

## 第2章 気候変動

### 2.1 気温の変動<sup>10,11</sup>

- 2018年の世界の年平均気温は、1891年の統計開始以降で4番目に高い値（偏差+0.31℃）になった。世界の年平均気温は、100年あたり0.73℃の割合で上昇している。
- 2018年の日本の年平均気温は、1898年の統計開始以降で6番目に高い値（偏差+0.68℃）になった。日本の年平均気温は、100年あたり1.21℃の割合で上昇している。
- 全国的に、猛暑日や熱帯夜は増加し、冬日は減少している。

#### 2.1.1 世界の平均気温

2018年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均、海水部は含まない）の基準値（1981～2010年の30年平均値）からの偏差は+0.31℃で、統計を開始した1891年以降では4番目に高い値となった。この結果、最近の2014年から2018年までの値が5番目までを占めることとなった。世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年あたり0.73℃である<sup>12</sup>（信頼度水準99%で統計的に有意<sup>13</sup>）。

北半球の年平均気温偏差は+0.41℃、南半球の年平均気温偏差は+0.20℃で、北半球、南半球ともに4番目に高い値となった（図2.1-1）。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ100年あたり0.79℃、0.69℃である（いずれも信頼度水準99%で統計的に有意）。

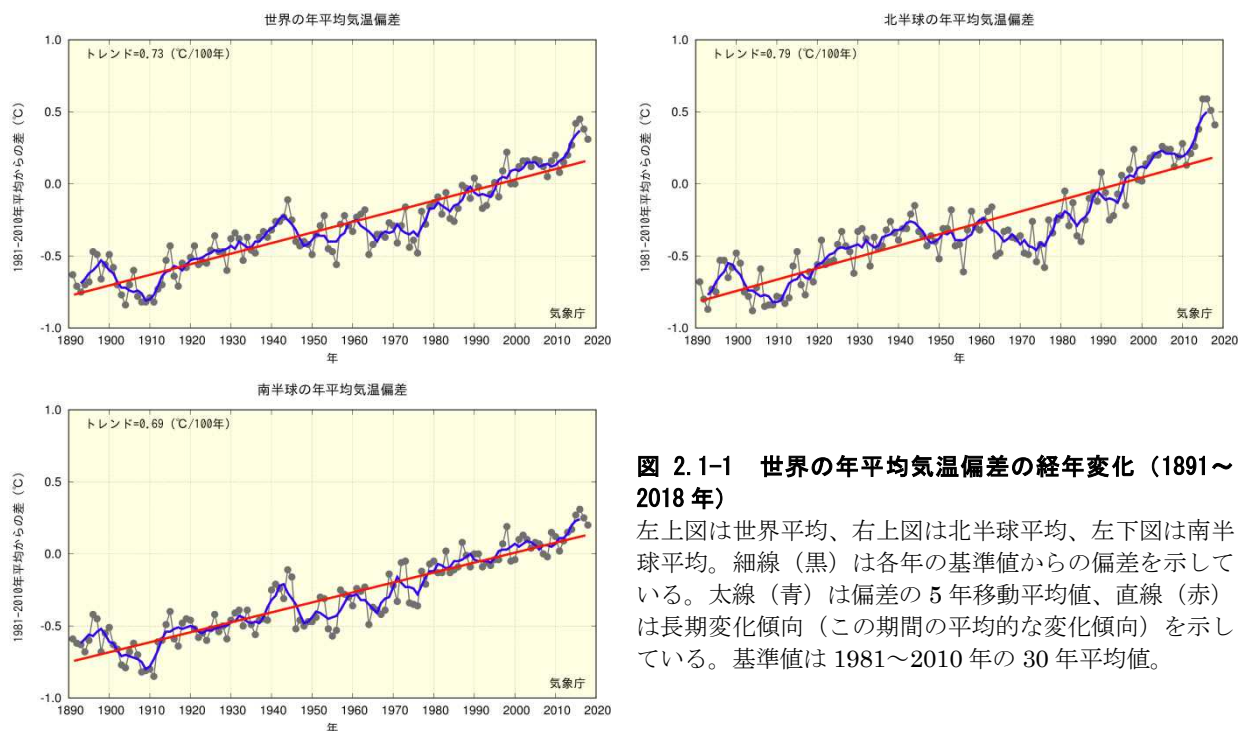


図 2.1-1 世界の年平均気温偏差の経年変化（1891～2018年）

左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。細線（黒）は各年の基準値からの偏差を示している。太線（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1981～2010年の30年平均値。

<sup>10</sup> 気象庁ホームページでは、気温等に関する長期変化の監視成果を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html> （世界及び日本の年別等の平均気温）

[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme\\_p.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html) （日本の猛暑日や熱帯夜等）

<sup>11</sup> 世界全体や日本全体の平均気温について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、気温の観測が世界や日本でくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

<sup>12</sup> IPCC 第5次評価報告書（IPCC, 2013）では、世界の平均気温は1880～2012年の期間に0.85℃（可能性が高い範囲は0.65～1.06℃）上昇していると評価されている。100年あたりの上昇率に換算した値は本レポートとは異なるが、長期的に上昇し1990年代半ば以降高温となる年が多いという同様の変動を示している。なお、本レポートと異なる値となるのは、元となるデータや世界平均の算出方法及び統計期間の違いによる。

<sup>13</sup> 本レポートにおける有意性の評価と表現については、巻末の「変化傾向の有意性の評価について」を参照。

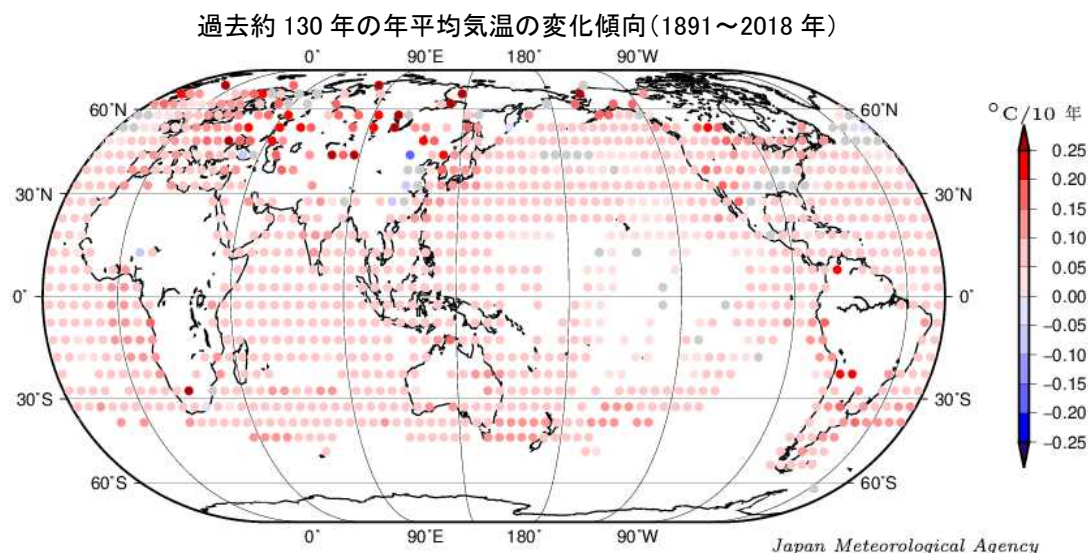


図 2.1-2 緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の長期変化傾向 (1891～2018 年)

図中の丸印は、5°×5° 格子で平均した 1891～2018 年の長期変化傾向 (10 年あたりの変化量) を示す。灰色は長期変化傾向が見られない (信頼度水準 90 %で統計的に有意でない) 格子、空白は利用可能なデータが十分でない格子を示す。

また、緯度経度 5 度の格子ごとの変化傾向を見ると、長期的な統計ではほとんどの地域で上昇しているとみられ、特に北半球高緯度域で明瞭である (図 2.1-2)。

これらの年平均気温の経年変化には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度の自然変動が重なって現れているものと考えられる。

## 2.1.2 日本の平均気温

日本の気温の変化傾向を見るため、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 (表 2.1-1) について、1898～2018 年の年平均気温の基準値 (1981～2010 年の 30 年平均値) からの偏差を用いて解析した。

2018 年の日本の年平均気温の偏差は +0.68°C で、統計を開始した 1898 年以降で 6 番目に高い値となった (図 2.1-3)。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 年あたり 1.21°C である (信頼度水準 99%で統計的に有意)。季節別には、それぞれ 100 年あたり冬は 1.10°C、春は 1.45°C、夏は 1.11°C、秋は 1.20°C の割合で上昇している (いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意)。

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た。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。

近年、日本で高温となる年が頻出している要因として、世界の他の地域と同様に、二酸化炭素などの温室効果ガス増加による地球温暖化及び数年～数十年程度で繰り返される自然変動が考えられる。

表 2.1-1 日本の年平均気温偏差の計算対象地点

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うえで利用している。

| 要素                | 観測地点                                          |
|-------------------|-----------------------------------------------|
| 地上気温<br>(15 観測地点) | 網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬、石垣島 |

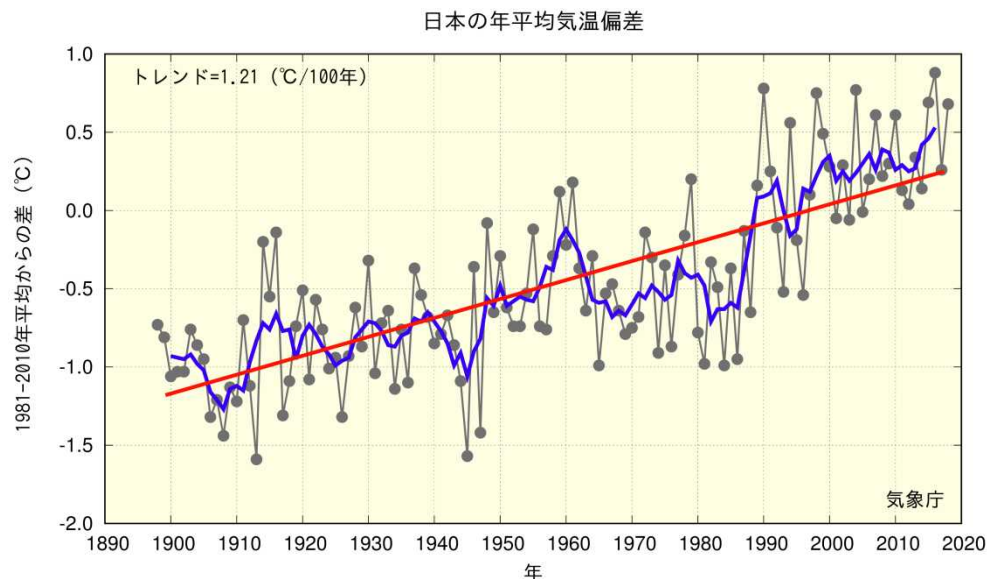


図 2.1-3 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898~2018 年)

細線（黒）は、国内 15 観測地点（表 2.1-1 参照）での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。太線（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 1981~2010 年の 30 年平均値。

### 2.1.3 日本における極端な気温

表 2.1-1 の 15 観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析を行った。なお、宮崎及び飯田の月平均気温は移転による影響を除去するための補正を行ったうえで利用しているが、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、当該地点を除く 13 観測地点で解析を行った。

#### (1) 月平均気温における異常値<sup>14</sup>の出現数

統計期間 1901~2018 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-4）。異常高温の出現数は、1990 年頃を境に大きく増加している。

