# 第3章 大気組成等

# 観測結果

- ▶ 代表的な温室効果ガスである二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の大気中濃度は増加が続いており、下向き赤外放射量も増加している。
- ▶ 全天日射量は、日本を含む世界の多くの地域で 1990 年代に増加し、その後は比較的変化が少ない。
- ▶ 世界のオゾン全量は 1980 年代から減少。2000 年以降は極域を除く上部成層圏でオゾン量が 増加しているが、世界のオゾン全量は依然として少ない状態にある。国内(つくば)の紅斑紫 外線量<sup>20</sup>は 1990 年代前半に比べ増加している。

大気中の温室効果ガスの 1750 年頃以降に観測された濃度増加が、人間活動によって引き起こさ れたことには疑う余地がない。地球温暖化への影響が大きい代表的な温室効果ガスである二酸化炭 素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)及び一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)の大気中濃度は、人間活動に伴い増加が続い ている。更に近年では、二酸化炭素濃度の増加が加速している。海洋や陸域は、人為的に大気中に 排出された二酸化炭素の約半分を正味で吸収しており、今後も海洋や陸域が吸収し続けることがで きるかを監視することが重要である(温室効果ガスの放出に伴う放射強制力の将来予測については、 コラム3「IPCCの排出シナリオ」を参照。)。全天日射量と紅斑紫外線量の長期変化には、大気中の 人為起源エーロゾルの増減が寄与していると考えられており、大気中光学的特性の変化を監視する 必要がある。

多くが強力な温室効果ガスであるハロゲン化ガスのうち、オゾン層破壊物質(ODS)でもあるク ロロフルオロカーボン(CFC)類<sup>21</sup>のほとんどは、「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。)」に基づく規制により大気中濃度が近年減少し 続けており、主なハイドロクロロフルオロカーボン(HCFC)類<sup>22</sup>の大気中濃度の増加も近年鈍化し ている。これに伴いオゾン量は、2000年以降は極域を除く上部成層圏で緩やかに増加している。南 極オゾンホールの面積は、1990年代半ば以降は長期的な拡大傾向は見られなくなった。一方、ハイ ドロフルオロカーボン(HFC)類<sup>23</sup>の大気中濃度は増加し続けている。

<sup>20</sup> 人体に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量。

<sup>21</sup> フッ素及び塩素を含む炭素化合物。

<sup>22</sup> フッ素、水素及び塩素を含む炭素化合物。

<sup>23</sup> フッ素及び水素を含む炭素化合物。

#### 第3章 大気組成等



図 3.0.1 気象庁における大気組成等の観測網(2024 年 3 月時点)

気象庁では、地球温暖化やオゾン層破壊等を監視するため、大気組成や詳細な日射等の観測を行っている。 温室効果ガス等の観測は、人間活動による局地的な汚染の影響が少ない国内3地点(綾里、南鳥島及び与那 国島。与那国島での観測は2024年3月末で終了。)。エーロゾルの観測は国内3地点(網走、南鳥島及び石垣 島)。日射・赤外放射の観測は国内5地点(網走、つくば、福岡、南鳥島及び石垣島。福岡での観測は2024年 3月末で終了。)。オゾン層観測は国内1地点(つくば)。紫外域日射観測は国内1地点(つくば)。また、北西 太平洋において、海洋気象観測船による洋上大気・表層海水中及び航空機による上空の温室効果ガス観測も 実施している(航空機による観測は2024年3月末で終了)。

# 3.1 温室効果ガス

### 3.1.1 世界における地上大気中の温室効果ガス濃度

大気中の温室効果ガスの 1750 年頃以降に観測された濃度増加が、人間活動によって引き起こさ れたことには疑う余地がない。地球温暖化への影響が大きい代表的な温室効果ガスである二酸化炭 素の大気中濃度は、少なくとも過去 200 万年間のどの時点よりも高く(確信度が高い)、メタン及 び一酸化二窒素の大気中濃度は、少なくとも過去 80 万年間のどの時点よりも高かった(確信度が 非常に高い)。また、1750 年頃以降の大気中の二酸化炭素濃度とメタン濃度の増加量は、少なくと も過去 80 万年間にわたる氷期-間氷期間の数千年規模の自然変動で生じた増加量をはるかに超え ており、一酸化二窒素濃度の増加量はこの期間の変動と同程度である(確信度が非常に高い)(IPCC, 2021;2.2,5.1,5.2,7.3)。二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素は、長寿命の温室効果ガスによる 1750 年頃からの世界全体の放射強制力の増加量に対する寄与のそれぞれ約 66%、16%及び 6%を占め、 合計で約 88%を占める(WMO, 2024)。

