

第6章 降雪・積雪

観測結果

- 1962 年以降に観測された日本の年最深積雪は、日本海側の各地域とも減少傾向が現れている。1 日に 20 cm 以上の降雪が観測される日数も、各地域で減少している。

将来予測

- 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末の日本の年最深積雪及び年降雪量は 20 世紀末と比べて全国的に有意に減少すると予測される（確信度が高い）。2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南の地域で有意に減少する（確信度が高い）一方で、北海道では変化傾向が不明瞭である。
- 気温上昇に伴い平均的な降雪量が減少した場合であっても、本州の山間部や北海道の内陸部等の一部地域では、極端な大雪時の降雪量が増加する可能性はある（確信度は中程度）。

主に冬季の高緯度地域や山岳地域、日本では北日本や日本海側、本州中央部の山脈を特徴づける気象現象・気象要素として降雪、積雪がある。地上気温が低い時（0℃ 付近以下の時）の降水が降雪であり、これが地上に積もったものが積雪である。地球温暖化が進行し、年間を通じて地上気温が上昇すれば、降雪が降雨となるため、降雪が起こる期間、そして積雪の期間も短くなる。そして積雪の減少は、地面での太陽放射吸収を増やし、地上気温の更なる上昇を引きおこす（6.3(1) 参照）。降雪・積雪は、地球温暖化に伴って変化し、それを強化させる役割を果たす。

降雪・積雪は市民の生活や農業、観光業等へ影響を与えるほか、地域によっては融雪水が重要な水資源となっており、その量や季節の変化は農業などに与える影響は大きいだろう。また、比較的短い期間でのまとまった量の降雪（大雪）は、家屋等への被害、交通機関の障害などを通じて人々の生活にも大きな影響を与える場合がある（原田ほか, 2023）。

本章では気候変動に伴う降雪・積雪の変化について、観測結果と将来予測を示す。ここで、積雪を表す量としては積雪域面積、積雪量（積雪の水当量、積雪深）、積雪期間などが、降雪を表す量としては降雪頻度、降雪強度（ひと雪、または 1 日当たりの降雪量）などがある。なお、地表付近の雪氷関係の要素としては、世界的には（永久）凍土や氷河・氷床があり、特に後者の変化は海面水位に大きな影響を与えうるが、日本ではそれらの存在が限定的なことから、本章では触れない。

6.1 世界

6.1.1 観測結果

世界的に見て季節的な積雪は北半球の地表面の約 45% で発生する一方、南半球では地表面の 2% にも満たない（IPCC, 2021; 9.5）ことから、本項では北半球の積雪を中心に記載する。IPCC (2021) によると、北半球の春季の積雪域面積は、少なくとも 1978 年以降減少しており（確信度が非常に高い）、このような積雪域面積の減少傾向は 1950 年までさかのぼれる（確信度が高い）{2.3, TS.2.6, SPM A.1.5}。衛星観測が行われるようになった 1960 年代以降の時代より前の期間は観測データが限られるため、春から夏にかけての全期間について同様の評価を行うことはできない。1922 年以降、観測値に基づく北半球の 4 月の積雪域面積は、年変動や地域差があるものの、10 年当たり約 29 万（22～36 万）km² の割合で減少している {2.3, Figure 2.22}（図 6.1.1）。また、1950 年以降に観測された北半球の春季の積雪域面積の減少には、人間の影響が寄与した 可能性が非常に高いとされて

いる {SPMA.1.5}。東アジアでは、1960 年代以降、中国の北西部、北東部、及び南東部、並びにチベット高原東部で、観測される降雪の頻度が減少し、平均強度が増加している {TS.4.3, 12.4}。春季の積雪域面積に関する研究に比べ、北半球の秋季の積雪の変化を扱った研究は少ない。これは、秋季には雲が持続して高緯度域では太陽からの照度が低下するため、光学衛星画像から積雪情報を取得するのが困難な時期である (IPCC, 2021; 9.5) ことが理由と考えられる。

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視⁷⁷するため、人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測値を解析し、1988 年以降の積雪域を求めている。北半球の積雪域面積には、平年では 10 月頃から拡大し始め、1、2 月に最も大きくなり、春にかけて縮小するという季節変動が見られる。積雪域面積の 1988～2024 年の過去 37 年間の経年変化は、北半球（北緯 30 度以北）では 1～2 月と 9～12 月に減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。一方、3～6 月には有意な変化傾向は確認できない（極大期と拡大期の代表として 2 月、11 月を図 6.1.2 に示す）。IPCC (2021) では、北半球の積雪域面積の変化傾向は 10～11 月の 2 か月間は負である（確信度は中程度）と評価していることから、これらの評価と整合的である {9.5}。

また、Hori et al. (2017) は人工衛星の光学センサーを用いて 5 km の空間分解能の積雪域面積データセットを開発し、1978 年以降の 38 年間の北半球の積雪域面積を解析した。これにより、北半球の全ての季節において積雪域面積には減少傾向があることを示している。

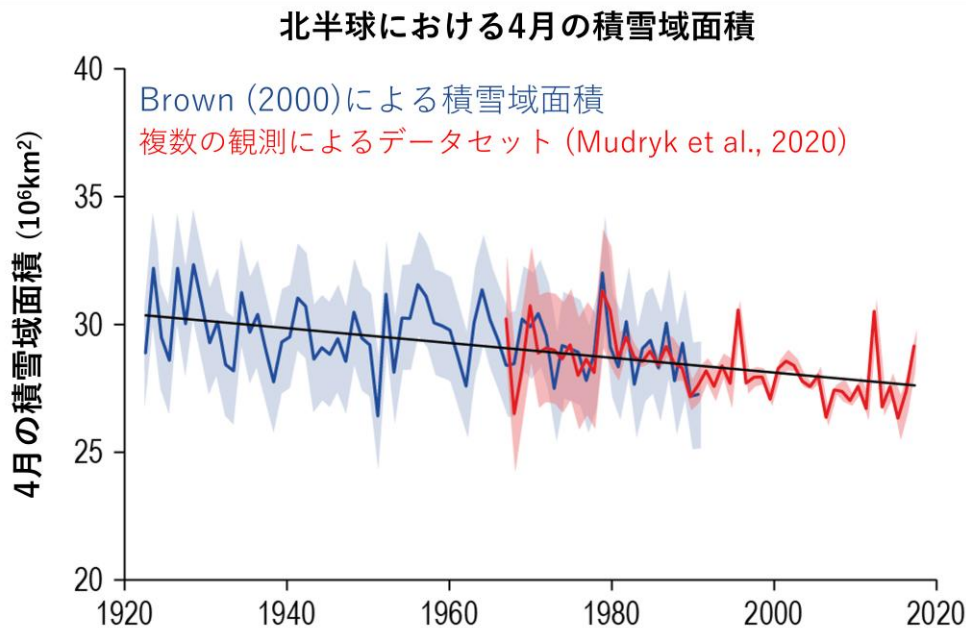


図 6.1.1 北半球における 4 月の積雪域面積の経年変化 (10^6km^2) (1922～2018 年)

実線（青、赤）は積雪域面積の推定値で、1922～1991 年の観測所の観測値（青）(Brown, 2000, 2002) と 1967～2018 年の複数の観測によるデータセットの記録（赤）に基づくものであり、網掛け部分は可能性が非常に高い範囲 (90%信頼区間) を示す (Mudryk et al., 2020)。直線（黒）は 1922～2018 年のトレンドを示す。(IPCC, 2021; Figure 2.22 を和訳・転載。)

⁷⁷ 独自に開発した解析手法（気象庁, 2011）に基づいて人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測値を解析し、1988 年以降の積雪域を求めている。解析には、米国国防気象衛星プログラム (DMSP) 衛星に搭載されたマイクロ波放射計 (SSM/I 及び SSMIS) 及び宇宙航空研究開発機構 (JAXA) の地球環境変動観測ミッション水循環変動観測衛星 (GCOM-W) に搭載されたマイクロ波放射計 (AMSR2) の観測値を用いている。

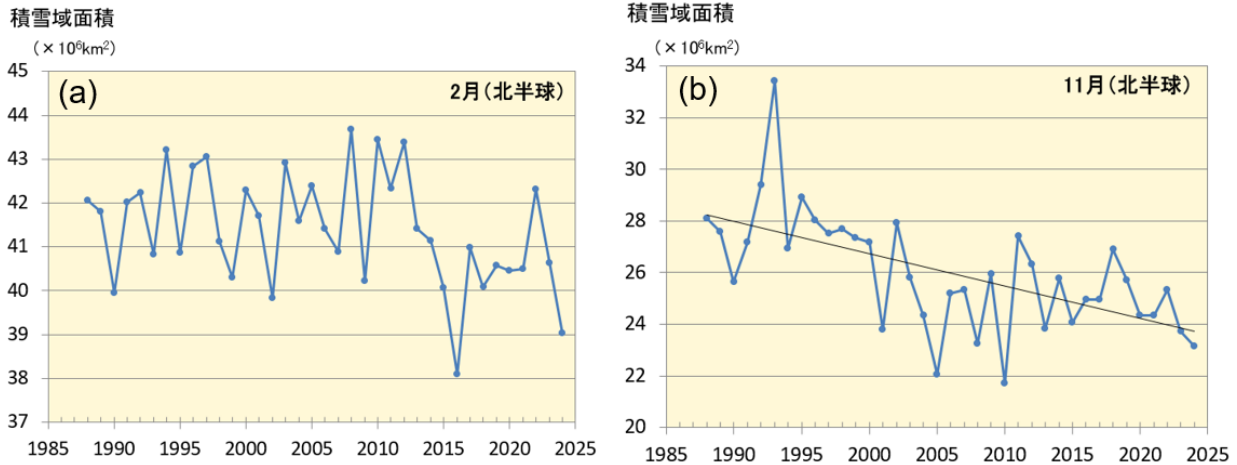


図 6.1.2 北半球（北緯 30 度以北）における積雪域面積の経年変化（1988～2024 年）((a):2 月、(b):11 月)
直線（黒）は信頼水準 95%で統計的に有意な変化傾向を示す。

6.1.2 将来予測

降雪・積雪は温暖化に伴い、地上気温の上昇に加え、降水量の変化とも密接にかかわる形で変化する。北半球高緯度域の冬季地上気温は上昇し、それに対応してその季節積雪域ではほぼ全域において積雪域面積・積雪被覆率及び積雪期間が減少すると予測されている（図 6.1.3(a)）。他方、陸上高緯度域では冬季降水量の増加が予測されており、それに対応して、冬季を通じて非常に寒冷な領域では積雪量が増加すると予測されている（図 6.1.3(b)）。本項では IPCC (2021) に加え、海洋・雪氷圏の特別報告書である IPCC (2019) の内容も交えてそれらの特徴を中心に記す。そして、東アジアとその北部を例に、d4PDF（付録 A.2.4 参照）による予測結果を紹介する。

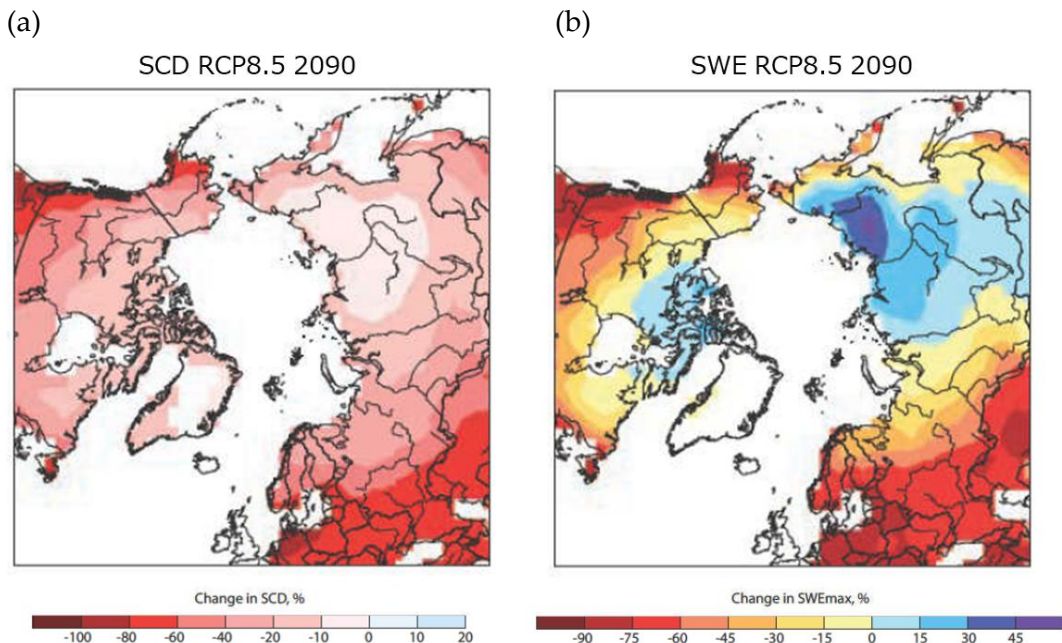


図 6.1.3 CMIP5 における積雪期間と積雪水当量の変化率

CMIP5 の 16 モデルによる、北半球高緯度域での、(a)積雪期間と(b)年最大月での積雪水当量の変化率。いずれも 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）での 1986～2005 年平均に対する 2090 年での、50 パーセンタイル値。これらの図はそれぞれ、Brown et al.(2017) の Fig.3.18、Fig.3.17 の一部である。

