

平成20年度

オゾン層等の監視結果に関する
年次報告書

平成21年8月

環 境 省

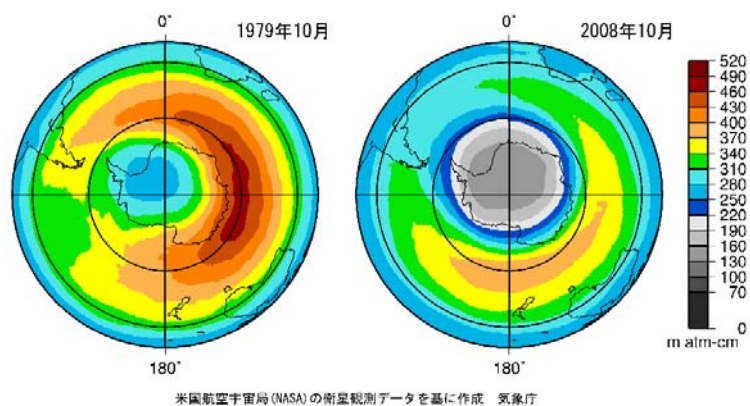


図 I 南半球における10月の月平均オゾン全量分布(1979年及び2008年)

出典: 気象庁提供データ

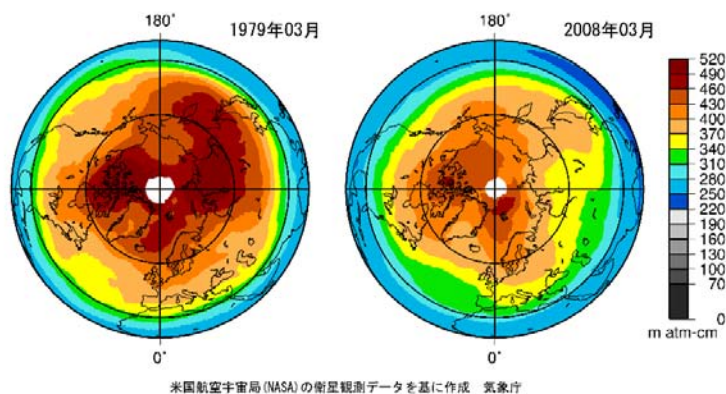


図 II 北半球における3月の月平均オゾン全量分布(1979年及び2008年)

出典: 気象庁提供データ

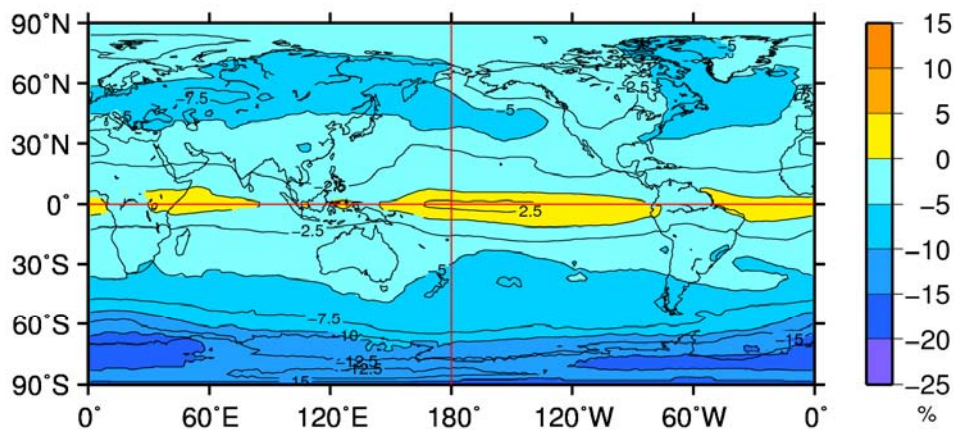


図 III 2008年のオゾン全量比偏差の全球分布

※P18 図 1-3-8 として掲載

出典: 気象庁 オゾン層観測報告:2008

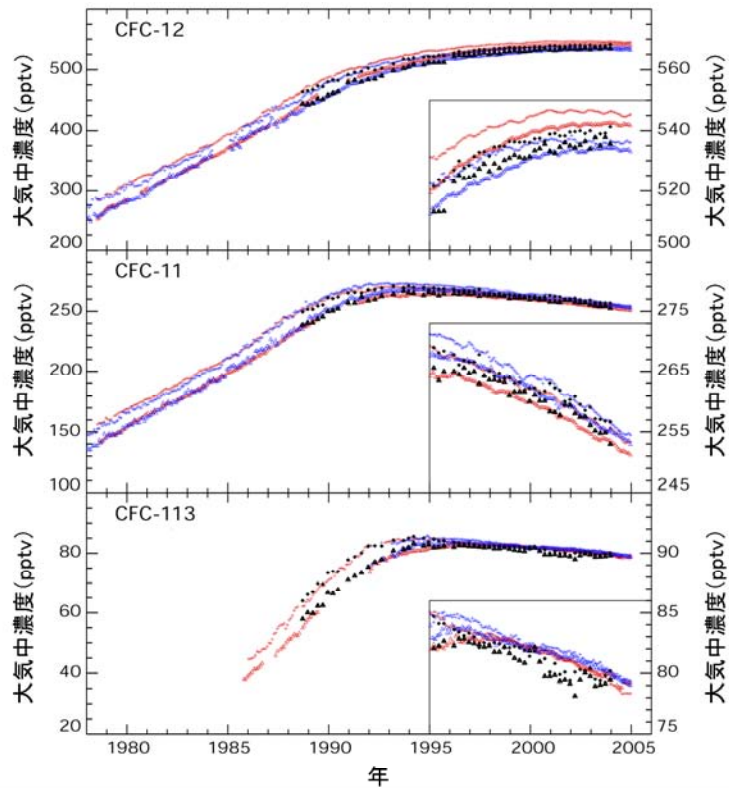


図 IV 海外のネットワークで観測された CFC-12、CFC-11 及び CFC-113 の濃度変動
 ※P73 図 2-3-10 として掲載

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

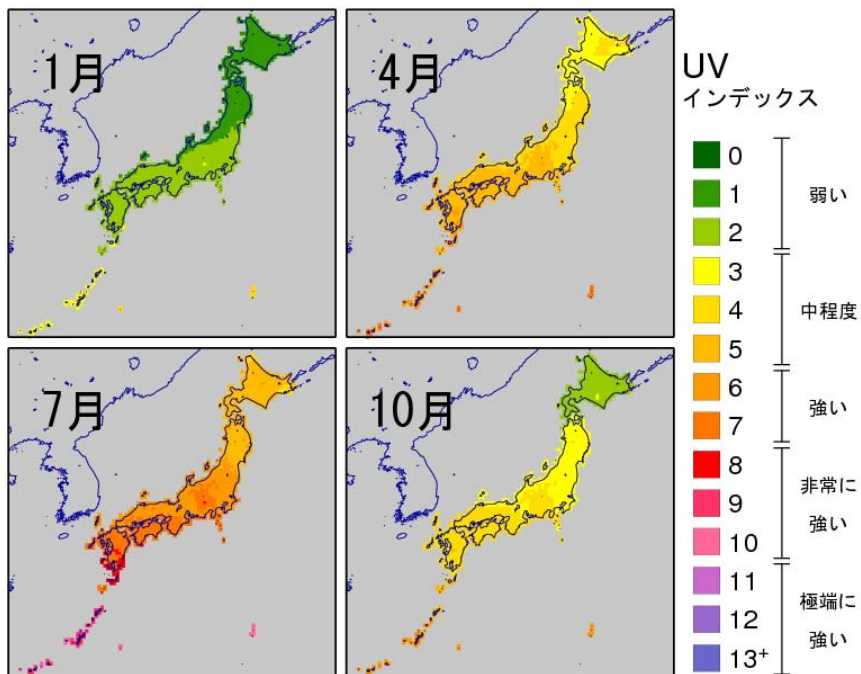


図 V 日本付近の日最大 UV インデックスの月別分布 (1997 年から 2008 年までの平均値)

※UV インデックス情報については P101 参照

出典：気象庁提供データ

はじめに

1974年、米国カリフォルニア大学ローランド教授及びモリーナ博士によって、人工化学物質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明らかにされ、人や生態系に影響が生じると警鐘が鳴らされたことを契機として、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、そして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、主要なオゾン層破壊物質の生産量・消費量が明確な期限とともに削減されてきました。

我が国はこれらの条約及び議定書の締約国であり、「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）に基づいて、クロロフルオロカーボン（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・使用合理化の努力義務化等を行っています。

同法第22条においては、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、平成20年度の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っては、「成層圏オゾン層保護に関する検討会」科学分科会、環境影響分科会の指導を仰ぎました。また、気象庁「オゾン層観測報告：2008」から一部引用したほか、同庁より観測結果及び成果の提供等多大の協力を得ました。御指導、御協力をいただきました検討会委員の皆様、関係者の皆様に御礼を申し上げます。

本報告書の活用により、オゾン層保護に向けた取組が一層進められることを期待しています。

平成21年8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	富永 健	東京大学名誉教授
委員	秋元 肇	日本環境衛生センター酸性雨研究センター所長
	今村 隆史	国立環境研究所 大気圏環境研究領域長
	岩坂 泰信	金沢大学 フロンティアサイエンス機構特任教授
	小川 利紘	東京大学名誉教授
	小出 孝	気象庁地球環境・海洋部環境気象管理官付 オゾン層情報センター所長
	近藤 豊	東京大学先端科学技術研究センター教授
	中根 英昭	国立環境研究所 アジア自然共生研究グループグループ長
	巻出 義紘	東京大学名誉教授
	山内 恭	情報・システム研究機構国立極地研究所極域データセンター長 研究教育系教授

環境影響分科会

座長	小野 雅司	国立環境研究所 客員研究員
委員	市橋 正光	神戸大学名誉教授
	今村 隆史	国立環境研究所 大気圏環境研究領域長
	小出 孝	気象庁地球環境・海洋部環境気象管理官付 オゾン層情報センター所長
	近藤 矩朗	帝京科学大学生命環境学部教授
	田口 哲	創価大学工学部教授
	竹内 裕一	東海大学生物理工学部教授

目 次

概要	1
1. オゾン層の状況	1
2. 特定物質等の大気中濃度	2
3. 太陽紫外線の状況	3
第1部　オゾン層の状況	5
1. オゾン層の形成と分布・その変動	7
1-1. オゾン層の形成・分布・破壊	7
1-2. オゾン量の変動	9
1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊	10
2. 世界と日本のオゾン層の観測状況	11
3. オゾン層の監視結果	12
3-1. 全球的なオゾン層の状況	12
3-2. 極域のオゾン層の状況	20
3-2-1. 南極域上空のオゾン層の状況	20
3-2-2. 北半球高緯度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	28
4. オゾン層の将来予測	35
4-1. 成層圏の等価実効塩素濃度とその推移	35
4-2. 三次元化学気候モデルによるオゾン層将来予測	37
4-3. 塩素・臭素化合物以外の原因が成層圏オゾン層に及ぼす影響	41
参考資料	42
参考資料1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅	42
参考資料2. オゾン層観測手法の種類	48
参考資料3. オゾン層の観測ネットワーク	51
参考資料4. オゾンデータの管理・公表	52
参考資料5. 2008年の月平均オゾン全量と比偏差の全球分布	53
参考資料6. 1979～2008年の南半球の月平均オゾン全量分布（10月）	55
参考資料7. 地上観測による南極域でのオゾン全量推移	57
第2部　特定物質等の大気中濃度	59
1. オゾン層破壊物質の種類と特性	61
2. 特定物質等の観測状況	63
3. 特定物質等の大気中濃度の監視結果	65
3-1. 特定物質等の大気中平均濃度の状況	65
3-1-1. 環境省による観測結果	65
3-1-2. 気象庁による観測結果	71
3-1-3. 大学・国際機関による観測結果	72
3-2. 日本の都市域における大気中濃度の状況	77
4. 特定物質の大気中濃度の将来予測	81
参考資料	83
参考資料1. 特定物質の特徴と用途	83
参考資料2. 北海道における特定物質等の平均濃度の経年変化	87
参考資料3. 川崎における特定物質等の平均濃度の経年変化	91
参考資料4. 北半球中緯度・南極の特定物質等の濃度（経年変化）	93
参考資料5. 成層圏における特定物質の分布状況	95

第3部 太陽紫外線の状況	97
1. 太陽紫外線の概要.....	99
1-1. 太陽紫外線の概要.....	99
1-2. 紫外線の指標.....	99
1-3. 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. 我が国の紫外線観測状況.....	105
3. 太陽紫外線の監視結果.....	108
3-1. 世界の太陽紫外線の状況.....	108
3-2. 南極域の太陽紫外線の状況.....	113
3-3. 我が国の太陽紫外線の状況.....	115
4. 太陽紫外線の将来予測.....	117
参考資料.....	119
参考資料1. 紫外線による人の健康への影響.....	119
参考資料2. 紫外線による陸域生態系への影響.....	125
参考資料3. 紫外線による水圏生態系への影響.....	127
参考資料4. 紫外線による材料の損傷.....	130
参考資料5. オゾン層破壊によるその他の影響.....	131
参考資料6. オゾン層破壊の環境影響と気候変化の関連性.....	134
第4部 巻末資料	137
1. オゾン層保護対策.....	139
1-1. オゾン層破壊物質等の概要.....	139
1-2. オゾン層保護対策の経緯.....	142
1-3. 国際的なオゾン層保護対策.....	145
1-4. 我が国におけるオゾン層保護対策.....	150
2. WMO 科学評価パネル報告書要旨（2006年）.....	166
3. UNEP 環境影響評価パネル報告書要旨（2006年）.....	193
4. IPCC/TEAP 特別報告書要旨（2005年）.....	204
5. 引用文献.....	211
6. 英略語一覧.....	213

概要

1. オゾン層の状況

■ 全球的なオゾン層の状況 (P12～)

オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて全球的に大きく減少しており、現在も減少した状態が続いている。1979 年を基準とすると、2008 年のオゾン全量は、全球規模では約 $2.4 \pm 0.1\%$ 減少している。

2008 年の全球のオゾン全量は、ほとんどの地域で参照値 (1979～1992 年の平均オゾン全量) より少なかった。特に、北半球高緯度及び南半球中高緯度では、比偏差が 5% 以上減少したところが多かった。

■ 南極域上空のオゾン層の状況 (P20～)

南極オゾンホールは 1980 年代から 1990 年代にかけて急激に拡大し、その後もほぼ毎年大規模に形成されている。オゾンホールの規模は年々変動が大きく、現時点でオゾンホールに縮小する兆しがあるとは判断できず、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

2008 年のオゾンホールの面積は 2,650 万 km^2 であり、最近 10 年 (1999 年以降) の平均を上回る規模であった。この理由として、オゾン層破壊の促進に関係する南極域上空の低温域 (-78°C 以下) の面積が 6 月から 8 月にかけて大きかったことが原因の一つと考えられる。

■ 北半球高緯度域のオゾン層の状況 (P26～)

北半球高緯度域でのオゾン全量は 1990 年以前に比べ少なくなっている。2008 年は 2 月から 4 月にかけてオゾン全量が参照値より少ない領域が観測された。2008 年 1 月以降 2 月下旬まで、北極域上空の低温域 (-78°C 以下) の面積が平年より大きかったことが原因として考えられる。

■ 日本上空のオゾン層の状況 (P28～)

札幌・つくば・那覇及び南鳥島で観測された日本上空のオゾン全量は、札幌において主に 1980 年代に減少傾向がはっきり現れており、また 1990 年代後半以降には各地点とも増加傾向が見られる。1979 年を基準とする日本上空のオゾン全量の変化量は、2008 年現在で札幌は $4.1 \pm 1.0\%$ の減少、那覇は $1.0 \pm 0.7\%$ 増加している。

2008 年の日本上空のオゾン全量は、札幌では参照値 (1971～2000 年) に比べて年間を通して「並」か「少ない」の範囲だった。つくばでは参照値 (1971～2000 年) に比べて 2 月と 5 月に少なかったが、8 月から 10 月にかけてオゾン全量が多かった。那覇では参照値 (1974～2000 年) に比べて年間を通して「並」か「多い」の範囲であり、7 月から 10 月にかけてオゾン全量が多かった。

■ オゾン層の将来予測 (P35～)

モントリオール議定書の科学評価パネル報告書 (WMO, 2007) に報告されている数値モデル予測によると、結果には幅があるものの、多数のモデルでは、今世紀中頃にはオゾン全量が 1980 年以前の状態まで回復すると予測されている。

2. 特定物質等の大気中濃度

■ 特定物質等の大気中平均濃度の状況 (P65～)

北半球中緯度域の平均的な状況を代表するとみなせる北海道の観測地点において、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年代後半以降ほぼ横ばいであり、CFC-11、CFC-113、四塩化炭素の大気中濃度は約1%/年の割合で減少している。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急速に減少している。

一方、HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b及びHFC-134aの大気中濃度については急速に増加してきた。特にHFC-134aの増加率は約8.4%/年で極めて大きい。ハロン-1301についても、増加の傾向が続いている。

■ 日本の都市域における大気中濃度の状況 (P77～)

日本の都市域を代表する川崎市で連続測定した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り、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。これらは日本における生産量等の削減及び排出抑制等が反映された効果と考えられる。一方で、HCFC-22、HCFC-141b及びHFC-134aは頻繁に高い濃度で検出されており、これらの物質が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の廃棄等に伴って大気中に放出されていることを反映しているものと考えられる。

■ 特定物質の大気中濃度の将来予測 (P81～)

CFCの大気中寿命は非常に長いので、今後、大気中濃度はきわめてゆるやかに減少すると予測されている。HCFCの大気中濃度は今後も引き続き増加し、今後20～30年でピークに達し、その後減少すると考えられているが、国際的な規制の前倒しにより、それ以前に減少することも期待される。

■ 特定物質の大気中濃度とオゾン層 (P35～)

現在の特定物質の大気中濃度は、南極域でオゾンホールが観測され始めた1980年頃に比べてかなり高い状況にあるため、成層圏オゾン層の状況が改善されるためには、これらの物質の濃度がさらに低下することが必要である。

3. 太陽紫外線の状況

■太陽紫外線の影響 (P99～)

紫外線 (UV-B) は、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらす、皮膚がんや白内障の増加、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有害な紫外線 (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加することが懸念される。

■紫外線量の推移 (P108～)

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 1990 年以降増加している。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量及び大気汚染の減少傾向に起因しているほか、雲の影響も一部考えられる。

■南極域における紫外線の状況 (P113～)

南極昭和基地における紫外線量は、オゾンホール最盛期から消滅期である 10 月以降は多めであり、特に 12 月は参照値 (1993～2007 年の平均値) に比べ多かった。オゾン全量は、2008 年 10 月後半から 11 月前半にかけて数回、参照値よりも多い時期があり、11 月後半から 12 月中旬まではオゾン全量が少なかった。この影響により、紅斑紫外線量日積算値は、10 月後半から 11 月前半にかけて数回参照値より少なく、11 月後半から 12 月中旬にかけては多くなった。

■日本国内の紫外線量 (P115～)

国内の紫外線観測地点 (札幌・つくば・那覇) に到達する紫外線量は 1990 年代初めから増加しているように見える。ただし、統計学的に見ると、この増加傾向が有意なのは札幌だけである。この傾向は、上空のオゾン量の変動に関連するものではなく、雲量の減少など気象の変化や、エアロゾル量の減少によるものと考えられる。

■太陽紫外線の将来予測 (P117～)

オゾン層破壊の影響から考えた場合、紫外線量は現在最高に近いと思われ、雲量やエアロゾルの効果が現在と変わらないとすると、今世紀半ば頃に 1980 年代以前のレベルに戻ると予測するモデルもあるが、なお不確実な部分が多い。

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

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簡単に解説する。

1-1. オゾン層の形成・分布・破壊

成層圏に存在するオゾン層

大気中オゾンのほぼ90%は地上高度10～16kmから50kmの範囲に存在している。この高度範囲は成層圏と呼ばれる大気の領域と一致する。残りの約10%は、対流圏（地表から高度10～16km）に存在する。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）をほとんど全部吸収する。地表面に生物が生存できるのは、オゾン層が有害紫外線に対するシールドとして働いているおかげである。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。しかし、過度の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。

オゾン層形成のメカニズム

成層圏では、エネルギーの高い太陽紫外線の解離作用により酸素分子が2個の酸素原子に分解し、その酸素原子がまわりの酸素分子と結合し、酸素原子3個からなるオゾン分子が生成される。

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、オゾン分子が生成される割合はある一定の高度で最大になる。

成層圏における実質的なオゾン分子の消滅は、オゾン分子と酸素原子の結合で2個の酸素分子に戻る反応である。さらに、成層圏に微量に存在する水素酸化物、窒素酸化物、塩素酸化物及び臭素酸化物が触媒反応サイクルによって実質的にオゾンを壊している（詳細は参考資料1（P42）を参照のこと）。

大気中のオゾンの濃度は、生成反応と消滅反応の釣り合いで決まる。成層圏の下層や対流圏ではオゾンの寿命が長くなるので、鉛直方向又は水平方向から運ばれるオゾン量も、その場のオゾン濃度を左右する要因となる。オゾン層の高度分布の形は、生成反応の高度分布の形を反映して、ある高度に濃度のピークを持つような形になる。大気内のオゾンの輸送は、地球上の場所や時刻によって、オゾン分布の形に微妙な変化をもたらしている。

オゾンの全球分布

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。このオゾンを含む熱帯大気は、大規模な成層圏大気の循環（赤道域で上昇して、南北方向に枝分かれし、成層圏中を中高緯度に向かい、そこで下降する大規模な平均的な流れの場で、提唱者の名前にちなんでブリューワ・ドブソン循環と呼ばれる）に乗って中高緯度の下部成層圏に運ばれる。このため、オゾン分圧で見ると中高緯度の低い高度20km付近で最大となり、赤道域上空よりも大きくなっている。

衛星観測によるオゾン全量*の全球分布を図1-1-1に示す。オゾン全量は赤道域では少なく、南北両半球とも高緯度域で多く、特にオホーツク海上空は最も多い。また、緯度方向の変化は、南半球に比べて北半球で大きく、日本上空では最も大きい。

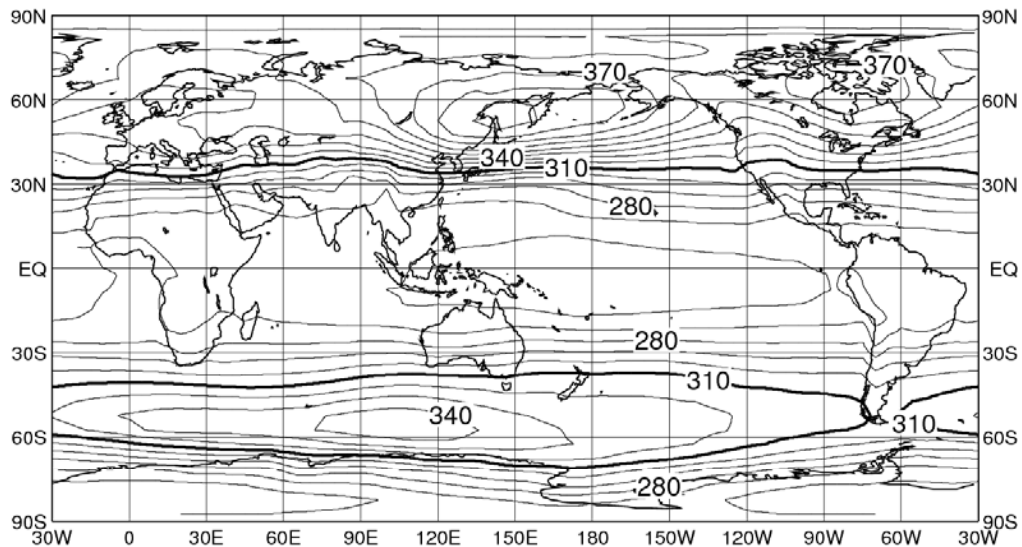


図 1-1-1 年平均全球オゾン全量の参照値（1979年～1992年の平均値）

単位はm atm-cm、等値線間隔は10 m atm-cm。NASA提供の衛星データ（TOMSデータ）をもとに作成。
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

* 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。これは、大気中のオゾンをすべて1気圧、0°Cとして地表に集めた層の厚さに相当する量である。cm単位で表した厚みを1000倍した数値が使いやすいので、便宜的にこの単位をm atm-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 m atm-cmであるから、代表的なオゾン層の厚みは3 mmだといえる。ちなみに、大気全体の厚みを同じ方法で表すと8 kmとなる。

1-2. オゾン量の変動

オゾン量は、季節により変動する。また、より長期的には QBO（準 2 年周期振動）、太陽黒点活動（約 11 年周期）などに対応した変動がある。また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。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、これらの自然要因による変動成分を正しく把握しておくことが必要である。

オゾン全量の季節変動

ある緯度幅で東西方向に平均したオゾン全量参照値の季節変動を図1-1-2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り、秋に最小となる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。

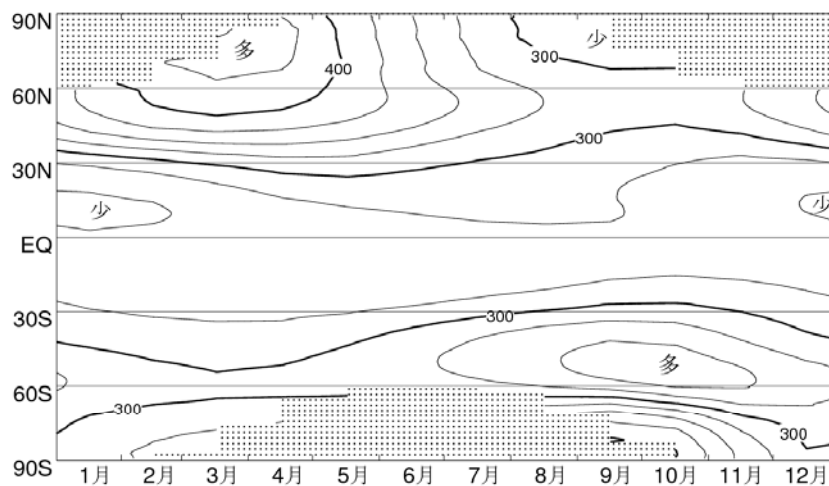


図 1-1-2 緯度別平均オゾン全量の季節変動（1979～1992 年の平均値）

単位は m atm-cm、等値線間隔は 25m atm-cm。NASA 提供の衛星データ（TOMS データ）をもとに作成。図中、極域での等値線のない点域があるのは、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:2008

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変動することは、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変動するので、太陽黒点活動の極小期と極大期間で全球平均のオゾン量は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変化するという説が提案されている。

赤道上空成層圏の風向変化(準2年周期振動)

赤道付近の下部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全球的に変動することがわかっており、赤道上空で東風のときは熱帯でオゾン全量が減少し、西風のときは中緯度でオゾン全量が減少す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。

大気の大規模循環場の変動

一般的にいて、大気の大規模な流れの強さの変動によってオゾン量は変動する。成層圏において低緯度域から高緯度域へのオゾン輸送量が多くなると高緯度域におけるオゾン量が多くなる。こういった成層圏大気の大規模循環の長期的変動がオゾン層に与える変動については、詳しいことはまだよくわかっていない。また、対流圏の循環場の変動とオゾン層との関連も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。

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。

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 (HO_x)、窒素酸化物 (NO_x)、塩素酸化物 (ClO_x)、臭素酸化物 (BrO_x) などには、自然界の大気供給源に加えて、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。水素酸化物は自然界の水に比べれば人為起源のものは問題にならない。窒素酸化物の起源物質としては、一酸化二窒素と上空に直接排出される NO_x が人為起源物質として問題になる。 ClO_x と BrO_x には自然界の発生源として塩化メチルと臭化メチルがあるが、 ClO_x に対してはクロロフルオロカーボン (CFC) などの人為起源物質が凌駕しており、 BrO_x に対しては臭化メチルやハロンがある。臭化メチルは自然起源と人為起源が拮抗する。

2. 世界と日本のオゾン層の観測状況

オゾン層の観測は、気球などを使って測定器を上空まで運び、その場でオゾン分子の濃度を直接測る方法と、オゾン分子による光の吸収や発光を用い間接的に濃度を算出する遠隔測定方法がある。遠隔測定では主に大気中の積分全量を計測するが、方式によっては高度分布まで測定できる。また、測定器を載せるプラットフォームにより、地上からの観測、人工衛星からの観測、気球を用いた観測などに分類できる。

地上観測体制

世界のオゾン観測地点を図 1-2-1 に示す。各観測点は北半球中緯度の陸上に偏在しており、低緯度、南半球、海洋等では、観測点の密度がまだ不十分といえる。我が国では現在、札幌・つくば（館野）・那覇・南鳥島・南極昭和基地において気象庁が観測を行っている。

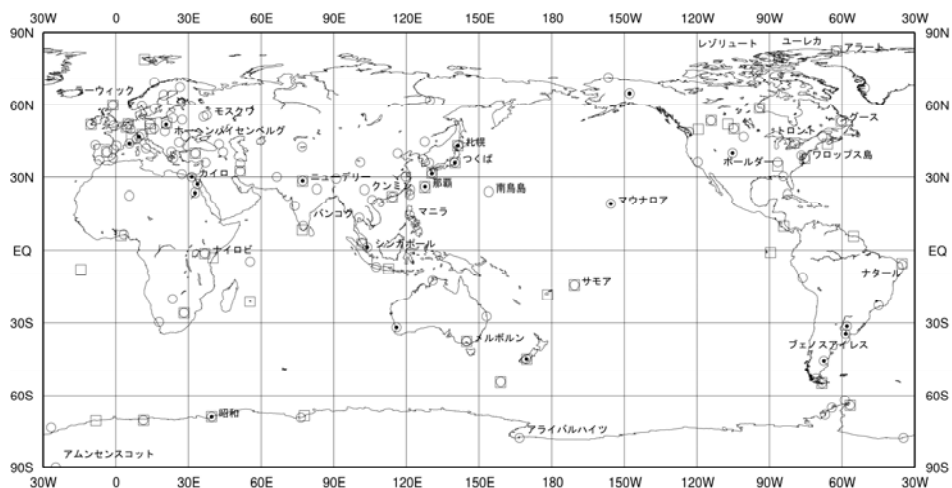


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2004-2008年)

全量観測は 130 地点 (○印)、反転観測は 21 地点 (●印)、オゾンゾンデ観測は 56 地点 (□印)。
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

衛星観測体制

人工衛星搭載センサーによる観測は、同一の測定器で全球を広くカバーし、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 及び ILAS-II 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も信頼性のある米国製衛星観測器 TOMS と OMI で得られたデータ*を基に解析を行っている。

* 気象庁では、2007年12月以降の OMI 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利用していない。

3. オゾン層の監視結果

3-1. 全球的なオゾン層の状況

(a) 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。そのためオゾン量の観測値から、季節変動、太陽黒点活動の変化（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を取り除き、さらに、EESC（等価実効成層圏塩素）*による影響のうち季節変動によるものを除くことによって、EESC の長期変化及び未知の要因に由来するオゾン量のトレンドを抽出することができる。

トレンドの評価方法およびその留意点

オゾン量の観測値から既知の自然要因による変動成分を取り除いた後のオゾン量の変化に対し、その変化が EESC にほぼ比例していると仮定して、EESC の変化の関数を用いたフィッティングを行った。例として中低緯度地域（北緯 60 度～南緯 60 度）におけるオゾン全量の変化に対し EESC の変化関数を用いたフィッティング（以降、単に EESC フィッティングと記す）を行った結果を図 1-3-1 に示す。図からわかるように、中緯度地域のオゾン全量は EESC の長期変化にほぼ対応して推移している。また、オゾン量の長期的な変化はその特徴から、1980 年代のほぼ直線的な減少傾向、1990 年代前半から後半にかけての減少傾向の緩和、及び 1990 年代後半からのほぼ横ばい傾向に分類できる。

本報告書では、オゾン量のトレンドとして、EESC がほぼ直線的な増加傾向にあった 1979～1989 年（以下、便宜的に 1980 年代と呼ぶ）の期間及び EESC が減少傾向に変化した 1998 年以降の 2 つの期間に着目して、それらの期間の 10 年当りのオゾンの変化量を求めることとした。具体的には、1980 年代のオゾン量のトレンドを求めるにあたっては、既知の自然要因による変動成分を取り除いたオゾン量データに対し EESC フィッティングを施し、フィッティング曲線上の 1979 年の値と 1989 年の値の差から 1980 年代における変化量を求め、10 年当たりのオゾン量の変化（10 年間のパーセント変化）としてトレンドを表記した。また、フィッティング曲線上の 2008 年の値（ y_1 ）と 1979 年の値（ y_0 ）との差を百分率（ $(y_1 - y_0) / y_0 \times 100$ (%)）することで、1979 年を基準とした 2008 年の比偏差 (%) の評価も行っている。なお、本報告書では、観測値を参照値などの基準となる値と比較する際、その差を絶対量で示す場合には「偏差」、百分率で示す場合には「比

* EESC（等価実効成層圏塩素:Equivalent Effective Stratospheric Chlorine）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。

偏差」として表している。

1998 年以降のトレンドについては、自然要因による変動成分を取り除いた 1998 年以降のオゾン量データに直線回帰を当てはめて 10 年当たりのオゾン量の変化量を見積もった。

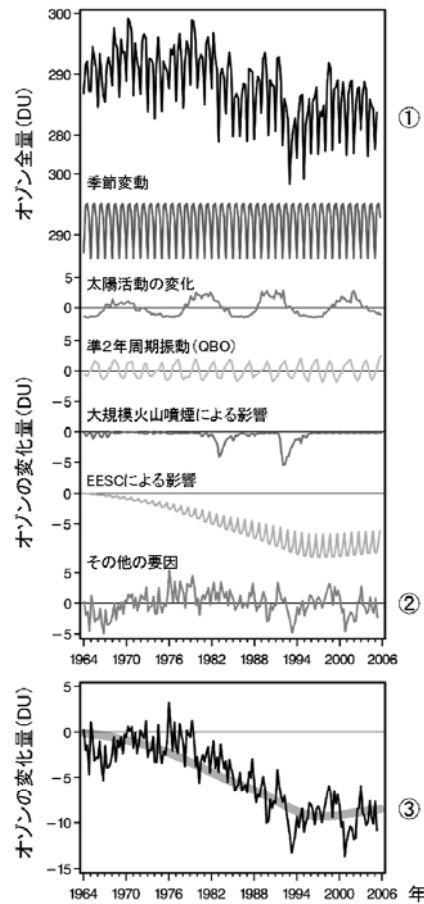


図 1-3-1 EESC フィッティング解析概念図

①の部分は中低緯度地域（北緯 60 度～南緯 60 度）における地上観測から算出されたオゾン全量の変化。既知の季節変動要因（季節変動、約 11 年周期の太陽活動、準 2 年周期振動、大規模火山噴煙の影響）及びオゾン層破壊物質による影響を取り除いたものが②となる。下の図（③）の黒線は地上観測データから算出されたオゾン全量の変化（①）から既知の自然変動要因及び EESC による影響のうちの季節変動成分を取り除いたオゾン全量の変化を示す。また、灰色の太線は黒線で示したオゾン全量の変化を EESC の変化関数でフィッティングした結果を示す。

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

(b) オゾン全量のトレンド

地上及び衛星からの観測による月平均オゾン全量の比偏差（1970～1980 年の平均値を基準とする）の推移を図 1-3-2 に示す。オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて全球的に大きく減少しており、現在も減少した状態が続いている。1980 年代のオゾン全量変化量を求めると、全球平均では $1.8 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球では $1.4 \pm 0.2\%/10$ 年、南半球では $2.1 \pm 0.2\%/10$ 年の減少傾向が得られた。1979 年を基準とする 2008 年現在の変化量は、全球平均で約 $2.4 \pm 0.1\%$ 減少している。

この減少傾向は、周期性のある既知の自然変動要因のみからは説明できず、CFC 等の大気中濃度の増加が主要因であると考えられる。特に 1980 年代以降の南極域上空のオゾンホールが発達は、大気中の CFC 等の濃度増加によると考えることが最も妥当である。

北半球では、1993 年頃に最小値を記録したが、これは、ピナトゥボ火山噴火（1991 年 6 月）の影響で、成層圏のエアロゾル粒子が増加し、その粒子表面での不均一反応のためオゾン破壊が促進されたためと考えられている。

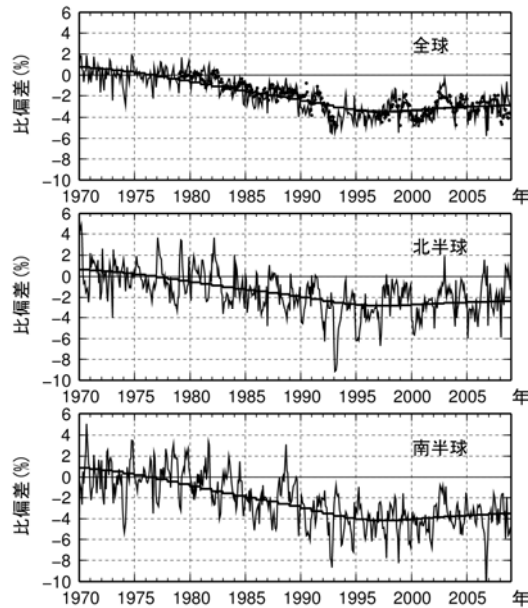


図 1-3-2 世界のオゾン全量比偏差の推移

実線は世界の地上観測によるオゾン全量比偏差。滑らかな実線はEESCフィッティング曲線。●印は衛星観測データ（北緯70度～南緯70度）によるオゾン全量比偏差。比較の基準である参照値は1970～1980年の平均値。季節変動、太陽活動及びQBOの影響を除去。上段から全球、北半球、南半球のオゾン全量の変化を示す。全球の地上観測点数は63地点。北半球は55地点、南半球8地点。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

(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全球分布

観測されたデータによる2008年の緯度帯別オゾン全量の1979年比を図1-3-3に示す。地上観測（左図）では、北半球の中緯度と南半球の南緯30度以南で顕著な減少を示している地点が多い。衛星観測（中図）でも低緯度では減少量は少ないものの、どの緯度でも有意な減少がみられ、減少は高緯度ほど大きくなっている。北半球の北緯30度以北ではほぼ同程度の減少がみられるが、南半球では高緯度ほど減少が大きい。一方、1998年以降のオゾン全量（右図）は、地上観測、衛星観測ともに北半球中緯度に増加傾向がみられるが、力学的な要因が寄与している可能性があり、また、成層圏の塩素量は現在、ピークを過ぎたとしてもその減少量はわずかであるため、塩素量の減少に伴ってオゾン全量が増加に転じたとみることはできない。

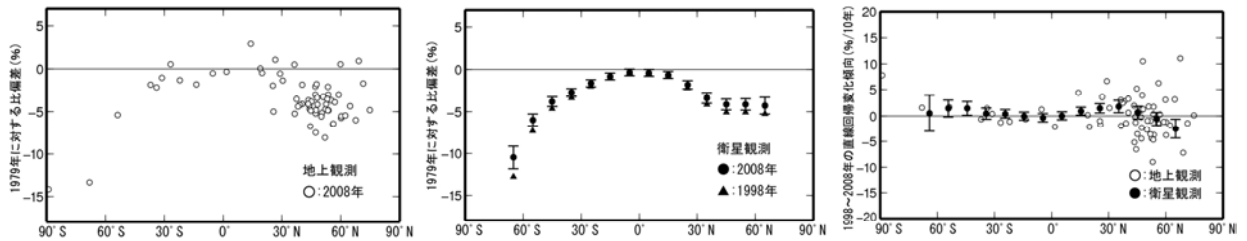


図 1-3-3 オゾン全量緯度別トレンド

年平均オゾン全量の緯度別トレンド。左図は地上観測データ（観測点毎）、中図は衛星観測データ（緯度帯毎）。2008年オゾン全量の1979年に対する比偏差（%）でありEESCフィッティングを用いて求めたもの。中図の▲印は、EESCフィッティング曲線がほぼ最小値となる1998年におけるオゾン全量の1979年比（%）。右図は地上データ（○印）と衛星観測データ（●印）の1998～2008年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（%/10年）。中図と右図の衛星観測データの左右の横線は95%信頼区間の範囲。世界の観測地点（66地点）のオゾン全量データ及びNASA提供の衛星観測データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

オゾン全量トレンドの季節変動（衛星データ）

衛星観測データによるオゾン全量トレンドの全球分布を示すため、1979年を基準とした2008年オゾン全量の比偏差の全球分布を図1-3-4に示す。

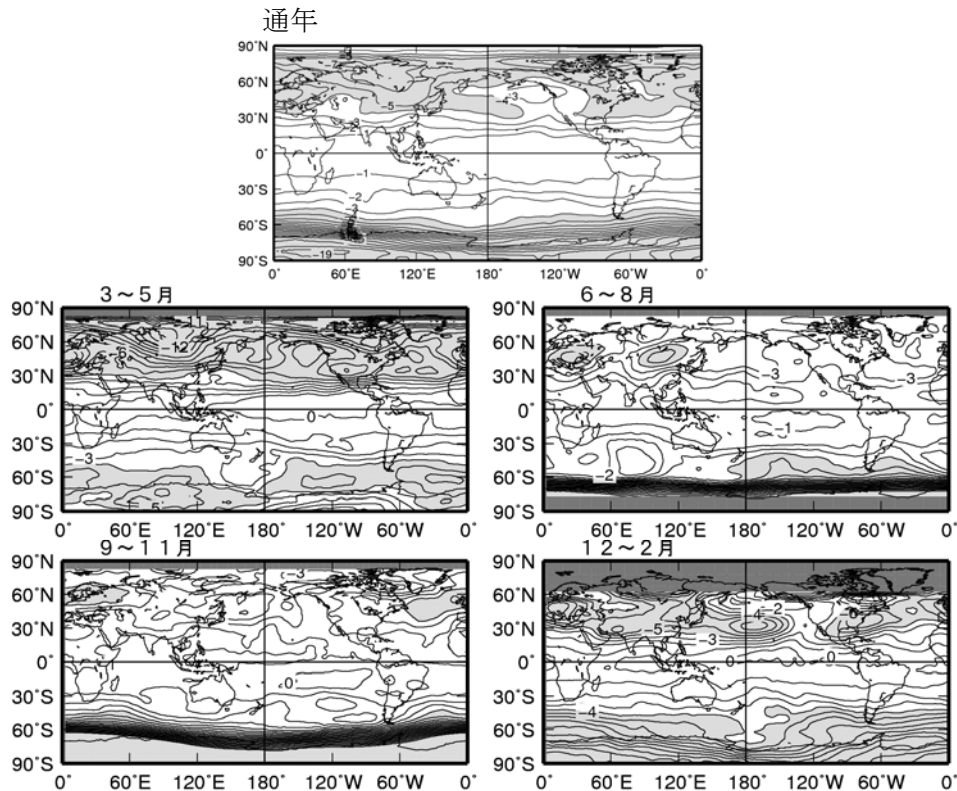


図 1-3-4 オゾン全量の 1979 年に対する比偏差の全球分布（通年、季節別）

2008年オゾン全量の1979年に対する比偏差（%）の分布。EESCフィッティングにより求めたもの。上段：通年、中段左：3～5月、中段右：6～8月、下段左：9～11月、下段右：12～2月。等値線間隔は1%。薄い陰影部は比偏差が-4%を超える領域。濃い陰影部は欠測域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意。NASA提供の衛星データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、緯度別・月別オゾン全量の比偏差を図1-3-5に示す。北半球の高緯度では3～4月に、南半球中・高緯度では8～12月にオゾン全量の比偏差が大きい。

両半球高緯度域の春季に特に顕著な減少傾向があるのは、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（P46参照）。

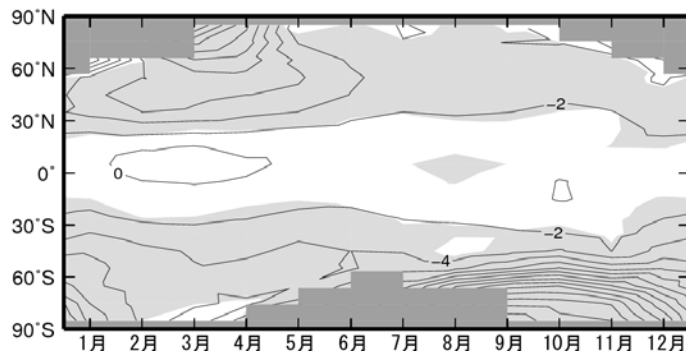


図 1-3-5 緯度別・月別オゾン全量の 1979 年に対する比偏差

2008年オゾン全量の1979年に対する比偏差の月別分布。EESCフィッティングを用いて求めたもの。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間の範囲がすべて負である領域。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提供の衛星データから作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

(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(全球)

オゾンの鉛直分布のトレンドをみるため、2008年のオゾン量の1979年に対する比偏差の緯度高度分布を図1-3-6に示す。北半球、南半球とも、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。

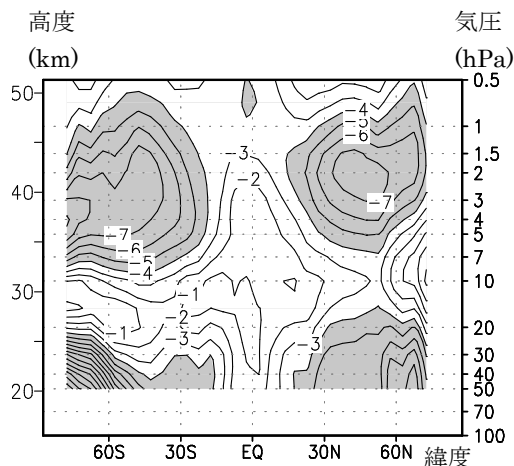


図 1-3-6 オゾン量の 1979 年に対する比偏差の緯度・高度分布

2008年オゾン量の1979年に対する比偏差(%)。EESCフィッティングにより求めたもの。等値線間隔は1%。陰影部は比偏差が-4%を超える領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があるため、観測できない時期を除いた月別値から計算した。NOAA提供の衛星データ（SBUV/2データ）から作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

1980 年代におけるオゾンの変化量の高度分布(北半球・南半球中緯度)

北半球・南半球中緯度におけるオゾンの高度別のトレンドを図1-3-7に示す。

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（詳しくは参考資料1（P42）参照のこと）。

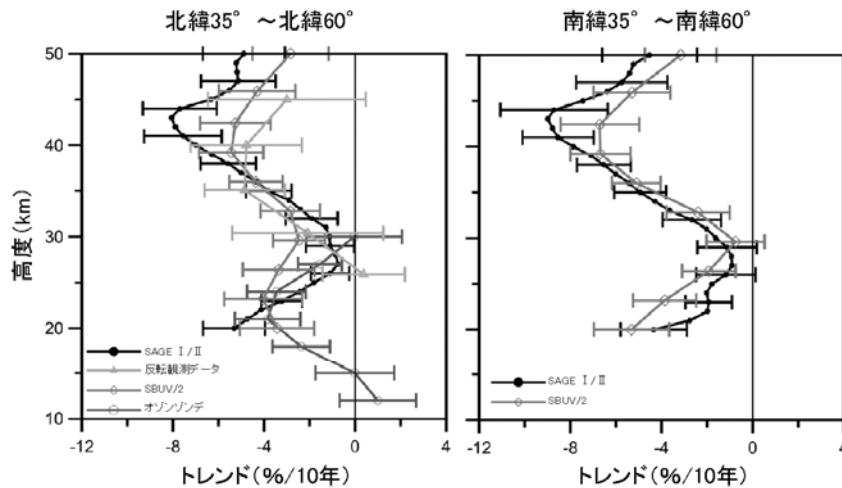


図 1-3-7 1980 年代におけるオゾンの変化量の高度分布

1980～2004 年の SAGE I/II、SBUV/2、オゾンゾンデ、反転観測データをもとに作成した北半球中緯度(左)と南半球中緯度(右)の高度別オゾンのトレンド (%/10 年)。EESC フィッティングを行い、1980 年代における変化量で示す。実線がトレンド。誤差棒は標準偏差の 2 倍 (95% 信頼区間に相当) の大きさを示す。Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)より。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

(e) 2008 年のオゾン全量の状況

2008 年のオゾン全量比偏差の全球分布

2008年のオゾン全量比偏差の全球分布を図1-3-8に示す。2008年の全球のオゾン全量は、ほとんどの地域で参照値より少なかった。特に、南半球の中高緯度では比偏差が5%以上減少したところが多かった。北半球でも高緯度では5%以上減少したところが多かった。赤道付近に帯状に参照値よりも多い領域があるが、これはQBO（準2年周期振動）の影響と考えられる。

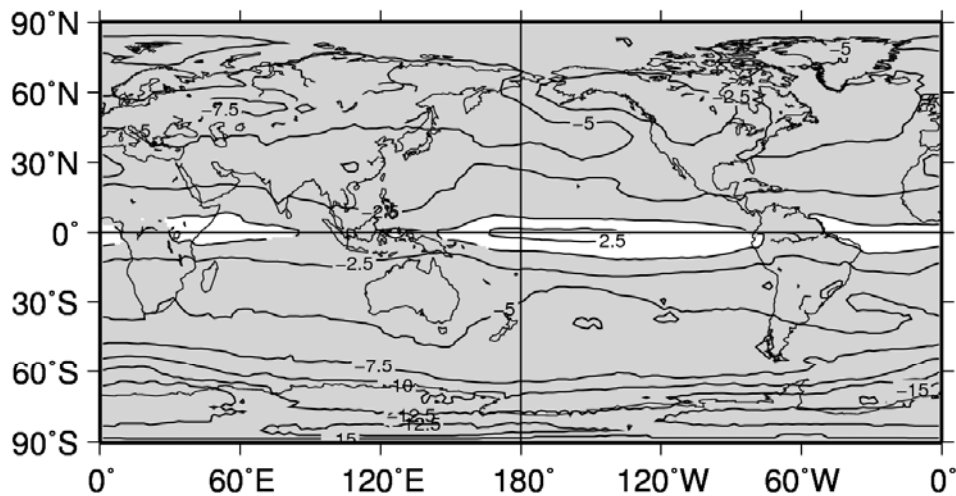


図 1-3-8 2008 年のオゾン全量比偏差の全球分布

月平均オゾン全量の比偏差（%）の2008年通年平均分布。等値線間隔は2.5%。比較の基準である参照値は1979～1992年の平均値。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計算した。NASA提供の衛星観測データから作成。※口絵III参照。
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

2008 年の全球平均及び緯度帯別平均オゾン全量比偏差の推移

緯度別平均オゾン全量月平均値の年間の推移を図 1-3-9 に示す。北緯 60 度～南緯 60 度の平均で比偏差を見ると、すべての月で参照値算出期間の標準偏差を下回っている。ただし、使用した NASA 提供の 2008 年の衛星観測データに地上観測との差異が見られ、2008 年の衛星観測によるオゾン全量は両半球中緯度において少なめであることに留意する必要がある。

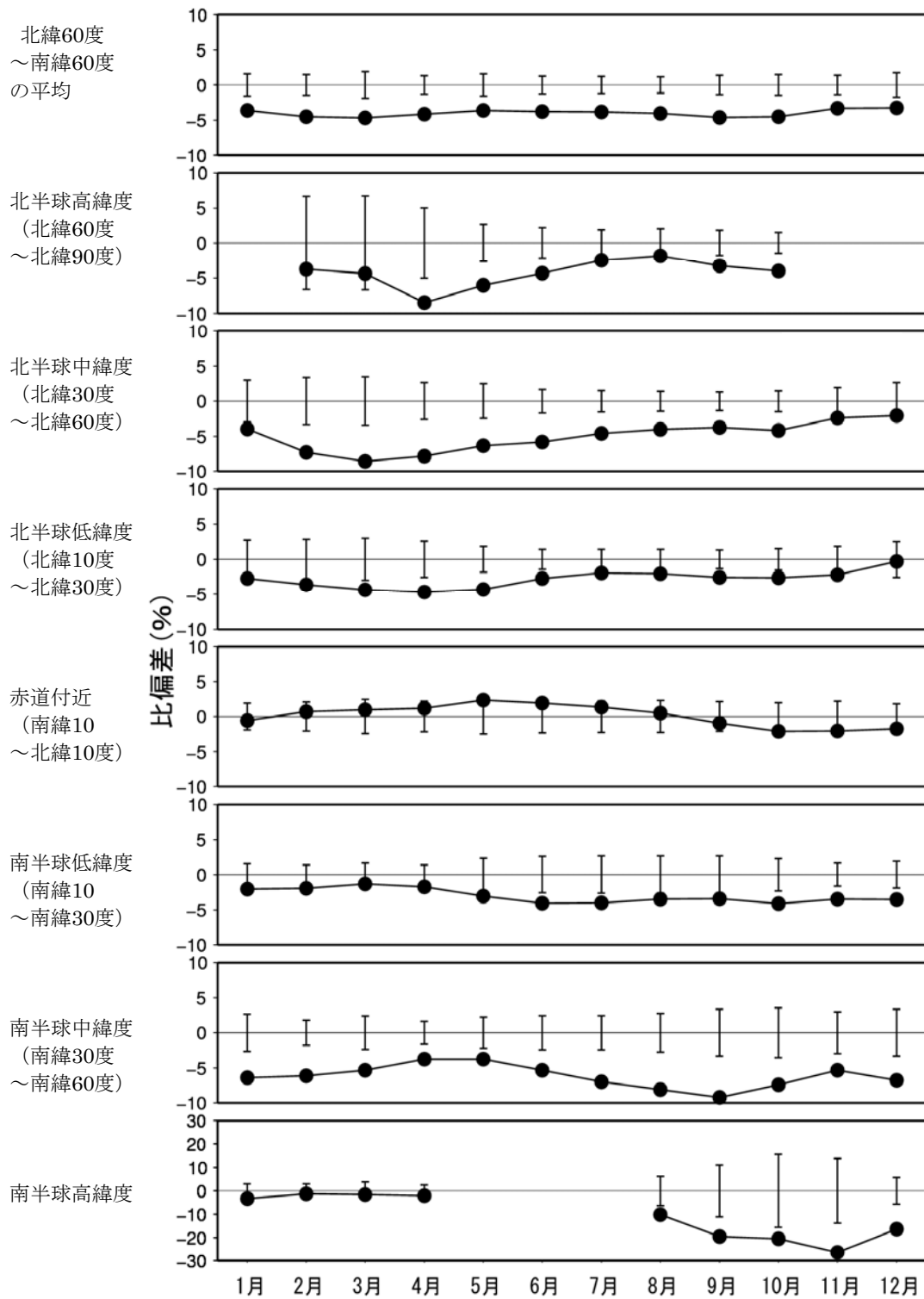


図 1-3-9 2008 年における緯度帯別平均オゾン全量の月平均値比偏差(%)の推移
 縦線は参照値の標準偏差。参照値は1979～1992年の平均値。北緯60度以北の1月と11、12月及び南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測できないため示していない。NASA提供の衛星データから作成。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

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。南極域上空のオゾン層の状況に関して、オゾン全量の経年変化、高度別トレンド、及び 2008 年のオゾン全量は以下のとおりである。

(a) オゾン全量の経年変化

オゾンホールの経年変化(衛星データ)

オゾンホールの面積、最低オゾン全量及びオゾン欠損量（破壊量）の極値の経年変化を図1-3-10に示す。南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代にかけて急激に拡大し、その後増加傾向が緩やかになっているものの、依然として大きい状態が続いていることがわかる。

2008 年のオゾンホールは、面積、オゾン欠損量ともに最近 10 年間（1999 年以降）の平均を上回る規模であった。オゾンホールはほぼ毎年大規模に形成されており、年々変動が大きく、現時点でオゾンホールに縮小の兆しがあるとは判断できず、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

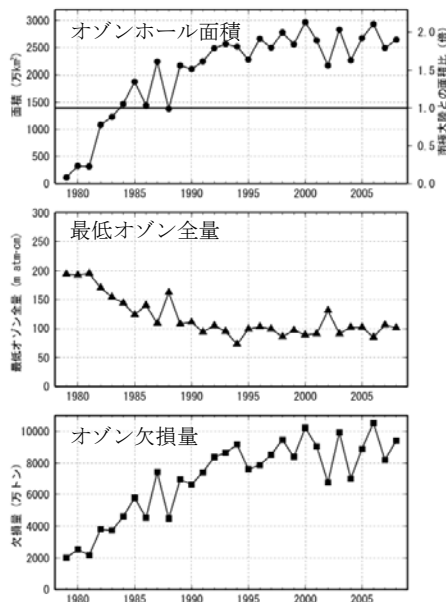


図 1-3-10 オゾンホールの三要素の経年変化（1979～2008 年）

1979～2008年のオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量の年極値の変化。NASA提供の衛星データをもとに作成（主にTOMSデータを使用。1995年はTOVS の高分解能赤外放射計のデータ、2005 年以降はOMIデータを使用）。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

（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、オゾンホールの面積、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（オゾン全量の全球平均値）に回復させるために必要なオゾンの質量

南極域で 220m atm-cm 以下の領域がみられなくなった日の経年変化

図1-3-11に、オゾンホールの目安である220m atm-cm以下の領域が消滅した日の経年変化を示す。消滅日は1990年頃まで年々遅くなる傾向があった。1990年代は12月に消滅することが多く、2000年以降は2002年に早く（11月中）消滅した他は、12月中旬に消滅している。2008年の消滅日は12月28日と遅かった。

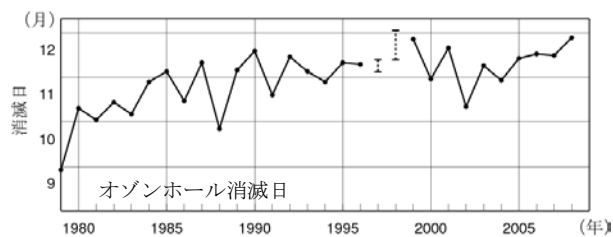


図 1-3-11 南極域で 220m atm-cm 以下の領域がみられなくなった日の経年変化

1979～2008年の220m atm-cm以下の領域が消滅した時期の推移。NASA提供の衛星データをもとに作成。ただし、1995年はSBUV/2、2005年以降はOMIのデータをもとに作成した。なお、1997年及び1998年は、衛星データの一部（1997年12月5日～13日、1998年12月13日～1999年1月2日）が得られていないため、消滅日を特定できていないが、破線で示した期間中に消滅したと推定される。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

月平均オゾン全量の経年変化(昭和基地上空)

オゾンホールの縁辺となることが多い南極昭和基地における春～秋季にかけての月平均オゾン全量の経年変化を図1-3-12に示す。オゾンホールの時期にあたる9月から12月のオゾン量が、1980年頃から長期的に減少している。2008年のオゾンホール時期のオゾン全量は、9月から10月にかけて2007年と同程度であり、11月は2007年よりも少なかったが、いずれも1990年代後半と同程度だった。なお、2002年の9月から11月にオゾン全量が大きく増加しているのは、9月に南極域で大規模な成層圏突然昇温が発生し、成層圏の気温が過去50年で最高となるような特異な気象条件となり、オゾン破壊が大規模に進まなかったことによる。

本観測データについて解析を行うと、1979年を基準とする2008年現在の変化量は、通年で13.3%の減少、9～11月に限ると27.3%減少している。

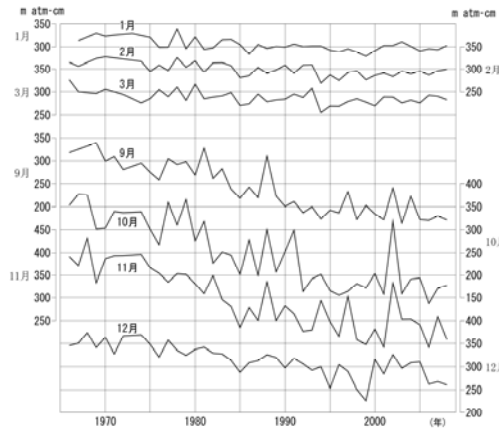


図 1-3-12 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年 1～3 月、9～12 月）
（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

(b) 高度分布のトレンド

南極昭和基地上空における1980年以降の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1-3-13に示す。

2008年のオゾン分圧の1979年比の鉛直分布（図上段）をみると、通年では高度15km付近でのオゾン減少が大きく、春季（9～11月）は特に顕著である。また、1998年以降の変化量（図下段）には、通年、春季ともに特に顕著な傾向は見られず、オゾン分圧が低い状態が続いている。

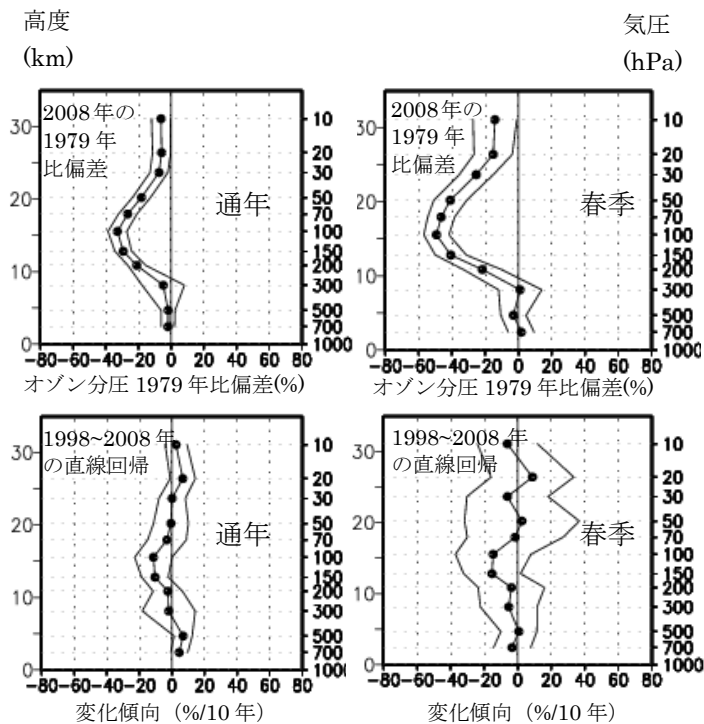


図 1-3-13 南極昭和基地におけるオゾン分圧のトレンドの高度分布

●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。上段は、EESC フィッティングによる2008年オゾン分圧の1979年に対する比偏差（%）。下段は、1998年以降2008年までのデータを用い、直線回帰で求めた変化量（%/10年）である。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。左は月別値から、右が春季（9～11月）の値から求めた変化。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

(c) 2008 年の南極域におけるオゾン全量 オゾンホール規模の推移(衛星観測)

オーラ衛星のOMIの日別値から求めた2008年オゾンホールの規模の推移を図1-3-14に示す。

2008年のオゾンホールは、8月下旬に発生し、9月12日に2008年の最大の面積である2,650万km²にまで発達した。オゾン欠損量は10月3日に2008年の最大値である9,420万トンとなった。その後、12月半ばまで、過去の同時期と比べ大きい規模で推移し、12月中旬には過去の同時期と比べ最大規模となった時期があった。その後、12月28日にオゾンホール面積はゼロになり消滅した。

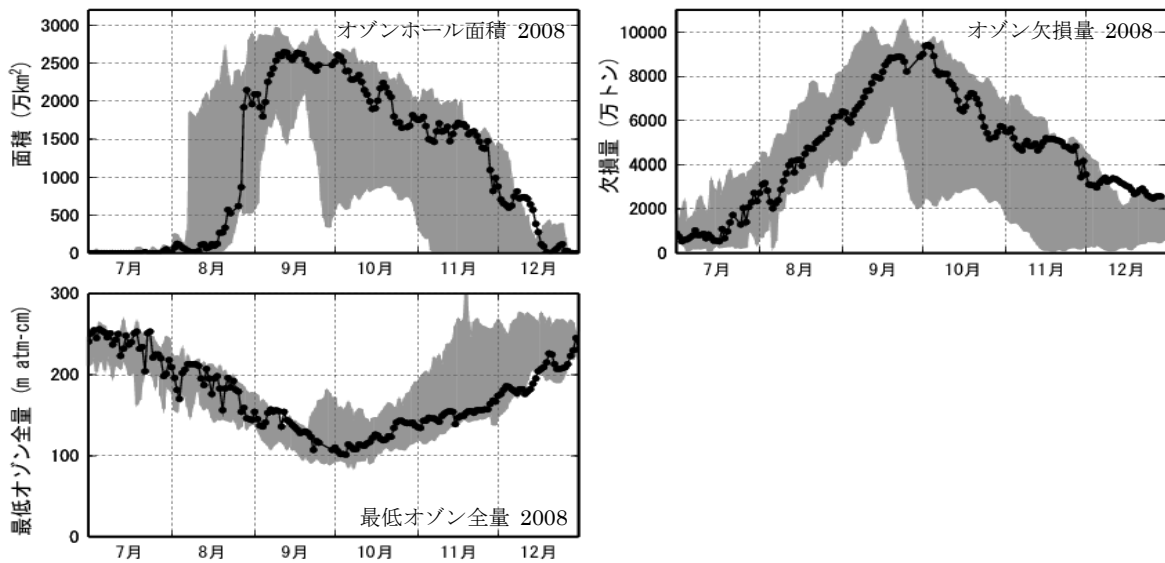


図 1-3-14 オゾンホールの規模の推移 (2008 年 7 月～2008 年 12 月)

●印は2008年の日々のオゾンホールの規模。陰影部の上端と下端は1998～2007年の日別値の最大及び最小値を示す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

月平均オゾン全量・日別オゾン全量の推移(南極昭和基地の地上観測)

昭和基地上空の月平均オゾン全量を図1-3-15に示す。2008年は、6月を除いて参照値より少なく、1981～2000年の平均値と比べても、7月、9月、11月、12月は顕著に少なかった。