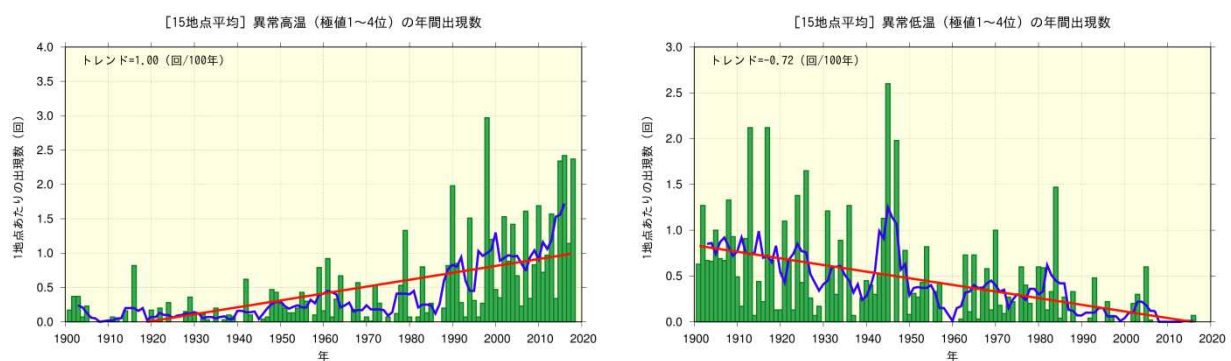


図 2.1-4 月平均気温の高い方から 1~4 位（異常高温、左図）と低い方から 1~4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化 (1901~2018 年)

月平均気温に基づく異常高温と異常低温の年間出現数。棒グラフ（緑）は各年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

<sup>14</sup> ここでは、異常高温・異常低温を「1901~2018 年の 118 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1~4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1~4 位の値が出現する割合は、118 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。



## (2) 日最高気温 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の年間日数

統計期間 1910～2018 年における日最高気温が 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の日数はともに増加している（それぞれ信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-5）。特に、猛暑日の日数は、1990 年代半ば頃を境に大きく増加している。

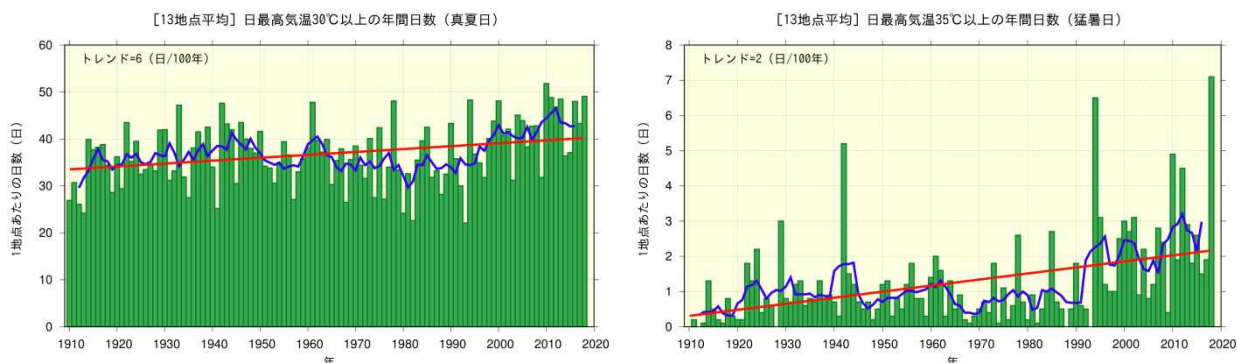


図 2.1-5 日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2018 年）

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 地点あたりの年間日数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

## (3) 日最低気温 0℃未満（冬日）及び 25℃以上（熱帯夜<sup>15</sup>）の年間日数

統計期間 1910～2018 年における日最低気温が 0℃未満（冬日）の日数は減少し、また、日最低気温が 25℃以上（熱帯夜）の日数は増加している（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-6）。

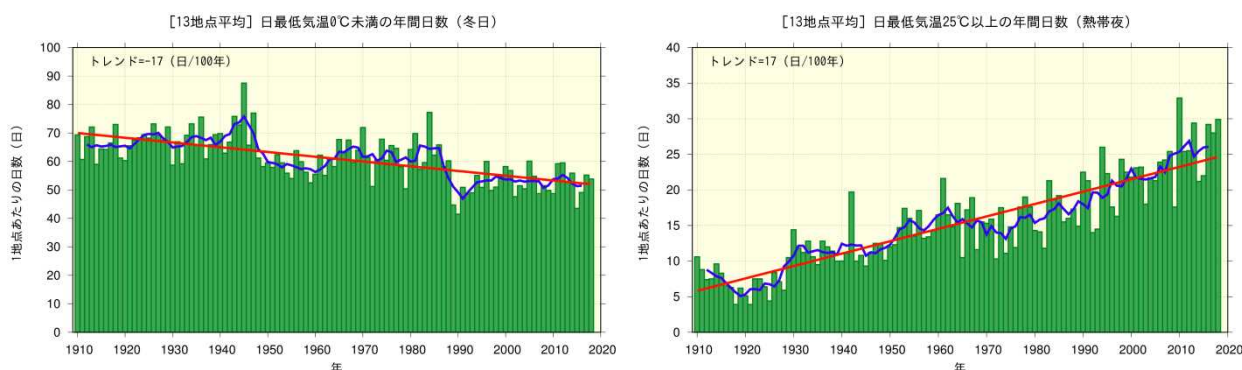


図 2.1-6 日最低気温 0℃未満（冬日、左図）及び日最低気温 25℃以上（熱帯夜、右図）の年間日数の経年変化（1910～2018 年）

図の見方は図 2.1-5 と同様。

<sup>15</sup> 熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

### 2.1.4 日本の大都市のヒートアイランド現象<sup>16</sup>

長期間にわたって均質なデータを確保できる日本の大都市（札幌、仙台、新潟、東京、横浜、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島）の観測地点と都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点（表2.1-1）を対象に、1927～2018年における気温の変化率を比較すると、大都市の上昇量の方が大きく、地点によって差があるものの、例えば年平均気温では15地点平均の値を0.4～1.7℃程度上回っている。（表2.1-2、図2.1-7）。

**表 2.1-2 大都市における気温の変化率**

1927～2018<sup>17</sup>年の観測値から算出した、大都市における変化率（100年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点（表2.1-1参照）の平均変化率を示す。斜体字は信頼度水準90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。※を付した5地点と15観測地点のうちの飯田、宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

| 観測地点  | 気温変化率（℃/100年） |     |     |     |     |       |     |     |     |     |       |     |     |     |     |
|-------|---------------|-----|-----|-----|-----|-------|-----|-----|-----|-----|-------|-----|-----|-----|-----|
|       | 平均気温          |     |     |     |     | 日最高気温 |     |     |     |     | 日最低気温 |     |     |     |     |
|       | 年             | 冬   | 春   | 夏   | 秋   | 年     | 冬   | 春   | 夏   | 秋   | 年     | 冬   | 春   | 夏   | 秋   |
| 札幌    | 2.6           | 3.3 | 2.8 | 1.7 | 2.4 | 0.9   | 1.5 | 1.5 | 0.5 | 0.4 | 4.4   | 5.6 | 4.6 | 3.2 | 4.1 |
| 仙台    | 2.4           | 2.9 | 2.8 | 1.4 | 2.4 | 1.2   | 1.6 | 1.7 | 0.9 | 0.9 | 3.1   | 3.6 | 3.8 | 2.0 | 3.2 |
| 新潟※   | 2.0           | 2.2 | 2.6 | 1.4 | 1.8 | 1.9   | 2.6 | 2.7 | 0.8 | 1.6 | 2.2   | 2.3 | 2.7 | 1.8 | 1.8 |
| 東京※   | 3.2           | 4.2 | 3.3 | 2.1 | 3.3 | 1.8   | 2.0 | 2.1 | 1.4 | 1.7 | 4.4   | 5.8 | 4.6 | 2.9 | 4.3 |
| 横浜    | 2.8           | 3.4 | 3.1 | 1.8 | 2.8 | 2.5   | 2.7 | 2.9 | 1.8 | 2.4 | 3.4   | 4.5 | 3.7 | 2.2 | 3.4 |
| 名古屋   | 2.8           | 2.9 | 3.1 | 2.2 | 3.0 | 1.3   | 1.5 | 1.7 | 1.0 | 1.2 | 3.8   | 3.7 | 4.4 | 3.2 | 4.2 |
| 京都    | 2.7           | 2.5 | 3.0 | 2.3 | 2.7 | 1.1   | 0.8 | 1.7 | 1.1 | 0.8 | 3.7   | 3.6 | 4.1 | 3.2 | 3.9 |
| 大阪※   | 2.6           | 2.5 | 2.7 | 2.1 | 2.9 | 2.1   | 2.1 | 2.4 | 2.0 | 2.0 | 3.5   | 3.1 | 3.5 | 3.2 | 4.0 |
| 広島※   | 1.9           | 1.5 | 2.3 | 1.6 | 2.4 | 0.9   | 0.6 | 1.6 | 1.2 | 0.4 | 3.1   | 2.7 | 3.3 | 2.6 | 3.8 |
| 福岡    | 3.0           | 2.8 | 3.4 | 2.2 | 3.7 | 1.7   | 1.6 | 2.1 | 1.4 | 1.6 | 4.9   | 4.2 | 5.8 | 3.7 | 6.0 |
| 鹿児島※  | 2.5           | 2.4 | 2.8 | 2.0 | 2.8 | 1.2   | 1.1 | 1.6 | 1.1 | 1.3 | 3.9   | 3.5 | 4.4 | 3.3 | 4.6 |
| 15地点※ | 1.5           | 1.5 | 1.9 | 1.1 | 1.4 | 1.1   | 1.1 | 1.6 | 0.8 | 0.8 | 1.8   | 1.8 | 2.1 | 1.6 | 1.8 |

<sup>16</sup> ヒートアイランド現象とは、都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる（heat island = 熱の島）。気象庁ホームページでは、ヒートアイランド現象の解析や数値モデルによる再現実験の結果を、「ヒートアイランド監視報告」として毎年公表している。<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index.html>

<sup>17</sup> 1.1.2 では統計期間が1898～2018年となっているが、ここでは大都市の統計期間に合わせて1927～2018年としている。

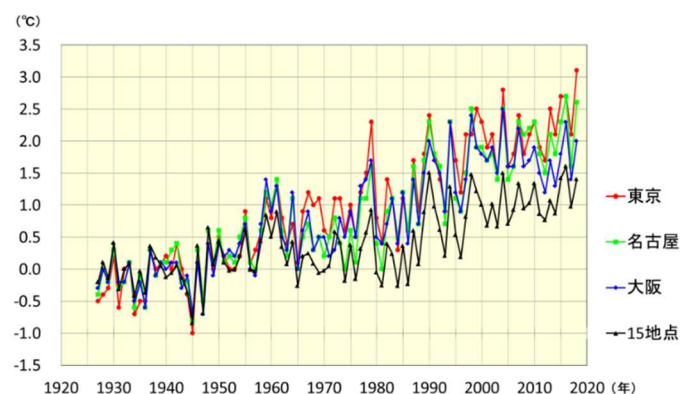


図 2.1-7 東京、名古屋、大阪と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化（1927～2018 年）

年平均気温偏差は、1927～1956 年平均値からの差を表す（1927～1956 年における東京、名古屋、大阪の各平均値と 15 観測地点平均の平均値はそれぞれ 0 で一致する）。

