

第2章 気候変動

2.1 大気中温室効果ガス濃度の変動^{12, 13}

- 大気中の二酸化炭素の濃度は、長期的に増加している。
- 大気中のメタンの濃度は、ほぼ横ばいだった 1999～2006 年を除き、長期的に増加傾向にある。
- 大気中の一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加している。
- ハロカーボン類のうち、クロロフルオロカーボン類の大気中濃度は減少傾向にある一方で、ハイドロフルオロカーボン類の大気中濃度は増加傾向にある。

気象庁では世界気象機関（WMO）／全球大気監視（GAW）計画に基づき、温室効果ガスの変動を把握するため、世界の監視ネットワークの一翼として温室効果ガスの観測を行うとともに、温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）¹⁴を運営しており、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理し、国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータをもとにした解析によると、地球温暖化に及ぼす影響の大きい代表的な長寿命の温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 2.1-1）。

気象庁では国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において、地上付近の温室効果ガス濃度を観測している。また、海洋気象観測船によって、日本周辺海域及び北西太平洋における洋上大気及び海水中の二酸化炭素等の観測を実施している。さらに、2011 年からは北西太平洋において航空機による上空の温室効果ガス観測を行っている（図 2.1-1）。

表 2.1-1 代表的な長寿命の温室効果ガスの世界平均濃度（2021 年）¹⁵

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	前年から の増加率	参考数値 寿命 (年)
	工業化以前 (1750 年)	2021 年平均濃度	工業化以降 の増加率			
二酸化炭素	約 278 ppm	415.7 ppm	+ 49 %	+2.5 ppm	+0.61 %	不定
メタン	約 729 ppb	1908 ppb	+162 %	+18 ppb	+0.95 %	11.8
一酸化二窒素	約 270 ppb	334.5 ppb	+ 24 %	+1.3 ppb	+0.39 %	109

¹² 本節では、世界の温室効果ガス等の観測データの収集や解析に時間を要する項目については、2021 年までの結果を掲載している。

¹³ 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している
https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html （大気中の温室効果ガス）
<https://www.data.jma.go.jp/env/data/report/data/> （大気・海洋環境観測年報）

¹⁴ WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと。<https://gaw.kishou.go.jp/jp/>

¹⁵ 2021 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2022）を、工業化以前の濃度及び寿命については IPCC（2021）を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の濃度と 2021 年平均濃度の差から算出した。なお、寿命は IPCC（2021）にある応答時間（一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間）を採用した。

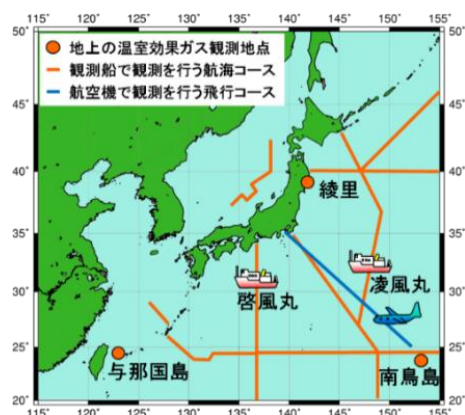


図 2.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の3地点で連続観測を実施しているほか、2隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的の実施している。

2.1.1 世界と日本における二酸化炭素

(1) 世界における二酸化炭素濃度

大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している（図 2.1-2 (a)）。この経年増加は、化石燃料の消費、森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に排出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによってもたらされる（IPCC, 2021）。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で低い（図 2.1-3）。また、季節変動は主に陸上生物圏の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が優勢となって濃度が上昇する（IPCC, 2021）。濃度が極大となるのは、北半球で3～4月頃、南半球で9～10月頃である。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい（図 2.1-3）。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を強く反映して4月頃に極大となる。WDCGGの解析によると2021年の地表付近の世界平均濃度は415.7 ppmであり、前年からの増加量は2.5 ppmであった（表 2.1-1）。この増加量は、最近10年間の平均年増加量（約2.5 ppm）と同程度であり、1990年代の平均年増加量（約1.5 ppm）より大きい。

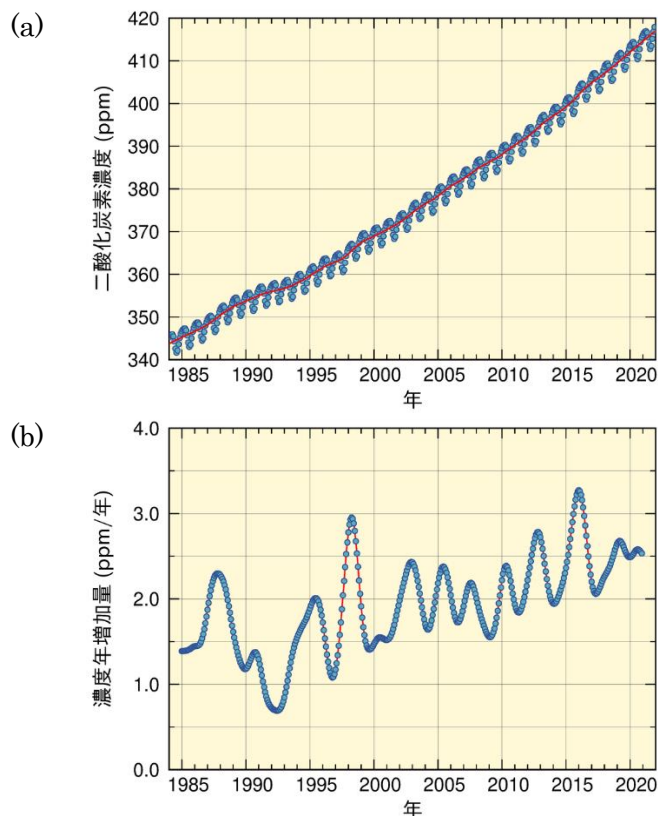


図 2.1-2 大気中の二酸化炭素の (a) 世界平均濃度と (b) 濃度年増加量

温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）が収集した観測データから作成した大気中の二酸化炭素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2022）。濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法はWMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元はWMO（2023）に掲載されている。

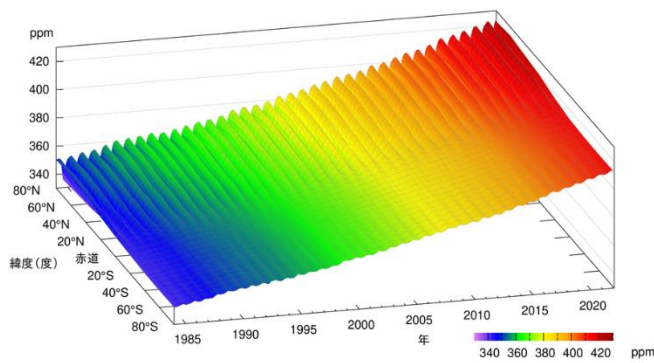


図 2.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

二酸化炭素濃度の年増加量は一定ではなく年々変動がみられる¹⁶ (図 2.1-2 (b))。年増加量が大きくなる時期はエルニーニョ現象の発生時期におおむね対応しており、エルニーニョ現象がもたらす熱帯域を中心とした高温と少雨により植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化及び光合成活動の抑制が生じ、陸上生物圏から大気への二酸化炭素の正味放出が強まることが知られている (Keeling et al., 1995 ; Dettinger and Ghil, 1998)。図 2.1-4 は、人為起源排出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く方法 (Le Quéré et al., 2016) により推定した陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量 (炭素の重量に換算した年間吸収量) である。例えば 2015～2016 年には、2014 年夏から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象に呼応するように陸上生物圏による吸収量が減少した (WMO, 2018b)。2015 年及び 2016 年の吸収量は、2020 年までの 10 年間の平均 (27±12 億トン炭素) よりも小さい。同様に 1997～1998 年や 2002～2003 年に発生したエルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による吸収量が減少している。例外的に、1991～1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、陸上生物圏による正味の吸収量が大きかった。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらし、土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている (Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999)。

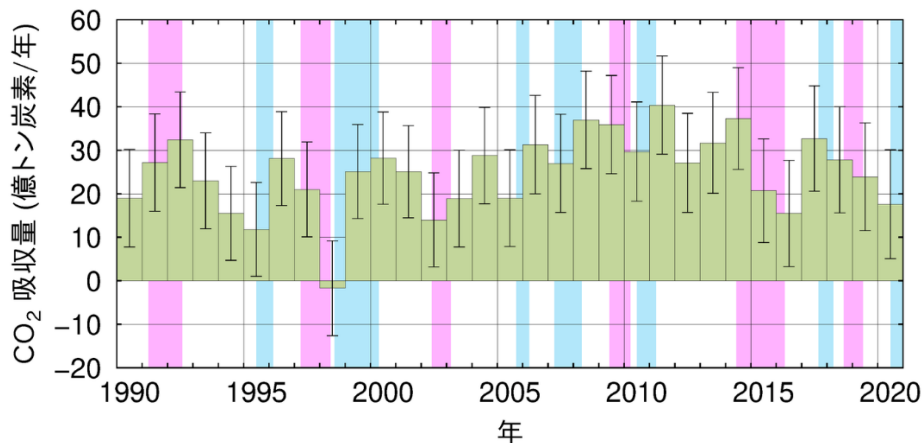


図 2.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

人為起源の排出量 (化石燃料の消費、セメント生産 (セメント中性化による吸収を含む) 及び土地利用変化等による排出量 (Friedlingstein et al., 2022) の合計) から、大気中濃度の増加による蓄積量 (図 2.1-2 (b) を年平均したもの) と海洋による吸収量 (気象庁が解析した海洋による吸収量 (Iida et al., 2021; 2.12.1 (2) 節も参照) に河川からの流入を含む自然の炭素循環による 6 億トン炭素/年 (IPCC, 2021) を考慮したもの) を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ (信頼区間 68% の範囲) である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。

¹⁶ 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因については気象庁ホームページも参照のこと。

https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_a3.html

(2) 日本における二酸化炭素濃度

国内観測点における二酸化炭素濃度は、植物や土壌微生物の活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている（図 2.1-5 (a)）。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では（図 2.1-1）、季節変動が最も大きくなっている。これは、北半球では、中高緯度域の陸上生物圏の活動の季節変動が大きいことを反映して、高緯度ほど濃度の季節変動が大きくなる傾向があるためである。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にあるものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい。これは、与那国島がアジア大陸に近く、秋から春にかけて人間活動や植物及び土壌微生物の活動により二酸化炭素濃度が高くなった大陸の大気の影響を強く受けるためである。2022 年の年平均濃度は、綾里で 421.8 ppm、南鳥島で 419.7 ppm、与那国島では 421.8 ppm となった（いずれも速報値）。前年からの増加量は 2.0～2.6 ppm/年であり、これは最近 10 年間の平均年増加量と同程度である。なお、米国海洋大気庁（NOAA）が管理する二酸化炭素の国際的な観測基準の更新に伴い、大気中二酸化炭素濃度のこれまでの報告値に対して +0.10～+0.25 ppm の補正を行っている。新型コロナウイルス感染症（COVID-19）拡大に伴う移動制限措置等により、2020 年の世界の化石燃料起源の二酸化炭素排出量は、2019 年と比較して約 5.2%減少した。2021 年には COVID-19 感染拡大前の 2019 年とほぼ同水準の排出量に戻り、2022 年には 2021 年と比較して約 1.0%増加すると予測されており（Friedlingstein et al., 2022）、大気中の二酸化炭素濃度も依然として増加が続いている。

国内観測点においても二酸化炭素濃度の年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。最近では 2014 年夏～2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した（図 2.1-5 (b)）。

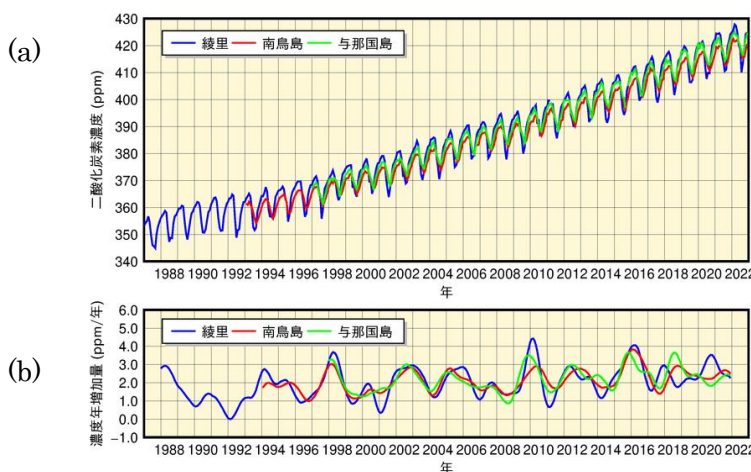


図 2.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO (2009) による。

(3) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011 年から厚木航空基地（神奈川県綾瀬市）－南鳥島間の輸送機において、北緯約 34～25 度の航路上で水平飛行中の上空約 6 km 及び南鳥島に降下中の異なる高度¹⁷で二酸化炭素濃度の観測を月に 1 回行っている（Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014）。

図 2-1.6 に、水平飛行時に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）及び 1 回の飛行中における観測の平均値（青点）、また、南鳥島の地上で観測した濃度の月平均値（赤点）を示す。図中の破線は青点及び赤点の時系列データから、季節変動を取り除いた成分を示す。図が示すように、上空の二酸化炭素濃度は、地上における観測値と同様に年々増加している。ただし、破線が示すように、

¹⁷ 南鳥島からの上昇時に高度別の観測を行った例もあるが、ごく少数のため、ここではまとめて降下中と記述する。

平均的には上空の濃度が地上の濃度よりも低い傾向にある。

図 2-1.7 は、地上観測及び水平飛行時のデータに加えて、輸送機が南鳥島に降下する際に採取した大気中の濃度を用いて、観測開始以降の期間の平均的な季節変動を高度別に示したものである。比較しやすくするため、いずれも地上における観測値から季節変動を取り除いた成分を基準として算出している。いずれの高度においても、冬から春にかけて濃度が高く、夏から秋にかけて濃度が低くなる季節変動がみられるが、冬から春にかけては上空に向かうほど濃度が低くなる傾向がみられる。結果として、上空の濃度の季節変動の振幅は地上のものよりも小さくなっている。

図 2-1.8 は、2 月と 8 月に実施された観測のうち、南鳥島降下中に採取した大気中の濃度から、観測当日の地上における濃度の日平均値を差し引いたものであり、鉛直方向の濃度変化を示している。2 月は上空に向かうほど濃度が低くなっているのに対し、8 月は地上と上空の濃度値に大きな変化がみられない。

以上の結果は、大陸域において陸上生物圏の影響を受けた地表付近の大気が南鳥島の地上や上空まで輸送されていること、また、その輸送の様相が季節や高度により差異があることを示唆している。南鳥島付近でみられるような、冬から春にかけて上空ほど濃度が低くなり、夏に鉛直方向の濃度勾配が緩やかになる傾向は、アジアや北米においても航空機観測によって確認されている (Sweeney et al., 2015; Umezawa et al., 2018)。

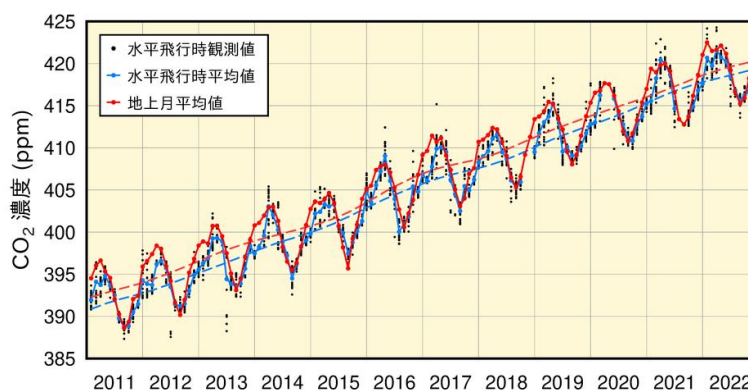


図 2.1-6 厚木航空基地－南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約 6 km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）と 1 回の飛行中における観測の平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）

青破線及び赤破線は、上空及び地上の各平均値からそれぞれの季節変動を取り除いた成分。算出方法は WMO (2009) による。

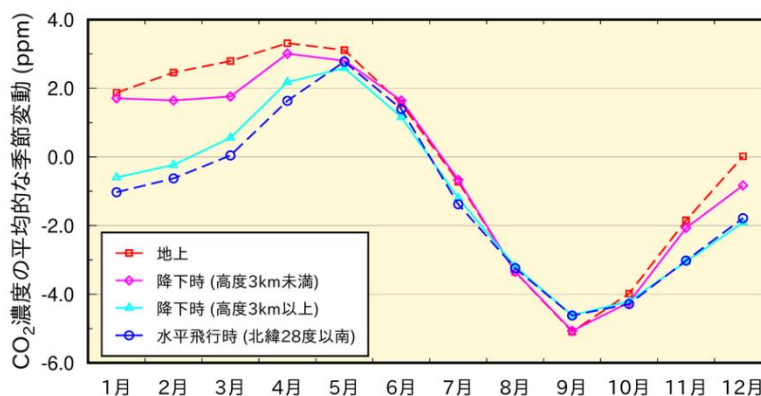


図 2.1-7 南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

地上での月平均濃度（赤色）、北緯 28 度以南を水平飛行中に採取した大気中の濃度の平均値（青色）、降下時に採取した大気中の濃度のうち高度 3 km 未満（桃色）と 3 km 以上（水色）それぞれに対する、2011 年 2 月～2022 年 12 月までの各月の平均値。地上での月平均濃度について季節変動を取り除いた成分を求め（図 2.1-6 赤破線）、それを各濃度時系列から差し引き、各月について平均したものを示している。

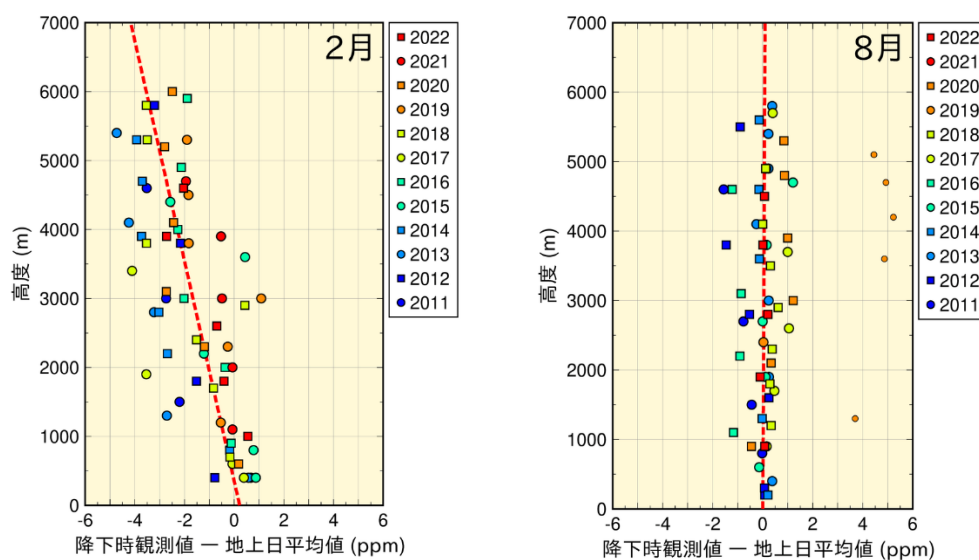


図 2.1-8 南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

各年の2月（左）と8月（右）に実施された航空機観測のデータのうち、南鳥島へ降下中に採取した大気中の二酸化炭素濃度から、観測当日における南鳥島の地上の日平均値を差し引いたものを丸及び四角の印で示している（観測年によって印の色や形を変えている）。赤色の破線は、最小二乗法によって求めた各月の鉛直方向の濃度勾配を表す。観測空域の平均的な特徴を得るため、最小二乗法による近似直線からの残差が、残差の標準偏差の3倍を超えるもの（小さい丸印）は外れ値として鉛直勾配の計算から除外した。2019年8月の観測当日は、地上付近において大陸性の濃度が低い気塊の影響が強く、日平均値が上空の観測値と比較して4～5 ppm 低くなった。なお、2021年8月の観測は欠測である。

2.1.2 世界と日本におけるメタン

(1) 世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度を図 2.1-9 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代半ば以来上昇を続けてきたが、1999～2006 年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007 年以降は再び増加している。IPCC（2021）では、濃度増加が止まった原因については、化石燃料による人為起源の排出量減少の寄与が指摘されており、2007 年以降の濃度増加については、主に化石燃料と農業分野等からの放出の増加によると考えられている。一方、メタンの定量的な収支評価には、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う湿地やバイオマス燃焼からの放出及びメタン消滅に寄与する OH ラジカルの変動等、依然として不確実な部分も多い。WDCGG の解析では 2021 年の世界平均濃度は 1908 ppb となり、2020 年から 2021 年までの濃度増加量も 1984 年以降で最大の 18 ppb となった（表 2.1-1）（トピックスⅣも参照）。

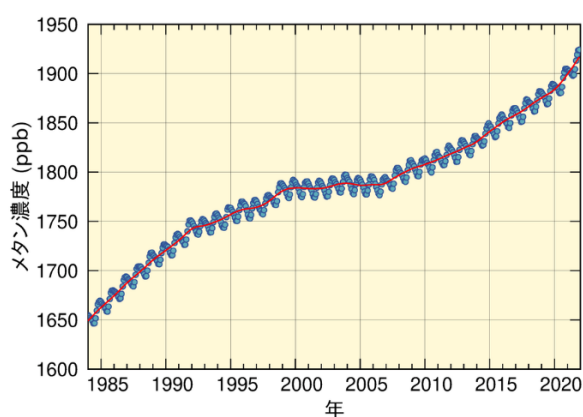


図 2.1-9 大気中のメタンの世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2022）。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2023）に掲載されている。

