

第2章 気候変動

2.1 大気中温室効果ガス濃度の変動^{8,9}

- 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）¹⁰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（2022 年）¹¹

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)	2022 年平均濃度	工業化以降 の増加率			
二酸化炭素	約 278 ppm	417.9 ppm	+ 50 %	+2.2 ppm	+0.53 %	不定
メタン	約 729 ppb	1923 ppb	+164 %	+16 ppb	+0.84 %	11.8
一酸化二窒素	約 270 ppb	335.8 ppb	+ 24 %	+1.4 ppb	+0.42 %	109

⁸ 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、2022 年までの結果を掲載している。

⁹ 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）

¹⁰ 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/>

¹¹ 2022 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2023）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 2022 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。

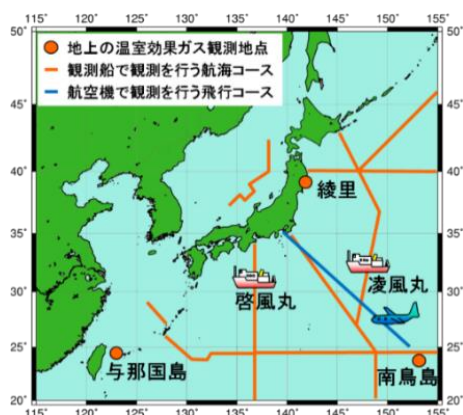


図 2.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

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に行っている。

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2022年の地表付近の世界平均濃度は417.9 ppmであり、前年からの増加量は2.2 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）よりわずかに小さく、1990年代の平均年増加量（約1.5 ppm）より大きい。

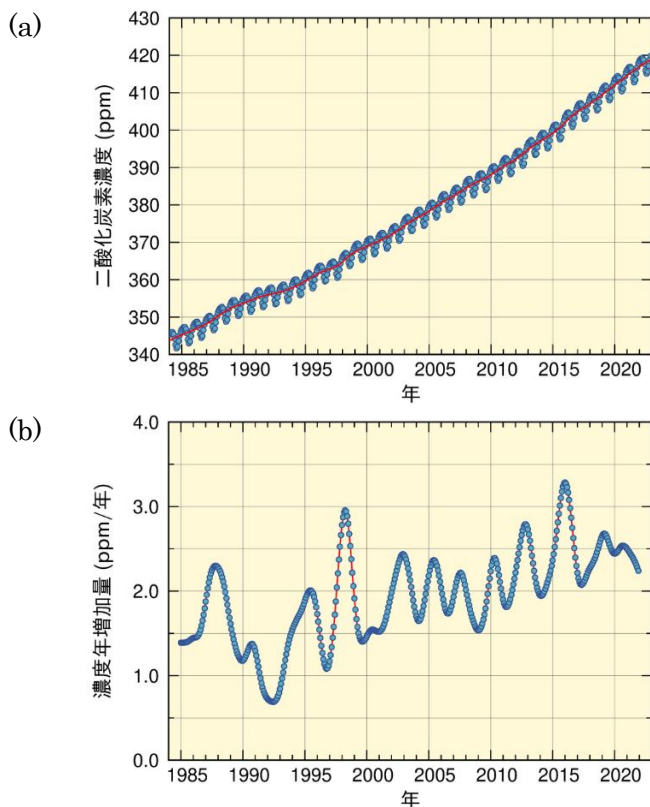


図 2.1-2 大気中の二酸化炭素の (a) 世界平均濃度と (b) 濃度年増加量

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, 2023）。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（2024）に掲載されている。

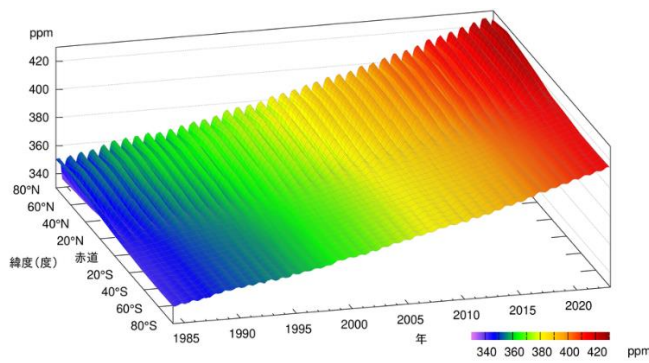


図 2.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の時間変化

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 (2024) 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見られる¹² (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から知られている (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、2021 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 月のピナトッポ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)。