15 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響によらない平均的な変化率を表していると考えられることから、およその見積もりとして、各都市と 15 観測地点平均の変化率の差は、都市化による影響とみられる（ただし、15 観測地点も都市化の影響を多少は受けており、厳密にはこの影響を考慮しなければならない）。

これら都市において平均気温の上昇率を季節別に見ると、最小となるのはすべての都市で夏となっている。一方、最大となるのは札幌、仙台、新潟、東京、横浜、名古屋といった北日本や東日本の都市では冬や春に、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島といった西日本の都市では春や秋になっており、季節や地域による違いも見られる。また、日最低気温は日最高気温より上昇率が大きい傾向が見られる。

統計期間内に観測露場の移転の影響が無かった各都市の階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は減少傾向が顕著であり、また、熱帯夜や真夏日、猛暑日の年間日数は札幌を除いて増加しているとみられる（表 2.1-3）。

表 2.1-3 大都市における階級別日数の変化率

1927～2018 年の観測値から算出した、大都市における変化率（10 年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる 13 観測地点（表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田、宮崎を除いた 13 観測地点の平均）の平均変化率を示す。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。

| 観測地点  | 冬日<br>(日/10 年) | 熱帯夜<br>(日/10 年) | 真夏日<br>(日/10 年) | 猛暑日<br>(日/10 年) |
|-------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| 札幌    | -4.4           | <i>0.0</i>      | <i>0.1</i>      | <i>0.0</i>      |
| 仙台    | -5.6           | 0.3             | 0.9             | 0.1             |
| 横浜    | -6.0           | 3.0             | 2.2             | 0.2             |
| 名古屋   | -6.7           | 3.7             | 1.2             | 1.0             |
| 京都    | -7.1           | 3.6             | 1.3             | 1.3             |
| 福岡    | -4.9           | 4.7             | 1.1             | 1.1             |
| 13 地点 | -2.0           | 1.7             | 0.6             | 0.2             |

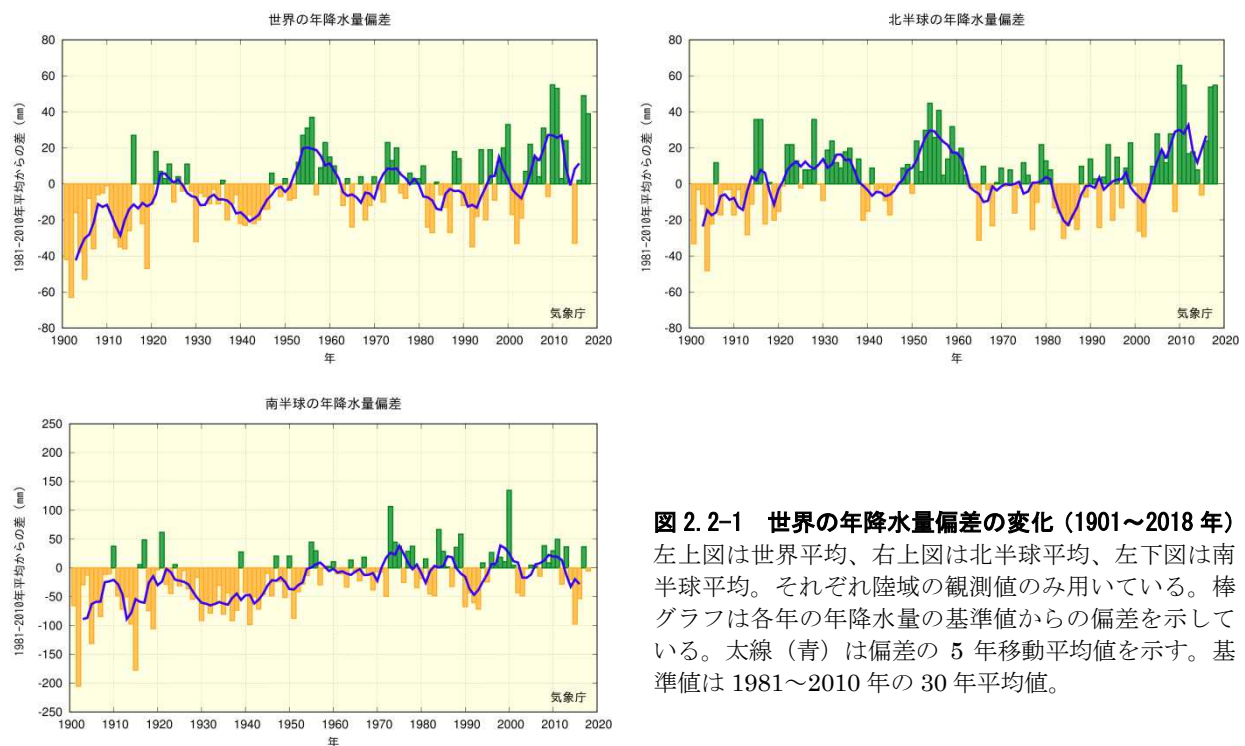
## 2.2 降水量の変動<sup>18, 19</sup>

- 2018 年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は+39 mm だった。
- 2018 年の日本の年降水量偏差は+204.1mm だった。日本の年降水量には長期変化傾向は見られない。
- 全国的に、大雨や短時間強雨の発生頻度は増加しており、一方、降水の日数は減少している。
- 北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量は減少傾向が見られる。

### 2.2.1 世界の陸域の降水量

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量から計算した、2018 年の世界の陸域の年降水量の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差は+39 mm であった（図 2.2-1）。世界の陸域の年降水量は 1901 年の統計開始以降、周期的な変動を繰り返している。北半球では、1930 年頃、1950 年代、2000 年代半ば以降に降水量の多い時期が現れている。

なお、世界全体の降水量の長期変化傾向を算出するには、地球表面積の約 7 割を占める海上における降水量を含める必要があるが、本レポートにおける降水量は陸域の観測値のみを用いており、また統計期間初期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、変化傾向は求めている。



**図 2.2-1 世界の年降水量偏差の変化（1901～2018 年）**  
 左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

<sup>18</sup> 気象庁ホームページでは、降水量等に関する長期変化の監視成果を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html> （世界及び日本の年降水量）

[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme\\_p.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html) （日本の大雨の発生回数や降水日数等）

<sup>19</sup> 世界全体や日本全体の降水量について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、降水の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

## 2.2.2 日本の降水量

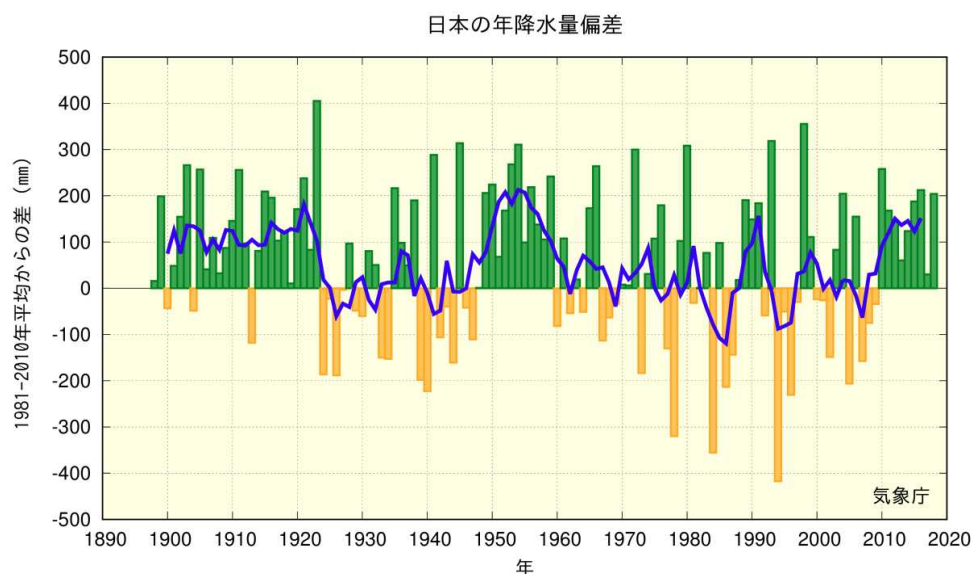
日本の降水量の変化傾向を見るため、気象庁の 51 観測地点（表 2.2-1）について、1898～2018 年の年降水量の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差を用いて解析した。

2018 年の日本の年降水量の偏差は+204.1mm であった。日本の年降水量には長期変化傾向は見られないが、統計開始から 1920 年代半ばまでと 1950 年代に多雨期がみられ、1970 年代から 2000 年代までは年ごとの変動が比較的大きかった（図 2.2-2）。

**表 2.2-1 日本の年降水量偏差の計算対象地点**

降水量は、気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、観測データの均質性が長期間継続している 51 観測地点を選出している。なお、大都市の多くで降水量や大雨の有意な長期変化傾向は見られておらず、都市化の影響は確認できていない。

| 要素               | 観測地点                                                                                                                                                        |
|------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 降水量<br>(51 観測地点) | 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、那覇 |



**図 2.2-2 日本の年降水量偏差の経年変化 (1898～2018 年)**

棒グラフは国内 51 観測地点（表 2.2-1 参照）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（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

## 2.2.3 日本における大雨等の発生頻度

表 2.2-1 の 51 地点の観測値を用い、日本における大雨等の発生頻度の変化傾向の解析を行った。

### (1) 月降水量の異常値<sup>20</sup>の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2018 年の 118 年間で増加している（信頼度水準 99% で統計的に有意）（図 2.2-3 左図）。一方、異常多雨については同期間で変化傾向は見られない（図 2.2-3 右図）。

<sup>20</sup> ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2018 年の 118 年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量の少ない方あるいは多い方から 1～4 位の値が出現する割合は、118 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。



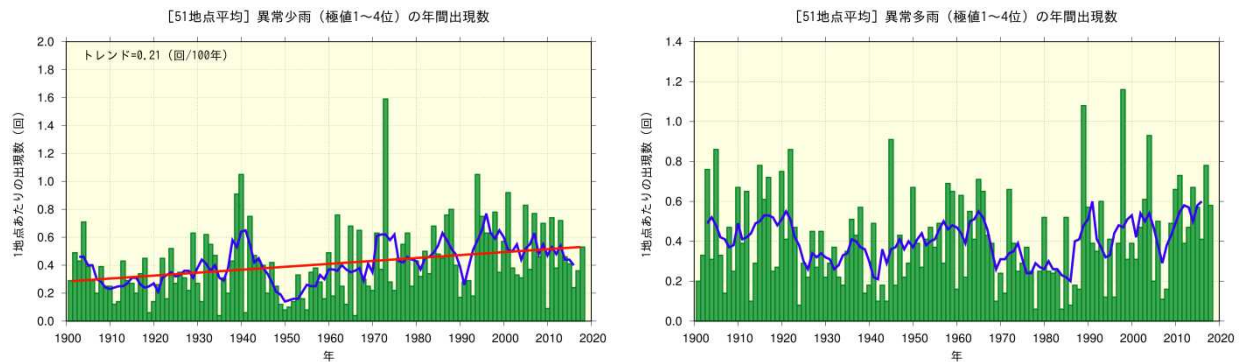


図 2.2-3 月降水量の少ない方から 1～4 位（異常少雨、左図）と多い方から 1～4 位（異常多雨、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2018 年）

月降水量に基づく異常少雨と異常多雨の年間出現数。棒グラフ（緑）は各年の異常少雨あるいは異常多雨の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

