

令和6年度（2024年度）

オゾン層等の監視結果に関する  
年次報告書

令和7年（2025年）12月

環 境 省



## はじめに

1974年、米国カリフォルニア大学ローランド教授とモリーナ博士によって、人工化学物質であるクロロフルオロカーボン（CFC）が成層圏のオゾン層を破壊することが初めて指摘され、人や生態系に影響が生じるとの警鐘が鳴らされました。これを契機として、オゾン層保護のための取組が進められるようになりました。1985年には、「オゾン層保護のためのウィーン条約」が、1987年には「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」が採択されました。このモントリオール議定書に基づき、主要なオゾン層破壊物質の生産量・消費量が明確な期限を定めて削減されてきました。さらに2016年には、高い温室効果を有するハイドロフルオロカーボン（HFC）を、段階的削減の対象物質に追加するキガリ改正が採択されました。改正議定書は2019年1月1日に発効されています。

また、近年では気候変動を背景として、世界各地で記録的な熱波や寒波、大雨等の深刻な気象災害が発生するなど、甚大な被害が生じています。これら気候変動問題に対処するため、我が国は、2050年までのカーボンニュートラルを宣言し、2021年4月には、2030年度に温室効果ガスを2013年度から46%削減することを目指していくことを表明しました。この新たな削減目標も踏まえて、2025年2月、「地球温暖化対策計画」を改定し、その中で、代替フロンについても約59%減の水準（約9百万t-CO<sub>2</sub>）にすることを示しています。フロン類対策はオゾン層保護だけでなく気候変動対策としても、重要性が非常に高まっています。

我が国のオゾン層保護・気候変動対策に関する取組としては、「フロン類の使用の合理化及び管理の適正化に関する法律（フロン排出抑制法）」に基づき、フロン類の上流から下流までのライフサイクル全般にわたる対策を推進するとともに、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律（オゾン層保護法）」に基づき、CFC、ハロン、ハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC）などの特定物質（オゾン層破壊物質）の製造数量の規制、使用事業者に対する排出抑制・使用合理化指針の公表等を行っています。キガリ改正についても、2018年7月にオゾン層保護法を改正し、HFCを規制の対象に加えています。

オゾン層保護法では、第22条において、環境大臣は、オゾン層の状況及び大気中における特定物質等の濃度の状況に関する気象庁による観測の成果等を活用しつつ、特定物質によるオゾン層の破壊の状況及び大気中における特定物質等の濃度変化の状況を監視し、その状況を公表することとされています。本報告書は、同規定に基づいて、2024年度における特定物質によるオゾン層の破壊の状況、大気中の特定物質等の濃度変化の状況等に関する監視結果をとりまとめたものです。

本報告書の作成に当たり、環境省に設置した成層圏オゾン層保護に関する検討会科学分科会及び環境影響分科会の御指導を仰ぎました。また、気象庁からは、観測結果の提供等多大なる協力をいただくとともに、「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2024年）」から一部引用させていただきました。ここに、御指導、御協力をいただきました検討会委員の皆様、関係者の皆様に深く感謝申し上げます。

本報告書が幅広く活用され、オゾン層保護及び地球温暖化防止に向けた取組が一層進められることを期待しています。

令和7年12月  
環境省地球環境局

## 成層圏オゾン層保護に関する検討会

### 科学分科会

座長	今村 隆史	東京都環境公社 東京都環境科学研究所 所長および 国立環境研究所 客員研究員
委員	秋吉 英治	国立環境研究所 地球システム領域 シニア研究員
	斉藤 拓也	国立環境研究所 地球システム領域 上級主幹研究員
	斉藤 秀	気象庁大気海洋部環境・海洋気象課 大気海洋環境解析センター 所長
	富川 喜弘	情報・システム研究機構国立極地研究所および 総合研究大学院大学 准教授
	畠中 エルザ	国立環境研究所・地球システム領域・温室効果ガスインベントリオフィスマネジャー
	藤原 正智	北海道大学大学院 地球環境科学研究所 地球圏科学部門 大気海洋物理学分野教授

### 環境影響分科会

座長	小野 雅司	国立環境研究所 環境リスク・健康領域 客員研究員
委員	秋吉 英治	国立環境研究所 地球システム領域 シニア研究員
	高橋 真哉	筑波大学 生命環境系 准教授
	竹下 秀	東海大学建築都市学部 建築学科 准教授
	斉藤 秀	気象庁大気海洋部環境・海洋気象課 大気海洋環境解析センター 所長

## 目次

目次	1
概要	1
1. オゾン層の状況	1
2. 特定物質等の大気中濃度	4
3. 太陽紫外線の状況	6
第1部　オゾン層の状況	8
1. オゾン層の形成と分布・その変動	10
1-1. オゾン層の形成・分布	10
1-2. オゾン層の自然変動	13
1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊	15
2. 世界と日本のオゾン層の観測状況	16
3. オゾン層の監視結果	18
3-1. 地球規模のオゾン層の状況	18
3-2. 極域のオゾン層の状況	26
3-3. 我が国におけるオゾン層の状況	38
4. オゾン層の将来予測	42
4-1. CFC、ハロン等オゾン層破壊物質濃度とその推移	42
4-2. 温室効果ガス濃度の増加とオゾン層への影響	45
4-3. 化学気候モデルを用いたオゾン層の将来変化予測	48
4-4. オゾン層破壊と気候変化等の相互作用	53
参考資料	57
参考資料 1. オゾンの高度分布の観測	57
参考資料 2. つくばにおける月別オゾン全量変化と高度別オゾン分圧変化の関係(2024年)	59
参考資料 3. 南極昭和基地における月別オゾン全量変化と高度別オゾン分圧変化の関係(2024年)	60
第2部　特定物質等の大気中濃度	62
1. オゾン層破壊物質の種類と特性	64
2. 特定物質等の観測状況	66
3. 特定物質等の大気中濃度の監視結果	68
3-1. 特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の状況	68
3-2. 日本の都市域における大気中濃度の状況	86
4. 特定物質の大気中濃度の将来予測	95
第3部　太陽紫外線の状況	98
1. 太陽紫外線の概要	100
1-1. 太陽紫外線の概要	100
1-2. 紫外線の指標	100
1-3. 紫外線強度および紫外線量の変動要因	102
2. 太陽紫外線の観測の状況	105
2-1. 太陽紫外線の観測手法	105
2-2. 紫外線観測状況	105
3. 太陽紫外線の監視結果	107
3-1. 世界の太陽紫外線の状況	107
3-2. 南極域の太陽紫外線の状況	112
3-3. 我が国の太陽紫外線の状況	114
4. 太陽紫外線の将来予測	118
第4部　巻末資料	120
1. 参考文献	122
2. 英略語一覧	127

# 概要

## 1. オゾン層の状況

### ■地球規模のオゾン層の状況 (p.18～)

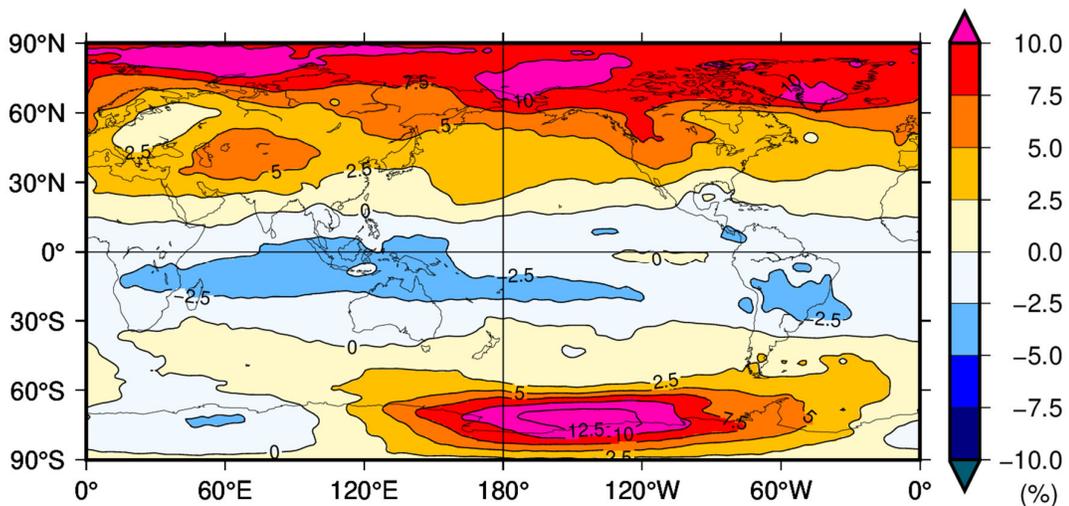
地球規模のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少したが、1990 年代後半に減少傾向が止まり、2000 年以降は変化が比較的小さくなっている。ただしオゾン全量は 1970 年代と比べて現在も少ない状態が続いている。

2024 年の年平均オゾン全量の地球規模の分布を、オゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量がほぼ一定であった 1997～2006 年の平均値の分布と比較すると、両半球中高緯度で広く正偏差\*となり、赤道付近では概ね負偏差となった。特に、北半球高緯度と南大洋の太平洋側では顕著な正偏差となった。顕著な正偏差の要因として、冬季に北半球高緯度で成層圏突然昇温が発生し、北半球中高緯度については、冬季から春季にかけてオゾンの輸送が活発だったことや、北半球高緯度でオゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲が出現するような低温が持続しなかったことが影響したと考えられる。南大洋の太平洋側については、南極オゾンホール規模が比較的小さく推移したこと、位置が比較的アフリカ大陸側に偏っていたことが考えられる。

2024 年の世界の月平均オゾン全量偏差の分布を見ると、北半球では+20%以上の正偏差が 2 月から高緯度で見られ、3 月には広い範囲に拡大した。特に 3 月は北極海上空で+30%以上の正偏差がみられた。要因として、春季を中心に北極域へのオゾンの輸送が活発であったことが影響したと考えられる。

南半球では、8 月に南大洋のインド洋側に+20%以上の正偏差の領域がみられ、9 月～10 月は南大洋の太平洋側に+20%以上の正偏差の領域が広がり、特に 9 月は+60%以上の正偏差の領域もみられた。これは、南極オゾンホールの位置が比較的アフリカ大陸側に偏っていたことが要因と考えられる

\*偏差 (%) とは、基準値 (長期間の平均値など) からの差を基準値で割った大きさを百分率で示したもの。正偏差は基準値よりも大きな値であることを、負偏差は基準値よりも小さな値であることを意味する。



図① 世界のオゾン全量偏差 (%) の年平均分布図 (2024 年)

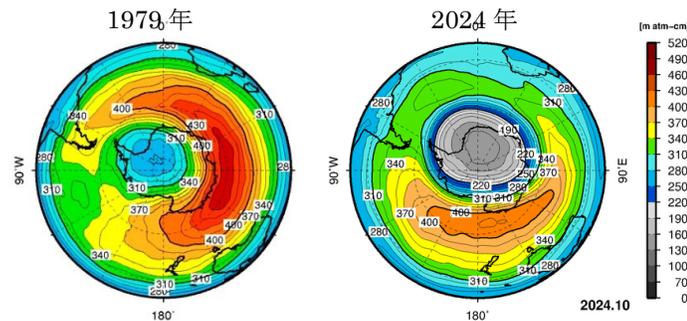
※ 「偏差」は 1997～2006 年の平均値からのずれとして算出。p.19 図 1-3-2 (下) として掲載 (出典) 気象庁提供

## ■南極域上空のオゾン層の状況（p.26～）

南極域（南緯 60 度～南緯 90 度）の春季に形成されるオゾンホール\*の規模は、1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大したのち、2000 年以降は縮小傾向にある。

2024 年の南極オゾンホールは、8 月中旬に発生し、その後は面積の拡大が進まず、最近 10 年間（2014～2023 年）の平均値より遅い 8 月下旬に面積が拡大し、9 月下旬には最近 10 年間の平均値と同程度の面積となった。最大値は、9 月 28 日に観測した 2,240 万 km<sup>2</sup> で、南極大陸の約 1.6 倍となった。2024 年の 7 月から 8 月は南極上空に形成される極渦が不安定で、7 月から 8 月にかけて南極上空の高度 20km 付近の気温の低い領域が最近 10 年間の平均値より小さく、特に、8 月上旬から中旬にかけてはその時期の最近 10 年間の最小値より小さく推移したため、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲の発生が抑えられ、南極オゾンホールの拡大が遅れたと考えられる。9 月は、極渦が円形で安定し、気温の低い領域が最近 10 年間の平均値と同程度で推移したため、9 月下旬には南極オゾンホールの面積が最近 10 年間の平均値程度まで拡大した。10 月以降は、極渦の円形が崩れて極渦の外側のオゾン濃度の高い空気と混合することが度々あり、10 月上旬、11 月上旬、12 月上旬に南極オゾンホールの面積の急速な縮小が見られた。10 月中旬や 11 月中旬には、極渦が円形で安定して、南極オゾンホールの面積が一時的に維持されたものの、10 月以降の南極オゾンホールの面積は最近 10 年間の平均値より概ね小さく推移し、12 月 8 日に消滅した。

\*オゾンホールとは南極上空の春にオゾン全量が極端に少なくなる現象のことである。下図（右図）でもわかるように、南極上空に穴の空いたようなオゾン全量の少ない領域が存在する。1980 年代初めからこのような現象が観測されている。



図② 南半球における 10 月の月平均オゾン全量分布（1979 年及び 2024 年）

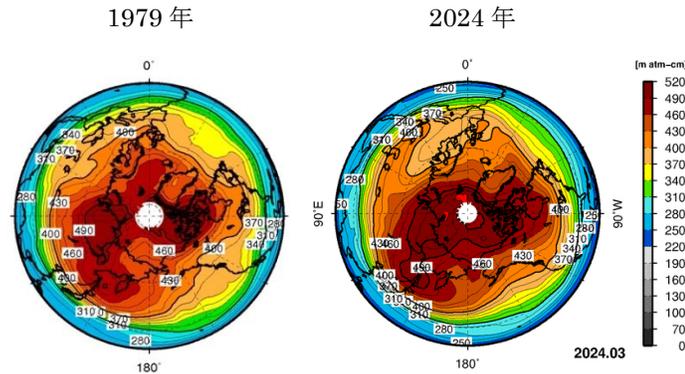
米国航空宇宙局（NASA）の衛星観測データを基に気象庁で作成

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

### ■北半球高緯度域のオゾン層の状況 (p. 34～)

北半球高緯度域でも、南極オゾンホールほど大規模ではないものの、オゾンの少ない領域が現れることがある。

2024年3月の偏差分布は、北極域を中心に正偏差となり、+30%以上の正偏差の領域もみられた。この要因として、2024年の冬季から春季にかけて、成層圏の南北循環（ブリューワー・ドブソン循環）の駆動源の一つである地球規模の波（プラネタリー波）の対流圏から成層圏への伝播が北半球で頻繁に発生し、北極域へのオゾン輸送が活発であったことが影響したと考えられる



図③ 北半球における3月の月平均オゾン全量分布（1979年及び2024年）

米国航空宇宙局（NASA）の衛星観測データを基に気象庁で作成  
（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

### ■我が国におけるオゾン層の状況 (p. 38～)

2024年のつくばのオゾン全量の月平均値は、1月、3～6月、12月に多くなり、3月と6月は観測開始（1957年）以来、その月として2番目に多い値となった。1月から6月にかけてオゾン全量が多かった要因については、北半球中高緯度では、冬季から春季にかけて北極域へのオゾンの輸送が活発であったことが影響したと考えられる。12月のオゾン全量が多かったのは、対流圏界面の高度が平年と比べて低かったためと考えられる。

### ■オゾン層の将来予測 (p. 42～)

数値モデル予測によると、オゾン層の回復時期は南北両半球で異なり、南半球の回復は北半球に比べてやや遅れると予想されている。オゾン全量が1980年レベルまで回復する時期は、南極では2066年頃、北極では2045年頃、高緯度を除く全球の平均（北緯60度～南緯60度）では2040年頃と予想されている。1980年から1996年までの世界各地におけるオゾン全量の減少に関する評価は、2018年のWMO/UNEPのオゾン層破壊の科学アセスメントから基本的に変わっていない。

また、オゾン層の回復には、温室効果ガス（GHG）の増加が影響を与えることも示唆されている。GHGの増加に伴うオゾン層の回復への影響や緯度帯による回復時期の違いは、GHGの増加による成層圏の気温低下が成層圏オゾン量をグローバルに増加させる効果と、大気の大規模循環（ブリューワー・ドブソン循環）の加速によって輸送されるオゾン量が緯度帯によって異なる効果の複合作用の結果と考えられる。

熱帯域ではオゾンの少ない対流圏の空気がより多く下部成層圏へ流入してオゾン全量の増加が抑制される一方、北半球中高緯度や南半球中緯度では極向きの上昇流が強まり、オゾンの増加した成層圏大気がこの領域の下部成層圏により多く輸送されるようになりオゾン全量の増加が強化されると考えられる。なお南半球高緯度では、大気循環の加速の影響は小さくオゾン全量の増加は抑制される。

## 2. 特定物質等の大気中濃度

### ■ 特定物質等の大気中バックグラウンド濃度の状況 (p. 68～)

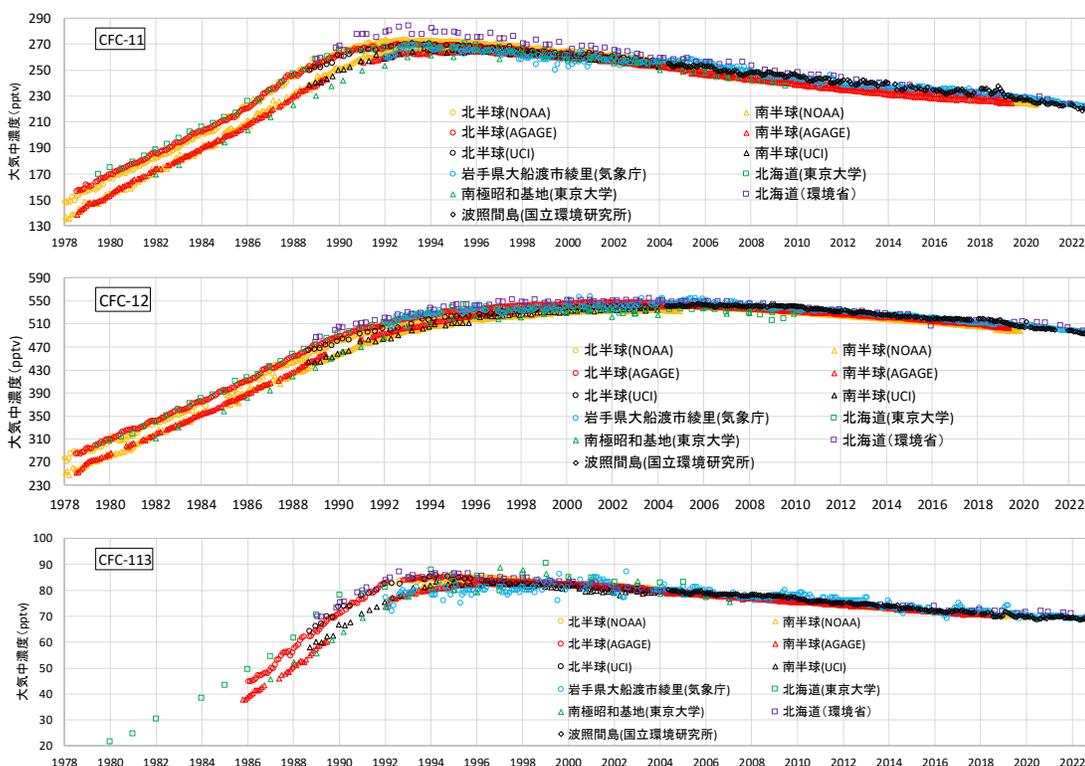
北半球中緯度域(北緯 30 度～北緯 60 度)の平均的な状況を代表するような国内の観測地点(北海道内など)において、それまで増加し続けてきた特定物質(オゾン層保護法に基づき生産等が規制されているフロン等)のうち、CFC-12 の大気中濃度は 1990 年代後半以降最高濃度でほぼ横ばいであったが 2006 年頃から減少し始めている。CFC-11、CFC-113、四塩化炭素の大気中濃度は 1990 年代半ば以降、約 1%/年の割合で減少している。このうち CFC-11 については、国内での観測や国際機関による観測で 2014 年頃から濃度の減少に鈍化が認められたが 2019 年以降は再び減少に転じている。一方、大気中での寿命の短い 1,1,1-トリクロロエタンの大気中濃度は 1990 年代以降急速に減少した。

ハロン-1211 の大気中濃度は 2000 年代に入って増加傾向が鈍化し、近年は減少に転じた。ハロン-1301 については、増加し続けていたが、近年その増加はゆるやかになり、2015 年以降は濃度の明瞭な増加は認められない。

HCFC-22 は調査開始以来増加し続けていたが、近年その増加はゆるやかになり、2020 年以降は濃度の明瞭な増加は認められない。

HCFC-142b は、調査開始以来増加し続けていたが、近年その増加はゆるやかになり、2014 年以降は濃度の明瞭な増加は認められない。HCFC-141b はここ数年再び濃度増加に転じる傾向を示している。一方、HFC-134a の増加率は約 5%/年で極めて大きく、未だに増加している。

また、2018 年にオゾン層保護法が改正され、「特定物質代替物質」として HFCs が新たに規制されることとなったことを受けて、2019 年度から HFCs の観測結果を掲載している。



図④ 国内外の機関で観測された CFC-11、CFC-12 及び CFC-113 の濃度変化

※環境省の観測結果 (p.70 図 2-3-1)、国立環境研究所の観測結果 (p.76 図 2-3-9)、気象庁の観測結果 (p.77 図 2-3-10)、東京大学の観測結果 (p.80 図 2-3-11) の他、WMO 科学評価パネル報告書で紹介された観測結果 (AGAGE、NOAA/ESRL、UCI) を取りまとめたもの。

#### ■日本の都市域における大気中濃度の状況 (p. 86～)

日本の都市域の代表例として川崎市内で連続測定した CFC-11、CFC-12、CFC-113、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタンの大気中濃度は、次第に変動幅が小さくなるとともに、北海道における大気中濃度とほとんど変わらなくなってきている。変動幅の縮小や濃度の低下には、日本における生産の全廃及び排出抑制等が進んだ結果が反映されていると考えられる。

一方で、HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b は、近年やや放出量が減少する傾向を示しているものの、依然として頻繁に高い濃度で検出されている。このことは、これらの物質は現在も多方面で利用されていることや、過去に製造・充填された機器装置等から大気中に放出されていることが反映されていると考えられる。HFC-134a においては、2010 年頃まで検出されていた高濃度イベントは最近ではその頻度・強度は低下している。一方で、2011 年頃から濃度の中央値及び 20% 値に明瞭な増加傾向が認められ、濃度の中央値は北海道でのバックグラウンド濃度に比べて依然として高い。

#### ■特定物質の大気中濃度の将来予測 (p. 95～)

オゾン層を破壊する CFC の生産と消費は、モントリオール議定書に基づいて先進国では 1995 年末までに、途上国では 2009 年末までに全廃されたが、大気中寿命が非常に長いため、今後、CFC の大気中濃度は極めてゆるやかに減少していくと予測される。一方、CFC と比べるとオゾン層破壊係数の小さい HCFC については、同議定書の規制スケジュールに従って、先進国の生産・消費は 2020 年をもって全廃されたが、途上国においては生産・消費の削減が進められている途中段階にあり、HCFC の大気中濃度は引き続き増加するが、今後 10～20 年でピークに達し、その後減少すると予測される。

## 3. 太陽紫外線の状況

### ■太陽紫外線の概要 (p. 100～)

オゾン層は、太陽から地球にやってくる紫外線のうち、UV-C (100～280nm) のすべてと UV-B (280～315nm) のほとんど (約 90%) を吸収する。これらは有害紫外線と呼ばれる。しかし波長が長い UV-A (315～400nm) は吸収しない。地表面に生物が生存できるのは、オゾン分子が地表面から離れた高度領域にオゾン層として存在していることで、有害紫外線から地上が守られているためである。

地表で観測される紫外線は、オゾン全量の他、太陽高度、雲の状況、エアロゾルの量、地表面の反射率、海拔など、様々な要因によって変動する。また、それらの影響は波長によって異なる。

UV-B は、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらし、皮膚の光老化や皮膚がん発症率の増加、さらに白内障発症率の増加、免疫抑制など、人の健康に影響を与えるほか、陸域、水圏生態系に悪影響を及ぼす。成層圏オゾン層の破壊により UV-B の地上への照射量が増大すると、それらの悪影響が増大することが懸念される。

### ■南極域の太陽紫外線の状況 (p. 112～)

2024 年の南極昭和基地における紅斑紫外線量\*日積算値の月平均値は、1 月に多くなった。これは主にオゾン全量が例年より少なかったことが要因と考えられる。紅斑紫外線量日積算値は、11 月中旬以降に、平均値よりかなり大きく推移し、12 月中旬以降は平均値並みか下回った状態で推移した。これらは、概ねオゾン全量の推移と対応した逆相関を示しており、紅斑紫外線量日積算値がオゾン全量に強く依存していることを示している。

\*紅斑紫外線量とは、波長で定義された紫外線 (UV-A、UV-B、UV-C) とは別に、人体への紅斑作用影響を示すために、波長によって異なる影響度で重みづけして算出した紫外線量のこと。

### ■日本国内の紫外線量の状況と経年変化 (p. 114～)

2024 年のつくばにおける紅斑紫外線量日積算値は、5～6 月、8～9 月、11～12 月に多く、特に 12 月は 1990 年の観測開始からその月として 1 番多い値となった。11 月はその月として 2 番目に多い値、9 月はその月として 3 番目に多い値となった。これらは、日照時間が多かったことが要因と考えられる。

また、2024 年のつくばにおける紅斑紫外線量の年積算値も観測を開始した 1990 年代初めに比べ多くなっており、2014 年から 2024 年までの 10 年間あたりの増加率は 4.6% である。

地表に到達する紫外線量は上空のオゾン量、エアロゾル量、雲の状況などによって変化する。1990 年以降のオゾン量は、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、緩やかに増加している。このため、1990 年以降、つくばの紫外線観測にみられる紫外線量の増加傾向をそのまま上空のオゾン全量の変化に関連づけることはできない。

### ■太陽紫外線の将来予測 (p. 118～)

晴天条件での紫外線量はオゾン全量に依存する。そのため、オゾン層破壊の影響により、現在の晴天時の紫外線量は、引き続き高い状況が続いていると思われる。オゾン層の回復が期待される中で、今後の晴天時の紫外線は、北半球中高緯度 (北緯 30 度～北緯 90 度) では、2020 年代には 1980 年 (オゾンホールが顕著に現れ始めた年) レベルの紫外線量に戻ると予想されていたが、北半球に位置する日本国内の 3 地点 (札幌、つくば、那覇) の観測値については 2000 年以降紅斑紫外線量の減少傾向は見られず、オゾン全量以外の効果も影響していると考えられる。

一方、南半球では 1980 年レベルの紫外線量に戻るのには北半球よりやや遅れ、さらに南極域 (南緯 60 度～南緯 90 度) では今世紀半ばになると予想されている。



# 第1部 オゾン層の状況



# 1. オゾン層の形成と分布・その変動

約 46 億年前の地球誕生以来、地球上に海が生まれ、海の中の光合成生物によって大気中に大量の酸素が放出された結果、太陽光による酸素の光分解によって地球大気上層にオゾン層が形成されることとなった。オゾン層が形成されると、オゾン自身が太陽光を吸収してその周辺の大気を暖めるため、オゾン層周辺では上層の気温は下層より高くなる。この気温の逆転層を成層圏と呼んでいる。成層圏のオゾンは地球上の生物に有害な紫外線を吸収し、その地表への到達を防ぐことによって、地表生物の生存を可能にする重要な役割を担っている。ここではオゾン層の形成、オゾン層の分布と変動、及び人間活動によるオゾン層破壊について解説する。

## 1-1. オゾン層の形成・分布

### 大気中でのオゾンの生成

大気の主成分の一つである酸素分子は、太陽からの紫外線のうちエネルギーの高い（波長の短い）紫外線を吸収し2個の酸素原子に解離する。生成した酸素原子は周りの酸素分子と結合してオゾンを生成する。エネルギーの高い太陽紫外線は、大気中の酸素分子に吸収されるため、高度が低くなるにつれて強度が弱まる。一方、分解される酸素分子の量は高度が低い方が多いので、この2つの量のかねあいにより、オゾンが生成される効率はある高度で最大になる。

一方、生成されたオゾンは大気中での分解反応（詳細は第1部参考資料2（環境省HP）を参照）により消失する。またオゾンは、大気の運動によってある場所から別の場所に輸送される。そのため、オゾンの分布は、大気中でのオゾンの生成・分解反応とオゾンの輸送のバランスによって決まってくる。

### オゾンの高度分布

図1-1-1にオゾン濃度の高度分布を示す。図からも分かる通り、オゾンの多く（大気中のオゾンの約90%）は「オゾン層」と呼ばれる地上から約10kmから50kmの高度領域に存在している。図1-1-1にはオゾン濃度の高度分布と合わせて、気温の高度分布が示されている。地表面から高度10数kmまでは、高度が高くなるに従って気温が低くなる。そのため、この高度領域は対流活動が起こることから、「対流圏」と呼ばれる\*。一方、高度約10kmより高い、オゾンが多く存在している高度領域では、高度が高くなるに従って気温が高くなる。このような下層より上層の大気が暖かい温度構造が見られることには、オゾン層の存在が関係している（詳細は第1部参考資料2（環境省HP）を参照）。この高度約10kmから50km付近までの気温が高度とともに上昇している領域は「成層圏」と呼ばれる。

オゾン層は、太陽から地球にやってくる、生物に有害な紫外線（UV-B）をほとんど（約90%）

\* 対流圏のオゾンは、成層圏からの輸送ならびに対流圏での光化学的な生成によって供給されている。

なお、対流圏には酸素分子が吸収し解離を起こすようなエネルギーの高い太陽紫外線が到達しないため、対流圏では成層圏とは異なったメカニズムでオゾンが生成される。

吸収する。一方、オゾン分子は生物にとって有害な物質である\*。地表面に生物が生存できているのは、このオゾン分子が地表面から離れた高度領域にオゾン層として存在していることで、有害紫外線から地上が守られているためである。なお、オゾン層によって吸収されなかったごく少量のUV-B（長波長側のUV-B）は地表面に到達するので、地上生物はそれに対する防御機能を備えるようになったといわれている。一方で、過度にUV-Bを浴びることは人の健康や動植物に悪影響を及ぼすおそれがある。

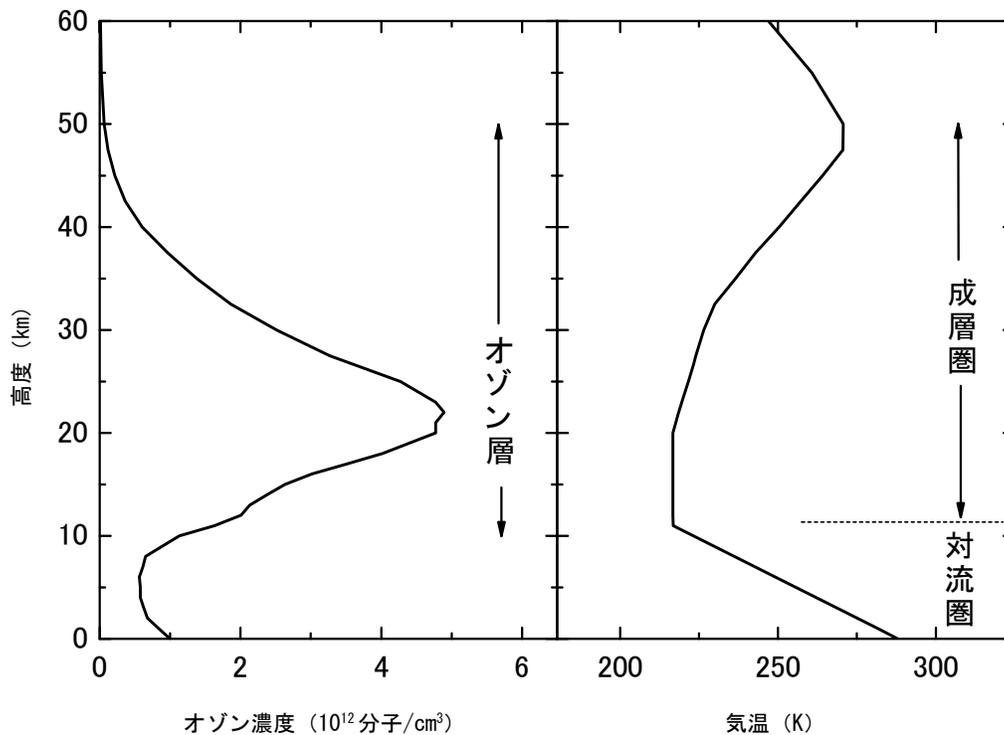


図1-1-1 オゾン濃度の高度分布（左図）及び気温の高度分布（右図）  
 (出典) US Standard Atmosphere (1976) をもとに作成

\* 成層圏に存在するオゾンも対流圏に存在するオゾンも化学的には同一の物質である。しかしながら、対流圏に存在するオゾンは人の健康や作物・生物等に悪影響を及ぼすため、汚染物質として扱われ、「悪いオゾン（スモッグオゾン）」と称されることがある。一方、成層圏に存在するオゾンは、生物に有害な紫外線の防御機能の役割を果たすため、「良いオゾン」と称されることがある。

## オゾン全量の地球規模の分布

オゾン量は、太陽紫外線照射量や大気中輸送量の違いによって、緯度・経度や季節による違いがある。低緯度上空の成層圏では、太陽紫外線の豊富な照射によりオゾンが多く生成される。ところが図1-1-2に示した衛星観測によるオゾン全量\*の地球規模の分布を見ると、オゾン全量は低緯度域で少なく中高緯度域で多くなっていることが分かる。そのような緯度分布を作り出している原因は、大規模な大気の輸送過程である。

大気は、平均的には、熱帯において対流圏から成層圏に入って上昇し、中高緯度において下降して対流圏に戻る。この全球大気循環の存在は、Alan BrewerとGordon Dobsonによる水蒸気とオゾンの観測によって、半世紀以上昔に初めて推定された。提唱者の名前にちなんでこの循環はブリューワ・ドブソン循環と呼ばれる。成層圏内における極向きの流れは、オゾンの豊富な低緯度成層圏の空気を中高緯度成層圏に輸送する主要なメカニズムであり、これによって低緯度から中高緯度にかけてのオゾン全量の増加が説明される。(詳細は第1部参考資料5(環境省HP)を参照)。

更に図1-1-2を詳しく見ると、オゾン全量は赤道域では少なく、南北両半球とも中・高緯度域で多く、特にオホーツク海上空は最も多いことが分かる。また、緯度方向の変化は、中緯度では南半球に比べて北半球で大きく、日本上空は世界的に見ても最も大きい。

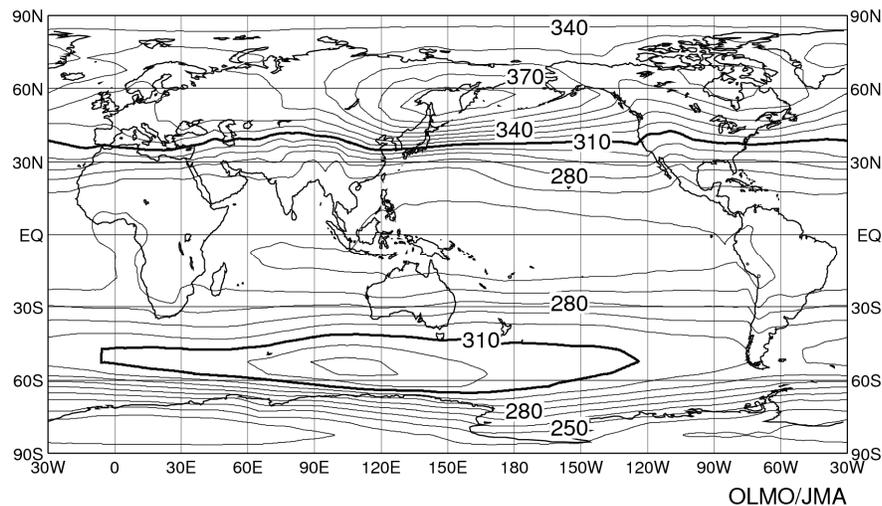


図 1-1-2 世界の年平均オゾン全量 (1997~2006 年の平均値)

単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 、等値線間隔は $10 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 。NASA提供の衛星データ (TOMS及びOMIデータ) をもとに作成。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告: 2010

\* 地表から大気上端までの鉛直気柱に含まれるすべてのオゾンを積算した量をオゾン全量という。オゾン全量は、大気中のオゾンをすべて1気圧、 $0^{\circ}\text{C}$ として地表に集めた場合の層の厚さに相当する量として表される。オゾン全量を表す単位としては、 $\text{cm}$ 単位で表した厚みを1000倍した数値が一般に使われており、便宜的にこの単位を $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ (ミリ・アトモスフェア・センチメートル)又はDU(Dobson Unit;ドブソン単位)と称している。地球全体の代表的なオゾン全量は $300 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ であるため、「代表的なオゾン層の厚みは3mm」と表現されることもある。ちなみに、大気全体の厚みを同じ方法で表すと8kmとなる。

## 1-2. オゾン層の自然変動

オゾン量は人為的要因による変動だけでなく、短期的には季節による変動や、より長期的にはQBO（準2年周期振動）や太陽黒点活動（約11年周期）などに対応した変動がある。更に、成層圏に達するような火山の大規模噴煙も一時的にオゾン量に影響を与えることが知られている。オゾン層の変動に影響を及ぼす自然要因については、十分に理解されていない部分はあるものの、人為的要因によるオゾン層の変化を精度よく検出するためには、以下に述べる自然要因による変動を考慮することが必要である。

### オゾン全量の季節変動

東西方向に平均したオゾン全量の1997～2006年の平均値の季節変動を図1-1-3に示す。

一般的に中高緯度域のオゾン全量は、南北半球ともに春に最大となるような季節変動が見られる。これは、赤道域から中高緯度への成層圏大気の大規模輸送が冬から春にかけて最も活発となるためと理解されている。

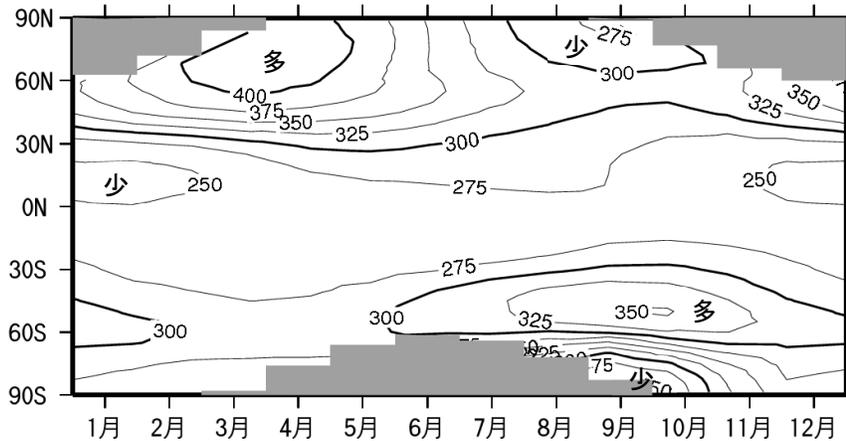


図 1-1-3 オゾン全量（1997～2006年の平均値）の季節変動

単位は  $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 、等値線間隔は  $25\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 。NASA 提供の衛星データ（TOMS 及び OMI データ）をもとに作成。図中、極域での等値線のない陰影部があるのは、太陽光が射さなくなる冬季の両極域では観測できないため。（出典）気象庁 オゾン層観測報告：2010

### 赤道上空成層圏の風向変化（準2年周期振動）

赤道付近の成層圏では東風と西風が約2年の周期で交代することが知られており、この現象は準2年周期振動（QBO）と呼ばれている。QBOに伴ってオゾン全量も地球規模で変動することがわかっており、赤道上空で東風の時は低緯度でオゾン全量が平均値より少なく、中緯度では平均値より多くなること、西風の時は低緯度でオゾン全量が平均値より多く、中緯度では平均値より少なくなることが観測データにより確認されている。この相関関係のメカニズムについては、赤道上空成層圏の東西風の変動と南北方向の大規模循環の変動とが結びついたものであろうと考えられている。

### 太陽黒点活動(太陽紫外線量及び成層圏力学過程の変動)

太陽黒点活動に伴ってエネルギーの高い太陽紫外線の放射量が増加する（黒点数が多いと紫外線の放射量は大きくなり、その影響は酸素分子の光分解を促進する短波長の紫外線ほど顕著となる）ことは、人工衛星により観測されている。この変動に伴って上中部成層圏におけるオゾンの生成量が増加するので、太陽黒点活動の極小期と極大期の間で世界平均のオゾン量は2～3%変動することがわかっている。また、上中部成層圏で吸収される太陽紫外線エネルギーの増加は成層圏気温の上昇をもたらすので、これによって成層圏大気の大循環場の変動が起こり、下部成層圏でもオゾン輸送の変動を通じてオゾン濃度が増加するという説が提案されている。

### 大規模火山噴煙

大規模な火山噴火の後で、例えば 1991 年のピナトゥボ火山噴火後の 1992 年と 1993 年には、北半球全体でオゾン全量の減少が観測された。これは、下部成層圏に注ぎ込まれた火山噴煙中の二酸化硫黄が硫酸エアロゾル粒子に変成し、その粒子表面での不均一相反応によってオゾンの消滅反応が促進されたためであるとされている（詳細は第 1 部 4-4 (b) 火山噴火（エアロゾル）がオゾン層破壊に及ぼす影響（p.54）を参照）。

### エルニーニョ・南方振動 (El Niño-Southern Oscillation、ENSO、エンソ)

エルニーニョ現象とは、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る。一方、南方振動とは、エルニーニョ現象、ラニーニャ現象に対応して、インドネシア付近と南太平洋東部とで海面気圧が逆の偏差を示すというシーソーのような変動のことであり、これに伴い貿易風も対応した変動を示す。つまり、エルニーニョ・ラニーニャと南方振動とは赤道太平洋域の海洋と大気とが相互作用しながら引き起こされる現象であり、ひとつにまとめてエルニーニョ・南方振動 (El Niño-Southern Oscillation、ENSO、エンソ) と呼ばれる。ENSO は対流圏全域に影響を与えると同時にその上の成層圏にも影響を与える。具体的には、エルニーニョ現象が起こると、熱帯対流圏が平均的に昇温し、熱帯下部成層圏は降温、中緯度下部成層圏は昇温するということが知られており、ラニーニャ現象が起こった際には逆の気温偏差が各領域に生じる。こういった変動にともなつて成層圏のオゾン濃度分布にも影響が出る。

### 大気の大規模循環場の変動

成層圏の低緯度域において光化学反応で生成されたオゾンは、大気の大規模な流れによって高緯度域に輸送される。このような大気の大規模循環（詳細は第 1 部参考資料 5（環境省 HP）を参照）の変動はオゾン濃度分布に影響を及ぼす。また、対流圏の循環場の変動もオゾン層と相互に関連する。更に、これらの大気の大規模循環場は気候変化の影響を受けることもあり、今後の研究の進展が待たれる（詳細は第 1 部 4-4 (d) オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響（p.56）を参照）。

### 1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊

成層圏中に極微量に存在し、オゾンを触媒反応によって破壊する成分である水素酸化物(HOx)、窒素酸化物(NOx)、塩素酸化物(ClOx)、臭素酸化物(BrOx)などには、自然界の 대기供給源に加えて、近年の人間活動の増大による人為的供給源が無視できないものがある(詳細は第1部参考資料2(環境省HP)を参照)。なお、成層圏オゾンに対する人為起源物質の影響を考えるに当たっては、対流圏大気と成層圏大気の交換には1~2年の時間がかかるため、対流圏で放出される人為起源物質の中で成層圏オゾンに影響を与える可能性のある物質は、これより大気中寿命が長い物質に限られる事に注意すべきである。

水素酸化物の起源物質は、対流圏から輸送される水蒸気その他、数年以上の大気中寿命を有するメタンや水素がある。成層圏へ輸送される水蒸気は自然起源であり、その量は熱帯上空の対流圏界面気温により影響される。一方、メタンや水素の放出源には油田や水田からの放出や反すう動物の呼気など、人為起源のものが含まれている。

成層圏における窒素酸化物の起源物質としては、地表から自然起源・人為起源物質として放出され、100年以上の大気寿命を有する一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)その他、航空機により下部成層圏に直接排出されるNO<sub>x</sub>が人為起源物質として問題となる。一方、対流圏において自然・人為起源物質として放出されるNO<sub>x</sub>は、硝酸ガス(HNO<sub>3</sub>)や硝酸エアロゾル(NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)などの二次生成物を含め、対流圏大気中寿命が短いので、成層圏における窒素酸化物の起源物質としては重要でない。

成層圏におけるClO<sub>x</sub>、BrO<sub>x</sub>の起源物質としては対流圏において自然発生源から放出される塩化メチル(CH<sub>3</sub>Cl)(大気寿命1~3年)、臭化メチル(CH<sub>3</sub>Br)(大気寿命約1年)がある。一方、人為起源物質として、ClO<sub>x</sub>に対しては長寿命物質であるクロロフルオロカーボン(CFC)が、BrO<sub>x</sub>に対してはハロン等の長寿命物質や燻蒸用途などに用いられる臭化メチルが極めて重要である。



## 衛星観測体制

人工衛星搭載センサーによる観測は、同一の測定器で地球全体を広くカバーし、地上観測だけではカバーできない広い海洋上や内陸地のデータが取得でき、これまで世界各国の衛星・測定器で観測が行われてきた。環境省では、衛星搭載センサーILAS（1996年11月から1997年6月）及びILAS-II（2002年12月から2003年10月）の開発を行い、国立環境研究所において、データ処理解析とデータ利用研究を進めた。

気象庁では、継続性と安定性で世界的に見て最も信頼性のある米国製衛星観測器TOMS、OMI及びOMPSで得られたデータ\*を基に解析を行っている。

## 日本における観測体制

日本においては、1960年代後半から札幌、つくば、鹿児島、南極昭和基地においてオゾンゾンデ観測がおこなわれてきた。さらに1980年代後半には那覇における観測が加わった。

日本のオゾンゾンデ観測網は、オゾン全量の緯度方向の変化が世界的に見ても最も大きい領域に位置する南北に長い日本列島に沿って広く南北の緯度範囲をカバーし、アジアから西太平洋域のオゾン変動を理解する上で重要なものであった。また大陸の下流域にあって、東アジアからの人為起源大気成分の対流圏内輸送過程を把握するためにも重要な位置を占めていたといえる。さらにこれらの良質なデータは、衛星観測データの検証や化学気候モデルのパフォーマンスの確認に用いられてきた。気象庁は観測体制の見直しを行っており、2005年には鹿児島での観測が終了し、2018年1月には札幌と那覇でのオゾンゾンデ観測が終了した。さらに2022年1月には札幌と那覇でのオゾン全量観測も終了した。

2023年時点で継続している観測は、つくばと南極昭和基地におけるオゾン全量観測とオゾン反転観測、オゾンゾンデ観測である。オゾン層および紫外線の観測地点に関する詳しい情報は気象庁のホームページを参照されたい

