

平成 2 2 年度

オゾン層等の監視結果に関する
年 次 報 告 書

平成 2 3 年 8 月

環 境 省

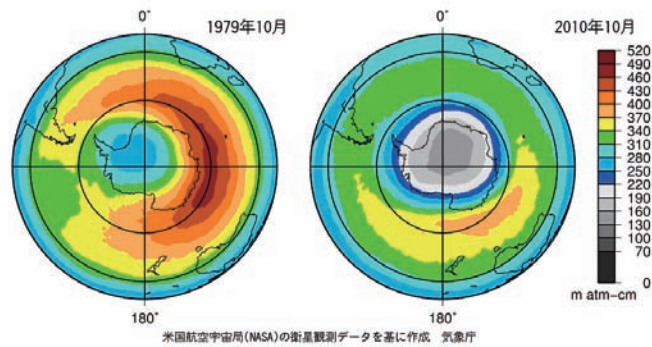


図 I 南半球における 10 月の月平均オゾン全量分布 (1979 年及び 2010 年)
出典：気象庁提供データ

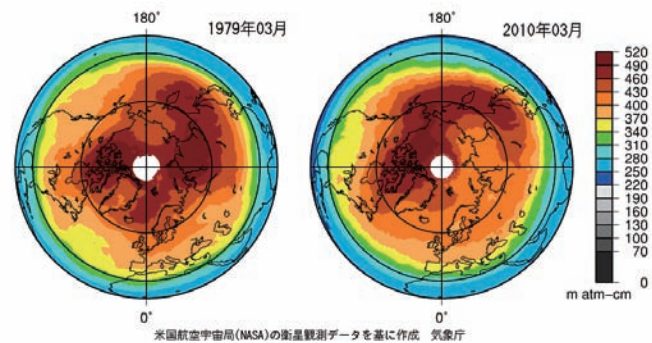


図 II 北半球における 3 月の月平均オゾン全量分布 (1979 年及び 2010 年)
出典：気象庁提供データ

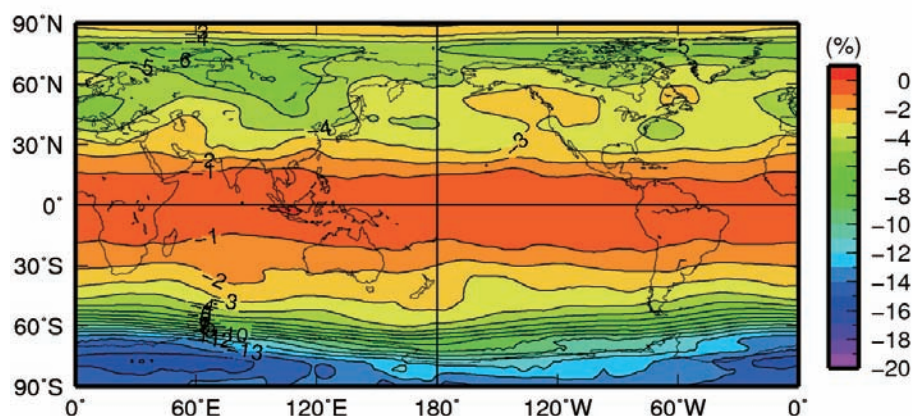


図 III オゾン全量の 1979 年に対する変化の割合 (%) の地球規模の分布 (2010 年)
※P16 図 1-3-4 として掲載
出典：気象庁 オゾン層観測報告:2010 より

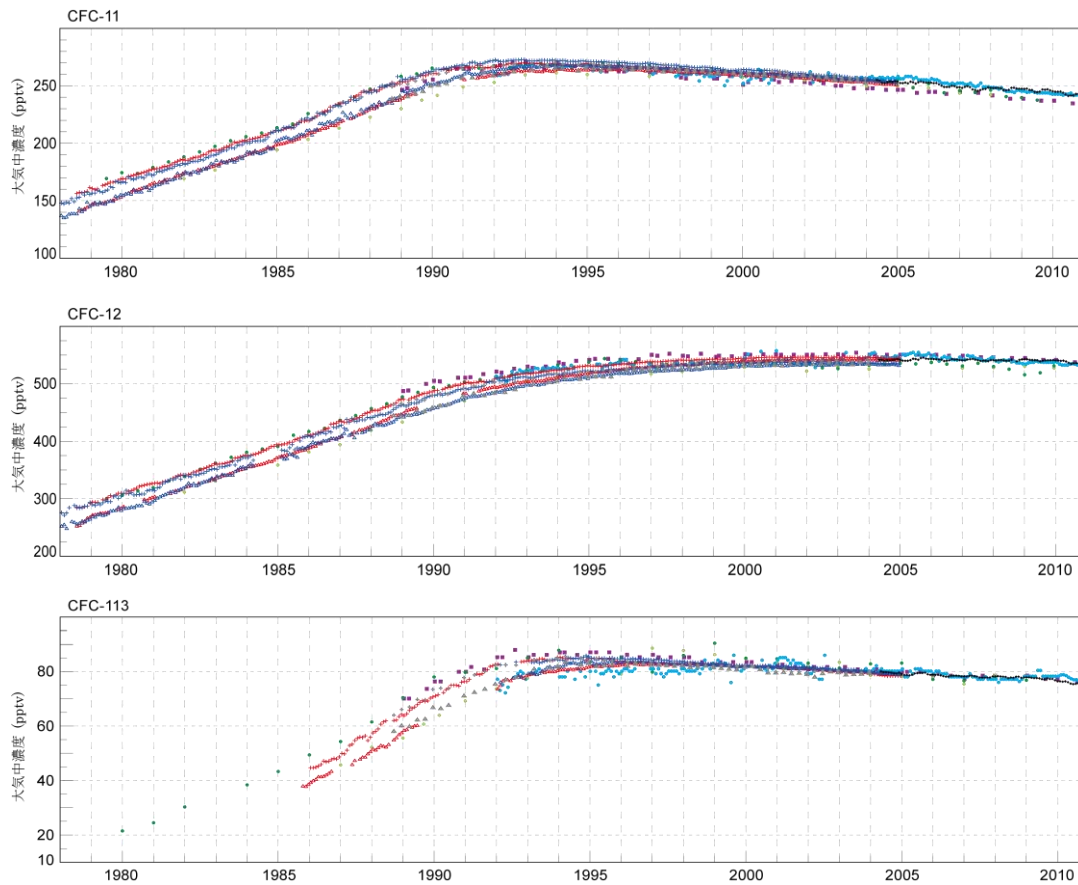


図 IV 国内外の機関で観測された CFC-11、CFC-12 及び CFC-113 の濃度変化

※本文中で紹介した観測結果（P72 図 2-3-1、P77 図 2-3-8、P78 図 2-3-9）の他、2006 年の WMO 科学評価パネル報告書（WMO, 2007）で紹介された観測結果（AGAGE のネットワークによる観測結果を赤色、NOAA/ESRL を青色、UCI を灰色の△で示す）及び国立環境研究所の波照間観測ステーションの観測結果（黒色の点）を取りまとめたもの