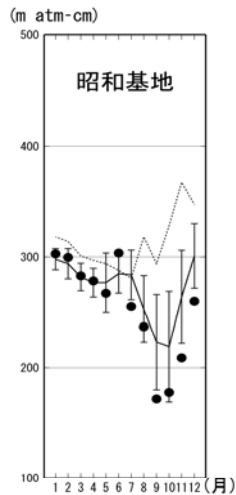


図 1-3-15 南極昭和基地における月平均オゾン全量の推移（2008 年）

●印は2008年の月平均値。点線（参照値）は1961～1980年の平均値。折線（実線）は1981～2000年の平均値で、縦線はその標準偏差である。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を図1-3-16に示す。

9月から11月にかけて、オゾンホールを目安である 220m atm-cm を下回る状態がほぼ継続していた。10月16日には2008年の最小値である 140m atm-cm を記録した。12月以降は 220m atm-cm を上回るようになった。

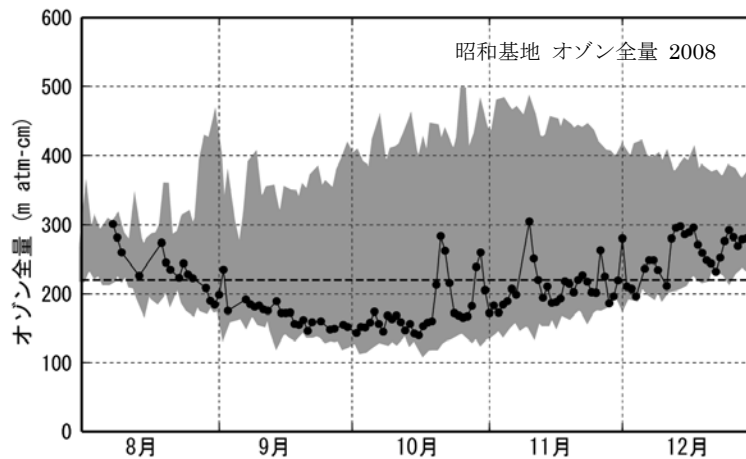


図 1-3-16 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2008年8月～2008年12月）

●は2008年の観測値（日代表値）。陰影部の上端と下端は観測開始(1961年)以来の最大及び最小値。横太線はオゾンホールの目安である 220m atm-cm の値。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

2008 年のオゾンホールが比較的大規模であった要因

2008 年のオゾンホールは、最近 10 年（1999 年以降）の平均を上回る規模であったが、これは、オゾン層破壊の促進に関係する南極域上空の低温域（ -78°C 以下）の面積が 6 月から 8 月にかけて大きかったことが原因の一つと考えられる。

（参考） 南極域上空の最低気温等の推移（2008 年）

オゾンホールの形成に大きな役割を果たす極域成層圏雲は、 -78°C 以下の低温状態が持続する場合に生成される。

図1-3-17に、2008年の南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の面積の推移を示す。2008年の南極域の日最低気温は、4月から7月にかけて平年より低めに推移した。8月から10月半ばまではほぼ平年なみに推移し、10月後半から11月前半にかけては平年より高くなった。 -78°C 以下の面積の推移をみると、5月から8月初めまで平年より大きな状態で推移した。8月上旬に急激に減少し、ほぼ平年なみになったものの、8月後半には再び平年より大きな状態となり、9月まで大きい状態が続いた。

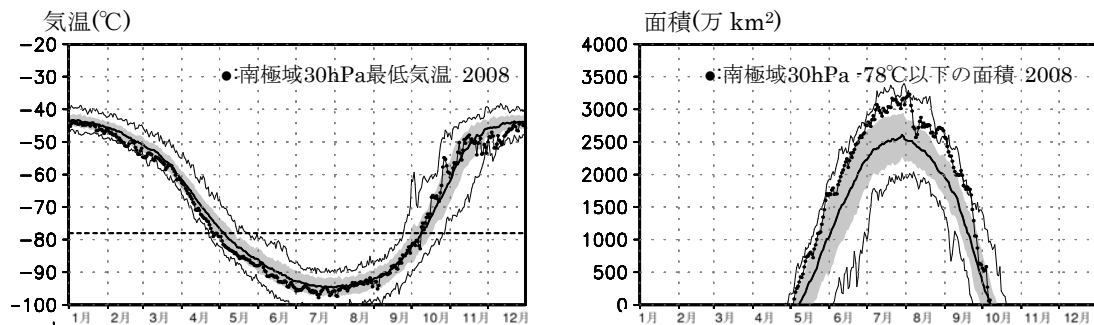


図 1-3-17 南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の領域の面積の推移
(2008 年 1 月～2008 年 12 月)

南緯60度以南の30hPa(高度約23km)面における日別の最低気温の推移(左図)と極域成層圏雲の出現する目安となる -78°C 以下の領域の面積の推移(右図)。**●**印は2008年の値を示す。陰影中の実線は1979～2007年の累年平均値。陰影外の細実線は同期間の最高値及び最低値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C 。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

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、オゾン層の推移、及び2008年のオゾン全量は以下のとおりである。

(a) 北半球高緯度域のオゾン層の推移

北半球高緯度域のオゾン層の状況を見るために、北半球高緯度域の3月の月平均オゾン全量偏差を図1-3-18に示す。衛星データによると、1990年以降、データの無い1995、1996年を除き、20m atm-cm以上の負偏差が17年のうち12回現れており、北半球高緯度域でのオゾン全量は1990年以前に比べ少なくなっている。なお、TOMSデータの無い1995、1996年については、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きな減少が観測されている（NOAA,2005）。ラーウィック（英国）での地上観測の結果でも、1990年以降、春季に顕著なオゾン減少が現れており、特に1996、1997、2005年は大規模であった。このうち2005年は、約80m atm-cmの負偏差がみられた。高緯度域のオゾン全量の経年変化は長期的にはEESC（P12脚注参照）に対応した変化を示すが、1990年以降、年ごとの変動が大きくなっている。

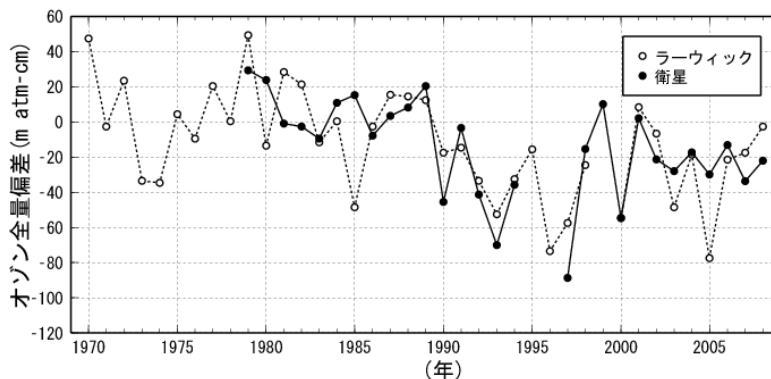


図 1-3-18 北半球高緯度域の3月のオゾン全量偏差の推移

●印はNASA提供のTOMS及びOMIデータをもとに気象庁で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の参照値（1979～1992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）の3月の平均オゾン全量の1979～1992年の平均値からの偏差を示す。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

(b) 2008 年の北半球高緯度域のオゾン層の状況

衛星観測（OMIデータ）によれば、2008年2月から4月にかけて北半球の中高緯度ではオゾン全量が参照値より少なく、比偏差が-10%以下である領域がみられた。特に3月の月平均では中央アジア上空から東シベリア上空にかけて-15%を下回る領域があった。

北極域は南極域と違って安定した極渦が発達しにくく、その年の気象条件によって、低温域が広がったり狭かったりと変動しやすい。2008年の北極域の下部成層圏の最低気温、及び-78℃以下の面積の推移を図1-3-19に示す。2008年の北極域の下部成層圏の最低気温の推移をみると、1月から2月中旬まで平年よりも低かった。極域成層圏雲出現の目安である-78℃以下の領域の面積の推移をみると、1月から2月下旬まで平年の面積よりも大きく、特に1月中旬には1979年以降で最大の面積となった時期があった。このような成層圏の低温と対応して、北極域のいくつかの地上観測点において、極域成層圏雲が出現したとの報告がなされている (http://www.ozone-sec.ch.cam.ac.uk/EORCU/reports/wr0708_update.pdf)。

成層圏の塩素濃度が依然高い状況のもとでは、低温域が広がる気象状況になれば、今後も顕著なオゾン減少が北極域で生じると予想され、観測結果について引き続き注目していく必要がある。

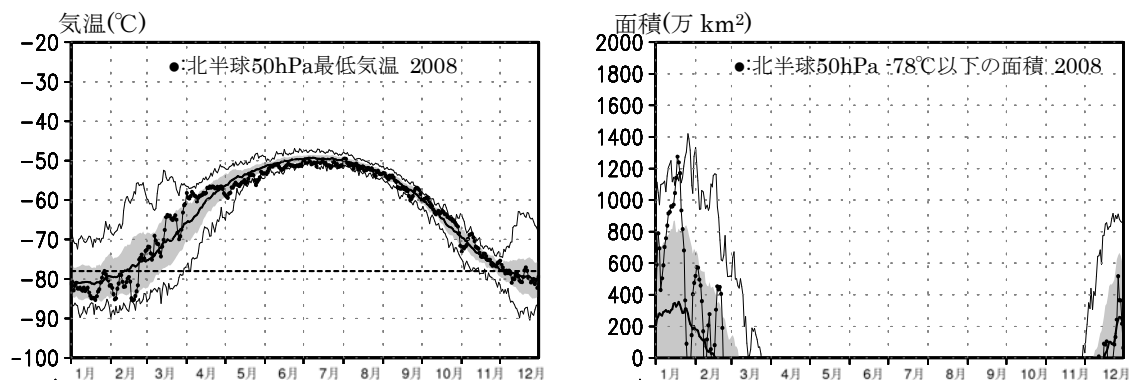


図 1-3-19 北極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が-78℃以下の領域の面積の推移（2008年）
北緯60度以北の高度約20km面における日別の最低気温の推移(左図)と極域成層圏雲の出現する目安となる-78℃以下の領域の面積の推移(右図)。●印は2008年の値を示す。陰影中の実線は1979～2007年の累年平均値。陰影外の細実線は同期間の最高値及び最低値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安である-78℃。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

3-3. 我が国におけるオゾン層の状況

(a) 日本上空のオゾン全量のトレンド

オゾン全量の推移

札幌、つくば、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の推移を図1-3-20に示す。なお、この図は実測値を加工しておらず、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。日本上空のオゾン全量は、札幌において主に1980年代に減少傾向がはっきり現れており、また1990年代後半以降には各地点とも増加傾向が見られる。

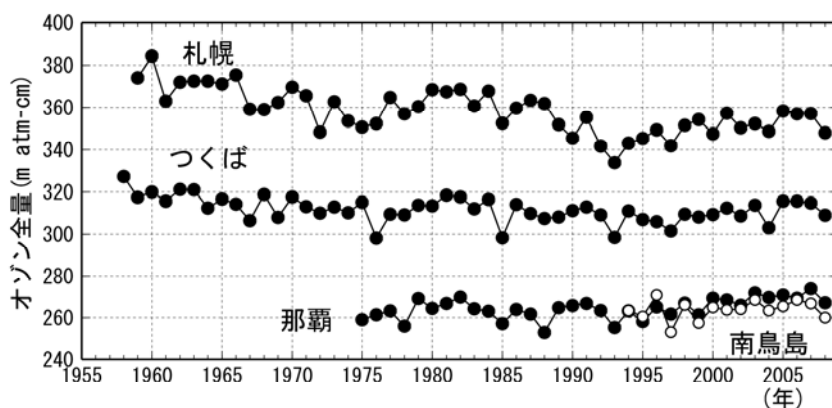


図 1-3-20 日本上空のオゾン全量の年平均値の推移（1958～2008年）

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始から2008年までの年平均値の経年変化（ただし、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は除去していない）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

日本上空のオゾン全量のトレンド

国内3地点の通年及び各季節のオゾン全量トレンドを図1-3-21に示す。

2008年のオゾン全量の1979年比が統計的に有意な減少トレンドを示しているのは、札幌の通年及び全季節である。つくばでは秋季に有意な増加がみられ、通年及び他の季節に有意な増加減少はみられない。那覇では通年と夏季と秋季に有意な増加がみられる。1998年以降の変化量をみると、いずれの地点においても通年に有意な増加がみられ、つくばでは春季と夏季に、那覇では春季、夏季、秋季に有意な増加をしている。ただし、北半球中緯度の増加傾向は、大気の流れに関係した力学的要因が寄与している可能性があり、成層圏の塩素量の減少にともなった変化とみることはできない。また、対流圏オゾンの寄与の可能性も考えられる。

1979年を基準とする日本上空のオゾン全量の変化量は、2008年現在で札幌は $4.1 \pm 1.0\%$ の減少、那覇は $1.0 \pm 0.7\%$ 増加している。

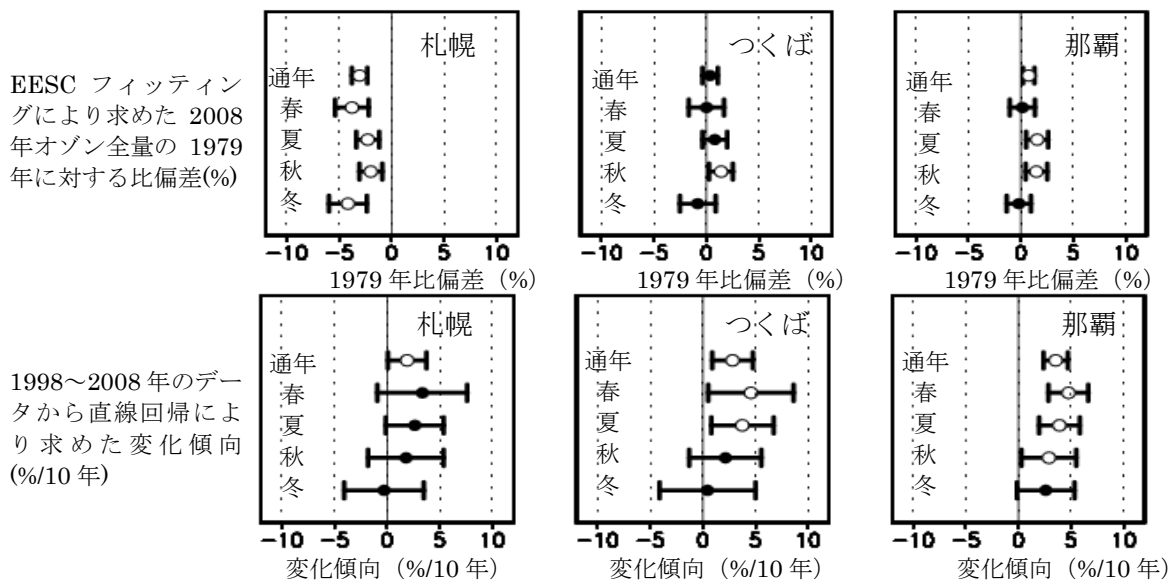


図 1-3-21 日本上空のオゾン全量のトレンド

EESCフィッティングにより求めた2008年オゾン全量の1979年に対する比偏差(上段、%)と、1998～2008年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(下段、%/10年)を○印及び●印で示した。統計的に有意な減少あるいは増加トレンドは○印で示した。○印及び●印についている横線は95%信頼区間の範囲。通年、春、夏、秋、冬は、それぞれ1～12月、3～5月、6～8月、9～11月、12～2月である。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

(b) 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

国内3地点におけるオゾンの鉛直分布のトレンドを図1-3-22に示す。

1979年を基準にした2008年のオゾン量の比偏差(図上段)をみると、どの地点においても高度20km付近の領域で減少が大きい。また、札幌とつくばでは高度40km付近でも減少が大きい。

1998年以降の変化量(図下段)をみると、どの地点においても高度10km付近に増加傾向がみられる。また、那覇では、高度10km以下で統計的に有意な増加傾向がみられる。

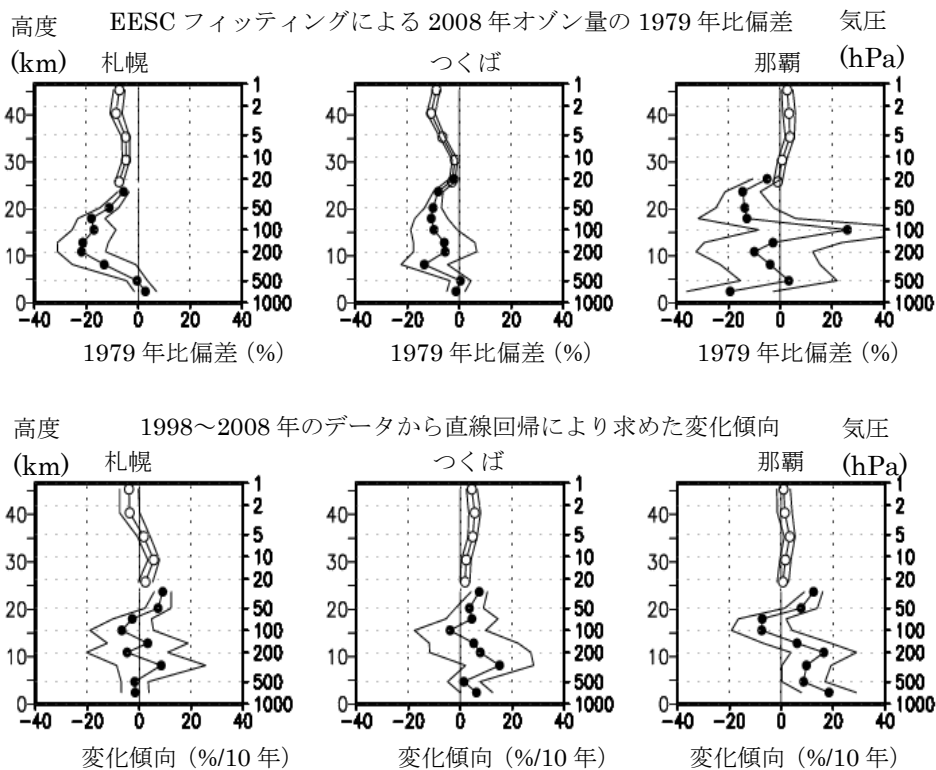


図 1-3-22 日本上空のオゾンの高度別トレンド

上段：2008年オゾン量の1979年に対する比偏差。EESCフィッティングにより求めたもの。下段：1998～2008年のデータから直線回帰により求めた変化傾向。●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。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

(c) レーザーレーダー観測によるオゾン変動

各高度におけるオゾン変動

図 1-3-23 は、国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定した、1988 年 9 月から 2009 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。

1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火後のオゾンの増減をみると、火山噴火によって成層圏に生成された硫酸エアロゾル粒子表面の不均一相反応が増大し、高度 20km においては HO_x サイクル・ ClO_x サイクルが活性化したためオゾン破壊が促進されたことが 1993 年及び 1995 年の春に特に小さい極大値を示したことに、また高度 30km においては NO_x が減少したため NO_x サイクルによるオゾン破壊が減少したことが 1992 年夏に特に大きい極大値を示したことにそれぞれ反映されている。

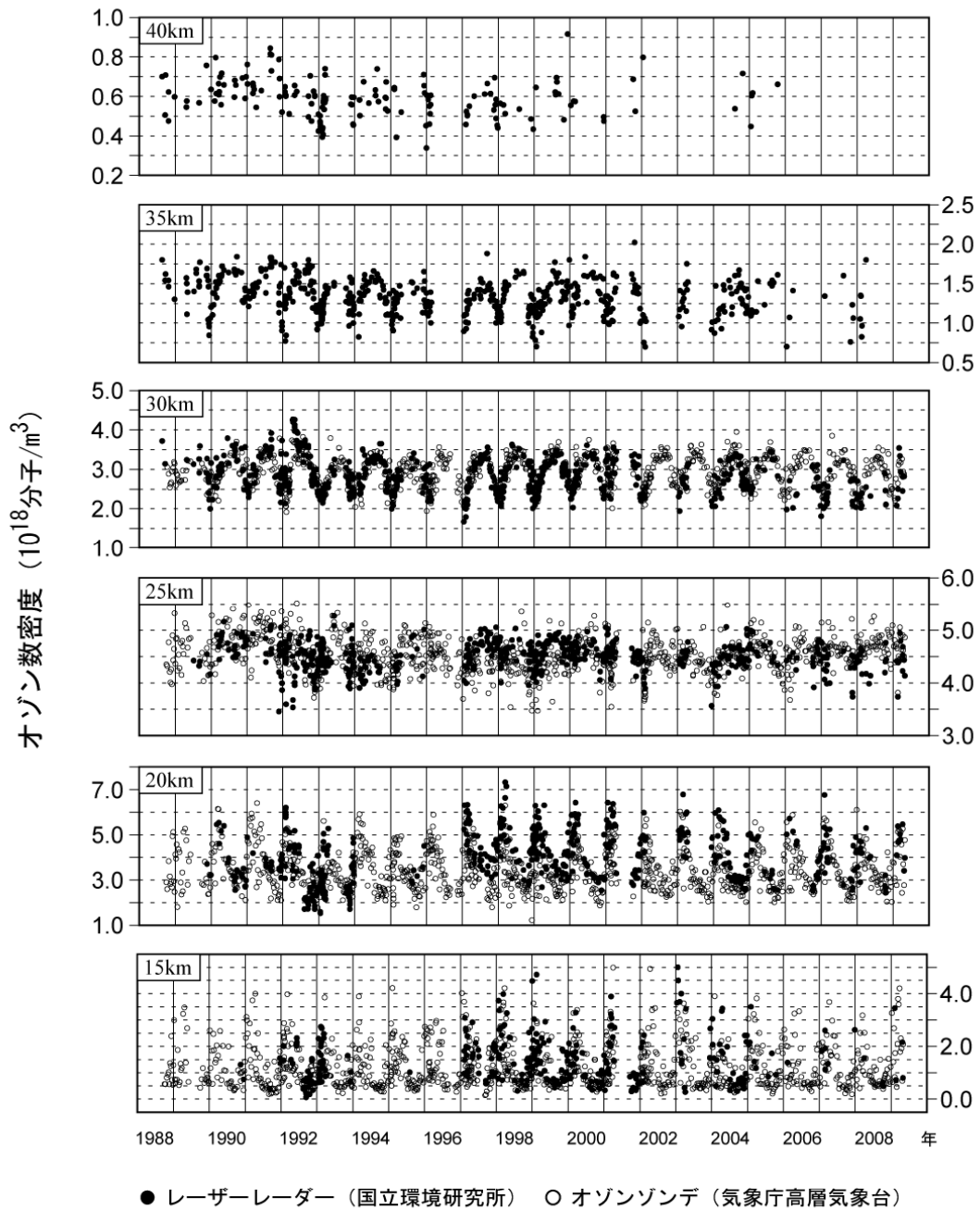


図 1-3-23 各高度におけるオゾン変動（1988 年 9 月～2009 年 3 月;速報値）

国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定。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を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、10¹⁸分子/m³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 1-3-23 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、オゾンレーザーレーダー及び衛星センサー SAGEII によって観測された 1988 年から 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。更に、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 1-3-24）。●がオゾンレーザーレーダー、□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、オゾンレーザーレーダーについては $(-0.60 \pm 0.05) / \text{年}$ 、SAGEII については $(-0.52 \pm 0.04) / \text{年}$ 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。

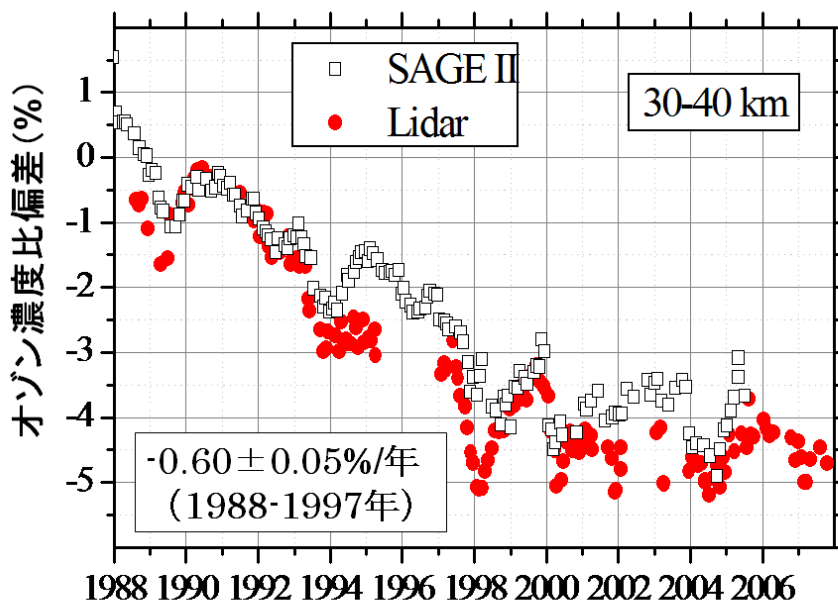


図 1-3-24 高度 30-40km のオゾン濃度比偏差 (1988 年～2005 年)

国立環境研究所オゾンレーザーレーダー及び 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レーザーレー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（左側）及び 1998 年 1 月-2005 年 12 月の間のオゾン濃度比偏差のトレンド（右側）。

(出典) Tatarov et al., International Journal of Remote Sensing, in press, 2009.

(d) 2008 年の日本上空のオゾン層の状況

オゾン全量の推移

気象庁で観測しているオゾン全量の2008年における月平均値の推移を図1-3-25に示す。2008年の状況については参照値からの差が参照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。

参照値と比べると、札幌では、年間を通して「並」か「少ない」の範囲であり、通常オゾン全量の多い1月から5月にかけて少なめだった。つくばでは2月と5月に少なかったが、8月から10月にかけてオゾン全量が多かった。那覇では年間を通して「並」か「多い」の範囲であり、7月から10月にかけてオゾン全量が多かった。南鳥島では年間を通して「並」か「少ない」の範囲であり、5月と8月にオゾン全量が少なかった。

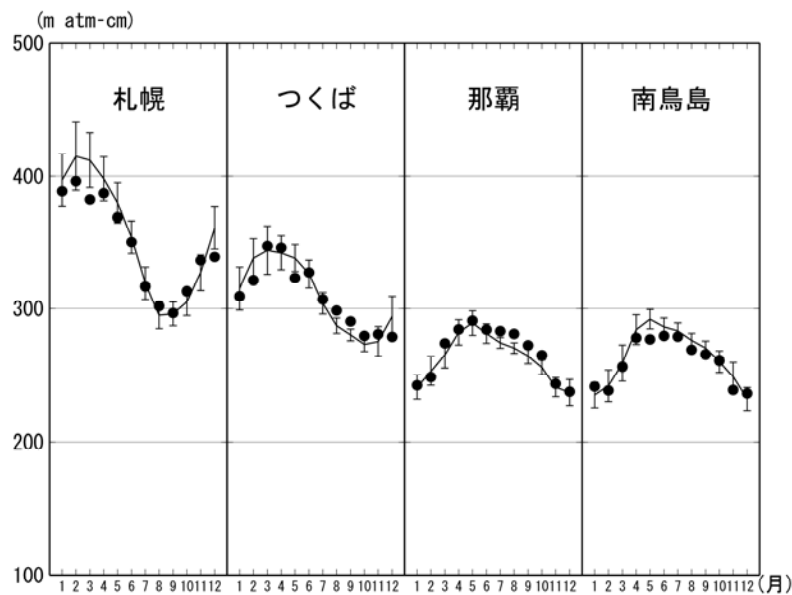


図 1-3-25 2008 年における月平均オゾン全量の推移

国内4地点(札幌、つくば、那覇、南鳥島)における月平均オゾン全量の推移。●印は2008年の月平均値。折線(実線)は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、つくばでは1971~2000年、那覇は1974~2000年、南鳥島は1994~2007年の平均値。(出典)気象庁 オゾン層観測報告:2008

オゾンの高度分布

オゾンゾンデ観測による日本上空のオゾン高度分布の2年間（2007～2008年）の推移を図1-3-26に示す。

2008年の様子を見ると、札幌では、2008年の2月から5月にかけての時期に、上部対流圏から下部成層圏（高度約10kmから20km）の高度において、オゾン分圧が3mPa以上少なかった。つくばでも同様の時期に同じ高度でオゾン分圧が1mPa以上少なかった。2008年の春季はオホーツク海上空付近で対流圏に高温偏差がみられ、特に3月は顕著だった。このため、札幌では3月の圏界面高度が高く、高度約10kmから20kmのオゾン分圧が参照値より少なかったと考えられる。那覇の下部成層圏30hPa（約24km）付近では2008年6月以降、オゾン分圧が1mPa以上多かった。

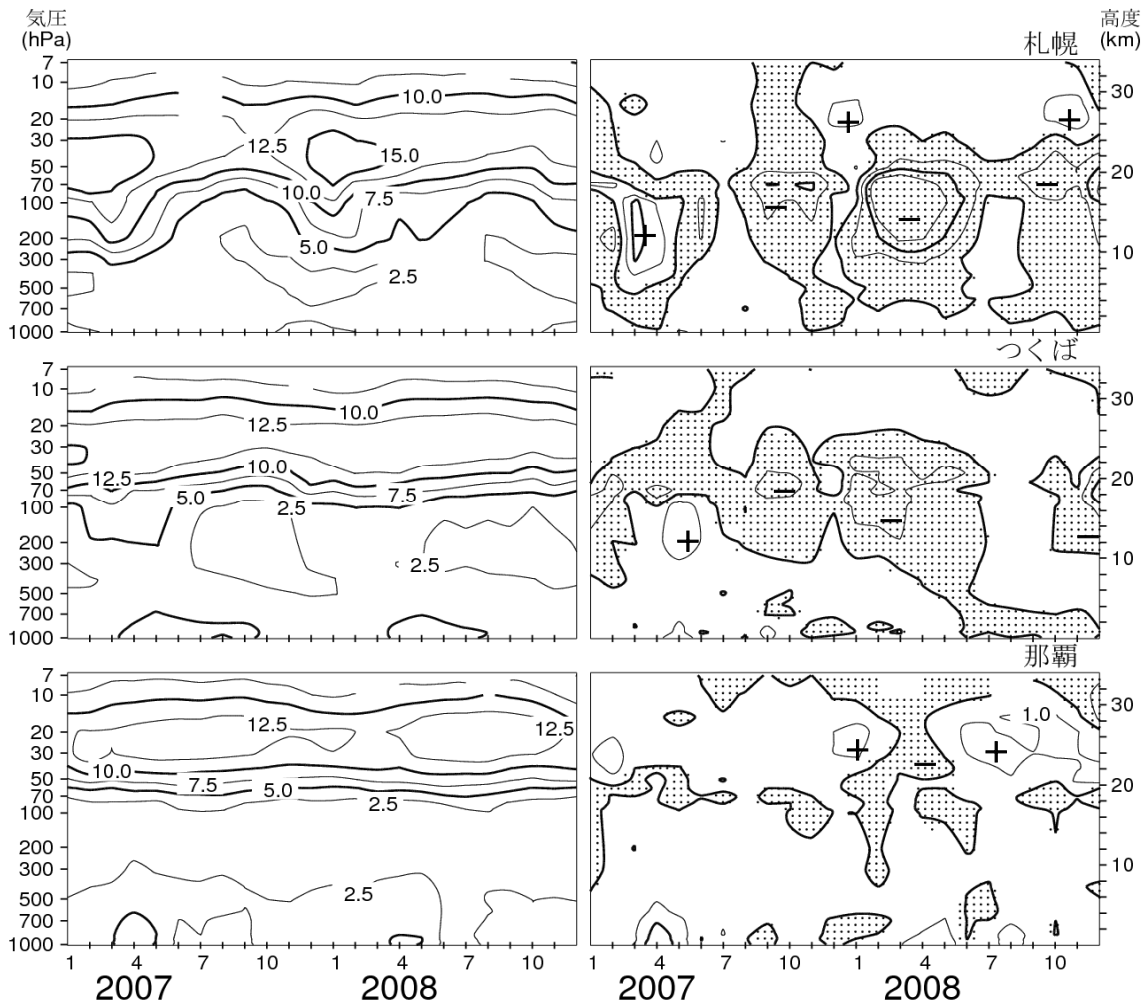


図 1-3-26 オゾン分圧高度分布（左）とその偏差（右）の推移（2007～2008年）

上から札幌、つくば、那覇。等値線間隔は、オゾン分圧は2.5mPa、偏差は1mPa。右図の点域の部分参照値との偏差が負の領域。参照値は、札幌とつくばは、1971～2000年、那覇は1989～2000年の平均値。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

4. オゾン層の将来予測

4-1. 成層圏の等価実効塩素濃度とその推移

成層圏オゾンを破壊する CFC やハロン等の有機塩素・臭素化合物は、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る光解離によって塩素原子や臭素原子又は一酸化塩素・一酸化臭素を生成する。これらの原子・分子が ClO_x サイクルや 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を通してオゾンの消失を促進し、オゾン層の破壊を引き起こすので、オゾン層の長期的な変化を考える上で、成層圏中の塩素・臭素量の変化は目安となる量である。

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（太い破線）は1990年代前半にピークに達した後、緩やかに減少し、2030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に有機臭素濃度を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、2030年代後半には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のに対し、主なハロン類の濃度においては2000年を過ぎても減少傾向は認められていない。

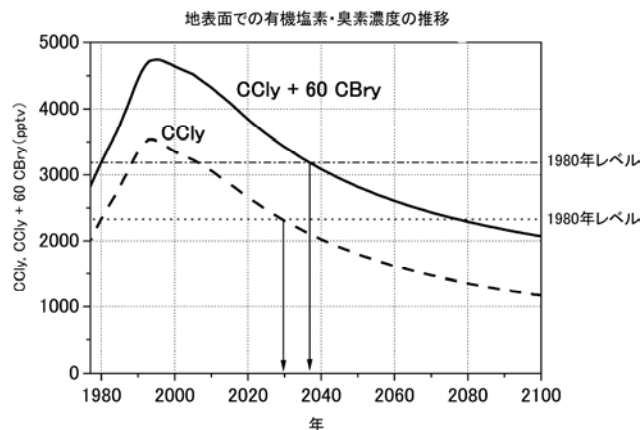


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いた地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ
太い破線はフロンなどの有機塩素（CCly）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率
が60倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（CCly+60CBry）。細い点線及び一点鎖線は有機塩素及び有
機塩素・臭素濃度の1980年レベル。（出典）国立環境研究所秋吉英治主任研究員提供

成層圏に達した塩素・臭素濃度の成層圏オゾン層破壊に対する寄与を表す指標として、等価実効成層圏塩素（EESC。P12 脚注参照）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。対流圏から成層圏へ輸送された塩素・臭素は、成層圏での大気の大循環を考慮すると、全球平均で 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。EESC のピークは中緯度では 1990 年代半ばであるのに対し、極域では 2000 年頃になっていることが分かる。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。

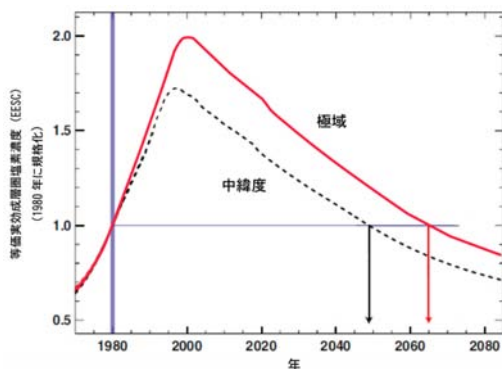


図 1-4-2 中緯度及び極域における等価実効成層圏塩素の推移

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. 三次元化学気候モデルによるオゾン層将来予測

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 2050 年頃に、また極域では 2070 年ごろには 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、実際の成層圏オゾン濃度は、等価実効成層圏塩素量その他、気候変化による成層圏気温や輸送等の変化、オゾン層破壊に関連するその他の物質（メタン、 N_2O 、 H_2O ）の濃度変化の影響を受ける。そこで、WMO 科学評価パネルでは、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による将来予測が行われた。この将来予測の比較では、東京大学気候システムセンター・国立環境研究所（CCSR/NIES）、気象研究所（MRI）を含む日本、欧州、米国の 11 の化学気候モデルが用いられた。モデル予測に使用された塩素化合物（CCly）、二酸化炭素（ CO_2 ）、メタン（ CH_4 ）、 N_2O （一酸化二窒素）濃度の推移シナリオの例を図 1-4-3 に示す。

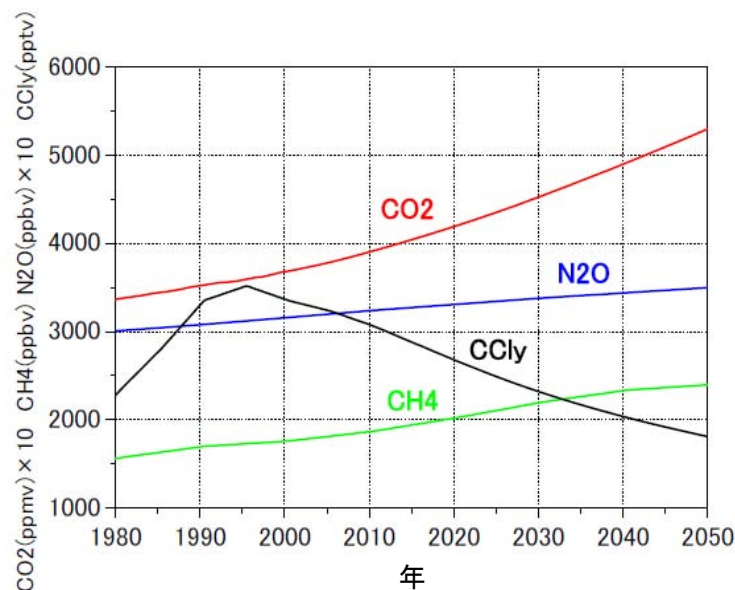


図 1-4-3 オゾンホール長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

(出典) CGER's Supercomputer Activity Report Vol14-2005 (2007)

(a) 全球、中・低緯度のオゾン層の予測

全球（南緯 60° ～北緯 60° ）、低緯度（南緯 25° ～北緯 25° ）、北半球中緯度（北緯 35° ～北緯 60° ）及び南半球中緯度（南緯 35° ～南緯 60° ）におけるオゾン全量の偏差の推移を図 1-4-4 に示す。北半球では、2010 年以降にはほとんどのモデルでオゾン全量が増加に転じている。緯度帯で多少の差があるものの、EESC が 1980 年レベルに回復する 2050 年頃には、多くのモデルでオゾン全量は 1980 年レベルより大きくなっている。

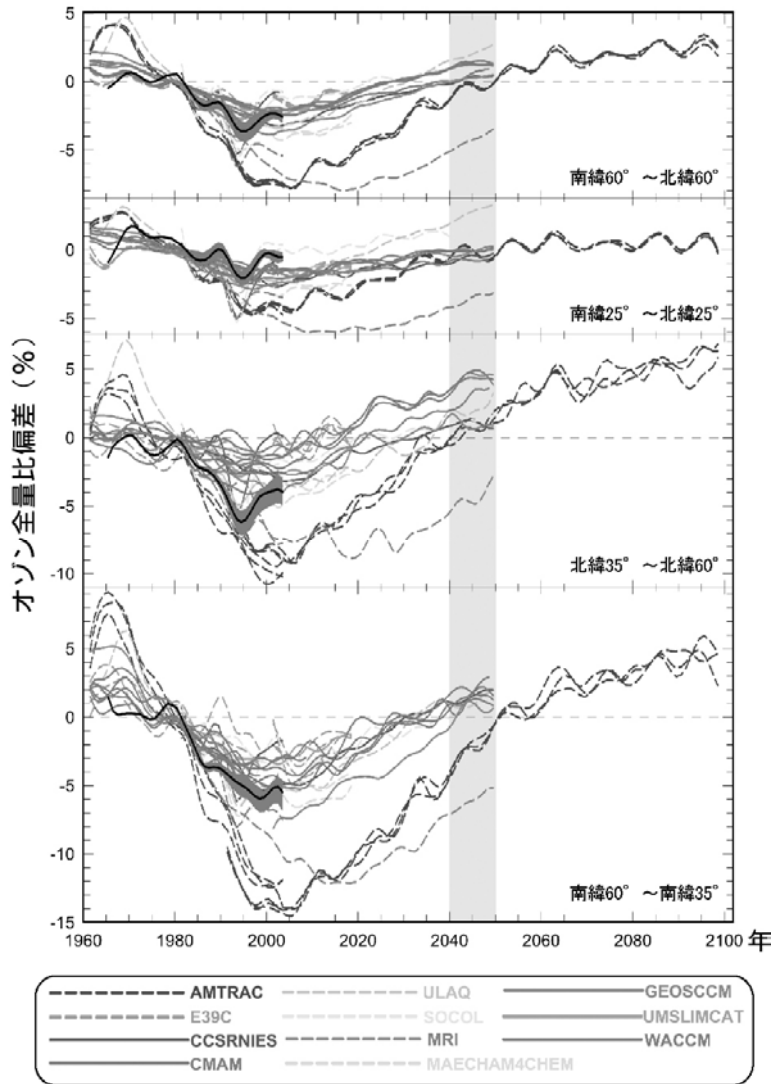


図 1-4-4 三次元化学気候モデルによる全球、中緯度域、低緯度域におけるオゾン全量の予測
太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

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

(b) 極域オゾン層の予測

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

北極域では予測されたオゾン全量の年々変動が大きい、多くのモデルで、オゾン全量が21世紀の前半に1980年レベルに回復し、現状を上回る大規模なオゾン破壊が起こる可能性は低いという結果が得られている。

南極域では、多くのモデルで、2020年より前にオゾン全量が増加に転じ、2050年頃には1980年レベル近くまで回復する。現状を大きく上回るオゾン破壊を予測するモデルは少ない。しかし、モデル間のばらつきは大きく、例えばAMTRACモデルでは、オゾン全量の1980年レベルへの回復がEESCの回復時期より遅く、オゾン全量の減少量も大きい。

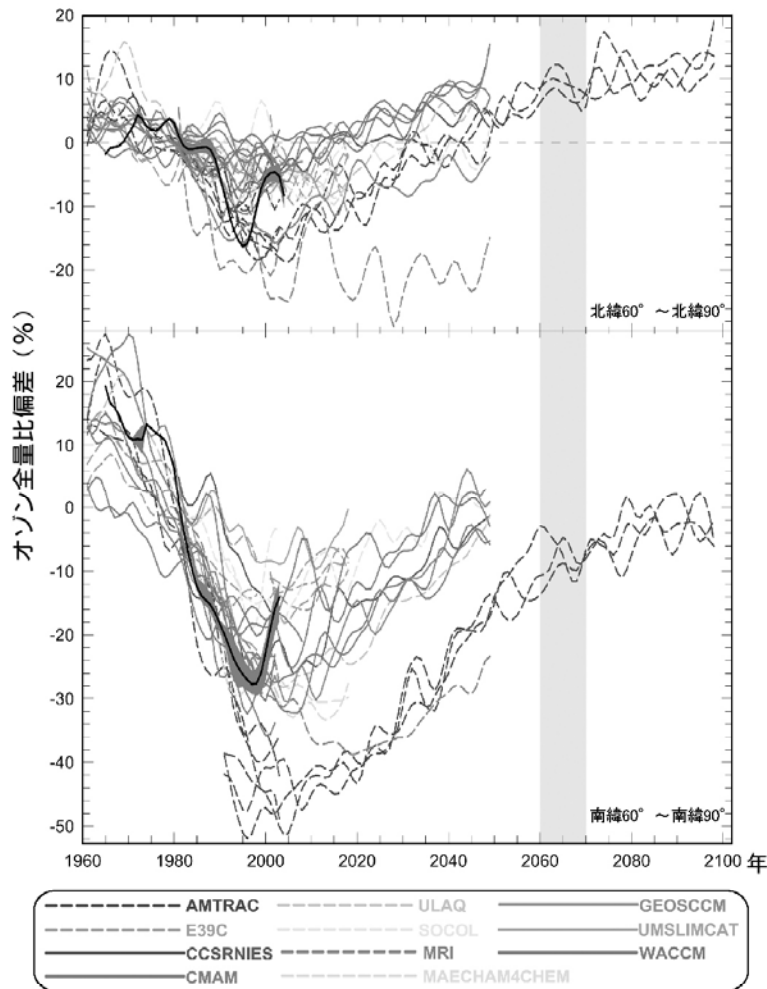


図 1-4-5 三次元化学気候モデルによる北極域及び南極域におけるオゾン全量の予測
太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

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

図 1-4-6 及び図 1-4-7 は、それぞれ、国立環境研究所によって計算されたオゾンホール面積及びオゾンホール内最低オゾン全量の推移である。いずれの図も、2050 年頃にはオゾンホールがほぼ消失することを示している。

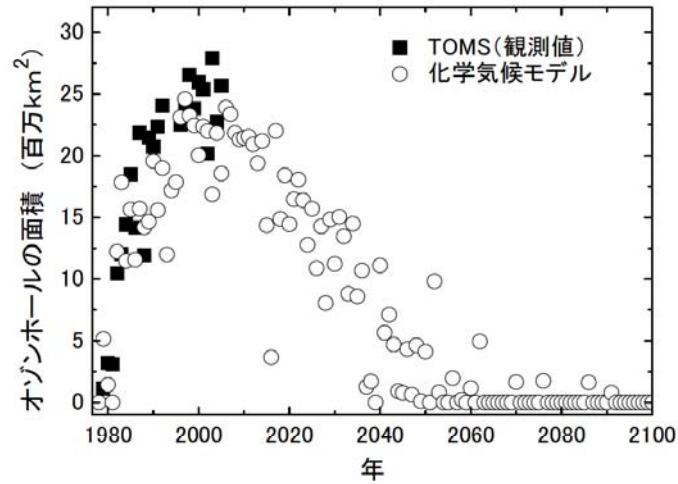


図 1-4-6 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール面積の推移
 図中、■印は衛星からの観測値（TOMS）、○印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）秋吉英治ら 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集 CD-ROM（2007）

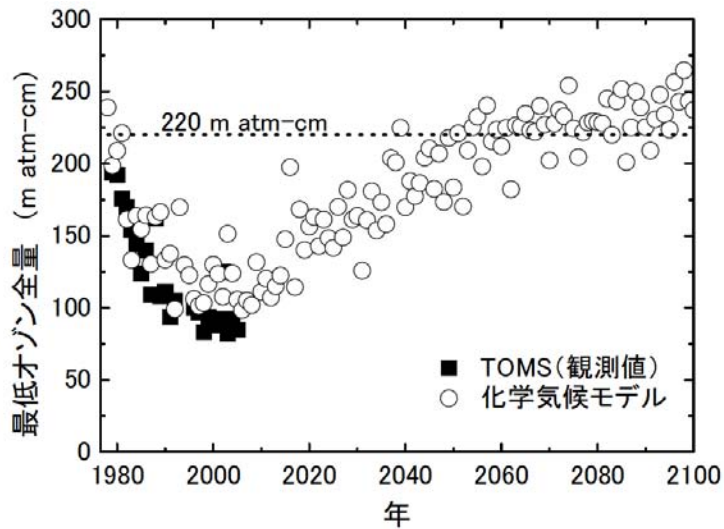


図 1-4-7 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール内の最低オゾン全量の推移
 図中、■印は衛星からの観測値（TOMS）、○印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）秋吉英治ら 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集 CD-ROM（2007）

4-3. 塩素・臭素化合物以外の原因が成層圏オゾン層に及ぼす影響

塩素・臭素化合物以外に、CO₂、メタン及び N₂O の変化もオゾン層破壊に影響を及ぼす。CO₂ の増加は成層圏の気温の低下を招きオゾン分解反応を減速させ、また、メタンの増加は塩素原子の不活性化を促すことによって、オゾン層破壊を緩和する。これに対し、N₂O の増加は NO_x によるオゾン分解反応サイクルを促進することによってオゾン層破壊を加速する。様々な相互作用を考慮に入れた総合的な影響の評価を行うには化学・気候の数値モデルが必要となる。

図 1-4-8 は、二次元モデルによって 2100 年までの北半球中緯度のオゾン全量の推移を予測したものである。実線は CO₂ 濃度を IPCC の SRES (排出シナリオに関する特別報告) の温室効果ガス排出シナリオによって増加させたもの、破線は CO₂ 濃度を 2000 年レベルに固定したものである。CO₂ の増加による成層圏気温の低下が北半球中緯度のオゾン層の回復を早くしていることがわかる。一番上の実線 (A1FI シナリオ*) と二番目の実線はメタン濃度のみが異なっており (二番目の実線のメタン濃度は B1 シナリオ**と同じ)、メタンの増加がオゾン層の回復を早くしていることが示されている。一番下の灰色の破線は、黒色の破線と比較すると N₂O 濃度のみが高くなっており (一番下の灰色の破線の N₂O 濃度は A1FI シナリオと同じ)、21 世紀後半には N₂O の増加がオゾン層破壊に大きな影響を及ぼすことがわかる。この他、水蒸気の増加は、すべての緯度領域において HO_x によるオゾン分解反応サイクルによるオゾン層破壊を強めるとともに、極域における極域成層圏雲の増加を通してオゾン層破壊を強めることがわかっている。しかし、成層圏水蒸気濃度の将来予測は容易ではない。

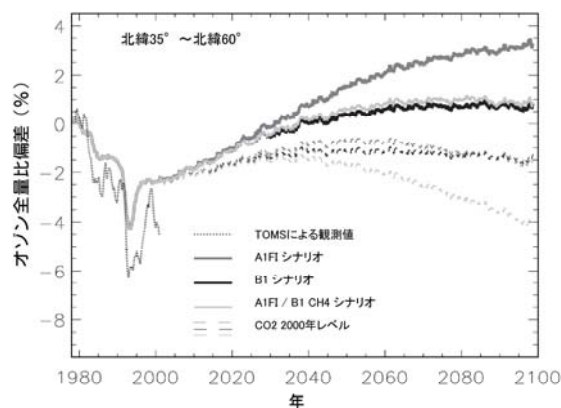


図 1-4-8 二次元モデルによる北半球中緯度オゾン全量に対する CO₂、メタン、N₂O の影響の予測
(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

* 化石エネルギーを重視した高成長社会シナリオのこと。高度経済成長が続き、世界人口が今世紀半ばにピークに達した後に減少し、新技術や高効率化技術が急速に導入される未来社会。

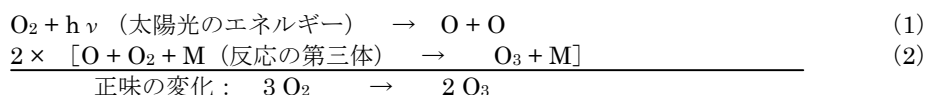
** 持続発展型社会シナリオのこと。地域間格差が縮小した世界。A1 シナリオ同様に今世紀半ばに世界人口がピークに達した後に減少するが、経済構造はサービス及び情報経済に向かって急速に変化し、物質志向が減少し、クリーンで省資源の技術が導入されるもの。環境の保全と経済の発展を地球規模で両立する。

参考資料

参考資料1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅

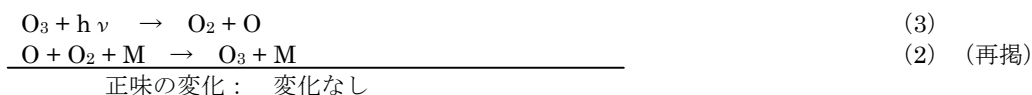
成層圏オゾンの生成・消滅反応

大気中でオゾン (O_3) を生成する唯一の反応は、何らかの作用によって大気中に供給された酸素原子 (O) と大気の主成分の一つである酸素分子 (O_2) との結合反応 (反応 (2)) である。成層圏で正味の化学変化としてオゾンの生成をもたらすための酸素原子の供給源は、エネルギーの高い太陽紫外線が到達する成層圏中上部での酸素分子の光解離反応 (反応 (1)) である。



ここで、 M は窒素分子又は酸素分子で、反応によって生じた化学エネルギーを持ち去り、生成したオゾン安定化して再び酸素原子と酸素分子に解離しないようにする役割を担っている。

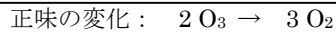
オゾンは太陽の光を吸収して解離し、酸素原子を生成する (反応 (3)) *。オゾンの光解離によって生成した酸素原子は直ちに反応 (2) によってオゾン再生するので、反応 (3) と (2) では正味の化学変化 (オゾンの生成・消滅) は起こらない。酸素分子の光解離 (反応 (1)) によって酸素原子が生成した場合は、正味としてオゾンの生成をもたらすのと、対照的である。



ここで示した反応 (3) と (2) は、成層圏でのオゾンを取り巻く反応の中で最も活発に起こっている反応である。またこの2つの反応は正味の変化としては何らの化学変化も引き起こさないものの、太陽光エネルギーを熱に変換する反応に相当している。その結果、反応 (3) と (2) は、成層圏の加熱源として重要な役割を果たしている。

反応 (3) によって生成された酸素原子の大部分は上述のとおり反応 (2) によってオゾン再生するが、ごく一部はオゾンと反応することで酸素分子にもどる (反応 (4))。これが成層圏におけるオゾンの分解反応である。

* オゾンの光解離は、紫外線のみではなく、可視光 (人間の目に見える光) や赤外線の一部 (理論的には波長 1180nm より短波長の光) でも起こる。

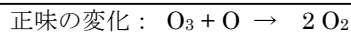


反応 (3) と (4) の正味の化学変化は、反応 (1) と (2) による正味の化学変化 (オゾンの生成) のちょうど逆の変化になっている。

成層圏でのオゾンの生成・消滅の基本的な部分は、反応 (1) ~ (4) によって構成される一連の化学反応群で説明される。反応 (1) ~ (4) は酸素のみを考慮した化学反応群であり、純酸素機構あるいはチャップマン機構と呼ばれている。

オゾン分解反応サイクル

成層圏では、反応 (3) と (4) によるオゾン分解反応以外にも、成層圏に存在する極微量の活性種が関与するオゾン分解反応がある。オゾン分解反応に関与する活性種としては、水素酸化物 (HO_x と総称。H、OH 及び HO_2)、窒素酸化物 (NO_x と総称。NO 及び NO_2)、塩素酸化物 (ClO_x と総称。Cl 及び ClO)、臭素酸化物 (BrO_x と総称。Br 及び BrO) がある。これらの活性種が極微量であるにもかかわらずオゾン層でのオゾンの消失に影響を及ぼし得るのは、これらの活性種の関与するオゾン分解反応が連鎖反応になっているためである。これまでに幾つかのオゾン分解反応が提案されているが、その中でも成層圏中上部で重要となる反応は次に示す反応である。



ここで、X は H、OH、NO、Cl 又は Br である。反応 (5) と (6) は、オゾン分解反応サイクルを構成しており、例えば $\text{X}=\text{Cl}$ の場合、 ClO_x サイクルと呼ばれている*。 ClO_x サイクルは、Molina と Rowland のクロロフルオロカーボン (CFC) によるオゾン層破壊の予見として有名である。 ClO_x サイクルの場合、反応 (5) によって一酸化塩素 (ClO) に変換された塩素原子 (Cl) が反応 (6) によって再生され、再び反応 (5) に関与することで、連鎖的にオゾンを分解する。なお、 ClO_x サイクルをはじめとする XO_x サイクルの正味の化学変化は反応 (4) と同じ**である。

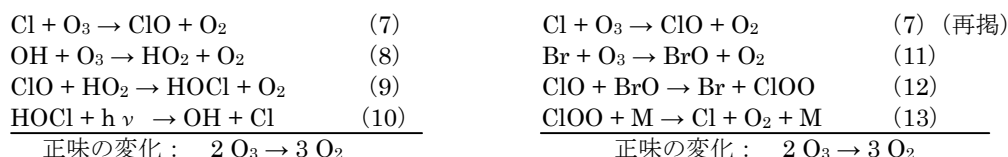
成層圏では、下部成層圏により多くのオゾンが存在している。そのため、上部・下部成層圏のそれぞれの高度域に存在するオゾン量に対し、同じ割合 (例えば 1% の減少) のオゾンが消失すると仮定すると、下部成層圏でのオゾンの消失の方がオゾン全量の変化により大きく影響を及ぼすことになる。ところが、下部成層圏においては、酸素原子との反応

* 同様に、 $\text{X}=\text{H}$ 又は OH の場合は HO_x サイクル、 $\text{X}=\text{NO}$ の場合は NO_x サイクル、 $\text{X}=\text{Br}$ の場合は BrO_x サイクル、と呼ばれる。また、オゾン分解反応サイクルは総称として、 XO_x サイクルと呼ばれている。

** オゾン分解反応サイクルは「触媒反応サイクル」とも呼ばれている。例えば、 ClO_x 触媒サイクルなど。

を含む反応(5)と(6)で表した XO_x サイクルはオゾン分解反応として十分に機能しない。この理由は、反応(5)と(6)で表される XO_x サイクルにおいてオゾンの分解効率は酸素原子の濃度に依存するが、酸素原子の濃度は高度が下がるにつれて著しく減少するため、下部成層圏では効率的なオゾン分解を引き起こすのに十分な濃度の酸素原子が存在しないためである。

このため、下部成層圏でのオゾン分解では酸素原子との反応を必要としないオゾン分解反応サイクルの存在が必要であり、極微量な活性種同士の反応などが重要となる*。下部成層圏において塩素酸化物が関係するオゾン分解反応サイクルの例を以下に示す。

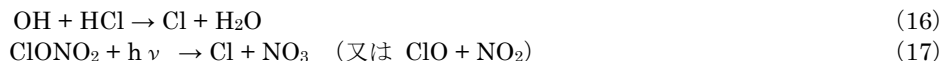


HO_2 や BrO は極微量な活性種ではあるものの、下部成層圏におけるそれらの濃度は酸素原子の濃度に比べると高く、そのため ClO とは異なる反応サイクルに属するとされていた HO_2 や BrO との相互反応を含む上記のオゾン分解反応サイクルが有効となる。

大気中にはこれらの連鎖反応に関与する活性種を除去する反応(連鎖を停止する反応)が存在するため、連鎖反応が無限に続くわけではない。例えば塩素酸化物(Cl 及び ClO)を介した ClO_x サイクルの場合、塩素原子がメタンとの反応によって塩化水素(HCl)に変換される反応(反応(14))や一酸化塩素が二酸化窒素との反応によって硝酸塩素(ClONO_2)に変換される反応(反応(15))が連鎖を停止する反応に相当する。



塩化水素や硝酸塩素は反応性が比較的低く、オゾン分解反応には直接は関与しない。しかし、塩化水素や硝酸塩素からは、次の化学反応によって塩素原子や一酸化塩素が再生される。



このことから、塩化水素や硝酸塩素は塩素酸化物を不活性な形で一時的に貯留する役割を担っていることになる。

* HO_x サイクルの場合、 OH だけでなく、例外的に HO_2 もオゾンと直接反応するため、 $\text{OH} + \text{O}_3 \rightarrow \text{HO}_2 + \text{O}_2$ と $\text{HO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{OH} + 2 \text{O}_2$ によって構成されるオゾン分解反応サイクル(正味の化学変化は、 $2 \text{O}_3 \rightarrow 3 \text{O}_2$)が存在する。この反応群も「 HO_x サイクル」と呼ばれている。

オゾン層破壊物質

成層圏でのオゾン分解に関与する活性種を構成する水素、窒素、塩素、臭素は対流圏から成層圏に輸送されてくる物質（ソースガスと呼ばれている）によって供給される*。ソースガスとしては、水蒸気やメタン（水素源）、一酸化二窒素（窒素源）、塩化メチル（塩素源）、臭化メチル（臭素源）がある。これらのソースガスは生物活動や自然活動によって大気に放出されるほか、人間活動に伴っても放出されている。

ソースガスの中には自然起源を持たない物質もある。人工物質であるクロロフルオロカーボン(CFC)、ハイドロクロロフルオロカーボン(HCFC)、ハロン、四塩化炭素及び1,1,1-トリクロロエタンがその代表的な物質であり、20世紀に最も顕著な濃度上昇を示したソースガスである。塩素や臭素を含むこれらの人工物質は、成層圏での塩素及び臭素の新たな供給源となっており、オゾン層破壊物質と呼ばれている。

活性種の生成、貯留、除去

成層圏に輸送されたオゾン層破壊物質をはじめとするソースガスは、光化学的な反応によってオゾン分解に関与する活性種を生成する。先に述べたとおり、生成した活性種はオゾン分解反応に関与しながら反応性のやや低い物質に変換される。例えば塩素酸化物の場合、CFCなどの有機塩素化合物の光化学的な反応によって生成した塩素原子は最終的に反応性が低い塩化水素や硝酸塩素などに変換される。一方、塩化水素や硝酸塩素からは光化学的**に塩素原子や一酸化塩素が再生される（反応(16)及び(17)）。そのため、塩化水素や硝酸塩素のような反応性のやや低い物質は活性種の貯留成分（リザーバー）と呼ばれている。

オゾン層を破壊する反応サイクルに直接関わってくるのは塩素酸化物のような活性種であり、オゾンの分解率は活性種の濃度の変化に影響される。一方、塩化水素や硝酸塩素のような貯留成分はオゾン分解サイクルとは直接的には関わっていないが、活性種の生成に関与している。特に下部成層圏では、オゾン分解に関与する活性種を構成する原子（塩素酸化物の場合は塩素原子）の大部分は反応性の低い貯留成分として存在し、その一部が貯留成分から活性種に変換され、活性種として存在している。さらに貯留成分から活性種を生成する効率や活性種が貯留成分に変換される効率は貯留成分によって異なっている。したがって、オゾンの破壊効率を正確に評価するには、貯留成分間の分配や貯留成分と活性種との間の分配を知る必要がある。

貯留成分はガス状の水（水蒸気）との間ではほとんど反応しないものの、氷や液滴の水とはなじみやすい特徴を有している。貯留成分と微粒子状の水との関係は、貯留成分から

* 活性種の供給源としては、対流圏からのソースガスの輸送以外に成層圏を巡航する航空機からのNO_xの直接放出などもある。

** 塩化水素(HCl)から塩素原子を再生する反応(16)自体は光化学反応ではないが、塩化水素と反応するOHラジカルは、太陽紫外線によるオゾンの光解離反応を含む一連の化学反応によって生成される。このため、塩化水素からの塩素原子の生成も光化学的な反応として扱っている。

活性種の生成や大気中からの活性種の除去とも関連しており、オゾン層破壊の規模や長期的な変化を理解する上で重要である。

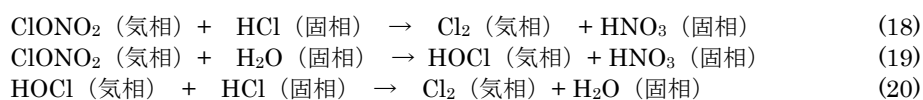
対流圏から成層圏に物質が輸送されるのと同様に、成層圏から対流圏にも物質が輸送される。成層圏に輸送されたソースガスから生成した塩素、臭素、窒素、水素の原子は、貯留成分として、成層圏内を輸送され、最終的には対流圏に戻ってくる。先にも述べたとおり、貯留成分は氷や液滴の水となじみやすいため、雨に溶けて最終的には大気から除去される。

オゾンホールと極域のオゾン破壊プロセス

南極域の成層圏オゾンは、北半球の同緯度と比べて冬・春には著しく少ないことが知られていた。これは、北極域に比べて南極域では、極をめぐる成層圏の西風（極夜渦又は極渦という）が円状に安定して流れているため、極域の空気は低緯度側のオゾンの濃い空気と混ざりにくいからだと説明されてきた。1980年代に入って、春季特に10月期にはオゾン量が異常に少ないこと、さらにその量が年々減少を続けていること、また、この低オゾン量の領域が南極大陸全域にかぶさるように広がっていることが明らかとなって、この現象をオゾンホールと呼ぶようになった。オゾンホールが最も発達する南半球の春季には、オゾンホール内側の下部成層圏（高度10～25 km）において、オゾンがなくなったといえるほど低濃度となることが観測されている。

オゾンホールが形成される春季の南極域では、太陽光は弱いため十分な濃度の酸素原子が存在できず、反応(5)と(6)で示したようなオゾン分解サイクルは効率的ではない。さらに、著しい低濃度オゾンが観測される10～25kmの高度領域では、通常ならば塩素酸化物・臭素酸化物の大部分は化学的にやや不活性な貯留成分の形で存在しているため、反応(9)～(15)で示したようなオゾン破壊反応サイクルもそれほど強力に働かないはずである。このため、オゾンホール形成では何らかの特異的なオゾン分解反応が存在していると考えられた。

南極域上空の成層圏の気温は冬季（極夜）に著しく低下するため、南極域下部成層圏では極域成層圏雲（PSC）と呼ばれる微粒子が生成される。極域成層圏雲が存在すると、太陽光が届かない条件でもその粒子表面で不均一相反応（反応(18)～(20)）が進行し、反応性が低い硝酸塩素や塩化水素が、光解離しやすい塩素分子（Cl₂）や次亜塩素酸（HOCl）に変換される。



さらに、上記の不均一相反応によって生成される硝酸（HNO₃）は極域成層圏雲粒子上にとどまるため、気相中ではNO_x濃度が低く抑えられることになり、反応(17)の連鎖停止反応の効率が抑えられ、効率よく連鎖反応が進行するための条件が整うことになる。

南極域では反応(18)～(20)で表した不均一相反応が効率よく進むため、太陽光が戻る春季に光化学反応を通して多くの塩素酸化物が生成されることになる。実際、オゾンホール内では高濃度のClOの存在が観測で確かめられている。このように、南極域成層圏ではClO濃度が異常に高いため、反応(21)～(23)を含む特異的なオゾン分解反応が存在し、著しいオゾン破壊が進行している。



なお、上記のオゾン分解反応もClO_xサイクルと呼ばれている。

また、オゾンホール内では高濃度のClOが存在するため、上記のClO_xサイクル以外にもClOが関与する反応によって、オゾンが効率的に分解される。特に、先に反応(11)～(13)の形で述べたClO-BrOの相互反応を含むオゾン分解サイクルは重要である。

