

## 第5章 降水

**観測結果**

- ▶ 日本の年降水量には、過去約 130 年間では統計的に有意な長期変化傾向は確認できない。
- ▶ 雨の降らない日数は増加している。
- ▶ 日本国内の極端な大雨の発生頻度は有意に増加し、強い雨ほど増加率が高くなっている。

**将来予測**

- ▶ 21 世紀末の日本の年降水量には、20 世紀末と比較して有意な変化傾向は予測されていない（確信度が中程度）。地域別の降水量の変化については、予測結果のばらつきが大きく、十分な研究事例も積み重ねられていないことから、予測の不確実性が大きい。
- ▶ 21 世紀末には、20 世紀末と比較して、1 時間降水量 50mm 以上等の極端な大雨の発生頻度が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）。地域別に見ても増加傾向は共通して予測されている。
- ▶ 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末には、20 世紀末と比較して、降水の観測される日数が全国的に有意に減少すると予測される（確信度が高い）。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では、降水の観測される日数には有意な変化傾向は認められない（確信度が低い）。
- ▶ 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大雨が、より頻繁に発生すると予測される（確信度が高い）。
- ▶ 初夏（6 月）の梅雨前線に伴う降水は強まると予測される（確信度が中程度）<sup>60</sup>。
- ▶ 梅雨降水帯の季節的な北上や弱化的タイミングに関する予測の不確実性は大きい。

降水量の変化は、農業、自然災害、水環境・水資源に加え、衛生環境等、社会の様々な分野に大きな影響を及ぼす。

また、年や季節を通じた降水量だけではなく、雨の降り方も重要である。例えば、1 日や 1 時間などの短い期間で発生する極端な降水は、洪水や土砂災害等を引き起こす場合があり、近年、その頻度や強度の増大が指摘されている。日本においても、平成 30（2018）年 7 月豪雨や令和 2（2020）年 7 月豪雨で甚大な被害が生じたほか、1 時間から数時間程度の短い時間に降った大雨により都市部での地下空間の浸水や河川の急激な増水に伴う水難事故などの被害が出ている。

本章では、気候変動に伴う降水量や雨の降り方の変化について、観測結果と将来予測を示す。

## 5.1 世界

## 5.1.1 観測結果

## (1) 降水量のこれまでの変化

IPCC (2021) によると、世界の陸域における年降水量は、1950 年以降増加している *可能性が高く*、1980 年代以降はその増加率が加速している（確信度が中程度）。また、雨の降り方に関係する大気中の水蒸気量は、少なくとも 1980 年代以降、対流圏全体で増加している（*可能性が高い*）と評価されている {2.3, SPM A.1.4, BOX TS.6}。

60 「日本の気候変動 2020」（文部科学省及び気象庁, 2020）では、初夏（6 月）の梅雨降水帯は強まり現在よりも南に位置すると予測したが（確信度が中程度）、結合モデル相互比較プロジェクト第 6 期（CMIP6、付録 A.1.4 参照）の気候モデルによる予測では降水帯の南偏傾向は不明瞭であるため、このような記載に変更した。

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量のデータを用いて気象庁が計算した世界の陸域の年降水量は、1901年の統計開始以降、数年から数十年規模の変動を繰り返している（図5.1.1）。統計期間の初期には観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、統計期間を通じた長期変化傾向は求めていない。一方、1950年以降、また1980年以降の統計で見ると、いずれも世界の陸域の降水量には増加傾向が現れている（それぞれ信頼水準95%、信頼水準99%で統計的に有意）。

このような世界の降水量の変化には地域差があり、また海洋における降水量の長期変化傾向の推定値に対する確信度は低い（IPCC, 2021; 2.3）が、人工衛星からの観測の多くは、年々変動が大きいことや衛星の違いによるばらつきが大きいことを考慮する必要はあるものの、過去40年間で全球の降水量が増えていることを示している。これは地上観測の結果とも整合的である（Adler et al., 2018）。

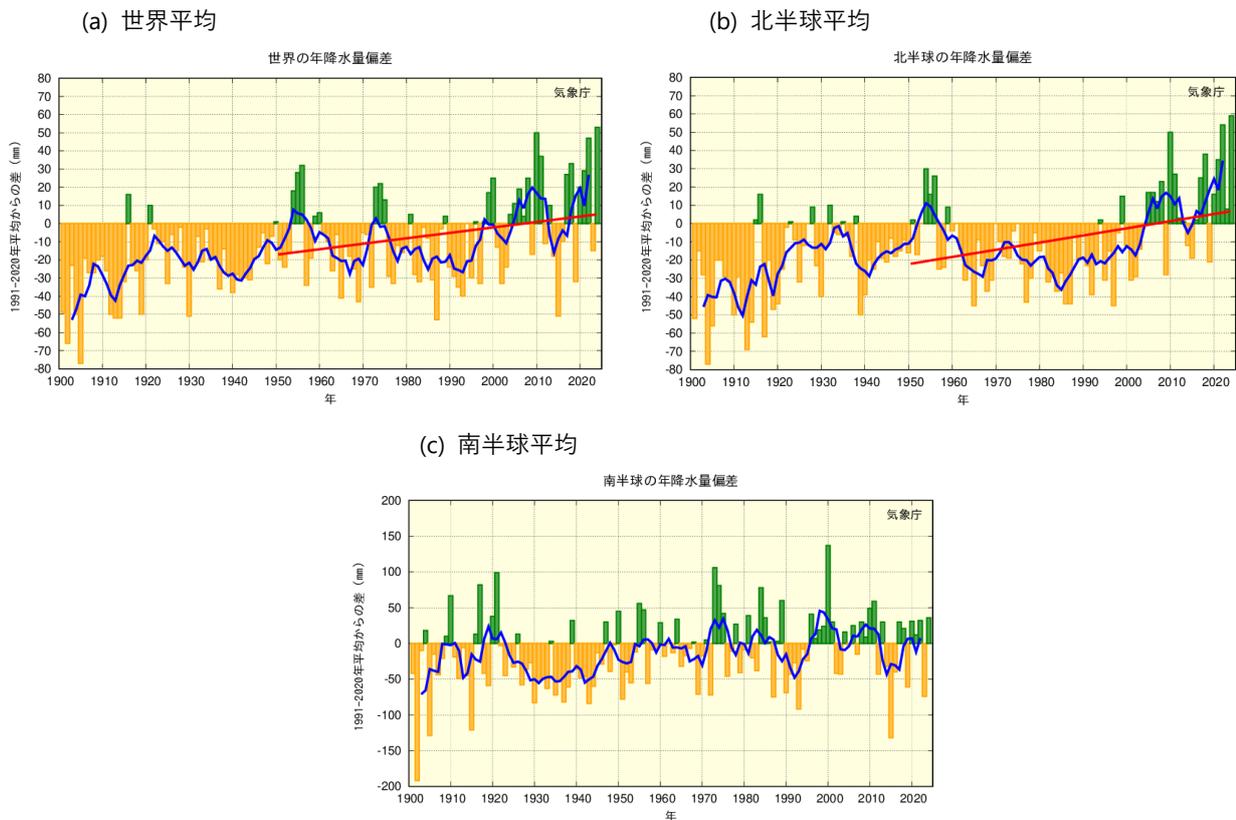


図 5.1.1 年降水量偏差の経年変化（1901～2024年）

棒グラフは、各年の平均年降水量（(a) 世界平均、(b) 北半球平均、(c) 南半球平均）の基準値からの偏差（mm）を示している。いずれも陸域の観測値のみ用いている。緑の棒グラフは基準値と比べて多いことを、橙の棒グラフは基準値と比べて少ないことをそれぞれ表す。折れ線（青）は偏差の5年移動平均値を示す。直線（赤）は1950年以降の長期変化傾向（信頼水準90%以上のみ）を示す。基準値は1991～2020年の30年間の平均値。

## (2) 雨の降り方のこれまでの変化

IPCC (2021) によると、大雨の頻度と強度は、十分な観測データのある陸域のほとんどで、1950年代以降増加しており（確信度が高い）、人為起源の気候変動が主な駆動要因である可能性が高い。この評価は、気候モデルによる、観測された大雨に対する人為起源の影響に関する研究結果により裏付けられている。なお、地域規模の変化は不確実性が大きいですが、大陸規模では、十分な観測デー

タがある北米、ヨーロッパ、アジアの3大陸で大雨が増加した可能性が高いと評価されている{11.4, SPM A.3.2, TS.2.6, BOX TS.6}。

### 5.1.2 将来予測

#### (1) 世界における降水量の将来予測

IPCC (2021) によると、世界全体の陸域における年降水量は、気温が上昇するにつれて21世紀にわたって増加する(確信度が高い)。1995~2014年を基準とした2081~2100年の陸域における世界平均年降水量の変化の可能性が高い範囲は、SSP1-2.6シナリオで0.0~6.6%、SSP5-8.5シナリオで0.9~12.9%である。

地球温暖化が進行するにつれて、降水量変化に大きな地域差及び季節間のコントラストが見られるようになり(確信度が高い)、より広い陸域で統計的に有意な降水量の増加または減少を経験する(確信度が中程度)。降水量は高緯度帯及び熱帯海域で増加する可能性が非常に高く、モンスーン地域の大部分では増加する可能性が高いが、亜熱帯の大部分では減少する可能性が高い。多くの陸域では、地球温暖化の進行とともに降水量の年々変動が増大する(確信度が中程度)。

世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水量は、特に北半球で増加する可能性が高い。今世紀末(2081~2100年)には、モンスーン降水量の変化は、北半球は南半球よりも増加することを特徴とする南北の非対称性と、アジア~アフリカのモンスーン地域の増加と北米モンスーン地域の減少を特徴とする東西の非対称性を示す(確信度が中程度)。

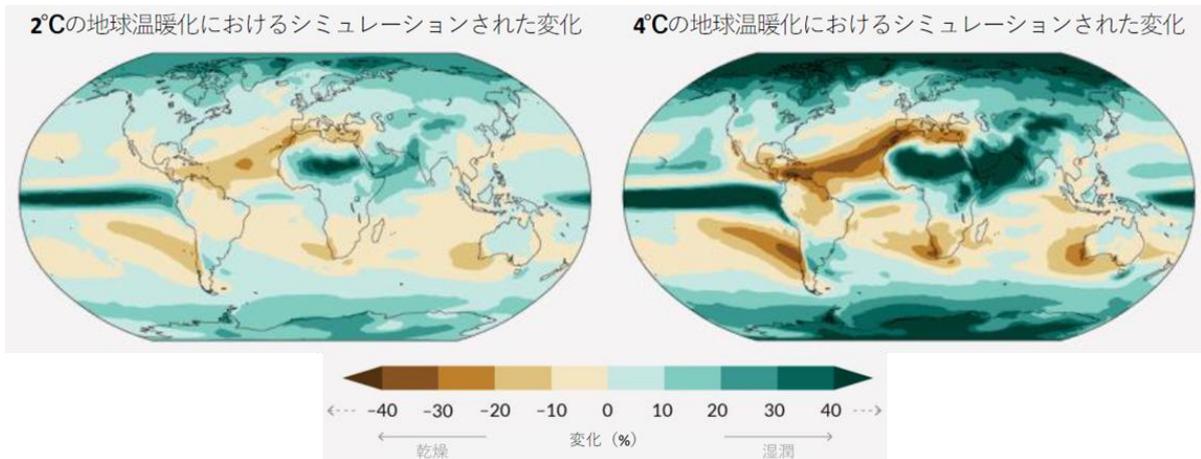


図 5.1.2 CMIP6 モデル予測による年平均降水量の変化率 (%)

(左図) 2°Cの地球温暖化と(右図) 4°Cの地球温暖化における降水量変化率。基準は1850~1900年平均。CMIP6モデル予測に基づき作成。(IPCC, 2021; Figure SPM.5(c)の一部を和訳・転載。)

#### (2) 東アジアの降水量の将来予測

第 5.2.2 項で示す日本の将来気候予測は、気象庁気象研究所の全球 20 km モデル(以下「全球 20km モデル」と表記。詳細は付録 A.2.1 を参照)による予測結果を側面境界として、地域気候モデルを用いて日本付近で更に細かな空間解像度で計算した結果に基づいている。地域気候モデル予測は全球モデルの大規模場変化の影響を大きく受けるため、予測結果の理解や信頼性評価に当たり、全球モデルの将来変化の特徴を把握しておく必要がある。このため、ここでは東アジアの空間分布

及び日本付近の領域平均値（領域の定義は図 付録 B.2.1 を参照）について、全球 20 km モデルの予測結果を示し、更に、モデルの違いによる不確実性を評価するため CMIP5 モデル及び CMIP6 モデル（以下「CMIP5/6 モデル」と表記。）による予測結果と比較する。なお、全球 20 km モデル予測では、CMIP5 モデルが予測する海面水温（SST）の変化を熱帯平均値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 通りに分類して与えている。このため、全球 20 km モデルの予測幅は、モデルの違いによる昇温量（気候感度）の不確実性を含む CMIP5 モデルの予測幅に比べて小さくなる傾向がある。日本列島上の降水量変化については、詳細地形の影響が大きいため、解像度が低い全球モデルで評価可能な部分は限定的であることに留意する必要がある。一方、領域モデルの結果については、現時点では比較対象となる他の領域モデルによる予測結果が少ないため、降水量については気温と比べてモデルの違い等に起因する不確実性の評価が難しい。

日本の気候における将来変化のポイントの一つである梅雨の変化は、現象の空間スケールからすると東アジアのスケールで捉えることが適当と考えられるため、ここでは全球モデル予測に基づいて梅雨前線に伴う降水帯（以下「梅雨降水帯」と表記。）の観点から将来変化の予測を述べる。また、梅雨前線の構造や強い降水の再現において高解像度モデルは高性能を示すことから（Kitoh, 2017; Kusunoki, 2018）、ここでは全球 20 km モデル予測結果の確信度を判断する際、水平解像度 60 km の全球大気モデルで各種摂動を与えたアンサンブル予測（以下「全球 60 km モデル予測」と表記。）（Endo et al., 2021）の結果も利用する。

#### 1) 夏季

IPCC (2021) では、東アジアの夏季降水量は増加する可能性は高いと予測している。全球 20 km モデルは、東アジア平均の夏季降水量について 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) において増加傾向を予測しており (Ito et al., 2020b)、これと整合的である。CMIP5 以前の地球温暖化予測研究においても、東アジアの夏季降水量は増加傾向が予測されている (Kitoh, 2017)。

日本付近で平均した夏季降水量については、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) において、全球 20 km モデルは増加傾向を予測している。CMIP5 モデルによる予測も同様の傾向である。ただし、いずれの予測も不確実幅が大きく、減少傾向を予測するメンバー（モデル）も存在する (図 5.1.3b)。全球 20 km 予測の 4 メンバー平均の増加率は CMIP5 モデルによる予測幅 (10~90 パーセンタイル値) を下回るが、CMIP5 モデルは解像度が低いために台風を十分に表現しないことを踏まえて、全球 20 km モデルで台風由来の降水を除去した上で比較すると両者の差異は縮小する (図 5.1.3b)。2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では、全球 20 km モデルと CMIP5 モデルはともに増加傾向を予測し、全球 20 km 予測平均と CMIP5 予測平均はおおむね近い値を示す (図 5.1.3a)。CMIP5 モデルと CMIP6 モデルの予測はほぼ類似しているが、4°C 上昇シナリオでは、CMIP6 予測は CMIP5 予測よりも増加率がやや減少し、予測の不確実幅が減少している (図 5.1.4)。

東アジアの夏季降水量変化の空間分布を図 5.1.5 に示す。全球 20 km モデルはおおむね増加傾向を予測し、特に大陸北部や日本南東海上で大きな増加を予測する (確信度は中程度)。このような特徴は CMIP5/6 モデルによる予測でも見られる。一方、全球 20 km モデルは日本列島付近の太平洋側で減少傾向を予測するが (確信度は低い)、これは CMIP5/6 の多数モデルでは予測されていない特徴である。

夏季東アジアの月別の降水量変化の空間分布について、全球 20km モデルによる予測を図 5.1.6 に示す。6 月については、全球 20 km モデルは梅雨降水帯が強化する（確信度は中程度）とともに現在よりも南に位置する傾向を予測する（確信度は低い）。このような特徴は全球 60 km モデルによるアンサンブル予測や CMIP5 モデル予測でも見られる（図 5.1.7d, g）。一方、CMIP6 モデルによる予測では梅雨降水帯の強化は見られるが、梅雨降水帯の南偏傾向は不明瞭である（図 5.1.7j）。7 月については、全球 20 km モデルは大陸北部及びその縁辺海で増加傾向を予測する（確信度は中程度）一方で、日本列島付近の太平洋側で変化なし、又は減少傾向を予測する（確信度は低い）。前者の特徴は全球 60 km アンサンブル予測や CMIP5/6 予測でも見られる。後者の特徴は実験方式やモデルの違いにより増減傾向が異なる。8 月については、全球 20 km モデルは 7 月に引き続き大陸北部及びその縁辺海で増加傾向を予測する（確信度は中程度）一方で、日本列島付近の太平洋側で変化なし、又は減少傾向を予測する（確信度は中程度）。前者の特徴は全球 60 km アンサンブル予測や CMIP5/6 予測でも見られる。後者の特徴は、CMIP5/6 予測では不明瞭であるが、現在気候再現性に基づいて選択された CMIP5 の 10 モデルによる予測（Ose (2019b)の Fig.3）、全球 60 km アンサンブル予測、過去 120 年間に観測された長期トレンド（Endo (2023)の Fig.4c）では確認できる。

## 2) 冬季

東アジアで平均した冬季降水量は、全球 20 km モデルは 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において増加傾向を予測しており、CMIP5 モデルも同様の傾向を予測している（Ito et al., 2020b）。

日本付近で平均した冬季降水量は、全球 20 km モデル予測では両シナリオにおいて明瞭な変化傾向は確認できず、CMIP5/6 モデルによる予測でも同様である（図 5.1.3、図 5.1.4）。

東アジアの冬季降水量変化の空間分布を図 5.1.8 に示す。全球 20 km モデルは、高緯度側の特に大陸上での増加、日本の南海上から北太平洋（北緯 30 度付近）での減少を予測する。日本付近は増加と減少の遷移域に位置しているため増減傾向は不明瞭だが、北日本付近ではやや増加を予測する。CMIP5/6 モデルも同様の傾向を予測している。CMIP6 モデル予測は CMIP5 モデル予測よりも増減傾向の南北コントラストが明瞭に見られる。第 5.1.2 項の (2) の冒頭で述べたとおり、日本列島上の冬季降水量変化は、詳細な地形の影響を受けるため全球モデルで評価することは難しい。