([https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/env/ozonehp/5\\_0station.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/env/ozonehp/5_0station.html))。

なお、札幌では、北海道大学において、2022年7月よりブリューワ分光光度計によるオゾン全量と紫外線の観測を開始している。これは北海道大学と気象庁との共同研究であり、併設している Pandora 紫外可視分光計（国立環境研究所と北海道大学との共同研究）によるオゾン全量観測の検証も目的のひとつとしている。2023年11月からはオゾン反転観測も開始している。

\* 気象庁では、2007年12月以降のOMI及びOMPSのデータについて、地上観測値との偏差が大きいことなどから長期的な変化傾向を解析する際には補正を行っている。

## 3. オゾン層の監視結果

### 3-1. 地球規模のオゾン層の状況

#### (a) 2024年のオゾン全量の状況

##### 世界のオゾン全量の経年変化

世界平均のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少が進んだが、1990 年代後半に減少傾向が止まり、2000 年以降は変化が比較的小さくなっている。地上観測によると、近年（2019～2023 年）はそれ以前（1994～2008 年）に比べわずかに増加（回復）傾向がみられるが、オゾン層破壊が顕著に現れる以前（1970～1980 年）と比較して依然少ない状態が続いている。このような状況は、衛星観測によるデータからも確認されている。図 1-3-1 に世界のオゾン全量の経年変化を示す。

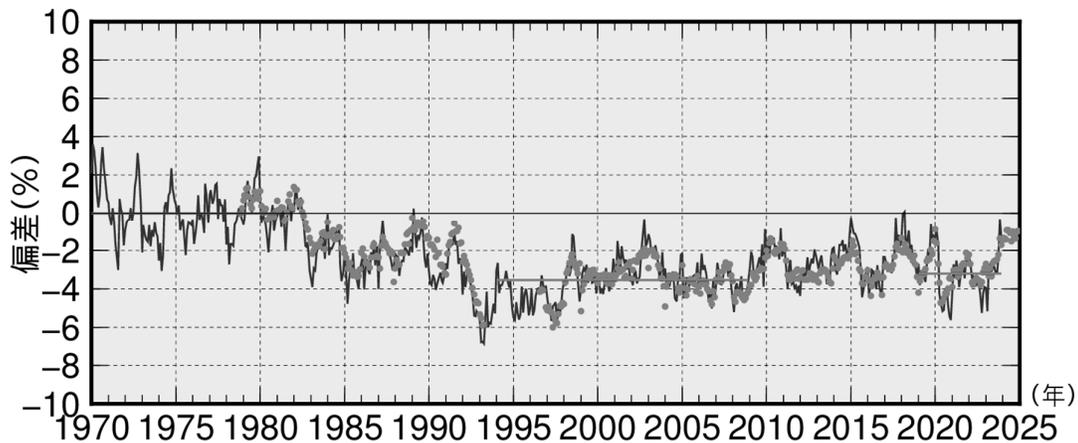


図 1-3-1 世界のオゾン全量の経年変化

世界平均のオゾン全量の 1970～1980 年の平均値と比較した増減量を%で示す。実線は地上観測データ、丸は北緯 70 度～南緯 70 度で平均した衛星観測データ、横線は地上観測データの累年平均値を示す。

累年平均値は、1970～1980 年（オゾン全量が減少する前）、1994～2008 年（オゾン全量の減少傾向が止まった 1990 年代後半を含む過去 15 年間）、2019～2023 年（最近 5 年間）について示す。

長期変化を正確に求めるため、季節変動成分を除去している。地上観測点のデータには「世界オゾン・紫外線資料センター」が収集したデータを、衛星観測のデータには米国航空宇宙局（NASA）提供のデータをそれぞれ使用している。

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

##### 世界のオゾン全量偏差(%)の分布(2024年)

2024 年の世界のオゾン全量の分布を図 1-3-2（上図）に、オゾン全量偏差（%）の分布を図 1-3-2（下図）に示す。

2024 年の世界の年平均オゾン全量の分布を、1997～2006 年（オゾン全量の減少傾向が止まり、オゾン全量がほぼ一定していた期間）の平均値の分布と比較すると、両半球中高緯度で広く正偏差となり、赤道付近では概ね負偏差となった。特に北半球高緯度と南大洋の太平洋側では顕著な正偏差となった。顕著な正偏差の要因として、北半球中高緯度については、冬季から春季にかけてオゾンの輸送が活発だったことや（Newman et al., 2024）、冬季に北半球高緯度で成層圏突然昇温が発生し、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲が出現するような低温が持続しなかったことが影響したと考えられる。南大洋の太平洋側については、南極オゾン

ホールの規模が比較的小さく推移したこと、位置が比較的アフリカ大陸側に偏っていたことが考えられる。

2024年の世界の月平均オゾン全量偏差の分布（詳細は第1部参考資料10（環境省HP）を参照）をみると、北半球では、+20%以上の正偏差が2月から高緯度でみられ、3月には広い範囲に拡大した。特に3月は北極海上空で+30%以上の正偏差がみられた。要因として、春季を中心に北極域へのオゾンの輸送が活発であったことが影響したと考えられる。

赤道付近では、5月まではほぼ全域で負偏差だったが6月以降は正偏差の領域が現れた。一方、赤道から少し離れた南半球の緯度25度付近では1~6月頃に正偏差の領域が広くみられた。これらは、5月頃まで東風シアアの位相（赤道上空の下部成層圏で高度とともに西風から東風に変化）だったQBO（赤道上空の成層圏において東風と西風が約2年周期で交代する自然変動）が、6月頃から徐々に西風シアアの位相（赤道上空の下部成層圏で高度とともに東風から西風に変化）に変化したことと対応している。（詳細は第1部参考資料3（環境省HP）を参照）。

南半球では、8月に南大洋のインド洋側に+20%以上の正偏差の領域がみられ、9月~10月は南大洋の太平洋側に+20%以上の正偏差の領域が広がり、特に9月は+60%以上の正偏差の領域もみられた。これは、南極オゾンホールの位置が比較的アフリカ大陸側に偏っていたことが要因と考えられる。

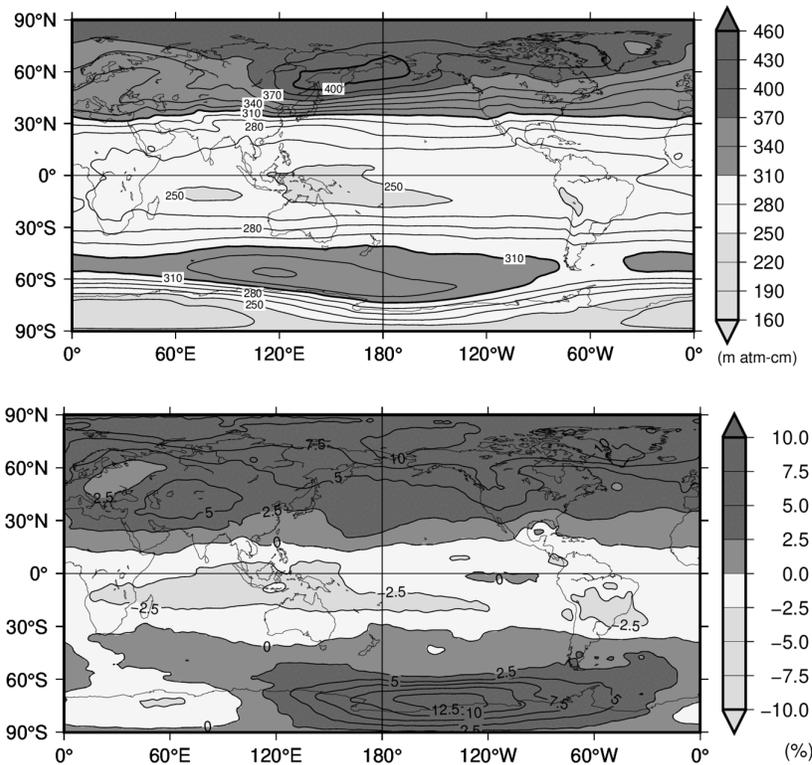


図1-3-2 世界のオゾン全量（上）および偏差（下）の年平均分布図（2024年）

（上図）年平均オゾン全量（m atm-cm）の分布図および（下図）年平均オゾン全量偏差（%）の分布図。（上図）の等値線は15m atm-cm間隔（下図）の等値線は2.5%間隔。1997~2006年の平均値を比較の基準とした。北緯60度以北の1月と11~12月及び南緯60度以南の5~7月は、太陽高度角の関係で観測できない時期があるため省いて年平均を計算した。NASA提供の衛星観測データから作成。※図①参照。

（出典）気象庁提供

## (b) オゾン量のトレンド解析

### 既知の自然要因による変動の除去

オゾン量のトレンド（長期変化傾向）をより正確に評価するためには、既知の様々な自然要因によるオゾン変動を取り除くことが必要である（SPARC/IO3C/GAW, 2019）。そのためオゾン量の観測値から、季節変動、太陽黒点活動の変動（約11年ごと）、準2年周期振動（QBO）及び大規模火山噴煙による影響（成層圏エアロゾル）、ENSO（エルニーニョ／ラニーニャ現象）を差し引いた時系列を計算する。こうして得られるオゾン量の長期的な変動は、大気中のオゾン層破壊物質の濃度の変化にともなう変動成分と、未知の要因による変動成分が重なった時系列と関連づけて理解されている。この時系列からオゾンのトレンド（長期変化傾向）を求める。

オゾン量の長期的な変化はその特徴から、1970年代及びそれ以前のオゾン量がほぼ一定していた状態、1979～1990年代前半までのほぼ直線的な減少傾向、1990年代後半の減少傾向の緩和、及び2000年代からの緩やかな増加傾向に分類できる。

### トレンドの評価方法及びその留意点

オゾン量の長期的な変化傾向を抽出するため、これまで等価実効成層圏塩素（EESC\*（Newman et al., 2007））の時系列（図1-3-3）と関連づけた解析を採用していたが、このような解析は、オゾン量の長期変化傾向がEESCの変化曲線で規定され、温室効果ガスの増加による影響など他の変動要因の影響を排除してしまう欠点がある（WMO, 2018）。

本報告書では、「オゾン層破壊の科学アセスメント2022」（WMO, 2022）で用いられている手法に準じて、既知の周期的な自然変動を除去したオゾン時系列データを用いて、1979年1月から1996年12月までの回帰直線によりオゾン量が減少した時期の変化傾向（ $-2.5\%/10$ 年）を求め、2000年1月から2022年12月までの回帰直線で近年の変化傾向（ $+0.7\%/10$ 年）を求めた（図1-3-4）。

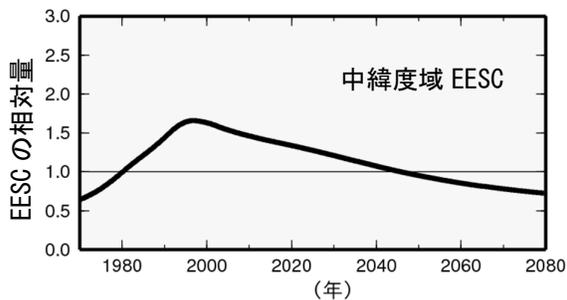


図1-3-3 等価実効成層圏塩素（EESC）の経年変化

1980年を1とした相対的な値として示した。WMO（2014）と同様に、対流圏から成層圏に入ったオゾン層破壊物質が中緯度域まで塩素・臭素原子として到達するまでの時間を3年として算出。また、臭素原子のオゾン破壊効率を塩素原子の60倍とした。EESCの数値は米国航空宇宙局（NASA）から提供。（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）

\* EESC（等価実効成層圏塩素）とは、塩素及び臭素によるオゾン破壊効率が異なることを考慮して臭素濃度を塩素濃度に換算して求めた成層圏での塩素・臭素濃度のことをいう。

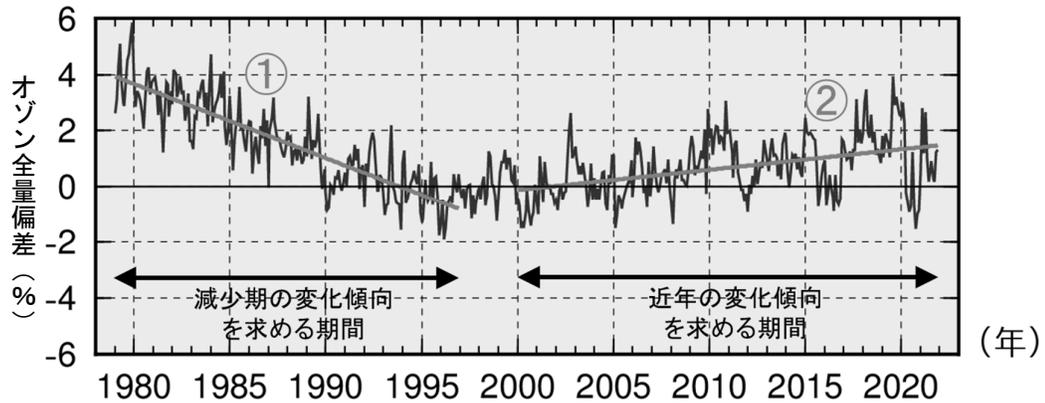


図1-3-4 世界のオゾンの長期変化傾向の解析

長期変化傾向の解析を、世界のオゾン全量に適用した例。

実線は世界の地上観測（南緯 70 度～北緯 70 度の 114 地点）によるオゾン全量偏差（%）で、地点ごとに季節変動と既知の自然変動成分を除去した後に世界平均を求めている。比較の基準値は 1994～2008 年の平均値。直線は地上観測データの 1979～1996 年の回帰直線（①）と 2000～2021 年の回帰直線（②）。世界の地上観測点は世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）のデータを用いた。

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

なお、本報告書において、月別平均値から季節変動および既知の自然変動による影響を除去した時系列データの回帰直線から長期変化傾向を算出した図表は下記のとおり。

- 図 1-3-6 【p.23：オゾン全量緯度別トレンド】
- 図 1-3-7 【p.24：緯度別・月別オゾン全量の変化傾向（%/10年）】
- 図1-3-16 【p.33：南極昭和基地上空のオゾン分圧の高度別トレンド】
- 図1-3-22 【p.40：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向】
- 図1-3-23 【p.41：日本上空のオゾン分圧の高度別トレンド】

本報告書では2000年以降のオゾン量の変化を「近年の変化傾向」として評価した。

第1部3-1(c) オゾン全量のトレンドの分布及び季節変動（p.23～）で使用する地上観測地点の選択にあたっては、毎月の月平均値と衛星による観測データとの全期間を通じた比較において、データの精度に大きな問題がないと判断されることを基準とした。また、観測機器の変更等により観測データに不自然な段差がみられる場合には、その観測データに補正を施したのち、解析を行った。衛星観測データの扱いについては第1部参考資料10（環境省HP）を参照。

図 1-3-5 に、気温・東西風速・南北風速データを同化した化学気候モデルで計算された北半球中緯度のオゾン全量の長期変化傾向を示す。EESC の増加が顕著であった 1996 年以前のオゾン全量の低下傾向は、モデルによる計算結果にも見られる。定量的にも、図 1-3-4 に示された世界のオゾン全量の低下傾向に近い値が得られた。

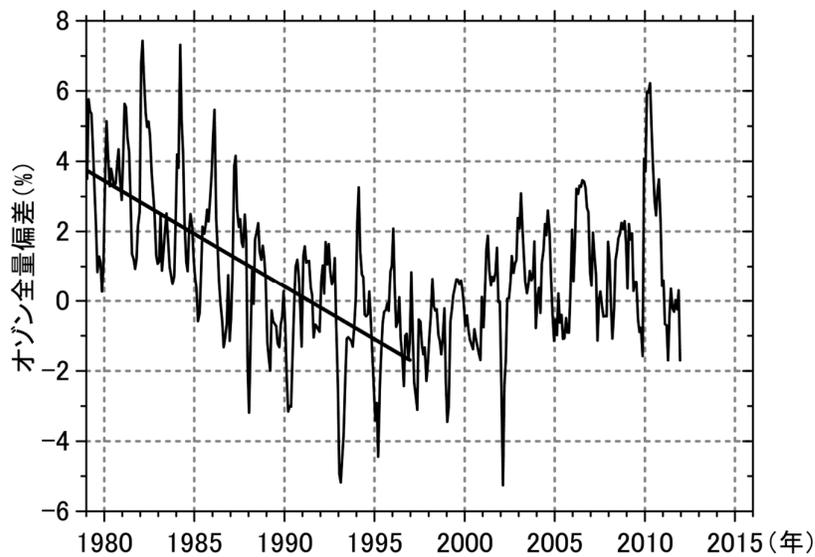


図 1-3-5 化学気候モデルで計算された北半球中緯度のオゾン全量の長期変化傾向

長期変化傾向の解析を、化学気候モデルで計算されたオゾン全量に適用した例。実線は国立環境研究所の化学気候モデルの30-60°N平均のオゾン全量偏差 (%) で、既知の自然変動成分を除去している。比較の基準値は図1-3-3と同じく1994～2008年の平均値。直線は1979～1996年の回帰直線で、傾きは $-3.0\%/10$ 年。

(出典) 国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

## (c) オゾン全量トレンドの分布及び季節変動

## オゾン全量トレンドの地球規模の分布

オゾン全量は、1980年代から1990年代前半にかけてオゾン層破壊の進行に伴って、地球規模（北緯70度～南緯70度）で大きく減少が進んだが、1990年代後半に減少傾向が止まり、2000年以降は変化が比較的小さくなっている。近年のオゾン全量は、オゾン量が少ない状態で安定していた時期（1994～2008年）に比べわずかに増加（回復）傾向がみられるが、オゾン層破壊が顕著に表れる以前（1970～1980年）と比べて依然少ない状態が続いている。

観測されたデータによる緯度帯別オゾン全量の1979～1996年（左図）および2000～2022年（右図）の変化傾向（%）を図1-3-6に示す。

1979～1996年の（左図）衛星観測（●印）では低緯度帯の一部（北緯10度～南緯20度）を除き統計的に有意な減少傾向がみられ、高緯度ほど減少傾向が大きくなっている。地上観測も概ね同様の傾向が確認できる。なお、南半球高緯度（南緯60度以南）は、南極オゾンホールに関連した大規模なオゾン層破壊の影響により、北半球高緯度（北緯60度以北）よりも減少傾向が大きい。

2000～2022年の変化傾向では、北緯10～南緯50度を除いて有意な増加傾向がみられ、南半球高緯度（南緯60度以南）では増加傾向が大きい。なお、南半球高緯度（南緯60度以南）での衛星観測データの信頼区間の範囲が他の緯度帯と比べて広いが、南極オゾンホールの規模の年々変動が影響しているものと考えられる。地上観測では、衛星観測と同様の増加傾向がみられるが、北半球中緯度（北緯30～60度）においては衛星観測データと比べてばらつきが大きい。

「オゾン層破壊の科学アセスメント 2022」によると、オゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類等の濃度は、大気中で緩やかに減少しており、2000年以降、上部成層圏や春季の南極域の下部成層圏のオゾン量には増加傾向がみられる。しかし、オゾン層破壊物質の減少によるオゾン全量の増加量は自然変動と比べて小さい上、気候変動や対流圏オゾンの変動などにも影響されるため、その他の場所でオゾン層破壊物質の減少によるオゾン層の回復を検出することは簡単ではない（WMO, 2022）。

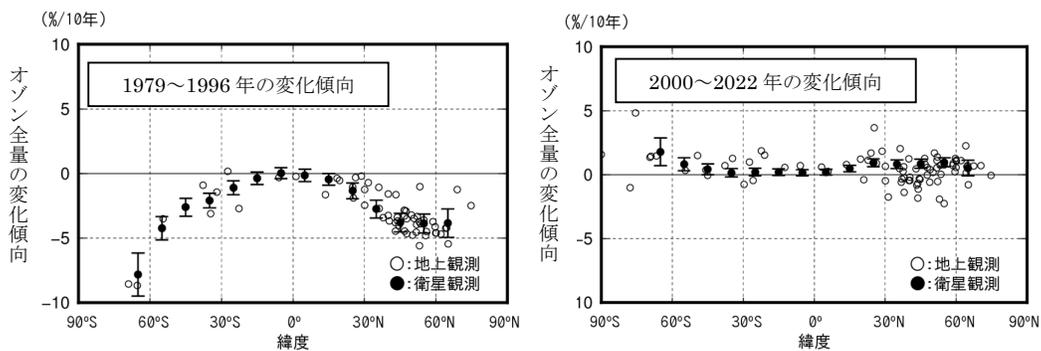


図 1-3-6 オゾン全量緯度別トレンド

オゾン全量の長期変化傾向を示す。左図は、1979～1996年の変化傾向、右図は2000～2022年の変化傾向を示す。

衛星観測データは緯度帯（10度）毎にプロット（●印）している。衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星観測データ（北緯70度～南緯70度）及び世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）に登録された地上観測データから作成。解析に使用したオゾン全量は、季節変動及び既知の自然変動による影響を除去した値である。

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

### オゾン全量トレンドの季節変動（衛星データ）

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、緯度別・月別オゾン全量の1979～1996年（上図）と2000～2022年（下図）の変化傾向（%/10年）を図1-3-7に示す。

1979～1996年では、年間を通して低緯度帯を除いた南北両半球のほとんどの領域で有意な減少傾向がみられた。北半球の高緯度では3～4月に、南半球の中・高緯度では8～12月にオゾン全量の減少の割合が大きく、極域での冬季から春季にかけてのオゾン層破壊の影響が比較的大きかったことを示している。これは冬季の低温条件下で塩素や臭素がオゾンを破壊しやすい物質となって蓄積され、太陽光の照射を受ける春季に特にオゾン層破壊を進行させるためと考えられる（詳細は第1部参考資料2（環境省HP）を参照）。

2000年以降ではほとんどの領域で増加傾向が見られるが、有意な増加傾向は南半球高緯度の1～5月、8月や北半球の1月、2月、8～12月のみとなった。南半球高緯度では8～9月にオゾンの増加の割合が大きいが、増加が有意な領域は8月のみである。その理由は、これらの領域では、毎年の南極オゾンホール規模やオゾンホール影響の及ぶ緯度が移り変わることに伴う年々変動が大きいことが影響している。

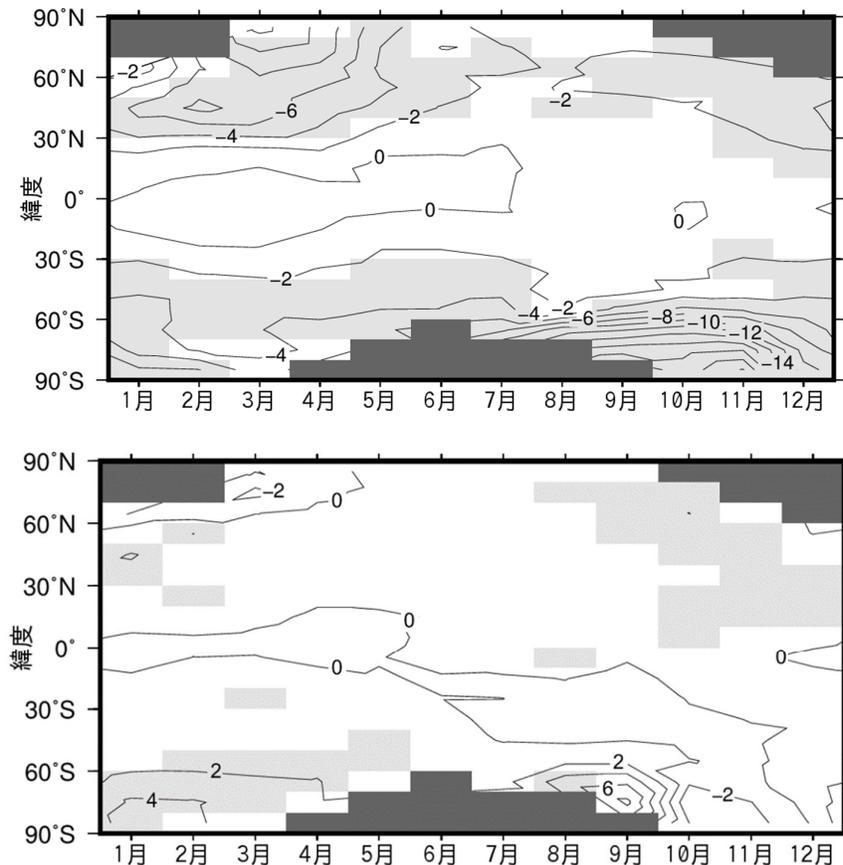


図1-3-7 緯度別・月別オゾン全量の変化傾向（%/10年）

（上図）1979～1996年と（下図）2000～2022年のオゾン全量の変化傾向（%/10年）の月別分布。衛星観測による緯度帯別の帯状平均オゾン全量データを用いて求めたもの。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間で有意に増加または減少している領域。濃い陰影部は欠測域（太陽高度角の関係で観測できない領域）。NASA提供の衛星観測データから作成。解析に使用したオゾン全量は、季節変動及び既知の自然変動による影響を除去した値である。

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

## (d) オゾンの高度別分布のトレンド

### オゾンの高度分布のトレンド(地球規模)

オゾンの鉛直分布のトレンドをみるため、1980年代のオゾン量の変化傾向（%/10年）を緯度高度別に示したものを図1-3-8に示す。

北半球では、中緯度から高緯度にかけての、40km付近と20km付近以下の2つの高度に減少率の大きい領域がみられる。南半球でも、中緯度から高緯度にかけての40km付近は減少率が大きい領域が見られる。

高度40km付近と高度20km付近のオゾン減少は、ともにCFC等から解離した塩素によるものであるが、高度40km付近の減少は、気相反応のみによって働く触媒反応サイクルによるのに対し、高度20km付近の減少は主にエアロゾル粒子表面での不均一相反応によって活性化される別の触媒反応サイクルによると考えられている（詳細は第1部参考資料2（環境省HP）を参照）。

最近では、複数の衛星観測をつなげた長期間のデータにもとづいたトレンド解析がおこなわれている。一方最新の衛星観測結果から、これまでオゾンの日周期変動成分は小さく無視できるとされていた中部・下部成層圏でも、オゾンの日周期変動が明瞭に検出されている（第1部参考資料4（環境省HP）を参照）。オゾンの日周期変動が解明された成果を踏まえ、オゾンアセスメントレポートでは、成層圏領域におけるオゾンの日変化がトレンド解析に及ぼす影響（さまざまな手法によるオゾン測定がその固有な観測時間によってバイアスを持ちうること）について述べられている（WMO, 2015）。

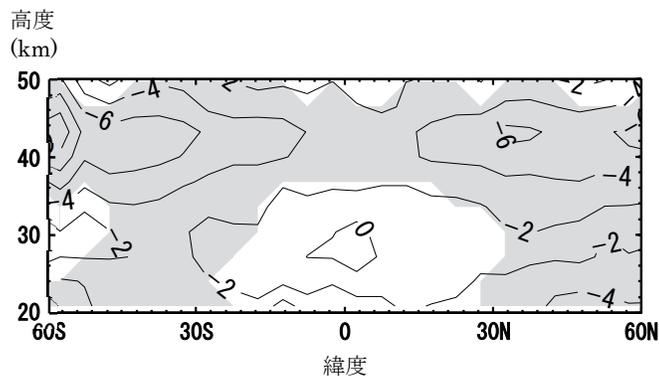


図 1-3-8 オゾン量の 1980 年代の変化傾向（%/10 年）の緯度・高度分布

オゾン量の 1980 年代の変化傾向（%/10 年）。SAGE 衛星データで補正した最新の SBUV データを用いて EESC フィッティングを行い、1980 年代のオゾンの変化傾向（%/10 年）を求めたもの。等値線間隔は 2%。薄い陰影部は 95%信頼区間で減少している領域。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010（WMO, 2011）

## 3-2. 極域のオゾン層の状況

### 3-2-1. 南極域上空のオゾン層の状況

1980年代初め以降、南極域上空では、毎年8~12月にオゾン量が極端に減少し、オゾンホールと呼ばれる現象が発生する。

2024年のオゾン全量、オゾン全量の経年変化、及び高度別トレンドは以下のとおりである。

#### (a) 2024年の南極域におけるオゾン全量

##### オゾンホールの規模の推移(衛星観測)

衛星観測データの日別値から求めた2024年の南極オゾンホールの規模の推移を図1-3-9に示す。（南極オゾンホールの規模の定義についてはp.31を参照）

2024年の南極オゾンホールは、8月中旬に発生し、その後は面積の拡大が進まず、最近10年間の平均値より遅い8月下旬に面積が拡大し、9月下旬には最近10年間（2014~2023年）の平均値と同程度の面積となった。2024年の7月から8月は南極上空に形成される極渦が不安定で、7月から8月にかけて南極上空の高度20km付近の気温の低い領域が最近10年間の平均値より小さく、特に、8月上旬から中旬にかけてはその時期の最近10年間の最小値より小さく推移したため、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲の発生が抑えられ、南極オゾンホールの拡大が遅れたと考えられる。9月は、極渦が円形で安定し、気温の低い領域が最近10年間の平均値と同程度で推移したため、9月下旬には南極オゾンホールの面積が最近10年間の平均値程度まで拡大した。2024年の南極オゾンホールの面積の最大値は、9月28日に観測した2,240万km<sup>2</sup>（南極大陸の約1.6倍）となった。

10月以降は、極渦の円形が崩れて極渦の外側のオゾン濃度の高い空気と混合することが度々あり、10月上旬、11月上旬、12月上旬に南極オゾンホールの面積の急速な縮小が見られた。10月中旬や11月中旬には、極渦が円形で安定して、南極オゾンホールの面積が一時的に維持されたものの、10月以降の南極オゾンホールの面積は最近10年間の平均値より概ね小さく推移し、12月8日に消滅した。なお、12月中旬頃に見られたオゾンホールは短期間の出現のため、消滅日の算出には用いていない。

2024年のオゾン欠損量（オゾンホール内で破壊されたオゾンの総量の目安）は、7月下旬から9月上旬にかけて、その時期の最近10年間の最小値と同程度で推移し、9月下旬には最近10年間の平均値と同程度となった。その後は最近10年間の平均値より概ね小さい値で推移した。

2024年の領域最低オゾン全量（オゾンホールの深まりの目安）は、8月上旬から中旬は最近10年間の平均値より概ね大きい値で推移し、その後は概ね最近10年間の平均値と同程度で推移したが、11月下旬から12月中旬にかけては最近10年間の平均値より概ね小さい値で推移した。

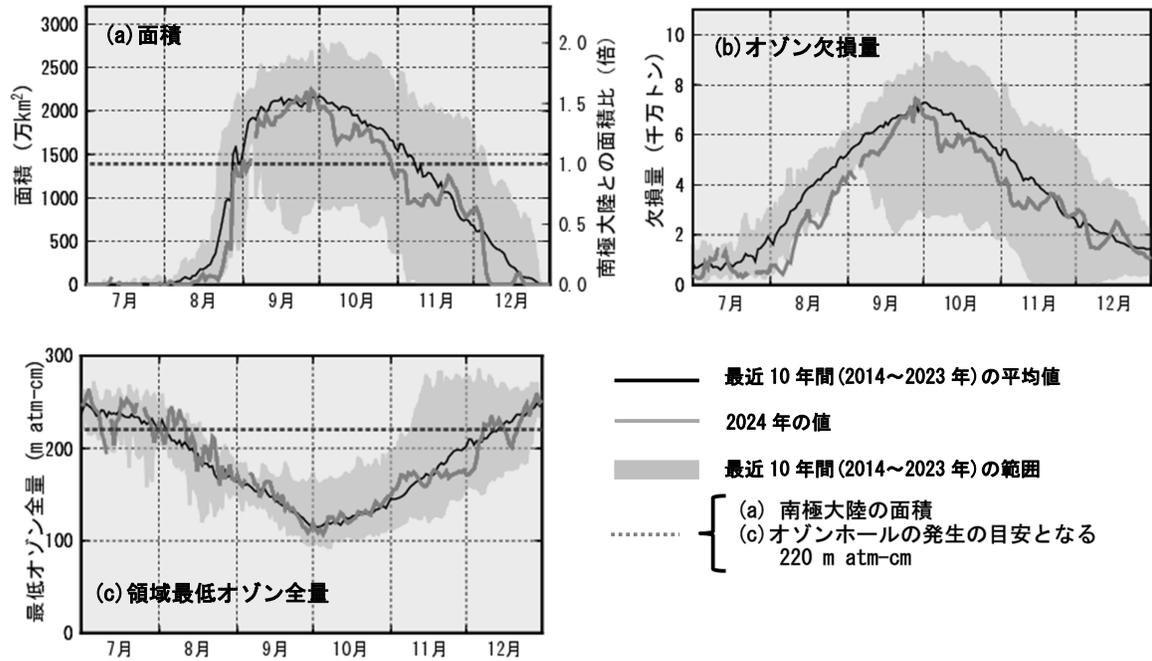


図 1-3-9 南極オゾンホール規模の推移（2024年7月～2024年12月）

グレーの線は2024年、黒線は最近10年間（2014～2023年）の平均値、陰影部の上端と下端は、同期間の最大（最高）値と最小（最低）値を示す。また、図(a)の横直線は南極大陸の面積、図(c)の横直線はオゾンホールの目安となる220 m atm-cmを表す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

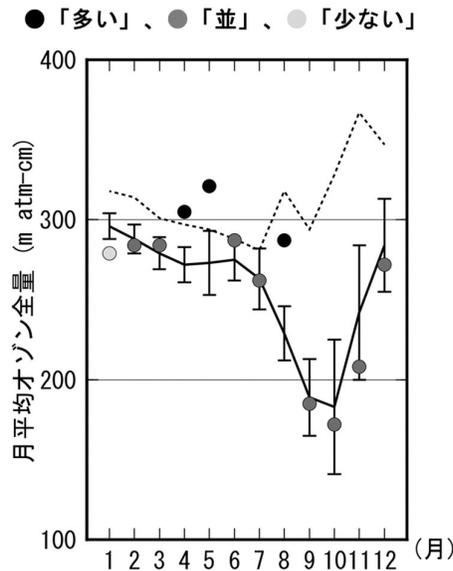
（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

**月平均オゾン全量・日別オゾン全量（南極昭和基地の地上観測）**

南極昭和基地上空の月平均オゾン全量を図1-3-10に示す。

2024年の状況について、平均値（1994～2008年）からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」と表す。

2024年の月平均オゾン全量は、1994～2008年の平均値と比較すると、4月、5月、8月に多くなった。4月と5月は観測開始（1961年）以来、その月として2番目に多い値となった。4月、5月は対流圏界面の高度が平年と比べて低かったことが要因として考えられる。8月は南極上空に形成される極渦が不安定で、高度20km付近の気温の低い領域が小さく、オゾンホールが拡大が遅れたことが影響したと考えられる。一方、1月の月平均オゾン全量は少なく、観測開始（1961年）以来、1月として最も少ない値となった。1月については、2023年の南極オゾンホールの規模が比較的大きくかつ消滅が遅かった影響が残ったことが要因として考えられる。



**図 1-3-10 2024年の南極昭和基地における月平均オゾン全量**

丸印はそれぞれの年の月平均値。点線はオゾンホールが出現する以前の1961～1980年の平均値。折線（実線）は1994～2008年の平均値で、縦線はその標準偏差である。  
 (出典) 気象庁提供

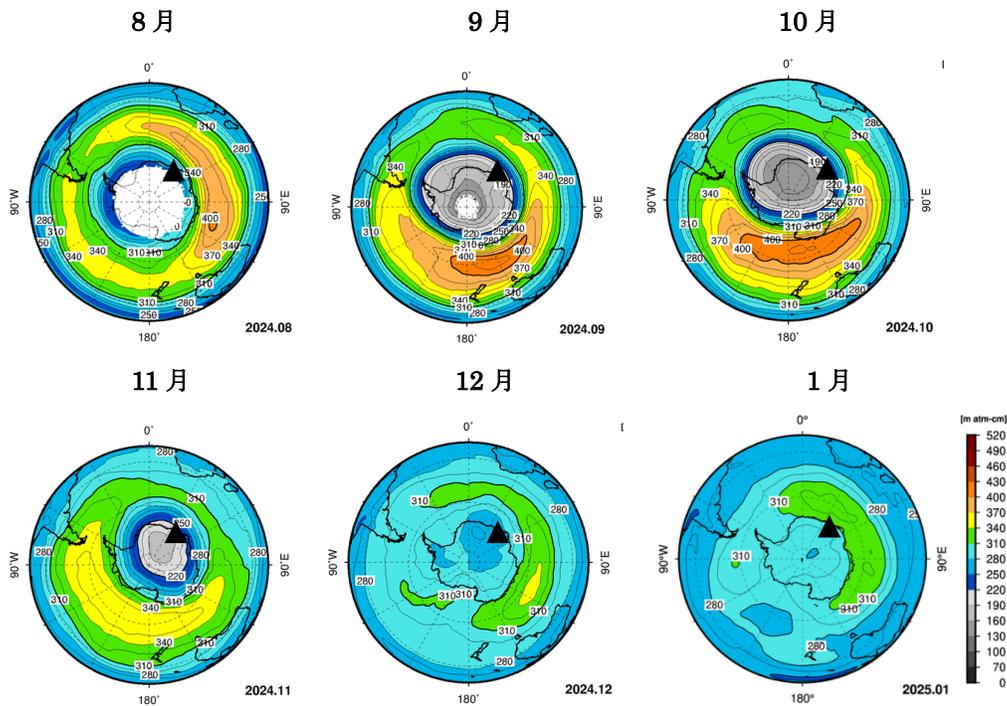


図 1-3-11 2024年8月～2025年1月の南半球月平均オゾン全量の分布図  
 図中、▲は南極昭和基地の位置である。米国航空宇宙局(NASA)の衛星観測データを基に気象庁で作成  
 (出典) 気象庁ホームページ ([https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)) の図を加工

次に、南極昭和基地で観測したオゾン全量の日平均値を図1-3-12に示す。

2024年の9月中旬から11月までの期間の南極昭和基地におけるオゾン全量は南極オゾンホール  
 の目安である220m atm-cmを下回る日が多かった。

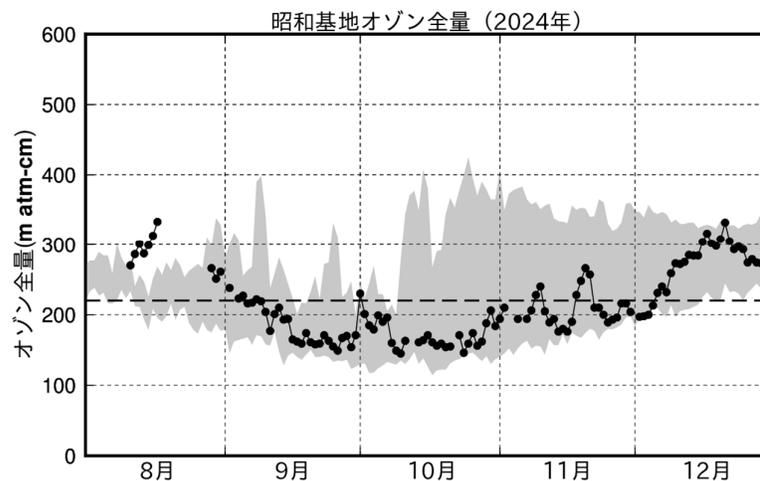


図 1-3-12 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移  
 ●は観測値（日平均値）。陰影部の上端と下端は参照値期間（1994～2008年）の最大及び最小値。横破線はオ  
 ゾンホールの目安である220m atm-cmを示す。

(出典) 気象庁提供

2024年8月から2025年1月における南極昭和基地の月平均オゾン分圧の高度分布を図1-3-13に示す。

9月に入り、南極昭和基地上空で顕著なオゾン破壊がみられるようになった。

南極昭和基地における9月の月平均オゾン分圧は、高度15kmから20kmは参照値（オゾン量の減少傾向が止まり、少ない状態で安定していた期間1994～2008年の年平均値）より高くなったが、高度20kmから25kmでは参照値より低くなった。10月から12月にかけては概ね参照値並のオゾン分圧となった。

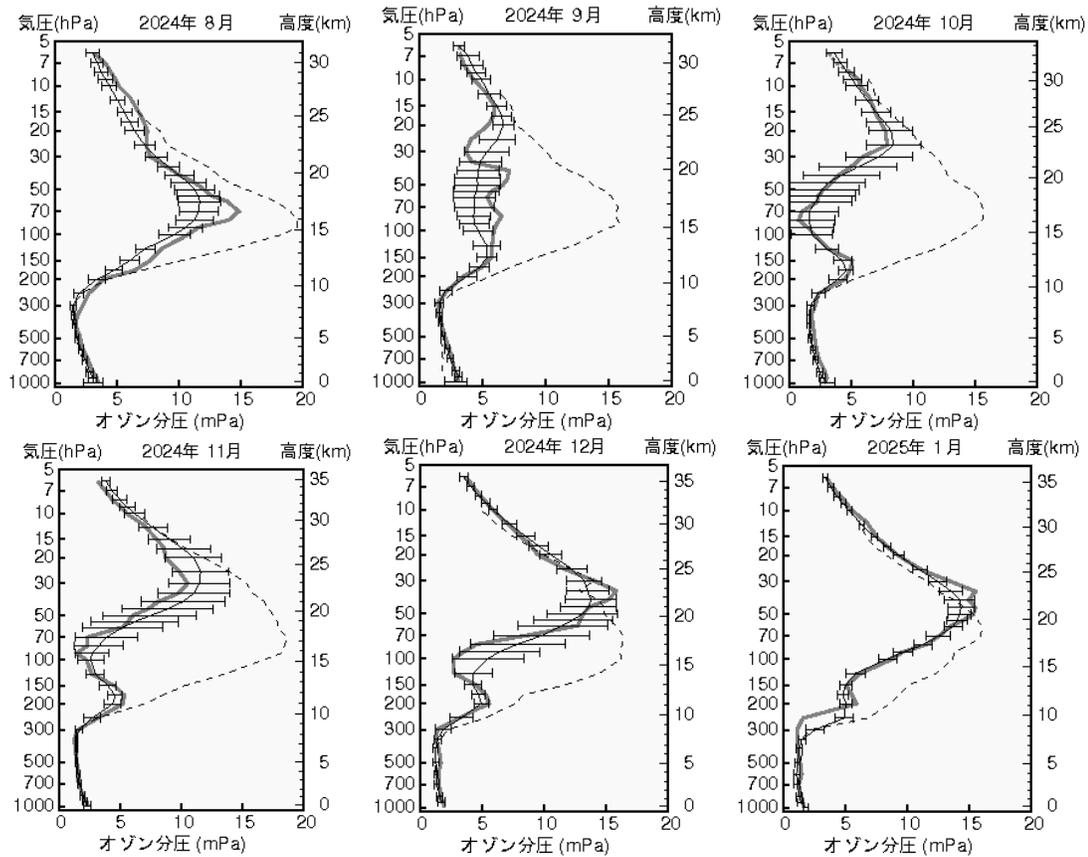


図1-3-13 2024年8月～2025年1月の月平均オゾン分圧の高度分布グラフ（南極昭和基地）

太実線：観測値の月平均値。細実線：月の参照値（1994～2008年平均）、横細実線：参照値の標準偏差。

細破線：オゾンホールが明瞭に現れる以前の月平均値（1968～1980年平均）。

オゾン分圧（横軸）が高いほど、その層のオゾン量が多いことを示す。

（出典）気象庁提供

(b) オゾン全量の経年変化

オゾンホール規模の経年変化(衛星データ)

最盛期（9～10月）のオゾンホールの規模の指標となる3要素（年最大面積、年最低オゾン全量、年最大オゾン欠損量（破壊量））、ならびにオゾンホールの消滅日の経年変化（1979～2024年）を図1-3-14に示す。

最盛期の南極オゾンホール規模は3要素のいずれにおいても1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したのち、2000年以降は縮小傾向にある。オゾンホール規模は、長期的には、成層圏のオゾン層破壊物質の濃度に伴って変化する。オゾン層破壊物質の濃度は、1990年代以降ピークを過ぎ緩やかに減少している。また、南極オゾンホール規模は南極上空の成層圏の気象状況によっても変動する。年々の変動や、2020年以降の比較的大きなオゾンホールは気象要因の年々変動の影響を受けたものと考えられる。

オゾンホールの消滅日（オゾン全量が 220 m atm-cm 以下の領域がなくなった日）は、1980～1990年代半ばにかけて遅くなったが、オゾンホールの消滅する11月や12月の極渦の状況が影響していると考えられる。2020年は1999年、2008年と並び最も遅くなった。

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2022」（WMO, 2022）では、南極オゾンホールは回復傾向にあると評価されている。また、今後も毎春オゾンホールは発生するが、次第に縮小すること、南極域の春季のオゾン全量は、今世紀半ば以降に1980年（オゾン層破壊が顕著になる前の指標となる年）の水準まで回復することが予測されている。

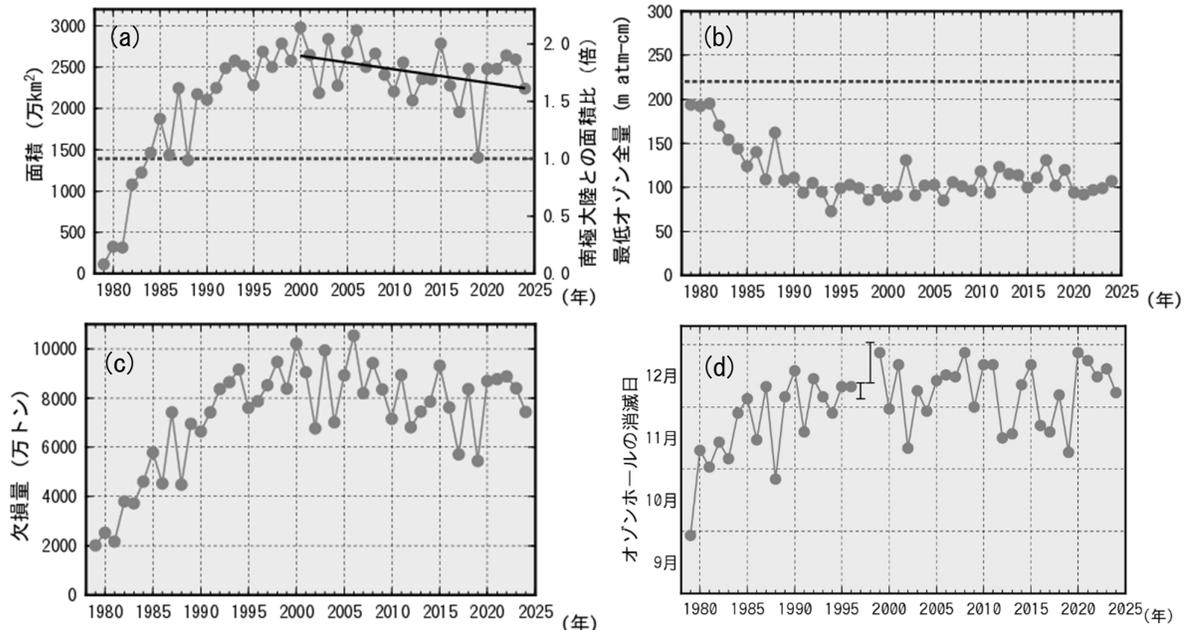


図 1-3-14 オゾンホール規模の経年変化（1979～2024年）

1979～2024年の(a)オゾンホール年最大面積、(b)最低オゾン全量、(c)オゾン欠損量の年極値、(d)オゾンホールの消滅日の経年変化。いずれの図もNASA提供の衛星データをもとに作成（主にTOMS/OMI/OMPSデータを使用。1995年のみTOVSの高分解能赤外放射計のデータを使用）。(a)横破線は南極大陸の面積、直線は2000年以降は統計的に有意な変化傾向（信頼水準90%）があることを示している。(b)横破線はオゾンホールの目安である220m atm-cmを表す。