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯に比べて熱帯域では低くなっている。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカルと反応し消滅するためである。また、夏季には水蒸気濃度が高く、また紫外線が強くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子が両半球でみられる（図 2.1-10）。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化以降に著しく（162%増）、二酸化炭素の増加率（49%増）をはるかに上回っている（表 2.1-1）。これは、大気中に放出されるメタンの約 40%は自然起源（湿地やシロアリなど）である一方、人為起源（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て及びバイオマス燃焼など）によるものは約 60%であり、自然界での放出に対して、人間活動に伴う排出が相対的に大きいことに起因していると考えられる。その変動の要因については、人間活動に伴う排出や陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部分が残されている。今後、世界規模での観測の一層の充実が期待されている。

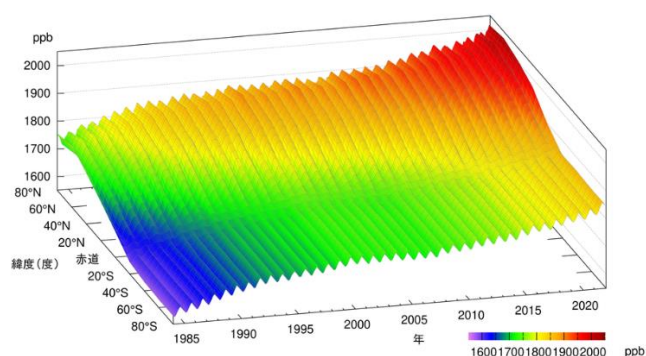


図 2.1-10 緯度帯別の大気中のメタン濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

(2) 日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している (図 2.1-11 (a))。高緯度に位置する綾里は OH ラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近いので、3 つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島では、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団とともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。2022 年の年平均濃度は、綾里で 1997 ppb、南鳥島で 1947 ppb、与那国島では 1967 ppb で、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった (いずれも速報値)。綾里及び南鳥島における 2020 年から 2021 年までの大気中メタン濃度の増加量 (それぞれ、16 ppb 及び 19 ppb) は観測史上最大、与那国島は 13 ppb で過去第 3 位の増加量となった (トピックス IV も参照)。

大気中のメタンの濃度年増加量の時間変化 (図 2.1-11 (b)) には年々変動があり、観測地点によって濃度年増加量が大きく異なる年が見られる。

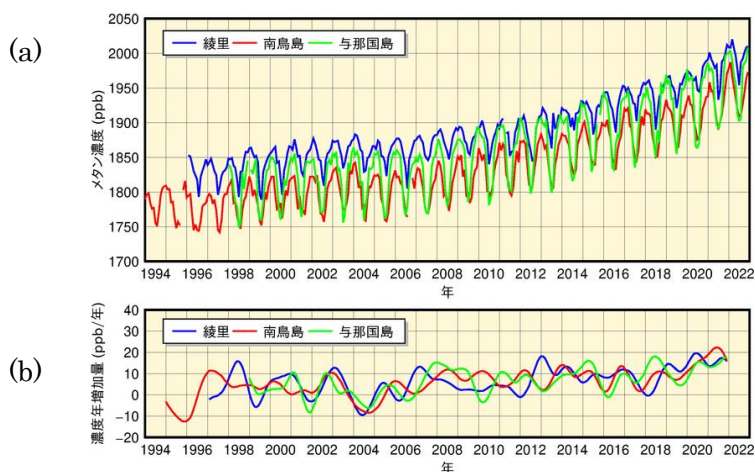


図 2.1-11 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO (2009) による。

2.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

大気中の一酸化二窒素濃度を図 2.1-12 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2021 年の世界平均濃度は 334.5 ppb であった。これは、工業化以前（1750 年当初）の平均的な値とされる約 270 ppb と比べ 24% の増加である（表 2.1-1）。大気中に放出される一酸化二窒素の約 57% は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 43% である。一酸化二窒素は大気中の寿命が 109 年と長いために、濃度の季節変動はメタンほど顕著には見られない。また、大気中寿命の長さを反映して、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差もメタンほど顕著に見られないが、人為起源の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い（図 2.1-13）。

綾里における一酸化二窒素濃度の時間変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している（図 2.1-14）。2022 年の年平均濃度は 338.2 ppb（速報値）であった。

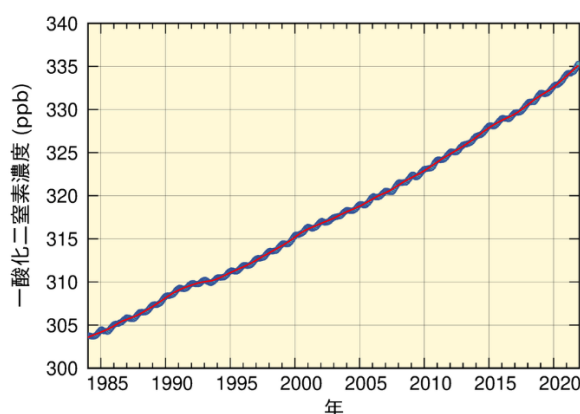


図 2.1-12 大気中の一酸化二窒素の世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中の一酸化二窒素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す(WMO, 2022)。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

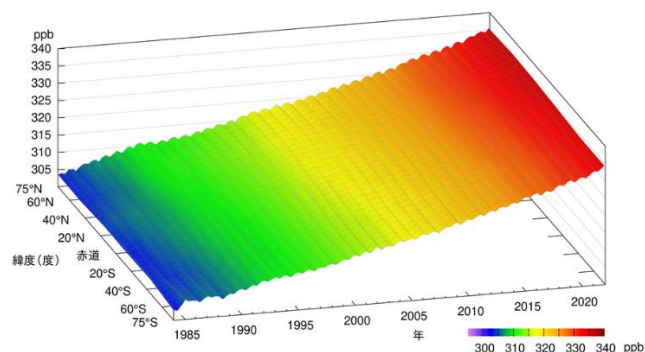


図 2.1-13 緯度帯別の大気中の一酸化二窒素濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の一酸化二窒素月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

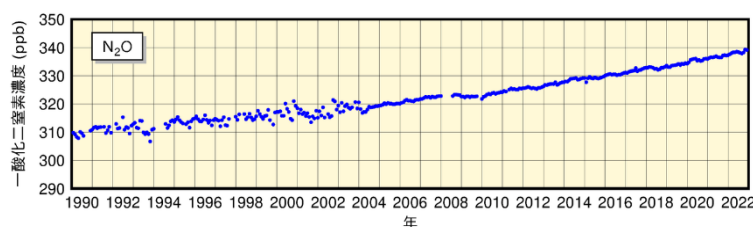


図 2.1-14 綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の時間変化

2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

2.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類

ハロカーボン類は、塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称である。その多くは強力な温室効果ガスであり、人工的な生産により、その大気中濃度は 20 世紀後半以降急速に増加した。その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。

このうちクロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など、塩素等ハロゲン元素を

含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下 CFC 類と表記。) は成層圏オゾンを破壊する物質であり、1987 年に採択され、1989 年に発効した「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書 (以下モントリオール議定書と表記。)」によりその生産等が規制されている。

一方、ハイドロフルオロカーボン類 (フッ素及び水素を含んだ炭素化合物であるハロカーボン類の一種。以下 HFC 類と表記。) は成層圏オゾンを破壊する効果はなく、CFC 類の代替物質として使用されてきたが、強力な温室効果をもつため、2016 年に HFC 類をモントリオール議定書の規制対象物質に追加する改正 (キガリ改正) が行われた (2019 年発効)。

(1) 世界のハロカーボン類

世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる (図 2.1-15)。要素別にみると、CFC-11 は 1992~1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2003 年頃まで増加しその後減少傾向に転じている。CFC-113 は北半球で 1993 年頃を境に、南半球では 1996 年頃を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。また、CFC 類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980 年代よりも 1990 年代以降の方が差が小さくなっており、このことから、CFC 類の排出を抑制した効果が大気中の CFC 類の濃度に現れていることが分かる。

一方で、2012 年以降の大気中 CFC-11 の全球濃度の減少速度が、2002~2012 年の減少速度のおよそ 3 分の 2 に低下しているという観測結果が報告された。その要因として、CFC-11 の全球排出量が増加していたことが数値モデルの結果から推定されており、東アジアからの寄与が示唆された (WMO, 2018a; WMO, 2018b; Montzka et al., 2018; Rigby et al., 2019)。2018 年以降は、地上観測や数値モデルの解析結果から、東アジアからの CFC-11 排出量が再び減少傾向にあることが報告されており (Park et al., 2021)、世界の地上観測結果からも 2019 年以降の大気中 CFC-11 の全球濃度の減少速度が加速していることが報告されている (Montzka et al., 2021)。

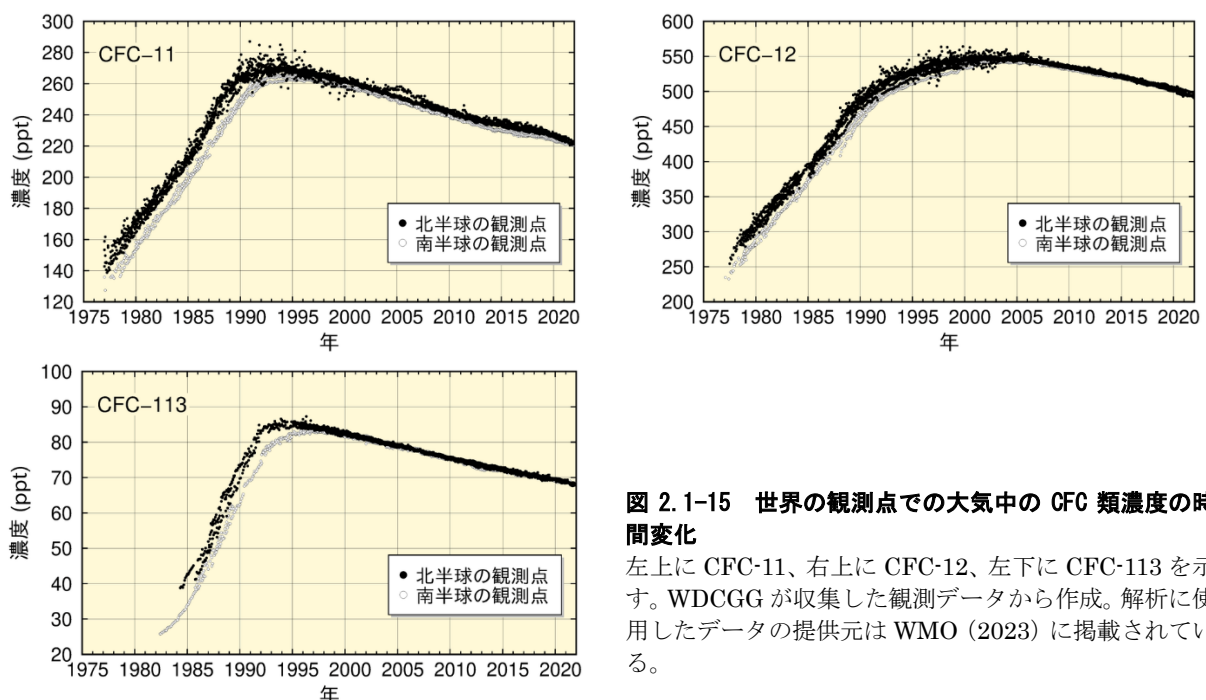


図 2.1-15 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の時間変化

左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

世界の大気中の HFC 類の濃度は、CFC 類同様に、排出源が多く存在する北半球の方が南半球の濃度より高くなっている (図 2.1-16)。要素別に見ると、HFC-134a は大気中濃度が増加し続けているが、HFC-152a は近年その増加傾向が見られなくなっていることが分かる。特に HFC-152a

については、大気中の寿命が短いことから北半球－南半球間で濃度差が大きい。また、顕著な季節変動が見られることが分かる。

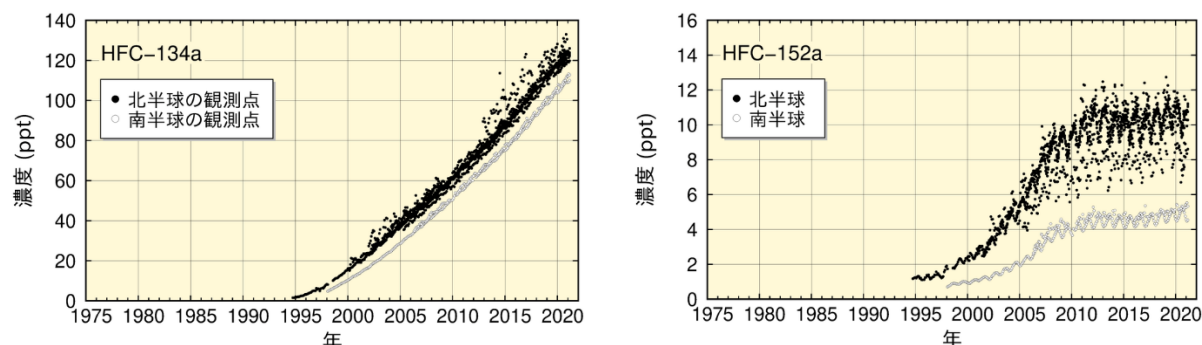


図 2.1-16 世界の観測点での大気中の HFC 類濃度の時間変化

左に HFC-134a、右に HFC-152a を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

(2) 日本のハロカーボン類

綾里における CFC 類の観測結果においても大気中濃度の減少傾向がみられる (図 2.1-17)。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993～1994 年の約 270 ppt をピークとして減少している。2011 年に CFC-11 濃度が極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関係して損傷したポリウレタン発泡断熱材から CFC-11 が漏れ出した可能性が指摘されている (Saito et al., 2015)。CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向がみられる。

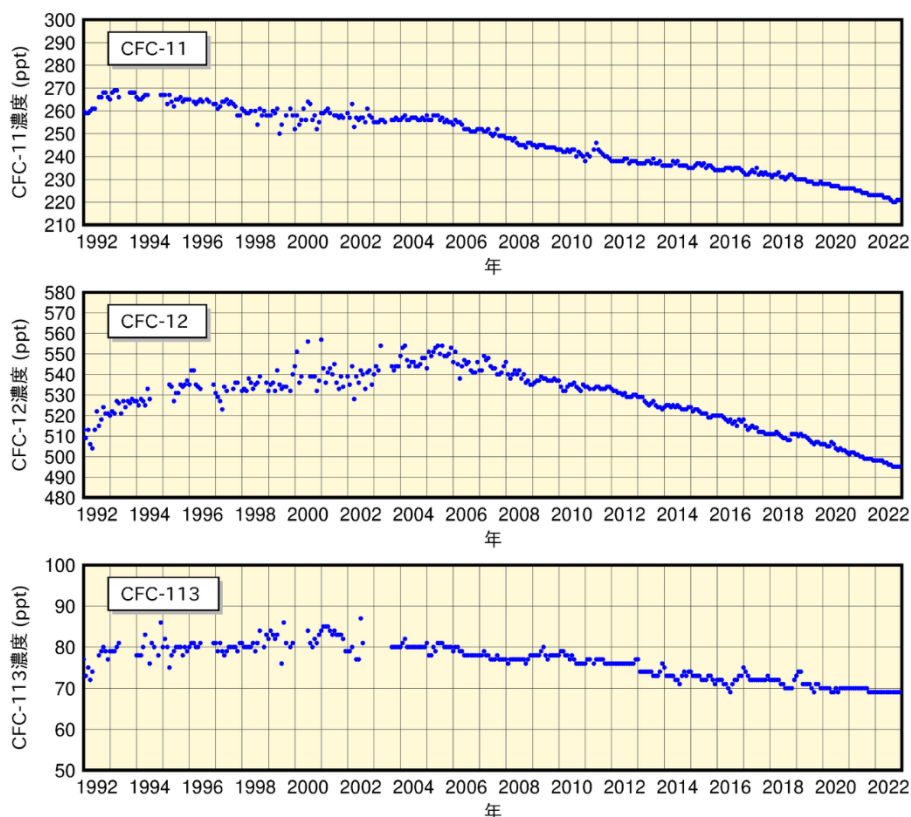


図 2.1-17 綾里における大気中の CFC 類濃度の時間変化

上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

気象庁では、2020年4月から南鳥島でHFC類の観測を開始した。南鳥島における大気中のHFC-134a及びHFC-152aの濃度は、北半球の他の観測地点とほぼ同程度の値となっている(図2.1-18)。特にHFC-152aについては、冬季から春季にかけて濃度が高く、夏季から秋季にかけて濃度が低くなる顕著な季節変動が見られる。今後も長期的に監視を続けることが重要である。

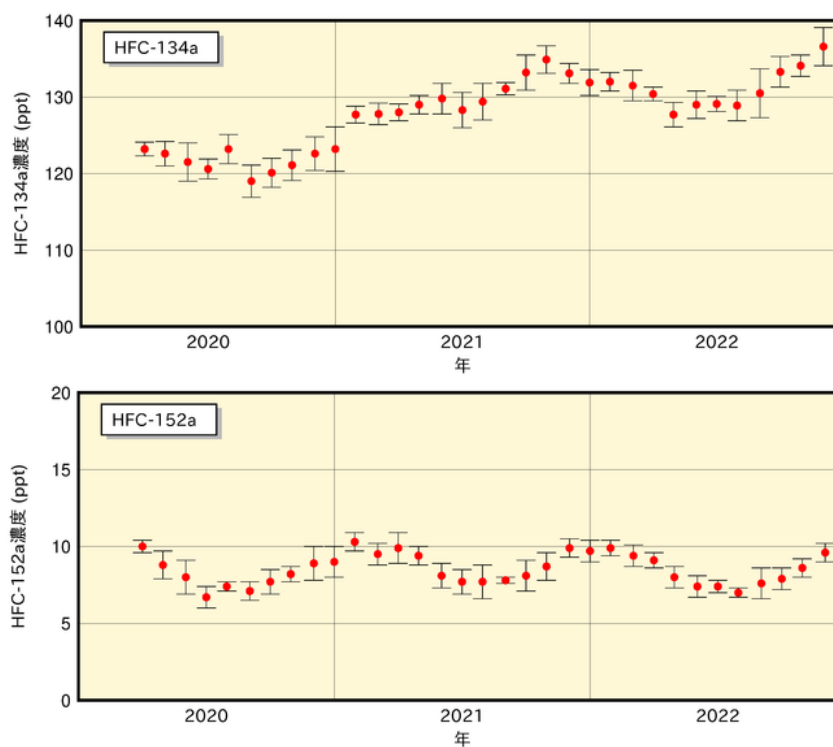


図 2.1-18 南鳥島における大気中のHFC類濃度の時間変化

上から順にHFC-134a、HFC-152aを示す。南鳥島では、2020年4月に観測を開始した。

2.2 日本におけるエアロゾル¹⁸と地上放射の変動

- 1960 年以降の日本における大気混濁係数のバックグラウンド値は、大規模な火山噴火によるエアロゾルの影響で成層圏大気が混濁したことにより、1990 年代初めまでに数回の極大を示している。2022 年 1 月にフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山で大規模な噴火が発生したが、2022 年の日本における大気混濁係数のバックグラウンド値に変化は見られていない。
- 2022 年の黄砂観測日数は 8 日、黄砂観測のべ日数は 11 日だった。

2.2.1 エアロゾル

国内の直達日射量観測により得られる大気混濁係数から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値の 1960 年以降の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エアロゾルの影響が明瞭に確認できる（図 2.2-1）。1963 年から数年継続しているやや高い値、1982～1983 年と 1991～1993 年にみられる極大は、それぞれ 1963 年 2～5 月のアグン火山噴火（インドネシア）、1982 年 3～4 月のエルチチョン火山噴火（メキシコ）、1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火（フィリピン）によって二酸化硫黄等の火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。2022 年 1 月にフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山（トンガ）で大規模な噴火が発生したが、2022 年の日本における大気混濁係数のバックグラウンド値に変化は見られていない。成層圏への二酸化硫黄の注入量がピナトゥボ火山噴火と比べて少なかったため変化が検出されなかった可能性もあるが、2023 年以降に変化が現れる可能性も残っている（トピックⅢも参照）。

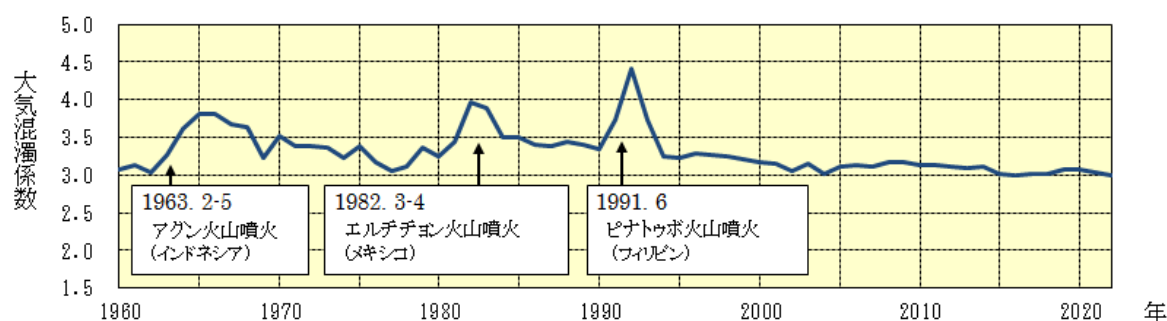


図 2.2-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化（1960～2022 年）

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エアロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内 5 地点（網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島、ただし 2020 年までは網走ではなく札幌の観測値を使用）の平均値を求め、年平均値を算出している。矢印は大規模な火山噴火が発生した時期を示す。