南極域と北極域の相違

極域成層圏雲は冬季成層圏の極低温状態でのみ存在し、高度20 km付近で-78℃以下で形成される、硝酸水和物の結晶微粒子又は硫酸・硝酸・水の過飽和混合液の微粒子から成るものと、-85℃以下で形成される氷の結晶微粒子から成るものとの二種類がある。極夜渦が安定していて成層圏大気が極低温となる南極域冬季では、極域成層圏雲が下部成層圏に常に存在し、塩素化合物は活性化され、春になって成層圏に太陽光が当たるようになると、一気にオゾン分解反応サイクルが働き出し、オゾンが減少し始める。

一方、北極域の冬季は、成層圏の極夜渦は下層大気の擾乱の影響を受けて変形・蛇行しやすく、冬の途中で分裂・衰退することもあり、一般的に不安定である。このため、極域成層圏雲は冬の間長期継続して存在することは珍しく、したがって南極域のような大規模なオゾンホールは発生しにくい。それでも、南極域と同じオゾン分解反応サイクルは北極域でも働いており、年によっては小規模のオゾンホールが現れることもある。オゾンが少なくなった北極域の空気は間歇的に低緯度側に拡がるので、北半球の中高緯度における冬・春のオゾン減少は近年顕著である。

参考資料2. オゾン層観測手法の種類

ドブソン分光光度計等

(全量観測)

現在、オゾン層の観測手法として標準とされているのは、ドブソン分光光度計による測定である。ドブソン分光光度計は、直達又は天空から散乱された太陽紫外線をプリズムによって分光し、オゾンに強く吸収される波長の光と比較的吸収が少ない波長の光の強度比を測定することにより、地上から大気上端までの気柱に含まれるオゾンの総量（オゾン全量）を求めるものである。

同様の測定器として、ブリュワ分光光度計、フィルター式分光光度計（M83型又はM124型）等がある。前者は回折格子を用いて分光を行うもので、信号処理の自動化が図られている。後者は二つのバンドパス・フィルターによる分光光度計で、旧ソ連圏で使用されている。フィルターの光学特性の変化のため測定精度はドブソン分光光度計より落ちるが、最近では改善されている。

(反転観測)

ドブソン分光光度計を用いてオゾンの高度分布を求める手法で、天頂方向から入射する光の強度比を2種類の波長で測定する。この場合、大気に入射した太陽光のうち、空気分子で散乱され真下に向かったものが測定される。どの高度で散乱された光が卓越するかは、太陽天頂角と波長に依存する。これらの関係は、太陽天頂角が大きいほど高度依存性が強くなるので、いくつかの異なる太陽天頂角での測定から、オゾンの高度層ごとの濃度が算出される。

オゾンゾンデ

オゾンゾンデはゴム気球に測定器を取り付けて飛揚させ、各高度で測定したデータを無線で地上に送信するもので、地上から高度35 km位までの間のオゾン濃度を測定することができる。定常的に使われているオゾンゾンデの測定原理は、電気化学法と呼ばれるものである。ヨウ化カリウム（KI）溶液にオゾンを含む空気を通し、ヨウ化カリウムとオゾンの反応で生じるヨウ素分子が陰極電子と作用してできる陰イオンによる電流を測定する。この場合、反応したオゾンの数密度に比例した電流が得られるので、空気中のオゾン濃度がわかる。

レーザーレーダー

レーザーレーダー（ライダー）は、レーザー光を用いた一種のレーダーである。ドブソン分光光度計が太陽紫外線を光源としてオゾンによる吸光を測定するのに対し、レーザーレーダーは自らが紫外レーザー光を発して、大気による散乱光を発生させ、オゾンによる

その吸収の大きさを測定することでオゾン密度を求める。また、パルス光を用いるので、高度分布を求めることができる。

具体的には、オゾンによる吸収の大きな波長と比較的吸収の小さな波長のレーザーパルス光を大気中に発射する。レーザー光は空気分子などで散乱されるので、後方に散乱される光を光学望遠鏡（受光望遠鏡）で受信し、パルスを発してから時間遅れの関数として記録する。時間の遅れからは距離（高度）の情報が得られ、2つの波長の信号強度の違いにより地上からその高度までのオゾンによる光の減衰（積分された吸収量）がわかる。したがって、一定の演算処理によってオゾン密度の高度分布が計算される。

これまで、米、仏、日本等で開発されてきたオゾンレーザーレーダーによれば、高度40～50 kmの上部成層圏までの測定を、2～4時間の測定時間をかけることにより高度分解能1～4 kmで行える。

ミリ波センサー

オゾンからの熱放射をミリ波帯で測定するもので、オゾン分子の回転状態遷移によって生じるスペクトル線の輪郭からオゾンの高度分布に関する情報が得られる。大気の高い高度から発せられるスペクトル線の輪郭は、幅の狭いスペクトルとなるが、高度が下がると空気分子との衝突のためスペクトル幅が広がる。測定されるスペクトルは、これらの重ね合わせである。気温・気圧の高度分布がわかっているならば、各高度に対するスペクトルの形状は計算されるので、オゾンの高度分布を算出することができる。

ミリ波センサーは、昼夜を問わず観測できるという利点がある。高度70～80 kmまでの高度分布を分解能10 km程度、5～20分程度で測定できる。

人工衛星センサー

すべての気体成分は、それぞれ固有の放射・吸収スペクトルを有していることから、適切な波長を選んで、大気の放射・吸収の測定を行うことで、成分別の濃度を遠隔的に測定することができる。衛星に搭載されるオゾン観測センサーとしては、オゾンの発する赤外放射やミリ波放射を測定する方式（放射測定法）と、オゾンによる太陽光の吸収を測定する方式（吸光測定法）とに大別できる。後者にはさらに、太陽光を直接の光源として地球周縁大気を通過する際の吸収を測定する方法（太陽掩蔽法）と、地球大気による太陽光の散乱光を測定する方法（後方散乱法）とがある。

放射測定法に基づくセンサーにも、地球周縁方向を測定対象とする方法と、衛星直下を測定方向とする方法がある。前者の代表例としては、LIMS、CLAES、MLS、後者には、IMGがある。

太陽掩蔽法では、太陽とセンサーの位置関係によって主たる吸収を受ける高度が異なることを利用して、高度分布の測定を高精度に行うことができる。太陽掩蔽法の代表例としては、SAGE、SAGE II、HALOE、ILAS、ILAS-IIが挙げられる。後方散乱法の場合には、

空気分子で後方散乱された太陽紫外線強度をいくつかの波長で測定する。波長によって大気層への紫外線の侵入高度が異なることを利用して、オゾン高度分布又は全量を求める。後方散乱法としては、TOMS、SBUV/2、GOME等が代表的である（表1-資-1）。

表 1-資-1 人工衛星センサーの分類

		センサー名	測定項目	観測国	搭載衛星名
放射測定法	地球周縁方向	LIMS	N ₂ O、CH ₄ 、HNO ₃ 、H ₂ O、NO ₂	米国	Nimbus-7
		CLAES	ClO、HCl、ClONO ₂	米国	UARS
		MLS	ClO、HNO ₃ 、H ₂ O、O ₃ 、ClONO ₂ 、HCl	米国	UARS
		MIPAS	O ₃ 、H ₂ O、CH ₄ 、N ₂ O、HNO ₃ 、CFC's	欧州	Envisat
		SMR	O ₃ 、ClO、HNO ₃ 、NO ₂ 、N ₂ O、CH ₄ 、水蒸気、CO	欧州	ODIN
	衛星直下方向	IMG	気温、O ₃ 、H ₂ O、CH ₄ 、CO	日本	ADEOS (みどり)
	TOVS/HIRS	気温、水蒸気、O ₃	米国	NOAA シリーズ	
吸光測定法	太陽掩蔽法	ILAS	気温、気圧、O ₃ 、H ₂ O、CH ₄ 、HNO ₃ 、NO ₂ 、N ₂ O、エアロゾル	日本	ADEOS (みどり)
		ILAS-II	気温、気圧、O ₃ 、HNO ₃ 、NO ₂ 、N ₂ O、CH ₄ 、H ₂ O、エアロゾル	日本	ADEOS II (みどり II)
		SAGE	O ₃ 、エアロゾル	米国	AEM2
		SAGE II	O ₃ 、H ₂ O、NO ₂ 、エアロゾル	米国	ERBS
		SAGE III	エアロゾル、H ₂ O、NO ₂ 、NO ₃ 、O ₃ 、OCIO、気温、気圧、雲	米国	METEOR-3M
		HALOE	HCl、HF、ClO、NO ₂	米国	UARS
		POAM III	気温、H ₂ O、O ₃ 、エアロゾル、NO ₂	米国	SPOT4
	恒星掩蔽法	GOMOS	O ₃ 、NO ₂ 、NO ₃ 、OCIO、気温、H ₂ O	欧州	Envisat
	後方散乱法	BUV	O ₃	日本	EXOS-C (おおぞら)
		TOMS	O ₃ 、SO ₂ 、エアロゾル、UV-B	米国	Nimbus-7、Meteor-3、Earth Probe
				日本	ADEOS (みどり)
		OMI	O ₃ 、NO ₂ 、SO ₂ 、OCIO、HCHO、BrO、UV-B、エアロゾル、雲	米国	EOS-Aura
		SBUV	O ₃	米国	Nimbus-7
		SBUV/2	O ₃	米国	NOAA シリーズ
		GOME	BrO、NO ₂ 、OCIO、O ₃	欧州	ERS-2
太陽・月遮蔽法、後方散乱法	SCIAMACHY	O ₃ 、CO、CH ₄ 、N ₂ O、NO ₂ 、SO ₂ 、HCHO、H ₂ O、BrO、ClO、気温、エアロゾル	欧州	Envisat	

参考資料3. オゾン層の観測ネットワーク

全球大気監視計画(GAW 計画)

国際オゾン委員会 (IOC) は、1957～1958年の国際地球観測年 (IGY) に際して各国の気象機関にオゾン観測の実施を呼びかけ、これにより全地球規模でオゾン観測が行われるようになった。オゾン層破壊が懸念されるようになって、オゾン層のモニタリングの重要性が再認識され、WMO は、1981年にこれまでの観測所網を全球オゾン観測システム (GO₃OS: Global Ozone Observing System) として整備した。

また、オゾン層破壊、地球温暖化等の地球環境問題の顕在化に伴い、オゾン、温室効果ガスなどの大気微量成分を地球規模で観測し、データの収集、管理、提供を行う体制の実現が必要になったことから、WMO は 1989年に既存の観測網である GO₃OS 及び大気バックグラウンド汚染監視網 (BAPMoN: Background Air Pollution Monitoring Network) を基礎とした全球大気監視 (GAW) 計画を発足させた。

大気組成変化検出のためのネットワーク(NDACC)

オゾン層の変化を早期に検出し、また、オゾン層変動のメカニズムを理解することを目的として、レーザーレーダー、ミリ波放射計、フーリエ変換赤外分光計、可視・紫外分光計等の地上ベースの遠隔測定によるモニタリングステーション (一次ステーション) を北極域、北半球中緯度、熱帯、南半球中緯度及び南極大陸に配備するプロジェクトが国際的に進められている。また、二次ステーション等における補助的観測が呼びかけられている。

我が国は、運営委員会に参加している他、一次ステーションにおける観測を実施しており (赤外分光計: 気象庁気象研究所、ニュージーランドのローダーにおけるエアロゾルレーザーレーダー: 気象庁気象研究所)、また、補助的観測にも参加している (つくばにおけるオゾンレーザーレーダー、北海道陸別町におけるミリ波オゾン放射計: 国立環境研究所、北海道における可視紫外分光計及び赤外分光計: 名古屋大学)。

参考資料4. オゾンデータの管理・公表

気象庁によるデータ収集・管理・公表

我が国が収集した札幌、つくば、那覇、南鳥島、南極昭和基地におけるオゾン観測データは、気象庁地球環境・海洋部オゾン層情報センターに集められ、データチェックを経た後、毎月20日頃に「〇年〇月のオゾン層と紫外線」として各地のオゾン全量の概要・経過等について発表される。これらの観測による成果については、毎年「オゾン層観測報告」は印刷物で、「大気・海洋環境観測報告」はCD-ROMで公表されている。

WOUDCによるデータ収集・管理・公表

日本を含め世界各地から収集したオゾンデータは、カナダにあるWMOの世界オゾン・UVデータセンター(WOUDC)に送付され、全球規模の品質管理が行われる。また、反転観測値については、すべての観測点のデータを同一方式で処理して高度層ごとのオゾン量の算出を行っている。

これらの結果は、WOUDCに保存されるとともに、「世界のオゾンデータ (Ozone Data for the World)」としてインターネット及びCD-ROMの形でも公表され、世界各国に還元されている。

このほか、NASAやドイツ航空宇宙センター(DLR)が、TOMSデータやGOMEデータ等の衛星による観測データをインターネット上で公開している。

参考資料6. 1979~2008年の南半球の月平均オゾン全量分布(10月)

220m atm-cm 以下のオゾンホール領域を点域で示しており、オゾンホールの経年変化がわかる。NASA 及び NOAA 提供の衛星データをもとに気象庁が作成した。図中の●印は南極昭和基地を表す。

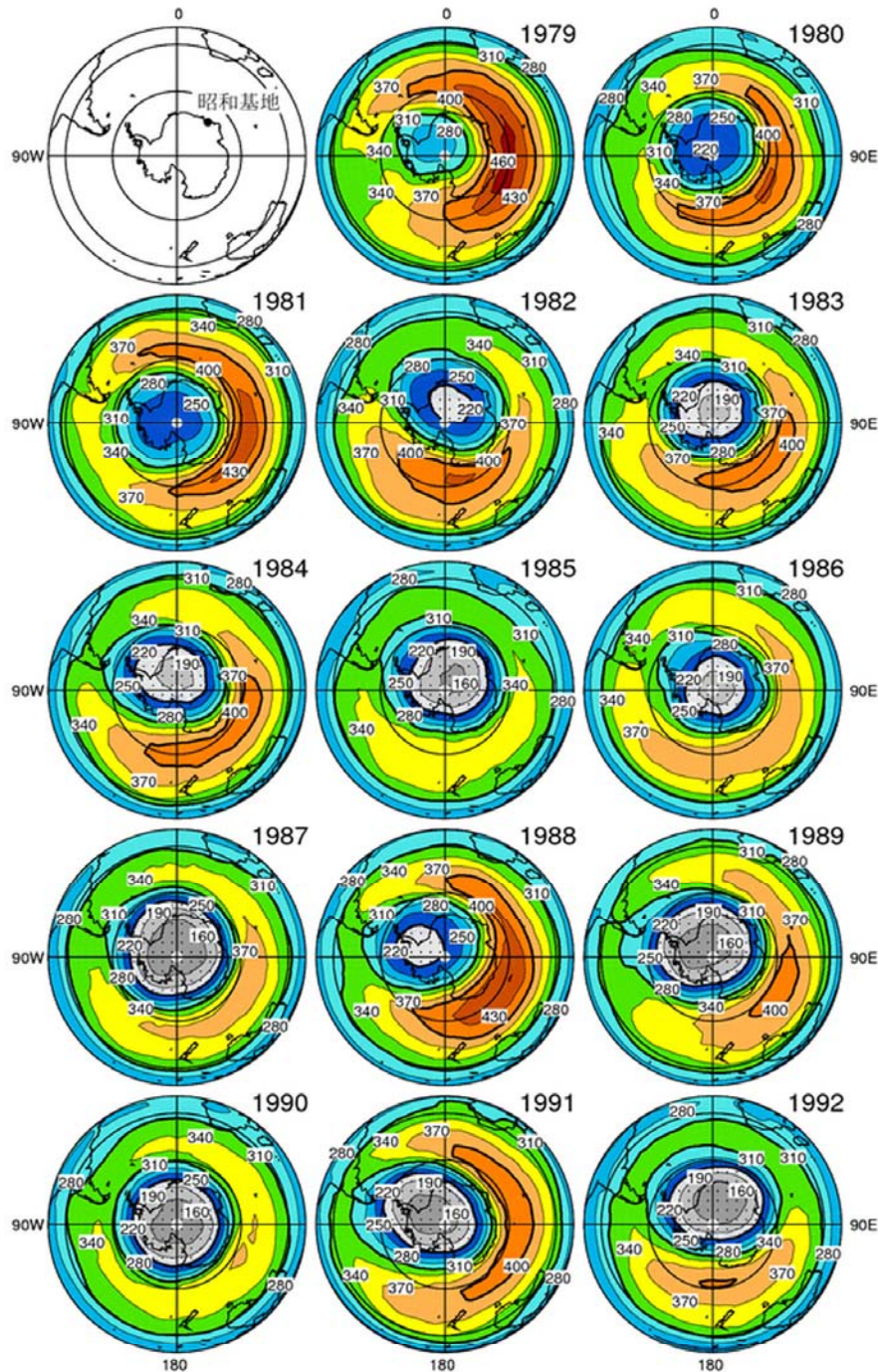


図1-資-3 10月の南半球月平均オゾン全量分布図(1979-1992年)
(出典) 気象庁オゾン層観測報告:2008

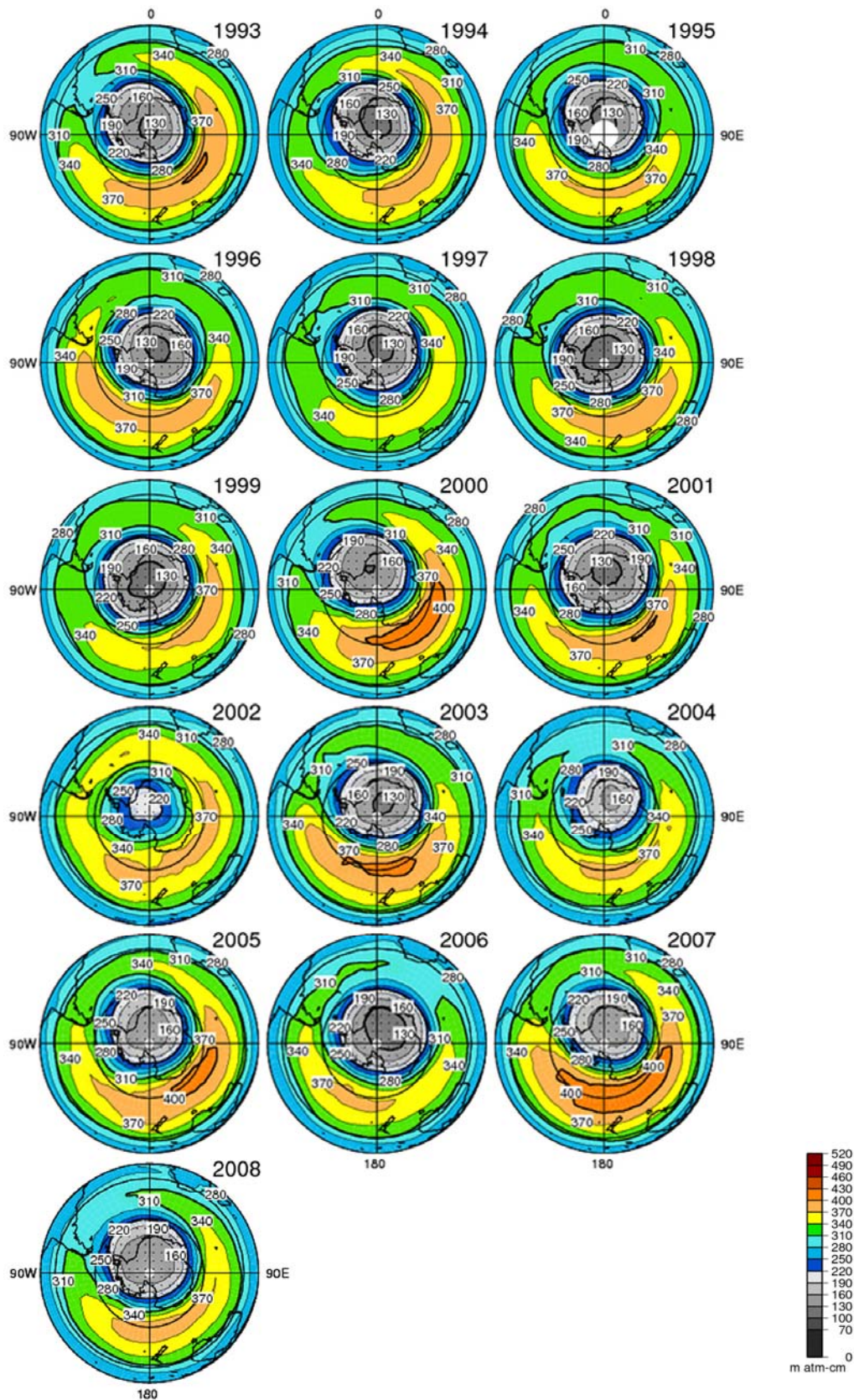


図1-資-4 10月の南半球月平均オゾン全量分布図（1993-2008年）

（出典）気象庁オゾン層観測報告:2008

参考資料7. 地上観測による南極域でのオゾン全量推移

昭和基地（●印）、ハレー（△印）、ベルナドスキ/ファラデイ（+印）、ロゼラ（□印）及びアライバルハイツ（○印）における2008年8～12月のオゾン全量観測値を図1-資-6に示す。また、図中にはオゾンホールを目安とする220 m atm-cmを破線で示した。

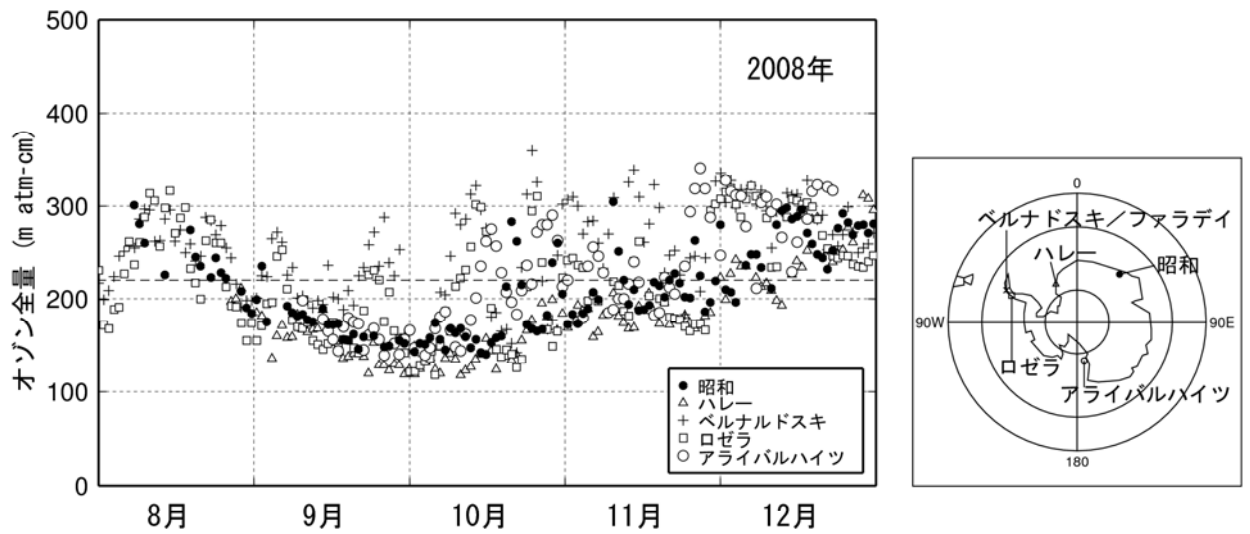


図1-資-6 南極域各国基地におけるオゾン全量の変化（2008年）

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

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romoclorometan、臭化メチルである。各物質の特徴と用途については参考資料1（P83参照）参照。

成層圏中の塩素・臭素の発生源

図 2-1-1 は、塩素・臭素を含む主要な物質が 2004 年の成層圏中の塩素・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 150 分の 1 以下である。なお、自然発生源の割合は、全塩素よりも全臭素において大きい（量としては塩素系化合物の方がはるかに大きい）。

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。

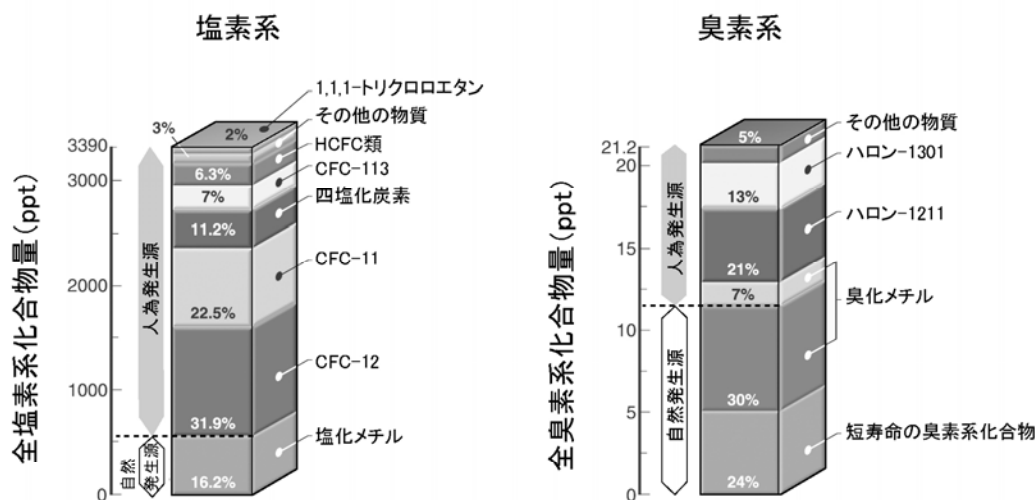


図 2-1-1 2004 年の成層圏中の塩素・臭素の主要源

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、他の 1 兆の大気分子中に 1 つのガス分子が存在することを示す。

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

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。成層圏オゾン破壊への影響は「オゾン層破壊係数 (ODP)」で示されている。ODPとはOzone Depletion Potentialの略で、CFC-11のオゾン層破壊係数を1とし、物質ごとに重量あたりで計算される。

表 2-1-1 主なオゾン層破壊物質の大気中寿命、オゾン層破壊係数^a

		大気中寿命 (年)	オゾン層破壊係数
塩素系	CFC-12	100	1
	CFC-113	85	1
	CFC-11	45	1
	四塩化炭素 (CCl ₄)	26	0.73
	HCFC	1~26	0.02~0.12
	1,1,1-トリクロロエタン (CH ₃ CCl ₃)	5	0.12
	塩化メチル	1.0	0.02
臭素系	ハロン1301	65	16
	ハロン1211	16	7.1
	臭化メチル (CH ₃ Br)	0.7	0.51
	極短寿命ガス (CHBr ₃ など)	<0.5	b

a 人間活動及び自然発生源の両方を含む

b 推計が不確実

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

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Grabサンプリング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、又は種々の物質が検出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。

(b) 大気試料の採取地点

地球規模の特定物質の平均濃度（バックグラウンド濃度）を知るためには、特定物質の発生源からの局地的な汚染の影響がない清浄大気について測定を行う。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、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、特定物質の広域分布や経年変化の観測が続けられている。

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開始している。

気象庁では、1990年から岩手県三陸町綾里で、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。

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。その多くは、現在も継続されている。

他の機関によるオゾン層破壊物質の大気中濃度観測体制

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、以下のようなネットワークでなされており、主なものとして、AGAGE・NOAA、ESRL、UCI などがある（表 2-2-1）。

表 2-2-1 観測ネットワーク

観測ネットワーク	観測点
AGAGE – Advanced Global Atmospheric Gases Experiment	Cape Grim, Tasmania (41°S, 145°E) Cape Matatula, Samoa (14°S, 171°E) Ragged Point, Barbados (13°N, 59°W) Mace Head, Ireland (53°N, 10°W) Trinidad Head, USA (41°N, 124°W)
NOAA/ESRL – National Oceanic and Atmospheric Administration/Earth System Research Laboratory	South Pole, Antarctica Palmer Station, Antarctica Cape Grim, Tasmania Cape Matatula, Samoa Mauna Loa, USA Cape Kumukahi, USA Niwot Ridge, USA Wisconsin, USA Harvard Forest, USA Barrow, USA Alert, Canada
UCI – University of California at Irvine	71°N ~ 47°S の40~45の太平洋上の地点

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

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平均濃度の状況

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平均濃度の経年変化

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。

(a) 測定対象 15 物質の大気中平均濃度のトレンド

表 2-3-1 は、特定物質等の大気中平均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平均濃度のトレンド

（評価期間は原則として 1996 年 1 月～2009 年 1 月）

物質名	平均年間変化量 ⁽¹⁾ (pptv/年)	評価期間 ⁽²⁾ (～2009 年 1 月)	現在の濃度 ⁽³⁾ (2009 年 1 月) (pptv)	年間変化率 ⁽⁴⁾ (%)
CFC-11	-1.9 ±0.1	1996 年 1 月～	238	-0.8
CFC-12	-1.5 ±0.4	2005 年 1 月～ ⁽⁵⁾	544	-0.3
CFC-113	-0.71 ±0.03	1996 年 1 月～	76	-0.9
CFC-114	-0.02 ±0.007	1996 年 1 月～	15	-0.1
CFC-115	0.06 ±0.009	1998 年 1 月～ ⁽⁵⁾	9.1	0.6
ハロン-1211	-0.04 ±0.009	2005 年 1 月～ ⁽⁵⁾	4.6	-0.9
ハロン-1301	0.05 ±0.002	1996 年 1 月～	3.5	1.5
ハロン-2402	-0.005 ±0.0007	1996 年 1 月～	0.47	-1.0
四塩化炭素	-1.3 ±0.1	1996 年 8 月～ ⁽⁶⁾	94	-1.4
1,1,1-トリクロロエタン	-3.1 ±0.1	2004 年 1 月～ ⁽⁵⁾	10.4	-29
HCFC-22	5.6 ±0.2	1996 年 1 月～	200	2.8
HCFC-141b	0.45 ±0.08	2003 年 1 月～ ⁽⁵⁾	22	2.1
HCFC-142b	0.86 ±0.03	1996 年 1 月～	20	4.2
臭化メチル	-0.07 ±0.05	2000 年 1 月～ ⁽⁵⁾	9.3	-0.7
HFC-134a	4.7 ±0.1	2000 年 8 月～ ⁽⁷⁾	56	8.4

- (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、真の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13年間（1996年1月～2009年1月）の調査結果に基づく（CFC-12、CFC-115、ハロン-1211、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、HCFC-141b、臭化メチル及びHFC-134aの評価期間については(5)～(7)を参照）。
- (3) 表中の「現在の濃度」とは、回帰式から算出される2009年1月での計算値であり、実測値ではない。
- (4) 年間変化率は、平均年間変化量を現在の濃度で除したものである。
- (5) CFC-12については濃度の低下が始まったため2005年1月から、CFC-115については、濃度の変動の傾向が安定した1998年1月から、ハロン-1211については、濃度の低下が始まったため2005年1月から、1,1,1-トリクロロエタンについては、濃度の変動の傾向が安定した2004年1月から、HCFC-141bについては濃度の変動の傾向が安定した2003年1月から、臭化メチルについては濃度の変動の傾向が安定した2000年1月からをそれぞれ評価期間とした。
- (6) 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。
- (7) 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。
- （出典）環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(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平均濃度の変化

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。北海道では、1990 年代後半以降 CFC-12 はほぼ横ばい、CFC-11、CFC-113 及び四塩化炭素は 1%/年前後の割合で減少している（図 2-3-2）。また、大気中での寿命の短い 1,1,1-トリクロロエタンの減少率は極めて大きい（図 2-3-1）。これらは、図 2-3-9 とほぼ同様の傾向を示している。

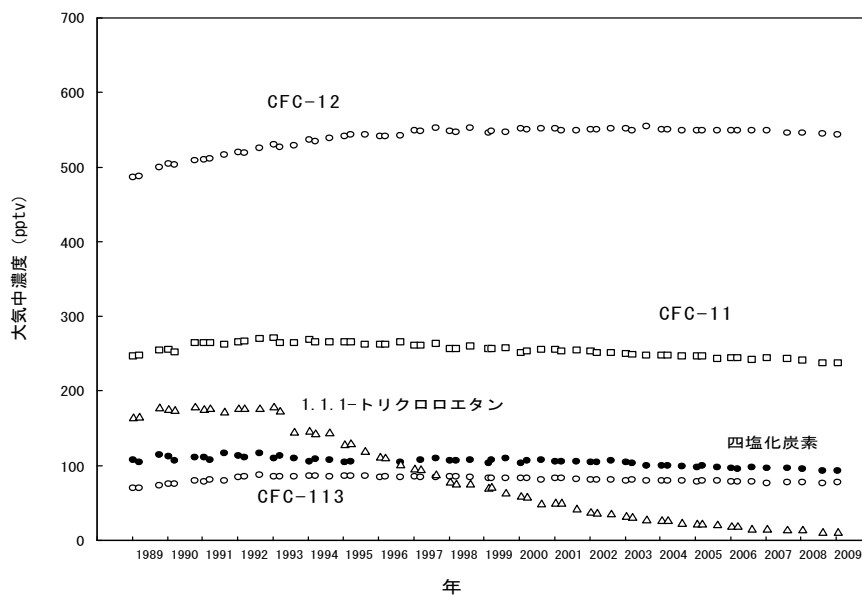


図 2-3-1 北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

(出典) 環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

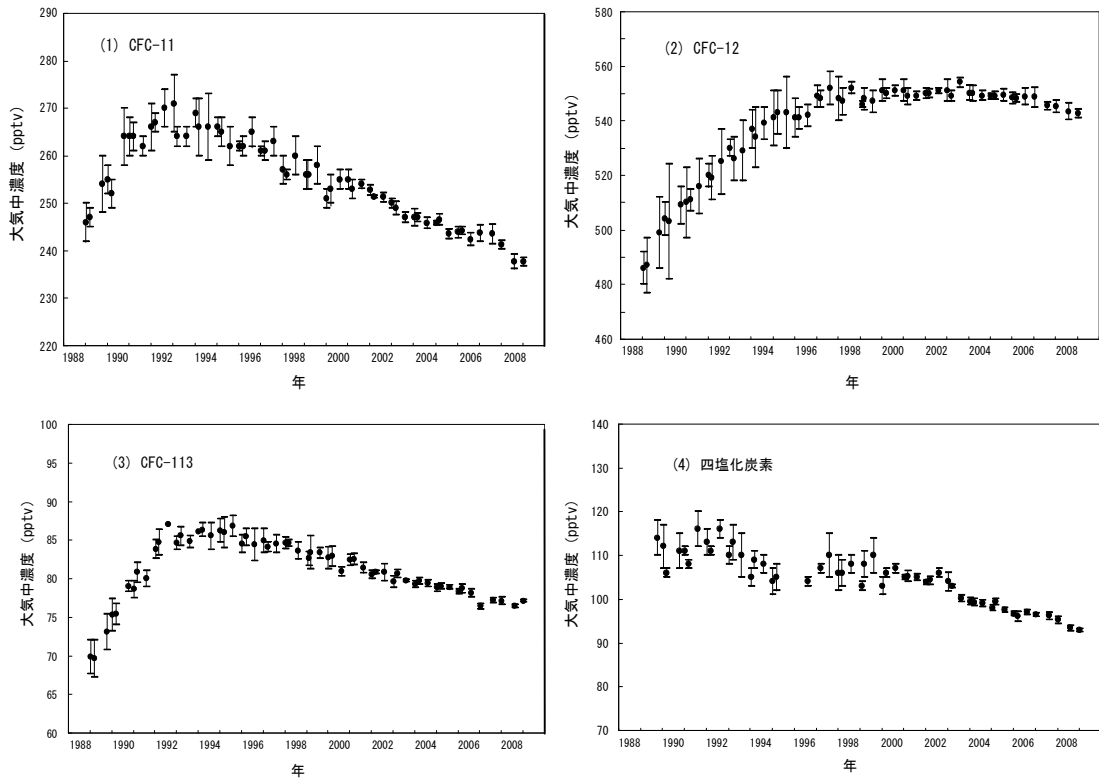


図 2-3-2 北海道における CFC-11、CFC-12、CFC-113 及び四塩化炭素の大気中平均濃度の経年変化

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。

(出典) 環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(c) CFC-114 及び CFC-115 の大気中平均濃度の変化

CFC-114 の大気中平均濃度は 15pptv 程度で近年はほとんど変化していない。CFC-115 の大気中平均濃度は増加してきたが、増加の割合は鈍化している（図 2-3-3）。

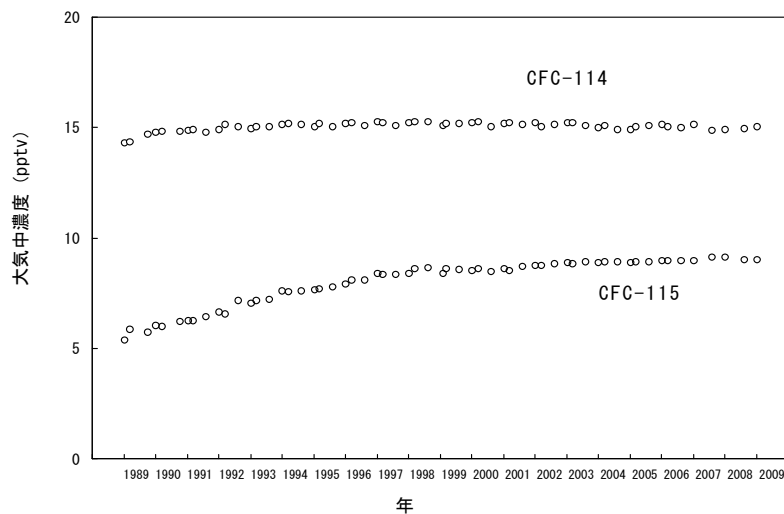


図 2-3-3 北海道における CFC-114 及び CFC-115 の大気中平均濃度の経年変化

(出典) 環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(d) ハロン-1211、ハロン-1301 及びハロン-2402 の大気中平均濃度の変化

ハロン-1211 の濃度は 1990 年代は急増してきたが、2000 年代に入って増加傾向が鈍化し、最近数年間はほとんど変化していない。ハロン-1301 の大気中平均濃度は継続して約 1.5%/年の割合で増加している。一方、ハロン-2402 の大気中平均濃度はわずかであるが減少している（図 2-3-4）。

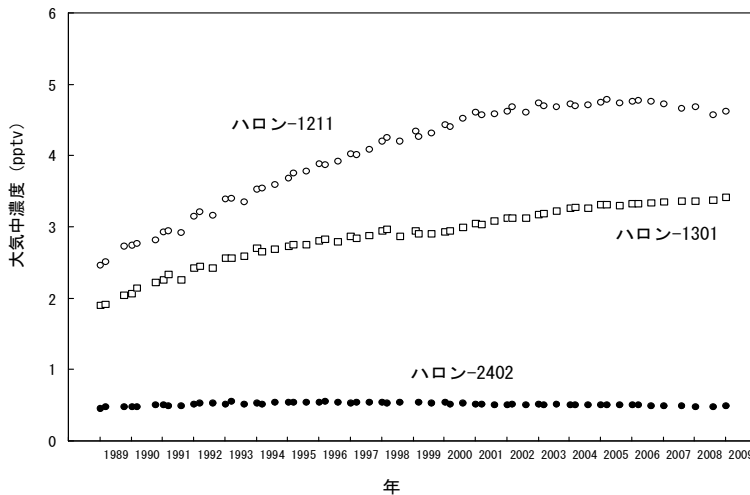


図 2-3-4 北海道におけるハロン類の大気中平均濃度の経年変化

(出典) 環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(e) HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b 及び HFC-134a の大気中平均濃度の変化

HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の大気中平均濃度は、それぞれ約 2.8%/年、約 2.1%/年及び約 4.2%/年の割合で増加している（図 2-3-5、図 2-3-6）。また、HFC-134a の大気中平均濃度の増加率は、約 8.4%/年と極めて大きい（図 2-3-6）。

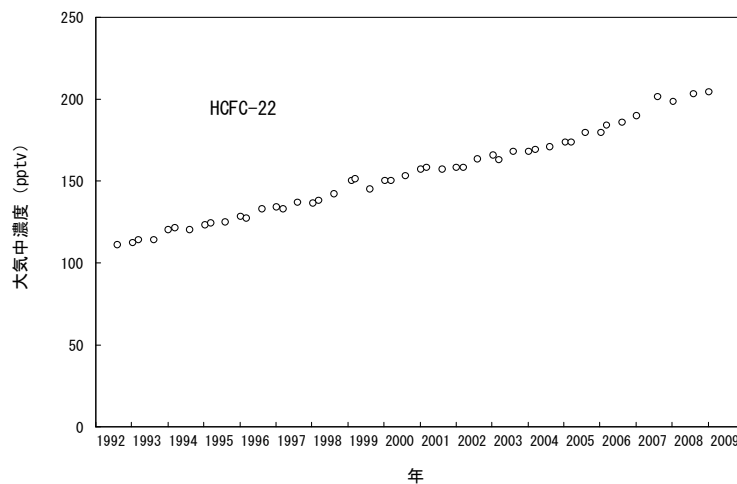


図 2-3-5 北海道における HCFC-22 の大気中平均濃度の経年変化

(出典) 環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

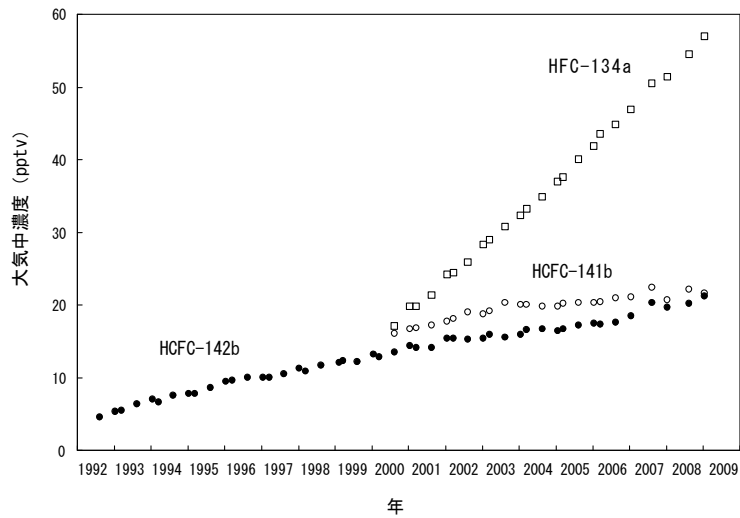


図 2-3-6 北海道における HCFC-141b、HCFC-142b 及び HFC-134a の大気中平均濃度の経年変化
 (出典) 環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(f) 臭化メチルの大気中平均濃度の変化

臭化メチルの大気中平均濃度は減少してきたが、近年はほぼ横ばいである (図 2-3-7)。

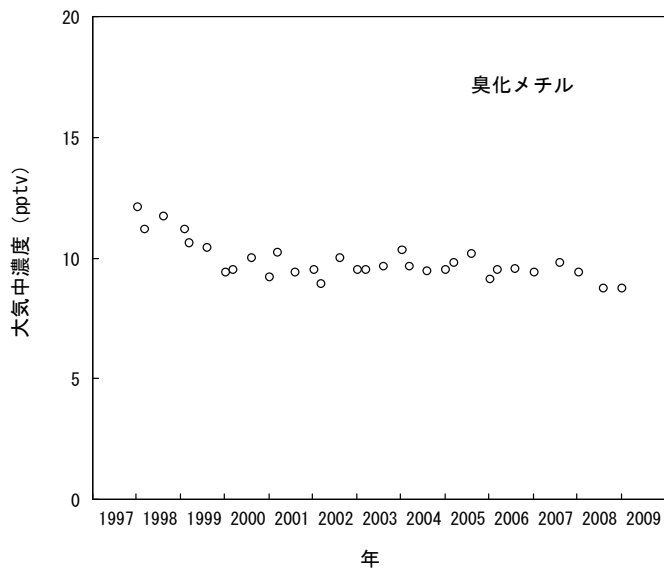


図 2-3-7 北海道における臭化メチルの大気中平均濃度の経年変化
 (出典) 環境省 平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

3-1-2. 気象庁による観測結果

岩手県大船渡市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綾里において、CFC 等の観測を行っている。綾里における CFC-12、CFC-11 及び CFC-113 濃度の経年変化を図 2-3-8 に示す。いずれも季節変化はみられない。CFC-12 濃度は 1995 年頃まで増加し、その後もごく緩やかに増加していたが、最近ではほとんど変化していない。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-113 濃度はこの間ほとんど変化しなかったが、2000 年代に入って緩やかな減少傾向がみられる。

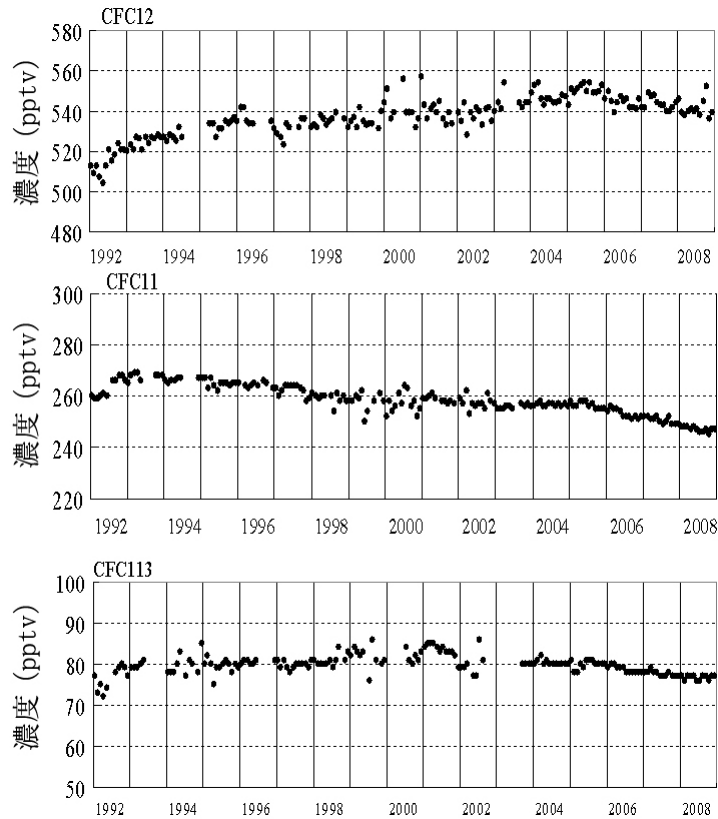


図 2-3-8 岩手県大船渡市綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

綾里における大気中の CFC-12（上）、CFC-11（中）、CFC-113（下）の月平均濃度の経年変化を示す。
（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

3-1-3. 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以前の 1979 年から東京大学で観測が行われており、北海道と南極昭和基地での観測データが蓄積されている。

東京大学によって継続的に測定されている CFC-11、CFC-12、CFC-113 及び 1,1,1-トリクロロエタン（ CH_3CCl_3 ）の、北海道及び南極昭和基地における大気中平均濃度の経年変化を、図 2-3-9 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、1990 年代後半以降濃度変化はほぼ横ばい、2000 年代ではゆっくり減少している。

南半球を代表する南極昭和基地では、1980 年代には CFC 類の主要な放出域である北半球に約 1.5 年遅れて大気中濃度が増加した。世界的な放出規制に伴って次第に北半球に従って濃度増加が小さくなり、さらに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。

その他の、東京大学による HCFC-22、HCFC-142b、HCFC-141b 及び HFC-134a の両半球における観測結果については、参考資料 4（P93）に掲載されている。

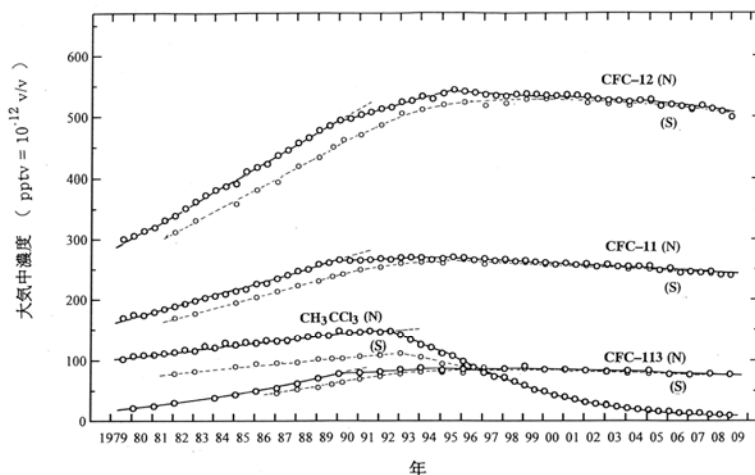


図 2-3-9 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

北半球中緯度（北海道：N）及び南半球（南極昭和基地：S）
（出典）東京大学測定結果

国際機関による観測結果

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2006」（WMO、2007）では、世界各地で観測されたオゾン層破壊物質の全球濃度がとりまとめられている。以下はその抜粋である。

(a) CFC

全球的な CFC 濃度の経年変化を図 2-3-10 に示す。

CFC-12 の大気中濃度は、北半球では減少しているところもあるものの、全球的なトレンドとしては、ほぼ横ばいである。CFC-11 及び CFC-113 の大気中濃度は近年減少している。CFC-11 及び CFC-12 の北半球と南半球の濃度差は小さくなってきたが、依然として北半球の濃度の方が高い。

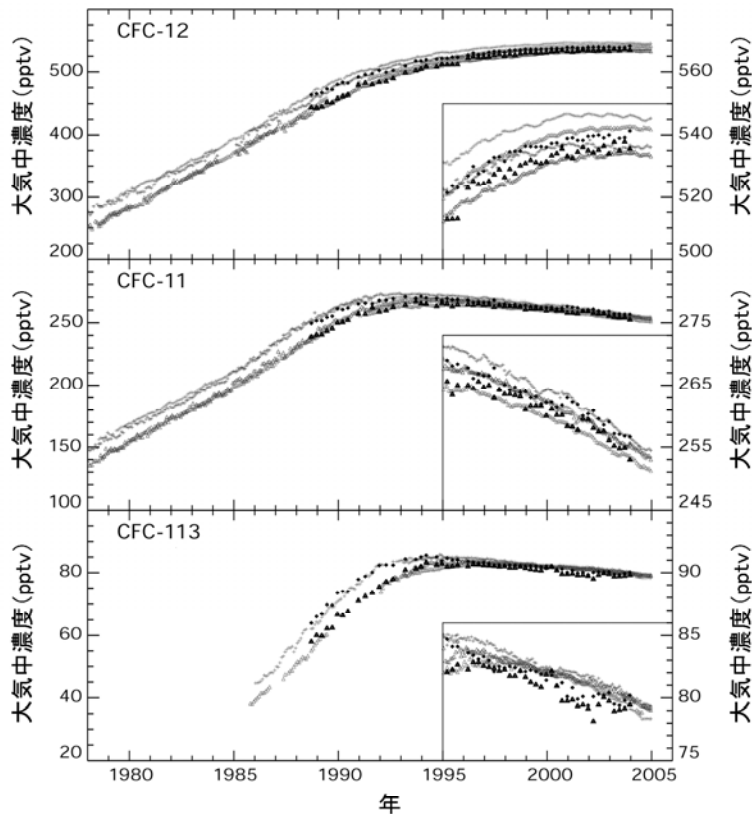


図 2-3-10 海外のネットワークで観測された CFC-12、CFC-11 及び CFC-113 の濃度変動
各観測ネットワークによる観測結果（+印は北半球、△印は南半球を示す）。なお、1995 年以降の結果が右下に拡大表示されている（右軸）。※口絵 IV 参照。口絵では、AGAGE のネットワークによる観測結果を赤色、NOAA/ESRL を青色、UCI を黒色で表している。

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

(b) 四塩化炭素及び 1, 1, 1-トリクロロエタン

全球的な四塩化炭素と 1,1,1-トリクロロエタン濃度の経年変化を図 2-3-11 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 年頃に最大値となり、その後着実に減少している。

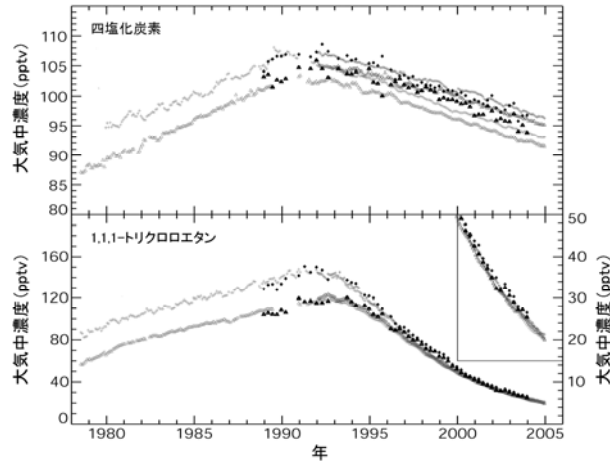


図 2-3-11 海外のネットワークで観測された四塩化炭素及び 1,1,1-トリクロロエタンの濃度変動

各観測ネットワークによる観測結果（+印は北半球、△印は南半球を示す）。2000 年以降の結果が右側に拡大表示されている（右軸）。

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

(c) ハロン

全球的なハロン 1211 とハロン 1301 の濃度の経年変化を図 2-3-12 に示す。

ハロン 1301 の大気中濃度と変化率に関しては、調査機関によって大きな相違がある。
ハロン 1211 の大気中濃度は増加しているものの、増加率は緩やかになっている。

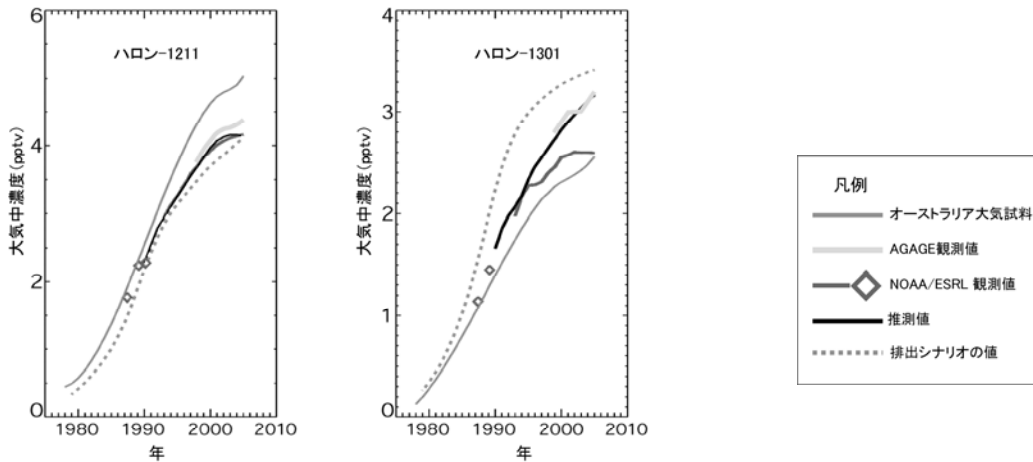


図 2-3-12 海外のネットワークで観測されたハロン 1211 及びハロン 1301 の濃度変動

「オーストラリア大気試料」は、モデルを用いて全球平均値を算出している。推測値は、Scientific Assessment of Ozone Depletion:2002 (WMO, 2003) における Ab シナリオ（モントリオール議定書北京改正（1999 年）に定められた生産量・消費量規制が遵守されると想定したシナリオ）に基づく 1990 年代初頭から 2005 年までのもの。排出シナリオの値は、UNEP Halons Technical Options Committee の排出シナリオに基づいて算出。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(d) HCFC

全球的な HCFC 濃度の経年変化を図 2-3-13 に示す。

HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b の大気中濃度はいずれも急速に増加している。ただし、HCFC-141b 及び HCFC-142b の濃度は近年増加率が緩やかになってきている。

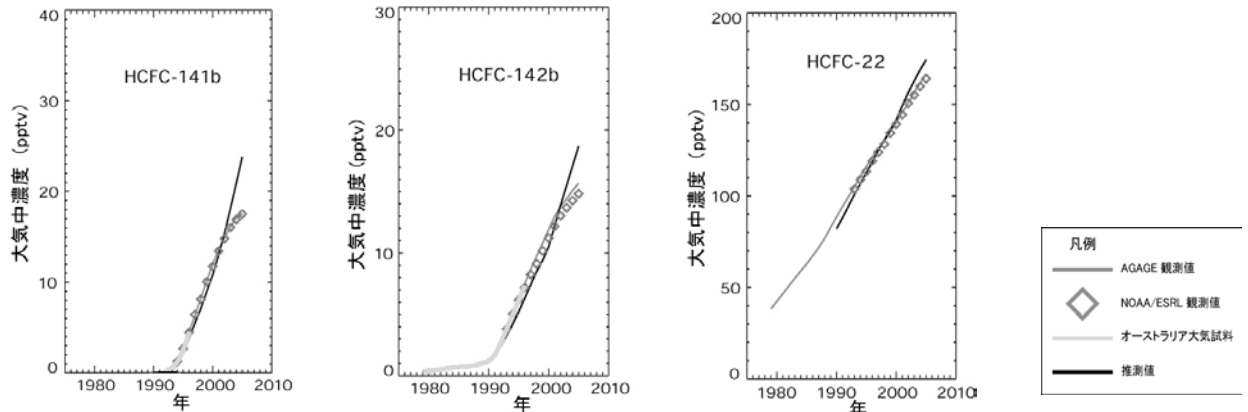


図 2-3-13 海外のネットワークで観測された HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の濃度変動

「オーストラリア大気試料」は、モデルを用いて全球平均値を算出している。推測値は、Scientific Assessment of Ozone Depletion:2002 (WMO, 2003) における Ab シナリオ (モントリオール議定書北京改正 (1999 年) に定められた生産量・消費量規制が遵守されると想定したシナリオ) に基づく 1990 年代初頭から 2005 年までのもの。計算に用いた半減期は、それぞれ 9.3、17.9、12.0 年。

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

(e) HFC-134a

図 2-3-14 は全球的な HFC-134a 濃度の経年変化である。

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、大気中の平均濃度も急速に増加している。

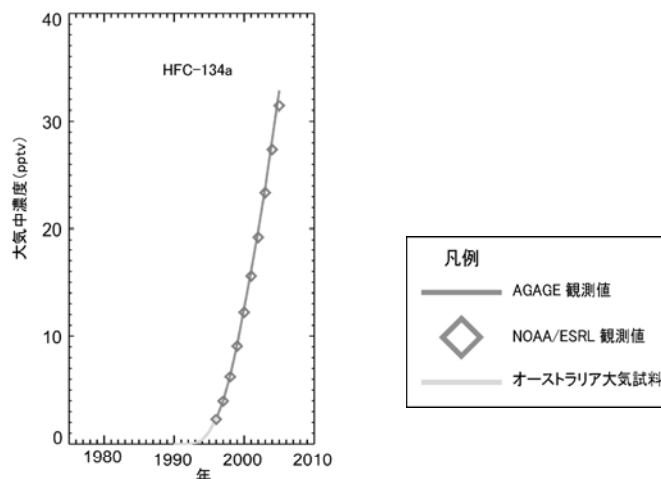


図 2-3-14 海外のネットワークで観測された HFC-134a の濃度変動

1995 年以前の観測値は、オーストラリアで採取された大気の実験に基づいている。

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

(f) 臭化メチル

臭化メチルの濃度は、1999 年以前と比べて減少している（図 2-3-15）。

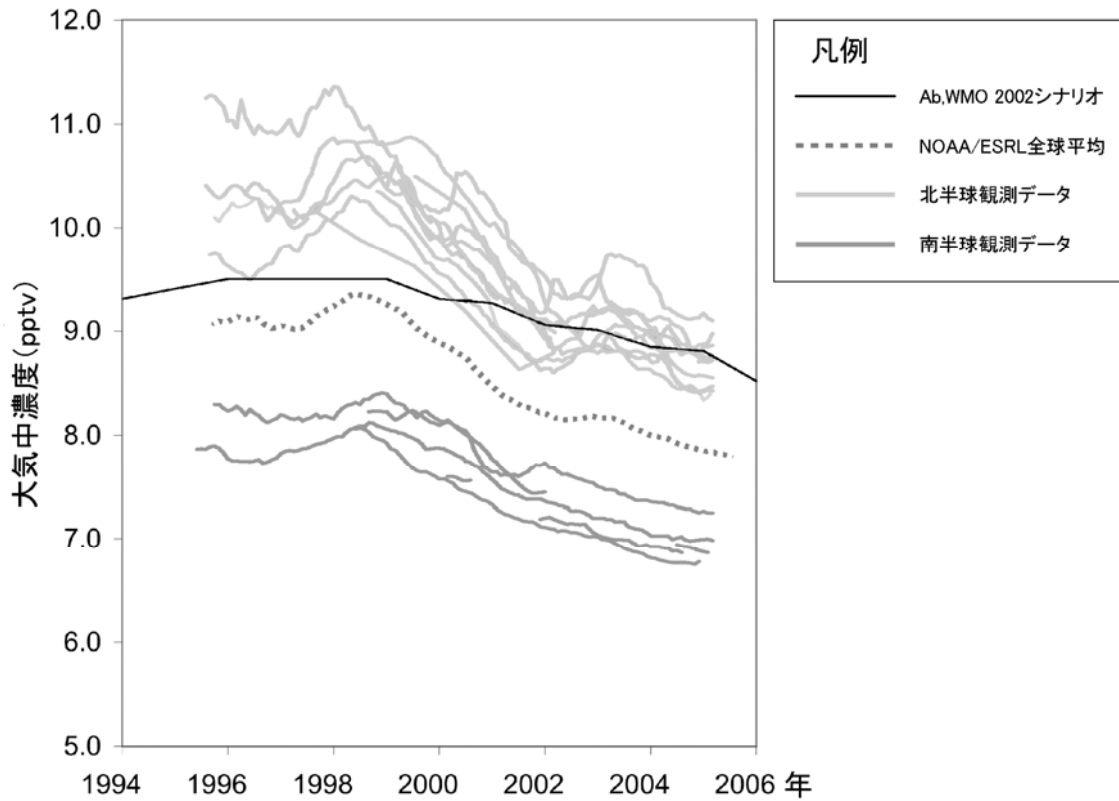


図 2-3-15 世界各地で観測された臭化メチルの濃度変動

世界各地での臭化メチルの観測結果。黒線は Scientific Assessment of Ozone Depletion:2002 (WMO, 2003) における Ab シナリオ (モントリオール議定書北京改正 (1999 年) に定められた生産量・消費量規制が遵守されると想定したシナリオ) に基づく推測値。

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

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推移(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 2-3-16 に、1991 年 3 月から 2009 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 2009 年 2 月までの HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b、臭化メチル及び HFC-134a 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。

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いずれも次第に図 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。また、近年では 1990 年代前半のような顕著な変動は収まっており、変動の幅が小さくなっている。これらは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。

ただし、CFC-11 及び CFC-12 については、低い頻度ではあるがときどき高い濃度が検出される場合もあり、現在も放出される場合があることを示している。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、大気中濃度変動幅は非常に小さくなり、都市域での放出量が非常に小さくなっていることを示している。HCFC-22、HCFC-141b 及び HFC-134a は頻繁に高い濃度で検出されている。これらの物質は冷媒や発泡剤として多く使用され、機器装置類の中に大量に存在しており、それらからの放出を反映していると考えられる。HCFC-142b 及び臭化メチルでは、その濃度も変動の値も北海道に比較してさほど大きくはなく、都市部でも放出は限定的と考えられる。

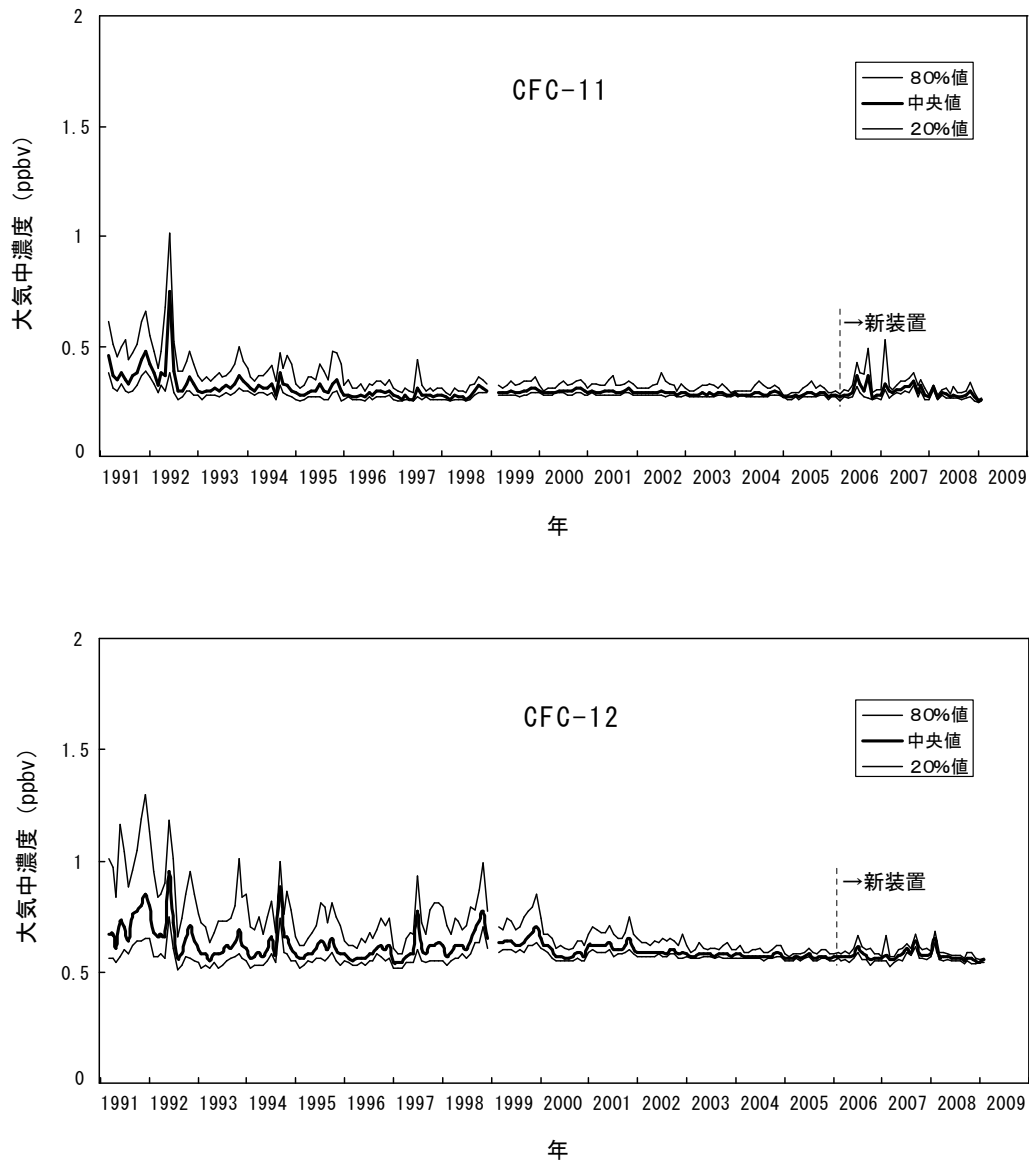


図 2-3-16 川崎市における特定物質等の月別濃度の推移

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。

(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
及び平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