(1) 概要

第4.1.2項(1)にも記載されているように、地上気温上昇は海洋よりも陸域の方が、低緯度地域よりも北半球高緯度地域の方が急速に進む可能性が非常に高い（確信度が高い）。ここには第4.3.1項(1)にある海陸の違い、そして、第4.3.2項(2)ならびに第6.3節(1)にある雪氷アルベドフィードバック、等の背景要因がある。IPCC (2019) ならびに IPCC (2021) などでは、結合モデル相互比較プロジェクト第5期（CMIP5）及び第6期（CMIP6）の予測等を基に、北半球季節積雪域ならびに山岳域において、積雪域面積・積雪被覆率及び積雪期間の減少が進むとしている。なお、積雪被覆率に面積を乗じたものが積雪域面積であり、積雪被覆率の一冬を通した積算値に時間を乗じたものはほぼ積雪期間と解釈可能であることから、これら3つの量の変化はほぼ共通といってよい。

IPCC (2019) によれば、CMIP5 のモデルアンサンブルデータの解析を基に、北半球の積雪期間の減少が予測される。これは秋の積雪開始の遅れ、春の融雪の早まりの両方のためで、基本的には地上気温の上昇に駆動されている。積雪域面積の減少はモデルでの昇温量に比例する（確信度が高い）。これに伴い、今世紀半ばまでの予測の不確実性は主に自然変動とモデルの不確実性に基づくものであり、強制シナリオの選択にはあまりよらない。しかし、今世紀末までの予測では強制シナリオ間の違いが大きく表れ、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）や中位安定化シナリオ（RCP4.5、世界平均地表気温が工業化以前に比べて今世紀末に約 2°C 以上上昇）では 1986～2005 年の参照期間に比べて積雪期間は 5～10% 減少にとどまるのに対し、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 15～25% の減少になる（確信度が高い）。比較的低い山岳域における今世紀半ばまでの積雪期間は、積雪量の減少に伴い、継続的に 10 年当たり 5 日程度減少すると予測される。

IPCC (2021) は CMIP6 のモデルアンサンブルデータの解析から、北半球の積雪域面積変化率の予測結果には、予測シナリオやモデルにあまり依存することなく、世界平均地表気温の変化量との間に線形的な関係がみられることを示した（図 6.1.4）。気候シナリオ、将来期間（今世紀半ば、今世紀末）によらず、1°C 当たりおよそ 8% 減るような、ほぼ比例関係にあることが示されている。これは前述の IPCC (2019) の記載と整合的である。

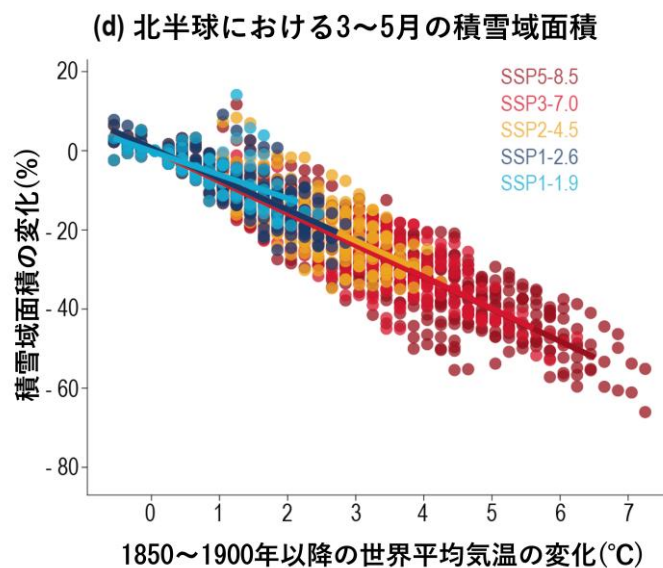


図 6.1.4 世界平均地表気温の変化量に対する、北半球春（3～5 月）の積雪域面積の変化率
いずれも、1850～1900 年の平均を基準とする。点は、SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5 における、CMIP6 の各モデルでの 21 世紀半ば頃及び末頃の値。（IPCC, 2021; Figure TS.12(d)を和訳・転載。）

これに対して積雪量の変化にはかなり異なる特徴が見られる。高緯度域の陸上降水量は増加し、それは冬季に顕著である。そのため積雪量は、北極圏⁷⁸付近の広い領域にわたって増加すると予測されている。なお、積雪質量と積雪水当量は等価であり、それを密度で割ったものが積雪深であるので、これらの量の変化はほぼ同一視してよい。

IPCC (2019) によれば、中位安定化シナリオ (RCP4.5) と 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) のいずれにおいても、今世紀半ばまでにユーラシアの北極圏の東部全体にわたり、積雪水当量に正の変化が現れる (確信度は中程度)。北米北極圏では、この間に予測される積雪水当量の増加はわずかであり、今世紀後半に 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) でのみ発生する。こうした積雪量の増加は、冬季気温が十分低く降水が降雪として起こることに加え、豊富な水蒸気を持つ北極大気からの流入による降雪量が増加するためである。

山岳域では、低標高域での冬期の積雪深は、どのシナリオでも最近 (1986~2005 年) に比べて 2031~2050 年に約 25%、21 世紀末 (2081~2100 年) には 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では約 30%、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では最大約 80% 減少すると予測される (確信度は中程度)。これに対して高標高域では気温の上昇が積雪の開始 (減少要因) や冬季降雪 (増加要因) より融解 (減少要因) に影響を与えるものの、予測される減少量はより小さい (確信度が高い)。冬季降水の増加により、積雪量が増加する可能性もある (確信度は中程度)。

こうした積雪域面積・積雪期間と積雪量の変化の違いを反映して、温暖化シグナルの大きさが自然変動の大きさを超える時期を調べた研究では、北半球季節積雪域のほとんどの地域で、積雪期間の方が年最大積雪水当量よりも早期に超えることが示唆される (IPCC, 2021)。

ここまで述べたような、全球気候モデルによるこれまでの一貫した予測、基本プロセスの理解などから、地球規模の気候変動が続けば、将来の北半球の積雪域面積と積雪期間は減少し続けることがほぼ確実である (確信度が高い)。プロセスの理解が進んでいることから、これが南半球の季節積雪にも当てはまることが強く示唆される (確信度が高い) (IPCC, 2021)。

(2) d4PDF に見られる東アジアから東シベリア域での降積雪の変化

ここまで述べてきたように全世界規模では、積雪被覆率・積雪期間と積雪量とでは地球温暖化に伴う変化の分布に大きな違いがある。積雪被覆率・積雪期間は、地上気温の上昇に伴い、季節積雪域ほぼ全域で減少する。これに対して積雪量は、高緯度陸上冬季降水量の増加に伴い、冬季の温度が十分低いままにとどまる地域では、降水が降雪の形で起こり、また融解・消耗がそれほどには増加しないことから、積雪量 (例えば最大積雪深) は増加する。ここではそうした世界的な降積雪の将来変化の一例として、東アジア域ならびにその北側域での d4PDF の解析結果を紹介する。なお、境界条件として与える SST の温暖化シグナルには 6 つの気候モデルの結果を用いているものの、あくまで単独の大気モデルによる計算結果であることに留意してほしい。

過去実験、1.5°C、2°C、4°C 昇温実験、非温暖化実験について、表 6.1.1 に示す各実験の月平均データを用いた。ここで参照実験は過去実験のうちで比較的近年に近い期間のみを取り出したものである。よく知られているように、北極圏の昇温量は世界平均のその約 2 倍である。以下では主に、参照実験、2°C 及び 4°C 上昇実験の結果を示す。

⁷⁸ 北極圏とは、白夜の南限である北緯約 66.33 度以北をいう。

表 6.1.1 解析に用いた d4PDF 実験シリーズ

解析で用いた d4PDF シリーズの各実験の情報。実験記号、期間ならびにメンバー記号はあくまでこのシリーズでの名称である⁷⁹。ただし、HPB_REF は HPB のうち比較的近年に近い期間のみを取り出したものであり、ここでは「参照実験」と記す。ここでこの表での昇温量は、実験名等にある数値と同様に、非温暖化実験を基準とした値である。

実験名	実験記号	期間（年数）	メンバー 記号	SST 種類	総年 数	昇温量（℃） 世界（北極圏）
過去実験	HPB	1951-2010 (60)	001-100	1	6000	0.6 (1.0)
参照実験	[HPB_REF]	1980-2009 (30)	001-100	1	3000	0.7 (1.3)
非温暖化実験	HPB_NAT	1951-2010 (60)	001-100	1	6000	-
1.5℃ 上昇実験	HFB_1.5K_XX	2078-2110 (33)	001-009	6	1782	1.5 (2.8)
2℃ 上昇実験	HFB_2K_XX	2051-2110 (60)	101-109	6	3240	2.0 (4.2)
4℃ 上昇実験	HFB_4K_XX	2031-2090 (60)	101-115	6	5400	4.3 (9.3)

まず図 6.1.5 に、図 6.1.3 に対応する北半球高緯度の領域について、積雪期間、3月の積雪水当量、冬季の地上気温、冬季の降雪量の 4℃ 上昇実験と参照実験の差・変化率を示す。

図 6.1.5 の (a) と (b) からは、図 6.1.3 に示した CMIP5 のそれとほぼ同じ傾向が見られる。(a) と (c) からは季節積雪域全域的な積雪期間の減少は地上気温の上昇に対応すること、(b)、(d)、(e) からは積雪量の増加域は、もともと寒冷であり、また降雪量が大幅に増加した領域にほぼ対応することを見てとることができ、これらは (1) で記した内容と整合的な結果と言える。

以下ではこの d4PDF における、東アジア北部から東シベリア域⁸⁰にかけての季節積雪域の降積雪及び地上気温を見てみよう。図 6.1.6 等での描画域はほぼ東経 110～150 度、北緯 40～70 度とし、必要に応じて東経 120～140 度の北緯 40～55 度（領域 D）と北緯 55～70 度（領域 I）の領域平均したグラフを示す。領域 D と領域 I は、図 6.1.6 等に矩形で示す。東アジア北部の領域 D では積雪量が減少傾向、東シベリアの領域 I では厳冬期において増加傾向にある。

図 6.1.6 は、10、12、3、5 月における積雪被覆率の参照実験での分布、及び 2/4℃ 上昇実験の参照実験の値を 100 とした変化率の分布である。厳冬期である 12 月から 3 月にかけては、領域 I はどの実験でもほぼ全面が積雪に覆われているのに対し、領域 D では高緯度側の一部を除き、そこまでは到達していない。

図 6.1.7 は、10、12、3、5 月における地上気温の、参照実験での分布、及び 2/4℃ 上昇実験と参照実験との差の分布である。冬季高緯度陸上で昇温が大きい傾向を見てとることができる。

⁷⁹ 実験記号での XX は CC, GF, HA, MI, MP, MR であり、CMIP5 実験で得られた 6 つのモデルの SST シグナルに対応する。今回の解析では特に断らない限り、SST シグナルの違いを無視し、6 つの SST シグナル実験を同一視して取り扱った。SST 種類の値の 6 は、これらの SST シグナルの種類の数に対応する。特に期間は、その年の観測された SST 分布を与える過去実験を除きほぼ意味はないと考えてよいことに注意。なお昇温量は全期間・年平均の地上気温で、非温暖化実験での値に対する差であり、それぞれ世界平均と北極圏の平均である。

⁸⁰ IPCC (2021) の区分によれば東アジア、東シベリア、ロシア極東、ロシア北極圏にまたがる領域だが、ここでは東アジア北部から東シベリア域と記す。

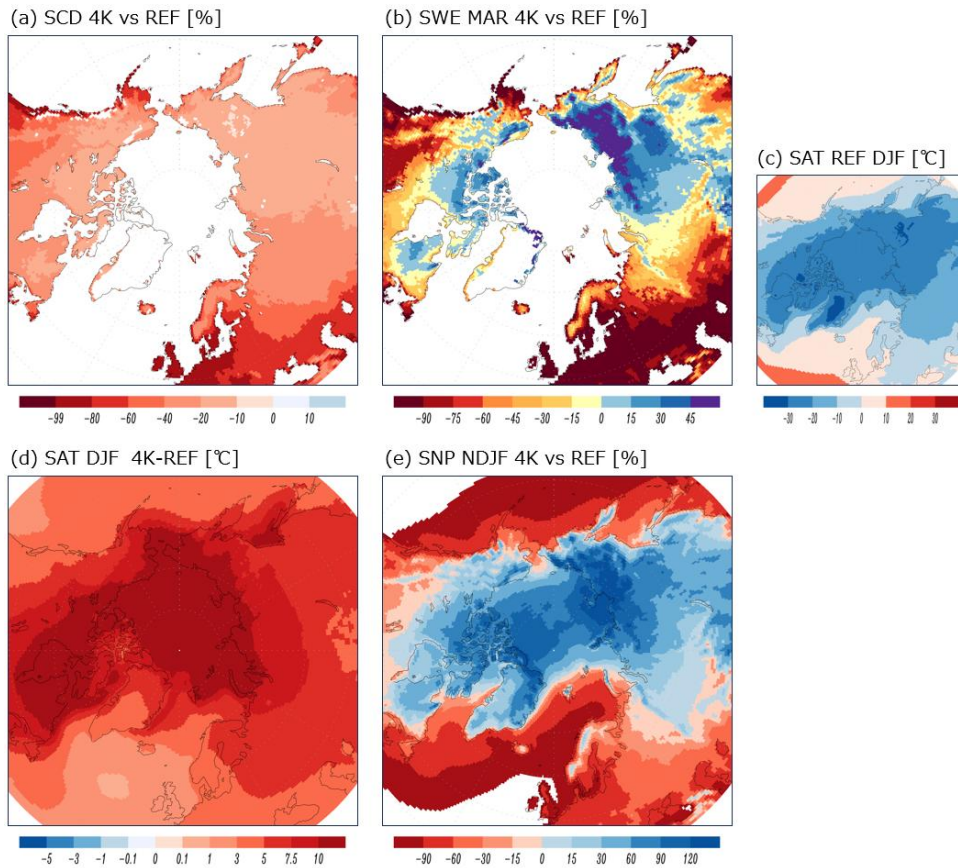


図 6.1.5 d4PDF による北半球高緯度域での分布

(a) 積雪期間の変化率 (%), (b) 3 月の積雪水当量の変化率 (%), (d) 12~2 月の地上気温の差 (°C), (e) 11~2 月の降雪量の変化率 (%) で、これらはいずれも HFB_4K の HPB_REF に対するものである。(c) 参照実験での 12~2 月の地上気温 (°C)。(a), (b)では万年雪の領域は白色としている。また、積雪期間は各月の積雪被覆率に日数を乗じて加えることで得た推定値である。