2.2.2 黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエアロゾルの一種である。気象庁では、国内 11 地点（2022 年 12 月 31 日現在）の気象台で、職員が目視により大気中に黄砂粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。2022 年の黄砂観測日数（上記気象台のいずれかで黄砂現象を観測した日数。同じ日に何地点で観測しても 1 日として数える。）は 8 日（図 2.2-2）、黄砂観測のべ日数（上記気象台のそれぞれで黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば 5 地点で黄砂が観測さ

¹⁸ 「エアロゾル」については巻末の用語一覧を参照。気象庁ホームページでは、エアロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/env/kosahp/aerosol.html> （黄砂・エアロゾル）

https://www.data.jma.go.jp/env/kosa/fcst/fcst-s_jp.html （黄砂情報）

れた場合には5日として数える。)は11日(図2.2-3)であった。

1967～2022年の統計期間では黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数には変化傾向は見られない¹⁹。黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数とも年々の変動が大きく、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。

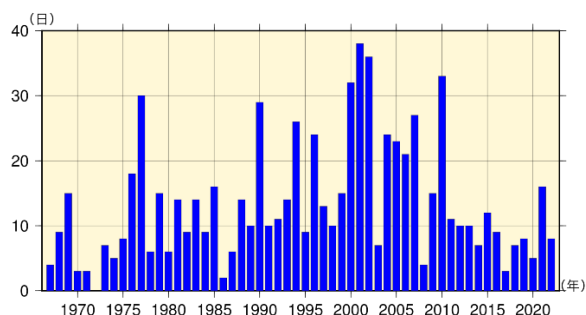


図 2.2-2 日本における年別の黄砂観測日数(1967～2022年、現在(2022年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

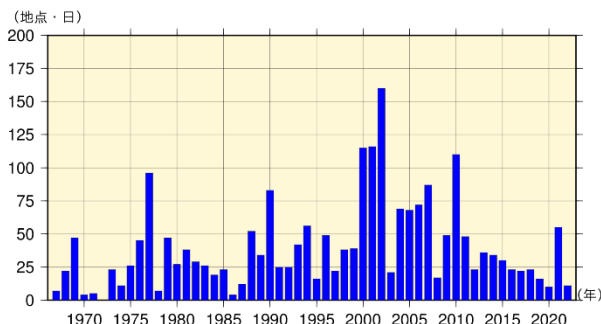


図 2.2-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数(1967～2022年、現在(2022年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

2.2.3 日射と赤外放射

地球における放射収支の変化は気候変動をもたらすため、その変化を監視することは重要である。気象庁では、直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射²⁰の観測を国内5地点(網走・つくば・福岡・石垣島・南鳥島)で行っている(図2.2-4)。

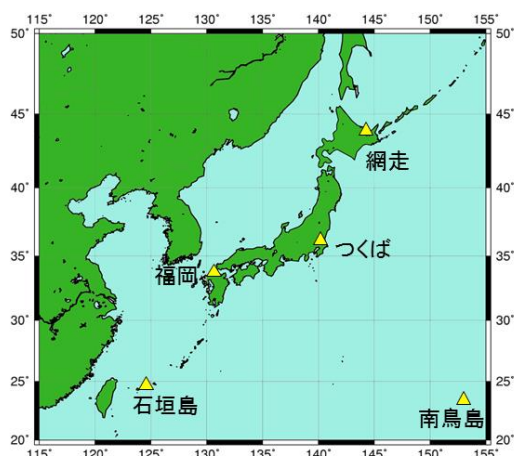


図 2.2-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点
日本国内では網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

(1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量²¹は、1960年頃から1980年代後半まで減少し、1980年代後半から2000年頃まで急速に増加し、その後は大きな変化が見られないという傾向が報告されている(Ohmura, 2009)。日本における変化傾向(国内5地点平均)によると、1970年代後半から1990年頃にかけて減少し、1990年頃から2000年代初めにかけて増加し、その後は大きな変化は

¹⁹ 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。

²⁰ 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射(赤外線)である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・二酸化炭素等からその絶対温度の4乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

²¹ 全天日射は、直達日射と天空の全方向から入射する散乱日射(雲からの反射日射を含む)を合わせたものであり、全天日射量は水平面で受けた全天日射エネルギー量である。全天日射の観測は、全天日射計による方法と、直達日射と散乱日射をそれぞれ観測しそれらを足し合わせたものによる方法があり、図2.2-5で使用したデータはより精度の高い後者の方法をできる限り採用している。

見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している（図 2.2-5）。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エアロゾルの変化による影響が大きく、その他、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている（Wild, 2009）。日本の 1990 年頃から 2000 年代初めにかけての増加の原因についても、その 2/3 が人為起源エアロゾルの減少によるもので、残りの 1/3 が雲量の減少によるものと評価されており（Norris and Wild, 2009）、人為起源エアロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示されている。また、エアロゾルは種類によって光学特性が異なる。先述の日本における増加には、大気中に含まれる人為起源エアロゾル総量の減少のみならず、その構成の変化による平均的な光学的特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている（Kudo et al., 2012）。

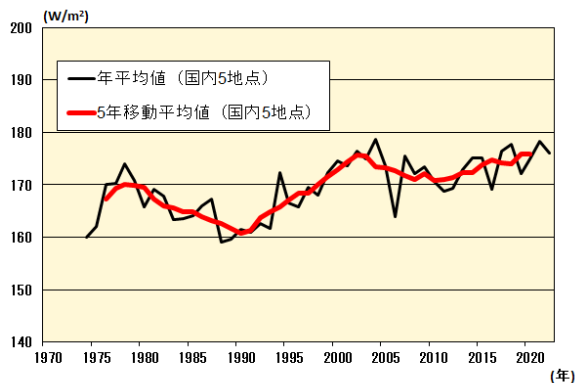


図 2.2-5 全天日射量の経年変化

国内 5 地点（網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）で平均した全天日射量の年平均値（黒線）及び 5 年移動平均値（赤線）。

年平均値は、日合計値の観測日数が 20 日以上である月の月平均値の平均を示す。2010 年 3 月（網走は 2021 年 2 月、つくばは 1987 年 12 月）以前は全天日射計による全天日射量を使用し、2010 年 4 月（網走は 2021 年 3 月、つくばは 1988 年 1 月）以後は直達日射計と散乱日射計から算出した全天日射量を使用している。

(2) 下向き赤外放射量

地球温暖化の原因物質である二酸化炭素を始めとする大気中の温室効果ガスは、人間活動により年々増加を続けている。温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化のシグナルは、地上気温の上昇よりも下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観測要素である。数値モデル実験の結果によれば、個々の観測地点における 20 年間の観測データを解析すれば、95%水準で統計的に有意な増加が検出可能であると示唆され、約 10 年間の実際の観測データによる解析では増加の兆候が明瞭に示されている（Wild and Ohmura, 2004）。

日本における下向き赤外放射量については、1990 年代初めからつくばにおいて研究観測が行われている。この観測データを用いて長期変化傾向を解析すると、1993～2022 年の期間に 1 年あたり約 0.3 W/m^2 の割合で増加している（図 2.2-6）。これは、全世界の基準地上放射観測網（BSRN）20 観測地点の解析結果（1992～2009 年において、年 0.3 W/m^2 の割合で増加）と整合している（WCRP, 2010）。

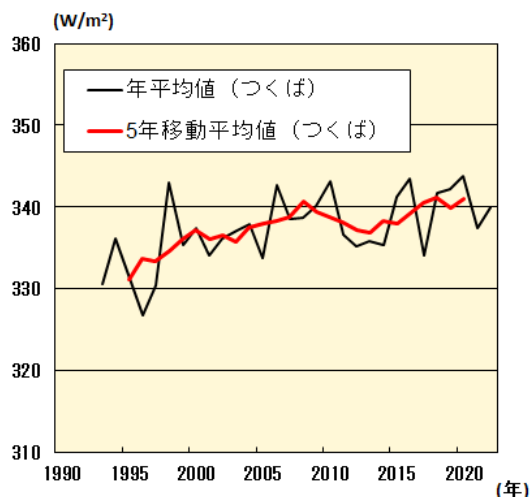


図 2.2-6 下向き赤外放射量の経年変化

つくばにおける下向き赤外放射量の年平均値（黒線）及び 5 年移動平均値（赤線）。

2.3 気温の変動^{22, 23}

- 2022 年の世界の年平均気温偏差 (1991 年～2020 年の 30 年平均値からの偏差) は $+0.24^{\circ}\text{C}$ で、1891 年の統計開始以降、6 番目に高い値となった。世界の年平均気温は、100 年あたり 0.74°C の割合で上昇している。
- 2022 年の日本の年平均気温偏差は $+0.60^{\circ}\text{C}$ で、1898 年の統計開始以降、4 番目に高い値となった。日本の年平均気温は、100 年あたり 1.30°C 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。

2.3.1 世界の平均気温

2022 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 (1991～2020 年の 30 年平均値) からの偏差は $+0.24^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した 1891 年以降では 6 番目に高い値となった (図 2.3-1)。この結果、最近の 2014 年から 2022 年までの値が上位 9 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 0.74°C である²⁴ (信頼水準 99% で統計的に有意)。

北半球の年平均気温偏差は $+0.35^{\circ}\text{C}$ 、南半球の年平均気温偏差は $+0.11^{\circ}\text{C}$ で、北半球は 5 番目に高い値に、南半球は 7 番目に高い値となった (図 2.3-2)。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 0.78°C 、 0.68°C である (いずれも信頼水準 99% で統計的に有意)。

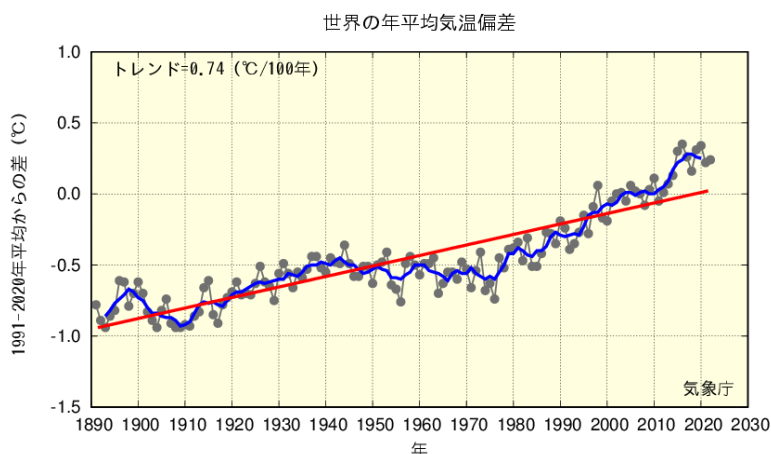


図 2.3-1 世界の年平均気温偏差の経年変化 (1891～2022 年)

偏差の基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。細線 (黒) は各年の値 (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。

²² 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 (日本の猛暑日や熱帯夜等)

²³ 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。

²⁴ IPCC 第 6 次評価報告書 (IPCC, 2021) では、21 世紀最初の 20 年間 (2001～2020 年) における世界平均気温は、1850～1900 年の気温よりも 0.99°C (可能性が非常に高い範囲は $0.84\sim 1.10^{\circ}\text{C}$) 高かったと評価されている。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。

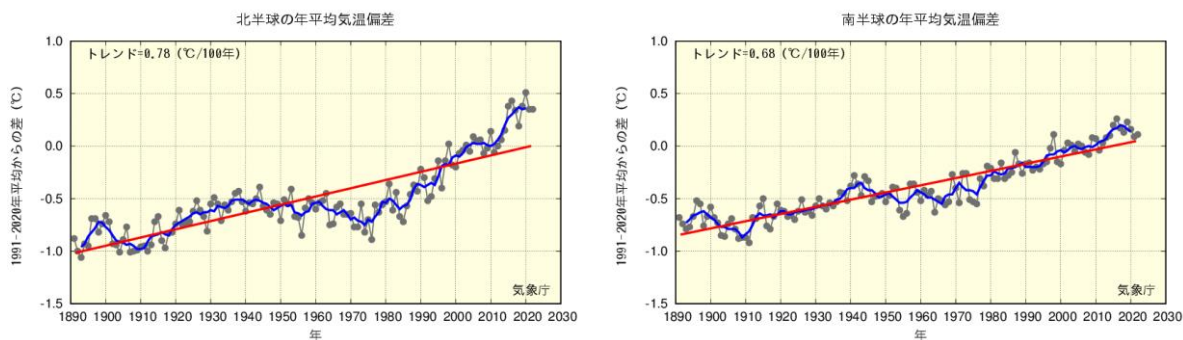


図 2.3-2 北半球及び南半球の年平均気温偏差の経年変化（1891～2022 年）

左図は北半球平均、右図は南半球平均。偏差の基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。細線（黒）は各年の値（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。

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 2.3-3）。

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等の人為起源の要因による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。

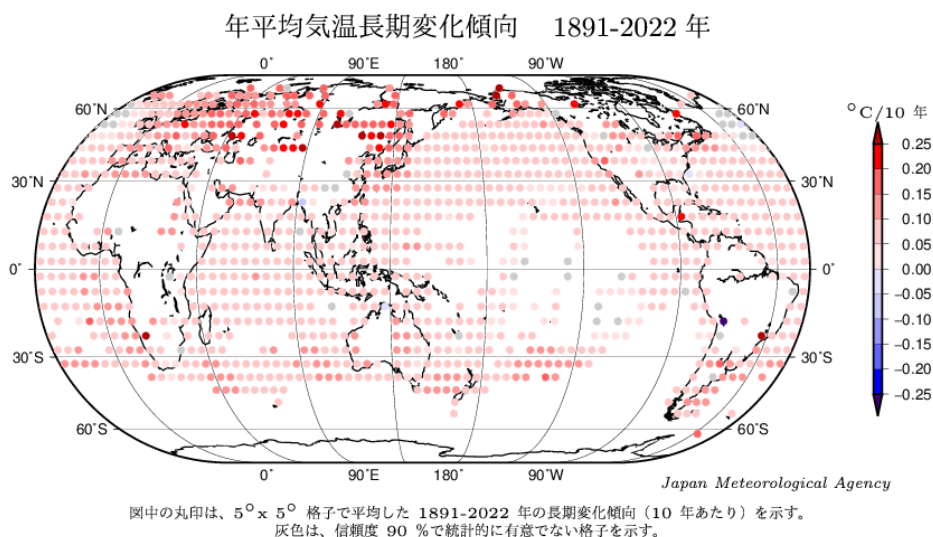


図 2.3-3 緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の長期変化傾向（1891～2022 年）

図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子で平均した 1891～2022 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。

2.3.2 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2.3-1)について、1898～2022年の年平均気温の基準値(1991～2020年の30年平均値)からの偏差を用いて解析した。

2022年の日本の年平均気温の偏差は $+0.60^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した1898年以降で4番目に高い値となった(図2.3-4)。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 1.30°C である(信頼水準99%で統計的に有意)。季節別には、それぞれ100年あたり冬は 1.19°C 、春は 1.56°C 、夏は 1.19°C 、秋は 1.31°C の割合で上昇している(いずれも信頼水準99%で統計的に有意)。

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の増加等の人為起源の要因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の影響が考えられる。

これらの気温の上昇傾向に加え、2022年は春から秋にかけては上空の偏西風が平年より北寄りを流れやすく大気全体の気温が高かったこと、夏は日本の南海上で太平洋高気圧の勢力が強かったことなどから平均気温の高い月が多くなった(日本の天候の詳細は第1章に記載)。

表 2.3-1 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²⁵を行ったうえで利用している。

要素	観測地点
地上気温 (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

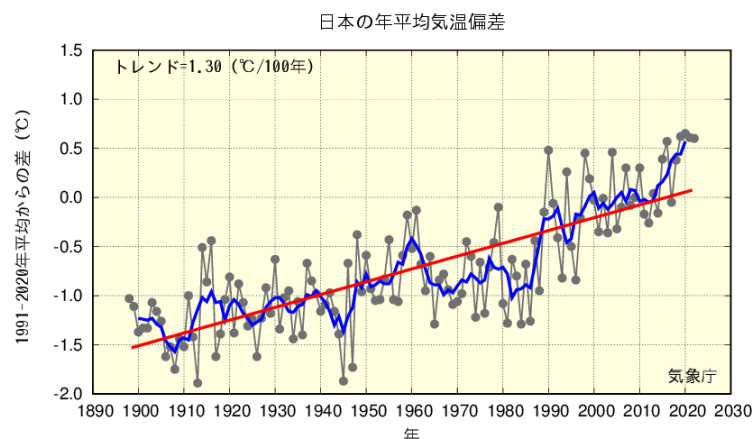


図 2.3-4 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898～2022年)

偏差の基準値は1991～2020年の30年平均値。細線(黒)は、国内15観測地点(表2.3-1参照)での各年の値(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。

²⁵ データの補正についての解説は、下記の気象庁ホームページに掲載している。

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

2.3.3 日本における極端な気温

表 2.3-1 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²⁶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²⁷の出現数

統計期間 1901～2022 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（図 2.3-5）。異常高温の出現数は、1990 年頃を境に大きく増加している。

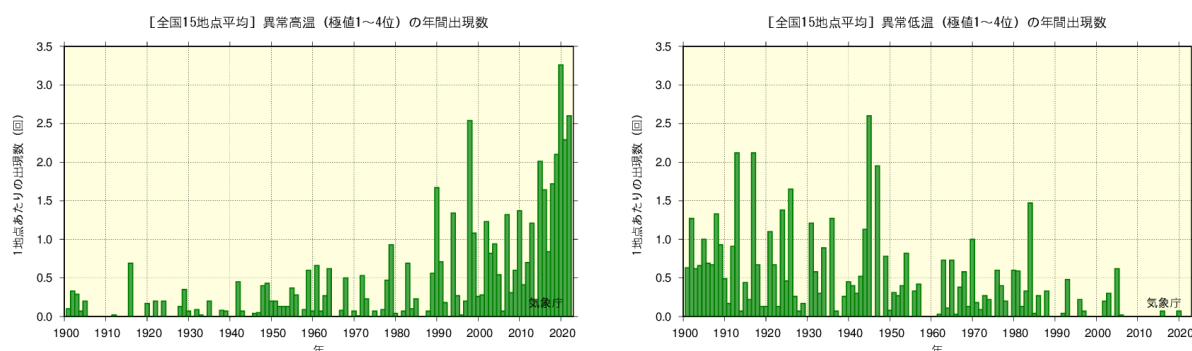


図 2.3-5 月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2022 年）

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。

²⁶ 第 2.3.2 項では統計期間の開始年を 1898 年としているが、それぞれの解析に用いる統計値の開始時期が異なることから、それぞれ開始年を本項の(1)月平均気温における異常値では 1901 年、(2)真夏日・猛暑日及び(3)冬日・熱帯夜の日数では 1910 年としている。

²⁷ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2022 年の約 120 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、約 120 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 1910～2022 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（それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.3-6）。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。

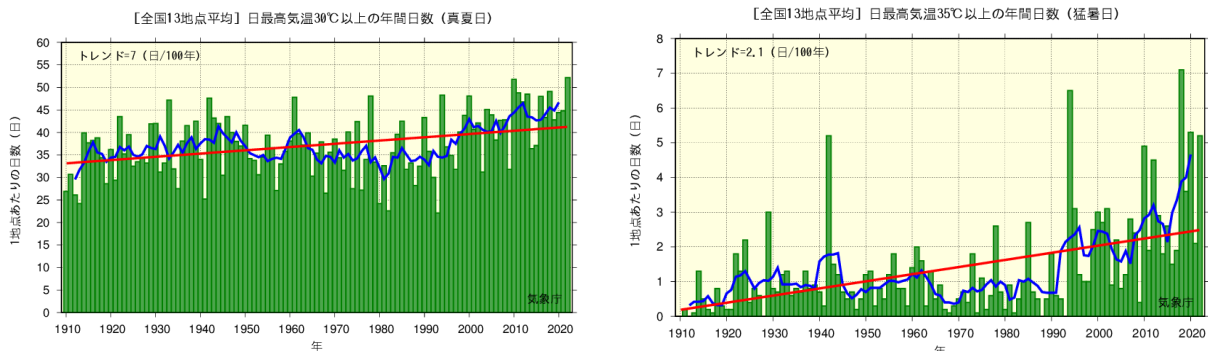


図 2.3-6 日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2022 年）

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。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。

(3) 日最低気温 0℃未満（冬日）及び 25℃以上（熱帯夜²⁸）の年間日数

統計期間 1910～2022 年における日最低気温²⁹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（それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.3-7）。