## 3) その他の季節と年平均

IPCC (2021)では、東アジア陸上における年平均降水量は、高排出シナリオ（SSP3-7.0、RCP8.5、SSP5-8.5）の 21 世紀末において増加する 可能性は高いと予測している。全球 20 km モデルは、東アジア平均の年平均降水量について 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において増加傾向を予測しており（Ito et al., 2020b）、これと整合的である。

日本付近で平均した降水量は、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において、全球 20 km モデルは春季と秋季と年平均では全てのメンバーが増加傾向を予測する（図 5.1.3）。CMIP5 モデルによる予測も同様の傾向だが、春季と秋季はモデル間の予測のばらつきは大きい。全球 20 km 予測で台風由来の降水を除去した上で両者を比較すると、両シナリオの全ての季節及び年平均において、全球 20 km モデル平均は CMIP5 モデルの予測幅（10~90 パーセンタイル値）内に含まれる。CMIP5 モデルと

CMIP6 モデルの予測はほぼ類似しているが、CMIP6 モデルは CMIP5 モデルよりも秋季の増加傾向がやや明瞭である (図 5.1.4)。

全球 20 km モデル予測において、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の変化量より 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の変化量が大きくなる関係 (気温上昇量と物理量変化の比例関係はスケラビリティと呼ばれる。詳細は本編コラム 2 を参照) は必ずしも成り立っていない。日本付近に限ったような狭いスケールの降水量変化は、シナリオ間の地表面や海面の昇温分布の違いに起因する大気循環変化の違いや人為起源エアロゾル排出量の違いなどにより、スケラビリティが成り立ちにくいと考えられる。

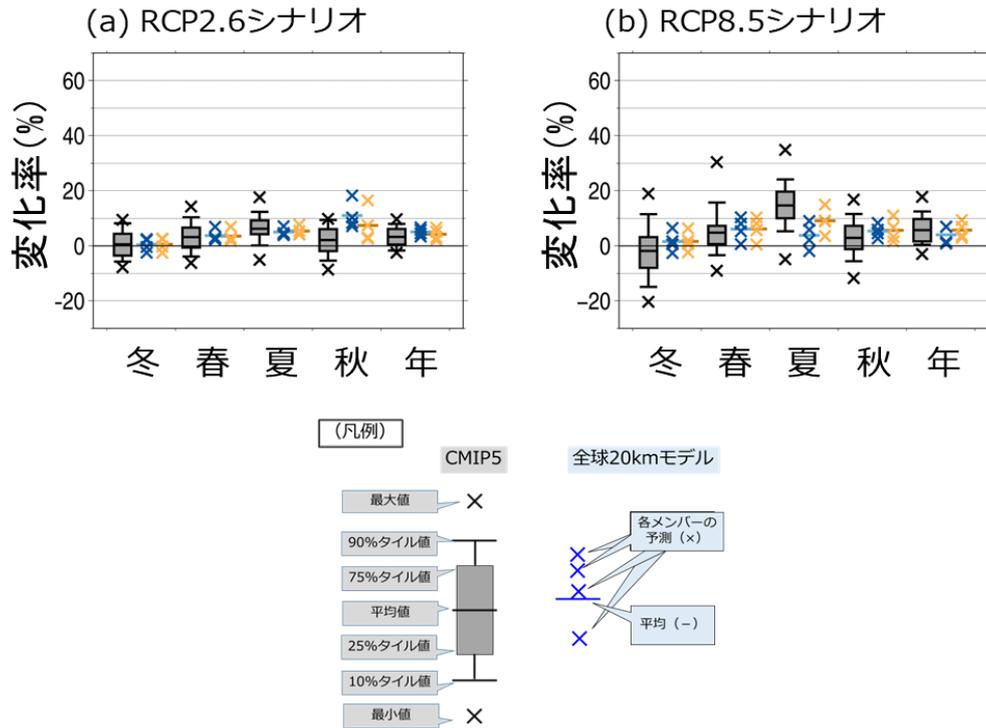


図 5.1.3 日本付近における降水量の将来変化：全球 20km モデル予測と CMIP5 モデル予測の比較

(a) は 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)、(b) は 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) における、CMIP5 モデルと全球 20 km モデル (4 メンバー) による降水量の将来変化に関する予測を、各季節及び年ごとに比較したもの。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。CMIP5 モデルによる予測は、最小値、10 パーセントイル値、25 パーセントイル値、平均値、75 パーセントイル値、90 パーセントイル値、最大値を表示。20 km 全球モデルによる予測を青色で、台風に伴う降水を除去した場合を橙色で示す。各メンバー (x) と平均値 (-) 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) の変化率。(Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき和訳・改変・転載。)

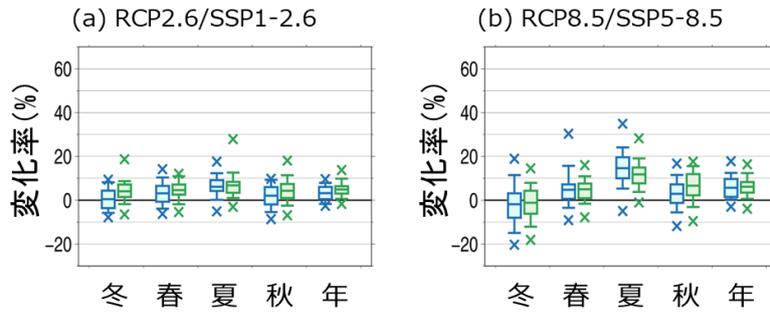


図 5.1.4 日本付近における降水量の将来変化： CMIP5 モデル予測と CMIP6 モデル予測の比較  
 CMIP5 モデル予測（青色）と CMIP6 モデル予測（緑色）における(a) 2℃ 上昇シナリオ（CMIP5：RCP2.6、  
 CMIP6：SSP1-2.6）、(b)4℃ 上昇シナリオ（CMIP5：RCP8.5、CMIP6：SSP5-8.5）である以外は図 5.1.3 と同  
 じ。

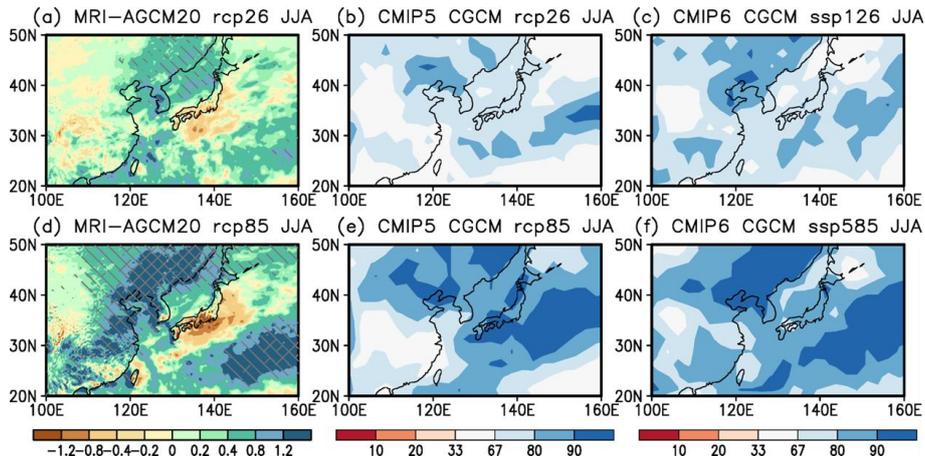


図 5.1.5 夏季（6～8月）の降水量の将来変化

(a, d) 全球 20 km モデル予測（4 メンバー）の変化量（mm/日）。現在気候の夏季の年々変動標準偏差の 0.5（1.0）倍以上の変化を片側（両側）斜線で表示。(b, e) CMIP5 モデル及び(e, f) CMIP6 モデルで降水量増加を予測するモデルの割合（%）。寒色系（暖色系）は多数のモデルが降水量増加（減少）を予測することを意味する。（上段）は 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6、SSP1-2.6）、（下段）は 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5、SSP5-8.5）による。現在は 1980～1999 年、将来は 2076～2095 年。

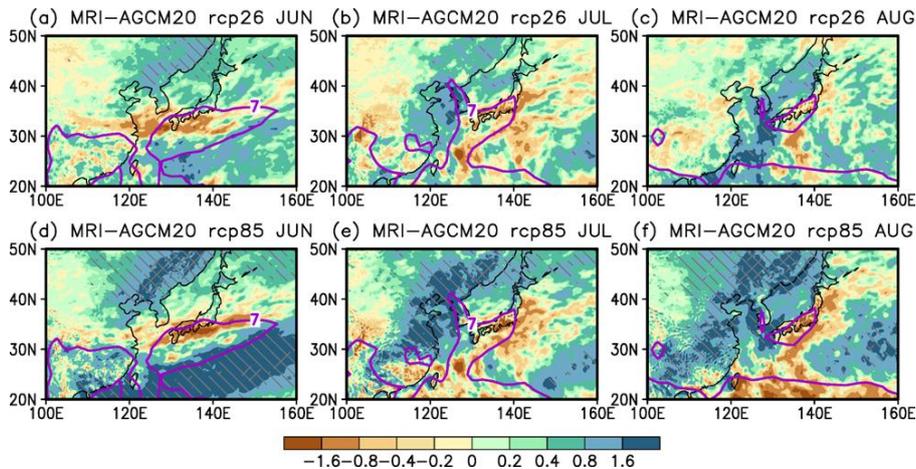


図 5.1.6 夏季の月別降水量の将来変化

(a, b, c) 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）及び (d, e, f) 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）における(a, d) 6月、(b, e) 7月、(c, f) 8月の降水量の変化（mm/日）。太線は現在気候の 7 mm/日の等値線（緯度経度 2.5 度格子に平滑化）。その他は図 5.1.5 (a, d) と同じ（ただしカラースケールは異なる）。

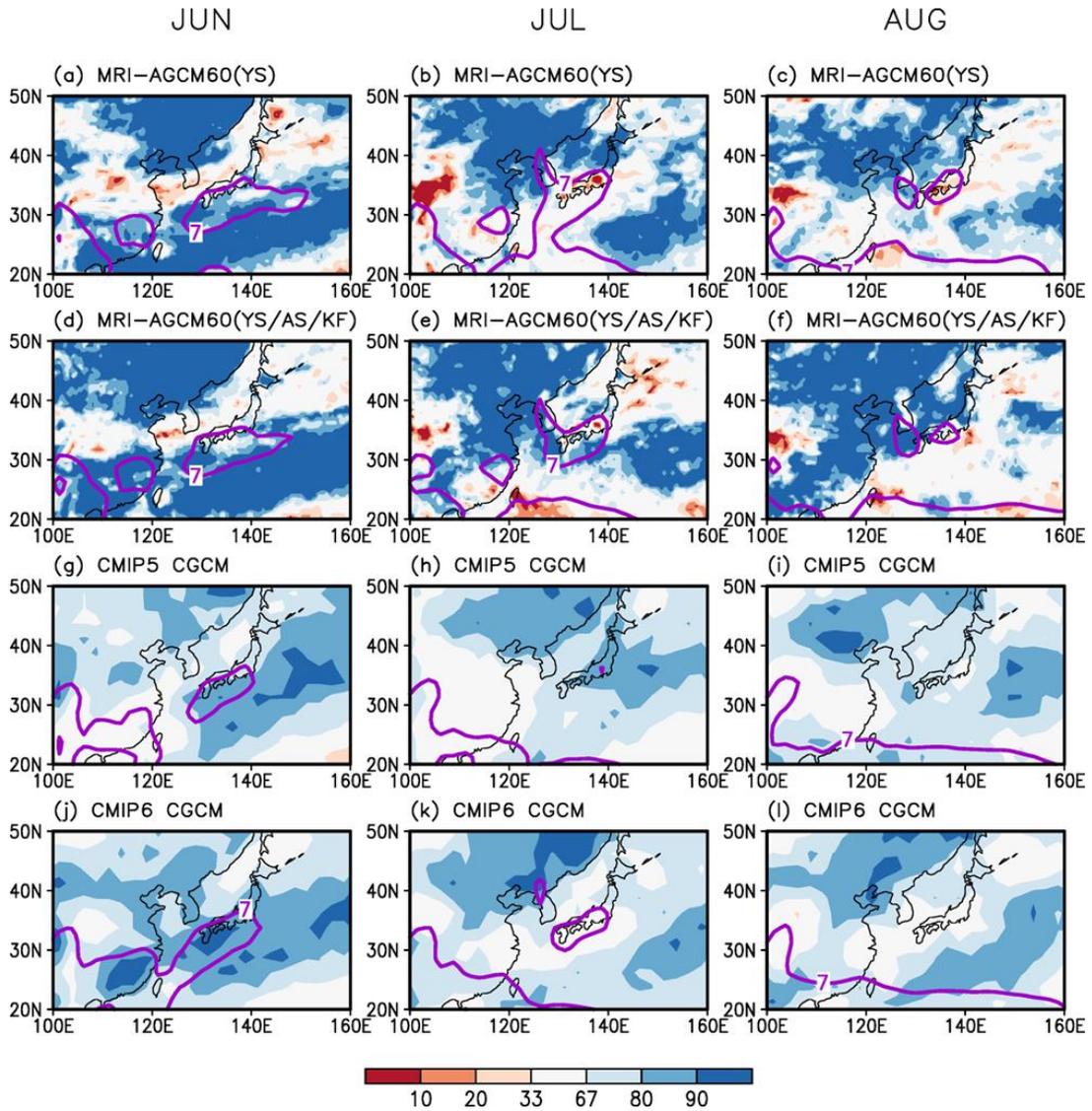


図 5.1.7 夏季の月別降水量の将来変化

降水量増加を予測するメンバー（モデル）の割合（％）：（1 段階目）全球 60 km モデルによる SST アンサンブル予測（28 メンバー）、（2 段階目）全球 60 km モデルによる SST/物理過程アンサンブル予測（12 メンバー）、（3 段階目）CMIP5 モデル予測、（4 段階目）CMIP6 モデル予測。左列から順に 6 月、7 月、8 月。寒色系（暖色系）の色が濃くなるほど多数のメンバー/モデルが降水量増加（減少）を予測することを意味する。太線は現在気候の 7mm/日の等値線（2.5 度格子に平滑化）。1 段階目の SST アンサンブル予測では、CMIP5 モデル予測の 28 種類の SST 偏差パターンを与えた。2 段階目の SST/物理過程アンサンブル予測では、CMIP5 モデル予測の代表的な 4 種類の SST 偏差パターンと 3 種類の積雲対流スキームを用いた。全球 60km モデルによるアンサンブル予測の詳細は Endo et al. (2021)を参照。いずれも 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による 21 世紀末予測。計算期間は、2 段階目は、現在：1984～2003 年、将来：2080～2099 年、その他は、現在：1980～1999 年、将来：2076～2095 年。

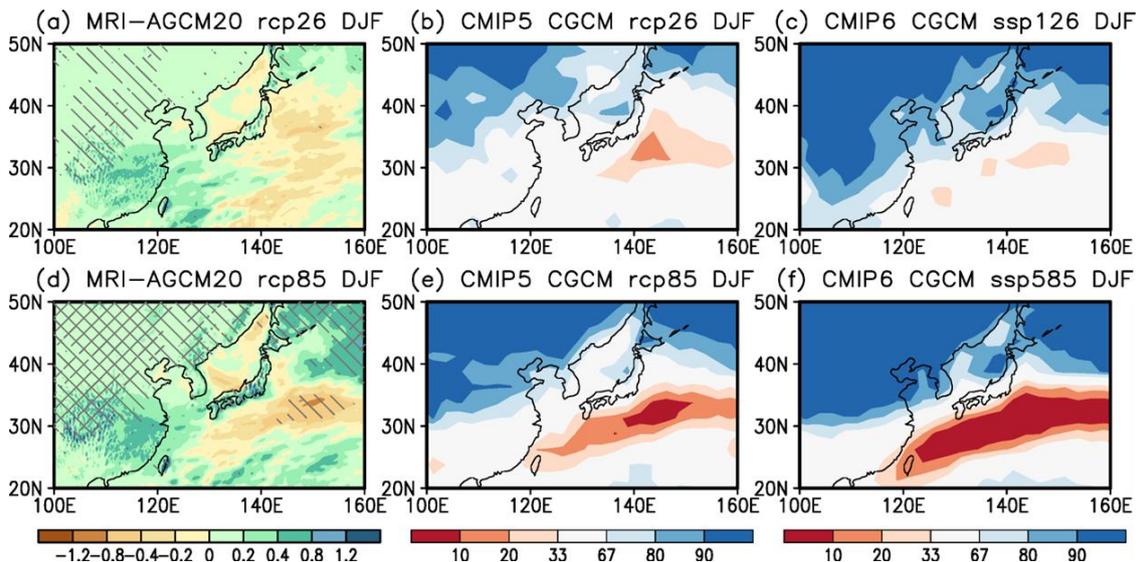


図 5.1.8 冬季（12～翌年2月）の降水量の将来変化

冬季である以外は図 5.1.5 と同じ

### (3) 雨の降り方の変化の将来予測

#### 1) 世界の将来予測

世界各機関の気候モデルでは、地球温暖化による平均気温の上昇に伴い、世界全体で平均した大雨の頻度や大雨の強度が増加すると予測している。IPCC (2021) によると、陸域のほとんどで、大雨が強度と頻度ともに増す可能性が非常に高い。ただし、地域的な昇温の違いや大気循環の変化に伴って、大雨の増加量やその確信度には地域的にばらつきがある。図 5.1.9 (a) は 1.5/2/4°C の地球温暖化レベルにおける年最大日降水量の変化を変化率で表したもので、大陸西岸に近い海上の一部では若干の減少が見込まれる一方、アジア域では全体的に高い増加が予測されている。