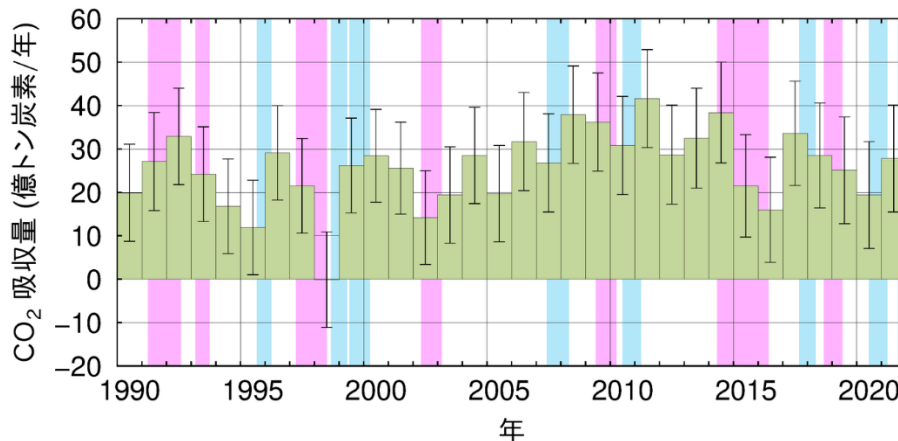


図 2.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

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., 2023) 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。

¹² 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。2023 年の年平均濃度は、綾里で 425.0 ppm、南鳥島で 421.8 ppm、与那国島では 424.4 ppm となった（いずれも速報値）。前年からの増加量は 2.1~3.1 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。

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)）。

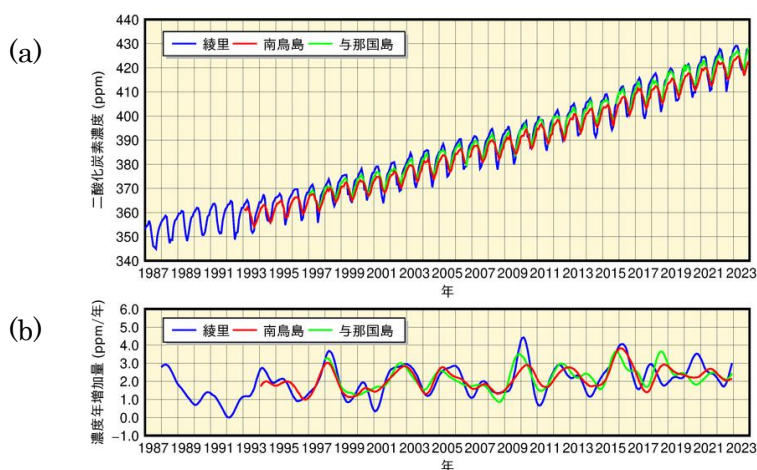


図 2.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

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¹³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、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見られるが、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見られる。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。

¹³ 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。

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。南鳥島付近で見られるような、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)。

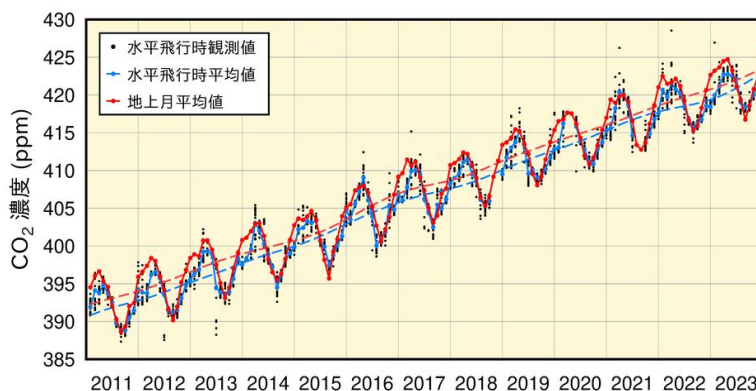


図 2.1-6 厚木航空基地—南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約 6 km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）と 1 回の飛行中における観測の平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）