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

（参考）南極オゾンホール規模の定義

オゾンホール規模の目安として、オゾンホール面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量(破壊量)の3要素が以下のように定義されている。

オゾンホール面積：南緯45度以南でのオゾン全量が220m atm-cm以下の領域の面積

最低オゾン全量：オゾンホール内のオゾン全量の最低値

オゾン欠損量：南緯45度以南のオゾン全量を300m atm-cm(オゾン全量の地球規模の平均値)に回復させるために必要なオゾンの質量

### 月平均オゾン全量の経年変化(南極昭和基地上空)

オゾンホール縁辺となることが多い南極昭和基地における9～12月の平均オゾン全量の経年変化を図1-3-15に示す。各月ともオゾン全量は、1980年頃から長期的に減少し、1990年代半ば以降は減少傾向がみられなくなったものの、少ない状態が継続している。なお、2002年の10～11月にオゾン全量が大きく増加しているのは、9月下旬に南極域で成層圏突然昇温が発生し、下部成層圏のオゾン層破壊の進行が抑制されるとともに、極渦外の高濃度オゾンが移流してきたことによる。

また、2009年と2012年の11月のオゾン全量が例年に比べて多かったが、2009年は極渦の偏在により、昭和基地が南極オゾンホールの外に位置することが多かったためであり、2012年は極渦が安定せず、極渦外の高濃度のオゾンが移流してきたためである。

2019年の9～12月のオゾン全量は全ての月で例年に比べて多かった。これは2019年のオゾンホールが特異的に小さく、更に極渦も偏在していたため南極昭和基地は9月以降のほとんどの期間オゾンホールの外側に位置していたためである。

一方、2020年は9月の平均オゾン全量は最近10年間の平均値と同程度であったが、10～12月は最近10年間の中で最も少ない値だった。これは極渦が11月中旬までほぼ円形で安定しており、南極昭和基地は概ねオゾンホールの内側に位置していたこと、更に11月以降においても極渦の大きさは小さくなりつつも勢力を維持し、南極昭和基地が極渦の内側に位置することが多かったためである。

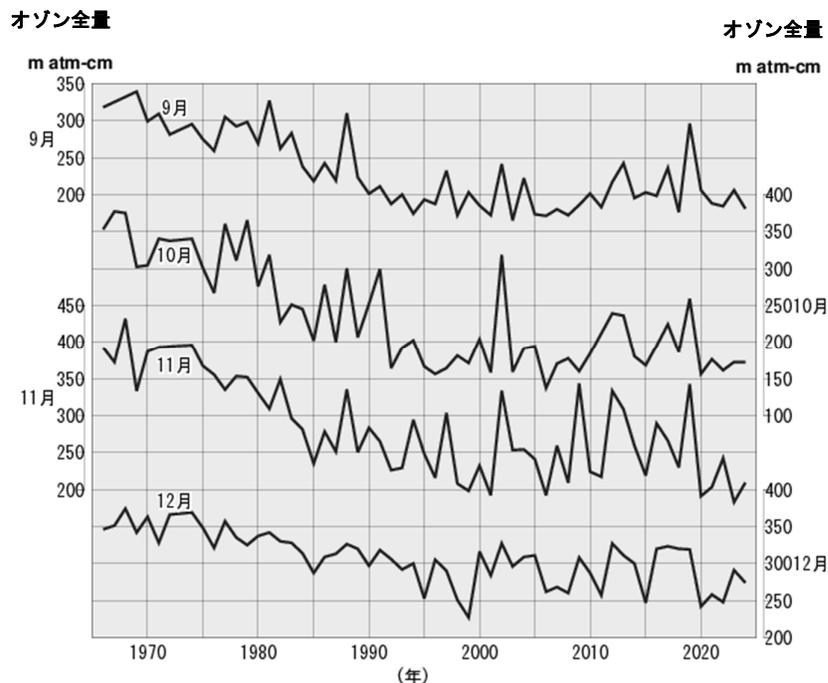


図 1-3-15 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年9～12月）

（出典）気象庁提供

### (c) 高度分布のトレンド

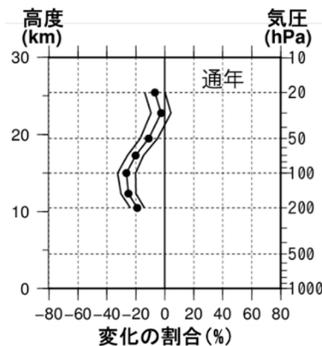
南極昭和基地上空におけるオゾンゾンデ観測による高度別オゾン分圧のトレンドを図1-3-16に示す。

オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））を全年（図1-3-16(a)）と南極オゾンホールが発生する9～11月の春季（図1-3-16(b)）で示す。この結果によると、全年では高度約10～20kmで有意な減少傾向を示し、特に15kmの減少率が大きい。春季では、全年よりもさらに減少率が大きく、また高度約23kmでも有意な減少傾向を示している。これらの減少率が大きい高度は、下部成層圏にあたり、春季に極渦内で起こる化学的なオゾン破壊の影響を受けていると考えられる。

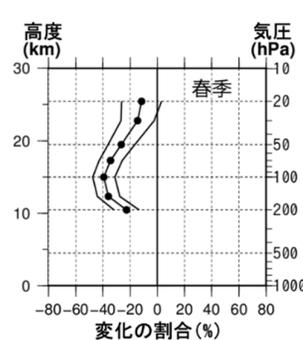
また、2000～2022年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））の高度分布を全年（図1-3-16(c)）、9～11月の春季（図1-3-16(d)）で示す。これらの結果によると、全年では全高度で大きな増減はみられず、また統計的に有意な増減もほぼなかった。春季では高度約15～17km付近で、統計的に有意ではないが、高い増加率となっていた。一方、高度11km以下は減少率がやや大きく、統計的に有意であった。

このように、南極昭和基地上空10～25km付近のオゾン分圧は、南極オゾンホールの規模が顕著になった1980年頃から1990年代半ばにかけて、大きく減少した。一方、2000年以降、同高度での回帰直線から求めたオゾン分圧の増加率は正となっているが、統計的に有意な増加傾向とはなっていない。

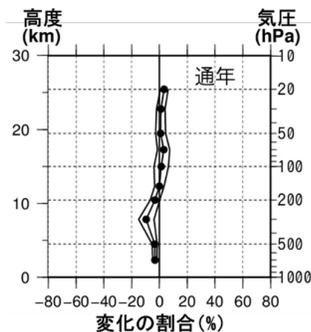
(a) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(b) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(c) 2000～2022年の変化傾向（%/10年）



(d) 2000～2022年の変化傾向（%/10年）

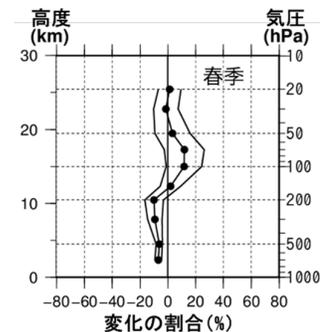


図1-3-16 南極昭和基地上空のオゾン分圧の高度別トレンド

●印はオゾンゾンデ観測から求めた高度別オゾン分圧のトレンド。上段(a)、(b)は、1979～1996年におけるオゾン分圧の変化傾向（%/10年）、下段(c)、(d)は、2000～2022年におけるオゾン分圧の変化傾向（%/10年）を示しており、月別平均値から季節変動および既知の自然変動による影響を除去した時系列データの回帰直線から求めた。横軸は変化量、縦軸は高度。外側の折線は95%信頼区間の範囲。左 (a) (c)（全年）は月別値（1～12月）から、右 (b) (d) が春季（9～11月）の月別値から求めた。なお、(a)、(b)の期間のオゾンゾンデ観測について、対流圏の値は長期解析を行うにはデータの精度が不十分のため描画していない。

（出典）気象庁ホームページ ([https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html))

### 3-2-2. 北半球高緯度域のオゾン層の状況

北半球高緯度域でも、南極オゾンホールほど大規模ではないものの、オゾンの少ない領域が現れることがある。北半球高緯度域のオゾン層の状況に関して、2024年のオゾン全量、及びオゾン層の推移は以下のとおりである。

#### (a) 2024年の北半球高緯度域のオゾン層の状況

2024年3月の月平均オゾン全量分布とオゾン全量偏差分布を図1-3-17に示す。

2024年3月の偏差分布は、北極域を中心に正偏差となり、+30%以上の正偏差の領域もみられた。この要因として、2024年の冬季から春季にかけて、成層圏の南北循環（ブリューワ・ドブソン循環）の駆動源の一つである地球規模の波（プラネタリー波）の対流圏から成層圏への伝播が北半球で頻繁に発生し、北極域へのオゾン輸送が活発であったことが影響したと考えられる(Newman et al.,2024)。また、プラネタリー波の伝播は2024年冬季に北半球高緯度で成層圏突然昇温の発生をもたらし、それにより北半球高緯度の下部成層圏（北緯60度以北50hPa面）における領域最低気温は、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲が出現する目安の $-78^{\circ}\text{C}$ を継続的には下回らず推移し（図1-3-18参照）、2024年は極域成層圏雲に起因するオゾン層破壊の発生が限定的であったと考えられる。

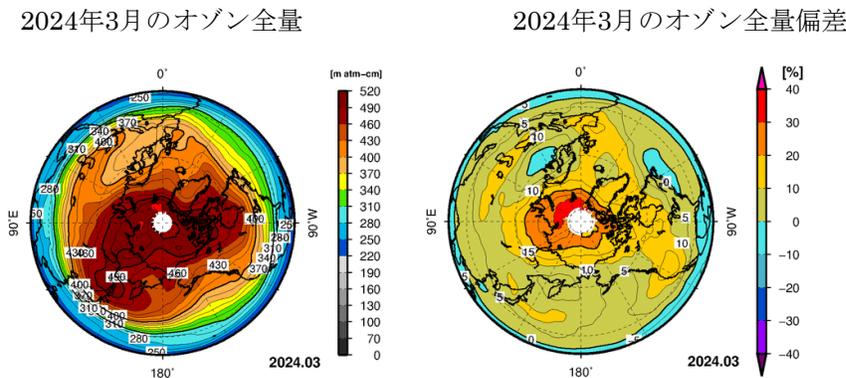
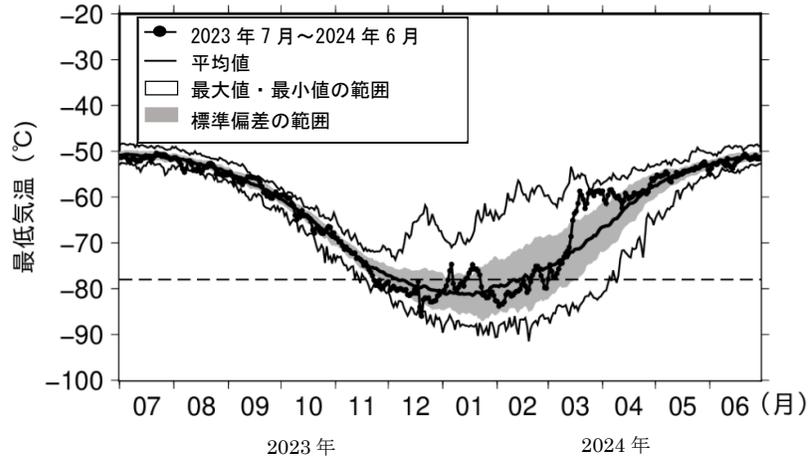


図1-3-17 北半球の月平均オゾン全量、オゾン全量偏差分布図

月平均オゾン全量の等値線間隔は $15\text{ m atm-cm}$ 、偏差の等値線間隔は $5\%$ 。北極点付近の白色域は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準は1997～2006年の月別累年平均値。図は米国航空宇宙局(NASA)提供の衛星観測データをもとに気象庁で作成。

(出典) 気象庁ホームページ ([https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html))

(a) 50hPa 最低気温



(b) 50hPa  $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域面積

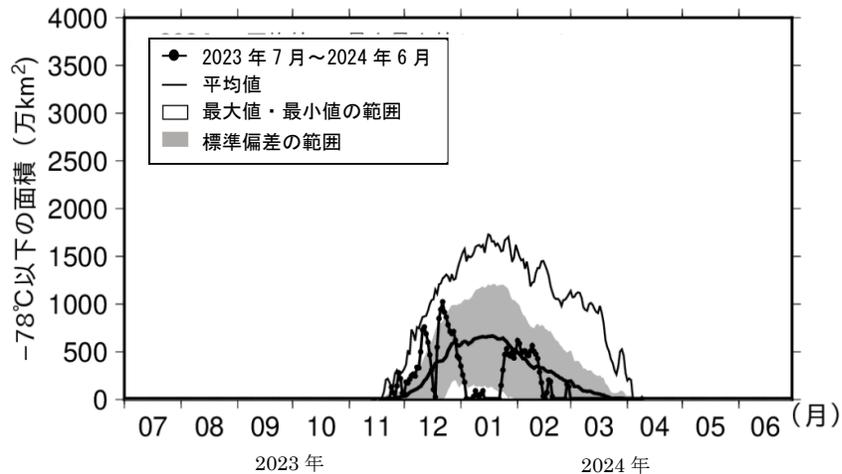


図 1-3-18 北極域上空の下部成層圏の最低気温 (a) 及び  
気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積 (b) の推移

北緯60度以北の高度約20kmにおける日別の最低気温の推移。陰影中の実線は、7～12月は1979～2021年、1月～6月は1979～2023年の平均値。陰影外の細実線は同期間の最高（最大）値及び最低（最小）値。ただし、気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積の最小値は一年を通して $0\text{ km}^2$ である。陰影は標準偏差の範囲。上図中の横の破線は極成層圏雲出現の目安である $-78^{\circ}\text{C}$ 。

(出典) 気象庁提供

### (b) 北半球高緯度域のオゾン層の経年変化

北半球高緯度域のオゾン層の状況をみるために、北半球高緯度域の3月の月平均オゾン全量偏差を図1-3-19に示す。衛星観測（TOMSおよびOMI）データによると、北半球高緯度は概ね1990年以降オゾン全量が少ない状態が続いており、顕著なオゾン層破壊も複数年観測されている。特に1997年、2011年、2020年は顕著に少なかった\*。北半球高緯度に位置する観測点の一つであり1970年から観測が継続されている英国のラーウィック（北緯60度、西経1度）における地上観測データでも、1990年以降にオゾン全量が少ない状態が続いていることや顕著なオゾン層破壊が観測される年が存在することなど衛星観測データと同様の変化が認められる†。

1997年、2011年、2020年の顕著なオゾン全量の減少は、下部成層圏気温が低く、比較的規模の大きなオゾン層破壊が起こったことが要因と考えられる。また2020年は1997年と同様に、円形に近い安定な極渦がほぼ北極を中心に位置し、オゾン量の多い中緯度域からのオゾンの輸送が少なかったことも顕著なオゾン層破壊が発生した大きな要因の一つと考えられる。

しかしながら、北半球でのオゾン層破壊は南極オゾンホールほど大規模とはなっていない。例えば、北半球高緯度での過去最大規模のオゾン層破壊だった2020年春季の北半球高緯度ではオゾン全量が南極オゾンホールの目安である220 m atm-cmを下回った日もあったものの、220 m atm-cm以下の領域の範囲は南極オゾンホールの面積に比べて極めて限定的であり、また220 m atm-cm以下の領域の持続期間も南極オゾンホールの期間に比べると極めて短期間であった。北半球高緯度でのオゾン層破壊が南極オゾンホールほど大規模には至らないのは、もともと春季の北半球高緯度上空のオゾン量が春季の南極上空のオゾン量に比べて多いこと、北半球高緯度上空の気温が南極域上空に比べ高く、北半球高緯度上空ではオゾンホール形成に必須の極成層圏雲が発生するのに必要な低温領域の範囲が南極域上空に比べ小さい（図1-3-18(b)の下図と第1部参考資料1(図1-資-1の右図)（環境省HP）を比較）ため、極成層圏雲上での化学反応の進行が南極オゾンホールに比べて限定的であること、更には大気の流れが南極上空に比べて複雑で極渦が持続的に安定に存在することが難しく、周辺領域からのオゾンの輸送の影響を受けやすいためである。

\* 1995年及び1996年にはTOMSデータがないが、SBUV/2のデータを用いた解析によると、両年ともに春季にオゾン全量の大規模な減少が観測されている（NOAA, 2005）

† 衛星観測データは北半球高緯度域の緯度平均されたオゾン全量偏差であるのに対し、地上観測（ラーウィック）データは一地点の観測に基づくデータであるため、衛星観測と地上観測（ラーウィック）のデータに基づくオゾン全量偏差の変動の傾向が一致しない年もある。

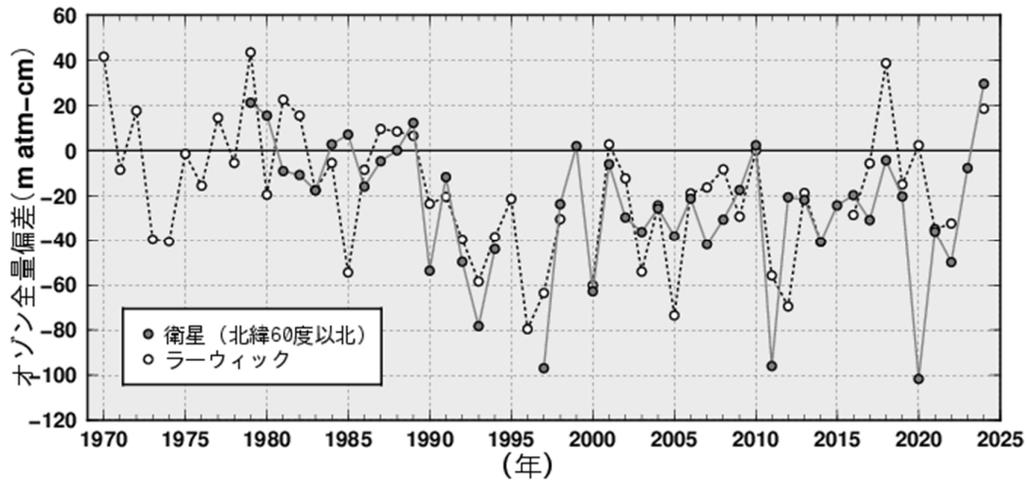


図 1-3-19 北半球高緯度域の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●印はNASA提供の衛星データをもとに作成した北半球高緯度（北緯60度以北）域の3月の平均オゾン全量（1979～1989年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータがない。  
○印は、ラーウィック（英国、北緯60度、西経1度。世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）公開のデータを使用）の3月の平均オゾン全量の1979～1989年の平均値からの偏差を示す。（ただし、1999年、2015年及び2023年はデータが欠測のため値がない）。

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

### 3-3. 我が国におけるオゾン層の状況

#### (a) 2024年の日本上空の月別オゾン全量

気象庁で観測しているオゾン全量の2023年における月平均値の推移を図1-3-20に示す。

2024年の状況については1994～2008年の平均値からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きい時を「多い」、それより小さい時を「少ない」とした。

1994～2008年の平均値と比べると、2024年のつくばのオゾン全量の月平均値は、1月、3～6月、12月に多くなり、3月と6月は観測開始（1957年）以来、その月として2番目に多い値となった。1月から6月にかけてオゾン全量が多かった要因については、北半球中高緯度では、冬季から春季にかけてオゾンの輸送が活発であったこと（Newman et al.,2024）が影響したと考えられる。12月のオゾン全量が多かったのは、対流圏界面の高度が平年と比べて低かったためと考えられる。

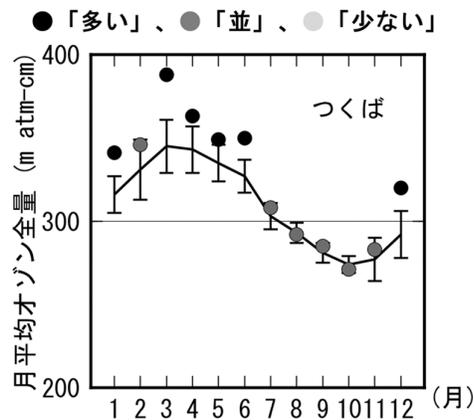


図 1-3-20 つくばにおける月平均オゾン全量（2024年）

丸印は2024年の月平均値。折線（実線）は1994～2008年の平均値。縦線はその標準偏差。

（出典）気象庁提供

## (b) 日本上空のオゾン全量のトレンド

### オゾン全量の経年変化

札幌、つくば、那覇のオゾン全量の年平均値の経年変化を図1-3-21に示す。なお、この図は3-1 (b) で述べた既知の自然要因による変動を除去する処理を行っていない（詳細はp.20を参照）。よって、図に見られるオゾン全量の変化には、太陽活動（約11年周期）や準2年周期振動（QBO）等の自然要因によるオゾン変動の影響が含まれていることに注意する必要がある。

札幌とつくばのオゾン全量は主に1980年代を中心に1990年代はじめまで減少した後、2000年代前半にかけて緩やかな増加傾向がみられていた。近年は年々の変動があり、有意な長期変化傾向はみられない。

最近の5年間（つくばの2020～2024年）の平均値はオゾン層破壊現象が顕著に現れる以前の1970～1980年の平均値と同程度となっている。

1993年を中心とした一時的なオゾン全量の減少は、1991年のピナトゥポ火山噴火にともない、成層圏エアロゾルが増加し、オゾン層破壊が促進されたために起こったと考えられる。

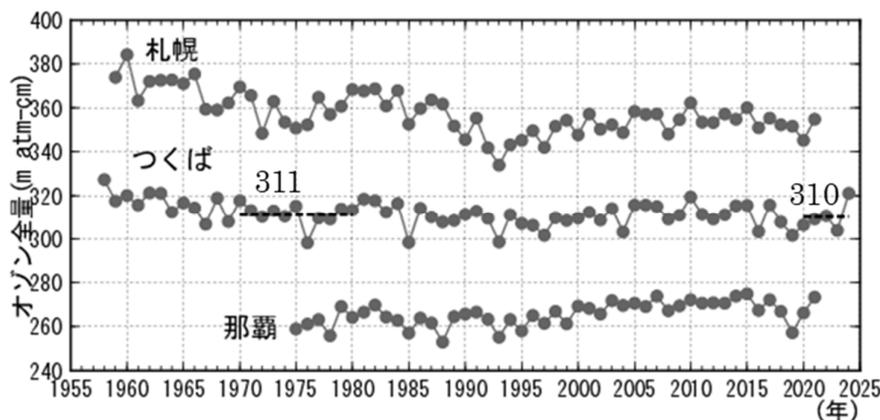


図 1-3-21 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化（1958～2024年）

札幌、つくば、那覇（以上●印）におけるオゾン全量の年平均値の経年変化を示す（ここでは、既知の周期的な自然要因（太陽活動、QBOなど）と相関の高い変動成分を除去していない）。灰色破線は1970～1980年平均値と最近5年間（2020～2024年）の平均値。なお、札幌と那覇は2022年1月をもってオゾン全量観測を終了した。

（出典）気象庁提供

### 自然変動要因を除去したオゾン全量の長期変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）の地上観測データを用いたオゾン全量とオゾン層破壊が進んだとみられる1979～1996年までの期間と、僅かな増加がみられる2000年以降の期間の既知の自然変動要因を除去した長期的な変化傾向を図1-3-22に示す。

1979～1996年のオゾン全量は、減少傾向を示していた。特に、札幌とつくばでは有意に減少しており、10年あたりの変化率は、札幌で-4.1%、つくばで-1.2%となった。2000～2022（札幌、那覇は2000～2021年）年の国内3地点で有意な増減はみられなかった。

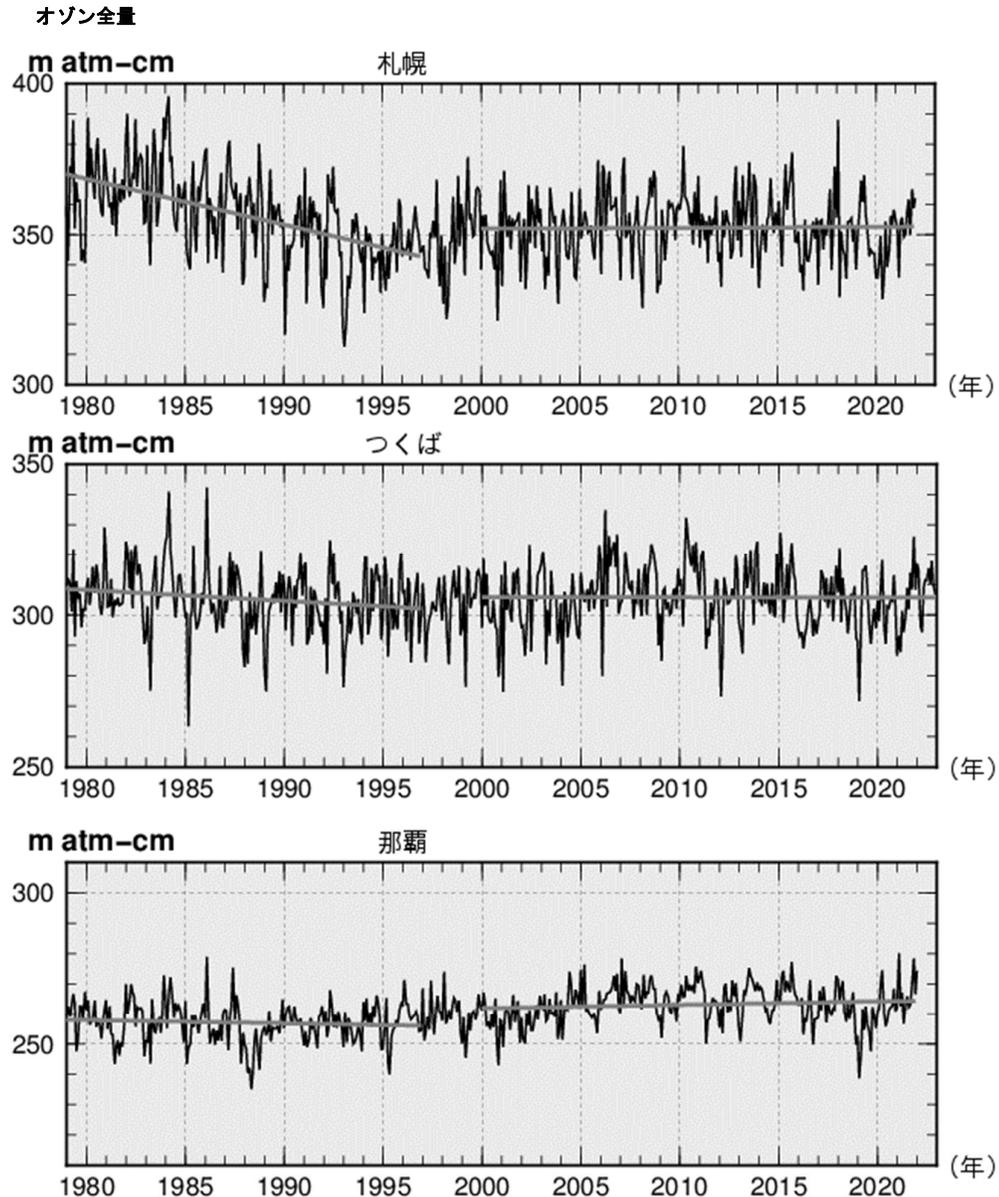


図1-3-22 日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内のオゾン全量観測による1979年以降のオゾン全量(m atm-cm)。実線は、太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去した値である。直線は、1979～1996年及び2000～2022年（札幌、那覇は2000～2021年）の回帰直線を示す。上から、札幌、つくば、那覇のデータ。札幌及び那覇の観測は2022年1月をもって終了した。

（出典）気象庁ホームページ（[https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html)）

(c) 日本上空のオゾンの高度分布にみられるトレンド

日本上空のオゾンの高度別トレンド

日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向をみるため、オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の変化傾向（10年あたりの変化率（%））について鉛直分布を図1-3-23上段に示す。解析には、高度約15～24 kmのオゾンゾンデ観測データ、高度約20～42 kmの反転観測データを用いた。札幌では、オゾンゾンデ観測の高度約15～20 kmにおいて、また反転観測の高度約20～35 kmで有意な減少傾向となり、特に高度約25 km以下において減少率が大きい。つくばではオゾンゾンデ観測、反転観測ともに高度約20 km以上で有意な減少傾向となり、特に高度30～42kmの上部成層圏において減少率が大きい。那覇の反転観測では高度約20～25 kmと高度約35～38 kmで有意な減少傾向となった。

2000年以降（つくばは2000～2022年、札幌と那覇においては、オゾンゾンデ観測は2000～2017年、反転観測は2000年～2021年）のオゾン分圧の変化傾向を図1-3-23下段に示す。札幌の反転観測の高度約30～35kmで有意な増加傾向となった。つくばでは、反転観測の高度約30km以上で有意な増加傾向となった。

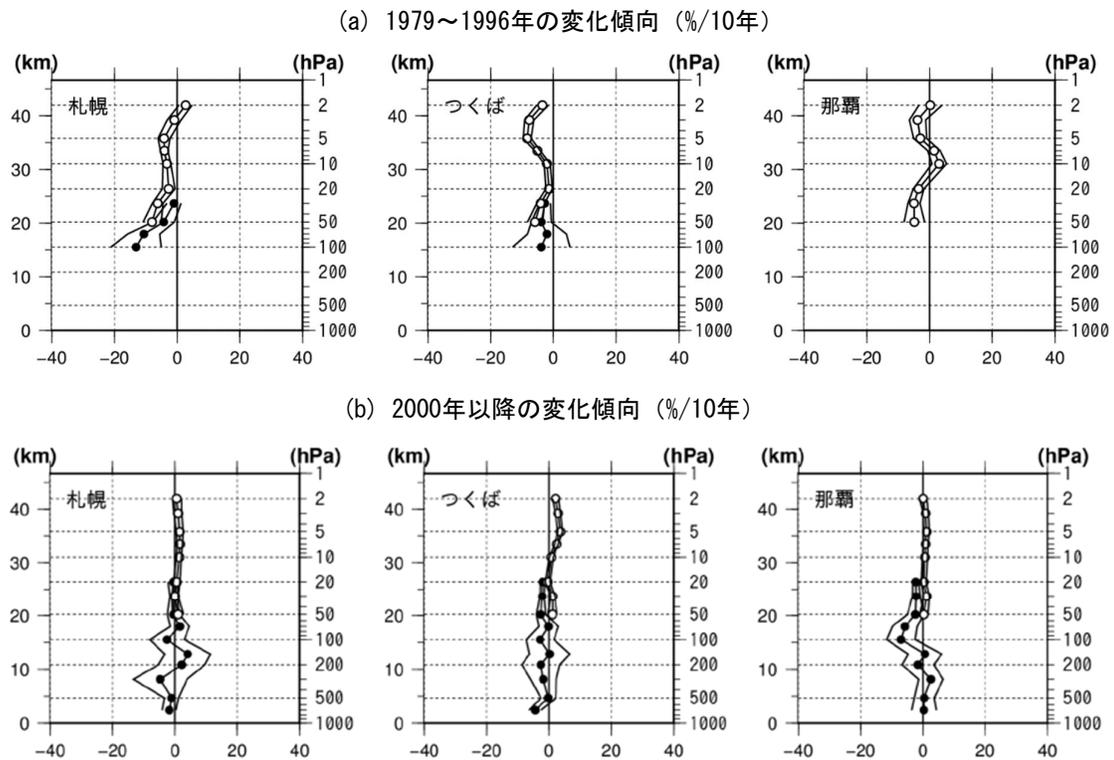


図 1-3-23 日本上空のオゾン分圧の高度別トレンド

国内3地点（札幌、つくば、那覇）の上空における高度別のオゾン分圧について、(上段)1979～1996年及び(下段)2000年以降の変化傾向（%/10年）を示している。●印はオゾンゾンデ観測データ、○印は反転観測データによる。外側の折線は95%信頼区間の範囲。那覇は、1989年より前のオゾンゾンデ観測データがないため、上段では反転観測の結果のみを示す。上段の期間のオゾンゾンデ観測について、対流圏の値は長期解析を行うにはデータの精度が不十分のため描画していない。下段では、つくばにおいては2000～2022年、札幌と那覇では、2018年1月でオゾンゾンデ観測が終了したため2000～2017年、反転観測は2022年1月で終了したため2000～2021年の変化傾向を示している。

上段、下段ともに季節変動および既知の自然変動による影響の成分を除去している。

(出典) 気象庁ホームページ ([https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag\\_o3uv.html](https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/diag_o3uv.html))

## 4. オゾン層の将来予測

### 4-1. CFC、ハロン等オゾン層破壊物質濃度とその推移

#### 4-1-1. 地表面付近のオゾン層破壊物質濃度の推移

成層圏オゾン層を破壊するCFCやハロン等の有機塩素・臭素化合物（ODS：オゾン層破壊物質）は、地上で放出された後、対流圏から成層圏に輸送され、主に太陽紫外線によって引き起こされる光化学反応を通して塩素原子や臭素原子ならびに一酸化塩素・一酸化臭素等の無機塩素・臭素化合物を生成する。これらの原子・分子が $\text{ClO}_x$ サイクルや $\text{BrO}_x$ サイクルと呼ばれる連鎖的なオゾン分解反応サイクルの担い手となり、オゾンの消失を促進しオゾン層の破壊を引き起こす。よって、成層圏中の塩素・臭素量の変化はオゾン層の長期的な変化を考える上で目安となる量である。（詳細は第1部参考資料2（環境省HP）を参照）

将来のオゾン層の変化予測を行う際に用いた地表面での有機塩素・臭素濃度の変化シナリオを図1-4-1に示す。地表面でのCFCなどの有機塩素濃度（ $\text{CCly}$ 、破線）は1990年代前半にピークに達した後、緩やかに減少し、2040年頃に1980年レベルに戻る（図中の縦の矢印）。一方、ハロンなどの有機臭素化合物を考慮した有機塩素・臭素濃度（太い実線、図1-4-2と比較しやすいように有機塩素濃度 $\text{CCly}$ に有機臭素濃度 $\text{CBry}$ を60倍にした値を加えた総和として示す）では、1990年代半ばにピークを迎えた後、2010年頃までは有機塩素濃度の変化に比べて濃度の減少が緩やかなシナリオになっていることが分かる。これはハロン類の濃度増加が2000年過ぎまで続くと想定しているためである。その後、有機塩素・臭素濃度は有機塩素濃度とほぼ同様の減少傾向を示し、2040年代前半には1980年の濃度レベルに戻る（図中の縦の矢印）とのシナリオになっている。有機塩素・臭素濃度が1980年代のレベルに戻る時期が有機塩素濃度のみが1980年レベルに戻る時期に比べて10年程度遅くなっているのは、ハロン類の大气放出がCFCなどに比べてより長い期間継続すると想定したことが主な原因である。実際、多くのCFCの大气中濃度は1990年半ばには減少傾向に転じた（詳細はp.82の図2-3-12を参照）のに対し、主なハロン類の濃度の経年変化に関しては、ハロン-1211が減少傾向に転じたのは2005年頃を過ぎであり、ハロン-1301では現時点でも増加傾向が認められている（詳細はp.83の図2-3-14を参照）。

このような有機塩素・臭素化合物の地表面濃度の経年変化は、それらの対流圏内の濃度変化を起こす。その後、有機塩素・臭素化合物が成層圏へ達し、分解されて無機塩素・臭素化合物に変わる時、地表面の有機塩素・臭素化合物濃度の変化より数年ほど遅れて成層圏の無機塩素・臭素化合物濃度に変化が起こる。その様子を次節で見ることにする。

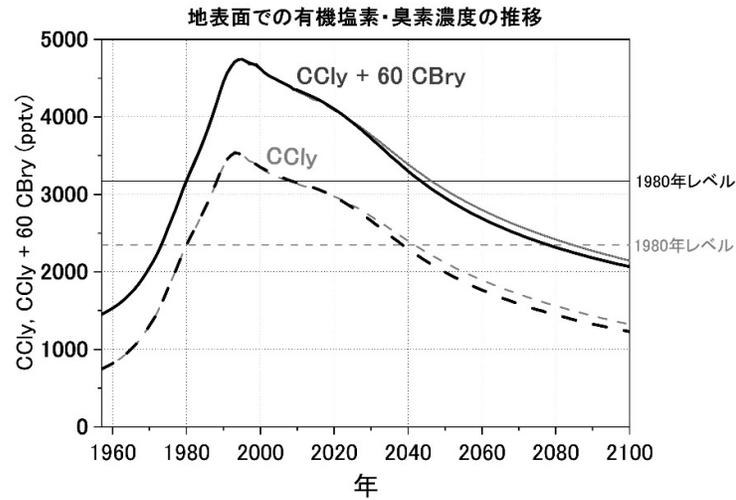


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いる地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ  
 太い破線は CFC などの有機塩素（CCl<sub>4</sub>）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率が 60 倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（CCl<sub>4</sub> + 60CBry）。WMO2010 のシナリオを元に作成。細い破線および実線は WMO2018 のシナリオを元に作成。細い点線および実線の水平線はそれぞれ有機塩素及び有機塩素・臭素濃度の 1980 年レベルを表す。（出典）国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

## 4-1-2. 成層圏でのオゾン層破壊物質濃度の推移

成層圏オゾン層破壊に対する寄与の観点から、成層圏に達した有機塩素・臭素化合物が分解して生じた無機塩素・臭素化合物による塩素・臭素の濃度を表す指標として、等価実効成層圏塩素（EESC。詳細は第1部3-1（b）（p.20）脚注を参照）が提唱されている。これは、臭素が関与するオゾン分解反応サイクルの効率が塩素のサイクルに比べて約60倍高いことを考慮して臭素量を塩素量に換算することで求められた成層圏での塩素・臭素濃度である。地表から対流圏を経て成層圏へ輸送された塩素・臭素は、成層圏での大気の流れによって、地球規模の平均で3～7年程度かけて成層圏の様々な場所に運ばれる。したがって、成層圏中の塩素・臭素濃度は3～7年程度さかのぼった対流圏濃度を反映することになる。つまり、オゾン層における塩素・臭素濃度が1980年レベルに戻る時期は、地表面や対流圏における有機塩素・臭素濃度が1980年レベルに戻る時期とは必ずしも一致しない。

これらの大気の輸送時間を考慮して推定された中緯度上空及び極域上空での EESC の推移の将来予測を図 1-4-2 に示す。まず、図 1-4-1 の実線で表された地表面の有機塩素・臭素化合物濃度の変化と比べると、そのピークが数年ほど遅れていることが分かる。更に、EESC のピークは中緯度では 1990 年代後半にあるのに対し、極域では 2000 年頃になっている。また、EESC が 1980 年レベルにまで減少するには、中緯度では 2050 年頃、極域では 2065 年頃までの期間を要することが分かる（WMO2018 によると、EESC が 1980 年レベルまで減少する時期は、中緯度では 2049 年、南極域では 2076 年と見積もられている。）

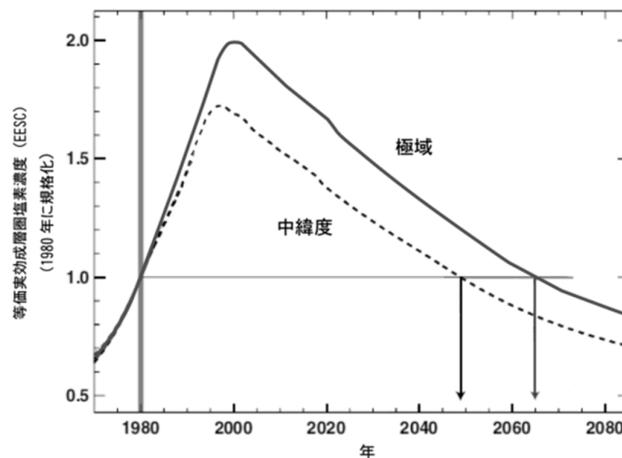


図 1-4-2 中緯度及び極域下部成層圏における等価実効成層圏塩素の推移

対流圏で放出された塩素・臭素が成層圏に輸送された後、中緯度成層圏並びに極域成層圏まで輸送される時間（成層圏大気滞留時間とも呼ばれる）を、それぞれ 3 年並びに 6 年として算出。それぞれの領域での EESC の推移は 1980 年の値との相対値の推移として示されている。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）より作成

## 4-2. 温室効果ガス濃度の増加とオゾン層への影響

### 4-2-1. 温室効果ガス濃度の推移

オゾン層破壊が塩素・臭素濃度のみで決定されるのであれば、オゾン層の破壊は図 1-4-2 の曲線に対応して、中緯度では 1990 年代後半をピークに、また極域では 2000 年代前半をピークに減少しはじめ、中緯度では 2046 年頃に、また極域では 2073 年頃には 1980 年レベルまでオゾン層が回復することが期待される。しかし、成層圏の大気の組成は、オゾン層破壊物質だけでなく二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>)、メタン (CH<sub>4</sub>)、一酸化二窒素 (N<sub>2</sub>O) などの温室効果ガス (GHG) の濃度も 1980 年代に比べて変化している。そこで、WMO 科学評価パネルでは、想定されるオゾン層破壊物質や GHG (温室効果ガス) の濃度変化シナリオの下でオゾン層の将来変化予測が行われた。将来予測には、気候変化を含む成層圏の力学過程、化学過程をモデル化した三次元化学気候モデルが用いられた。モデル予測に使用された有機塩素化合物 (CCly)、二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>)、メタン (CH<sub>4</sub>)、一酸化二窒素 (N<sub>2</sub>O) の地表濃度の推移シナリオの例を図 1-4-3 に示す。(図中の CCl<sub>y</sub> 曲線は図 1-4-1 のものと同じ)

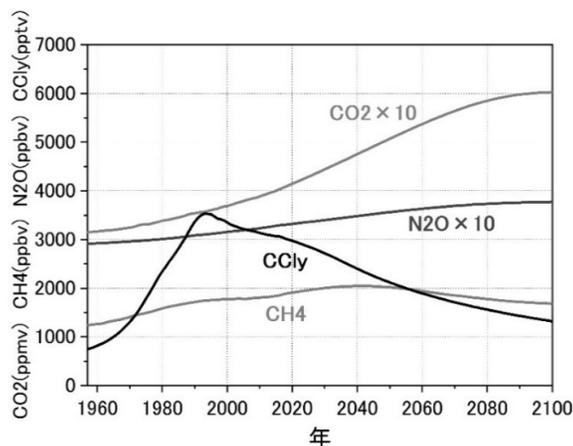


図 1-4-3 成層圏オゾンの長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

CCly は図 1-4-1 の WMO2018 のシナリオと同じ。CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O は、SSP2-4.5 シナリオ\*を元に作成。  
(出典) 国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

\*SSP シナリオとは気候予測を行う際に、温室効果ガスの排出に関連するいくつかの社会経済条件と放射強制力レベルを想定した濃度経路のシナリオのこと。温室効果ガス排出削減対策の導入を考慮することから、その度合いに応じていくつかの放射強制力レベルが存在する。図 1-4-7 を参照のこと。

## 4-2-2. CO<sub>2</sub>濃度の増加とオゾン層破壊の関係

オゾンの生成が活発な成層圏中上部における主要なオゾン分解反応である酸素原子とオゾンとの反応は、気温が下がると反応が遅くなる性質を持っているため、気温の低下はオゾン量の増加をもたらす。一方、オゾン量の増加はオゾンの光化学反応によって成層圏をより加熱する（気温を上げる）方向に働くことで、オゾンの分解速度を加速し、オゾンの増加を抑える方向にフィードバックされる。その結果、オゾン量の増加はある程度抑制される（詳細は第1部参考資料2（環境省 HP）を参照）。この様な気温の変化によるオゾン量の変化とその変化率に対するフィードバックの存在は広く成層圏全体に当てはまる。

一方で、南極オゾンホールで代表されるような極成層圏雲上での不均一反応が重要となってくる極域の下部成層圏では、気温変化とオゾン層破壊の関係は、上述の状況とは異なってくる。極域の下部成層圏での大規模なオゾン層破壊にとって重要となる極成層圏雲の生成には、冬季から春先にかけての気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の低温になることが不可欠である。また一般に、気温の低い領域が広範囲に存在する方がオゾン層破壊は大きく、極成層圏雲が生成し得る低温の期間が長いほどオゾン層破壊も長期化する。この様に、極域下部成層圏の春先のオゾン層破壊では、成層圏中上部に存在する気温を介したフィードバックは機能せず、オゾン層破壊の規模は、極成層圏雲が生成し得る低温の領域の大きさや低温期間の持続性に依存する。

成層圏において GHG（温室効果ガス）は、対流圏とは異なって、赤外線を宇宙に向けて放射することで成層圏大気を冷却する働きを持っている。GHGの中でも CO<sub>2</sub>は最も濃度が高く、成層圏における CO<sub>2</sub>の増加は成層圏気温の低下に最も大きな影響を及ぼす。先に述べた通り、成層圏気温の低下は成層圏（特に上部成層圏）でのオゾン分解反応を減速させ、オゾン濃度の増加をもたらす。CO<sub>2</sub>増加によって成層圏気温が低下することでオゾン量の増加の効果は、オゾン分解反応に対する酸素原子とオゾンの反応の寄与が大きい上部成層圏で最も顕著に表れることが予想される。一方、極域成層圏では、気温の低下は極成層圏雲の生成を促すことでオゾン分解反応を加速する可能性がある。

### 4-2-3. CO<sub>2</sub>以外の温室効果ガス濃度の増加とオゾン層の関係

前節で述べた通り、温室効果ガスのうち最も濃度の高いCO<sub>2</sub>の増加は、赤外線を宇宙に向けて放射することによって、成層圏気温の低下をもたらし、その結果オゾンの生成・分解速度に影響を及ぼす。これに対し、CO<sub>2</sub>以外の主要なGHGであるCH<sub>4</sub>やN<sub>2</sub>OはCO<sub>2</sub>に比べ濃度が低く、CH<sub>4</sub>やN<sub>2</sub>Oの濃度の増減が成層圏気温に与える影響は小さい。しかし、CH<sub>4</sub>やN<sub>2</sub>Oは成層圏での光化学反応によってオゾン分解サイクルに関与する活性種HO<sub>x</sub>やNO<sub>x</sub>\*のソースガスである（詳細は第1部参考資料2（環境省HP）を参照）。更にCH<sub>4</sub>は、塩素原子を不活性化（塩化水素に変換）する役割も担っている。またCH<sub>4</sub>はNO<sub>x</sub>を触媒としたオゾン生成\*\*にも関与する。したがって、CH<sub>4</sub>やN<sub>2</sub>Oの濃度の増減は、成層圏におけるオゾンの生成・分解反応の効率に複雑に影響を及ぼすと考えられている。今後のGHGの排出量の変化がオゾン層に与える影響について、経度方向に平均化された二次元モデルを用いた数値実験からは、北半球中緯度では、N<sub>2</sub>Oの増加は成層圏でのオゾンを減少させることで、オゾン層の回復を遅らせる方向に働く。一方、CH<sub>4</sub>の増加は結果として成層圏のオゾンを増加させる方向に働くことが示された（ChipperfieldとFeng, 2003及びWMO, 2007,2015）。ただしCO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>Oのオゾン層への影響の大きさは、今後これらの温室効果ガスがどの程度放出されるかに依存する。CO<sub>2</sub>は、その放出量が多いほどオゾン層の回復を早める効果大きい。N<sub>2</sub>Oはその放出量が多いほど回復を遅らせる効果大きい。逆にCH<sub>4</sub>はその放出量が多いほど回復を早める効果大きい。なお、CH<sub>4</sub>はN<sub>2</sub>Oとは異なり、対流圏オゾンの生成にも関わるため、CH<sub>4</sub>の放出量の変化に対しオゾン全量は、成層圏オゾン量の変化だけでなく、対流圏オゾン量の変化の影響も受けて変化する（WMO2018）。SSP1-2.6シナリオでは、21世紀末にはCH<sub>4</sub>の濃度がかなり低くなるため(p.51 図1-4-7参照)、オゾン層に及ぼす影響は小さくなる(WMO2022)。