増加傾向はほとんどの気候モデルで共通して見られ、気温の上昇に伴って増加する。1年当たり一回よりもまれな頻度の降水については、全球平均気温の昇温量に比例するような変化率で増加すると予測されている (Li et al. 2021)。しかし、増加の程度は気候モデル間のばらつきが大きい。変化の度合いは、大雨を表す指標として何を用いるかによっても異なる。5日間降水量といった長めの時間をとった指標よりも、日降水量、6時間降水量といった短い時間の大雨になるほど増加が大きいことが予測されている (図 5.1.10)。また、1年当たり一回の頻度の大雨よりも数十年当たり一回の頻度の大雨のように、より発生頻度が低い現象の方が、降水量の増加率が大きくなる可能性がある (図 5.1.10、図 5.1.11)。

一方、干ばつをもたらすような極端な乾燥イベントについても、地域により増加する場所がある。IPCC (2021) によると、4°C 上昇時には居住域の約 50% で農業及び生態学的干ばつの増加の影響を受ける (確信度は中程度～高い)。図 5.1.9 (b) は 1.5/2/4°C の地球温暖化レベルにおける連続無降水日 (1 mm 以上の雨が降らない日) 数の変化を表したもので、アフリカ南部・地中海周辺・アマゾン域など、亜熱帯を中心に複数の地域で日数が増加すると予測されている。無降水日の増加が予測される地域であっても、多くの場所では大雨の強度は増加すると予測されている (図 5.1.9 (a))。

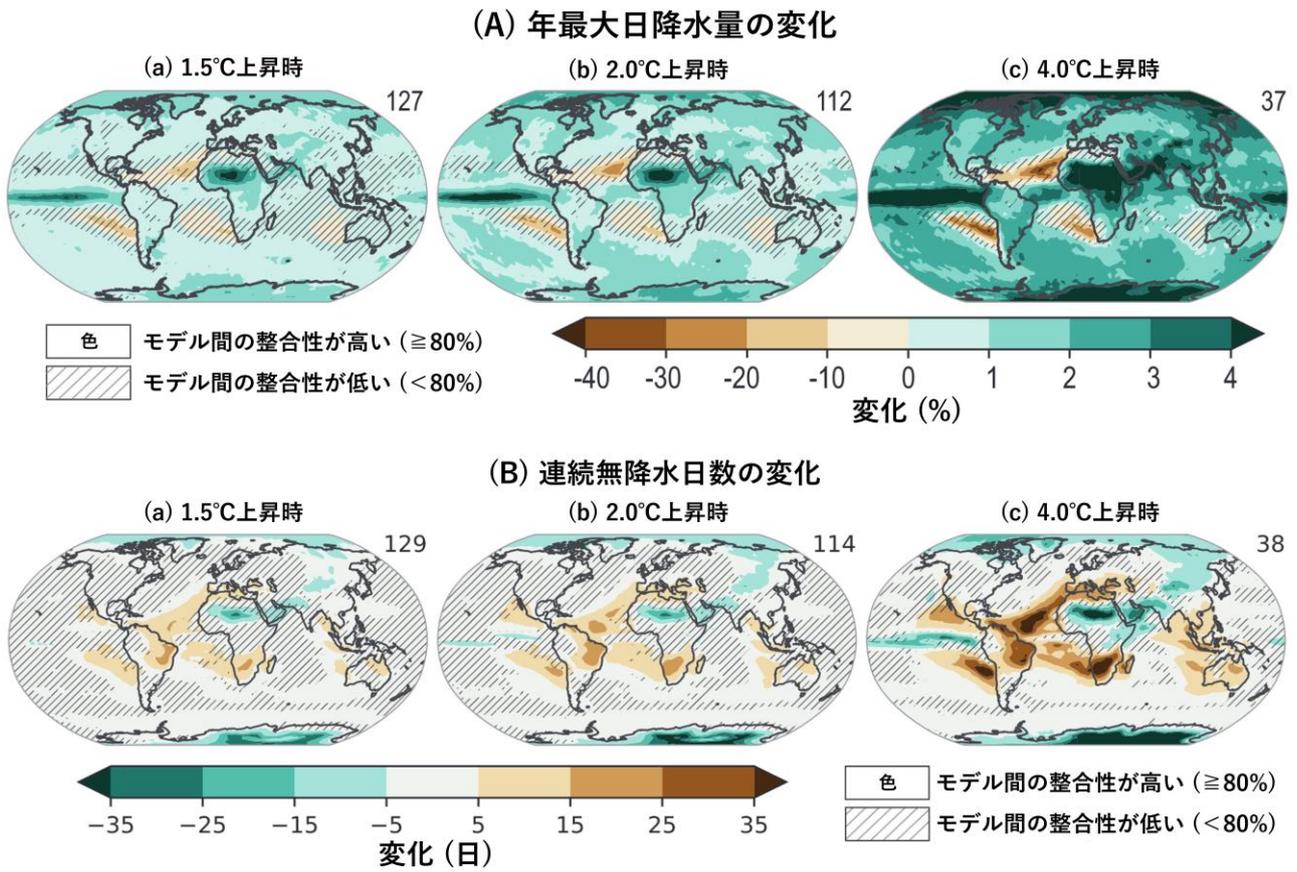


図 5.1.9 年最大日降水量及び連続無降水日数の変化予測

CMIP6 モデルによる、1850~1900 年に比べて 1.5/2/4°C 上昇した時の (A) 年最大日降水量及び (B) 連続無降水日数の変化。右上の数字は用いたモデルの数、斜線部分は変化の符号のモデル間の一致度が 80%未満の場所を表す。(IPCC, 2021; Figure 11.16, Figure 11.19 の一部を和訳・転載。)

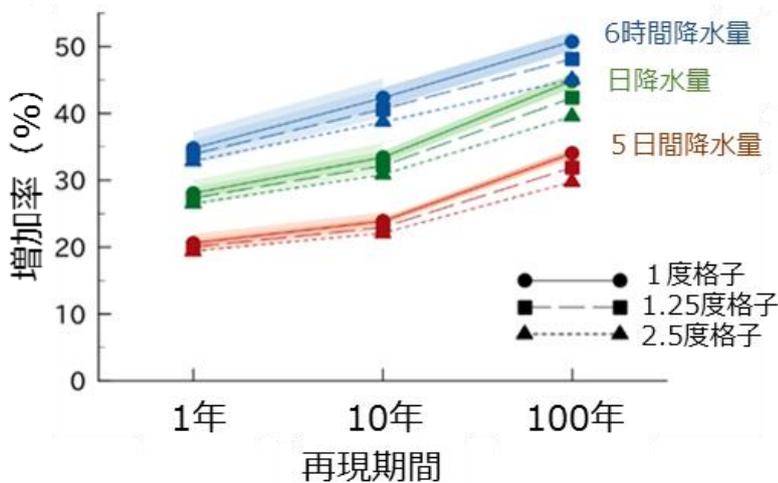


図 5.1.10 d4PDF における極端降水量増加率の世界平均値

d4PDF (付録 A.2.4 参照) の全球モデルによる 4°C 上昇時の変化予測。横軸は再現期間 (年最大・10 年最大・100 年最大)、青線は 6 時間降水量、緑線は日降水量、赤線は 5 日降水量を表す。破線・点線は 1.25 度格子・約 2.5 度格子 (モデル 4×4 格子分) に変換した降水データから算出したもの。薄い (濃い) 陰影は 1 メンバー (5 メンバー平均) で見た変化の標準偏差幅を表す。(Mizuta and Endo (2020) より図の一部を和訳・転載。)

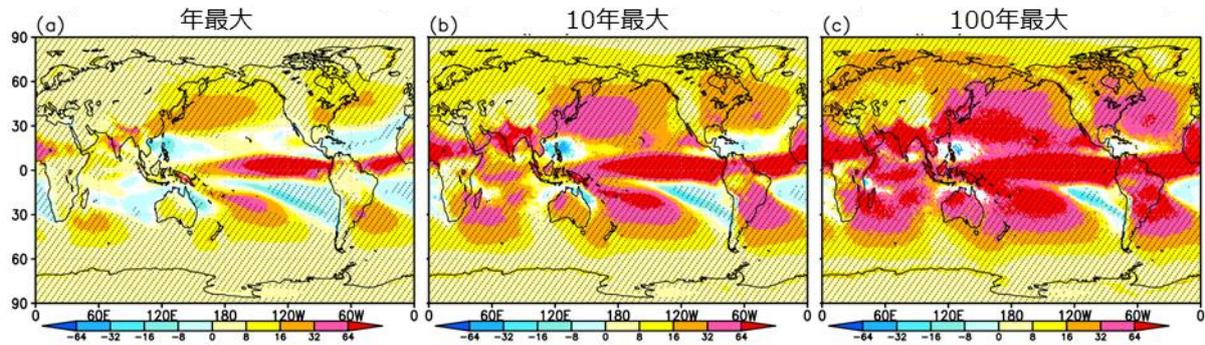


図 5.1.11 極端な大雨の際の降水量の将来変化 (mm)

(a) 年最大、(b) 10 年間で最大、(c) 100 年間で最大となる日降水量の将来変化。d4PDF の全球モデルによる 4°C 上昇時の変化予測。陰影部分は 6 種類の実験で同じ変化符号になる場所を表す。(Kitoh and Endo (2019) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき一部改変・和訳転載。)

## 2) 東アジアの将来予測

IPCC (2021) において、東アジアでは大雨の強度・頻度は増加すると予測されている（確信度は高い）。ただし、大雨に伴う降水の増加量に関しては、気候モデル間の差異が大きい。例えば、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の下で予測される日本域平均の年最大日降水量の変化率は、モデルにより +10% から +40% までばらついており、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) や季節最大日降水量についてもモデル間のばらつきが大きい (図 5.1.12)。全球 20 km モデルのメンバー間のばらつきは相対的に小さく、モデルの違いによる不確実性を十分には反映していない。一方、d4PDF 多アンサンブルのメンバー間のばらつきは気候モデル間のばらつきに近く、不確実性をより反映したものとなっている (図 5.1.13)。

また、日本域の大雨の予測に関しては、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の夏季や 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の秋季などにおいて、全球 20 km モデルは多数の気候モデルとは異なった予測になっている。ただし、全球 20 km モデルで台風に伴う降水を除去した場合には、CMIP5 モデルの予測値に近づく (図 5.1.12)。東アジア域においては、大雨は台風の接近時に発生することが多いため、大雨の変化は台風の接近頻度や強度の変化に左右される (図 7.1.2)。CMIP5 モデルには多数の気候モデルが含まれるものの、解像度が低く台風を十分に表現できていないため、全球 20 km モデルで予測が異なるのは、台風による大雨の変化が含まれていることによる影響が大きいと言える (Ito et al., 2020b; Endo et al., 2022)。台風の影響が含まれることにより、CMIP5 モデルの季節最大日降水量変化と比べて夏季の増加が小さめ、秋季の増加がやや大きめになることが全球 20 km モデルから示唆されるものの、CMIP との比較からモデルによる不確実性を評価することは難しいと考えられる。

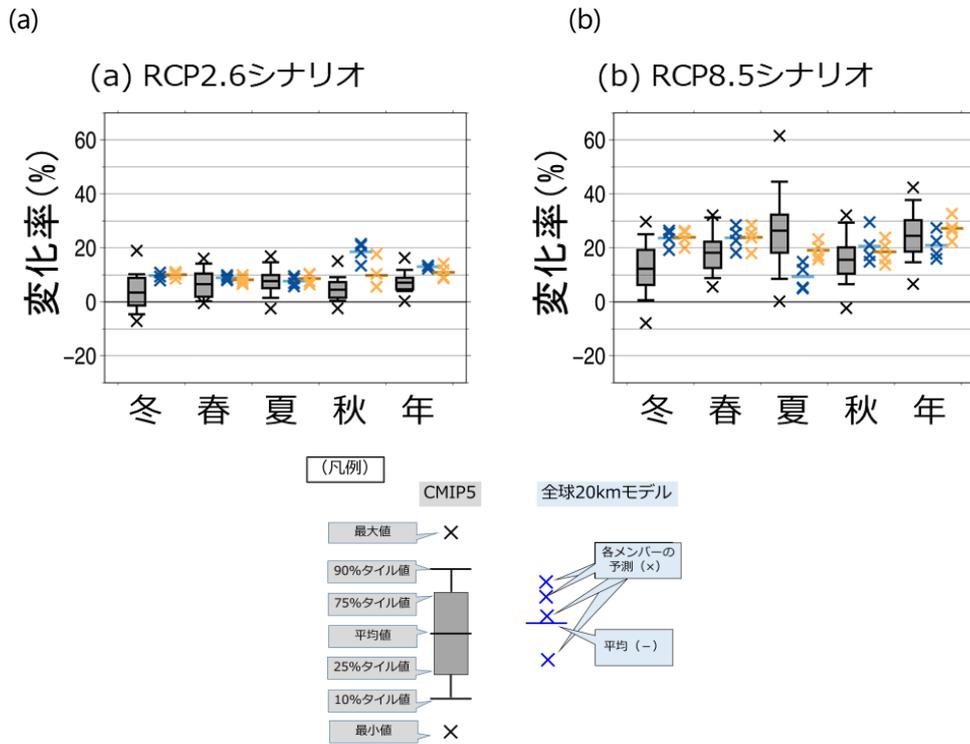


図 5.1.12 日本付近における年・季節最大日降水量の将来変化に関する予測の比較

(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、CMIP5 モデルと全球 20 km モデル (4 メンバー) による最大日降水量の将来変化に関する予測を、各季節及び年ごとに比較したもの。いずれも日本付近の平均。日本付近の定義は図 付録 B.2.1 を参照。CMIP5 モデルによる予測は、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。20 km 全球モデルによる予測を青色で、台風に伴う降水を除去した場合を橙色で示す。各メンバー (x) と平均値 (-) 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) の変化率。(Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき和訳・改変・転載。)

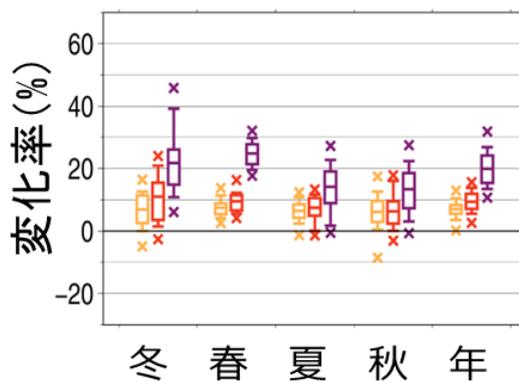


図 5.1.13 日本付近における年・季節最大 1 日降水量の将来変化 (d4PDF シリーズ)

1.5°C 上昇実験 (橙色; 30 年平均)、2°C 上昇実験 (赤色; 60 年平均)、4°C 上昇実験 (紫色; 60 年平均) である以外は図 5.1.12 と同じ。将来変化の基準は過去実験の 1951~2010 年平均。

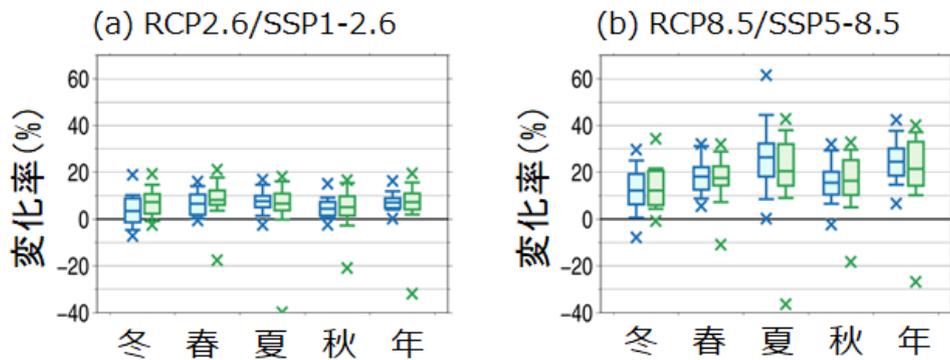


図 5.1.14 日本付近における年・季節最大1日降水量の将来変化に関するCMIP5予測とCMIP6予測の比較  
 CMIP5モデル予測(青色)とCMIP6モデル予測(緑色)における(a)2°C上昇シナリオ(CMIP5:RCP2.6、  
 CMIP6:SSP1-2.6)、(b)4°C上昇シナリオ(CMIP5:RCP8.5、CMIP6:SSP5-8.5)である以外は図 5.1.12 と  
 同じ。

## 5.2 日本

### 5.2.1 観測結果

#### (1) 降水量のこれまでの長期変化

気象庁の全国51観測地点<sup>61</sup>(図 1.4.2)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には、統計的に有意な長期変化傾向は確認できない(図 5.2.1)。また、季節降水量は、秋に減少しているとみられる(信頼水準90%で統計的に有意)が、その他の季節では統計的に有意な長期変化傾向は確認できない。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確認できない。日本の年降水量についても、世界と同様に1950年以降、また1980年以降の統計で見ると、1950年以降では統計的に有意な変化傾向は確認できない一方、1980年以降は増加傾向が現れている(信頼水準95%で統計的に有意)。

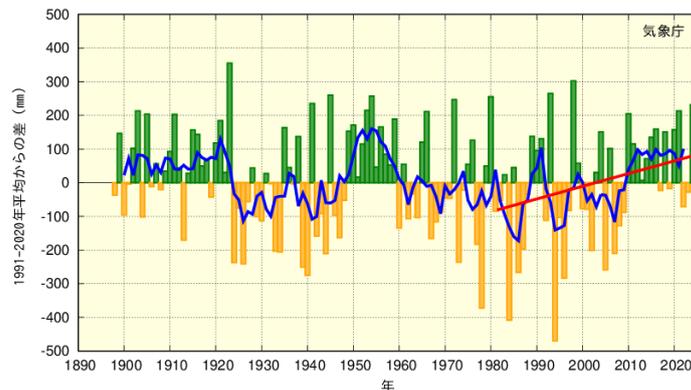


図 5.2.1 日本の年降水量偏差の経年変化(1898~2024年)

棒グラフは国内51観測地点での各年の年降水量の基準値からの偏差を平均した値を示す。緑の棒グラフは基準値と比べて多いことを、橙の棒グラフは基準値と比べて少ないことを、それぞれ表す。折れ線(青)は偏差の5年移動平均値を示す。直線(赤)は1980年以降の長期変化傾向(信頼水準95%で統計的に有意)を示す。基準値は1991~2020年の30年間の平均値。

61 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。

(2) 雨の降り方のこれまでの変化

1) 極端な大雨（日降水量、3時間降水量、1時間降水量）の発生頻度

気象庁の全国 51 観測地点で 1901 年から 2024 年に観測された降水量のデータを用いて計算した日降水量 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（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 5.2.2）。1 地点当たりの年間日数の増加率は、それぞれ 100 年当たり 0.33 日、0.04 日である。