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。

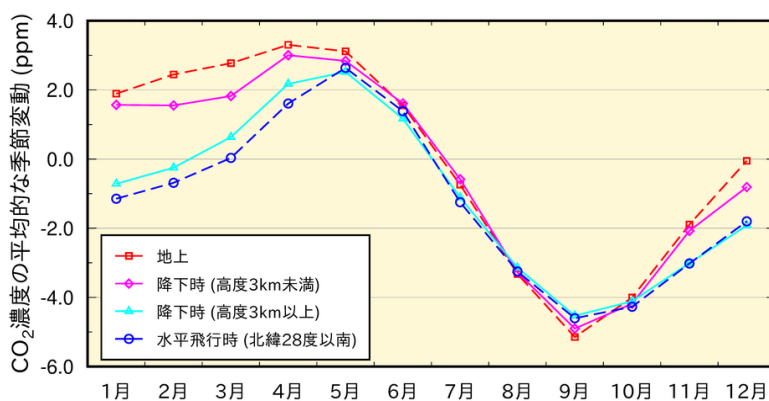


図 2.1-7 南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

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～2023 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。

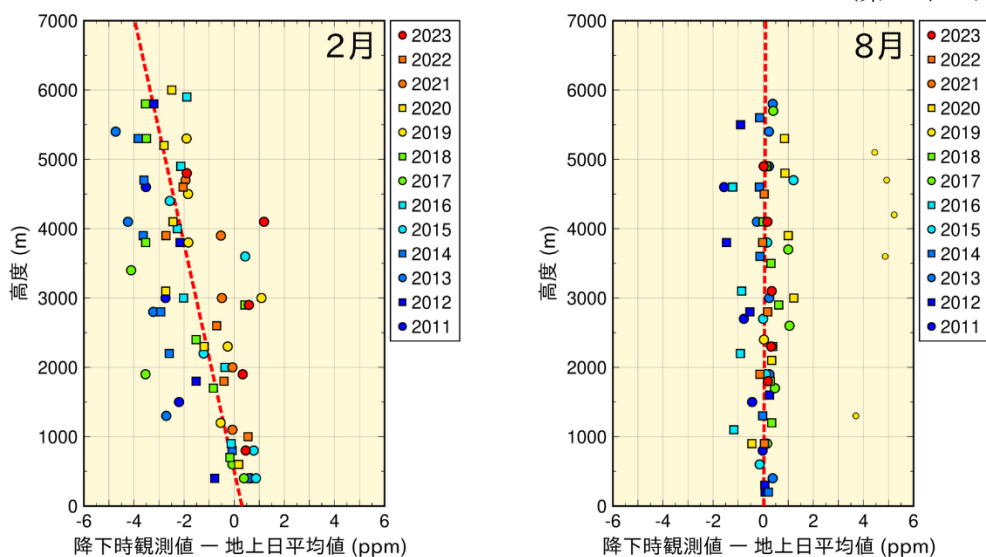


図 2.1-8 南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

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ヒドロキシル (OH) ラジカル¹⁴の変動等、依然として不確実な部分も多い。WDCGG の解析では 2022 年の世界平均濃度は 1923 ppb で、1984 年以降で最高値となった (表 2.1-1)。

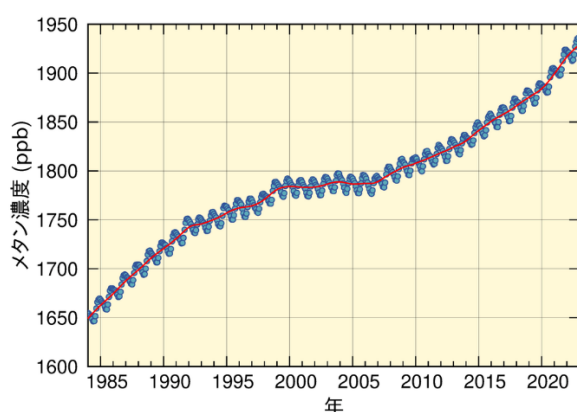


図 2.1-9 大気中のメタンの世界平均濃度

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, 2023)。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 (2024) 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見られる (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 (164%増)、二酸化炭素の増加率 (50%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。

¹⁴ OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

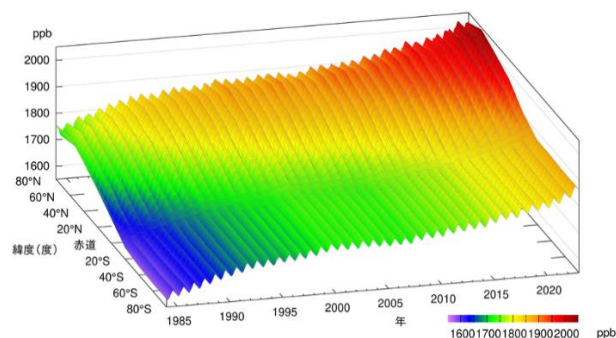


図 2.1-10 緯度帯別の大気中のメタン濃度の時間変化

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 (2024) 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。2023 年の年平均濃度は、綾里で 2004 ppb、南鳥島で 1957 ppb、与那国島では 1981 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)。