\* HO<sub>x</sub>やNO<sub>x</sub>の定義（説明）については、第1部参考資料2（環境省HP）を参照。

\*\* 成層圏下部ならびに対流圏では、CH<sub>4</sub>の大気酸化反応 [CH<sub>4</sub> + 4O<sub>2</sub> + 4NO → CO<sub>2</sub> + 4NO<sub>2</sub>, 4(NO<sub>2</sub> + O<sub>2</sub> + hv → NO + O<sub>3</sub>)] によって光化学的にオゾンが生成される。

### 4-3. 化学気候モデルを用いたオゾン層の将来変化予測

成層圏のオゾン濃度や分布は、着目する領域において化学反応によって生成・消失するオゾン量と、他の領域からその領域に輸送されてくるオゾン量並びに他の領域に輸送されるオゾン量（オゾンの輸送量）に依存する（詳細は第1部 1-1（p.10）を参照）。

オゾンの生成並びに消滅に関わる化学反応の起こりやすさは、気温に依存する。一方、成層圏ではオゾンの太陽光吸収が主要な熱源になっており、オゾン濃度の変化は気温の変化につながる。さらに、オゾンの輸送量も成層圏の気温分布と相互に関係している。

そこで、成層圏での化学過程（オゾンの生成や消失）、物理過程（オゾンの輸送）、並びに放射過程（放射を通じた加熱・冷却）の間の相互作用を含んだ「化学気候モデル」（詳細は第1部参考資料13（環境省 HP）を参照）と呼ばれる数値モデルを用いて、オゾン層の将来変化予測が行われている。

このような化学気候モデルを利用することによって、温室効果気体の増加とオゾン層破壊物質の減少、両者の影響を取り込んだ将来予測実験が可能になってきている。温暖化とオゾン層回復に関わるシナリオをそれぞれ別々に扱うような実験もおこなうことにより、温暖化とオゾン層回復の特徴がより明確に切り分けられるようになる。特に温暖化実験からは、ブリューワ・ドブソン循環に代表される大気循環が強化されるという結果が得られており、大気輸送の効果とオゾンの回復傾向との関連が注目されている。（詳細は第1部参考資料5（環境省 HP）を参照）。

#### (a) 中緯度域のオゾン層の予測

中緯度域（北緯35度～北緯60度及び南緯35度～南緯60度）での年平均・緯度平均したオゾン全量の将来予測について、緯度帯（北半球中緯度：北緯35度～北緯60度、南半球中緯度：南緯35度～南緯60度）ごとのオゾン全量の推移を図1-4-4に示す。

中緯度域のオゾン全量の長期変化には南北両半球で類似の傾向（2000年過ぎに最も低いレベルに達した後、増加傾向に転じる）がみられる。しかしながら、オゾン全量が1960年レベル（人為起源のオゾン層破壊物質による大規模なオゾン層破壊が起こる前のレベル）に回復する時期は半球間で異なっており、北半球では、2030年頃に、南半球では、2055年頃と予測されている。オゾン全量が1980年レベルに回復するのは、北半球では、2010～2030年頃（WMO2022では2035年頃）、南半球では2025～2045年頃（WMO2022では2045年頃）となっている。オゾン全量が1960年レベルに回復する時期が北半球に比べて南半球で遅くなるのは、オゾンが大きく破壊された南極域の成層圏の空気塊が毎年春に南半球中緯度域に移動する影響を受けるためである。なお数値モデル予測によれば、南北両半球とも中緯度域でのオゾン全量は21世紀後半には1960年レベルを超える見通しである。このような予測結果となるのは、EESCの減少の影響に加え、GHG（特にCO<sub>2</sub>）の増加による成層圏気温の低下（オゾン分解反応の減速）とブリューワ・ドブソン循環（詳細は第1部参考資料5（環境省 HP）を参照）の強化（オゾンを多く含む空気塊の輸送の増加。詳細は第1部 4-4（a）（p.53）を参照）によるものと考えられている。図1-4-4の破線は、オゾン層破壊物質（ODS）の放出量を1960年レベルに固定した条件で、GHGの増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。GHGの増加によってオゾン全量は21世紀末に向かって増加する。また、南半球中緯度では、実線と破線が21世紀末になってようやく近づいてくることから、この頃にオゾン全量が ODS

の影響を受けなくなることがわかる。

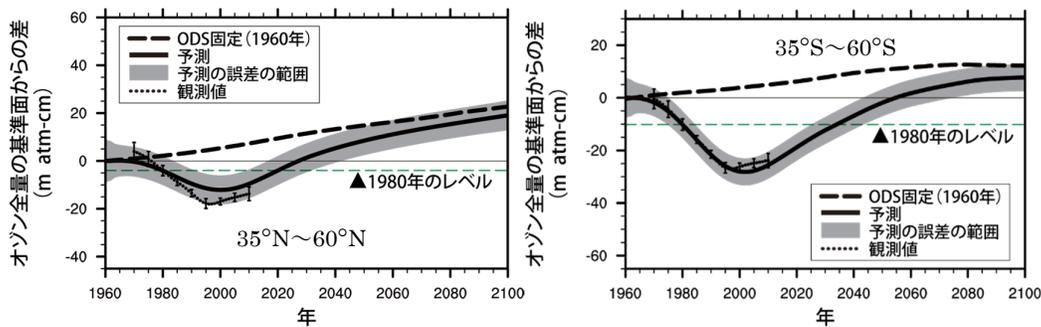


図 1-4-4 中緯度域におけるオゾン全量の推移予測

1960年を基準としたオゾン全量の推移の予測。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は9つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は95%信頼区間を示す。太い破線はODSを1960年レベルに固定したものであり、ODSの放出量の変化の影響がない、GHGの増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である1980年のレベルを示している。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010 (WMO, 2011) より作成

### (b) 極域オゾン層の予測

図1-4-5に北極域（北緯60度～北緯90度）及び南極域（南緯60度～南緯90度）のオゾン全量の推移を示す。

極域で予測されるオゾン全量の推移の傾向は北極域と南極域で類似しており、中緯度域のオゾン全量の推移と同様、2000年頃に極小を迎えたあとは、増加に転じ、21世紀末まで増加傾向が続くと予想されている。一方、北極域と南極域を比較すると、オゾン全量が1980年レベルに回復する時期や21世紀末のオゾン全量に違いがある。1980年レベルに回復する時期は、北極域では2020～2035年の間（WMO2022では2045年頃、または2029年～2051年の間）と予測されるのに対し、南極域では21世紀中頃以降（WMO2022では2066年頃、または2049年～2077年の間）と予測されている。また、21世紀末のオゾン全量は、北極域では1960年レベルを超えているのに対し、南極域では1960年とほぼ同じレベルである。この違いは、GHGの増加によって引き起こされるブリューワ・ドブソン循環の強化（詳細は第1部参考資料5（環境省HP）を参照）に伴う極域へのオゾンの輸送量の違いによるものと考えられている。図1-4-5の破線で示されるように、北極域ではGHGの増加に伴ってオゾン全量が増加していくのに対し、南極域ではわずかに増加するにとどまっている。また南極域では、今世紀末に近づいても実線と破線が十分に近づかないことから、この頃になってもオゾン全量はODSの影響を受けることが予想される。

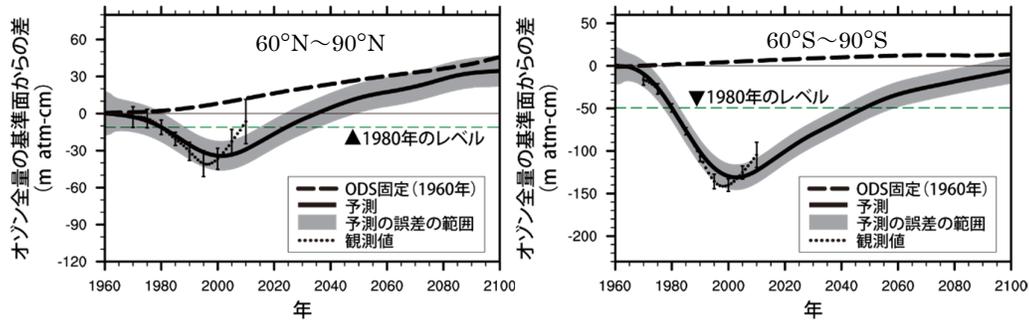


図 1-4-5 北極域及び南極域におけるオゾン全量の推移予測

1960年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。左図は北極域の3月、右図は南極域の10月を示す。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は9つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は95%信頼区間を示す。太い破線はODSを1960年レベルに固定したものであり、ODSの放出量の変化の影響がない、GHGの増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である1980年のレベルを示している。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010 (WMO, 2011) より作成

### (c) 低緯度域のオゾン層の予測

一方、低緯度域（南緯25度～北緯25度）で予測されるオゾン全量の長期的な変化の様子は、中緯度域や極域と異なっている（図1-4-6）。すなわち、オゾン全量は2000年過ぎに増加傾向に転じ、2060年頃に1980年レベルに回復し最大となるが、その後21世紀末まで再び減少すると予測されている。また、低緯度域でのオゾン全量は21世紀を通して1960年レベルよりも少ないままである。低緯度域で見られる21世紀半ば以降のオゾン全量の推移（再減少）は、上部並びに下部成層圏での異なる振る舞いの結果と考えられている。すなわち、EESCの減少の影響並びにGHGの増加による成層圏気温の低下（オゾン分解反応の減速）による上部成層圏でのオゾン濃度の増加の影響に対し、GHGの増加にともなうブリューワ・ドブソン循環の強化によるオゾン濃度の減少（濃度の低い対流圏大気の輸送が強化されることによる下部成層圏でのオゾン濃度の減少）の影響が21世紀後半には勝るためと考えられている。GHG増加のこの効果は、ODS変化の影響のない計算（図中の破線）によって確認することができる。

WMO2022に掲載された最新の温暖化シナリオによる数値モデル計算では、将来の温暖化シナリオによっては対流圏オゾン量が増加する場合があります、必ずしも低緯度域でオゾン全量が減少するという結果にはなっていない。

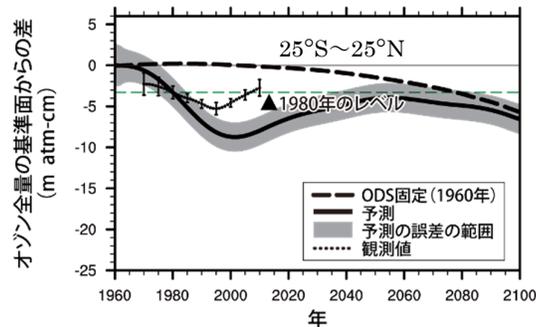


図 1-4-6 低緯度域におけるオゾン全量の推移予測

1960年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は9つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は95%信頼区間を示す。太い破線はODSを1960年レベルに固定したものであり、ODSの放出量の変化の影響がない、GHGの増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である1980年のレベルを示している。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010 (WMO, 2011) より作成

#### （d）温室効果ガスの排出量の違いによるオゾン層の変化の予測

オゾン層の回復時期は、今後の ODS 濃度の変化に依存するとともに、緯度帯によっても異なる。更に、4-2-3 節に記載した通り GHG 濃度の変化によっても影響される。GHG の排出シナリオとしては、近年新たに開発された SSP（共通社会経済経路）シナリオと呼ばれている、今後の産業の発展や脱温暖化・脱炭素に向けた取り組み等を想定した排出シナリオ（図 1-4-7）が利用されている。WMO2022 では SSP シナリオによる GHG 濃度の変化に基づいて計算されたオゾン層の将来予測結果がまとめられている（図 1-4-8）。これらの予測結果からは、温室効果ガスの排出量が大きく放射強制力の大きいシナリオほど将来のオゾン全量が増加する傾向にあることが分かるが、社会経済条件によって対流圏のオゾン量の違いを反映し、必ずしもそうとはならない場合もある（例えば、 $15^{\circ}\text{S}$ – $15^{\circ}\text{N}$  の SSP3-7.0 と SSP5-8.5）。なお本節の(a)と(b)で示された WMO2022 によるオゾン全量の 1980 年レベルへの回復年は、SSP2-4.5 シナリオによる予測結果に基づくものである。

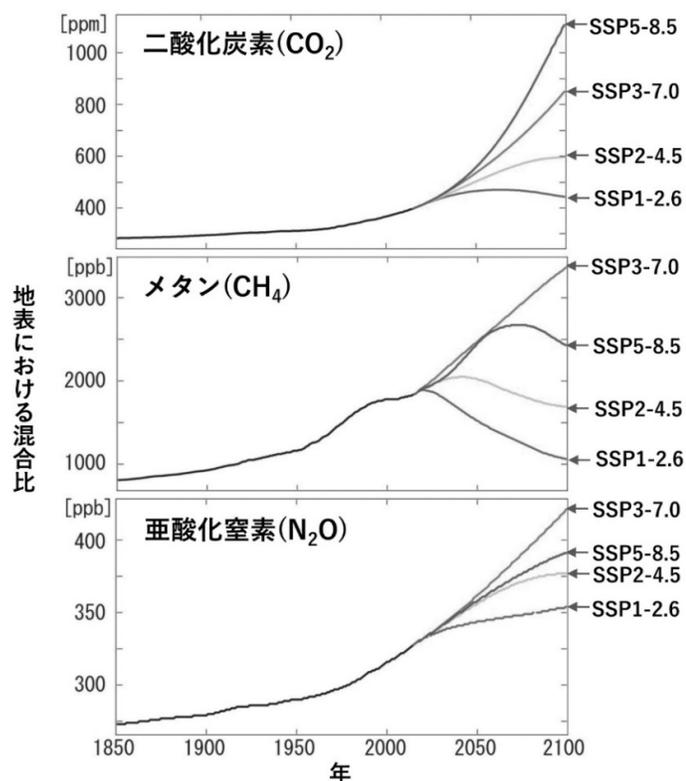


図 1-4-7 SSP シナリオに基づく将来の温室効果ガスの濃度変化（WMO2022）

SSP1 ~ SSP5 は将来想定される社会経済条件に基づいたシナリオ（社会経済シナリオ）で、SSP1 は“持続可能”、SSP2 は“中庸”、SSP3 は“地域分断”、SSP4 は“格差”、SSP5 は“化石燃料依存の発展”社会を表す。それぞれのシナリオ名のハイフンの後の数字は、21 世紀末までの放射強制力の大きさ( $\text{W}/\text{m}^2$ )を表す。WMO2022 Box 3-4 Figure 1 を元に作成。国立環境研究所秋吉英治氏提供図。

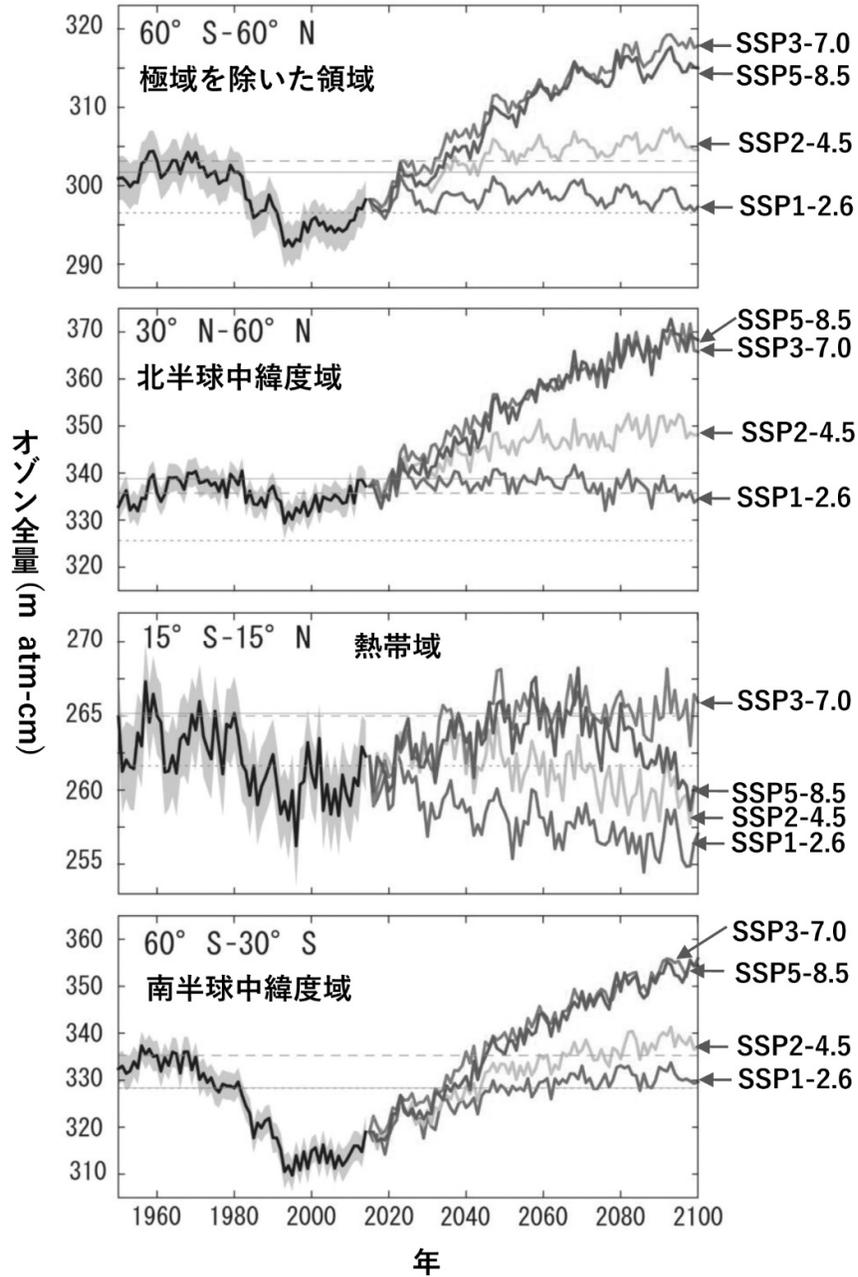


図 1-4-8 GHG の排出シナリオの違いによるオゾン層の将来変化の予測計算結果 (WMO2022)

CMIP6 によるオゾン層の将来予測の年平均・モデル平均値。黒実線に伴う灰色の陰影はモデル平均に関する 95%の信頼区間を表す。点線の水平線は 1850 年のオゾン全量の年平均・モデル平均値。破線は 1960 年平均、実線は 1980 年平均値を表す。WMO2022 Figure 3-18 を元に作成。国立環境研究所秋吉英治氏提供図。

## 4-4. オゾン層破壊と気候変化等の相互作用

オゾン層破壊と気候変化は相互（オゾン層変化が気候に、気候変化がオゾン層）に影響を及ぼしあうと考えられる。しかしながら、化学、放射及び大気循環パターンの変化を介して引き起こされるオゾン層破壊と気候変化の相互作用は複雑であり、そのメカニズムはまだ十分に解明されているとは言い難い（WMO, 2011、UNEP-EEAP, 2011）。

### (a) 気候変化が成層圏過程に及ぼす影響

温室効果ガス（GHG）の増加とそれに伴う気候変化は成層圏での化学的なオゾンの生成・消滅と大規模な成層圏大気の循環（ブリューワ・ドブソン循環）に影響を及ぼす結果、成層圏オゾンの分布やオゾン層の回復時期に影響を与えられられる。

4-2-3で述べた通り、GHG（特にCO<sub>2</sub>）の増加は成層圏の気温を低下させる。成層圏の気温低下は、4-2-2で述べた通り、オゾン生成が活発な成層圏中上部におけるオゾンの分解を抑制するため、オゾン量を増加させる。一方、極成層圏雲上での不均一反応が重要となる冬季～春季の極域下部成層圏では、GHGの増加による気温の低下は、極成層圏雲の生成に必要な-78℃以下の低温条件を作りやすくする方向に働き、極域でのオゾン層破壊を加速する可能性がある。

更に、GHGの増加はブリューワ・ドブソン循環に影響を与えることが指摘されている。気候モデル\*並びに成層圏化学気候モデル計算からは、GHGの増加によりブリューワ・ドブソン循環が強まると予測されている。このような循環の強化が起こると、その上昇域にあたる熱帯ではオゾンの少ない対流圏の空気がより多く下部成層圏に流入するため、オゾン全量の減少につながる予想される。一方、極向きの変域にあたる北半球中高緯度や南半球中緯度では大気循環の強化により、この領域の下部成層圏にオゾンが多く輸送されることとなり、この領域のオゾン全量を増加させると考えられる。（図1-4-4、図1-4-5及び図1-4-6（p.49～）参照）。

また、変域にあたる緯度帯のオゾン量の増加には、上・中部成層圏における気温の低下に伴うオゾン量の増加が下部成層圏に輸送されるオゾンの増加にもつながる、と言ったプロセスも関わっている。これらにより、変域にあたる緯度帯ではGHGの増加によってオゾン層の回復が早まる可能性が指摘されている。なお、南半球高緯度では、大気循環の加速の影響は小さく、オゾン全量の増加は抑制されると考えられている。

このように、ブリューワ・ドブソン循環の変化は今後のオゾン層の回復時期に影響を与えることが指摘されているものの、循環強化を引き起こすメカニズムはまだ解明されておらず、循環が強まっているという事実も観測されていない（WMO, 2011、Engel et al., 2009）。（詳細は第1部参考資料5（環境省HP）を参照）。したがって、今後のGHGの増加がオゾン層回復時期にどの程度の影響を及ぼし得るのかについてはまだ不確実な部分が多い。

水蒸気（H<sub>2</sub>O）もCO<sub>2</sub>などと同じく、放射を通して成層圏の気温に影響を及ぼす。また同時に、H<sub>2</sub>OはHO<sub>x</sub>の生成や極成層圏雲をはじめとする成層圏エアロゾルの生成にも関与している。そのため、成層圏の水蒸気量の変化は将来のオゾン層の変化を考える上では重要である。

\* IPCCの気候変化アセスメントなどに用いられているモデル。

近年の下部成層圏での水蒸気量の気球観測からは、北半球中緯度の下部成層圏（<30km）で1980～2000年の期間に増加傾向があることが報告されている。なお、1990年代半ば以降の衛星観測からは、明瞭な増加傾向は認められていない。一方、2000～2001年にかけて中緯度並びに熱帯の成層圏での水蒸気量の急激な減少が気球観測並びに衛星観測によって観測されている。成層圏水蒸気濃度の過去の変動のメカニズムはまだ十分に理解されておらず、将来の気候変化に伴う水蒸気の変化の予測は容易ではない。

### (b) 火山噴火（エアロゾル）がオゾン層破壊に及ぼす影響

火山噴火もオゾン層破壊に影響を及ぼす。噴煙が成層圏にまで達するような大きな火山噴火が起きると、硫酸を主成分とするエアロゾルが成層圏で増加する。硫酸エアロゾルの増加は、エアロゾル上での不均一反応を介したオゾン層破壊反応を加速するだけでなく、成層圏の気温や輸送過程の変化を通して、成層圏でのオゾン量に影響を及ぼす。特に、低緯度帯で大規模な火山噴火が起こった場合は、その気温やオゾン層への影響が地球規模で大きくなる。

例えば、1991年6月のフィリピンのピナツボ火山噴火では（火山噴火の影響がない）バックグラウンドレベルに比べエアロゾル量が数十倍まで増加した。著しいエアロゾル量の増加は南北両半球で認められ、バックグラウンドレベルまで減少するのに5～6年を要した。火山噴火後の数年間にわたって南北両半球でNO<sub>2</sub>濃度の減少が観測されたが、これはエアロゾルの増加による不均一反応の加速が原因として説明されている（WMO, 1994）。前述の通り、硫酸エアロゾルの増加に伴う不均一反応の増大はオゾン層破壊も加速すると考えられており、実際ピナツボ火山噴火後、北半球では数年間オゾン全量の減少が観測されている。一方、南半球中緯度では、ピナツボ火山噴火後も顕著なオゾン全量の変化は認められていない。これはエアロゾルの長波吸収による低緯度下部成層圏の加熱が中緯度成層圏にオゾンを送る大気の循環を強化させたためと考えられている。更に、準二年周期振動（QBO）が中緯度オゾンを増加する位相であったことなども加わることで、南半球中緯度へのオゾンの輸送量が増加し、化学的なオゾン層破壊の増大の効果を打ち消した結果と考えられている（WMO, 2014）。

2022年1月にはトンガの海底火山フンガ・トンガ＝フンガ・ハアパイが大噴火を起こした。成層圏エアロゾル増加量はピナツボ噴火の6分の1程度にすぎなかったと見積もられているが、この噴火に特異なこととして大量の水蒸気（全球成層圏水蒸気量の5%以上）が成層圏に注入されていたことがゾンデや衛星による観測により判明した。成層圏における水蒸気は、赤外放射により成層圏を冷やす。成層圏が寒冷化すると酸素原子によるオゾン破壊過程が遅くなるが、水蒸気はオゾン破壊する水素酸化物ラジカル（HO<sub>x</sub>）のソースでもあるので、正味のオゾン量の増減は、HO<sub>x</sub>が絡んだ複雑な化学反応経路によるオゾン破壊を計算して評価する必要がある。現在、観測データ解析や化学気候モデルを用いた数値シミュレーションにより、この噴火にともなう気温や子午面循環の変化、オゾン層やオゾンホールへの影響が分析されつつある。

火山噴火による成層圏エアロゾル量の変化の影響は数年程度であり、オゾン層回復や地球温暖化問題のような数十年～数百年という長期的な時間スケールから見れば一時的であるが、現在のようにオゾン層回復の兆しが僅かながら見え始めた時期に今後オゾン量がどう推移していくかを見極める場合には、重要な因子である。特にこれまでは、ピナツボ火山噴火のような

大規模なイベントにともなう影響はよく研究されてきたが、最近では比較的小さな火山噴火に対する影響についても調べられている。例えば、南極域のオゾン全量は2000年～2014年の期間において9月に統計的に有意な増加傾向を示したが、2015年にチリで起こった比較的小規模の火山噴火の影響によってこの年のオゾンホールが拡大したことが報告されている（Solomon et al., 2016, Bègue et al., 2017）。

1991年のピナツボ火山噴火のような大規模火山噴火により成層圏エアロゾルが激増すると、太陽光を反射するため、数ヶ月から一年程度、全球の地表平均気温が低下することが分かっている。同様の効果を期待して、硫酸エアロゾルや他の組成の微粒子を航空機・ロケット・気球などにより人為的に成層圏に注入することで、地球温暖化を一時的に軽減するというアイデアがある。温暖化を軽減するために、太陽放射をなんらかの形で減らす手法群、および大気中の二酸化炭素をなんらかの形で除去する手法群を総称して、ジオエンジニアリング（気候工学）あるいは気候への意図的介入（climate intervention）と呼び、近年、自然科学、工学、政策、倫理等の多方面から研究が進められてきている。その中で、冒頭で述べた成層圏エアロゾル注入は、もっとも有望なものであるとみなされている。しかし、考えられる副作用・悪影響の中には、オゾン層破壊の促進がある。そこで、WMO（2022）ではあらたに第6章を設け、成層圏エアロゾル注入とそのオゾン層への影響について、最新の研究を踏まえて評価している。特に、オゾン層破壊の程度には、粒子表面積の増加量、ハロゲン化合物と窒素酸化物の濃度、エアロゾル加熱による成層圏気温上昇の程度が効くと考えられるが、異なる化学気候モデルは異なる影響度合いを示しており、定量的理解がまだ不十分であることが指摘されている。

### （c）対流圏エアロゾルがオゾン層に及ぼす影響

最近では、モンスーン循環にともなうエアロゾルの成層圏への輸送過程が注目されている。アジアおよび北アメリカの夏季モンスーン循環は亜熱帯の下部成層圏で低温域をとまっており、化学気候モデルによる結果によると、モンスーンの高気圧性循環の南東側で不均一反応による塩素の活性化が起きているという報告がある（Solomon et al., 2016）。こういった塩素の活性化は、定量的には必ずしも大きなものではないがオゾンの減少を引き起こしうることが示されている。

大規模森林火災により放出された有機エアロゾルは、火災による地表加熱により発達する積乱雲（pyrocumulonimbus）により下部成層圏に輸送されうる。下部成層圏に達した粒子は、不均一反応を促進し、オゾン層の破壊につながりうる。2019年末から2020年初頭にかけてオーストラリア南東部で生じた大規模なbush fire事例（Australian New Year's event, ANY）では、南半球中緯度においてANYに伴うClOの増大がもたらされたことが観測されている。ただし、同時に観測されたオゾンの負偏差がこうした化学過程によるものなのか、それとも輸送過程の変動によるものなのか、さらにANYが2022年の極域オゾン破壊になんらかの役割を果たしたかどうかについては、コンセンサスは得られていない（e.g., WMO, 2022, Chapter 4.3.5.3）。

#### (d) オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響

オゾン層のこれまでの長期的な変化の中で最も顕著な変化は、南極成層圏でのオゾンホール  
の形成である。よって、オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響に関しても南極域で最も顕  
著な影響が現れる可能性が高い。

南極の成層圏で春季にオゾン層が破壊されると、成層圏の気温が低下し、中緯度帯との気温  
較差が拡大して、ジェット気流（偏西風）が強くなる。その影響は1～数ヶ月経って地表にも  
及ぶ可能性がある。Thompson と Solomon（2002）では、1969～2000 年の間に南極大陸の  
中央部から東側にかけて地表気温の低下傾向を、また、1979～2000 年の間に南極大陸周辺  
の西風が強まっている傾向を示した。このようなオゾン層と地表の風との関係は、化学気候モデ  
ルにおいても示されている（Son et al, 2008, Son et al., 2010）。

将来、南半球の地表の気温、風がどう変化するかについては、温室効果ガスの増加も影響す  
る。IPCC の温暖化予測モデルや化学気候モデルによるシミュレーションにより、今後の温室  
効果ガスの増加によって南半球成層圏のほぼ全域で偏西風が強まることが予想されている。ま  
た、化学気候モデルは、今後、ODS 規制が功を奏してオゾン層が回復していった場合は、南極  
周辺の偏西風が弱まり、その弱まる領域が成層圏のみならず地表付近まで広がることを示唆し  
ている。さらに、このオゾン層回復の影響は、温室効果ガスの影響を上回る可能性も示されて  
いる（Polvani et al., 2011）。

南半球で、オゾン層の変化を介して地表まで達する偏西風の変化は、地表気温や海洋風成循  
環への直接的な影響をはじめ、様々な形で南半球の気候と関係している可能性がある。

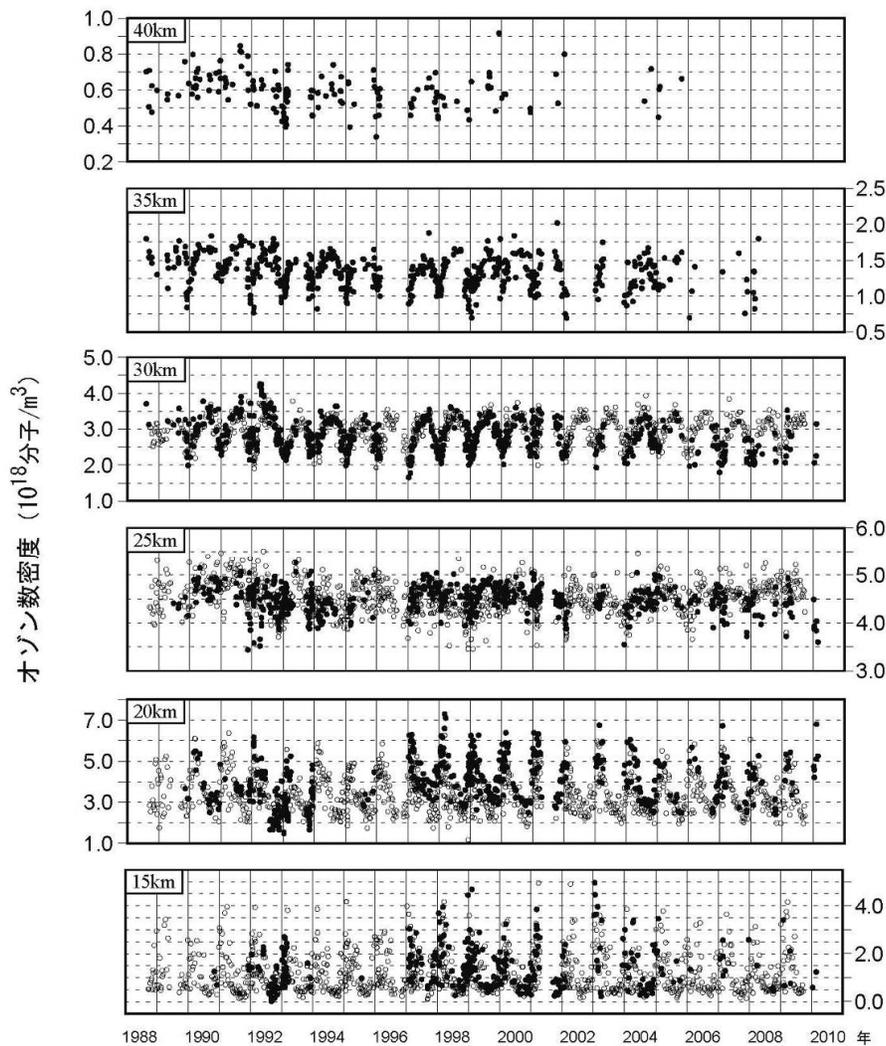
## 参考資料

### 参考資料1. オゾンの高度分布の観測

#### 各高度におけるオゾン変動

図1-資-1は、国立環境研究所オゾンライダーによって測定した、1988年9月から2010年3月までの間の高度毎のオゾン濃度（数密度）変動をプロットしたものである。この図には、気象庁高層気象台においてオゾンゾンデによって観測されたオゾン濃度もあわせて示してあり、両観測データは一致している。

それぞれの高度レベルにおいて季節変動が見られるが、その特徴は高度によって異なっている。高度15km、20kmでは春に極大で夏から秋にかけて極小、30km、35kmでは夏に極大で冬に極小となっている。



● レーザーライダー（国立環境研究所） ○ オゾンゾンデ（気象庁高層気象台）

図1-資-1 各高度におけるオゾン変動（1988年9月～2010年3月）

国立環境研究所オゾンライダーによって測定。気象庁高層気象台（茨城県つくば市）によってオゾンゾンデを用いて観測された値とともにプロットした。オゾンゾンデデータは WOUDC のデータベースに集積されたものを用いた。なお、 $10^{18}$  分子/ $m^3$  のオゾン数密度は、成層圏の気温条件では約 3mPa のオゾン分圧に相当する。

（出典）国立環境研究所地球環境研究センター提供

### 高度 30～40km におけるオゾントレンド

図 1-資-2 における各高度のオゾン濃度の時間変化には、季節変動が強く表れており、QBO、太陽活動の影響のあることが分かっている。オゾン層破壊物質等によるオゾン層への影響を検討するには、まずこれらの周期的な自然変動を除去したオゾンの長期トレンドを求めることが必要である。そこでまず、オゾンライダー及び衛星センサー-SAGEII によって観測された 1988～2005 年の期間の各高度のオゾン濃度の各平均値を求め、この値でそれぞれの年の月平均オゾン濃度を除することによって、季節変動を除去したオゾン濃度比偏差を求めた。さらに、30～40km の高度について平均したオゾン濃度比偏差から QBO 及び太陽活動の影響を除去したオゾン濃度比偏差を求めた (図 1-資-1)。●がオゾンライダー、□が SAGEII の値を示す。両者共に 1990 年代には減少傾向を示し、それ以降平坦化している。1988～1997 年末の間のオゾン濃度比偏差の減少トレンドは、オゾンライダーについては  $(-0.60 \pm 0.05)$  /年、SAGEII については  $(-0.52 \pm 0.04)$  /年であり大きな差はなかった。1998 年以降については両者共にほぼ平坦であり、有意なトレンドはなかった。

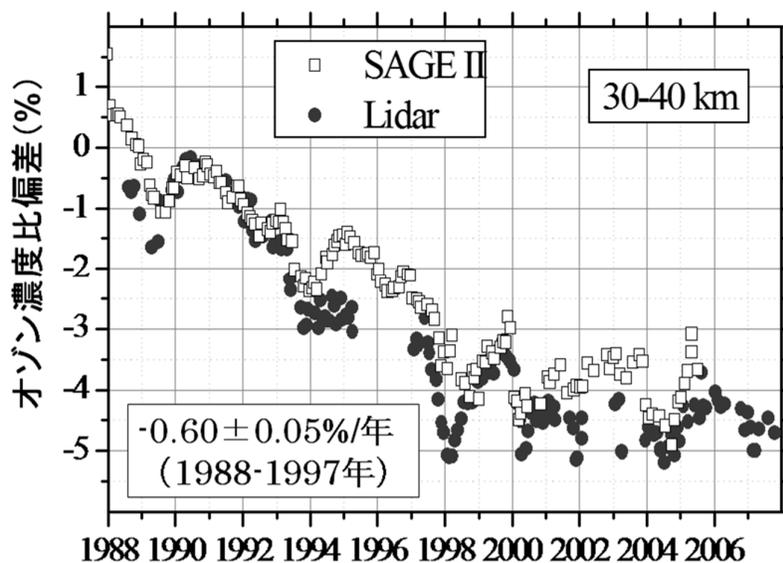


図 1-資-2 高度 30～40km のオゾン濃度比偏差 (1988～2005 年)

国立環境研究所オゾンライダー及び NASA の衛星センサー-SAGEII によって測定したオゾン濃度を基に作成した。図中の数値は国立環境研究所のオゾンライダーによって観測した 1988 年 9 月～1997 年 12 月の間のオゾン濃度比偏差のトレンド

(出典) Tatarov et al., International Journal of Remote Sensing, Vol. 30, No. 15, 2009.

### 日本の反転観測データの再評価への活用

気象庁によって実施されているドブソン分光光度計を用いた反転観測によるオゾン高度分布データの再評価・再解析が行われ、新しいデータセットが作成された。国立環境研究所のオゾンライダーデータは高層気象台によるオゾンゾンデ観測データと共に、再評価における誤差解析の際の参照データとして用いられた (Miyagawa et al., 2009)。

## 参考資料 2. つくばにおける月別オゾン全量変化と高度別オゾン分圧変化の関係(2024年)

つくばにおける2024年の月平均オゾン全量の変化を、1994～2008年の平均値と比較して図1-3-20 (p.38) に示す。2024年の月平均値は1月、3～6月、12月に多くなり、3月と6月は観測開始(1957年)以来、その月として2番目に多い値となった。つくばにおけるオゾン全量の月平均値の変動原因を明らかにするためには、どの高度のオゾン分圧の変化がオゾン全量の増減に寄与しているかを、明らかにする事が有効と思われる。そこで、図1-資-3につくばにおける2024年のオゾン分圧の高度分布とその規格化偏差の月別変化を示す。

規格化偏差とは、参照値からの偏差が、参照値の標準偏差によって表される通常の変動の大きさと比較してどの程度大きいかを示す数値である。2024年の各月のオゾン分圧( $P_{2024}$ )の規格化偏差は、具体的には1994～2008年のオゾン分圧の月平均値を参照値( $P_{ref}$ )とし、その標準偏差( $\sigma_{ref}$ )とすると、 $(P_{2024} - P_{ref})/\sigma_{ref}$ 、として与えられる。

規格化偏差図(図1-資-3 下図)で1994～2008年の平均値からの差が+1より大きい場合を濃い灰色の領域(オゾン分圧が多い領域)、-1より小さい場合を薄い灰色の領域(オゾン分圧が少ない領域)として表示している。

オゾン分圧の高度分布(図1-資-3 上図)を見ると、1年を通して高度18～28km付近にオゾン分圧の高い層があり、中でも1～3月の高度20～24km付近は高い値が観測された。オゾン分圧の高度毎の月別累年平均値からの規格化偏差(下図)をみると、月平均オゾン全量(p.38 図1-3-20)において「多い」となった1月、3～6月は、高度4～14km付近で正偏差が広がり、5月の高度8km付近では顕著な正偏差となった。12月は高度12～16km付近で正偏差となった。その他の月は月平均オゾン全量(p.38 図1-3-20)で「並」となったが、7～10月の高度16～24km付近で大きな不偏差となった。

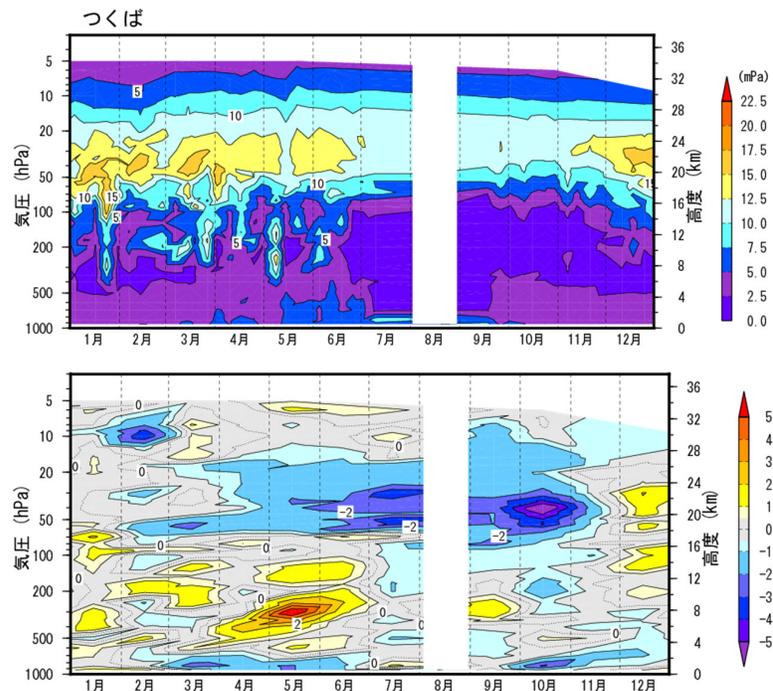


図1-資-3 つくばにおけるオゾン分圧とその規格化偏差の高度分布(2024年)

つくばのオゾンゾンデ観測によるオゾン分圧・偏差の高度分布図。オゾン分圧図(上)は個々の観測値を用い、規格化偏差図(下)は月平均値から作成。

なお、8月は観測を行っていないためデータなし。

(出典) 気象庁提供

### 参考資料 3. 南極昭和基地における月別オゾン全量変化と高度別オゾン分圧変化の関係 (2024年)

南極昭和基地上空における2024年のオゾン分圧の高度分布とその規格化偏差の月別変化を示す(図1-資-4)。規格化偏差図(下図)で1994~2008年の平均値からの差が+1より大きい場合を濃い灰色の領域(オゾン分圧が多い領域)、-1より小さい場合を薄い灰色の領域(オゾン分圧が少ない領域)として表示している。

南極オゾンホールの特徴は、通常オゾン分圧が高い高度14~22km付近におけるオゾンが大きく減少することである。

南極昭和基地における2024年のオゾン分圧は、図1-資-4(上図)に見られるように、9月上旬にはほぼ全ての高度で7.5mPa以下と顕著に低くなった。それ以降は、一時的に高度22~26km付近で7.5mPa程度のオゾン分圧がみられた他は、概ね5mPa以下の状態が継続した。その後、11月下旬頃から高度20~24km付近で急激にオゾン分圧が高くなった。オゾン分圧の規格化偏差(下図)をみると、月平均オゾン全量(図1-3-10(p.28))において「少ない」となった1月は多くの高度で負偏差となった。一方、月平均オゾン全量(図1-3-10(p.28))において「多い」となった4月、5月、8月は多くの高度で正偏差となり、特に8月の高度8km付近や26km付近で大きな正偏差となった。

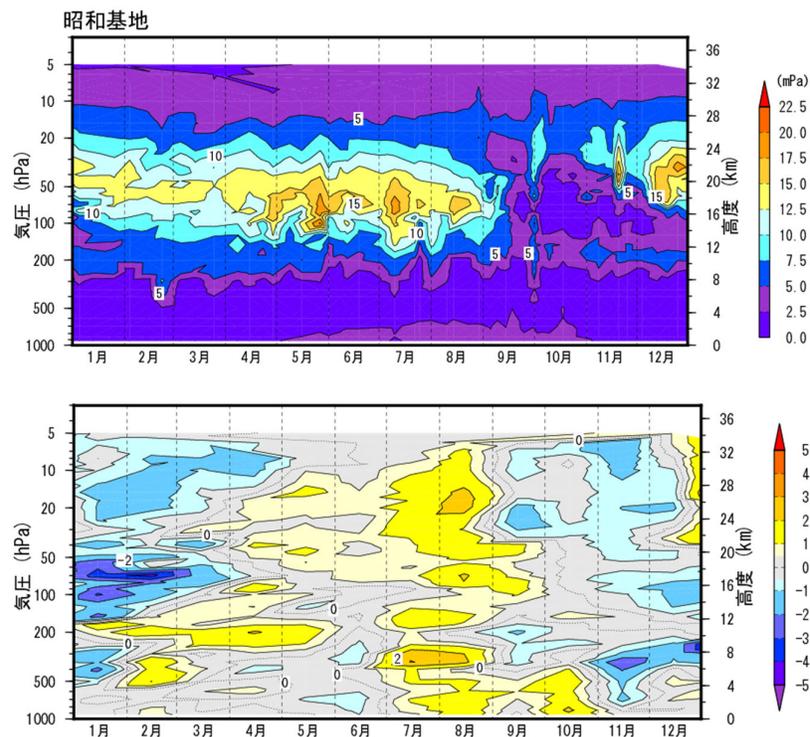


図1-資-4 南極昭和基地におけるオゾン分圧とその規格化偏差の高度分布(2024年)

南極昭和基地のオゾンゾンデ観測によるオゾン分圧・規格化偏差図。オゾン分圧図(上)は個々の観測値を用い、規格化偏差図(下)は月平均値から作成。規格化偏差は月平均値の1994~2008年の平均値からの偏差を標準偏差で割った値。なお、観測データのない高度については、前後の観測で得られたオゾン分圧から内挿処理を行っている。(出典) 気象庁提供



