。熱帯夜は、沿岸部など標高の低い地域でより多く増加すると予想されており、猛暑日の将来変化と同様の傾向が見られる。冬日の年間日数は、20世紀末でもほとんど発生が無い沖縄地方以外の地域で、統計的に有意に減少する（猛暑日等と同様の理由から確信度は高い）（図4.2.13; 図4.2.14; 表4.2.5）。冬季の北海道では、20世紀末と比べて全般的に気温は上昇するとはいえ0℃未満となる日は多く、冬日の減少量は東北地方等に比べて小さい（図4.2.14; 表4.2.5）。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）でも、多くの地方で猛暑日と熱帯夜は有意に増加し、冬日は有意に減少する（確信度が高い）（図4.2.10; 図4.2.12; 図4.2.14）。ただし、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると変化量は小さくなり、北海道では猛暑日や熱帯夜の年間日数の変化傾向が予測4メンバーの間で一致しない地点も多く見られる（図4.2.9; 図4.2.11）。ただ、いずれの要素においても、予測される変化量が20世紀末における年々変動の幅を上回っており、厳しい地球温暖化対策によって2℃目標が達成された場合であっても、20世紀末ではまれにしか観測されないような高温（低温）の日数が多い（少ない）状態が、多く見られるようになると予測される（図4.2.10; 図4.2.12; 図4.2.14）。

年 春 (3～5月) 夏 (6～8月) 秋 (9～11月) 冬 (12～2月)

(a)



(b)

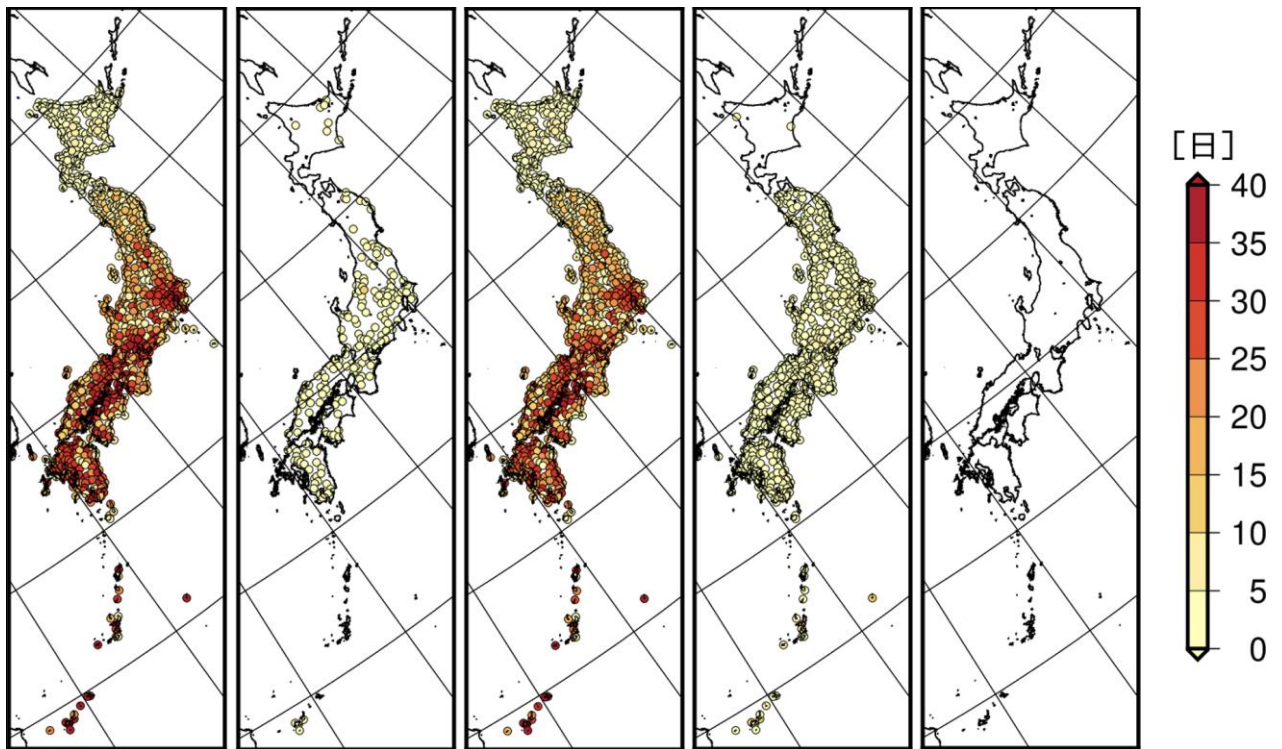


図 4.2.9 年及び季節ごとの猛暑日の日数の将来変化 (日)

(a) は 2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6)、(b) は 4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測。観測地点に対応する格子点の、バイアス補正済の結果を用いた 21 世紀末 (2076～2095 年平均) と 20 世紀末 (1980～1999 年平均) との差。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁 (2022b) 「②日本域気候予測データ」参照。変化傾向 (増減) が 4 メンバーとも一致した格子点のみ、それらの平均値を表示 (20 世紀末及び 21 世紀末ともに数値がゼロの場合は表示対象外)。

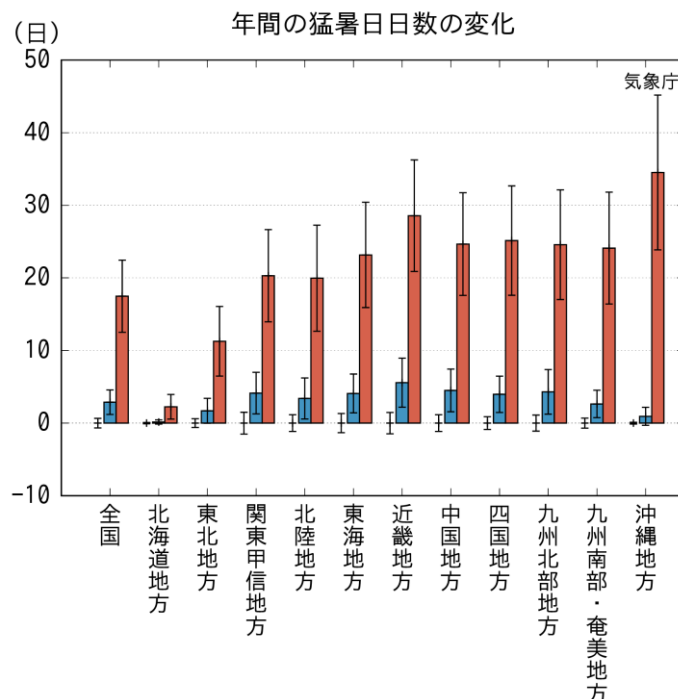


図 4.2.10 本報告書の予測による猛暑日の年間日数の将来変化（日）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、青が 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90% で有意な（有意でない）ことを示す。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は 20 世紀末の年々変動の幅を表している。