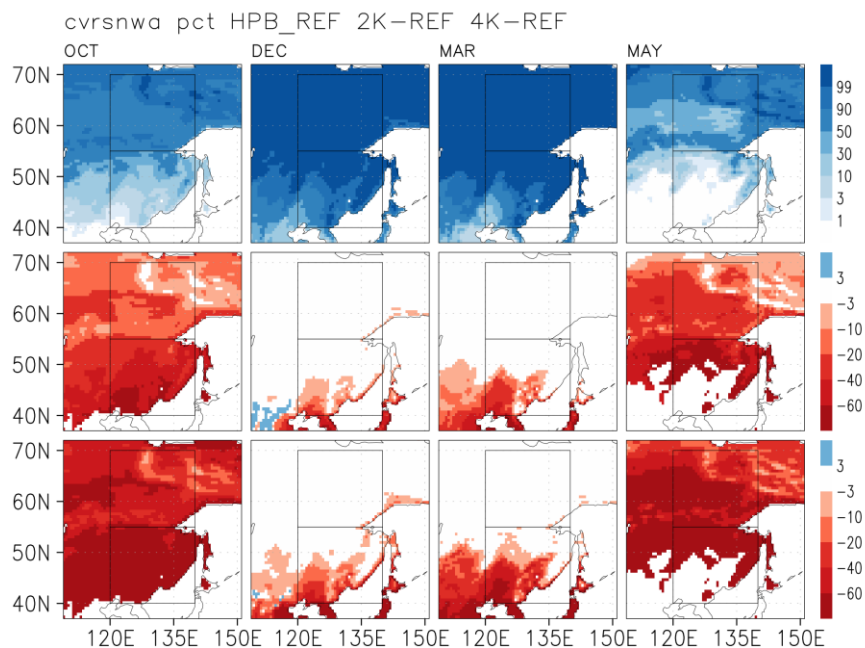


図 6.1.6 d4PDF における東アジア高緯度域での 10、12、3、5 月の積雪被覆率

上段：参照実験での積雪被覆率 (%). 中段と下段：2°C 上昇実験及び 4°C 上昇実験での、参照実験に対する変化率 (%). 積雪被覆率の差ではないことに注意。

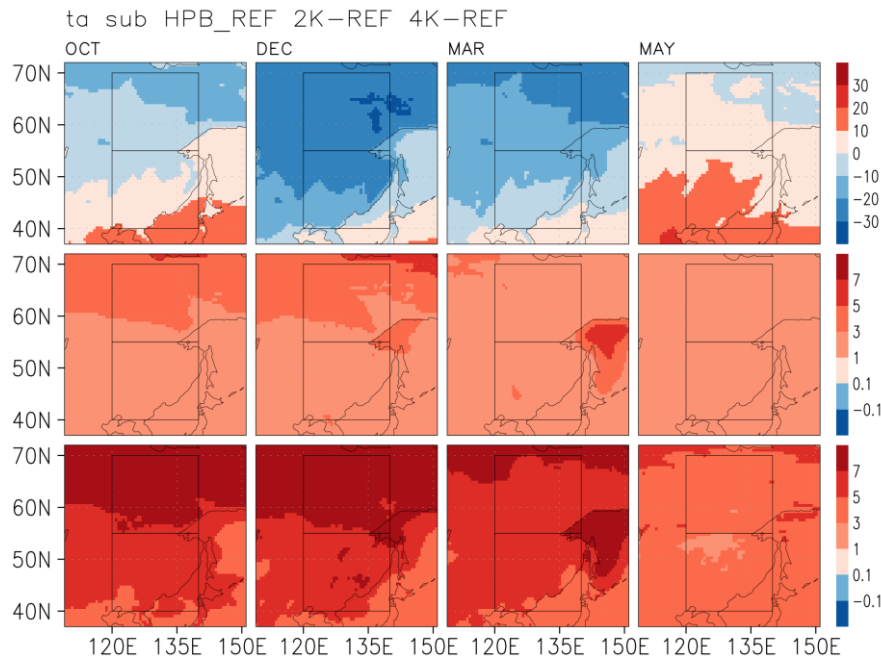


図 6.1.7 d4PDF における東アジア高緯度域での 10、12、3、5 月の地上気温

上段：参照実験、中段：2°C 上昇実験と参照実験との差、下段：4°C 上昇実験と参照実験との差（°C）。

図 6.1.8 は 8 月から 10 月、8 月から 1 月、2 月から 7 月及び 5 月から 7 月までの積雪被覆率の積算値の分布である。左の 2 枚は秋から冬にかけての積雪期間の長さ、右の 2 枚は冬から春にかけての積雪期間の長さ、地球温暖化の進んだ時期ほど積雪期間が短いこと、積もり始めが遅れ融雪期が早まることを見ることができる。

図 6.1.9 は領域 I、D での地上気温と積雪被覆率の季節進行である。当然のことながら地上気温は、領域 I の方が領域 D より低く、気温上昇量が大きいほど高い。そして図からも、積雪被覆率はそれに対応しており、地球温暖化に伴い積雪の開始が遅くなり、融雪は早まることを見ることができる。

このように d4PDF の結果は、東アジアから東シベリアにかけて、地上気温の上昇に対応して積雪被覆率は減少していること、ただし十分に寒冷な領域の厳冬期は全面積雪に覆われており変化はないこと、涵養初期が遅れ、融雪期が早まることを示している。

続いてこの領域における積雪量の変化を見てみよう。図 6.1.10 は各月における積雪水当量とその地球温暖化に伴う変化を示している。積雪被覆率・積雪期間とは異なり、領域 I では厳冬期に増加していることが分かる（図にはないが、12、4 月も増加傾向である。）。

図 6.1.11 は、降雪量とその地球温暖化に伴う変化を示している。図 5.1.8 にも北緯 50 度以南について示されているように、多くの気候モデルは東アジア、そして東シベリアでは概して地球温暖化に伴って降水が増加すると予測している。d4PDF でも同様にこれらの領域での冬季降水量は増加傾向にあり、降雪も、3 月までは特に高緯度を中心に増加傾向にある。

図 6.1.12 は、領域 I、D での降水量、降雪量、降雪が降水に占める割合、積雪水当量と降雪量の 8 月からの積算値の季節進行である。領域 D でも I でも地球温暖化が進むほど降水量は増えるものの、領域 D は地球温暖化が進むほど降雪量も積雪水当量も減少する。それに対して領域 I は、涵養初期と融雪期は降雪量が減少するものの厳冬期には増え、積雪水当量もこれに対応した変化を

する。(d) からは、積雪水当量の上限である降雪量積算値と積雪水当量の比は地球温暖化が進んでもほぼ変わらないことを読み取ることができ、積雪水当量の地球温暖化に伴う変化は、融解の違いよりも降雪量の変化の寄与が大きいことが示唆される。

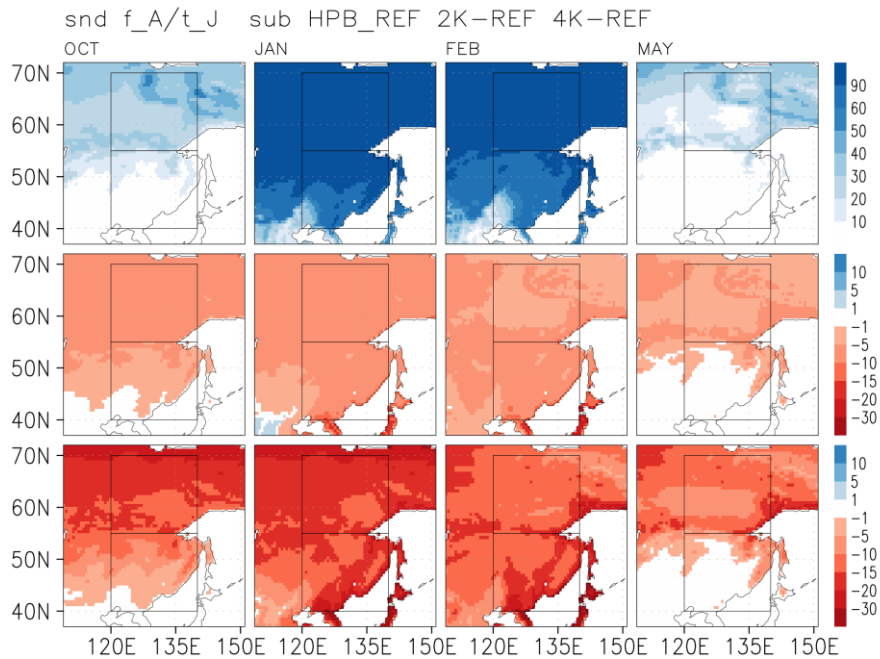


図 6.1.8 d4PDF における、東アジア高緯度域での積雪被覆率から推定した積雪期間の長さ（日）

左から順に、8 月から 10 月、8 月から 1 月、2 月から 7 月及び 5 月から 7 月までで推定した積雪期間の長さを示す。上段：参照実験、中段：2℃ 上昇実験と参照実験との差、下段：4℃ 上昇実験と参照実験との差。単位はいずれも日に相当する。

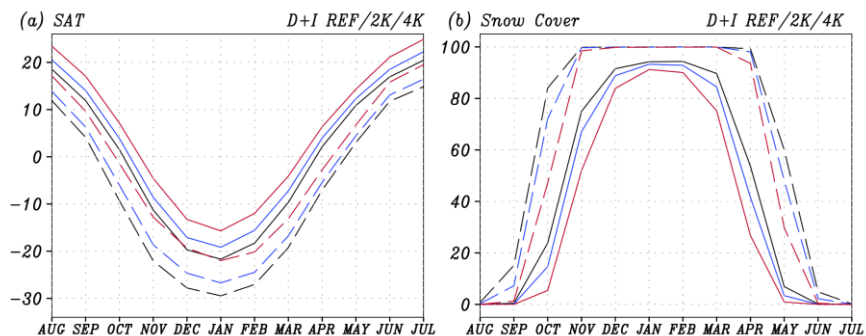


図 6.1.9 d4PDF における、東アジア高緯度域での地上気温と積雪被覆率の月変化

領域 I と領域 D それぞれで領域平均した(a) 地上気温 (°C) と (b) 積雪被覆率 (%) の季節進行。実線は領域 I、破線は領域 D。黒：参照実験、青：2℃ 上昇実験、濃赤：4℃ 上昇実験。

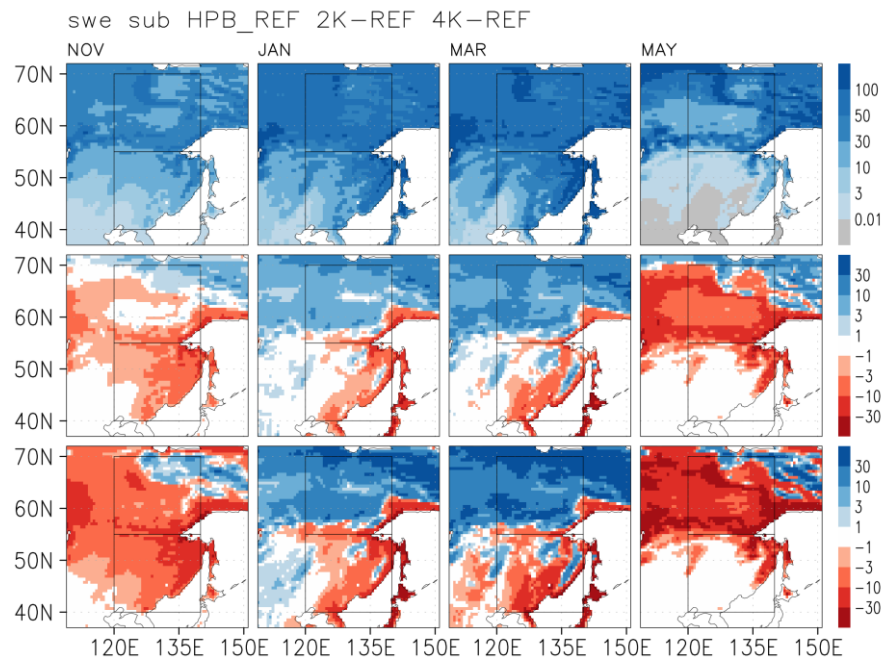


図 6.1.10 d4PDF における、東アジア高緯度域での、積雪水当量

左から順に、11、1、3、5月。上段：参照実験、中段：2℃上昇実験と参照実験との差、下段：4℃上昇実験と参照実験との差 (mm)。

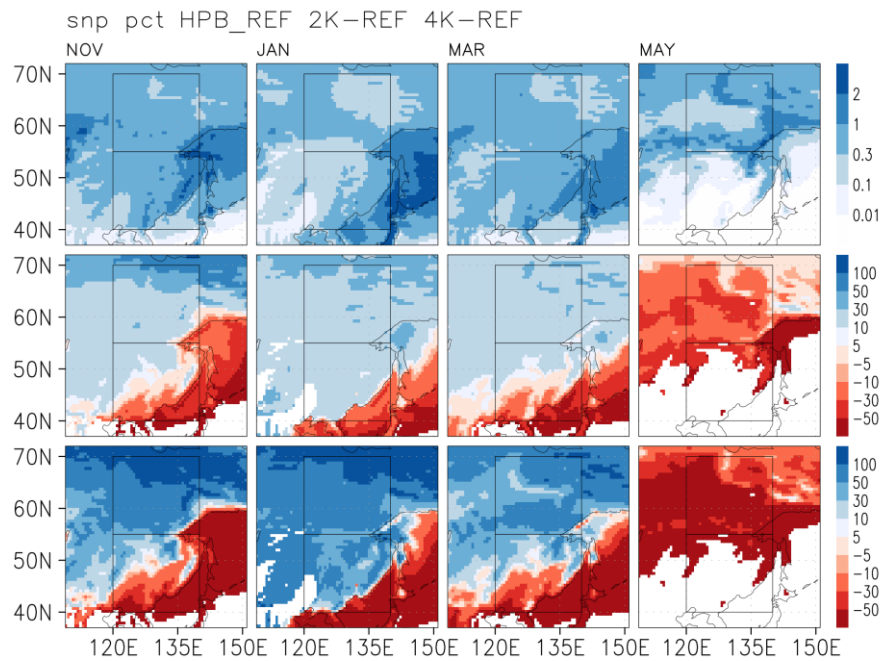


図 6.1.11 d4PDF における、東アジア高緯度域での降雪量

左から順に、11、1、3、5月。上段：参照実験 (mm/day)、中段：2℃上昇実験の、参照実験に対する変化率 (%)、下段：4℃上昇実験の、参照実験に対する変化率 (%)。