# (1) 二酸化炭素

大気中の二酸化炭素の 2023 年の地上付近における世界平均濃度は 420.0 ppm<sup>24</sup>で、工業化以前 (1750 年頃、約 278 ppm)の約 1.5 倍に達した(図 3.1.1 (a))(WMO, 2024)。2023 年までの 10 年 間の平均増加量は 2.4 ppm/年であり、1990 年代の平均増加量 1.5 ppm/年の約 1.6 倍だった。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。この経年増加は、化石燃料の消費 や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、およそ半分

<sup>24</sup> 対象物質がどの程度大気中に存在しているかを表す割合。ppm (parts per million) は 10<sup>-6</sup> (乾燥空気中の分子 100 万 個中に 1 個)。



図 3.1.1 大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の世界平均濃度及び濃度年増加量 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、メ タン及び一酸化二窒素の(上図)月別の世界平均濃度(青丸)、季節変動成分を除いた濃度(赤線)及び(下 図)濃度年増加量(青丸)。算出方法はWMO(2009)による。解析に使用した観測点数はそれぞれ、146、153 及び 112 地点。薄赤色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、薄青色の背景色はラニーニャ現象の発生期 間をそれぞれ示す。(気象庁 (2025)より転載、一部加筆。)



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、メタン及び一酸化二 窒素の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 (2025b) に掲載されている。(気象庁 (2024b) より転載。)



数値シミュレーションを用いて解析した大気中の二酸化炭素月平均濃度(2021年4月及び9月)の全球分布。 気象庁が解析した二酸化炭素分布情報に基づく。

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りもたらされている (IPCC, 2021; 5.2)。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年と比較して減ったものの、約5.5%の 減少にとどまった。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、 2023 年には 2022 年と比較して約 1.3% 増加していると見積もられている。このように人間活動に 伴う近年の二酸化炭素排出量は依然として増加しており、これに伴って大気中の二酸化炭素濃度も 増加が続いている (Friedlingstein et al., 2025)。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・高緯度で濃度が高く、南半球で低い(図 3.1.2 (a))。また、大気中濃度の季節 変動は主に陸上生態系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相対的に優勢となって濃度が上昇する(IPCC, 2021; 2.3, 3.6)。大気中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(図 3.1.2(a): 図 3.1.3)。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。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。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(図 3.1.1(a))。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いる。エルニーニョ現象が発生すると熱帯 域を中心に高温・乾燥化し、植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化、森林火災が起こりやすいほ か、光合成活動の低下により、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; Piao et al., 2020)。図 3.1.4 に人為起源排 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)を示すが、 エルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による正味の吸収量がおおむね減少している。例外的に、 1991~1992 年はエルニーニョ現象が発生したにもかかわらず、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地球規模で異常低温をもたらし、植物 の呼吸や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; 第 3.2.2 項)。



図 3.1.4 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., 2025)の合計)から、大気中濃度の増加による蓄積量(図3.1.1(a)の二 酸化炭素濃度年増加量を年平均したもの)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)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; 5.2)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。(気象庁(2024b)より転載。)

(2) メタン

大気中のメタンの世界平均濃度は、2023年には 1,934 ppb<sup>25</sup>(工業化以前(1750年頃、約729 ppb) の約 2.7 倍)に達した(図 3.1.1 (b))(WMO, 2024)。2020 年から 2021 年までの濃度増加量は 1984 年以降で最大の17 ppbとなった。大気中に放出されるメタンの約40%は自然起源(湿地や淡水な ど)であり、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。工業時代に おける大気中メタンの増加が人間活動の結果であることには疑う余地がない(*確信度が非常に高い*) (IPCC, 2021; 2.2, 5.1, 5.2)。1999年から2006年にかけてメタン濃度の上昇が停滞したが、その原 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(IPCC, 2021; 2.2, 5.1, 5.2)。また、2020年から2021年までの記録的な大気中メタン濃度の増加量は、メタ ン放出量の長期的な増加傾向に数年規模の不規則な変動が重なっている可能性があると指摘され ている。 2020 年から始まったラニーニャ現象により、 気温と降水パターンの変化に敏感な熱帯域湿 地からのメタン放出量が増加したことが可能性として示唆されている(WMO, 2022a)。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<sup>26</sup>の変動等、依然として不確実な部分も 多い。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