表 4.2.3 本報告書の予測による猛暑日の年間日数の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）

20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ± 21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90% で有意に変化する場合は赤字としている。

| 地域        | 2℃ 上昇シナリオ<br>(RCP2.6)、単位（日） | 4℃ 上昇シナリオ<br>(RCP8.5)、単位（日） |
|-----------|-----------------------------|-----------------------------|
| 全国        | 2.9 ± 1.7                   | 17.5 ± 5.0                  |
| 北海道地方     | 0.2 ± 0.3                   | 2.3 ± 1.7                   |
| 東北地方      | 1.7 ± 1.7                   | 11.3 ± 4.8                  |
| 関東甲信地方    | 4.1 ± 2.9                   | 20.3 ± 6.4                  |
| 北陸地方      | 3.4 ± 2.8                   | 20.0 ± 7.3                  |
| 東海地方      | 4.1 ± 2.7                   | 23.2 ± 7.3                  |
| 近畿地方      | 5.6 ± 3.4                   | 28.6 ± 7.7                  |
| 中国地方      | 4.5 ± 2.9                   | 24.7 ± 7.1                  |
| 四国地方      | 4.0 ± 2.5                   | 25.1 ± 7.5                  |
| 九州北部地方    | 4.3 ± 3.1                   | 24.6 ± 7.6                  |
| 九州南部・奄美地方 | 2.6 ± 1.9                   | 24.1 ± 7.7                  |
| 沖縄地方      | 0.9 ± 1.2                   | 34.5 ± 10.7                 |

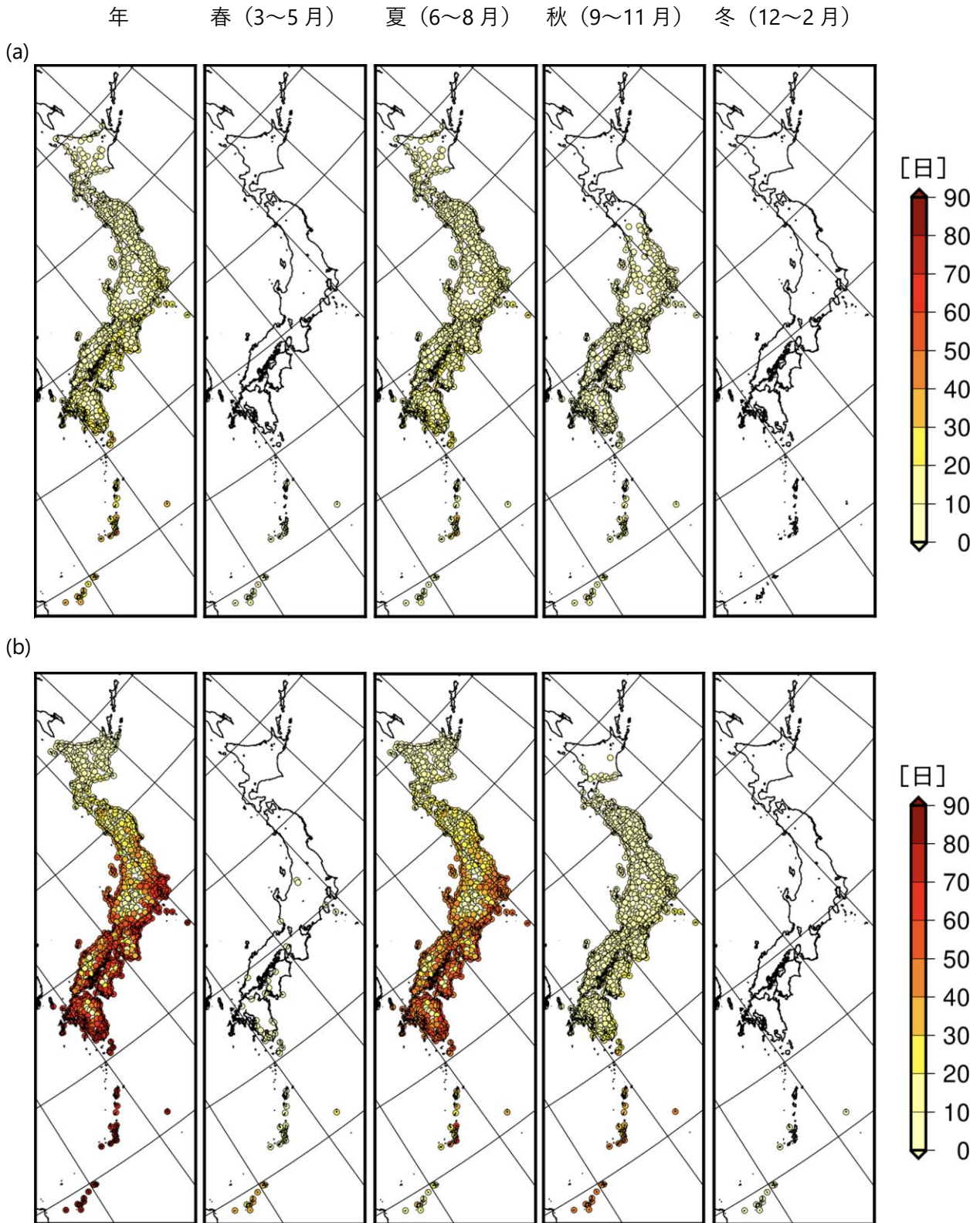


図 4.2.11 年及び季節ごとの熱帯夜の日数の将来変化 (日)

(a) は 2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6)、(b) は 4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測。観測地点に対応する格子点の、バイアス補正済の結果を用いた 21 世紀末 (2076～2095 年平均) と 20 世紀末 (1980～1999 年平均) との差。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁 (2022b) 「②日本域気候予測データ」参照。変化傾向 (増減) が 4 メンバーとも一致した地点のみ、それらの平均値を表示 (20 世紀末及び 21 世紀末ともに数値がゼロの場合は表示対象外)。