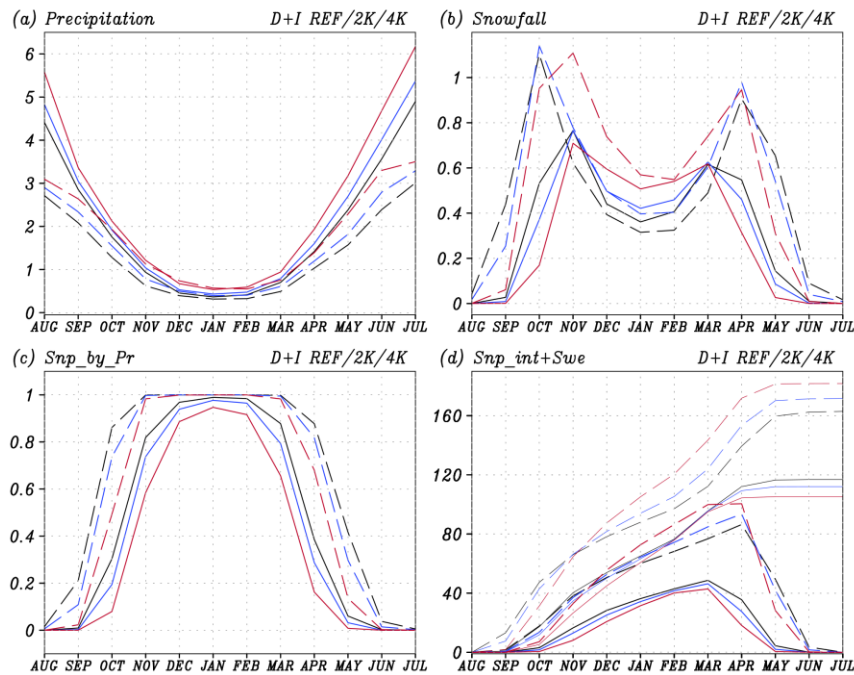


図 6.1.12 d4PDF における、東アジア高緯度域での降水量と降雪量の月変化

領域 I と領域 D それぞれで領域平均した (a) 降水量 (mm/day)、(b) 降雪量 (mm/day)、(c) 降水に対する降雪の割合 (%)、(d) 積雪水当量 (太線) と 8 月から積算した降雪量 (細線) (mm) の季節進行。線の色と種類は図 6.1.9 に同じ。

6.2 日本

6.2.1 観測結果

(1) 年最深積雪のこれまでの変化

気象庁の日本海側の観測地点 (表 6.2.1) で観測された積雪のデータを用いて計算した、年最深積雪の基準値 (1991～2020 年の 30 年平均値) に対する各年の値の比率を図 6.2.1 に示す。年最深積雪は積雪深の年最大値を示す統計項目である。なお、本項において年は寒候年 (前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間) であり、例えば、「2024 年」は 2023 年 8 月から 2024 年 7 月の期間を意味する。また、冬季の東日本太平洋側では、日本の南岸を通過する低気圧により降水がもたらされる場合が多く、雪あるいは雨となる降水の形態が低気圧の進路等の偶発的な条件に強く依存すること、積雪データの均質性が長期間継続している地点でも降雪の発生頻度がもともと低い地点が多いことから、ここでは日本海側のみ評価対象とする。

年最深積雪の基準値に対する各年の比率 (%) は、各地域平均とも減少傾向が現れており、10 年当たりの減少率は、北日本日本海側で 3.5%、東日本日本海側で 12.2%、西日本日本海側で 17.4% (いずれも信頼水準 95% で統計的に有意) である。また、全ての地域において、1980 年代初めの極大期から 1990 年代初めにかけて大きく減少しており、それ以降は東日本日本海側と西日本日本海側で 1980 年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西日本日本海側では 1980 年代半ばまでは基準値に対する比が 300% を超える年が出現していたものの、2000 年代以降は基準値に対して 300% に達するような年は現れていない。

気温が上昇して 0℃ を上回ることが多くなれば、積もった雪が融解しやすくなり、同時に降水が雪から雨に変わることも多くなると考えられる。その点では、年最深積雪の減少傾向は長期的な気温の上昇傾向（第4章参照）と整合的である。ただし、年最深積雪は年々変動が大きく、それに対して本統計期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

気象庁の観測に加え、大学・研究機関の独自の積雪観測あるいは数値実験を用いた解析も行われており、主に北陸地方の平野・沿岸部の年積算降雪量や年最大積雪深には有意な減少傾向が見られるが、標高の高い山岳域の積雪の変化は小さいという報告がある（鈴木, 2006; Kawase et al., 2012）。

また、標高が低く気温が高い平野の積雪は冬季気温の変動に大きな影響を受けるが、標高が高く気温が低い山間部では、積雪は冬季降水量の変動に影響を受ける。そのため、山間部と平野部の年最大積雪深の年々変動は異なり、現時点では山間部の積雪には平野部ほど地球温暖化の影響が現れていない（鈴木, 2006; Yamaguchi et al., 2013; Kawase et al., 2012; Kawase et al., 2018; 川瀬ほか, 2019）。

気象庁のアメダス観測地点を一定の標高以上の地点で抽出し（図 6.2.2）、1982～2024 年の約 40 年間に観測された積雪のデータを用いて年最深積雪の基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）に対する各年の値の比率を計算した（図 6.2.3）。いずれの標高以上のアメダスにおいても、最近の値は期間の前半と比べて減少がみられるものの、統計的な有意性は低く（信頼水準 90%未満）、特に 1980 年代では雪の観測点の展開が限定される⁸¹ことから、これらの変化傾向の信頼性はまだ十分ではない。表 6.2.1 の日本海側の観測地点であっても、同じ期間の変化を見た場合、1980 年以降で統計的に有意な変化傾向は見られないことから、アメダスを用いて積雪の変化傾向を評価するには更に 20 年以上⁸²のデータの蓄積が必要である。

表 6.2.1 日本の年最深積雪基準比の計算対象地点

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

81 1980 年代前半の地点数は現在の地点数の 50%未満であった。

82 2024 年時点で、表 6.2.1 の地点による年最深積雪の評価は約 60 年間の統計期間の観測データを用いて行っている。

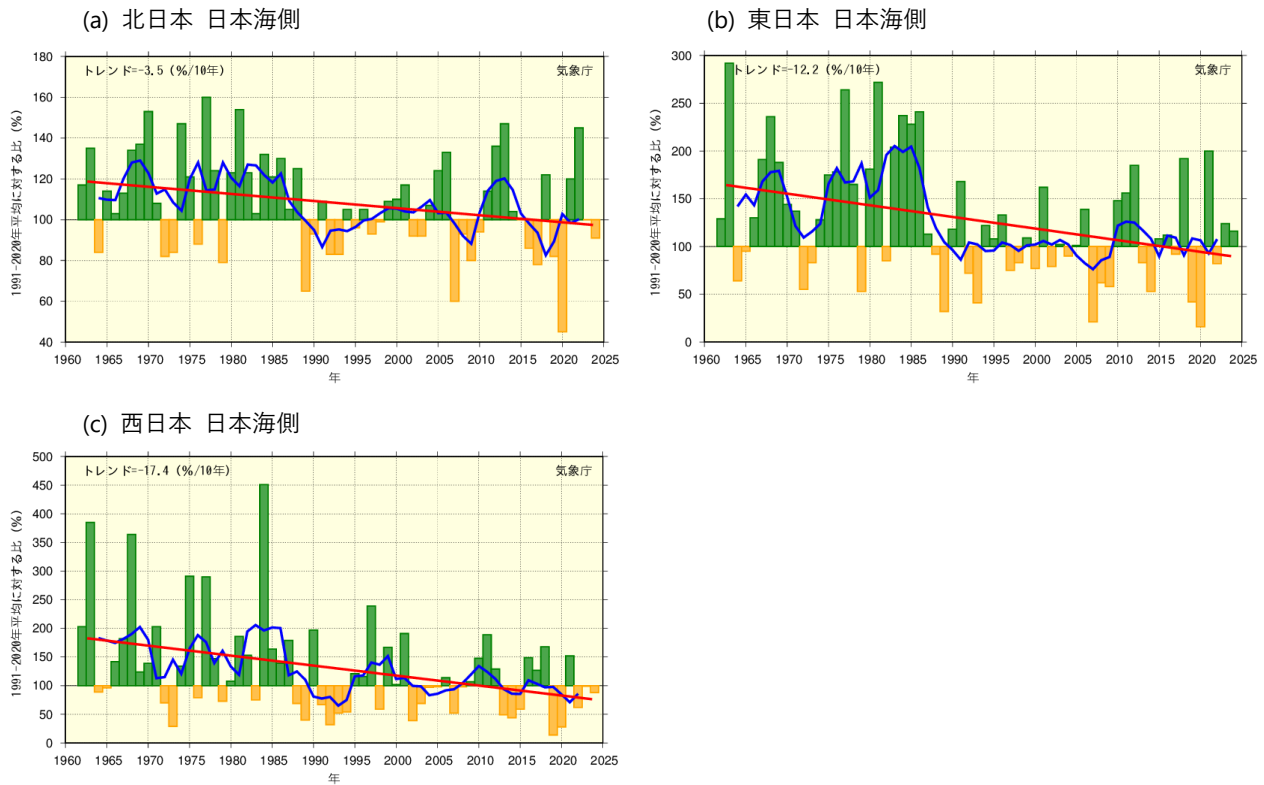


図 6.2.1 日本の年最深積雪の基準値に対する比率の経年変化（1962～2024 年）

(a) 北日本日本海側、(b) 東日本日本海側、(c) 西日本日本海側における、各地域の観測地点（表 6.2.1 参照）での年最深積雪の基準値に対する各年の値の比率（%）を平均したもの。緑（橙）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。

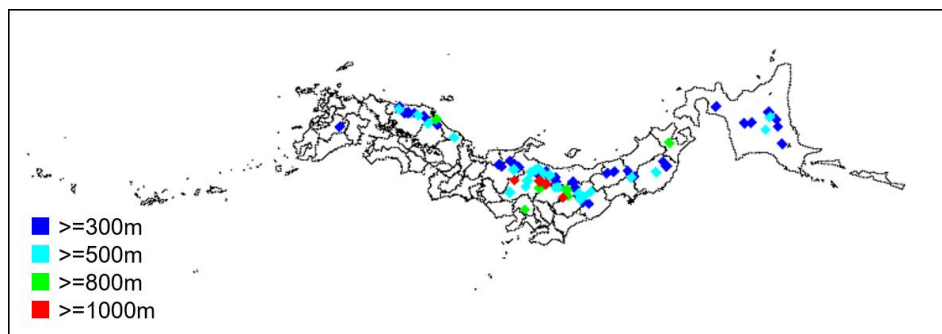


図 6.2.2 一定の標高以上のアメダスの解析対象地点

図 6.2.3 及び図 6.2.5 では、標高 300 m 以上の地点として図中に青、水色、緑、赤で示す地点、標高 500 m 以上の地点として図中に水色、緑、赤で示す地点、のように一定の標高以上の地点を全て解析に使用している。