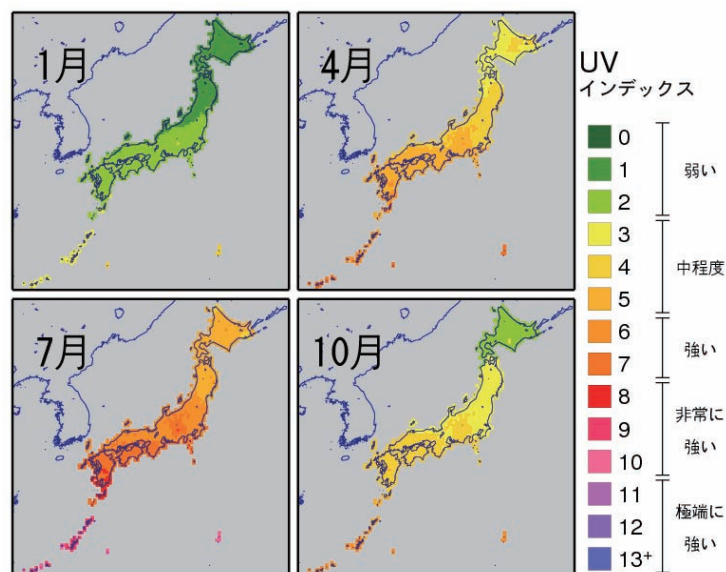


図 V 日本付近の日最大 UV インデックスの月別分布（1997 年から 2008 年までの平均値）

※UV インデックス情報については P107 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とモリーナ博士によって、人工化学物質であるクロロフルオロカーボン（CFC）が成層圏のオゾン層を破壊することが初めて明らかになり、人や生態系に影響が生じう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、明確な期限を定めて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）」を 1988 年に制定して、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・使用合理化指針の公表等を行っています。

同法第 22 条において、環境大臣は、オゾン層の状況及び大気中における特定物質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、2010 年度（平成 22 年度）における特定物質によるオゾン層の破壊の状況、大気中の特定物質の濃度変化の状況等に関する監視結果をとりまとめたものです。

本報告書の作成に当たりましては、当省に設置しました成層圏オゾン層保護に関する検討会科学分科会及び環境影響分科会の指導を仰ぎました。また、気象庁からは、観測結果の提供等多大の協力をいただくとともに、「オゾン層観測報告：2010」から一部引用させていただきました。御指導、御協力をいただきました検討会委員の皆様、関係者の皆様に深く感謝申し上げます。

また、本報告書では、モントリオール議定書締約国会合の専門家諮問機関である科学評価パネル（SAP）及び環境影響評価パネル（EEAP）から本年 1 月に発表された評価報告書（アセスメントレポート：2010）に掲載された新たな知見の導入に努めており、成層圏オゾン層と気候変化の相互作用などに関する新たな成果についても触れています。

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

平成 23 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アジア大気汚染研究センター所長
	秋吉 英治	国立環境研究所地球環境研究センター主任研究員
	今村 隆史	国立環境研究所環境計測研究センターセンター長
	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
	上窪 哲郎	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
	小川 利紘	東京大学名誉教授
	近藤 豊	東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻 地球惑星システム科学講座教授
	塩谷 雅人	京都大学生存圏研究所教授
	中根 英昭	国立環境研究所審議役
	林田 佐智子	奈良女子大学理学部教授
	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副所長・教授

環境影響分科会

座長	小野 雅司	国立環境研究所環境健康研究センター フェロー
委員	市橋 正光	神戸大学名誉教授
	今村 隆史	国立環境研究所環境計測研究センターセンター長
	上窪 哲郎	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	中央大学客員教授
	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. 地球規模のオゾン層の状況	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	27
3-3. 我が国におけるオゾン層の状況	29
4. オゾン層の将来予測	35
4-1. CFC、ハロン等オゾン層破壊物質濃度とその推移	35
4-1-1. 対流圏でのオゾン層破壊物質濃度の推移	35
4-1-2. 成層圏でのオゾン層破壊物質濃度の推移	37
4-2. 温室効果気体濃度の増加とオゾン層への影響	38
4-2-1. 温室効果気体濃度の推移	38
4-2-2. 成層圏での温室効果気体濃度の増加とオゾン層	39
4-3. 化学気候モデルを用いたオゾン層の将来変化予測	40
4-4. オゾン層破壊と気候変化の相互作用	43
参考資料	45
参考資料1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅	45
参考資料2. オゾン層観測手法の種類	51
参考資料3. オゾン層の観測ネットワーク	54
参考資料4. オゾンデータの管理・公表	55
参考資料5. 2010年の月平均オゾン全量と偏差(%)の地球規模の分布	56
参考資料6. 1979~2010年の南半球の月平均オゾン全量分布(10月)	58
参考資料7. 地上観測による南極域でのオゾン全量推移	60
参考資料8. 国内3地点のオゾン分圧・偏差の高度分布(2010年)	61
参考資料9. 成層圏数値モデルー化学気候モデルと化学輸送モデル	62
第2部 特定物質等の大気中濃度	65
1. オゾン層破壊物質の種類と特性	67
2. 特定物質等の観測状況	69
3. 特定物質等の大気中濃度の監視結果	70
3-1. 特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の状況	70
3-1-1. 環境省による観測結果	70
3-1-2. 気象庁による観測結果	77
3-1-3. 大学・国際機関による観測結果	78
3-2. 日本の都市域における大気中濃度の状況	82