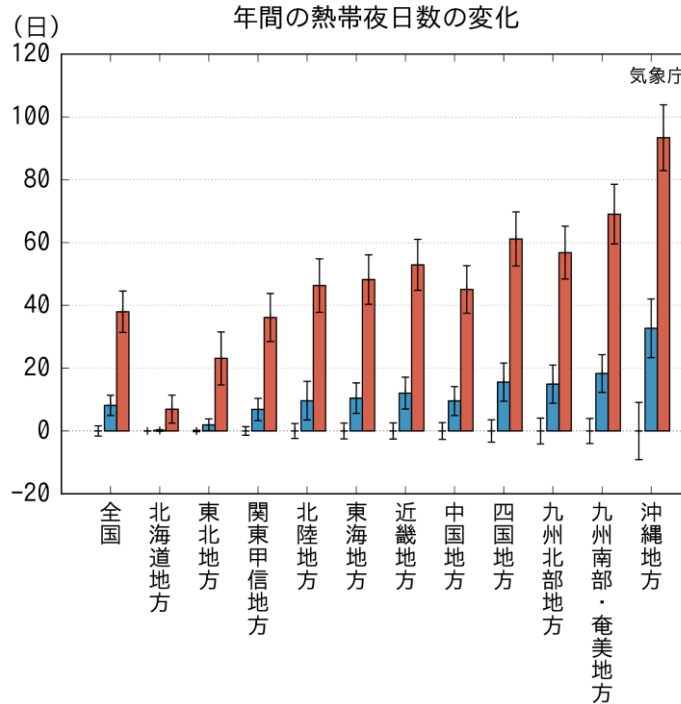


図 4.2.12 本報告書の予測による熱帯夜の年間日数の将来変化（日）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、青が 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90% で有意な（有意でない）ことを示す。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20 世紀末の年々変動の幅を表している。

表 4.2.4 本報告書の予測による熱帯夜の年間日数の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）

20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90% で有意に変化する場合は赤字としている。

| 地域        | 2℃ 上昇シナリオ<br>(RCP2.6)、単位（日） | 4℃ 上昇シナリオ<br>(RCP8.5)、単位（日） |
|-----------|-----------------------------|-----------------------------|
| 全国        | 8.2 ± 3.2                   | 38.0 ± 6.6                  |
| 北海道地方     | 0.2 ± 0.3                   | 6.9 ± 4.5                   |
| 東北地方      | 2.0 ± 1.9                   | 23.1 ± 8.4                  |
| 関東甲信地方    | 6.8 ± 3.5                   | 36.2 ± 7.6                  |
| 北陸地方      | 9.6 ± 6.1                   | 46.3 ± 8.5                  |
| 東海地方      | 10.5 ± 4.9                  | 48.2 ± 7.9                  |
| 近畿地方      | 12.1 ± 5.1                  | 52.9 ± 8.1                  |
| 中国地方      | 9.5 ± 4.6                   | 45.1 ± 7.6                  |
| 四国地方      | 15.6 ± 6.1                  | 61.2 ± 8.6                  |
| 九州北部地方    | 14.9 ± 6.1                  | 56.8 ± 8.4                  |
| 九州南部・奄美地方 | 18.3 ± 6.0                  | 69.1 ± 9.5                  |
| 沖縄地方      | 32.7 ± 9.3                  | 93.4 ± 10.5                 |

年 春 (3~5月) 夏 (6~8月) 秋 (9~11月) 冬 (12~2月)

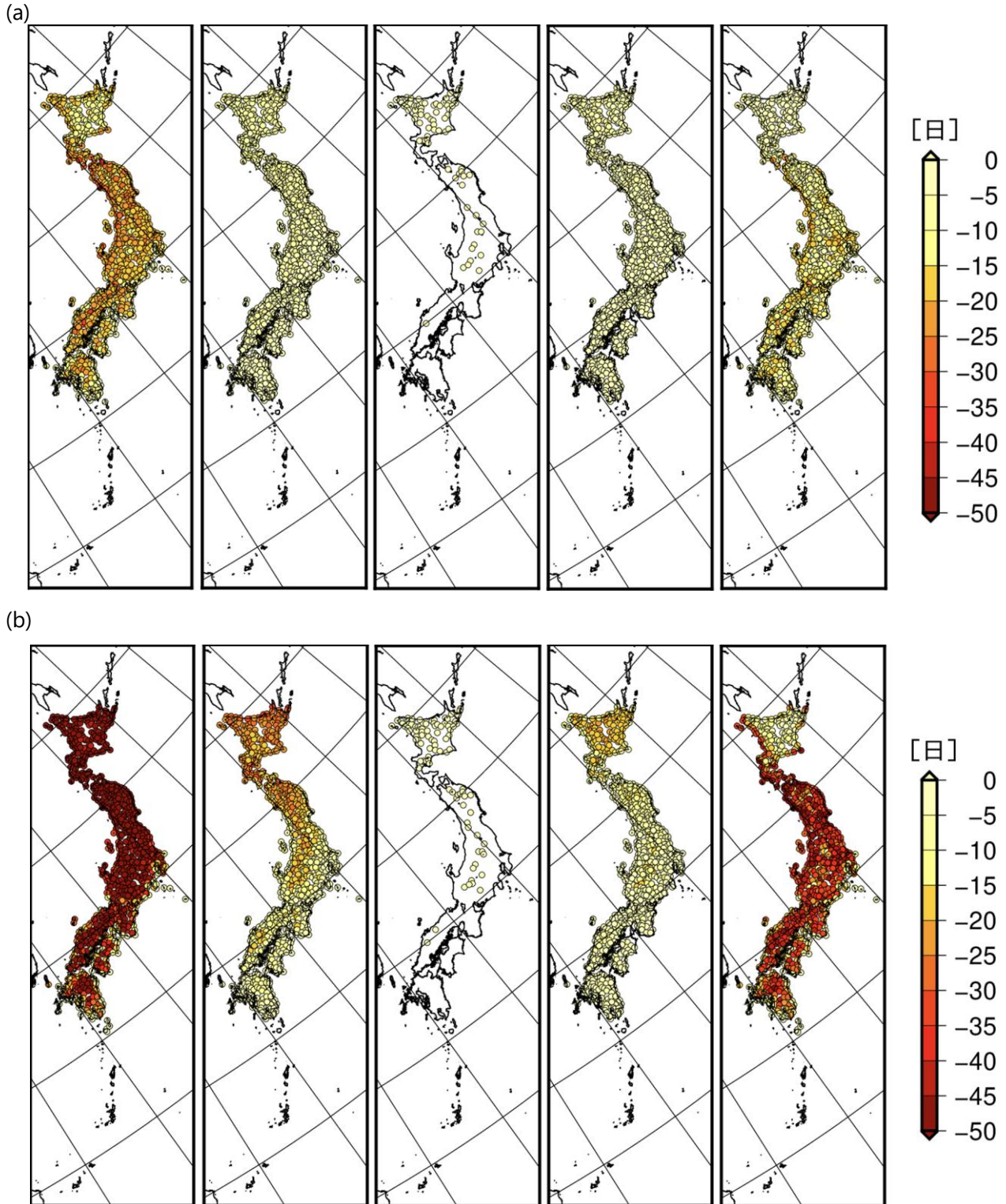


図 4.2.13 年及び季節ごとの冬日の日数の将来変化 (日)