## **第2部 特定物質等の大気中濃度**



# 1. オゾン層破壊物質の種類と特性

## オゾン層破壊物質

人間活動によって塩素原子や臭素原子を含有するオゾン層破壊物質が排出されている。これらの物質の多くは、非常に安定で反応性がなく、雨や海水にも溶解しないため、大気中の寿命が極めて長く、下層の対流圏大気中に蓄積する（大気中寿命の短いものは一部が大気中に蓄積する）。これらは非常にゆっくりではあるが大気の運動を通じて成層圏に輸送され、そこでオゾン層で遮蔽されない短波長の太陽紫外線によって分解され、反応性の高い物質に変換される。生じた反応性物質が、成層圏オゾンを連鎖反応により破壊する。

塩素系オゾン層破壊物質には、主としてCFC、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン（別名メチルクロロホルム）があり、影響は小さいがHCFC、塩化メチルなどがある。CFCは、炭素、塩素及びフッ素原子のみから構成される物質であり、冷凍機や空調機器の冷媒、発泡剤、エアゾル噴射剤、金属や電子機器の洗浄剤などとして、多くの用途に使われてきた。四塩化炭素はCFCの製造原料として、1,1,1-トリクロロエタンは金属等の洗浄用溶剤として使われてきた。

臭素系オゾン層破壊物質では、反応性や水溶性のないハロンが主なものであり、その他臭素系の人工物質や臭化メチルがある。ハロンは消火剤として、臭化メチルは農業用薫蒸剤等として使用されている。

## オゾン層保護法における特定物質

「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」（1987年）によって規制対象とされたオゾン層破壊物質は、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」において「特定物質」として規制されている。具体的には、CFC、HCFC、ハロン、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、HBFC、ブromoklorometan、臭化メチルである。各物質の特徴と用途については第2部参考資料1（環境省HP）を参照。なお、2016年10月のモントリオール議定書キガリ改正を受けて、2018年にオゾン層保護法が改正され、新たに「特定物質代替物質」としてHFCが規制されることとなった。同法はキガリ改正が発効する2019年1月1日に施行された。

## 成層圏中の塩素・臭素の発生源

図2-1-1は、塩素・臭素を含む主要な起源物質（有機塩素・臭素化合物）が成層圏中の塩素・臭素の全量にそれぞれどの程度寄与しているかを示している。ただし同図では、塩素系化合物（左）と臭素系化合物（右）で縦軸の化合物量のフルスケールが大きく異なっており、成層圏中の全臭素量は全塩素量の100分の1以下である。なお、起源物質に占める自然発生源の割合は、塩素系化合物の場合は20%以下であるのに対し、臭素系化合物の場合は約半分である。

塩素源については、成層圏に達する塩素のほとんどを人間活動が占める。CFCは人間活動によって排出される塩素系オゾン層破壊物質のうち最も多量にあるものである。塩化メチルは大部分が自然発生源である。CFCの代替物質であるHCFCによる塩素系化合物中の割合は小さいが、その大気中濃度は近年急増している。

臭素源については、全起源物質のうち約半分を占めているハロンなどの人為発生源のオゾン

層破壊物質の大気中濃度が、1999年から2020年の間に約14.5%減少している。臭素系オゾン層破壊物質量の減少の多くは人間活動由来の臭化メチルの削減によるものである。

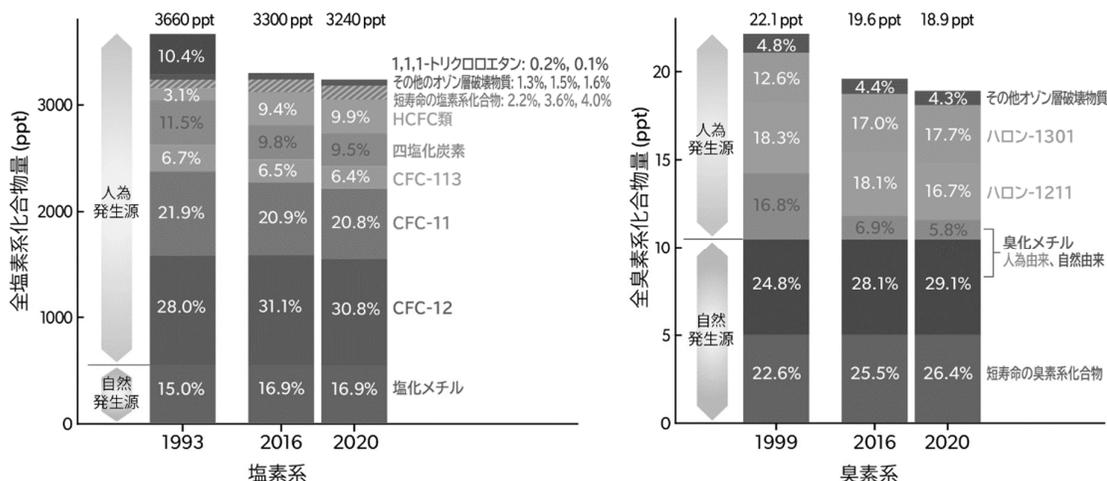


図 2-1-1 1993、1999、2016年及び2020年の成層圏中の塩素・臭素の主要な起源物質

大気中のガスの濃度の単位として「1兆分の1」(ppt)を使用している。1pptは、1兆個の大気分子が存在する中に着目するガス分子が1個の割合で存在することを示す。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022 (WMO, 2022)

### 主なオゾン層破壊物質の大気中寿命・オゾン層破壊係数

主なオゾン層破壊物質の大気中の寿命や成層圏オゾン破壊への影響を表2-1-1に示す(詳細は第4部巻末資料1-1(環境省HP)を参照)。個々のオゾン層破壊物質の成層圏オゾン破壊への影響は「オゾン層破壊係数(Ozone Depletion Potential: ODP)」で示されている。個々のオゾン層破壊物質のODP値は一定重量の物質が大気に放出された際のオゾン層への影響を、同量のCFC-11が放出された際のオゾン層への影響との相対値(CFC-11のODP値=1)として、物質ごとに計算される。

表 2-1-1 主なオゾン層破壊物質等の大気中寿命、オゾン層破壊係数<sup>※1</sup>

	物質名	大気中寿命(年)	オゾン層破壊係数
塩素系	CFC-12 (CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub> )	102	0.73
	CFC-113 (CCl <sub>2</sub> FCClF <sub>2</sub> )	93	0.81
	CFC-11 (CCl <sub>3</sub> F)	52	1
	四塩化炭素 (CCl <sub>4</sub> )	32	0.72
	HCFC-22 (CHClF <sub>2</sub> )	12	0.034
	HCFC-141b (CH <sub>3</sub> CCl <sub>2</sub> F)	9.4	0.102
	HCFC-142b (CH <sub>3</sub> CClF <sub>2</sub> )	18	0.057
	1,1,1-トリクロロエタン (CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub> )	5	0.14
塩化メチル (CH <sub>3</sub> Cl)	1	0.57	
臭素系	ハロン1301 (CBrF <sub>3</sub> )	72	15.2
	ハロン1211 (CBrClF <sub>2</sub> )	16	6.9
	臭化メチル (CH <sub>3</sub> Br)	0.8	0.57
	極短寿命ガス (CHBr <sub>3</sub> など)	<0.5	※2
フッ素系	HFC-134a (CH <sub>2</sub> FCF <sub>3</sub> )	14	0

※1 人間活動及び自然発生源の両方を含む

※2 推計が不確実

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018 (WMO, 2018)

## 2. 特定物質等の観測状況

### (a) 大気試料の採取法・分析法

特定物質の分析を目的とした大気試料の採取は、一般に、高真空にした超清浄の金属製容器に大気をそのまま採取するグラブサンプリング法、加圧状態まで試料採取が必要な場合は、メタルベローズポンプを用いて加圧を行い採取する加圧採取法、又は液体ヘリウムで冷却して採取するクライオジェニックサンプリング法により行われる。連続測定装置では、一定量の大气を低温カラムに通し、大気中成分を濃縮捕集する。

特定物質の分析には、ECD（電子捕獲型検出器）がハロゲンに対して比較的高い感度と選択性を示すことから ECD を備えたガスクロマトグラフ、又は種々の物質が同定できるガスクロマトグラフ／質量分析計（GC/MS）が用いられる。

塩素原子や臭素原子を含む特定物質の中には、試料採取容器（キャニスター）、測定装置配管及び標準ガス容器内で化学変化や吸着による影響を受ける物質（四塩化炭素、臭化メチル等）がある。このため測定装置においては、配管のデッドボリュームを極力少なくし、内面に不活性処理を施した配管・部品を使用する事が望ましい。また同様に、特定物質の定量を行う際に不可欠となる標準ガスの安定性についても注意が必要であり、国際的に信頼度の高い研究機関との相互検定も重要である。

### (b) 大気試料の採取地点

特定物質の発生源からの局地的な汚染の影響がない大気（バックグラウンド大気）について測定を行うことで、地球規模の特定物質の分布や推移を知ることができる。

日本付近では、北海道の根室、稚内周辺などにおいて、気象条件によって局地的汚染のない北半球中緯度の代表的な大気を採取することができる。

一方、特定物質を都市部などの発生源に近い場所で測定を行うことで、自国における人為発生の推移を知ることが出来る。一般に、都市部などの発生源に近い場所では、大気中の特定物質の濃度は通常バックグラウンド濃度よりも高い値になる。このような場所での大気中濃度は、時間的にも地域的にも変動が大きく、風向・風速などの気象条件や人間の生産活動サイクル（週末や休日には低くなる）などによって左右されることが多い。

### (c) 特定物質の観測体制

我が国では、東京大学において特定物質の大気中濃度を正確かつ精密に分析するための装置と手法が開発され、1979年（南極昭和基地については1981年）から2010年まで特定物質の広域分布や経年変化が観測されていた。

環境省は1988年から北海道及び川崎市で特定物質の観測を行っている。また特定物質代替物質としてHFCsの観測を2019年度から行っている。

国立環境研究所では、2004年から、波照間島（沖縄県）で、2006年から落石岬（北海道）において、特定物質を含むハロカーボン類の毎時間連続観測を行っている。

気象庁では、1990年から岩手県大船渡市三陸町綾里で、また1990年から観測船「凌風丸」によって北西太平洋における特定物質の観測を行っている。なお、CFC類の観測は、岩手県大

船渡市三陸町綾里では 2024 年 3 月をもって終了し、2024 年 4 月から南鳥島で新たに開始した。

また、多くの都道府県及び政令指定都市においても、1989～1990 年頃から特定物質の大気中濃度の測定が行われている。令和元年 7 月に環境省が行った調査では、16 都道県、5 政令指定都市においてオゾン層破壊物質等の観測が行われている（第 2 部参考資料 2（環境省 HP）参照）。

オゾン層破壊物質の我が国での大気中濃度は、CFC-11 等減少している物質がある一方、HFC-134a 等増加し続けている物質もあり、今後も観測を続ける必要がある。

なお、世界において行われているオゾン層破壊物質の大気中濃度観測は、主なものとして、AGAGE、NOAA/ESRL、UCI などがある。

## 3. 特定物質等の大気中濃度の監視結果

### 3-1. 特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の状況

#### 3-1-1. 環境省による観測結果

##### 北海道における特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

環境省は、1988年から北海道の根室・稚内周辺において、15物質の大気中濃度を測定している。測定対象物質は、CFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114、CFC-115、ハロン1211、ハロン1301、ハロン2402、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素（1989年～）、HCFC-22（1992年～）、HCFC-141b（2001年～）、HCFC-142b（1992年～）、臭化メチル（1997年～）、HFC-134a（2000年～）である。また、2018年にオゾン層保護法が改正され、「特定物質代替物質※」としてHFCsが新たに規制されることとなったことを受けて、2019年度からHFCs17物質（HFC-134、HFC-143、HFC-245fa、HFC-365mfc、HFC-227ea、HFC-236cb、HFC-236ea、HFC-236fa、HFC-245ca、HFC-43-10mee、HFC-32、HFC-125、HFC-143a、HFC-41、HFC-152、HFC-152a、HFC-23）を測定対象物質としている。

※特定物質および測定対象物質としているHFCsについては、第4部巻末資料1-1（環境省HP）を参照のこと。なお、PFC、SF<sub>6</sub>、NF<sub>3</sub>については環境省において測定は行っていない。

「フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査」について、2015年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。測定装置の更新では、大気試料濃縮装置における試料導入配管などでの特定物質の消失の影響が認められたため、配管などのデッドボリュームの削減を行った。

測定装置や試料採取方法の更新に伴い、従来の測定との継続性を確認するため、これまでの測定値も含めて定量性の再検討を行い、標準ガス容器内の特定物質などの濃度変化の確認や国立環境研究所内で行われているフロン類の測定の相互検定試験を行った。

測定装置や標準ガスの信頼性を確認した後、バックグラウンド地域における2015年度試料の再測定及び2016年度試料の測定を行った。なお、2015年度夏期試料の再測定の結果、一部の物質（HCFC-22、HCFC-141b、臭化メチル）について異常値となり、原因は大気濃縮装置稼働初期の配管から試料が汚染されたものと考えられたため、15物質全てについて欠測とした。

(a) 測定対象 15 物質の大気中のバックグラウンド濃度のトレンド

表 2-3-1 は、特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度のトレンドについてまとめたものである。

表 2-3-1 北海道における特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度のトレンド

（評価期間は原則として 1996 年 1 月～2024 年 12 月）

物質名	平均年間変化量 <sup>(1)</sup> (pptv/年)	評価期間 <sup>(2)</sup> (～現在) (2024 年 12 月)	現在の濃度 <sup>(3)</sup> (2024 年 12 月) (pptv)
CFC-11	-2.1 ± 0.02	1996 年 1 月～	217
CFC-12	-2.7 ± 0.07	2006 年 1 月～ <sup>(4)</sup>	498
CFC-113	-0.55 ± 0.01	1996 年 1 月～	68
CFC-114 <sup>(7)</sup>	— ±0.002	1996 年 1 月～	16.0
CFC-115	— ±0.003	2003 年 1 月～ <sup>(4)</sup>	9.1
ハロン-1211	-0.11 ±0.002	2006 年 1 月～ <sup>(4)</sup>	2.8
ハロン-1301	0.01 ±0.001	2004 年 1 月～ <sup>(4)</sup>	3.6
ハロン-2402	-0.006 ±0.0001	1996 年 1 月～	0.37
四塩化炭素	-1.2 ±0.03	1996 年 8 月～ <sup>(5)</sup>	75.0
1,1,1-トリクロロエタン <sup>(8)</sup>	— —	2015 年 12 月～ <sup>(4)</sup>	0.94
HCFC-22	-3.7 ±1	2021 年 8 月～	261
HCFC-141b	0.19 ±0.07	2016 年 8 月～ <sup>(4)</sup>	27.9
HCFC-142b	-0.13 ±0.03	2015 年 12 月～ <sup>(4)</sup>	22.7
臭化メチル	-0.1 ±0.04	2010 年 12 月～ <sup>(4)</sup>	7.1
HFC-134a	5.5 ±0.05	2000 年 8 月～ <sup>(6)</sup>	147

※2015 年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。（詳細については 2022 年度年次報告書を参照）

- (1) 平均年間変化量には±に続く数値により一定の幅を示したが、これは 95%以上の確率で、平均年間変化量がこの範囲（95%信頼区間）に収まることを意味する。
- (2) 過去 29 年間（1996 年 1 月～2024 年 12 月）の調査結果に基づく（CFC-12、CFC-115、ハロン-1211、ハロン-1301、四塩化炭素、HCFC-22、HCFC-141b、臭化メチル及び HFC-134a の評価期間については(4)～(6)を参照）。
- (3) 表中の「現在の濃度」とは、回帰式から算出される 2024 年 12 月での計算値であり、実測値ではない。
- (4) CFC-12 については濃度の低下が始まったため 2006 年 1 月から、CFC-115 については、濃度の変化傾向が安定した 2003 年 1 月から、ハロン-1211 については、濃度の低下傾向が明らかとなった 2006 年 1 月から、ハロン-1301 については、濃度の変化傾向が安定した 2004 年 1 月から、HCFC-22 については 2021 年 8 月から、HCFC-141b については 2016 年 8 月から、HCFC-142b については 2015 年 12 月から、臭化メチルについては濃度の変化傾向が安定した 2010 年 12 月以降の冬期の調査結果のみをそれぞれ評価期間とした。
- (5) 四塩化炭素については、1996 年 1 月及び同 3 月に測定結果が得られなかったため、1996 年 8 月からを評価期間とした。
- (6) HFC-134a については、測定を開始した 2000 年 8 月からを評価期間とした。
- (7) CFC-114 は異性体(CFC-114a)を含む値とし、平均年間変化量は「CFC-114+CFC-114a」のデータに対する直線回帰から求めた。
- (8) 1,1,1-トリクロロエタンについては、片対数のグラフから得られた近似式から「現在の濃度」を算出した。直線的な減衰ではないため平均年間変化量は算出していない。

（出典）環境省 令和6年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

### (b) CFC-11、CFC-12、CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素の大気中のバックグラウンド濃度の変化

図 2-3-1 に CFC-11、CFC-12、CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素の測定結果を示す。このうち、CFC-11、CFC-12、CFC-113 及び四塩化炭素については、濃度変化を見やすくするために、縦方向（濃度）に拡大したものを用いて図 2-3-2 に示す。また、1,1,1-トリクロロエタンについては、プロットが減衰のカーブを描いているため片対数表示として図 2-3-2 に示す。図 2-3-2 には測定結果の標準偏差もあわせて示した。CFC-11、CFC-113、四塩化炭素は 1990 年代半ば以降 1%/年前後の割合で減少している（図 2-3-2）。CFC-12 は 1990 年代後半以降長期間ほぼ横ばいであったが、2006 年頃から減少し始めている（図 2-3-2）。また、1990 年代前半以降の 1,1,1-トリクロロエタンの減少は著しい（図 2-3-2）。特に 1995 年以降はほぼ単一指数関数的に減少しており（図 2-3-2）、その減衰時間は 5.6 年と推定される。これは 1,1,1-トリクロロエタンの大気寿命 5.0 年（WMO 2018）と同程度である。

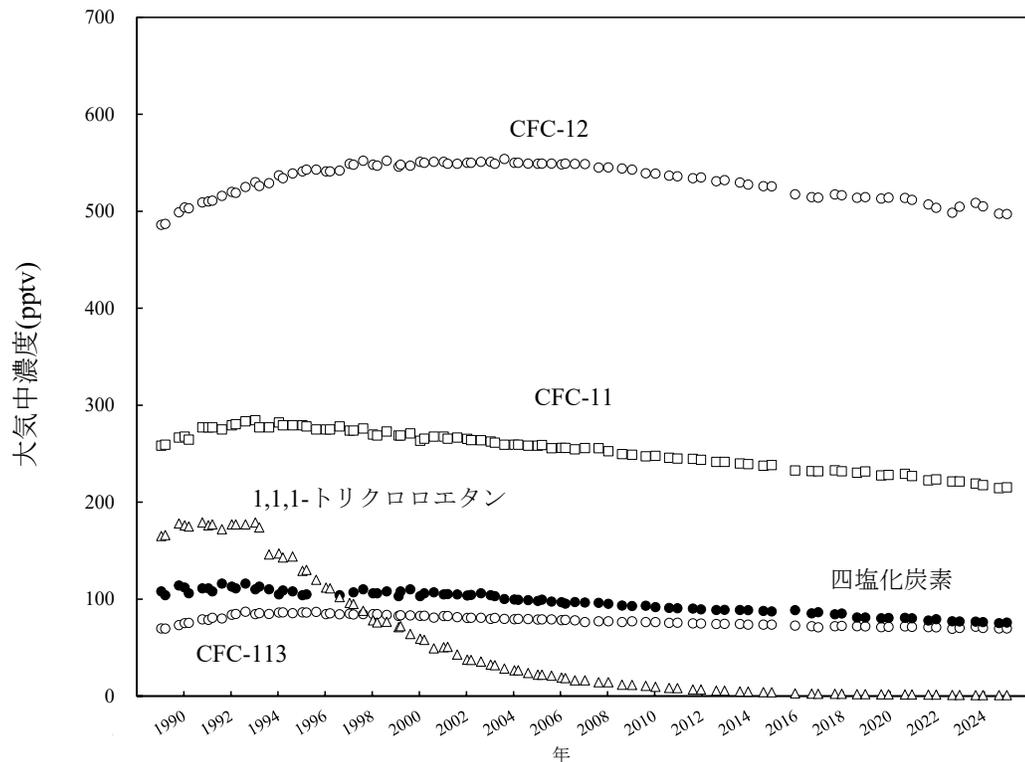


図 2-3-1 北海道における特定物質の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

※図④参照。

※2015 年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。（詳細については 2022 年度年次報告書を参照）

（出典）環境省 令和 6 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

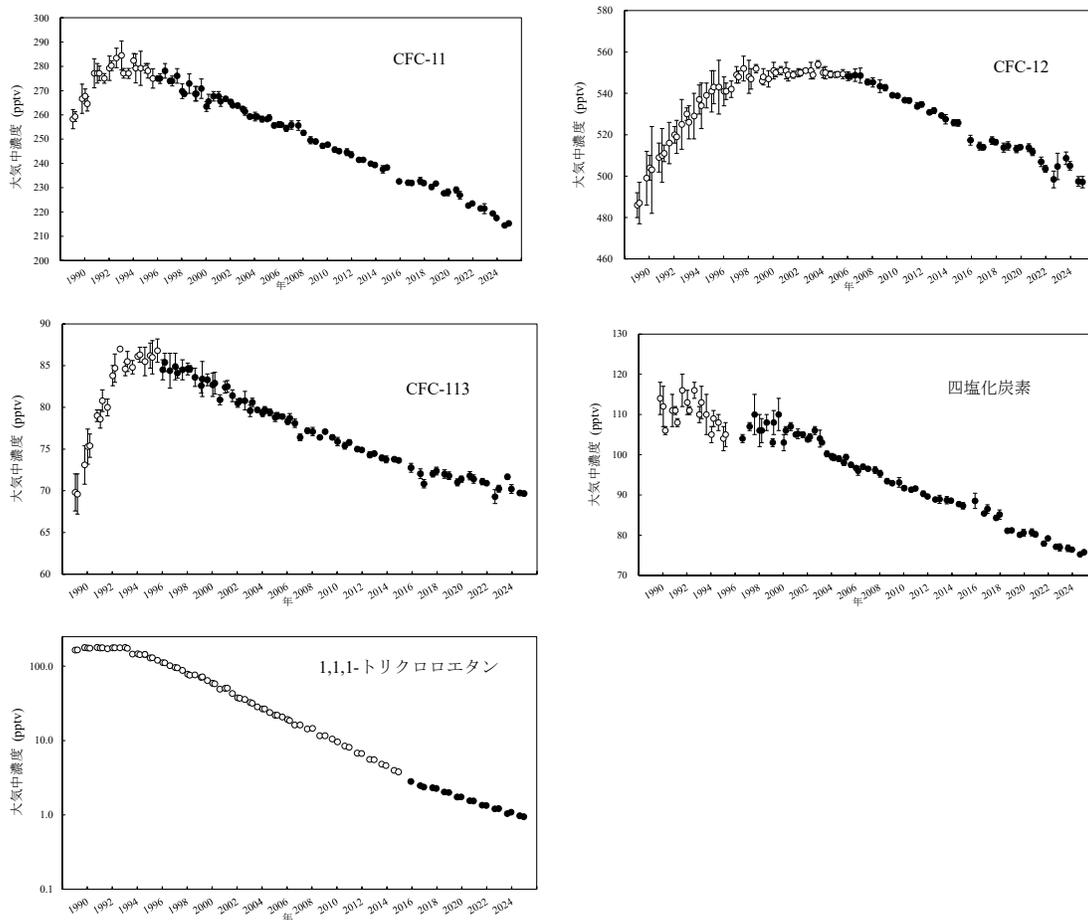


図 2-3-2 北海道における CFC-11、CFC-12、CFC-113、四塩化炭素  
及び 1,1,1-トリクロロエタンの大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

※図中の各点につけた短い縦線は測定結果の標準偏差を示す。

※●は表 2-3-1 「北海道における特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度のトレンド」において平均年間変化量を算出するために用いた評価期間の各平均値を示し、○はそれ以外の平均値を示した。

※2015 年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。（詳細については 2022 年度年次報告書を参照）

（出典）環境省 令和6年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

## (c) CFC-114 及び CFC-115 の大気中のバックグラウンド濃度の変化

CFC-114 の大気中のバックグラウンド濃度は 16pptv 程度で近年はほとんど変化していない。CFC-115 の大気中のバックグラウンド濃度は 9pptv 程度で、近年は若干の増加が見られる。

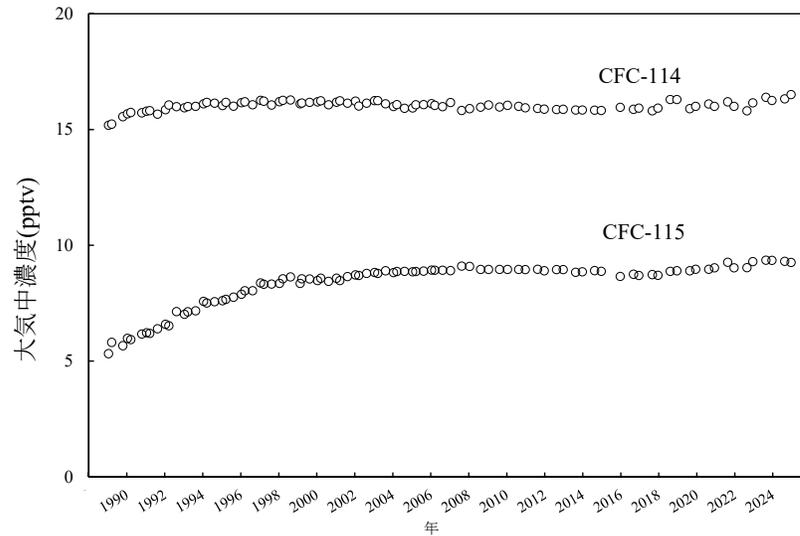


図 2-3-3 北海道における CFC-114 及び CFC-115 の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化  
 ※CFC-114 は異性体(CFC-114a)を含む。  
 ※2015 年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。(詳細については 2022 年度年次報告書を参照)

(出典) 環境省 令和6年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

(d) ハロン-1211、ハロン-1301 及びハロン-2402 の大気中のバックグラウンド濃度の変化

ハロン-1211 の濃度は 1990 年代に急増してきたが、2000 年代に入って増加傾向が鈍化し、近年は減少に転じている。ハロン-1301 の大気中のバックグラウンド濃度は継続して増加し続けていたが、近年その増加はゆるやかになり、2015 年以降は濃度の明瞭な増加は認められない。一方、ハロン-2402 の大気中のバックグラウンド濃度はわずかであるが減少し続けている。

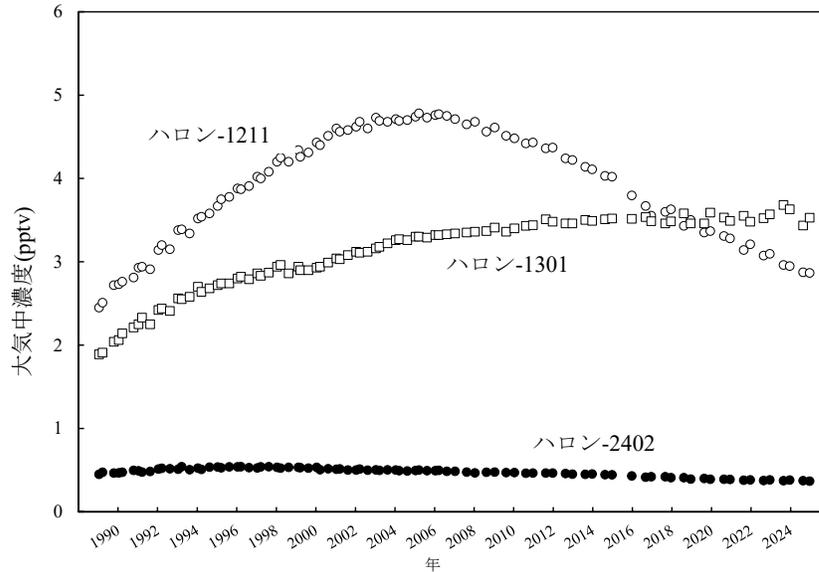


図 2-3-4 北海道におけるハロン類の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

※2015 年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。（詳細については 2022 年度年次報告書を参照）

（出典）環境省 令和6度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

(e) HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b の大気中のバックグラウンド濃度の変化

HCFC-22 の大気中のバックグラウンド濃度は、調査開始以来増加し続けていたが、2022 年頃にピークに達し、その後若干の減少傾向が認められる。(図 2-3-5)。HCFC-142b の大気中のバックグラウンド濃度は、調査開始以来増加し続けていたが、2014 年以降は濃度の明瞭な増加は認められなくなり、近年は若干の減少傾向が認められる。HCFC-141b は、2020 年以降は濃度の明瞭な増加は認められない (図 2-3-6)。

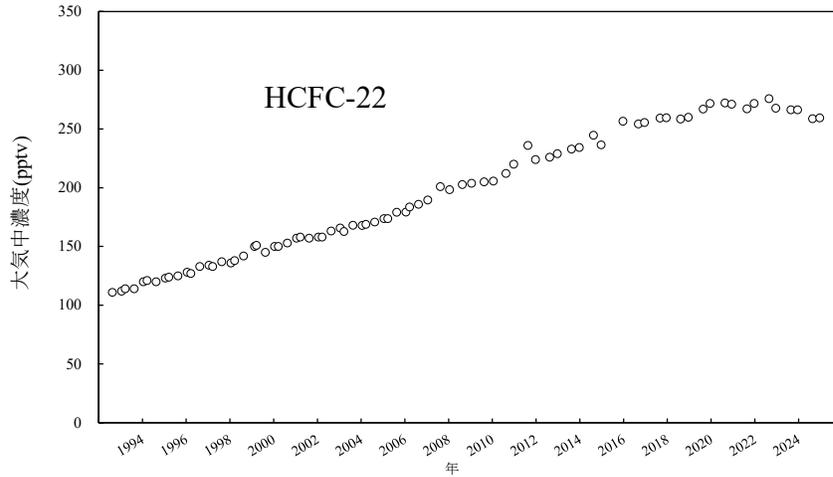


図 2-3-5 北海道における HCFC-22 の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

※2015 年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。(詳細については 2022 年度年次報告書を参照)

(出典) 環境省 令和6年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

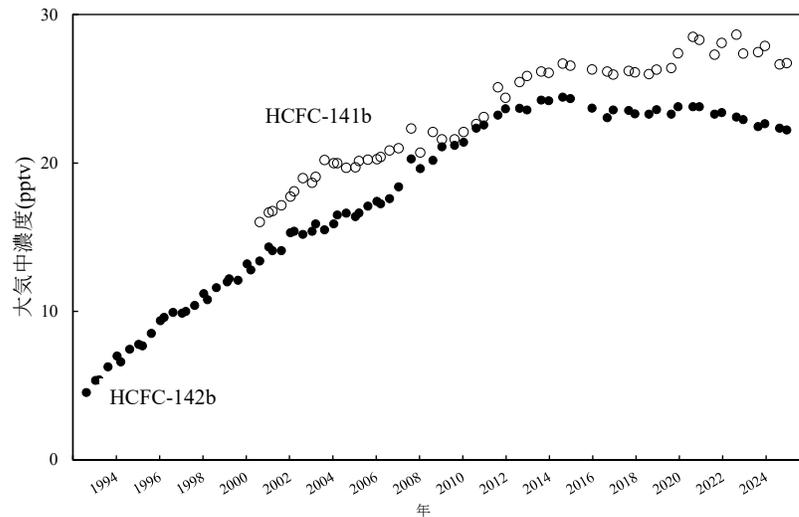


図 2-3-6 北海道における HCFC-141b、HCFC-142b の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

※2015 年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。(詳細については 2022 年度年次報告書を参照)

(出典) 環境省 令和6年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

(f) HFC-134a の大気中のバックグラウンド濃度の変化

HFC-134a の大気中のバックグラウンド濃度は単調に増加している。平均年間変化量は2000～2005年が約4pptv/年だったのに対し、2019～2024年では約6pptv/年と増加しており、増加率は約4%/年に相当し極めて大きい。

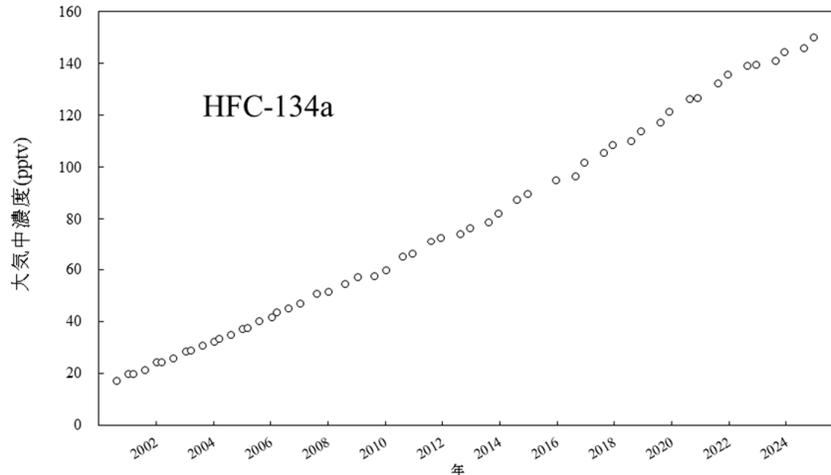


図 2-3-7 北海道における HFC-134a の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

※2015年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。（詳細については2022年度年次報告書を参照）

（出典）環境省 令和6年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

(g) 臭化メチルの大気中のバックグラウンド濃度の変化

臭化メチルの大気中のバックグラウンド濃度は、モニタリング開始以来毎年わずかながら減少し続けている。また、2011年以降、夏期調査の濃度は不安定に高くなる傾向にあり、その原因は分かっていない（下図において、夏期調査結果を■で示す）。

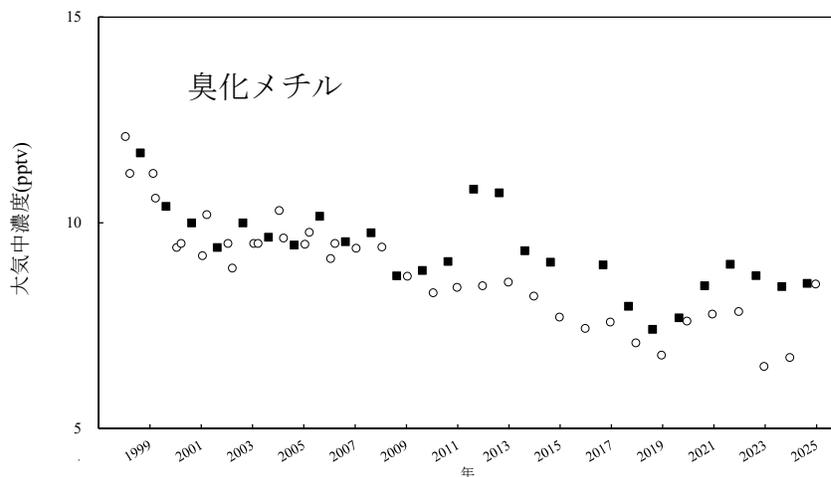


図 2-3-8 北海道における臭化メチルの大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

※2015年度の調査から測定装置、試料採取方法等を変更した。（詳細については2022年度年次報告書を参照）

（出典）環境省 令和6年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

### 3-1-2. 国立環境研究所による観測結果

#### 沖縄県波照間島における特定物質の大気中濃度の経年変化

国立環境研究所では、人為汚染の影響が少ない波照間島（沖縄県）及び落石岬（北海道）において、特定物質を含むハロカーボン類の観測を行っている。このうち、波照間島におけるCFC-11、CFC-12及びCFC-113濃度の経年変化を図2-3-9に示す。波照間島は夏季には低緯度、冬季には中高緯度からの気団の影響を受けやすいため、CFC濃度にもわずかな季節変動が見られる。CFC-11とCFC-113の濃度は観測開始時（2004年）から減少傾向にある。CFC-11については、2014年頃から大気中濃度の減少速度が鈍化していることに加え、風上地域での放出を反映した短周期の濃度上昇イベントが頻繁に観測されてきたが、2019年以降はその頻度及び強度に顕著な低下が見られた。この原因についてはp.78の参考記事を参照のこと。

CFC-12濃度は2007年頃からごく緩やかに減少し、2010年以降減少傾向が加速している。

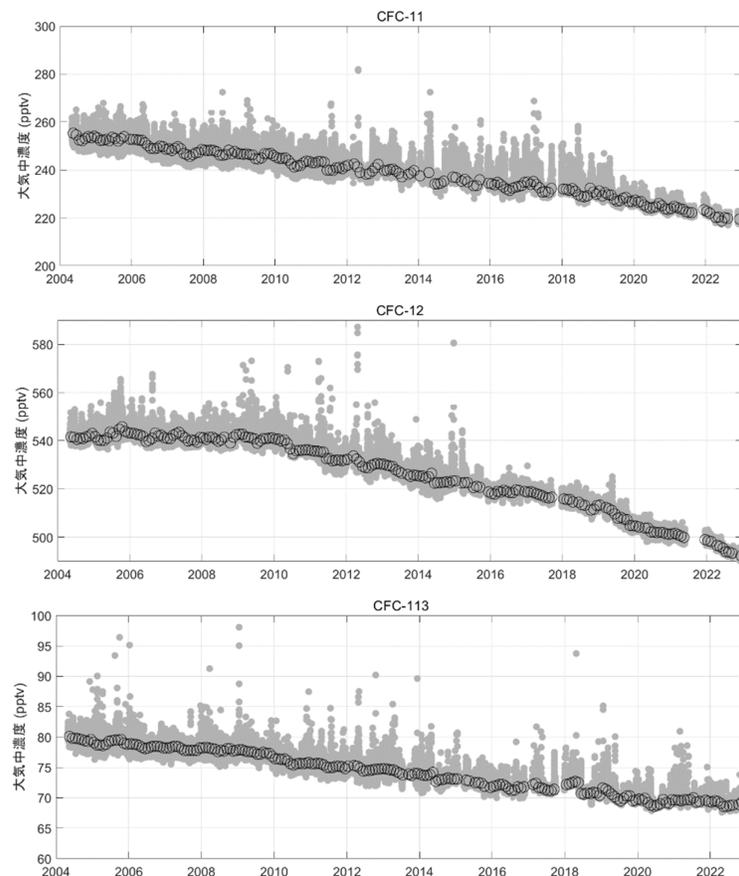


図2-3-9 波照間島で観測されたCFC-11、CFC-12及びCFC-113濃度の経年変化

国立環境研究所波照間観測ステーションにおける観測結果。低温濃縮/ガスクロマトグラフ-質量分析計（全自動）による毎時間観測データを基に、月ごとに平均値±1σから外れるデータを省くステップを2度繰り返してベースライン濃度を算出し、月平均値（白丸）とした。なお、観測数が不十分な月については欠測としている。2017年10月から12月は装置のトラブルのため欠測※概要の図④を参照、図④では、月平均濃度のみを表している。

（出典）国立環境研究所地球システム領域提供データ

### 3-1-3. 気象庁による観測結果

#### 岩手県大船渡市三陸町綾里における特定物質の大気中濃度の経年変化

気象庁では、1990年から岩手県大船渡市三陸町綾里において、CFC等の観測を行っている。綾里におけるCFC-11、CFC-12及びCFC-113濃度の経年変化を図2-3-10に示す。いずれも季節変化はみられない。CFC-11濃度は1993～1994年の約270pptvをピークとして減少傾向にある。CFC-12濃度は、1993年まで増加し、その後も緩やかに増加していたが、2005年をピークに減少している。CFC-113濃度は2001年頃までにごく緩やかな増加が止まり、その後減少傾向がみられる。2023年の年平均濃度はCFC-11が219pptv、CFC-12が493pptv、CFC-113が69pptv（いずれの値も速報値）であった。

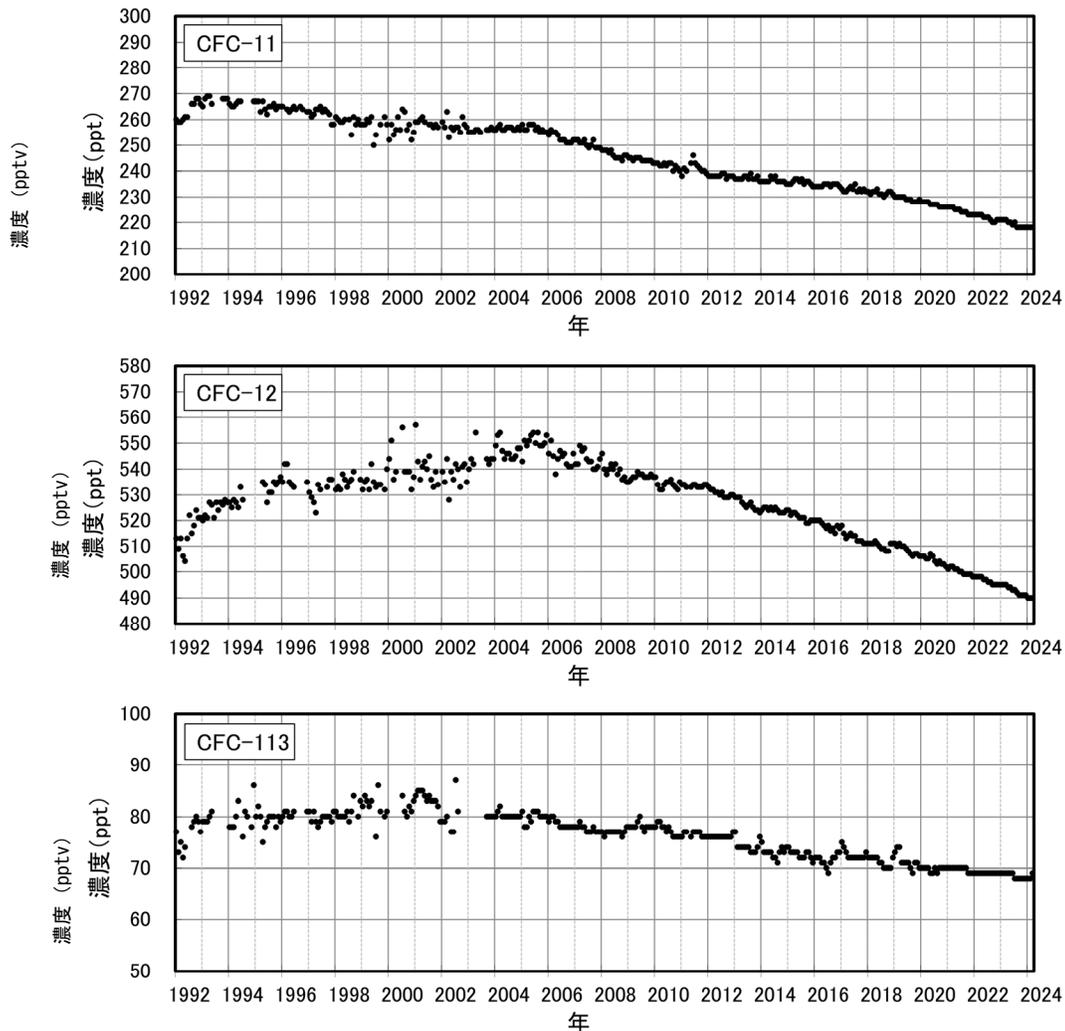


図2-3-10 岩手県大船渡市三陸町綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

綾里における大気中のCFC-11（上）、CFC-12（中）、CFC-113（下）の地上での月平均濃度（測定結果を月平均したもの）の経年変化を示す。なお、データのない期間は、主に観測機器の更新や校正作業のための欠測である。また、観測精度を向上させるため、2003年9月から放射線源を用いた電子捕獲型検出器（ECD）を搭載したガスクロマトグラフを導入したことにより、観測濃度データのばらつきがそれ以前と比較して少なくなっている。※概要の図④を参照、図④では、水色で表している。綾里での観測は2024年3月で終了

（出典）気象庁提供

### （参考）観測ネットワークによる CFC-11 の放出源の推定例

かつて断熱材用の発泡剤として広く使われた CFC-11 は、モントリオール議定書による生産量の段階的な削減を経て、途上国を含めて 2010 年に全廃された。この国際的な規制を反映して、それまで増加傾向にあった大気中の CFC-11 濃度は 90 年代半ば頃から減少に転じ、その後長く減少傾向にあった。しかし、2013 年頃から大気中濃度の減少速度が予想外の鈍化を示すと共に、南北両半球における濃度差が増加する傾向が観測された。こうした変化は大気への放出量の増加に起因し、その少なくとも一部は東アジアからの放出による可能性が高いことが報告された（WMO/UNEP オゾン層破壊の科学アセスメント:2018）

東アジアでハロカーボンの観測を実施している国立環境研究所の波照間ステーション（沖縄県波照間島）や AGAGE による韓国の Gosan ステーション（済州島）では、CFC-11 濃度のスパイク的な増加が 2008–2017 年に渡って継続的に捉えられていた。これらの観測データの解析からは、2014–2017 年における中国東部からの CFC-11 の年間放出量が、2008–2012 年と比べて  $7.0 \pm 3.0$  キロトン多く、その増加量は全球の放出量増加のかなりの部分（少なくとも 40~60%）に相当すると推定された。また、放出量の分布の変化から、放出量の増加は中国北東部に位置する山東省と河北省から主に生じていると考えられた。（Rigby et al., 2019）。

こうした全球スケール及び東アジアスケールにおける CFC-11 の放出量増加の報告を受け、モントリオール議定書の枠組みにおいて中国国内の CFC 規制の取り組み状況について議論が行われ、中国政府からは取り締まり強化について報告があった。

実際に、波照間と Gosan では、それまで増加傾向にあった CFC-11 のスパイク的な濃度増加の強度が 2018 年頃から低下している様子が捉えられている（図 1）。

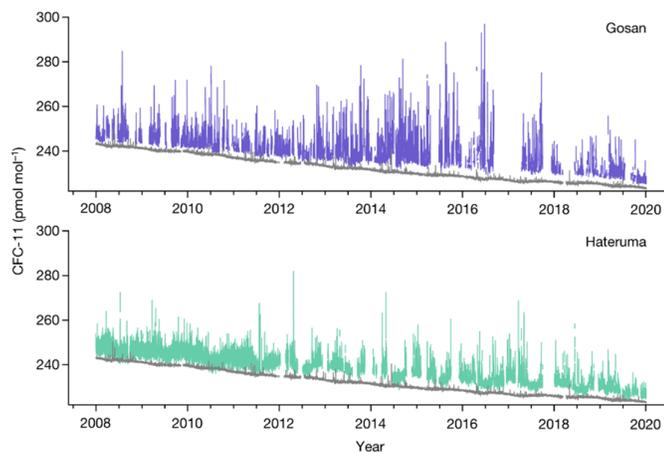


図 1 韓国の Gosan ステーション（済州島）と日本の波照間ステーション（沖縄県・波照間島）で観測された大気中の CFC-11 濃度の変動。グレーの線は比較のためにプロットされたグリム岬（オーストラリア・タスマニア島）における CFC-11 濃度の変動。