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。

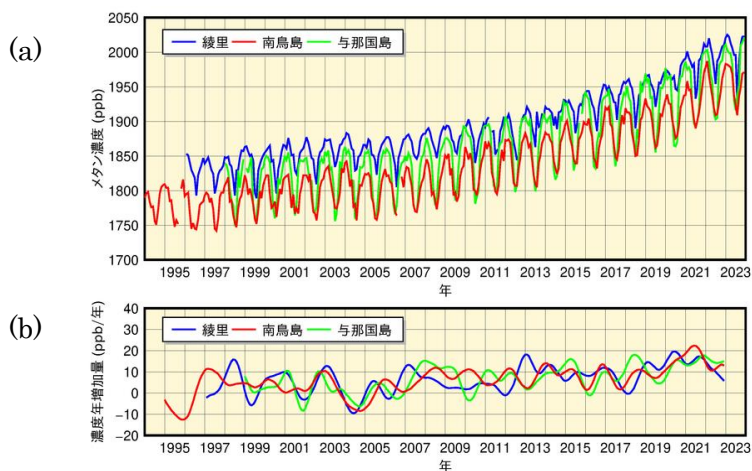


図 2.1-11 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

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

大気中的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 2022 年の世界平均濃度は 335.8 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）。2023 年の年平均濃度は 339.8 ppb（速報値）であった。

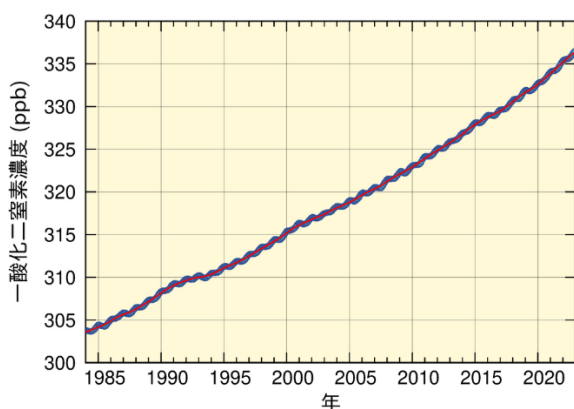


図 2.1-12 大気中的一酸化二窒素の世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中的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, 2023)。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 (2024) に掲載されている。

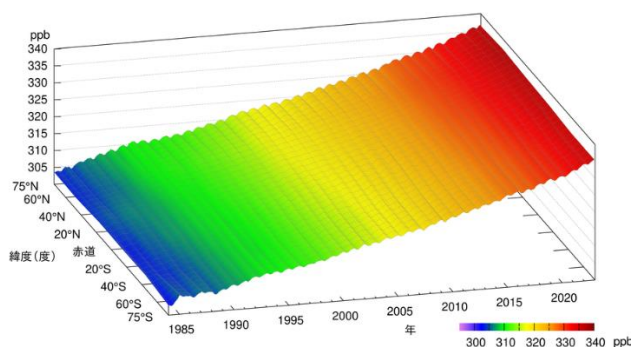


図 2.1-13 緯度帯別の大気中的一酸化二窒素濃度の時間変化

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的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 (2024) に掲載されている。

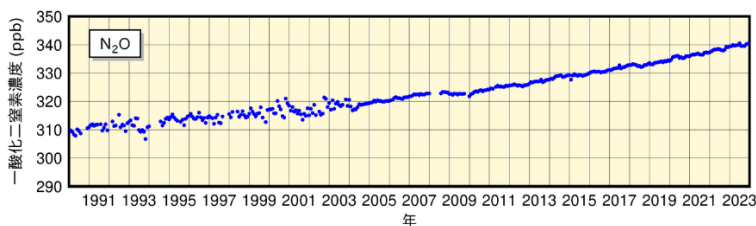


図 2.1-14 綾里における大気中的一酸化二窒素月平均濃度の時間変化

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。フッ素及び塩素を含んだ炭素化合物であり、ハロカーボン類の一種。以下 CFC 類と表記。）は成層圏オゾン破壊する物

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り、ハロカーボン類の一種。以下HFC類と表記。）は成層圏オゾン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）。要素別に見ると、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年頃を境として緩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）。