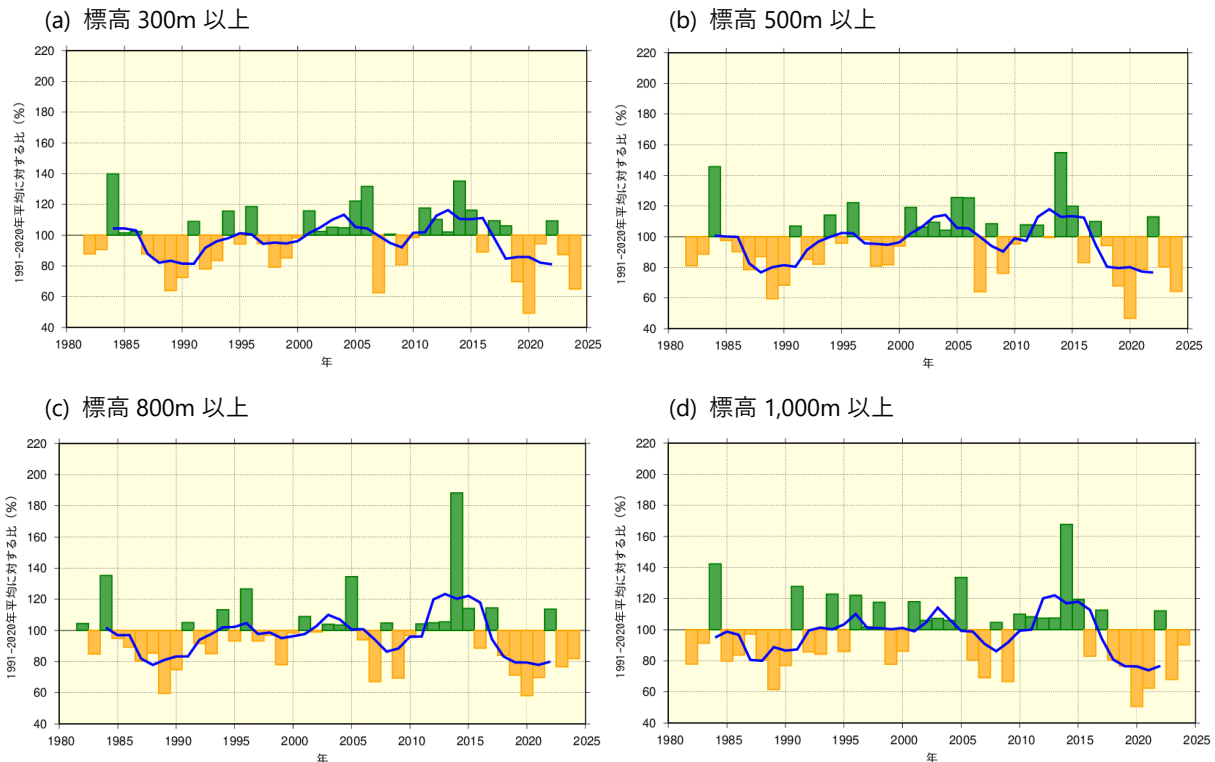


図 6.2.3 一定の標高以上のアメダスで見た年最深積雪の経年変化（1982～2024 年）

(a) 標高 300 m 以上、(b) 標高 500 m 以上、(c) 標高 800 m 以上、(d) 標高 1,000 m 以上のアメダス観測地点における年最深積雪の基準値に対する各年の値の比率（％）を平均したもの。地点数は観測点の展開状況により年ごとに異なり、それぞれ最大 64 地点、33 地点、10 地点、4 地点である（なお、標高 300 m 以上の区分には 500 m 以上、800 m 以上、1,000 m 以上の地点も含む。他の区分も同様。）。緑（橙）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。折れ線（青）は 5 年移動平均値を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。

(2) 極端な降雪のこれまでの変化

降雪の頻度の目安として、気象庁の日本海側の観測地点（図 1.4.3、表 6.2.1）で観測された降雪量のデータを基に算出した日降雪量⁸³20 cm 以上の年間日数の経年変化を図 6.2.4 に示す。北日本日本海側では日降雪量 20 cm 以上の年間日数には統計的に有意な変化傾向は確認できない一方、東日本日本海側及び西日本日本海側では減少傾向している（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）。また、最近 10 年間（2015～2024 年）の平均年間日数と、統計期間の最初の 10 年間（1962～1971 年）の平均年間日数を比べると、日降雪量 20cm 以上の日数はいずれの地域でも減少している（表 6.2.2）。

なお、日降雪量 50cm 以上の降雪は、北日本日本海側や西日本日本海側では、統計的に有意な変化傾向は確認できないが、1 地点当たり数年に一回程度しか発生していないため、事例数の不足により傾向を十分にとらえきれていない可能性がある。その一方で、東日本日本海側では、統計的に有意な減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。有意に減少している地域・要素についても、1990 年代以降は発生日数が少なくなっているものの、数年おきに発生日数の多い年も現

83 本項の日降雪量の解析には、統計期間中の観測方法の変更等を補正した値を使用している。そのため、公開されている観測データの降雪の深さの日合計値とは値が異なる。補正の詳細については、気象庁ホームページを参照。

<https://www.data.jma.go.jp/stats/data/mdrr/normal/index.html>（2020 年平年値 解説）

れており、ここで算出された減少率で頻度が減少し続けるかどうかは分からない。また、北日本では発生頻度の特に多い年が 1970 年前後に集中しているものの、これと長期的な変化傾向との関連を評価するのは難しい。

年最深積雪と同様に、気象庁のアメダス観測地点のうち、一定の標高以上の観測地点を用いて日降雪量 20 cm 以上、50 cm 以上の年間日数を解析した結果を図 6.2.5 に示す。1984～2024 年⁸⁴の約 40 年において、標高 300 m 以上、500 m 以上、800 m 以上及び 1,000 m 以上のアメダスにおいては、日降雪量 20 cm 以上の日数はいずれも減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。また、日降雪量 50 cm 以上の日数は、期間を通じた統計的に有意な変化傾向は評価できないものの、過去の 10 年間（1984～1993 年）と最近の 10 年間（2015～2024 年）の平均値を比較すると、1 地点当たり数年に一回程度しか発生していない標高 1,000m以上の地点を除いて、いずれも最近の発生数の方が少なくなっている。なお、表 6.2.1 の日本海側の観測地点におけるアメダスと同じ解析期間での変化について、1984 年以降で統計的に有意な変化傾向と評価できるのは北日本及び西日本日本海側の日降雪量 20 cm 以上の日数と東日本日本海側の日降雪量 50 cm 以上の日数の減少傾向であることから、平野部以外のより標高の高い地点に限定すると、期間中、より降雪量の多い日数の減少傾向は弱く、また有意性が低くなるのがこれらの結果からうかがえる。

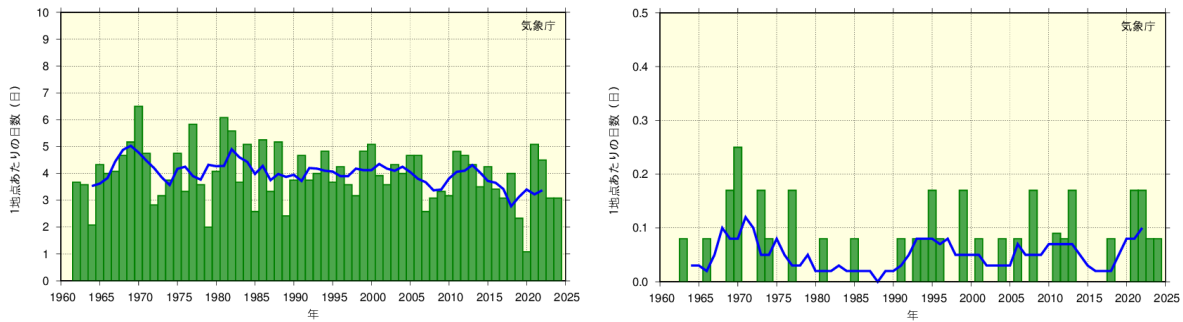
また、降雪の強度の目安として、年最大日降雪量の変化を図 6.2.6 に示す。図 6.2.4 と同じ日本海側の観測地点で見ると、年最大日降雪量の基準値に対する各年の比率（%）は、各地域平均とも減少傾向が現れている（いずれも信頼水準 95%で統計的に有意）。全ての地域において統計的に有意な減少傾向がある一方、2010 年代以降の最近の期間でも 1960 年代から 1980 年代と同程度の年最大値が観測された年も出現している。

更に、雪の降り方には地域特性によって大きな違いがあるため、ここで示した基準が極端な降雪の指標としてなじまない場所もあると考えられる。しかしながら、これらの統計に用いる大雪事例は発生頻度が低い現象であることから、これ以上領域を狭めると統計処理に十分なサンプル数が得られず、統計的な評価が難しくなる。統計期間が比較的短いことも考えると、極端な降雪の地球温暖化に伴う長期的な変化傾向を適切に評価するためには更なるデータの蓄積が必要と言える。

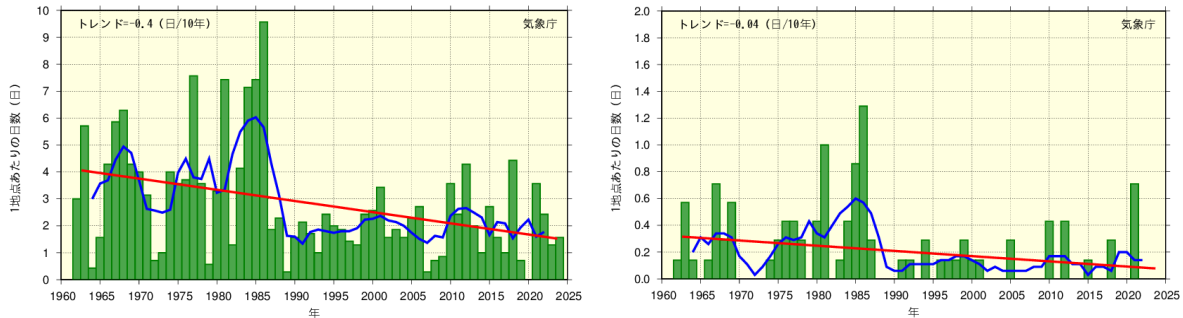
なお、年最深積雪には減少傾向が現れているが、近年も一時的な大雪によって 2021 年 1 月や 2020 年 12 月の大雪事例をはじめとした社会的影響の大きい事例が引き続き発生している。これらのうち、2020 年 12 月の大雪事例では地球温暖化に伴う気温や海面水温の上昇の影響によって降雪量が増加した可能性が高い（Kawase et al., 2022a）と指摘する研究もある。

84 アメダスの日積雪量には積雪差合計の統計項目を用いているが、気象官署に積雪計が設置されている場合に限り、地上気象観測の「降雪の深さ」の値を同要素に採用している。標高 300m 以上のアメダス観測点には気象官署に設置されているアメダスも含まれることから、本要素には「降雪の深さ」の観測方法の変更に伴う補正値を使用しており、最深積雪とは統計期間が異なる。

(a) 北日本 日本海側（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50 cm 以上）



(b) 東日本 日本海側（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(c) 西日本 日本海側（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）

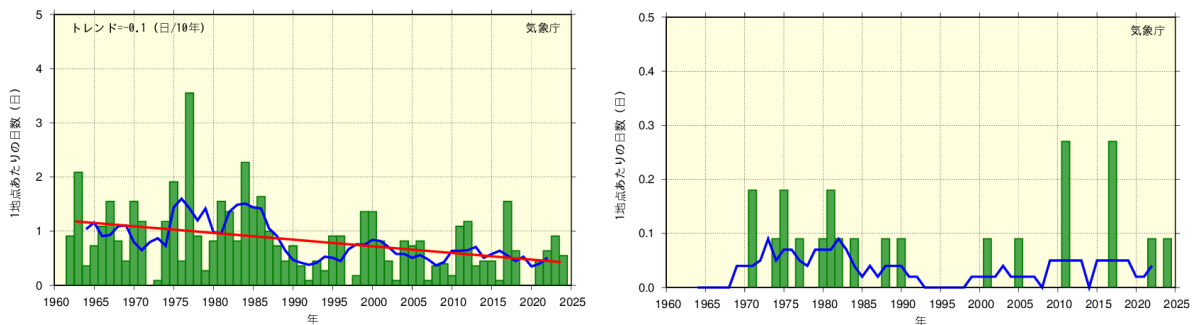


図 6.2.4 日本海側の各地域における日降雪量 20 cm 以上、50 cm 以上の年間日数の経年変化（1962～2024 年）

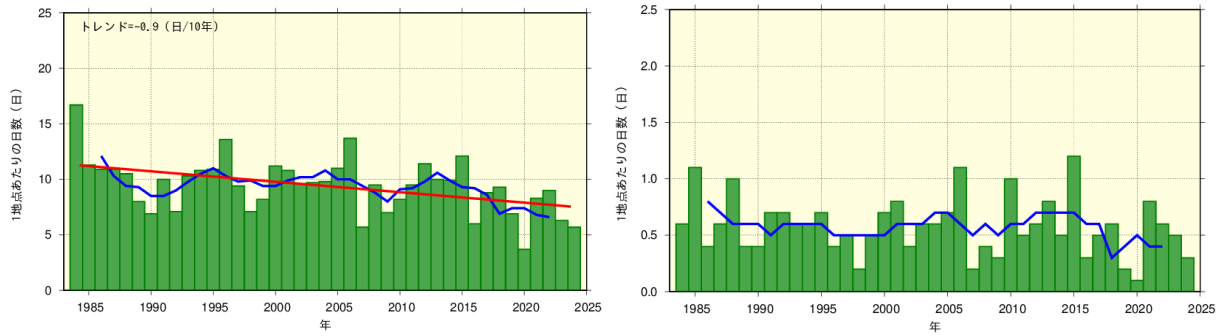
上段から順に、(a)北日本、(b)東日本、(c)西日本の各地域日本海側について、左列が日降雪量 20 cm 以上、右列が日降雪量 50 cm 以上の日数。棒グラフ（緑）は各地域の観測地点（表 6.2.1 参照）での各年の日数を平均した値（1 地点当たりの日数）を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向、信頼水準 90%以上のみ）を示す。