(a) は 2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6)、(b) は 4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測。観測地点に対応する格子点の、バイアス補正済の結果を用いた 21 世紀末 (2076~2095 年平均) と 20 世紀末 (1980~1999 年平均) との差。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁 (2022b)「②日本域気候予測データ」参照。変化傾向 (増減) が 4 メンバーとも一致した地点のみ、それらの平均値を表示 (20 世紀末及び 21 世紀末ともに数値がゼロの場合は表示対象外)。

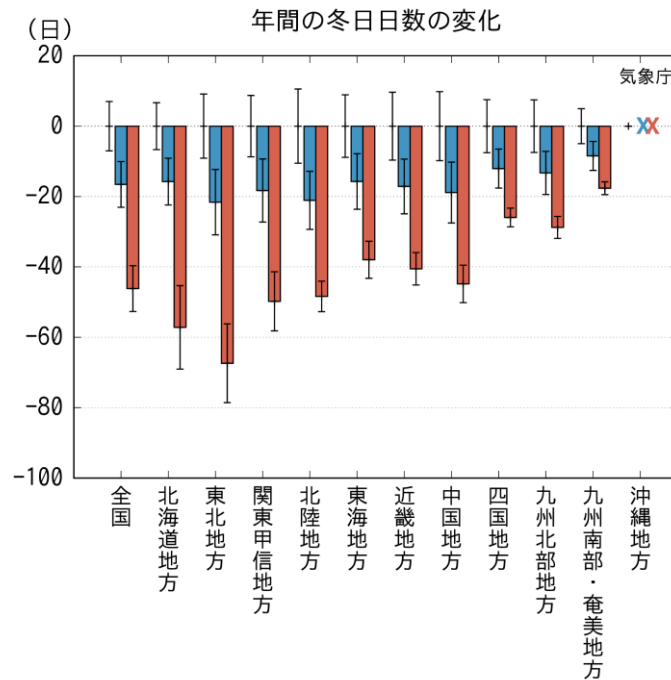


図 4.2.14 本報告書の予測による冬の年間日数の将来変化（日）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、青が 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90% で有意な（有意でない）ことを示す。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20 世紀末の年々変動の幅を表している。沖縄地方については 20 世紀末と 21 世紀末のいずれも出現日数が 0 であるため、グラフを表示していない。

表 4.2.5 本報告書の予測による冬の年間日数の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）。

20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90% で有意に変化する場合は赤字としている。沖縄地方については、20 世紀末と 21 世紀末のいずれも出現日数が 0 であるため値を表示していない。

| 地域        | 2℃ 上昇シナリオ<br>(RCP2.6)、単位（日） | 4℃ 上昇シナリオ<br>(RCP8.5)、単位（日） |
|-----------|-----------------------------|-----------------------------|
| 全国        | -16.6 ± 6.5                 | -46.2 ± 6.5                 |
| 北海道地方     | -15.8 ± 6.7                 | -57.2 ± 11.9                |
| 東北地方      | -21.6 ± 9.3                 | -67.4 ± 11.2                |
| 関東甲信地方    | -18.3 ± 9.0                 | -49.8 ± 8.4                 |
| 北陸地方      | -21.1 ± 8.2                 | -48.4 ± 4.3                 |
| 東海地方      | -15.7 ± 7.9                 | -38.0 ± 5.3                 |
| 近畿地方      | -17.1 ± 7.8                 | -40.5 ± 4.6                 |
| 中国地方      | -18.9 ± 8.6                 | -44.8 ± 5.3                 |
| 四国地方      | -12.1 ± 5.6                 | -26.0 ± 2.7                 |
| 九州北部地方    | -13.3 ± 6.1                 | -28.8 ± 3.1                 |
| 九州南部・奄美地方 | -8.5 ± 4.1                  | -17.6 ± 1.8                 |
| 沖縄地方      | —                           | —                           |

## (3) 日本における極端な高温の発生頻度と強度の将来予測

極端な高温の発生頻度と強度の将来変化について、大規模なアンサンブル気候予測データベース d4PDF (『気候予測データセット 2022』に全球及び日本域確率的気候予測データとして収録。コラム 4 及び付録 A.2.4 参照) を用いて解析し、評価を行った<sup>52</sup>。全国平均では、工業化以前の気候において 100 年当たり一回の発生頻度であったような極端な高温が、20 世紀末の気候 (1981 年～2010 年) では、地球温暖化の進行に伴い、工業化以前と比べて約 10 倍 (約 10 年当たり一回の発生頻度) に増加したと考えられる (表 4.2.6)。更に、世界平均地表気温が 4°C 上昇した気候下では、工業化以前と比べて約 99 倍、つまりこうした極端な高温がほぼ毎年発生すると予測される。また、100 年当たり一回の発生頻度の高温時の気温は、4°C 上昇時には工業化以前と比べて約 5.9°C 上昇すると予測される (表 4.2.7、強度の増加)。これは、工業化以前の気候における 100 年当たり一回の発生頻度の極端な高温が仮に 40°C であった場合、4°C 上昇時にはこうした極端な高温が毎年発生するだけではなく、100 年当たり一回の頻度で気温が約 46°C まで上昇するということを意味する。また、パリ協定の温度目標とされている 2°C 上昇であっても、全国平均で見ると工業化以前と比べて約 67 倍 (約 1.5 年当たり一回の発生頻度) (強度は約 2.9°C 上昇) に、1.5°C 上昇であっても工業化以前と比べて約 38 倍 (約 2.6 年当たり一回の発生頻度) (強度は約 2.0°C 上昇) に増加することが予測される。この予測結果は、IPCC による全球規模の予測や第 4.2.1 項で示した観測結果とおおむね整合しており、確信度は高い。10 年当たり一回、30 年当たり一回、50 年当たり一回といった発生頻度の極端な高温についても、増加幅は異なるものの、いずれも発生頻度、強度ともに増加することが予測される。解析手法は異なるが、IPCC (2021) で報告されている世界の陸域における 10 年当たり一回及び 50 年当たり一回の極端な高温の発生頻度、強度の将来変化 (IPCC, 2021; Figure 11.6, Figure 11.12) と比較すると、日本全国における変化は全球の陸域における変化より大きい。これは、日本における昇温幅が、全球平均よりも大きい傾向にあることと整合的である。