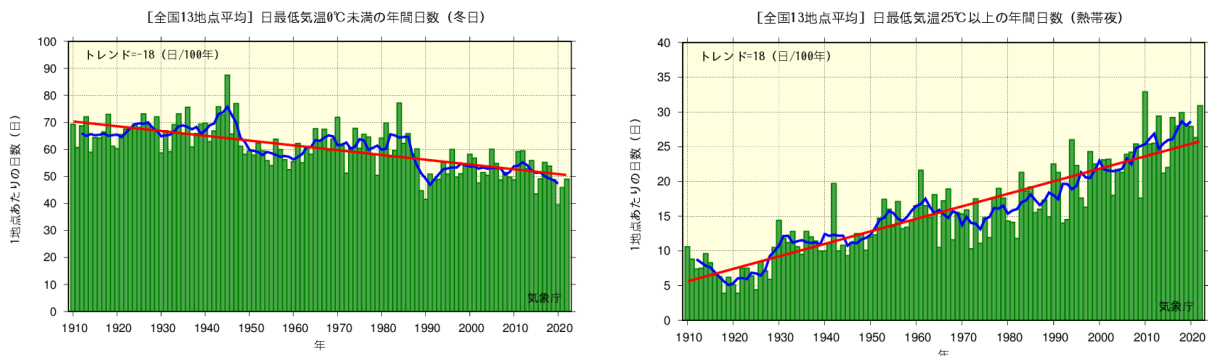


図 2.3-7 日最低気温 0℃未満（冬日、左図）及び日最低気温 25℃以上（熱帯夜、右図）の年間日数の経年変化（1910～2022 年）

図の見方は図 2.3-6 と同様。

²⁸ 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。

²⁹ 気象庁の統計値において、1953～1963 年の期間は日界（日別値を求める際に用いる一日の区切り）を 9 時として日最高・最低気温を観測していた。日界時刻の変更による系統的な違いについては、藤部（1999）などで述べられている。現在は 24 時を日界として観測していることから、日最低気温は、現在の値に対して地点・月により大きいところでは約 0.4～0.6℃程度高くなっていることが見込まれる。このため、当該期間において冬日日数はグラフ中の各年の値よりも約 4.6 日程度多く、熱帯夜日数は約 0.5 日程度少なくなっている（全国 13 地点平均の 1 地点あたりの日数）と見積もられる。これらの値は、2009～2020 年の観測値から地点ごとに 09 時日界と 24 時日界の日最低気温の差を月別に見積もることにより算出したものである。

2.3.4 日本の大都市のヒートアイランド現象

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、東京、横浜、新潟、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 2.3-1）を対象に、1927～2022 年³⁰における気温（平均気温、日最高気温、日最低気温）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（100 年あたりの変化率）上回っている。（表 2.3-2、図 2.3-8）。

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³¹ことから、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して見積もられる（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）。都市部の気温は、地球温暖化の影響に都市化によるヒートアイランド現象が加わり、全国平均を上回る割合で上昇している。

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、東京、横浜、新潟といった北日本や東日本の都市では冬や春に、名古屋、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³²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傾向が現れている（表 2.3-3）。

³⁰ 第 2.3.2 項では統計期間の開始年を 1898 年としているが、ここでは大都市の統計期間に合わせて開始年を 1927 年としている。

³¹ 同じ 15 観測地点平均から算出される日本の平均気温の上昇率は、日本近海の海域を平均した年平均海綿水温の上昇率と同程度の値であり、都市化の影響が比較的小さいと考えられる。（第 2.8.3 節 日本近海の海面水温を参照）

³² 脚注 32 で述べた 1953～1963 年の期間の日界の違いによる影響は、例として 15 地点平均の年平均日最低気温の変化率では変わらない程度と見積もられる。

表 2.3-2 大都市における気温（平均気温、日最高気温、日最低気温）の変化率

1927～2022 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 2.3-1 参照）の平均変化率を示す。斜体字は信頼水準 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 (°C/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	2.7	3.2	3.1	1.9	2.6	1.2	1.5	1.9	0.7	0.7	4.4	5.4	4.8	3.4	4.2
仙台	2.5	2.9	3.0	1.6	2.6	1.5	1.7	2.0	1.1	1.1	3.2	3.6	3.8	2.1	3.3
東京※	3.3	4.2	3.4	2.2	3.4	1.9	2.2	2.3	1.5	1.9	4.4	5.8	4.6	3.0	4.4
横浜	2.8	3.5	3.2	1.9	2.8	2.6	2.8	3.1	2.0	2.5	3.5	4.5	3.8	2.3	3.5
新潟※	2.1	2.3	2.7	1.4	2.0	2.1	2.7	2.9	1.0	1.9	2.2	2.3	2.7	1.9	2.0
名古屋	2.9	3.0	3.2	2.3	3.2	1.5	1.6	1.9	1.1	1.5	3.9	3.8	4.4	3.2	4.3
京都	2.7	2.6	3.1	2.3	2.8	1.3	1.0	1.9	1.2	1.1	3.8	3.7	4.1	3.3	4.0
大阪※	2.6	2.6	2.8	2.0	3.0	2.2	2.2	2.5	2.0	2.2	3.4	3.1	3.5	3.2	3.9
広島※	2.0	1.7	2.4	1.5	2.5	1.1	0.8	1.8	1.1	0.7	3.1	2.8	3.4	2.6	3.9
福岡	3.1	2.9	3.5	2.3	3.8	1.9	1.8	2.3	1.5	1.8	4.9	4.3	5.8	3.7	6.0
鹿児島※	2.5	2.6	2.9	2.0	2.9	1.4	1.3	1.8	1.1	1.5	3.9	3.6	4.4	3.2	4.6
15 地点平均※	1.6	1.6	2.0	1.2	1.6	1.3	1.3	1.8	0.9	1.0	1.9	1.9	2.2	1.7	1.9

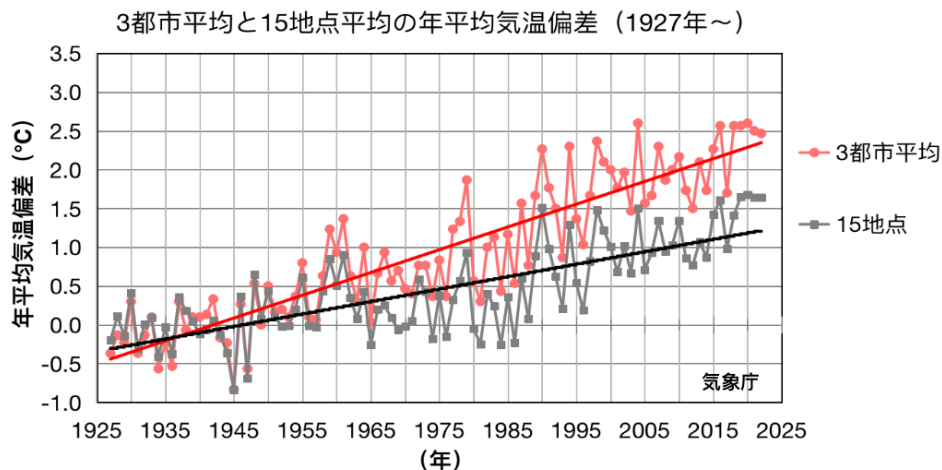


図 2.3-8 東京、名古屋、大阪の 3 都市平均と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化（1927～2022 年）

ここでの年平均気温偏差は、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 3 都市平均の平均値と 15 観測地点平均の平均値はともに 0 で一致する）。

表 2.3-3 大都市における階級別日数の変化率

1927～2022 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 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 (日/100 年)	熱帯夜 (日/100 年)	真夏日 (日/100 年)	猛暑日 (日/100 年)
札幌	-46	<i>0</i>	<i>3</i>	<i>0</i>
仙台	-58	5	11	1
横浜	-58	31	22	3
名古屋	-67	38	14	10
京都	-70	37	15	14
福岡	-47	48	14	12
13 地点平均	-21	18	7	2

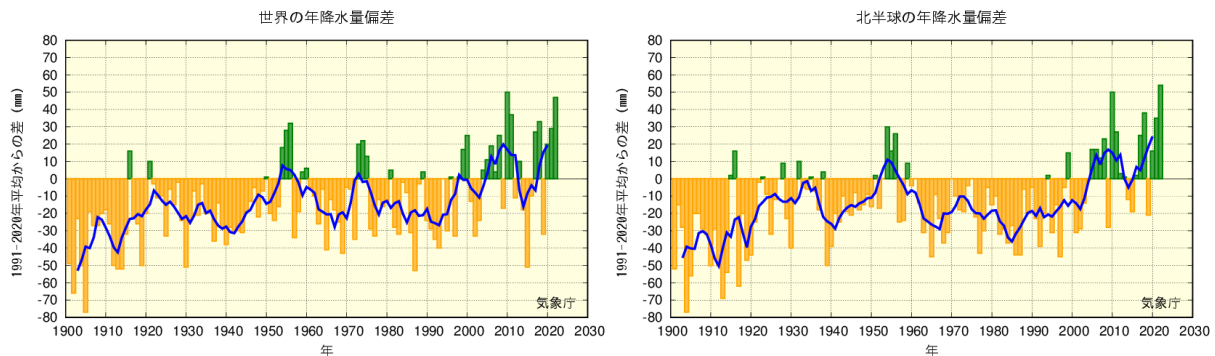
2.4 降水量の変動^{33, 34}

- 2022 年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は+47 mm だった。
- 2022 年の日本の年降水量偏差は-71.5mm だった。日本の年降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない。
- 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。

2.4.1 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、2022 年の世界の陸域の年降水量の基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）からの偏差は+47mm であった（1901 年の統計開始以降 2 番目に多い）。世界の陸域の年降水量は、1901 年の統計開始以降、数年～数十年規模の変動を繰り返している。北半球では、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（図 2.4-1）。

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いる。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、長期変化傾向は求めている³⁵。



³³ 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 （日本の大雨の発生回数や降水日数等）

³⁴ 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。

各地点の基準値となる 1991～2020 年の 30 年平均値（平年値）は以下の気象庁ホームページから公表されている。

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/climfig/?tm=normal&el=rn> （世界の天候図表）

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/normal/index.html> （平年値ダウンロード）

³⁵ IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書（IPCC, 2021）において、世界の陸域における降水量は、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）と報告されている。図 2.4-1 の統計期間を 1950 年以降に限定すると、世界の陸域の降水量（世界平均）は増加しているとみられる（信頼水準 90%で有意）。

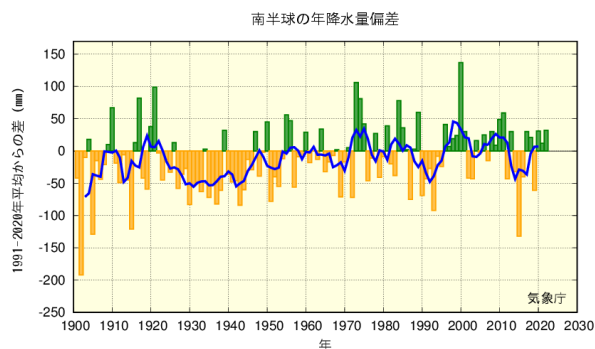


図 2.4-1 世界の年降水量偏差の変化（1901～2022 年）

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。偏差の基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。棒グラフは各年の値（基準値からの偏差）を示している。折れ線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。

2.4.2 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 2.4-1）について、1898～2022 年の年降水量の基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）からの偏差を用いて解析した。

2022 年の日本の年降水量の偏差は -71.5mm であった（1898 年の統計開始以降、少ない方から 43 番目）。日本の年降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られないが、統計開始から 1920 年代半ばまでと 1950 年代、2010 年代に多雨期が見られる。また、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 2.4-2）。

表 2.4-1 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、降水量や大雨の変化傾向には都市化との明確な関連性は確認されていない。

要素	観測地点
降水量 (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

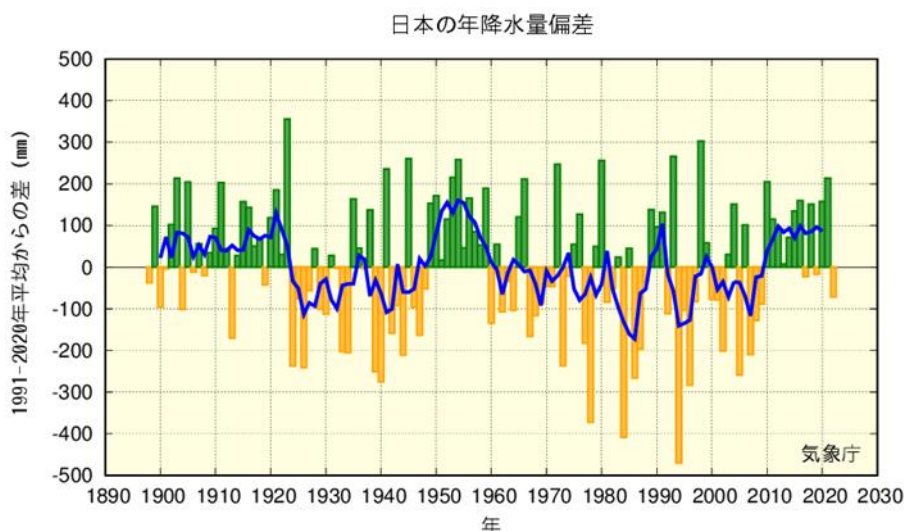


図 2.4-2 日本の年降水量偏差の経年変化（1898～2022 年）

偏差の基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。棒グラフは国内 51 観測地点（表 2.4-1 参照）での各年の値（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。折れ線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。

2.4.3 日本における大雨等の発生頻度と強度

(1) 月降水量の異常値³⁶の出現数

表 2.4-1 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³⁷を行った。

月降水量における異常少雨の年間出現数は増加している（図 2.4-3 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 2.4-3 右図）。

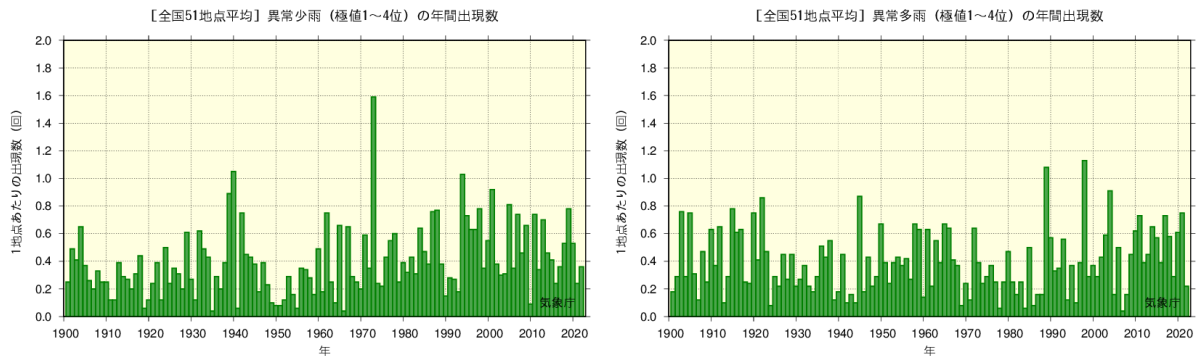


図 2.4-3 月降水量の少ない方から 1～4 位（異常少雨、左図）と多い方から 1～4 位（異常多雨、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2022 年）

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。

³⁶ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2022 年の約 120 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（雪による降水も含む）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、約 120 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。

³⁷ 第 2.4.2 項では統計期間の開始年を 1898 年としているが、解析に用いる統計値の開始時期が異なることから本節(1)、(2)では開始年を 1901 年としている。

(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

(1) と同じ、表 2.4-1 の 51 地点において、日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の日数はともに増加している（それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.4-4）。一方、日降水量 1.0mm 以上の日数は減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.4-5）。これらの結果は、大雨の頻度が増える反面、降水がほとんどない日も増加する特徴を示している。

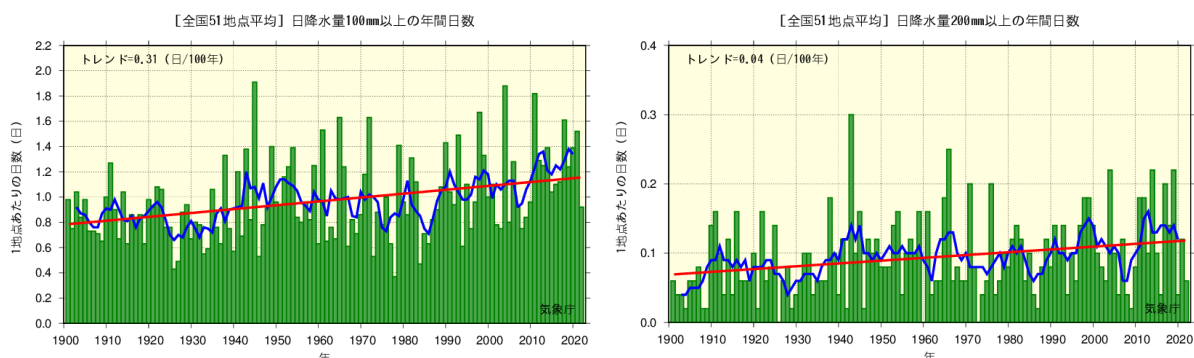


図 2.4-4 日降水量 100 mm 以上（左図）及び 200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1901～2022 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

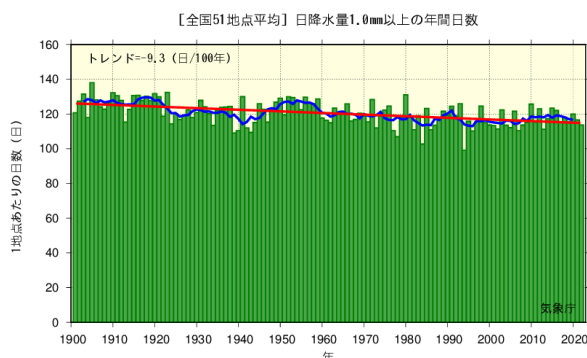


図 2.4-5 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2022 年）
図の見方は図 2.4-4 と同様。

(3) 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 50 年間のデータが利用可能となっている³⁸。気象台や測候所等では約 120 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの観測期間は短い、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。

³⁸ 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。

極端な大雨の年間発生回数は有意に増加しており、より強度の強い雨ほど頻度の増加率が大きい。また、1時間降水量³⁹80mm以上、3時間降水量⁴⁰150mm以上、日降水量300mm以上といった強度の強い雨では、1980年頃と比較して、おおむね2倍程度に増加している⁴¹(表2.4-2、図2.4-6)。

このような大雨の頻度と強度の増大には、地球温暖化が影響している可能性がある。ただし、極端な大雨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比較的短いことから、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。

表 2.4-2 アメダスで見た極端な大雨の変化 (1976～2022 年)

極端な大雨の指標としている各要素の変化傾向及び統計期間の最初の10年間(1976～1985年)と最近10年間(2013～2022年)の変化の倍率(平均年間発生回数(日数)の比)。平均年間発生回数(日数)はアメダス1,300地点あたりに換算した値⁴²。これらは1976～2022年の観測値から算出した。

要素	変化傾向 (信頼水準)	変化の倍率 (最初の10年間と最近10年間の比)
1時間降水量 50mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.5 倍 (約 226 回→約 328 回)
1時間降水量 80mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.8 倍 (約 14 回→約 25 回)
1時間降水量 100mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 2.0 倍 (約 2.2 回→約 4.4 回)
3時間降水量 100mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.6 倍 (約 155 回→約 254 回)
3時間降水量 150mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.8 倍 (約 19 回→約 34 回)
3時間降水量 200mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 2.1 倍 (約 2.8 回→約 6.0 回)
日降水量 200mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.5 倍 (約 160 回→約 239 回)
日降水量 300mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.8 倍 (約 28 日→約 51 日)
日降水量 400mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.9 倍 (約 6.4 日→約 12 日)

³⁹ 1時間降水量には、毎正時の前1時間降水量の観測値を使用している。

⁴⁰ 3時間降水量には、毎正時における前3時間降水量の観測値を使用しており、発生回数を一度カウントした後は3時間以上経過してから次をカウントする処理を行っている。極端な降水現象の経年変化の指標として、本レポートより追加した要素である。

⁴¹ 以下のような幅を持った表現もできる。「1980年頃と比較して、約1.8倍～約2.1倍(※)に頻度が増加している。(※ただし、数値は統計手法や期間等で変わりうることに留意。1時間降水量80mm以上、3時間降水量150mm以上、日降水量300mm以上など強度の強い雨。統計期間は1976～2022年。)」