表 6.2.2 日本海側各地域で見た極端な降雪の変化（1962～2024 年）

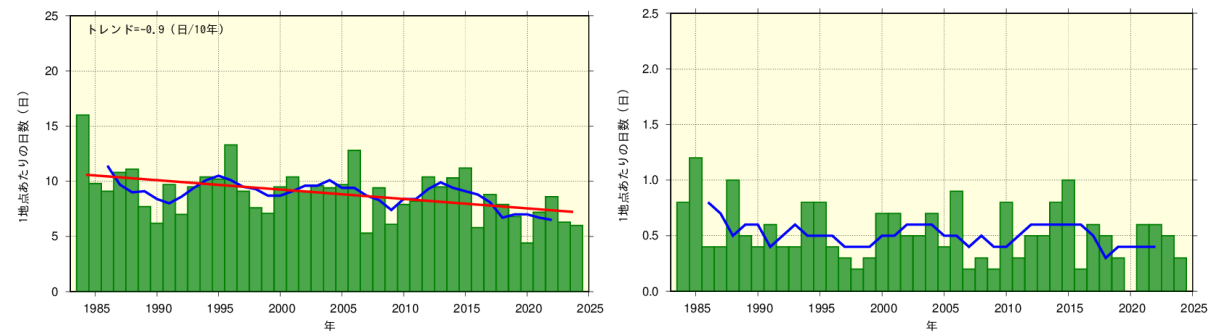
各地域の日降雪量 20cm 以上の年間日数の変化傾向及び統計期間の最初の 10 年間（1962～1971 年）から最近 10 年間（2015～2024 年）への変化の倍率（平均年間日数の比）。

要素	日降雪量 20cm 以上の年間日数の変化傾向（信頼水準）	変化の倍率（最初の 10 年間から最近 10 年間の変化）
北日本 日本海側	有意な変化傾向は確認できない	約 0.8 倍（約 4.3 日→約 3.4 日）
東日本 日本海側	減少している （信頼水準 99%以上）	約 0.5 倍（約 3.9 日→約 1.9 日）
西日本 日本海側	減少している （信頼水準 99%以上）	約 0.5 倍（約 1.1 日→約 0.5 日）

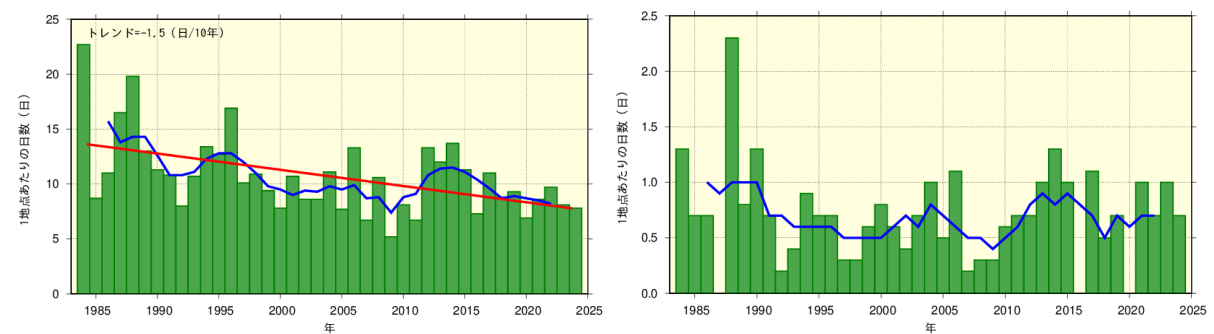
(a) 標高 300 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(b) 標高 500 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(c) 標高 800 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(d) 標高 1,000 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）

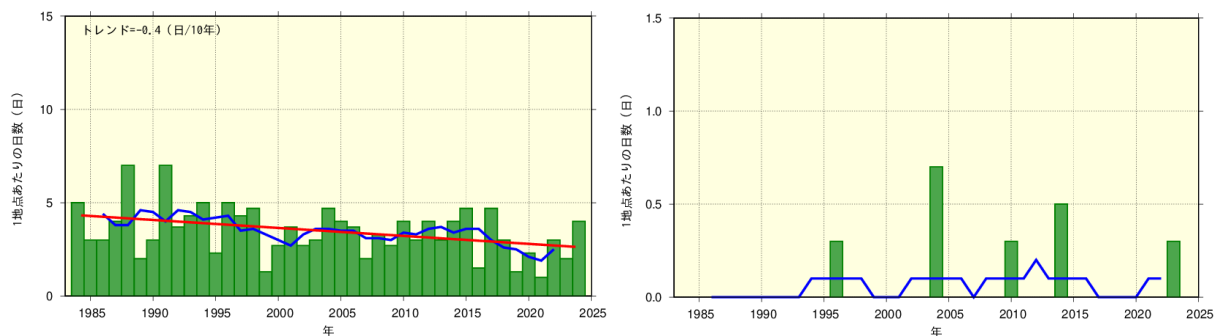


図 6.2.5 アメダスで見た標高ごとの日降雪量 20 cm 以上、50 cm 以上の年間日数の経年変化（1984～2024 年）
上段から順に、(a) 標高 300 m 以上、(b) 標高 500 m 以上、(c) 標高 800 m 以上、(d) 標高 1,000 m 以上のアメダス観測地点について、左列が日降雪量 20 cm 以上、右列が日降雪量 50 cm 以上の日数。地点数は観測点の展開状況により年ごとに異なり、それぞれ最大 57 地点、26 地点、7 地点、3 地点である（なお、標高 300 m 以上の区分には 500 m 以上、800 m 以上、1,000 m 以上の地点も含む。他の区分も同様。）。棒グラフ（緑）は該当する地点での各年の日数（1 地点当たり）、折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向、信頼水準 90% 以上のみ）を示す。

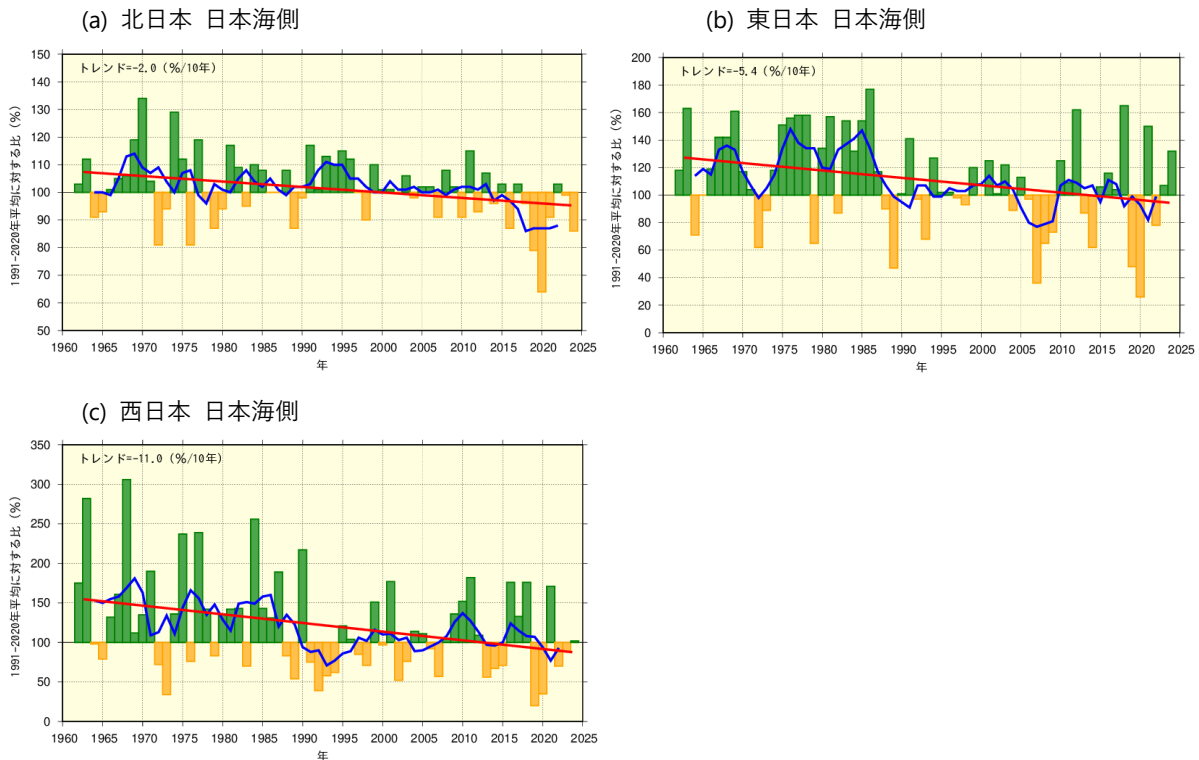


図 6.2.6 日本海側の各地域における年最大日降雪量の経年変化（1962～2024 年）

(a) 北日本日本海側、(b) 東日本日本海側、(c) 西日本日本海側における、各地域の観測地点（表 6.2.1 参照）の年最大日降雪量の基準値に対する各年の値の比率（％）を平均したもの。緑（橙）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。ただし、(c) 西日本日本海側では基準値が 0 である大分を算出地点から除外した。

6.2.2 将来予測

(1) 年最深積雪、年降雪量、季節性の将来予測

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℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における年最深積雪は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて、全国的に有意に減少する（図 6.2.7）。2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南の地域で有意に減少する一方で、北海道では変化傾向が不明瞭である。両シナリオとも、広い範囲で見られている減少傾向については、気温の上昇（第 4 章参照。確信度が高い）に伴い降水がある場合も雪ではなく雨になることが増えることを反映したものと考えられ、観測されている減少傾向とも整合することから確信度は高い。全国及び各地域で平均すると、2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）における東日本と西日本日本海側を除き、減少幅が年々変動の幅（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）を上回っており、21 世紀末における最深積雪は、20 世紀末にはほとんど現れないような小さい値が多く見られるようになると予測されている（図 6.2.8; 表 6.2.3）。

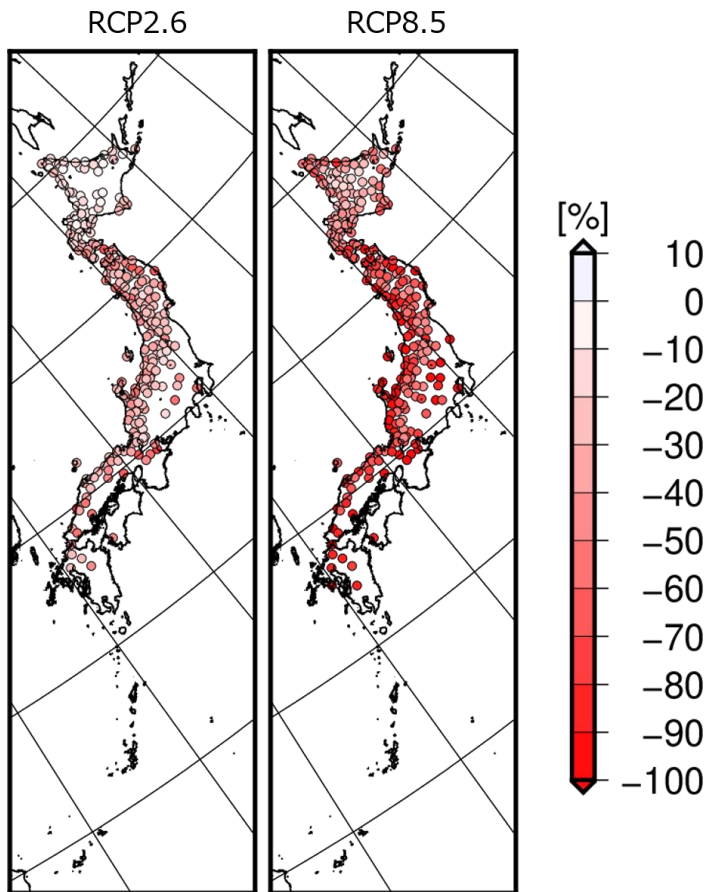


図 6.2.7 本報告書の予測による年最深積雪の将来変化 (%)

左が 2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6)、右が 4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測結果。地点ごとにバイアス補正をした予測データを用いて、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。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。増減が 4 メンバーで一致していない地点の変化率は、予測の不確実性が大きいため表示していない。

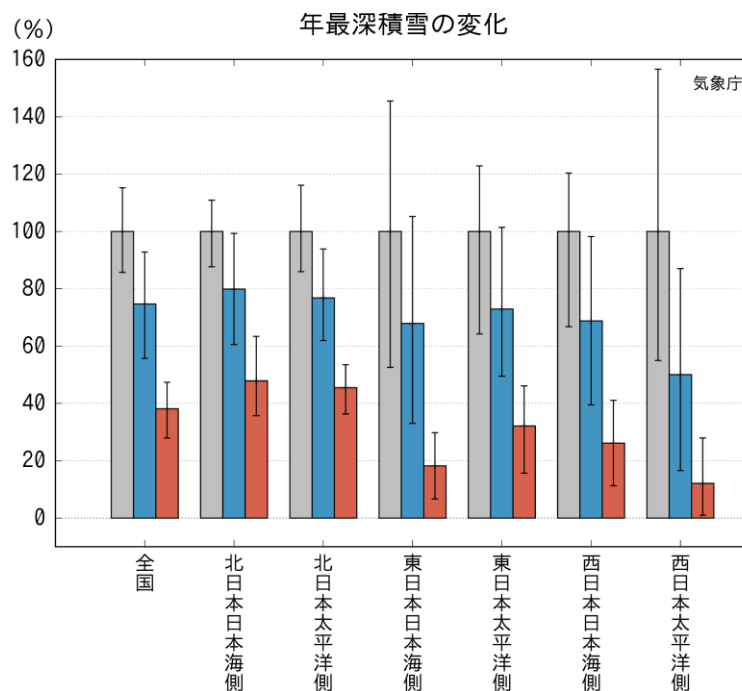


図 6.2.8 本報告書の予測による全国及び地域別の年最深積雪の将来変化 (%)

地点ごとにバイアス補正をした予測データを用いて、20 世紀末 (1980～1999 年平均) に対する 21 世紀末 (2076～2095 年平均) における年最深積雪の比率を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は灰が 20 世紀末、青が 2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6) で、赤が 4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) で予測される将来変化率に対応する。2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6) 及び 4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) の棒グラフの塗りつぶしは、20 世紀末と 21 世紀末の差が信頼水準 90%で有意なことを示す。