地域別に見た極端な高温の発生頻度と強度の将来変化は、図 4.2.15、図 4.2.16、表 4.2.6、表 4.2.7 のとおりである。20 世紀末、1.5°C 上昇、2°C 上昇のいずれにおいても、100 年当たり一回の極端な高温の発生頻度の増加は、北日本に比べて東日本以西の方が大きい傾向が見られる。4°C 上昇時には、全国的に 100 倍近い値となっており、工業化以前の気候において 100 年当たり一回の発生頻度であったような極端な高温が、全国においてほぼ毎年発生するということを意味する。極端な高温の強度の増加幅は、沖縄地方を除き、20 世紀末及びいずれの温度上昇時においても、おおむね全国で同程度の変化が見られる。沖縄地方では、1.5°C、2°C、4°C のいずれの温度上昇においても他の地方と比べて強度の変化が小さい傾向が見られるが、これは、陸よりも熱容量が大きい海に囲まれている影響が大きく、陸域ほど温度上昇が大きくなるためと考えられる (第 4.3.1 項)。

52 d4PDF から計算される 2°C/4°C 上昇時の日本の平均気温上昇量 (1980 年～1999 年平均からの差分) は、本報告書の予測の 2°C/4°C シナリオでの上昇量 (1980 年～1999 年平均と 2076 年～2095 年平均の差分) とは一致しないことに注意。具体的には、d4PDF による 2°C/4°C 上昇時の日本の平均気温上昇量は各々、2.3°C/4.9°C に対し、本報告書の予測の 2°C/4°C シナリオでの上昇量は各々、1.4°C/4.5°C である。なお、極端な高温の発生頻度及び強度変化は日最高気温の年最大値データを用いて解析した。このため、「100 年当たり一回の頻度で発生する高温」が年に 2 回以上起きても 1 回とカウントされており、倍率の上限値は 100 となることに注意。

なお、1.5°C、2°C、4°C 上昇が、各々将来いつ頃起こるのかは、IPCC (2021) で評価されているので、必要に応じて参照していただきたい<sup>53</sup>。{Cross-Section Box TS.1, Table 1}

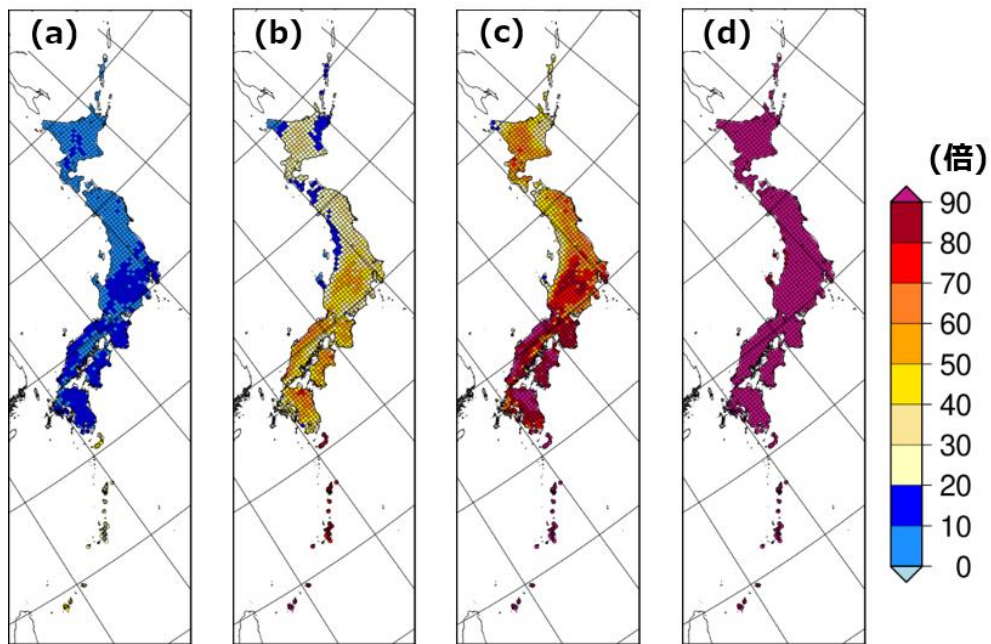


図 4.2.15 100 年当たり一回の極端な高温の発生頻度の変化

工業化以前の気候下で 100 年当たり一回の頻度で発生すると想定される極端な高温について、(a) 20 世紀末、世界平均地表気温の (b) 1.5°C、(c) 2°C、(d) 4°C 上昇時での発生頻度の変化（倍）を示す。

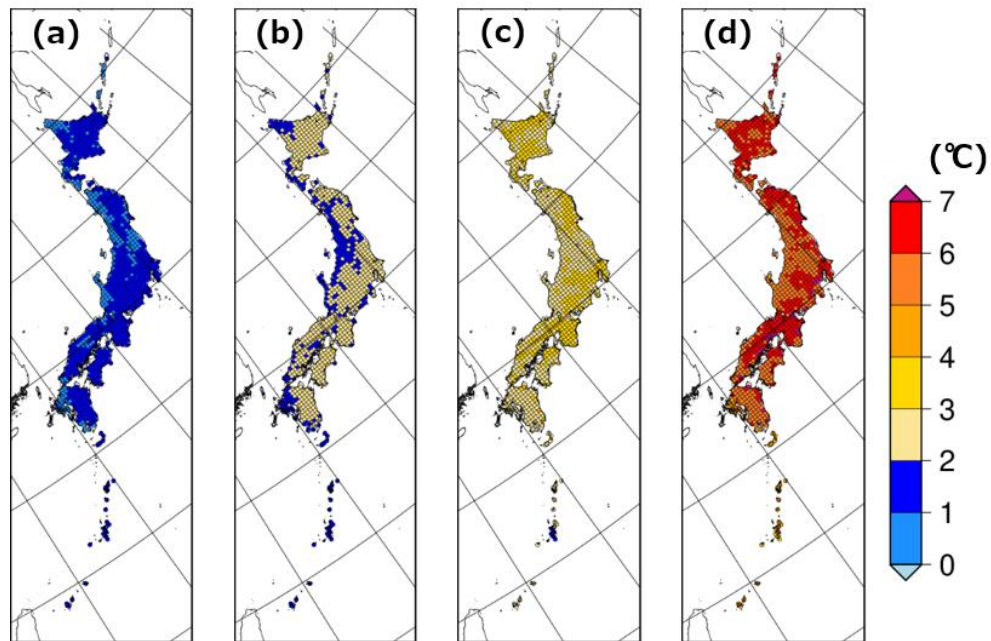


図 4.2.16 100 年当たり一回の極端な高温の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な高温について、(a) 20 世紀末、世界平均地表気温の (b) 1.5°C、(c) 2°C、(d) 4°C 上昇時での工業化以前と比べた強度の変化（°C）を示す。