4. 特定物質の大気中濃度の将来予測	86
参考資料	88
参考資料 1. 特定物質の特徴と用途	88
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	92
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	96
参考資料 4. 都道府県・政令指定都市のオゾン層破壊物質の観測状況	99
参考資料 5. 北半球中緯度・南極の特定物質等の濃度（経年変化）	100
参考資料 6. 成層圏における特定物質の分布状況	102
 第 3 部 太陽紫外線の状況	103
1. 太陽紫外線の概要	105
1－1. 太陽紫外線の概要	105
1－2. 紫外線の指標	105
1－3. 紫外線量の変動要因	109
2. 太陽紫外線の観測の状況	114
2－1. 太陽紫外線の観測手法	114
2－2. 紫外線観測状況	114
3. 太陽紫外線の監視結果	116
3－1. 世界の太陽紫外線の状況	116
3－2. 南極域の太陽紫外線の状況	121
3－3. 我が国の太陽紫外線の状況	123
4. 太陽紫外線の将来予測	125
参考資料	126
参考資料 1. 紫外線による人の健康への影響	126
参考資料 2. 紫外線による陸域生態系への影響	131
参考資料 3. 紫外線による水圏生態系への影響	133
参考資料 4. 紫外線による材料の損傷	136
参考資料 5. オゾン層破壊によるその他の影響	137
 第 4 部 巻末資料	143
1. オゾン層保護対策	145
1－1. オゾン層破壊物質等の概要	145
1－2. オゾン層保護対策の経緯	148
1－3. 国際的なオゾン層保護対策	151
1－4. 我が国におけるオゾン層保護対策	156
1－5. オゾン層保護対策の効果	169
2. WMO 科学評価パネル報告書要旨（2010 年）	173
3. UNEP 環境影響評価パネル報告書要旨（2010 年）	187
4. 参考文献	195
5. 英略語一覧	198

概要

1. オゾン層の状況

■地球規模のオゾン層の状況（P12～）

地球規模のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少したが、1990 年代後半以降はほとんど変化がないか、わずかな増加がみられる（北半球中緯度のオゾン全量については 1998 年以降有意に増加している）。ただし、オゾン全量は現在も減少した状態が続いており、1979 年を基準とすると、2010 年のオゾン全量は、世界平均で約 2.1 ±0.1%少ない。

2010 年の世界のオゾン全量の分布を、長期的なオゾン全量の減少がみられなくなった近年（1997～2006 年の平均値）の分布と比較すると、2.5%を超える正ならびに負の偏差を示す地域があることが認められた。特に北半球中高緯度で 1997～2006 年の平均値からの偏差（%）が+2.5%を上回ったところが多く、中には+5.0%を上回った地域もあった。ただし、これらの増加はオゾン層破壊物質の減少によるものではなく、大気循環の変動による一時的な増加と考えられる。

■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 年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降では拡大傾向はみられなくなったものの、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。

2010 年のオゾンホールの最大の面積は 2,190 万 km²であり、1990 年以降で年最大面積は 3 番目に小さかった。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℃以下）の面積が、7 月中旬から 8 月中旬にかけて過去の平均より小さくなったため、この時期とその後の南極域上空でのオゾン層の破壊が少なかったと考えられる。

■日本上空のオゾン層の状況（P29～）

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、札幌とつくばにおいて主に 1980 年代を中心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。

2010 年の日本上空のオゾン全量は、1994～2008 年の平均値と比べると、札幌では 1～2 月と 4～6 月に、つくばでは 4～7 月と 9 月に、那覇では 5 月と 11 月に多かった。特につくばと那覇の 5 月は、その月として観測開始以来最多となった。

■オゾン層の将来予測（P35～）

モントリール議定書の科学評価パネル報告書に報告されている数値モデル予測の多くの結果は、オゾン層の回復時期は南北両半球で異なり、南半球の回復は北半球に比べてやや遅れると予想している。オゾン全量が 1960 年レベルまで回復する時期は、北半球では中・高緯度域で 2030 年頃、また南半球中緯度では 2055 年頃と予測されている。一方、南極域の回復はほかの領域よりも遅く、1960 年レベルに戻るのには 21 世紀末になると予測されている。また数値モデル予測からは、オゾン層の回復に温室効果気体の増加ならびに気候変化が影響を与えることが示唆された。

2. 特定物質等の大気中濃度

■特定物質等の大気中バックグラウンド濃度の状況（P70～）

北半球中緯度域の平均的な状況を代表するような国内の観測地点（北海道内など）において、それまで増加し続けてきた特定物質（オゾン層保護法に基づき生産等が規制されているフロン等）のうち、CFC-12の大気中濃度は1990年代後半以降ほぼ横ばいであったが2006年頃から減少し始めている。CFC-11、CFC-113、四塩化炭素の大気中濃度は約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いる。特にHFC-134aの増加率は約7%/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（P82～）

日本の都市域の例として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、これらの物質が現在も多方面で利用されていることや過去に製造・充填された機器装置等から大気中に放出されていること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（P86～）

オゾン層を破壊するCFCの生産と消費は、モントリオール議定書に基づいて既に全世界で全廃されたが、大気中寿命が非常に長いため、今後、CFCの大気中濃度は極めてゆるやかに減少していくと予測されている。一方、CFCと比べるとオゾン層破壊係数の小さいHCFCについては、同議定書の規制スケジュールに従って生産・消費の削減が進められている途中段階にあり、HCFCの大気中濃度は引き続き増加するが、今後20～30年でピークに達し、その後減少すると予測されている。

■特定物質の大気中濃度とオゾン層（P35～）

特定物質の大気中濃度は、1990年代半ばにピークに達し、その後緩やかに減少しつつあるが、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（P105～）

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し、光老化や皮膚がんの増加、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。

■日本国内の紫外線量の経年変化（P123～）

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。国内の紫外線観測地点（札幌・つくば・那覇）の紫外線量について 1990 年代初めからの経年変化をみると、3 地点とも増加傾向がみられるが、統計的に有意に増加しているのは札幌のみである。この傾向は、上空のオゾン量の変化に関連するものではなく、雲量やエアロゾル量の変動によるものと考えられるが、紫外線量の増加に対してそれぞれの程度寄与があるのかは定量的には明らかではない。

■南極域における紫外線の状況（P121～）

南極昭和基地における 2010 年の紅斑紫外線量は、オゾンホール最盛期から消滅期である 9～12 月で、1994～2008 年の平均値並であった。オゾン全量は、2010 年 10 月下旬から 12 月上旬にかけて平均値よりも少ない時期があった。この影響により、紅斑紫外線量日積算値は、10 月下旬～12 月上旬まで平均値より多い時期があった。