<sup>25</sup> ppb (parts per billion) は 10-9 (10 億個中に 1 個)。

<sup>26</sup> 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。

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 3.1.1 (b); 図 3.1.2 (b))。

# (3) 一酸化二窒素

一酸化二窒素は、二酸化炭素とメタンに次ぐ重要な温室効果ガスである。大気中の一酸化二窒素 の濃度は人間活動に伴い増加を続けており、2023年の世界平均濃度は 336.9 ppb (工業化以前 (1750 年頃、約 270 ppb)の約 1.2 倍)に達した(図 3.1.1 (c))(WMO, 2024)。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、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 3.1.2 (c))。大気中一酸化二窒素の年増加量は近年増加傾 向にあり(図 3.1.1(c))、IPCC (2021)によれば、窒素肥料と堆肥の使用の増加が 1980~2016年の期 間の増加量の約 3 分の 2 に寄与しており、化石燃料/工業、バイオマス燃焼、及び廃水が残りの多く を占めるとされている(確信度が高い)。また、熱帯及び亜熱帯の大気中一酸化二窒素濃度の年々の 増加量は、エルニーニョ/ラニーニャ現象やそれに伴う陸域及び海洋フラックス偏差と負相関があ ると示唆されている {2.2, 5.1, 5.2}。

# (4) ハロカーボン類

ハロカーボン類は、塩素、フッ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。これらの大気中の濃度は二酸化炭素の100万分の1程度であるが、単位質量当たりの温室効 果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。フロン類に分類されるハロゲン化ガスのうち、特定 フロンに分類されるクロロフルオロカーボン類の放射強制力の合計は、工業化以降の増加量に対す る寄与が二酸化炭素、メタンに次いで大きい(WMO, 2024)。また、クロロフルオロカーボン類は オゾン層破壊物質でもあり、1987年に採択され、1989年に発効したモントリオール議定書により その生産等が規制されている。世界の大気中のクロロフルオロカーボン類の濃度は、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 3.1.5)。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 1993~1996 年頃を境 として緩やかな減少傾向に転じている。これらのことから、クロロフルオロカーボン類の排出を抑 制した効果が大気中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 排出量が再び減少した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; WMO, 2022b)。また、主なハイドロクロロフルオロカーボン類の大気中濃度の増加速度は近 年鈍化している(図 3.1.5)。一方で、代替フロンに分類されるハイドロフルオロカーボン類は成層 圏オゾンを破壊する効果はなく、クロロフルオロカーボン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 年にハイドロフルオロカーボン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)。その多くは HFC-134a のよ うに大気中濃度が増加しているが(WMO, 2024)、HFC-152a は近年その増加傾向が見られなくな ってきている。また、特に HFC-152a については、顕著な季節変動が見られることが分かる(図 3.1.5)。HFC-134a と HFC-152a の消滅過程はともに OH ラジカルとの反応によるが、大気中寿命が HFC-134a の 14 年に比べ HFC-152a は 1.6 年と短いことが HFC-152a の大気中濃度の近年の増加傾 向の鈍化や季節変動の振幅が大きい一因となっている。今後も監視を続けることが重要である。



図 3.1.5 六フッ化硫黄及び主要なハロカーボン類<sup>27</sup>の大気中濃度

WDCGG が収集した世界各地の観測データを平均した各気体の月別濃度。解析に使用した地点数は SF<sub>6</sub> (91 地点)、CFC-11 (26 地点)、CFC-12 (28 地点)、CFC-113 (23 地点)、CCl<sub>4</sub> (24 地点)、CH<sub>3</sub>CCl<sub>3</sub> (26 地点)、 HCFC-141b (12 地点)、HCFC-142b (16 地点)、HCFC-22 (16 地点)、HFC-134a (12 地点)、HFC-152a (12 地点)。 (気象庁 (2025) より転載。)

<sup>27</sup> CFC-11、CFC-12、CFC-113 はクロロフルオロカーボン(CFC)類、HCFC-141b、HCFC-142b、HCFC-22 はハイドロ クロロフルオロカーボン(HCFC)類、HFC-134a、HFC-152a はハイドロフルオロカーボン(HFC)類に分類される。

# 3.1.2 日本における地上大気中の温室効果ガス濃度

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(与那国島での観測は2024年3 月末で終了)。国内観測点においても、二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の大気中濃度は増加を 続けている。



図 3.1.6 綾里、南鳥島及び与那国島における、大気中の二酸化炭素及びメタンの月平均濃度及び濃度年増加量 気象庁による国内3地点(綾里、南鳥島及び与那国島)における、地上付近の大気中(a)二酸化炭素及び(b) メタンの月平均濃度及び濃度年増加量。濃度年増加量の算出方法はWMO(2009)による。薄赤色の背景色は エルニーニョ現象の発生期間、薄青色の背景色はラニーニャ現象の発生期間をそれぞれ示す。(気象庁(2024b) より転載、一部加筆。)