表 6.2.3 本報告書の予測による全国及び地域別の年最深積雪の将来変化（平均値及び年々変動の幅）（％）
 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）、2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）のそれぞれについて 20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）における年最深積雪の比率（％）を「将来変化率（年々変動の下限～上限）」で示し、信頼水準 90％で有意に減少する場合は赤字としている。20 世紀末については年々変動の幅のみ示している。数値は小数点以下を四捨五入しているため、絶対値が 0.5 未満の値は「0」と表示される。

地域	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	(86 - 115)	75 (56 - 93)	38 (28 - 47)
北日本 日本海側	(88 - 111)	80 (61 - 99)	48 (36 - 63)
北日本 太平洋側	(86 - 116)	77 (62 - 94)	46 (36 - 53)
東日本 日本海側	(53 - 146)	68 (33 - 105)	18 (7 - 30)
東日本 太平洋側	(64 - 123)	73 (50 - 101)	32 (16 - 46)
西日本 日本海側	(67 - 120)	69 (39 - 98)	26 (11 - 41)
西日本 太平洋側	(55 - 157)	50 (17 - 87)	12 (1 - 28)

同じく本報告書の予測では、4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、降雪量は全国的に有意に減少する（図 6.2.9; 図 6.2.11）。2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南の地域で有意に減少する一方、北海道では変化傾向が不明瞭である。両シナリオとも、広い範囲で減少傾向が予測されることについては、気温の上昇に伴う変化と考えられるため、確信度が高い。

地域ごとに見ると、全ての地域で有意な減少が予測されている（図 6.2.11; 表 6.2.4）。このうち東日本の日本海側と西日本の日本海側については、冬季の降水量も減少する傾向が予測されており（第 5 章参照）、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。ただし、地域ごとの定量的な予測については不確実性が大きいと考えられる。

なお、北海道内陸部や 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）における東日本の日本海側の山間部には、厳冬期（1 月や 2 月）の降雪量が増加する地域もあると予測されている（図 6.2.10）。これは、気温上昇による水蒸気量の増加に伴って降水量が増加し、かつ地球温暖化が進んだとしても十分に（雪が融けない程度に）寒冷な地域であれば、降雪量及び積雪量が増加することによるものと考えられる（第 6.3 節参照）が、地域規模での降水量の予測の不確実性（第 5 章参照）を考慮すると、確信度は低い。

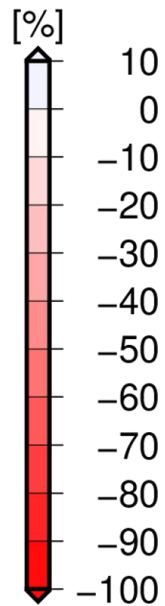
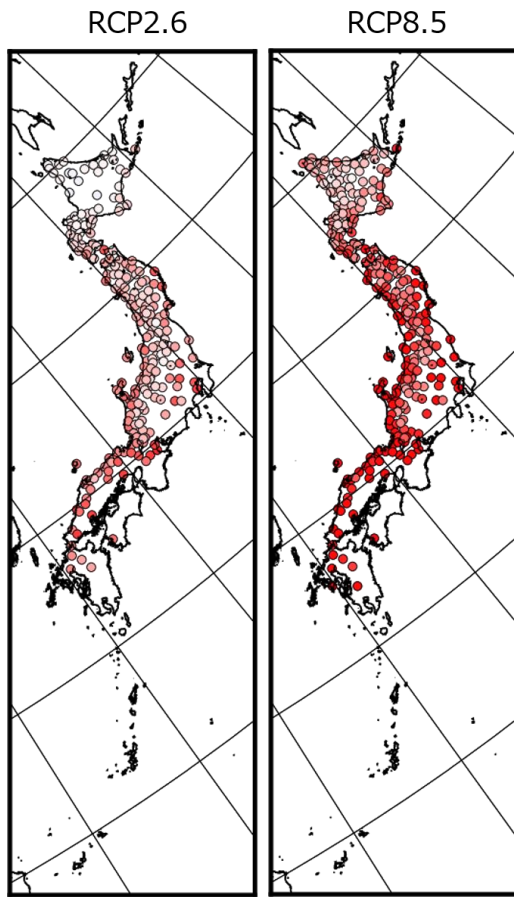


図 6.2.9 本報告書の予測による年降雪量の将来変化 (%)

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。地点ごとにバイアス補正をした予測データを用いて、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。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。増減が 4 メンバーで一致していない地点の変化率は、予測の不確実性が大きいため表示していない。

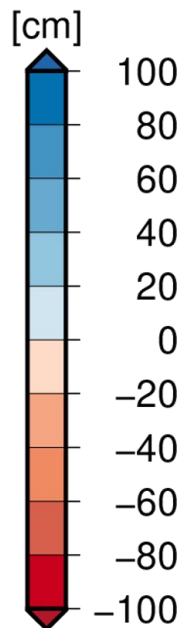
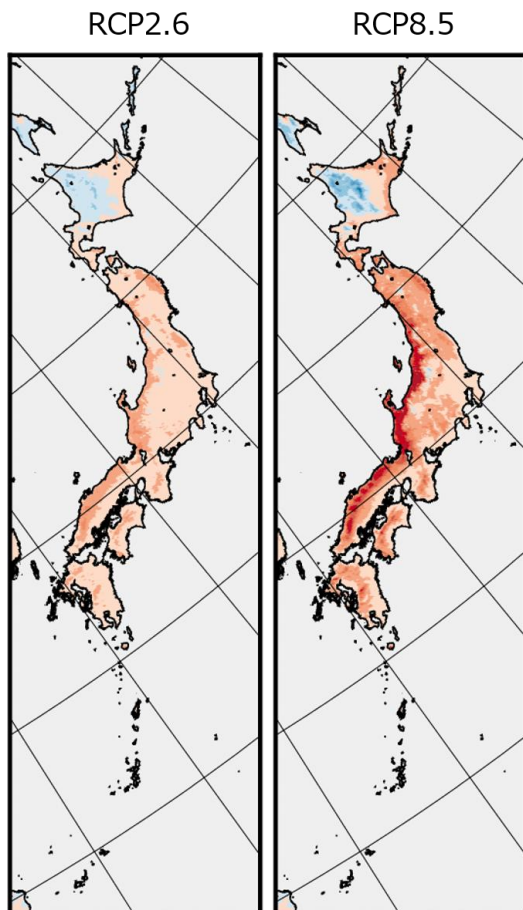


図 6.2.10 本報告書の予測による 1 月の合計降雪量の将来変化 (cm)

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。バイアス補正をしていない予測データを用いて、20 世紀末 (1980～1999 年平均) に対する 21 世紀末 (2076～2095 年平均) の変化量で示す。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。

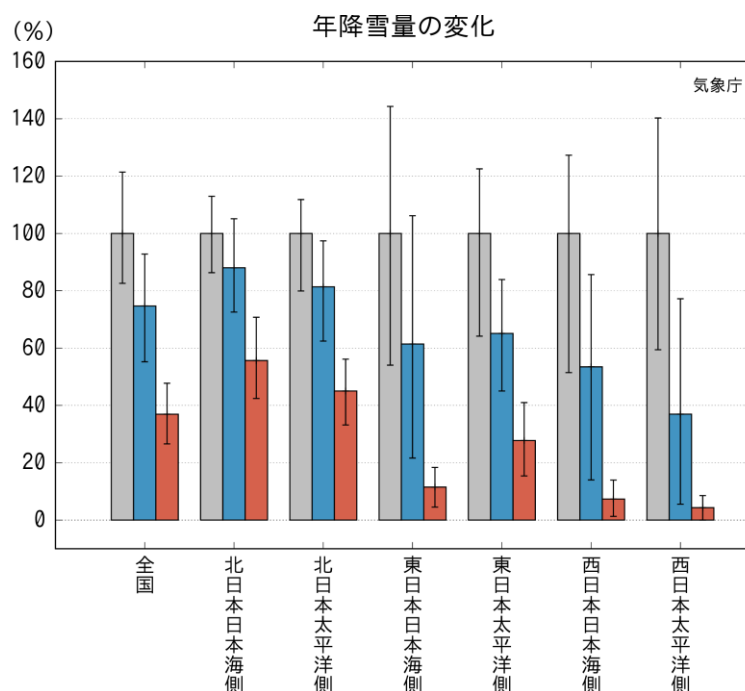


図 6.2.11 本報告書の予測による全国及び地域別の年降雪量の将来変化 (%)

図の見方は図 6.2.8 と同様。

表 6.2.4 全国及び地域別の年降雪量の将来変化 (平均値及び年々変動の幅) (%)

表の見方は表 6.2.3 と同様。

地域	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	(83 - 121)	75 (55 - 93)	37 (27 - 48)
北日本 日本海側	(86 - 113)	88 (73 - 105)	56 (42 - 71)
北日本 太平洋側	(80 - 112)	81 (62 - 97)	45 (33 - 56)
東日本 日本海側	(54 - 144)	61 (22 - 106)	12 (4 - 18)
東日本 太平洋側	(64 - 123)	65 (45 - 84)	28 (15 - 41)
西日本 日本海側	(51 - 127)	53 (14 - 86)	7 (1 - 14)
西日本 太平洋側	(59 - 140)	37 (6 - 77)	4 (0 - 9)

日本海側の各地域における降雪量の季節変化 (図 6.2.12) を見ると、4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) では各地域とも現在と比べて降雪期間が短くなる (始期が遅れ、終期が早まる) ことが予測されている。気温の上昇に伴って雪が雨に変わることを反映した結果と考えられることから、確信度は高い。一方で、北日本の日本海側や東日本の日本海側では降雪のピーク時期が 1 か月程度遅くなっているが、こうした短い時間スケールの降雪量予測については不確実性が大きい。2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6) では降雪期間の前半において明瞭な減少が予測されている一方、後半は 20 世紀末との差が小さくなっているが、この点も同様に予測の不確実性は大きい。

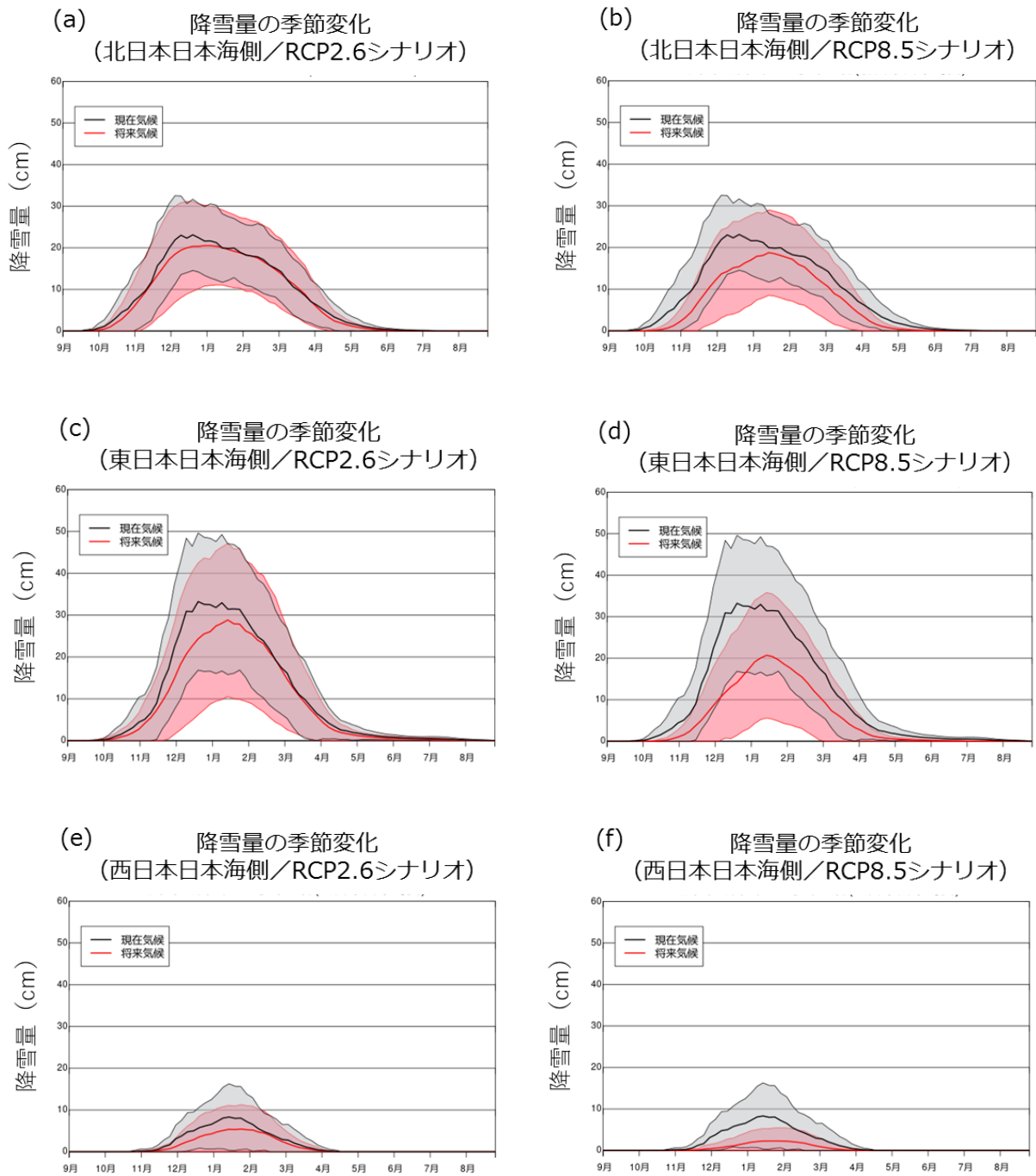


図 6.2.12 地域別の降雪量の季節進行の変化 (cm)