<sup>53</sup> IPCC (2021) によると、1.5°C 上昇は、2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) では 2023-2042 年頃、4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) では 2018-2037 年頃起こることが予測される。2°C 上昇は、4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) では 2032-2051 年頃起こることが予測される一方、2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) では、中央推定値では起こらないと予測されている。ただし、可能性が非常に高い範囲内には 2031-2050 年頃が含まれている。また 4°C 上昇は、4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) では 2075-2094 年頃起こることが予測されるが、2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) では起こらないとされている。

表 4.2.6 100 年当たり一回の極端な高温の発生頻度の変化

工業化以前の気候で 100 年当たり一回の頻度で発生すると想定される極端な高温について、20 世紀末及び世界平均地表気温の各温度上昇時での発生頻度の変化を示す。数字は 100 年当たりの発生頻度。括弧内の数字は、ブートストラップ法によって見積もった信頼区間 90%の範囲。

| 地域        | 工業化以前<br>単位 (回) | 20 世紀末<br>単位 (回) | 1.5°C 上昇<br>単位 (回) | 2°C 上昇<br>単位 (回) | 4°C 上昇<br>単位 (回) |
|-----------|-----------------|------------------|--------------------|------------------|------------------|
| 全国        | 1               | 10 (9~11)        | 38 (36~40)         | 67 (66~69)       | 99 (99~99)       |
| 北海道地方     | 1               | 7 (6~8)          | 24 (22~26)         | 49 (47~52)       | 99 (98~99)       |
| 東北地方      | 1               | 7 (6~8)          | 28 (26~30)         | 55 (53~57)       | 99 (99~99)       |
| 関東甲信地方    | 1               | 12 (10~13)       | 44 (42~47)         | 73 (71~75)       | 100 (100~100)    |
| 北陸地方      | 1               | 7 (6~8)          | 29 (27~31)         | 53 (51~55)       | 96 (96~97)       |
| 東海地方      | 1               | 11 (9~12)        | 41 (38~43)         | 72 (71~74)       | 100 (100~100)    |
| 近畿地方      | 1               | 11 (10~12)       | 48 (46~50)         | 82 (81~84)       | 100 (100~100)    |
| 中国地方      | 1               | 11 (10~13)       | 49 (46~51)         | 83 (82~85)       | 100 (100~100)    |
| 四国地方      | 1               | 13 (11~14)       | 53 (50~55)         | 89 (88~90)       | 100 (100~100)    |
| 九州北部地方    | 1               | 13 (11~14)       | 49 (47~51)         | 83 (81~84)       | 100 (100~100)    |
| 九州南部・奄美地方 | 1               | 19 (17~21)       | 58 (56~59)         | 87 (86~88)       | 100 (100~100)    |
| 沖縄地方      | 1               | 33 (31~35)       | 85 (84~87)         | 98 (98~99)       | 100 (100~100)    |

表 4.2.7 100 年当たり一回の極端な高温の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な高温について、20 世紀末及び世界平均地表気温の各温度上昇時での工業化以前と比べた強度 (°C) の変化を示す。括弧内の数字は、ブートストラップ法によって見積もった信頼区間 90%の範囲。

| 地域        | 工業化<br>以前 | 20 世紀末<br>単位 (°C) | 1.5°C 上昇<br>単位 (°C) | 2°C 上昇<br>単位 (°C) | 4°C 上昇<br>単位 (°C) |
|-----------|-----------|-------------------|---------------------|-------------------|-------------------|
| 全国        | —         | 1.1 (0.9~1.2)     | 2.0 (1.9~2.2)       | 2.9 (2.7~3.1)     | 5.9 (5.7~6.2)     |
| 北海道地方     | —         | 1.1 (0.8~1.3)     | 2.1 (1.8~2.3)       | 2.9 (2.7~3.2)     | 6.0 (5.8~6.3)     |
| 東北地方      | —         | 1.0 (0.8~1.1)     | 2.0 (1.8~2.2)       | 2.9 (2.7~3.1)     | 6.0 (5.8~6.2)     |
| 関東甲信地方    | —         | 1.1 (1.0~1.3)     | 2.2 (2.0~2.3)       | 3.0 (2.8~3.1)     | 6.0 (5.8~6.3)     |
| 北陸地方      | —         | 0.9 (0.8~1.1)     | 1.8 (1.6~2.0)       | 2.8 (2.6~3.0)     | 5.5 (5.3~5.7)     |
| 東海地方      | —         | 1.2 (1.0~1.4)     | 2.1 (1.9~2.2)       | 3.0 (2.8~3.1)     | 6.1 (5.9~6.4)     |
| 近畿地方      | —         | 1.1 (0.9~1.3)     | 2.1 (1.9~2.3)       | 3.1 (2.9~3.3)     | 6.5 (6.2~6.7)     |
| 中国地方      | —         | 1.1 (0.9~1.2)     | 2.1 (1.9~2.3)       | 3.0 (2.8~3.1)     | 6.1 (5.9~6.4)     |
| 四国地方      | —         | 1.1 (1.0~1.4)     | 2.1 (2.0~2.3)       | 2.9 (2.8~3.1)     | 5.9 (5.7~6.1)     |
| 九州北部地方    | —         | 1.0 (0.8~1.2)     | 2.0 (1.8~2.1)       | 2.8 (2.6~2.9)     | 5.6 (5.4~5.8)     |
| 九州南部・奄美地方 | —         | 1.1 (0.9~1.2)     | 1.9 (1.8~2.1)       | 2.7 (2.6~2.9)     | 5.3 (5.2~5.5)     |
| 沖縄地方      | —         | 1.0 (0.9~1.1)     | 1.4 (1.4~1.5)       | 2.0 (1.9~2.1)     | 4.0 (3.9~4.1)     |

### 4.3 背景要因

#### 4.3.1 平均気温の上昇に関する背景要因

##### (1) 陸域と海域における気温上昇の違い

第2章で示したとおり、大気中の温室効果ガスが増加することで地球の放射収支が変化し、大気からの下向きの長波放射（赤外放射）が増える結果として、これとバランスするために地表面からの熱放出が増加する。この増加分の熱放出は、主に潜熱放出と顕熱放出が担うが、陸域では水分の量が限られることから、潜熱放出の増加は海域と比べて小さくなる。より大きな熱放出を顕熱放出で賄う必要があるため、陸面の温度は海域よりも高くなる。これが、地球温暖化に伴う気温の上昇が海域よりも陸域で大きくなりやすいことの主要な要因と考えられている（Sutton et al., 2007）。更に、陸域では地面（土壌）が熱を下に伝えにくいのに対し、海洋では海水がより深く冷たい水と混ざり合うことにより、実効的な熱容量が海洋の方が大きいことも大きな要因である。この陸域と海域の違いは、陸域の占める割合が大きい北半球の中・高緯度域で気温上昇が大きくなる（図 4.1.6、図 4.1.7）ことに寄与していると考えられている。