(1) 二酸化炭素

綾里、南鳥島及び与那国島で観測された大気中の二酸化炭素の 2023 年の平均濃度は、それぞれ 425.0 ppm、421.8 ppm 及び 424.4 ppm で、いずれも世界平均濃度より高かった(いずれも速報値) (図 3.1.6 (a)) (気象庁, 2024b)。これは、二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、北半 球の中・高緯度で相対的に濃度が高くなることを反映している。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。また、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 3.1.6 (a))。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では、季節変動が最も大きくなっている。 これは、北半球では中・高緯度域の陸上生態系の活動の季節変動が大きいことを反映して、大気中 濃度の季節変動の振幅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(図 3.1.7; 図 3.1.8)。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。季節変動の振幅は長期的な増 加傾向が見られる(図 3.1.7;図 3.1.8)。IPCC (2021)によれば、過去 50年間にわたって気候帯が極 方向へ移動し、それに伴い北半球温帯域の大部分で生育期間が長期化し(*確信度が高い*)、同時に、 北緯 45 度以北で大気中の二酸化炭素濃度の季節変動の振幅が増大している(確信度が高い)とさ れている。また、1980年代初頭以降、地球規模で陸域表面の緑が増加した(*確信度が高い*)。大気 中二酸化炭素濃度の増加による二酸化炭素施肥効果に伴う植物の成長量の増加が、北半球で観測さ

れた大気中の二酸化炭素濃度の季節変動の振幅増加の主な駆動要因とされている(*確信度が中程度*) {2.3, 3.6}。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に遅 れて、二酸化炭素濃度が大きく増加した(図 3.1.6 (a))。



図 3.1.7 綾里、南鳥島及び与那国島における、大気中二酸化炭素濃度の季節変動成分の時間変化 気象庁による国内 3 地点(綾里、南鳥島及び与那国島)における、大気中二酸化炭素濃度の季節変動成分の 時間変化。算出方法は WMO (2009) による。青丸は各観測所における観測開始後の 5 年間平均、赤丸は 2019 ~2023 年の 5 年間平均をそれぞれ示す。



図 3.1.8 綾里、南鳥島及び与那国島における、大気中二酸化炭素濃度の季節振幅の時間変化 気象庁による国内 3 地点(綾里、南鳥島及び与那国島)における、大気中二酸化炭素濃度の季節振幅の時間 変化。季節変動成分の算出方法は WMO (2009) による。

(2) メタン

綾里、南島島及び与那国島で観測された大気中のメタンの 2023 年の平均濃度は、それぞれ 2,004
ppb、1,957 ppb 及び 1,981 ppb で、いずれも世界平均濃度より高かった(いずれも速報値)(図 3.1.6
(b))(気象庁, 2024b)。これは、メタンの放出源のほとんどが陸上に存在し、陸地面積の大きい北半
球でメタンの放出量が多いことに加え、南半球に向かうにつれ、特に熱帯の海洋上では化学反応に
よるメタンの消滅が盛んであるため、北半球の中・高緯度で相対的に濃度が高い傾向となることを
反映している。綾里及び南島島における 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 4 位の増加量となっ
た。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 3.1.6 (b))。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本州に位置し、大陸からも近いた
め、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島島では、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島島が OH
ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団にともに覆われる一方、冬季は西高東低の冬型の気圧配置
に伴う大陸からの風の吹き出しにより、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。大気中のメタン の濃度年増加量の時間変化(図 3.1.6 (b))には年々変動があり、観測地点によって年増加量が大き く異なる年が見られる。

### (3) 一酸化二窒素

綾里で観測された大気中の一酸化二窒素濃度も、明瞭な季節変動は認められないが、増加を続けている(国内の一酸化二窒素濃度観測は綾里のみ)(図 3.1.9)。2023 年の年平均濃度は 339.8 ppb(速報値)と世界平均濃度より高く、北半球に放出源が多いことを反映している(気象庁, 2024b)。



図 3.1.9 綾里における大気中の一酸化二窒素の月平均濃度

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。(気象庁(2024b) より転載。)

(4) ハロカーボン類

綾里におけるクロロフルオロカーボン類の観測結果には大気中濃度の減少傾向が見られる(図 3.1.10)。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<sup>28</sup>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 が見られる。気象庁では、2020 年 4 月から南鳥島でハイドロフルオロカーボン類の観測を開始し た。南鳥島における大気中の HFC-134a 及び HFC-152a の濃度は、北半球のほかの観測地点とほぼ 同程度の値となっている(図 3.1.11)。特に HFC-152a については、冬季から春季にかけて濃度が高 く、消滅源である OH ラジカルが多く存在する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。

<sup>28</sup> ppt (parts per trillion) は 10<sup>-12</sup> (1 兆個中に 1 個)。

第3章 大気組成等



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(2024b)より転載。)