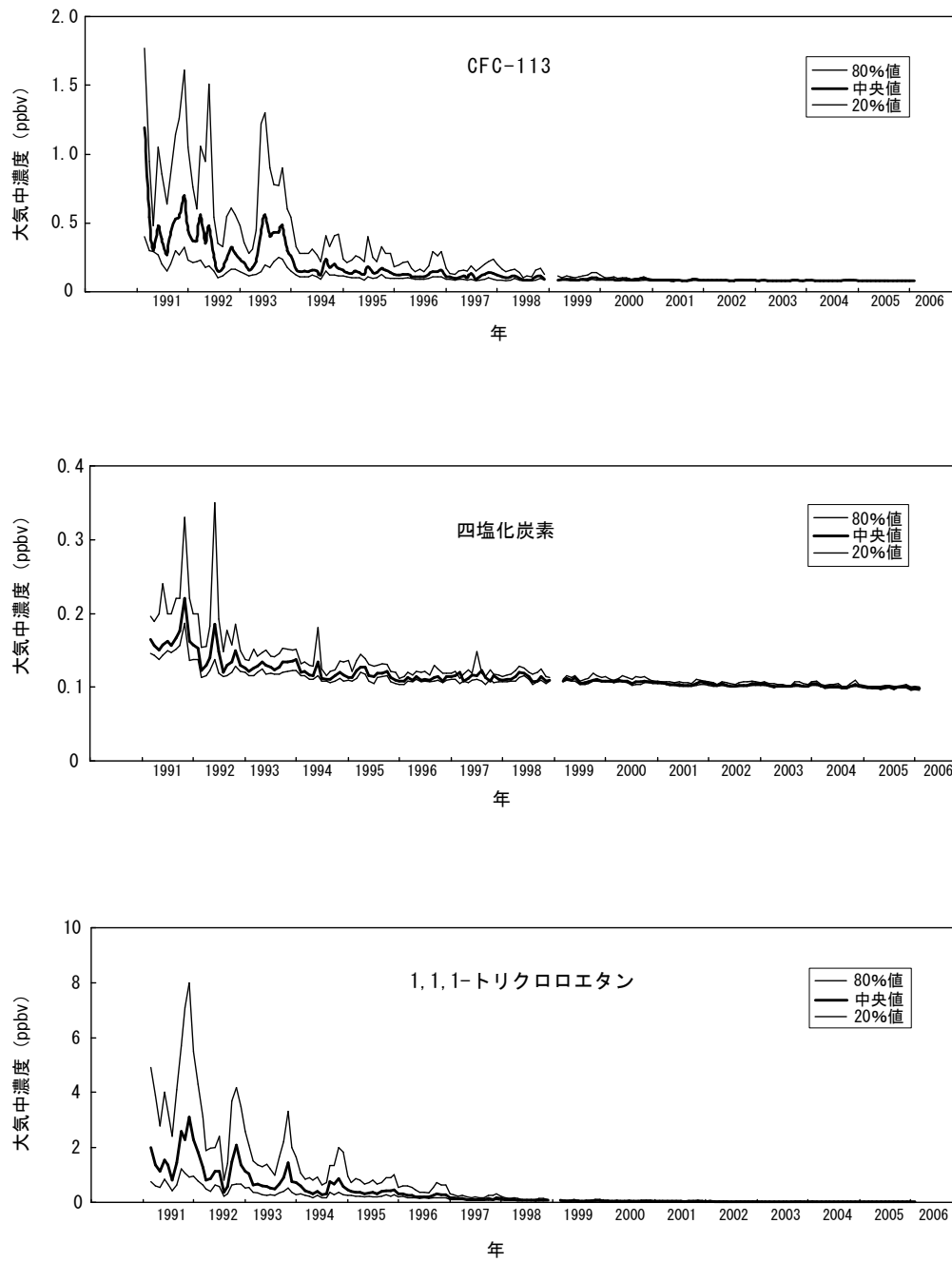


図 2-3-16 川崎市における特定物質等の月別濃度の推移（続き）

（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
及び平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

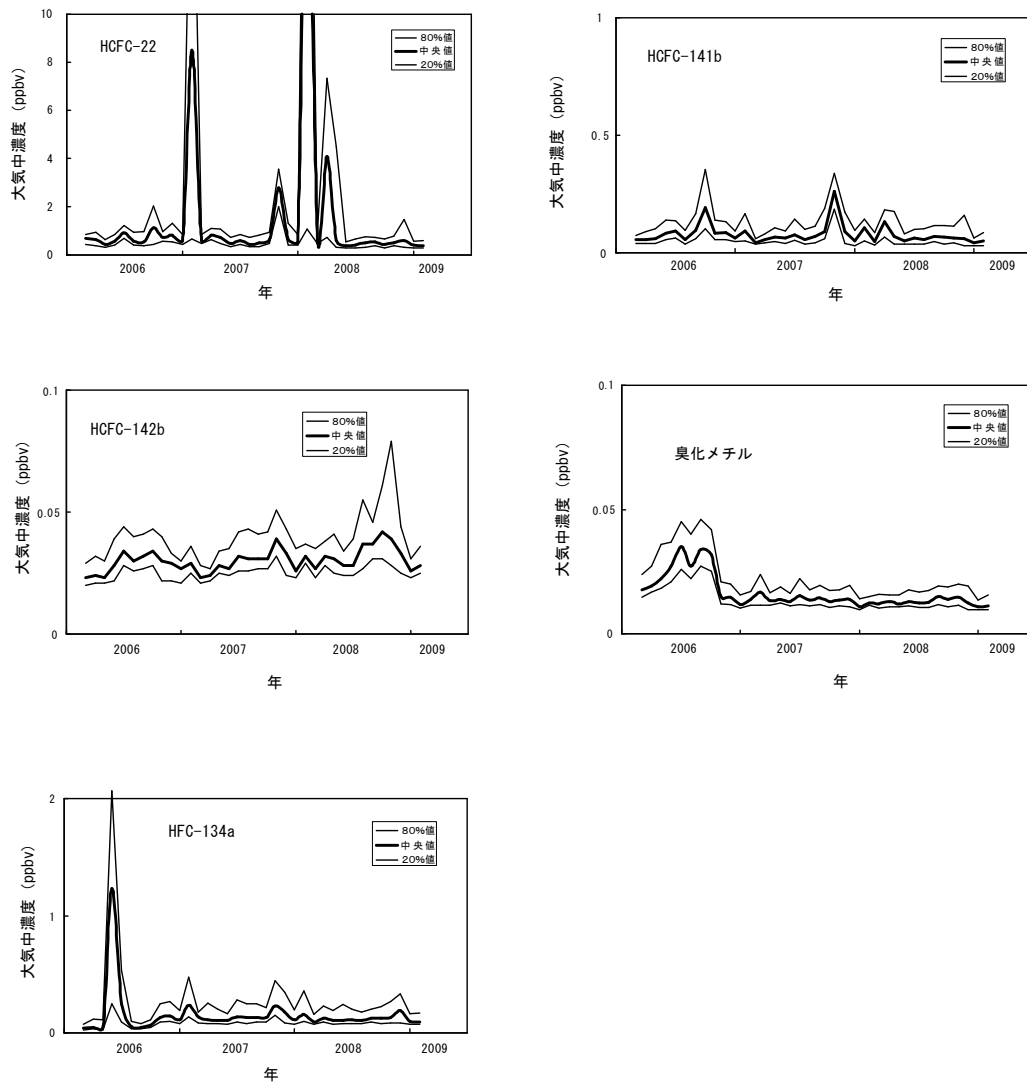


図 2-3-16 川崎市における特定物質等の月別濃度の推移（続き）

（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
及び平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

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：2006」（WMO,2007）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（P12 脚注参照）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数十年かかると考えられる。

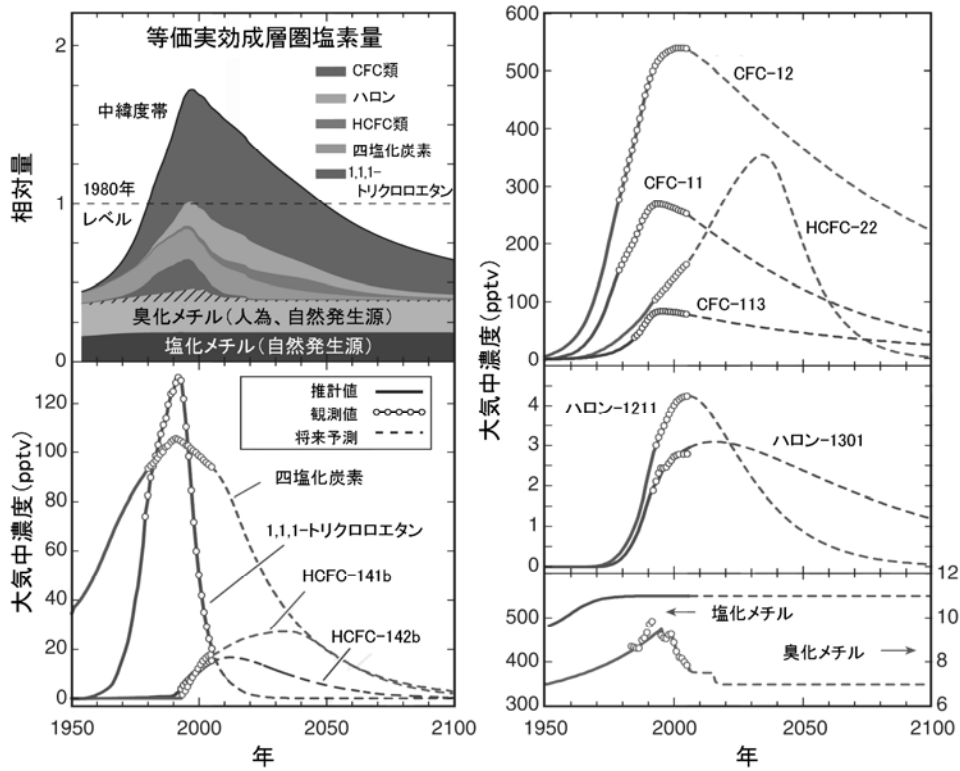


図 2-4-1 大気中のオゾン層破壊物質の推移と将来予測

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

CFC の将来予測

CFC の大気中寿命は非常に長く、また、CFC は冷凍空調機器や断熱材に使用されており大気中にゆっくりと放出されるので、CFC の大気中の濃度は、1,1,1-トリクロロエタンに比べると極めてゆっくり減少する。

HCFC の将来予測

モントリオール議定書では、当面の間 HCFC を使用できることになっているため、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、対流圏内で一部破壊されるので、CFC に比べるとオゾン層に対する影響は少ない。

モントリオール議定書に基づくと、先進国での HCFC の生産は 2020 年までに、途上国においても 2040 年までに、原則全廃される。「オゾン層破壊の科学アセスメント：2006」（WMO,2007）では、HCFC の大気中濃度は 2020～30 年でピークに達し、その後減少するとされていたが、2007 年 9 月の第 19 回締約国会議において、これら HCFC の規制スケジュールの前倒しが決定されたため、同スケジュールが遵守されれば、HCFC の大気中濃度の上昇速度の抑制や減少の加速が期待される（P145～146 参照）。

ハロン類の将来予測

ハロン類は、先進国では 1993 年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、また、途上国において生産・消費がまだ認められているため、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存量に近づくが、その値は定かではない。

参考資料

参考資料 1. 特定物質の特徴と用途

CFCとHCFC

(参考) フロンとは

フロンとは、炭素、フッ素等からなる化合物である。フロンという総称は日本のみで使われ、正式にはフルオロカーボンという。CFC（クロロフルオロカーボン）、HCFC（ハイドロクロロフルオロカーボン）などの種類がある。また、これらの代替物質として、オゾン層を破壊しないものの温室効果の高いHFC（ハイドロフルオロカーボン）があり、特定製品に係るフロン類の回収及び破壊の実施の確保等に関する法律（フロン回収・破壊法）では、CFC、HCFC、HFCをあわせてフロン類と定義している。なお、特定フロンとは、CFCのうち、モントリオール議定書附属書AグループIに定める5物質のことを指し、1996年に生産・消費が全廃されている。

フロンの特徴は、圧力を加えたり減らすことによって、常温で容易に気体から液体、液体から気体に変化する点である。フロンは1930年に米国で電気冷蔵庫の冷媒として開発された。当時冷媒として使われていたアンモニアやクロロメタン（塩化メチル）などは可燃性や腐食性などがあり、毒性も強かったため、フロンはそれに代わる物質として普及した。

また、比較的毒性が低いこと、不燃性であること、熱に対しても化学的にも安定で分解しにくいことなどの性質から、エアコン等の冷媒、電子部品等の洗浄剤、建築用や冷凍冷蔵庫機器の断熱材に使用される硬質ウレタンフォームなどの発泡剤、スプレーの噴射剤など、日常生活の中で広く使用されてきた。

日本では、オゾン層保護法によってCFCは1996年1月1日以降原則として生産が禁止され、HCFCは生産量が段階的に削減されている。ただし、それ以前に製造され、製品中に残留して現在も使用されているものも多い。

表 2-資-1 フロンの主な用途

	主な用途
CFC-11	ビルの空調機などの冷媒、断熱材の発泡剤、ぜん息治療薬用噴霧吸入器の噴射剤
CFC-12	断熱材の発泡剤、業務用冷凍空調機器の冷媒、家庭用冷蔵庫の冷媒、飲料用自動販売機の冷媒、カーエアコンの冷媒、ぜん息治療薬用噴霧吸入器の噴射剤
CFC-13	冷媒、工業原料
CFC-112	電子機器や精密機器の洗浄剤
CFC-113	電子機器や精密機器の洗浄剤、工業原料
CFC-114	ぜん息治療薬用噴霧吸入器の噴射剤、スプレー噴射剤、工業原料
CFC-115	業務用冷凍空調機器の冷媒

表 2-資-1 フロンの主な用途（続き）

	主な用途
HCFC-21	工業原料
HCFC-22	断熱材の発泡剤、業務用冷凍空調機器の冷媒、飲料用自動販売機の冷媒、家庭用ルームエアコンの冷媒、スプレー噴射剤、フッ素樹脂の製造用原料
HCFC-123	大型冷凍機用の冷媒、工業原料
HCFC-124	冷媒
HCFC-133	工業原料
HCFC-141b	断熱材の発泡剤、電子機器や精密機器の洗浄剤
HCFC-142b	断熱材の発泡剤、工業原料
HCFC-225	ドライクリーニング溶剤、電子部品などの精密部品の洗浄剤

（出典）環境省 化学物質ファクトシート 2007年度版

ハロン

ハロン類は、1960年代後半からアメリカにおいて研究開発が進められ、1970年にはガス系消火剤として実用化された。我が国では1971年に消防法に基づく特例措置としてハロン類の使用が認められ、ハロン類の使用が急速に増えた。ハロン1301、ハロン1211はともに常温で気体であり、ハロン2402は常温で液体である。いずれも消火剤として用いられるが、ハロン1301が最も多く使用されている。

ハロン類が急速に普及した主な理由は、消火後に物が汚れたり傷ついたりすることがなく、電気絶縁性が問題となる施設でも使用できる長所があることや、消火能力にすぐれ、二酸化炭素に比べて少量で消火できるため、ハロン類の貯蔵設備や容器を小型にできることである。また、ハロン類は人体に影響を及ぼす濃度よりも低濃度で消火するため安全性が高い点も普及した理由である。

このため、ハロン類を用いた消火設備は、地下駐車場、航空機や船舶、ライフライン等の維持管理に必要なコンピュータ室や通信機器室、美術品展示室などの施設に広く採用されてきた。

日本では、オゾン層保護法によって、ハロン類の製造は原則として禁止されているが、それ以前に製造されたものは現在でも使用されている。

代替物質の開発が進められているが、ハロン類に完全に代わる消火剤は現在も開発されていないため、ハロンバンク推進協議会（現「消防環境ネットワーク」）が1993年に設立され、ハロン類の適正な管理と回収、リサイクルハロンの活用によって必要量の供給が行われている。

四塩化炭素

四塩化炭素は、炭素と塩素からなる有機化合物で、水に溶けにくく、常温では揮発性が高い無色透明の液体である。不燃性であり、消火効果が高い薬剤として古くから知られ、19世紀後半には割れやすいガラス容器に四塩化炭素を入れて火災に投げ込む方法で消火

に利用されたり、20世紀前半にはポンプ式消火器の消火剤にも使われていた。20世紀後半に入ってから、主にフロン類の製造原料として使われたり、溶剤、機械洗浄剤、殺虫剤の原料などとして利用されてきた。

日本では、オゾン層保護法によって、原則として製造が禁止されている。ただし、試験研究や分析用などの特別な用途、又は他の化学物質の原料として使用するための四塩化炭素の製造は認められている。また、製造が禁止される以前に製造されたものは、現在でも使用されている。現在は、四塩化炭素のほとんどは、他のクロロカーボン、農薬、ふっ素系ガスなどの原料として使われている他、試薬としてもわずかだが使われている。

1,1,1-トリクロロエタン

1,1,1-トリクロロエタン（別名メチルクロロホルム）は、塩素を含む有機化合物で、水に溶けにくく、また常温では揮発性が高い無色透明の液体である。かつては電気・電子、輸送機器、精密機器等、幅広い工業分野で金属洗浄用に使われていた。これは、金属洗浄用に多用されていたトリクロロエチレンやテトラクロロエチレンの有害性が問題となったことから、それらの代替品としての需要が増えたことによる。この他、ドライクリーニング用溶剤、繊維のシミ抜き剤、また印刷工程で印刷製版を仕上げる際などにも使われていた。

日本では、オゾン層保護法で製造が禁止されている。ただし、試験研究や分析用などの特別な用途、あるいは代替フロン（HCFC141bやHCFC142bなど）など、他の化学物質の原料として使用するための1,1,1-トリクロロエタンの製造は認められている。また、それ以前に製造されたものは、現在でも使用されている。

HBFC

我が国での使用実態はない。

ブロモクロロメタン

我が国での使用実態はない。

臭化メチル

臭化メチルは、常温で無色透明の気体で、畑やハウス栽培などで主に土壌用の殺虫剤として利用される農薬の有効成分（原体）である。通常は加圧されて液化ガスとして貯蔵、輸送される。液化臭化メチルは、加圧が解かれると速やかに揮発するが、空気より重いいため、拡散したり希釈されにくい。缶入りの液体臭化メチルは、畑地の農業用シートなどの下で缶を開けて揮発させ、そのガスを土壌中に広がらせる。

対象となる作物は幅広く、スイカ、メロン、キュウリ、イチゴ、トマト、ピーマン、シヨウガや花き類などがあげられる。また、つる割病、立枯病、根腐病、青枯病、カビ、ウ

イルスやセンチュウなど、広範囲の病害虫に対して殺虫・殺菌効果があるため、多用されてきた。

臭化メチルは、検疫用にも使われている。農作物の輸出入の際に病害虫が侵入したり広まったりしないように、倉庫などに農作物を入れて消毒する。

日本では、オゾン層保護法によって原則として製造が禁止されているが、一部の農作物については技術的、経済的に代替が困難で、臭化メチルの使用が不可欠であることから、例外的に製造を認められている。なお、検疫と出荷前処理に用いるための製造については規制の対象外となっている。

臭化メチルは自然発生源をもつ物質である。最近の研究では自然発生源は熱帯域に集中しており、自然起源の臭化メチルの総量は全臭化メチルの約80%を占めることが示されている(WMO,2007)。

参考資料2. 北海道における特定物質等の平均濃度の経年変化

環境省調査により北海道（非汚染地域）で観測された特定物質等の平均濃度の経年変化は表2-資-2のとおりであった。

結果は各月の測定結果の平均値（平均値は原則として6試料の測定結果から求めた）である。一部の物質について濃度を3桁まで表示したが、必ずしも有効数字を意味するものではない。

なお、それぞれの物質ごとの変化は本文中の図2-3-1～図2-3-7にてグラフ化されている。

表2-資-2 北海道における特定物質等の大気中平均濃度の経年変化

(単位：pptv)

試料採取時期	CFC-11		CFC-12		CFC-113		CFC-114		CFC-115	
	濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差
1989年1月	246	4	486	3	69.8	2.2	14.3	0.3	5.32	0.07
3月	247	2	487	4	69.6	2.4	14.3	0.2	5.81	0.13
11月	254	6	499	9	73.1	2.3	14.6	0.2	5.67	0.34
1990年1月	255	3	504	4	75.3	2.1	14.7	0.2	5.98	0.31
3月	252	3	503	3	75.4	1.4	14.8	0.1	5.93	0.12
10月	264	6	509	2	79.0	0.7	14.8	0.1	6.17	0.28
1991年1月	264	4	510	2	78.6	1.1	14.8	0.1	6.23	0.49
3月	264	3	511	4	80.8	1.3	14.9	0.3	6.26	0.33
8月	262	2	516	5	80.0	1.0	14.7	0.1	6.40	0.04
1992年1月	266	5	520	3	83.8	1.2	14.9	0.3	6.59	0.24
3月	267	2	519	5	84.7	1.7	15.1	0.1	6.53	0.11
8月	270	4	525	2	87.0	-	15.0	0.1	7.14	0.37
1993年1月	271	6	530	3	84.6	0.8	14.9	0.2	7.02	0.20
3月	264	2	526	6	85.5	1.2	15.0	0.3	7.13	0.14
8月	264	2	529	3	84.8	0.8	15.0	0.1	7.17	0.30
1994年1月	269	3	537	5	86.1	-	15.1	0.2	7.58	0.37
3月	266	6	534	3	86.3	0.9	15.1	0.3	7.51	0.40
7月	266	7	539	4	85.5	1.7	15.1	0.2	7.57	0.24
1995年1月	266	2	541	5	86.2	1.5	15.0	0.2	7.61	0.23
3月	265	3	543	4	86.0	2.0	15.1	0.4	7.67	0.19
8月	262	4	543	5	86.2	1.4	15.0	0.2	7.76	0.11
1996年1月	262	1	541	4	84.5	1.2	15.2	0.2	7.89	0.09
3月	262	2	541	4	85.4	1.1	15.2	0.2	8.04	0.29
8月	265	3	542	4	84.4	2.1	15.0	0.2	8.04	0.18
1997年1月	261	1	549	3	84.9	1.6	15.2	0.1	8.38	0.08
3月	261	2	548	3	84.1	0.6	15.2	0.2	8.32	0.07
8月	263	3	552	6	84.5	1.2	15.0	0.3	8.33	0.03
1998年1月	257	3	548	4	84.6	0.7	15.2	0.1	8.27	0.39
3月	256	1	547	4	84.6	0.4	15.2	0.2	8.56	0.12
8月	260	4	552	2	83.6	1.1	15.3	0.2	8.64	0.19
1999年2月	256	3	546	1	82.6	0.9	15.1	0.2	8.36	0.29
3月	256	3	548	4	83.4	2.1	15.2	0.3	8.56	0.48
8月	258	4	547	3	83.3	0.7	15.2	0.3	8.55	0.13
2000年1月	251	2	551	4	82.7	1.4	15.2	0.1	8.48	0.13
3月	253	3	550	2	82.9	1.3	15.2	0.2	8.58	0.25
8月	255	2	551	2	81.3	0.6	15.0	0.1	8.44	0.10
2001年1月	255	2	551	4	82.4	0.7	15.1	0.2	8.56	0.22
3月	253	2	549	3	82.5	0.7	15.2	0.1	8.48	0.16
8月	254	1	549	2	81.4	0.7	15.1	0.2	8.65	0.17
2002年1月	253	1	550	2	80.5	0.5	15.2	0.2	8.72	0.16
3月	252	1	550	2	80.8	0.2	15.0	0.2	8.70	0.12
8月	251	1	551	1	80.8	1.1	15.1	0.2	8.79	0.22
2003年1月	250	1	551	4	79.6	0.7	15.2	0.2	8.83	0.23
3月	249	2	549	2	80.6	0.5	15.2	0.1	8.79	0.25
8月	247	1	554	2	79.7	0.2	15.1	0.2	8.90	0.20
2004年1月	247	2	550	2	79.3	0.4	14.9	0.1	8.82	0.23
3月	247	1	550	3	79.7	0.4	15.0	0.1	8.87	0.19
8月	246	1	548	4	79.4	0.4	14.9	0.2	8.85	0.24
2005年1月	246	1	549	1	78.8	0.5	14.9	0.2	8.86	0.16
3月	246	1	549	1	79.0	0.4	15.0	0.1	8.87	0.23
8月	244	1	549	2	78.9	0.3	15.0	0.1	8.89	0.13
2006年1月	244	1	548	2	78.3	0.3	15.1	0.1	8.93	0.11
3月	244	1	549	1	78.7	0.6	15.0	0.1	8.92	0.08
8月	242	1	549	3	78.1	0.5	15.0	0.2	8.92	0.13
2007年1月	244	2	549	4	76.4	0.4	15.1	0.1	8.91	0.08
8月	243	2	545	2	76.1	0.6	14.8	0.2	9.02	0.11
2008年1月	241	1	544	2	77.1	0.5	14.9	0.3	9.09	0.16
8月	238	2	544	3	76.4	0.2	14.9	0.1	8.96	0.08
2009年1月	238	1	543	2	77.2	0.2	15.0	0.3	8.90	0.07

(出典) 環境省 平成20年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

表2-資-2 北海道における特定物質等の大気中平均濃度の経年変化(続き)

(単位: pptv)

試料採取時期	ハロン-1211		ハロン-1301		ハロン-2402		四塩化炭素		1,1,1-トリクロロエタン	
	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差
1989年1月	2.45	0.09	1.89	0.03	0.45	0.02	108	3	165	2
3月	2.51	0.14	1.91	0.05	0.47	0.01	104	1	166	4
11月	2.72	0.07	2.04	0.10	0.46	0.01	114	4	178	13
1990年1月	2.73	0.04	2.06	0.06	0.47	0.03	112	5	176	6
3月	2.76	0.01	2.14	0.02	0.48	0.02	106	1	175	2
10月	2.81	0.04	2.21	0.04	0.50	0.02	111	4	179	12
1991年1月	2.93	0.08	2.25	0.03	0.49	0.02	111	1	176	2
3月	2.94	0.05	2.33	0.05	0.48	0.02	108	1	177	2
8月	2.91	0.05	2.25	0.02	0.48	0.01	116	4	172	8
1992年1月	3.14	0.08	2.42	0.02	0.51	0.02	113	3	177	3
3月	3.20	0.10	2.44	0.06	0.52	0.02	111	1	177	1
8月	3.15	0.03	2.41	0.07	0.52	0.02	116	2	177	4
1993年1月	3.38	0.07	2.56	0.03	0.51	0.01	110	2	177	10
3月	3.39	0.08	2.55	0.06	0.54	-	113	4	174	9
8月	3.34	0.03	2.58	0.02	0.50	0.01	110	5	146	4
1994年1月	3.52	0.10	2.70	0.01	0.52	0.02	105	2	147	6
3月	3.54	0.04	2.64	0.06	0.51	0.03	109	2	143	2
7月	3.58	0.07	2.68	0.05	0.53	0.01	108	2	144	11
1995年1月	3.67	0.08	2.72	0.05	0.54	0.01	104	3	129	2
3月	3.75	0.05	2.74	0.04	0.53	0.02	105	3	130	2
8月	3.78	0.10	2.74	0.09	0.54	-	-	-	120	2
1996年1月	3.88	0.04	2.80	0.07	0.54	-	-	-	112	1
3月	3.87	0.09	2.82	0.06	0.54	0.01	-	-	111	2
8月	3.91	0.08	2.79	0.02	0.53	0.01	104	1	102	7
1997年1月	4.02	0.10	2.86	0.04	0.53	-	-	-	95.6	0.7
3月	4.00	0.04	2.83	0.03	0.54	-	107	1	95.4	0.4
8月	4.08	0.09	2.87	0.05	0.54	0.02	110	5	88.3	4.3
1998年1月	4.20	0.05	2.94	0.08	0.53	-	106	4	78.1	1.8
3月	4.25	0.08	2.96	0.07	0.52	0.01	106	3	76.0	1.5
8月	4.20	0.05	2.86	0.05	0.53	0.03	108	2	76.5	1.5
1999年2月	4.34	0.03	2.94	0.06	-	-	103	1	70.1	1.6
3月	4.26	0.06	2.90	0.04	0.53	0.04	108	3	71.5	1.6
8月	4.31	0.02	2.90	0.03	0.52	0.02	110	4	64.2	0.8
2000年1月	4.43	0.06	2.93	0.03	0.53	0.02	103	2	58.7	0.7
3月	4.40	0.07	2.94	0.06	0.51	0.02	106	1	57.5	1.9
8月	4.51	0.03	2.99	0.04	0.52	0.02	108	1	50.1	1.5
2001年1月	4.60	0.05	3.04	0.02	0.51	0.03	105	1	50.4	0.5
3月	4.56	0.06	3.03	0.03	0.51	0.02	105	1	50.7	0.5
8月	4.58	0.08	3.08	0.03	0.50	0.01	105	1	43.0	0.7
2002年1月	4.62	0.04	3.12	0.01	0.50	0.03	104	1	37.6	0.1
3月	4.68	0.03	3.11	0.06	0.51	0.03	104	1	37.1	0.2
8月	4.60	0.06	3.12	0.05	0.50	0.03	106	1	35.7	0.6
2003年1月	4.73	0.06	3.16	0.02	0.51	0.02	104	2	32.5	0.4
3月	4.69	0.05	3.18	0.03	0.50	0.01	103	1	31.8	0.8
8月	4.68	0.02	3.22	0.02	0.50	0.02	100	1	28.4	0.4
2004年1月	4.71	0.06	3.26	0.03	0.50	0.01	99.5	0.8	26.6	0.3
3月	4.69	0.02	3.27	0.01	0.50	0.02	99.3	0.8	26.6	0.4
8月	4.70	0.03	3.26	0.02	0.49	0.01	99.0	0.7	23.8	0.6
2005年1月	4.74	0.03	3.30	0.02	0.50	0.01	98.0	0.7	21.9	0.3
3月	4.78	0.02	3.30	0.02	0.50	0.01	99.4	0.7	21.9	0.9
8月	4.73	0.01	3.29	0.02	0.49	0.01	97.5	0.7	20.8	0.3
2006年1月	4.76	0.03	3.32	0.02	0.49	0.02	96.7	0.4	19.2	0.2
3月	4.77	0.03	3.32	0.01	0.50	0.02	96.0	1.1	18.6	0.3
8月	4.75	0.07	3.33	0.02	0.48	0.02	97.0	0.6	16.2	0.4
2007年1月	4.71	0.02	3.34	0.04	0.48	0.02	96.5	0.4	16.2	0.1
8月	4.65	0.04	3.35	0.03	0.48	0.02	96.0	0.8	14.4	0.2
2008年1月	4.68	0.08	3.36	0.01	0.46	0.01	95.6	0.6	14.5	0.3
8月	4.56	0.03	3.37	0.01	0.48	0.01	93.4	0.6	11.6	0.1
2009年1月	4.61	0.04	3.40	0.01	0.48	0.01	92.9	0.4	11.6	0.1

(出典) 環境省 平成20年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

表2-資-2 北海道における特定物質等の大気中平均濃度の経年変化（続き）

（単位：pptv）

試料採取時期	HCFC-22		HCFC-141b		HCFC-142b		臭化メチル		HFC-134a	
	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差
1992年8月	111	2	-	-	4.54	0.75	-	-	-	-
1993年1月	112	6	-	-	5.35	0.37	-	-	-	-
3月	114	7	-	-	5.37	0.44	-	-	-	-
8月	114	5	-	-	6.27	0.70	-	-	-	-
1994年1月	120	5	-	-	7.00	0.54	-	-	-	-
3月	121	2	-	-	6.61	0.27	-	-	-	-
7月	120	3	-	-	7.45	1.05	-	-	-	-
1995年1月	123	4	-	-	7.78	0.68	-	-	-	-
3月	124	2	-	-	7.68	0.38	-	-	-	-
8月	125	4	-	-	8.52	0.64	-	-	-	-
1996年1月	128	3	-	-	8.94	0.96	-	-	-	-
3月	127	5	-	-	9.60	0.43	-	-	-	-
8月	133	5	-	-	9.94	0.86	-	-	-	-
1997年1月	134	3	-	-	9.88	0.40	-	-	-	-
3月	133	5	-	-	10.0	1.1	-	-	-	-
8月	137	3	-	-	10.4	2.1	-	-	-	-
1998年1月	136	2	-	-	11.2	0.6	-	-	-	-
3月	138	3	-	-	10.8	1.1	11.2	0.5	-	-
8月	142	3	-	-	11.6	0.6	11.7	0.6	-	-
1999年2月	150	2	-	-	12.0	0.4	11.2	0.6	-	-
3月	150	2	-	-	12.2	0.6	10.6	0.0	-	-
8月	149	7	-	-	11.5	0.4	10.4	0.7	-	-
2000年1月	150	3	-	-	13.2	0.4	9.4	0.4	-	-
3月	150	1	-	-	12.8	1.1	9.5	0.8	-	-
8月	153	2	-	-	13.4	0.6	10.0	0.6	17.0	0.4
2001年1月	157	2	-	-	14.4	0.3	9.2	0.4	20.1	1.0
3月	158	2	-	-	14.1	0.6	10.2	0.9	19.5	1.2
8月	157	3	17.2	0.5	14.1	0.2	9.4	1.0	21.3	0.6
2002年1月	158	2	17.7	0.4	15.3	0.5	9.5	0.5	24.1	1.0
3月	158	2	18.1	0.3	15.4	0.5	8.9	0.3	24.4	1.3
8月	163	2	19.0	0.3	15.2	0.6	10.0	0.6	25.8	0.4
2003年1月	166	1	18.6	0.1	15.4	0.6	9.5	0.1	29.4	0.8
3月	163	1	19.1	0.2	15.9	0.6	9.5	0.3	28.9	2.0
8月	168	3	20.2	0.7	15.5	0.6	9.6	0.8	30.7	1.0
2004年1月	168	1	20.0	0.6	15.9	0.4	10.3	0.6	32.3	1.1
3月	169	1	20.0	0.4	16.5	0.3	9.6	0.5	33.1	0.6
8月	171	2	19.6	0.2	16.6	0.2	9.4	0.4	34.8	1.4
2005年1月	174	2	19.6	0.1	16.4	0.1	9.4	0.4	36.9	1.0
3月	174	1	20.1	0.8	16.6	0.2	9.8	0.3	37.5	1.2
8月	179	3	20.2	0.3	17.1	0.3	10.2	0.4	40.0	1.5
2006年1月	179	2	20.2	0.1	17.4	0.2	9.1	0.2	41.8	1.0
3月	183	1	20.4	0.3	17.2	0.3	9.5	0.2	43.5	1.4
8月	186	2	20.8	0.6	17.6	0.4	9.5	0.2	44.8	0.8
2007年1月	190	2	21.0	0.5	18.4	0.2	9.4	0.4	46.8	0.9
8月	200	2	22.3	2.0	20.3	0.5	9.8	0.7	50.5	0.4
2008年1月	198	3	20.7	0.5	19.7	0.2	9.4	0.5	51.8	1.6
8月	203	4	22.1	1.3	20.2	0.7	8.7	0.7	54.4	1.3
2009年1月	204	4	21.6	0.6	21.1	0.2	8.7	0.3	56.9	0.4

（出典）環境省 平成20年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

参考資料3. 川崎における特定物質等の平均濃度の経年変化

環境省調査により川崎（都市近郊）で観測された特定物質等の平均濃度の経年変化は表2-資-3のとおりであった。なお、本文中の図2-3-16には経年変化がグラフ化されている。

表2-資-3 川崎市における特定物質等の大気中濃度

(単位：ppbv)

調査期間	対象物質	CFC-11				CFC-12			
		中央値	80%値	20%値	データ数	中央値	80%値	20%値	データ数
1991年3月～1992年2月		0.42	0.57	0.35	3,880	0.72	1.0	0.59	3,905
1992年3月～1993年2月		0.37	0.51	0.30	4,194	0.65	0.88	0.55	4,195
1993年3月～1994年2月		0.32	0.39	0.29	4,297	0.56	0.76	0.54	4,296
1994年3月～1995年2月		0.30	0.38	0.25	4,101	0.61	0.78	0.55	4,100
1995年3月～1996年2月		0.30	0.37	0.27	4,024	0.59	0.67	0.55	4,015
1996年3月～1997年2月		0.28	0.32	0.26	4,065	0.57	0.65	0.54	4,064
1997年3月～1998年2月		0.28	0.30	0.26	3,718	0.60	0.72	0.54	3,727
1998年3月～1998年12月		0.28	0.32	0.26	3,023	0.63	0.76	0.54	3,020
1999年3月～2000年2月		0.29	0.32	0.27	4,159	0.60	0.70	0.57	4,159
2000年3月～2001年2月		0.30	0.33	0.28	3,812	0.58	0.64	0.56	3,809
2001年3月～2002年2月		0.29	0.32	0.28	4,220	0.62	0.68	0.58	4,219
2002年3月～2003年2月		0.29	0.32	0.28	4,162	0.59	0.63	0.57	4,159
2003年3月～2004年2月		0.28	0.31	0.27	4,304	0.58	0.61	0.56	4,304
2004年3月～2005年2月		0.28	0.31	0.27	4,195	0.57	0.60	0.56	4,193
2005年3月～2006年2月		0.28	0.30	0.27	4,012	0.57	0.58	0.55	4,009
2006年3月～2007年2月		0.29	0.36	0.27	1,519	0.57	0.60	0.55	1,516
2007年3月～2008年2月		0.31	0.33	0.28	1,474	0.59	0.63	0.56	1,467
2008年3月～2009年2月		0.27	0.30	0.26	1,594	0.56	0.58	0.55	1,593

調査期間	対象物質	CFC-113				1,1,1-トリクロロエタン			
		中央値	80%値	20%値	データ数	中央値	80%値	20%値	データ数
1991年3月～1992年2月		0.48	1.1	0.23	3,907	1.7	4.6	0.70	3,838
1992年3月～1993年2月		0.27	0.62	0.15	4,192	1.0	2.5	0.47	4,140
1993年3月～1994年2月		0.30	0.68	0.14	4,298	0.67	1.7	0.33	4,241
1994年3月～1995年2月		0.16	0.31	0.11	4,098	0.44	1.1	0.23	3,955
1995年3月～1996年2月		0.14	0.25	0.10	3,992	0.37	0.76	0.23	4,003
1996年3月～1997年2月		0.11	0.18	0.10	4,060	0.24	0.50	0.16	4,070
1997年3月～1998年2月		0.11	0.17	0.09	3,720	0.12	0.21	0.09	3,829
1998年3月～1998年12月		0.10	0.15	0.08	3,021	0.09	0.14	0.08	3,021
1999年3月～2000年2月		0.09	0.12	0.08	4,159	0.07	0.09	0.06	4,149
2000年3月～2001年2月		0.09	0.10	0.08	3,813	0.06	0.07	0.05	3,822
2001年3月～2002年2月		0.08	0.09	0.08	4,220	0.05	0.06	0.04	4,213
2002年3月～2003年2月		0.08	0.09	0.08	4,153	0.04	0.05	0.04	4,171
2003年3月～2004年2月		0.08	0.09	0.08	4,304	0.03	0.04	0.03	4,295
2004年3月～2005年2月		0.08	0.08	0.08	4,194	0.03	0.03	0.02	4,229
2005年3月～2006年2月		0.08	0.08	0.08	4,007	0.02	0.03	0.02	3,985

表2-資-3 川崎市における特定物質等の大気中濃度(続き)

(単位: ppbv)

調査期間	対象物質	四塩化炭素			
		中央値	80%値	20%値	データ数
1991年3月～1992年2月		0.16	0.21	0.14	3,831
1992年3月～1993年2月		0.13	0.17	0.12	4,134
1993年3月～1994年2月		0.13	0.15	0.12	4,231
1994年3月～1995年2月		0.12	0.13	0.11	3,932
1995年3月～1996年2月		0.12	0.13	0.11	4,008
1996年3月～1997年2月		0.11	0.12	0.11	4,076
1997年3月～1998年2月		0.11	0.12	0.11	3,835
1998年3月～1998年12月		0.11	0.12	0.11	3,043
1999年3月～2000年2月		0.11	0.11	0.11	4,149
2000年3月～2001年2月		0.11	0.11	0.11	3,825
2001年3月～2002年2月		0.10	0.11	0.10	4,214
2002年3月～2003年2月		0.10	0.11	0.10	4,171
2003年3月～2004年2月		0.10	0.11	0.10	4,297
2004年3月～2005年2月		0.10	0.10	0.10	4,230
2005年3月～2006年2月		0.10	0.10	0.10	3,989

調査期間	対象物質	HCFC-22				HCFC-141b			
		中央値	80%値	20%値	データ数	中央値	80%値	20%値	データ数
2006年3月～2007年2月		0.65	1.1	0.42	1,519	0.075	0.14	0.047	1,519
2007年3月～2008年2月		0.68	1.6	0.42	1,477	0.077	0.16	0.044	1,474
2008年3月～2009年2月		0.49	0.94	0.32	1,594	0.059	0.12	0.036	1,594

調査期間	対象物質	HCFC-142b				臭化メチル			
		中央値	80%値	20%値	データ数	中央値	80%値	20%値	データ数
2006年3月～2007年2月		0.028	0.037	0.022	1,519	0.022	0.035	0.015	1,519
2007年3月～2008年2月		0.030	0.040	0.025	1,477	0.013	0.018	0.011	1,452
2008年3月～2009年2月		0.031	0.043	0.025	1,594	0.013	0.017	0.011	1,594

調査期間	対象物質	HFC-134a			
		中央値	80%値	20%値	データ数
2006年3月～2007年2月		0.090	0.28	0.042	1,519
2007年3月～2008年2月		0.136	0.28	0.086	1,477
2008年3月～2009年2月		0.111	0.21	0.078	1,594

3月初日から翌年の2月末日(試料採取場所:川崎市)まで、1日12回(2時間ごと)、試料採取を行って測定した結果を整理したもの。中央値はN個の測定値を濃度順に並べた0.5×N番目の測定値、80%値は濃度が低い方から0.8×N番目の測定値(60%レンジの上端値)、20%値は濃度が低い方から0.2×N番目の測定値(60%レンジの下端値)。(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平成20年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

参考資料4. 北半球中緯度・南極の特定物質等の濃度（経年変化）

図2-資-1 から図2-資-4 に、東京大学によって測定された北海道及び南極昭和基地における HCFC-22（図2-資-1）、HCFC-142b（図2-資-2）、HCFC-141b（図2-資-3）及び HFC-134a（図2-資-4）の経年変化を示す。これら代替フロンとしての利用が増加している物質は、いずれも大気中濃度が急増している。特に HFC-134a の濃度増加が著しい。

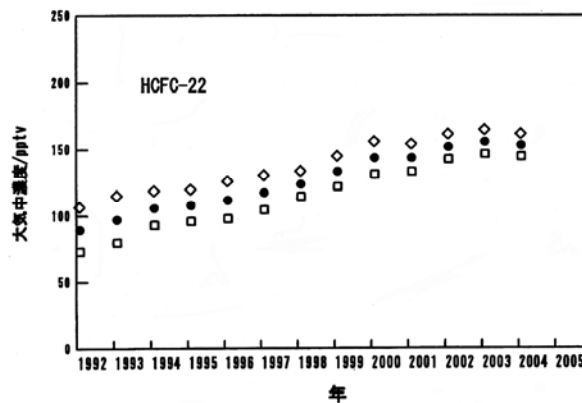


図2-資-1 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-22 の大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：全球平均。

（出典）東京大学測定結果

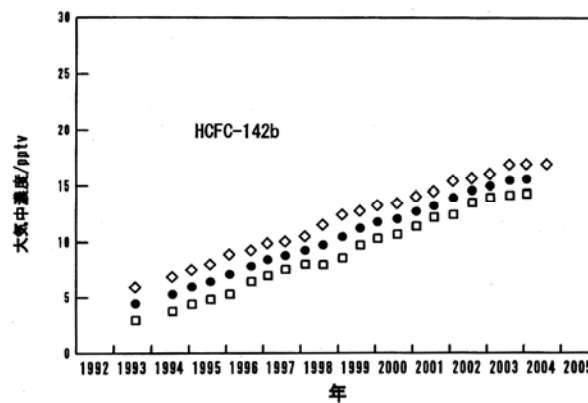


図2-資-2 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-142b の大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：全球平均。

（出典）東京大学測定結果

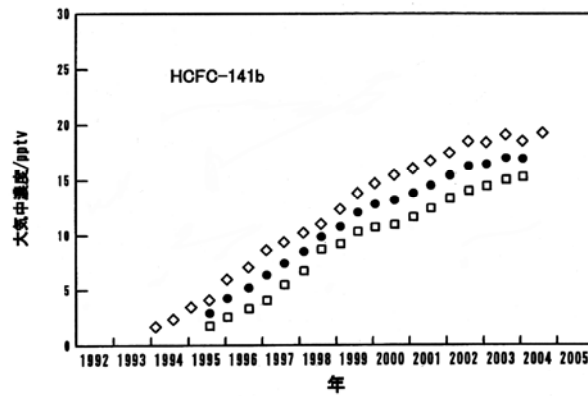


図2-資-3 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）におけるHCFC-141bの大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：全球平均。

（出典）東京大学測定結果

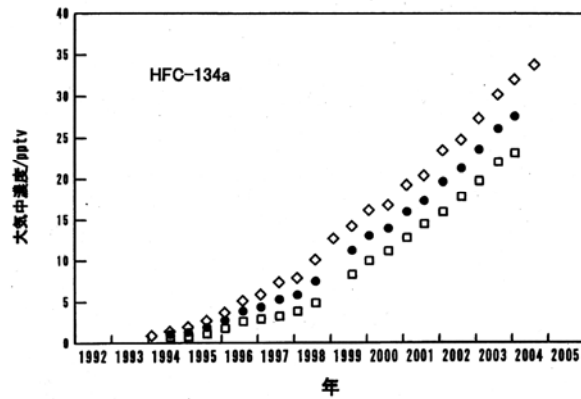


図2-資-4 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）におけるHFC-134aの大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：全球平均。

（出典）東京大学測定結果

参考資料5. 成層圏における特定物質の分布状況

1981年以降、東京大学等により岩手県三陸の宇宙科学研究所（現、宇宙航空研究開発機構）大気球観測所から揚げた大気球によって採取した成層圏大気について、様々な特定物質の濃度の高度分布のデータが得られ、成層圏における分布と挙動が明らかにされている。

そのうち、2000年の三陸上空におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114の高度分布を図2-資-5に示す。最も安定で分解しにくいCFC-114は、高度による変化は小さい。CFC-12とCFC-113は紫外線に対する吸収係数が類似しており、上空で同じような割合で分解し減少する。一方、CFC-11は吸収係数が大きいため成層圏に入ると最も分解しやすく、高度による減衰が著しい（高度約5kmごとに1/10に減少し、成層圏内の10kmで99%が分解して成層圏内に塩素原子を放出していることを示している）。

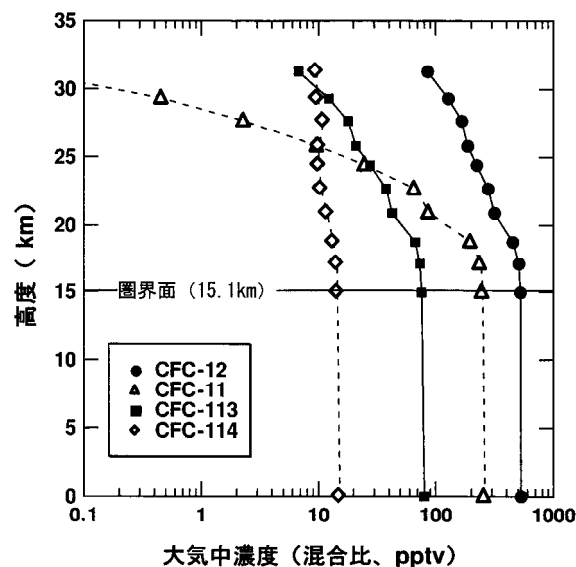


図2-資-5 三陸上空におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113及びCFC-114の高度分布
(2000年8月28日)

(出典) 東京大学測定結果

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 UV-A (315~400nm)、UV-B (280~315nm)、UV-C (200~280nm) 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害作用が大きいが、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、最近の知見によれば、成層圏オゾンが 1%減少した場合、特定の太陽高度角 (23°) 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、皮膚がんや白内障の増加、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及び UNEP の環境影響評価パネルの 2006 年報告書要約については参考資料 1~6 (P119~135) 及び第 4 部巻末資料 3 (P193) 参照)。

1-2. 紫外線の指標

紫外線の強度

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外(細線)及び晴天時の地表(太線)での波長別の強度を示す。UV-B は大气圏外での強度に比べて、地表では大きく減衰している。UV-B が短波長ほど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。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。

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。波長毎の人体への相対影響度については、国際照明委員会 (CIE) が定義した CIE 作用スペクトルが一般的に用いられている。CIE 作用スペクトルは、人の皮膚に紅斑(赤い日焼け)を引き起こす作用曲線である。図 3-1-1 の中図に CIE 作用スペクトルの相対影響度を示す (CIE 作用スペクトルの定義式については次ページの「参考」を参照)。UV-B 領域内の波長約 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。波長別紫外線強度に CIE 作用スペクトルを乗じることにより、紅斑紫外線強度が算出できる (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、波長別紫外線強度について相対影響度を考慮せずに単純に積分した

UV-B 量と比較すると、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。

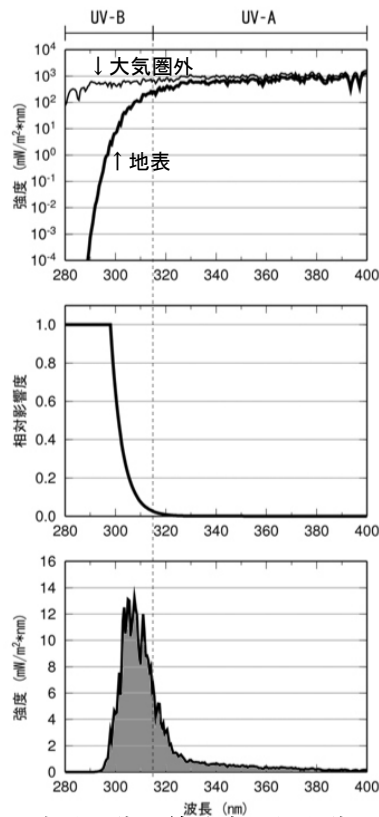


図 3-1-1 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

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 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。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:2008

（参考） CIE 作用スペクトルの定義式

CIE 作用スペクトルの定義式は次のとおりである。

$$S_{er}(\lambda) = \begin{cases} 1.0 & (250\text{nm} < \lambda < 298\text{nm}) \\ 10^{-0.094(298-\lambda)} & (298\text{nm} < \lambda < 328\text{nm}) \\ 10^{-0.015(139-\lambda)} & (328\text{nm} < \lambda < 400\text{nm}) \end{cases}$$

S_{er} : CIE作用スペクトル

λ : 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量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、上述の紅斑紫外線量を日常生活で使いやすい簡単な数値とするために 25mW/m^2 で割って指標化したものである。

(参考) 紫外線対策へのUVインデックスの活用方法

2002年7月に、WHO、WMO、UNEPなどは共同で、「UVインデックスの運用ガイド」を刊行し、UVインデックスを活用した紫外線対策の実施を推奨している(WHO,2002)。我が国でも、2003年に環境省から、紫外線対策の普及を目的として、保健師などを対象に「紫外線環境保健マニュアル」が刊行されている(2008年改訂)。

UVインデックスは1から11+の値で表され、さらに5つのカテゴリーに分けてカテゴリーごとの対処法が示されている(表3-1-1)。参考に、国内4地域の7月の時刻別UVインデックスを図3-1-2に示す。時刻別UVインデックスは月の最大値を示しており、晴天の場合を想定すればよい。札幌を除き、正午を挟む数時間はUVインデックスが8(非常に強い)を超えていることがわかる。なお、口絵Vには、日本付近の日最大UVインデックスの月別分布が掲載されているので、あわせて参考にされたい。

表 3-1-1 UV インデックスに応じた紫外線対策

UV インデックス	強度	対策
1～2	弱い	安心して戸外で過ごせる。
3～5	中程度	日中はできるだけ日陰を利用しよう。 できるだけ、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、帽子を利用しよう。
6～7	強い	
8～10	非常に強い	日中の外出はできるだけ控えよう。 必ず、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、帽子を利用しよう。
11+	極端に強い	

(出典) 環境省「紫外線環境保健マニュアル」

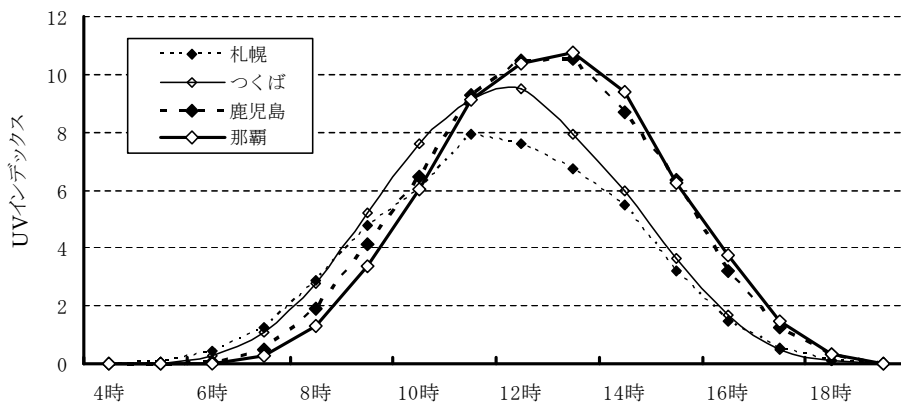


図 3-1-2 国内4地点における時刻別UVインデックス (7月)

(出典) 気象庁 大気・海洋環境観測報告(2000年観測成果) : 2002

気象庁では、地域別に紫外線予測を行い、UVインデックスとして公開している。また、国立環境研究所では、有害紫外線モニタリングネットワークの観測サイト(17箇所)の速報値をUVインデックスとして公開している。

(紫外線に関する情報については下記のホームページにて一般に公開されている)

環境省「紫外線環境保健マニュアル」 http://www.env.go.jp/chemi/uv/uv_manual.html

気象庁「紫外線情報分布図」(紫外線の予測分布図) <http://www.jma.go.jp/jp/uv/>

国立環境研究所「UVインデックス」 http://db.cger.nies.go.jp/gem/ozon/uv/uv_index/index.html

1-3. 紫外線量の変動要因

紫外線の量は、太陽の高度、オゾン全量、雲の状況、エアロゾルの量、地表面の反射率などの変化によって変動する。天気の変化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、紫外線量が大きくなる（+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、紫外線量を減少させる要因となる。

太陽天頂角とオゾン全量の変化に対する UV インデックスの変化

雲の状況、エアロゾルの量、地表面の反射率などが一定だとすると、UV-B 量はオゾン全量と太陽天頂角によって決まる。

図 3-1-3 に、オゾン全量と太陽天頂角の変化に対する UV インデックスの変化を示す。同一天頂角では、オゾン全量が増加すると、紫外線はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、同一オゾン全量のときには、太陽天頂角が大きくなる（太陽が低い位置にある）と、地表に到達する紫外線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。

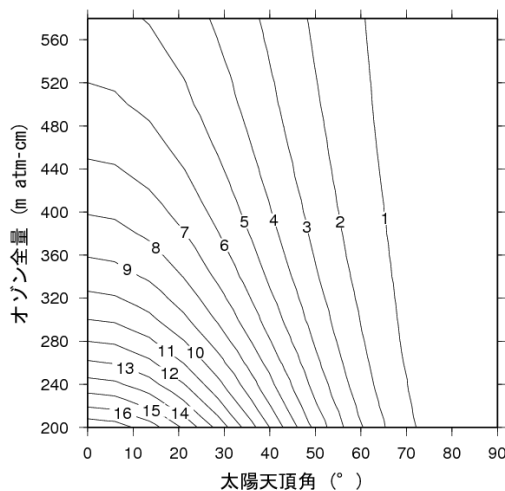


図 3-1-3 オゾン全量と太陽天頂角に対する UV インデックス

放射伝達モデルを用いて計算した太陽天頂角(横軸)とオゾン全量(縦軸)に対する UV インデックスの大きさ。大気中にエアロゾルがないと仮定。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告書：2008

紫外線の季節変化

図 3-1-4 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化を示す。全天日射量が 5 月に最大となっているのは、太陽の高度が高く、晴天の日が多いためである。6 月は、太陽の高度が 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 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。

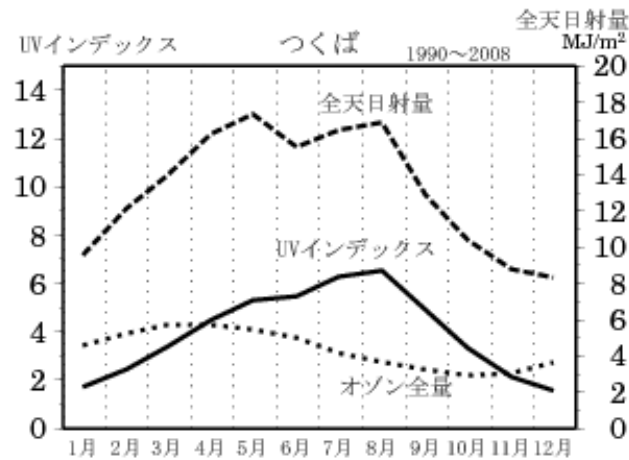


図 3-1-4 全日射量と UV インデックスの季節変化

つくばで観測された日積算全日射量(破線)及び日最大 UV インデックス(実線)の月平均値の季節変化。点線はオゾン全量の 1 年の変化を示す (統計期間: 1991~2008 年)。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

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 3-1-5 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、曇、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。

一方、雲は太陽光を遮るばかりでなく、散乱効果により紫外線を増加させる場合もある。太陽に雲がかかっておらず、かつ太陽の近くに積雲が点在しているような場合には、散乱成分が多くなるので、快晴時に比べて 25% を超える紫外線の増加が観測されることがある (Estupinan et al.,1996)。

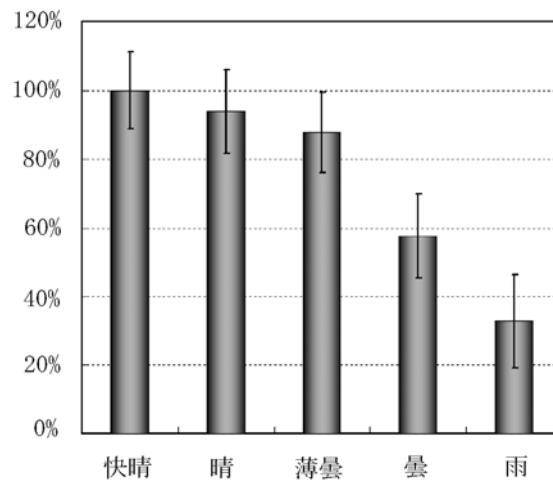


図 3-1-5 天気と UV インデックスの目安

快晴時に観測された UV インデックスを基準とし、天気毎の UV インデックスの相対的な比を示す。札幌、つくば、鹿児島、那覇の 1997～2003 年のデータを用いて算出した。縦線は標準偏差。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

エアロゾルの影響

エアロゾル(空中に漂う直径 0.1～1 μ m 程度の微粒子)は紫外線を吸収・散乱するため、エアロゾル量が多いと地表に達する紫外線量は少なくなる。

図 3-1-6 に、那覇におけるエアロゾルによる UV インデックスの減衰率を示す。夏季は海洋性の気団に覆われ、エアロゾル量が減少するため、減衰率は比較的小さい。夏季以外はエアロゾルの多い気団に覆われ、冬季から春季にかけて UV インデックスは約 15%減衰する。エアロゾルによる UV インデックスの減衰率は、エアロゾル量を直接反映するものではなく、太陽高度の影響なども受ける。なお、札幌やつくばでも、那覇ほど顕著ではないが、夏季に減衰率の低下がみられる。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。

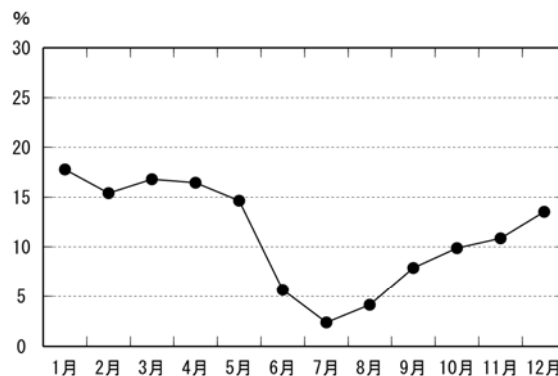


図 3-1-6 エアロゾルによる UV インデックスの減衰率(那覇)

減衰率は、太陽方向に雲がないときに観測された 12 時の UV インデックスと、そのときのオゾン全量をもとにエアロゾルがないと仮定して放射伝達モデルを用いて計算した UV インデックスから求めた(1997～2003 年の平均値)。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

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. 我が国の紫外線観測状況

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、鹿児島（2005年3月で観測中止）、那覇において、ブリューワ分光光度計による波長別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 UV-B 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。

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ーワ分光光度計による UV-B の地上観測を実施している(1999年7月～)。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(MS-212W、MS-212A)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」が構築され、現在、27機関31サイトが参加している。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、現在全国17箇所のデータを公開している。

国際的な観測網

有害紫外線観測網の確立のため、WMOは全球大気監視計画(GAW:Global Atmospheric Watch)に基づく全球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・紫外日射データセンター(WOUDC)において紫外線データの収集と提供を行っている。

(参考) 世界の月平均晴天 UV インデックスの分布例

図 3-2-1 に、ヨーロッパ宇宙機関 (ESA) の地球観測衛星 ENVISAT に搭載されているセンサー (SCIAMACHY) によるオゾン全量観測等から解析された日々の太陽南中時における晴天時の紫外線量 (UV インデックス) を気象庁で月平均したものを示す。地上に届く紫外線の量は緯度によって異なり、一般に緯度が高くなるにつれて紫外線量は減少する。

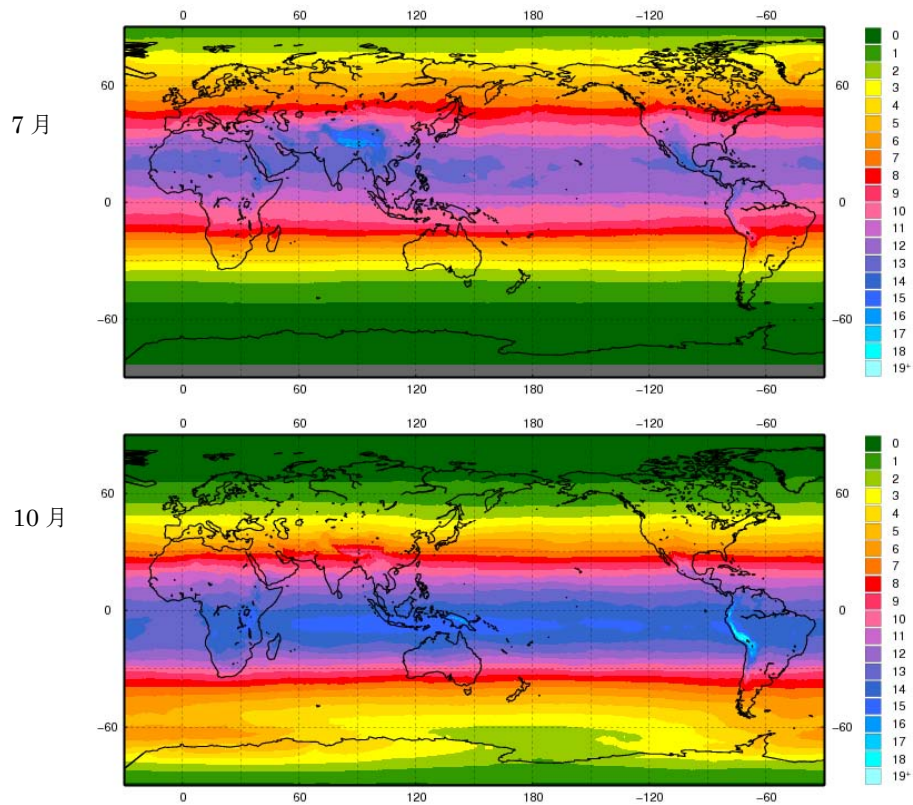


図 3-2-1 世界の月平均晴天時 UV インデックスの分布 (上: 2008 年 7 月、下: 2008 年 10 月)
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

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) 紫外線量の推移

いくつかの大気的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、紫外線の変化の全球的な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。