⁴² 1時間降水量100mm以上など特に強度の強い大雨の回数は現象の発生がまれなことから、各年の値の換算が適切でない場合がある。

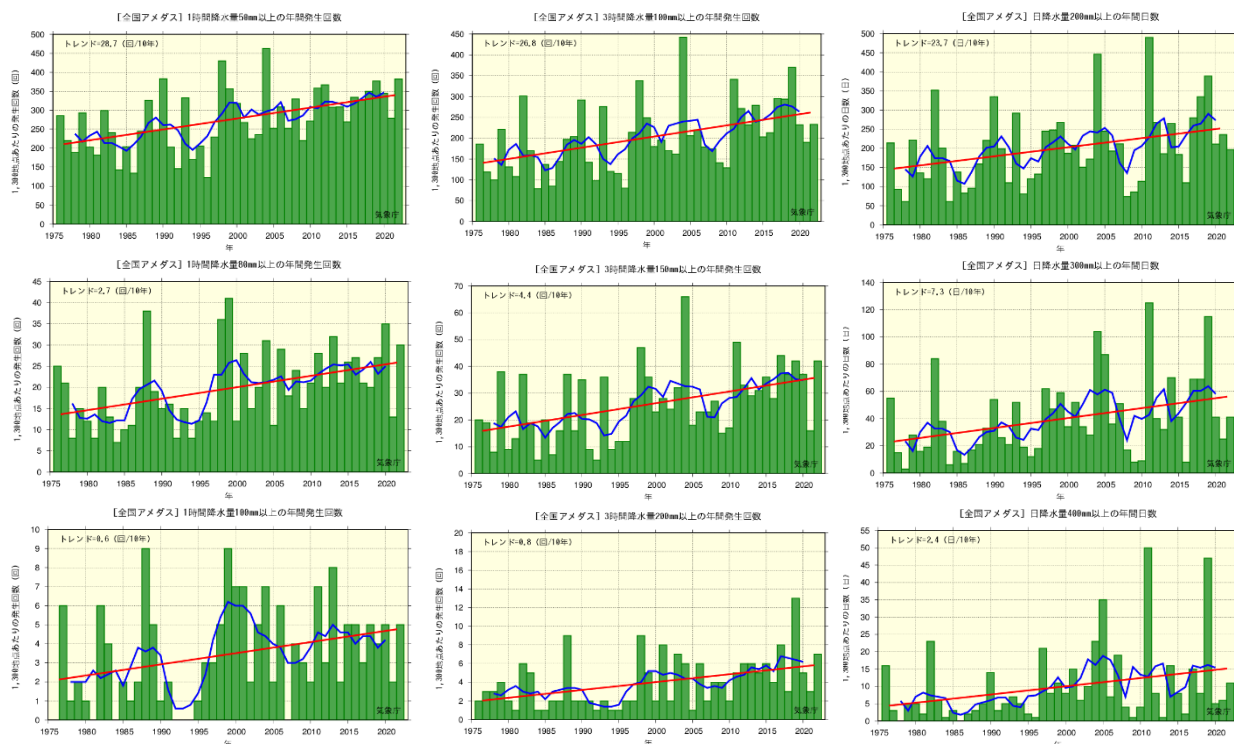


図 2.4-6 アメダスで見た極端な大雨の年間発生回数（日数）の経年変化（1976～2022 年）

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）は全国のアメダス地点の各年の年間発生回数（日数）を示す（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、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。

(4) アメダスで見た極端な大雨の強度

全国のアメダスのうち 1976～2022 年の期間で観測が継続している地点（637 地点）を対象に、各地点の年最大 24 時間、48 時間及び 72 時間降水量の変化を解析した。各年の値は、地点ごとの基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）に対する比（%）を平均して求めた。

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には 10 年あたり 3.2%、3.5%、3.3% の割合で上昇傾向が現れている（それぞれ信頼水準 95% で統計的に有意）（図 2.4-7）。

気温と水蒸気量の関係については、気温が 1℃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、本節 (3) と同様に、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。

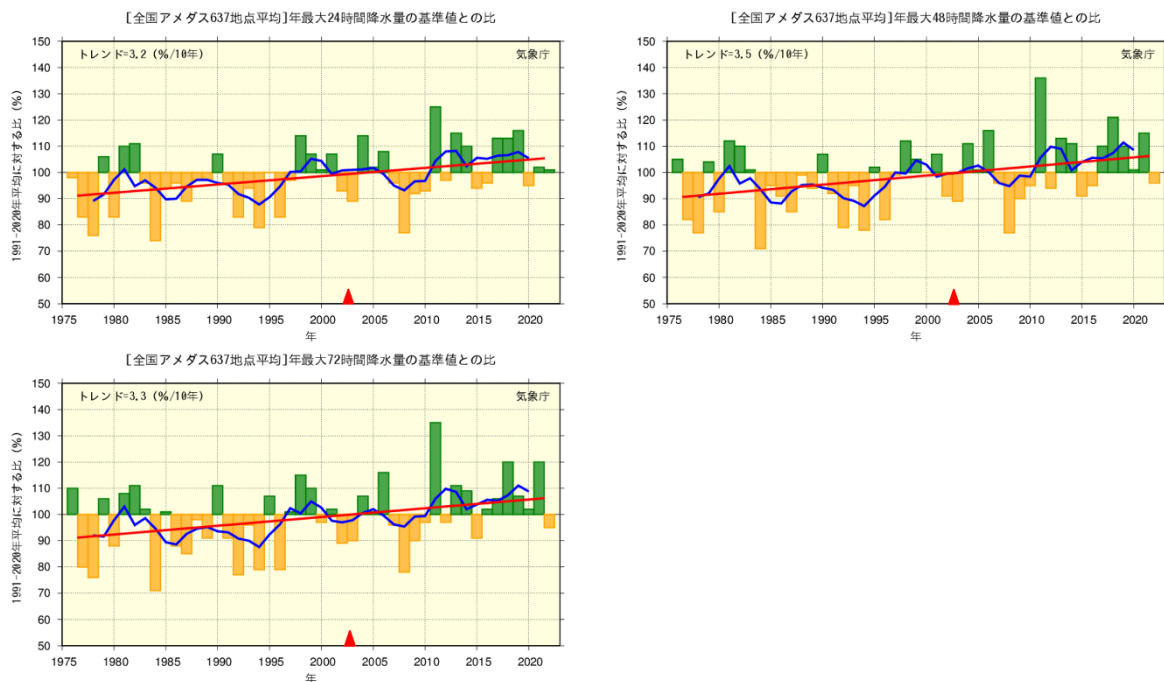


図 2.4-7 日本の年最大 24 時間（上段左図）、48 時間（上段右図）及び 72 時間降水量（下段）の基準値に対する比の経年変化（1976～2022 年）

棒グラフは全国のアメダスのうち 1976～2022 年の期間で観測が継続している地点（637 地点）の基準値に対する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、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。図中の赤い三角（▲）は観測値の時間間隔を変更した年を示す（2003 年より前は 1 時間間隔、以後は 10 分間隔）⁴³。

⁴³ 2003 年 1 月 1 日から、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。これにより、観測値には▲の前後でサンプリング間隔に起因する系統的な違いがある（例として、日最大 1 時間降水量が 50mm 以上の場合には、平均して 8mm 多くなる傾向があるが、ここで用いる 24～72 時間降水量の基準値に対する比への影響は相対的に小さいと考えられる）。

2.5 積雪量の変動

- 北半球では1月、6月と9～12月に、ユーラシア大陸では1～3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。
- 2021/2022年冬の積雪日数は、中国南西部で平年より多く、ヨーロッパ中部、中央アジアで平年より少なかった。
- 北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量には減少傾向が現れている。

2.5.1 北半球の積雪域の変動⁴⁴

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（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。

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1988～2022年の過去35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2.5-1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、1～3月、6月と9～12月に減少傾向が現れている一方、4～5月と7～8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2.5-1の(b)と(d)に示し、他は図略）。2021/2022年冬（2021年12月～2022年2月）の積雪日数は、中国南西部で平年より多く、ヨーロッパ中部、中央アジアで平年より少なかった（2月の分布図のみ図2.5-1(e)に示し、他は図略）。2022年11月の積雪日数は、米国北西部で多く、中央シベリア付近やカナダ東部で平年より少なかった（図2.5-1(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。

⁴⁴ 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/cpd/db/diag/db_hist_mon.html （北半球）

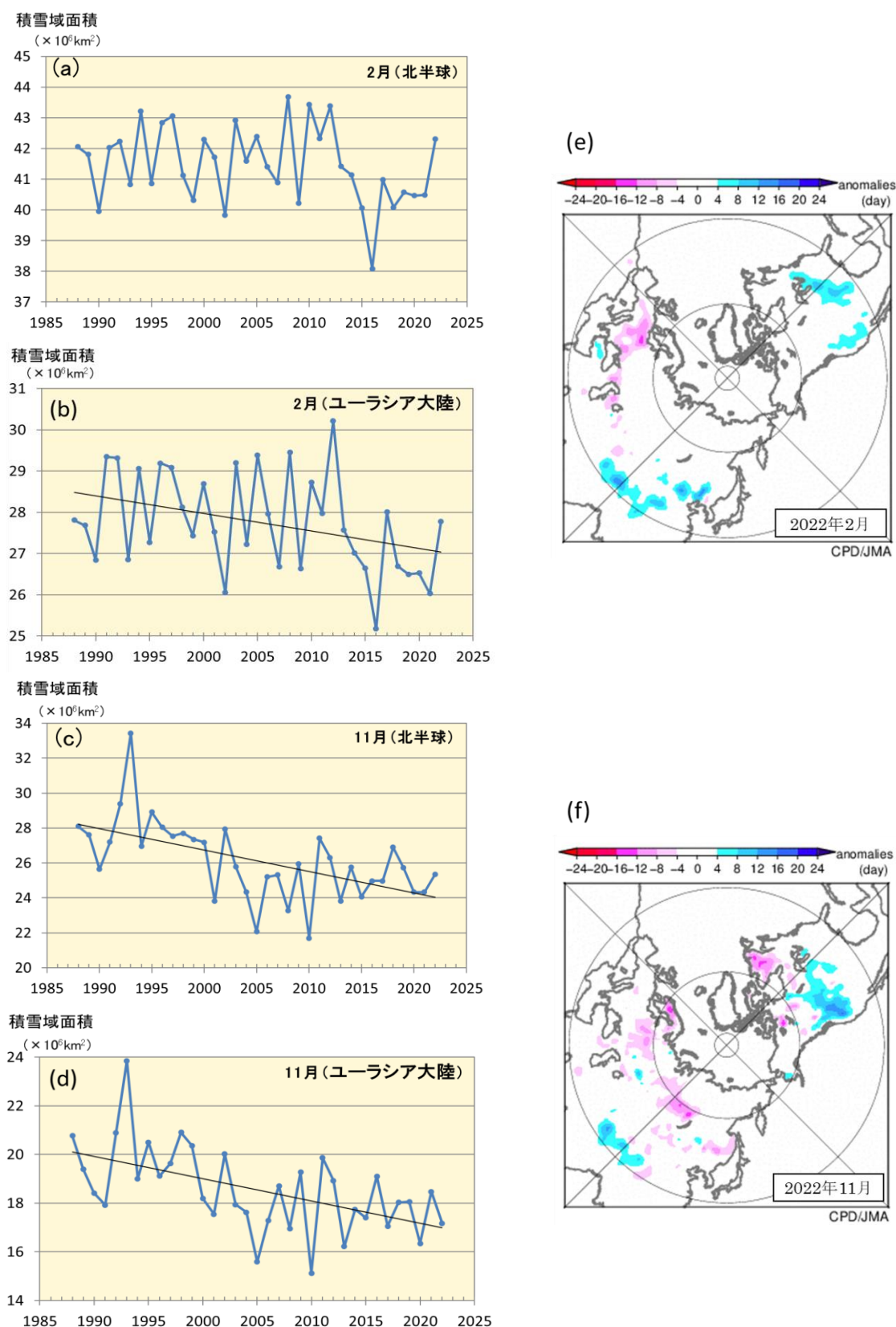


図 2.5-1 北半球（北緯 30 度以北）（(a):2 月、(c):11 月）及びユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）（(b):2 月、(d):11 月）の積雪域面積の経年変化（1988～2022 年）と 2022 年 (e)2 月及び (f)11 月の月積雪日数年偏差図

(a)～(d)の直線（黒色）は、積雪域面積の信頼水準 95%で統計的に有意な変化傾向を示す。(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 1991～2020 年の平均値。

2.5.2 日本の積雪量及び降雪量

(1) 年最深積雪の変化

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 2.5-1）について、1962～2022 年⁴⁵の年最深積雪の基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）に対する比⁴⁶を用いて解析した。

2022 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 145%、東日本日本海側で 82%、西日本日本海側で 62%であった。年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少しているとみられる（北日本日本海側で信頼水準 90%、東日本及び西日本日本海側でそれぞれ信頼水準 95%で統計的に有意）（図 2.5-2）。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。

(2) 極端な降雪の日数の変化

(1)と同じ気象庁の日本海側の観測地点（表 2.5-1）について、降雪量⁴⁷のデータを基に日降雪量 20cm 以上及び 50cm 以上の年間日数の経年変化を示す（図 2.5-3）。

北日本日本海側では日降雪量 20cm 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が現れている（東日本日本海側では信頼水準 95%、西日本日本海側では信頼水準 99%で統計的に有意）。また、最近 10 年間（2013～2022 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 2.5-2）。

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みられないが、1 地点あたり数年に 1 度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）。

ここで示した基準については、地域特性による雪の降り方の違いがあるため、地点によっては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。

積雪及び降雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

⁴⁵ 第 2.5.2 項では、寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）の統計を行っている。例えば、2021 年 8 月～2022 年 7 月の 1 年間を 2022 寒候年といい、本項において 2022 年の値は 2022 寒候年の期間の値を意味する。

⁴⁶ 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。各地点の基準値となる 1991～2020 年の 30 年平均値（平年値）は以下の気象庁ホームページから公表されている。

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/normal/index.html>（平年値ダウンロード）

⁴⁷ 降雪量データでは、統計期間中の観測方法の変更等による影響を補正している。このため、公開されている観測値と本要素の基データは値が異なる。これらは降雪量の経年変化の指標として、本レポートより追加した要素である。

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html（大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化）

表 2.5-1 日本の年最深積雪の基準値に対する比及び極端な降雪の年間日数の計算対象地点

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

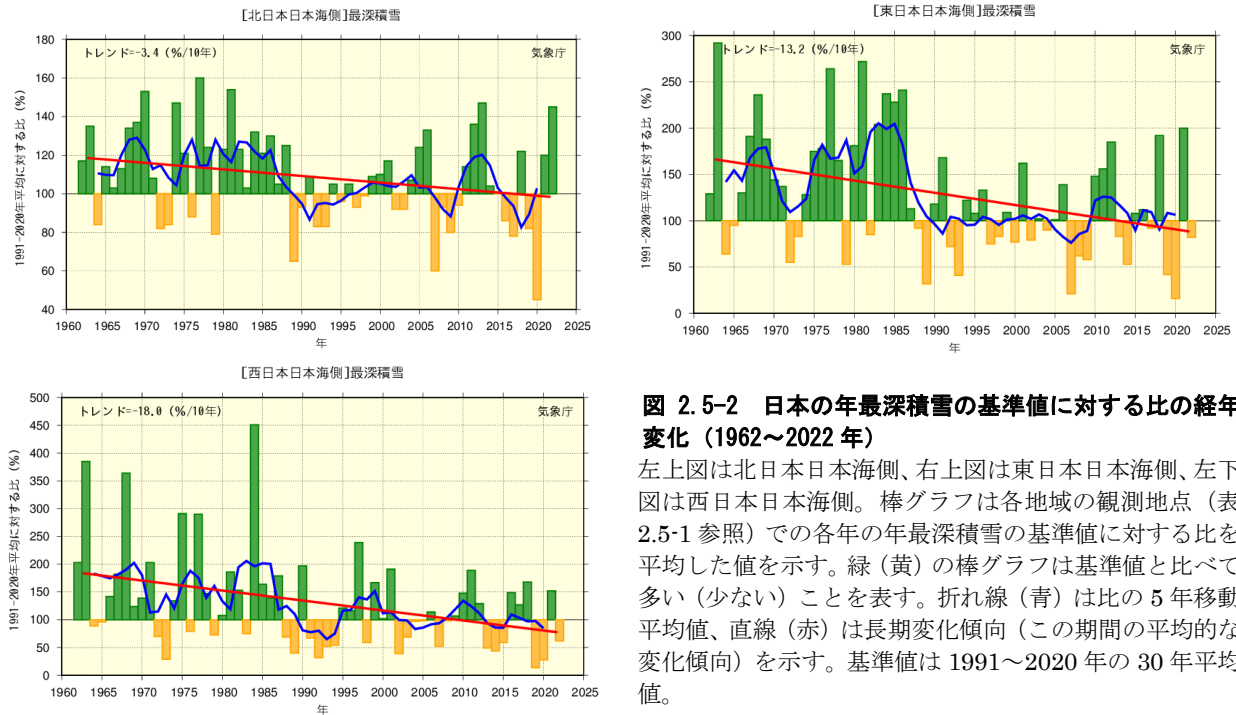


図 2.5-2 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化 (1962～2022 年)

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 2.5-1 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。折れ線（青）は比の 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）を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。

表 2.5-2 日本海側各地域で見た極端な降雪の変化 (1962～2022 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）と最近 10 年間（2013～2022 年）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 年間と最近 10 年間の比)
北日本日本海側	変化傾向は見られない	約 0.8 倍 (約 4.3 回→約 3.6 回)
東日本日本海側	減少傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 0.5 倍 (約 3.9 回→約 1.9 回)
西日本日本海側	減少している (信頼水準 99%以上)	約 0.4 倍 (約 1.1 日→約 0.5 日)

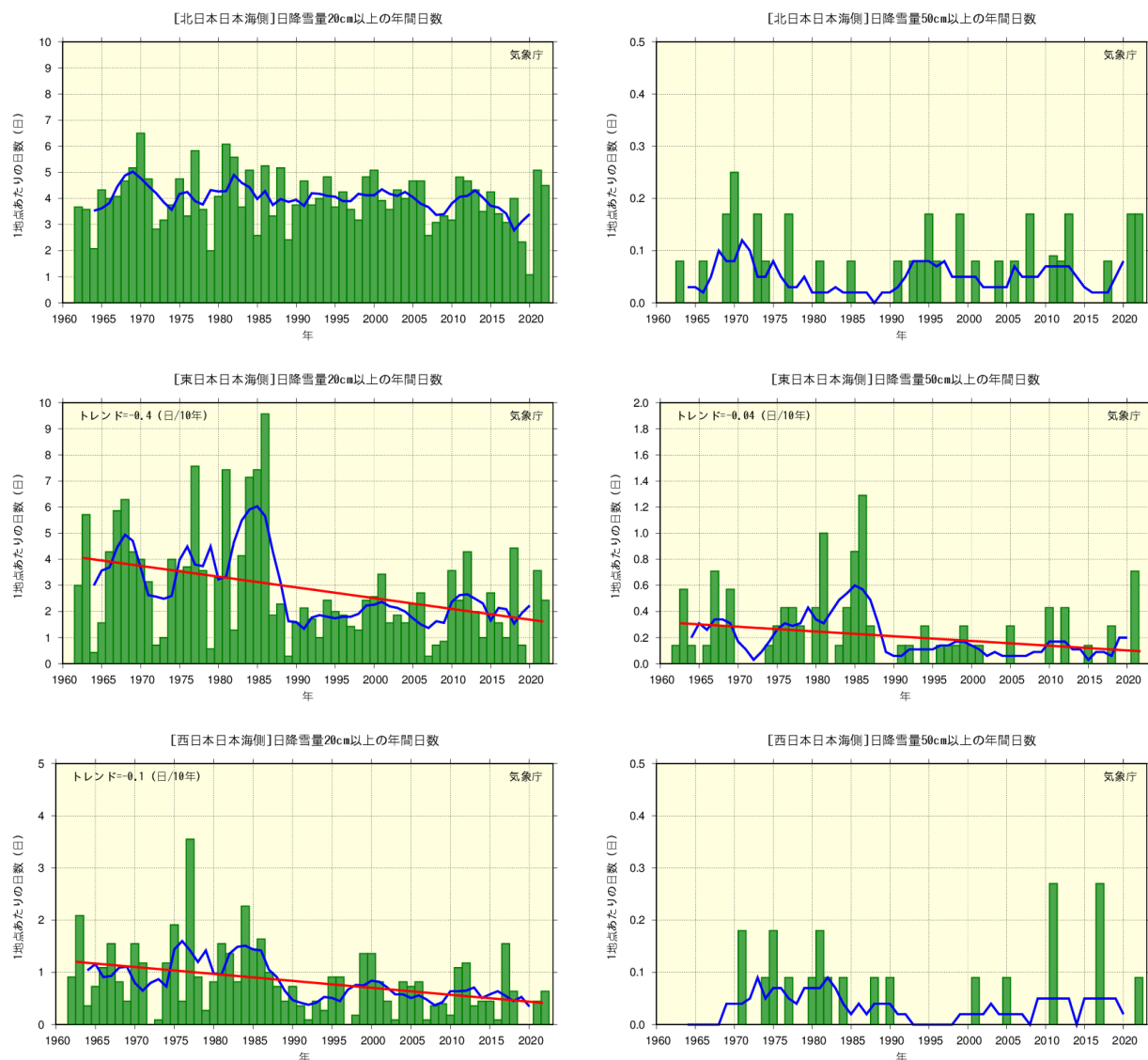


図 2.5-3 日本海側の各地域における日降雪量 20cm 以上、50cm 以上の年間日数の経年変化 (1962～2022 年)

上段から順に、北日本、東日本、西日本各地域の日本海側について、左列が日降雪量 20cm 以上、右列が同 50cm 以上の日数。棒グラフは各地域の観測地点 (表 2.5-1 参照) での各年の日数を平均した値を示す。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) を示す。

2.6 台風の変動⁴⁸

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2022 年の台風の発生数は 25 個で、平年並だった。
- 台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2022 年の台風の発生数は、平年並の 25 個（平年値⁴⁹25.1 個）だった。1990 年代後半から 2010 年代初めにかけて発生数の少ない年が多かったものの、1951～2022 年の統計期間で台風の発生数には長期変化傾向は見られない（図 2.6-1）。2022 年の日本への台風の接近数⁵⁰は 11 個（平年値 11.7 個）で平年並で、上陸数⁵¹は 3 個（平年値 3.0 個）だった。発生数と同様に、接近数には長期変化傾向は見られない。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、長期変化傾向を述べるのは難しい（図 2.6-1）。

2021 年 8 月に公表された IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書 (IPCC,2021) において、世界の（全熱帯低気圧に占める）強い熱帯低気圧（カテゴリ 3～5⁵²）（1 分間の平均風速 50m/s 以上）の発生の割合は過去 40 年間で増加している可能性が高い（確信度が中程度）と報告されている。また、北西太平洋域の熱帯低気圧がその強度のピークに達する緯度が北に遷移している可能性が非常に高い（確信度が中程度）とも報告されている。