HFC-134a (左図)、HFC-152a (右図)を示す。南鳥島では、2020年4月に観測を開始した。(気象庁 (2024b) より転載。)

3.1.3 上空の温室効果ガス濃度

大気中の二酸化炭素濃度は地球表層に存在する強い放出源と吸収源の影響を受けているが、大気 中での化学的な反応による生成量や消滅量は極めて小さいため、上空では個々の空気塊の濃度は 「保存」されると考えてよい。従って二酸化炭素は低高度では放出源・吸収源の時間的変動(特に 季節変動)や空間分布の不均一さの直接的な影響を受けて、濃度の時間変動も空間変動も大きくな るが、上空に行くほど空気塊の混合によって濃度変動は小さくなる。言い換えれば、上空ほど(時 間的にも空間的にも)より平均的な濃度を示すということができる。

図 3.1.12 に成田空港と羽田空港の離着陸時に民間航空機による観測(CONTRAIL プロジェクト) によって国立環境研究所や気象庁気象研究所のグループの下で得られた東京付近上空における二 酸化炭素濃度の高度別時間変動を示す。二酸化炭素濃度は地表近くばかりでなく上空においても夏 季に低く春先に高い季節変動を示すが、季節変動の振幅は上空に行くほど小さくなっていることが 分かる。これは二酸化炭素濃度の季節変動が主に陸上生態系の光合成と呼吸のバランスによって作 り出されており、その変動のシグナルは混合によって上空ほど小さくなることを表している。

図 3.1.12 では低高度において頻繁に高い濃度が観測されている。これは東京周辺からの人為的な 二酸化炭素放出の影響を受けていることが最大の要因である。一方夏季には低高度の濃度が上空よ り低くなることがしばしばあり、この時期は地表面が二酸化炭素の吸収源になることもある。これ らのデータの年平均濃度を計算すると低高度ほど高い値を示していることから、東京付近の地表面 は1年の総計として二酸化炭素の正味の放出源となっていることが示唆される。

東京上空では高度による濃度差は存在するものの、全ての高度において明瞭な経年増加が認めら れており、経年的な増加率はどの高度もほぼ似た値である。これは、対流圏における鉛直方向の輸 送の時定数が約1か月であるので、数年規模の変動である経年増加傾向には違いが現れにくいから である。別な観点では、二酸化炭素濃度の増加は人間活動の営まれている地上付近だけの問題では なく、対流圏全体に及ぶ現象であるということができる。二酸化炭素は「重い気体」であるので上 空には運ばれにくいと認識されることもあるが、大気の運動による輸送・混合の影響により、上述 のように経年増加が上空でも認められている。





図 3.1.12 の観測値から経年変動を取り除いた後に高度別の平均的な季節変動だけを抽出したも のが図 3.1.13 である。季節変動の振幅が高度によって違うことや、秋季から翌年の春季にかけては 低高度ほど濃度が高くなる鉛直方向の濃度勾配が存在していることが明瞭に分かる。一方夏季にお いては大気の鉛直混合が盛んになるため、低濃度の領域が高高度まで達していることが分かる。更 に、高度1km以下の地表付近には1年を通して人為的な高濃度の二酸化炭素が観測されている。



図 3.1.13 東京上空における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

(Umezawa et al., 2018 より、CC-BY 4.0 ライセンス (<u>https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/</u>) に基づ き転載 (一部改変)。)

日本上空における温室効果ガスの航空機観測は東北大学により 1970 年代から始められており、 メタン濃度については 1998 年から継続してデータが得られている(Umezawa et al., 2014)。メタン は地表面に発生源を持ち、大気中において OH ラジカルとの反応により消滅するので、一般的に上 空ほど濃度が低下している。この消滅反応は大気の鉛直輸送に比べて十分に遅いことから、日本上 空におけるメタン濃度も地上付近と同様に経年的に増加している。地表付近のメタン濃度は夏季に OH ラジカルとの反応による消滅量が多くなるので、夏季に低濃度を示す明瞭な季節変動が確認さ れているが、上空では他の地域での放出源や大気輸送の影響が混在して季節変動は明瞭でなくなる。

大気混合が盛んな対流圏に対して、更に上空の成層圏では対流圏との混合が妨げられている上に 成層圏内での鉛直混合も弱く、高度 20 km 付近までの大気の輸送には5年ほどの時間を要する。従 って高度 20 km 付近の二酸化炭素濃度は対流圏でおよそ5年前に観測された程度の濃度を示すが、 この高度でも経年増加が確認されており、増加率はやはり対流圏と同等である。一方メタンは成層 圏には発生源はなく化学反応で消滅する一方であるので、上空に行くほど濃度が急減する。図 3.1.14 に CONTRAIL で観測された上部対流圏と下部成層圏におけるメタン濃度の変動を示す(Sawa et al., 2015)。下部成層圏のメタン濃度は対流圏に比べて明らかに低いが、夏季に対流圏空気が成層圏へ流 入することに伴う急激な濃度上昇によって季節変動が作られている。大きな季節変動を伴いながら も下部成層圏のメタン濃度は対流圏と同様に経年増加していることも分かる。