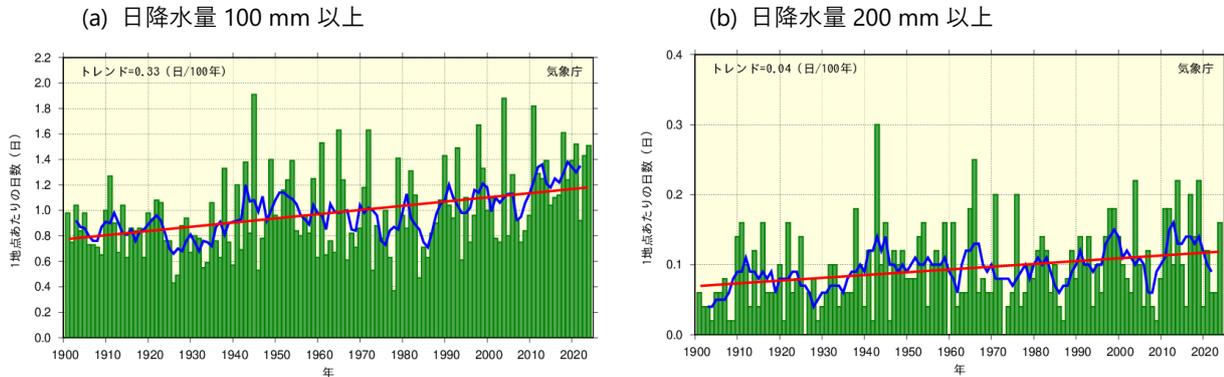


図 5.2.2 日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2024 年）

観測データの均質性が長期間継続している全国 51 地点における観測に基づく、日降水量が (a) 100 mm 以上及び (b) 200 mm 以上の日数の変化。棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を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 5 年移動平均値を、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。

極端な降水のうち、1 時間から数時間程度の時間で発生するような現象は、発生頻度が少なく、また局地性が強いことから、より多くの観測地点数を確保できる空間的に密な観測網を用いることで、現象をより捉えやすくなることが期待できる。気象庁の全国のアメダス観測地点（全国約 1,300 地点）で 1976 年から 2024 年に観測された降水量のデータを用い、極端な大雨<sup>62</sup>の頻度の変化を解析した結果を図 5.2.3 に示す<sup>63</sup>。極端な大雨の年間発生回数は統計的に有意に増加しており、より強い雨ほど頻度の増加率<sup>64</sup>が高い。また、1 時間降水量 80 mm 以上、3 時間降水量 150 mm 以上、日降水量 300 mm 以上といった強い雨では、1980 年頃と比較して、おおむね 2 倍程度に頻度が増加している。

また、同じアメダス地点の降水量データを用いて、時間スケールの長い降水現象の頻度の変化を解析した結果を図 5.2.4 に示す。日最大 48 時間降水量<sup>65</sup>400 mm 以上及び日最大 72 時間降水量<sup>65</sup>500

62 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 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。恐怖を感ずる）」と表現される。

（気象庁 HP「雨の強さと降り方」[https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo\\_hp/amehyo.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/amehyo.html)）

63 この解析に用いたアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、現在は約 1,300 地点となっている。なお、山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は統計期間を通じて除外している。

64 最近 10 年間（2015～2024 年）と統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）の平均年間発生回数を比べた値。

65 00 時 10 分から 24 時 00 分までの 10 分ごとに前 N 時間（ここでは N=48、72）の降水量の合計値を求め、これら合計値の中から求めた最大値。日界付近の時刻に発生したひと続きの降水現象により、図 5.2.4 では前後の両日で 400 mm

mm以上の大雨の年間発生回数には増加傾向が現れており（それぞれ信頼水準99%、信頼水準95%で統計的に有意）、1時間から日単位の大雨の経年変化と同傾向であった。このような大雨の頻度の増大には、地球温暖化が影響している可能性がある（第5.3.3項参照）。ただし、極端な降水は発生頻度が少なく、それに対してアメダスの観測期間は1976年以降と比較的短い期間に限られることから、これらの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。

加藤（2022）は、アメダスデータ<sup>66</sup>を用いて、集中豪雨発生数<sup>67</sup>及び1時間といった短時間の大雨発生数はいずれも統計的に有意に増加しており、集中豪雨の増加率の方が1割ほど高いこと、及び、月別では梅雨期の集中豪雨の増加傾向が顕著であることを示している。また、気象庁解析雨量を用いた津口・加藤（2014）によると、集中豪雨は7月から9月に多く発生し、台風・熱帯低気圧本体による事例を除けば、その大半が線状降水帯<sup>68</sup>によることが示されている。

なお、極端な降水は全国的には増加しているが、時間・空間的な局地性が強い現象であるため、もともと大雨の頻度が低い地域など統計的に有意な変化傾向が捉えられない地域も見られる（図5.2.5）。

---

以上あるいは500mm以上の降水がカウントされる場合があるが、連続した日付でカウントされた事例を一事例とした解析でも、本要素には増加傾向が現れている（信頼水準95%で統計的に有意）。

66 加藤（2022）では、1979年以前から継続して観測されている、あるいは観測地点が近傍へ移転されて継続的に観測されている地点（1つの継続地点とみなす）のデータを用いた解析を行っており、対象地点は各年の全使用可能地点を用いた図5.2.3と一致しない。また、日界に関係なく連続して1時間ごとに3時間降水量を算出して、その値が前後6時間の値よりも大きい場合を1つの事例としている。

67 加藤（2022）では、便宜上3時間積算降水量のみを集中豪雨の尺度としているが、集中豪雨は本来、線状降水帯の降雨分布のように空間分布も合わせて見るべきと言及している。

68 発達した積乱雲が列をなし、数時間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞することで作り出される強い降水域。津口・加藤（2014）による定義は、気象庁が「顕著な大雨に関する気象情報」の発表基準として定義しているものとは異なる。

## 第5章 降水

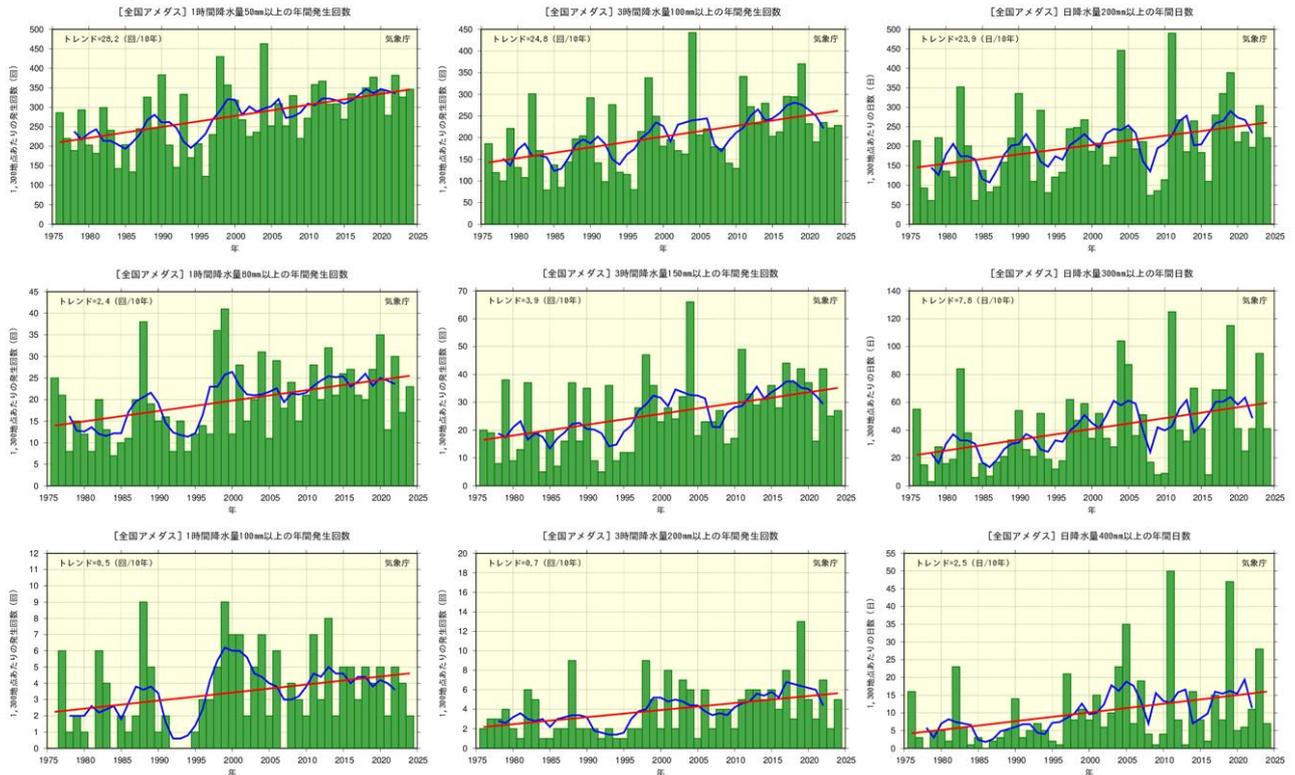


図 5.2.3 アメダスで見た極端な大雨の年間発生回数（日数）の経年変化（1976～2024年）

左列：1時間降水量 50 mm 以上（上段左）、80 mm 以上（中段左）及び 100 mm 以上（下段左）の年間発生回数、中央列：3時間降水量 100 mm 以上（上段中央）、150 mm 以上（中段中央）及び 200 mm 以上（下段中央）の年間発生回数、右列：日降水量 200 mm 以上（上段右）、300 mm 以上（中段右）及び 400 mm 以上（下段右）の年間日数。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 地点あたりに換算した値）。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、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。

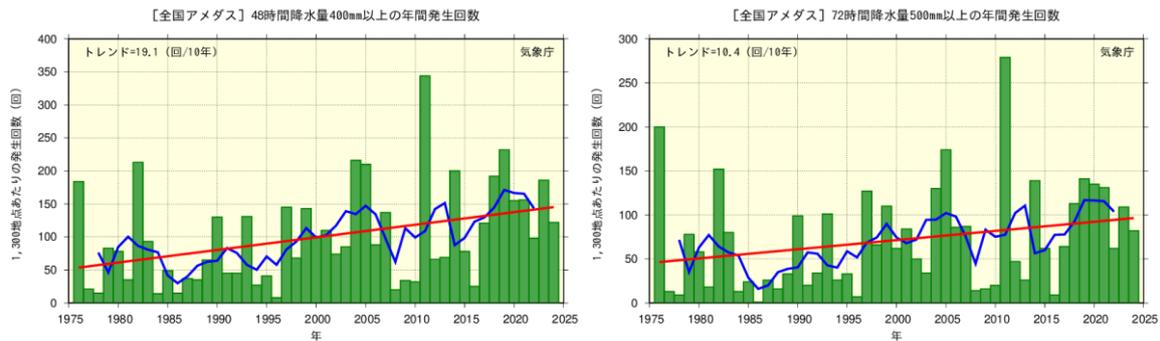


図 5.2.4 アメダス 48 時間及び 72 時間降水量で見た極端な大雨の年間発生回数の経年変化（1976～2024年）

日最大 48 時間降水量 400mm 以上（左）、日最大 72 時間降水量 500 mm 以上（右）の年間発生回数。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 地点あたりに換算した値）。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、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。

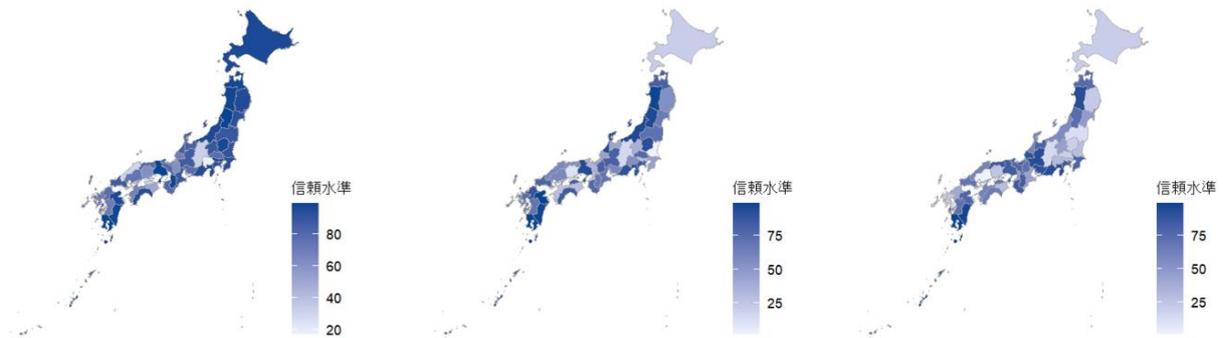


図 5.2.5 都道府県別に見た大雨頻度の増加の統計的な有意性（1979～2024 年）

都道府県ごとにアメダス 1 時間降水量 30 mm 以上（左）、3 時間降水量 80 mm 以上（中）、日降水量 100 mm 以上（右）の大雨の経年変化について、ケンドール検定により得られた信頼水準を地図上の色分けで示す。本報告書では、図 5.2.3 をはじめとした経年変化の解析において信頼水準 90%以上の変化を統計的に有意であると評価している。

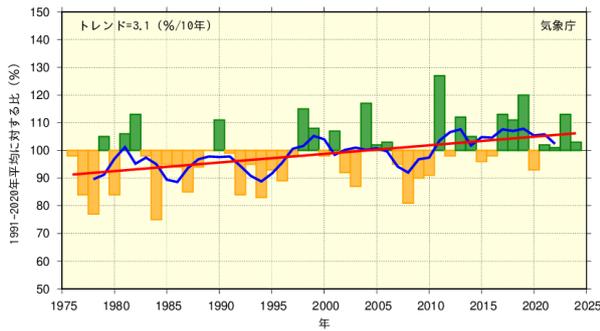
## 2) 年最大降水量

全国のアメダス地点のうち 1976 年から 2024 年の期間で観測が継続している地点（635 地点）における年最大日降水量の基準値（1991～2020 年の平均値）との比率（%）には増加傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）（図 5.2.6）。基準値に対する比率の増加率は 10 年当たり 3.1%である。

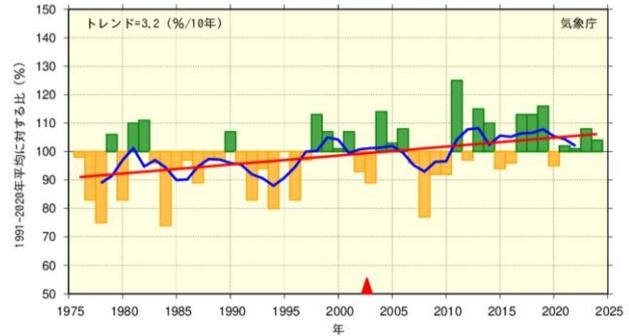
また、同じアメダス地点において、年最大 24 時間、48 時間及び 72 時間降水量それぞれの基準値に対する比の経年変化を見ると、いずれの時間スケールにおいても統計的に有意な増加傾向が現れている（それぞれ信頼水準 95%で統計的に有意）ことが確認できる（図 5.2.6）。

気温と水蒸気量の関係については、気温が 1°C 上昇すると飽和水蒸気量が 7%程度増加することが知られている。極端な大雨の強度が長期的に増大していることの背景要因として、地球温暖化による気温の長期的な上昇傾向に伴い、大気中の水蒸気量も長期的に増加傾向にあることが考えられる。ただし、極端な大雨の頻度と同様に、これらの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。

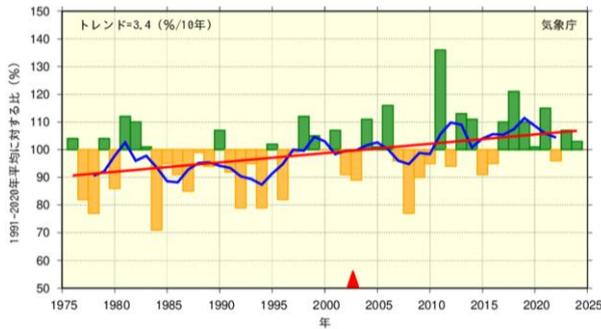
(a) 年最大日降水量



(b-1) 年最大 24 時間降水量



(b-2) 年最大 48 時間降水量



(b-3) 年最大 72 時間降水量

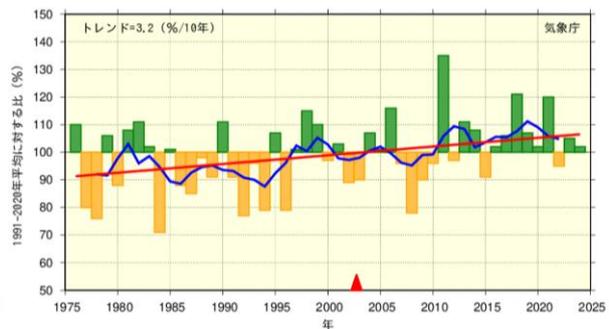


図 5.2.6 全国の年最大降水量の基準値との比率の経年変化（1976～2024 年）

棒グラフ（緑・橙）は全国のアメダス地点のうち 1976～2024 年の期間で観測が継続している地点（635 地点）の基準値との比（%）を平均した各年の値を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、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。基準値は 1991～2020 年の平均値。なお、(b-1)、(b-2)、(b-3) のグラフ中の▲は前後のデータの系統的な違いを示す。24、48、72 時間降水量の統計に関しては、2003 年 1 月 1 日（▲）以降、極値のサンプリング間隔<sup>69</sup>を変更しているため、▲の前後で観測値にはこれに起因する系統的な違いがある<sup>70</sup>。

ある現象が平均的に何年当たり一回起きるかを表した値を「再現期間」、ある再現期間に一回起こると考えられる降水量を「確率降水量」という。ここでは、確率降水量の値は過去の降水データを基に、確率分布を当てはめて統計学的に推定<sup>71</sup>している。年最大日降水量について、全国の地上気象観測地点及びアメダス観測点の観測データを用いて、「30 年に一回の大雨」「50 年に一回の大雨」「100 年に一回の大雨」に相当する降水量（それぞれ再現期間 30、50、100 年の確率降水量）を推定した結果を図 5.2.7 に示す（全国 51 地点による推定は「100 年に一回の大雨」のみ）。「100 年に一回の大雨」を見ると、最近の期間の統計では、北日本では 100～200 mm、東日本から西日本では 200～300 mm、四国、九州、沖縄では 400 mm を超える地点が見られる（図 5.2.7(a-3) 及び (b-2)）。