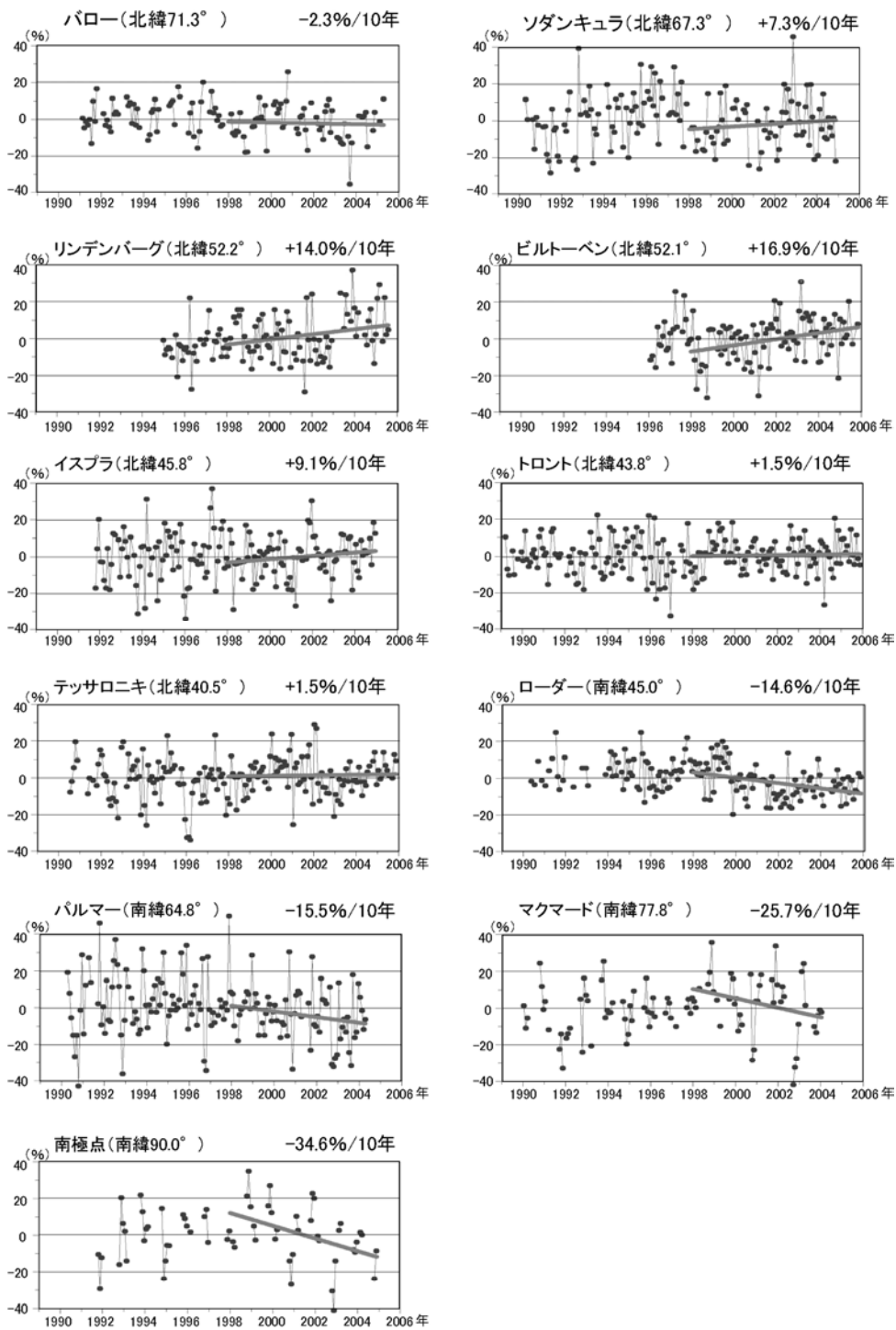


図 3-3-1 月平均紅斑紫外線量の長期変化

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。
 (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）の観測結果を示したが、観測開始（1990 年）から紫外線量は一貫して増加している。また、2000 年以降、オゾン減少の緩和又はわずかな増加に対応して紫外線の増加が小さくなる、又はほぼ一定になるといった傾向がみられる。しかしながら、オゾンによる吸収を受けない波長（324nm）の紫外線の増加については、大気透過度の増加以外では説明できない。事実、テッサロニキでは、エアロゾルの光学的厚さや SO₂ 量が 1997 年以降減少しているといった報告や、大気（透）明度が 1980 年代後半以降改善されているといった報告がある。同様に、オゾンの減少によっては説明できない紫外線の増加が、ホーエンパイセンバーク（ドイツ）でも観察されている。

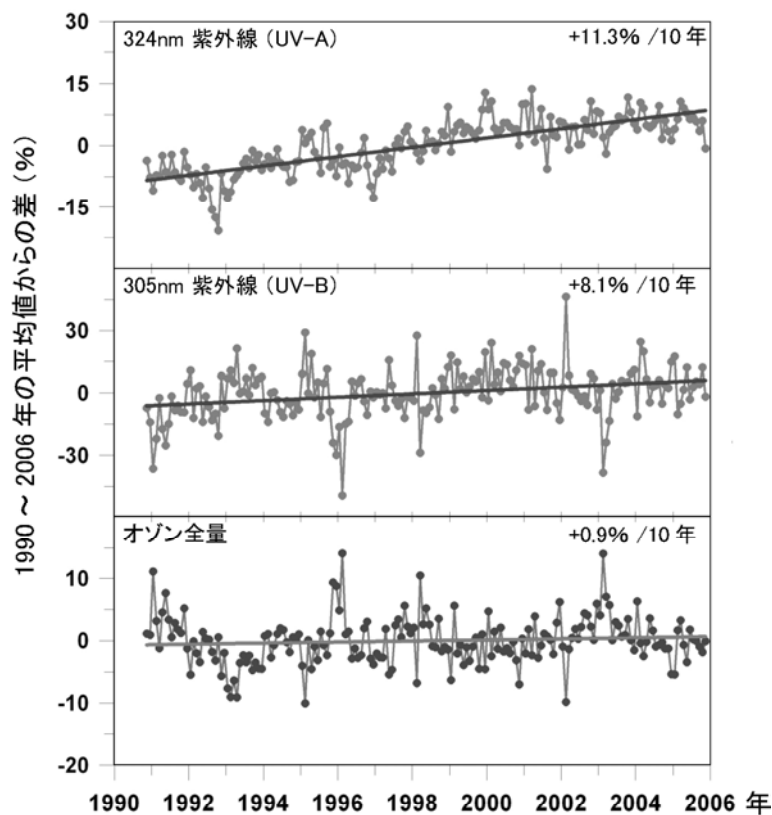


図 3-3-2 テッサロニキ（ギリシャ）におけるオゾン及び紫外線量の経年変化
晴天時で太陽天頂角が 63° の条件による。直線は傾向を示す。
（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

一方、前回報告（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、最近の 7～8 年間では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が増加した可能性がある。

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（ノルケピング（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、衛星観測による全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。

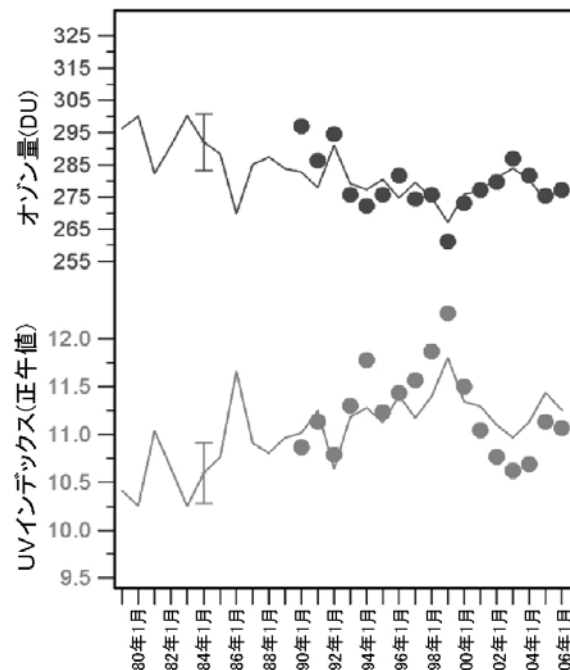


図 3-3-3 ローダー（ニュージーランド）における夏季のオゾン量と UV インデックスの長期変化

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 年から 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、全体としては全球規模の変動、例えばヨーロッパにおける 1970 年代半ばの大気プロセス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、最近 20 年間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。

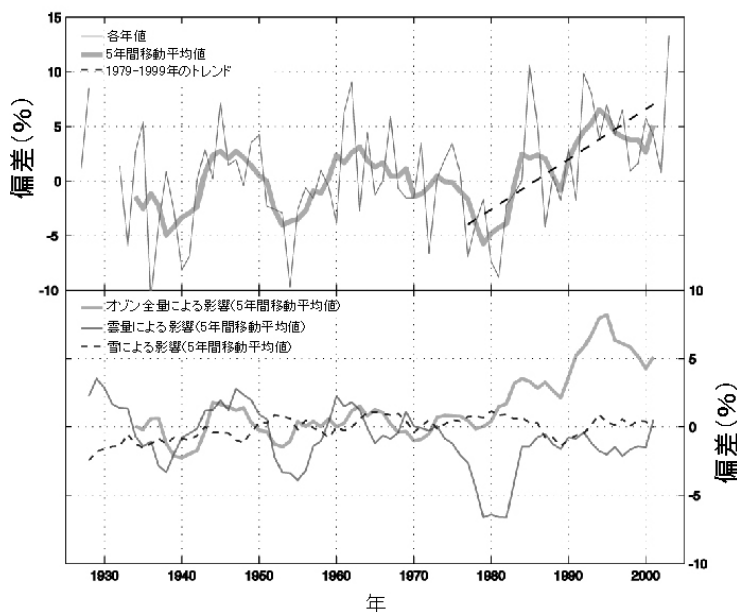


図 3-3-4 1940～1969 年の平均値紫外線量からの偏差（スイス）

上の図は 1940 年～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) 南極域紫外線の経年変化

図 3-3-5 に 1993 年から 2008 年までの南極昭和基地での紅斑紫外線量日積算値の推移を示す。紅斑紫外線量日積算値は、毎年 11 月から 12 月にかけて最大となるが、その最大値は年によって大きく異なっており、その年のオゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されている。

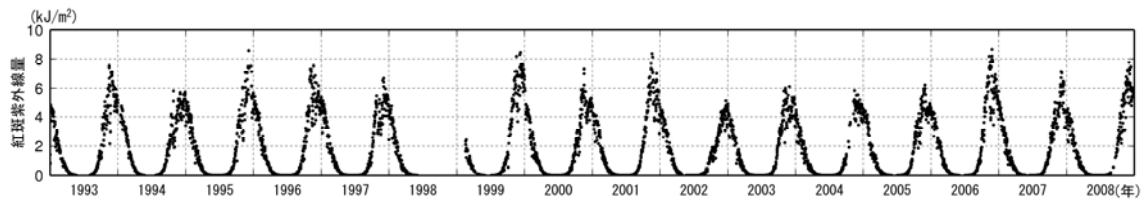


図 3-3-5 1993 年から 2008 年までの南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

(b) 2008 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紫外線量は、オゾンホールの最盛期から消滅期である 10 月以降は多めであり、特に 12 月は参照値（1993～2007 年の平均値）に比べ多かった（図省略）。

8 月から 12 月にかけての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。

オゾン全量は、2008 年 10 月後半から 11 月前半にかけて数回、参照値よりも多い時期があり、11 月後半から 12 月中旬まではオゾン全量が少なかった。この影響により、紅斑紫外線量日積算値は、10 月後半から 11 月前半にかけて数回参照値より少なく、11 月後半から 12 月中旬にかけては多くなったと考えられる。

全天日射量日積算値は、極夜の明けた後の 8 月から 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。基本的には紫外線量の累年平均値もそれに対応して増加するという季節変化を示すが、全天日射量が最大になるより半月からひと月ほど前に紫外線量は最大レベルに達する。この理由は、昭和基地上空では 11 月から 12 月にかけてオゾンホールの消滅時期（P21、図 1-3-11 参照）にあたり、早い時期ほどオゾン全量が少ないためである。

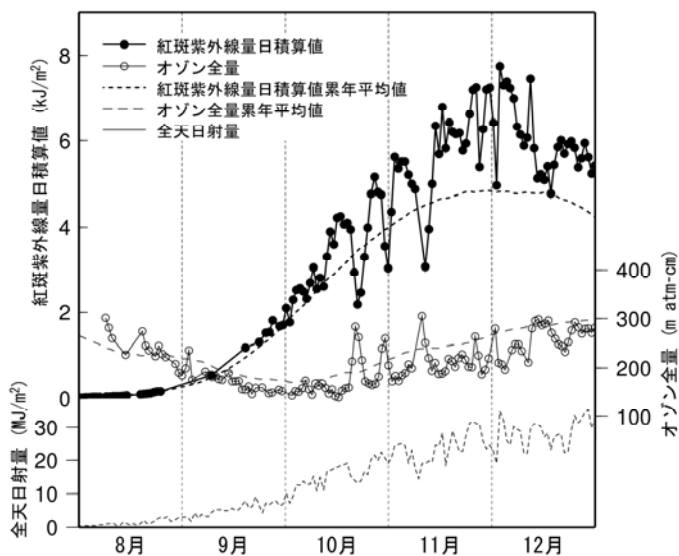


図 3-3-6 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量の推移
(2008年8～12月)

太実線は紅斑紫外線量(CIE)日積算値、細実線はオゾン全量、太破線は紅斑紫外線量日積算値累年平均値の15日移動平均、細破線はオゾン全量累年平均値の15日移動平均、点線は全天日射量日積算値。ここでの累年平均値は紅斑紫外線量、オゾン全量ともに1993年から2007年までの平均値。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

3-3. 我が国の太陽紫外線の状況

(a) 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 3-3-7 に紅斑紫外線(CIE)量年積算値の推移を示す。地表に到達する紫外線量は、札幌、つくば及び那覇 3 地点とも 1990 年代初めから増加しているように見える。ただし、統計学的に見ると、この増加傾向が有意なのは札幌だけである。

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（P28、図 1-3-20 参照）。このため、1990 年以降、国内 3 地点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動に関連づけることはできない。天候の変化（雲量の変化：図省略）やエアロゾル減少（後述）の影響が考えられる。

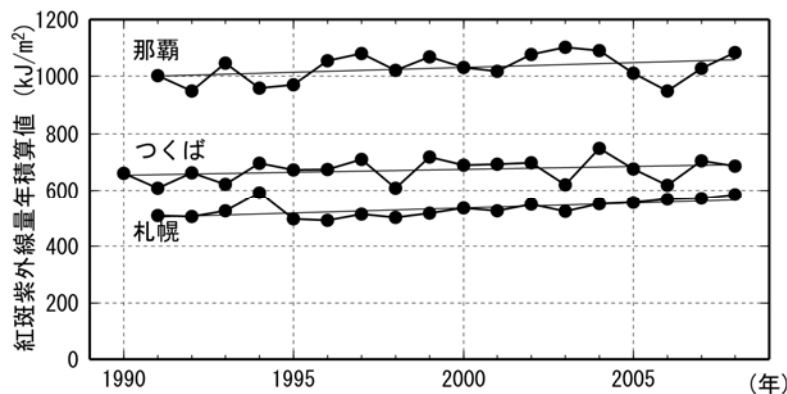


図 3-3-7 紅斑紫外線量年積算値の推移

●印は札幌、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 2008 年までの推移。直線は観測全期間の傾向を示す。紅斑紫外線量年積算値は紅斑紫外線量日積算値の月平均値を年平均したもの、1 年の日数をかけたものである。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

これまでに観測されたオゾン全量値（P28、図 1-3-20 参照）をもとに、放射伝達モデルを用いて計算すると、天候やエアロゾル量などに変化がなければ、1980 年以前に比べて 2008 年時点での紅斑紫外線量は、札幌の場合 5%程度、つくばで 2%程度増加したと推測される。

紫外線量増加の要因(我が国の大気混濁係数の傾向・天気の変化)

図 3-3-8 に、国内の直達日射計の観測から求めた大気混濁係数の経年変化を示す。日本付近のエアロゾル量は 1996 年以降わずかながら減少している。この大気混濁度の低下が、1990 年代以降にみられる紫外線量増加の要因の 1 つとして考えられる。

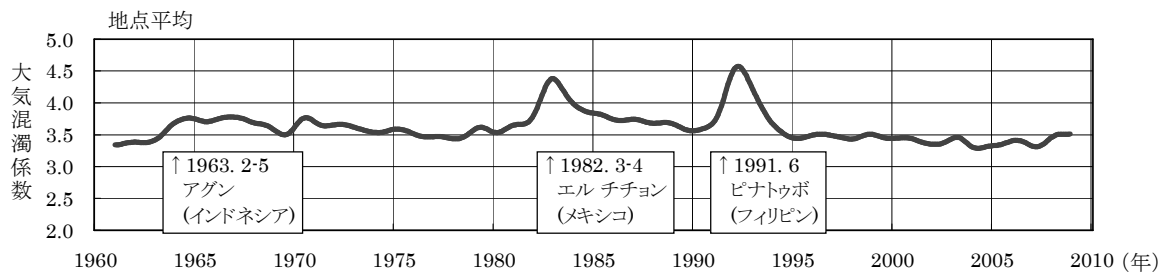


図 3-3-8 大気混濁係数の経年変化（1961～2008 年）

水蒸気や黄砂の影響を取り除くため月最小値を使用し、さらに季節変化及びそれより短い周期成分を取り除いた。図中の「アグン」、「エルチチョン」及び「ピナトゥボ」は、過去大規模な火山噴火が起こった火山である。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

また、大気混濁係数の変化とは別に、天候の変化が 1990 年以降の紫外線の長期変化の原因である可能性もある。ただし、北日本以外では夏季において統計的に有意な日照時間のトレンドはなく、国内の紅斑紫外線量の増加傾向の原因を天候の変化だけに求めることは難しい。

(b) 2008 年の国内の紫外線の状況

気象庁で観測している紅斑紫外線量日積算値の 2008 年における月平均値を図 3-3-9 に示す。2008 年の状況について、参照値からの差が参照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」と表すと、国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）とも年を通して「並」か「多い」の範囲であり、通常、紅斑紫外線量の多い時期である 6 月から 8 月にかけての平均は、全ての地点で参照値より多めだった。特に、札幌の 6 月、那覇の 7 月、8 月は多かった。これらの特徴は、主に各地点の天候を反映したものとみられる。

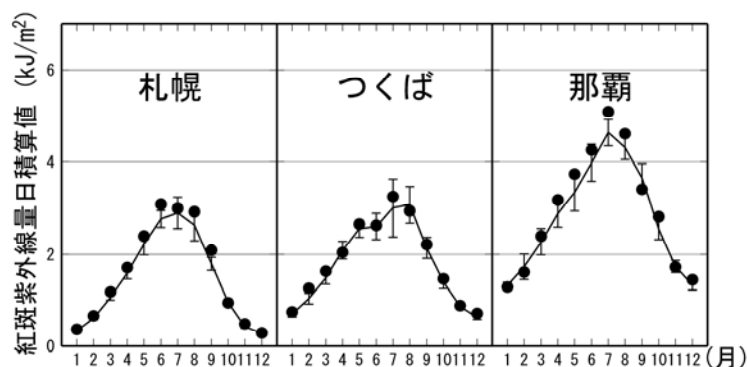


図 3-3-9 2008 年における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線量日積算値の月平均値。●印は 2008 年の月平均値。実線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、那覇では 1991～2007 年、つくばでは 1990～2007 年の平均値である。紫外線観測は台風等の悪天時や観測機器の調整時に停止することがあり、これらのデータを除いたまま月平均値を算出することは、その月の状況をみるうえで問題がある。そこで、観測を停止した時間帯の紫外線量については、オゾン量や気象データをもとに値を推定し、月平均値を算出した。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2008

4. 太陽紫外線の将来予測

紫外線量の予測

オゾン層回復の道筋の不確実さを反映して、紫外線量の将来予測にも不確実さがある。最新の報告（WMO,IPCC,2007）にも示されているように、オゾン層の将来予測モデル間には大きなばらつきがあり、また、過去の観測結果とモデルによる予測結果との乖離も大きい（図 3-4-1）。

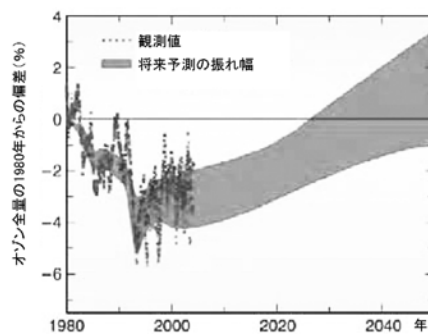


図 3-4-1 中緯度帯（北緯 60 度～南緯 60 度）のオゾン回復予測

予測モデルにより相当程度のばらつきがあり、1980 年の値に回復する時期も大きな幅がある。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2006 (UNEP-EEAP, 2007)

UNEP の環境影響評価パネル（EEAP）の 2006 年報告書では、北緯 45 度と南緯 45 度の夏季、南緯 65 度での 10 月の正午における红斑紫外線量の予測の一例（図 3-4-2）を掲載している。これによると、中緯度における紫外線量は現在最高に近いとされ、今世紀半ば頃に 1980 年代以前のレベルに戻ると予測されている。ただし、南半球では若干遅れると考えられている。また、予測される紫外線量の変化は南半球が北半球よりも大きいことが示されている。

なお、この予測例は、オゾン量の変化に対応した地表面紫外線量の変化予測であり、雲量やエアロゾルの直接的・間接的な効果は考慮されていない。また、モデルによるオゾン量減少は観測結果よりも大きく、特に南半球で顕著である。したがって、これに基づく紫外線の増加は過大評価と考えられる。

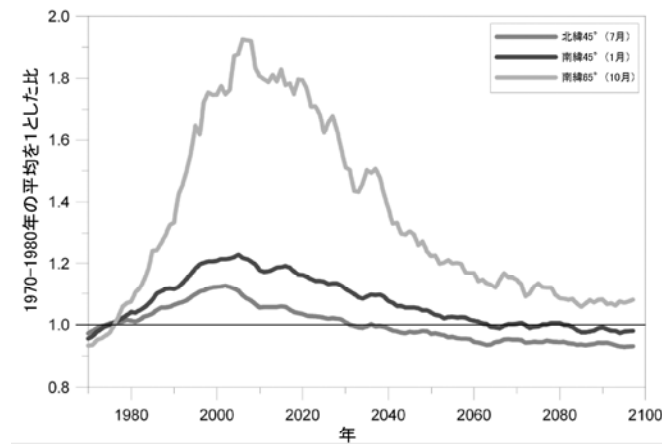


図 3-4-2 紅斑紫外線量の予測（正午）

1970～2099年までのオゾン全量の変化予測に対応した緯度・季節別紅斑紫外線量予測。1970～1980年の平均を1としている。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2006 (UNEP-EEAP, 2007)

参考資料

参考資料1. 紫外線による人の健康への影響

ア. 日焼け・皮膚がん

①日焼け:サンバーンとサンタン

小児期には強い日焼けをしても、一週間もすれば小麦色に焼けた一見健康そうな滑らかな皮膚に戻る。しかし、毎日太陽紫外線を浴び続けている顔の皮膚には、20歳を過ぎたころから、それまでには見られなかった小色素斑(シミ)などの症状が出始める場合がある。夏の正午ごろに太陽光線を20~30分も浴びると、数時間後から皮膚が赤くなり始めることがある。サンバーンの始まりである。赤くなるのは皮膚血流量の増加によるものだが、その引き金は、主にUV-Bによる表皮角化細胞の遺伝子に生じた傷である。傷は速やかに修復されるが、残存すると血管を拡張させる物質(プロスタグランジンや一酸化窒素)を生成し、血流量を増やす。皮膚が黒くなるサンタンもまた、少なくとも一部は遺伝子の傷が引き金となっている。また、一度では皮膚が赤くならない少量の紫外線(夏の正午ごろの太陽光線を約10分)を毎日続けて浴びると、1週間後には皮膚は日焼けでうっすらと赤くなる。その皮膚の細胞を調べると、遺伝子にたくさんの傷がついていることが確認されている。

なお、近年、皮膚を黒くするために日焼けサロンなどで紫外線を意図的に浴びる傾向がある。メラニンで黒くなった皮膚は、皮膚に侵入する紫外線を1/3~1/5ほどに抑える効果があるものの、皮膚を黒くするまでの間に紫外線によって皮膚細胞にはたくさんの傷がつき、将来シミや皮膚がんになる可能性が高くなる(次の②参照)。このため、健康上は日焼けサロンの使用は推奨されず、WHOにおいても、18歳以下の日焼けサロン使用の禁止を勧告している。

②紫外線は遺伝子に変異を誘発し、光老化や皮膚がんを起こす

顔、手背や前腕伸側の皮膚細胞では、小児期から繰り返し浴びている太陽紫外線によって、種々の遺伝子に変異したり、遺伝子の働きに異常が生じ、あまり紫外線を浴びない被覆部皮膚に比べ、より若年から小色素斑(シミ)、しわや良性・悪性の腫瘍ができてくる可能性が高い。これらの変化は特に光老化(フォトエイジング)と呼ばれ、加齢による老化と区別されている。光老化は、顔面に最も早く、また顕著に現れ、しばしば生活の質を低下させる。また、いわゆる年寄りのいぼである良性腫瘍が、40歳を過ぎると高頻度で顔や手背皮膚に出始める。白人に比べ頻度は少ないものの、日本人においても、皮膚の悪性腫瘍は時には命を奪い、外科的手術を受けると著しい生活の質の低下をきたす。

太陽紫外線と皮膚がん発生との間には、臨床的、疫学的な因果関係がみられる。皮膚がんは非黒色腫性皮膚がん(以下、皮膚がんと呼ぶ)と悪性黒色腫(以下、黒色腫と呼ぶ)

に大別され、さらに前者は基底細胞がん*と有棘細胞（扁平上皮）がん**とに分けられる。皮膚がんのうち、基底細胞がんが死亡する人はまれであり、有棘細胞がんによる死亡が皮膚がんの約80%を占める。

その発生のリスクは人種で大きく異なるが、紫外線による皮膚がん誘発に関与しているのは、表皮細胞の遺伝子変化で、DNA損傷がもたらす作用とされる。皮膚がんの50~90%で、「p53」と呼ばれるがん抑制遺伝子（細胞が増えすぎないようにブレーキをかける遺伝子）の変異が見出されており、そのほとんどが、紫外線で生じた傷の部位に一致している。

「p53」に変異が生じた角化細胞では、紫外線を浴びて多数の傷ができて生き残り、細胞増殖のためにDNA合成を始めるので、ほかの遺伝子に新たな変異が生じやすく、がん細胞の発生頻度が高くなる。基底細胞がんでは、「p53」以外にも多くのがん遺伝子やがん抑制遺伝子***の変異が見出されている。

顔の皮膚は、小児期からほとんど毎日太陽紫外線を浴びるため、皮膚がんが発症しやすい。その証拠に皮膚がんの約80%は日光ばく露皮膚に発症する。

1985~1995年頃のフィンランドにおける基底細胞がんの新発生率は年間50（人口10万対）にとどまっているが、オーストラリアでは約800（人口10万対）の新患者が発生している。

また、基底細胞がんと有棘細胞がんは基本的には増加を示している。例えば、英国西ウェールズでは、1988年から1998年にかけて両がんの発生率は約50%、スロバニア共和国では1988年から1998年にかけて基底細胞がんは約70%、有棘細胞がんは約15%、オーストラリアでは1985年から1995年にかけて基底細胞がんは約20%、有棘細胞がんは約90%、それぞれ増加している（UNEP-EEAP, 2003）。

皮膚がんの発生率は継続して上昇しており、白人種が大多数を占める諸国では、2000~2015年の間に、基底細胞がん、有棘細胞がん及び黒色腫の3種類の皮膚がんがほぼ倍増すると推計されている。ただし、ここでの黒色腫は生存率の高い初期のものを指す。小児の黒色腫の発生率は依然として増加しており、太陽紫外線ばく露と正の相関を示している（UNEP-EEAP, 2007）。

* 基底細胞がんは組織学的(顕微鏡所見)には、表皮基底層の角化細胞、つまり基底細胞と同じ細胞に見える。専門的には、組織像の特色と臨床の見かけの特色から数個のサブグループに分けられている。白人では最も罹患率の高い皮膚がんである。がん細胞は周辺組織に積極的に浸潤し破壊するが、めったに転移はしないため、生命を脅かすことはまれである。臨床上の特色として、日本人の基底細胞がんはほとんどが黒色を呈するので、しばしば悪性黒色腫(別名メラノーマと呼ばれ、早期に転移するため、皮膚がんの中では最も致死率が高い)に似ているので、適切な治療の選択や予後判定には専門家による鑑別が大切である。

** 有棘細胞がん：扁平上皮がんとも呼ばれ、有色人種の皮膚がんとしては最も頻度が高かったが、現在では少なくとも日本では基底細胞がんが最も多い。また、放置すればかなりの頻度でリンパ節転移を生じる。しかし、早期の外科的及び総合的治療により完治や制御が期待できる症例が多いので、最近では本症による死亡者数は減少している。

*** sonic hedgehog(SHH)、patched(PTC)やsmoothened(SMOH)などが挙げられる。

日本における皮膚がんの発症について、皮膚がん罹患率（年齢調整罹患率*）の年次推移によると、人口10万人あたり年間3～5人の間で年々変化が大きいものの、男女とも増加傾向が見られる（図3-資-1）。

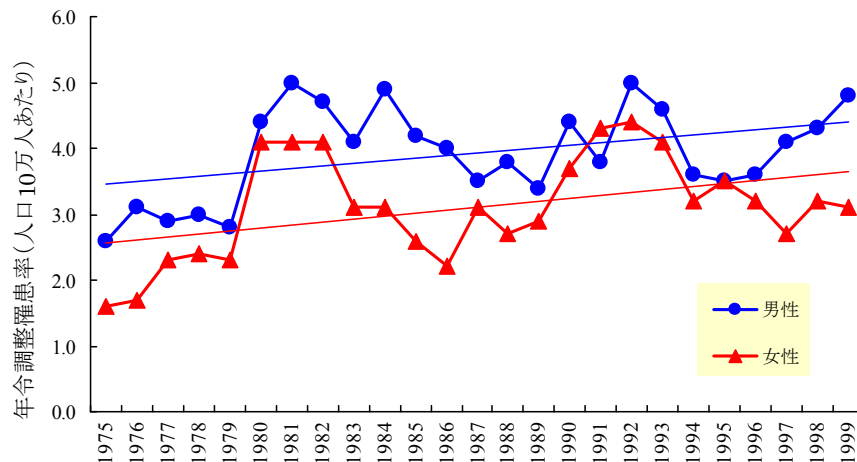


図3-資-1 日本における皮膚がん罹患率の年次推移

直線は傾向を示す。（出典）全国がん罹患統計1975～1999年より作成。

同様に、IARCに登録された国内4地域（宮城、大阪、広島、長崎）のデータによると、皮膚がん罹患率は、1978～82年と比較して、1986～90年では、同程度かわずかに高くなっていると考えられる。また、兵庫県加西市（1992～2002年）と沖縄県伊江村（1993～2002年）で実施された皮膚がん検診によれば、皮膚前がん症（日光角化症）**の罹患率は、伊江村において約4.5倍高かった。伊江村における太陽紫外線量は加西市の約2倍であり、紫外線の生物学的効果は2倍以上であることが示唆された。

今後、オゾン全量が減少し、紫外線量が増加した場合、また日本人の平均寿命が延びるならば、日ごろ紫外線を浴びすぎない努力をしない限り、光老化で生活の質が低下する患者や皮膚腫瘍患者が増加すると予測される。

③ビタミンDの新たな役割

ビタミンDは、小腸内でのカルシウムとリンの吸収を促進する生理作用や、カルシウムとリンから骨を形成する作用（化骨）を有する。ビタミンDが極度に欠乏すると、発育期ではクル病や手足の骨の湾曲などに、成人では骨軟化症につながると考えられている。

* 人口の高齢化等の影響を取り除くため、標準的な年齢構成を仮定（例えば、1985年の全国年齢階級別人口）した、罹患率。

** 老人性角化症ともいう。長い年月にわたり太陽紫外線に曝されたことが原因で起こる前がん性病変である。症状は一般には表皮の萎縮のため赤みを帯びた直径10ミリほどの、皮膚表面にふけの様な角化物質がしっかり付着した小局面である。時には、表面はあざのようにざらざらし、少し隆起した局面、又は、小さな角状の丘疹である。

紫外線を浴びた皮膚では、活性型ビタミン D₃ が生成されるので、適度に日光を浴びていればビタミン D が欠乏することはない。日本では夏の快晴日の正午頃であれば、わずか2〜3分太陽光線を浴びれば（最少紅斑量*に至る時間は20分）、1日に必要なビタミン D₃ が合成される計算である。しかし、世界のあらゆる年齢層で、体内のビタミン D 量が健康上の最少レベルに達しない人たちがかなりの数にのぼっていることがわかってきた。例えば米国ミネアポリスで2004年の定期検診を受けた十代の健康な都市部住民のうち、24%がビタミン D 欠乏者で、重度の人が4.6%見つかっている。

さらに、ビタミン D は細胞の増殖、分化、除去にも関与し、カルシトリオール**ががん細胞の成長を強力に阻害してくれる。この分子の蓄えが不足すると、乳がん、大腸がん、前立腺がん、卵巣がんなどの病態の進行が促進される（Meyer, 2004）。血漿中の25(OH)D***が10ng/ml増加するとがん罹患率が約17%減少すると報告している（Giovannucciら, 2006）。ビタミン D のがん予防効果に関する論著は180編以上に及び、太陽紫外線の有益効果を再考慮する必要が出てきた（Grant, 2006）。さらに、活性型ビタミン D₃ が、紫外線で誘発された細胞遺伝子のDNAの傷を修復する能力を高めることが2007年に報告されている。

しかしながら、前述のとおり、太陽紫外線は皮膚がんの主因であり、特に細胞分裂が盛んな小児期では、紫外線が遺伝子の変異を誘発する可能性が高い。したがって、ビタミン D 摂取及び日光ばく露によるビタミン D 生成が皮膚がん以外のがん予防、又はがんの進行阻止にどの程度効果があるかについては、今後におけるリスク評価やリスク・マネジメント研究の成果が待たれる。少なくとも、長時間太陽紫外線を浴びた皮膚に活性型ビタミン D₃ を塗布すると、DNA修復活性が高まり、光老化や皮膚がん予防に役立つと考えられる。

イ. 眼への影響

紫外線ばく露による眼への影響については、急性の紫外線角膜炎****のほか、白内障*****や翼状片*****が知られている。

白内障に関しては、UNEP 環境影響評価パネル報告書（2006）において、これまでも指摘されてきた皮質白内障に加えて、核白内障についても紫外線ばく露が関係する（Hayashi et al., 2003）とされている。また、紫外線に加えて高温環境が核白内障のリスク要因であることが示された（Sasaki et al., 2002）。ただし、後囊下白内障に関しては、

* 光（一般的には紫外線）を浴びた皮膚が24時間後にうっすらと、しかし、明らかな赤みを呈するに必要な最少の光線量のこと。真夏の快晴日正午頃だと、色白の日本人（スキンタイプI：赤くなりやすいがほとんど黒くならない）では、約20分で最少紅斑量を浴びることになる。

** 活性型のビタミン D₃ で、すでに医療分野では、骨粗鬆症や乾癬の治療に使われている。

*** 腎臓で代謝されて活性型となる前のビタミン D の状態。

**** 紫外線に強くばく露した際に見られる急性の角膜の炎症で、雪面など特に反射の強い場所で起きる“雪目”が有名。

***** 眼球の中の水晶体が濁ることをいい、老化の一部である。

***** 白目の表面を覆っている半透明の膜である結膜が、目頭（めがしら）の方から黒目に三角形に入り込んでくる病気。

紫外線との関連を示す十分な証拠はないとしている。同報告書では、翼状片に関しても、太陽光へのばく露が重要なリスク要因であることを示している。

眼に対する影響は、太陽からの直射日光よりも、散乱又は反射した紫外線の寄与が大きい、又は雲の存在により増幅される。そのため、気候変化の影響を受けるとしている。

オゾン層破壊との関連についてみると、1989年のUNEP環境影響評価パネル報告では、オゾン全量が1%減少すると、白内障の患者が0.6~0.8%増加すると予測し、関連する白内障の病型として皮質白内障及び後囊下白内障をあげている。また、オゾン量が5~20%減少した場合、2050年までにアメリカ国内で白内障患者が17~83万人（率にして1.3~6.9%）増加し、患者増加に伴う手術に要する費用が5.6~28億ドルに達するとするモデル予測もある（Westら, 2005）。

ウ. 免疫抑制

マウスなどの小動物を用い、UV-Bを照射された皮膚の免疫機能（皮膚がんやかぶれ）が抑制されることが明らかにされてきた。また、人間では、皮膚がん患者は皮膚がんにかかっていない人に比べ、紫外線により接触アレルギー反応（かぶれ）が抑制されやすい、すなわち、皮膚がんになる人は、遺伝的に紫外線で免疫抑制が生じやすいと考えられている。

紫外線による免疫抑制反応のうちの少なくとも一部は、DNA損傷により生じることが明らかになっている。その証拠に、UV-Bで生じる接触アレルギー反応の抑制が、DNA修復を高める物質（T4N5）を皮膚に塗布すると著しく軽くなる。

紫外線によって誘導された免疫抑制が原因とみられる疾患が多く存在する。皮膚に障害を示す疾病や細胞性免疫がかかわる疾病で、①麻疹やその他のウイルス性疾患、②マラリアやリーシュマニア症のような皮膚を介して罹患する寄生虫性疾患、③結核などのような細菌性疾患、④カンジタ症のような真菌性感染症があげられる。これらの疾患のうち、結核などいくつかについての動物モデルを用いた研究では、感染症の発現にUV-Bが影響する可能性が確認されている（UNEP-EEAP, 1989）。こうした感染症の免疫抑制やワクチン接種に対する潜在的な反応異常、ある種の自己免疫反応、アレルギー反応などの悪化が懸念される反面、UV-Bの好影響として乾癬*やニッケルアレルギーのようなある種の免疫疾患の低減や疥癬の軽快などがある（UNEP-EEAP, 1999）。

さらに、紫外線による免疫抑制が皮膚がん発生の重要な要因であることも明らかになった。紫外線によって誘発されたDNA変異が修復されないと、がん抑制遺伝子などに変異が生じる一方、皮膚がんへの免疫抵抗力が減じ、腫瘍発生の原因となる。また、太陽紫外線は、潜在性単純ヘルペスウイルスの再活性化を引き起こし、ヘルペスの再発を起こす可

* 摩擦や、圧が加わる皮膚に生じる炎症性紅斑性で慢性の難治性皮膚疾患。世界では1~3%、日本人では1~2%発症率となる。原因は現在も不詳だが、免疫異常説が最も有力。また、遺伝要因の関与が指摘されている。治療は、副腎皮質ホルモンと活性型ビタミンD₃の皮膚塗布が最も一般的だが、さらに光線療法（紫外線照射）が用いられることもある。

能性がある。ワクチン効果を低下させる場合があることも示されている。なお、ヘルペスウイルスはヒトパピローマウイルス感染と関連するいくつかの皮膚がんや結膜扁平上皮がん発生の補助要因である（UNEP-EEAP, 2007）。

なお、地表に注がれる大量の UV-A は、UV-B に比べて皮膚への作用は弱いですが、免疫抑制に関わっている可能性を示す報告が多い。したがって、太陽光線による免疫抑制を防止するには、UV-B だけではなく、UV-A を遮断するサンスクリーン剤の使用がすすめられる。

参考資料2. 紫外線による陸域生態系への影響

植物の光合成に及ぼす UV-B の影響については、古くから室内実験により研究され、UV-B が光合成を阻害すること、成長を抑制することなどが報告されてきた。また、UV-B により DNA やタンパク質が損傷を受け、これが UV-B の害作用に関与している可能性が考えられてきた。一方、植物は紫外線防御機構として、葉の表皮の液胞に紫外線吸収物質を蓄積することにより、UV-B が光合成を行う葉肉細胞に到達するのを抑制すること、光回復酵素などにより速やかに DNA 損傷を修復することなどが知られていた (Lumsden, 1997)。

UV-B は、植物体の水分不足等の他の環境ストレスと同様、植物の葉面積を減少させることが知られている。植物栽培チェンバーを用いた実験において、70 以上の植物の種や品種のうちの 60% 以上で、UV-B により葉面積の減少が観察されている。葉は光合成を行う同化器官であり、その成長低下は植物体全体の成長の低下を引き起こす。また、最近の研究では、植物の根の量が UV-B 照射量の増加によって大きく低下することが指摘され、植物の地下部（根系）の生物体量や形態への影響が注目されている。さらに、UV-B は植物だけでなく、細菌類や菌類、その他の微生物に多くの影響を及ぼすことが指摘されている。土壤中に到達する太陽光の量は多くはないが、一般的に細菌類や菌類は UV-B に対する感受性が高等植物より高い。その感受性は微生物の種によって異なるため、落葉落枝の分解過程に影響する微生物群の種構成に UV-B 照射量の増加が変化をもたらす可能性がある。

植物の UV-B に対する感受性は植物種や品種で大きく異なる。この種による感受性の違いを一概に論ずることは難しいが、全般的に単子葉植物は双子葉植物に比べて、UV-B の影響を受けにくい。UV-B に対する感受性は、同一種の農作物の中でも、その品種によって異なる。自然の太陽光に UV-B を付加して植物に照射する野外実験においても、UV-B 照射量の増加によって作物の成長や収量が抑制される場合や、作物の品質が低下するケースが多く見られるが、一方で、同じ種の作物でも、品種によっては成長や収量がむしろ促進される例もかなり見られた。したがって、UV-B 照射量が増加したときの農作物の生産や生態系への影響を定量的に予測することは困難なように思われる (UNEP-EEAP, 1995)。

UV-B の植物への影響は、他の環境要因、特に気温の上昇、CO₂ 濃度の増加、乾燥、栄養条件などによって変化する可能性が高い。いくつかの研究では、植物の成長は高濃度の CO₂ により促進されたが、一方で、UV-B による植物への影響の多くは CO₂ の増加により改善されることはなかった。干ばつに抵抗性を示す植物は強い UV-B に対して高い抵抗性を示す傾向がある。栄養条件も UV-B に対する感受性を変化させ、養分欠乏下で育成した植物は、UV-B に対する感受性が低下する。窒素が十分に与えられた植物は UV-B に対してより影響を受けやすいという研究例もある。これらのことは草地などに比べ良く管理された農地において、UV-B 照射量の増加がもたらす影響がより大きくなる可能性を示唆している。最近の研究では、UV-B 照射量の増加により食葉性昆虫による植物摂取量は大幅

に低下したことが明らかにされた。このことは、UV-B による植物の化学的、物理的性質の変化によると考えられる。このような変化は、UV-B は植物と地上及び地下に生息するその他の生物との相互作用にも影響を及ぼすことを示唆している。

UV-B 照射量の増加による成長阻害と DNA 損傷の増加との間に相関関係があることが指摘されていた。DNA 損傷産物の蓄積量は、DNA 損傷を修復する光回復酵素活性に依存している。光回復酵素活性に欠陥があるシロイヌナズナ突然変異体が UV-B に対する感受性が高いことはよく知られていたが、ごく普通に野外で栽培されている植物においても、光回復酵素活性と UV-B 耐性に相関があることが報告された (Takahashi ら, 2002; Hidema ら, 2005)。最近、UV-B への植物の応答に関与する基礎的なメカニズム (遺伝子発現、シグナル伝達など) に関する研究が進展した。これらの研究によれば、UV-B は、UV-B に特異的な反応だけではなく、他の環境要因によって引き起こされる反応と共通の要素を持つ反応をも誘発する。これらの研究は、植物における UV-B と他の環境ストレスとの相互作用を理解するうえで有用である。

参考資料3. 紫外線による水圏生態系への影響

紫外線の中でも、UV-B が水圏生態系に対してその生産性の低下と生殖機能障害及び発育障害に最も影響を与えていることが、近年までの数多くの生物群や種において明らかとなってきた。その対象生物にはバクテリアから植物プランクトン、大型藻類、従属鞭毛生物、微小動物プランクトン、動物プランクトン、甲殻類の幼生、さらに稚魚まで含まれる。

生物生産の低下は、食物連鎖のすべての段階へと影響することになり、種の構成及び生態系の構造や機能に変化を起こす可能性がある。また、基礎生産量の低下は CO₂ の海洋への吸収容量の減少をもたらす可能性がある。

紫外線の影響は波長に強く依存する。波長ごとに重み付けした紫外線の作用を表す係数（作用スペクトル）は、波長とともに UV-B 領域から UV-A 領域へと指数関数的に減少する（Neale と Kieber, 2000）。作用スペクトルは対象とする生物群や種や発生段階によって異なり、生態系における栄養段階が低いほど、紫外線の長波長域まで及び、その傾斜は緩やかになる。

水圏生態系のバクテリアや植物プランクトンを含む藻類も、陸域生態系の植物と同様に、紫外線吸収物質（マイコスポリン様アミノ酸）を細胞内に産出することができる。現在までに水圏生態系では 19 種類の紫外線吸収物質が報告されている。赤潮生物としてよく知られている渦鞭毛藻は紫外線吸収物質を他の藻類より多く含んでおり、紫外線が増加すると、細胞内に紫外線吸収物質を蓄積させて自ら細胞を防御する。ただし、そのサンスクリーンとしての役割を実験的に証明した例は限られているのが現状である。

水圏生態系に特徴的な現象として、UV-B の影響をよく受ける遊泳力のない生物が、水の鉛直混合に身を任せて水中に生息していることが挙げられる。湖沼や海洋のメソコスム（大型の擬似海洋環境実験水槽）の実験によると、水中での UV-B、UV-A、及び光合成有効放射(PAR)*の透過は異なり、UV-B は最も浅い層までしか透過しないことが明らかにされている。水温躍層**上にある表層混合層（0～6m）内では水が鉛直混合するため、植物プランクトンは PAR を吸収して光合成を行うが、表層（0～1.8m）では UV-B の影響を受ける。この影響の大きさは水の鉛直混合の速度に依存する。UV-B 照射量の増加によって、群集構造が基礎生産者から細菌へと遷移する可能性があり、この変化は海洋の表層水での CO₂ 濃度に影響を与える可能性が大きい。現在、鉛直混合を考慮した UV-B の影響を評価するモデルも提唱されている。

植物プランクトンを含む藻類を動物が摂取した際に食べ残しとして水中に溶出して発生する有色溶存有機物（CDOM）は、UV-B の水中での透過率を減少させ、UV-B の影響を軽減する。これによって、水中の基礎生産量が増加し、したがって CDOM の増加に寄与

* 光合成有効放射（PAR）とは、400 から 700nm の波長の可視光をさし、Photosynthetically Active Radiation の略である。また、PhAR ともいう。

** 水温躍層とは、表層で水温が急激に変化する層のことをさし、その上層と下層では水の混合は起こりにくい。

する。一方、CDOMはバクテリアやUV-Bによって分解され、基礎生産量がUV-Bの影響によって減少する。このように、CDOMは地球規模での炭素循環においても一定の役割を果たす（参考資料5.イ（P132）参照）。

オゾンホールが見られる南極海域での海洋生物への紫外線の影響は、太陽高度、オゾン全量、雲量、水中の深度によって異なり、この違いは、重み付けした生物作用スペクトルを用いて予測されている。

海洋表層に生息している植物プランクトン群集の、北緯45度の地域での春分の正午1時間における光合成量を相対値1とする（図3-資-2、①）。赤道上空でもオゾン全量は300DUで一定と仮定すると、赤道域での春分の正午1時間における光合成量は相対値で0.69となり（図3-資-2、②）、太陽高度の違いによって海洋表層に生息している植物プランクトン群集の光合成量は30%も減少する。これは、太陽高度の違いによって紫外線による影響が30%増大していることを意味している。

また、南緯60度の地域の春季で、オゾンホールが出現しない通常のオゾン全量を340DUとすると、海洋表層に生息している植物プランクトン群集の光合成量は相対値で1.03となる（図3-資-2、③）が、オゾンホールが発達してオゾン全量が140DUに減少してしまうと仮定すると光合成量は相対値で0.92となり（図3-資-2、④）、オゾン全量の影響（-59%）によって紫外線による影響が11%増大することとなる。

次に、④と同じ条件下で、雲によって太陽紫外線の透過がすべての波長で40%減少すると仮定すると、光合成量は相対値で1.21となり（図3-資-2、⑤）、雲による減衰によって紫外線の影響は約30%軽減されると予測される。

さらに、④と同じ条件下で、深度5mに生息している植物プランクトン群集の光合成量は相対値で1.69となり（図3-資-2、⑥）、深度によって紫外線の影響が約80%軽減されると予測される。

なお、実際に南緯78度でオゾン全量が350DUである時に測定した海洋表層に生息している植物プランクトン群集の光合成量の相対値は0.98である（図3-資-2、⑦）が、同地域でオゾンホールが出現してオゾン全量が175DUになった時の光合成量の相対値は0.87となり（図3-資-2、⑧）、オゾン全量の影響（-50%）によって紫外線の影響が約10%増大している。

以上の予測は、正午1時間の紫外線照射に限ったものであるが、時間、深度及び空間も考慮に入れて予測を行うと、太陽紫外線の影響は一般的な傾向として低下している。植物プランクトンによる1日当たりの1m²の水柱当たりの基礎生産量は、UVの水中透過特性によって深度により波長が変わると3倍、そしてオゾン全量によって2倍変化すると予測されている。さらに植物プランクトンが生息している表層水の混合深度と混合速度を考慮すると、水柱当たりの基礎生産量はさらに1.5～3.5%減少する。重み付けした生物作用スペクトル、混合深度及び混合速度の組み合わせによっては、オゾン全量の減少による紫外線の影響により、水柱当たりの植物プランクトンの基礎生産量は南極海で最大8.5%減少す

ると予測されている (Neale と Kieber, 2000)。

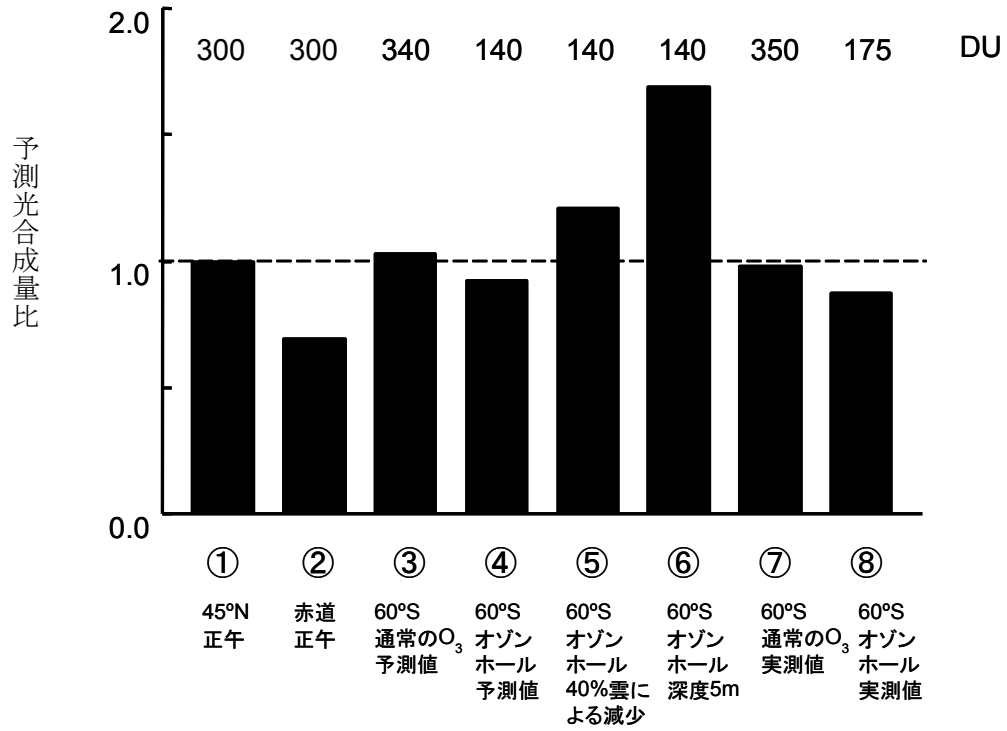


図3-資-2 重み付け生物作用スペクトルを用いた太陽紫外線ばく露による海洋表層植物プランクトンの予測光合成量

値は北緯45度・春分の正午1時間の紫外線ばく露時の予測光合成量を1とした相対量で示す。ただし、⑦・⑧は実測値。また、図中上段の数値はオゾン全量を示す。(出典) Neale と Kieber, 2000

参考資料4. 紫外線による材料の損傷

オゾン層破壊に伴う有害紫外線の増加と気候変化との相互作用によって、世界遺産や文化財に何らかの損傷がもたらされることが危惧されている。様々な天然材料（木材、羊毛等）や人工合成材（プラスチック等）は、UV-Bにより光劣化が起こり、変色や強度の低下などの損傷が促進される。そのため、UV-B照射量が増加すると劣化が速まり、特に気温が高く日射量が多い熱帯地域では材料の劣化が著しく、深刻な事態が予測される。

一方で、気候変化は天然材料と人工合成材の紫外線に起因する劣化の速さを変化させる可能性がある（UNEP-EEAP,2003）。劣化の速さは、高温、高湿、大気汚染物質の存在によって加速される。表3-資-1に、これら要因がプラスチック製品及び木材製品の光劣化に及ぼす影響の強さをまとめた。

表3-資-1 材料の光（紫外線）劣化に及ぼす各種要因の効果

	太陽紫外線の増加	温度の上昇	湿度の上昇	大気汚染物質の増加*
ポリマー	非常に強い	強い	弱い	弱い
木材	強い	中程度	強い	弱い

*特に、硫黄酸化物と窒素酸化物、対流圏オゾンが重要である（UNEP-EEAP, 2007）

太陽紫外線による材料損傷を抑制するために、光安定剤や表面塗装剤が広く用いられる。近年、紫外線への耐性が向上した新種のプラスチック製品や紫外線を保護する添加剤（紫外線吸収剤、光安定剤）などの開発が進んでいる。最近の触媒の進歩により発見されたメタロセンプラスチック（ポリエチレンとポリプロピレン）は、紫外線への耐性などの特性が向上した（UNEP-EEAP,2003）。その他、従来の高分子光安定剤（HALS）2つ以上を混合してプラスチックに使われた時に、相乗的な効果があることがわかっている。光安定剤の効果の向上は、紫外線と気候変化による影響に対するプラスチック配合物の安定化にかかるコストを最小化させるために重要である（UNEP-EEAP,2003）。さらに最近では、従来使われてきた添加剤と比べて粒子径が一桁又はそれ以上小さいナノスケール添加剤の開発が進められていることから、添加剤としての効果、さらに光安定剤としての効果についての評価が重要となっている（UNEP-EEAP, 2007）。

参考資料5. オゾン層破壊によるその他の影響

人の健康、陸域及び水圏生態系、材料への影響以外に、オゾン層の破壊は対流圏での大気質や生物地球化学的循環に影響を及ぼす可能性がある。最近の UNEP の環境影響評価パネル報告書 (UNEP-EEAP, 2007) では、特に気候変化との関連からその影響評価を行っている。

ア. 大気質への影響

対流圏オゾンの主要な供給源の一つは、成層圏-対流圏交換 (STE) による成層圏からのオゾンの輸送である。数値モデルを用いた観測データの解析から、成層圏から対流圏へのオゾンの輸送量はオゾン層破壊により 30%程度減少したとする報告がある (Fusco, 2003)。成層圏からのオゾンの輸送量は、成層圏オゾン量の変化 (オゾン層破壊の進行によるオゾン量の減少及びオゾン層の回復に伴うオゾン量の増大)、成層圏プロセスの変化に起因する STE の変化及び気候変化も含めた対流圏プロセスの変化に起因する STE の変化の影響を受ける。成層圏下部では、ここ 20 年間に気温の低下が認められている (Ramaswamy, 2006)。これは、オゾン層破壊及び CO₂をはじめとする温室効果ガスの増加 (成層圏では温室効果ガスは赤外線を宇宙に放出し成層圏を冷却化する役割を果たしている) が原因と考えられる。成層圏下部での気温の変化は STE に影響を及ぼしていることが予想される。今後のオゾンの輸送量は気候変化の影響によって大きく増加するとする数値モデルによる予測もある (Sudo, 2003)。さらに、地表オゾンに対して、成層圏からの輸送量の変化がどの程度の影響を及ぼすかを見積もる上では、対流圏での化学過程の影響を考慮することが必要であるが、その見積もりには大きな不確実性が存在している。

地球大気における重要な酸化剤は OH ラジカルである。OH ラジカルの主要な生成源はオゾンの光分解によって生成する励起酸素原子と水蒸気との反応であるので、UV-B 照射量の増加は OH ラジカル生成速度を増加させると考えられる。一方で、OH ラジカルは大気中での一酸化炭素や様々な有機化合物などとの反応で消費されるとともに、様々な化学的なフィードバックによって再生される。OH ラジカルの寿命が極めて短いことも加わり、OH ラジカル濃度が長期的にどのように変化するか、変化因子との間にどのような関係があるかについては、不確実性が大きい。最近、OH ラジカルの直接検出法を用いたヨーロッパ山岳域のモニタリングステーションにおける OH ラジカルの長期間の観測結果からは、OH ラジカル濃度が紫外線量 (励起酸素原子生成速度) と直線的な相関があることが示された (Rohrer, 2006)。この関係が確かめられれば、紫外線量の変化が大気酸化能に及ぼす影響を評価する上で有用な証拠となるものと期待される。

オゾン層破壊が最も顕著な領域は南極域であるので、オゾン層破壊の影響も南極域において顕著であるものと考えられる。南極大陸における大気観測結果からは、南極域の春季から夏季にかけて地表オゾン量に変化があることが示された (UNEP-EEAP, 2007)。特に

1990年以降にはオゾンの増加が認められている。地表オゾン量の変化は積雪中の物質の光分解によるNOの放出が関係していると考えられており、オゾンホール生成と紫外線量の増加が関係しているものと思われる。南極域の大気質の変化は過酸化水素(H₂O₂)の変化としても捉えられており、オゾン層破壊により、現在の南極域の境界層内の大気がより酸化性の大気になっているものと考えられる。

オゾン層破壊と大気質の変化を考える上で、オゾン層破壊物質の代替物質の大量消費に伴う大気質への影響も考慮する必要がある。特にHCFCやHFCの大量消費はそれらの物質の大気中での反応によって、三フッ化酢酸(CF₃C(O)OH、TFA)などの含フッ素化合物の生成をもたらす。TFAの自然起源や他の人為起源の生成量やTFAの環境負荷の評価の結果、HCFCやHFCからのTFA生成による環境負荷は現時点では小さいと評価されている(UNEP-EEAP,2007)。一方でHFCやパーフルオロポリエーテル(PFPE)は強力な温室効果を有していることから温暖化への影響の観点からの評価が必要である。

イ. 生物地球化学的循環への影響

UV-B照射量の変化は陸域及び水圏の生態系を通して生物地球化学的循環に影響を及ぼすと予想される。例えば、主として陸域で生成される有色溶存有機物(CDOM)は河川を通して沿岸域に運ばれ、水環境中に降り注ぐ紫外線量を調整する役割を担っているが、UV-B照射量の増加は有色溶存有機物の光褪色反応を加速させ、間接的に水圏生態系に対する紫外線の影響を増大させ、海洋での有機物の除去や炭素循環に影響を及ぼす可能性がある」と指摘されている。

また、土壌や根圏の細菌類を含めた化学プロセスを通して、紫外線の変化が炭素・窒素循環に影響を及ぼすことも知られている。例えば、UV-B照射量の変化に伴う溶存有機物(DOC)量の変化(直接的な影響)や、植物がUV-Bを減光させるための様々な変化が、菌類や微小動物など土壌生態系の変化を通して間接的に落ち葉などの環境下での化学プロセスに影響を及ぼしたりすることが報告されている(UNEP-EEAP,2007)。さらに、水圏生態系では紫外線の増加が植物の耐性作用を通して根圏の細菌類の分布や細菌類の活性を変化させ、結果として窒素固定など栄養源の収支に影響を及ぼすとの報告(UNEP-EEAP,2003; UNEP-EEAP,2007)や、植物の光合成や海洋性植物プランクトンの生産性にマイナスの効果をもたらすとの報告もある(EC,2003)。

UV-Bの影響は炭素や窒素の固定・蓄積のみならず、ミネラルなどの循環にも影響を及ぼし、さらにその変化が炭素や窒素循環に影響する可能性がある。例えば、海洋中の鉄の酸化状態は紫外線量と関係がある。衛星データによると、南半球の海洋生産が活発な地域(南緯50度付近)とダストによる鉄の供給が盛んな領域との間に良い相関が認められる。一方で、南緯50度付近の緯度帯はオゾンホールの影響(特にオゾンホール崩壊後の影響)を受ける領域であるため、将来のオゾンホールの縮小に伴うUV-B照射量の変化がこの領域の生産性にどのように影響するか、注意深く見守る必要がある。

金属イオンの循環に対する UV-B の影響は炭素や窒素循環への影響に留まらず、毒性の高い物質への変換を通して健康影響とも関連してくる。例えば水銀の場合、2 価の水銀の還元及び水銀原子の酸化や有機水銀（メチル水銀）への変換に紫外線が関係するため、紫外線の変化が水銀の化学形態の変化を通して水圏及び陸域生態系の食物連鎖に対して影響を与えることも考えられる（UNEP-EEAP, 2007）。

紫外線の増加は硫黄やハロゲンの循環にも影響を与えると考えられている。例えば、海洋からの硫化ジメチル（ CH_3SCH_3 、DMS）の放出量の変化がエアロゾル生成を通して雲生成にも影響することで海面の気温変化に負のフィードバックを及ぼすとする可能性については以前より議論されてきた（Charlson, 1987）。これに対し、紫外線の増加は DMS 放出を抑制し、その後のエアロゾル生成の低下を通して紫外線量の変化への正のフィードバックが考えられる（UNEP-EEAP, 2003）。しかし一方では、紫外線の増加が DMS の生産性を加速させるとの報告もあり、海洋の特性の違いも含めて今後更なる検討が必要である（UNEP-EEAP, 2003）。その他、ハロゲン化合物の生成や消失、さらには大気中でのオゾン濃度に対する UV-B の効果も報告されている（UNEP-EEAP, 2007）。陸域生態系や海洋生態系は、塩化メチル、臭化メチル、ヨウ化メチルなどの有機ハロゲンの自然発生源及び消失源として重要な役割を果たしている。ハロメタン類の放出速度が気温の変化に強く依存することが報告されているほか、紫外線による光分解によるハロメタン類の分解や放出量への影響も指摘されており、今後の気候変化とオゾン層の回復に伴う紫外線量の変化が互いに相互に作用するか、大気中のプロセスを通じたフィードバックも含めて考える必要がある（UNEP-EEAP, 2007）。

参考資料6. オゾン層破壊の環境影響と気候変化の関連性

オゾン層破壊と気候変化の相互作用

オゾン層破壊と気候変化の相互作用は複雑であり、化学、放射及び大気循環パターンの変化によって影響されている可能性がある。この変化は双方向に作用し、オゾン層変化が気候に影響し、また気候変化がオゾン層に影響する。過去に行われたアセスメントのいくつかのモデルによる予測に反し、最近のモデルと観察結果によると、成層圏オゾン層(UV-B照射についても)は、オゾン層破壊物質の変化に比較的すみやかに反応しており、気候との相互作用はこの変化を遅らせないことを示唆している (UNEP-EEAP, 2007)。

気候変化は、主として雲及び地表面反射によって引き起こされる変化を通して紫外線照射量にも影響を与える。エアロゾル及び大気汚染物質も将来変化すると考えられている。これらの要因は、吸収あるいは散乱により地表面紫外線量を増加あるいは減少させる結果となる。オゾン減少が小さくなるにつれて、これらの要因が将来の紫外線レベルを決定することになるであろう (WMO, 2006)。

紫外線増加による環境影響に及ぼす気候変化の影響

気候変化、特に気温上昇により紫外線の影響が増幅されることが明らかとなっている。マウスを使った皮膚がんの誘発試験では、室温 (23°C)、低温 (3~5°C) に比較して、高温環境 (35~38°C) で皮膚がんの発生増加を加速させる(Bain, J.A.ら、1943)。同様に、太陽紫外線照射によるプラスチック、塗料、木材の損傷は比較的高温で促進される (Andrady, A.L.ら、2003)。紫外線の散乱に影響する雲の量が気候変化によって変化するため、目への悪影響も変化する (UNEP-EEAP, 2007)。

気候変化による環境影響

なお、昨今の気候変化がもたらす気温上昇は、オゾン層の破壊に伴う有害紫外線の増加とは関係なしに、ヒトの皮膚がんや核白内障、翼状片発生リスクに寄与しているとされる (Van der Leun と de Gruijl, F.R, 2002 及び UNEP-EEAP, 2007)。

環境に対する紫外線と気候変化の相互作用

また、紫外線と気候変化の相互作用による影響も指摘されている。動物プランクトンのように、UV-B へのばく露や地球規模の気候変化要因の双方の影響を受けるものがある (UNEP-EEAP, 2007)。気候変化と紫外線照射は、湖水の種の構成に影響を与えたり、輸入種の侵入可能性を増加させたりする潜在的な可能性を持っている (UNEP-EEAP, 2007)。気候に関連した変化は、陸域から淡水・沿岸生態系への有機物移動を変化させ、それによって紫外線の水層内への透過に影響を与え、水圏生物地球化学的プロセスに影響を与える (UNEP-EEAP, 2007)。また、気候変化への反応との相互作用によって、生態系の炭素収