大気輸送モデルを利用した大気観測データの解析からは、中国東部からの CFC-11 の年間放出量が 2018 年から減少に転じ、2019 年の年間放出量が  $5.0 \pm 1.0$  キロトンであることが示されている。これは放出量の高かった 2014–2017 年より  $10 \pm 3$  キロトン低く、予想外の増加が始まる前の放出量とほぼ等しい。また、2014–2017 年には山東省から河北省を中心に広がっていた放出量の高い地域が、2019 年には山東省一帯に縮小し、放出強度も低下している（図 2）。

また、CFC-11 とほぼ同期した放出量の増減は CFC-11 の製造に関わる物質である四塩化炭素（原料）と CFC-12（副産物）にも見られている。これにより、中国東部における予想外の放出量増加は全廃後にこの地域で CFC-11 が製造されたことに起因すると考えられている。この地域における CFC-11 及び関連物質の推定製造量（2013-2018 年）からは、これによるオゾン層破壊への影響は小さいと考えられている。（Park et al., 2021）

なお、中国東部における放出量の減少と同期して、全球の CFC-11 放出量も 2018 年から 2019 年にかけて減少し、増加前の軌道に戻りつつあることが報告されている。（Montzka et al., 2021）

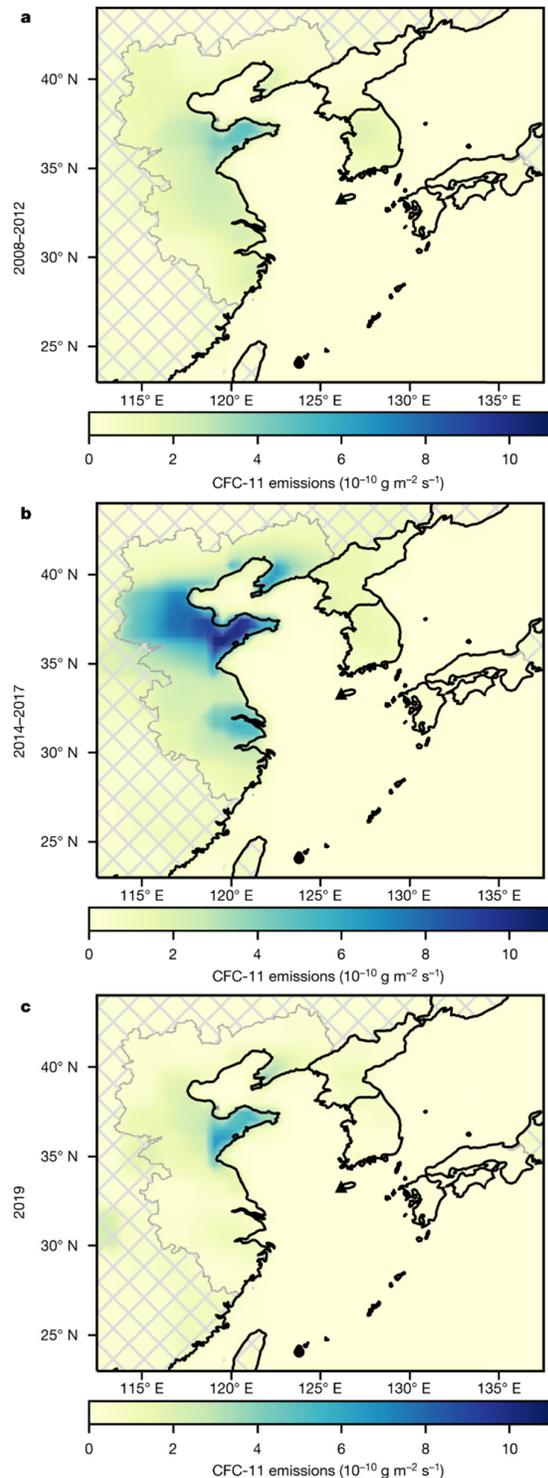


図 2 大気観測から推定された東アジアにおける CFC-11 の放出量分布の推移。(a) 2008–2012 年、(b) 2014–2017 年、(c) 2019 年における平均放出量分布。▲と●はそれぞれ韓国と日本の観測地点の位置を示す。

### 3-1-4. 大学・国際機関による観測結果

#### 東京大学による観測結果

我が国では、環境省が観測を開始する10年前の1979年から東京大学で、32年間にわたり観測が行われており、北海道と南極昭和基地で夏期と冬期に集中して金属製容器に採取したバックグラウンド大気試料の精密定量分析データが蓄積されている。同観測は、2011年3月の東京電力福島第一原子力発電所事故に東京大学が対応するため中断、中止された。

東京大学によって測定された特定物質のうち、CFC-11、CFC-12、CFC-113及び1,1,1-トリクロロエタン（ $\text{CH}_3\text{CCl}_3$ ）の、北海道及び南極昭和基地における大気中のバックグラウンド濃度の経年変化を、図2-3-11に、それぞれ実線（N）及び破線（S）で示す。

北半球中緯度の平均的な状況を代表する北海道において、1980年代の年増加率はCFC-11及びCFC-12が約4%、CFC-113が約10%であったが、モントリオール議定書による国際的なCFCの生産・消費の規制開始（1989年7月）に伴って1990年以降これらCFCの大気中濃度増加は鈍り、さらに先進国におけるCFCの全廃（1995年末）を反映して、CFC-11は1990年代に入って、CFC-12は2000年代後半で、非常に僅かずつ減少し始めた。

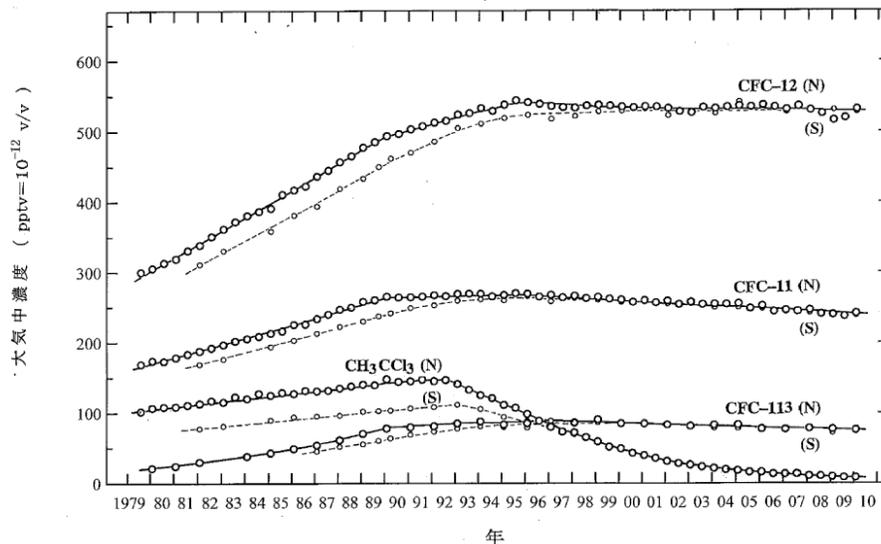


図2-3-11 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における特定物質の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

北半球中緯度（北海道：N）及び南半球（南極昭和基地：S）※図④参照。

（出典）東京大学提供データ

南半球を代表する南極昭和基地でも、1980年代にはCFC類の大気中濃度の増加が観測されたが、同じレベルの濃度に達する時期は北海道に比べ、2年程度遅れている。図2-3-11と図④（p.4）で、観測開始から1990年代前半くらいまでの時期に北半球と南半球の間でCFC類の濃度差が生じる理由としては、この時期はCFC類の放出が盛んに行われた時期にあたること、また、CFC類の主要な放出源が北半球側にあり、北半球側の大気と南半球側の大気が混合するのにある程度の時間を要することが挙げられる。主に北半球側で放出されたCFC類は大気中

で数十年～百年以上の寿命をもち、放出後はほとんど化学変化を受けずに高濃度を保ちながら南半球側へ徐々に広がっていく。南半球側でこの高濃度 CFC 大気の影響が出始めた頃には、北半球側ではさらなる放出によって濃度がさらに上昇している。したがって、南北半球間で偏在している放出源からの放出が続いている間は南北半球間である程度の濃度差が生じる。一方、世界的な放出規制に伴って次第に北半球での濃度増加が鈍化すると、少し遅れて南半球にもその影響があらわれ、濃度増加が小さくなる。さらに全廃に伴って南北両半球間における濃度差がなくなりつつある。

大気中寿命が短い 1,1,1-トリクロロエタンについては、先進国が集中する北半球から南半球に拡散する対流圏内でも分解されることから、南極では、1980 年代には北半球より約 30%低い濃度で増加した。両半球の大気中濃度は、短寿命を反映して、国際的な規制が始まった 1993 年以降急速に減少し、特に 1997 年以降、指数関数的に減少している。

これらハロカーボン類の使用量が北半球で圧倒的に多かった 1970 年代から 1990 年代前半においては、北半球と南半球の大気中濃度には大きな差があったが、その後、その生産と消費が国際的に規制された結果、南北両半球の大気中濃度に差はなくなり、近年は、日本における北半球バックグラウンド濃度の測定結果からでもグローバル大気中濃度の動向を知ることができるようになった。したがって東京大学のこれらの結果と、わが国の他機関による北半球での近年の観測結果の傾向を合わせれば、30 数年間にわたるこれらのグローバルな大気中濃度変動を知ることができる。

## 国際ネットワークによる観測結果

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2022」（WMO, 2022）では、世界各地で観測されたオゾン層破壊物質の地球規模の濃度がとりまとめられている。以下はその抜粋である。

### (a) CFCs

地球規模の CFCs 濃度の経年変化を図 2-3-12 に示す。

CFC-11、CFC-12、CFC-113 の大気中濃度は、それぞれ、1994～1995 年、2002～2003 年、1996～1997 年ごろに最大となって以降は減少傾向が続いている。この内 CFC-11 については 2013 年頃から濃度の減少に鈍化が認められる（p.78 の参考記事を参照のこと）。

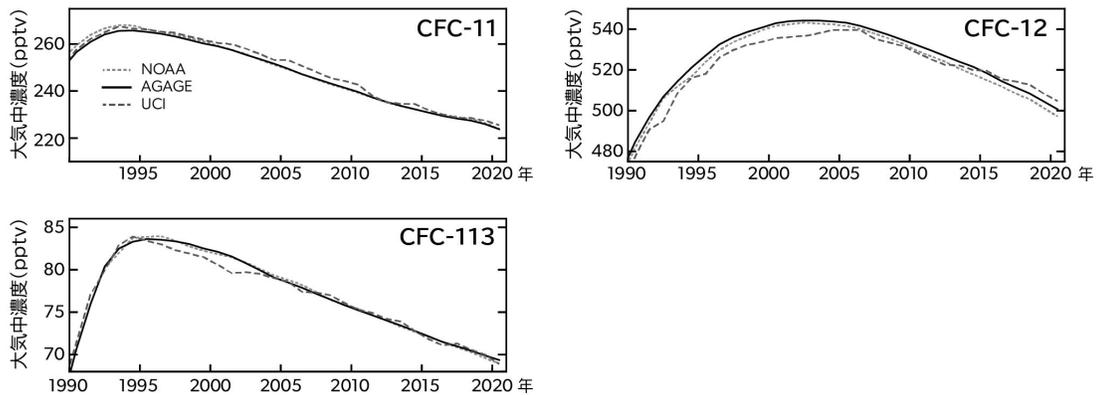


図 2-3-12 海外のネットワークで観測された CFC-11、CFC-12 及び CFC-113 の濃度変化  
各観測ネットワークによる観測結果。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022（WMO,2022）より作成

### (b) 四塩化炭素及び 1,1,1-トリクロロエタン

地球規模の四塩化炭素と 1,1,1-トリクロロエタン濃度の経年変化を図 2-3-13 に示す。

四塩化炭素の濃度は 1990 年代初期に最大値となり、その後は着実に減少している。1,1,1-トリクロロエタンの濃度は、1992 年頃に最大値となった後は着実に減少している。2012 年の大気中濃度（約 5.4ppt）は最も濃度の高かった 1992 年ごろの濃度（約 130ppt）の 4%程度のレベルである。

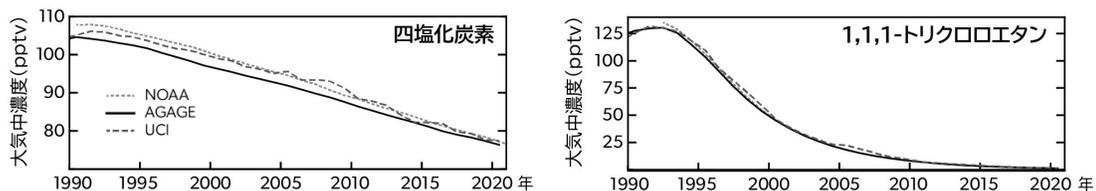


図 2-3-13 海外のネットワークで観測された四塩化炭素及び 1,1,1-トリクロロエタンの濃度変化  
各観測ネットワークによる観測結果。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2022（WMO,2022）より作成

(c) ハロン

地球規模のハロン-1211 とハロン-1301 の濃度の経年変化を図 2-3-14 に示す。

ハロン-1211 の大気中濃度は、2005～2008 年にかけて初めて減少に転じた。ハロン-1301 の大気中濃度は 1990 年代前半に比べると増加傾向は鈍ったものの、2010 年以降もなお増加傾向がみられる。

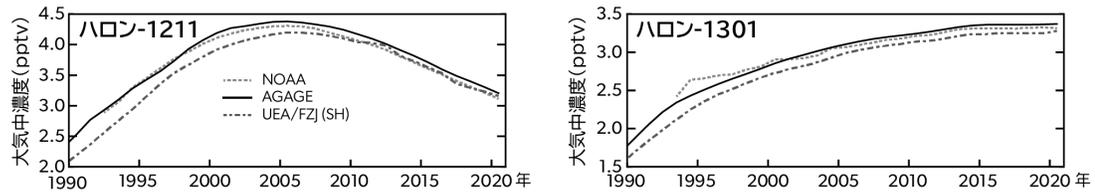


図 2-3-14 海外のネットワークで観測されたハロン-1211 及びハロン-1301 の濃度変化  
各観測ネットワークによる観測結果。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2022 (WMO,2022) より作成

(d) HCFCs

地球規模の HCFCs 濃度の経年変化を図 2-3-15 に示す。

HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b の大気中濃度はいずれも増加している。この内 HCFC-22 では 2010 年頃から増加傾向がやや鈍ってきている。HCFC-141b では 2010 年以降増加速度の増大が認められたものの、2013 年頃からは増加傾向に鈍化が認められる。HCFC-142b については、2008 年頃から増加傾向は鈍ってきており、特に 2013 年頃からはわずかな増加に留まっている。

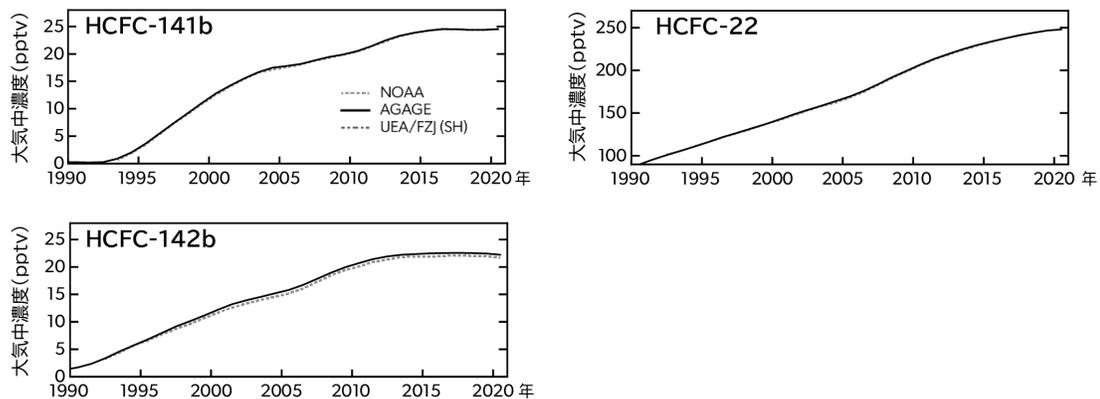


図 2-3-15 海外のネットワークで観測された HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の濃度変化  
各観測ネットワークによる観測結果。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022 (WMO,2022) より作成

## (e) HFCs

HFCsはCFCs、HCFCsの代替として用いられてきたが、HFCsは、オゾン層を破壊しないものの、二酸化炭素の100倍から10,000倍以上の大きな温室効果がある。

HFC-134aはCFC-12の代替として冷媒に用いられ、消費量が増加している。このため、大気中濃度は顕著な増加傾向にあり、近年は毎年約7~8%ずつ増加している。

HFC-32とHFC-125はHCFC-22の代替冷媒として開発され、消費量が増加している。このため、大気中濃度は顕著に増加している。

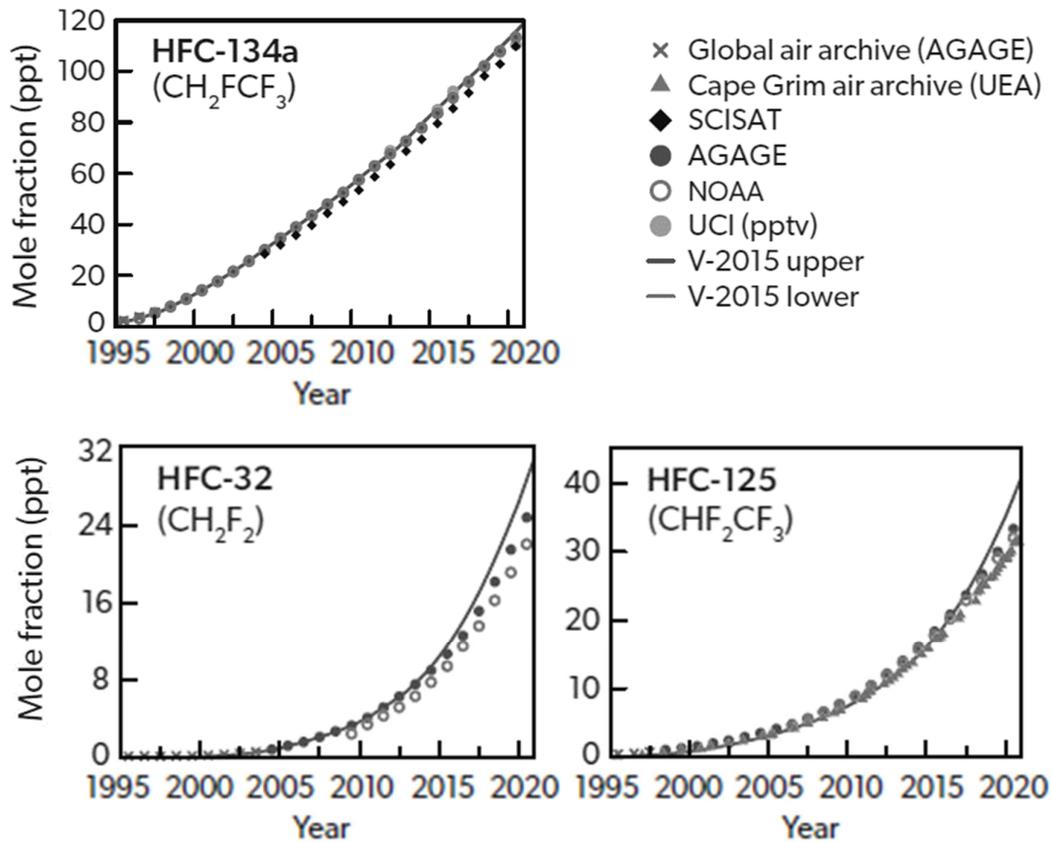


図 2-3-16 海外のネットワークで観測された HFC-134a の濃度変化  
各観測ネットワークによる観測結果。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022 (WMO,2022)

(f) 臭化メチル

臭化メチルの濃度は、2000年以降、着実に減少しており、2010年以降の濃度（約7ppt）は、減少傾向が認められる以前（1990年代）の濃度（約9ppt）に比べ、3/4程度まで減少している。（図2-3-17）。

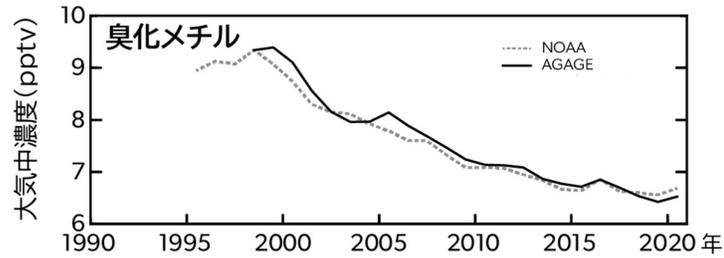


図2-3-17 海外のネットワークで観測された臭化メチルの濃度変化  
各観測ネットワークによる観測結果。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2022（WMO,2022）より作成

## 3-2. 日本の都市域における大気中濃度の状況

### 特定物質等の大気中濃度の経年変化(川崎市)

環境省では、1988年以降、都市域における特定物質等の排出の状況を把握するため、川崎市内において特定物質等の大気中濃度の連続測定を実施している。

図2-3-18に、1991年3月から2024年2月までのCFC-11、CFC-12、CFC-113、四塩化炭素及び1,1,1-トリクロロエタンの測定結果（CFC-113、四塩化炭素及び1,1,1-トリクロロエタンについては2006年2月まで）並びに2006年3月から2024年2月までのHCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b、HFC-134a及び臭化メチルの測定結果を示す。

これらの図は、月間の測定データの集計結果の経時変化を示しており、変動幅の大きさを示すため、中央値に加え80%値と20%値についても記載してある。また、2018年にオゾン層保護法が改正され、「特定物質代替物質」としてHFCsが新たに規制されることとなったことを受けて、バックグラウンド地域試料と同様に、2019年度からHFCs17物質（HFC-134、HFC-143、HFC-245fa、HFC-365mfc、HFC-227ea、HFC-236cb、HFC-236ea、HFC-236fa、HFC-245ca、HFC-43-10mee、HFC-32、HFC-125、HFC-143a、HFC-41、HFC-152、HFC-152a、HFC-23）を測定対象物質としている。

CFC-11、CFC-12、CFC-113、四塩化炭素及び1,1,1-トリクロロエタンの大気中濃度は、1990年代には頻繁に高濃度が観測され、変動幅は大きく、大気中濃度の中央値も北海道よりは高かったが、いずれも次第に減少し、2000年代以降、図2-3-1に示す北海道における大気中濃度とほとんど変わらなくなっている。この近年の変動幅の減少は、川崎周辺におけるこれら物質の放出が著しく減少していることを示しており、日本における生産量等の削減及び排出抑制等の結果と考えられる。

一方、HCFC-22、HCFC-141b及びHCFC-142bは、測定を開始した2006年以降2010年前後までは頻繁に高濃度が検出されてきたが、最近では、その頻度も強度も低下しており、都市域における放出量の減少を示しているものの、大気中濃度の中央値は北海道より依然として高い（図2-3-5および図2-3-6）。これらの物質は冷媒や発泡剤の代替フロン類として多く使用され、機器装置類の中にも大量に存在しており、都市域におけるそれらからの放出を反映していると考えられる。なお、北海道において観測されるこれら物質のバックグラウンド濃度の増加は、川崎等の都市部における濃度変動に比較して数十分の一の変化である。したがって、バックグラウンド濃度の変化を、高濃度の都市部における測定で検出することはできない。一方、グローバルな放出量の変化は、北海道におけるバックグラウンド濃度の変化として、変動幅も小さく、かつゆっくり現れるが、主要な発生源のある都市域における濃度変動には、日本における放出量の変化が、速やかに、かつ顕著に現れる（大気中寿命に関係なく、例えば放出量が減少すれば、都市域での大気中濃度は、変動幅が大きく減少し、平均濃度は次第にバックグラウンド濃度に近づいて行く）。

HFC-134aにおいては、HCFCと同様に2010年頃まで検出されていた高濃度イベントも最近ではその頻度・強度は低下している。一方で、2011年頃から大気中濃度の中央値及び20%値に明瞭な増加傾向が認められる。この増加傾向は北海道におけるバックグラウンド濃度の増加に対応するものである。なお、大気中濃度の中央値は北海道におけるバックグラウンド濃度

に比べて依然として高い。（図 2-3-7）

天然にも発生源のある臭化メチルでは、その濃度の値も変動も北海道に比較してそれほど大きくはなく、都市部での放出は限定的と考えられる。

なお、「フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査」について、2015年度の調査から測定装置等を変更した（3-1-1節（p.68～）を参照）。測定されたフロン等オゾン層影響微量ガスの濃度は、100ppt程度の低濃度の標準ガスを利用して定量を行った。都市地域での測定では、比較的高頻度（1日に1回）に標準ガス測定を行っており、その過程で、臭化メチルの標準ガス濃度が短期間で大きく減少することが判明した。そこで濃度保証がなされ、ガス容器内での濃度減少も無視し得る濃度（1ppm）の標準ガスを用いて100ppt標準ガス容器中の臭化メチル濃度の減少率を算出した。この減少率を用いて都市地域試料中の臭化メチルの測定値について補正を行った。

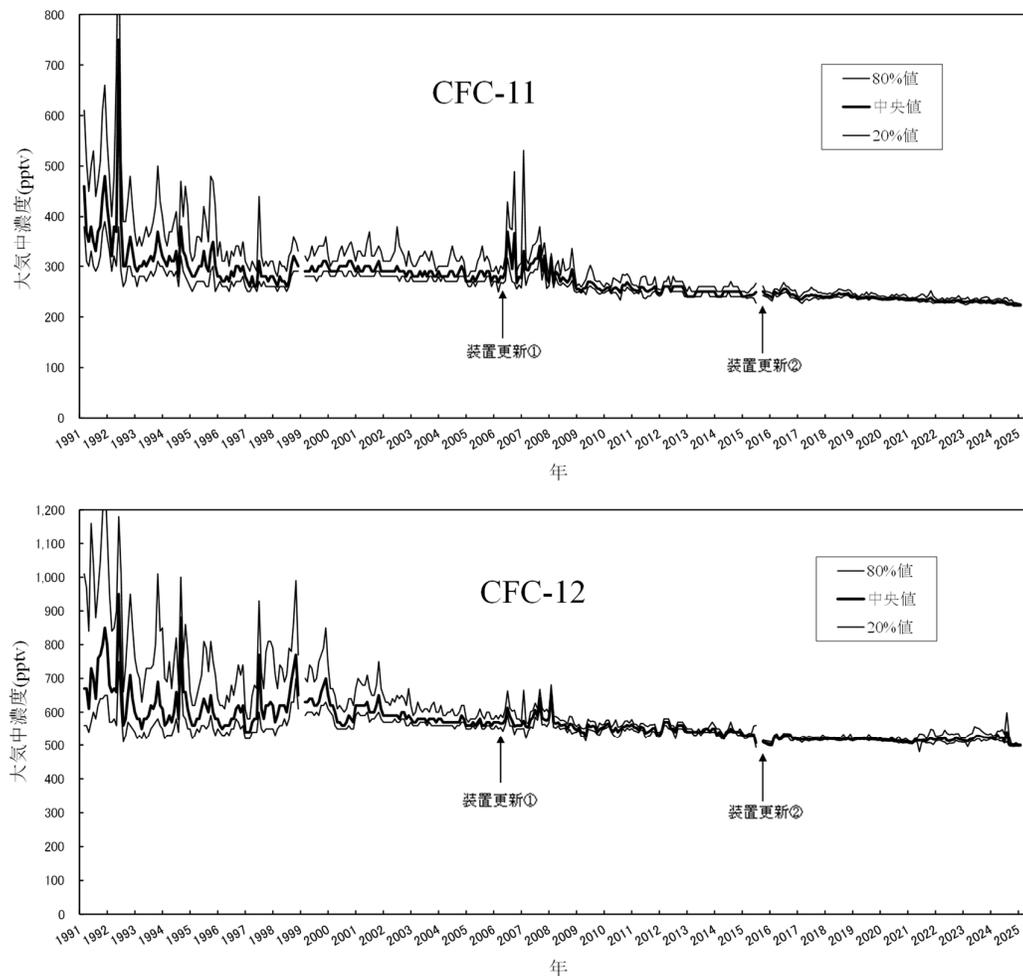


図 2-3-18 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化

※2006年3月からGC/MSを中心に構成した新装置による測定を開始した。

※2015年10月から新規システム導入に伴いGC/MSの条件を変更した。

※80%値と20%値は変動幅の大きさを示す。

（出典）環境省 平成17年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査  
及び令和5年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

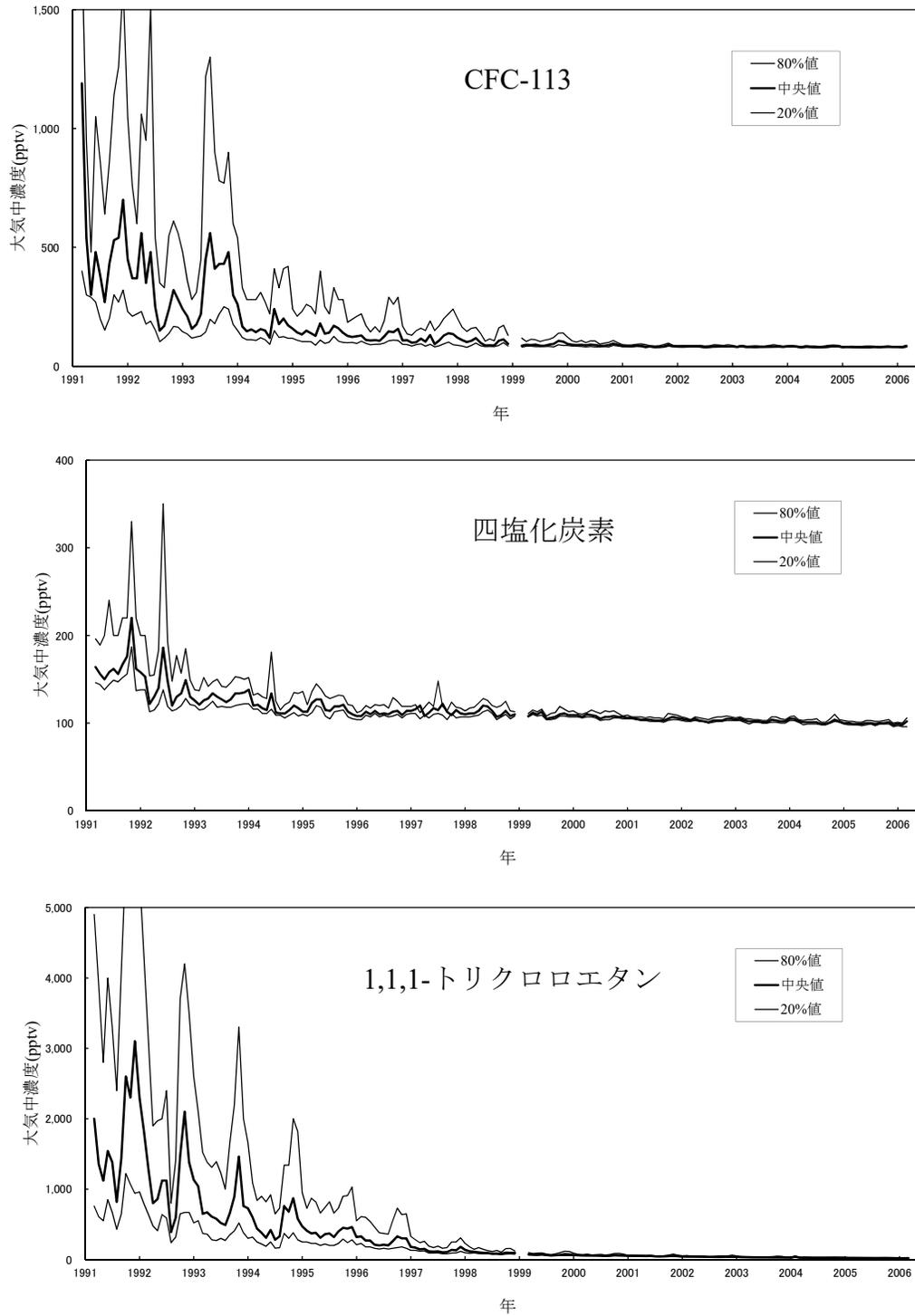


図 2-3-18 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化（続き）

※80%値と 20%値は変動幅の大きさを示す。

（出典）環境省 平成17年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査  
及び令和5年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

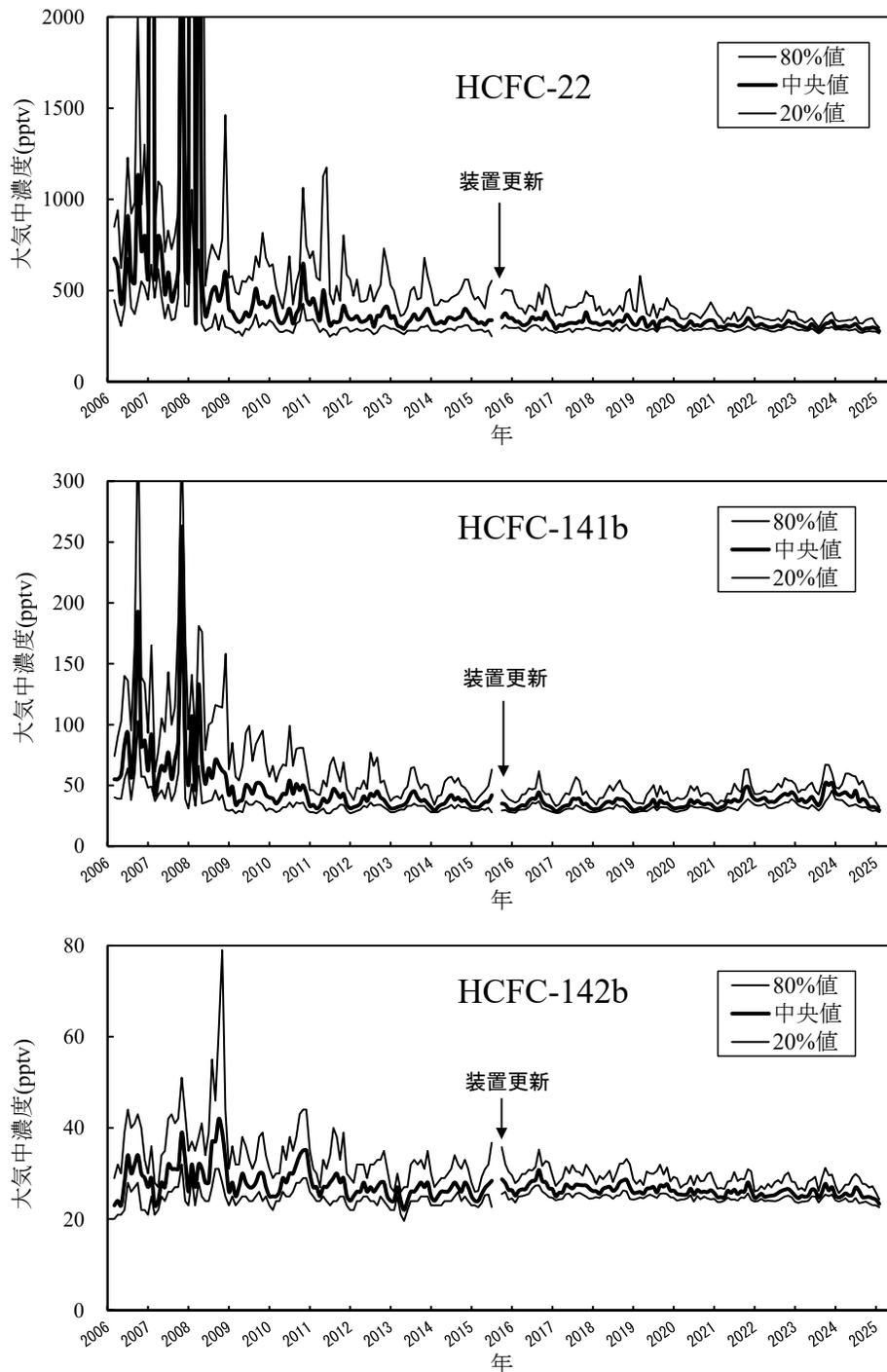


図 2-3-18 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化（続き）

※2015年10月から新規システム導入に伴いGC/MSの条件を変更した。

※80%値と20%値は変動幅の大きさを示す。

（出典）環境省 平成17年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査  
及び令和5年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

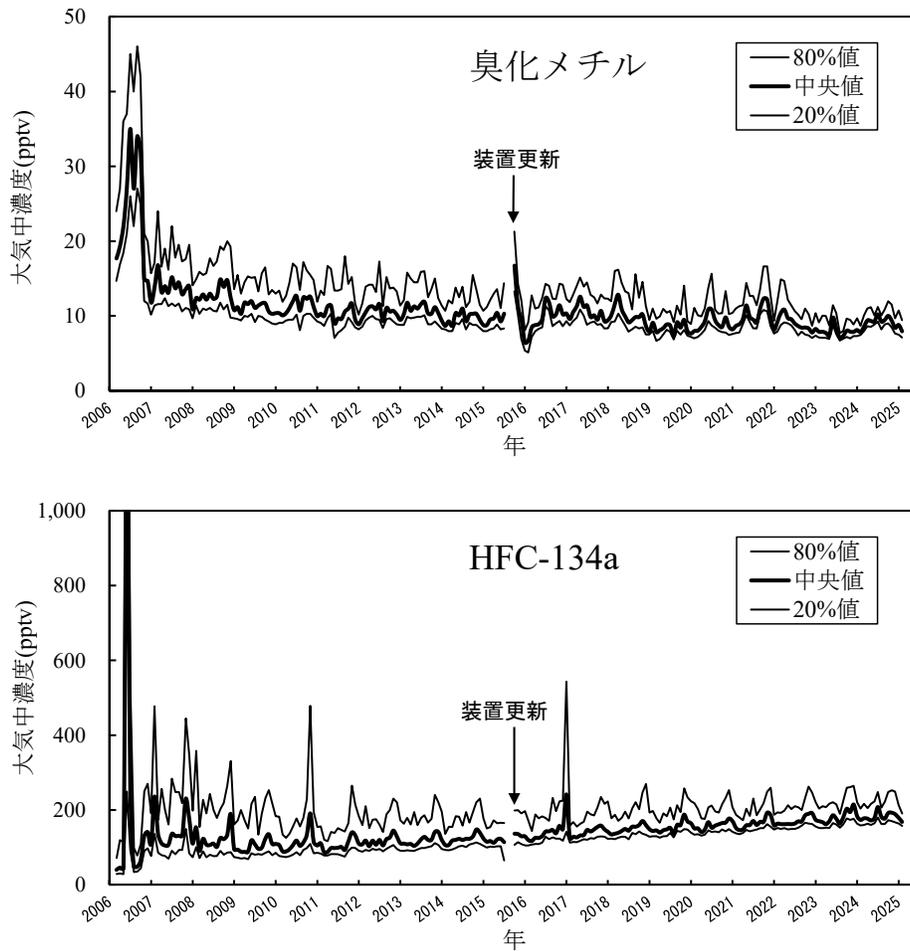


図 2-3-18 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化（続き）

※2015年10月から新規システム導入に伴いGC/MSの条件を変更した。

※80%値と20%値は変動幅の大きさを示す。

（出典）環境省 平成17年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査  
及び令和5年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

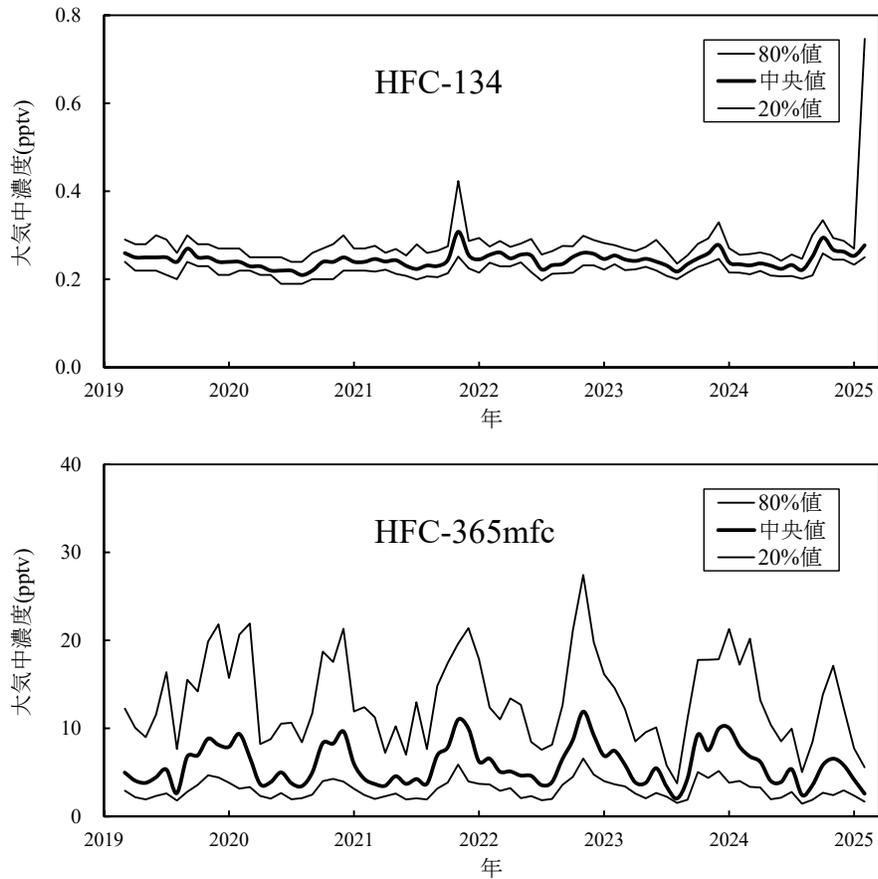


図 2-3-18 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化（続き）

（出典）環境省 令和5年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

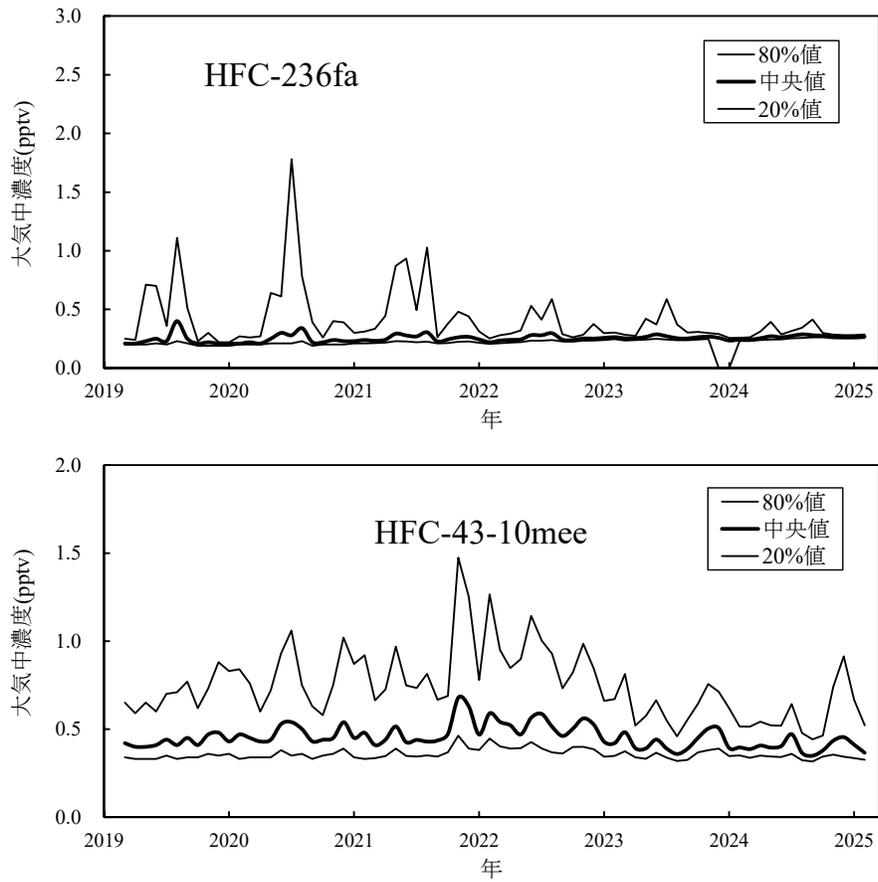


図 2-3-18 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化（続き）

（出典）環境省 令和5年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

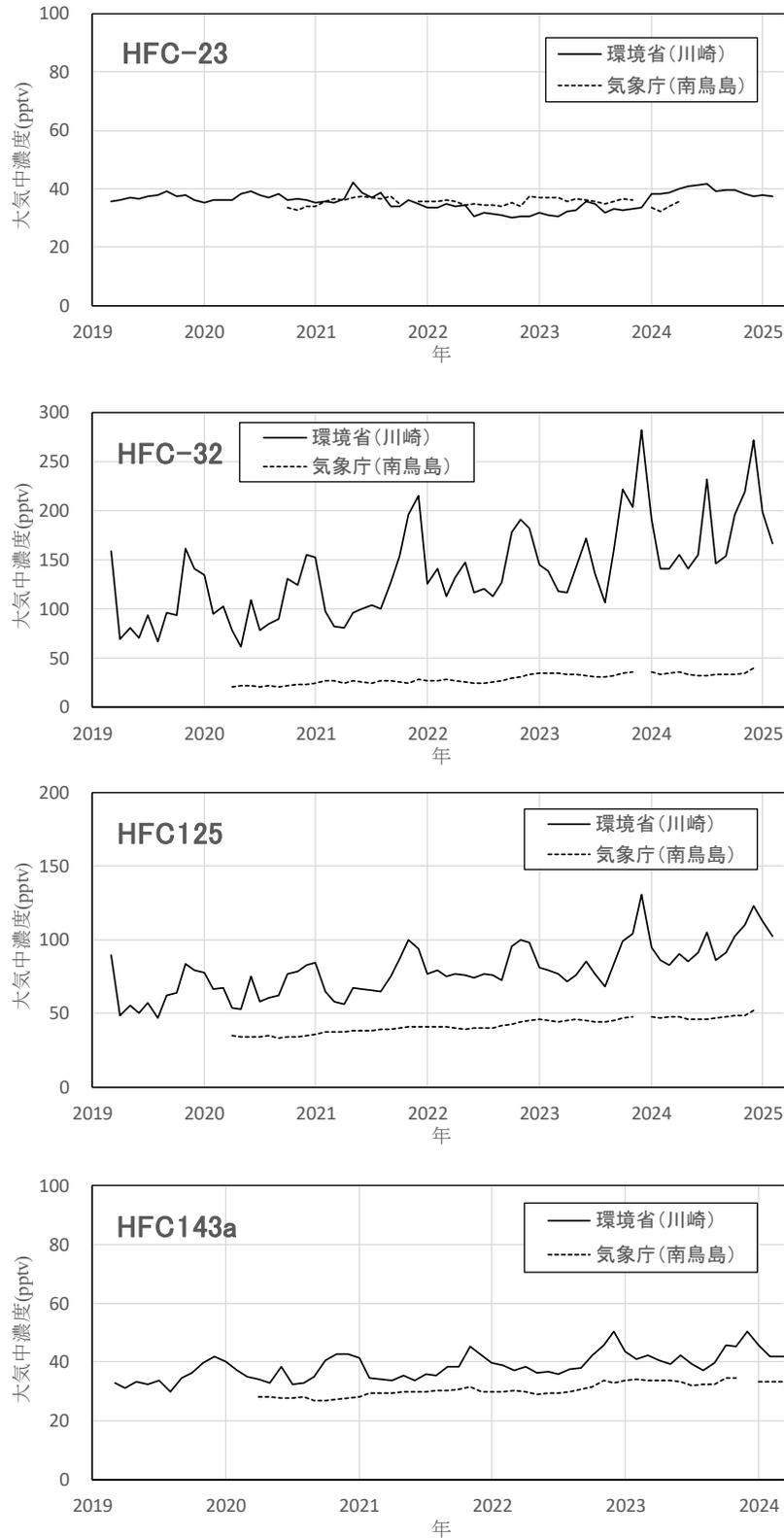


図 2-3-18 川崎市における特定物質等の月別濃度の経年変化（続き）

バックグラウンドデータとして南鳥島の観測データを掲載。

（出典）環境省および気象庁提供データより作図

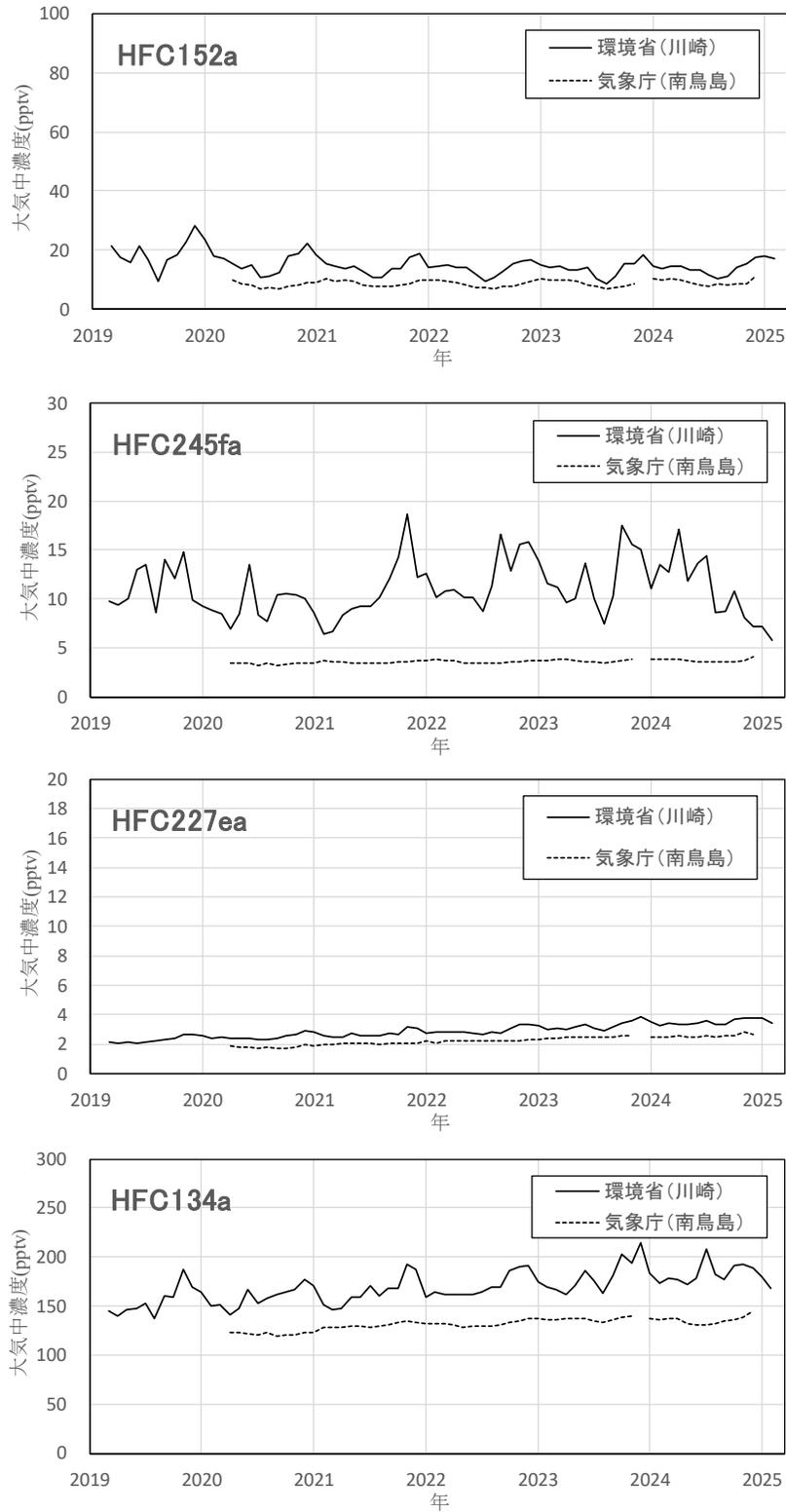


図 2-3-18 川崎市および南鳥島における特定物質等の月別濃度の経年変化（続き）

バックグラウンドデータとして南鳥島の観測データを掲載。

（出典）環境省および気象庁提供データより作図

## 4. 特定物質の大気中濃度の将来予測

オゾン層破壊物質の大気中濃度の将来予測については、「オゾン層破壊の科学アセスメント：2014 及び 2018」（WMO,2014 及び 2018）に詳しく述べられている。