69 毎正時（1 日当たり 12 個）の 1 時間降水量の最大を求める方法から毎正 10 分（1 日当たり 144 個）の最大を求める方法に変更した。

70 例として、日最大 1 時間降水量が 50 mm 以上の場合には、平均して 8 mm 多くなる傾向があるが、ここで用いる 24、48、72 時間降水量の基準値に対する比率への影響は相対的に小さいと考えられる。

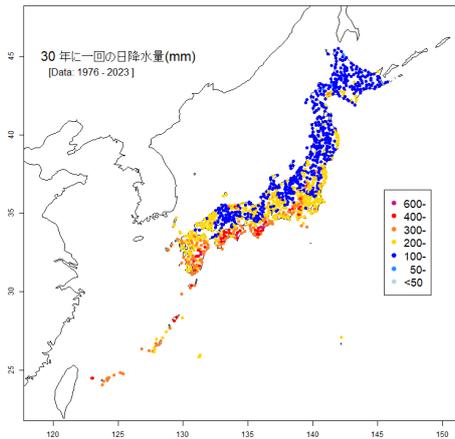
71 ここでの確率降水量は、各観測地点における過去の年最大日降水量の観測値をもとにグンベル分布を使用した推定を行っている（詳細は、以下の気象庁ホームページを参照。

<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/riskmap/index.html>）。

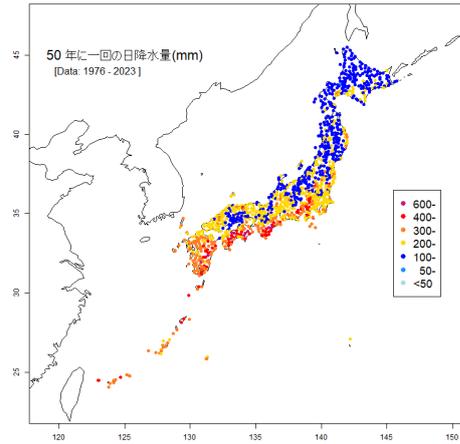
また、統計期間が約120年確保される地上観測データを過去の期間の統計（図5.2.7(b-1)）と最近の期間の統計（図5.2.7(b-2)）で比較すると、半数以上の地点で過去の期間（前半約60年）と比べて最近の期間（後半約60年）の方が確率降水量が大きく、これらは全国51地点平均では約60年間で約1.1倍の増大であった。図5.2.3の結果と同様に、近年は極端な降水が観測されやすくなっていることが確認できる。

全国アメダス約 1,000 地点 (1976~2023 年統計)

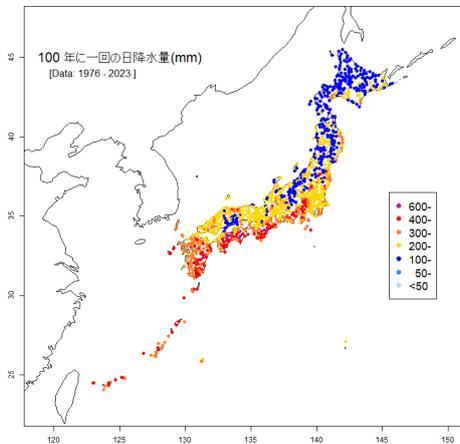
(a-1) 30 年に一回の日降水量



(a-2) 50 年に一回の日降水量

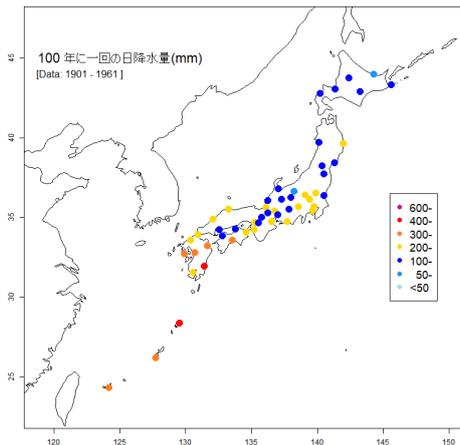


(a-3) 100 年に一回の日降水量



(b-1) 全国 51 地点 (1901~1961 年統計)

100 年に一回の日降水量



(b-2) 全国 51 地点 (1962~2022 年統計)

100 年に一回の日降水量

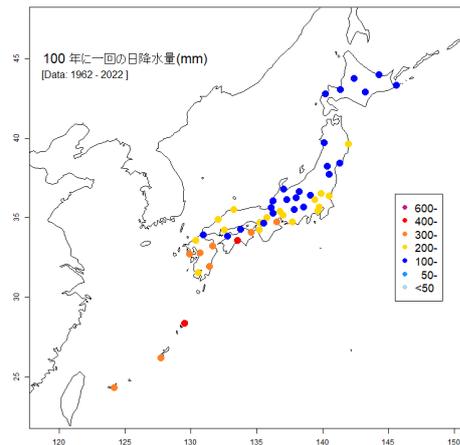


図 5.2.7 年最大日降水量のデータから推定した確率降水量の分布図

再現期間中に一回起こる可能性のある日降水量。それぞれの図は、(a-1)~(a-3)全国のアメダス観測地点の最近の期間 (1976~2023 年)、(b-1)全国の地上観測地点 51 地点の過去期間 (1901~1961 年)、(b-2) 同観測地点の最近の期間 (1962~2022 年)、の統計に基づく。アメダスは 1976 年から 2023 年までの期間で、20 年分以上の観測値が蓄積されている約 1,000 地点を使用した。

### 3) 無降水日数

気象庁の全国 51 観測地点で 1901 年から 2024 年の期間に観測された降水量のデータによると、無降水日数（ここでは 1.0 mm 以上の降水が観測されない日数）は増加している（信頼水準 99% で統計的に有意）。増加率は 100 年当たり 9.2 日である（図 5.2.8）。

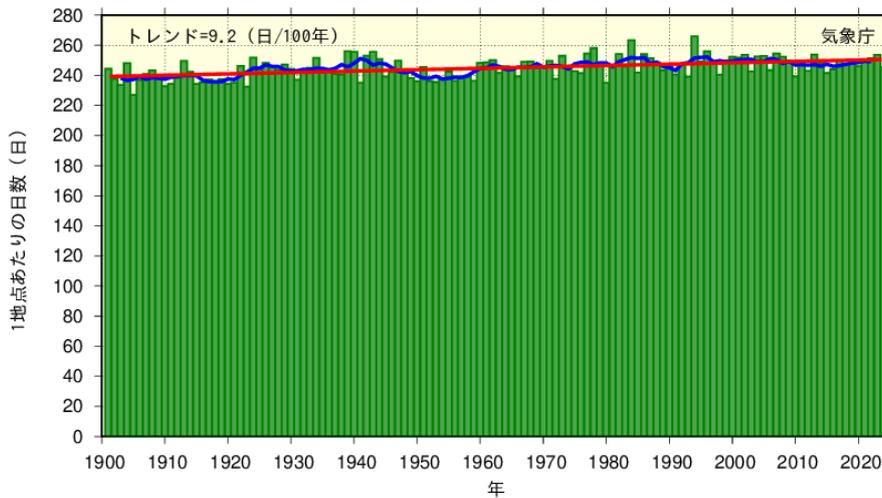


図 5.2.8 無降水日（日降水量 1.0 mm 未満）の年間日数の経年変化（1901～2024 年）

観測データの均質性が長期間継続している全国 51 地点における観測に基づく、日降水量が 1.0 mm 未満の日数の変化。棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を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 5 年移動平均値を、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。

以上の結果から、日本においては極端な大雨の頻度が増える反面、降水がほとんどない日も増加しており、雨の降り方が極端になってきていることが分かる。大雨の頻度と強度の変化には、地球温暖化が影響している可能性がある（第 5.3.3 項 参照）。ただし、降水は様々な要因・時間規模で大きく変動するため、地球温暖化の影響を評価するには引き続きデータの蓄積、研究が必要である。

なお、気温や降水量は年々変動が大きいため、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、近年の豪雨事例については、量的アプローチによるイベント・アトリビューション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）。

### (3) 大気中の水蒸気のこれまでの変化

地球温暖化により気温が上昇することで、大気の組成にも影響が生じる。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り、気温が高くなることで、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）が増加する。大気中の水蒸気量は、少なくとも 1980 年代以降、対流圏全体で増加している（可能性が高い）と評価されている（IPCC, 2021; 2.3, BOX TS.6）。

気象庁の高層気象観測（国内 13 地点）において、上空約 1,500 m の空気中に含まれる水蒸気量は 1981～2024 年の期間で増加している（信頼水準 99% で統計的に有意）（図 5.2.9）。これまでに観測されている日本国内の大雨の発生頻度の増加や強度の増大に寄与していると考えられる。

また、昇温に伴う飽和水蒸気量の増加には相対湿度を下げる効果がある。海洋よりも陸域の昇温の方が大きいことにより、大気循環パターンが変化し、大陸の地表付近の相対湿度を低下させ、地

域的な乾燥化に寄与する（確信度が高い）効果もある。2000年以降、世界の陸域の大部分では相対湿度の低下が起こっている可能性が非常に高い。陸域の昇温は、域的な乾燥化が起こることで、大気蒸発需要と干ばつ事象の深刻度を増加させる（確信度が高い）（IPCC, 2021; BOX TS.6）と評価されている。

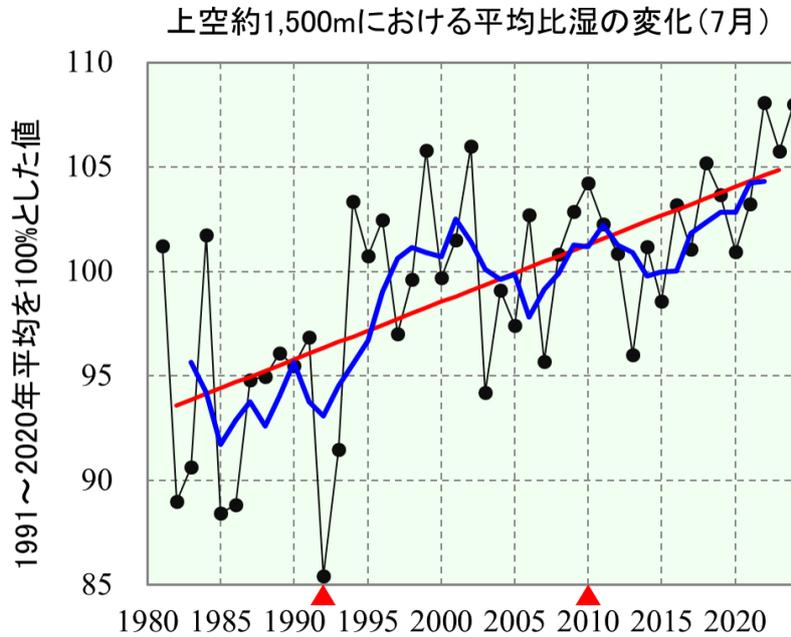


図 5.2.9 日本域の上空約 1,500m における 7 月の平均比湿（空気 1 kg に含まれる水蒸気量）の変化（1981～2024 年）

折れ線（黒）は気象庁の国内 13 か所の高層気象観測地点（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、南大東島、父島）ごとに基準値に対する比率（%）を算出し、それを全国平均した値を示している。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向を示す。基準値は 1991 年から 2020 年の平均値。2 つの▲の時期に測器の変更があり、この間の期間の値は相対的にやや高めている可能性があるが、水蒸気量が増加傾向にあるという評価結果に影響を与えるほどではない。

## 5.2.2 将来予測

### (1) 降水量の将来予測

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）では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、全国平均の年降水量には 20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の間で有意な変化傾向は確認できない（図 5.2.10; 図 5.2.11; 表 5.2.1）。同様の結果は Murata et al. (2017) でも得られている。また、CMIP5/6 のモデルでも、日本域の年降水量は増加する予測と減少する予測があり、確かな変化傾向は見られず整合的である。

図 5.1.3 に示されているとおり、全球 20km モデルによる日本域の年降水量の予測は CMIP5/6 のモデルの予測幅内に含まれているが、CMIP モデルも含め、日本域の降水量についてこれらの全球モデルの解像度で評価できる範囲は限定的である。従って、全国平均した年降水量の将来予測で有意な変化傾向が確認できないことは観測結果とも整合しているものの、確信度は中程度である。

地域、季節ごとに解析すると、北海道地方では年平均及び夏季、冬季に増加し、関東甲信地方では春季及び夏季、北陸地方及び中国地方では冬季、東海地方及び近畿地方では年平均及び春季、夏季、四国地方では年平均及び夏季に減少する傾向が、それぞれ統計的に有意に見られる。しかし、メンバー間の予測結果の違いが大きく、十分な研究事例も積み重ねられていないことから、地域単位の降水量については予測の不確実性が大きい。なお、このうち北陸地方及び中国地方で冬季に有意な減少が予測されているのは、この予測計算で用いられたモデルにおいては冬季の北西季節風が北日本を除いて弱化する予測となっていること（第13章参照）が要因として考えられる。Murata et al. (2015) においても、冬季の日本海側で降水量が将来減少する地域があるという、総合的な結果が得られている。

2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) においても全国平均では秋季を除いて有意な変化傾向は確認できない（確信度が中程度）。地域、季節ごとに見ると、沖縄地方で年平均、夏季、秋季に有意な増加傾向が現れており、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) よりも大きな変化が予測されている。ただし、日本付近の降水量の将来変化は、境界条件として与える海面水温の分布により、その大きさや空間分布が大きく異なっている。そのため、現時点では地域ごとの降水量変化については不確実性が大きく、予測結果を参照する上では注意が必要である。

他の研究事例では、冬季の降水量について、Matsumura and Sato (2011) は北海道の日本海側での減少傾向を示している。一方、Murata et al. (2015) では北日本の日本海側では降水量がやや増加する傾向が示されており、地域別の変化傾向については研究事例によって結果の差異が大きい。

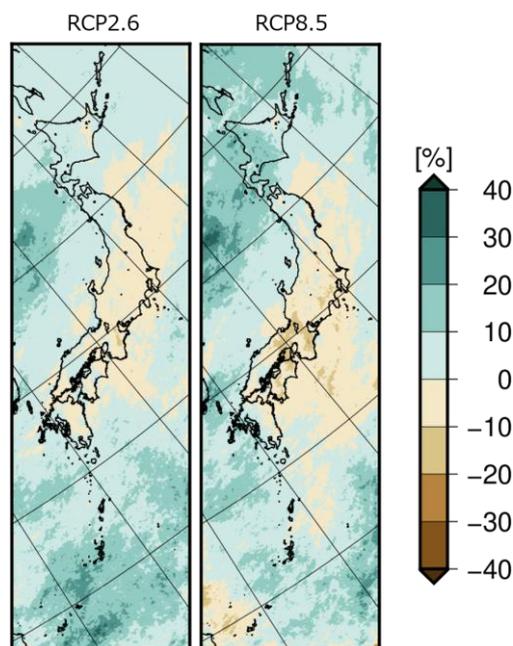


図 5.2.10 本報告書の予測による年降水量の将来変化 (%)

左が 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)、右が 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測結果を示している。20 世紀末 (1980~1999 年平均) に対する 21 世紀末 (2076~2095 年平均) の変化率で示す。

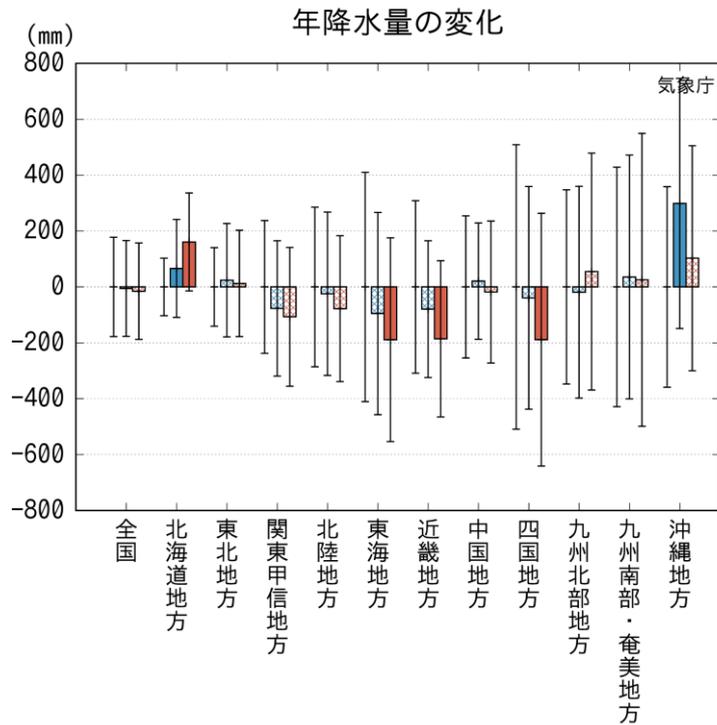


図 5.2.11 本報告書の予測による全国及び地域別の降水量の将来変化 (mm)

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 (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) を細い縦線で示す。棒グラフの色は赤が 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) で、青が 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) で、それぞれ予測される将来変化量に対応する。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す。

表 5.2.1 本報告書の予測による全国及び地域別の降水量の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）  
（mm）

(a) は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）による、(b) は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測結果について、地域、季節ごとの数値を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、その将来変化量が信頼水準 90% で有意に増加（減少）する場合は青字（赤字）としている。

(a) 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）による予測

	年 単位（mm）	春 単位（mm）	夏 単位（mm）	秋 単位（mm）	冬 単位（mm）
全国	-5 ± 171	-7 ± 72	-22 ± 110	35 ± 89	-11 ± 53
北海道地方	66 ± 175	13 ± 79	24 ± 93	20 ± 79	10 ± 54
東北地方	24 ± 203	8 ± 79	0 ± 130	51 ± 96	-35 ± 70
関東甲信地方	-77 ± 242	-22 ± 76	-63 ± 156	15 ± 138	-7 ± 64
北陸地方	-24 ± 292	17 ± 104	-12 ± 141	33 ± 134	-62 ± 154
東海地方	-95 ± 362	-21 ± 131	-84 ± 268	13 ± 179	-2 ± 100
近畿地方	-80 ± 245	-13 ± 93	-101 ± 182	48 ± 150	-13 ± 67
中国地方	21 ± 208	-17 ± 99	1 ± 154	59 ± 117	-23 ± 63
四国地方	-39 ± 398	-4 ± 127	-124 ± 328	78 ± 204	11 ± 99
九州北部地方	-19 ± 379	-45 ± 160	-4 ± 291	36 ± 112	-6 ± 74
九州南部・奄美地方	36 ± 436	-46 ± 179	45 ± 321	31 ± 180	6 ± 95
沖縄地方	299 ± 447	15 ± 160	122 ± 254	124 ± 269	38 ± 136