■太陽紫外線の将来予測（P125～）

オゾン層破壊の影響のみを考えた場合、紫外線量は現在も高い状況が続いていると思われる。雲量やエアロゾルの効果が現在と変わらないとすると、オゾン層の回復に伴って、北半球中高緯度では 2020 年代には 1980 年以前の紫外線量に戻ると予測されている。南半球で紫外線量が 1980 年以前のレベルに戻るのには北半球よりやや遅れ、更に南半球高緯度では今世紀半ばになると予想されている。なお、今後の紫外線量の変化予測には大きな不確実性がある。

第 1 部 オゾン層の状況

1. オゾン層の形成と分布・その変動

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ェルター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（P45）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。

オゾンの地球規模の分布

オゾン量は、太陽紫外線照射量や大気中輸送量の違いによって、緯度・経度や季節による違いがある。低緯度上空の成層圏では、太陽紫外線の豊富な照射によりオゾンが多く生成される。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*の地球規模の分布を図1-1-1に示す。オゾン全量は赤道域では少なく、南北両半球とも中・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。

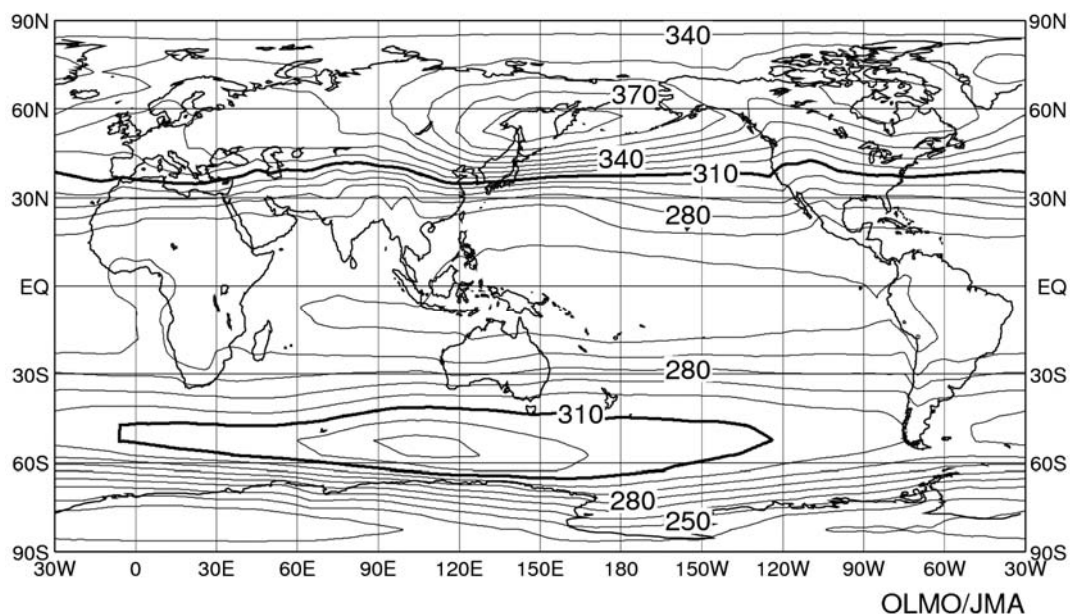


図 1-1-1 世界の年平均オゾン全量（1997～2006 年の平均値）

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

* 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 $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ （ミリ・アトモスフェア・センチメートル）又はDU（Dobson Unit; ドブソン単位）と称している。地球全体の代表的なオゾン全量は $300 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ であるから、代表的なオゾン層の厚みは3mm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8km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

東西方向に平均したオゾン全量の1997～2006年の平均値の季節変動を図1-1-2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に最も活発となるためと理解されている。

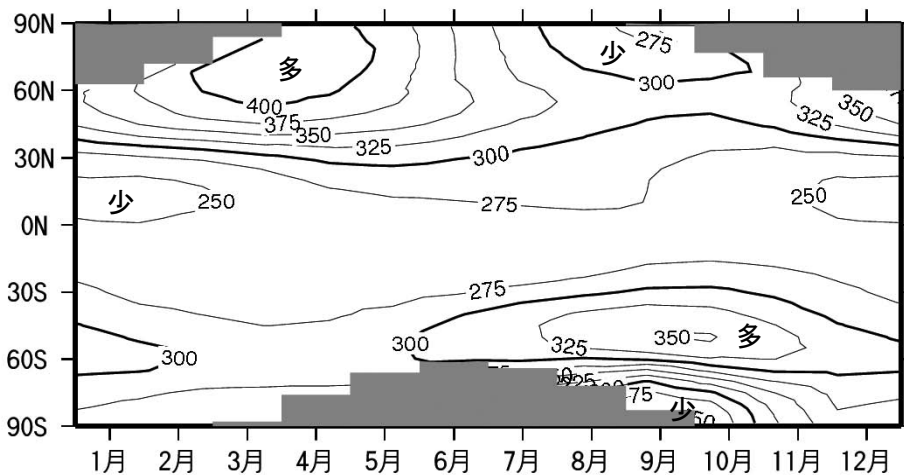


図 1-1-2 オゾン全量（1997～2006 年の平均値）の季節変動

単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 、等値線間隔は $25\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 。NASA 提供の衛星データ（TOMS 及び OMI データ）をもとに作成。図中、極域での等値線のない点域があるのは、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:2010 より

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の間で世界平均のオゾン量は2～3%変動することがわかっている。また、上中部成層圏で吸収される太陽紫外線エネルギーの増加は成層圏気温の上昇をもたらすので、これによって成層圏大気の大循環場の変動が起こり、下部成層圏でもオゾン輸送の変動を通じてオゾン濃度が変動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地球規模で変動することがわかっており、赤道上空で東風の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（P43 参照）。

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、自然界の大气供給源に加えて、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。