図 2-4-1 の左上の図は、オゾン層破壊の潜在的脅威を示す等価実効成層圏塩素量（EESC）（詳細は第 1 部 3-1 (b) (p.18) 脚注を参照）の経年変化を示す。等価実効成層圏塩素量は、1990 年まで急速に増加してきたが、モントリオール議定書の規制によって 1990 年代以降減少に転じた。等価実効成層圏塩素量の減少傾向は、21 世紀を通じて継続すると考えられるが、1980 年レベルにまで回復するには 2050 年代までかかると考えられる。

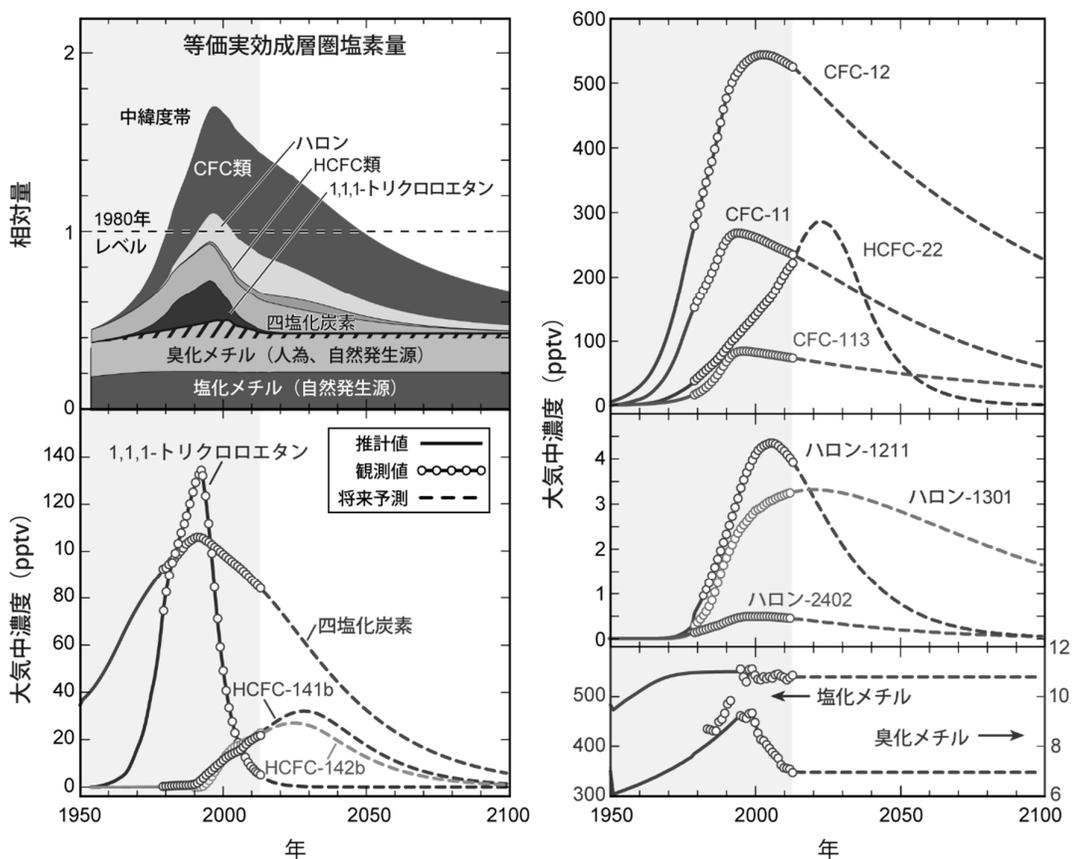


図 2-4-1 大気中のオゾン層破壊物質の推移と将来予測

(出典) Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2014 Update  
Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014 (WMO, 2015)

### CFCの将来予測

CFCの生産と消費は既に、先進国では1995年末までに、途上国では2009年末までに全廃されたが、CFCは大気中寿命が非常に長く、また冷凍・空調機器や断熱材にも多く使用され大気中にゆっくりと放出されるので、今後、CFCの大気中濃度は極めてゆるやかに減少していくと予測されている。

### HCFCの将来予測

モントリオール議定書では、生産・消費の規制スケジュールに従って削減が進められているものの、当面の間HCFCは使用されるため、HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142bの大気中濃度は、引き続き増加すると考えられる。HCFCは、対流圏内で分解が進むので大気中寿命がCFCより短く、CFCに比べるとオゾン層に対する影響（オゾン層破壊係数）は小さい（詳細は表2-1-1（p.65）を参照）。

2007年9月のモントリオール議定書第19回締約国会議において、先進国でのHCFCの生産は2019年末までに、途上国においても2029年末までに原則全廃することで前倒しされた。したがって、HCFCの大気中濃度は引き続き増加するが、今後10～20年でピークに達し、その後減少すると予測されている。

### 1,1,1-トリクロロエタンの将来予測

1,1,1-トリクロロエタンは大気寿命が5年と他の多くのオゾン層破壊物質に比べて短いこともあり、オゾン層破壊物質のうちこれまでの削減効果が大気中濃度の著しい減少として最も明瞭に表れている。先進国では1996年に生産と消費が中止され、途上国でも2014年末までに全廃された。途上国での規制が達成でき次第、大気中から完全に除去されると見込まれている。

### ハロン類の将来予測

ハロン類は、先進国では1994年に、途上国では2009年末までに全廃となっているものの、消火機器中の多量のハロンがゆっくりと大気中に放出されるため、引き続き増加すると考えられる。ハロンは大気中寿命も長いため、大気中濃度は今後も高水準が続くと考えられる。

### 塩化メチルと臭化メチルの将来予測

塩化メチルと臭化メチルは、その多くが自然起源であるという点で、他のオゾン層破壊物質とは異なっている。

モントリオール議定書の規制対象となっていない塩化メチルの大気中の平均濃度は、自然発生源に変化がなければ、今世紀を通して変化なく推移すると考えられる。

臭化メチルは、モントリオール議定書の規制対象となっており、近年、大気中の濃度は減少しており、今後さらに規制により減少すると自然発生源に近づくが、その値は定かではない。



## **第3部 太陽紫外線の状況**



# 1. 太陽紫外線の概要

## 1-1. 太陽紫外線の概要

紫外線は、波長によって紫外線 A : UV-A (315~400nm)、紫外線 B : UV-B (280~315nm)、紫外線 C : UV-C (100~280nm) の 3 種類に分類される。一般的に、紫外線は波長が短いほど生物に対する有害作用が大きいですが、UV-C は大気圏上部の酸素分子及び成層圏のオゾンによって完全に吸収されてしまうため、オゾン量が多少減少しても地表面には到達せず、生物に対して問題にはならない。また、UV-A の照射量はオゾン量の変化の影響をほとんど受けない。

UV-B については、成層圏オゾンが 1%減少した場合、特定の太陽高度角 (23度) において、約 1.5%増加するという結果が得られている。UV-B は、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらすし、皮膚の光老化 (シミやしわ) や皮膚がん発症率の増加、さらに白内障発症率の増加、免疫抑制など人の健康に影響を与えるほか、陸域、水圏生態系に悪影響を及ぼすことが懸念される (紫外線の変化による影響の詳細については第 3 部参考資料 4~8 (環境省 HP) を参照)。

## 1-2. 紫外線の指標

### 紫外線の強度 (紫外線強度)

地表に到達する紫外線の強度は、波長によって異なる。図 3-1-1 の上図に紫外線の大气圏外 (細線) 及び晴天時の地表 (太線) での波長別の強度を示す。大气圏外での強度に比べて地表では、UV-A はわずかに、UV-B は大きく減衰している。UV-A がわずかに減衰しているのは、主に大気分子による散乱の影響によるもので、波長が短いほど散乱の影響は大きい。UV-B が大きく減衰しているのは、主に成層圏オゾンの吸収によるものである。

### 紫外線の量 (紫外線量)

地表に到達する紫外線の量は、紫外線強度の時間積分値である。一日の合計量や月平均値、年間平均値などとして示される。一日の合計量は太陽光が雲で遮蔽されていない時間の積分値である日照時間、すなわち天気の影響を大きく受ける。紫外線量は、紫外線強度が強く、太陽が雲で遮蔽されていない時間が長いほど多くなる。

### 紅斑紫外線量

紫外線の人体への影響度は波長によって異なる。紅斑紫外線は、人体への紅斑作用影響を示すために、波長によって異なる影響度で重み付けして波長積分した紫外線強度である。波長毎の人体への相対影響度は、人の皮膚に紅斑 (赤い日焼け) を引き起こす作用波長を示す曲線として国際照明委員会 (CIE) が定義し、ISO 規格化された紅斑作用スペクトル (CIE 紅斑作用スペクトル) が一般的に用いられている。図 3-1-1 の中図に CIE 紅斑作用スペクトルを示す (CIE 紅斑作用スペクトルの定義は式 (1) 参照)。UV-B 領域内の波長 280~300nm では相対影響度が高く、同領域内の波長 300nm から UV-A 領域に入った 320nm にかけて急激に低くなり、320nm 以上の波長では相対影響度はほとんど 0 となるが、波長別紫外線強度に CIE 紅斑作用スペクトルを乗じることにより算出される紅斑紫外線強度は、UV-B 領域を中心に UV-A 領域まで広く分布する (図 3-1-1 下図)。

この値を波長積分して得られるのが、紅斑紫外線量（下図網掛け部分の面積）である。紅斑紫外線量は、波長によって異なる影響度を考慮せずに単純に波長積分した UV-B 強度と比較すると、人の健康への影響の強さをよりの確に反映した指標といえる。

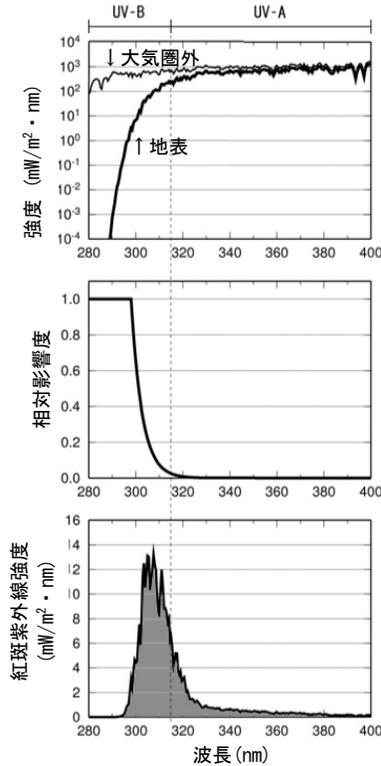


図 3-1-1 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

上図は波長別紫外線強度（細線：大気圏外、太線：地表）、中図は CIE 紅斑作用スペクトルの相対影響度、下図は波長別紅斑紫外線強度を波長積分すると紅斑紫外線量（下図網掛け部分）が得られる。  
 （出典）気象庁オゾン層観測報告 2010 より

### CIE 紅斑作用スペクトル・・・式(1)

$$S_{er}(\lambda) = \begin{cases} 1.0 & (250\text{nm} < \lambda < 298\text{nm}) \\ 10^{0.094(298-\lambda)} & (298\text{nm} < \lambda < 328\text{nm}) \\ 10^{0.015(140-\lambda)} & (328\text{nm} < \lambda < 400\text{nm}) \end{cases}$$

$S_{er}$  : CIE紅斑作用スペクトル  
 $\lambda$  : 波長

### UV インデックス

UV インデックスは、地上に到達する紫外線強度のレベルをわかりやすく表す指標として、WHO（世界保健機関）が WMO（世界気象機関）、UNEP（国連環境計画）などと共同で開発したもので、一般の人々に紫外線対策の必要性を意識啓発することを狙っている。UV インデックスは、上述の紅斑紫外線強度を日常生活で使いやすい簡単な数値とするために  $25\text{mW/m}^2$  を 1 として指標化したものである。

### 1-3. 紫外線強度および紫外線量の変動要因

紫外線強度は、太陽高度、オゾン全量、雲の状況、エアロゾル量、地表面の反射率などの変化によって変動する。天気は雲量の変化というかたちで紫外線量に影響を与える。

海拔高度の高いところでは、大気層の厚さが薄くなることにより、紫外線強度および紫外線量が増加する（+10～12%/1,000m）。また、大気汚染や霞といった現象は、地上における大気混濁度を地域的に増加させ、紫外線強度および紫外線量を減少させる要因となる。

#### 太陽高度とオゾン全量の変化による紫外線強度および紫外線量の変化

太陽高度は紫外線強度に大きく影響し、太陽高度が高いほど一般に紫外線強度は増加する。そのため、オゾン量や雲など、他の条件が同じなら、紫外線強度は1日の中では正午頃、1年の中では夏至前後に最大となり、また国内では緯度の低い地方ほど強い。

なお、太陽高度が同一と仮定すると、オゾン全量が増加するほど UV-B 強度はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、オゾン全量が同一のときには、太陽高度が低いほど、地表に到達する UV-B 強度はオゾン層を斜めに通過するため、オゾンによる吸収の影響を受けて大きく減少する。

日本国内では、一日の最大太陽高度が高い低緯度地方ほど、太陽が地表よりも高い位置にある時間（可照時間）が長く、紫外線強度も強くなるため、一日の紫外線量は多くなる。

#### 紫外線強度の季節変動

図 3-1-2 に、つくばで観測された全天日射量、UV インデックス及びオゾン全量の季節変動を示す。全天日射量が 5 月に最大となっているのは、太陽高度が高く、晴天の日が多いためである。6 月は、太陽高度が 1 年のうちで最も高いものの、梅雨の影響があるため、全天日射量はやや小さくなっている。全天日射量は 5 月に最大になるものの、UV インデックスはオゾン全量の季節変動の影響を受け、全天日射量のピークよりも遅れて 7～8 月に最大になる。これは、中緯度のオゾン全量が春に最大になり、その後、秋に向かって徐々に減少していくためである。

なお、UV-A については図には示していないが、全天日射量とほぼ同じ季節変動が見られる。

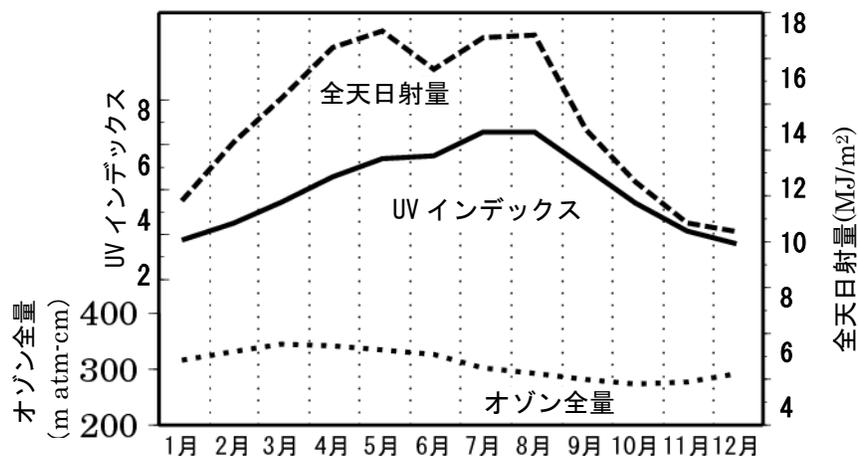


図 3-1-2 全天日射量と UV インデックスの季節変動

つくばで観測された日積算全天日射量（破線）、日最大 UV インデックス（実線）の月平均値の季節変動及び、オゾン全量の 1 年の変動（点線）を示す（統計期間：1994～2008 年）。

（出典）気象庁オゾン層観測報告 2010 より

### 雲による影響

雲は太陽光を遮るため、雲量や雲の状態、すなわち天気の変化は紫外線量を顕著に変動させる。図 3-1-3 に、快晴の日の UV インデックスを基準とした、天気ごとの UV インデックスの相対的な割合を示す。これによると、晴、薄曇（全天が主に上層の薄い雲で覆われて薄日が射している状態）、曇（全天が厚い雲で覆われている状態）、雨と天気の変化するにつれ、快晴の場合に比べて UV インデックスは減少していく。雨が降っている場合には、快晴時の 2～4 割まで減少する。

なお、雲は太陽光を反射・散乱することによって、局地的に紫外線強度を増加させる場合がある。例えば、雲量が 90 % の場合でも、太陽に雲がかかっておらず、かつ積雲が存在している場合には散乱成分が多くなり、快晴時に比べて最大で約 27 % の紫外線強度の増加が観測されたことがある（Estupinan et al.,1996）。これまでに国内で観測された紅斑紫外線量の特別値が最大値となった事例（表 3-1-2）をみると、全ての事例で上空の雲による太陽光の散乱により紫外線強度が増加したと見られる事例であった。

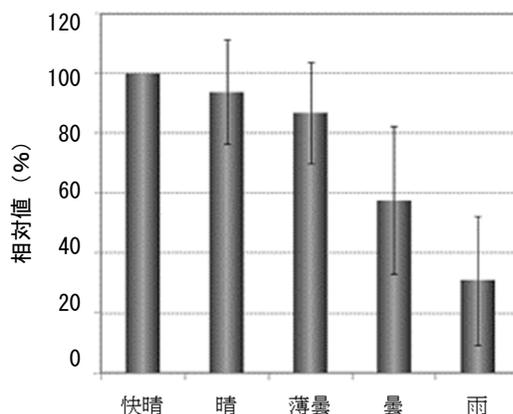


図 3-1-3 天気と UV インデックスの目安

「雲が全くないと仮定した場合の UV インデックスの推定値」を 100 とした場合の天気毎に観測された UV インデックス（相対値）。札幌、つくば、鹿児島、那覇の 1997～2010 年（鹿児島は 1997 年～2005 年 3 月）のデータを用いて算出した。なお、「快晴」は雲量 0～1、「晴れ」は雲量 2～8、「曇」「薄曇」は雲量 9～10 であって、降水現象がない状態を示す。このうち、「薄曇」は上層の雲が中・下層の雲より多い状態をいう。ばらつき（平均値±標準偏差）を縦線で示す。

（出典）気象庁ホームページ ([https://www.data.jma.go.jp/env/uvhp/3-73uvindex\\_mini.html](https://www.data.jma.go.jp/env/uvhp/3-73uvindex_mini.html)) より

表 3-1-1 これまでに観測された最大の紅斑紫外線量

項目	観測地点				
	札幌	つくば	鹿児島	那覇	南極昭和基地
特別値 (mW/m <sup>2</sup> )	244	324	327	349	314
UV インデックス換算値	9.8	13.0	13.1	14.0	12.6
観測日時（現地時間）	1997.7.27 12h	2023.8.13 12h	1996.6.28 13h	1996.8.5 13h	2015.12.1. 11h
日積算値 (kJ/m <sup>2</sup> )	5.55	5.90	7.09	6.63	8.88
観測日	2013.6.13	2011.7.17	1996.6.28	2014.7.6	2020.12.18
日積算値の月平均値 (kJ/m <sup>2</sup> )	3.55	4.27	4.66	5.25	6.97
観測月	2007.7	2020.8	2004.8	2014.7	1999.12

※観測期間は、札幌及び那覇は 1991～2017 年、つくばは 1990～2023 年、鹿児島は 1991～2005 年 3 月、南極昭和基地は 1993～2023 年である。

（出典）気象庁提供

## エアロゾルの影響

エアロゾルは大気中に浮遊する直径 0.001~100 $\mu\text{m}$  程度の固体若しくは液体の微粒子のことで、大気汚染物質等を起源とする硫酸エアロゾル、海水が風で巻上がってできる海塩粒子、化石燃料等の燃焼によるすす、黄砂などがある。エアロゾルは紫外線を散乱・吸収するため、エアロゾル量が多いと地表に達する紫外線強度は減少する。

図 3-1-4 に、つくば市で快晴時に観測された UV インデックスの日変化と、大気中にエアロゾルが存在しないと仮定して、放射伝達モデルを用いて計算した UV インデックスの日変化を示す。この日に観測された 9 時~15 時の UV インデックスは、エアロゾルがないとした場合に比べ、17~20%小さくなることがわかる。この日は普段より比較的エアロゾルが多い日だったが、顕著な黄砂の時などもっとエアロゾル量が多い場合には、UV インデックスはさらに小さくなる。なお、エアロゾルが UV インデックスに及ぼす影響は、地域や季節によって異なる。さらに、エアロゾル量は日々大きく変動し、また、エアロゾルの種類も様々であるため、エアロゾルが紫外線量に及ぼす影響の大きさは一定ではない。最近の研究ではエアロゾルによる吸収の影響が着目されている。

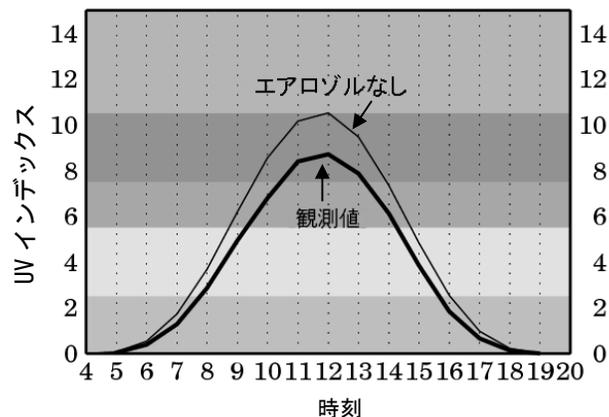


図 3-1-4 エアロゾルの有無による紫外線量の違い

つくば（高層气象台）で 2004 年 7 月 7 日に観測された毎時の UV インデックス（太線）と、同日のエアロゾルが全くないと仮定した場合の UV インデックスの推定値（細線）。

（出典）気象庁オゾン層観測報告 2010 より

## 2. 太陽紫外線の観測の状況

### 2-1. 太陽紫外線の観測手法

#### 太陽紫外線の観測手法

紫外線の測定方法には、物理測定法、化学測定法、生物測定法などがある。このうち、物理測定法は、実時間測定が可能であり利便性が高い測定法である。

物理量を測定する検出器には、オゾン全量観測にも用いられるブリューワ分光光度計等がある。ブリューワ分光光度計は、紫外線の波長毎の光度（スペクトル強度）を測定できるが、比較的高価である。この他、一定の波長域をまとめて測定する帯域型の紫外線検出器として、UV-B 領域、UV-A 領域の紫外線検出器や、日焼け効果の作用スペクトルや DNA の吸収スペクトルに近い波長感度特性を持つ生物効果量を測定する紫外照射計がある。

地上に到達する太陽光の中で波長 400nm 以下の紫外線はわずか数%であり、このうち UV-B 領域の紫外線はさらに微量であるため、高精度の測定を長期にわたって維持するのは相当難しいとされる。

化学測定法、生物測定法は、それぞれ紫外線ばく露による化学反応、生物反応を利用したもので、代表的なものとして前者ではポリスルホン酸を使った紫外線検出器が、後者では宗像らが開発した枯草菌を使った紫外線検出器があげられる。これら 2 つの方法は、実時間測定ができないといった短所はあるものの、非常に小型で安価であり、個人ばく露量測定等にも利用されている。

また、間接的な方法として衛星による観測がある。衛星観測手法は、地上での測定が困難な場所も含め、紫外線量の地理的な違いを評価する上で有用である。

### 2-2. 紫外線観測状況

#### 気象庁による観測

気象庁では、1990年1月からつくばにおいて、また、1991年1月から札幌(2018年1月で観測終了)、鹿児島(2005年3月で観測終了)、那覇(2018年1月で観測終了)において、ブリューワ分光光度計による波長別(290~325nm)紫外線観測を実施している。また、オゾン減少の著しい南極域でも、昭和基地において1991年2月から観測を実施している。(1991~1994年1月は試験観測)。

各地点の紅斑紫外線量日積算値を求め、太陽紫外線が天候(雲量)、オゾン全量、大気混濁度等によりどのような変化を受けているのか年次的解析がなされている。

なお、札幌では、北海道大学において2022年7月よりブリューワ分光光度計による波長別紫外線観測を開始している。これは北海道大学と気象庁との共同研究である。

### 国立環境研究所等による観測

国立環境研究所では、北海道陸別町において、北域成層圏総合モニタリングの一環としてブリュワー分光光度計による波長別（290~325nm）紫外線観測を1999年7月から2017年12月まで実施した（「北域成層圏総合モニタリング」は、2018年3月で公開を終了）。ブリュワー分光光度計は2020年度に名古屋大学に譲渡され、その後は名古屋大学によって同じ陸別町にて運用され観測が実施されている。また、国立環境研究所地球環境研究センター（CGER）が中心となって、全国の大学や研究機関等と連携し、帯域型紫外照射計（UV-A 及び UV-B のそれぞれの帯域で測定）で連続観測を行う「有害紫外線モニタリングネットワーク」は、国内の16機関21サイトが参加し2000年に発足した。2004年3月から、UVインデックス（速報値）をインターネットで公開しており、全国11箇所のデータを公開している（2024年8月時点）。

### 国際的な観測網

有害紫外線観測網の確立のため、WMOは全球大気監視（GAW:Global Atmospheric Watch）計画に基づく地球規模の紫外日射観測網の運用を支援し、観測精度の維持・向上及び観測資料の有効利用等を図ることを目的に、1989年に紫外線に関する科学諮問部会（SAG:Scientific Advisory Group）を設置し、世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）において紫外線データの収集と提供を行っている。

### 3. 太陽紫外線の監視結果

#### 3-1. 世界の太陽紫外線の状況

##### (a) 紫外線量の経年変化

いくつかの大気の清浄な地域での観測によると、紫外線量は1990年代後半以降、オゾンの増加に呼応して減少している。しかし、北半球中緯度のいくつかの観測点では、地表に到達する紫外線は増加している。これらの増加はオゾンの減少だけでは説明できず、1990年代初めからのエアロゾルの光学的厚さ及び大気汚染の減少に起因しているほか、雲の減少の影響も一部考えられる。長期変動解析に利用可能な地上観測データは少ないため、紫外線の変化の地球規模の傾向とその原因を現時点で確定することは困難である。

図3-3-1に世界各地の11観測点における月平均紅斑紫外線量（正午1時間）の経年変化を示した。1990年代始めから2000年代半ばまでにかけての直線回帰で、南半球及び北極の観測局で紫外線の減少傾向が示されたが、オゾン減少の緩和後（1998年以降）に限ってみると、これらの地域ではオゾンの増加に対応した紫外線の減少はより顕著である。一方、北半球中緯度では紫外線は増加している。しかしながら、紫外線の変化には観測上の不確実性が含まれており、特に観測開始当初の不確実性は大きい。

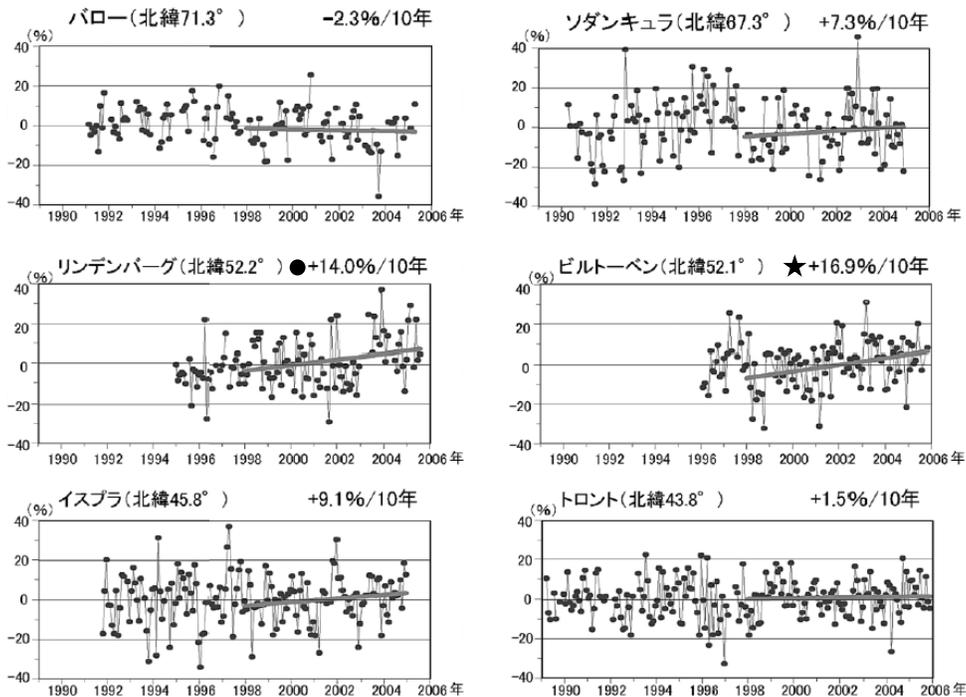


図3-3-1 世界各地における月平均紅斑紫外線量の長期変化

世界各地の11観測点における月平均紅斑紫外線量（正午1時間）の経年変化。直線は傾向を示す。各図の右上の数値は1998年以降のトレンド（%/10年）、記号は統計的有意性を示す。★：99% ●：95% 無印：有意性なし

（出典） Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）

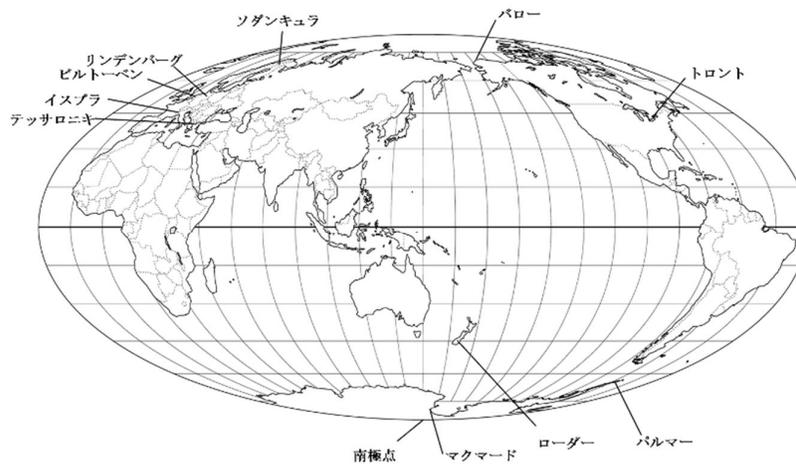
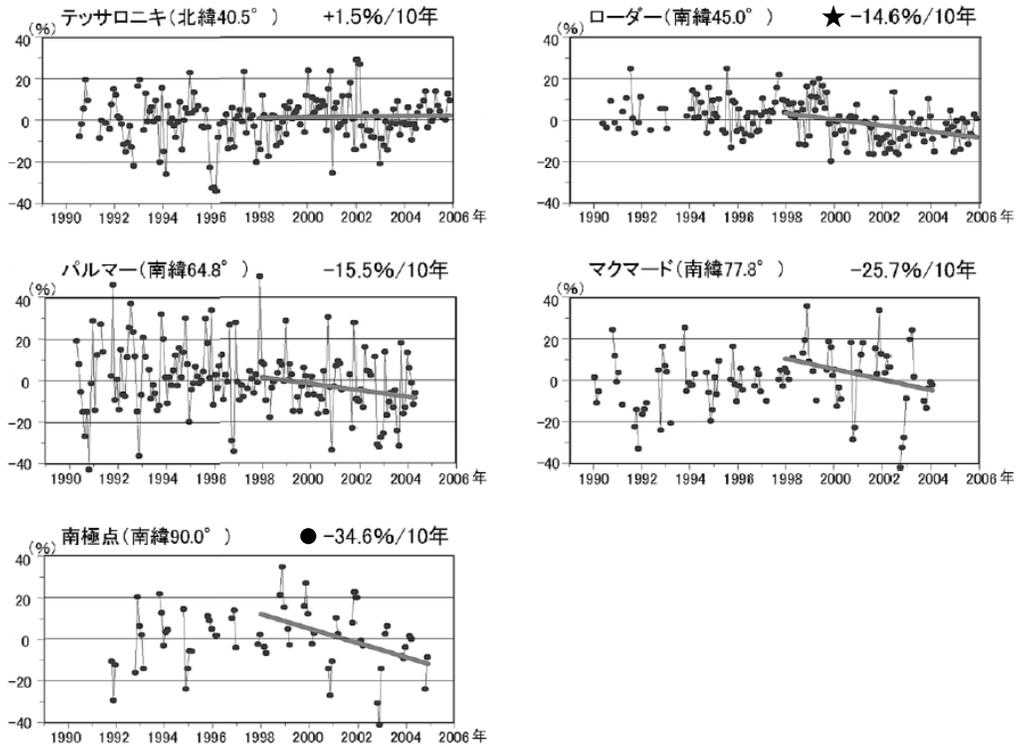


図 3-3-1 世界各地における月平均紅斑紫外線量の長期変化（続き）

世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量（正午 1 時間）の経年変化。直線は傾向を示す。

各図の右上の数値は統計的有意性を示す。★：99% ●：95% 無印：有意性なし

（出典） Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）

図 3-3-2 にテッサロニキ（ギリシャ）における、UV-B と UV-A を代表する 2 つの波長（307.5 nm 及び 350 nm）の紫外線の 2017 年末までの最新データによる分光放射照度偏差を示す。

夏季（6～11 月）においては、紫外線量は 10 年当たり UV-B で 5%、UV-A で 2.5%、増加している。これは主にエアロゾル光学的厚さの減少によるものである。UV-B の大幅な増加はこの季節におけるオゾン全量の微減に加えて、エアロゾル光学的厚さの減少が大きく影響しているためと考えられる。エアロゾル光学的厚さの減少の影響は、UV-A よりも、UV-B に対してより大きく現れている。2000 年代中頃からの最近 10 年間では、エアロゾル光学的厚さが継続的に減少しているにもかかわらず、UV-A は増加していない。これは、おそらく、長波長の紫外線（UV-A）に対しては、エアロゾルの影響が弱いことに起因していると思われる。オゾンの影響は紫外線の短期的（年）変動に顕著に現れる。

他の研究では、テッサロニキの正午時・晴天下における UVI の日変動は、オゾン全量が極度に高い日が数日あったにもかかわらず、オゾン全量よりもエアロゾルによってより大きな影響を受けていたことが示されている。これらの結果は前述した他の地域の結果と一致している。

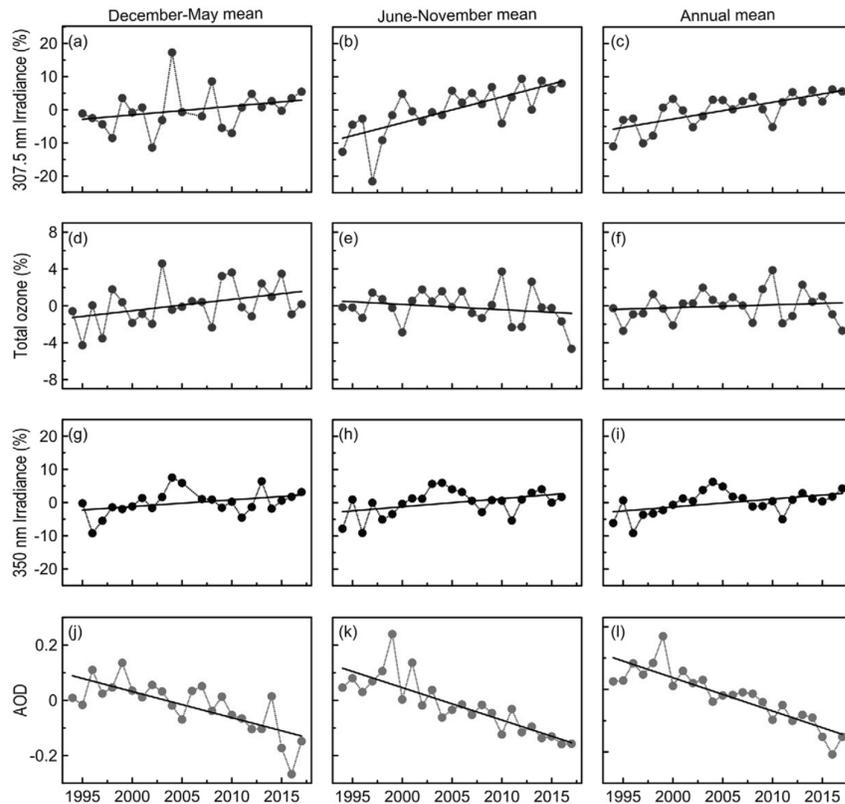


図 3-3-2 テッサロニキ（ギリシャ）におけるオゾン全量、紫外線量及びエアロゾル光学的厚さの経年変化

晴天時で太陽天頂角が  $64^\circ$  の条件による、季節別の年偏差(オゾン全量、紫外線量は%、エアロゾル光学的厚さは絶対値)。(a)(b)(c)は 307.5 nm 紫外線量 (UV-B)、(g)(h)(i)は 350 nm 紫外線量 (UV-A)、(d)(e)(f)はオゾン全量、(j)(k)(l)はエアロゾル光学的厚さ (320 nm) を示す。12～5 月(左)、6～11 月(中)、年間(右)

(出典) UNEP. 2018. Environmental effects and Interactions of Stratospheric Ozone Depletion, UV Radiation, and Climate Change: 2018 assessment Report.