(b) 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測

	年 単位（mm）	春 単位（mm）	夏 単位（mm）	秋 単位（mm）	冬 単位（mm）
全国	-15 ± 173	-5 ± 72	-34 ± 125	23 ± 93	2 ± 58
北海道地方	161 ± 175	31 ± 81	75 ± 113	18 ± 94	37 ± 54
東北地方	12 ± 190	15 ± 82	-6 ± 134	27 ± 110	-23 ± 71
関東甲信地方	-107 ± 248	-39 ± 79	-103 ± 175	20 ± 150	15 ± 66
北陸地方	-78 ± 261	26 ± 106	-22 ± 146	-13 ± 141	-69 ± 144
東海地方	-189 ± 364	-58 ± 132	-166 ± 286	13 ± 181	23 ± 103
近畿地方	-186 ± 279	-35 ± 110	-169 ± 212	23 ± 137	-4 ± 68
中国地方	-18 ± 254	-22 ± 116	-6 ± 193	33 ± 123	-24 ± 63
四国地方	-189 ± 452	-43 ± 147	-244 ± 361	76 ± 226	22 ± 101
九州北部地方	55 ± 424	-21 ± 187	58 ± 339	28 ± 129	-9 ± 81
九州南部・奄美地方	25 ± 524	29 ± 239	-23 ± 387	25 ± 208	-5 ± 105
沖縄地方	103 ± 403	29 ± 225	54 ± 264	-1 ± 192	21 ± 130

(2) 雨の降り方の変化の将来予測

1) 極端な大雨（日降水量、3時間降水量、1時間降水量）の発生頻度

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）では、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21世紀末（2076～2095年平均）における日降水量100mm以上及び200mm以上の日数は、20世紀末（1980～1999年平均）と比べてほぼ全国的に有意に増加する（図5.2.12; 表5.2.2）。これはCMIP6による予測において日本を含む東アジア域で大雨の発生頻度が増加すること、及びこれまでの観測で示されている長期的な増加傾向と整合していることから、確信度は高い。増加幅は地域によって異なるものの、全国平均の年間発生日数は日降水量100mm以上では約1.4倍、日降水量200mm以上では約2.2倍に増加する。

2°C上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、全国平均で有意な増加が予測されるが（確信度が高い）、増加幅は4°C上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると概して小さくなる。全国平均の年間発生日数は日降水量100mm以上では約1.2倍、日降水量200mm以上では約1.5倍に増加する。

両シナリオの予測を比較すると、沖縄地方のみ、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）より2°C上昇シナリオ（RCP2.6）の方が、大雨の増加率が大きい予測となっているが、こうした発生頻度の低い極端な現象の予測には多数のサンプル数が必要であり、また本報告書では十分に考慮できていない境界条件やモデルの違いに起因する不確実性も存在するため、不確実性が大きいと考えられる。

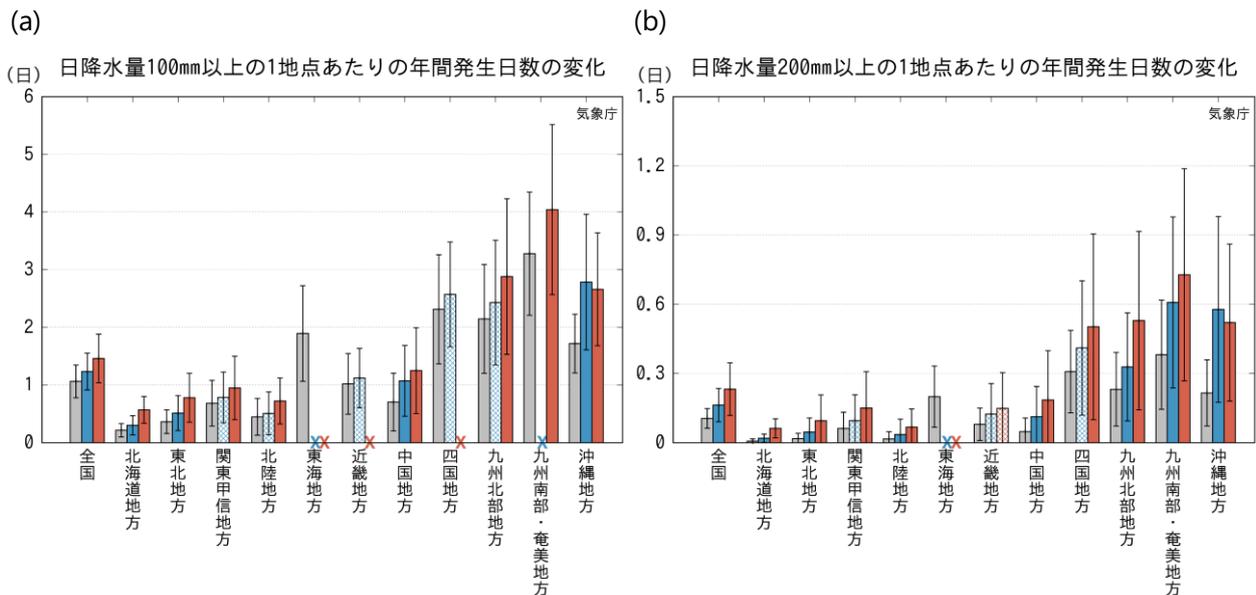


図 5.2.12 全国及び地域別の1地点当たりの日降水量100mm以上及び200mm以上の発生日数（日/年）  
 (a) が日降水量100mm以上、(b) が200mm以上の年間発生日数。いずれも本報告書の予測による。棒グラフはそれぞれの大雨の発生日数、細い縦線は年々変動の幅。棒グラフの色は灰色が20世紀末（1980～1999年平均）、青が2°C上昇シナリオ（RCP2.6）、赤が4°C上昇シナリオ（RCP8.5）の21世紀末（2076～2095年平均）に対応する。2°C上昇シナリオ（RCP2.6）及び4°C上昇シナリオ（RCP8.5）の棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、20世紀末と21世紀末の差が信頼水準90%で有意（有意でない）ことを示す。予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低い予測は棒グラフではなく×で示す。なお、20世紀末の値にはバイアス補正を加えているものの完全にバイアスが除去されている訳ではなく、観測値とは値が異なることに注意。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。

表 5.2.2 全国及び地域別の1地点当たりの日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の発生日数  
(平均値及び年々変動の幅) (日/年)

いずれも本報告書の予測による。20 世紀末 (1980~1999 年平均)、21 世紀末 (2076~2095 年平均) (2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5)) のそれぞれについて、「発生頻度 ± 年々変動の幅」の形で示し、20 世紀末と 21 世紀末の差が信頼水準 90%で有意に増加 (減少) する場合は青字 (赤字) としている。数値は小数点以下第 2 位を四捨五入し、0.05 未満の値は「0.0」と表示している。「-----」は、予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低いため予測結果として示していない。

地域	日降水量 100 mm 以上、単位 (日/年)			日降水量 200 mm 以上、単位 (日/年)		
	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	1.1 ± 0.3	1.2 ± 0.3	1.5 ± 0.4	0.1 ± 0.0	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1
北海道地方	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2	0.6 ± 0.2	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0
東北地方	0.4 ± 0.2	0.5 ± 0.3	0.8 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1
関東甲信地方	0.7 ± 0.4	0.8 ± 0.4	1.0 ± 0.5	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.2
北陸地方	0.4 ± 0.3	0.5 ± 0.4	0.7 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1
東海地方	1.9 ± 0.8	-----	-----	0.2 ± 0.1	-----	-----
近畿地方	1.0 ± 0.5	1.1 ± 0.5	-----	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.2
中国地方	0.7 ± 0.5	1.1 ± 0.6	1.3 ± 0.7	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.2
四国地方	2.3 ± 0.9	2.6 ± 0.9	-----	0.3 ± 0.2	0.4 ± 0.3	0.5 ± 0.4
九州北部地方	2.1 ± 0.9	2.4 ± 1.1	2.9 ± 1.3	0.2 ± 0.2	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.4
九州南部・奄美地方	3.3 ± 1.1	-----	4.0 ± 1.5	0.4 ± 0.2	0.6 ± 0.4	0.7 ± 0.5
沖縄地方	1.7 ± 0.5	2.8 ± 1.2	2.7 ± 1.0	0.2 ± 0.1	0.6 ± 0.4	0.5 ± 0.3

また、本報告書の予測では、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の場合、21 世紀末 (2076~2095 年平均) における 1 時間降水量 30 mm 以上、50 mm 以上及び 3 時間 100 mm 以上の短時間の大雨回数 (年間) は、20 世紀末 (1980~1999 年平均) と比べて全国的に有意に増加する (図 5.2.13; 表 5.2.3)。これは CMIP6 による東アジア域の予測結果や観測で示されている長期変化傾向と整合しているため、確信度は高い。増加幅は地域によって異なるものの、全国平均の年間発生回数は 1 時間降水量 30 mm 以上では約 1.9 倍、1 時間降水量 50 mm 以上では約 3.0 倍、3 時間降水量 100 mm 以上では約 3.0 倍に増加する。

2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の場合も、全国的に有意な増加が予測される (確信度が高い)。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) と比較すると、増加幅は概して小さくなる。全国平均の年間発生回数は、1 時間降水量 30 mm 以上では約 1.3 倍、1 時間降水量 50 mm 以上では約 1.8 倍、3 時間降水量 100 mm 以上では約 1.8 倍に増加する。

なお、以上の結果について、一般に予測対象の空間スケールが小さいほど、予測の不確実性は大きくなることには注意が必要である。

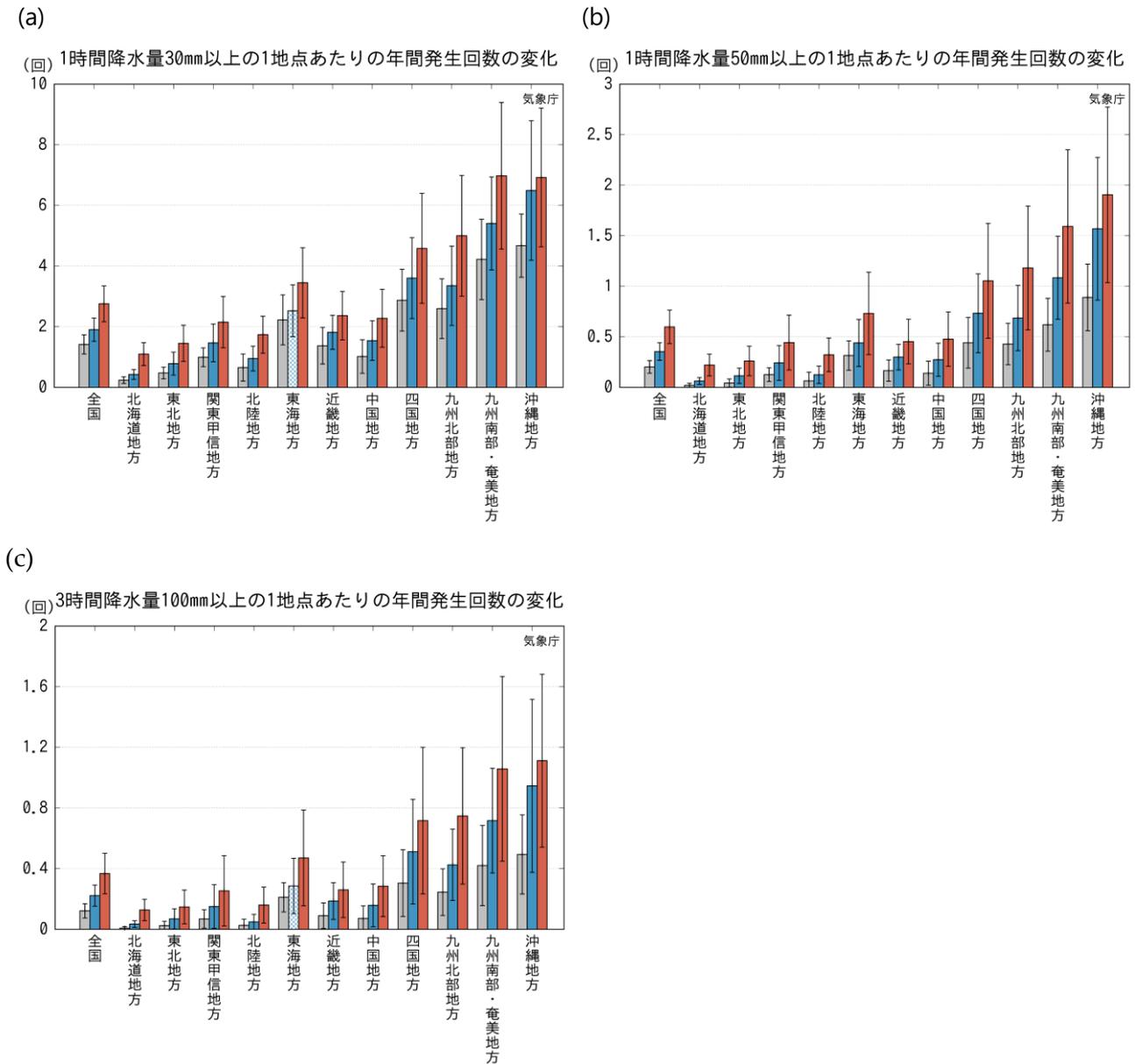


図 5.2.13 全国及び地域別の1地点当たりの1時間降水量30mm以上、50mm以上、3時間降水量100mm以上の発生回数(回/年)

(a) が1時間降水量30mm以上、(b) が50mm以上、(c)が3時間降水量100mm以上の年間発生回数。いずれも本報告書の予測による。図の見方は図5.2.12と同じ。

表 5.2.3 全国及び地域別の1地点当たりの1時間降水量 30 mm 以上、50 mm 以上、  
3時間降水量 100 mm 以上の発生回数（平均値及び年々変動の幅）（回/年）

いずれも本報告書の予測による。表の見方は表 5.2.2 と同じ。

地域	1時間降水量 30 mm 以上 単位（回/年）			1時間降水量 50 mm 以上 単位（回/年）		
	20世紀末	RCP2.6	RCP8.5	20世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	1.4 ± 0.3	1.9 ± 0.4	2.8 ± 0.6	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.1	0.6 ± 0.2
北海道地方	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.2	1.1 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	0.2 ± 0.1
東北地方	0.5 ± 0.2	0.8 ± 0.4	1.5 ± 0.6	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.3 ± 0.1
関東甲信地方	1.0 ± 0.3	1.5 ± 0.6	2.2 ± 0.8	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.2	0.4 ± 0.3
北陸地方	0.7 ± 0.4	1.0 ± 0.4	1.7 ± 0.6	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.3 ± 0.2
東海地方	2.2 ± 0.8	2.5 ± 0.9	3.4 ± 1.2	0.3 ± 0.1	0.4 ± 0.2	0.7 ± 0.4
近畿地方	1.4 ± 0.6	1.8 ± 0.6	2.4 ± 0.8	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.1	0.5 ± 0.2
中国地方	1.0 ± 0.6	1.5 ± 0.7	2.3 ± 1.0	0.1 ± 0.1	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.3
四国地方	2.9 ± 1.0	3.6 ± 1.3	4.6 ± 1.8	0.4 ± 0.3	0.7 ± 0.4	1.1 ± 0.6
九州北部地方	2.6 ± 1.0	3.4 ± 1.3	5.0 ± 2.0	0.4 ± 0.2	0.7 ± 0.3	1.2 ± 0.6
九州南部・奄美地方	4.2 ± 1.3	5.4 ± 1.5	7.0 ± 2.4	0.6 ± 0.3	1.1 ± 0.4	1.6 ± 0.8
沖縄地方	4.7 ± 1.0	6.5 ± 2.3	6.9 ± 2.3	0.9 ± 0.3	1.6 ± 0.7	1.9 ± 0.9

地域	3時間降水量 100 mm 以上 単位（回/年）		
	20世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	0.1 ± 0.0	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.1
北海道地方	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1
東北地方	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1
関東甲信地方	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2
北陸地方	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.1
東海地方	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.3
近畿地方	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2
中国地方	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2
四国地方	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.3	0.7 ± 0.5
九州北部地方	0.2 ± 0.2	0.4 ± 0.2	0.7 ± 0.4
九州南部・奄美地方	0.4 ± 0.3	0.7 ± 0.3	1.1 ± 0.6
沖縄地方	0.5 ± 0.3	0.9 ± 0.6	1.1 ± 0.6

## 2) 年最大降水量

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）では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における年最大日降水量は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて全国的に有意に増加する（図 5.2.14；表 5.2.4）。これは観測で示されている長期変化傾向と整合しており、全球 20km モデルによる予測結果は CMIP5/6 による予測結果の幅にほぼ収まっている（図 5.1.14、図 5.2.14）ため、確信度は高

い。また、多くの地域で将来変化量が 20 世紀末の年々変動の幅（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）より大きくなっており、1 年当たり一回程度観測される極端な大雨の強さが地球温暖化に伴い大きく変わっていくことを示している。

2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、関東甲信、北陸、東海、近畿地方を除いて有意な増加が予測されている。全球 20km モデルによる予測結果は CMIP5/6 による予測結果の上限付近にあるものの、その幅を考慮しても増加傾向が確認できる（図 5.1.12、図 5.1.14）ことから、確信度は高い。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると増加量は概して小さくなるものの、全国平均では 20 世紀末の年々変動幅は上回る。沖縄地方では 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の方が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）より変化量が大きく予測されているが、大雨の発生頻度と同様に不確実性が大きいと考えられる。年最大日降水量についても、一般に予測対象の空間スケールが小さいほど、予測の不確実性は大きくなる。