支に長期的影響を与えることも考えられる（UNEP-EEAP, 2007）。

気候変化や他の要因でオゾン層の回復が遅れると、オゾン減少に伴う健康影響の回復を減じるばかりでなく、なかには影響を増幅させる（紫外線による皮膚がん発生が増える・皮膚がん発生のピークが遅くなる）ものもある（Kelfkens, G.ら, 2002）。このような悪影響は紫外線作用の累積効果に起因し、ある種の樹木や、ヒトの皮膚がん、白内障、翼状片などに対しても増強することになる。

表 3-資-2 紫外線による環境影響に及ぼす気候変化の影響（要約）

分野	予測される影響
人の健康への影響	<ul style="list-style-type: none"> ・ 気温が高いほど核白内障リスクが増加する可能性がある。 ・ 翼状片の危険因子の一つに高温が挙げられている。 ・ 紫外線の散乱に影響する雲の量が気候変化によって変化するため、目への悪影響も変化する。 ・ 気温が上昇すると人々への太陽紫外線ばく露量が現在より大きくなる可能性がある。
陸域生態系への影響	<ul style="list-style-type: none"> ・ UV-B 照射や気温、二酸化炭素、湿度や有効窒素などの環境因子が相互作用し、植物の複雑な反応を起こす可能性がある。
水圏生態系への影響	<ul style="list-style-type: none"> ・ 動物プランクトンは UV-B 放射へのばく露や地球規模の気候変化要因の双方の影響を受ける。 ・ 気候変化と紫外線放射は、湖沼のプランクトンの種の組成に影響を与えたり、輸入種の侵入可能性を増加させたりする潜在的な危険性がある。
材料への影響	<ul style="list-style-type: none"> ・ 紫外線はプラスチックや木材の劣化を生じさせる。高温、高湿、大気汚染物質が劣化を加速させる。
生物地球化学的循環への影響	<ul style="list-style-type: none"> ・ 気候に関連した変化は、陸域から淡水・沿岸生態系への有機物移動を変化させ、それによって紫外線照射の水層内への透過に影響を与え、水圏生物地球化学的プロセスに影響を与える。 ・ 気候変化への反応との相互作用によって、生態系の炭素収支に長期的影響を与えることも考えられる。

※ UNEP-EEAP,2007 からの抜粋による。

第4部 卷末資料

1. オゾン層保護対策

1-1. オゾン層破壊物質等の概要

(1) 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対象のオゾン層破壊物質（特定物質）

モントリオール議定書	物質名	化学式	オゾン破壊係数		地球温暖化係数	
			モントリオール議定書附属書	2006年科学評価パネル	第4次IPCC報告書(100年GWP値**)	
附属書A	グループI (クロロフルオロカーボン)	CFC-11	CFCl ₃	1	1	4,750
		CFC-12	CF ₂ Cl ₂	1	1	10,900
		CFC-113	C ₂ F ₃ Cl ₃	0.8	1	6,130
		CFC-114	C ₂ F ₄ Cl ₂	1	1	10,000
		CFC-115	C ₂ F ₅ Cl	0.6	0.44	7,370
	グループII (ハロン)	ハロン-1211	CF ₂ BrCl	3	7.1	1,890
	ハロン-1301	CF ₃ Br	10	16	7,140	
	ハロン-2402	C ₂ F ₄ Br ₂	6	11.5	1,640	
附属書B	グループI (その他のCFC)	CFC-13	CF ₃ Cl	1	-	14,400
		CFC-111	C ₂ FCl ₅	1	-	-
		CFC-112 等10物質	C ₂ F ₂ Cl ₄	1	-	-
グループII	四塩化炭素	CCl ₄	1.1	0.73	1,400	
グループIII	1,1,1-トリクロロエタン	CH ₃ CCl ₃	0.1	0.12	146	
附属書C	グループI (ハイドロクロロフルオロカーボン)	HCFC-21	CHFCl ₂	0.04	-	-
		HCFC-22	CHF ₂ Cl	0.055	0.05	1,810
		HCFC-123	C ₂ HF ₃ Cl ₂	0.02-0.06	0.02*	77
		HCFC-124	C ₂ HF ₄ Cl	0.02-0.04	0.02*	609
		HCFC-133	C ₂ H ₂ F ₃ Cl	0.02-0.06	-	-
		HCFC-141b	CH ₃ CFCl ₂	0.11	0.12	725
		HCFC-142b	CH ₃ CF ₂ Cl	0.065	0.07	2,310
		HCFC-225ca	CF ₃ CF ₂ CHCl ₂	0.025	0.02	122
		HCFC-225cb 等40物質	CF ₂ ClCF ₂ CHClF 他	0.033 他	0.03	595
	グループII (ハイドロプロモフルオロカーボン)	HBFC-22B1 等34物質	CHF ₂ Br 他	0.74 他	-	-
グループIII	プロモクロロメタン	CH ₂ BrCl	0.12	-	-	
附属書E	臭化メチル	CH ₃ Br	0.6	0.51	5	

*複数の化合物のうち、一部の異性体に限る。

**「100年GWP値」とは、対象となる物質の影響を100年間にわたって積分した値である。積分する年数（他に20年値や500年値などがある）によってGWP値は変化することがある。

(2) 気候変動枠組み条約に基づく京都議定書における削減対象の代替フロン等

京 都 議 定 書	物 質 名	化 学 式	オゾン層 破壊係数	地球温暖化係数*	
				第2次IPCC報告書 (100年GWP値)	第4次IPCC報告書 (100年GWP値)
ハイドロフルオロカーボン (HFC)	HFC-23	CHF ₃	0	11,700	14,800
	HFC-32	CH ₂ F ₂	0	650	675
	HFC-41	CH ₃ F	0	150	-
	HFC-125	CHF ₂ CF ₃	0	2,800	3,500
	HFC-134	CHF ₂ CHF ₂	0	1,000	-
	HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	0	1,300	1,430
	HFC-143	CH ₂ FCHF ₂	0	300	-
	HFC-143a	CH ₃ CF ₃	0	3,800	4,470
	HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	0	140	124
	HFC-227ea	CF ₃ CHF ₂ CF ₃	0	2,900	3,220
	HFC-236fa	CF ₃ CH ₂ CF ₃	0	6,300	9,810
	HFC-245ca	CH ₂ FCF ₂ CHF ₂	0	560	-
	HFC-43-10mee 等	CF ₃ CHFCH ₂ CF ₂ CF ₃	0	1,300	1,640
	パーフルオロカーボン (PFC)	PFC-14	CF ₄	0	6,500
PFC-116		C ₂ F ₆	0	9,200	12,200
PFC-218		C ₃ F ₈	0	7,000	8,830
PFC-318		c-C ₄ F ₈	0	8,700	10,300
PFC-3-1-10		C ₄ F ₁₀	0	7,000	8,860
PFC-4-1-12		C ₅ F ₁₂	0	7,500	9,160
PFC-5-1-14		C ₆ F ₁₄	0	7,400	9,300
等					
六フッ化硫黄	六フッ化硫黄	SF ₆	0	23,900	22,800

*地球温暖化対策の推進に関する法律では、地球温暖化係数として第2次 IPCC 報告書の100年GWP値を採用している。

(3) 第4次 IPCC 報告書で地球温暖化係数が報告された温室効果ガス

(第2次 IPCC 報告書で地球温暖化係数が報告されたものを除く)

第4次IPCC報告書	物質名	化学式	地球温暖化係数 第4次IPCC報告書 (100年GWP値)
ハイドロフルオロカーボン (HFC)	HFC-245fa	$\text{CHF}_2\text{CH}_2\text{CF}_3$	1,030
	HFC-365mfc	$\text{CH}_3\text{CF}_2\text{CHF}_2\text{CF}_3$	794
パーフルオロ化合物	NF ₃	NF_3	17,200
	PFC-9-1-18	$\text{C}_{10}\text{F}_{18}$	>7,500
	トリフルオロメチルサルファヘンタフルオライド ³⁾	SF_5CF_3	17,700
フルオロエーテル	HFE-125	CHF_2OCF_3	14,900
	HFE-134	$\text{CHF}_2\text{OCHF}_2$	6,320
	HFE-143a	CH_3OCF_3	756
	HCFE-235da2	$\text{CHF}_2\text{OCHClCF}_3$	350
	HFE-245cb2	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CHF}_2$	708
	HFE-245fa2	$\text{CHF}_2\text{OCH}_2\text{CF}_3$	659
	HFE-254cb2	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CHF}_2$	359
	HFE-347mcc3	$\text{CHF}_2\text{CF}_2\text{OCH}_2\text{CF}_3$	575
	HFE-347pcf2	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CF}_2\text{CF}_3$	580
	HFE-356pcc3	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CF}_2\text{CHF}_2$	110
	HFE-449ssl	$\text{C}_4\text{F}_9\text{OCH}_3$	297
	HFE-569sf2	$\text{C}_4\text{F}_9\text{OC}_2\text{H}_5$	59
	HFE-43-10pccc124	$\text{CHF}_2\text{OCF}_2\text{OC}_2\text{F}_4\text{OCHF}_2$	1,870
	HFE-236ca12	$\text{CHF}_2\text{OCF}_2\text{OCHF}_2$	2,800
HFE-338pcc13	$\text{CHF}_2\text{OCF}_2\text{CF}_2\text{OCHF}_2$	1,500	
パーフルオロポリエーテル	PFPMIE	$\text{CF}_3\text{OCF}(\text{CF}_3)\text{CF}_2\text{OCF}_2\text{OCF}_3$	10,300
ハイドロカーボン等	ジメチルエーテル	CH_3OCH_3	1
	メチレンクロライド	CH_2Cl_2	8.7
	メチルクロライド	CH_3Cl	13

1-2. オゾン層保護対策の経緯

1974年	6月	米国カリフォルニア大学ローランド教授及びモリーナ博士がCFCによるオゾン層の破壊及びその結果として人や生態系への影響が生じる可能性を指摘した論文を発表
1985年	3月	「オゾン層の保護のためのウィーン条約」を採択
	12月	英国のファーマン博士らが南極上空のオゾン減少について報告
1987年	9月	「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」を採択
1988年	5月	「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）制定・施行
	9月	ウィーン条約発効 日本、ウィーン条約及びモントリオール議定書に加入
	12月	ウィーン条約、日本について発効
1989年	1月	モントリオール議定書発効 モントリオール議定書、日本について発効
	5月	ウィーン条約第1回締約国会議及びモントリオール議定書第1回締約国会合開催（ヘルシンキ）
1990年	6月	モントリオール議定書第2回締約国会合開催（ロンドン） 特定フロン ¹ の2000年全廃、1,1,1-トリクロロエタンの規制物質への追加等を内容とする議定書の改正等を合意
1991年	3月	オゾン層保護法の一部改正
	6月	ウィーン条約第2回締約国会議及びモントリオール議定書第3回締約国会合開催（ナイロビ）
	9月	日本、改正モントリオール議定書（1990年改正）を受諾
1992年	8月	改正モントリオール議定書（1990年改正）、日本について発効 改正オゾン層保護法（1991年改正）施行
	11月	モントリオール議定書第4回締約国会合開催（コペンハーゲン） CFCの1996年全廃、HCFC、臭化メチルの規制物質への追加等を内容とする議定書の改正等を合意
1993年	11月	ウィーン条約第3回締約国会議及びモントリオール議定書第5回締約国会合開催（バンコク）
1994年	6月	オゾン層保護法の一部改正
	9月	改正オゾン層保護法（1994年改正）施行
	10月	モントリオール議定書第6回締約国会合開催（ナイロビ）
	12月	日本、改正モントリオール議定書（1992年改正）を受諾
1995年	3月	改正モントリオール議定書（1992年改正）、日本について発効
	6月	CFC等の回収・再利用・破壊の促進方策を取りまとめ（オゾン層保護対策推進会議）
	12月	モントリオール議定書第7回締約国会合開催（ウィーン） HCFCの2020年以降の消費を既設機器の整備用に限定、臭化メチルの2010年全廃、途上国に対する規制スケジュールの設定を内容とする議定書の調整等を合意
1996年	5月	「CFC破壊処理ガイドライン」を公表（環境庁）
	11月	ウィーン条約第4回締約国会議及びモントリオール議定書第8回締約国会合開催（コスタリカ・サンホセ）

1997年	9月	モントリオール議定書第9回締約国会合開催（モントリオール） 臭化メチルの削減計画の前倒し、臭化メチルの非締約国との貿易の禁止、不法取引防止のためのライセンスシステムの導入などを合意
		CFC等の回収・再利用・破壊の促進方策をとりまとめ（オゾン層保護対策推進会議）
1998年	6月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律第3条第1項の規定に基づく同項第1号から第3号に掲げる事項」（告示）の一部改正 「特定家庭用機器再商品化法」（家電リサイクル法）制定（家電製品からの冷媒フロン回収）
	11月	モントリオール議定書第10回締約国会合開催（カイロ）
1999年	3月	「CFC破壊処理ガイドライン」を改訂（環境庁）
	12月	ウィーン条約第5回締約国会議及びモントリオール議定書第11回締約国会合開催（北京） HCFCの生産量規制導入などを合意
		「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正
2000年	7月	「フロン回収の手引き」を公表（環境庁） 「国家ハロンマネジメント戦略」をUNEPに提出（環境庁他）
	12月	モントリオール議定書第12回締約国会合開催（ブルキナファソ・ワガドゥグ）
2001年	3月	家電リサイクル法施行
	6月	「特定製品に係るフロン類の回収及び破壊の実施の確保等に関する法律」（フロン回収・破壊法）制定
	7月	「国家CFC管理戦略」をUNEPに提出（環境省他）
	11月	モントリオール議定書第13回締約国会合開催（コロンボ）
2002年	4月	フロン回収・破壊法（業務用冷凍空調機器からのフロン回収破壊）施行
	7月	日本、改正モントリオール議定書（1997年/1999年改正）を受諾 「使用済自動車の再資源化等に関する法律」（自動車リサイクル法）制定、フロン回収・破壊法の一部改正
	9月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正
	10月	フロン回収・破壊法（カーエアコンからのフロン回収破壊）施行
	11月	ウィーン条約第6回締約国会議及びモントリオール議定書第14回締約国会合開催（ローマ）
2003年	1月	「特定家庭用機器再商品化法施行令」（政令）の一部改正（家電製品からの断熱材フロン回収）
	11月	モントリオール議定書第15回締約国会合開催（ナイロビ）
2004年	3月	モントリオール議定書第1回特別締約国会合開催（モントリオール）
	11月	モントリオール議定書第16回締約国会合開催（プラハ）
	12月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正
2005年	1月	自動車リサイクル法全面施行（自動車リサイクルシステムの本格稼働）
	7月	モントリオール議定書第2回特別締約国会合（モントリオール）
	12月	ウィーン条約第7回締約国会議及びモントリオール議定書第17回締約国会合開催（ダカール）
2006年	1月	「臭化メチルの不可欠用途全廃のための国家管理戦略」をUNEPに提出（環境省・農林水産省）
	5月	「ハロン破壊処理ガイドライン」を公表（環境省）
	6月	フロン回収・破壊法の一部改正（業務用冷凍空調機器からのフロン回収強化）

2006年	10月	モントリオール議定書第18回締約国会合開催（デリー）
2007年	6月	「モントリオール議定書が直面する主要な将来課題に関する対話」会合（ナイロビ）
	9月	モントリオール議定書第19回締約国会合開催（モントリオール） HCFCの規制スケジュールの前倒しを合意
	10月	改正フロン回収・破壊法施行（業務用冷凍空調機器からのフロン回収強化）
	12月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正
2008年	4月	「臭化メチルの不可欠用途全廃のための国家管理戦略」改訂版を UNEP に提出（農林水産省）
	5月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律第3条第1項の規定に基づく同項第1号から第3号に掲げる事項」（告示）の一部改正
	11月	ウィーン条約第8回締約国会議及びモントリオール議定書第20回締約国会合開催（ドーハ）

1-3. 国際的なオゾン層保護対策

(1) オゾン層保護のためのウィーン条約

オゾン層保護のためのウィーン条約は、オゾン層保護のための国際的な枠組を定めた条約であり、1985年に採択された。我が国は1988年9月30日に加入。2009年7月現在で締約国数は194カ国及びECである。

本条約においては、締約国が、

- ・ オゾン層の変化により生ずる悪影響から人の健康及び環境を保護するために適当な措置をとること（第2条第1項）
- ・ 研究及び組織的観測等に協力すること（第3条）
- ・ 法律、科学、技術等に関する情報を交換すること（第4条）

等について規定している。

(2) 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

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は、ウィーン条約に基づきオゾン層破壊物質の削減スケジュール等の具体的な規制措置等を定めた議定書であり、1987年に採択された。モントリオール議定書の採択後、オゾン層の破壊が予想以上に進んでいることが判明したこと等から、以後、1990年（ロンドン改正）、1992年（コペンハーゲン改正）、1995年（ウィーン調整）、1997年（モントリオール改正）、1999年（北京改正）及び2007年（モントリオール調整）の6回にわたって改正・調整された。2009年7月現在で締約国数は194カ国及びECである。

本議定書においては、

- ・ 各オゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減スケジュールの設定（第2条のA~H）
- ・ 非締約国との貿易の規制（規制物質の輸出入の禁止又は制限等）（第4条）
- ・ 最新の科学、環境、技術及び経済に関する情報に基づく規制措置の評価及び再検討（第6条）

等について規定している。

各オゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減スケジュールを図4-1に示す。

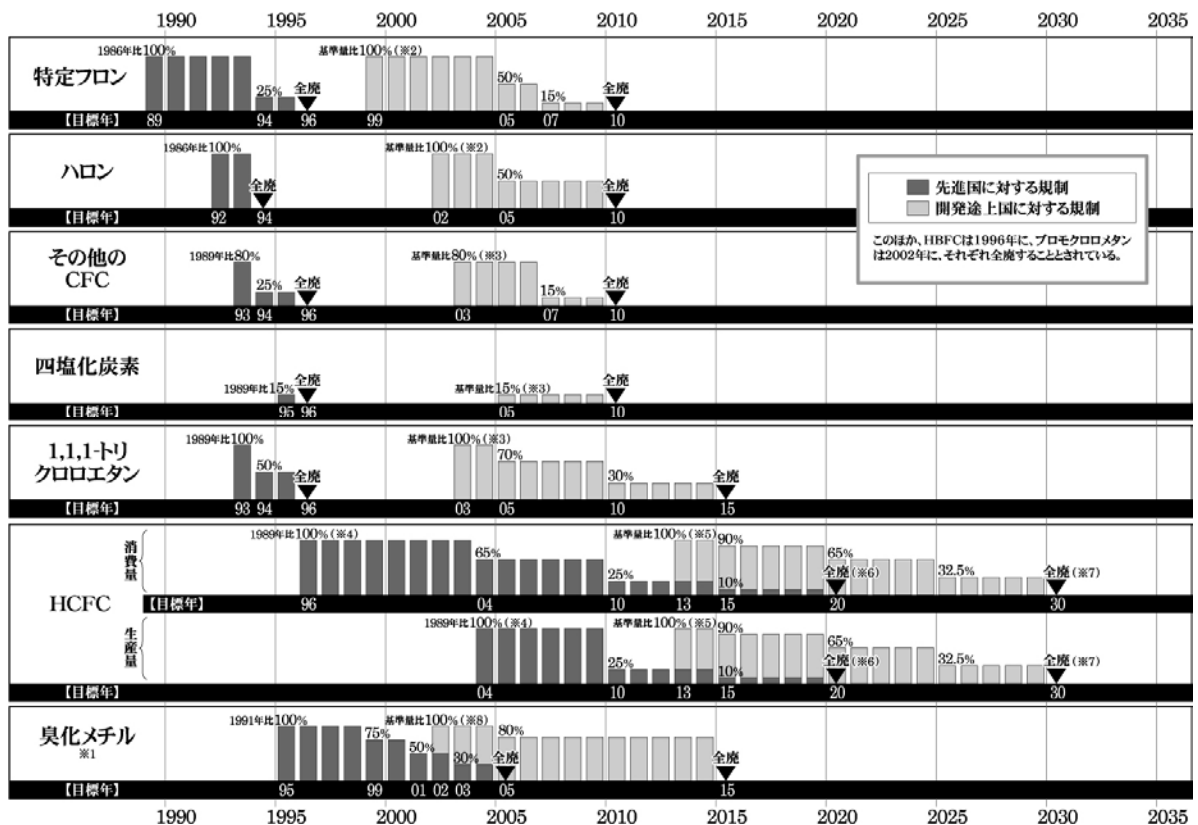


図 4-1 モントリオール議定書に基づく段階的削減スケジュール

各物質のグループ毎に、生産量及び消費量（＝生産量＋輸入量－輸出量）が削減される。

※1) 検疫及び出荷前処理用として使用される臭化メチルは、規制対象外となっている。

※2) 基準量は、1995年から1997年までの生産量・消費量の平均値又は生産量・消費量が一人当たり0.3キログラムとなる値のいずれか低い値。

※3) 基準量は、1998年から2000年までの生産量・消費量の平均値又は生産量・消費量が一人当たり0.2キログラムとなる値のいずれか低い値。

※4) 消費量の基準量は、HCFCの1989年消費量＋CFCの1989年消費量×2.8%。生産量の基準量は、HCFCの1989年生産量と消費量の平均値＋CFCの1989年生産量と消費量の平均値×2.8%。

※5) 基準量は、2009年と2010年の生産量・消費量の平均値。

※6) ただし、2030年までの間、冷凍空調機器の補充用冷媒に限り、生産量・消費量の基準量の0.5%を上限に生産・消費することができる。

※7) ただし、2040年までの間、冷凍空調機器の補充用冷媒に限り、平均として生産量・消費量の基準量の2.5%を上限に生産・消費することができる。

※8) 基準量は、1995年から1998年までの生産量・消費量の平均値。

**途上国の基礎的な需要を満たすための追加生産が認められているほか、生産が全廃になった物質でも試験研究・分析や必要不可欠な用途についての生産等は規制対象外となっている。

(3) 世界におけるオゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減実績

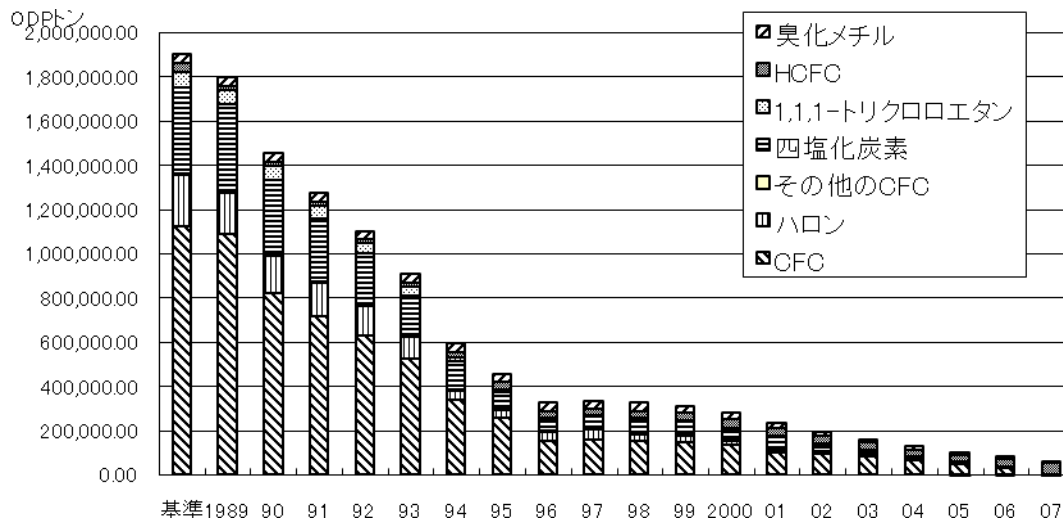


図 4-2 モントリオール議定書に基づくオゾン層破壊物質の生産量の推移 (1989～2007年)
 ただし、基準年以前の空白データは基準年で一定として補完 (HCFC を除く) し、基準年と規制開始の間の空白データは一定の割合で変化するものとして補完 (先進国の HCFC については 1990 年・1991 年のデータを補完)。単位は ODP トン。

(出典) UNEP オゾン事務局ウェブサイト

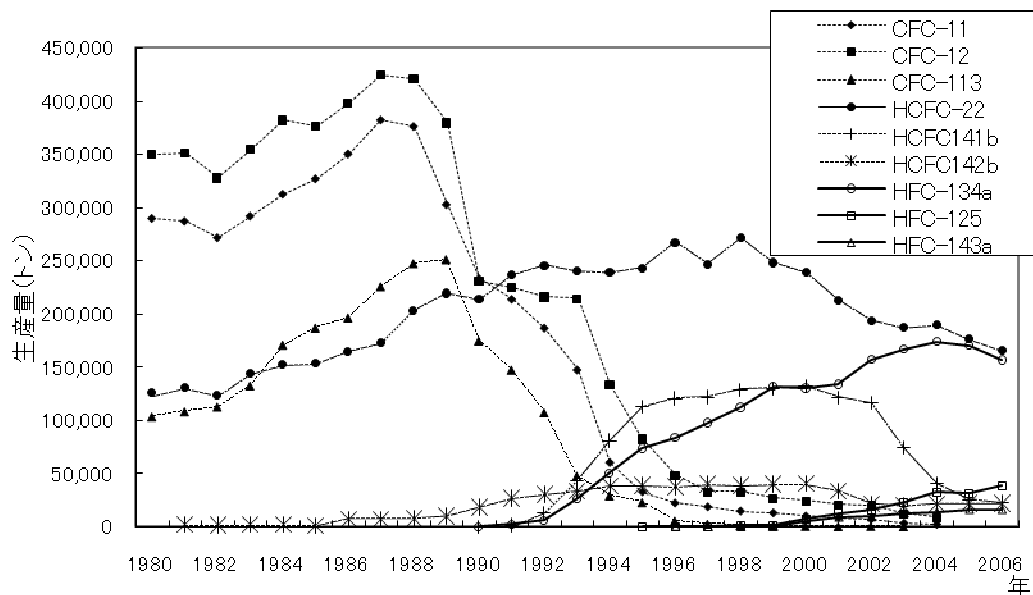


図 4-3 主要なフロンの年別生産量の推移 (1980～2006年)

集計は AFEAS に登録のあったデータのみ。単位は重量トン。

(出典) The Alternative Fluorocarbons Environmental Acceptability Study (AFEAS) ウェブサイト

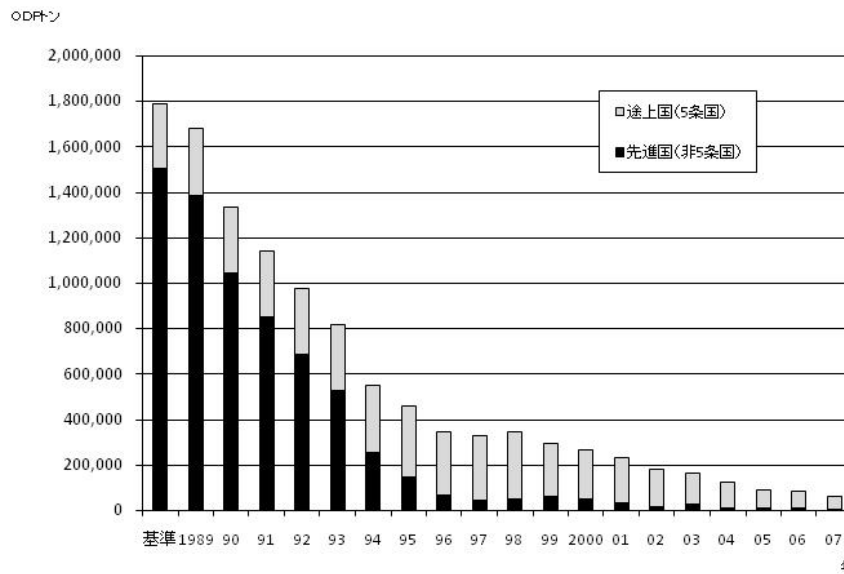


図 4-4 モントリオール議定書に基づくオゾン層破壊物質の消費量の推移 (1989～2007年)

ただし、基準年以前の空白データは基準年で一定として補完 (HCFC を除く) し、基準年と規制開始の間の空白データは一定の割合で変化するものとして補完 (先進国の HCFC については 1990 年・1991 年のデータを補完)。単位は ODP トン。

(出典) UNEP オゾン事務局ウェブサイト

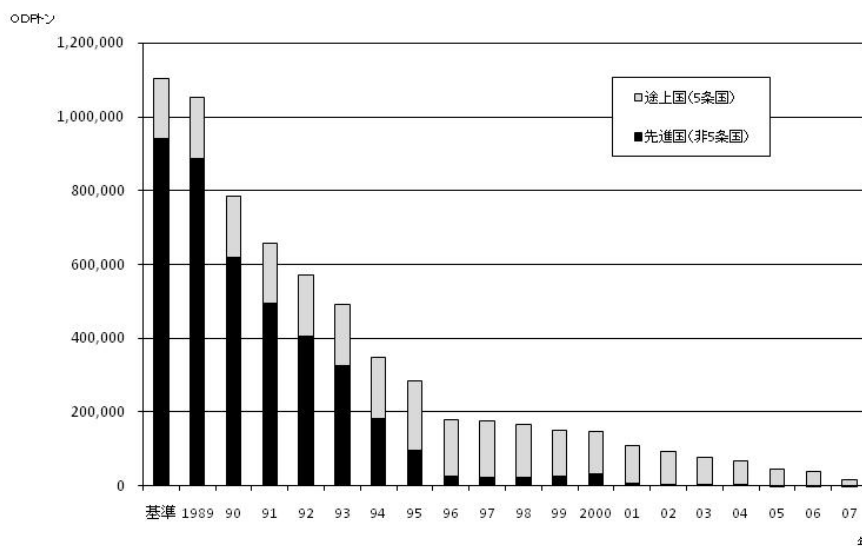


図 4-5 モントリオール議定書に基づく CFC (附属書 A グループ I) の消費量の推移 (1989～2007年)

ただし、基準年以前の空白データは基準年で一定として補完し、基準年と規制開始の間の空白データは一定の割合で変化するものとして補完。単位は ODP トン。

(出典) UNEP オゾン事務局ウェブサイト

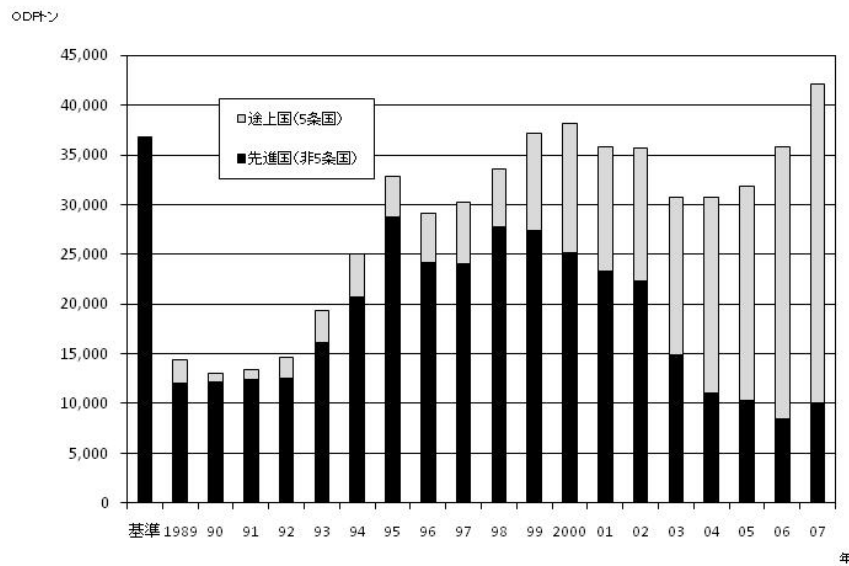


図 4-6 モントリオール議定書に基づく HCFC の消費量の推移 (1989～2007 年)
 ただし、先進国における 1990 年・1991 年のデータは一定の割合で変化するものとして補完。単位は ODP トン。
 (出典) UNEP オゾン事務局ウェブサイト

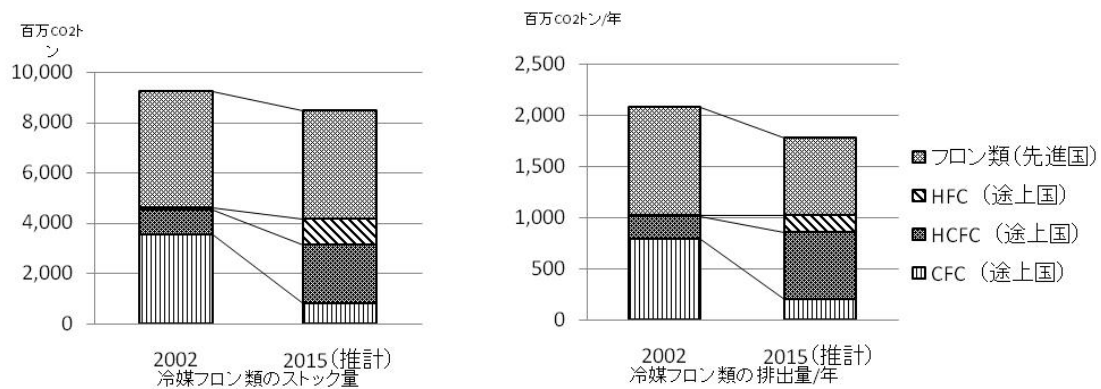


図 4-7 冷媒フロン類のストック量及び排出量/年 (2002 年・2015 年 (推計))
 単位は CO2 換算トン。
 (出典) IPCC/TEAP 特別報告

1-4. 我が国におけるオゾン層保護対策

(1) オゾン層破壊物質の生産・消費の規制

我が国では、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の締結にあたり、昭和63年に「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）」を制定し、平成元年7月からオゾン層破壊物質の生産・輸出入の規制を開始し、モントリオール議定書の義務を着実に履行している。生産量・消費量の削減実績については次ページ参照。

我が国における特定物質（オゾン層破壊物質）の生産量・消費量に関する基準限度

・CFC（議定書附属書AグループI）

期間	生産量	消費量
1993年1月1日～	119,998	118,134
1994年1月1日～	30,000	29,534
1996年1月1日～	0	0

・ハロン

期間	生産量	消費量
1993年1月1日～	28,419	16,958
1994年1月1日～	0	0

・その他のCFC（議定書附属書BグループI）

期間	生産量	消費量
1993年1月1日～	1,874	1,865
1994年1月1日～	586	583
1996年1月1日～	0	0

・四塩化炭素

期間	生産量	消費量
1995年1月1日～	2,940	11,232
1996年1月1日～	0	0

・1,1,1-トリクロロエタン

期間	生産量	消費量
1993年1月1日～	15,637	17,279
1994年1月1日～	7,819	8,640
1996年1月1日～	0	0

・HCFC

期間	生産量	消費量
1996年1月1日～	-	5,562
2004年1月1日～	5,654	3,615
2010年1月1日～	1,413	1,390
2015年1月1日～	565	556
2020年1月1日～ ^(注)	28	27
2030年1月1日～	0	0

(注)2020年1月1日に存在する冷凍空調機器への補充用に限る。

・臭化メチル

期間	生産量	消費量
1995年1月1日～	3,376	3,664
1999年1月1日～	2,532	2,748
2001年1月1日～	1,688	1,832
2003年1月1日～	1,012	1,099
2005年1月1日～	0	0

①日本における特定物質の生産量・消費量の推移

表 4-1 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 A）

（単位：ODP トン*）

年次 ⁽¹⁾	特定フロン		ハロン	
	生産量	消費量**	生産量	消費量
基準年 (1986年)	119,998	118,134	28,419	16,958
1989年	119,070	109,916	-	-
1990年	101,288	89,056	-	-
1991年	109,531	97,989	-	-
1992年			20,140	14,786
1993年	51,212	47,435	9,288	7,527
1994年	28,392	26,455	0	0
1995年	24,267	23,062	0	0
1996年	786	-352	0	-2
1997年	166	-173	0	0
1998年	0	-312	0	0
1999年	0	-21	0	0
2000年	0	0	0	0
2001年	0	0	0	0
2002年	0	0	0	0
2003年	0	0	0	0
2004年	0	0	0	0
2005年	0	0	0	0
2006年	0	0	0	0
2007年	0	-5	0	0

(1) 特定フロンの 1989 年及び 1990 年に関しては、各年の 7 月から翌年 6 月まで、1991 年は 7 月から 1992 年 12 月までの 18 ヶ月間の値。その他に関しては、各年の 1 月から 12 月までの値となっている。

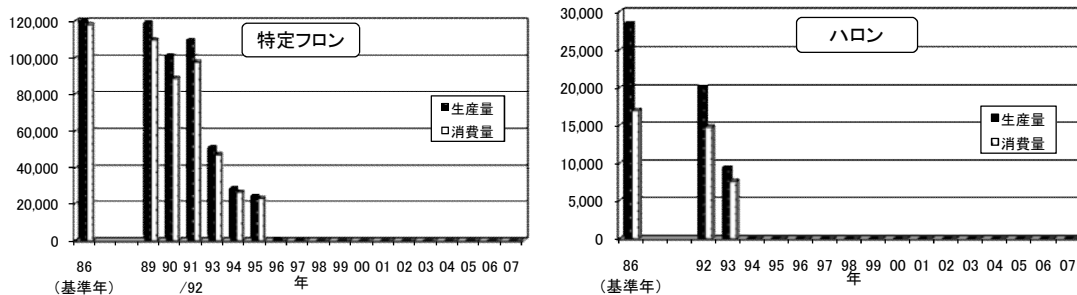


図 4-8 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 A）

（出典）経済産業省発表資料をもとに作成

* ODP トンは各生産量・消費量にオゾン破壊係数を乗じた数値。

**消費量＝生産量＋輸入量－輸出量

表 4-2 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 B）

（単位：ODP トン）

年次 ⁽¹⁾	その他の CFC		四塩化炭素		1,1,1-トリクロロエタン	
	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量
基準年 (1989年)	2,342	2,331	19,602	74,879	15,637	17,279
1993年	808	788	-	-	7,146	7,546
1994年	136	136	-	-	4,637	3,973
1995年	135	135	2463	255	5,248	4,088
1996年	0	0	539	-670	868	-48
1997年	0	0	0	-1	1,079	-55
1998年	0	0	0	-2	899	-52
1999年	0	0	0	-1	1,048	-38
2000年	0	0	0	-1	876	-34
2001年	0	0	0	-1	735	-326
2002年	0	0	0	-4	1250	-29
2003年	0	0	0	-2	569	-19
2004年	0	0	0	-1	565	-30
2005年	0	0	0	-1	400	0
2006年	0	0	0	0	348	0
2007年	0	0	0	0	418	0

(1) 各年は1月から12月までの値となっている。

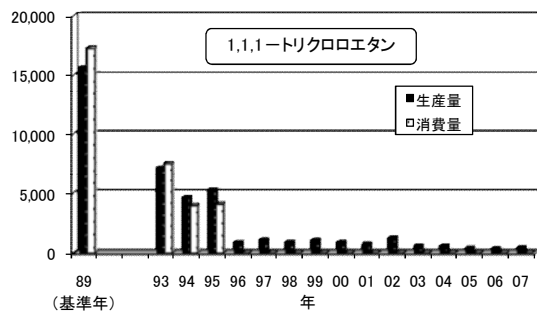
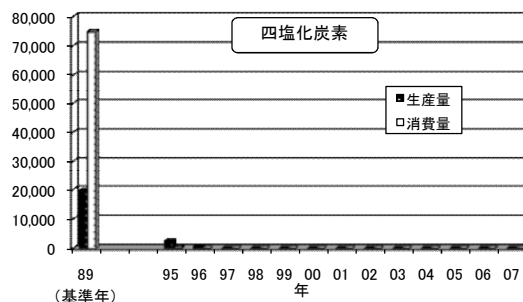
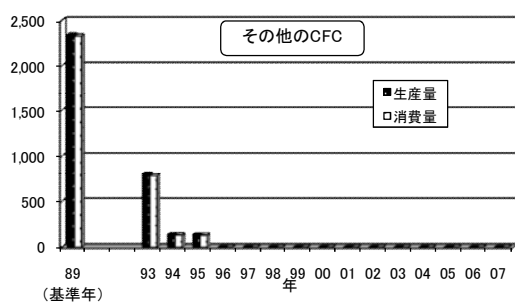


図 4-9 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 B）

（出典）経済産業省発表資料をもとに作成

表 4-3 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 C、E）

（単位：ODP トン）

年次 ⁽¹⁾	HCFC		HBFC		ブロモクロロメタン		臭化メチル	
	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量
基準値	5,654 ⁽²⁾	5,562 ⁽³⁾					3,376 (1991年)	3,664 (1991年)
1995年	-	-	-	-	-	-	3,689	4,180
1996年	-	4,141	0	0	-	-	3,009	3,421
1997年	-	4,152	0	0	-	-	2,905	3,318
1998年	3,966	3,633	0	0	-	-	2,741	3,112
1999年	4,608	3,899	0	0	-	-	2,420	2,746
2000年	3,928	3,531	0	0	-	-	2,259	2,564
2001年	3,792	3,500	0	0	-	-	1,613	1,744
2002年	3,195	2,907	0	0	0	0	1,571	1,702
2003年	3,145	2,810	0	0	0	0	883	969
2004年	1,921	1,473	0	0	0	0	897	1,019
2005年	1,344	1,118	0	0	0	0	346	358
2006年	878	754	0	0	0	0	287	293
2007年	694	736	0	0	0	0	288	294

(1) 各年は1月から12月までの値となっている。

(2) HCFC の生産量の基準量=HCFC の1989年生産量算定値と消費量算定値の平均+CFC の1989年生産量算定値と消費量算定値の平均×0.028

(3) HCFC 消費量の基準量=HCFC の1989年消費量算定値+CFC の1989年消費量算定値×0.028

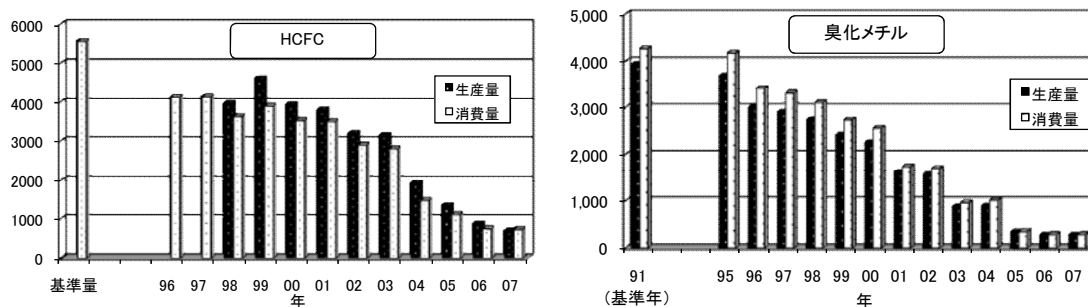


図 4-10 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 C、E）

（出典）経済産業省発表資料をもとに作成

②日本におけるフロン出荷量の推移

表 4-4 CFC 出荷量 (トン)

年次	CFC-11						CFC-12					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1985	2,139	4,283	18,295	200	291	25,208	18,834	7,059	8,269	0	149	34,311
1986	2,573	4,439	21,211	305	873	29,401	21,439	7,157	9,292	0	315	38,203
1987	2,802	4,511	25,609	503	806	34,231	22,716	7,042	11,004	0	178	40,940
1988	2,348	4,218	25,232	1,236	1,303	34,337	20,708	7,401	12,115	0	990	41,214
1989	3,051	3,807	23,541	1,156	930	32,485	24,880	6,585	9,606	0	335	41,406
1990	2,444	1,120	19,235	411	401	23,611	18,480	3,461	5,646	0	0	27,587
1991	2,156	653	17,286	713	158	20,966	15,495	2,544	2,825	81	501	21,446
1992	1,950	299	11,366	477	86	14,178	15,091	1,286	1,253	88	288	18,006
1993	2,305	93	8,557	531	14	11,500	20,109	1,016	261	75	249	21,710
1994	785	46	8,212	363	0	9,406	9,694	1,013	104	0	45	10,856
1995	493	299	6,850	23	88	7,753	4,678	423	101	0	174	5,376
1996	7	40	749	1	8	805	1,731	119	1	29	16	1,896
1997	7	95	189	0	17	308	484	172	0	0	16	672
1998	11	19	5	0	0	35	509	33	0	0	0	542
1999	0	34	7	0	4	45	58	62	0	0	5	125
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	CFC-113						CFC-114					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1985	155	143	197	54,749	1,544	56,788	130	131	1,382	0	10	1,653
1986	144	159	176	62,182	917	63,578	134	150	1,318	0	11	1,613
1987	130	171	251	76,707	2	77,261	117	542	1,871	0	0	2,530
1988	115	23	276	79,968	3	80,385	141	401	2,057	0	60	2,659
1989	108	227	210	82,927	19	83,491	161	588	1,975	0	14	2,738
1990	168	160	224	57,177	75	57,804	57	41	1,424	0	0	1,522
1991	70	81	246	50,371	0	50,768	179	24	1,465	0	1	1,669
1992	93	9	274	26,462	0	26,838	194	17	690	0	1	902
1993	72	9	31	11,655	34	11,801	193	15	246	0	1	455
1994	204	4	21	10,709	4	10,942	43	15	17	0	256	331
1995	13	0	48	11,654	52	11,767	22	19	5	0	191	237
1996	0	0	0	1,598	179	1,777	24	12	0	0	4	40
1997	0	0	0	281	22	303	0	55	0	0	0	55
1998	0	0	0	91	0	91	0	0	0	0	0	0
1999	0	0	0	14	1	15	0	0	0	0	0	0
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	CFC-115						CFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1985	93	0	0	0	2	95	21,351	11,616	28,143	54,949	1,996	118,055
1986	119	0	0	0	11	130	24,409	11,905	31,997	62,487	2,127	132,925
1987	610	0	0	0	0	610	26,375	12,266	38,735	77,210	986	155,572
1988	616	0	0	0	9	625	23,928	12,043	39,680	81,204	2,365	159,220
1989	601	0	0	0	0	601	28,801	11,207	35,332	84,083	1,298	160,721
1990	686	0	0	0	0	686	21,835	4,782	26,529	57,588	476	111,210
1991	728	0	0	0	1	729	18,628	3,302	21,822	51,165	661	95,578
1992	679	0	0	0	1	680	18,007	1,611	13,583	27,027	376	60,604
1993	409	0	0	0	0	409	23,088	1,133	9,095	12,261	298	45,875
1994	214	0	0	0	0	214	10,940	1,078	8,354	11,072	305	31,749
1995	335	0	0	0	0	335	5,541	741	7,004	11,677	505	25,468
1996	39	0	0	0	0	39	1,801	171	750	1,628	207	4,557
1997	6	0	0	0	0	6	497	322	189	281	55	1,344
1998	0	0	0	0	0	0	520	52	5	91	0	668
1999	0	0	0	14	1	15	58	96	7	28	11	200
2000	-	-	-	-	-	-	40	0	0	5	26	71
2001	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2002	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2003	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2005	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2006	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2007	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

表 4-5 HCFC 出荷量 (千トン)

年次	HCFC-22						HCFC-141b					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	30.6	-	0.8	0	0.1	31.5	0	-	8.6	2.1	0	10.7
1996	31.7	-	0.6	0	0.3	32.6	0	-	13.5	3.2	0.1	16.8
1997	28.4	-	0.5	0	1.5	30.4	0	-	14.8	3	0	17.8
1998	27.5	-	0.4	0	1.6	29.5	0	-	12.9	3.3	-	16.2
1999	26.8	-	0.3	0	1.7	28.8	0	-	11.9	4	-	15.9
2000	24	-	0	-	2	26	0	-	11	3	0	15
2001	21.6	-	0.2	0	1.2	23	0	-	9.3	3	0.2	12.5
2002	15.6	-	0.2	0	0.7	16.5	0	-	9.3	3	0	12.4
2003	13.7	-	0.1	0	1.2	15	0	-	11.5	3	0	14.5
2004	12.7	0	0	0	1.2	14	0	0	0.7	2.3	0	3.1
2005	10.8	0	0	0	1.2	12	0	0	0	2.3	0	2.3
2006	9.1	0	0	0	0.1	9.2	0	0	0	2.5	0	2.5
2007	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HCFC-142b						HCFC-225					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0	-	3.7	0	0.1	3.8	0	-	0	1.2	0	1.2
1996	0	-	3.9	0	0.1	4	0	-	0	2	0	2
1997	0	-	3.84	0	0.24	4.1	0	-	0	2.8	0	2.8
1998	0	-	3.4	0	0.2	3.6	0	-	0	2.6	0	2.6
1999	-	-	3.7	0	0.7	4.4	0	-	0	3	0.1	3.1
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HCFC-123						HCFC-124					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0.5	-	0	0	0	0.5	0	-	0.02	0.02	0	0.04
1996	0.5	-	0	0	0	0.5	0.01	-	0.02	0	0	0.03
1997	0.4	-	0	0	0	0.4	0	-	0.03	0	0	0.03
1998	0.4	-	0.02	-	-	0.4	-	-	0.02	0	-	-
1999	0.3	-	-	0	-	0.3	-	-	0.1	0	0	0.1
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HCFC-142b,225,123,124 の計						HCFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0.5	-	3.72	1.22	0.1	5.54	31.1	-	13.12	3.32	0.2	47.74
1996	0.51	-	3.92	2	0.1	6.53	32.21	-	18.02	5.2	0.5	55.93
1997	0.4	-	3.87	2.8	0.24	7.33	28.8	-	19.17	5.8	1.74	55.53
1998	0.4	-	3.44	2.6	0.2	6.6	27.9	-	16.74	5.9	1.8	52.3
1999	0.3	-	3.8	3	0.8	7.9	27.1	-	16	7	2.5	52.6
2000	0	-	4	3	1	7	25	-	15	6	2	48
2001	0.3	-	3.5	2.2	0.7	6.7	21.9	-	13	5.2	2	42.1
2002	0.2	-	2.9	2	0.1	5.2	15.8	-	12.3	5	0.8	34.1
2003	0.2	-	1.4	1.6	0.2	3.4	13.9	-	13	4.6	1.4	32.9
2004	0.2	0.1	0.4	2.8	0	3.4	12.9	0.1	1.1	5.1	1.3	20.5
2005	0.2	0.1	0	2.3	0.2	2.8	11	0.1	0	4.6	1.4	17.1
2006	0.2	0.1	0	1.3	0.1	1.7	9.3	0.1	0	3.8	0.1	13.3
2007	-	-	-	-	-	-	8	0.1	0	3.4	0.3	11.8

表 4-6 HFC 出荷量 (千トン)

年次	HFC-134a						その他 HFC					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	7.8	1.2	0.3	0	0	9.3	0.1	0	0	0	0.1	0.2
1996	8.6	1.8	0.4	0	0	10.8	0.1	0	0	0	0.1	0.2
1997	8.9	2.2	0.4	0	0	11.5	0.2	0	0	0	0.2	0.4
1998	8.4	2.5	0.5	0	0	11.4	0.4	0	0	0.2	0.3	0.9
1999	9.6	3.1	0.6	0	0.2	13.5	1	0	-	-	0.2	1.2
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	7.9	1.2	0.3	0	0.1	9.5
1996	8.7	1.8	0.4	0	0.1	11
1997	9.1	2.2	0.4	0	0.2	11.9
1998	8.8	2.5	0.5	0.2	0.3	12.3
1999	10.6	3.1	0.6	0	0.4	14.7
2000	11	3	1	0	1	16
2001	14	2.9	0.7	0	0.2	17.9
2002	18	3.1	0.8	0.1	0.5	22.5
2003	19.2	2.9	1.5	0.1	0.5	24.2
2004	21	2.4	3.3	0.3	0.5	27.5
2005	22.8	2.3	5.2	0.3	0.1	30.7
2006	23.5	2	7.6	0.8	0.3	34.1
2007	24.9	1.4	6.9	0.8	0.2	34.3

※2000年、2007年に集計方法が変更され、現在はCFC、HCFC、HFC出荷量の合計値のみが示されている。また、内訳の合計と合計の数値は四捨五入の関係で一致しないことがある。

(出典) 日本フッ素カーボン協会公表資料をもとに作成

(2) 冷媒フロン類の回収・破壊

既に生産され、製品中に含まれているフロン類及び代替フロンの大気中への排出を抑制し、オゾン層保護及び地球温暖化防止に資するため、業務用冷凍空調機器については「特定製品に係るフロン類の回収及び破壊の実施の確保等に関する法律(フロン回収・破壊法)」、家庭用冷凍冷蔵庫・エアコンについては「特定家庭用機器再商品化法(家電リサイクル法)」、カーエアコンについては「使用済自動車の再資源化等に関する法律(自動車リサイクル法)」に基づき、使用済機器等から冷媒フロン類を回収し、適切に破壊することとしている。

表 4-7 冷媒フロン類を回収した機器の台数 (千台)

機 器	平成 15 年度	平成 16 年度	平成 17 年度	平成 18 年度	平成 19 年度
業務用冷凍空調機器	866	952	905	878	1,033
家庭用エアコン	1,579	1,809	1,990	1,835	1,890
家庭用冷蔵冷凍庫	2,653	2,807	2,807	2,709	2,725
カーエアコン	1,697	1,830	2,469	2,628	2,663
合 計	6,795	7,398	8,171	8,050	8,311

注) カーエアコンについては、自動車リサイクル法及びフロン回収・破壊法による回収の合計。

表 4-8 冷媒フロン類の回収量 (t)

機 器	フロン類の 種類	平成 15 年度	平成 16 年度	平成 17 年度	平成 18 年度	平成 19 年度
業務用冷凍空調機器	CFC	338	298	292	348	342
	HCFC	1,458	1,665	1,823	1,987	2,404
	HFC	94	140	183	206	422
	計	1,889	2,102	2,298	2,541	3,168
家庭用エアコン	HCFC	858	989	1,112	1,024	1,048
	HFC	2	5	10	19	40
	計	860	994	1,122	1,043	1,088
家庭用冷蔵冷凍庫	CFC	262	269	249	218	196
	HCFC	5	7	10	11	12
	HFC	20	35	52	68	91
	計	287	311	311	298	299
カーエアコン	CFC	415	381	354	258	192
	HFC	223	321	457	546	617
	計	638	701	811	803	809
モントリオール 議定書規制物質	CFC	1,015	947	894	824	730
	HCFC	2,320	2,662	2,945	3,022	3,464
	小計	3,335	3,609	3,839	3,845	4,194
京都議定書規制物質	HFC	339	500	701	840	1,170
計		3,674	4,109	4,541	4,685	5,364

注1) 小数点未満を四捨五入したため、表中の数値の和は必ずしも合計欄の値に一致しない。

注2) カーエアコンについては、自動車リサイクル法及びフロン回収・破壊法による回収量の合計。自動車リサイクル法に基づく回収量は次の計算式により算出した。自動車製造業者等による取引量+フロン類回収業者による再利用量+フロン類回収業者による当年度未保管量-フロン類回収業者による前年度未保管量。

表 4-9 冷媒フロン類の破壊量

(t)

機 器	フロン類の 種類	平成 15 年度	平成 16 年度	平成 17 年度	平成 18 年度	平成 19 年度
業務用冷凍空調機器 カーエアコン	CFC	627	954	557	590	479
	HCFC	1,467	1,604	1,625	1,821	2,095
	HFC	335	418	609	772	1,036
	計	2,429	2,976	2,790	3,183	3,610
家庭用エアコン	HCFC	849	966	1,107	1,028	1,043
	HFC	2	5	10	18	40
	計	851	971	1,117	1,046	1,083
家庭用冷蔵冷凍庫	CFC	257	267	249	219	197
	HCFC	4	7	10	12	12
	HFC	19	34	51	67	90
	計	280	309	310	298	299
モントリオール 議定書規制物質	CFC	884	1,221	806	809	676
	HCFC	2,320	2,577	2,742	2,861	3,150
	小計	3,204	3,798	3,548	3,670	3,826
京都議定書規制物質	HFC	356	457	670	857	1,166
合計		3,560	4,255	4,218	4,527	4,992

注 1) 小数点未満を四捨五入したため、表中の数値の和は必ずしも合計欄の値に一致しない。

(3) 冷媒フロン類以外のストック対策

①断熱材中フロン類の回収・破壊に向けた取組

- ・ 家庭用冷凍冷蔵庫に使用される断熱材中のフロン類については、家電リサイクル法に基づき、回収・破壊等がなされている。
- ・ 建材用断熱材中のフロン類については、環境省において平成 12 年以降回収・破壊のための技術的事項を調査し、平成 19 年に「建材用断熱材フロンの処理技術」をとりまとめた。

②消火剤ハロン類の回収・再利用・破壊に向けた取組

- ・ 建築物や危険物施設、船舶、航空機等に設置される消火設備・機器等の消火剤として使用されているハロンについては、国家ハロンマネジメント戦略（2000 年）に基づき、特定非営利活動法人「消防環境ネットワーク」を中心として、データベースの管理、不可欠用途（クリティカルユース）の十分な管理、回収・リサイクルの推進等が行われている。
- ・ 今後、1980 年代から 1990 年代初頭に建設された数多くの建築物が解体時期を迎えることに伴って回収されるハロン量の増加が予想されることなどを踏まえ、環境省では、不要・余剰となったハロンを適切に破壊処理するための技術的事項を調査し、平成 18 年 5 月に「ハロン破壊処理ガイドライン」をとりまとめた。

表 4-10 ハロンの設置状況 (平成 21 年 1 月 31 日現在)

ハロン種類	設備名	設置件数	ハロン量 (kg)
ハロン-1301	消火設備	30,593	15,282,686
	消火装置	9,705	694,053
	消火器	6,801	133,870
	小計	47,099	16,110,609
ハロン-2402	消火設備	371	184,113
	消火装置	62	9,376
	消火器	101	2,619
	小計	534	196,108
ハロン-1211	消火設備	37	16,108
	消火装置	8	548
	消火器	498	25,610
	小計	543	42,266
合計		48,176	16,348,983

(出典) ハロン等抑制対策検討会 ハロン等抑制対策検討報告書 (平成 20 年度)

表 4-11 消防環境ネットワークの管理によるハロン 1301 の回収、供給量

年度	供給量(t)	回収量(t)
1994	100	27
1995	117	56
1996	126	59
1997	111	46
1998	73	94
1999	57	78
2000	65	97
2001	66	104
2002	63	80
2003	52	112
2004	100	118
2005	123	133
2006	173	110
2007	208	145

(出典) ハロン等抑制対策検討会 ハロン等抑制対策検討報告書 (平成 20 年度)

(4) 化学物質排出把握管理促進法に基づく排出量の把握

平成13年度からPRTR（化学物質排出移動量届出制度）が始まり、オゾン層破壊物質の排出量等について、事業者の届出による事業場からの排出量等と、国の推計による事業場以外からの排出量が毎年公表されている。

表 4-12 平成19年度のオゾン層破壊物質のPRTRによる排出量等

(単位：kg/年)

物質名	政令 番号	届出排出量*1		届出外	排出量	(参考) 排出量 (ODPトン)	(参考) 排出量 (万CO2トン)	届出	
		大気	公共用水域	排出量*2	合計			移動量*3	
CFC	CFC-11	217	7,476	0	530,814	538,290	538.3	255.7	63,000
	CFC-12	121	12,519	0	690,174	702,693	702.7	765.9	34,960
	CFC-113	213	2,758	0	0	2,758	2.2	1.7	0
	CFC-114	123	23	0	0	23	0.0	0.0	0
	CFC-115	94	0	0	6,018	6,018	3.6	4.4	0
	CFC-113	88	0	0	0	0	0.0	0.0	0
	CFC-112	201	0	0	0	0	0.0	0.0	0
	合計		22,776	0	1,227,006	1,249,782	1246.8	1027.8	97,960
ハロン	ハロン-1211	285	0	0	0	0	0.0	0.0	0
	ハロン-1301	286	11,004	0	14,575	25,579	255.8	18.3	0
	ハロン-2402	162	0	0	531	531	3.2	0.1	2,400
		合計		11,004	0	15,106	26,110	259.0	18.4
HCFC	HCFC-21	133	27,552	0	0	27,552	1.1		0
	HCFC-22	85	393,712	0	7,233,151	7,626,863	419.5	1380.5	184,681
	HCFC-123	124	81,528	0	17,012	98,540	2.0	0.8	0
	HCFC-124	86	3,626	0	0	3,626	0.1	0.2	0
	HCFC-133	87	19,000	0	0	19,000	1.1		4,200
	HCFC-141b	132	871,638	0	5,722,349	6,593,987	725.3	478.1	87,903
	HCFC-142b	84	23,682	0	666,818	690,500	44.9	159.5	4,800
	HCFC-225	144	489,446	0	773,384	1,262,830	88.4	45.3	75,126
	合計		1,910,184	0	14,412,714	16,322,898	1282.4	2064.3	356,710
四塩化炭素	112	8,752	254	0	9,006	9.9	1.3	411,255	
1,1,1-トリクロロエタン	209	8,280	9,209	0	17,489	1.7	0.3	19,000	
臭化メチル	288	279,000	130	1,343,357	1,622,487	973.5	0.8	6,744	
	合計		2,239,996	9,593	16,998,183	19,247,772	3,773	3,113	894,069

*1 PRTRの対象となる事業所から1年間に環境中に排出された量として、事業者から国へ届け出られた量

*2 PRTRの対象となる事業所以外から環境中へ排出される量として、国が推計した量

*3 PRTRの対象となる事業所から1年間に廃棄物として事業所の外へ運び出された量

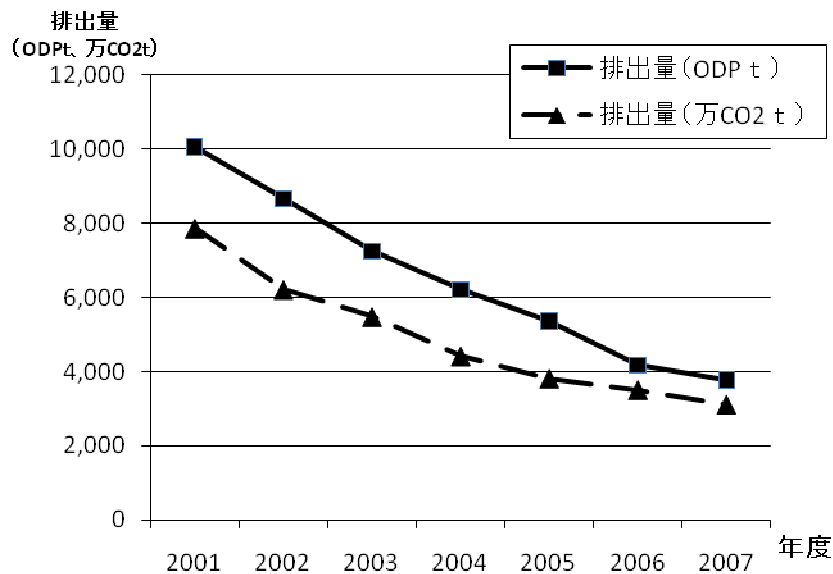


図 4-11 PRTR に基づくオゾン層破壊物質の排出量 (ODP 換算、CO₂ 換算)

(5) 代替フロン等 3 ガスの対策

オゾン層破壊物質である CFC、HCFC の代替物質として使用されている HFC を含む代替フロン等 3 ガス (HFC、PFC、SF₆) は、強力な温室効果ガスであることから、京都議定書の対象物質となっており、京都議定書目標達成計画に基づき、基準年 (1995 年) の水準から基準年総排出量比で▲1.6%の水準 (約 3,100 万 t-CO₂) にすることを目標としている。

表 4-13 代替フロン等 3 ガスの排出量及び目標とガス別の目安

代替フロン等 3 ガス	基準年 (1995 年)	2005 年		2010 年 (目標)	
	百万 t-CO ₂	百万 t-CO ₂	基準年 総排出量比	百万 t-CO ₂	基準年 総排出量比
合計	51	18	-2.6%	31	-1.6%
HFC	20	7	-1.0%	22	+0.1%
PFC	14	6	-0.6%	5	-0.7%
SF ₆	17	4	-1.0%	4	-1.0%

(出典) 京都議定書目標達成計画

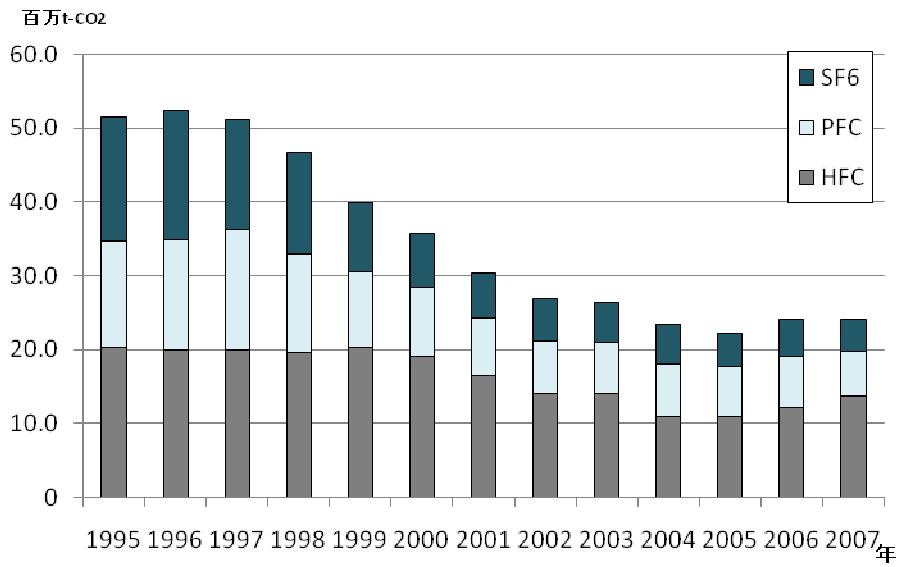


図 4-12 代替フロン等 3 ガスの排出量の推移 (ガス別)