(a)(c)(e)に 2℃ 上昇シナリオ (RCP2.6)、(b)(d)(f)に 4℃ 上昇シナリオ (RCP8.5) による予測を示す (バイアス補正をしていない予測データ)。黒は 20 世紀末 (1980～1999 年平均、凡例では現在気候と表記)、赤は 21 世紀末 (2076～2095 年平均、凡例では将来気候と表記) における通年半旬別値を 1 年分示したもので、折線は通年半旬別値 (気候値) を示し、陰影は年々変動の幅を示す。

(a, b) : 北日本 日本海側、(c, d) : 東日本 日本海側、(e, f) : 西日本 日本海側

(2) 極端な大雪や降雪変化の将来予測に関する研究事例

発生頻度が低い極端な大雪については大規模アンサンブルが必要である。第 6.2.2 項(1) で示したとおり、気温上昇に伴い年間の総降雪量は全国的に減少するものの、これまでの複数の研究結果から、低頻度で発生する大雪については、一部地域で降雪量が増加する可能性は排除できないことが示唆されている。

例えば、Kawase et al. (2016) は、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、世界平均地表気温が工業化以前と比べて約 4°C 上昇した場合の日本の降雪量の変化を調べた。その結果、冬季の総降雪量は北海道山岳部を除き減少するが、厳冬期に気温が 0°C を超えない本州の山岳部や北海道の内陸部では、大気中の水蒸気の増加等により、10 年当たり一回の発生頻度の大雪のような災害を起こしかねない極端な大雪の降雪量が増大すると予測された (図 6.2.13)。

Sasai et al. (2019) は、d4PDF を基に水平解像度を 5 km に高解像度化した大規模アンサンブルの結果を用いて、工業化以前と比べて世界平均地表気温が約 2°C 又は約 4°C 上昇した場合の日本の大雪 (年最大日降雪量) の変化を調べた。その結果、太平洋側の大雪は、地球温暖化による気温上昇によって雪から雨に変わる効果が大きく、大雪時の降雪量が著しく減少する一方、日本海側の標高の高い地域では現在よりも増加しうると指摘している。

更に、Kawase et al. (2020a) は中部山岳地域を対象に、d4PDF を最大で水平解像度 1 km まで高解像度化し、極端に雪が多い年や少ない年が地球温暖化によりどのように変化するか調査した。その結果、極端に雪が多い年は、将来、厳冬期に現在以上の降雪量となる一方、極端に雪が少ない年は現在よりも降雪量が減少する予測となった。つまり、地球温暖化に伴い、極端に雪の多い年と少ない雪の年が現在よりも極端化する可能性を指摘している。

d4PDF の多量のアンサンブルデータをクラスター分析あるいは自己組織化マップ分析することで、降雪発生パターンを分類し、将来の降雪変化を調べた研究が行われている。Ohba and Sugimoto (2020) は日本の湿雪の将来変化、Ohba and Kawase (2020) は積雪の上に降る雨 (Rain on Snow) の将来変化を調べている。同じく d4PDF のアンサンブルを用いて、Katsuyama et al. (2023) は雪崩の指標となる積雪の安定性の変化を調べた。将来は地球温暖化に伴い弱層 (積雪内で雪同士の結合力が弱い層) の形成機会が減少し、結果として雪崩のリスクは軽減される可能性を示唆している。ただし、日本海側の高標高域など、地域によっては大雪の頻度が増えるため、大規模な雪崩が発生するリスクが残ることも合わせて示している。また Asano et al. (2023) は、d4PDF を用いて、主に南岸低気圧によって引き起こされ、交通障害等の社会的インパクトが大きい関東平野における降雪や湿雪の将来変化を調べ、将来は主に気温上昇により、関東平野においてはこれらのリスクは減少することを示している。

一方、北海道の降雪や積雪に関しては、CMIP のマルチモデルや d4PDF から力学的ダウンスケーリングしたデータを用いた研究が複数存在する (Katsuyama et al., 2017; Katsuyama et al., 2020; Kawazoe et al., 2020; Inatsu et al., 2022)。Kawazoe et al. (2020) や Inatsu et al. (2022) は、北海道の降雪と循環場に自己組織化マップ解析を行い、札幌や広尾等の北海道の大雪と循環場の将来予測を実施した。その結果、本州や北海道の南を低気圧が通過した際の大雪は減少するが、西高東低が強まった際に発生する大雪は増加する可能性を指摘している。北海道の山岳域の積雪を対象とした研

究 (Katsuyama et al., 2017) では、将来地球温暖化が進行するにつれて積雪が減少し、ざらめ雪⁸⁵の割合が増加することを指摘している。

最近では領域モデルを用いて気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) を 5km までダウンスケールを行い、1960 年頃から現在までの山岳域を含む日本の積雪の変化や (Kawase et al., 2023a)、近年発生した大雪に対する地球温暖化の寄与を調べる研究 (イベント・アトリビューション (詳細はコラム 8 参照)) (Kawase et al., 2022a) も行われてきている。1960 年以降の年最深積雪の長期変化を調べると、東日本と西日本の日本海側の低標高域では、第 6.2.2 項(1)と同様の傾向が再現されたが、東日本の高標高域では年最深積雪には有意な変化傾向は確認できず、年最大日降雪量には有意な増加トレンドが見られた。この傾向は、地球温暖化に伴う将来の年最積雪の変化傾向とも整合的である。一方、2020 年 12 月に新潟県中越地方の山沿いから関東北部の山沿いで発生した短期間の大雪に関して、地球温暖化の寄与を調べたところ、大雪が発生した山間部では、地球温暖化に伴う気温や海面水温の上昇の影響で、降雪量が増加した可能性が高いことが分かっている (Kawase et al., 2022a)。

日本における極端な大雪の将来変化については、前述の通り複数の研究事例があるものの、まれにしか発生しない現象であるために観測データに基づく評価が難しいことから、将来予測の確信度は中程度である。この点について IPCC (2021) 第 12 章においても同様の評価がされている。また国外においても、米国のアラスカ、ロッキー山脈や欧州のアルプス山脈周辺、スカンジナビア半島の山岳地域等の寒冷地域では、地球温暖化に伴い強い降雪が増加する予測がなされている (de Vries et al., 2014; Lute et al., 2015; Janoski et al., 2018; Newman et al., 2021)。地球温暖化が進行しても十分に寒冷な地域では、気温の上昇に伴って大雪のリスクが低下すると単純に判断することができない点には注意が必要である。

(a) 冬季総降雪量の変化

(b) 10 年当たり一回の発生頻度の大雪の変化

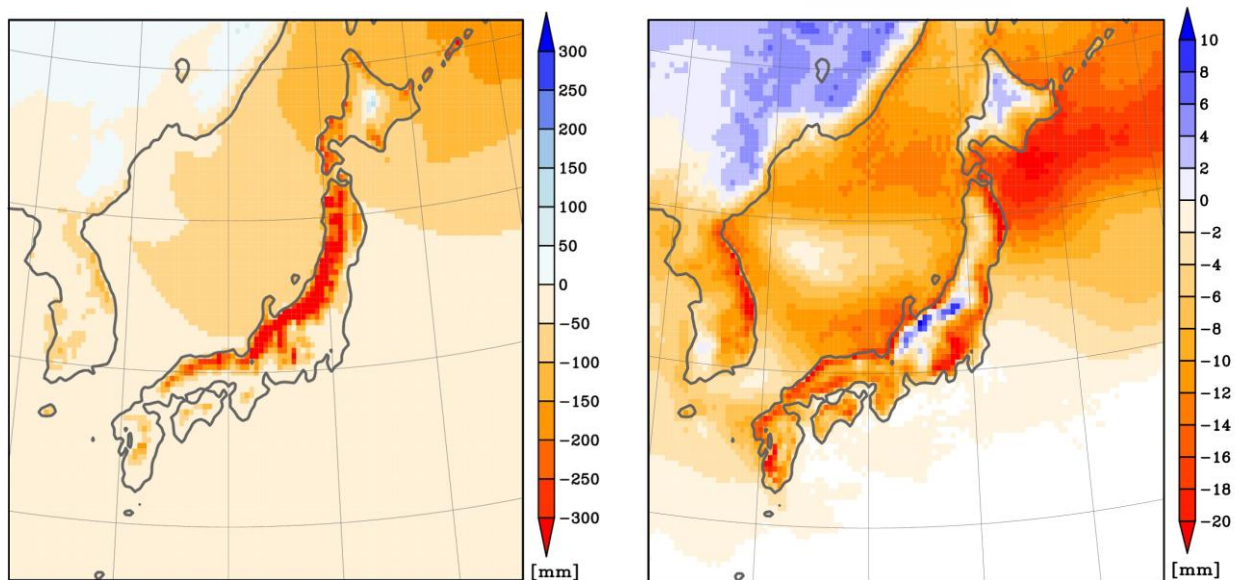


図 6.2.13 冬季 (11～翌年 3 月) の総降雪量及び 10 年当たり一回の発生頻度の大雪 (日降雪量) の将来変化 (a) が冬季の総降雪量の、(b) が 10 年当たり一回の発生頻度の大雪の将来変化。いずれも、d4PDF に基づき世界平均地表気温が 4°C 上昇した場合の変化を予測した結果で、水の量 (mm) に換算した値で示している。

(Kawase et al. (2016) より、Climatic Change (<https://www.springer.com/journal/10584>) から SNCSC の許可を得て改変・転載©Springer Nature)

85 積もった雪の粒が一度融けて、再び凍結した雪のこと。

6.3 背景要因

(1) 雪氷アルベドフィードバック

第4章でも示したが、雪氷アルベドフィードバックは、地上気温と積雪等の両方に大きく影響を与える、強い正のフィードバックである。積雪は土壌等に比べて太陽放射に対する反射率（アルベド）が高く、太陽光をよく反射する。また積雪アルベドは雪質に大きく依存し、例えば低い温度で降った新雪のような粒径が小さいものはアルベドが大きい。雪質変質が進む（粒径の増大、部分的融解等）とアルベドが低下する。雪質変質は温度が高いほど進みやすいし、降雪時の気温が比較的高ければ、新雪であってもその粒径は比較的大きいものとなる。

将来変化において気温が上昇すると、降雪・積雪の開始時期が遅くなり、土壌の露出が続くため太陽光による吸収加熱が続く、これがその時期の気温を更に高めることに寄与する。積雪期間中も上昇した気温により、雪質変質が進行し、低アルベド・太陽光吸収高・積雪加熱増となり、更なる積雪変質につながる。結果として融雪期も早まり、その時期の気温も更に高めることに寄与することになる。

なお、積雪アルベドを低下させる要因としては積雪不純物も知られる。植生起源のものに加え、世界的には氷床域のような植生の少ないところではエロゾル起源の物質も、雪氷アルベドの低下を通じて、雪氷融解・地上気温上昇に寄与する。

(2) 降雪・積雪、大雪のリスクが必ずしも低下しないメカニズム

気温が上昇すると、雪が融解しやすくなり、降水が雪から雨に変わることが多くなるため、全体としては降雪、積雪は減少すると考えられる。ただし、地域や季節、現象によっては例外もあり、その要因は以下のように理解することができる。

まず、気温が上昇しても 0°C 以下であれば積雪は融解せず、降水は降雪のままである。そして、気温や海水温の上昇に伴って大気中の水蒸気が増加し、湿潤地域の更なる湿潤化や極端な降水の頻度・強度の増大が生じる（第5章参照）。これらのことから、地球温暖化が進行しても気温が 0°C 以下となる地域や季節においては、降水量の増加が降積雪の増加として現れる場合もあると考えられる。

日本付近においては、地球温暖化が進行すると日本海の海面水温も上がるため、ユーラシア大陸からの寒気の吹き出しの際、より多量の水蒸気が大気へ供給されるようになる。日本海側の地域で大雪が降るのは、強い寒気の吹き出しがあった時や、冬の季節風が朝鮮半島の白頭山などの山を迂回したのち日本海で合流する日本海寒帯気団収束帯が発生した時である。この時、地球温暖化が進行した状況下では、より多量の水蒸気が日本海から大気へ供給されるとともに、大気もより多くの水蒸気を蓄えることができる。この時、沿岸域など気温が 0°C を超えている地域では大雨が降るが、気温が低い内陸部や山地では大雪として降ることになる。同様に、北海道では厳冬期の季節風吹き出し時は地球温暖化が進行したとしても、氷点下であるため、厳冬期に冬型による降雪が増加する可能性が指摘されている。第6.2.2項の(2)で示した大雪のリスクが必ずしも低下しないことを示唆する研究結果は、このような要因を反映したものと考えられる。

気温の上昇と水蒸気量の変化に加えて、地域ごとの降水量については大気循環の変化の影響も大きく、降雪、積雪の将来予測における不確実性の要因となっている。実際に、日本海側では降雪減少とともに、冬季降水量も減少する予測となっている。これは冬季モンスーンの弱化や、アリュー

シャン低気圧の位置の変化などから日本付近は北西の季節風が弱まる傾向があることと関係している（図 13.2.2）。一方、北海道では逆に北西の風が強まる傾向があり、冬季降水量の増加が予測されている。この傾向は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）でも見られるが、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）でより顕著に見られる（Kawase et al., 2021b）。冬季モンスーンの弱化は、地球温暖化により高緯度の大陸で気温上昇が促進されることで、冬季の海陸の温度コントラストが小さくなることが原因とされ、気象庁気象研究所のモデル以外でも見られる。そのため、確信度は中程度であると考ええる。一方、北海道の冬季降水量の変化は循環場のわずかな違いによっても増減が変わるため、確信度が低いと考えられる。