北西太平洋域における強度の大きい台風に関する長期変化傾向については、最新の IPCC 報告書でも確信度の高い評価までには至らなかった課題であり、引き続き、より長期かつ質の高い観測を継続し、それらを活用して長期変化傾向を監視していくことが必要である。

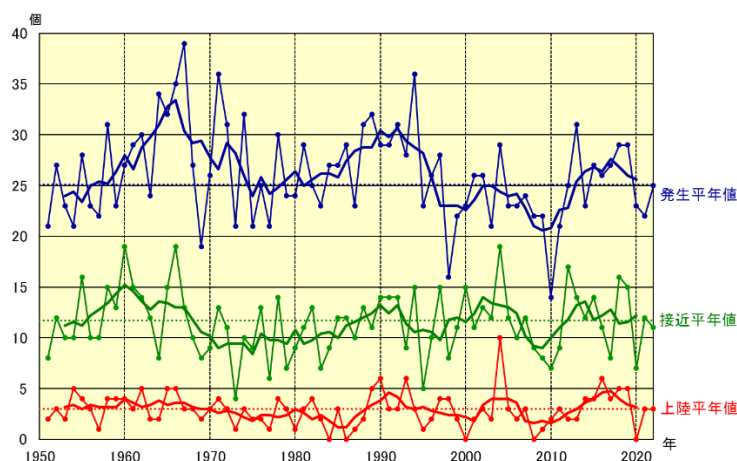


図 2.6-1 台風の発生数、日本への接近数・上陸数の経年変化（1951～2022 年）

青：発生数、緑：接近数、赤：上陸数。細線は各年値、太線は 5 年移動平均値、点線は平年値（1991～2020 年の 30 年平均値）を示す。

⁴⁸ 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、低気圧域内の最大風速（10 分間の平均風速）がおよそ 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/yoho/typhoon/statistics/index.html>（台風の統計資料）

⁴⁹ 平年値は 1991～2020 年の平均値。

⁵⁰ 「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。

⁵¹ 「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。

⁵² 気象庁の分類は 10 分間の平均風速、ハリケーンのカテゴリは 1 分間の平均風速に基づく。カテゴリ 1 は 33～42m/s、カテゴリ 2 は 43～49m/s、カテゴリ 3 は 50～57m/s、カテゴリ 4 は 58～69m/s、カテゴリ 5 は 70m/s 以上。

2.7 日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動⁵³

- さくらの開花日は早くなっている。
- かえでの紅（黄）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⁵⁴の観測対象地点（2023 年 1 月 1 日現在）を表 2.7-1 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 2.7-1 に示す。また、主な都市のさくらの開花日の 2020 年平年値と 1990 年平年値との比較を表 2.7-2 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 1.2 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 3.0 日の変化率で遅くなっている（いずれの変化も信頼水準 99% で統計的に有意）。

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅（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。

IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書でも、数百年間の歴史的資料から、京都における桜の満開日がここ数十年で早まっていること（Aono and Saito, 2010）など、植物の生育期間に関する長期変化傾向が示されている。

表 2.7-1 さくらの開花とかえでの紅（黄）葉の観測対象地点(2023 年 1 月 1 日現在)

観測項目	観測地点
さくらの開花 (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 (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

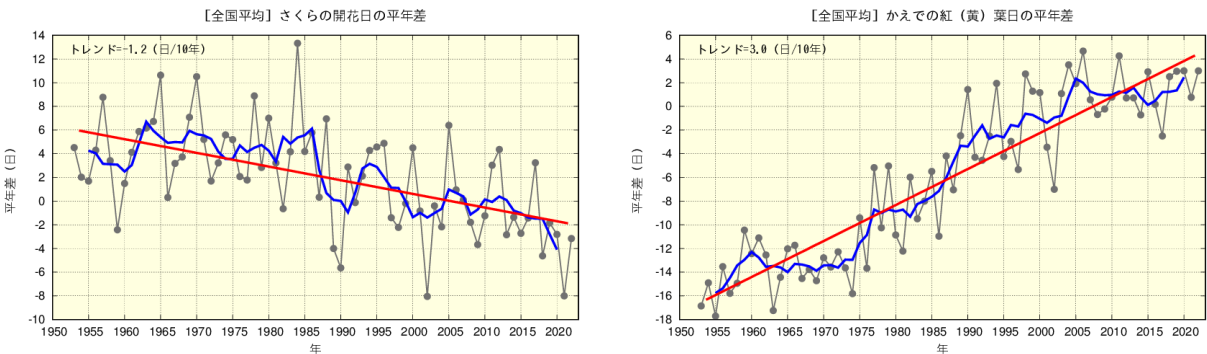


図 2.7-1 さくらの開花日の経年変化（1953～2022 年：左図）と、かえでの紅（黄）葉日の経年変化（同：右図）
黒の実線は平年差（観測地点（表 2.3-1 参照）で現象を観測した日の平年値（1991～2020 年の平均値）からの差を
全国平均した値）を、青の実線は平年差の 5 年移動平均値を、赤の直線は変化傾向（トレンド）をそれぞれ示す。

⁵³ 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/>

⁵⁴ 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 2.7-2 主な都市におけるさくらの開花日の比較

1990 年平年値（1961～1990 年）と 2020 年平年値（1991～2020 年）とを比較し、2020 年平年値から 1990 年平年値を引いた日数の差を示す。

	1990年平年値 (1961-1990年)	2020年平年値 (1991-2020年)	差		1990年平年値 (1961-1990年)	2020年平年値 (1991-2020年)	差
釧路	5月19日	5月16日	3日早い	大阪	4月1日	3月27日	5日早い
札幌	5月5日	5月1日	4日早い	広島	3月31日	3月25日	6日早い
青森	4月27日	4月22日	5日早い	高松	3月31日	3月27日	4日早い
仙台	4月14日	4月8日	6日早い	福岡	3月28日	3月22日	6日早い
新潟	4月13日	4月8日	5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24日	5日早い	那覇	1月16日	1月16日	なし
名古屋	3月30日	3月24日	6日早い	石垣島	1月15日	1月18日	3日遅い

2.8 海水温の変動⁵⁵

- 2022 年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.17^{\circ}\text{C}$ で、1891 年以降では 6 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 $+0.60^{\circ}\text{C}$ である。
- 世界の海洋の貯熱量は、長期的に増加している。
- 1990 年代半ば以降の増加速度は、それ以前と比べて上昇している。
- 日本近海における、2022 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 $+1.24^{\circ}\text{C}$ である。

2.8.1 世界の海面水温

2022 年の世界全体の年平均海面水温平年差（1991～2020 年の平均値からの差）は $+0.17^{\circ}\text{C}$ で、1891 年以降では 6 番目に高い値となった。この結果、2013 年から 2022 年までの直近 10 年間の値が、すべて歴代上位 10 位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 $+0.60^{\circ}\text{C}$ である（信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2022 年）（図 2.8-1）。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 2.8-2）。

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 2.3 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 2.8-1 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 2.9.2 項で解説する。

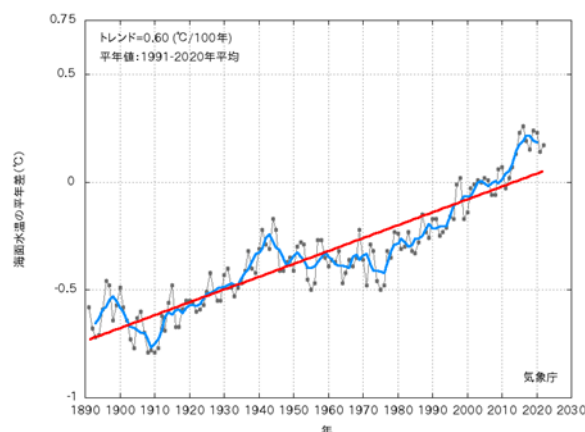


図 2.8-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2022）

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。

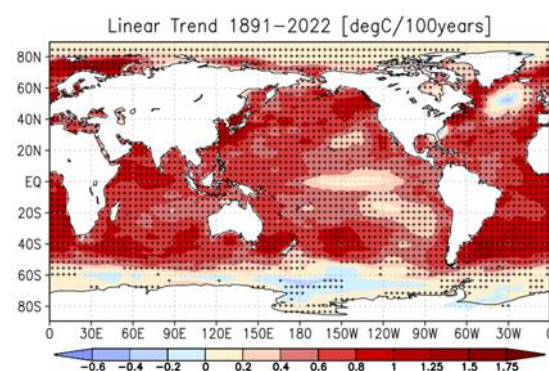


図 2.8-2 年平均海面水温の長期変化傾向（ $^{\circ}\text{C}/100$ 年）

1891～2022 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。

⁵⁵ 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海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/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html （世界）

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html （日本近海）

2.8.2 世界の海洋の貯熱量の変動⁵⁶

地球表面の7割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいいため、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6次評価報告書第1作業部会報告書 (IPCC, 2021) は、1971年から2018年の間に地球温暖化により地球システムに蓄積した熱エネルギーのうち、約90%が海洋に取り込まれていると指摘している。

Ishii et. al. (2017) の手法を用いて解析した海洋の700m深までと2000m深までの全球貯熱量の経年変化を図2.8-3に示す。1955年以降、海洋の貯熱量は長期的には増加しており、2022年の貯熱量は1955年から約 47×10^{22} J増加した。1990年代半ばからは、増加速度がそれ以前と比べて大きくなっており、1993年の前後で比べると、1993年以前は10年あたり 3.9×10^{22} Jだったのが1993年以降は10年あたり 10.0×10^{22} Jとなり、増加速度がおよそ2.6倍となっている。海洋貯熱量の増加速度の加速は、IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書 (2019) や IPCC 第6次評価報告書第1作業部会報告書 (IPCC, 2021) でも指摘されている。

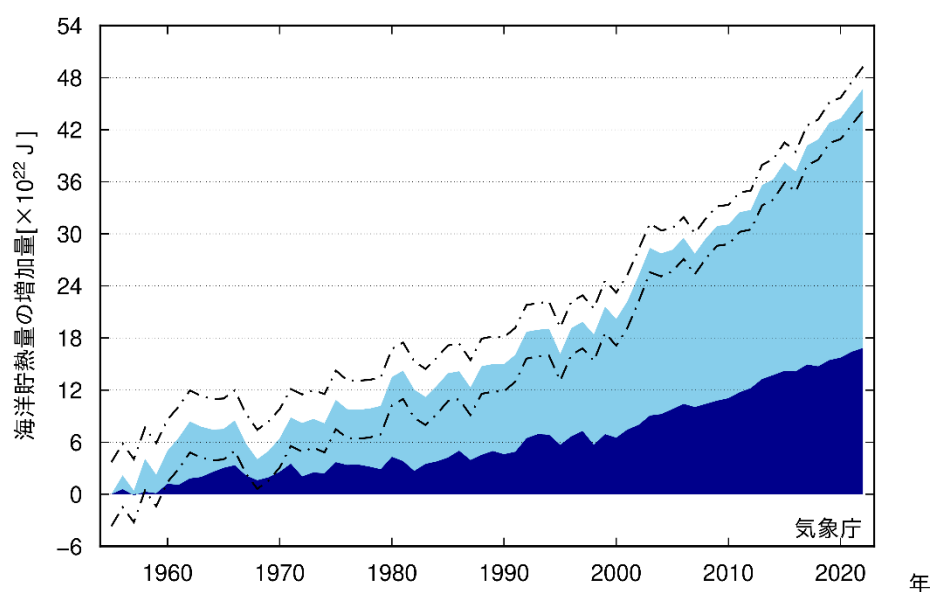


図 2.8-3 海洋貯熱量の増加量

水色の陰影は海面から深度700mまで、紺色の陰影は深度700mから2000mまでの貯熱量を示し、一点鎖線は海面から深度2000mまでの解析値の95%信頼区間を示す。

⁵⁶ 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_global2000.html

2.8.3 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-SST2) (Hirahara et al.,2014) 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。

日本近海の平均海面水温は様々な周期の変動を繰り返しながら長期的には上昇している。図2.8-4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、2022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、+1.24℃/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（+0.62℃/100年）よりも大きく、日本の気温の上昇率（+1.30℃/100 年）と同程度の値となっている。近年は高水温となる年が多い傾向にあり、2022年の全海域平均の年平均海面水温平年差（平年値は1991～2020年の30年平均値）は+0.62℃で、全海域平均の解析値がある1908年以降、2021年の+0.74℃に次いで2番目に高い値となった。

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・東海沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、日本海北東部、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東及び先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部、釧路沖では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。

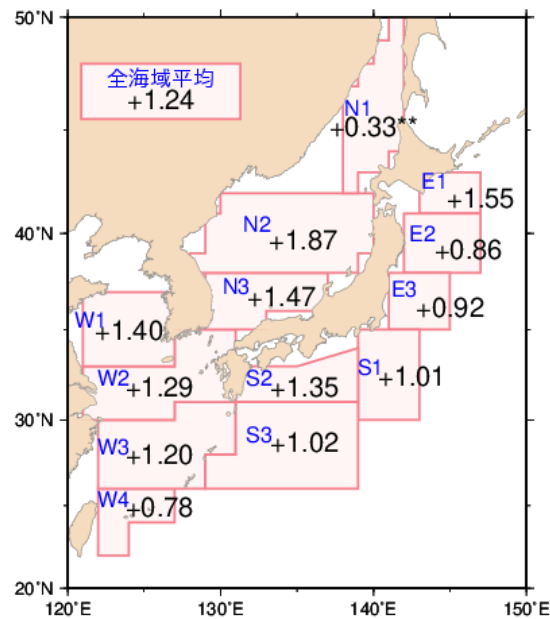


図 2.8-4 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（℃/100 年）
1900～2022 年の上昇率を示す。上昇率の数字に印がない場合は、信頼水準 99%以上で有意な変化傾向があることを、「**」が付加されている場合は信頼水準 90%以上で有意な変化傾向があることを示す。

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

2.9 エルニーニョ／ラニーニャ現象⁵⁷と太平洋十年規模振動⁵⁸

- 2021 年秋に発生したラニーニャ現象が 2022 年にかけて続いている。
- 太平洋十年規模振動 (PDO) 指数は、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値、その後は一時的に正の値で推移したが、2021 年頃以降は負の状態が続いている。

2.9.1 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。日本付近では、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 2.9-1 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 2012 年以降の変化を示したものである（海域の範囲と基準値⁵⁹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、2021 年 10 月から 2022 年 6 月にかけてと 2022 年 8 月以降は基準値より低い値、2022 年 7 月は基準値に近い値で推移した。この海域での海面水温の変化は、2021 年秋以降にラニーニャ現象の特徴が明瞭となったことに対応している。また、この海域での海面水温が概ね基準値より低い状態は、2020 年 6 月から続いており、それ以降 2022 年までラニーニャ現象発生時に現れやすい海面水温の分布が持続している。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は、2021 年 8 月から 11 月にかけて基準値より高い値、2021 年 12 月から 2022 年 8 月にかけては基準値に近い値かそれよりも低い値で推移した。

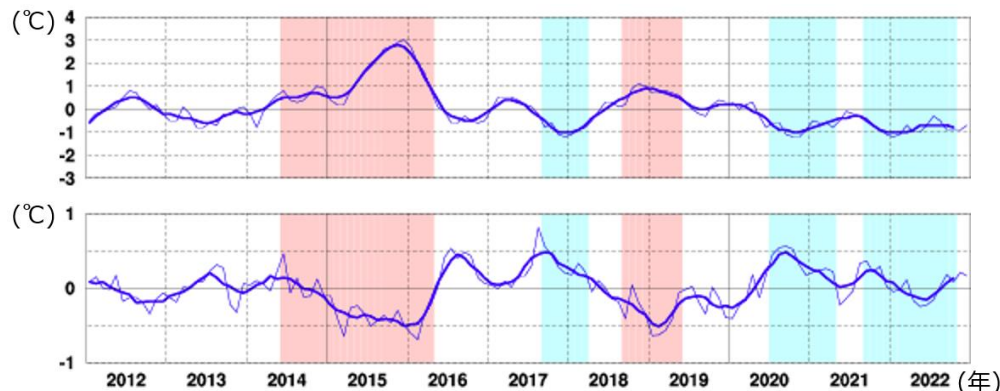


図 2.9-1 エルニーニョ監視海域(上図)及び西太平洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差(°C)

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。

⁵⁷ 「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

⁵⁸ 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

⁵⁹ 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、同期間の変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。

2.9.2 太平洋十年規模振動

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、Mantua et al. 1997、以下 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）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。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）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）現象発生時に現れやすい分布を示す（図 2.9-2）。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 2.9-3）。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、1970 年代末から 2000 年頃にかけてと 2010 年代後半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た（図 2.9-4）。2021 年頃以降、PDO 指数は負の状態が続いている。

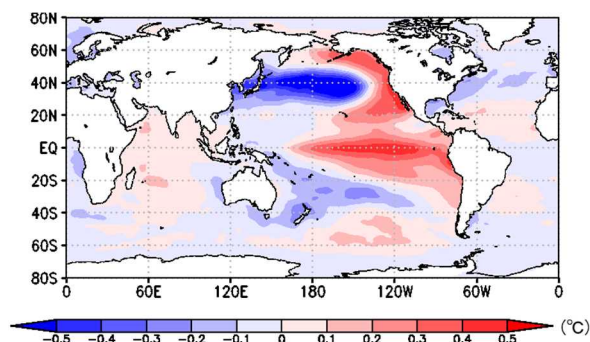


図 2.9-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

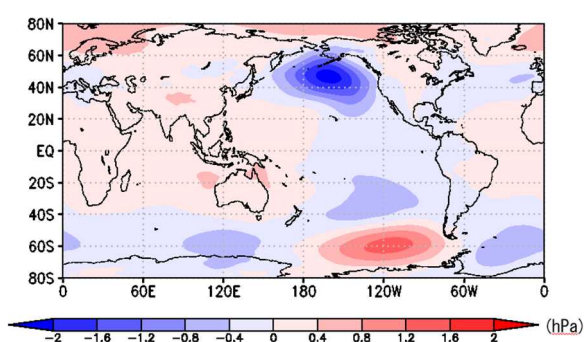


図 2.9-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

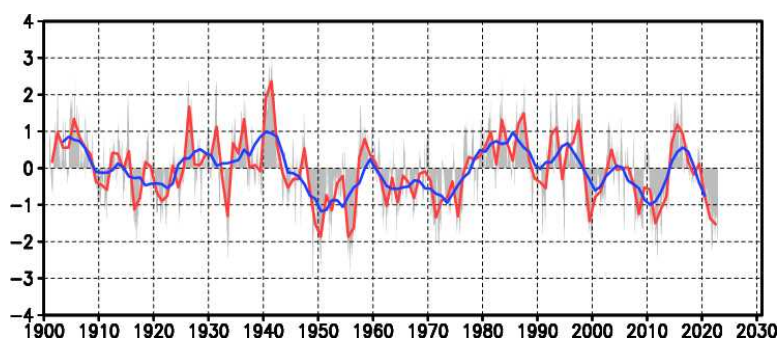


図 2.9-4 PDO 指数の経年変化

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。月ごとの指数を灰色の棒グラフで示している。

2.10 日本沿岸の海面水位の変動⁶⁰

○ 日本沿岸の海面水位には、過去 100 年間に有意な上昇傾向は見られないものの、1980 年以降では上昇傾向が見られる。

日本沿岸の海面水位には、観測データの揃っている 1906～2022 年の全期間では統計的に有意な上昇傾向は見られない（図 2.10-1）。

1906～2022 年の期間で有意な上昇傾向が見られないのは、全期間を通じ 10 年から 20 年周期の変動と 50 年を超えるような長周期の変動が卓越しているためである。これらの変動は、北太平洋上の大気循環場の変動が要因と考えられている。北太平洋では冬季に中緯度偏西風が卓越するが、この偏西風が十年規模で変動することによって、北太平洋中央部の海面水位が変動する。その海面水位変動が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。また、1950 年頃に見られる海面水位のピークについては、アリューシャン低気圧の弱まりに対応している。

一方、1980 年代以降の日本沿岸の海面水位には上昇傾向が見られる。2022 年の日本沿岸の海面水位は、平年値（1991～2020 年平均）と比べて 63mm 高く、統計を開始した 1906 年以降で 2021 年の 71mm に次いで 2 番目に高い値であった。

IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書（IPCC, 2021）によると、気候システムの蓄熱は、陸域の氷の減少と海洋温暖化による熱膨張により、世界平均海面水位の上昇をもたらした。氷河の質量の減少及び海洋の熱膨張の継続により、世界平均の海面水位は最近加速化して上昇している。具体的には、世界平均海面水位は 1901～2018 年の期間に 0.20 [0.15～0.25] m 上昇した⁶¹。その平均上昇率は、1901～1971 年の間は 1 年あたり 1.3 [0.6～2.1] mm だったが、1971～2006 年の間は 1 年あたり 1.9 [0.8～2.9] mm に増大し、2006～2018 年の間には 1 年あたり 3.7 [3.2～4.2] mm に更に増大した（確信度が高い）。少なくとも 1971 年以降に観測された世界平均海面水位の上昇の主要な駆動要因は、人間の影響であった可能性が非常に高いことが示されている。IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書とほぼ同じ期間での日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1906～2018 年の期間では上昇傾向が見られない一方、2006～2018 年の期間で 1 年あたり 2.9[0.8～5.0] mm の割合で上昇している。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数十年周期の変動が卓越しており、これらの変動と地球温暖化に伴う変動のそれぞれの寄与について定量的な評価はできていない。地球温暖化に伴う海面水位の上昇を評価するため、引き続き監視が必要である。