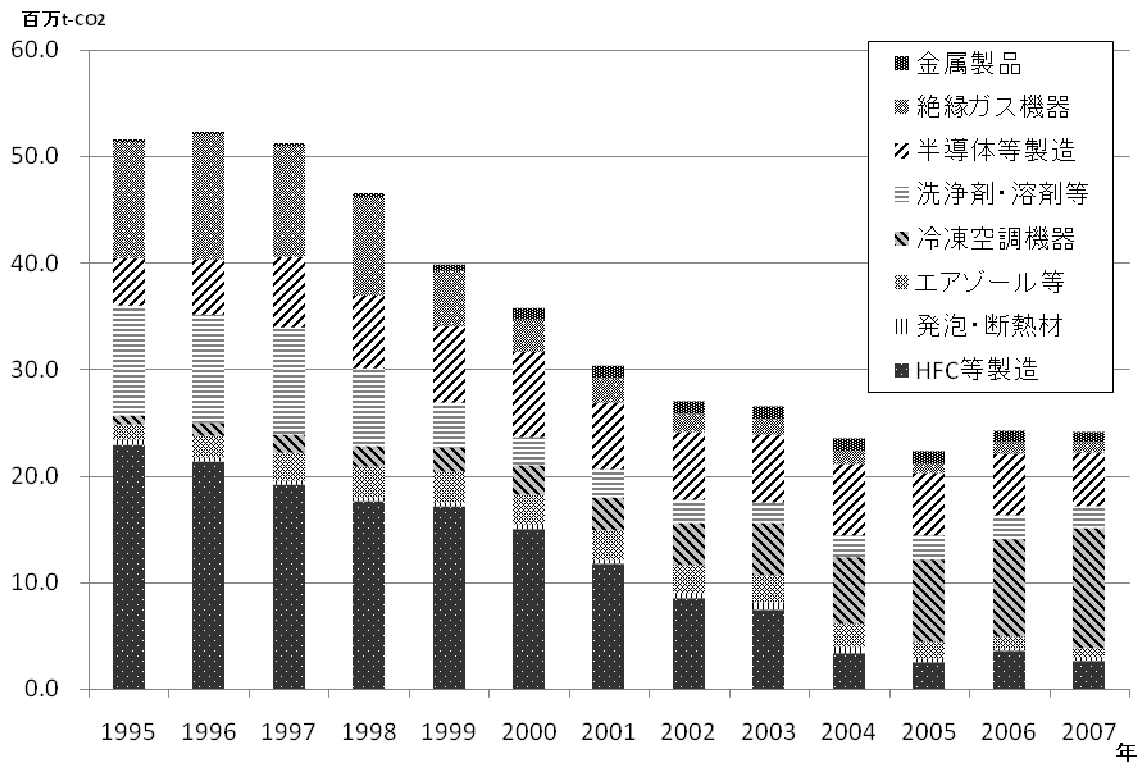


図 4-13 代替フロン等 3 ガスの排出量の推移 (排出源別)

(6) ノンフロン化の推進

①グリーン購入法に基づくノンフロン化の推進

フロンを使わない製品（ノンフロン製品）の普及を促進するため、「国等による環境物品等の調達に関する法律（グリーン購入法）」に基づき、国等の行政機関に対してノンフロン製品の調達を義務付けている。

表 4-14 グリーン購入法に基づくフロン関係製品調達の判断基準等（抜粋）

品目	判断の基準等	
ダストブロワー	【判断の基準】	オゾン層を破壊する物質及びハイドロフルオロカーボン（いわゆる代替フロン）が使用されていないこと。ただし、引火の危険性があり、安全性の確保を必要とする場合は、当該品目に係る判断の基準は適用しないものとする。なお、その場合にあっては、オゾン層を破壊する物質及び地球温暖化係数（地球温暖化対策の推進に関する法律施行令（平成11年政令第143号）第4条に定められた係数）150以上の物質が含まれていないものを使用すること。
電気冷蔵庫、 電気冷凍庫、 電気冷凍冷蔵庫	【判断の基準】	冷媒及び断熱材発泡剤にオゾン層を破壊する物質が使用されていないこと。また、冷媒及び断熱材発泡剤にハイドロフルオロカーボン（いわゆる代替フロン）が使用されていないこと。
	【配慮事項】	冷媒及び断熱材発泡剤に可能な限り地球温暖化係数の小さい物質が使用されていること。
エアコンディショナー	【判断の基準】	冷媒にオゾン層を破壊する物質が使用されていないこと。
ガスヒートポンプ式 冷暖房機	【判断の基準】	冷媒にオゾン層を破壊する物質が使用されていないこと。
ヒートポンプ式 電気給湯器	【判断の基準】	冷媒にオゾン層を破壊する物質が使用されていないこと。また、ハイドロフルオロカーボン（いわゆる代替フロン）が使用されていないこと。
マットレス	【判断の基準】	冷媒にオゾン層を破壊する物質が使用されていないこと。また、ハイドロフルオロカーボン（いわゆる代替フロン）が使用されていないこと。
断熱材	【判断の基準】	○建築物の外壁等を通しての熱の損失を防止するものであって、次の要件を満たすものとする。 ・オゾン層を破壊する物質が使用されていないこと。 ・ハイドロフルオロカーボン（いわゆる代替フロン）が使用されていないこと。
	【配慮事項】	発泡プラスチック断熱材については、長期的に断熱性能を保持しつつ、可能な限り地球温暖化係数の小さい物質が使用されていること。
氷蓄熱式空調機器	【判断の基準】	冷媒にオゾン層を破壊する物質が使用されていないこと。
ガスエンジンヒート ポンプ式空調和機	【判断の基準】	成績係数が表1又は表2に示された区分の数値以上であること。
庁舎管理	【配慮事項】	庁舎管理に空気調和設備のメンテナンスを含む場合にあっては、冷媒として用いられるフロン類の漏洩の防止及び充填等作業に伴う大気放出の抑制に努めていること。

②省エネ自然冷媒冷凍等装置導入促進事業

アンモニアや二酸化炭素などの自然冷媒を使用した冷凍・冷蔵・空調装置は、導入費用が高いこと等により普及が進みにくい状況にある。このため、環境省では、このような省エネ自然冷媒冷凍等装置とフロン冷媒冷凍等装置の導入費用の差額の 1/3 の金額を導入事業者に対して補助することにより、省エネ自然冷媒冷凍等装置の導入を促進している（平成 20～24 年度）。

③その他のノンフロン化普及促進の取組

環境省では、自然冷媒冷凍空調機器、ノンフロン家庭用冷凍冷蔵庫、ノンフロンダストブロワー、ノンフロン断熱材（硬質ウレタンフォーム）の 4 品目について、ノンフロン製品の紹介冊子を作成し、その普及に取り組んでいる。

(6) 開発途上国への支援

モントリオール議定書に基づく規制は、開発途上国については平成 11 年から開始されたところであり、開発途上国の議定書の遵守状況が今後のオゾン層の回復に大きく影響することから、開発途上国に対し、我が国の排出抑制、回収・破壊、オゾン層破壊物質からの代替に関する技術・経験をいかした支援を行っていく必要がある。このため、開発途上国の政府職員等に対するオゾン層保護政策に関する研修等が実施されている。

また、環境省では、モントリオール議定書多数国間基金を活用した開発途上国における二国間協力プロジェクトを実施するため、支援方策の提案やプロジェクトの形成などを行っている。特に、今後開発途上国において、余剰となり、又は汚染等により再利用できないオゾン層破壊物質の増加が予想されることから、これら不要となったオゾン層破壊物質の処理方策について検討を行い、日本の回収・破壊に関する制度的・技術的知見をいかした技術協力を力を入れている。

表 4-15 我が国のモントリオール議定書多数国間基金への拠出金

期間	拠出金総額（含繰り越し）	我が国の拠出金
第 1 期 1991-1993 年	24,000 万ドル	3,300 万ドル
第 2 期 1994-1996 年	51,000 万ドル	6,500 万ドル
第 3 期 1997-1999 年	54,000 万ドル	8,500 万ドル
第 4 期 2000-2002 年	47,570 万ドル	9,900 万ドル
第 5 期 2003-2005 年	57,300 万ドル	10,400 万ドル
第 6 期 2006-2008 年	47,000 万ドル	8,800 万ドル
第 7 期 2009-2011 年	49,000 万ドル	8,073 万ドル

表 4-16 我が国の途上国支援プロジェクトの例（環境省担当）

対象国	プロジェクト名	時期	支援額	支援内容
スリランカ	アジア太平洋地域におけるモントリオール議定書の遵守促進のための多数国間基金による戦略的計画の実施	2001～2002年	167,805 ドル (多数国間基金)	途上国自身が自立してモントリオール議定書を遵守するため、自国のオゾン層破壊物質消費状況の全体像を把握し、すべてのオゾン層破壊物質を撤廃するための計画である国家遵守戦略(National Compliance Strategy)を作成することを支援。
イラン・モンゴル	アジア太平洋地域におけるモントリオール議定書の遵守促進のための多数国間基金による戦略的計画の実施(第2フェーズ)	2002～2003年	141,250 ドル (多数国間基金)	上記プロジェクトの継続事業として、イラン及びモンゴルを対象に、関係国際機関と協力し、調整会合の実施等を支援。
スリランカ	国家遵守行動計画 (National Compliance Action Plan)	2005～2009年	751,902 ドル (多数国間基金)	2010年のCFC消費量全廃のための包括的支援。CFCの回収・再利用、カーエアコンの改修、貿易管理、技術者訓練等。
モンゴル	最終削減管理計画 (Terminal Phase-out Management Plan)	2005～2009年	269,957 ドル (多数国間基金)	2010年のCFC消費量全廃のための包括的支援。CFCの回収・再利用、貿易管理、技術者訓練等。
インドネシア	フロン破壊処理施設整備事業	2006年～	—	セメントキルンを改修したフロン破壊処理施設の設置、破壊実証試験等。
アジア太平洋地域	不要オゾン層破壊物質破壊処理実証事業準備	2008～2009年	33,900 ドル (多数国間基金)	アジア太平洋地域での不要オゾン層破壊物質破壊処理のロジスティック、破壊処理施設の設置等のための多数国間基金プロジェクトの準備。

2. WMO科学評価パネル報告書要旨(2006年)*

オゾン層破壊の科学アセスメント：2006 Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006

総括要旨 Executive Summary

1987年に採択されたオゾン層破壊物質に関するモントリオール議定書では、議定書締約国は、世界の専門家から成るパネルによって評価された最新の科学・環境・技術・経済面の情報に基づいて、将来における議定書関連の政策決定を行うことが求められている。政策決定過程に情報を提供するために、科学的理解の進展状況がこれまで1989、1991、1994、1998、2002年に科学評価パネルによって評価されてきた。この情報は締約国間の議論を助け、同上議定書に対する一連の改正・調整に至った。ここで要約した2006年版科学アセスメントは、このシリーズの6番目のものである。この総括要旨の中の情報は、同アセスメントの8つの詳細な章に基づいている。

前回のアセスメントでは、地表面での放出が成層圏に届くまでに要する時間による遅れがあることを示しつつ、対流圏のほとんどのオゾン層破壊物質の量は、成層圏の塩素量も同様であるが、モントリオール議定書のもとで取られた対策によって、安定又は減少している兆候が示された(図4-14 a、b 参照)。これらの事実から、「モントリオール議定書は機能しており、議定書で規定されている物質によるオゾン層破壊は、今後10年以内位までに改善に向かうと期待される」と明言された。

次の重要なステップは、成層圏オゾンと地上に到達する紫外線が、議定書により課せられたオゾン層破壊物質の規制に対して、想定される応答を示しているかどうかを問うことである(図4-14 c、d 参照)。この問いに答えるには、オゾン層破壊物質以外で、オゾンと紫外線に影響を及ぼす要因についても考慮する必要がある。これらの要因には、力学的自然変動、火山噴火、太陽活動の変動、エアロゾル(空气中を漂う細かい粒子)及び気候変化が含まれる。

オゾン及び紫外線の回復の指標として1980年以前の値がよく使われる。しかし、上記要因があるために、オゾンと紫外線が1980年以前の値に戻るかどうか、戻るとしたらいつなのかは、オゾン層破壊物質が1980年以前の値に戻ることと単純に結びつくわけではない(図4-14c、d 参照)。

我々は、これまでのオゾン層破壊物質のふるまい、及びオゾン層破壊物質と他の要因に

* 気象庁「オゾン層観測報告:2006」より引用、一部改変

対する成層圏オゾンと紫外線の応答、それにオゾンと紫外線の今後の展開について言及する。まず、最近の主な発見を示し、次にそれらの詳細な根拠、そして最後に政策形成のための留意事項を示す。

1. 最近の主な発見と最新の科学的理解

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2002」の発表以来、多くの室内実験、大気観測及び理論・モデル研究が新たに重要な発見をもたらし、オゾン層とその紫外線に対する影響に関する総合的理解が深まった。その進展ぶりが、気候変化と成層圏オゾン破壊との関係のほか、人間活動と自然現象がオゾン層に与える影響についての最新の理解を記した以下の要約の中で強調されている。

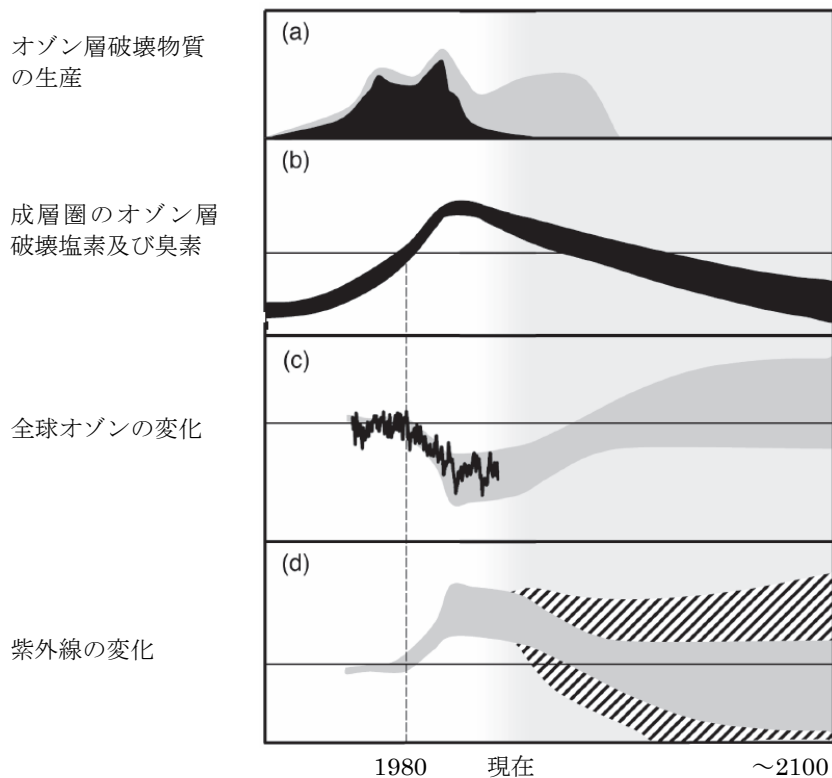


図 4-14 オゾン層破壊物質、オゾン層及び紫外線：過去、現在、未来

(a) 1987年モントリオール議定書及びその改正の前後のオゾン層破壊物質(ODSs)の生産量。基本シナリオ A1 より。クロロフルオロカーボン(CFCs)を黒で、ハイドロクロロフルオロカーボン(HCFCs)起源の追加的なODSsを灰色で示す。注) 議定書のもと、CFCの代替として使用されるHCFCsはCFCsよりオゾン破壊効果が小さい。

(b) 成層圏のオゾン層破壊塩素及び臭素の総効果量

グラフの幅は、異なる仮定のODS放出シナリオのほか、地上での放出と成層圏到達の時間差による不確実性を反映している。

(c) 全球オゾン全量の変化（極域以外：南緯 60 度～北緯 60 度）

季節変動、準 2 年周期振動（QBO）、火山及び太陽活動の影響を取り除いた。黒い線は観測値を示す。灰色の領域は、将来可能性のある気候条件の範囲をカバーしたモデルにより予測されたオゾンの変化の様子を幅広く表したものである。縦の点線の左側は 1980 年以前の値で、オゾンや紫外線の回復の指標としてしばしば使われる。

(d) 南中時の紅斑紫外線量の予測される変化

灰色の部分は、(c)で示したオゾン変化への応答の計算結果を示す。網掛け部分は、雲や大気中の微粒子（エアロゾル）の気候関連の変化により起こりうる紅斑紫外線量の変化のおおざっぱな見積もりを示す。

1.1 オゾン層破壊物質

前回のアセスメントでは、オゾン層破壊物質の量について、対流圏で減少している一方で、成層圏ではピークかそれに近い状態であると述べた。今、我々は問う。対流圏及び成層圏のオゾン層破壊物質の量は、政策行動に結びつくほどのさらなる変化を示しているか、また、その変化は将来どのように展開すると予想されるか？

- ・ 対流圏における人為起源のオゾン層破壊物質の総量は、1992～1994 年のピーク時の値から減少し続けている。
 - 比較的短寿命のガス（例えばメチルクロロホルム（別名 1,1,1-トリクロロエタン）と臭化メチル）は、対流圏における人為起源の塩素及び臭素を含むオゾン層破壊物質の実効的な総量の減少に大きく寄与し続けている。短寿命の物質が早く除去されることは、その後のオゾン層破壊物質の減少が、主に長寿命の物質の大気中における除去によってもたらされる可能性が高いことを意味する。
 - 2005 年までに、対流圏における人為起源のオゾン層破壊物質の総量は、1992～1994 年に観測されたピーク時の値から 8～9%減少していた。この減少の全体規模は、予測された放出量の変化に起因するもので、既に知られている大気中の寿命及び輸送過程に対する我々の知見と矛盾しない。
 - 対流圏における HCFC-22、-141b 及び-142b の濃度の増加は、前回のアセスメントでの予想に比べはるかに小さかった。このことは、これらのガスの放出量が予測より少なかったことを意味する。
 - 対流圏におけるハロンと臭化メチル起源の臭素の量は、臭化メチル量が減少したことにより、1998 年以来 3～5%減少した。臭化メチル量は 1997 年から 2004 年にかけて 14%減少した。この減少は予想より大きく、このことは、臭化メチルの人為的放出が削減されれば、その大気中の量は以前考えられていたよりも減少することを示唆している。
- ・ 成層圏のオゾン層破壊物質の総量は、1990 年代後半のピーク時の値から減少傾向を示している。このことは、これらの物質の地上観測結果及び成層圏までの輸送に要する

時間と整合がとれている。

- 成層圏オゾン層破壊物質が、1990年代後半にピークに達して以来成層圏で減少していることを、塩化水素の観測結果が明瞭に示している。
 - 成層圏の臭素は、その先行する年の対流圏の傾向と同調して増加している。成層圏の臭素の減少はまだ確認されていない。臭素は成層圏オゾン層破壊において主要な役割を担い続ける。
- ・ 極短寿命のハロゲン物質が成層圏ハロゲン量にどう貢献しているかについての定量的な理解は、2002年のアセスメント以降大きく改善された。すなわち臭素系の極短寿命物質は成層圏の臭素総量に大きく寄与し、成層圏オゾンに大きな影響を与えていると信じられている。
- 臭素系の極短寿命物質（主に自然起源）は、現在の成層圏の臭素総量（約18～25ppt）に、臭素約5ppt（3～8pptの範囲と見積もられる）分寄与している。これらの値は、極短寿命物質の化学変化及び成層圏への輸送に関する我々の最新の知見に基づき、対流圏の臭素系ソースガス類及び成層圏の一酸化臭素の観測から導かれた。
 - 主に人為起源である塩素系の極短寿命ソースガス類は、熱帯上部対流圏で約50pptの濃度で観測されており、現在、成層圏塩素の小さなソースになっているかもしれない。
 - 臭素や塩素に比べ、ヨウ素の成層圏オゾンの破壊に対する重要度は現在のところはるかに低いことが示唆されている。

1.2 現在までのオゾン、紫外線及び他の関連の変化

前回のアセスメントで、成層圏オゾン破壊は今後10年以内位までに改善に向かうと期待されると記した。今、我々は問う。この改善の始まりの兆候はあるのだろうか。この期間、他の要因がオゾンのふるまいに影響を与えただろうか。地表に到達する紫外線は予想通りの応答をいただろうか。

- ・ 人為起源のオゾン層破壊物質が過去数十年間のオゾン層破壊の主要因となっているという我々の基本的な理解は強められている。オゾン層破壊物質の量がほぼ一定となった最近では、気象の変動が、極域及び極域以外の地域（南緯60度～北緯60度）の多くでオゾンのふるまいに特に重要な影響を与えている。

(極域オゾン)

- ・ 春季の極域オゾン層破壊は、成層圏の冬の低温のもと深刻な状態が続いている。過去数年間、両極域では、気象の変動が、観測されたオゾンの変動に大きな影響を及ぼしてきた。
 - 大規模な南極オゾンホールが続いている。南極域のオゾン層破壊は、1990年代後半からは深刻さの度合いは増大しておらず、2000年以降は、オゾン量が以前に比べ増加した年もある。これら最近の変化は、診断解析によって程度の違いは見られるが、力学的な活動の活発化によるものであり、オゾン層破壊物質の減少によるものではない。
 - 南極オゾンホールは、現在、オゾン層破壊物質の緩やかな減少による影響を強く受けておらず、2002年や2004年など、いくつかの年に見られた通常より小さいオゾンホールは、南極域の極渦の力学的変化に起因している。
 - 2002年の南極オゾンホールの特異性は、それまでの10年間に比べ、オゾンホール面積が狭くオゾン破壊はるかに小さいことで明らかにされた。この特異現象は異常に規模の大きい成層圏突然昇温によるものであった。
 - 北極域のオゾン層破壊は、気象条件によって左右され、大きな年々変動を示す。過去40年間、これらの条件は、北極域の極低温の冬期間における極域成層圏雲の形成に係る条件がますます拡大するにつれ、深刻なオゾン層破壊に一層結びつくようになった。この変化は、温室効果ガスの増加による直接的な放射効果から予測される変化よりはるかに大きい。この変化の理由は明確ではなく、長期自然変動か未知の力学過程によるものかもしれない。1990年代半ば以降、温度条件の変化がいくつかの冬の大規模な北極域のオゾン破壊に寄与していた。
 - 北極域の2004/2005年冬季は異常に寒く、化学的なオゾン破壊が今までの解析の中で最も大きかった。北極域は大規模な化学的オゾン破壊に依然敏感で、極域成層圏雲発生の長期変化に関する知見の不足が、将来の北極域オゾン量の予測及び回復の兆しの早期検出を困難にしている。
 - 極域成層圏における塩素及び臭素の化学反応の役割はより定量的に明らかにされている。これらの成果を取り入れることにより、北極域と南極域のオゾン破壊のタイミングに関する理論と観測とのよりよい一致が見られる。

(全球オゾン (南緯 60 度～北緯 60 度))

- ・ 1990年代に見られた極域以外の地域の成層圏オゾン量の減少は続いていない。

- 極域以外の地域（南緯 60 度～北緯 60 度）のオゾン量のさらなる減少は近年見られない。2002～2005 年の中緯度オゾン全量値は、1980 年以前の値と比べて、北半球で約 3%、南半球で約 6%少なく、1998～2001 年の値と基本的に同じであった。
 - 極域のオゾン減少は中緯度のオゾン減少にかなり寄与しており、その寄与の大きさは、北半球では約 3 分の 1、南半球では約 2 分の 1 と見積もられる。南半球でのより大きな寄与は、北極域に比べてより大きな南極域でのオゾン層破壊によるものと推定され、両半球間の中緯度における長期オゾン変化の規模や季節性の違いも説明できるかもしれない。
 - 対流圏と成層圏の気象の変化が、1979 年から 1990 年代半ばにかけての北半球中緯度の冬季のオゾン減少とその後のオゾン増加に一部寄与している。長期変化傾向へのこれら力学的効果の定量的見積もりは、研究によって約 20%から 50%までの範囲にある。これら力学的に引き起こされたオゾンの変化のほとんどは成層圏最下層で起きているようである。
 - 上部成層圏オゾンは 1979 年から 1990 年代半ばにかけて減少し、中緯度の高度 40km 付近で減少率が 10-15%と最大となった。しかし、過去 10 年間は比較的一定の状態である。中緯度下部成層圏（高度 20-25km）のオゾンもまた、1979 年から 1990 年代半ばにかけて 10%に達する減少が見られたが、その後は比較的一定の状態である。
 - 北半球中緯度の成層圏最下層（高度 12-15km）のオゾン量は 1979 年から 1990 年代半ばにかけて著しく減少したが、1996 年から 2004 年にかけて全体的に増加し、この高度での正味の長期減少傾向が見えなくなった。この成層圏最下層のオゾンの変化は過去 10 年間のオゾン全量の変化に大きく寄与した。南半球の観測結果には、1990 年代半ば以降、高度 12-15km の同様な増加が見られない。
 - 熱帯域（南緯 25 度～北緯 25 度）のオゾン全量は基本的に変化していない。このことは、今までのアセスメントの内容と一致している。
- ・ 観測とモデル研究により、過去およそ 10 年間の南緯 60 度～北緯 60 度で平均したオゾン全量が基本的に変化していないのは、この期間の成層圏のオゾン層破壊物質がほぼ一定であることと関係していることが示唆される。
 - 過去 10 年間の中緯度上部成層圏（高度 35-45km）のオゾン減少率の緩和及び濃度の一定化が、それに対応する成層圏のオゾン層破壊物質の変化に支配されていることは、かなり可能性が高い。
 - 過去 10 年間、成層圏のオゾン層破壊物質の変化は、中緯度オゾン全量の減少率の緩和と全般的なオゾン量の一定化に寄与してきた可能性が高い。輸送もまたオゾ

ンの変化に重要な役割を果たしてきており、特に成層圏最下層では、オゾン全量の変化の原因をオゾン層破壊物質の変化に求めるのは上部成層圏より困難である。

(成層圏の気温と地表到達紫外線)

- ・ 過去 20 年間観測された成層圏の寒冷化が近年は緩やかになった。
 - 衛星及びゾンデの観測によると、1979 年から 2004 年にかけて、下部成層圏の全球平均気温は約 0.5K/10 年の割合で減少が見られたが、1990 年代後半以降は、気温低下が緩やかになった。全体的な気温の低下は 1982 年と 1991 年の大きな火山噴火に伴う成層圏の一時的な昇温により中断されている。モデル計算によると、観測されたオゾン量の減少がこの期間に観測された全球平均の気温低下の主な原因であることが示唆される。
 - 下部成層圏の寒冷化はすべての緯度、特に両極域の冬から春にかけての下部成層圏で明らかであるが、これらの領域で大きな年々変動をともなっている。
 - 衛星観測によると、上部成層圏で 1~2 K/10 年の大きな寒冷化傾向が見られたが、1990 年代半ば以降は新たな低下はほとんどない。モデル計算によると、上部成層圏での傾向は、オゾンの減少及びよく混合された温室効果ガスの増加が同じ程度寄与していることが示唆される。
 - 南極域成層圏の長期的な寒冷化率も同様に、前回のアセスメント時までに見られた寒冷化率に比べて小さくなった。近年、南極域の気温には大きな変動が見られる。
- ・ 汚染されていない場所におけるいくつかの観測地点のデータによると、紫外線量（放射レベル）は 1990 年代後半以降、オゾンの増加に伴って減少している。しかし、北半球のいくつかの観測点では、紫外線に影響を及ぼす他の要因の長期変化のために紫外線量が依然増加している。極域以外の地域ではオゾン破壊が比較的小さい。したがって、多くの場所では、オゾン破壊による紫外線量増加を雲やエアロゾルの変化といった他の要因による増加と区別することが難しい。いくつかの汚染されていない観測点、特に南半球では、これらの観測点で観測されているオゾンの増加から予想される通り、近年、紫外線量が減少している。オゾンの予想のみ取り入れた紫外線量のモデル計算によると、紫外線に影響する他の要因が同時に変化する可能性が高いものの、雲がない状況での紫外線量は減少し続けることが示されている。
- ・ 極域では、一時的なオゾン全量の低下に伴って紫外線量の多い状態が 2~3 日続くことが観測されている。南極周辺地域では極域からオゾンの少ない空気が流れてくる時、数日間平均の紅斑（日焼けをおこす）紫外線量が約 70%増加する。10 月の南極大陸で

は、瞬間的にファクターで 3 を超える増加が観測されている。北ヨーロッパやアラスカでは、観測される増加は比較的小さい。

1.3 将来のオゾン層と地上到達紫外線

前回のアセスメント（2002 年）では、気候変化が今後のオゾン層に影響を及ぼす可能性があるとして述べた。今我々は問う。この問題に対する我々の理解はどこまで進んだか？我々の進んだ理解によって将来のオゾン層の状態の見積もりが改善されたのか？

今までのアセスメントは将来のオゾン層を推定するにあたり 2 次元モデルに大きな信頼を置いており、今回もまた使われている。2002 年のアセスメントでは、新たに登場した 3 次元化学—気候モデルの利用について述べた。今回の 2006 年のアセスメントで、我々は 3 次元モデルを幅広く利用している。

- ・ オゾン層破壊物質の量がピークに達し、減少に転じていることから、南緯 60 度～北緯 60 度の領域における平均オゾン全量が、1990 年代の低い値より大きく下回って減少する可能性は低い。2 次元モデル及び 3 次元化学—気候モデルによると、この領域のオゾン全量の最小値はすでに現れたと考えられる。この結論は、この領域では 2002 年から 2005 年の期間にオゾンのさらなる減少が見られなかったという観測結果と一致する。
- ・ オゾン層破壊物質の減少は、オゾン量の 1980 年以前のレベルへの予測される回復に対する主要因である。気候の変化は、いろいろな地域で、オゾン量が 1980 年以前のレベルに戻るのか、また戻るとしたら、いつ、どの程度までなのかに影響を与えるだろう。
 - 現在の最も確度の高い見積もりでは、全球（南緯 60 度～北緯 60 度）のオゾン量は 21 世紀の半ば頃に 1980 年以前のレベルに回復し、それは成層圏のオゾン層破壊物質の量が 1980 年以前のレベルに戻る時又はその前になるであろう。
 - モデルシミュレーションによると、気候の変化、特に、どの気候—ガスシナリオを使うかにもよるが、二酸化炭素量の増加に伴う成層圏の寒冷化が、全球のオゾン全量の 1980 年以前のレベルへの回復を最大 15 年早めるかもしれない。しかし、人為起源のオゾン層破壊物質による破壊は、依然として認識できるほどの大きさでオゾン量のレベルに影響を及ぼしていくであろうから、これにより、成層圏オゾンがオゾン層破壊物質による破壊から「回復」したと考えることはできないであろう。
- ・ 南極オゾンホールは、引き続き今後数十年間現れると予想される。南極域のオゾン量

は2060～2075年頃に1980年以前のレベルに戻ると見積もられる。これは2002年のアセスメントの見積もりより約10～25年遅い。この遅い回復の見込みは、主に、極域におけるオゾン層破壊物質の将来の変化をより正確に見積もったことによる。今後20年間に、南極オゾンホールが大きく改善することは期待できない。

- ・ 今後15年間、北極域の寒い冬には大規模なオゾン層破壊が起こり続ける可能性が高い。こうした寒い冬において極域成層圏雲の規模に大きな変動があることが、その将来の発生予測を困難なものにしている。化学—気候モデルによると、北極域のオゾン量は、平均して、2050年までに1980年以前のレベルに回復すると予想される。
- ・ 気候変化は、主として雲や地面反射率に引き起こした変化を通じて、地表到達紫外線にも影響を及ぼすだろう。エアロゾルや大気汚染物質もまた将来変化するであろう。これらの要因は、吸収又は散乱を通じて、地表到達紫外線量の増加又は減少のどちらかをもたらすだろう。オゾン層破壊の規模が小さくなるにつれ、これらが将来の紫外線量を定める主要因となる可能性が高い。

2. 科学的根拠の補足と関連情報

本報告書では便宜上、オゾン層破壊物質は、長寿命（大気中で6か月より長い）又は極短寿命（大気中で6か月より短い）のどちらか一方と考え、次の2つの節でこれらについて考察する。大気中の寿命は、対流圏に放出されたハロゲンが成層圏に達し、成層圏オゾン層を破壊する可能性を決定する。成層圏のハロゲンの累積実効量を等価実効成層圏塩素（EESC）¹として定量化する。

2.1 長寿命オゾン層破壊物質

（大気中の変化傾向）

- ・ クロロフルオロカーボン類（CFCs）より短寿命のメチルクロロホルム及び臭化メチルの量の減少は、実効等価対流圏塩素量の減少のほとんどに寄与した。2005年までに、対流圏における人為起源のオゾン層破壊物質の総量は、1992～1994年に観測されたピ

¹ 等価実効成層圏塩素（EESC）は、前回のアセスメントに記された測定基準で、幅広い利用に供されることがわかった。EESCは、成層圏のオゾン層破壊ハロゲン全体の負荷指標である。オゾン層破壊物質に含まれる塩素及び臭素原子の数、異なるオゾン層破壊物質が成層圏に達したときのハロゲン放出率、及び塩素に比して臭素の1原子あたりの高いオゾン破壊効率を考慮して、オゾン層破壊物質の地上観測データから導出される。

ーク時の値から8～9%減少していた。2000年から2004年までの総減少量は約120pptで、そのうち、メチルクロロホルムの減少は約60ppt、臭化メチルの減少は約45pptであった。CFCs全体としての減少量は23pptより少なかった。ハイドロクロロフルオロカーボン類(HCFCs)の寄与は12pptであった。

- ・ **対流圏における塩素を含む化学物質の総量(2004年で約3.44ppb)は減少し続けた。** 最近の減少率(20ppt/年すなわち2003年～2004年で0.59%)は、主にメチルクロロホルムの寄与が減ったため、それ以前の減少率(23ppt/年すなわち1999年～2000年で0.64%)に比べて少し小さくなっている。2000年から2004年にかけての塩素総量の減少割合は、前回(2002年)のオゾンアセスメント報告のAbシナリオ(1999年の北京改正に沿った基本シナリオ)での同期間の見積もりよりも少し速かった。
 - 主にCFC-11、-12及び-113から成るクロロフルオロカーボン類は、2004年の総塩素量の中で2.13ppb(～62%)を占め、2003年～2004年の塩素減少のうち9pptを占めた(すなわちこの期間の対流圏の総塩素減少量のほぼ半分)。現在の大気中の塩素量のおよそ3分の1を占めるCFC-12の混合比は、2000年以降1%(5ppt)以内で一定で、北半球のいくつかの地上観測結果から2003年にピークに達したことがわかる。CFC-11の混合比は約0.8%/年(1.9ppt/年)の割合で、またCFC-113の混合比は約1%/年(0.8ppt/年)の割合で減少しており、これは1999～2000年に比べて2倍の速さである。
 - CFCsの代替物質であるハイドロクロロフルオロカーボン類(HCFCs)は大気中で増え続けている。HCFCsは、2000年には対流圏の総塩素量の5%、180pptだったのに対して、2004年は6%、214pptであった。HCFCsのうちHCFC-22が最も多く、現在(2000～2004年)、4.9ppt/年(3.2%/年)の割合で増加している。HCFC-141b及びHCFC-142bの混合比は、同じ期間、それぞれ1.1ppt/年(7.6%/年)及び0.6ppt/年(4.5%/年)の割合で、すなわち1996～2000年の半分の増加率で増加した。これら3種類のHCFC化合物の増加率は2002年オゾンアセスメントの見積もり(HCFC-22、HCFC-141b、HCFC142bに対してそれぞれ6.6、2.6、1.6ppt/年)に比べて大幅に小さくなった。
 - メチルクロロホルムは減少し続け、2003～2004年の対流圏塩素総量の観測された全減少量のうち13.5ppt(すなわち半分以上)であった。現在も対流圏塩素の減少に最大の寄与をしている。
- ・ 無機塩素の地上全量観測及び衛星観測から導出される成層圏塩素負荷量は現在減少している。これは、長寿命のハロカーボン起源の対流圏塩素の減少と一致している。衛星観測から導出される成層圏塩素総負荷量は、地上観測データから輸送による時間差

を考慮して予測した量と 0.3ppb(約 12%)以内で一致する。この負荷量の不確かさは、予測される短寿命ガス起源の塩素量と比べて大きい。

- ・ ハロン及び臭化メチル起源の対流圏有機臭素の総量は、1998年頃に 16.5~17ppt でピークとなり、それ以降 0.6~0.9ppt (3~5%) の割合で減少した。この観測された減少は、もっぱら観測された臭化メチル減少の結果である。ハロン起源の臭素は増加し続けているが、近年の増加率は小さい (2003年~2004年で 0.1ppt Br/年)。
 - 大気中の臭化メチルの量は、工業生産が削減された 1999年を始まりとして減少している。2004年半ばまでに、混合比は 1999年以前に測定された 9.2ppt のピークから 1.3ppt (14%) に減少した。放出利用分野の臭化メチルの報告された生産量は、同じ期間に 50%減少した。
 - 大気中の臭化メチルの近年観測された減少及び推定される 20世紀の増加の両方とも予測より大きかった。臭化メチルの産業からの放出量は、1992~1998年(生産削減前)の大気中の臭化メチル量の 20% (10~40%の範囲) と考えられていたが、観測された濃度は、30% (20~40%の範囲) であったとする割合と整合している。このことは、燻蒸関係の放出が大気中の臭化メチル混合比に及ぼす影響は、自然放出率と損失の変動及び近年蓄積された臭化メチル量の不確かさのためにこの影響の大きさに対する我々の理解不足はあるものの、過去のアセスメントの見積もりよりも大きかったことを示す。
 - 最新の放出量見積もりから混合比を計算すると、ハロン-1211の観測値とは良い一致をみる。しかし、ハロン-1301については、1980年以降のすべての観測値に対して計算値が 10%以上上回っている。2000年~2004年のハロン-1211の大気中の増加量は、1996年~2000年のその約半分だった。ハロン-1301が増え続けるかどうかは今のところはっきりしない。

(放出量の見積もり)

- ・ 2003年の CFC-11、CFC-12及び CFC-113の全球放出量はそれぞれ 88Gg/年 (1Gg=10⁹グラム)、114Gg/年及び 6Gg/年で、1986年頃のこれらの最大値に比べて、それぞれ約 25%、25%及び 3%であった。CFC-11、CFC-12、CFC-113の放出量は 2000年以降すべて減少し続けている。
- ・ CFCs、メチルクロロホルム及び四塩化炭素の地域放出量の見積もりが初めて報告された。先進地域と途上地域との違いはそれぞれの段階的削減時期の違いを示唆している。しかし、現在の把握範囲の不十分さ(特に東南アジアなどの発展地域)と地域見積も

りの不確かさにより、地域放出量の見積りの合計と変化傾向から導出される全球放出量との有益な比較は現時点では行えない。メチルクロロホルムの地域放出量見積もりから、2000年以降の全球放出量は概ね 22Gg/年と示唆され、これは国連環境計画 (UNEP) のデータによる産業からの放出量見積もり 12.9Gg/年 (2002年) と統計的に異なっていない。

- ・ HCFC-22 の放出量が 2000 年から 2004 年までの間ほとんど一定であったのに対し、HCFC-141b と HCFC-142b の放出量は同じ期間に、約 15% 減少した。
- ・ 大気観測から見積もられたハイドロフルオロカーボン-23 (HFC-23) の放出量は、1990 年の約 6Gg/年から 2001 年の約 13Gg/年に増加した (約 120% の増加)。これらの放出は HCFC-22 の生産の副産物である。HFC-23 の混合比 (2004 年で 18ppt) は、2001 年～2004 年に、約 0.7ppt/年 (4%/年) の割合で増加し続けた。

2.2 極短寿命ハロゲン物質

- ・ 観測結果から、成層圏の無機臭素 (Br_y) の総量が、長寿命の臭素系ソースガス類により成層圏に送り込まれた臭素の合計によって説明される量よりも多いことが示される。極短寿命物質 (VSLs) は、対流圏での寿命が対流圏輸送の時間スケールと同等かそれより短い微量気体として定義され、対流圏での分布が一様ではない。VSLs の大気中での寿命は 6 ヶ月以下と考えられる。
- ・ 様々な一連の証拠から、臭素系 VSLs は成層圏の全 Br_y に対して約 5ppt (3～8ppt の見積もり範囲) 寄与していることがわかる。
 - ・ 1990 年代後半に大気中に存在した全 Br_y の見積もり量は約 18～25ppt である。この値は、一酸化臭素 (BrO) の異なる観測結果から導かれる。これは、同じ時期に長寿命の臭素系ソースガス類 (すなわち、ハロンと臭化メチル CH_3Br) によって成層圏に送り込まれた臭素 16～17ppt より多い。
 - ・ 熱帯上部対流圏の極短寿命の有機臭素系ソースガス類の観測値は約 3.5ppt である。ソースガス類の分解から生じた化合物及び対流圏無機臭素の他のソースは同程度の量の貢献をしているかもしれない。

成層圏の全臭素量は、対流圏の全臭素量と一致した変化傾向を示し続けている。対流圏臭素の最近の減少が、成層圏臭素量に反映されているかを見定めるにはさらなる研究が必要である。

- ・ ヨウ化物が、現在の大气中の成層圏オゾン損失に重要である可能性は低い。下部成層圏に一酸化ヨウ素の形で測定可能なヨウ素（すなわち約 0.1ppt）が存在する証拠はほとんどない。臭素と比較したふるまいの違いは、ヨウ素系ソースガス類の短い光化学寿命とその量の少なさ、そして成層圏でのエアロゾルによるヨウ素取り込みに一部起因しているかもしれない。
- ・ 熱帯上部対流圏の極短寿命ソースガス類起源の塩素含有量は、現在では約 50ppt と見積もられている。VSLs 起源の無機塩素 (Cl_y) 50ppt は長寿命のソースガス類起源の Cl_y (約 3500ppt) の 1~2%にしかないが、自然発生の塩化メチル (550ppt) のみによるバックグランドの Cl_y には大きく寄与するだろう。前回アセスメントの短寿命物質起源の Cl_y の 100ppt はホスゲンからの寄与分 50ppt も含んでいた。
- ・ フィルン空気の研究から示されるように、既知の極短寿命の臭素・ヨウ素系ソースガス類の大部分はほとんど自然起源で、過去数十年間ほとんど変化していない。いくつかは少量の人為起源を持ち、北半球でわずかに増加しており（例えばある種の臭化トリハロメタン）、また二、三は、ほとんど人為起源のみである（特に n-プロピル臭素 (n-PB)）。
- ・ 自然起源も寄与しているが、極短寿命の塩素系ソースガス類の多くは人為放出によっている。いくつかの極短寿命の塩素系ソースガス類、とりわけクロロホルム、ジクロロメタン、テトラクロロエタンの量が最近大きく減少したことを示す根拠がある。
- ・ VSLs が成層圏に達する最も可能性の高いルートは、熱帯域（特に熱帯海洋上の大量放出域と一致する場合）の深い対流によって境界層を抜ける輸送と、それに続く下部成層圏への準水平輸送によるものである。成層圏へ輸送されたソースガス類と生成ガスの割合も、ソースガス類が分解する場所の化学的寿命及びエアロゾルや雲が関係する不均一過程による生成ガスの損失に依存している。

2.3 全球オゾン（南緯 60 度～北緯 60 度）

（オゾン全量）

- ・ 2002～2005 年の全球平均オゾン全量は、1964～1980 年平均より 3.5%少なかった。2002～2005 年の値は 1998～2001 年の値に似ている。このふるまいは、すべての利用可能な全球データセットの年平均値間で最大 1%の違いはあるものの、明らかである。

- ・ 両半球で、中緯度におけるオゾン全量の変化の様子に次のような違いが認められる。
 - 2002～2005年平均の北半球と南半球の中緯度（35度～60度）のオゾン全量は、1964～1980年平均よりそれぞれ3%及び5.5%少なく、1998～2001年の値に似ている。北半球では1993年頃に最小となり、その後増加している。南半球では、1990年代後半まで減少し続け、最近は横ばいである。
 - 中緯度のオゾン変化には、北半球と南半球の間で季節による違いがある。北半球中緯度（北緯35度～北緯60度）の1980年以前からの変化は春季に大きいが、南半球中緯度（南緯35度～南緯60度）のそれは一年を通じてほとんど同じである。
- ・ 熱帯域（南緯25度～北緯25度）のオゾン全量は基本的に変化していない。このことは、今までのアセスメントの内容と一致している。

（鉛直オゾン分布）

- ・ 上部成層圏オゾンは1979年から1995年にかけて減少したが、過去10年間は比較的一定となっている。成層圏エーロゾル及びガス実験衛星（SAGE I+II）及び太陽後方散乱紫外線分光計（SBUV(2)）衛星からの観測によると、北緯60度～南緯60度、高度35km～50kmの平均で1995年まで大きな減少を示している。中緯度の正味のオゾン減少量は、熱帯域での小さいが有意な変化を伴いつつ、最大10～15%であった。利用可能な独立した反転、ライダー及びマイクロ波オゾン観測がこれらの結論を裏付けている。
- ・ 下部成層圏オゾンは1979年から1995年にかけて減少したが、過去10年間は大きな変動を伴いつつも比較的一定となっている。南北両半球の中緯度では、SAGE I+II及びSBUV(2)衛星からの観測によると、高度20～25kmで1995年までに最大10%の減少を示している。これらの減少は最近10年間はみられなかった。
- ・ 北半球の成層圏最下層の高度12～15kmでは、1979年から1995年にかけてオゾンの大きな減少が観測され、その後1996年から2004年にかけて全体的に増加し、この高度での正味の長期減少傾向が見えなくなった。成層圏最下層のこれらの変化はオゾン全量に大きく影響している。南半球中緯度のデータには、これらの高度で1995年以降の同様な増加は認められない。

(全球オゾンの過去の変化の理解)

- ・ 極域以外のオゾンの観測された長期変化とハロゲン増加の効果を取り入れたモデルシミュレーションは概ね良い一致を示している。モデルは、高度、緯度及び季節の関数として、観測されたオゾンの変化を概ね再現しており、ハロゲンの変化が全球オゾンの変化の主要因であるという我々の理解を立証している。この関係は、全球平均のオゾン観測値と等価実効成層圏塩素 (EESC ; この節の最初のページの脚注を参照) との統計的な適合性により裏付けられている。しかし、モデル計算による変化と観測される変化との間には相違がみられる。特に、北半球に比べて、南半球での変化のシミュレーションが劣る傾向がある。
- ・ 経験的及びモデル研究から、対流圏及び成層圏の力学場の変化が、観測された北半球中緯度の 1979 年から 1990 年代半ばまでのオゾンの減少とその後の増加に一部寄与していることが示される。これが力学場の変動性によるものか成層圏循環の長期変化傾向の結果によるかはまだはっきりしない。長期変化におけるこれらの力学的効果の見積もりは冬季については約 20~50% の範囲である。
- ・ 極短寿命物質 (VSLs) 起源の追加的な無機臭素をモデルに取り込むと、長寿命の臭素系ソースガス類のみを取り込んだ研究に比べて、中緯度と極域でより大きなオゾン破壊がシミュレートされる。両方の地域で、この臭素と人為起源の塩素との相互作用を通じて、下部成層圏でオゾン損失が強化される。中緯度のオゾン損失はエアロゾルの高濃度期間に最も強化される。臭素と水素酸化物 (HOx) の関係する化学反応を通じたオゾン損失もすべての条件下で中緯度で強化される。VSLs Br_y が一定と仮定すると、中緯度オゾンの長期変化傾向 (1980~2004 年) への影響は、この期間の初めと終わりでエアロゾル濃度が低いため、小さく計算される。
- ・ いくつかの独立したモデル研究により、オゾンが減少した極域の空気の希釈は、中緯度、特に極域のオゾン損失がはるかに大きい南半球の中緯度のオゾン減少に大きく寄与していることが確認されている。長期年平均モデルをベースとした見積もりによると、(大きな年々変動はあるが) 北半球のオゾン減少の約 3 分の 1、南半球の約 2 分の 1 が極域の損失によるものと示唆される。このことは、南極域春季のオゾン減少は南半球夏季の中緯度オゾン減少と強いつながりがあるという観測結果によって裏付けられる。
- ・ 過去 15 年以上、大規模な火山噴火がなかったために、観測されたオゾンの中の太陽周期シグナルのより正確な特定が可能となった。拡張されたデータシリーズより、オゾ

ン全量における太陽周期変動は低緯度から中緯度にかけて 2~3% (最小から最大) の平均振幅を持っていると推測される。

2.4 極域オゾン

(北極域)

- ・ 過去 10 年間の北極域の春季オゾン全量値は、1980 年代の観測値よりも少ないが、1990 年代の観測値よりも幾分大きい。これらは力学的な条件により大きく変動する。現在のハロゲン量のために、人為的・化学的損失及びオゾン輸送の変動は年々の北極域オゾンの変動にとって同じくらい重要となっている。平年よりも低い北極の極渦の気温は、ハロゲンによるより大きな化学的オゾン損失を招く。
- ・ 非常に寒かった北極域の冬に関して、極域成層圏雲の形成に十分な低温の空気が体積 (V_{PSC} と呼ぶ) が、1960 年代後半以降、大きく増加している。この変化は、温室効果ガスの増加による直接的な放射効果から予測される変化よりはるかに大きい。この変化の理由は明確ではなく、長期自然変動か未知の力学過程によるものかもしれない。
- ・ 2004/2005 年北極域冬季のオゾン全量の化学的損失はかつて解析された中で最も大きかった。2004/2005 年の北極域成層圏は、特に高度 18km 以下で例年になく寒く、過去の記録より 25% も大きい V_{PSC} が形成された。様々な独立した研究及び手法によると、2004/2005 年の化学的オゾン全量損失は、かつて観測された中で最大であったことが示唆される。
- ・ 北極域冬季の化学的オゾン損失は各冬季の V_{PSC} と線形に近い関係を示している。オゾン損失と V_{PSC} の間の同様な関係は、今では化学的オゾン損失の 2 つの独立した解析にも見られ、この関係が揺るぎないとの確信が深まっている。観測された 2004/2005 年の大規模な北極域オゾン損失は、それ以前の冬に立証された関係と整合している。

(南極域)

大規模な南極オゾンホールは出現が続いている。南極域のオゾン層破壊は、1990 年代後半からは深刻さの度合いは増大しておらず、2000 年以降は、オゾン量が多かった年もいくつかある。これら最近の変化は、明らかに診断基準によって程度の違いはあるが、力学的波動活動の活発化によるものであり、オゾン層破壊物質の減少によるものではない。

- ・ 2002 年 9 月、南半球で過去最も規模の大きい成層圏突然昇温が発生した。この早春の

昇温はオゾンホール面積の劇的な減少をもたらし、オゾンホールの深刻さを弱めた。この昇温は南半球の例年になく強い力学的波動活動によるものであった。2004年冬季の南極域もまた力学的に大変活発で、それまでの年に比べてオゾン量が多かった。

(全般)

- ・ 極域成層圏の気温の大きな年々変動が気温変化傾向の解釈を複雑にしている。極域の気温変化傾向について過去に報告された見積もりは、アセスメントごとに違っている。振り返って考えると、10～20年の時間スケールで求められた気温変化傾向は、統計的に有意に見えるかもしれないが、観測された気温には大規模な年々変動及び10年変動があるために、確固としたものでなかったことは明らかである。それゆえ、気温変化傾向の報告された変化は、必ずしも物理又は化学過程の系統的な変化を示すものではない。
- ・ 極域オゾンの化学的損失率は、1) 2個の一酸化塩素 (ClO) 分子の関係する、より効率的なオゾン破壊 (ClO 二量体サイクル) 反応、及び、2) より高い臭素濃度、という二つを仮定したモデル計算の中で顕著に増大する。より高い臭素濃度という仮定は、自然起源の炭化臭素類が成層圏の臭素収支において重要な役割を果たすという新しい事実に基づく。ClO 二量体サイクルによるより効率的なオゾン破壊は、ClO 二量体の最初の成層圏での観測結果の解析で裏付けられている。モデルのこれら2つの変更は、過去のアセスメントに記された北極域オゾン損失率についての観測とモデルとの比較を改善する。これらの変更はまた、南極大陸上空のオゾン損失のタイミングについての理論と観測の比較を改善する。
- ・ 硝酸三水和物 (NAT) の極域成層圏雲の雲粒が氷結点より高い温度で凝結可能であること、それらの広範囲の発生に関するさらなる証拠があることを観測データが初めて示している。広範囲の低密度 NAT 雲は脱窒を促し、オゾン損失を強める。氷結点より高い温度での NAT 凝結を化学輸送モデルに取り入れることで、脱窒のシミュレーションが改善されたが、年々変動の不一致はそのままである。これはおそらく NAT 凝結のメカニズムが完全に理解されていないからであろう。

2.5 気候変化の影響

- ・ 過去 20 年間観測された成層圏の寒冷化が近年は緩やかになった。
 - 衛星及びゾンデの観測によると、1979 年から 2004 年にかけて、下部成層圏の全球平均気温は $0.5\text{K}/10$ 年の割合で減少が見られたが、1990 年代後半以降は、気温低下が緩やかになった。全体的な気温の低下は 1982 年と 1991 年の大きな火山噴火に伴う成層圏の一時的な昇温により中断されている。前回アセスメントと同様、モデル計算によると、観測されたオゾン量の減少がこの期間に観測された全球平均下部成層圏の気温低下の主な原因であることが示唆される。
 - 下部成層圏の寒冷化はすべての緯度で明らかである。北極域下部成層圏の年平均気温は 1979 年から 2004 年の間に約 1K 低下した。冬季と春季の大きな年々変動が続いているため、北極域下部成層圏の信頼できる傾向を決定することは困難である。
 - 南極域下部成層圏の気温の大きな年々変動が近年明らかとなった。このことは、前回アセスメントのこの地域における 10 年スケールの寒冷化傾向の見積もりを減らすこととなった。
 - 衛星観測によると、上部成層圏で大きな全球平均寒冷化傾向（1979～2004 年までに $1\sim 2\text{K}/10$ 年）が見られたが、1990 年代半ば以降は新たな低下はほとんどない。観測された上部成層圏の変化傾向には、オゾンの減少及びよく混合された温室効果ガスの増加がほぼ同じ寄与をしているという前回アセスメントの結論が再確認されている。
- ・ 将来の温室効果ガスの増加が、成層圏の平均的な寒冷化に寄与するであろう。気候モデル（AOGCM、大気海洋結合モデル）及びオゾンとの相互作用を取り入れた化学－気候モデル（CCM）は、ともに全球平均成層圏気温の連続的な低下を予測している。次の 20 年間に予測される寒冷化率は、アセスメントで使われた規定のシナリオ及びモデルの型に依存している。50hPa（高度約 20km）で、すべての AOGCM の平均で約 $0.1\text{K}/10$ 年、一方 CCM はオゾン変化の相互作用を考慮してより大きい約 $0.25\text{K}/10$ 年の低下を予測している。すべてのモデルは 10hPa（約 30km）で平均約 $0.5\text{K}/10$ 年のより強い寒冷化を予測している。将来の極域の気温のシミュレーションは、大きな年々変動のために全球平均気温よりも不確実である。
- ・ 大気中の化学反応速度は気温に依存する。よって、オゾン量は気温の変化に敏感である。上部成層圏の気温低下は、この領域の光学的オゾン破壊率を緩和している。よって、上部成層圏のオゾン量は寒冷化に対応して増加する。極域下部成層圏の寒冷化は

エーロゾルと極域成層圏雲でのより効率的な塩素活性化を促し、オゾン破壊を強めるであろう。それゆえ、春季の極域下部成層圏のオゾン量は寒冷化に対応して減少するであろう。

(成層圏と対流圏の相互作用)

- ・ **成層圏の気温と循環場の変化は対流圏の気候と天気に影響を及ぼす。** この関連性の一致した証拠は観測結果の解析とモデルの両方から得られるが、そのメカニズムについてはよくわかっていない。対流圏における顕著な応答は、中緯度の西風（西からの卓越風）の強さの変化である。観測及びモデルから、南極域のオゾン破壊は、その下部成層圏の極渦への影響を通じて、12月から2月までの観測される対流圏の風の強化及び南極域の地表の寒冷化に寄与したことが示される。
- ・ **成層圏水蒸気量の最新のデータセット間には、長期のふるまいの点で違いが見られる。** 2つだけではあるが、利用可能な複数年データセットに基づいた最近のトレンド解析は、前回アセスメントに記された成層圏水蒸気の正の変化傾向に疑問を投げかけた。コロラド州ボルダーでの1980年から2005年までの気球による水蒸気観測は、15～28kmの高度で5～10%/10年という大きな増加を示している。1991年から2005年にかけてのハロゲン掩蔽実験（HALOE）衛星による全球水蒸気観測は、下部成層圏の対応する正の変化傾向を示していない。HALOEデータから導かれた水蒸気の年々変動は、熱帯対流圏界面付近の気温変動と量的な一致を示している。逆に、ボルダーのデータから推察される長期増加量は、観測される対流圏界面気温の変化や過去の対流圏メタンの増加から説明可能な量より大きい。

2.6 21世紀のオゾン層

- ・ **過去10年間の中緯度上部成層圏（35～45km）オゾンの減少の緩和及び横ばい状態は等価実効成層圏塩素（EESC）の変化に左右されている可能性がかなり高い。** 気相化学は、気温及びメタンなどの他のガスの変化による変調を受けながら、この領域のオゾンに直接制御しており、観測されるオゾンの増加はEESCの減少から求められたモデルの傾向と似ている。
- ・ **過去10年間、EESCの変化は中緯度オゾン全量の減少の緩和及びオゾン全量の横ばい状態に寄与してきた可能性が高い。** 輸送も、特に成層圏最下層で重要な役割を果たし、オゾンの変化の原因をEESCだけに求めるのを困難にしている。北半球の中緯度では、オゾンの増加量はEESCの減少のみから期待される量より大きく、一方、南半

球の中緯度では、オゾンの変化は EESC 減少から期待される範囲とよく一致している。

- ・ **EESC の減少は、北極域のオゾン破壊に見られる大きな年々変動を引き起こしていない。** 事実、北極域におけるオゾン回復の始まりは検出されていない。気象の変化によって引き起こされる大きな年々変動は回復の第一段階の検出を妨げる可能性が高い。

(モデル予測)

21 世紀を通じてのオゾンのふるまいを予測するために、オゾンに影響を及ぼす多くの要因及びそのフィードバックを取り込んだ2次元モデル及び3次元化学-気候モデル(CCM)が、本アセスメントで使用されている。下記の結論を導き出したモデル予測は、「IPCC 第3次評価報告書：科学的基礎」のよく混合された温室効果ガス同様、2002 年オゾンアセスメントの Ab シナリオ（北京改正に従った基本シナリオ）による地上のハロカーボン類の時系列に基づいている。長期変化に焦点を絞るため、予測されたオゾン偏差は 10 年スケールの平滑化を行った。

- ・ **将来のオゾン量を予測するために使われた CCM は厳しく評価され、オゾン全量に強く影響を及ぼすことが知られている過程を最もよく表すモデルがより強調された。** CCM は大気中の異なる過程や特徴を表現することにおいて、それぞれ違ったスキルを持っている。しかし、大多数の CCM と観測値は十分に一致しているため、それらの予測結果にある程度の信頼を置くことができる。
- ・ **南緯 60 度～北緯 60 度の平均で、オゾン全量は 2000 年から 2020 年までに 1%～2.5% 増加し、その領域の EESC が 1980 年の値に減少する時（2040～2050 年）と同時かその前に 1980 年の値に到達すると予測されている。2100 年までにオゾンは 1980 年の値より 5%まで多くなるはずである。** 2次元モデル及び CCM はともに、オゾン全量の最小値がすでにこの領域で現れたことを示唆している。よく混合された温室効果ガスと気温の関連性を含むほとんどすべてのモデル（相互作用を持つ 2 次元モデルと CCM）で、EESC が 1980 年の値に戻ったときオゾンは 1980 年以前の値より多くなる。同様に、2100 年にオゾン量が増加することは、相互作用を持つすべての 2 次元モデル及び 2100 年まで計算期間を拡張した 1 つの CCM の結果に表れている。
- ・ **南極域の春季のオゾンは 2000 年から 2020 年にかけて 5%～10%増加し、南極域の EESC が 1980 年の値に減少する頃（2060～2075 年）に 1980 年の値に達し、その後ほとんど変化しないと予測される。** オゾン破壊の異なる診断指標は EESC への異なる応答を示す。最も早い変化（減少）はオゾン欠損量に、最も遅い変化（増加）はオゾ

ン最小値と10月のオゾン偏差に現れる。オゾン最小値は多くのモデルで2000年から2010年の間は概ね一定のままである。多くのモデルで、オゾン欠損量の減少の始まりは2000年と2005年の間、南極域オゾン最小値の増加の始まりは2010年以降と予測されている。

- ・ **北極域の春季のオゾンは2000年から2020年にかけて0%~10%増加し、北極域のEESCが1980年の値に減少する(2060~2070年)よりはるかに早く1980年の値に達すると予測される。2100年までに、北極域のオゾンは1980年以前の値をかなり上回ると予測される。** 予測される北極域オゾンの大きな年々変動が、EESCの減少によるオゾン増加転向の時期を不明瞭にするが、これは2020年より前に起こると予想されている。北極域のオゾン増加は南極域ほど密接にEESCに追従せず、大多数のCCMで北極域のオゾンは南極域よりも早く1980年の値を超える。北極域のオゾン全量が将来大きく減少することを示すモデルシミュレーションはない。北極域成層圏のオゾン破壊が比較的小さく年々変動が比較的大きいことのために、北極域のオゾンの予測には大きな不確実性がある。
- ・ **2100年に予測されるオゾンは、よく混合された温室効果ガスの将来の濃度に敏感である。** 例えば、将来増加が予想される一酸化二窒素(N_2O)は成層圏の窒素酸化物(NO_x)を増加させ、オゾン破壊を悪化させるかもしれない。しかし、二酸化炭素(CO_2)を中心とした温室効果ガスの増加により引き起こされる成層圏の寒冷化は、気相のオゾン破壊反応を鈍らせ、それによってオゾンが増加すると予想される。オゾン量への正味の効果は、種々のよく混合された温室効果ガスの将来の濃度に依存する。この気温のフィードバックの重要性は、相互作用を取り入れていない2次元モデルが、極域以外のオゾン全量は今世紀の後半を通じて1980年の値より少ないかそれに近いと予想していることから明らかにされている。
- ・ **人間活動は、対流圏の微量気体の放出量の変化を通じて成層圏オゾンに影響を及ぼすと予想される。** (湿潤化し昇温した土壌からの)メタン(CH_4)放出量の増加は下部成層圏のオゾン生成を促し、一方、(人工肥料の過剰使用による)一酸化二窒素の増加は、中・上部成層圏のオゾンを減少させると予測される。また、非メタンハイドロカーボン類や NO_x の放出は対流圏のOHラジカルの濃度に影響し、メタンや有機ハロゲン物質などの成層圏微量ガスの寿命と濃度に影響を及ぼすと予想されている。
- ・ **成層圏水蒸気量の将来の変化は不確実である。** もし将来水蒸気量が増えれば放射及び化学の両方の影響があるだろう。モデル研究は、水蒸気量の増加は成層圏の HO_x を増加させ、結果的にオゾン破壊に影響することを示唆している。極域での水蒸気の増加

は極域成層圏雲の形成の閾値温度を上昇させ、春季のオゾン破壊を増加させる可能性がある。

2.7 紫外線とその変化

- いくつかの汚染されていない場所での観測によると、紫外線量は 1990 年代後半以降減少している。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が 10 年あたり数%の割合で増加し続けた。観測された増加とその有意性は場所、波長帯及び観測期間に依存している。これらの増加はオゾン破壊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消散及び大気汚染の減少傾向に起因し、また衛星から見積もられるように雲の減少の影響も一部考えられる。
- 対流圏エアロゾルは、地表に到達する紫外線量導出のため太陽後方散乱紫外放射を利用する衛星観測機器（例えば TOMS：オゾン全量マッピング分光計）からの紫外線の過剰見積もりの原因となっている。空気の清浄な観測点では、地上からの観測結果とよく一致している。しかし、汚染された場所では、吸収性エアロゾルを含む大気最下層が観測で適切に探査できないため、バイアスは 40%の大きさにも達する。雲の存在や雪氷の被覆も大きなバイアスにつながる。改良型高解像度放射計（AVHRR）画像とメテオサットの衛星画像を使用した雲の効果に加えて、衛星から導出される地表の紫外線に対するエアロゾルと雪氷の効果のパラメタリゼーションを改良する新しいアルゴリズムが開発されたことで、地上からの紫外線観測値と平均的によく一致するようになった。TOMS はすでに利用できないが、衛星から導出される全球紫外線データの連続性は、Aura 衛星搭載の新しいオゾン監視装置（OMI）によって維持されている。
- 雲は、オゾンの変化又は他の要因による紫外線の長期変化の検出可能性を制限する主要因となっている。オゾンの変化傾向が線形であるとしても、紫外線の傾向を検出するには少なくとも 10～15 年の観測が必要であろう。極域以外のほとんどの場所では、オゾン破壊の紫外線への影響は相対的に小さく、雲の影響の方が大きい。
- 大気汚染物質が、オゾン破壊による紫外線の増加を相殺するかもしれない。オゾン、二酸化窒素（NO₂）、二酸化硫黄（SO₂）など、下部対流圏の紫外線を吸収する大気汚染物質は紫外線を約 20%減衰させることが観測によって確認されている。この効果は大気汚染物質の放出源に近い場所でみられる。大気汚染は、全太陽放射に比べて紫外線をより大きく減衰させる。