図 3.1.14 上部対流圏と下部成層圏におけるメタン濃度の変動

赤は対流圏界面より下部にある上部対流圏の変動を、他の色は圏界面の上部において温位差を 12.5K 刻みで 区切った下部成層圏の各層の変動を示す。(Sawa et al. (2015)を基にデータを延長。)

### 3.1.4 衛星観測による温室効果ガス濃度

環境省、宇宙航空研究開発機構、国立環境研究所は主要な温室効果ガスである二酸化炭素(CO<sub>2</sub>) とメタン(CH<sub>4</sub>)の全球観測を行うため、温室効果ガス観測技術衛星(GOSAT、2009 年打上げ)、 温室効果ガス観測技術衛星2号(GOSAT-2、2018 年打上げ)、温室効果ガス・水循環観測技術衛星 (GOSAT-GW、2025 年度打上げ予定)の開発・打上げ・運用を共同で進めている。

いずれも 1.5~3t 級の衛星で、その軌道の高度は 600~700 km、観測頻度は 3~6 日に 1 回であ る。また、地表面、海面で反射された太陽光の高波長分解能分光観測を行うため、GOSAT と GOSAT-2 はフーリエ変換分光計(直径 10 km 程度の点観測を約4秒に 1 回行う。観測方向は可変。)を、 GOSAT-GW は回折格子を用いた画像分光計(観測幅 910 km、瞬時視野 10 km/観測幅 90 km、瞬 時視野 1~3 km の 2 種類の観測モードを有する)を搭載している。これらの分光計で測定される太 陽光は地球大気を通過する間に二酸化炭素やメタンによる吸収を受ける。この吸収の強さなどから 気体の濃度<sup>29</sup>を求めている。なお、GOSAT、GOSAT-2 の二酸化炭素とメタンのカラム平均濃度の相 対精度は 0.5%程度であることが地上に設置された高性能分光計との同時観測データを用いて確認 されている(Yoshida et al., 2023)。

図 3.1.15 に GOSAT による二酸化炭素、GOSAT-2 によるメタンの 2023 年 8 月の全球観測結果を 示す。海域はおおむねサングリント(海面における太陽光の鏡面反射)条件での観測である。北半 球の夏の観測であるため、北方林の光合成の影響でシベリアやアラスカなどの二酸化炭素濃度が低 くなっている。またメタンについては排出源の多いアマゾン、中央アフリカ、東南アジア北部、東 アジアで濃度が高く、南半球の中緯度で低くなっている。このような各月の陸域データから全球平 均に相当する濃度(全大気平均濃度)の時系列変化を求めた結果を図 3.1.16 に示す。二酸化炭素、 メタンとも 2010 年以降、季節変動を伴う増加傾向が続いている。2010~2024 年の年増加量は二酸 化炭素は 2.4±0.5 ppm/年、メタンは 9±4 ppb/年であった。なお、メタンの年増加量は 2020 年頃 から急増し、2021 年には過去最高の 17 ppb/年になった。



図 3.1.15 GOSAT による二酸化炭素(左)と GOSAT-2 によるメタン(右)のカラム平均濃度の全球分布図 (2023 年 8 月)

月ごとの図は、以下のサイトから公開しているので参照のこと。 GOSAT:<u>https://data2.gosat.nies.go.jp/gallery/gallery\_en.html</u> GOSAT-2:<u>https://prdct.gosat-2.nies.go.jp/periodicals/gallery\_index.html.ja</u>

<sup>29</sup> 地表面から大気上端までの鉛直の気柱の中にある乾燥空気全量に対する対象気体量の比率で定義されるカラム平均濃度。

第3章 大気組成等



 図 3.1.16 GOSAT、GOSAT-2 による二酸化炭素(左)とメタン(右)の全大気平均濃度とその推定経年平均 濃度(季節変化を除去したトレンド)(2009年4月~2023年10月)
 ※更新作業中(2025年1月現在) Copyright: JAXA/NIES/MOE