年最大 72 時間降水量においても、将来変化量に見られる特徴は年最大日降水量とおおむね同様である（図 5.2.15; 表 5.2.5）。

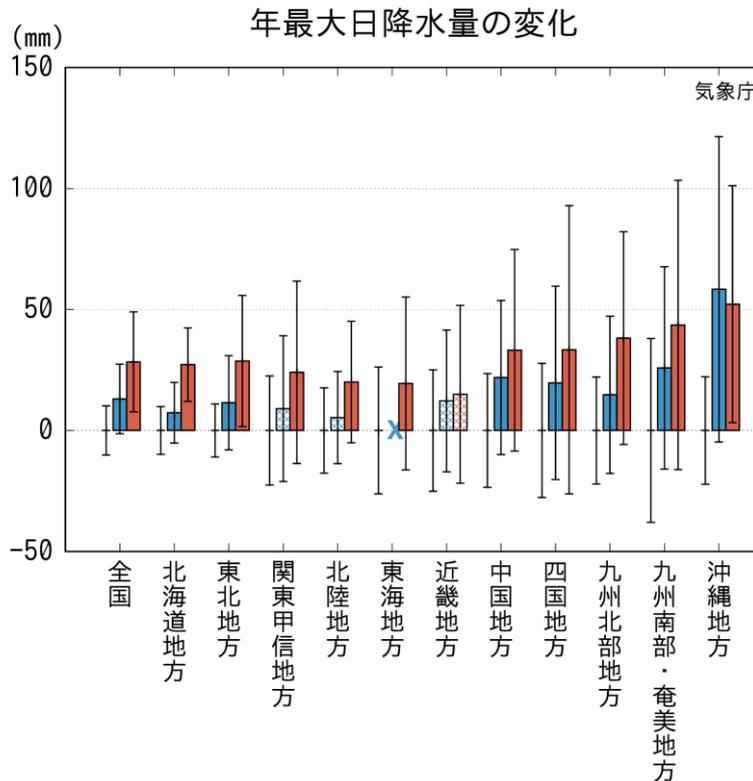


図 5.2.14 本報告書の予測による年最大日降水量の将来変化（mm）

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（バイアス補正済）を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は赤が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）に、青が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、20 世紀末と 21 世紀末の差が信頼水準 90%で有意な（有意でない）ことを示す。予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低い予測は棒グラフではなく×で示す。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す。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。

表 5.2.4 本報告書の予測による年最大日降水量の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）（mm）  
 20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）との差（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%で有意に増加（減少）する場合は青字（赤字）としている。「-----」は、予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低いため予測結果として示していない。

地域	2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 単位 (mm)	4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 単位 (mm)
全国	13.0 ± 14.4	28.3 ± 20.6
北海道地方	7.3 ± 12.5	27.2 ± 15.2
東北地方	11.5 ± 19.5	28.7 ± 27.1
関東甲信地方	9.0 ± 30.1	24.1 ± 37.7
北陸地方	5.3 ± 19.0	20.1 ± 25.1
東海地方	-----	19.4 ± 35.7
近畿地方	12.2 ± 29.3	15.0 ± 36.7
中国地方	21.9 ± 31.8	33.2 ± 41.7
四国地方	19.7 ± 39.9	33.4 ± 59.5
九州北部地方	14.7 ± 32.5	38.2 ± 44.0
九州南部・奄美地方	25.9 ± 41.8	43.6 ± 59.8
沖縄地方	58.3 ± 63.1	52.2 ± 48.9

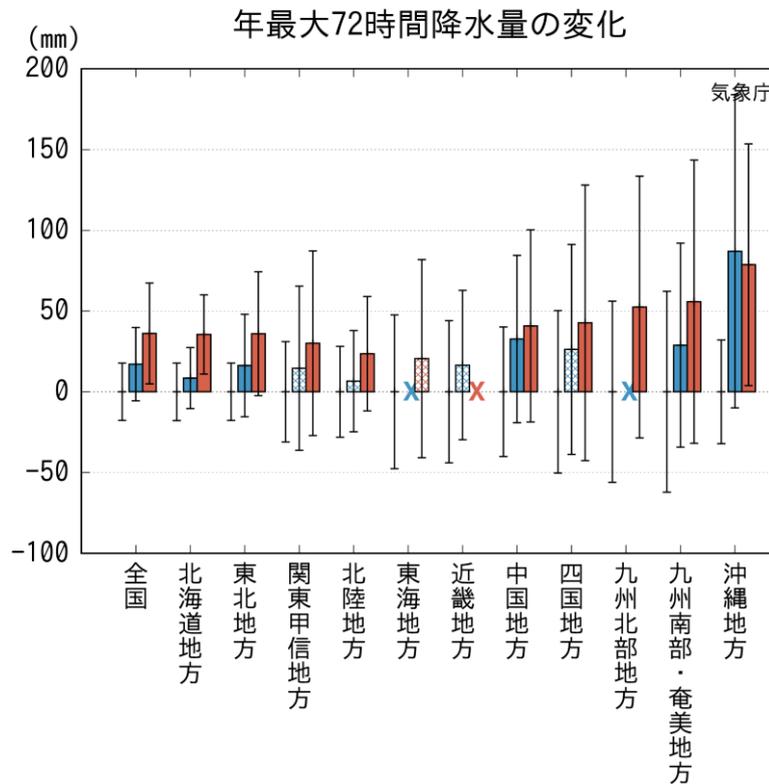


図 5.2.15 本報告書の予測による年最大 72 時間降水量の将来変化（mm）  
 図の見方は図 5.2.14 と同じ。

表 5.2.5 本報告書の予測による年最大 72 時間降水量の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）（mm）

表の見方は表 5.2.4 と同じ。

地域	2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 単位 (mm)	4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 単位 (mm)
全国	17.1 ± 22.7	36.1 ± 31.2
北海道地方	8.5 ± 18.9	35.5 ± 24.5
東北地方	16.3 ± 31.8	36.0 ± 38.4
関東甲信地方	14.6 ± 50.8	30.1 ± 57.2
北陸地方	6.6 ± 31.3	23.6 ± 35.4
東海地方	-----	20.6 ± 61.3
近畿地方	16.5 ± 46.3	-----
中国地方	32.7 ± 51.8	40.8 ± 59.5
四国地方	26.2 ± 65.0	42.7 ± 85.3
九州北部地方	-----	52.5 ± 81.0
九州南部・奄美地方	28.9 ± 63.2	55.8 ± 87.7
沖縄地方	87.0 ± 97.0	78.7 ± 74.8

大雨の将来変化については、他の研究事例として以下のようなものがある。いずれも、地球温暖化の進行に伴い、日本においては大雨がより強く、より頻繁になる傾向を示している。

Osakada and Nakakita (2018) は、現在西日本で主に発生する梅雨豪雨が、将来は東及び北へと拡大することを示した。中北ほか (2017) は、近畿地方の 8 月において、数時間といった短時間の大雨の発生頻度が増加することを示し、中北ほか (2018) はその要因についても解析した。また、Murata et al. (2017) は、本報告書の予測に用いたデータセットを解析し、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では 1 時間降水量の 99 パーセンタイル値が日本の東部で増加すること、すなわち、日本の東部においては特に激しい短時間の大雨強度が強まると予測されることを示した。Miyasaka et al. (2020) は、関東地方における顕著な降水事例の将来変化について調べ、地球温暖化が進行した時には、より顕著な降水事例の強度がより強まることを示した。Murata et al. (2022) は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) における日本付近の短時間の大雨（月最大 1 時間降水量）の変化要因を調べ、沖縄付近では梅雨前線が現在と比べて南寄りに位置することに関連した水蒸気収束の効果により、地球温暖化に伴い熱力学的に想定される降水量の変化（クラウドジウス・クラペイロンの理論関係式、第 5.3 節参照）以上の変化が現れる可能性を示した。Endo et al. (2022) は、北西太平洋及び東アジア域において地球温暖化に伴う極端降水の変化を調べ、より高緯度ほど増加傾向が大きいと予測されることを示した。Mizuta et al. (2022) は、地球温暖化レベルと年最大日降水量の関係性を調べ、両者は全球だけではなく日本の陸域においても比例関係にあることを示した。

3) 無降水日数

同じく本報告書の予測（『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）では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における無降水日（日降水量が 1.0 mm 未満の日）の年間日数は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて北海道地方を除き全国的に有意に増加する（図 5.2.16; 表 5.2.6）。CMIP6 による予測でも日本付近で増加傾向が示されており（例えば IPCC (2021) の Figure 8.15(e)）、観測結果の項で示した観測データにおける無降水日数の有意な増加傾向とも整合することから、予測される増加傾向の確信度は高い。

2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、全国平均及び多くの地域で増加傾向が見られるものの、ほとんどの地方で有意な変化ではない（確信度が低い）。地域別に見ると、関東甲信、近畿で有意な増加が予測されているが、現時点では循環場との関係等が不明であり、地域別の変化については不確実性が大きい。

大雨の増加傾向と併せて、地球温暖化の進行に伴って雨の降り方が極端になる傾向は将来も続く予測となっていることが分かる。

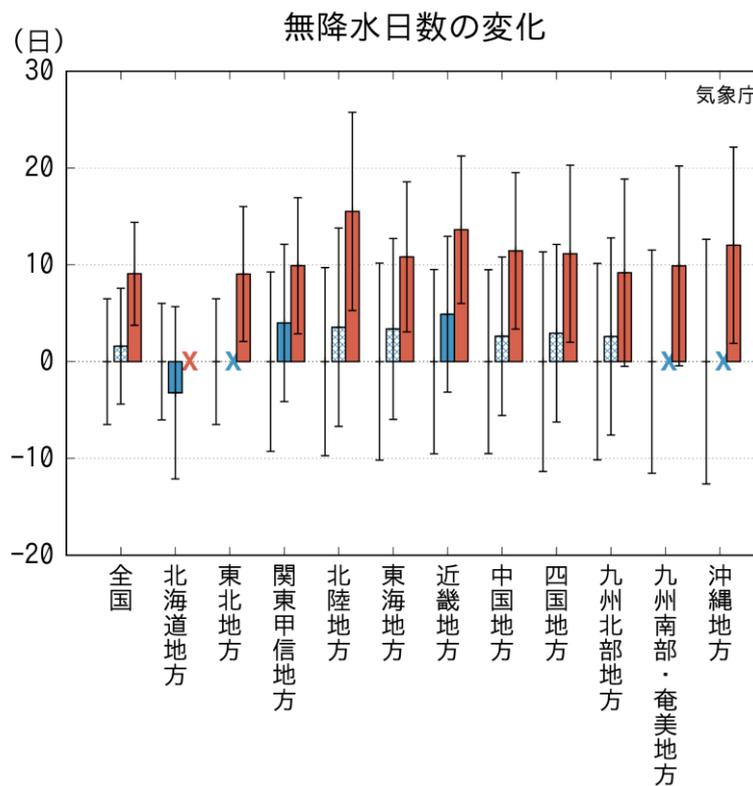


図 5.2.16 本報告書の予測による 1 地点当たりの無降水日の年間日数の将来変化 (日)  
図の見方は図 5.2.14 と同じ。

表 5.2.6 本報告書の予測による、1地点当たりの無降水日の年間日数の将来変化  
(平均値及び年々変動の幅の値) (日)

表の見方は表 5.2.4 と同じ。ただし、数値は信頼水準 90%で有意に増加(減少)する場合に赤字(青字)としている。「-----」は、予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低いため予測結果として示していない。

地域	2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 単位 (日)	4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) 単位 (日)
全国	1.6 ± 6.0	9.1 ± 5.3
北海道地方	-3.2 ± 8.9*	-----
東北地方	-----	9.1 ± 7.0
関東甲信地方	4.0 ± 8.1	9.9 ± 7.0
北陸地方	3.6 ± 10.2	15.5 ± 10.2
東海地方	3.4 ± 9.3	10.8 ± 7.8
近畿地方	4.9 ± 8.1	13.6 ± 7.6
中国地方	2.6 ± 8.2	11.4 ± 8.1
四国地方	2.9 ± 9.2	11.2 ± 9.1
九州北部地方	2.6 ± 10.2	9.2 ± 9.7
九州南部・奄美地方	-----	9.9 ± 10.3
沖縄地方	-----	12.0 ± 10.1

※ これまでの観測の長期変化傾向と将来予測の傾向が異なっており、予測の不確実性が大きいと考えられることから参考値として掲載。研究の進展を踏まえて今後の動向を注視する必要がある。

### (3) 極端な大雨の発生頻度と強度の将来予測

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) を用いた解析<sup>72)</sup>によると、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大雨が、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 1.5 倍 (約 67 年当たり一回の発生頻度) に増加したと考えられる (全国平均; 表 5.2.7)。更に、世界平均地表気温が 4°C 上昇した気候下においては、工業化以前と比べて全国平均で約 5.3 倍 (約 19 年当たり一回の発生頻度) になると予測される。また、100 年当たり一回の頻度で発生する大雨時の降水量は、4°C 上昇時には工業化以前と比べて全国平均で約 32%増加すると予測される (表 5.2.8、強度の増加)。ここで、大雨は年最大日降水量から定義している。つまり、工業化以前の気候における 100 年当たり一回の頻度で発生する極端な大雨が仮に日降水量 300 mm であったとすると、4°C 上昇時には、このような大雨の発生頻度が約 5.3 倍に上がるとともに、100 年当たり一回の確率で、400 mm 近い日降水量の大雨が発生する可能性があることを意味する。パリ協定の温度目標とされている 2°C 上昇や、より高い努力目標の 1.5°C 上

72 年最大日降水量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大雨」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。また、付録 A.2.4 に記載の通り、ここでは水平解像度が 20km の気候モデルの出力結果を解析していることから、空間スケールの小さい現象 (例えば、線状降水帯に伴う極端な大雨等) は十分考慮できていない可能性があるため注意。

昇であっても、全国平均で見ると発生頻度は各々約 2.8 倍、約 2.3 倍、強度は各々約 17%、約 13% 増加することが予測される。こうした全国的な傾向の予測結果は、IPCC による全球規模の予測や第 5.2.1 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大雨についても、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大雨（年最大日降水量から定義）の発生頻度、強度の将来変化（IPCC, 2021; Figure 11.7, Figure 11.15）と比較すると、日本全国における変化はおおむね全球の陸域における変化と同程度である。

地域別に見た極端な大雨の発生頻度と強度の将来変化は、図 5.2.17、図 5.2.18、表 5.2.7、表 5.2.8 のとおりである。特に 2°C 上昇時や 4°C 上昇時においては、100 年当たり一回の極端な大雨の発生頻度、強度の増加が、北日本や東日本以西の太平洋側で大きい傾向が見られる。北日本で見られる大きい傾向には、北日本ほど将来予測の昇温量が大きく、大気中に含みうる水蒸気の増加量も大きいことが影響している可能性がある（第 4.2.2 項、第 5.3.3 項）。ただし地域的な変化においては、大気循環の変化に伴い大雨をもたらす気象条件の発生頻度等が変化することも大きく影響することから、不確実性が大きくなることに注意が必要である。

このような極端な大雨は、線状降水帯等によってもたらされることも多い。気象庁気象研究所等による研究によると、地球温暖化の進行に伴い、線状降水帯<sup>73</sup>の発生頻度及び強度ともに増加することが指摘されている（Kawase et al., 2023b）。ただし、地球温暖化に伴う線状降水帯の変化についてはまだ知見が十分ではなく、更なる研究が必要である。

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}

---

73 気象庁が「顕著な大雨に関する気象情報」の発表基準として定義しているものとは異なる。

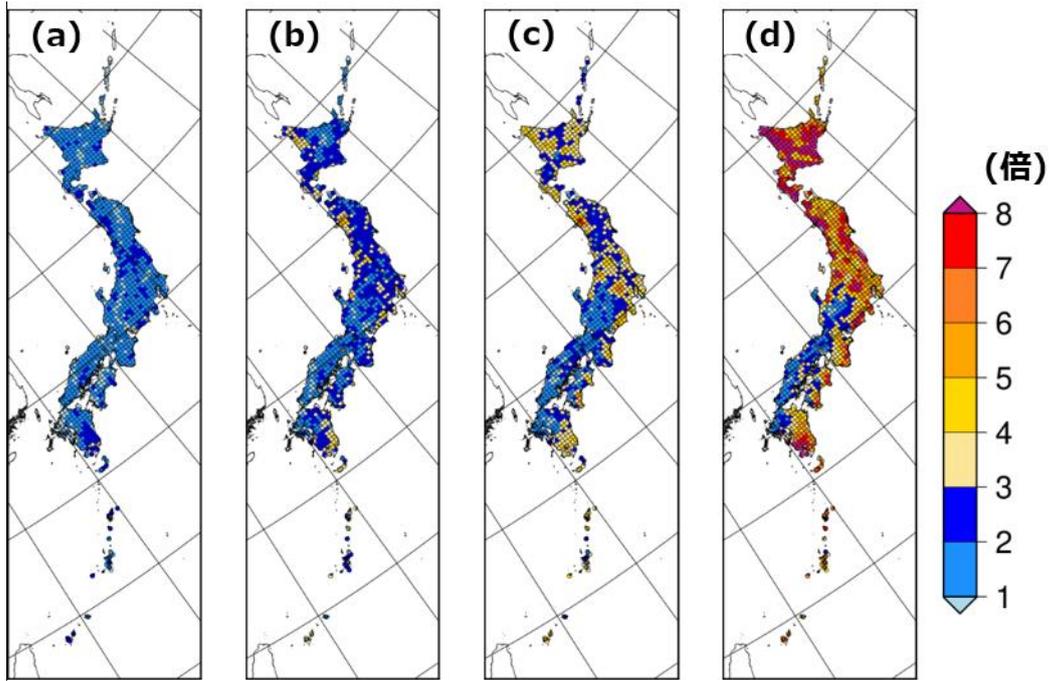


図 5.2.17 100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）の発生頻度の変化

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大雨（日降水量）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。