2.8 オゾン層破壊係数と地球温暖化指数

- ・ 全球のオゾン破壊における（1 原子あたりの）塩素に対する臭素の効率 α は、一般に α で呼ばれるが、45 から 60 に上方修正された。3 つの独立した 2 次元モデルから計算された値は、使われたモデルと極短寿命の物質により成層圏に加えられた臭素の仮定量によって、57 から 73 までの範囲となる。
- ・ オゾン層破壊係数（ODP）が再評価された。その中で最も大きな修正は、 α 値の見積もりを改訂したことによる炭化臭素類の 33% 増加である。ハロン-1211 の ODP に対する 13% の過剰見積もりにつながった前回オゾンアセスメントでの計算誤差は修正された。
- ・ 直接及び間接地球温暖化指数（GWP）が更新された。直接 GWP はトリフルオロメチル五フッ化硫黄（ SF_5CF_3 ）と塩化メチル（ CH_3Cl ）の寿命の変化に加えて、HFC-134a、四フッ化炭素（ CF_4 ）、HFC-23、HFC-32、HFC-227ea 及び三フッ化窒素（ NF_3 ）の放射効果の変化により修正された。さらに、すべての化合物に対する直接 GWP は、様々な時間範囲の CO_2 絶対地球温暖化指数の僅かな減少に影響される。間接 GWP は、主に、前回のアセスメントと比べて今回のアセスメントでオゾン層破壊物質が 1980 年レベルに戻るタイミングが遅くなったことを反映するためと臭素の効率係数の増加を説明するために修正された。

3. 政策形成のための留意事項

30 年以上にわたる研究の結果、人間活動とオゾン層との相互作用について次第によりよい理解が得られるようになった。オゾン層破壊物質の役割に関する新しい政策関連の洞察は、国際的に最高の英知を集めた一連のアセスメント報告を通じて、政策決定者にもたらされてきた。ここに要約した「オゾン層破壊に関する科学アセスメント 2006」の研究成果は、オゾン層保護に関わる行政、産業及びその他の政策決定のために必要な最新科学情報を直接提供する。

- ・ 人為起源のオゾン層破壊物質が過去数十年間のオゾン層破壊の主要因となっているという我々の基本的な理解は強められている。
- ・ モントリオール議定書は機能している。オゾン層破壊物質の大気中の負荷の減少の明らかな証拠及び成層圏オゾン層回復のいくつかの早期兆候がある。本総括要旨の中で

以下の通り示した。

- オゾン層破壊物質の量は、全部あわせると、大気下層で明らかに減少している。ほとんどすべての個々のオゾン層破壊物質の量も減少している。
 - 等価実効成層圏塩素 EESC（成層圏における臭素と塩素のオゾン破壊能力に関する標準化された指標）もまた減少し始めたことの明らかな兆候がある。
 - 過去 10 年間、全球のオゾン層の破壊は悪化していない。
 - いくつかの汚染されていない地点での観測により、1990 年代後半から、オゾンの増加に伴って、紫外線が減少していることが示されている。
- ・ **2002 年の異常に小さい南極オゾンホールは、過去 10 年間に観測されたものに比べ、面積が小さく、オゾン量のレベルが高いことにより特徴付けられた。**これは、異常に激しい気象現象（「大規模成層圏突然昇温」）によるもので、オゾン層破壊物質の変化によるものではなかった。2003 年と 2005 年のオゾンホールは、1990 年代前半以来観測されているように大規模な破壊を示した。南極域オゾンの大規模な破壊は、長寿命のオゾン層破壊物質の減少が緩やかであると予想されるため、少なくとも今後 10～20 年は観測される可能性がかなり高い。
 - ・ **臭素は、全球オゾンの破壊において、1 原子あたり塩素の約 60 倍の効果があると現在見積もられている。**この値は、2002 年のアセスメントで用いられた 45 倍という値より大きい。今までのアセスメントで使用されてきた準経験則により、このような臭素のオゾン破壊効果の増大は臭素化合物のオゾン層破壊係数 (ODP) を増加させると評価された。
 - ・ **オゾン層破壊物質の影響からオゾン層が長期的に回復するには、21 世紀のうちのかなりの期間がかかると予測され、前回アセスメント（2002 年）の見積もりより遅れると予想される。**回復過程の重要な指標は、塩素と臭素の総量(EESC)が 1980 年以前の値へと減少する時期である。
 - 中緯度での EESC が 1980 年以前のレベルに戻る時期は、特段の例外がなく全球的にモントリオール議定書に従った場合（シナリオ A1）、2049 年と計算されている。これは前回アセスメント（2002 年）の予想より約 5 年遅い。この予想される遅れの要因は、気候変動に関する政府間パネル／技術・経済アセスメントパネル（IPCC/TEAP）の「オゾン層と全球気候システムの保護に関する特別報告：ハイドロフルオロカーボンとパーフルオロカーボンに関する問題」（2005 年）で報告されているように、(i)既存の設備や製品（貯蔵）に含まれている CFC-11 と CFC-12

の見積もりが最近増えたことに伴う放出量の増加及び(ii)今後生産の拡大が予想される HCFC-22 の放出量の増加である。

- 南極域の極渦の EESC が 1980 年以前の状態に回復するのは 2065 年頃と算出され、中緯度の EESC が 1980 年以前の状態に回復する時期よりも 15 年以上遅い。この予想される遅い回復は、今までのアセスメントと違って、南極域下部成層圏で空気の滞留期間がより長いという認識によるもので、オゾン層破壊に有効なオゾン層破壊物質の量に影響する。南極域の極渦の EESC の評価は、今までのオゾンアセスメントで示されていなかった。
- オゾン層の回復を早める可能性のある選択肢について評価が行われた。下の表は、全球の人為起源のオゾン層破壊物質の生産を 2006 年以降中止した場合、2006 年末に現在の貯蔵からの放出が削除された場合、又は、全球のオゾン層破壊物質の人為的放出を 2006 年以降中止した場合の、達成されうる改善の最大限の見積もりを示す。いくつかの選択肢で、下記に示した理由により、前回アセスメント時よりオゾン層の回復を早める大きな効果がある。

表 4-17 以下の仮定で達成されうる、基本シナリオ (A1) に対する EESC の積算量の減少率

化合物又は化合物群	A 列 2006 年以降の生産からの放出をすべて削除	B 列 2006 年末に存在する貯蔵からの放出をすべて削除	C 列 2006 年以降のすべての放出を削除
クロロフルオロカーボン類 (CFCs)	0.3	11	11
ハロン	0.5	14	14
四塩化炭素 (CCl ₄)	3	(a)	3
メチルクロロホルム (CH ₃ CCl ₃)	0.2	(a)	0.2
ハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs)	12	4	16
臭化メチル (CH ₃ Br) (人為起源)	5	(a)	5

A 列は、2006 年以降に生産されるものからの放出をすべて仮定的に削除する場合

B 列は、2006 年末に存在する貯蔵からの放出をすべて仮定的に削除する場合 (捕集、破壊など)

C 列は、2006 年以降のすべての放出を仮定的に削除する場合で、A 列と B 列の和にほぼ等しい。

(a) : これらの化合物に対しては、貯蔵は不明確であるため、放出量は生産量と同等とする。

- 2007 年から 1980 年レベルに戻るまでに積算した、ハロンとフロンに関する EESC の減少率 (B 列に示す) は前回の報告よりも大きい。これは、気候変動に関する政府間パネル/技術・経済アセスメントパネル (IPCC/TEAP) の「オゾン層と全球気候システムの保護に関する特別報告: ハイドロフルオロカーボンとパーフルオロカーボンに関する問題」(2005 年)で見積もられた CFC-11、CFC-12 及びハロン 1211 の貯蔵量が、今までのアセスメントで示された値よりはるかに大きく、かつ信頼できる値である可能性が高いことによる。
- A 列に示された HCFCs の EESC 積算量の減少率は、前回の報告より大きくなっ

- ている。これは、開発途上国で将来生産される HCFC-22 の見積もりがはるかに大きくなったためである。
- A 列の臭化メチルに対する EESC 積算量の減少率は前回の報告よりも大きい。これは、前述した塩素原子と比較した臭素原子のオゾン破壊効率の上方修正によることに加え、臭化メチル全体の放出量に占める人為的放出の割合の上方修正による。
 - EESC 積算量の減少率に加えて、これらのシナリオは、EESC が 1980 年以前の値に減少するまでの時間を短縮させることができる。2006 年以降のオゾン層破壊物質の総放出量の仮定的な削除 (C 列) により、この時間は 2049 年から 2034 年へと約 15 年短縮されるであろう。2006 年以降のオゾン層破壊物質の生産からの総放出量 (A 列) の仮定的削除はこの時間を 6 年縮め、2043 年とするであろう。
 - 臭化メチルの段階的廃止は、2003-2004 年の生産レベルの 30~40% のレベルで 2005 年と 2006 年の不可欠用途使用免除を認めつつ、先進国で 2005 年から効力を生じた。臭化メチルの不可欠用途及び検疫・出荷前処理 (QPS) の 2 つの追加的な例外使用が考慮された。両方の場合の解析において、EESC は、2007 年から 1980 年のレベルに戻るまで 1980 年を超えるレベルについて積算されている。不可欠用途使用免除の量は QPS への臭化メチルの推定使用量と同等である。
 - 2010 年又は 2015 年の不可欠用途使用免除の中止に対して、臭化メチルの使用が 2006 年レベルで無期限に続けば、中緯度の EESC 積算量は、それぞれ 4.7% 又は 4.0% 増加するであろう。
 - QPS 使用の臭化メチルの製造を現在のレベルで続け、2015 年に中止すれば、中緯度の EESC 積算量は、現在のレベルで製造を続けた場合と比べて 3.2% 減少するであろう。
- ・ モントリオール議定書の遵守に失敗すれば、オゾン層の回復が遅れるか、あるいは回復を妨げることになるかもしれない。使用免除の継続や拡張、QPS、中間生成物、原料貯蔵に関連した放出も回復を遅らせるかもしれない。
 - ・ 成層圏オゾン破壊における極短寿命ハロゲン物質の役割は、今までの評価よりも、現在はより重要であると確信されている。このような物質を人為的に大量に生産することがオゾン層破壊を促進させ得ることを示唆している。現在の理解では、この種の物質のオゾン層破壊係数は次の通りである。
 - n-臭化プロピルの熱帯域の放出に対するオゾン層破壊係数は 0.1、北半球中緯度に限定した放出に対しては 0.02-0.03 である。これらの値は前回のアセスメントから変わっていない。

- 最新の解析では、 CF_3I のオゾン層破壊係数の上限は、熱帯域の放出に対しては 0.018、中緯度の放出に対しては 0.011 となっている。前回のアセスメントでは上限は 0.008 であった。
 - 寿命が約 25 日で塩素原子を 1 個含み、CFC-11 と同等の分子量を持つ極短寿命の塩素系ソースガス類は、いかなるものでも約 0.003 のオゾン層破壊係数を持つ。
- ・ オゾン層破壊と気候変動との関連性を理解することは、将来のオゾン量を見積もる上できわめて重要である。オゾン層破壊物質及び代替物質の多くは温室効果ガスでもあり、オゾンの変化は気候に影響を与え、気候の変化はオゾンに影響を与える。これらの問題は、最近、気候変動に関する政府間パネル／技術・経済アセスメントパネル（IPCC/TEAP）の「オゾン層と全球気候システムの保護に関する特別報告：ハイドロフルオロカーボンとパーフルオロカーボンに関する問題」（2005 年）の主題となり、この 2006 年のオゾンアセスメントでもオゾン層破壊と気候変化との結びつきのいくつかの側面について検討がなされた。化学と気候との相互作用を組み込んだ 3 次元モデルが利用され始めたことは大きな前進である。

3. UNEP 環境影響評価パネル報告書要旨(2006年)*

オゾン層破壊の環境影響：2006 アセスメント
Environmental Effects of Ozone Depletion：2006 Assessment

オゾン層破壊と気候変化との相互作用
Interactions of Ozone Depletion and Climate Change

総括要旨
Executive Summary

オゾン量と紫外線の変化

・モントリオール議定書に基づく規制が効果をあげており、大気中のオゾン層破壊物質濃度は現在減少しつつある。極域外では1980年代～1990年代に見られたオゾン量の減少は現在観測されていない。一方極域では、非常に大きな変動がみられる。毎春、南極では大きなオゾンホールが継続して発生しているが、北極でのオゾン層破壊はより軽度である。これらの変化のうちのいくつかは、単にオゾン層破壊物質の減少に起因するというよりむしろ大気循環の変化によって起こることがわかっており、これは気候変化との連動を示すのかもしれない。全球オゾン量は、1970年代に比べて依然少ないままである。オゾン量の変化は直接UV-B照射量に影響するため、オゾン量減少によるUV-B照射量の高い状態は今後も継続すると予想される。

・大気中オゾン量の今後の変化は依然として不確かである。今後数十年の間、オゾン量は徐々に増加すると予想されるが、オゾン層破壊前の状態と比べて高いレベル、同等、低いレベルのいずれの状態に戻るかはわからない。現在の化学モデルは、観測されたオゾン変動のすべてを正確には再現できておらず、将来の温室効果ガス増加速度は明らかにされていない。また、オゾン層破壊と気候変化の相互作用もまだ充分には理解されていない。現在のモデルは、中緯度地域では今世紀半ばまでに、極緯度地域ではその10～20年後頃には、オゾン層が人為起源のオゾン層破壊ガスの影響から回復すると予測している。

・オゾン量変化に起因するUV-B照射量の長期変化が観察された。オゾン層破壊が進行した期間をとおして、UV-B照射量が増加した。南半球の空気の清浄な地域では、1990年代後半以降UV-B照射量が減少したといういくつかの証拠がある。入手できる紫外線データ

* 環境省による仮訳

や時間的範囲の拡大が見られたため、最近の変化を、オゾン測定が初めて可能になった1920年代後半以降のオゾン量推定値と比較することにより評価できるようになった。1980年から20世紀末までのUV-B照射量の増加は、長期間の自然変動に比べ大きい値を示している。

・UV-B照射量の長期変動に対するエアロゾルと大気汚染物質の影響は、オゾン量の変化に起因する影響に匹敵すると考えられる。北半球のいくつかの地域では、オゾン層破壊は止まったにもかかわらず、エアロゾルによるUV-Bの吸収が1990年代以降継続的に減少しているため、UV-B照射量は増加が続くことも考えられる。

・オゾン層破壊と気候変化の相互作用は複雑であり、化学、放射及び大気循環パターンの変化によって影響されている可能性がある。この関係は双方向であって、オゾン層変化が気候に影響し、また気候変化がオゾン層に影響する。過去に行われたアセスメントのいくつかのモデルによる予測に反し、最近のモデルと観察結果によると、成層圏オゾン層(UV-Bについても)は、オゾン層破壊物質の変化に比較的早く反応しており、気候との相互作用はこの変化を遅らせないことを示唆している。

・UV-B照射量は気候変化の影響が加わるため、将来の地表UV-B照射量の不確実性はオゾン層に対する不確実性より大きい。気候変化は、オゾン量とは関係なく、雲量・エアロゾル量・地表面反射率の変化を介してUV-B照射量に影響を与えうる。気候変化のスピードは加速しており、21世紀における気温変化は、20世紀より約5倍大きいと考えられる。また、この変化は今後、雲量・エアロゾル量・地表面反射率に影響を与える。その結果、気候変化に対し効果的な緩和措置がとられなければ、地表への太陽紫外線照射量や生物圏に対する顕著な影響が予想されうる。

健康

・皮質白内障に加えて、核白内障が太陽紫外線に関連することが明らかになった。多くの研究により、太陽紫外線へのばく露が皮質白内障発症の要因であることが示されている。最近のいくつかの報告が核白内障と紫外線ばく露との関連性を裏付けている。さらに、気温が高いほど核白内障発症リスクが増加する可能性もある。それに反し、後囊下白内障の誘発という点において太陽紫外線が原因となると推論するには、証拠は不十分である。

・太陽光へのばく露は、翼状片の重要な危険因子である。翼状片は、視力を著しく低下させる、炎症性、増殖性かつ浸潤性のヒト角膜における病変である。その一部はUV-Bばく露で起こる細胞内損傷により引き起こされる。遺伝要因と太陽光への長時間ばく露は、すべての皮膚色の人にとって翼状片発症の重要な要因である。

・紫外線の眼に対する光生物学的な悪影響は、雲の存在で増幅されうるため、気候変化によって影響される。直射太陽光は、急性光角膜炎、眼の日焼け、さらには白内障発症の主要因とはならないが、散乱又は反射した UV-B はこれらの異常に寄与する。雲に覆われ、光量が弱い場合、眼の自然防御機構が緩み、眼の前方表面と内部構造に高いばく露を与えることになる。同時に、雲に覆われているときには光が散乱するため、眼に影響する UV-B ばく露は増加しうる。

・有棘細胞がん(SCC)、基底細胞がん(BCC)と黒色腫の発生率は上昇を続けている。オランダや白色人種が大部分を占める他の多くの国々では、2000～2015 年の間にこれら 3 つのタイプの皮膚がんがほぼ倍増すると推計されている。黒色腫の発生率増加の主なもの、生存率の高い薄(初期)黒色腫である。小児の黒色腫発生率は依然として増加しており、環境中の紫外線ばく露と正の関連を示している。

・皮膚がん感受性は、DNA 損傷の防止と修復に関与している蛋白質の遺伝情報を規定する遺伝子の僅かな差に関係していると認識されるようになってきている。このような蛋白質は、皮膚がん予防に重要な防御的働きをする。皮膚がんに関連する遺伝子は皮膚がんの種類によって異なり、これらの変異は、各々の皮膚がんの種類において重要な DNA の損傷と修復の種類を理解するてがかりを提供している。このように、集団における遺伝的感受性には大きな差がみられる。将来、遺伝子解析によって、リスクの高い個人を正確に特定できるかもしれない。

・紫外線によって誘発される免疫抑制は、皮膚がん発生の重大な要因である。ある患者では免疫修飾により、ウイルスの再活性化とワクチン効果の低下が引き起こされることがある。紫外線によって誘発された DNA 変異が修復されないと、皮膚がんへの抵抗性が減少し、腫瘍発生の重大な要因ともなる。ウイルス自体と免疫抑制双方への影響により、太陽紫外線ばく露は、潜伏性単純ヘルペスウイルスの再活性化を誘発し、ヘルペスの再発症を導く可能性がある。ヘルペスウイルスは、ヒトパピローマウイルス感染と関連するいくつかの皮膚がんや結膜上皮がん発達の共要因である。限られた証拠ではあるが、少なくとも遺伝的に病気にかかりやすい個人に対し、紫外線ばく露がワクチン効果を低下させる場合のあることが示されている。

・皮膚への UV-B ばく露により形成されるビタミン D (水酸化により活性ビタミンになる) は、いくつかの内臓がん、自己免疫疾患及びその他の疾患の発症に対して防御的役割を果たすと考えられる。多くの研究で、低レベルの太陽 UV-B ばく露と内臓がん(結腸がん、前立腺がんなど)や自己免疫疾患(多発性硬化症や I 型糖尿病など)のハイリスクを関連付けている。太陽光中の UV-B ばく露が不足するとビタミン D 量が至適レベル以下となることか

ら、ビタミン D はこれらの疾患の予防を補助する防御因子とされてきた。ただし、太陽 UV-B ばく露が防御的な役割を果たすことを示す証拠や、これにビタミン D が介在することを示す証拠は決定的なものではない。

・多量の太陽紫外線ばく露の悪影響から眼や皮膚を保護するための個人的な対策は、人々の間にますます広まりつつある。オーストラリア、カナダ、イギリス及びアメリカなどにおける健康キャンペーンは、太陽（紫外線）からの防御に関する一般の人々の認識を高めている。中緯度地域の白人の間で広く用いられている広域スペクトルの日焼け止めローションは、多量の太陽（紫外線）ばく露による日焼けを抑制している。角膜全体を覆う紫外線吸収性ソフトコンタクトレンズは、優れた保護効果により眼を太陽 UV-B から守り、着色サングラスに比べ側部や下部から侵入する紫外線を遮蔽できるという点で優れている。

・ビタミン D 合成に充分であり、しかも皮膚がんのリスクを増加させない最適な太陽 UV-B ばく露量について、統一基準を示すことは現実的ではない。個々の人間が浴びている太陽 UV-B 量は、時刻、緯度、高度、季節、雲量、活動そして着ている衣服のタイプによって大きく異なる。皮膚の色、年齢及び遺伝的な違いも、ばく露がプラスに作用するかマイナスに作用するかを決めるもう一つの重要な要因である。したがって、「安全な」太陽（紫外線）ばく露量は、個人及び居住地域次第である。

・オゾン層破壊と地球規模の気候変化の相互作用は、人間の健康に悪影響を及ぼすかもしれない。現在のところ、地球温暖化が、日光下の屋外で過ごす時間の長さに関して、特に中緯度に居住する人々の行動にいかなる変化をもたらすか予測することは不可能である。もし気温が上昇すると、人々の太陽紫外線ばく露量は現在より大きくなるだろう。このことは、ビタミン D にとっては好都合だが、皮膚がん及び白内障の発生と免疫系に悪影響を与えるだろう。

陸域生態系

・太陽 UV-B 照射量を増大又は低減させた野外研究によると、高等植物及び細菌類、菌類とその他の微生物に多くの影響があると報告されている。野外研究では、UV-B によって高等植物とコケ（蘚類）の光合成はほとんど影響を受けなかったが、高等植物及びコケ（蘚類）の成育や形態にはしばしば変化が見られた。これによって、茎や葉の生育が僅かに減少したり、植物種間での競合的バランスが変化したりする可能性がある。菌類や細菌類は、一般に UV-B による損傷への感受性が高等植物より高いが、種によってその感受性は異なる。この相違は、落葉落枝分解のようなプロセスに影響する微生物群の種構成に変化を及ぼす可能性がある。また、太陽光の UV-B 照射量を加減させる実験から、植物の化学組成物への変化が広く報告されている。

・UV-Bの増加はしばしば昆虫による植物組織の消費の大幅な低下をまねく。昆虫の行動変化によることもあるが、通常はUV-Bによって生じた植物の化学的及び物理的性質の変化が草食性の低下を引き起こすと説明される。このような変化は、植物と地上及び地下に生息するその他の生物との多くの相互作用に影響を及ぼす。そのメカニズムについて、現在ではより多くのことが解明された。

・土壌内に進入する太陽光の量は多くないが、植物の根系の生物量及び形態は、植物の茎や葉よりはるかに大きな影響を受ける。根の量は、UV-B照射量の増加によって大きく低下することがある。また、UV-Bによって誘発された土壌微生物群や生物量の変化や小型無脊椎動物の変化が報告されており、これらの変化は土壌中のミネラル栄養分の変化に重要な意味を持つ。これらの生態系レベルでの現象の多くは、植物の化学的・物理的性質や根からの浸出液の性質の組織的な変化の結果と考えられる。

・気温、二酸化炭素(CO₂)、湿度及び有効窒素のように広い範囲にわたり変化する他の環境因子とUV-Bが相互作用し、複雑な植物の反応を起こす可能性がある。いくつかの研究では、植物成育は高濃度のCO₂によって促進されたが、一方で、UV-Bによる影響の多くは、通常、CO₂の増加によって改善されることはない。しばしば、UV-Bによって植物の霜害耐性と極端に高い気温条件での生存性が増すが、逆に、極端な温度では、植物のUV-B感受性が影響を受ける場合もある。干ばつに抵抗性のある植物は、強いUV-Bに対してより抵抗性を持つ傾向がある。さらに、UV-Bは水ストレス(植物体の水分不足)症状を軽減すると報告されている。生物が利用可能な窒素は、人間活動のため多くの地域で過去のレベルを超えており、窒素が充分供給された植物は、UV-Bに対して一般的により影響を受けやすいという研究もある。

・UV-Bへの植物の反応に介在している基礎メカニズムについて新たな理解が進んできている。UV-Bは、まだ性質が解明されていない受容体分子の活性化をもたらす。初期に起こるこれらの現象は、植物の遺伝子発現と反応の変化にいたる伝達経路を活性化させる。UV-Bへのばく露は、UV-Bに特異的な信号と、他の環境因子によって引き起こされるものと共通の要素を持つ信号とを誘発する。その共通の信号要素を使用することで、遺伝子発現と機能的反応においてオーバーラップが生じる。こうした新しい知識は、植物のUV-Bに対する共通した反応(成長の遅れ、UV-B照射量増加への順応、植物と植物消費生物との相互関係など)を理解するために有用である。また、植物の成育や機能への様々な環境ストレスの相互作用への理解を助ける。

・生物作用スペクトル関数(BSWF)の使用に関する技術的な問題点がさらに解明された。BSWFは、異なる波長ごとに割り当てられた増幅係数であり、相対的な生物学的影響量の

目安となる。BSWF は、屋外及び制御環境下の施設内の両方において、生物を紫外線にばく露させる実験を適切に実施・解釈するために重要である。BSWF の特性は、成育、DNA 損傷、酸化的損傷や二次代謝産物の変化の誘導といった、植物がもつ様々なプロセスの間で大きく異なる。したがって、単一の BSWF を植物や生態系の反応に使用することは適切でない。

水圏生態系

・最近の野外研究によると、現状の太陽 UV-B 照射量でさえ、水生生物に悪影響を与える可能性のあることが引き続き示されている。UV-B にばく露されると、植物プランクトンと、魚卵、稚魚、動物プランクトン及びその他の第一次及び第二次消費生物の生産性の低下と生殖機能障害及び発育障害が生じることが示されている。UV-B 照射に伴う生物生産性の低下は、食物連鎖のすべての段階を通して伝達されると同時に、種の構成及び生態系の構造や機能に変化を起こす可能性がある。また一次生産の減少は、大気中の二酸化炭素の吸収容量の減少と関連して気候変化に影響をもたらす可能性がある。

・大規模な閉鎖空間での実験によると、生態学的には、水生生物の群落構造の変化の方が、UV-B 増加による藻類バイオマス全体量に対する影響よりも重要である。メソコスム(大型の擬似現場実験水槽)実験では、様々なレベルのオゾン層破壊を模擬するため、プランクトン群落への紫外線照射レベルを調節できる。深度を固定した実験では、現在のレベルの紫外線照射量ではプランクトンの成長が阻害されたが、海水の鉛直混合によってさまざまなレベルの紫外線にプランクトンをばく露させた実験では、成長は阻害されなかった。メソコスム実験を模した総合的なモデルによると、UV-B 照射量の増加は、群落レベルで一次生産生物から細菌への転換を起こしている可能性がある。群集構造における転換は、海洋表層水での二酸化炭素濃度に重大な影響を及ぼす可能性がある。

・最近の研究により、水圏生物の UV-B 防御メカニズムへの理解が進んだ。紫外線は、光合成や窒素固定を減じ、DNA を損傷するが、大部分の植物プランクトンは、紫外線吸収物質、回復酵素及び活性酸素種排除機構などの緩和機能を発達させている。しかし、紫外線に対する防御は完全でない。ピコプランクトンサイズのシアノバクテリアは、紫外線吸収物質を生産せずに、速い細胞分裂によって紫外線の影響を回避している。最近になって、これらの生物は広く水圏に存在し、生息水域での生産性に 50%以上寄与していることがわかった。また、太陽紫外線は、干満帯における大型藻類の鉛直分布を規定している。そのうち上部干満帯の生物では、効果的な遮蔽及び修復機構が発達している。

・UV-B による第一次生産生物バイオマスの減少は、水圏の食物連鎖の高次に位置する消費生物の成長と生存にマイナスの影響を及ぼす。カイアシ類や他の動物プランクトン、サ

ンゴ及びウニを含む広範囲にわたる消費生物のそれぞれの種に対して特有なそして直接的な UV-B の影響が確認されている。

・自然の生息環境において、動物プランクトンは、UV-B へのばく露や地球規模の気候変化要因などの、相反する淘汰圧力に直面している。無脊椎捕食動物は、昼間に動物プランクトンの表層への移動を引き起こし、水面近くで動物プランクトンは高レベルの紫外線にさらされる。鉛直移動と紫外線遮蔽とは別に、動物プランクトンは、UV-B に誘発された DNA 損傷を光回復に頼っている。気候変化に伴う水温の上昇により、酵素活性が増大され、光回復が促進されることが予測される。

・魚類個体群減少の主な原因は、捕食と幼稚魚の食料不足である。しかし、幼稚魚が増加した UV-B にさらされることが、減少傾向をさらに増大している可能性がある。その他の主な要因として、乱獲、地球規模の気候変化による水温上昇、水質汚染や病気が挙げられる。生息海域の特性が不明確であり幼稚魚の自然死亡率が高いため、それぞれの魚種に対する UV-B の影響についての定量的評価は困難である。

・水圏生態系の溶存有機物の濃度と化学組成が、水層内の紫外線の透過率を決定付ける。紫外線照射量は、プランクトン群集の種の構成に影響し、それに伴い溶存有機物(DOM)濃度に影響する。河川に生息しているプランクトン群集とその後背地に生息している陸域植物群集の初期遷移の間には強い関連性があり、さらにその関連性は気候変化によって影響を受ける。その結果、気候変化と紫外線は、湖沼のプランクトンの種の組成に影響を与えたり、輸入種の侵入可能性を増加させたりする潜在的な危険性がある。

生物地球化学的循環

・気候に関連した変化は、陸域から淡水・沿岸生態系への有機物移動を変化させ、それによって紫外線の水中への透過に影響を与え、水圏生物地球化学のプロセスに大きな影響を与える。これらの変動は、高緯度の系では特に一般的である。陸域生態系から浸出又は、流れ出した溶存有機物は、小川、川、湖水、最後に海洋に流入する。有色溶存有機物は、水域への紫外線の透過率を調節するが、同時に太陽紫外線によって光分解され、CO₂を主とする無機小分子を放出する。

・将来表層水温が上昇すると、湖及び海洋の階層化が促進され、表層の生物地球化学に対する UV-B の影響が増大する。この重大な影響は、階層化されている水圏環境の上層における水の UV-B の透過量が大幅に増加することによって引き起こされる。気候変化によるこれらの影響は、水域上層における生物地球化学的循環に対する UV-B の影響を増加させ、それによってオゾン回復の好影響を部分的に打ち消してしまう。

・気候変化と UV-B 照射量の変化は、大気中でのオゾンの化学変化に関与しているハロゲン含有化合物の濃度に影響する。例えば高等植物からの臭化メチルの放出などのハロゲン含有化合物の放出は気温上昇とともに増加する。最近の測定では、大気中の臭化メチルの濃度は1年当たり2.5~3.0%ずつ減少しているが、将来的な地球温暖化により現在の減少率は鈍化すると予想される。臭素やその他のハロゲンラジカルは、海洋境界層に存在する大気エアロゾルと表層水の両方におけるハロゲン含有化合物に対して UV-B 照射が引き起こす反応を通じて生み出される。これらのハロゲン含有化合物は対流により、オゾン層破壊に臭素ラジカルが関与している上部対流圏へ輸送されると考えられる。

・UV-B は、水圏環境における金属の生物学的利用性及び毒性を変える可能性がある。多くの微量元素は必須微量栄養物であるが、全ての金属は一定濃度を超えると有毒である。しかしながら、太陽光を受けた表層水には、金属類はしばしば生物が利用できない形態で存在する。UV-B 照射量の増加により、金属の化学形態を、水生生物が利用可能な形態に変えることもある。例えば、水銀元素は紫外線によって酸化され、水圏食物連鎖の生物蓄積を通してヒトの健康に悪影響を与えるメチル水銀の前駆体が生成される。

・紫外線は、海洋硫黄循環に関与する光化学反応を推進し、大気エアロゾルの生成や雲形成につながる。ジメチルスルフィド(DMS)の海洋放出は、大気放射と気温に影響する大気エアロゾルを生み出す。紫外線による形態変化は、海洋上部における DMS の重要な吸収源である。また、海洋上部でのもう一つの重要な硫黄化合物である硫化カルボニルは、有色溶存有機物(CDOM)が関与する UV-B の誘発反応により生成される。

・陸域系では、UV-B 照射は、分解や土壌生物学的な変化を通して炭素及び栄養物の循環に影響を与える可能性がある。太陽 UV-B へのばく露は、特に乾燥気候帯で、枯れた植物の直接光分解を引き起こす。植物が UV-B にばく露されると、植物根浸出物や枯れた植物の化学変化により土壌生物と生物地球化学に影響する。UV-B によって誘発された炭素及び栄養物の循環の変化は、気候変化への反応との相互作用によって、生態系の長期的炭素収支に影響を与えることも考えられる。

大気質

・モデルと観測値によると、成層圏から対流圏へのオゾンの移動が過去30年間に約30%減少した可能性がある。地上近くの大気質は大気質の重要な指標の一つである。対流圏のオゾン濃度は、UV-B 照射量や局地的な天候システム・汚染物質濃度によって影響を受けている。また、成層圏のオゾン層破壊により UV-B 照射量が強まった結果、対流圏におけるオゾン発生率は増加したが、成層圏から対流圏へ移動するオゾン量は減少した。

・今後予測されている成層圏オゾンの増加は、対流圏温度を上昇させ、大気境界層のオゾン濃度を増加させるかもしれない。モデルによると、大気境界層のオゾン濃度が 2000～2100 年の間に、気候変化、大気汚染、成層圏オゾンの増加といった複合効果により地球全体で 33～100%増加することが予測されている。しかし、この増加による気候への影響は、対流圏のオゾン濃度が空間的にも時間的にも非常に変動的であるため、定量化することは困難である。

・UV-B 照射量の変動によって起こる対流圏の水酸化ラジカル濃度の変動は、現在ではうまく定量化されるようになった。対流圏の水酸化ラジカル(OH)は、大気中における主要な酸化剤の一つで、オゾン層破壊、気候変化及び都市部の大気汚染に関与する大気微量成分を破壊する。地球全体の OH 平均値は、長期間ではなく、短期間(月～年単位)の変動について観察されてきた。最近の比較的清浄な地域における 5 年以上の観測値では、OH 濃度は太陽紫外線の強度によって予測が可能である。もし、この関係が今後の観測でも確認されるなら、このアプローチは、紫外線観測を利用して、種々の化学状態での対流圏の酸化効率の特性化に用いることができ、大気質の評価を単純化できるだろう。

・大気圏の酸化能に対するオゾン量変化の影響を推定するモデルについて、非汚染地域対象のものは信頼性が高まってきた。紫外線照射量の観測値と、下層大気中の OH を含む化学組成物の測定値は、現在では化学モデルと通常は一致し、非汚染大気中で晴天時及び一定の雲量時ともに測定精度内にある。しかし、中度及び重度に汚染された都市区域又は森林環境では、モデルと測定値は一致しない。このようなモデルの不確実性は、特に大気汚染の可能性のある区域において、対流圏オゾンの局地的測定の重要性を示している。

・南極における地表でのオゾン観測値の分析によると、成層圏オゾン層破壊の結果として、この地域の対流圏に有意な化学的変化があることが示唆されている。対流圏のオゾン濃度の観測値によると、最近(1990 年以降)、オゾンホール出現中に地表に達する紫外線照射量の増加及び氷層からの一酸化窒素(NO_x)の発生増加と一致して、地表オゾン濃度が増加している。このように、南極の下層大気は、オゾンホール発達以前に比べ、酸化能力が強くなっていると推測され、金属の生物学的利用率の変動を通して悪影響をもたらすことも考えられる。

・強力な温室効果ガスであり、トリフルオロ酢酸の主要な人為的発生源として知られている HFC-134a の対流圏濃度は急速に増えている。HFC-134a 濃度の増加は、既知の使用量及び大気中の損失プロセスと一致している。1998～2002 年の両半球での観測によると、HFC-134a 濃度は年間 12%まで増加している。これまでの観測値と、既知の発生源及び吸収源との間の良好な一致は、トリフルオロ酢酸の環境での蓄積予測への信頼性を高めている。

る。HFC-134a 濃度の増加は、気候変化を加速することも考えられる。

・ハイドロクロロフルオロカーボン(HCFCs)とハイドロフルオロカーボン(HFCs)の大気分解で生じる物質が、人類及び環境に与えるリスクは最小限と考えられる。これらの化合物には、トリフルオロ酢酸(TFA)とクロロジフルオロ酢酸が含まれる。最近の研究によっても、現在の淡水及び海水への環境負荷による環境リスク及び健康リスクは小さいとする結論が得られている。また、気候変化と、HCFCs 及び HFCs の継続利用のため、これらの化合物の量が将来も増加し続けると予想されるが、現在の情報では重要な問題ではないことが示されている。

・HCFC 代替物として提案されているペルフルオロポリエーテルは非常に大きな地球温暖化係数を持ち、大気中の化学分解に対しても高い安定性を示している。この化合物は通常、工業用熱伝導流体として用いられている。これらの物質が地球温暖化やそのオゾン層破壊との相互作用に大きく影響を与えているかどうかは知られていないが、これらのリスクは今後さらに評価されるべきである。

材料への損傷

・太陽紫外線にさらされたプラスチックや木材は、時間の経過とともに有用な特性を失うといった劣化を生じる。この損傷は、照射量に依存しており、多くの材料の屋外での耐用年数を規定する。損傷は、高温、高湿、そして大気汚染物質の存在によって加速する。そのため、太陽紫外線による材料損傷を抑制するために、光安定剤や表面塗装剤が広く用いられている。紫外線レベルが高ければ、高レベルの安定剤を必要とするため、屋外で使用する材料のコストが高くなる。

・いくつかの新規紫外線安定剤と、紫外線耐性を改良するための製品製造技術が報告されている。ポリマー(重合体)に結合しているため浸出による損失が少ないと思われる安定剤化合物のように、効果的な光安定剤の新規改良型が最近報告されている。安定剤配合の相乗効果メカニズムがさらに解明されており、新規の光安定剤配合の改良に貢献するであろう。この分野での継続的な研究が、太陽 UV-B にばく露した材料をより強力に保護できる方法の開発に貢献するだろう。

・ナノスケール添加剤を使用する最新の傾向は、プラスチック製品の紫外線安定性を改善するかもしれない。ナノスケール添加剤は、従来の添加剤に比べ、より小さい平均粒子サイズで、多くの場合良好な物理的性質を持っている。初期のデータによれば、いくつかのナノスケール添加剤は、良質な光安定剤としても作用し、屋外の紫外線にさらされる製品の耐用年数を延長させることが示されている。しかし、これらの添加剤と、従来の光安定

剤又は酸化防止剤や難燃剤などのその他の添加剤との相互作用については、まだ完全には評価されていない。

・プラスチックの添加剤として粉末化した木材の使用について研究が続けられている。これらの添加剤の紫外線安定性に対する効果は、使用する木材の種類によって異なる。粉末化した木材やその他の植物資材は、屋外での使用を意図したいくつかのプラスチック製品のための低コストの天然添加剤として使用されている。最近の研究では、これらの植物由来添加剤のいくつかは、天然充填材の材料、又はその材料に用いられた処理方法によって、光損傷を促進する場合もあれば、光安定化として作用する場合もあると指摘されている。しかし、木材添加剤に含有されるリグニンは太陽 UV-B を吸収し、ポリマー成分の光損傷を促進する。したがって、充填したポリマーの光安定性を損なわない、生物由来添加剤の原料と処理技術を特定することは、屋外で使用する低コストで紫外線安定性のあるプラスチック製品につながると考えられる。

4. IPCC/TEAP 特別報告要旨(2005年)

オゾン層と全地球的気候システムの保護： ハイドロフルオロカーボン類とパーフルオロカーボン類に関する課題 政策決定者のための概要

1. はじめに

IPCC/TEAP 特別報告は、「気候変動に関する国際連合枠組条約」(UNFCCC)と「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」の依頼に応じて、地球全体の気候システムに影響を与えるオゾン層破壊物質(ODS)の代替物質に関する科学的、技術的、政策関連のバランスのとれた報告書として作成された。本報告書は、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)及びモントリオール議定書の技術・経済評価パネル(TEAP)によって作成された。

オゾン層破壊物質は成層圏のオゾン層破壊の原因となるため、モントリオール議定書の下で生産と消費が制限され、徐々に撤廃されつつある。これは、モントリオール議定書の締約国である先進国及び発展途上国双方の締約国の努力の成果である。オゾン層破壊物質とその代替物質は気候変化に影響を与える温室効果ガスでもある。(図 4-15 参照)。いくつかのオゾン層破壊物質の代替物質の中で、特にハイドロフルオロカーボン(HFC)とパーフルオロカーボン(PFC)は UNFCCC 及び京都議定書の対象となっている。オゾン層を保護するために採られた選択が気候変化に影響することも考えられる。また、気候変化が間接的にオゾン層に影響を与えることもある。

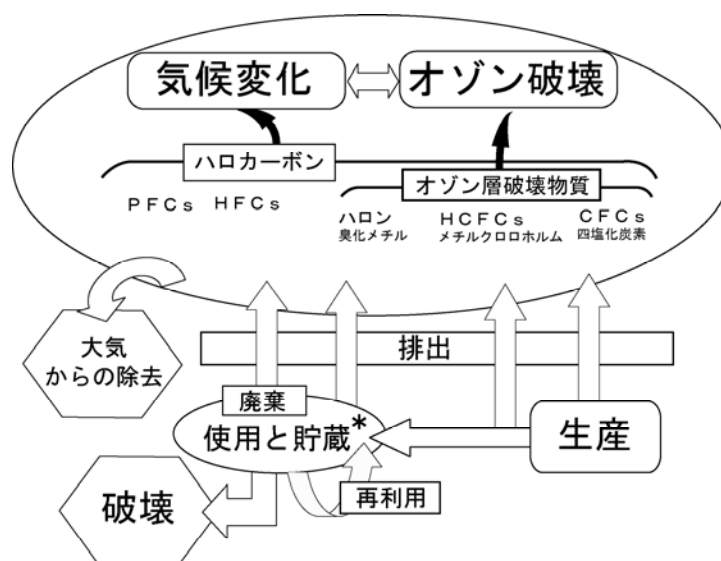


図 4-15 本報告書で扱う主要な問題の概念図

CFC、ハロンと HCFC はオゾン破壊と気候変化の原因となる。一方、HFC と PFC は気候変化のみの原因となり、オゾン層破壊物質の代替物質の一種である。ハロカーボンの排出量を減らすための選択肢として、本報告書で検討しているのは、副産物及び現存の貯蔵からの漏洩防止、回収、再利用、破壊、地球温暖化係数がより小さい又は無視できる代替のプロセスや物質の使用である。

本報告書においては、オゾン層破壊物質とその代替物質の排出全体が気候システムとオゾン層に与える影響について検討している。特に、代替オプションがどのように地球温暖化に影響を及ぼし得るかを理解するための内容となっている。ただし、本報告書はオゾン層に対する代替オプションの影響について包括的に取り扱おうとするものではない。

また、各部門が温室効果ガス削減に取り組むために必要な、ハロカーボンの排出削減オプション、代替物質に関するオプションやその技術についても検討している。HFC と PFC の排出については、オゾン層破壊物質の代替に関係する排出に関してのみ扱う。アルミニウムや半導体生産などの部門からの HFC や PFC の排出については扱わない。

オゾン層破壊物質とその代替物質である HFC と PFC の主な用途としては、冷凍冷蔵機器、エアコン、発泡体、エアロゾル、消火器、溶剤がある。これらの物質の排出は、製造及び製造時に生成される副産物の非意図的放出、意図的に排出する製品の使用、使用時の機器や製品からの蒸発・漏洩、試験及びメンテナンス、廃棄処理などに伴って起こる。

本報告書では、具体的な排出削減オプションの適用期間は 2015 年までとする。急激に成長している産業分野においては市場の潜在能力が高く、その期間においてのみ代替オプションに関する文献の信頼性は保証されるためである。技術性能、潜在的な評価手法、エネルギー使用に関連した温室効果ガスの間接的な排出のほか、費用、人の健康と安全性、大気質への影響、将来の利用可能性についても検討されている。

* 貯蔵 (bank) とは、既存の機器や備蓄、発泡その他の製品中に含まれ、未だ大気中に放出されていない全ての物質を指す。

2. ハロカーボン、オゾン層破壊、気候変化

2.1 過去及び現在におけるオゾン層破壊物質とその代替物質の地球の気候とオゾン層に与える影響は？

ハロカーボン、中でもオゾン層破壊物質は、直接放射強制力*の増加とそれに関連した地球全体の平均表面温度の上昇の一因となった(図4-16参照)。1750年から2000年までに工業的に生産されたオゾン層破壊物質とそれ以外のハロカーボンの増加による正の直接放射強制力の増加は $0.34 \pm 0.03 \text{ Wm}^{-2}$ と推定される。これは、同期間によく混合された温室効果ガス全体の増加によるものの約14%にあたる。ハロカーボン類の増加の大半は、最近数十年に起こったものである。大気中のCFC濃度は、2001年から2003年まで横ばいかもしくは減少傾向にある(CFCの種類により異なり、0~-3%/年の変動率である)。一方、ハロンや代替物質であるHCFC、HFCは増加した(それぞれ、1~3%/年、3~7%/年、13~17%/年)。

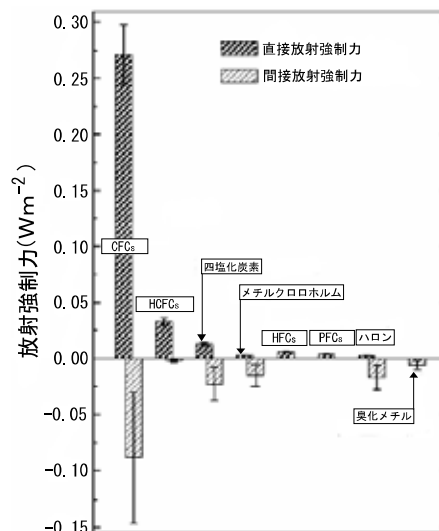


図4-16 1750年~2000年のハロカーボン類の変化による直接及び間接放射強制力
縦線は標準偏差の2倍を示す(±2)

1970年から観測され始めた成層圏オゾン層の破壊は、ハロン、CFC、HCFC、メチルクロロホルム、四塩化炭素、臭化メチルなどの人為起源のオゾン層破壊物質の分解によって生成される反応性の塩素及び臭素の化合物の濃度上昇が主な原因である。

オゾン層が破壊されると、気候に対する負の放射強制力が生み出される。これは、オゾン層破壊物質の間接的な冷却効果である(図4-16参照)。オゾン量の変化は、現在のところ地球全体で平均約 $-0.15 \pm 0.10 \text{ Wm}^{-2}$ の放射強制力を与えていると考えられている。主に

* ある因子が地球 大気システムに出入りするエネルギーのバランスを変化させる影響力の尺度であり、気候を変化させる可能性の大きさを示す。1平方メートル当たりのワット数 (Wm^{-2}) で表される。放射強制力には直接効果と間接効果があり、前者は因子が日射・赤外放射を散乱・吸収することによる温暖化又は冷却効果であり、後者は因子が雲粒核となり雲を形成することによる温暖化又は冷却効果である。

オゾン層破壊の詳細な垂直分布がはっきりしないため、オゾン層破壊物質の間接放射強制力も非常に不確かである。この負の放射強制力は、オゾン層破壊物質自体による正の直接放射強制力 ($0.33 \pm 0.03 \text{Wm}^{-2}$) より小さいと思われる。

オゾン層破壊物質による温暖化とオゾン層破壊による冷却化は、2つの異なる気候変化メカニズムであり、互いに単純に相殺されるものではない。オゾン層破壊による冷却効果の空間分布や季節変動は、温暖化効果のそれとは異なる。数少ない地球規模の気候モデリングと統計的な研究結果によると、オゾン層破壊は、両半球の対流圏の循環と気温にとって重要な気候の変動パターンに影響を与える1つのメカニズムと捉えられる。しかし、観測されたこれらの変動パターンの変化が、明確にオゾン層破壊に起因しているとは言いきれない。

各種ガスは、主にこれまでの排出量、温室効果ガスとしての効果、大気中の寿命、分子に含まれる塩素又は臭素原子の数などにより温暖化効果とオゾン破壊効果が異なる(図4-16参照)。臭素を含むガスは、現在のところ温暖化効果よりも冷却効果に寄与している。一方、CFCとHCFCは冷却効果よりも温暖化効果に寄与している。HFCとPFCは温暖化にのみ寄与している。

2. 2 オゾン層破壊物質の段階的撤廃は、気候変化及びオゾン層破壊への取組にどのような影響を与えたか？

モントリオール議定書の下での措置により、CFCはHCFCやHFC、その他の物質・製法へと代替された。代替ガスの地球温暖化係数(GWP)は総じてより小さく、ハロカーボン類の総排出量が減少したため、直接的GWPで重み付けされたCO₂換算での総排出量も減少してきた。大気観測結果によると、CFC、HCFC、HFCのCO₂換算排出量は、1990年頃に年間約 $7.5 \pm 0.4 \text{Gt-CO}_2$ であったのが、2000年頃には年間約 $2.5 \pm 0.2 \text{Gt-CO}_2$ へと減少した。これは、それぞれの年の地球全体の化石燃料の燃焼によるCO₂排出量の約33%と約10%に相当する。成層圏の塩素濃度はほぼ横ばいであり、既に減少し始めている可能性もある。

ハロカーボン類の代替物質として用いられるアンモニアや炭化水素(HC)の大気中で寿命は数日間から数ヶ月であり、代替物質としての使用により直接的、間接的放射強制力が地球全体の気候へ与える影響はごくわずかであると思われる。代替物質の利用に伴うエネルギー関連の排出の変化についても考慮する必要がある。

本報告書において開発された現状維持シナリオを基に算出した2015年のHFCの推定直接放射強制力は約 0.030Wm^{-2} である。一方、IPCCの排出シナリオに関する特別報告(SRES)におけるシナリオを基に算出した2015年におけるPFCの放射強制力は約 0.006Wm^{-2} である。これらのHFCとPFCの放射強制力は、よく混合された温室効果ガス全体の2015年の推定放射強制力のそれぞれ約1.0%、約0.2%にあたり、一方、オゾン層破壊物質の寄与は約10%である。本報告書は、特に2015年までの期間のシナリオに焦点

をあてている。IPCC の SRES のシナリオでは 2015 年以降の期間についても検討されているが、再評価はされていない。SRES のシナリオでは、これから数十年の間に HFC からの放射強制力が大幅に増加すると予測しているが、技術の適用と政策に関して不確実性が大きいことから、その推定値自体も非常に不確かなものとなっている。

観測結果及びモデルによる算出結果によると、地球規模の平均的なオゾン層破壊量は、現在ほぼ安定化してきていることが示唆されている（図 4-17 参照）。オゾン層破壊が最も著しい極域も含め、オゾン量には今後もかなりの経年変動があると予想されるが、モントリオール議定書が完全に遵守された場合、オゾン層破壊物質の大気中濃度が減少することにより、今後数十年のうちにオゾン層は回復し始めると考えられる。

長期にわたって増加すると予想されるその他の温室効果ガスが、成層圏を冷却化し、また、成層圏の循環を変化させることにより、今後ますますオゾン層に影響を与えるだろう。冷却効果及びオゾン層破壊物質の大気中濃度の減少の結果として、成層圏の多くの場所でオゾン量の増加が予想されるが、北極域を含むいくつかの地域では減少する可能性がある。しかし、気候変化による大気循環の変化がもたらす影響はこれらの要因よりも大きいと予想され、また、大気中の温室効果ガス濃度の増加によるオゾン量への実質的影響は、現在のところ、その規模及び徴候の双方において不確かである。現在のモデルによると、近年南極域上空で観測されているものに類似の北極域でのオゾンホールは、高い確率で発生しないと考えられる。

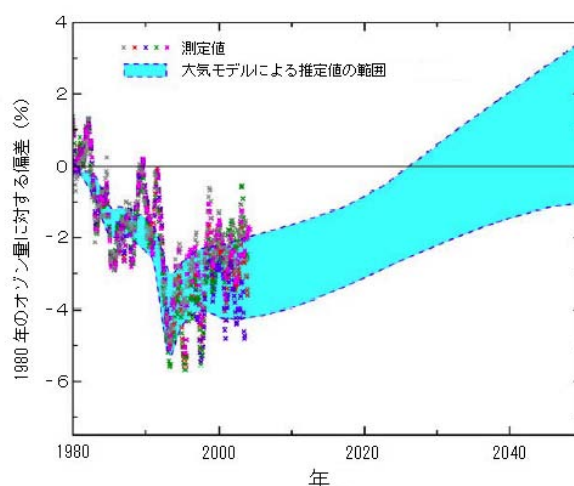


図 4-17 低中緯度(60°S–60°N)におけるオゾン量の比偏差の推移

1980 年のオゾン量に対する偏差を%で表す。×は観測値、点線の囲みは大気モデルによる推定値の範囲である。

CFC、HCFC、HFC、PFC 及びハロンの排出に伴う今後の相対的な温暖化及び冷却効果は、ガスの寿命、化学的性状及び排出の期間によって異なる（表 4-18 参照）。HFC と HCFC の大気中寿命は約 1 年から 20 年の範囲であり、いくつかの HFC やほとんどのハ

ロン及びCFCは数十年から数世紀にわたる。また、PFCは1,000年から50,000年である。ハロカーボン類の直接的GWPは5から10,000の範囲に及ぶ。オゾン層破壊物質による間接的な冷却化はオゾン層の回復により停止すると予想されるため、間接的な冷却効果に関するGWPは、排出の年やモントリオール議定書の遵守、ガスの寿命に依存する。このため、間接的なGWPは直接的なGWPよりもより不確実である傾向にある。

2. 3 大気圏化学に関連する大気質及びその他の環境問題に対して、オゾン層破壊物質の代替化はどのような影響をもたらすか？

エアコン、冷凍冷蔵機器や発泡吹きつけに使用されるHFC、PFCや炭化水素などその他のガスによるオゾン層破壊物質の代替化は、地球規模の対流圏の化学に大きな影響があるとは考えられていない。しかし、大気質にとって小さいが無視できない影響が、局所的な排出源の近くで発生する可能性があり、例えば、現在その地域における基準に適合していない場所では、そのような影響が問題となり得る。

HFC及びHCFCの難分解性生成物（例えばトリフルオロ酢酸（TFA））は、堆積・洗浄過程を通して大気中から除去される。しかし、既存の環境リスク評価及びモニタリング研究によると、これらの環境中の濃度が生態系に著しい影響を引き起こす濃度には至らないと考えられている。海水中のTFAの測定結果によると、TFAの自然発生源は十分に確認されていないものの、TFAの人為発生源は自然のそれよりも小さいことが指摘されている。

表 4-18 ハロカーボン類の GWP (IPCC/TEAP 特別報告要旨 (2005 年) 付属資料)

ガス	直接的放射強制力によるGWP ^a	間接的放射強制力によるGWP ^b (2005年の排出)	寿命 (年)	UNFCCCの 報告 ^c GWP
<i>CFCs</i>				
CFC-12	10,720 ± 3750	-1920 ± 1630	100	n.a. ^d
CFC-114	9880 ± 3460	n.a.	300	n.a. ^d
CFC-115	7250 ± 2540	n.a.	1700	n.a. ^d
CFC-113	6030 ± 2110	-2250 ± 1890	85	n.a. ^d
CFC-11	4680 ± 1640	-3420 ± 2710	45	n.a. ^d
<i>HCFCs</i>				
HCFC-142b	2270 ± 800	-337 ± 237	17.9	n.a. ^d
HCFC-22	1780 ± 620	-269 ± 183	12	n.a. ^d
HCFC-141b	713 ± 250	-631 ± 424	9.3	n.a. ^d
HCFC-124	599 ± 210	-114 ± 76	5.8	n.a. ^d
HCFC-225cb	586 ± 205	-148 ± 98	5.8	n.a. ^d
HCFC-225ca	120 ± 42	-91 ± 60	1.9	n.a. ^d
HCFC-123	76 ± 27	-82 ± 55	1.3	n.a. ^d
<i>HFCs</i>				
HFC-23	14,310 ± 5000	~0	270	11,700
HFC-143a	4400 ± 1540	~0	52	3800
HFC-125	3450 ± 1210	~0	29	2800
HFC-227ea	3140 ± 1100	~0	34.2	2900
HFC-43-10mee	1610 ± 560	~0	15.9	1300
HFC-134a	1410 ± 490	~0	14	1300
HFC-245fa	1020 ± 360	~0	7.6	- ^e
HFC-365mfc	782 ± 270	~0	8.6	- ^e
HFC-32	670 ± 240	~0	4.9	650
HFC-152a	122 ± 43	~0	1.4	140
<i>PFCs</i>				
C ₂ F ₆	12,010 ± 4200	~0	10,000	9200
C ₆ F ₁₄	9140 ± 3200	~0	3200	7400
CF ₄	5820 ± 2040	~0	50,000	6500
<i>ハロン</i>				
ハロン-1301	7030 ± 2460	-32,900 ± 27,100	65	n.a. ^d
ハロン-1211	1860 ± 650	-28,200 ± 19,600	16	n.a. ^d
ハロン-2402	1620 ± 570	-43,100 ± 30,800	20	n.a. ^d
<i>その他のハロカーボン</i>				
四塩化炭素(CCl ₄)	1380 ± 480	-3330 ± 2460	26	n.a. ^d
1,1,1-トリクロロエタン (CH ₃ CCl ₃)	144 ± 50	-610 ± 407	5.0	n.a. ^d
臭化メチル(CH ₃ Br)	5 ± 2	-1610 ± 1070	0.7	n.a. ^d

n.a. はnot available (該当なし) のこと。一般にモントリオール議定書やUNFCCC及び京都議定書において報告され、本報告書において評価されているハロカーボン類のGWPは、UNFCCCの下で報告に使用される大気中寿命とGWPを用い、100年の評価期間におけるCO₂に対する相対値として示されている。濃い灰色で示すガスはモントリオール議定書の対象物質であり、薄い灰色で示すガスはUNFCCCの対象物質である。

a 直接的な正の放射強制力によるGWPの不確実性は±35%である (標準偏差の (±2σ) 2倍) (IPCC, 2001)。

b 間接的な負の放射強制力によるGWPの不確実性には、オゾン層破壊による負の放射強制力の不確実性だけでなく、オゾン層の回復までに要する時間の不確実性も考慮されている。

c UNFCCCの報告ガイドラインはIPCC第2次評価報告書のGWP値を使用している (FCCC/SBSTA/2004/8, <http://unfccc.int/resource/docs/2004/sbsta/08.pdf>参照)。

d オゾン層破壊物質はUNFCCCの対象ではない。

e IPCC 第2次評価報告書には HFC-245fa 及び HFC-365mfc の GWP 値は含まれていない。しかし、UNFCCC の報告ガイドラインにはすべての温室効果ガスからの排出量報告に関する規定が含まれているため、IPCC によって評価された GWP 値が存在する。

※本表の GWP 値については本特別報告中のものであるため、最新の GWP 値については本文 P139 を参照のこと。

5. 引用文献

- 秋吉英治、坂本圭、永島達也、高橋正明、今村隆史：日本地球惑星科学連合 2007 年大会
予稿集 CD-ROM、F207-209 (2007)
- 環境省：「化学物質ファクトシート (2007 年度版)」, 2008.
- 環境省：「紫外線環境保健マニュアル」, 2008.
- 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」, 2006.
- 環境省：「平成 20 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査」, 2009.
- 気象庁：オゾン層観測報告, 1993-2009.
- 気象庁：大気・海洋環境観測報告 (2000 年観測成果) , 2002.
- ハロン等抑制対策検討会：ハロン等抑制対策検討報告書 (平成 20 年度), 2009.
- A.L. Andrady, H.S. Hamid, A.Torikai: Photochem Photobiolo Sci, 2,68-72,2003.
- J.A. Bain, M.D. Rusch, M.S. Kline: Cancer Res, 3, 610-612, 1943.
- R. J. Charlson, J. E. Lovelock, M.O.Andreae and S.G.Warren: Oceanic phytoplankton,
atmospheric sulphur, cloud albedo and climate, Nature, 326, 655-661, 1987.
- CGER: CGER's Supercomputer Activity Report Vol14-2005 (2007)
- G. Estupinan, S. Raman, G.H. Crescenti, J.J. Streicher, W.F. Barnard: Effects of clouds
and haze on UV-B radiation, Journal of Geophysical Research, 101, 16807-16816,
1996.
- European Commission: "Ozone-climate interactions", Air pollution research report
No.81, 2003.
- E.Giovannucci, Y.Liu, E.B.Rimm, B.W.Hollis, C.S.Fuchs, M.J. Stampfer, W.C.Willett:
Prospective study of predictors of vitamin D status and cancer incidence and
mortality in men. J Natl Cancer Inst 98:428-430, 2006.
- A.C.Fusco and J.A.Logan, J. Geophys. Res., D105, doi: 10.1029/2002JD002742, 2003.
- W.B.Grant: Sunlight, Highly cited and/or important papers on vitamin D and cancer,
Nutrition And Health Research Center, 2006.
[http://www.sunarc.org/603-Highly cited vitamin D, cancer.doc](http://www.sunarc.org/603-Highly%20cited%20vitamin%20D,%20cancer.doc)
- Hayashi LC, Hayashi S, Yamaoka K, Tamiya N, Chikuda M, Yano E: Ultraviolet B
exposure and type of lens opacity in ophthalmic patients in Japan, Sci, Tot, Environ,
2003, 302, 53-62
- J. Hidema, M. Teranishi, Y. Iwamatsu, T. Hirouchi, T. Ueda, T. Sato, B. Burr, B. M.
Sutherland, K. Yamamoto, T. Kumagai: Spontaneously occurring mutations in the
cyclobutane pyrimidine dimer photolyase gene cause different sensitivities to
ultraviolet-B in rice. Plant J., 43, 57-67.
- G. Kelfkens, A. Bregman, H. Slaper et al., Dutch National Programme on Global
Air Pollution and Climate Change - Natl Institute of Public Health and the
Environment, Report No.410200112, Bilthoven, 2002.

- P.Lumsden: Plants and UV-B. Responses to Environmental Change. Cambridge University Press, 1997.
- C.Meyer: JAMA(日本語版), 26 頁, 11 月号, 2004
- P.J.Neale, and D.J.Kieber 2000: Assessing biological and chemical effects of UV in the marine environment: Spectral weighting function, pp. 61-83, In Hester, R. E. and R. M. Harrison (eds), Causes and Environmental Implications of Increased UV-B radiation, Royal society of Chemistry, Cambridge.
- NOAA: Northern hemisphere winter summary 2004-2005, 2005.
- V. Ramaswamy et al, Science, 311, 1138, 2006.
- F. Rohrer and H. Berresheim, Nature, 442, 184,2006.
- M.Sasaki, S.Takeshita, T. Oyanagi, Y. Miyake, T.Sakata: Increasing trend of biologically active solar ultraviolet-B irradiance in mid-latitude Japan in the 1990s, Optical Engineering, 41(12), 3062-3069, 2002.
- K. Sudo et al., Geophys. Res. Lett., 30, doi: 10.1029/2003GL018526, 2003.
- S.Takahashi, N.Nakajima, H.Saji, N.Kondo: Diurnal change of cucumber CPD photolyase gene (*CsPHER*) expression and its physiological role in growth under UV-B irradiation. Plant Cell Physiol., 43, 342-349. 2002.
- B.Tatarov, H. Nakane, Ch. B. Park, N. Sugimoto, I. Matsui: LiDAR observation of long-term trends and variations of stratospheric ozone and temperature over Tsukuba, Japan. International Journal of Remote Sensing, in press, 2009.
- UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, 2007.
- UNEP: Environmental Effects Panel Report: November 1989.
- UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1994 Assessment, 1995.
- UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1998 Assessment, 1999.
- UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2002 assessment, 2003.
- UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2006 assessment, 2007.
- UNEP: Production and Consumption of Ozone Depleting Substances under the Montreal Protocol 1986-2004
- J.C. Van der Leun, F.R. de Gruijl: Photochem Photobiol Sci, 1,324-326,2002.
- S.K.West, J.D.Longstrth et al. Model of risk of cortical cataract in the US population with exposure to increased ultraviolet radiation due to strtspheric ozone depletion. Am. J. Epidemiol. 162(11), 1080-1088, 2005.
- WHO, WMO, UNEP, NIR: Global Solar UV Index. A Practical Guide, 2002.

6. 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
AOGCM	Coupled Oceanatmosphere General Circulation Models	大気海洋結合モデル
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer	改良型高解像度放射計
BAPMoN	Background Air Pollution Monitoring Network	大気バックグラウンド汚染監視網
BCC	Basal Cell Carcinoma	基底細胞がん
BSWF	Biological Spectral Weighting Functions	生物作用スペクトル関数
CCM	Chemistry-Climate Model	化学 - 気候モデル
CCSR	Center for Climate System Research	東京大学気候システムセンター
CDOM	Colored Dissolved Organic Matter	有色溶存有機物
CEOS	Committee for Earth Observation Satellites	地球観測衛星委員会
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
DLR	Deutschen Zentrum fur Luft- und Raumfahrt	ドイツ航空宇宙センター
DMS	Dimethylsulphide	ジメチルスルフィド
DOC	Dissolved Organic Compounds	溶存有機物
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
ESA	European Space Agency	ヨーロッパ宇宙機関
ESRL	Earth System Research Laboratory	地球システム研究所
GAW	Global Atmosphere Watch	全球大気監視計画
GC	Gas Chromatograph	ガスクロマトグラフ
GO ₃ 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
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
IARC	International Agency for Research on Cancer	国際がん研究機関
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
MLS	Microwave Limb Sounder	マイクロ波リム放射サウンダー
MRI	Meteorological Research Institute	気象研究所
MS	Mass Spectrometer	質量分析計
NASA	National Aeronautics and Space Administration	アメリカ航空宇宙庁
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
NIES	National Institute for Environmental Studies	国立環境研究所
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	極域成層圏雲
QBO	Quasi biennial Oscillation	準2年周期振動
QPS	Quarantine and Pre-shipment	検疫・出荷前処理
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
SBUV	Solar and Backscatter Ultraviolet	太陽・後方散乱紫外分光計
SCC	Squamous cell carcinoma	有棘細胞がん
SRES	Special Report on Emissions Scenarios	排出シナリオに関する特別報告
STE	Stratosphere-Troposphere Exchange	成層圏-対流圏交換
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
UNFCCC	United Nations Framework Convention on Climate Change	国連気候変動枠組条約
VSLs	Very Short-Lived Substances	極短寿命物質
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・紫外日射データセンター