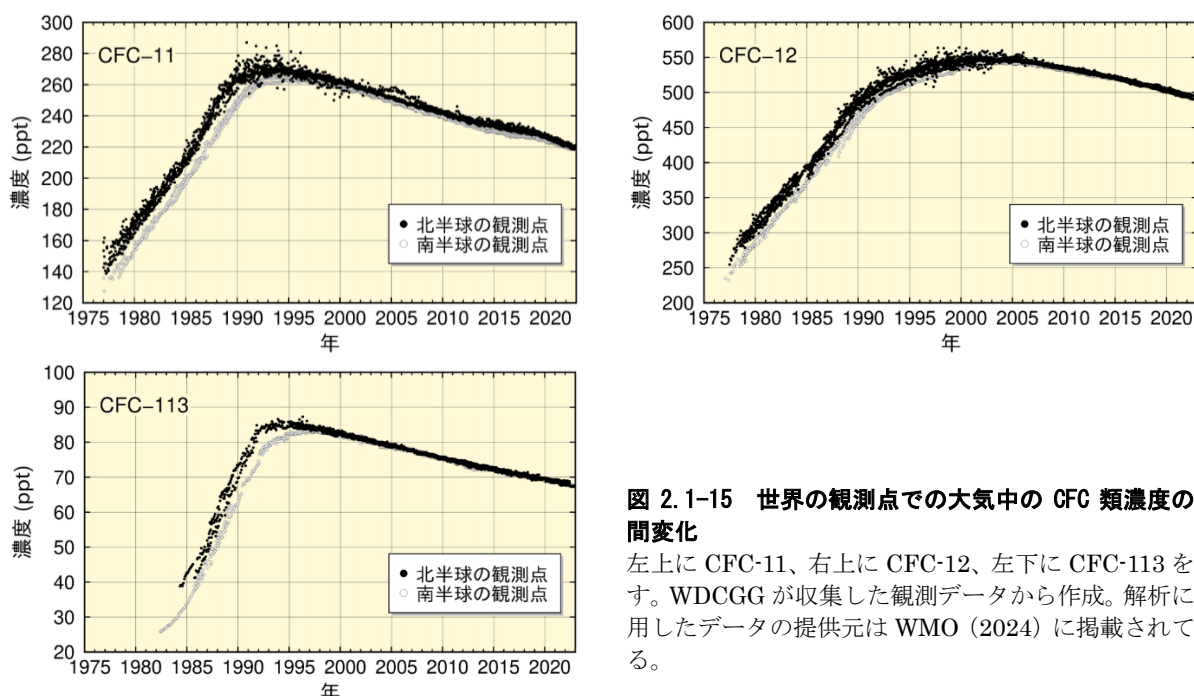


図 2.1-15 世界の観測点での大気中のCFC類濃度の時間変化

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（2024）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。

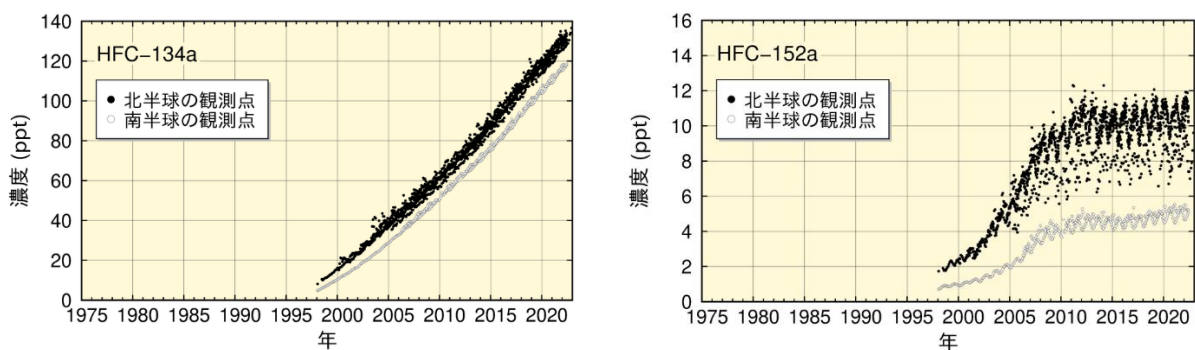


図 2.1-16 世界の観測点での大気中の HFC 類濃度の時間変化

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 (2024) 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見られる (図 2.1-17)。要素別に見ると、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、その後減少傾向が見られる。