## (2) 日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上及び 1.0 mm 以上の年間日数

日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の日数は、1901～2018 年の 118 年間でともに増加している（それぞれ信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-4）。一方、日降水量 1.0 mm 以上の日数は減少し（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-5）、大雨の頻度が増える反面、弱い降水も含めた降水の日数は減少する特徴を示している。

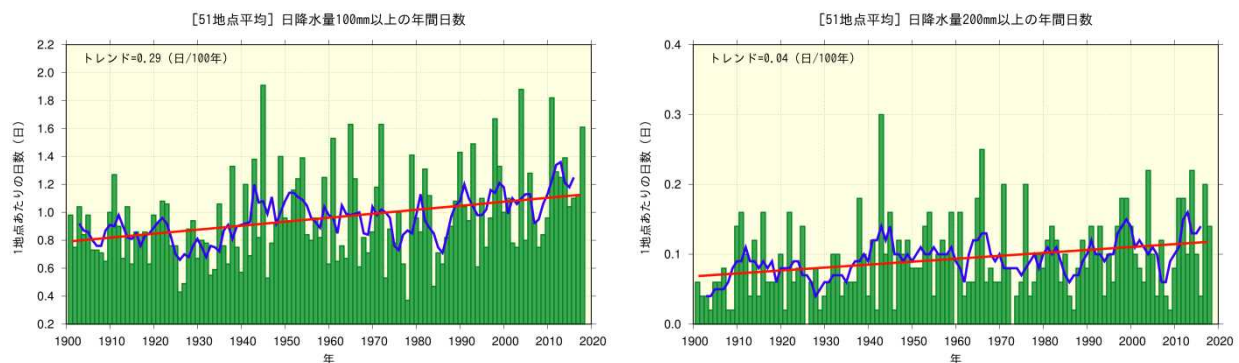


図 2.2-4 日降水量 100 mm 以上（左図）及び 200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1901～2018 年）

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 地点あたりの年間日数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

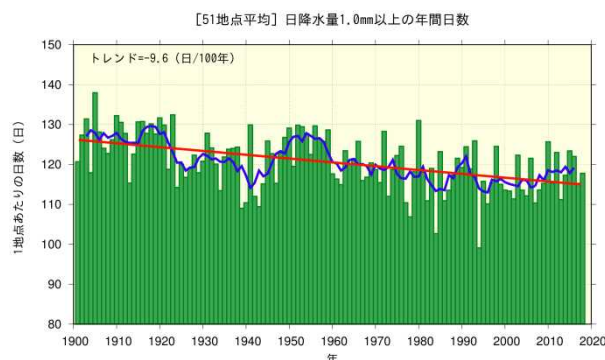


図 2.2-5 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2018 年）

図の見方は図 2.2-4 と同様。

## 2.2.4 アメダスで見た大雨発生頻度

気象庁では、現在、全国約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）において、降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始めており、1976 年からの約 40 年間のデータが利用可能となっている<sup>21</sup>。気象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの約 40 年間は短い、アメダスの地点数は気象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較的良好に捉えることが可能である。

1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50 mm 以上及び 80mm 以上の短時間強雨の年間発生回数はともに増加している（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-6）。50mm 以上の場合、統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）平均では 1,300 地点あたり約 226 回だったが、最近の 10 年間（2009～2018 年）平均では約 311 回と約 1.4 倍に増加している。

日降水量 200 mm 以上の大雨の年間日数は増加しているとみられ（信頼度水準 90%で統計的に有意）、また、日降水量 400 mm 以上の大雨の年間日数には増加傾向が現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）（図 2.2-7）。

ただし、大雨や短時間強雨の発生回数は年々変動が大きく、それに対してアメダスの観測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。

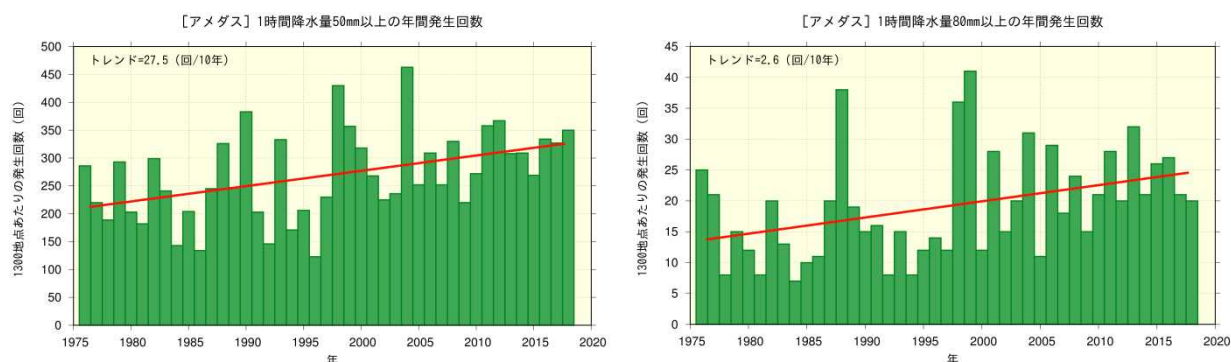


図 2.2-6 1 時間降水量 50 mm 以上（左図）及び 80 mm 以上（右図）の年間発生回数の経年変化（1976～2018 年）  
棒グラフ（緑）は各年の年間発生回数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

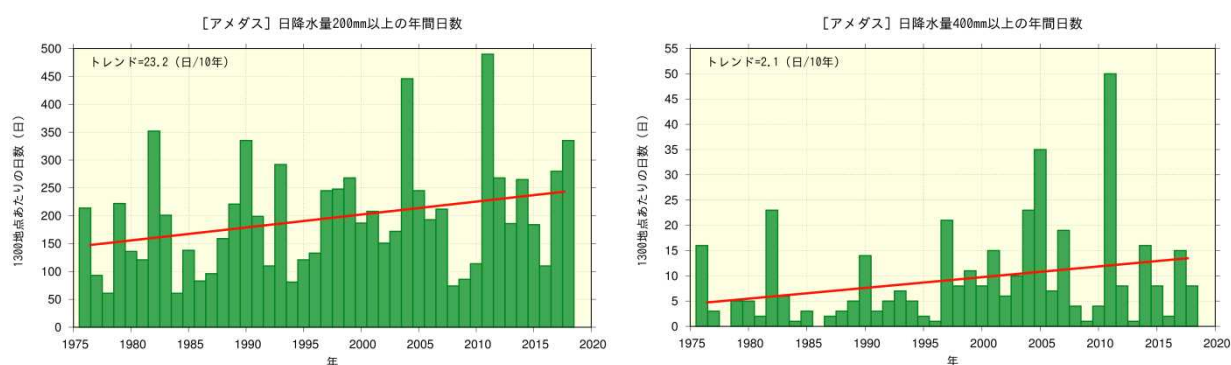


図 2.2-7 日降水量 200 mm 以上（左図）及び 400 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1976～2018 年）  
棒グラフ（緑）は各年の年間日数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

<sup>21</sup> 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、2018 年では約 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除外している。

## 2.2.5 日本の積雪量

日本の積雪量の変化傾向を見るため、気象庁の日本海側の観測地点（表 2.2-2）について、1962～2018 年<sup>22</sup>の年最深積雪の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）に対する比（％）<sup>23</sup>を用いて解析した。

2018 年の年最深積雪の基準値に対する比は、北日本日本海側で 115%、東日本日本海側で 164%、西日本日本海側で 154%であった。年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少傾向が見られ、10 年あたりの減少率は北日本日本海側で 2.9%（信頼度水準 90%で統計的に有意）、東日本日本海側で 10.6%（信頼度水準 95%で統計的に有意）、西日本日本海側で 12.3%（信頼度水準 95%で統計的に有意）である（図 2.2-8）。また、全ての地域において、1980 年代はじめの極大期から 1990 年代はじ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 200%を超える年が出現していたものの、それ以降は全く現れていない。

ただし、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的小さいことから、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。

表 2.2-2 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      |

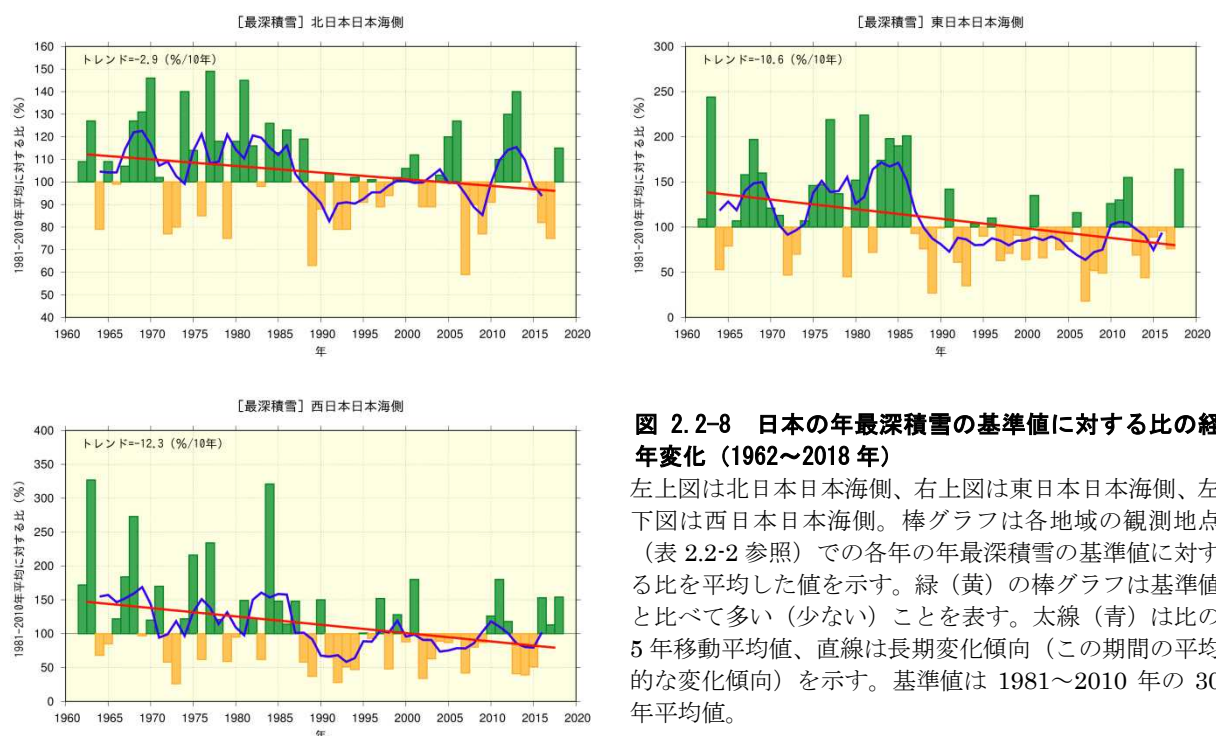


図 2.2-8 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化（1962～2018 年）

左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは各地域の観測地点（表 2.2-2 参照）での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均した値を示す。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。太線（青）は比の 5 年移動平均値、直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

<sup>22</sup> 第 2.2.5 項では、年は寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）である。例えば、2018 年は 2017 年 8 月～2018 年 7 月の期間を意味する。

<sup>23</sup> 年最深積雪の値は場所による差が大きいため、偏差ではなく比（平均に対する割合）を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。