##### (2) 上空の気温の変化

大気が上昇し温度が下がると、大気が含まうる水蒸気量が減るため、大気中の水蒸気の一部は液体又は固体として凝結する。このとき、上記 (1) で示した水分の蒸発に使われたエネルギーは凝結熱として放出され、周囲の気温を上昇させる。対流活動が活発な熱帯では、上昇気流に伴い雲ができる際に放出される凝結熱が大気を加熱するとともに、加熱された空気が上空に輸送されるため、この効果が強く現れる。その結果、主に熱帯において、地表付近に対して対流圏上層の気温上昇が大きくなると考えられる。大気の上層ほど気温上昇の度合いが大きいという変化により、熱帯の対流圏では安定度が増すことになる。

一方、北半球高緯度では、特に冬季においては地表面付近の大気は低温となり密度が増すため、大気下層の安定度が強く、大気は鉛直方向に混ざりにくい。このため、地表面の昇温の影響が地表面に近い大気下層の狭い範囲に限定されるため、北半球高緯度では下層ほど気温上昇が大きくなると考えられる。

対流圏より更に上方に位置する成層圏の温度は、オゾン層による日射の吸収による加熱と大気の赤外放射による冷却のバランスで決まっている。温室効果ガスが増加すると放射によって冷却する働きが強まることから、成層圏の温度が低下することになる。

##### (3) 北極域における気温上昇

地球温暖化において、地上気温上昇は北半球高緯度の北極域（60°N～90°N で定義されることが多い）で特に顕著である（図 4.1.6、図 4.1.7）。この要因について、さまざまな気候フィードバック（第2章を参照）や低緯度からのエネルギー輸送の増加の寄与が示唆されているが（Previdi et al., 2021）、中でも、北極域で多くの面積を覆っている海氷や積雪が減少することに加え、北極域での気温上昇が下層に集中することが特に重要な役割を果たすと考えられている。

北極域は低緯度に比べて低温のため、一定の気温上昇に対して長波を射出して大気を冷却する効果（プランク・フィードバック）が弱く、低緯度よりも気温上昇が促進される。また、上記(2)で示したように、低緯度では下層よりも上層の方で気温上昇が大きいことにより宇宙に出ていく長波放

射が増加して気温上昇を抑える効果（気温減率フィードバックと呼ばれる）が負のフィードバックとなるが、北極域では逆に気温上昇が上層より地表面付近で大きいいため、正のフィードバックが働き地上気温の上昇を増幅する（Pithan and Mauritsen, 2014）。

北極域は、海氷や積雪で多く覆われている。これらは一般に反射率（アルベド）が高く、太陽光をよく反射する。気温の上昇に伴う融解によりこれらが失われて海面や土壌が露出すると、アルベドが低下して太陽光をより多く吸収するようになり、更に気温が上昇しやすくなる（Flanner et al., 2011）。これは雪氷アルベドフィードバック（または地表面アルベドフィードバック）と呼ばれる。北極域では、雪氷アルベドフィードバックが働くのは太陽の入射がある晩春～夏季に限られるが、海氷が消失した海域では、晩春～夏季により多く吸収され海洋混合層に蓄積された熱が、秋季～冬季に放出されて気温上昇を大きくすると考えられている（Previdi et al., 2021）。

#### (4) 日本の気温上昇の地域差の要因

日本国内で気温上昇量には地域差が生じている。気温上昇量は北ほど大きくなる傾向が見られ、これは第 4.3.1 項 (1) に記述されているような北半球高緯度域での気温上昇が大きいことが影響している。日本では、温暖化による冬季の積雪の減少が雪氷アルベドフィードバックの効果により局地的に気温上昇を大きくしている地域もある（Nosaka et al., 2021）。この積雪域の減少による気温上昇は山越え気流や海風といった局地的な風の変化を誘発し、さらなる局地的な気温上昇をもたらすことがある（Sasaki et al., 2023）。また、北海道の北側では、気温上昇による海氷の減少が周囲よりも気温上昇量を大きくしているため、オホーツク海沿岸地域では気温上昇量が大きくなる傾向がある。

#### 4.3.2 極端な高温、低温の変化に関する背景要因

##### (1) 年間最低気温や冬日日数などの極端低温指標の変化が北半球高緯度域で顕著である理由

極端低温指標の変化が北半球高緯度域の冬季に顕著である理由としては、第 4.3.1 項の (3) の雪氷アルベドフィードバックのほかにも、複数のメカニズムが提唱されている。Screen and Simmonds (2010a) は、断熱材の効果を持つ冬季の海氷が地球温暖化により減少することで、相対的に温かい海洋から冷たい大気への熱輸送が加速するという同時影響と、夏季の海氷減少に伴う日射からの加熱によって海洋中に蓄えられた熱が秋から冬にかけての海氷形成時に大量に大気中に放出されることで気温の昇温と海氷の減少を加速するという遅れ影響の、2通りの正のフィードバックが存在することを指摘している。これらのフィードバックは海水の季節サイクルに依存することから、極端低温指標に影響が現れやすい。

##### (2) 陸上の極端気温指標（年間最低気温や年間最高気温）の上昇が世界平均気温より速い理由

陸上の極端気温指標が世界平均気温よりも大きい増加率を示す理由として、第 4.3.1 項の(1)の理由に加えて、陸上では陸面-大気フィードバックが働くことが挙げられる。IPCC (2021) によると、陸面-大気フィードバックは、その場所の極端気温の変化に強く影響する（確信度は高い。例えば、Donat et al., 2017; Sillmann et al., 2017; Hirsch et al., 2019）。この効果は特に中緯度域で強く現れ、土壌水分の減少が顕熱フラックスを通じて極端高温を強化させる（Whan et al., 2015; Douville et al., 2016; Vogel et al., 2017）。また、二酸化炭素濃度の上昇に伴う植物の蒸散量の減少や気孔抵抗の増