# 3.2 日射 (エーロゾル<sup>30</sup>を含む)・赤外放射

地球における放射収支の変化を監視することは、気候変動の監視やメカニズムの解明、精度良い 予測のために重要である(第2章参照)。放射収支の変化の要因には温室効果ガスやエーロゾルの 変動などがある。大気中の温室効果ガスが増加すると下向き赤外放射が増加する。エーロゾルは、 短波放射などを散乱・吸収することにより、また、雲凝結核や氷晶核粒子として雲の性質に影響す ること、及び雪面や氷面に沈着することにより放射収支に影響を与える。気象庁では、短波放射で ある直達日射及び散乱日射の精密観測、長波放射である下向き赤外放射の精密観測、並びに広帯域 及び波長別の日射観測を基にしたエーロゾルの光学的特性等の観測を実施している。

### 3.2.1 世界における日射

IPCC (2021) によると、世界における全天日射(直達日射及び散乱日射の和)量は、1950 年代から 1980 年代にかけて広い範囲で減少し、その後多くの観測地点で部分的な増加が見られる(*確信度が高い*)。これらの変化傾向は局所的な現象や測定上の欠陥から生じたものではない(*確信度が高い*)。全天日射量の長期変化の主要な原因として、人為起源エーロゾル排出量の数十年規模の変動による影響が考えられる(*確信度が中程度*)。雲量の数十年規模の変動の寄与も指摘されているが、エーロゾルと雲の寄与の程度については議論が続いている {7.2}。

### 3.2.2 日本における日射

日本における全天日射量の変化傾向は、世界的な傾向とおおむね整合しており、気象庁の観測地 点における変化傾向(国内5地点平均)によると、1970年代後半から1980年代後半にかけて減少 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見られない(図 3.2.1)。 Hayasaka (2016)においても、日本国内数十地点のデータ(上記5地点を一部含む)を用いた複数 のデータセットに基づき、国内の全天日射量に1970年代から1980年代にかけて小さな年々変動が 見られた後、1990年頃から増加し始めたことが報告されている。日本付近における日射量の将来予 測についてはコラム12「日射量の将来予測」を参照していただきたい。

<sup>30</sup> 固体や液体の粒子が大気中を浮遊している状態。粒子そのものをエーロゾルとも呼ぶ。



国内5地点(網走、つくば、福岡、石垣島及び南 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

図 3.2.1 全天日射量の経年変化

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。

日本の全天日射量の 1990 年頃から 2000 年代初めにかけての増加の原因について、その3分の2 が人為起源エーロゾルの減少によるもので、残りの3分の1が雲量の減少によるものと評価されて おり (Norris and Wild, 2009)、人為起源エー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唆されている。また、エーロゾルはその種類により光学的特性が異なり、日 本における全天日射量の増加には、大気中に含まれる人為起源エーロゾル総量の減少だけでなく、 光吸収性の強い黒色炭素等の排出の減少など、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)。

エーロゾルには化石燃料起源など人為起源のものと、火山灰や砂じん、海塩など自然起源のもの があるが、成層圏のエーロゾルの変動はほとんどが火山噴火に由来している。国内の直達日射量観 測により得られる大気混濁係数<sup>31</sup>から求めたバックグランド値の経年変化を見ると、大規模な火山 噴火(アグン、エルチチョン、ピナトゥボ)による成層圏へのエーロゾル供給による大気混濁係数 の増加及びその後数年で減少する変化や、近年ではアグン火山噴火前のレベルまで戻っていること が確認できる(図 3.2.2)。1991年のピナトゥボ火山噴火では、IPCC (2013)によると、約 2000万 トンの二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)が成層圏に注入され、世界平均地上気温が最大1年間にわたって約 0.5℃ 低下したとされているが、この低下の度合いは過大とする議論もあり、Fujiwara et al. (2020)によ れば、北緯 60度~南緯 60度で平均した地上気温の低下は 0.10~0.15℃ とされている。また、IPCC (2021)には、約 0.2~0.3℃の世界平均地上気温の低下というデータも示されている {Figure 7.8}。

<sup>31</sup> 大気混濁係数は、エーロゾルのほか、水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気の光学的厚さ(日射に対する大気の不透明さ、濁り具合)が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気の光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示す。



図 3.2.2 バックグランド大気混濁係数の経年変化

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エー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、石垣島及び南鳥島、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。図中の矢印は大規模な火山噴火 が発生した時期を示す。

### 3.2.3 世界における赤外放射

温室効果ガスの増加に伴う長期的な変化傾向は、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。IPCC (2021) と Wild (2016) によれば、基準地上放射観測網 (BSRN: Baseline Surface Radiation Network)の25 観測地点の解析結果に基づく下向き赤外放射量は1990年代初頭から10年当たり2W/m<sup>2</sup>の割合で 増加しており、このことは、気候モデルを用いた数値実験において、温室効果ガスの増加に伴い下 向き赤外放射量が同じく1990年代初頭から10年当たり約2W/m<sup>2</sup>増加するという結果と一致する ことが示されている {7.2}。