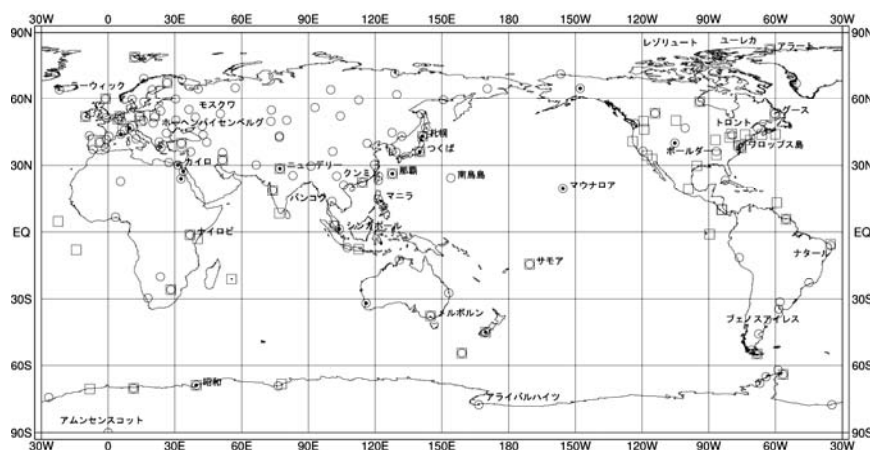


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2006-2010 年)

全量観測は 147 地点（○印）、反転観測は 16 地点（●印）、オゾンゾンデ観測は 69 地点（□印）。
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

衛星観測体制

人工衛星搭載センサーによる観測は、同一の測定器で地球全体を広くカバーし、地上観測だけではカバーできない広い海洋上や内陸地のデータが取得でき、これまで世界各国の衛星・測定器で観測が行われてきた。環境省では、衛星搭載センサー ILAS 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最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補正を行っている。

3. オゾン層の監視結果

3-1. 地球規模のオゾン層の状況

(a) 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、太陽黒点活動の変動（約 11 年ごと）、準 2 年周期振動（QBO）及び大規模火山噴煙による影響を取り除き、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。なお、このトレンドには未知の要因に由来する変動が含まれている。このため、さらに統計的な処理を行い、EESC の変化曲線を当てはめることで、オゾン層の経年変化のうちオゾン層破壊物質の影響による変化成分を取り出したのが図 1-3-1 の太線である（この手法を「EESC フィッティング」と呼ぶ）。図からわかるように、地上観測によるオゾン全量は EESC フィッティング曲線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。

トレンドの評価方法およびその留意点

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（図 1-3-1 の Y_{1979} ）と 1989 年の値（ Y_{1989} ）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（図 1-3-1 の①の線の傾きに相当）。また、フィッティング曲線上の 2010 年の値（ Y_{2010} ）と 1979 年の値（ Y_{1979} ）との差を百分率（ $(Y_{2010} - Y_{1979}) / Y_{1979} \times 100 (\%)$ ）することで、1979 年を基準とした 2010 年の変化の割合（%）の評価も行っている。なお、本報告書では、観測値をある期間の平均値などの基準となる値と比較する際、その差を百分率で示す場合には「偏差（%）」として表している。

* 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。

1998 年以降のトレンドについては、EESC フィッティングではなく、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。

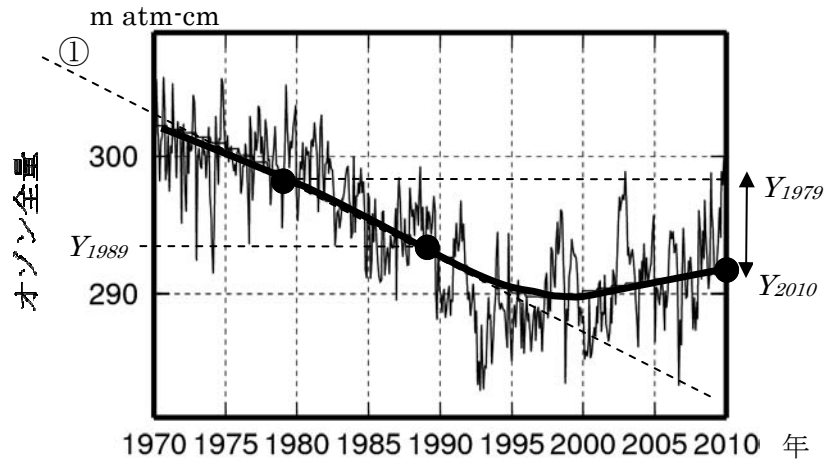


図 1-3-1 EESC フィッティングによるトレンド解析

自然変動要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値と EESC フィッティング曲線を模式的に示したもの。●は EESC フィッティング曲線状の値を示している。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

(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偏差(%) (1970～1980 年の平均値を基準とする) の経年変化を図 1-3-2 に示す。オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて地球規模（北緯 70 度～南緯 70 度）で大きく減少しており、1980 年代のオゾン全量の減少率を求めると、世界平均では $1.9 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球では $1.5 \pm 0.2\%/10$ 年、南半球では $2.2 \pm 0.2\%/10$ 年であった。一方、1990 年代後半以降のオゾン全量には、ほとんど変化がないかわずかな増加がみられる。2010 年現在のオゾン全量は、1979 年に比べて世界平均で $2.1 \pm 0.1\%$ 減少している。

この 1990 年代前半までの減少傾向は、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のはげしい発達は、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。一方、1990 年代後半以降ではオゾン全量にほとんど変化が無いかわずかな増加が認められることについては、オゾン層破壊物質の緩やかな減少に関係していると思われるが、大気循環の変化も影響しているとする研究も報告されている。(WMO, 2011、Hadjinicolaou et al., 2005)

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相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。また 2010 年の北半球のオゾン全量偏