大は、蒸発冷却を抑制し、陸上気温の増加を加速させる（Lemordant et al., 2016; Vicente-Serrano et al., 2020）。

(3) 極端気温指標の変化が地域によって異なる理由

IPCC（2021）によると、土地利用の変化や人為起源エアロゾルの排出量の変化は、複数の地域において極端気温の変化に影響を与えている（確信度は高い）。中緯度域の一部地域では、森林破壊が極端高温の気温上昇の約3分の1を説明する、という研究もある（Lejeune et al., 2018）。農業活動の影響（不耕起栽培、灌漑、農地集約化）も無視できない。農地集約化は、アメリカ中西部の極端高温を抑制する働きがあると考えられている（Mueller et al., 2016）。灌漑は、中緯度域の複数の地域において、極端高温を1～2℃低下させる働きがあることが知られている（Thiery et al., 2017, 2020）。中国の一部地域では、二毛作が、間作期の極端高温を増加させる可能性が指摘されている（Jeong et al., 2014）。

ヨーロッパ西部及び北東アジアにおける1980年代以降の夏季気温の昇温の加速は、温室効果ガスの増加に加えて、人為起源のエアロゾル前駆体の排出削減が影響していたと考えられる（Nabat et al., 2014; Dong et al., 2016, 2017）。北米においても、人為起源の短寿命エアロゾル排出の減少が極端気温の変化に影響を与えたと考えられる（Mascioli et al., 2016）。

局所的には、ヒートアイランドの効果も無視できない。都市化が進むことにより、都市部の気温上昇が周辺よりも速くなる。この影響は、特に夜間の極端気温に顕著に現れることが知られている（Phelan et al., 2015; Chapman et al., 2017; Sun et al., 2019）。

### 4.3.3 都市化に関する背景要因

都市域では、その周辺に比べて時に数℃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（図4.3.1）、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（メカニズムの詳細は、気象庁（2024e）を参照<sup>54</sup>）。

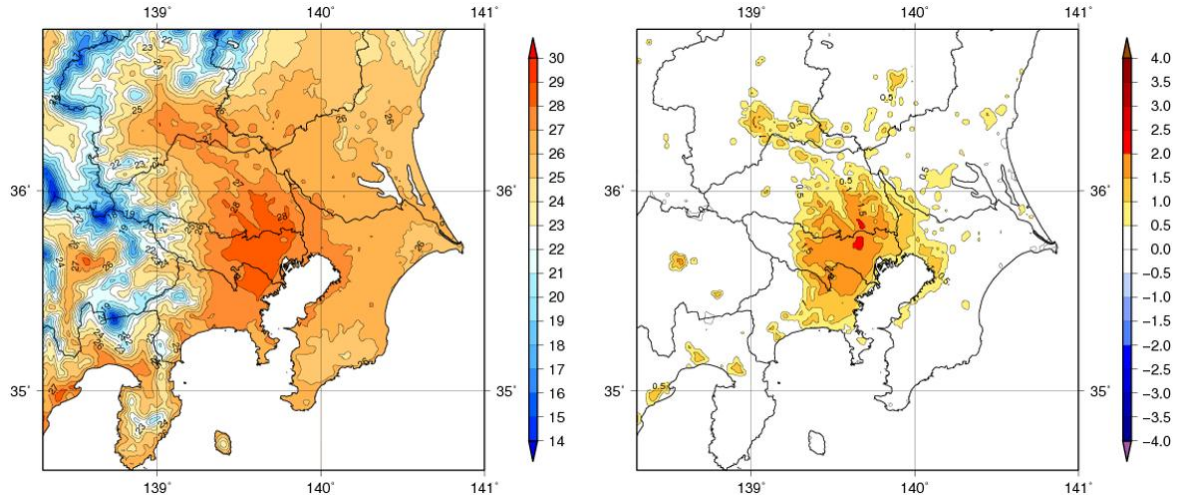


図 4.3.1 都市化による夏季の気温の変化

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（℃）。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（℃）。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（気象庁, 2024f）。

第4.2.1(3)に示されている通り、日本の大都市では、都市化の影響が比較的小さいとみられる地点に比べて、長期間の気温上昇量が大きい。これは都市化の進展によるヒートアイランド現象の影響を受けたものだと考えられる。

ヒートアイランド現象の主な成因としては、次の3つが挙げられる。

#### ① 土地利用の変化（緑地や水面の減少）

日中、日射を受けた地表面は温度が上昇する。草地、森林、水田等の植生域や水域は、地表の保水力が高く、日射の熱エネルギーの一部は、地表面から水分が蒸発する際の蒸発熱（気化熱）<sup>55</sup>として使われるため、地表面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、植生域に比べて表面からの蒸発量が非常に少ないため、植生域や水域に比べ高温となる傾向がある。このような地表面の温度の違いが大気につながる結果として、都市部の地上気温はその周囲に比べ高くなりやすい。これは、日中のヒートアイランド現象の主要因となる。

54 最新データは、次のサイトから利用可能：ヒートアイランド現象

[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index\\_himr.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html)（2024.11.15 閲覧）。また、Fujibe (2023) に詳しい。

55 植生がある場合、地表面からの水分の蒸発とともに、植物の葉面から大気中への水分の蒸散も生じる。これら2つの過程をあわせて蒸発散と呼ばれる。

## ② 建築物とその高層化

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、その存在によって地表近くの風速を弱め、風通しを悪くするため、周囲との熱交換を不活発にする働きを持つ。そこで、日中に建築物に貯えられた熱は、平坦な地表面上よりも緩やかに大気へ放出されることになる。特にコンクリート製の建築物などでは、素材の特性として多くの熱が保持されやすく、それが夜間にも大気中へ放出される。また、都市で建築物の密集化や高層化が進み、空が見える範囲が狭まっているため、地表面から建築物よりも上の大気に熱を赤外放射として逃す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（人工排熱）

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  $100 \text{ W/m}^2$  を超えると見積もられており、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。

このほか、都市の地表面における日射の反射率（アルベド）や、地表面から地中（あるいは建築物の表面から内部）への熱の伝わりやすさなども、土地利用や建築物の種別（木造かコンクリート製か）によって違いがあり、地表と建築物の温度、ひいては気温の日変化に影響を及ぼすことが知られている（川端ほか, 2018）。

IPCC 第6次評価報告書では、IPCC 第5次評価報告書と同様、都市化あるいは土地利用の変化による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 {2.3}。その一方、都市とその周辺で観測された昇温傾向の違いは、部分的に都市化に要因特定されうる（*確信度が非常に高い*） {2.3, Box 10.3, 11.3, 11.4, 12.3, 12.4, TS1.2, Box TS.14}。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受けていることを認識する必要がある。また、長期間の経年変化を見る場合、観測地点の周辺での観測環境の変化、例えば、樹木の成長や近傍での建物の増加が風通しや気温に影響を及ぼす場合があることにも留意が必要である（藤部, 2003 ; Fujibe, 2009 ; Sugawara and Kondo, 2019）。