### 3.2.4 日本における赤外放射

日本のつくばにおける観測の解析結果によると、1993~2023年において、1年当たり約0.3W/m<sup>2</sup>の割合で下向き赤外放射量が増加しており(信頼水準99%で統計的に有意)(図3.2.3)、前述の世界の変化傾向と同じく増加している。



図 3.2.3 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)。 3.3 オゾン層・紫外線

3.3.1 オゾン層

(1) 世界と日本のオゾン層

世界のオゾン全量は、1980年代から1990年代前半にかけて大きく減少した。2000年以降は極域 を除く上部成層圏でオゾン量が10年当たり1.1%から2.2%増加しているが、世界のオゾン全量は依 然として少ない状態にある(WMO, 2022b)。日本国内では、札幌とつくばのオゾン全量は、主に 1980年代を中心に1990年代初めまで減少した後、2000年代前半にかけて緩やかな増加傾向が現れ ていた(信頼水準95%で統計的に有意)。また、那覇のオゾン全量は、1990年代半ばから2000年 代前半にかけて緩やかな増加傾向が現れていた(信頼水準95%で統計的に有意)。近年はいずれの 地点もオゾン全量の年々の変動はあるものの、有意な長期変化傾向は確認できない(図3.3.1)。

化学-気候モデル<sup>32</sup>のシミュレーション結果から、高緯度を除く全球平均(南緯 60 度〜北緯 60 度) の将来のオゾン全量は、3℃上昇シナリオ(SSP2-4.5)を前提とした場合、2040 年頃に 1980 年の水 準に回復すると予想されている。成層圏オゾンの将来予測は、オゾン層破壊物質の減少のほか、温 室効果ガスの増加による上部成層圏の寒冷化と成層圏大気循環の強化の状況に左右されるため、温 室効果ガス排出シナリオに大きく依存する(WMO, 2022b)。



図 3.3.1 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

札幌、つくば及び那覇におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。なお、札幌と那覇は2022 年1月末でオゾン全量観測を終了した。

<sup>32</sup> 化学-気候モデルでは、放射過程、化学反応過程、大気による微量物質の輸送過程などのプロセスの複雑な相互作用を コンピューターで計算することにより、世界のオゾン量を求めている。オゾンの予測計算には、オゾン層破壊物質の 将来シナリオと、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素等の将来シナリオに基づく濃度が含まれており、オゾン層破壊 物質に加えて温室効果ガスの影響も調べることができる。

(2) 南極オゾンホール

南極オゾンホールの面積は、気象状況の影響により年々変動があるものの、1980年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大し、1990年代半ば以降では長期的な拡大傾向は見られなくなった(図 3.3.2)。2019年の面積は、大規模なオゾンホールが継続して見られるようになった 1990年以降で最 も小さくなった。これは、南極域上空の気温が高く推移したことなど、気象状況が主な要因と見ら れる。

今後、南極オゾンホールは次第に縮小し、3℃上昇シナリオ(SSP2-4.5)を前提とした場合、2066 年頃には春季の南極域のオゾン全量が 1980 年の量まで回復すると予測されている(WMO, 2022b)。



図 3.3.2 南極オゾンホールの面積の経年変化 南極オゾンホールの面積(南緯 45 度以南のオゾ ン全量が 220 m atm-cm 以下の領域の面積)の推 移。1979 年以降の年最大値の経年変化。南極大 陸の面積(1,390 万 km<sup>2</sup>)を緑点線で示す。直線 は 2000 年以降の年最大面積の回帰直線であり、 統計的に有意な減少を示す(信頼水準 90%で統 計的に有意)。米国航空宇宙局(NASA)提供の 衛星データを基に作成。

- 3.3.2 紫外線
- (1) 日本の紫外線

っくばの紅斑紫外線量は、1990年代前半に比べ増加している(信頼水準 99%で統計的に有意) (図 3.3.3)。一方、つくばのオゾン全量は、1990年代から 2000年代前半にかけて緩やかに増加し た後、近年は有意な長期変化傾向は確認できない。オゾンは紫外線を吸収する性質があるため、上 空のオゾン量が多くなると、地上に到達する有害紫外線は少なくなる。それにもかかわらず、つく ばの紫外線量が増加傾向を示すのは、エーロゾルの減少等が要因として考えられる(UNEP, 2022)。





つくばにおける紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値(●及び○印)は、月平均値に 月日数をかけて 12 か月分を積算して算出する。○印は、観測日数が 20 日未満の月が含まれることを示す。 直線は年積算値の回帰直線であり、統計的に有意な増加傾向を示す(信頼水準 99%で統計的に有意)。