一方、2003年の報告（UNEP-EEAP,2003）でオゾン全量の減少に対応した紫外線の増加が示された南半球の測定点（ローダー（ニュージーランド））についてみると、1999～2006年にかけてオゾン全量の増加に呼応してUVインデックスの減少が見られる（図3-3-3）。しかしながら、その減少幅は、同地域でのオゾン全量の増加をもとに見積もったUVインデックスの減少量を上回るもので、大気中のエアロゾルによる紫外線量の減衰効果が強まった可能性がある。

その他、帯域型紫外線計による観測で、1990～2000年におけるUV-Bの増加（平塚）、1970年代後半から1990年代後半にかけての紫外線の増加（モスクワ（ロシア））、1983～2003年にかけての紅斑紫外線量の増加（ノーショーピング（スウェーデン））などが報告されている。これら紫外線量の増加は、オゾン全量の減少、雲の光学的厚さの減少、エアロゾルの減少等に起因する大気透過度の増加によるものである。

一方、衛星観測による地球規模の紫外線トレンド評価に関しては、1999年のWMOの報告以降、技術的な問題から新しい報告は行われておらず、今後の課題となっている。

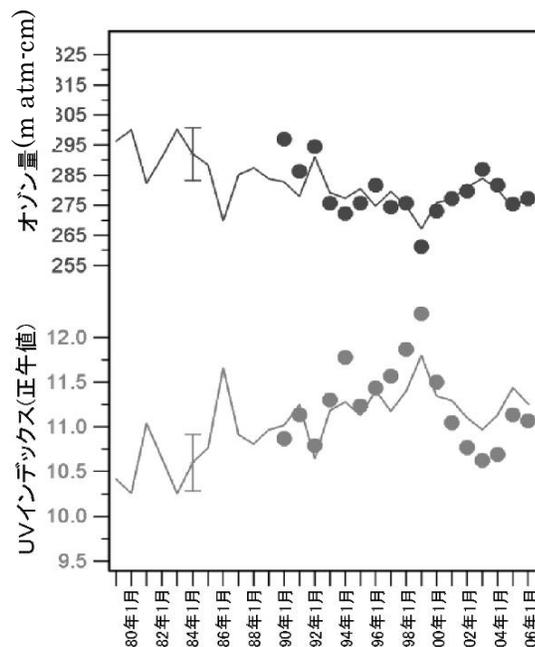


図3-3-3 ローダー（ニュージーランド）における夏季のオゾン量とUVインデックスの長期変化

シンボルは12月、1月、2月の紫外分光光度計による測定結果に基づく、平均オゾン量（黒）と正午の最大UVインデックス（最大5日間の平均）（灰色）を示す。実線は、衛星観測によるオゾン量に基づく夏季の平均オゾン量とオゾン量から求められたUVインデックスを示す。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）

(b) 過去の紫外線データの再構築（モデルによる再現実験）

紫外線による生物又は健康への影響が長期間のばく露に関係することから、過去の紫外線量の変化を知ることは重要である。しかしながら、信頼できる紫外線観測データは1980年代後半以降に限られる。そのため、過去の紫外線トレンドを再現する様々な方法が提案されてきた。観測されたデータの地球物理学的パラメータ（オゾン全量、全天日射量、冠雪等）による統計的推測の他、放射伝達モデルに雲などの影響を組み合わせたハイブリッド法をはじめ様々なモデルによる解析が行われている。

図3-3-4に最も長期間のモデル計算例（スイス）を示す。1926～2003年までの間、明瞭な経年変動とともに、1940年代半ば、1960年代前半及び1990年代にそれぞれ高い紫外線量が示されている。モデルによると、1980年代以前の紫外線の変動は雲量の変動に伴う日射時間の変動によることが、一方、1990年代の増加はオゾン全量の変動によることが示されている。このほかにも、各地でモデルによる再現実験が多数行われている。再現実験から得られた紫外線量の変動は、1990年代及び2000年代の観測結果の変動と比較的一致している。

紫外線量の短期的な変動については、それぞれの地域による地球物理学的な要因による攪乱を受けるが、全体としては地球規模の変動、例えばヨーロッパにおける1970年代半ばの大気の変化及び北半球中緯度地域における1990年代のオゾン減少の影響が確認されている。紫外線量は、20年間（1980～2000年）の増加傾向及びそれ以前の周期的な変化で特徴付けられる。過去の変動の多くは雲量によって、また一部エアロゾルによって説明される。オゾン変動は、1980年代及び90年代に限って、紫外線量の増加に寄与している。

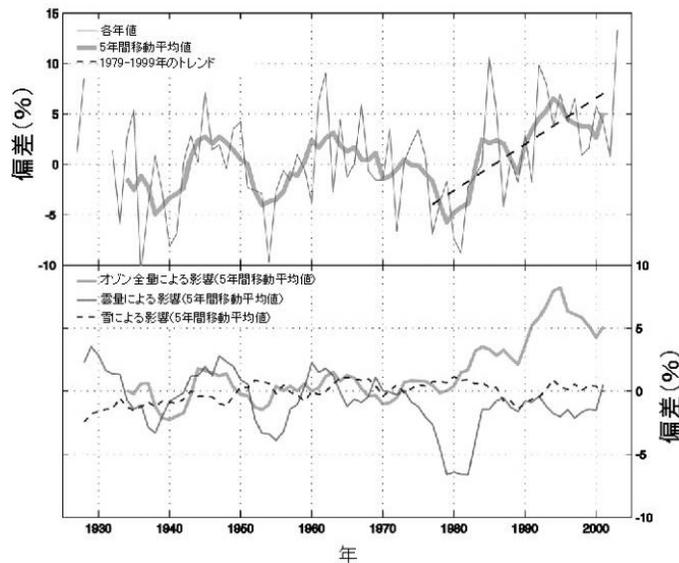


図3-3-4 1940～1969年の平均値紫外線量からの偏差（スイス）

上の図は1940～1969年の平均値紫外線量からの偏差を示し、下の図は紫外線量の変化に影響を与える割合が示されている。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）

### 3-2. 南極域の太陽紫外線の状況

#### (a) 2024年の南極域における紫外線の状況

南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値は、1月に多くなった（図3-3-5）。これは主にオゾン全量が例年より少なかったことが要因と考えられる（図1-3-10）。

南極オゾンホールが存在する期間の南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移を、全天日射量日積算値及びオゾン全量の推移とともに図3-3-6に示す。

紅斑紫外線量日積算値は11月中旬以降に平均値よりかなり大きく推移し、12月中旬以降は平均値並みか下回った状態で推移した。これらは、概ねオゾン全量の推移と対応した逆相関を示しており、紅斑紫外線量日積算値がオゾン全量に強く依存していることを示している。

全天日射量日積算値の平均値（1994～2008年）は、極夜の明けた後の8～12月にかけて増加し、12月に最大となっている。これは、南中時の太陽高度が高くなり、日照時間が長くなるためである。基本的には、紅斑紫外線量日積算値の平均値も全天日射量の季節変化に対応して変化するが、紅斑紫外線量の平均値のピークは全天日射量が最大になるより半月ほど前の11月下旬に見られる。これは、例年この時期が南極オゾンホールの解消期にあたり、オゾン全量（破線）が増加し、紫外線の吸収が日に日に強まるためである。

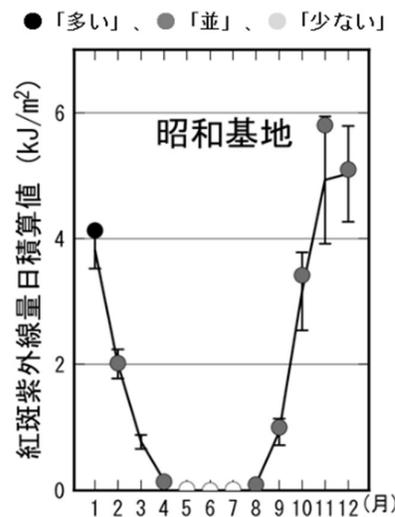


図3-3-5 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値の推移。

●は月平均値。実線は、月別平均値（1994～2008年）であり、縦線はその標準偏差である。

極夜前後（5～7月）は月別平均値（1994～2008年）を算出していない。

荒れた天気の影響や機器の不調により観測できない日が多く、資料数が基準未満（1か月あたり20日未満）となった月は観測値(●)を表示していない。○は観測値はあるものの、参照値がない観測値を示す。

（出典）気象庁提供

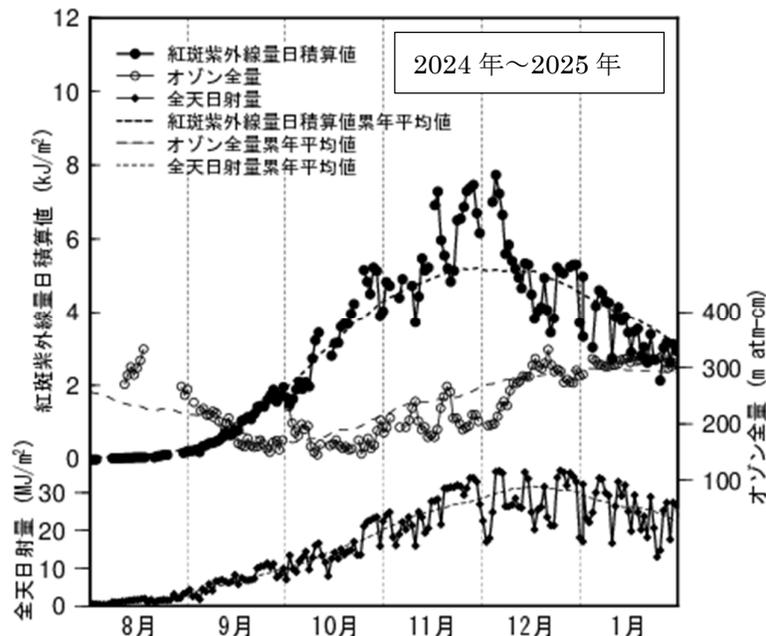


図 3-3-6 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量日積算値の推移  
 実線は、紅斑紫外線量(CIE)日積算値、オゾン全量、全天日射量の観測値を示す。破線は、それぞれの日別値を  
 1994～2008年で平均した後、15日移動平均をして求めた値を示す。 (出典) 気象庁提供

(b) 南極域紫外線の経年変化

図 3-3-7 に南極昭和基地で紅斑紫外線量が多い時期である 10～1 月の 4 か月平均紅斑紫外線量日積算値の 1993～2024 年までの推移を示す。この時期の紅斑紫外線量日積算値は、南極オゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されているため、大きく変動しているが、長期変化として、統計的に有意な増減はみられない。なお、紅斑紫外線量に明瞭な長期変化が認められないことは、南極昭和基地における 1993～2024 年の 10～12 月のオゾン全量に長期トレンドが見られない (p.32 図 1-3-15 参照) ことと対応している。

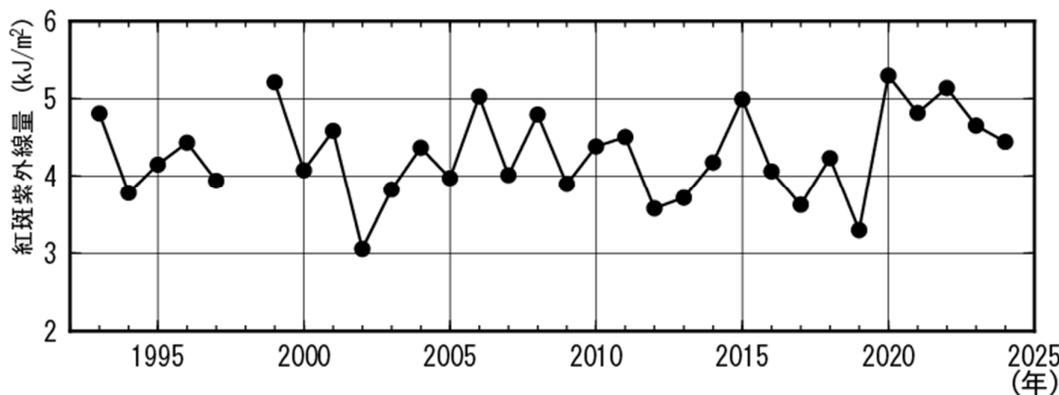


図 3-3-7 1993～2024 年までの南極昭和基地における  
 10～1 月平均紅斑紫外線量日積算値の経年変化

南極昭和基地において紅斑紫外線量が多い時期である 10～1 月の 4 か月平均した紅斑紫外線量日積算値。1998 年は、観測測器の障害のため欠測。

(出典) 気象庁提供

### 3-3. 我が国の太陽紫外線の状況

#### (a) 2024年の国内の月別紫外線の状況

気象庁で観測している紅斑紫外線量日積算値の2024年における月平均値を図3-3-8に示す。2024年の状況について、平均値(1994～2008年)からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」と表す。

2024年のつくばにおける紅斑紫外線量日積算値は、5～6月、8～9月、11～12月に多く、特に12月は1990年の観測開始からその月として1番多い値となった。11月はその月として2番目に多い値、9月はその月として3番目に多い値となった。これらは、日照時間が多かったことが要因と考えられる。

また、日本付近の日最大UVインデックスの月別分布を図3-3-9に示す。日最大UVインデックスの偏差は、1月では日本海側を中心として広く負偏差となり、7月では東北地方の一部を除く本州全域で正偏差となった。

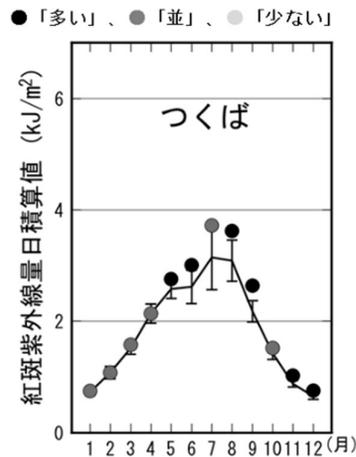


図3-3-8 2024年における紅斑紫外線量日積算値の月平均値  
丸印は2024年の月平均値。実線は月別平均値(1994～2008年)であり、縦線はその標準偏差である。

(出典) 気象庁提供

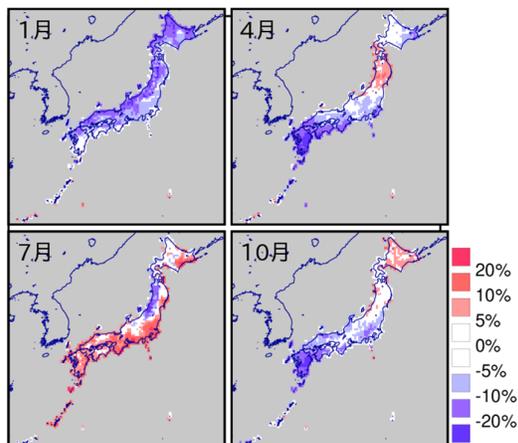


図3-3-9 日本付近の日最大UVインデックスの月別分布  
2024年値の平均(1997～2008年)値からの偏差(%)を示す。  
※UVインデックス情報については第3部参考資料1(環境省HP)を参照。

(出典) 気象庁提供

## (b) 国内紫外線量の経年変化

### 観測結果に基づく紫外線量の傾向

国内で気象庁が観測を行っている 1990 年以降の紫外線量の長期変化をみるために、図 3-3-10 に紅斑紫外線（CIE）量年積算値の経年変化を示す（札幌と那覇については、2018 年 1 月をもって観測を終了したため、2017 年までのデータを掲載）。

近年、つくばの地表に到達する紫外線量は、観測を開始した 1990 年代初めに比べ多くなっており、2014 年から 2024 年までの 10 年間の増加率は 4.6%（年 3.30kJ/m<sup>2</sup>）である。

一方、つくばのオゾン全量（p.39 図 1-3-22 を参照）は、1990 年代から 2000 年代前半にかけて緩やかに増加したあと、近年は有意な長期変化傾向はみられない。それにもかかわらず、紫外線量が増加傾向を示すのは、紫外線を散乱・吸収するエアロゾル（大気中の微粒子）等の影響が原因として考えられる。

地表に到達する紫外線量は上空のオゾン量、エアロゾル量、雲の状況などによって変化する。1990 年以降のオゾン量は、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、緩やかに増加している（詳細は図 1-3-22（p.39）を参照）。このため、1990 年以降、つくばの紫外線観測にみられる紫外線量の増加傾向をそのまま上空のオゾン全量の変化に関連づけることはできない。

日本国内では全天日射量は増加傾向にあることが複数の研究者らによって報告されている（池鯉鮒, 2012, Kudo et al., 2012）。図 3-3-11 として気象庁によるつくばの全天日射量の 1990 年から 2021 年の観測結果を示す。全天日射量が増加してオゾン全量に変化しない場合は、必然的に UV-B 量は増加する。

全天日射量の増加傾向の原因として 1970 年代から 2000 年代にかけてエアロゾルの光学的な厚さは 0.02 減少し、単一散乱アルベドは 0.21 増加したことが挙げられている（Kudo et al., 2012）。これらの変化はエアロゾル量が減少し、特に吸収性のエアロゾルの割合が少なくなったことを意味する。

日本国内では大気環境の監視の一環として化石燃料などの燃焼によって主に発生されるエアロゾルの一種である浮遊粒子状物質（SPM : Suspended Particulate Matter）が 1970 年代後半から日本各地で測定されている。1991 年度から 2021 年度にかけてつくば（高野）で測定された SPM 濃度を図 3-3-12 に示す。

2021 年度の SPM 濃度は 1991 年度の約 1/3 に低下しており、少なくとも地表付近のエアロゾル量は減少していることが示されている。

なお、紫外線量の長期的な増加傾向には、エアロゾル以外に天候も寄与している可能性があるが、紫外線量の増加に対してそれぞれどの程度寄与があるのか定量的には明らかではない。

「オゾン層破壊の環境影響アセスメント：2018」（UNEP, 2018）によれば、モントリオール議定書の成功の結果、オゾン層破壊が軽減され、多くの地域における 1990 年代半ば以降の紫外線の変化は、オゾンよりも他の要因の影響が大きくなっている。さらに北半球中緯度のいくつかの地点では、雲量とエアロゾルの減少により紫外線が増加していることが報告されている。国内のオゾン全量は 1990 年代半ば以降緩やかに増加していることから、国内の紅斑紫外線量の増加も、雲量とエアロゾルの減少が原因として考えられる。

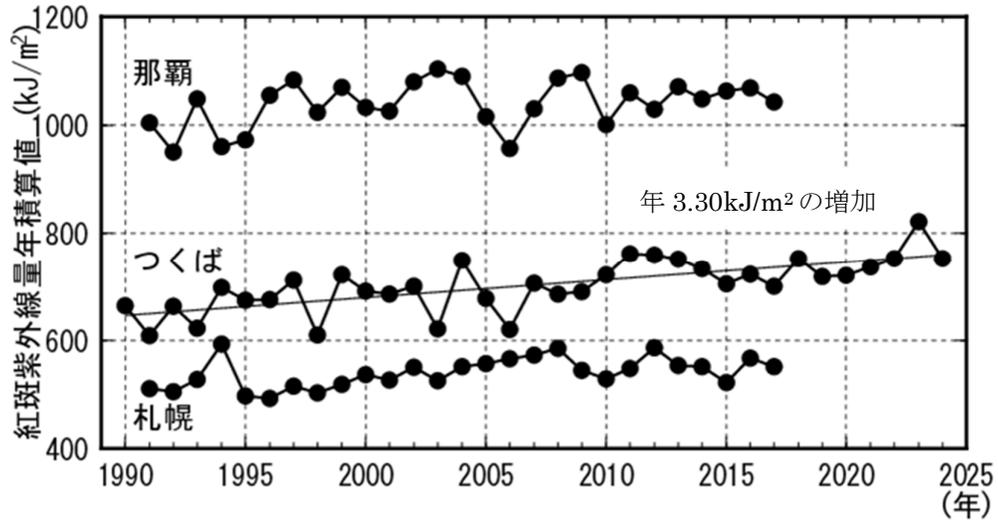


図 3-3-10 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始から2024年まで（札幌、那覇は2017年まで）の経年変化。年積算値は欠測を考慮し、紅斑紫外線量日積算値の月平均値に各月の日数をかけた値を12か月積算して算出している。統計的に有意（信頼度水準95%）に増加しているつくばについて、全期間の長期的な傾向を直線で示し、紅斑紫外線量の年積算値の増加率を図中に示した。札幌と那覇の紫外線観測は2018年1月に終了した。  
（出典）気象庁提供

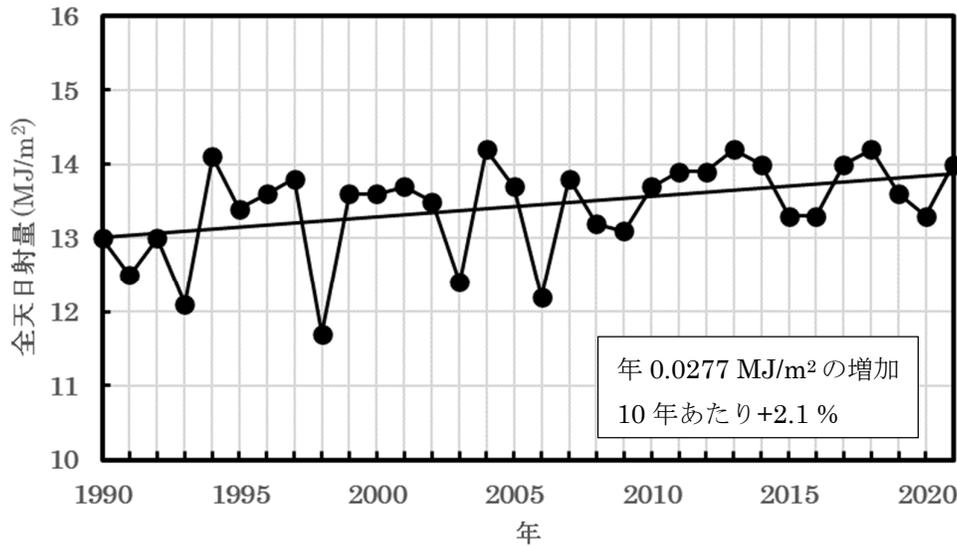


図 3-3-11 つくばにおける全天日射量の経年変化

（出典）気象庁ホームページ「過去の気象データ検索」のデータをもとに東海大学 竹下秀氏作成

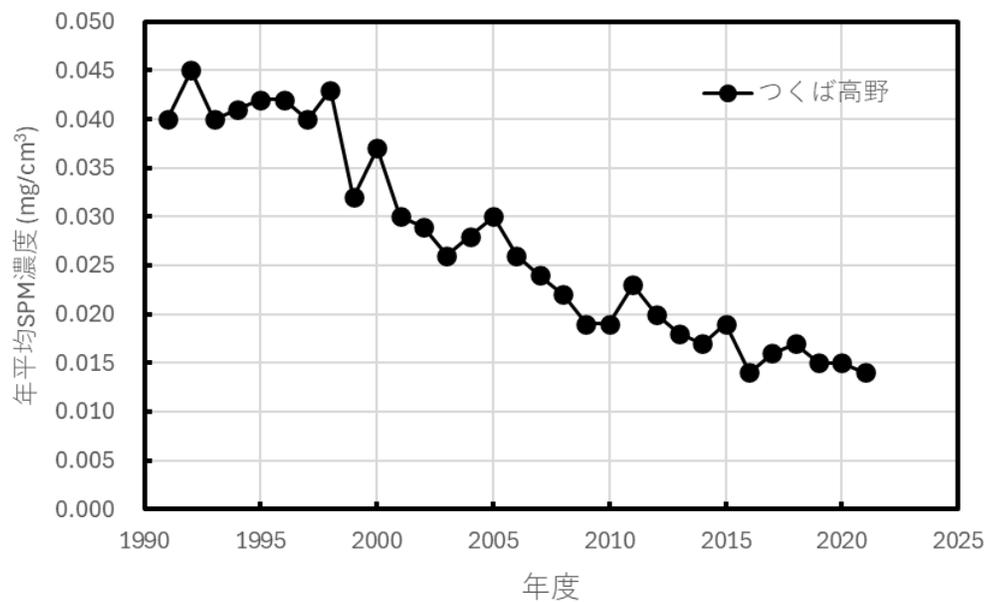


図 3-3-12 つくば（高野）の浮遊粒子状物質の経年変化（1991 年度～2021 年度）

（出典）国立環境研究所 大気汚染常時監視データをもとに東海大学 竹下秀氏作成

## 4. 太陽紫外線の将来予測

### 紫外線量の予測

UNEP の環境影響評価パネル（EEAP）の 2010 年報告書では、1980 年（オゾンホールが顕著に現れ始めた年）を基準とした緯度帯ごとの紅斑紫外線量の予測結果を示している（図 3-4-1）。これは、晴天時の正午における紅斑紫外線量年平均値の緯度帯ごとの平均の予測であり、これによると、北半球中高緯度では 2020 年代までに 1980 年のレベルに戻ると予測された。その後遅れて、南半球で紫外線量が 1980 年レベルに戻ると見込まれるが、南半球高緯度では 1980 年レベルに戻るのがさらに遅れる予測となっている。1980 年レベルへ戻った後は、低緯度域を除き、紅斑紫外線量は減少する傾向が予測されている。

なお、紅斑紫外線量が 1980 年レベルへ戻る時期にはモデルによって評価が異なること、雲量、エアロゾル及び気候変化等の効果は考慮されていないことに注意が必要である。

図 3-3-10 に示されているとおり、北半球に位置する日本国内の 3 地点の観測値については 2000 年以降紅斑紫外線量の減少傾向は見られず、オゾン量以外の効果も影響していると考えられる。

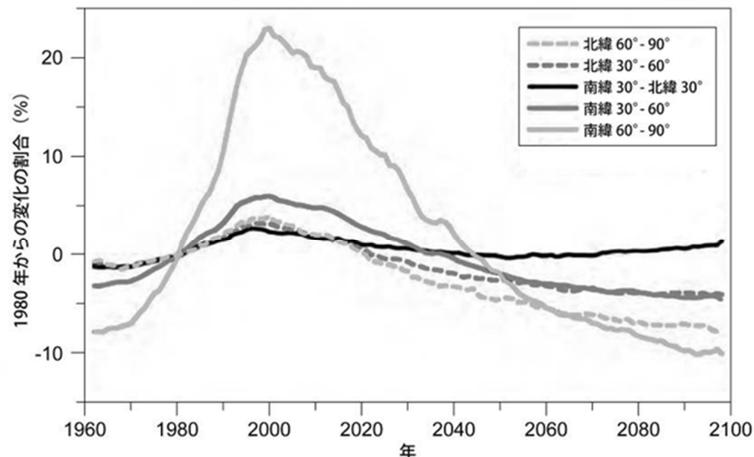


図 3-4-1 紅斑紫外線量の予測

1960～2100 年までの紅斑紫外線量を緯度帯（北緯 60°～90°、北緯 30°～60°、南緯 30°～北緯 30°、南緯 30°～60° 及び南緯 60°～90°）ごとに平均し、5 年移動平均で示したもの。紅斑紫外線量は晴天時の正午の値を年平均したものを利用。1980 年の値を基準とし、変化の割合（%）を示している。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2010 Assessment (UNEP-EEAP, 2011)

表 3-4-1 各緯度帯別の UV インデックスの将来予測

		January Avg ± SD	April Avg ± SD	July Avg ± SD	October Avg ± SD
N.Polar >80°	Ozone		-8 ± 1	-6 ± 0	-3 ± 0
	Reflectivity		-3 ± 5	-8 ± 3	-7 ± 6
	Aerosol	POLAR NIGHT	2 ± 0	-1 ± 1	0 ± 1
	Clouds		0 ± 0	-2 ± 2	-3 ± 5
	UVI		-9 ± 6	-14 ± 3	-14 ± 11
N.High 60°N-80°N	Ozone	-3 ± 1	-7 ± 1	-5 ± 1	-4 ± 1
	Reflectivity	-2 ± 3	-3 ± 3	-1 ± 2	-3 ± 3
	Aerosol	2 ± 2	2 ± 2	1 ± 1	2 ± 2
	Clouds	-1 ± 3	0 ± 1	0 ± 2	-1 ± 4
	UVI	-6 ± 8	-8 ± 5	-5 ± 4	-7 ± 5
N.Mid 30°N-60°N	Ozone	-4 ± 1	-5 ± 2	-3 ± 1	-2 ± 1
	Reflectivity	-1 ± 2	0 ± 1	0 ± 0	0 ± 0
	Aerosol	4 ± 4	5 ± 4	5 ± 5	5 ± 5
	Clouds	0 ± 2	0 ± 1	1 ± 2	0 ± 2
	UVI	0 ± 7	-1 ± 6	5 ± 8	5 ± 7
Tropics 30°S-30°N	Ozone	-1 ± 1	0 ± 1	-1 ± 1	-1 ± 1
	Reflectivity	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Aerosol	1 ± 2	1 ± 2	1 ± 2	1 ± 3
	Clouds	0 ± 2	0 ± 2	0 ± 2	0 ± 2
	UVI	0 ± 4	1 ± 3	1 ± 3	2 ± 4
S.Mid 30°S-60°S	Ozone	-5 ± 2	-4 ± 1	-5 ± 1	-6 ± 3
	Reflectivity	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Aerosol	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Clouds	0 ± 1	-1 ± 2	-1 ± 2	0 ± 1
	UVI	-7 ± 3	-6 ± 3	-7 ± 4	-9 ± 5
S.High 60°S-80°S	Ozone	-8 ± 1	-6 ± 1	-6 ± 0	-23 ± 8
	Reflectivity	-1 ± 1	-1 ± 1	-2 ± 3	-2 ± 3
	Aerosol	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Clouds	-1 ± 2	-1 ± 3	-3 ± 3	-1 ± 2
	UVI	-14 ± 2	-10 ± 4	-17 ± 7	-33 ± 8
S.Polar >80°S	Ozone	-10 ± 0	POLAR NIGHT		-35 ± 1
	Reflectivity	0 ± 0			0 ± 0
	Aerosol	0 ± 0			0 ± 0
	Clouds	0 ± 0			0 ± 1
	UVI	-13 ± 1			-44 ± 1

(出典) EEAP2018、Table 1 (p.54) を改変

上表に各緯度帯別の UV インデックスの将来予測（2010-2020 年から 2085-2095 年）を示した。オゾン全量に加えて、地表面反射率、エアロゾル、雲量の変化をモデルに加えているため、特に北半球中緯度ではエアロゾルの影響で 7 月、10 月には UV インデックスが増加すると予想されている。

## 第 4 部 卷末資料



# 1. 参考文献

- 環境省. 2009. 化学物質ファクトシート (2012 年度版).  
<http://www.env.go.jp/chemi/communication/factsheet.html>
- 環境省. 2020. 紫外線環境保健マニュアル.
- 環境省. 2006. 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査.
- 環境省. 2023. 令和 5 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査.
- 気象庁. 1993-2011. オゾン層観測報告.
- 気象庁. 2012-2024. オゾン層・紫外線の年のまとめ.
- 気象庁. 2002. 大気・海洋環境観測報告 (2000 年観測成果) . 157p.
- 国立環境研究所. 2011. 10. 3. 2011 年春季北極上空で観測史上最大のオゾンが破壊—北極上空のオゾン破壊が観測史上初めて南極オゾンホールに匹敵する規模に— (プレスリリース).  
<http://www.nies.go.jp/whatsnew/2011/20111003/20111003.html>
- 池鯉鮒悟.2012.国内の日射量変化について.Journal of JSES vol38.No.5
- 永島達也、高橋正明. 2002. 成層圏オゾン層の将来見通し—化学気候モデルを用いた評価. 天気 49 巻 11 号:937-944.
- ハロン等抑制対策連絡会. 2012. ハロン等抑制対策に関する報告書 (平成 23 年度).
- Anstey, J.A., Osprey, S.M., Alexander, J., Baldwin, M.P., Butchart, N., Gray, L., Kawatani, Y., Newman, P.A., and Richter, J.H. (2022). Impacts, processes and projections of the quasi-biennial oscillation. *Nat Rev Earth Environ*. DOI: 10.1038/s43017-022-00323-7
- Bègue, N., D. Vignelles, G. Berthet, T. Portafaix, G. Payen, F. Jégou, H. Benchérif, J. Jumelet, J.P. Vernier, T. Lurton, J.-B. Renard, L. Clarisse, V. Duverger, F. Posny, J.-M. Metzger, and S. Godin-Beekmann, 2017. Long-range transport of stratospheric aerosols in the Southern Hemisphere following the 2015 Calbuco eruption, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 15019–15036, doi:10.5194/acp-17-15019-2017.
- Bloom AA, Lee-Taylor J, Madronich S, Messenger DJ, Palmer PI, Reay DS, McLeod AR. 2010. Global methane emission estimates from ultraviolet irradiation of terrestrial plant foliage. *The New Phytologist* 187:417-425.
- CGER. 2007. CGER's supercomputer activity report vol14-2005. 154 p.
- Chipperfield MP, Feng W. 2003. Comment on: Stratospheric ozone depletion at northern mid-latitudes in the 21<sup>st</sup> century: The importance of future concentrations of greenhouse gases nitrous oxide and methane. *Geophysical Research Letters* 30 (7), 1389-3p. doi:10.1029/2002GL016353.
- Corr CA, Krotkov N, Madronich S, Slusser JR, Holben B, Gao W, Flynn J, Lefer B, Kreidenweis SM. 2009. Retrieval of aerosol single scattering albedo at ultraviolet wavelengths at the T1 site during MILAGRO. *Atmospheric Chemistry and Physics* 9:5813-5827.
- De Laat, A. T. J., van der A, R. J., Allaart, M. A. F., van Weele, M., Benitez, G. C., Casiccia, C., Paes Leme, N. M., Quel, E., Salvador, J., & Wolfram, E. (2010). Extreme sunbathing: Three weeks of small total O<sub>3</sub> columns and high UV radiation over the southern tip of South America during the 2009 Antarctic O<sub>3</sub> hole season. *Geophysical*

- Research Letters*, 37, L14805. doi:10.1029/2010GL043699
- Engel A, Möbius M, Bönisch H, Schmidt U, Heinz R, Levin I, Atlas E, Aoki S, Nakazawa T, Sugawara S, Moore F, Hurst D, Elkins J, Schauffler S, Andrews A, Boering K. 2009. Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the past 30 years. *Nature Geoscience* 2:28-31.
- Estupinan G, Raman S, Crescenti GH, Streicher JJ, Barnard WF. 1996. Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *Journal of Geophysical Research* 101:16807-16816.
- Ferretti DF, Miller JB, White JWC, Lassey KR, Lowe DC, Etheridge DM. 2007. Stable isotopes provide revised global limits of aerobic methane emissions from plants. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7:237-241.
- Hadjinicolaou P, Pyle JA, Harris NRP. 2005. The recent turnaround in stratospheric ozone over northern middle latitudes: A dynamical modeling perspective. *Geophysical Research Letters* 32:12821. doi:10.1029/2005GL022476.
- Hayashi LC, Hayashi S, Yamaoka K, Tamiya N, Chikuda M, Yano E. 2003. Ultraviolet B exposure and type of lens opacity in ophthalmic patients in Japan. *Science of the Total Environment* 302:53-62.
- Hofzumahaus A, Rohrer F, Lu KD, Bohn B, Brauers T, Chang CC, Fuchs H, Holland F, Kita K, Kondo Y, Li X, Lou SR, Shao M, Zeng LM, Wahner A, Zhang YH. 2009. Amplified trace gas removal in the troposphere. *Science* 324:1702-1704.
- Hongjie H, 2016, Typical Photovoltaic Backsheet Failure Mode Analysis and Comparison Study with Accelerated Aging Tests. DuPont report, DuPont China R&D Center, Shanghai, China Report
- Hurwitz MM, Newman PA, Garfinkel CI. 2011. The Arctic vortex in March 2011: a dynamical perspective, *Atmospheric Chemistry and Physics* 11:22113–22127.
- Keppler F, Hamilton JTG, Brass M, Rockmann T. 2006. Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature* 439:187-191.
- Kudo R, Uchiyama A, Ijima O, Ohkawara N, and Ohta S. 2012. Aerosol impact on the brightening in Japan. *Journal of Geophysical Research*, vol.117,do7208, doi:10.1029/2011jd017158
- Lelieveld J, Butler TM, Crowley JN, Dillon TJ, Fischer H, Ganzeveld L, Harder H, Lawrence MG, Martinez M, Taraborrelli D, Williams J. 2008. Atmospheric oxidation capacity sustained by a tropical forest. *Nature* 452:737-740.
- Manney GL, Santee ML, Rex M, Livesey NJ, Pitts MC, Veefkind P, Nash ER, Wohltmann I, Lehmann R, Froidevaux L, Poole L R, Schoeberl MR, Haffner DP, Davies J, Dorokhov V, Gernandt H, Johnson B, Kivi R, Kyrö E, Larsen N, Levelt PF, Makshtas A, McElroy CT, Nakajima H, Parrondo MC, Tarasick DW, von der Gathen P, Walker KA, Zinoviev NS. 2011. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 echoed the Antarctic ozone hole. *Nature* 478:469-475.
- Matsunaga SN, Guenther AB, Potosnak MJ, Apel EC. 2008. Emission of sunscreen salicylic esters from desert vegetation and their contribution to aerosol formation. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8:7367-7371.
- Messenger DJ, McLeod AR, Fry SC. 2009. The role of ultraviolet radiation, photosensitizers, reactive oxygen species and ester groups in mechanisms of methane formation from pectin. *Plant, Cell and Environment* 32:1-9.
- Miyagawa K, Sasaki T, Nakane H, Petropavlovskikh I, Evans RD. 2009. Reevaluation of long-term Umkehr data and ozone profiles at Japanese stations. *Journal of Geophysical Research* 114.D07108. doi:10.1029/2008JD010658.
- Muto J, Kuroda K et al. 2007. Accumulation of elafin in actinic elastosis of sun-damaged

- skin: Elafin binds to elastin and prevents elastolytic degradation. *Journal Invest Dermatol* 127:1358-1366,
- Neale PJ, Kieber DJ. 2000. Assessing biological and chemical effects of UV in the marine environment: Spectral weighting function. In Hester, R.E. & Harrison, R.M (Eds.), *Causes and Environmental Implications of Increased UV-B radiation* (61-83). Cambridge: Royal society of Chemistry. 61-84.
- Newman, P. A., J. S. Daniel, D. W. Waugh and E. R. Nash 2007. A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (EESC), *Atmospheric Chemistry and Physics.*, 7, 4537-4552, doi: 10.5194/acp-7 -4537-2007.
- Newman, P.A., L. R. Lait, N. A. Kramarova, L. Coy, S. M. Frith, L. D. Oman and S.S. Dhomse (2024), Record high March 2024Arctic total column ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 51, e2024GL110924, <https://doi.org/10.1029/2024GL110924>.
- NOAA. 2005. Northern hemisphere winter summary 2004-2005. [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/winter\\_bulletins/nh\\_04-05/index.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/nh_04-05/index.html)
- Pageon H, Zucchi H, et al. 2015. Biological effects induced by specific advanced glycation end products in the reconstructed skin model of aging. *BioRes Open Access* 4:54-64,
- Plumb, R. A., and R. C. Bell 1982. A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, 108, 335-352.
- Polvani LM, Waugh DW, Correa GJP, Son SW. 2011. Stratospheric Ozone Depletion: The Main Driver of Twentieth-Century Atmospheric Circulation Changes in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate* 24:795-812.
- Raivonen M, Bonn B, Sanz MJ, Vesala T, Kulmala M, Hari P. 2006. UV-induced NOy emissions from Scots pine: Could they originate from photolysis of deposited HNO<sub>3</sub>? *Atmospheric Environment* 40:6201-6213.
- Raivonen M, Vesala T, Pirjola L, Altimir N, Kerone P, Kulmara M, Hari P. 2009. Compensation point of NO<sub>x</sub> exchange: Net result of NO<sub>x</sub> consumption and production. *Agricultural and Forest Meteorology* 149:1073-1081.
- Ravishankara AR, Daniel JS, Portmann RW. 2009. Nitrous Oxide (N<sub>2</sub>O): the dominant ozone-depleting substance emitted in the 21st Century. *Science* 326:123-125.
- Reinsel GC, Weatherhead EC, Tiao GC, Miller AJ, Nagatani RM, Wuebbles DJ and Flynn LE. 2002. On detection of turnaround and recovery in trend for ozone. *Journal of Geophysical Research* D107, doi:10.1029/2001JD000500.
- Rigby M, Park S, Saito T, Western LM, Redington AL, Fang X, Henne S, Manning AJ, Prinn RG, Dutton GS, Fraser PJ, Ganesan AL, Hall BD, Harth CM, Kim J, Kim KR, Krummel PB, Lee T, Li S, Liang Q, Lunt MF, Montzka SA, Mühle J, O'Doherty S, Park MK., Reimann S, Salameh PK, Simmonds P, Tunnicliffe RL, Weiss RF, Yokouchi Y, and Young D. 2019. Increase in CFC-11 emissions from eastern China based on atmospheric observations. *Nature* 569:546-550
- Saito T, Fang X, Stohl A, Yokouchi Y, Zeng J, Fukuyama Y, Mukai H. 2015. Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 42: 2500-2507.
- Sakazaki T, Fujiwara M, Mitsuda C, Imai K, Manago N, Naito Y, Nakamura T, Akiyoshi H, Kinnison D, Sano T, Suzuki M and Shiotani M. 2013. Diurnal ozone variations in the stratosphere revealed in observations from the Superconducting Submillimeter-Wave Limb-Emission Sounder (SMILES) on board the International Space Station (ISS). *Journal of Geophysical Research*, 118:2991-3006, doi:10.1002/jgrd.50220.

- Sakazaki T, Shiotani M, Suzuki M, Kinnison D, Zawodny JM, McHugh M, and Walker KA. 2015. Sunset-sunrise difference in solar occultation ozone measurements (SAGE II, HALOE, and ACE-FTS) and its relationship to tidal vertical winds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15:829-843.
- Sasaki M, Takeshita S, Oyanagi T, Miyake Y, Sakata T. 2002. Increasing trend of biologically active solar ultraviolet-B irradiance in mid-latitude Japan in the 1990s. *Optical Engineering* 41 (12):3062-3069.
- Solomon, S., Ivy, D. J., Kinnison, D., Mills, M. J., Neely III, R. R. and Schmidt, A., 2016: Emergence of healing in the Antarctic ozone layer. *Science*, 10.1126/science.aae0061.
- Solomon, S., R. R. Garcia, and F. Stordal 1985. Transport processes and ozone perturbations, *Journal of Geophysical Research.*, 90, 12981-12989.
- Solomon, S., D. Kinnison, R. Garcia, J. Bandoro, M. Mills, C. Wilka, R. Neely III, A. Schmidt, J.E. Barnes, J.-P. Vernier, and M. Höpfner, 2016a. Monsoon circulations and tropical heterogeneous chlorine chemistry in the stratosphere, *Geophysical Research Letters.*, 43, 12,624–12,633, doi:10.1002/2016GL071778.
- Son SW. et al. 2010. Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: A multimodel assessment. *Journal of Geophysical Research.* 115.D00M07. doi:10.1029/2010JD014271.
- Son SW, Polvani LM, Waugh DW, Birner T, Akiyoshi H, Garcia RR, Kinniso D, Pawson S, Rozanov E, Shepherd TG, Shibata K. 2008. The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. *Science* 320:1486-1489.
- SPARC/IO3C/GAW, 2019: SPARC/IO3C/GAW Report on Long-term Ozone Trends and Uncertainties in the Stratosphere. I. Petropavlovskikh, S. Godin-Beekmann, D. Hubert, R. Damadeo, B. Hassler, V. Sofieva (Eds.), SPARC Report No. 9, GAW Report No. 241, WCRP-17/2018, doi: 10.17874/f899e57a20b,
- Tanimoto H. 2009. Increase in springtime tropospheric ozone at a mountainous site in Japan for the period 1998-2006. *Atmospheric Environment* 43:1358-1363.
- Tatarov B, Nakane H, Park ChB, Sugimoto N, Matsui I. 2009. Lidar observation of long-term trends and variations of stratospheric ozone and temperature over Tsukuba, Japan. *International Journal of Remote Sensing* 30, 15:3951-3960.
- Thompson DWJ, Solomon S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science* 296:895-899.
- UNEP. 1989. Environmental effects panel report.
- UNEP. 1995. Environmental effects of ozone depletion: 1994 assessment.
- UNEP. 1999. Environmental effects of ozone depletion: 1998 assessment.
- UNEP. 2003. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2002 assessment.
- UNEP. 2005. Production and consumption of ozone depleting substances under the Montreal Protocol 1986-2004.
- UNEP. 2007. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2006 assessment.
- UNEP. 2011. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2010 assessment.
- UNEP. 2012. Handbook for the Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer 9th edition.
- UNEP. 2014. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate

- change: 2014 assessment.
- UNEP. 2018. Environmental effects and Interactions of Stratospheric Ozone Depletion, UV Radiation, and Climate Change: 2018 assessment Report.
- UNEP. 2022. Environmental effects and Interactions of Stratospheric Ozone Depletion, UV Radiation, and Climate Change: 2022 assessment Report.
- U.S. Committee on Extension to the Standard Atmosphere. 1976. US Standard Atmosphere.
- Volkamer R, Jimenez JL, San Martini F, Dzepina K, Zhang Q, Salcedo D, Molina LT, Worsnop DR, Molina MJ. 2006. Secondary organic aerosol formation from anthropogenic air pollution: Rapid and higher than expected. *Geophysical Research Letters* 33: L17811.
- Watanabe YW, Yoshinari H, Sakamoto A, Nakano Y, Kasamatsu N, Midorikawa T, Ono T. 2007. Reconstruction of sea surface demethylsulfide in the North Pacific during 1970s to 2000s. *Marine Chemistry* 103:347-358.
- West SK, Longstrth JD, Munoz BE, Pitcher, HM, Duncan DD. 2005. Model of risk of cortical cataract in the US population with exposure to increased ultraviolet radiation due to stratspheric ozone depletion. *American Journal of Epidemiology* 162 (11):1080-1088.
- WHO, WMO, UNEP, NIR. 2002. Global solar UV index - A practical guide. 28p.
- WMO.1994. Scientific assessment of ozone depletion: 1994.  
<https://www.esrl.noaa.gov/csd/assessments/ozone/1994/>.
- WMO. 2007. Scientific assessment of ozone depletion: 2006.  
[http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ozone\\_2006/ozone\\_asst\\_report.html](http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ozone_2006/ozone_asst_report.html) .
- WMO. 2011. Scientific assessment of ozone depletion: 2010  
[http://ozone.unep.org/Assessment\\_Panels/SAP/Scientific\\_Assessment\\_2010/index.shtml](http://ozone.unep.org/Assessment_Panels/SAP/Scientific_Assessment_2010/index.shtml)
- WMO. 2014. Scientific assessment of ozone depletion: 2014  
[https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ozone\\_2014/ozone\\_asst\\_report.html](https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ozone_2014/ozone_asst_report.html)
- WMO. 2014.Scientific assessment of ozone depletion: 2014 Assessment for decision-makers
- WMO. 2015. Scientific assessment of ozone depletion: 2014 Twenty Questions and answers about the ozone layer:2014 update
- WMO. 2018. Scientific assessment of ozone depletion: 2018
- WMO. 2022. Scientific assessment of ozone depletion: 2022
- Yoshinaga E, Kawada A, et al. 2011 Nε-(carboxymethyl)lysine modification of elastin alters its biological properties: Implications for the accumulation of abnormal elastic fibers in actinic elastosis. *Journal of Investigative Dermatology* 132:315-323,
- Zeng G, Morgenstern O, Braesicke P, Pyle JA. 2010. Impact of stratospheric ozone recovery on tropospheric ozone and its budget. *Geophysical Research Letters* 37: L09805.
- Zepp RG, Shank GC, Stabenau E, Patterson KW, Cyterski M, Fisher W, Bartels E, Anderson SL. 2008. Spatial and temporal variability of solar ultraviolet exposure of coral assemblages in the Florida Keys: Importance of colored dissolved organic matter. *Limnology and Oceanography* 53:1909-1922.

## 2. 英略語一覧

英略語	正式名称	訳
AGAGE	Advanced Global Atmospheric Gases Experiment	先進的地球規模大気中気体成分観測
BAPMoN	Background Air Pollution Monitoring Network	大気バックグラウンド汚染監視網
CCM	Chemistry Climate Model	化学気候モデル
CDOM	Colored Dissolved Organic Matter	有色溶存有機物
CFC	Chlorofluorocarbon	クロロフルオロカーボン
CGER	Center for Global Environmental Research	国立環境研究所地球環境研究センター
CIE	Commission Internationale de l'Eclairage	国際照明委員会
CLAES	Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer	大気測定用走査型冷却剤冷却式地球周縁赤外分光計
CPD	Cyclobutane Pyrimijine Dimer	シクロブタン型 2 量体
CTM	Chemical Transport Model	化学輸送モデル
DLR	Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt	ドイツ航空宇宙センター
DMS	Dimethylsulphide	硫化ジメチル
DU	Dobson Unit	ドブソン単位
ECD	Electron Capture Detector	電子捕獲型検出器
EEAP	Environmental Effects Assessment Panel	環境影響評価パネル
EESC	Equivalent Effective Stratospheric Chlorine	等価実効成層圏塩素
ESRL	Earth System Research Laboratory	地球システム研究所
GAW	Global Atmosphere Watch	全球大気監視
GC	Gas Chromatograph	ガスクロマトグラフ
GHG	Greenhouse Gas	温室効果ガス
GO <sub>3</sub> OS	Global Ozone Observing System	全球オゾン観測システム
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment	全球オゾン監視実験
GWP	Global Warming Potential	地球温暖化係数
HABs	Harmful Algal Blooms	ハームフル・アルガル・ブルーム
HALOE	Halogen Occultation Experiment	ハロゲン気体分子測定センサー
HALS	Hindered Amine Light Stabilizer	高分子光安定剤
HBFC	Hydrobromofluorocarbon	ハイドロブロモフルオロカーボン
HCFC	Hydrochlorofluorocarbon	ハイドロクロロフルオロカーボン
HFC	Hydrofluorocarbon	ハイドロフルオロカーボン
IGY	International Geophysical Year	国際地球観測年
ILAS	Improved Limb Atmospheric Spectrometer	改良型大気周縁赤外分光計
IMG	Interferometric Monitor for Greenhouse Gases	温室効果ガス干渉分光計
IOC	International Ozone Commission	国際オゾン委員会
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	気候変動に関する政府間パネル
LIMS	Limb Infrared Monitor of the Stratosphere	地球周縁太陽掩蔽方式成層圏大気観測放射計
MED	Minimum Erythemat Dose	最少紅斑量
MLS	Microwave Limb Sounder	マイクロ波リム放射サウンダー
MS	Mass Spectrometer	質量分析計
NASA	National Aeronautics and Space Administration	アメリカ航空宇宙局
NDACC	Network for the Detection of Atmospheric Composition Change	大気組成変化検出のためのネットワーク
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	アメリカ海洋大気庁
ODP	Ozone-Depleting Potential	オゾン層破壊係数

ODS	Ozone-Depleting Substance	オゾン層破壊物質
OMI	Ozone Monitoring Instrument	オゾン監視装置
PAR	Photosynthetically Active Radiation	光合成有効放射
PFPE	Perfluoropolyether	パーフルオロポリエーテル
PRTR	Pollutant Release and Transfer Register	化学物質排出移動量届出制度
PSC	Polar Stratospheric Cloud	極成層圏雲
QBO	Quasi biennial Oscillation	準2年周期振動
SAG	Scientific Advisory Group	科学諮問部会
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment	太陽掩蔽型成層圏エアロゾル・オゾン鉛直分布観測センサー
SAP	Scientific Assessment Panel	科学評価パネル
SBUV	Solar and Backscatter Ultraviolet	太陽・後方散乱紫外分光計
SMILES	Superconducting Submillimeter-Wave Limb-Emission Sounder	超伝導サブミリ波リム放射サウンダ
SOA	Secondary Organic Aerosol	二次有機エアロゾル
SRES	Special Report on Emissions Scenarios	排出シナリオに関する特別報告
SVOC	Semivolatile Organic Compounds	半揮発性有機化合物
TEAP	Technology and Economic Assessment Panel	技術・経済評価パネル
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer	オゾン全量マッピング分光計
TOVS	Tiros Operational Vertical Sounder	気温、湿度の鉛直分布測定用放射計
UCI	University of California at Irvine	カリフォルニア大学アーバイン校
UNEP	United Nations Environmental Programme	国連環境計画
VOC	Volatile Organic Compounds	揮発性有機化合物
WHO	World Health Organization	世界保健機関
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関
WOUDC	World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre	世界オゾン・紫外線資料センター
XPS	Extruded Poly-Styrene	押出法ポリスチレンフォーム