## 2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動<sup>24</sup>

- さくらの開花日は早くなっている。
- かえでの紅葉日は遅くなっている。

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

さくらの開花とかえでの紅（黄）葉<sup>25</sup>の観測対象地点（2019年1月1日現在）を表2.3-1に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅（黄）葉日の経年変化を図2.3-1に示す。また、主な都市のさくらの開花日の平年値と1990年までの30年平均値との比較を表2.3-2に示す。

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

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

表 2.3-1 さくらの開花とかえでの紅（黄）葉の観測対象地点(2019年1月1日現在)

| 観測項目                   | 観測地点                                                                                                                                                                                 |
|------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| さくらの開花<br>(58 観測地点)    | 稚内、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島 |
| かえでの紅(黄)葉<br>(51 観測地点) | 旭川、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島                          |

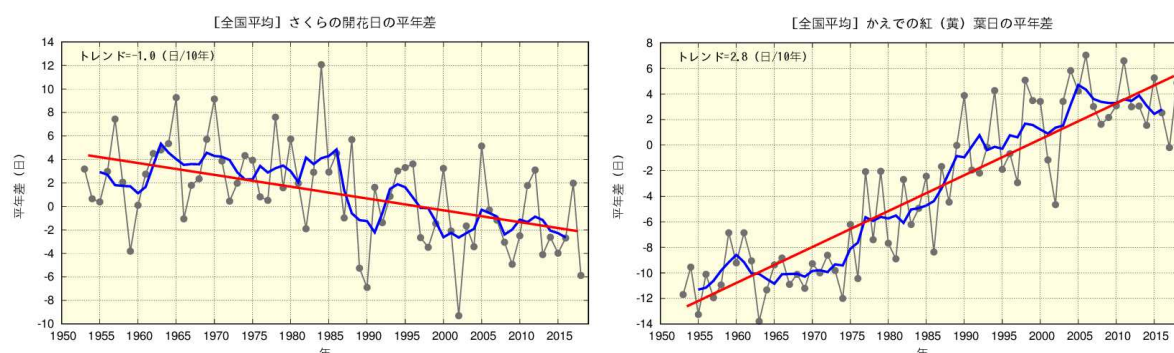


図 2.3-1 さくらの開花日の経年変化（1953～2018年：左図）と、かえでの紅（黄）葉日の経年変化（同：右図）  
黒の実線は平年差（観測地点（表2.3-1参照）で現象を観測した日の平年値（1981～2010年の平均値）からの差を全国平均した値）を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

<sup>24</sup> 気象庁ホームページでは、さくらをはじめとした生物季節観測の情報を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/sakura/data/>

<sup>25</sup> さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」を対象に、かえでの紅（黄）葉は「いろはかえで、やまもみじ、おおもみじ（以上紅葉）、いたやかえで（黄葉）」を対象に観測を行っている。



**表 2.3-2 主な都市におけるさくらの開花日の比較**

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

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

## 2.4 台風の変動<sup>26</sup>

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2018 年の台風の発生数は 29 個で、平年より多かった。
- 台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2018 年の台風の発生数は 29 個（平年値 25.6 個）で、平年より多かった。1990 年代後半以降はそれ以前に比べて発生数が少ない年が多くなっている（図 2.4-1）ものの、1951～2018 年の統計期間では長期変化傾向は見られない。2018 年の日本への台風の接近数<sup>27</sup>は 16 個（平年値 11.4 個）、上陸数<sup>28</sup>は 5 個（平年値 2.7 個）で、ともに平年より多かった。接近数は発生数とほぼ同様の変動を示しており、長期変化傾向は見られなかった。上陸数は、年あたり 2、3 個程度とサンプル数が少ないため、長期的な変動傾向を述べるのは難しい（図 2.4-2）。

「強い」以上の台風の発生数や発生割合の変動については、台風を中心付近の最大風速データが揃っている 1977 年以降について示す。「強い」以上の勢力となった台風の発生数は、1977～2018 年の統計期間では変化傾向は見られない（図 2.4-3）。

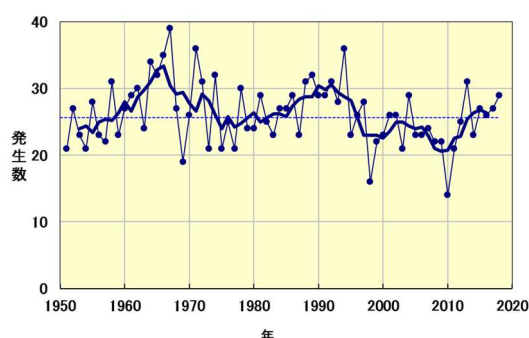


図 2.4-1 台風の発生数の経年変化

細い実線は年々の値を、太い実線は 5 年移動平均を、破線は平年値を示す。

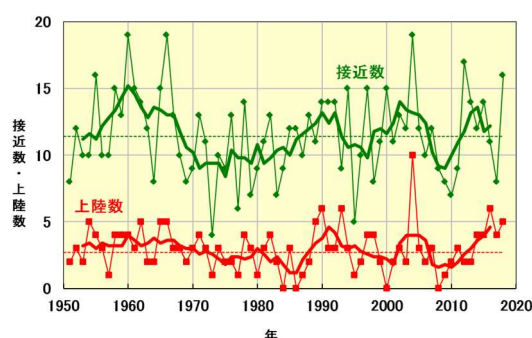


図 2.4-2 日本への台風の接近数と上陸数の経年変化

細い実線は、日本への台風接近数（緑）と上陸数（赤）の年々の値。太い実線はそれぞれの 5 年移動平均。破線は平年値を示す。

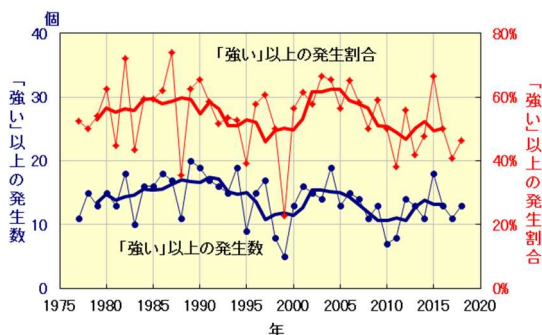


図 2.4-3 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化

細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数（青）と全台風に対する割合（赤）の経年変化。太い実線は、それぞれの 5 年移動平均。

<sup>26</sup> 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋または南シナ海に存在し、低気圧内の最大風速（10 分間の平均風速）がおおよそ 17m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風を中心付近の最大風速により、勢力を「強い」（33m/s 以上 44m/s 未満）、「非常に強い」（44m/s 以上 54m/s 未満）、「猛烈な」（54m/s 以上）と区分している。

気象庁ホームページでは、統計を開始した 1951 年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。

<https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html>

<sup>27</sup> 「接近」は台風の中心が国内のいずれかの気象官署等から 300km 以内に入った場合を指す。

<sup>28</sup> 「上陸」は台風の中心が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を指す。

## 2.5 海面水温の変動<sup>29</sup>

- 2018年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.22^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では2016年、2015年、2017年に次いで4番目に高い値となった。
- 世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり $+0.54^{\circ}\text{C}$ である。
- 日本近海における、2018年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温（年平均）は上昇しており、上昇率は100年あたり $+1.12^{\circ}\text{C}$ である。

### 2.5.1 世界の海面水温

2018年の世界全体の年平均海面水温平年差（1981～2010年の平均値からの差）は $+0.22^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では2016年、2015年、2017年に次いで4番目に高い値となった。この結果、最近の2014年から2018年までの値が5番目までを占めることとなった。

世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり $+0.54^{\circ}\text{C}$ である（信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2018年）（図 2.5-1）。また、海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあるが、多くの海域で上昇傾向が現れている（図 2.5-2）。

世界全体の平均海面水温は、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温（第 2.1 節参照）と同様、その長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での変動の影響も受けて変動している。

数年以上の時間規模での変動に注目すると、最近では1970年代半ばから2000年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、2010年代前半にかけての期間は横ばい傾向で推移し、その後再び上昇傾向を示した（図 2.5-1 青線）。これは地球温暖化に伴う百年規模の変化に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動（PDO）については第 2.6.2 項で解説する。

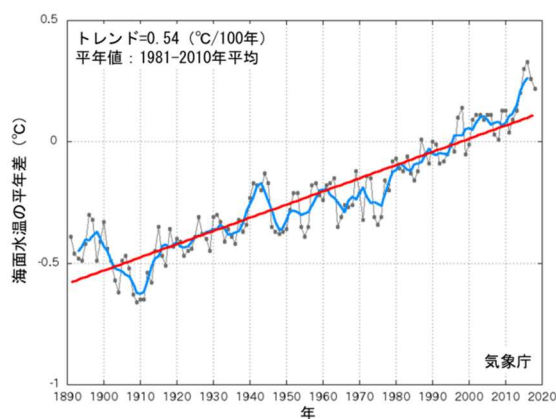


図 2.5-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2018年）

各年の値を黒い実線、5年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

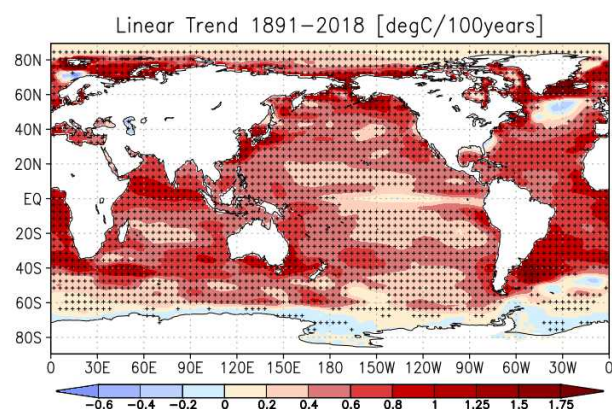


図 2.5-2 年平均海面水温の長期変化傾向（ $^{\circ}\text{C}/100$ 年）

1891～2018年の期間から算出した変化傾向を示す。+記号は変化傾向が信頼度水準 95%で統計的に有意であることを示す。

<sup>29</sup> 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の手面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a\\_1/glb\\_warm/glb\\_warm.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html) （世界）

[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a\\_1/japan\\_warm/japan\\_warm.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html) （日本近海）

2.5.2 日本近海の海面水温

気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データ(COBE-SST) (Ishii et al.,2005) を用いて、日本近海における100年あたりの海域別海面水温の上昇率を見積もった。海域は、海面水温の特性が類似している13の海域に分けている。

図2.5-3に、日本近海(海域別)の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2018年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)の上昇率は、+1.12℃/100年となっており、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率(+0.52℃/100年)よりも大きく、日本の気温の上昇率(+1.21℃/100年)と同程度の値となっている。

日本近海を海域別にみると、海域平均海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖、釧路沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東および先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。

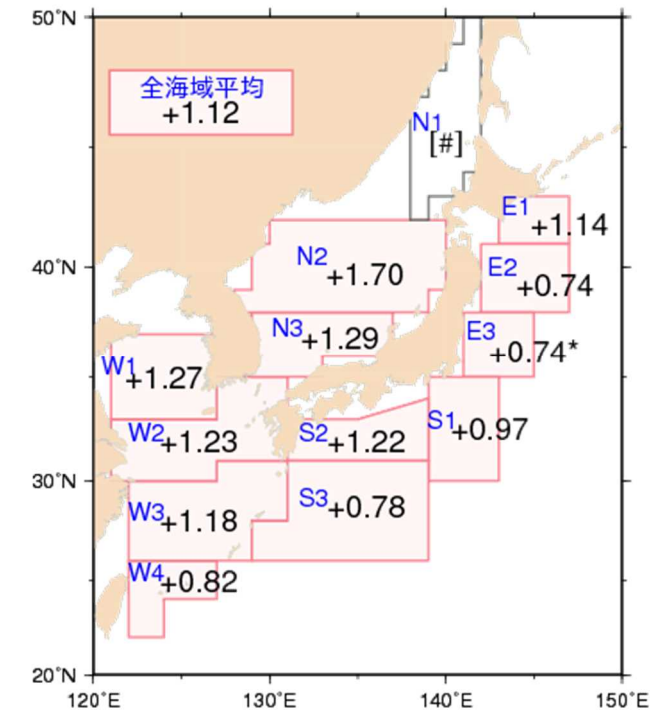


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(℃/100年)