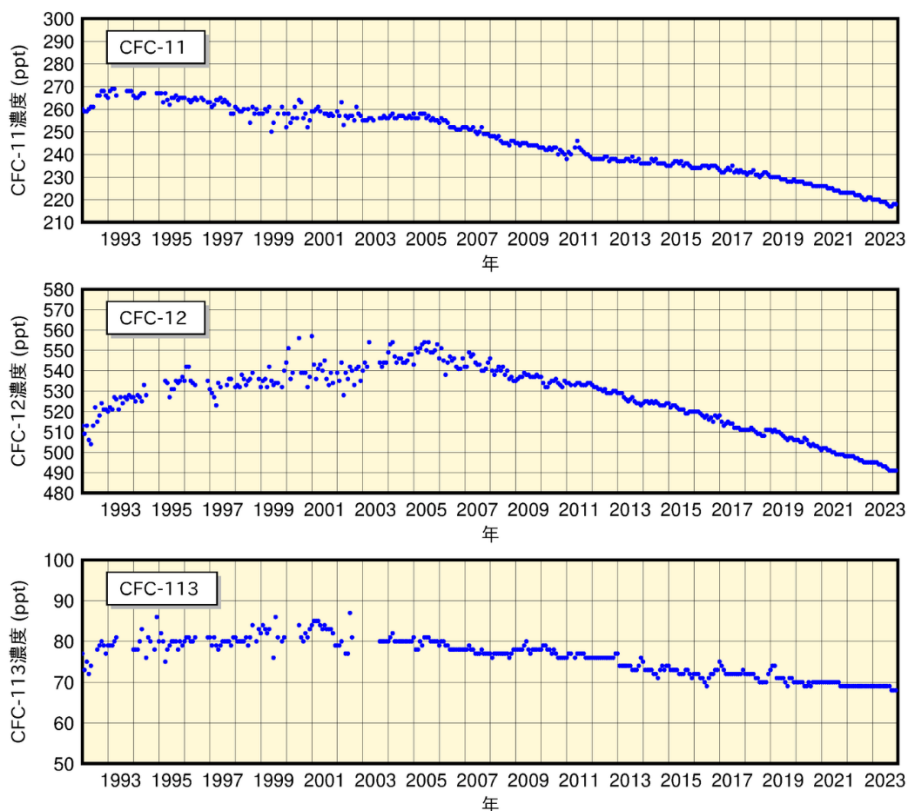


図 2.1-17 綾里における大気中の CFC 類濃度の時間変化

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。

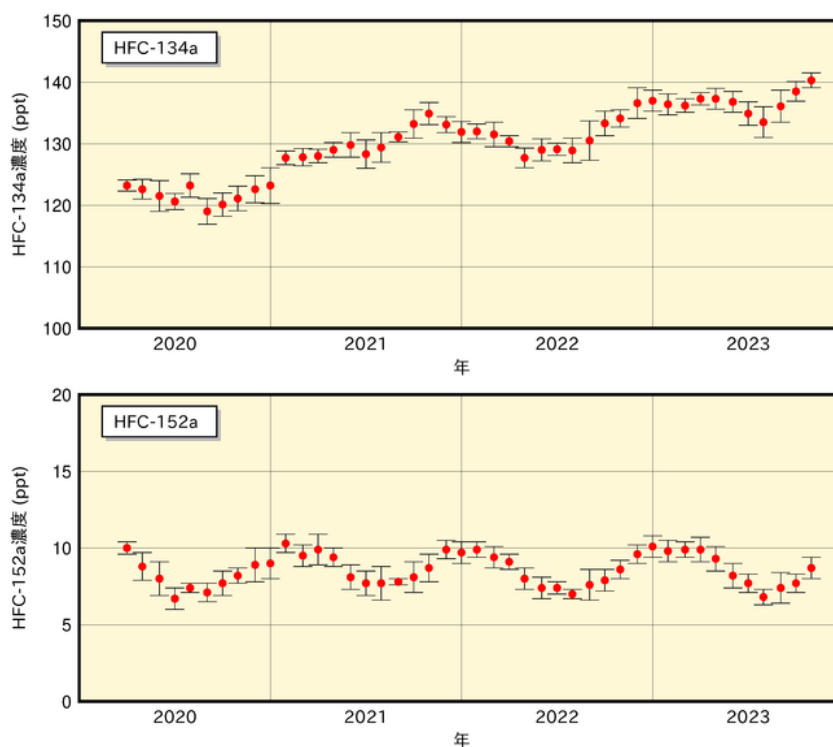


図 2.1-18 南鳥島における大気中のHFC類濃度の時間変化

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。