⁶⁰ 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

⁶¹ 本節において、[] 内に示した数値の範囲は、「可能性が非常に高い範囲（90～100%）」を表している。

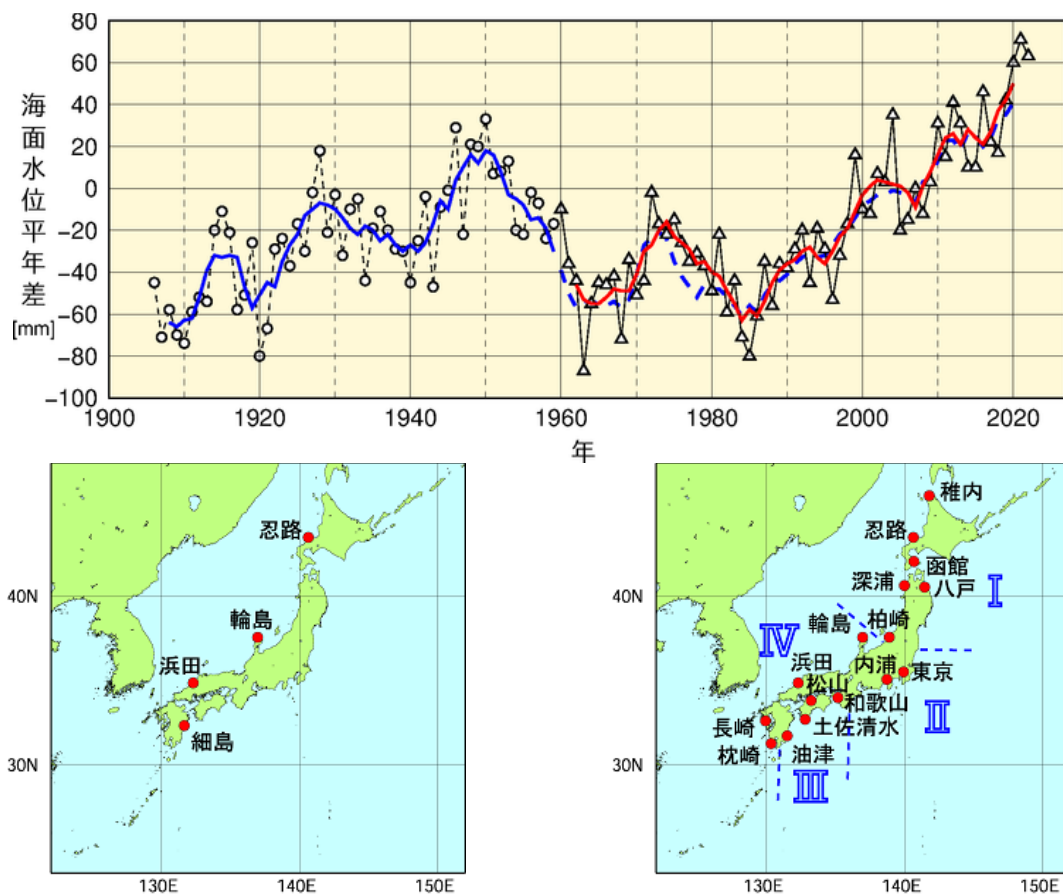


図 2.10-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2022 年、上图）と検潮所位置図（左下图、右下图）

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、1991～2020 年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（1962～2020 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.99 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。

2.11 海氷域の変動⁶²

- 北極域の海氷域面積は減少している。
- 南極域の海氷域面積の年最大値には増加傾向が現れている。
- オホーツク海の最大海氷域面積は、10年あたり 5.6 万 km² の割合で減少している。

2.11.1 北極・南極の海氷

海氷は北極域及び南極域に分布しており、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、長期的には減少している（信頼水準 99% で統計的に有意）（図 2.11-1）。特に、年最小値において減少が顕著で、1979 年から 2022 年までに 1 年あたり 8.7 万 km² 減少している。一方、南極域については、海氷域面積の年最大値には増加傾向が現れており、1 年あたり 1.1 万 km² 増加している（信頼水準 95% で統計的に有意）が、年平均値と年最小値に関しては有意な変化傾向が見られない⁶³。2022 年の年平均値と年最小値は、それぞれ 1979 年の統計開始以降で最も小さかった。

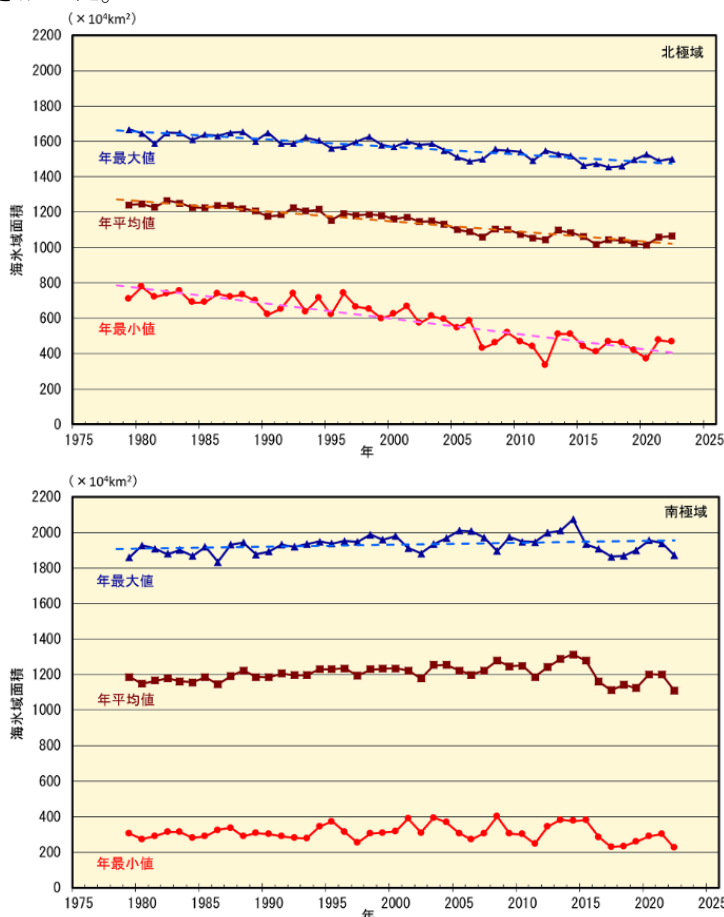


図 2.11-1 北極域（上図）と南極域（下図）の海氷域面積の経年変化（1979～2022 年）

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（ただし、信頼水準 95% 以上で統計的に有意な場合のみ）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。

⁶² 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/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html （北極域・南極域）

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html （オホーツク海）

⁶³ IPCC 第 6 次評価報告書（IPCC, 2021）では南極域の海氷面積は、地域により相反する変化傾向が見られることや、内部変動が大きいことを理由に、1979 年から 2020 年の間に有意な変化傾向はなかったとしている。

2022 年の海氷域面積は、北極域では 2 月 22 日に年最大値（1501 万 km^2 ）となった。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 467 万 km^2 となった（図 2.11-2、図 2.11-3 の各左図）。

一方、南極域では 2 月 19 日に年最小値（224 万 km^2 ）となり、年最小値としては 1979 年の統計開始以降で最も小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9 月 15 日に年最大値（1870 万 km^2 ）となった（図 2.11-2、図 2.11-3 の各右図）。

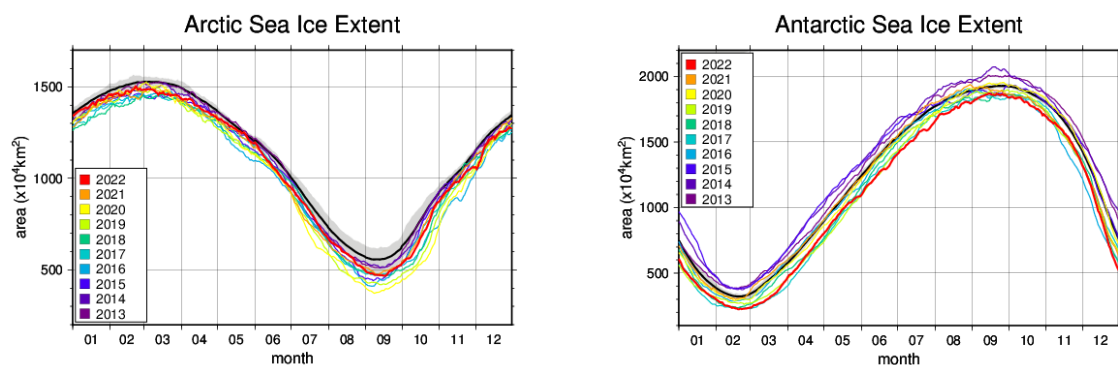


図 2.11-2 2022 年の北極域と南極域の海氷域面積の推移
黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

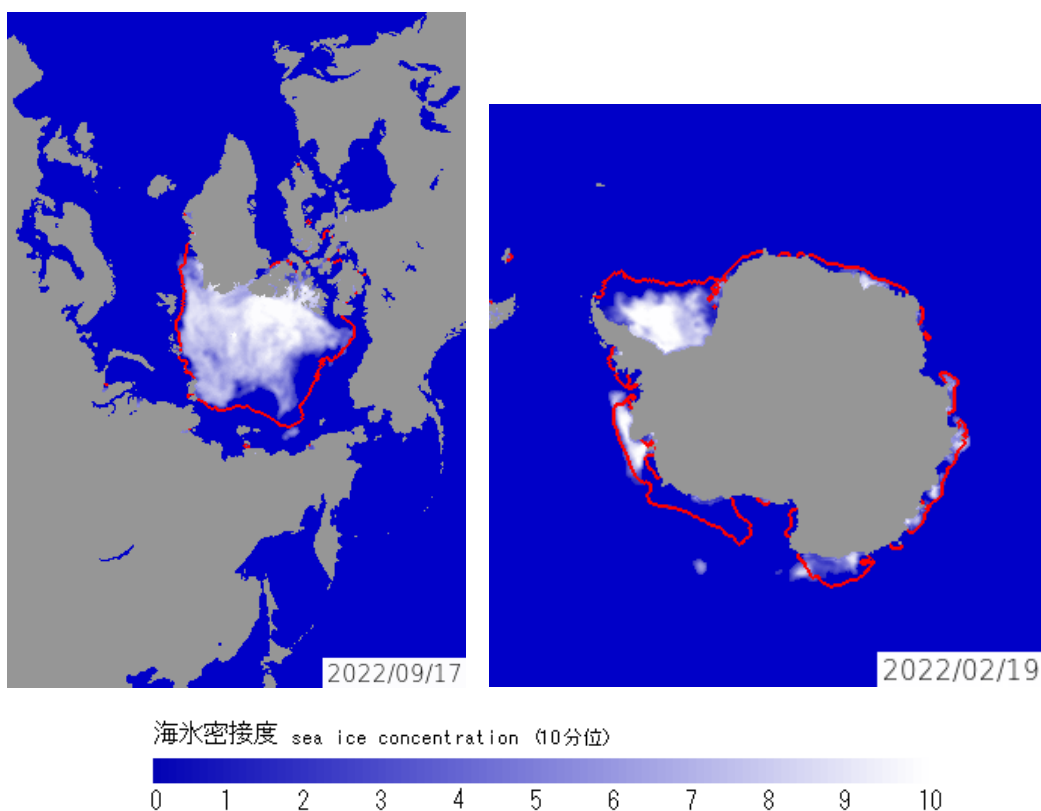


図 2.11-3 北極域、南極域それぞれの海氷域面積が年最小となった日の海氷分布

左は 2022 年 9 月 17 日の北極域の海氷密度度、右は 2 月 19 日の南極域の海氷密度度、赤線はそれぞれの日の平年の海氷縁を示す。

2.11.2 オホーツク海の海水

オホーツク海は、広範囲に海氷が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海氷の変化は、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氷域面積⁶⁴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（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.11-4）、10 年あたり 5.6 万 km²（オホーツク海の全面積の 3.5%に相当）の割合で減少している。

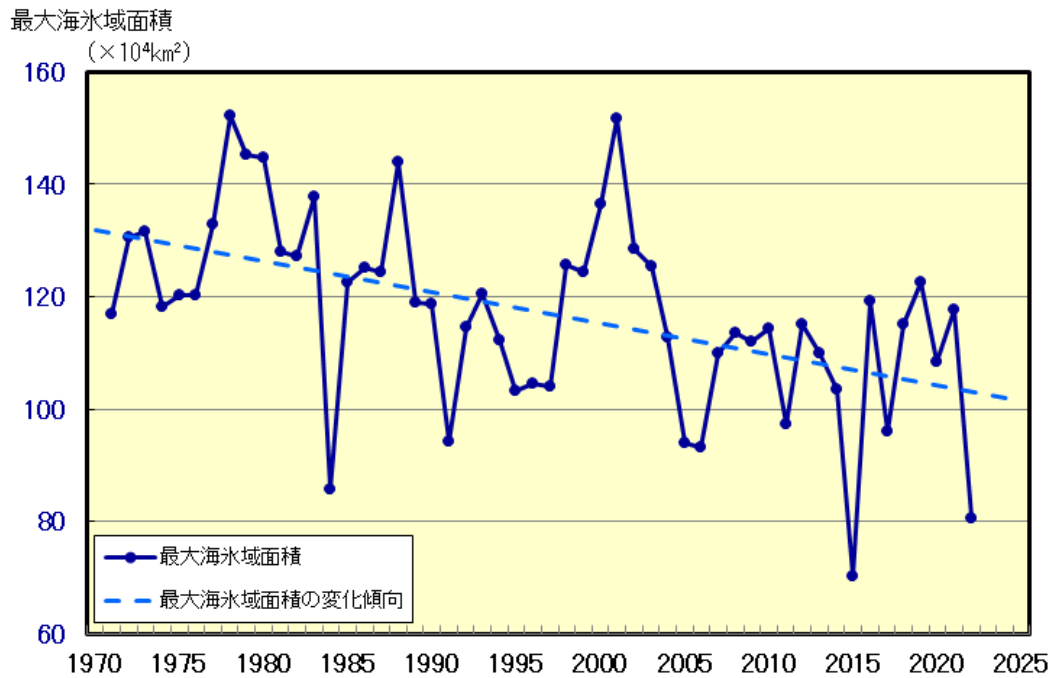


図 2.11-4 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2022 年）
破線は変化傾向を示す。

⁶⁴ 最大海氷域面積：海氷シーズン中に海氷域が最も拡大した半旬の海氷域面積。

2.12 海洋の二酸化炭素と海洋酸性化⁶⁵

- 二酸化炭素の濃度は、洋上大気、表面海水ともに長期的に増加している。
- 海洋は人為起源の二酸化炭素を吸収しており、吸収された二酸化炭素は海洋中へ蓄積している。
- 人為起源二酸化炭素の吸収・蓄積に伴い、海洋の pH は低下傾向にある。

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の大きな吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収し内部に蓄積することで、大気中の二酸化炭素増加を緩和している。その反面、海水の化学的性質に変化が生じている。特に、“海洋酸性化”として知られている海水中的の水素イオン濃度指数 (pH) の低下は、海洋による大気中の二酸化炭素の吸収能力を低下させて地球温暖化を加速させたり、プランクトンの成長を阻害して海洋の生態系に影響を与えたりするなど、懸念すべき問題となっている。IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書 (IPCC, 2021) は、人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、全球平均の海洋表面 pH は、今世紀末には 19 世紀終盤に比べ 0.16~0.44 低下すると予測している。また、海洋表層で吸収された二酸化炭素が、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ蓄積することによる、海洋内部での酸性化も指摘されている。

2.12.1 海洋の二酸化炭素

(1) 北西太平洋における二酸化炭素の吸収と蓄積

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋（東経 137 度線上の北緯 3 度 ~ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 度 ~ 北緯 35 度）の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている（図 2.12-1、図 2.12-2）。東経 137 度線では、1985 年から 2022 年までの 38 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は 1.6 ~ 2.1 μ atm/年（平均 1.8 μ atm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.8 ~ 2.0 μ atm/年（平均 1.8 μ atm/年）の割合で増加している。東経 165 度線では、1996 年から 2022 年までの 27 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は 1.7 ~ 2.7 μ atm/年（平均 2.2 μ atm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.9 ~ 2.1 μ atm/年（平均 2.0 μ atm/年）の割合で増加している。亜熱帯域においては、表面海水中の二酸化炭素分圧は、海面水温が高くなる夏季に高く、海面水温が低くなる冬季に低いという季節変動を示しており、その変動幅は東経 137 度線、東経 165 度線ともに緯度が高いほど大きくなるという特徴がある。それに対して大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を下回るため、一年を通じて平均すると海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。東経 137 度線と東経 165 度線の二酸化炭素分圧を比較すると、観測期間・観測範囲の違いによる差はみられるが、その増加傾向に大きな違いはない。ただし東経 165 度線における赤道周辺ではエルニーニョ・ラニーニャ現象の影響を受けて、表面海水中の二酸化炭素分圧は変動する。赤道域の日付変更線より東側の海域では、海洋の下層から二酸化炭素を多く含む海水が湧昇することによって二酸化炭素分圧の高い海水が広がっているが、エルニーニョ現象発生時には貿易風が弱まり湧昇域が東側に限られるため東経 165 度の二酸化炭素分圧は低く抑えられ、ラニーニャ現象発生時には貿易風が強まり湧昇域が西側まで広がり二酸化炭素分圧は高くなる (Ishii et al., 2014)。このため年ごとの表面海水中二酸化炭素分圧の変動が大きい。また、この湧昇による高い二酸化炭素分圧は大気中の二酸化炭素分圧を上回るため、東経 165 度線の赤道域では海洋が大気中に二酸化炭素を放出している。

⁶⁵ 気象庁ホームページでは、海洋の二酸化炭素・海洋酸性化の監視成果を公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html（海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）

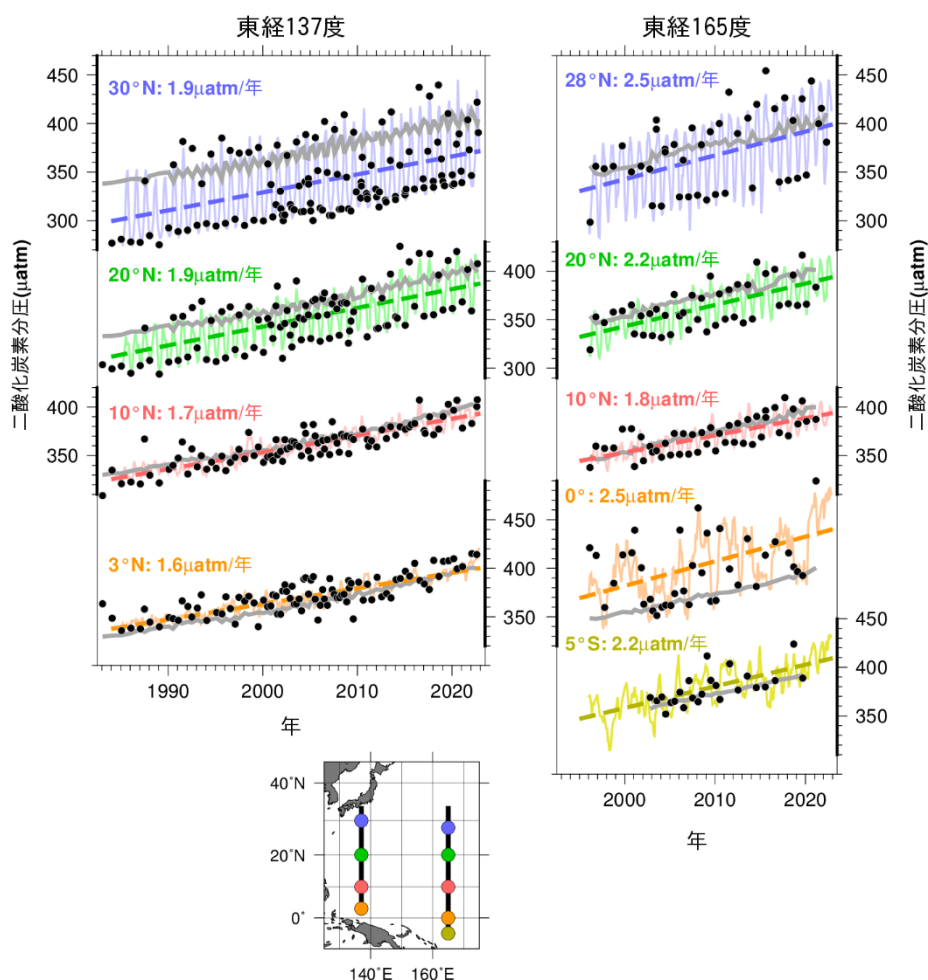


図 2.12-1 東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化⁶⁶

図は、表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値（●）及び解析によって得られた推定値（細線）と長期変化傾向（破線）並びに大気中の二酸化炭素分圧（灰色の実線）を示している。推定値は二酸化炭素濃度や全炭酸、アルカリ度などの観測データに基づいて海面水温や塩分などから推定する手法を用いた。