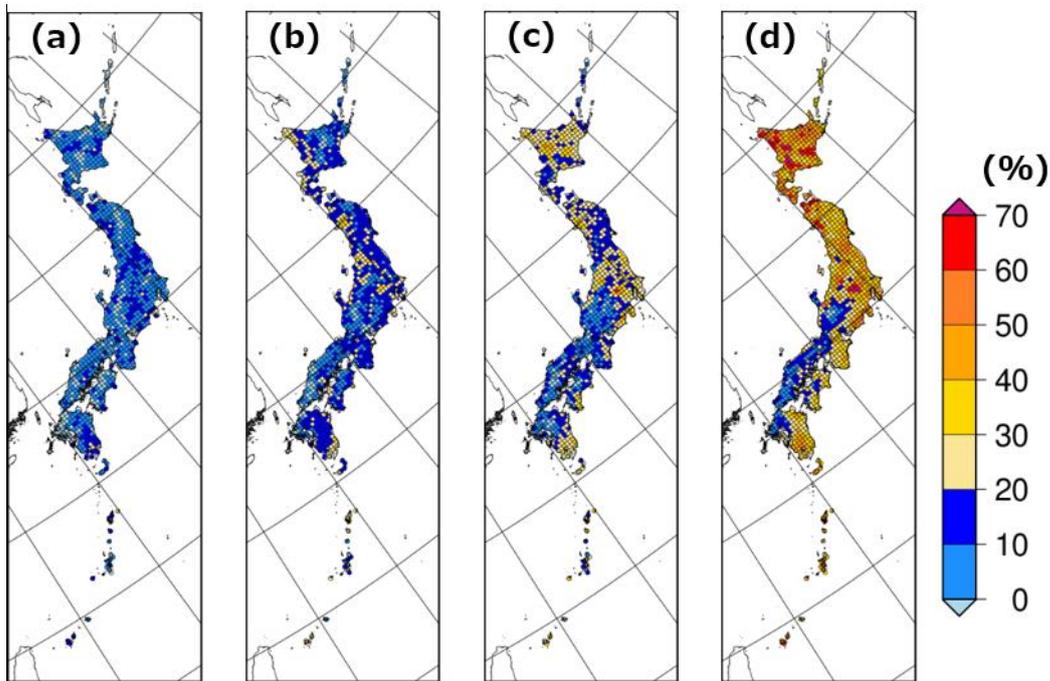


図 5.2.18 100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な大雨（日降水量）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（%）を示す。

表 5.2.7 100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）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大雨（日降水量）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 単位 (回)	20 世紀末 単位 (回)	1.5°C 上昇 単位 (回)	2°C 上昇 単位 (回)	4°C 上昇 単位 (回)
全国	1	1.5 (1.0~2.0)	2.3 (1.6~2.9)	2.8 (2.1~3.4)	5.3 (4.4~6.2)
北海道地方	1	1.4 (0.9~1.8)	2.3 (1.6~2.9)	3.3 (2.5~4.0)	7.8 (6.7~8.9)
東北地方	1	1.6 (1.0~2.1)	2.6 (2.0~3.3)	3.2 (2.5~3.9)	6.5 (5.4~7.5)
関東甲信地方	1	1.6 (1.0~2.1)	2.3 (1.6~2.9)	2.9 (2.2~3.6)	4.9 (3.9~5.7)
北陸地方	1	1.5 (1.0~2.0)	2.5 (1.9~3.2)	2.6 (1.9~3.2)	4.6 (3.7~5.5)
東海地方	1	1.5 (1.0~2.0)	2.1 (1.5~2.7)	2.6 (1.9~3.2)	4.2 (3.4~5.0)
近畿地方	1	1.3 (0.8~1.8)	1.9 (1.3~2.5)	2.1 (1.4~2.6)	3.2 (2.4~3.9)
中国地方	1	1.4 (0.9~1.8)	1.5 (0.9~1.9)	1.6 (1.1~2.1)	2.2 (1.6~2.8)
四国地方	1	1.3 (0.8~1.8)	2.0 (1.4~2.6)	2.5 (1.9~3.2)	4.1 (3.2~4.9)
九州北部地方	1	1.3 (0.8~1.7)	1.7 (1.2~2.2)	1.7 (1.1~2.2)	3.0 (2.3~3.7)
九州南部・奄美地方	1	2.3 (1.6~2.9)	3.1 (2.3~3.8)	3.6 (2.8~4.3)	6.9 (5.9~8.0)
沖縄地方	1	1.7 (1.1~2.2)	2.6 (1.9~3.3)	3.5 (2.7~4.3)	5.3 (4.3~6.2)

表 5.2.8 100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な大雨（日降水量）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（%）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	工業化以前	20 世紀末 単位 (%)	1.5°C 上昇 単位 (%)	2°C 上昇 単位 (%)	4°C 上昇 単位 (%)
全国	—	6 (-2~12)	13 (5~20)	17 (9~25)	32 (22~41)
北海道地方	—	4 (-3~11)	14 (6~21)	23 (14~31)	48 (37~58)
東北地方	—	7 (-1~13)	16 (8~24)	21 (13~29)	41 (30~50)
関東甲信地方	—	6 (-1~13)	15 (7~23)	21 (12~30)	37 (25~47)
北陸地方	—	6 (-1~13)	17 (8~26)	16 (8~24)	30 (20~39)
東海地方	—	6 (-1~13)	10 (3~17)	16 (7~24)	28 (18~37)
近畿地方	—	4 (-3~12)	11 (3~19)	11 (3~18)	22 (11~30)
中国地方	—	5 (-3~12)	6 (-2~13)	9 (1~16)	14 (5~21)
四国地方	—	2 (-3~8)	11 (3~18)	14 (6~21)	25 (14~32)
九州北部地方	—	3 (-5~10)	8 (0~16)	8 (0~16)	20 (11~28)
九州南部・奄美地方	—	13 (6~20)	18 (11~25)	23 (14~31)	39 (28~48)
沖縄地方	—	7 (0~13)	16 (7~22)	24 (12~31)	44 (36~52)

### 5.3 背景要因

#### 5.3.1 世界における降水量変化の背景要因

最初に、世界全体の総降水量変化の要因について説明する。クラウジウス・クラペイロンの理論関係式によると、大気中の飽和水蒸気量は、気温が1°C上昇するごとに約7%増加するが、気候モデル計算によると、世界全体の総降水量は世界平均気温の1°C上昇当たり1%~3%程度増加すると予測されており、飽和水蒸気量の増加割合(1°C上昇当たり約7%増加)と比べて少ない。これは地球温暖化に伴う世界全体の総降水量変化が大気のエネギー収支による制約を受けるためである(Allen and Ingram, 2002)。もう少し詳しく説明すると、温室効果ガスの増加に伴い地表面に到達する放射エネルギーは増加するが、その一部は蒸発に使われ、上空で降水になる過程で凝結熱として放出される。地球全体ではエネルギーの出入りがほぼ釣り合った状態にあり(第2章参照)、大気中では凝結加熱量と放射冷却量の変化がバランスしている。気候モデル計算では、大気の放射冷却量は1°C上昇当たり1%~3%増加するため、従ってこれとバランスするように世界平均降水量は1%~3%増加する。

降水量の空間分布の変化は、大気中の水蒸気量の変化と大気循環の変化により説明される。大気中の飽和水蒸気量は、気温が1°C上昇するごとに約7%増加する。気候モデルでは、大気中の水蒸気量もほぼこの割合で増加すると予測されている。降水量変化の大規模な空間分布においては、この水蒸気量増加の効果が支配的であるため、「湿潤地域の更なる湿潤化と乾燥地域の更なる乾燥化」がもたらされる(Held and Soden, 2006)。この大気中の水蒸気量の増加により大気循環で輸送される水蒸気量が増加するため、現在気候で水蒸気が収束する地域では更に水蒸気が集まるために降水量が増加し、水蒸気が発散する地域では更に水蒸気が外に運ばれるために降水量が減少する。例えば、湿潤地域に対応するモンスーン地域の雨季降水量はおおむね増加し、乾燥地域に対応する亜熱帯高気圧域の降水量はおおむね減少する。なお、大気中の水蒸気量の増加は雨の降り方の変化にも影響を与える(詳しくは第5.3.3項を参照)。

降水量分布の変化の大まかな説明は上述のとおりであるが、これに大気循環の変化の影響を加味する必要がある。第13.3節によれば、全球規模の大気循環の変化は代表的なものとして4つある。すなわち、①対流圏上層のジェット気流の位置や強さの変化、②主に熱帯域における大気成層の安定化に伴う大規模な鉛直運動の抑制、③海陸間の温度コントラストの変化に伴うモンスーンの変化、④主に熱帯域における海面水温(SST)分布の変化である(①~④は第13.3節の記載順に従う)。①については、高低気圧の活動や経路が変化することで降水量分布が変化する。具体的には、地球温暖化に伴い高低気圧の経路が極側に移動するため、亜熱帯域の高緯度端では降水量が顕著に減少する(IPCC, 2013)。②については、現在気候における水蒸気の水平/鉛直輸送の空間パターンを弱めるため、上述の水蒸気増加に伴う変化:「湿潤地域の更なる湿潤化と乾燥地域の更なる乾燥化」の一部を相殺する(Ma et al., 2012; Chadwick et al., 2013)。③については、モンスーン気流の変化が水蒸気輸送を変化させることで降水量分布に影響を与える(詳しくは次項(第5.3.2項の(1))を参照)。④については、SST上昇が周囲に比べて相対的に大きい(小さい)海域上では大気の鉛直安定度が減少(増加)することにより上昇気流(下降気流)が励起され、降水量が増加(減少)する(Xie et al., 2010)。例えば、多くの気候モデルは太平洋赤道域で大きなSST上昇と降水量増加を予測する(IPCC, 2021)。このような熱帯域の大気循環変化は、中・高緯度の大気循環や降水量にも遠隔影響を及ぼす。熱帯域のSST分布の変化及びそれに伴う大気循環変化は気候モデルごとに微妙に異なる

ため、これは地域規模の降水量変化の予測に大きな不確実性をもたらす (Mizuta et al., 2014; Xie et al., 2015)。

### 5.3.2 東アジアの降水量変化の背景要因

#### (1) 夏季

東アジアの気候はモンスーン(大陸と海洋の温度差から生じる季節風)の影響を強く受けるため、モンスーン現象の視点から将来変化を理解することが重要である。地球温暖化に伴い、地表面からの蒸発量が増えて大気中の水蒸気量が増加するため、海洋から大陸へ向かう水蒸気輸送量が増加し、モンスーン地域の夏季降水量はおおむね増加すると予測されている(図 5.3.1)。これは前述の「湿潤地域の更なる湿潤化」に相当する。ただし、熱帯大気の安定化(図 4.1.6)によりモンスーン循環は全般的にやや弱まるため(第 5.3.1 項第 3 段落の②の効果)、水蒸気増加による降水量増加の効果の一部は相殺される(Kitoh et al., 2013; IPCC, 2021)。モンスーン地域の降水量変化には地域性があり、東アジアや南アジアでは他のモンスーン地域よりも大きな降水量増加率が予測されている(Kitoh et al., 2013; IPCC, 2021)。この理由として、アジアではユーラシア大陸の昇温に伴い大陸・海洋間の温度差が増加してモンスーン循環を強化する働きがあるためと考えられる(Endo et al., 2018; He et al., 2020)。他方で、日本列島等のスケールでは、大気循環変化の効果が水蒸気増加の効果を上回って降水量減少をもたらす場合があり、大気循環変化はモデルの不確実性が大きい(詳しくは第 13 章参照)、降水量変化は定性的な変化傾向を含めて不確実性が大きい(Ose, 2019a)。そのほかに、図 5.3.1 が示すように人間活動に伴うエアロゾルや土地利用の変化もモンスーンに影響を与える。人為起源エアロゾルの増加は、南アジアや東アジアの一部では降水量を減少させる方向に働く。近未来予測では人為起源エアロゾルの変化は重要な強制因子である(IPCC, 2021)。

初夏の東アジアでは、梅雨前線が上空の偏西風に沿って形成されて季節的に北上する(Sampe and Xie, 2010)。地球温暖化に伴う梅雨降水帯の変化の背景要因としては、①水蒸気量増加と②上空の偏西風の変化が重要である。①の変化は梅雨降水帯の強化をもたらし、この定性的な変化におけるモデルの不確実性は小さい。②の変化は初夏と盛夏で異なる傾向を示す。すなわち、初夏の東アジアの偏西風は季節的に北上が遅れる一方、盛夏になると偏西風は弱まる傾向が予測されている。ただし、モデルの違いによる不確実性が大きく、特に7月は初夏と盛夏の変化が拮抗するため不確実性が大きい(Endo et al., 2021)。これらの結果として、初夏(6月)の梅雨降水帯は強化される(確信度は中程度)が、梅雨降水帯の季節的な北上や弱化のタイミングに関する予測の不確実性は大きい。盛夏(8月)に全球 20 km/60 km モデルで予測されている日本列島付近の太平洋側の降水量減少については、上層の偏西風の弱化の影響(Endo et al., 2021)や中下層の下降流を伴う北風偏差の影響(Ose, 2019a)が考えられる(詳しくは第 13 章参照)。

#### (2) 冬季

「湿潤地域の更なる湿潤化」により、中・高緯度の特に大陸上で降水量が増加する(IPCC, 2013)。また、北太平洋では、アリューシャン低気圧が北偏し、低気圧の存在頻度はおおむね北緯 40 度より北側で増加、南側で減少する(詳しくは第 13 章参照)。これらの結果、東アジアの将来予測で示したとおり、降水量は高緯度側で増加し日本の南海上から北太平洋(北緯 30 度付近)で減少すると考えられる。

地球温暖化に伴う大陸・海洋間の温度コントラストの弱化等の影響により、北西季節風は北日本を除いて弱化すると予測されており（詳しくは第13章参照）、日本付近の降水量分布の予測結果はその影響を反映していると考えられる。

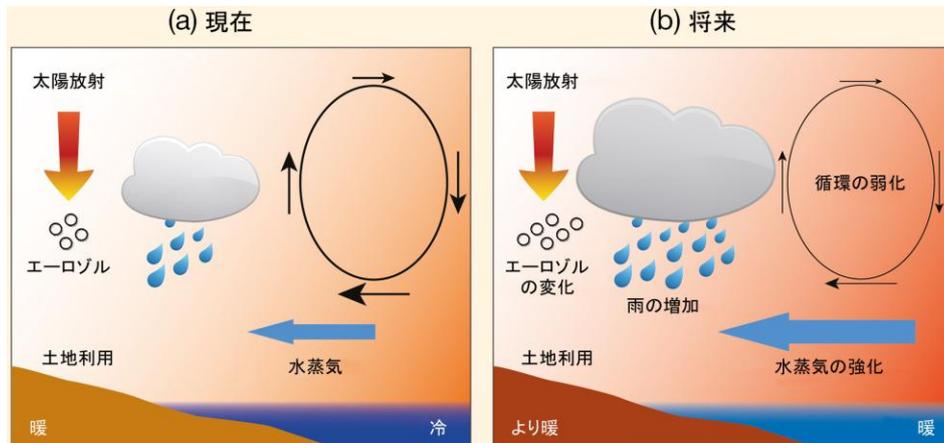


図 5.3.1 人間活動がモンスーンの降水量に与える主な影響に関する概略図  
(IPCC, 2013; FAQ14.1, Figure 1 を和訳・転載。)

### 5.3.3 雨の降り方の変化の背景要因

大雨の強度が増加する最大の要因は、気温の上昇により、大気中に含まれる水蒸気が増加することである。第 5.3.1 項で述べたとおり、空気中に含まれる水蒸気量（飽和水蒸気量）は気温が 1°C 上昇するごとに約 7% 増加する。世界全体で平均すると、この水蒸気量の増加を反映して大雨の強度は気温の上昇に伴い増加する。ここで、ある特定の頻度（例えば年に一度）での強度が増加すると、ある特定の強度（例えば日降水量 100mm）を超える頻度が高くなることになる。どちらの見方をするかによって変化の大きさが異なって見えることに注意が必要である。一方、地域的な変化においては大気循環の変化に伴い大雨をもたらす気象条件の発生頻度や、その時の周囲の環境場が変化することが大きく影響するため、大雨の頻度、強度の変化には地域的なばらつきが生じる（Pfahl et al., 2017）。例えば東アジア域においては、大雨は台風の接近時に発生することが多いため、大雨の頻度や強度の増加量は台風の接近頻度や強度の変化に左右される（図 5.1.11）。

1 時間などの短時間に降る大雨については、気温上昇 1°C 当たり 7% を大きく超えて降水量が増加する可能性も指摘されている（例えば、Lenderink et al., 2017）。水蒸気の増加に伴い積雲対流中の上昇流が強くなり、それにより周囲からより多くの水蒸気を集め降水としてもたらされるというメカニズムが働くと考えられている。日本で観測されている気温（図 4.2.1）の変化傾向について、統計期間を年最大日降水量（図 5.2.6(a)）と同じ 1976 年以降として算出すると、10 年当たり 0.30°C となり、年最大日降水量の変化傾向との比は約 10%/°C となっている。統計期間が短いため評価は難しいものの、気温上昇 1°C 当たり 7% を上回る変化が発生していることも考えられる。

また、大雨の強度と頻度の増加とともに、雨の降らない日の増加も観測・予測されている。この背景にある要因として、第 5.3.1 項で示したとおり、世界の総降水量は世界平均地表気温が 1°C 上昇するごとに 1% から 3% 程度増加すると予測されており、これは飽和水蒸気量及びそれと関連して

いる大雨の増加と比べて小さいことが挙げられる。総降水量に対して一回当たりの降水が増えるため、これに対応して次の降水までの時間が長くなることになるためである。降水の頻度は減少し、雨の降らない日が増加することになる。陸上においては地表面(土壌)が保持する水分の量により、海上においては大気の方が海洋よりも早く昇温する結果として大気と海洋の間の温度差が小さくなることで蒸発が抑制される効果により、それぞれ大気に供給される水蒸気量の増加が制約されることも、次の降水に必要な水蒸気量が供給されるまでの時間が長くなることと関連すると指摘されている (Giorgi et al., 2011; Trenberth, 2011)。

これらの点を総合すると、世界全体で見た場合、地球温暖化の進行に伴い、総降水量に対して一回当たりの降水量の方が大きく増え、これに対応して降水の頻度は減少し、雨の降り方の極端化をもたらされると理解することができる。日本における観測結果と将来予測に現れている極端な降水の頻度、強度が増大し、同時に無降水日が増える傾向もこれと同様である。それに加えて、現在乾燥している地域や雨季乾季がはっきりしている地域では「乾燥地域の更なる乾燥化」が起きる(5.3.1項)ため、そのように総降水量が減少する地域では降水頻度の減少、すなわち無降水日の増加がより顕著になると予測される。