1900～2018年までの上昇率を示す。上昇率の数字に印が無い場合は、信頼度水準99%以上で有意な変化傾向があることを、「\*」が付加されている場合は信頼度水準95%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100年間の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

| 海域番号 | 海域名    | 海域番号 | 海域名    |
|------|--------|------|--------|
| E1   | 釧路沖    | N1   | 日本海北東部 |
| E2   | 三陸沖    | N2   | 日本海中部  |
| E3   | 関東の東   | N3   | 日本海南西部 |
| S1   | 関東の南   | W1   | 黄海     |
| S2   | 四国・東海沖 | W2   | 東シナ海北部 |
| S3   | 沖縄の東   | W3   | 東シナ海南部 |
|      |        | W4   | 先島諸島周辺 |



## 2.6 エルニーニョ／ラニーニャ現象<sup>30</sup>と太平洋十年規模振動<sup>31</sup>

- 2017 年秋に発生したラニーニャ現象は、2018 年春に終息した。その後、2018 年秋以降はエルニーニョ現象の特徴が明瞭となって持続した。
- 太平洋十年規模振動（PDO）指数は 2000 年頃から 2010 年代前半にかけておおむね負の状態が続いていた。2014 年以降、PDO 指数の年平均値は正の値が続いているが、2018 年には値が小さくなった。

### 2.6.1 エルニーニョ／ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が 1 年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ／ラニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。日本では、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・寒冬となる傾向がある。

図 2.6-1 はエルニーニョ監視海域と西太平洋熱帯域における海面水温の基準値との差の 2008 年以降の変化を示したものである（海域の範囲と基準値<sup>32</sup>については脚注と巻末の用語一覧参照）。エルニーニョ監視海域の海面水温は 2018 年 1 月から 4 月にかけては基準値より低い値で、10 月以降は基準値より高い値で推移した。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は 2018 年 1 月から 3 月にかけては基準値より高い値で、8 月以降は 10 月を除いて基準値より低い値で推移した。これらの海域の海面水温の変化は、2017 年秋に発生したラニーニャ現象が 2018 年春に終息し、2018 年秋以降はエルニーニョ現象の特徴が明瞭となったことに対応している。

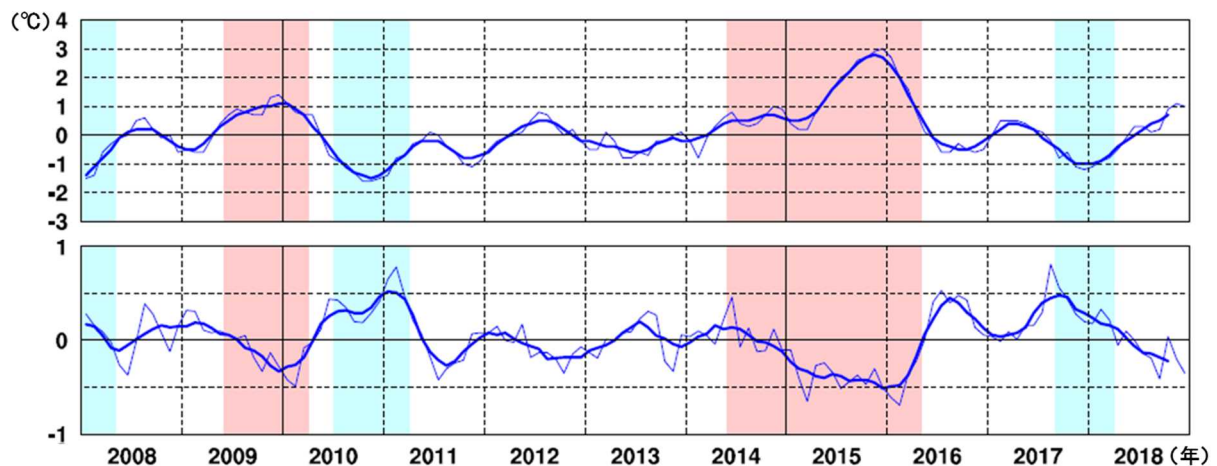


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域(上図)及び西太平洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差の時間変化(°C)  
折線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。  
エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

<sup>30</sup> 「エルニーニョ／ラニーニャ現象」については巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋変動の実況と見通しに関する情報を「エルニーニョ監視速報」として毎月 1 回発表している。

[https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi\\_joho/kanshi\\_joho1.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html)

<sup>31</sup> 気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation : PDO）指数の変動についての診断結果を公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b\\_1/pdo/pdo.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html)

<sup>32</sup> エルニーニョ監視海域の基準値については巻末の用語一覧を参照のこと。西太平洋熱帯域の基準値はその年の前年までの 30 年間における当該月の海域の海面水温の平均値に、同期間の变化傾向から推定される変化分を加えた値。基準値より高い（低い）とは、エルニーニョ監視海域では基準値より +0.5°C 以上（-0.5°C 以下）、西太平洋熱帯域では基準値より +0.15°C 以上（-0.15°C 以下）である場合。

## 2.6.2 太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation : PDO)

海面水温の変動には、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う数年規模の変動や地球温暖化に伴う百年規模の変化に加え、十年から数十年規模の変動が存在する。特に太平洋に見られる十年以上の周期を持つ大気と海洋が連動した変動は、太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation、PDO と略す。) と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く (高く) になるとき北太平洋の北米沿岸で平年より高く (低く) なるといったシーソーのような変動を、十年以上の周期でゆっくりと繰り返している。この変動を表す指標として、北太平洋の北緯 20 度以北の海面水温の偏差パターンから定義される PDO 指数が用いられる。これらの海面水温のパターンと PDO 指数は月ごとの海面水温偏差に基づいて求められることから、十年から数十年規模の変動に加えてエルニーニョ／ラニーニャ現象などの相対的に短い時間規模の変動も反映されている点に注意が必要である。

PDO 指数が正 (負) のとき、海面水温は北太平洋中央部で平年より低く (高く) なり、北太平洋の北米沿岸で平年より高く (低く) になるとともに、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけても平年より高く (低く) なり、エルニーニョ (ラニーニャ) 現象に似た分布が見られる (図 2.6-2)。また、PDO 指数が正 (負) のとき、海面気圧は北太平洋高緯度で平年より低く (高く) なる傾向がある (図 2.6-3)。これは冬季・春季においてアリューシャン低気圧が平年より強い (弱い) ことを示している。このような大気循環の変化に伴って、北米を中心に天候への影響も見られる。PDO 指数が正のとき、冬季の気温は北米北西部、南米北部などで高い傾向が、一方、米国南東部及び中国の一部などで低い傾向が見られる (Mantua and Hare, 2002)。

PDO 指数は 1920 年代後半から 1940 年前半にかけてと、1970 年代末から 2000 年頃にかけての期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代半ばにかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値で推移していた。2014 年以降の PDO 指数 (年平均値) は正の値が続いているが、2018 年は +0.2 で値が小さくなった (図 2.6-4)。

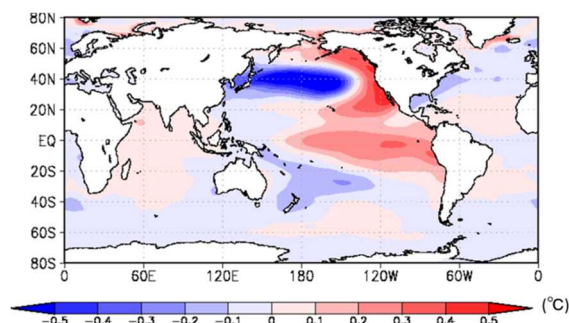


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

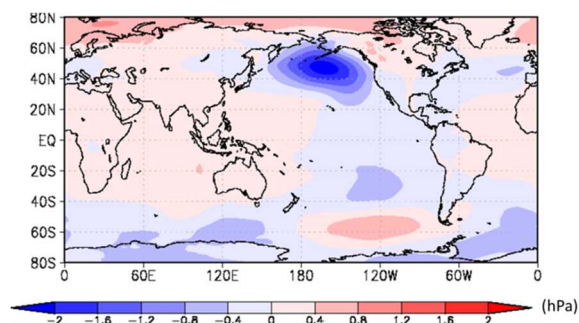


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

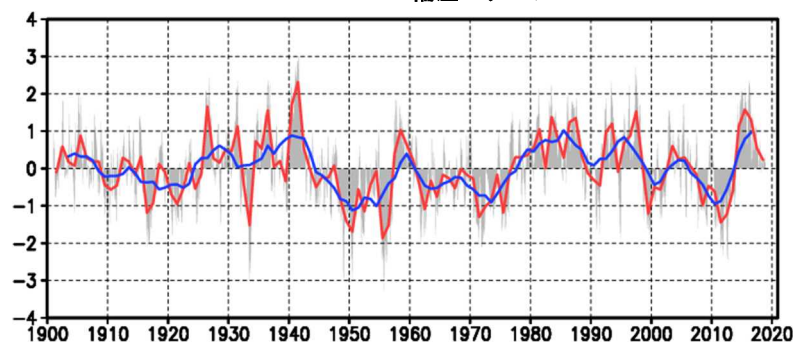


図 2.6-4 PDO 指数 (年平均値) の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。赤線は PDO 指数の年平均値、青線は 5 年移動平均値を表す。また、月ごとの指数を灰色の棒グラフで示している。

## 2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動<sup>33</sup>

○ 世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり  $2.35 \times 10^{22}$  J の割合で増加している。

地球表面の7割を占める海洋は、大気と比べて熱容量が大きいため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC 第5次評価報告書 (IPCC, 2013) は、1971～2010年の40年間で気温の上昇や氷の融解などを含む地球上のエネルギー増加量の60%以上が海洋の表層（ここでは海面から深さ700 mまでを指す）に、およそ30%は海洋の700 mよりも深いところに蓄えられたと評価している。このように海洋が熱を蓄えると、海水が熱膨張して海面水位が上昇するなどの影響がある。

Ishii and Kimoto (2009) の手法を用いて解析した海洋表層の全球貯熱量の経年変化を図2.7-1に示す。1950年以降、海洋表層の貯熱量は上昇と下降を繰り返しつつも増加しており、増加率は10年あたり  $2.35 \times 10^{22}$  J である (信頼度水準99%で統計的に有意)。特に、1990年代半ばからは、増加率がそれ以前と比べて大きくなっている。この貯熱量の増加に対応して、海洋表層の水温は全球で1950年から2018年の間に10年あたり  $0.025^{\circ}\text{C}$  上昇していた。IPCC (2013) は、1970年代以降の海洋の表層水温上昇に、人間活動による寄与がかなりあった可能性が非常に高いとしている。