差（％）に数％の増加が見られるが、これはオゾン層破壊物質の減少によるものではなく、大気循環の変動による短期的な増加と考えられる。

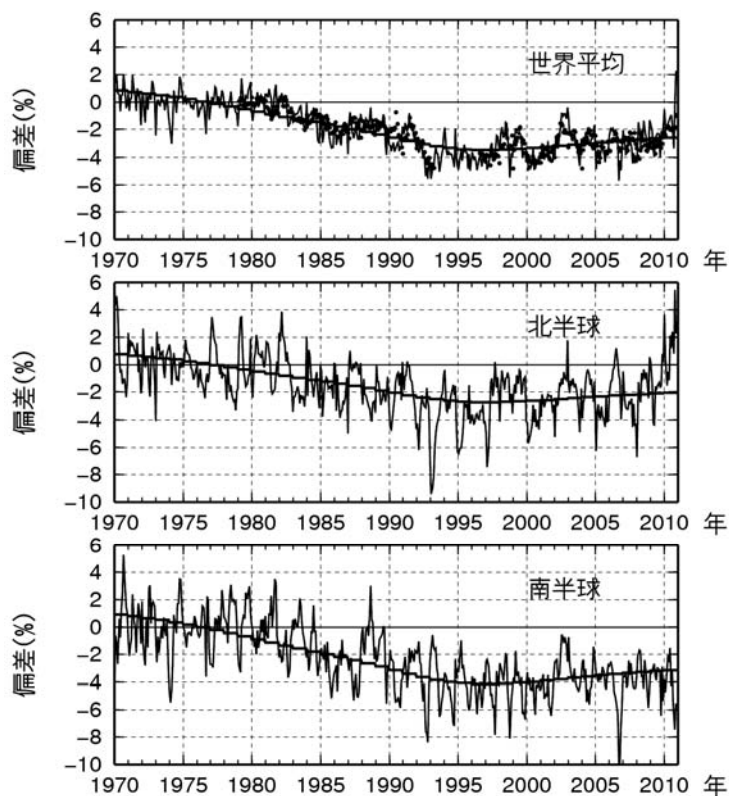


図 1-3-2 世界のオゾン全量偏差（％）の経年変化

実線は世界の地上観測によるオゾン全量偏差（％）。滑らかな実線はEESCフィッティング曲線。上段から世界全体（●印は北緯70度～南緯70度で平均した衛星観測データ）、北半球、南半球のオゾン全量の変化の割合を示す。比較の基準は1970～1980年の平均値。世界の地上観測点数は62地点。北半球は53地点、南半球9地点。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(c) オゾン全量トレンドの分布及び季節変動

オゾン全量トレンドの地球規模の分布

観測されたデータによる2010年の緯度帯別オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）を図1-3-3に示す。地上観測（左図○印）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（左図●印）でも低緯度を除き有意な減少がみられ、減少の割合は高緯度ほど大きくなっている。特に南半球高緯度では約10％減少している。

一方、1998年以降のオゾン全量（右図）は、南半球の中高緯度では地上観測で増加傾向がみられる。一方、北緯35度付近の北半球中緯度では、衛星観測で有意な増加傾向がみられるが、地上観測ではばらつきが多く増加傾向がはっきりしない。北半球中緯度の1998年以降の有意な増加傾向には、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、塩素量の減少だけがオゾン全量の増加傾向の原因であると結論することはできない。

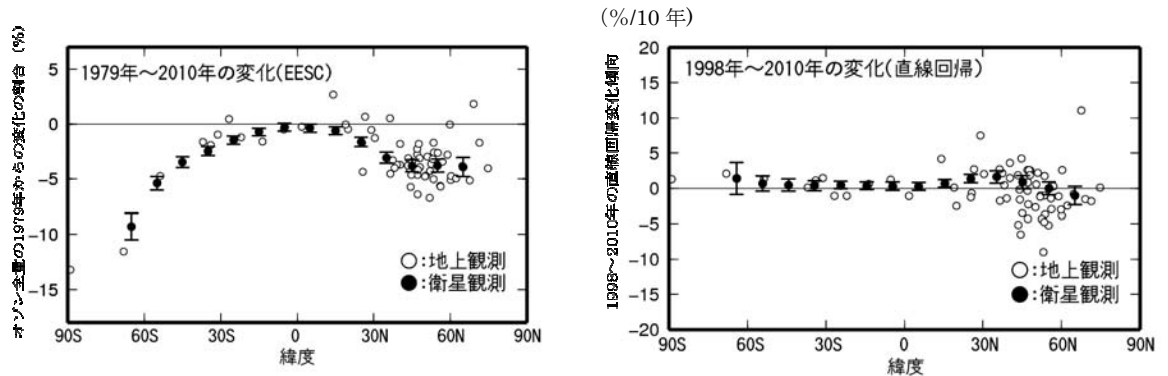


図 1-3-3 オゾン全量緯度別トレンド

オゾン全量の長期変化傾向を示す。左図では、観測点毎の地上観測データ（○印）、緯度帯毎の衛星観測データ（●印）をプロットしている。2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）でありEESCフィッティングを用いて求めた。右図は地上観測データ（○印）と衛星観測データ（●印）の1998～2010年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（％/10年）。左図と右図の衛星観測データの縦線は95％信頼区間の範囲。世界の観測地点（62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:2010より

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地球規模の分布を示すため、1979年を基準とした2010年オゾン全量の変化の割合（％）の地球規模の分布を図1-3-4に示す。緯度帯による違いが大きい、同じ緯度帯でも東西方向の位置によって異なっている。北半球ではヨーロッパから西シベリア上空にかけてとカナダ上空で減少が大きい。南半球では南極大陸周辺の大西洋からインド洋の上空にかけて減少が大きく、オーストラリア南方から南太平洋上空では小さい。季節毎にみると、両半球とも春季（北半球3～5月、南半球9～11月）で減少が大きい。