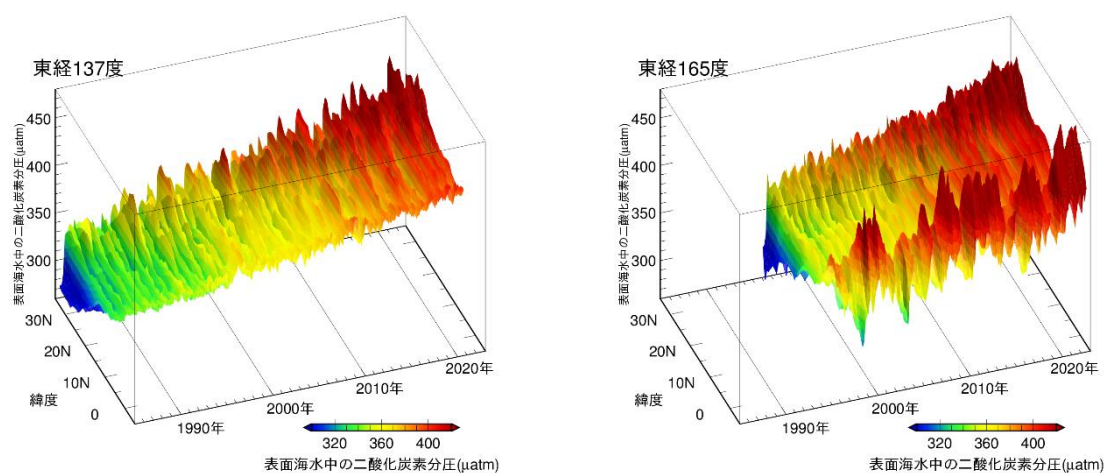


図 2.12-2 緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化

図は東経 137 度線の北緯 3 度～北緯 34 度（左）、東経 165 度線の南緯 5 度～北緯 35 度（右）における緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化を示している。

⁶⁶ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収（北西太平洋）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html

海洋に蓄積された二酸化炭素の量は、海洋内部の二酸化炭素量の増加傾向から見積もることができ。1990 年代以降の海洋内部の二酸化炭素の長期時系列観測データを利用して、東経 137 度に沿った北緯 10～30 度と東経 165 度に沿った北緯 10～35 度の海域に蓄積された二酸化炭素量を見積もった（図 2.12-3）。1990 年代以降、海面から深さ約 1000 m までの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137 度及び東経 165 度及び北緯 24 度で 4～11 トン炭素/km²/年（単位面積 1 年あたりに蓄積した炭素の重量に換算）であった。特に北緯 20～30 度付近で二酸化炭素の蓄積量が多い。東経 137 度と東経 165 度のこれらの海域では、大量の二酸化炭素が溶け込んだ海水が北太平洋亜熱帯モード水や北太平洋中層水と呼ばれる水塊によって海洋内部に輸送され、より深くまで分布しているため、北緯 10 度や北緯 35 度に比べて二酸化炭素蓄積量が多くなっていると考えられる。

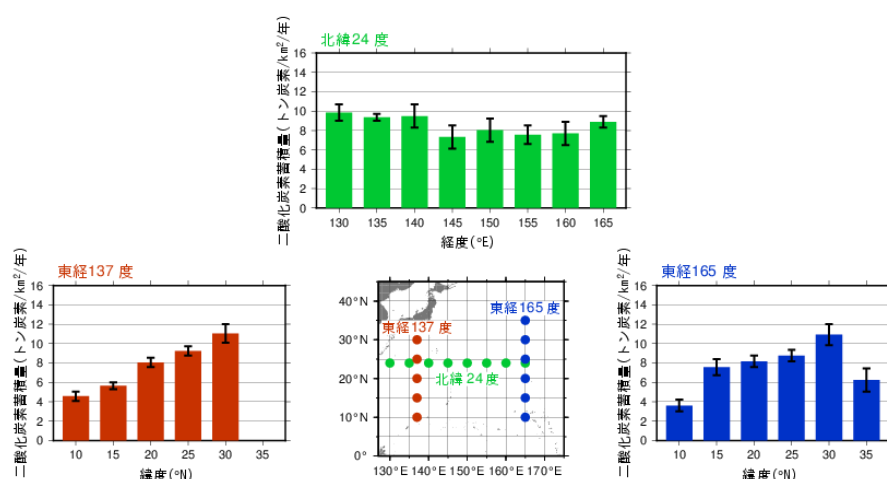


図 2.12-3 東経 137 度、東経 165 度及び北緯 24 度における緯度・経度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量と解析対象とした海域⁶⁷

左図中のエラーバーは、信頼区間 95% の範囲を示す。解析期間は、東経 137 度が 1994 年～2022 年、東経 165 度が 1992 年～2022 年。

⁶⁷ 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html

(2) 海洋全体の二酸化炭素の吸収

これまで蓄積された国内外の海洋観測データから、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温・塩分・クロロフィル濃度との間には、海域や季節によってそれぞれ特徴の異なる相関関係があることがわかっている。この相関関係を利用して、水温と塩分の解析データや衛星によるクロロフィル濃度の観測データから、全海洋の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、二酸化炭素の吸収・放出を解析した(図2.12-4)。

図2.12-4左図は、2021年の二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出(赤色域)されている。それ以外の広い海域では表面海水中よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二酸化炭素を吸収(青色域)している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。図2.12-4右図は、二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値を示している。海洋全体では、1990～2021年の平均で年間に20億トン炭素の二酸化炭素を吸収している。河川からの流入を含む自然の炭素循環による6億トン炭素(IPCC, 2021)を考慮すると、海洋が蓄積する二酸化炭素の量は、化石燃料の燃焼や土地利用の変化といった人間の活動によって放出された二酸化炭素(2010年代において1年あたりおよそ109億トン炭素(IPCC, 2021))の約4分の1に相当する。また、海洋の二酸化炭素吸収量は増加傾向にある。

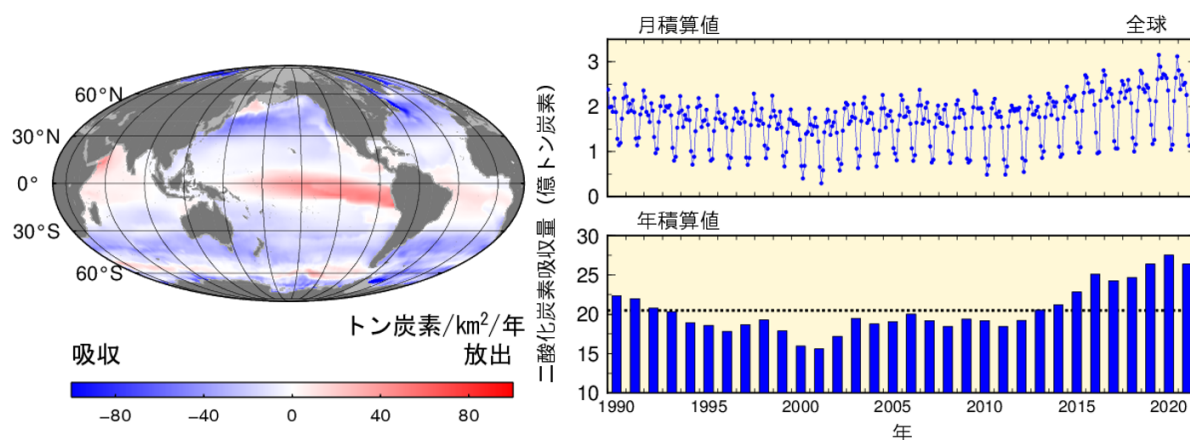


図2.12-4 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の2021年の分布(左図)及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値(1990～2021年)(右図)⁶⁸

左図は2021年の全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の分布を表したもので、赤で着色した海域は海洋から大気へ二酸化炭素が放出されていることを、青で着色した海域は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていることを、灰色の領域は解析対象範囲外であることを示す。右図は月積算値及び年積算値を示したもので、年積算値の図の点線は1990～2021年の平均20億トン炭素を表す。単位は、炭素の重量に換算した値を用い、分布図では1年あたり単位面積あたりの「トン炭素/km²/年」、積算値では「億トン炭素」を用いている。

⁶⁸ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html

2.12.2 海洋酸性化

(1) 日本近海における海洋酸性化

表面海水中の pH を、観測データに基づいて海面水温や塩分などから推定する手法を用いて、日本近海の表面海水中の pH の分布を求め、海域ごとの長期変化傾向を解析した（図 2.12-5）。日本近海全体としては、表面海水中の pH は、10 年あたり 0.020 の割合で低下しており、世界各地で観測された pH の低下（10 年あたり概ね 0.02 前後：日本の気候変動 2020）と同程度の速度で海洋酸性化が進行している。海域ごとにみると、日本南方海域、関東沖、北海道周辺・日本東方海域及び九州・沖縄海域で 0.019～0.021 と、日本近海の平均値に近い値となっている一方、日本海では 0.022 と大きくなっている。一般に水温の低い高緯度ほど pH の低下の割合が大きくなることや、海域に特有の海洋循環の自然変動の影響などによる差があらわれていると考えられるが、海域間の差は不確かさの範囲内にあり、日本近海では、酸性化の進行に大きな違いはみられていない。

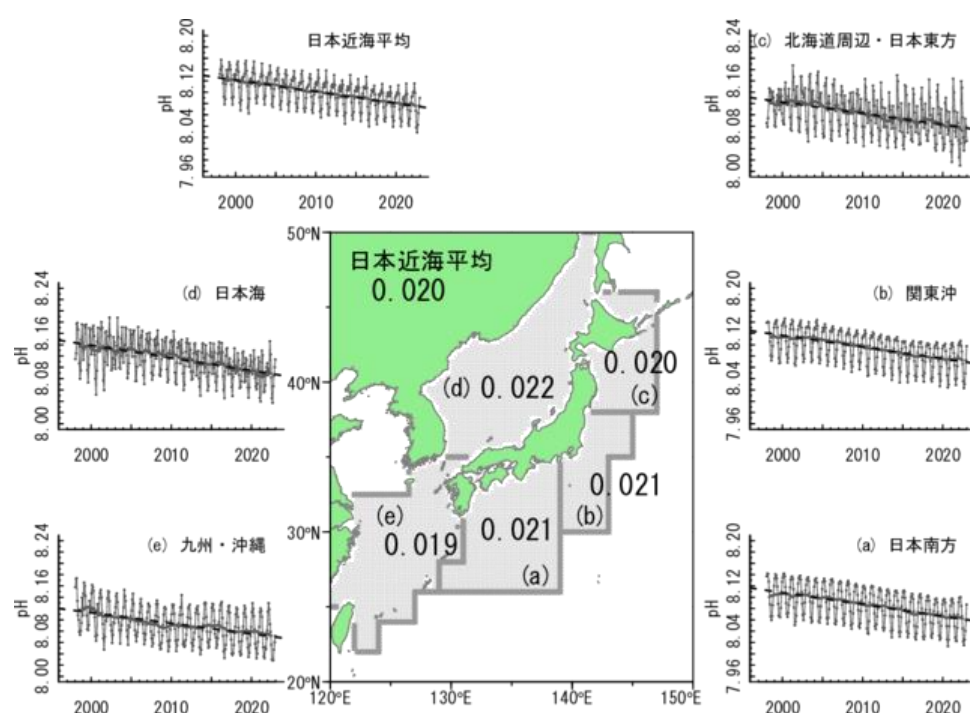


図 2.12-5 日本近海の pH の 10 年あたりの低下速度

現場水温における pH の値。時系列図の黒丸（及び細線）は海域内の pH の月平均値、太線はその 13 ヶ月移動平均、破線は長期変化傾向を示す⁶⁹

(2) 北西太平洋における海洋酸性化

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋（東経 137 度及び東経 165 度線）の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった（図 2.12-6、図 2.12-7、図 2.12-8）。その結果、表面海水中の pH は全ての緯度で明らかに低下しており、その低下率は、東経 137 度線では 1985 年から 2022 年までの 38 年間で 10 年あたり 0.015～0.021（平均 0.018）、東経 165 度線では 1996 年から 2022 年までの 27 年間で 10 年あたり 0.017～0.027（平均 0.021）であった。深さ約 150～800m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10 年あたり 0.012～0.031 低下していた。亜熱帯では、北部のほうが南部よりも低下率が大きい傾向がみられ、これは亜熱帯北部ほど二酸化炭素蓄積量が多いことと整合している（図 2.12-3）。

⁶⁹ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（日本近海）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend_jpn/pHtrend_jpn.html

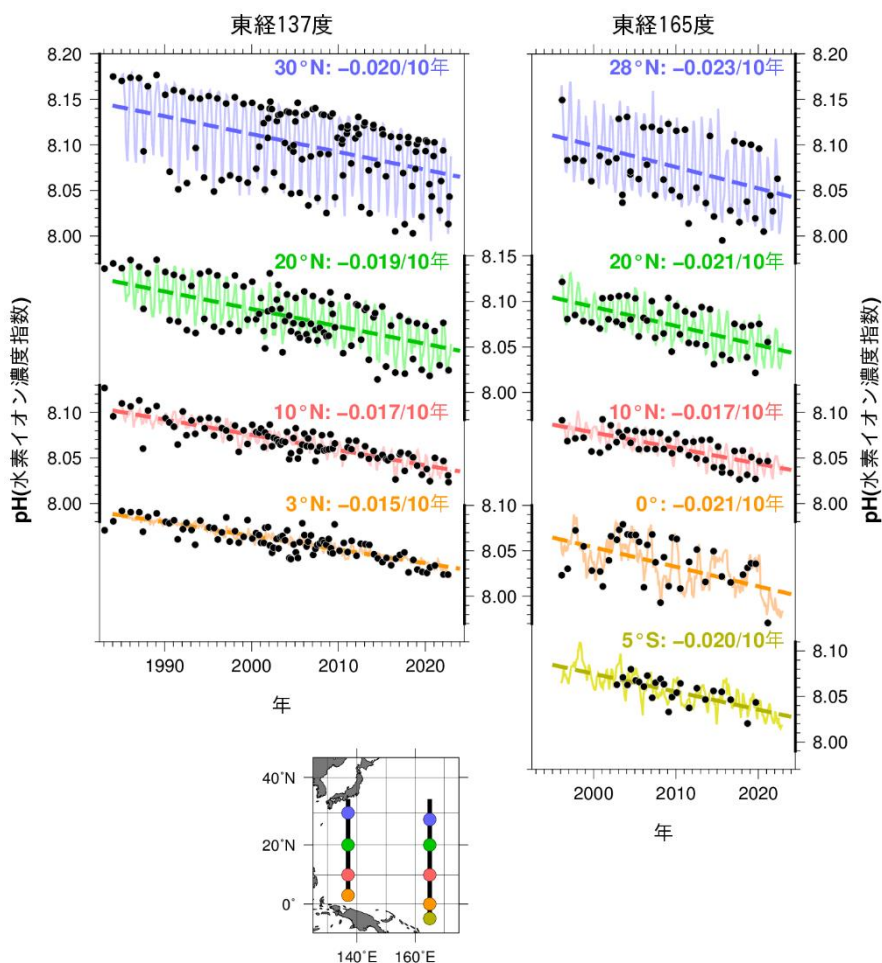


図 2.12-6 東経 137 度線（左上図）、東経 165 度線（右上図）の各緯度における表面海水中的の水素イオン濃度指数（pH）の長期変化⁷⁰

黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率を示す。

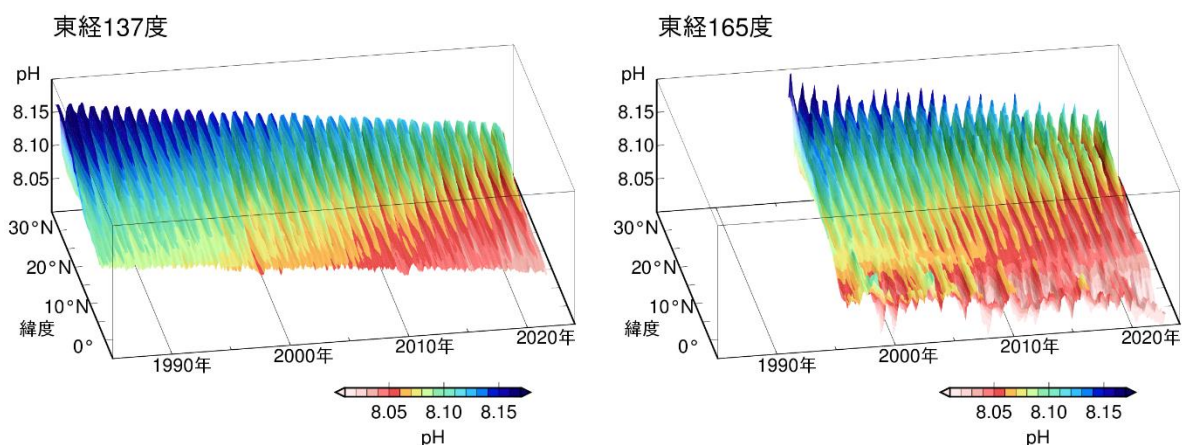


図 2.12-7 東経 137 度線（左図）、東経 165 度線（右図）における表面海水中的の水素イオン濃度指数（pH）の変化

⁷⁰ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

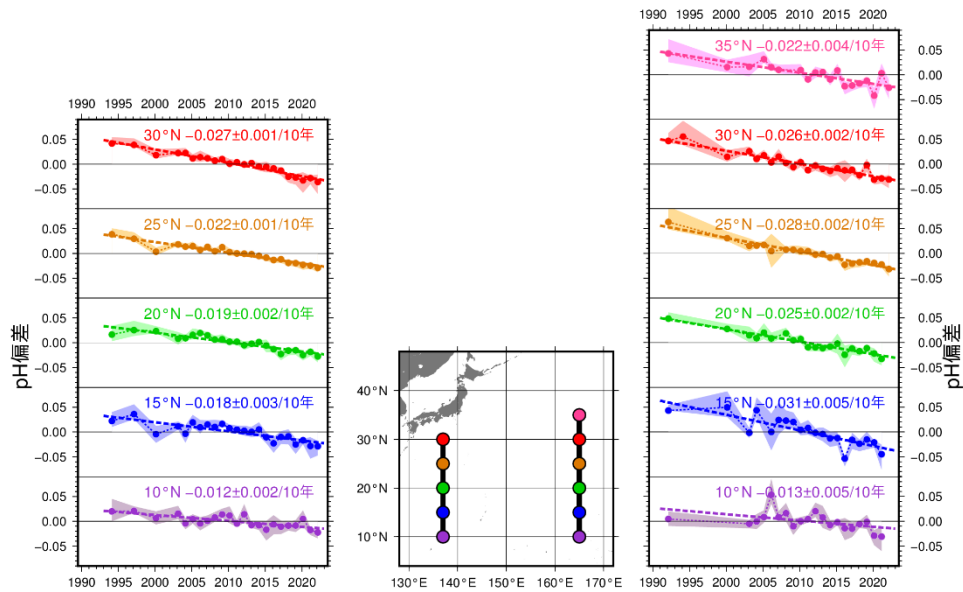


図 2.12-8 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数 (pH) 偏差の長期変化⁷¹

東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での pH の偏差時系列を示す。偏差は、全観測期間の密度面ごと（深さ 150m から 800m）の平均値からの差として求めている。塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率（減少率）を示す。

(3) 世界における海洋酸性化

2.12.1 (2) と同様の手法に基づいて、海洋の表面海水中の pH 分布を推定し、世界の海洋の平均的な pH の長期変化傾向を解析した（図 2.12-9）。赤道付近や高緯度域など、二酸化炭素を多く含む下層の海水の影響を受ける海域では、表面海水中の二酸化炭素濃度が高くなっており、pH の値は低い。一方、中緯度域では、海面水温の分布に従って、緯度が高いほど pH の値が高い分布を示している。1990 年から 2021 年の解析期間において、全球の pH は 10 年あたり 0.019 の割合で低下しており、1990 年以降、およそ 0.06 低下した。

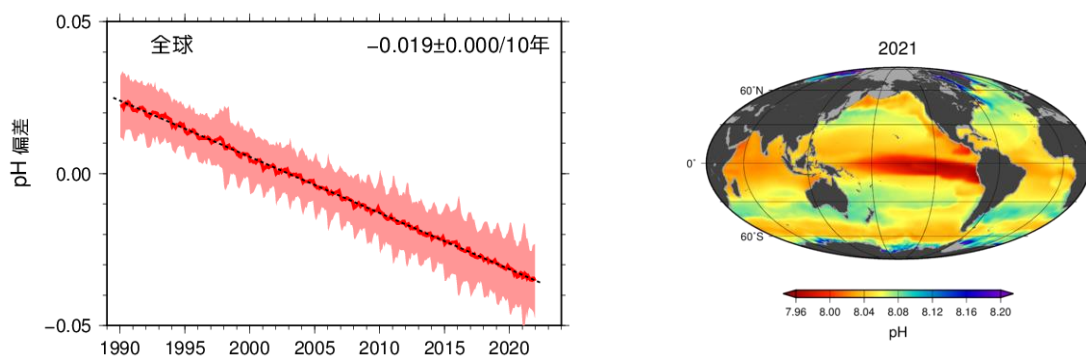


図 2.12-9 全球の表面海水中的水素イオン濃度指数 (pH) 偏差の長期変化（左図）と 2021 年における pH 分布図（右図）⁷²

左図は全球の表面海水中的 pH の偏差時系列を示す。現場水温における pH の値。1991 年から 2020 年までの平均からの差を偏差としている。太線は偏差の平均値、塗りつぶしは偏差の空間的変動幅 ($\pm 1\sigma$) を示す。破線は長期変化傾向を示す。左図中の数字は 10 年あたりの変化率（減少率）を示し、"±"以降の数値は変化率に対する 95%信頼区間を示す。

⁷¹ 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html

⁷² 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（全球）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHglob/pH-glob.html