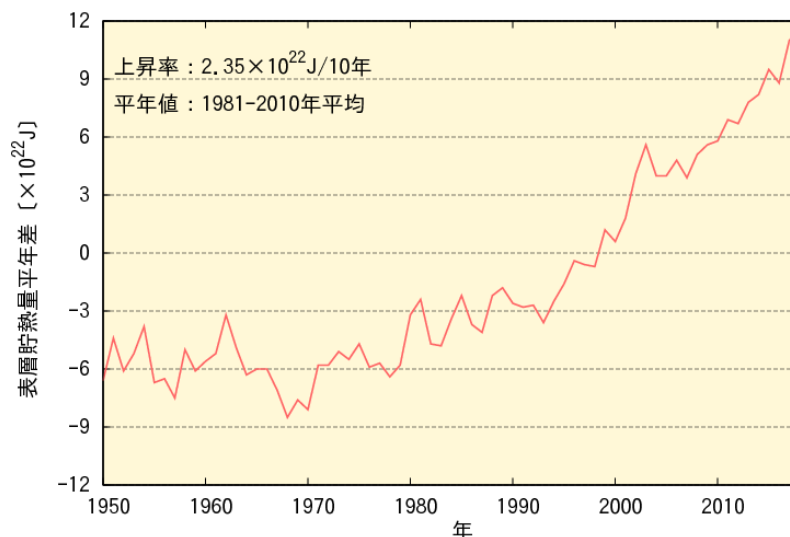


図2.7-1 海洋表層(0-700 m)の全球貯熱量の経年変化  
1981～2010年の平均からの偏差。

<sup>33</sup> 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、表層水温の長期変化傾向について公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\\_1/ohc/ohc\\_global.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global.html)

## 2.8 日本沿岸の海面水位の変動<sup>34</sup>

- 日本沿岸の海面水位は、1980 年代以降、上昇傾向が見られる。
- 1906～2018 年の期間では上昇傾向は見られない。

IPCC 第 5 次評価報告書 (IPCC, 2013) では、地球温暖化による海水の熱膨張及び山岳氷河やグリーンランド・南極の氷床の変化及び陸域の貯水量の変化等のため、世界平均の海面水位は明瞭な上昇傾向があるとしている。また、世界平均海面水位の平均上昇率は、1901～2010 年の期間で 1 年あたり 1.7 [1.5～1.9] mm、1971～2010 年の期間で 1 年あたり 2.0 [1.7～2.3] mm、1993～2010 年の期間で 1 年あたり 3.2 [2.8～3.6] mm であった可能性が非常に高いことが示されている<sup>35</sup>。

日本沿岸の海面水位は、1906～2018 年の期間では上昇傾向は見られない (図 2.8-1) もの、1980 年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC 第 5 次評価報告書に準じて最近の日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1971～2010 年の期間で 1 年あたり 1.1 [0.6～1.6] mm の割合で上昇し、1993～2010 年の期間で 1 年あたり 2.8 [1.3～4.3] mm の割合で上昇した。近年だけで見ると、日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。

日本沿岸の海面水位は、1906～2018 年の期間を通して、10 年から 20 年周期の変動がある。北太平洋において 10 年から 20 年周期で海面水位が変動する原因は、北太平洋上の大気循環場の変動である。北太平洋では、冬季に中緯度偏西風が卓越する。この偏西風が十年規模で変動することによって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じ、その海面水位変動は地球自転の影響を受けて西方に伝播し、日本沿岸海面水位の変動をもたらす。

日本沿岸の海面水位は、地球温暖化のほか上述したような海洋の十年規模の変動など様々な要因で変動しているため、地球温暖化の影響がどの程度現れているのかは明らかでない。地球温暖化に伴う海面水位の上昇を検出するためには、引き続き監視が必要である。

<sup>34</sup> 気象庁ホームページでは、日本沿岸の海面水位の長期変化傾向を公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\\_1/sl\\_trend/sl\\_trend.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html)

<sup>35</sup> [ ] 内に示した数値は、解析の誤差範囲 (信頼区間 90%) を表している。



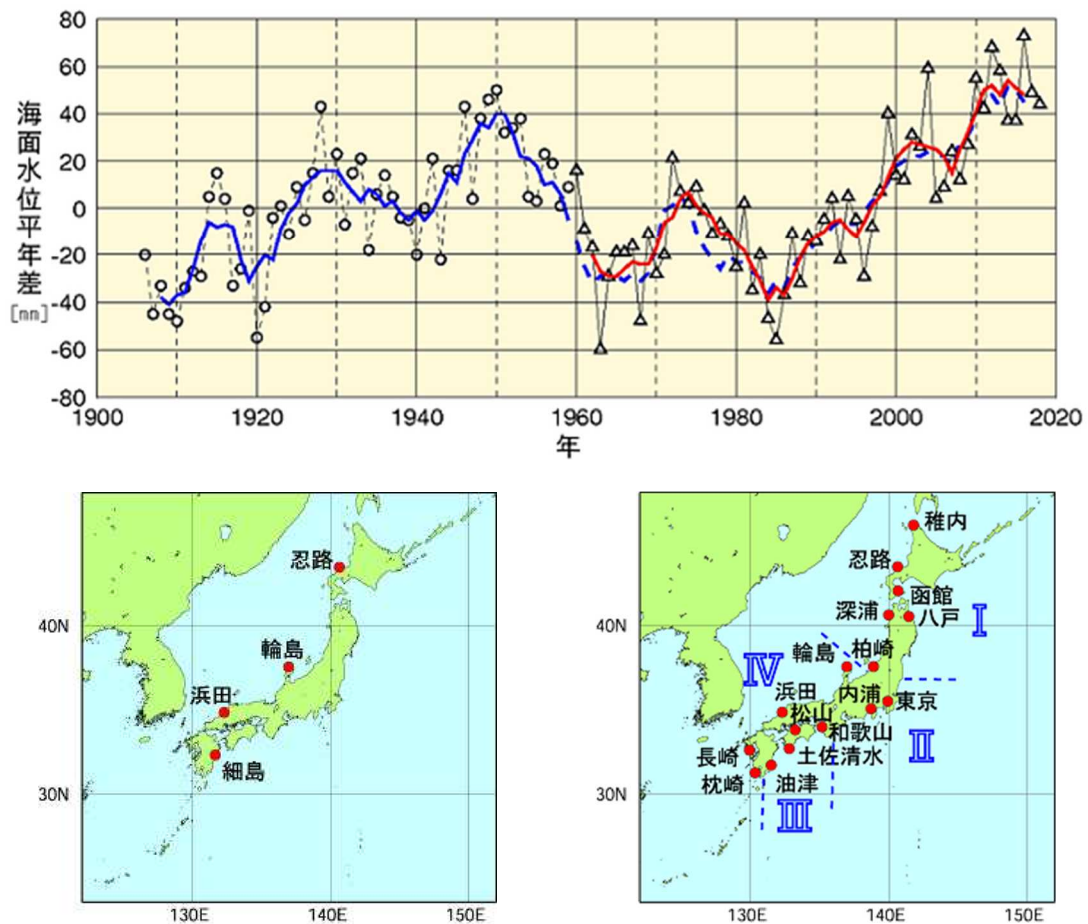


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2018 年、上图）と検潮所位置図（左下图、右下图）

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906～1959 年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下图に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺を I：北海道・東北地方の沿岸、II：関東・東海地方の沿岸、III：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、IV：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（右下图に、使用した 16 地点の検潮所とともに示す）し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981～2010 年までの期間で求めた平年値を 0 mm とした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤実線は 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値を示している。なお、青破線は、4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半（1960 年以降）について算出し、参考として示したものである（1962～2016 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.98 で両者の対応は良く、1959～1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる）。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011 年以降のデータを使用していない。

## 2.9 海氷域の変動<sup>36</sup>

- 北極域の海氷域面積は減少している。2018 年の海氷域面積の年最大値は 1460 万 km<sup>2</sup> で、1979 年以降 2 番目に小さかった。
- 南極域の海氷域面積には増加傾向が現れているが、2016 年以降は平年値を下回っている。2018 年の海氷域面積の年最小値は 232 万 km<sup>2</sup> で、1979 年以降 2 番目に小さかった。
- オホーツク海の最大海氷域面積は、10 年あたり 6.6 万 km<sup>2</sup> の割合で減少している。

### 2.9.1 北極・南極の海氷

海氷とは海水が凍ってできた氷であり、北極域及び南極域に分布する。海氷域は、海水面に比べ太陽光の反射率（アルベド）が大きいという特徴がある。このため、地球温暖化の影響により海氷が減少すると、海水面における太陽放射の吸収が増加し、地球温暖化の進行を加速すると考えられている。また、海氷生成時に排出される高塩分水が深層循環の駆動力の一つと考えられており、海氷の変動は海洋の深層循環にも影響を及ぼす。

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった 1979 年以降、長期的に見ると減少している（信頼度水準 99% で統計的に有意）（図 2.9-1）。特に、年最小値は減少が顕著で、1979 年から 2018 年までの減少率は年あたり 8.9 万 km<sup>2</sup> であった。一方、南極域の海氷域面積の年平均値には増加傾向が現れており、増加率は年あたり 1.5 万 km<sup>2</sup> である（信頼度水準 95% で統計的に有意）が、2016 年以降は平年値を下回っている。

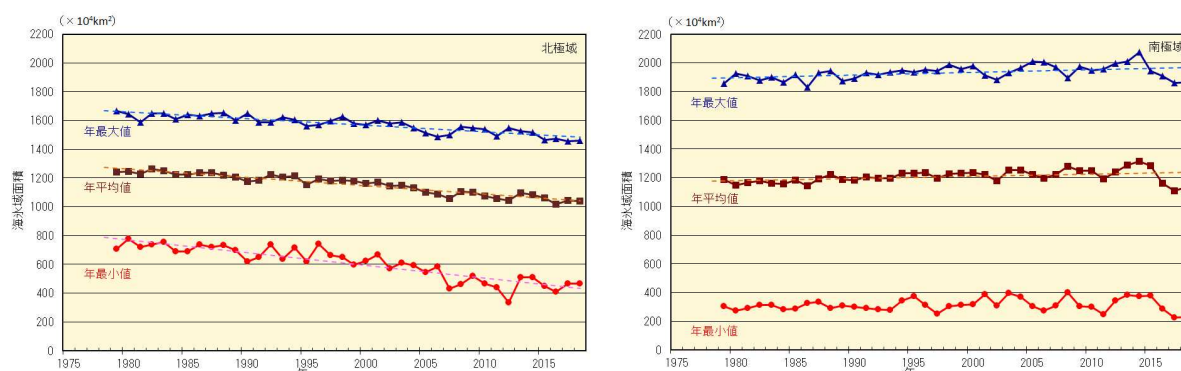


図 2.9-1 北極域（左図）と南極域（右図）の海氷域面積の経年変化（1979～2018 年）

折れ線は海氷域面積（上から順に年最大値、年平均値、年最小値）の経年変化、破線は各々の長期変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC（米国雪氷データセンター）等が提供している輝度温度データを使用して作成している。

2018 年の海氷域面積は、北極域では 3 月 16 日に年最大値（1460 万 km<sup>2</sup>）となり、年最大値としては 1979 年以降、2017 年に次いで 2 番目に小さかった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9 月 17 日に年最小の 466 万 km<sup>2</sup> となった。年最小値としては 1979 年以降 8 番目に小さい値であった。一方、南極域では 2 月 18 日に年最小値（232 万 km<sup>2</sup>）となり、1979 年以降、2017 年に次いで 2 番目に小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9 月 30 日に年最大値（1865 万 km<sup>2</sup>）となった。年最大値としては 1979 年以降で 4 番目に小さい値であった（図 2.9-1、図 2.9-2、図 2.9-3）。