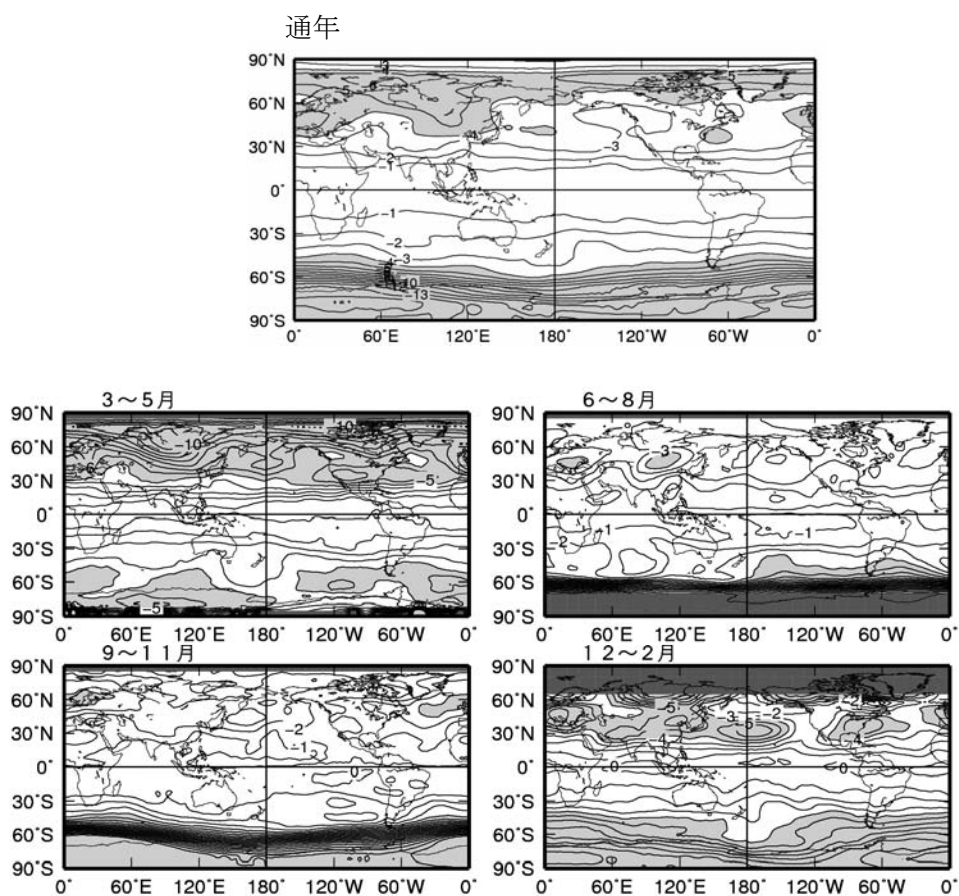


図 1-3-4 オゾン全量の 1979 年に対する変化の割合（％）の地球規模の分布（通年、季節別）
 2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）の分布。EESCフィッティングにより求めたもの。上段：通年、中段左：3～5月、中段右：6～8月、下段左：9～11月、下段右：12～2月。等値線間隔は1％。薄い陰影部は変化の割合（％）が-4％を下回る領域。濃い陰影部は欠測域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があり欠測となっている。NASA提供の衛星観測データから作成。 ※通年の図については口絵III参照。
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、2010年の緯度別・月別オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）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月にオゾン全量の減少の割合が大きい。

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（P49参照）。

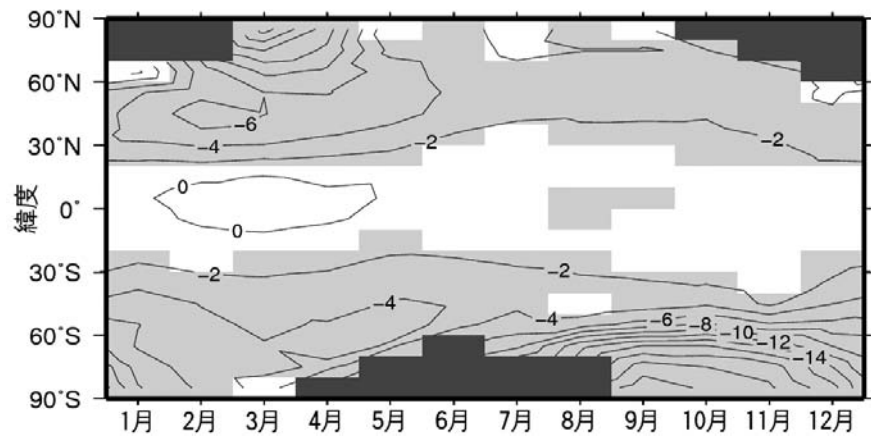


図 1-3-5 緯度別・月別オゾン全量の 1979 年からの変化の割合（％）

2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）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提供の衛星観測データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(d) オゾンの高度別分布のトレンド

オゾンの高度分布のトレンド(地球規模)

オゾンの鉛直分布のトレンドをみるため、2010年のオゾン量の1979年からの変化の割合（％）を緯度高度別に示したものを図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。

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（P45）参照のこと）。

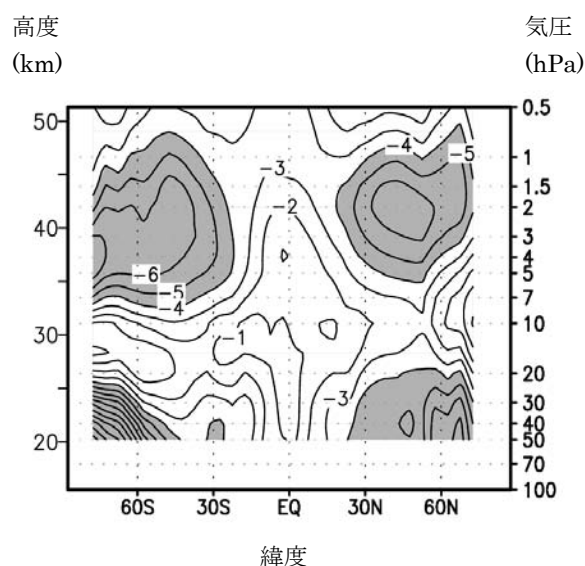


図 1-3-6 オゾン量の 1979 年からの変化の割合 (%) の緯度・高度分布

2010年オゾン量の1979年からの変化の割合 (%)。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%を下回る領域。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:2010より

(e) 2010 年のオゾン全量の状況

世界のオゾン全量偏差(%)の分布(2010 年)

2010年の世界のオゾン全量偏差 (%) の分布を図1-3-7に示す。2010年の世界の年平均オゾン全量の分布を、長期的な減少がみられなくなった近年 (1997~2006年の平均値) の分布と比較すると、北半球では平均値を上回った地域が多かった。特に北緯30度以北で平均値からの偏差 (%) が2.5%を上回ったところが多く、一部で5.0%を上回った。一方、南半球では、南極大陸周辺の大西洋・太平洋付近の上空で1997~2006年の平均値からの偏差 (%) が2.5%を上回ったところが見られる一方で、南インド洋や南極大陸では平均値からの偏差 (%) が-2.5%を下回るオゾン全量の少ない地域もみられた。なお、1997~2006年の平均値に比べて2010年のオゾン全量の分布で、2.5%を超える偏差 (%) がみられる領域が多かった (特に北半球の中高緯度の広い範囲で2.5%を超える正の偏差 (%) がみられた) のは、オゾン層破壊物質の減少によるものではなく、大気循環の変動による一時的な変化と考えられる。