<sup>36</sup> 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\\_1/series\\_global/series\\_global.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html) （北極域・南極域）  
[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\\_1/series\\_okhotsk/series\\_okhotsk.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html) （オホーツク海）

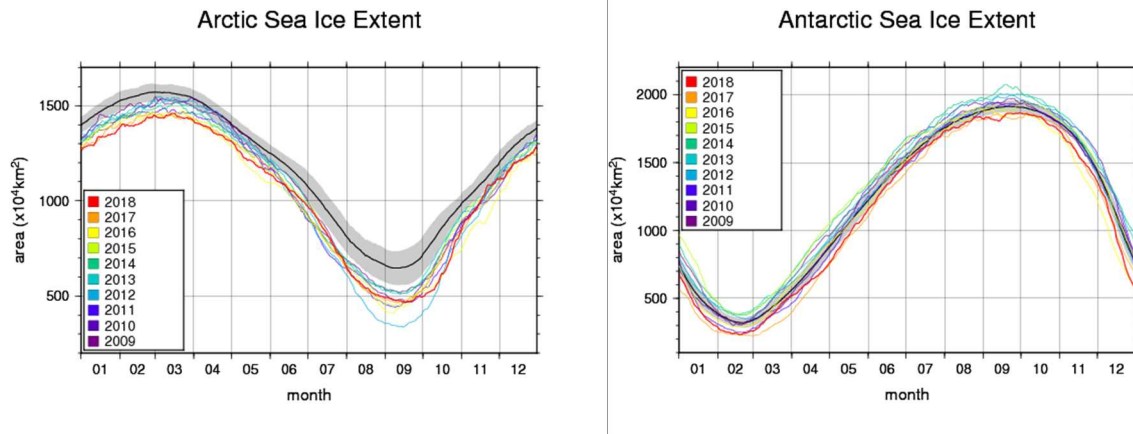


図 2.9-2 2018 年の北極域と南極域の海水域面積の推移

黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

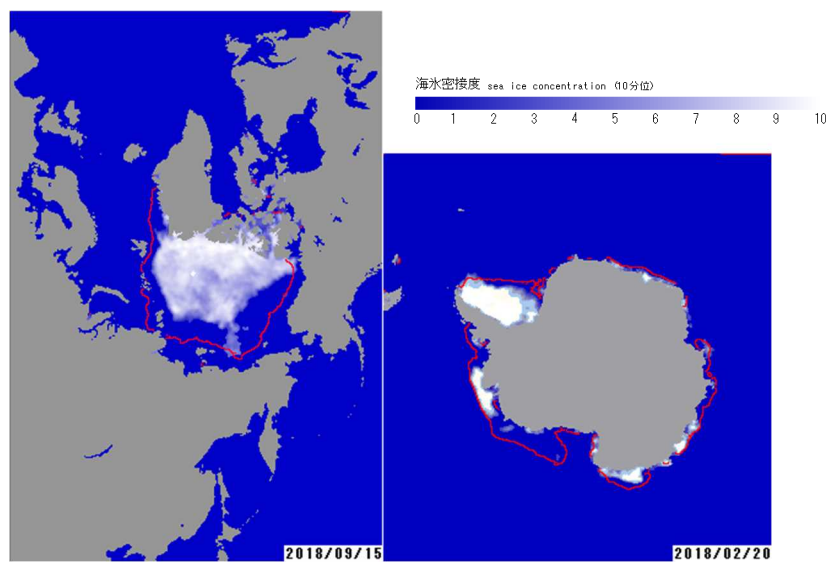


図 2.9-3 北極域、南極域それぞれの年最小となった時期の海水分布（半旬ごとの図より作成）

左は 2018 年 9 月 15 日の北極域の海水氷密度、右は 2 月 20 日の南極域の海水氷密度、赤線はそれぞれの時期の平年の海水氷域を示す。

## 2.9.2 オホーツク海の海水

オホーツク海は、広範囲に海水が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海水の変化は、北海道オホーツク海沿岸の気候や親潮の水質などにも影響を及ぼす。

オホーツク海の最大海水域面積<sup>37</sup>は年ごとに大きく変動しているものの長期的には減少しており（信頼度水準 99% で統計的に有意）（図 2.9-4）、10 年あたり 6.6 万 km<sup>2</sup>（オホーツク海の全面積の 4.2% に相当）の割合で減少している。

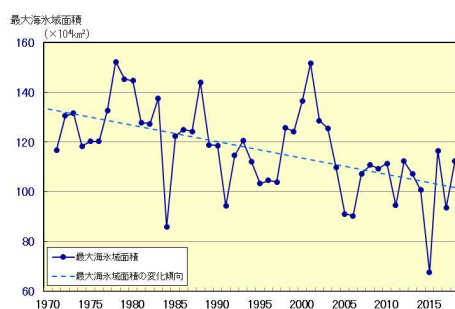


図 2.9-4 オホーツク海の最大海水域面積の経年変化（1971～2018 年）

破線は変化傾向を示す。

<sup>37</sup> 最大海水域面積：海水シーズン中に海水域が最も拡大した半旬の海水域面積。

## 2.10 北半球の積雪域の変動<sup>38</sup>

- 北半球では1月、6月と9～12月に、ユーラシア大陸では4月、6月と9～12月に、積雪域面積の減少傾向が明瞭に現れている。
- 2017/2018年冬の積雪日数は北米中部やヨーロッパで平年より多く、北米西部や中央アジア～東アジアで平年より少なかった。

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視するため、独自に開発した解析手法に基づいて米国の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）の観測値を解析し、1988年以降の積雪域を求めている（気象庁, 2011）。

北半球の積雪面積には、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1988～2018年の過去31年間の経年変化は、北半球（北緯30度以北）では1月、6月と9～12月に減少傾向が現れている（信頼度水準95%で統計的に有意、以下同様）一方、2～5月には変化傾向は見られない（極大期と拡大期の代表として2月、11月のみ図2.10-1の(a)と(c)に示し、他は図略）。同じくユーラシア大陸（北緯30度以北、東経0度～東経180度）の積雪域面積の経年変化は、4月、6月と9～12月に減少傾向が現れている一方、1～3月と5月には変化傾向は見られない（北半球と同様、2月、11月のみ図2.10-1の(b)と(d)に示し、他は図略）。2017/2018年冬（2017年12月～2018年2月）の積雪日数は、北米中部やヨーロッパで平年より多く、北米西部や中央アジア～東アジアで平年より少なかった（図2.10-1(e)）。2018年11月の積雪日数は、北米や中央アジアで平年より多く、ヨーロッパ東部～ロシア西部や東アジアで平年より少なかった（図2.10-1(f)）。

積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は、地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い、周辺の熱が奪われたり、土壌水分量が変化することなどによっても、結果として気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。北半球やユーラシア大陸の積雪域の変動が日本の天候にも影響を与えている可能性があるが、その具体的なメカニズムについての評価は定まっていない。長期変化傾向やその影響を確実に捉えるためには、今後のデータの蓄積や研究が必要である。

<sup>38</sup> 気象庁ホームページでは、衛星観測による積雪日数及び平年偏差を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db\\_hist\\_mon.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_mon.html) （北半球）



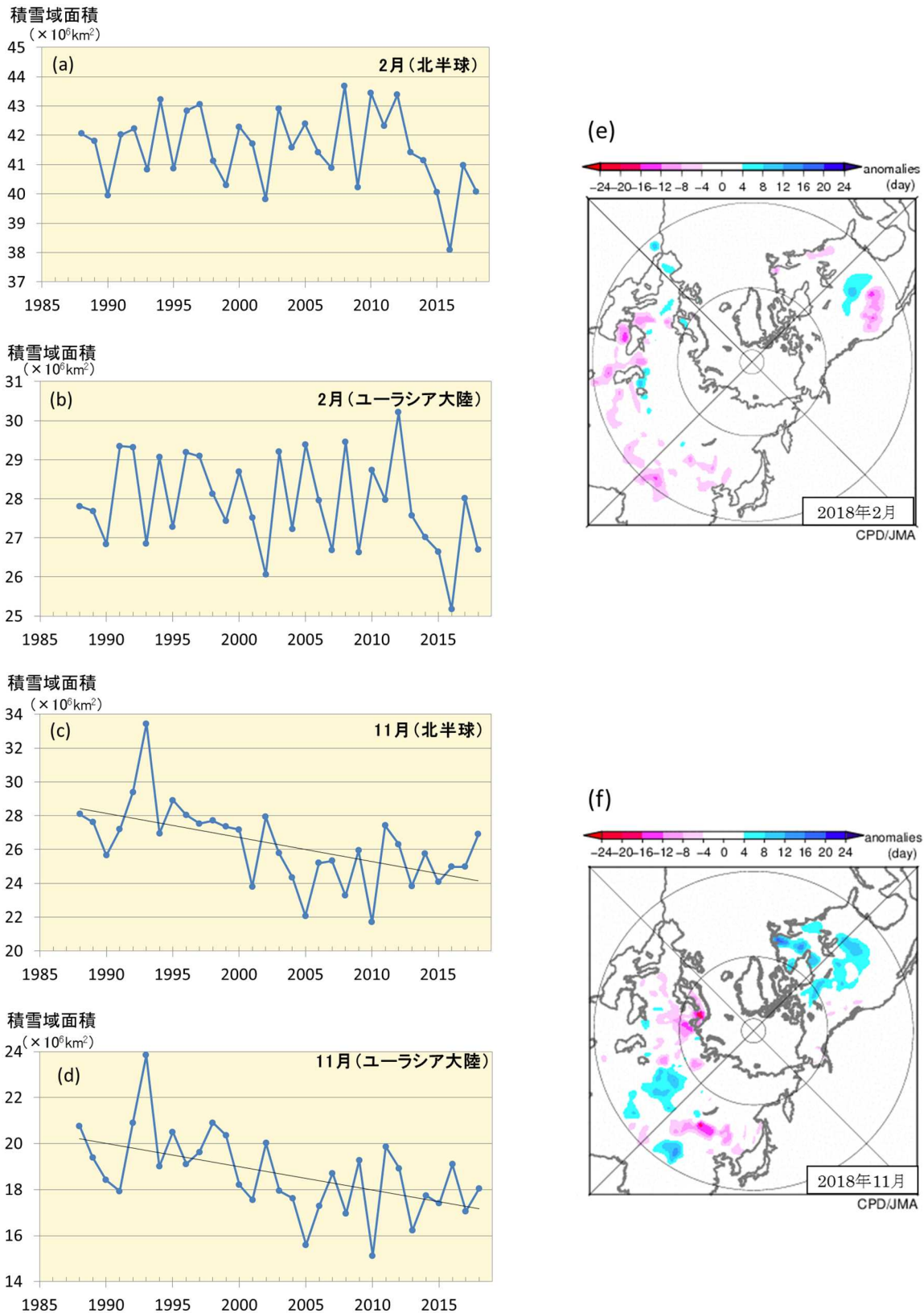


図 2.10-1 北半球(北緯 30 度以北)((a):2 月、(c):11 月)及びユーラシア大陸(北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度)((b):2 月、(d):11 月)の積雪域面積の経年変化(1988～2018 年)と 2018 年(e)2 月及び(f)11 月の月積雪日数年平均偏差図

(a)～(d)の直線(黒色)は積雪域面積の変化傾向を示す。(e)(f)の暖色(寒色)域は、平年と比べて積雪日数が少ない(多い)ところを示す。平年値は 1989～2010 年の平均値。