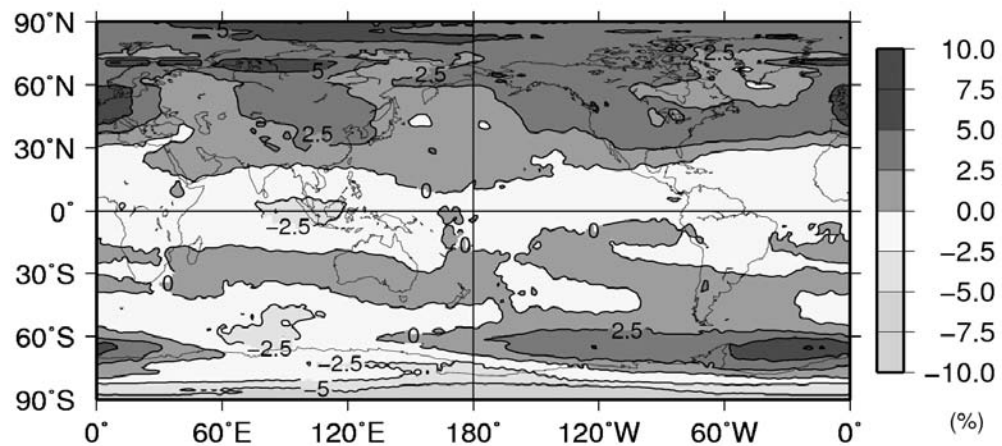


図 1-3-7 世界のオゾン全量偏差（％）の年平均分布図（2010 年）

月平均オゾン全量偏差（％）の2010年平均分布。等値線間隔は2.5％。1997～2006年の平均値を比較の基準とした。北緯60度以北の1月と11、12月及び南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測できない時期があるため省いて年平均を計算した。NASA提供の衛星観測データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

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 2010 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、オゾン欠損量（破壊量）の極値及びオゾンホール消滅日（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）の経年変化を図 1-3-8 に示す。南極オゾンホールの規模は 1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大したが、1990 年代後半以降は、年々変動による増減はあるものの、長期的な拡大傾向はみられなくなった。しかし、オゾンホールの規模は依然として大きい状態が続いている。

2010 年のオゾンホールの最大面積は、過去 10 年間（2000 年以降）では 2002 年に次いで小さかった。大規模なオゾンホールが連続して発生するようになった 1990 年以降でも、1990 年、2002 年に続いて 3 番目に小さかった。2010 年のオゾン欠損量の最大値は、1990 年以降では 4 番目に小さかった。ただし、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。

オゾンホール消滅日は、1990 年頃まで年々遅くなる傾向があった。1990 年代半ば以降は 2002 年に早く（11 月中）消滅した他は、12 月に消滅することが多く、2010 年の消滅日は 12 月 22 日と遅かった。

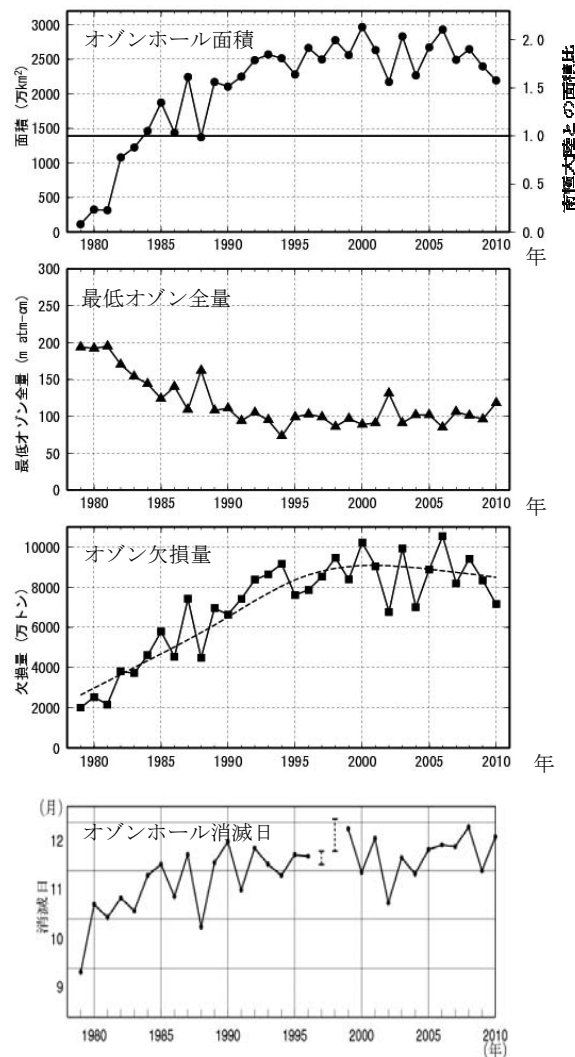


図 1-3-8 オゾンホールの規模及び消滅日の経年変化（1979～2010 年）

1979～2010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、220m atm cm以下の領域が消滅した時期の変化。いずれの図もNASA提供の衛星データをもとに作成。欠損量の図の点線は、EESC フィッティング曲線を示す。1995年は、オゾンホールの消滅日についてはSBUV/2を、それ以外の図はTOVSの高分解能赤外放射計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:2010より

（参考） 南極オゾンホールの規模の定義

オゾンホールの規模の目安として、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（オゾン全量の地球規模の平均値）に回復させるために必要なオゾンの質量

月平均オゾン全量の経年変化(昭和基地上空)

オゾンホール縁辺となることが多い南極昭和基地における春～秋季にかけての月平均オゾン全量の経年変化を図1-3-9に示す。オゾンホールの時期にあたる9月から12月のオゾン全量が、1980年頃から長期的に減少している。2010年のオゾンホール時期のオゾン全量は、1990年代半ば以降の平均とほぼ同程度であった。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。

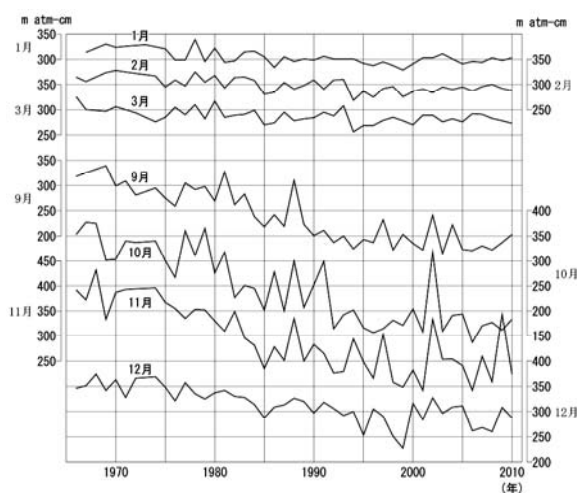


図 1-3-9 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年 1～3 月、9～12 月）

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010 より

(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1-3-10に示す。

2010年のオゾン分圧の1979年からの変化の割合（％）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。

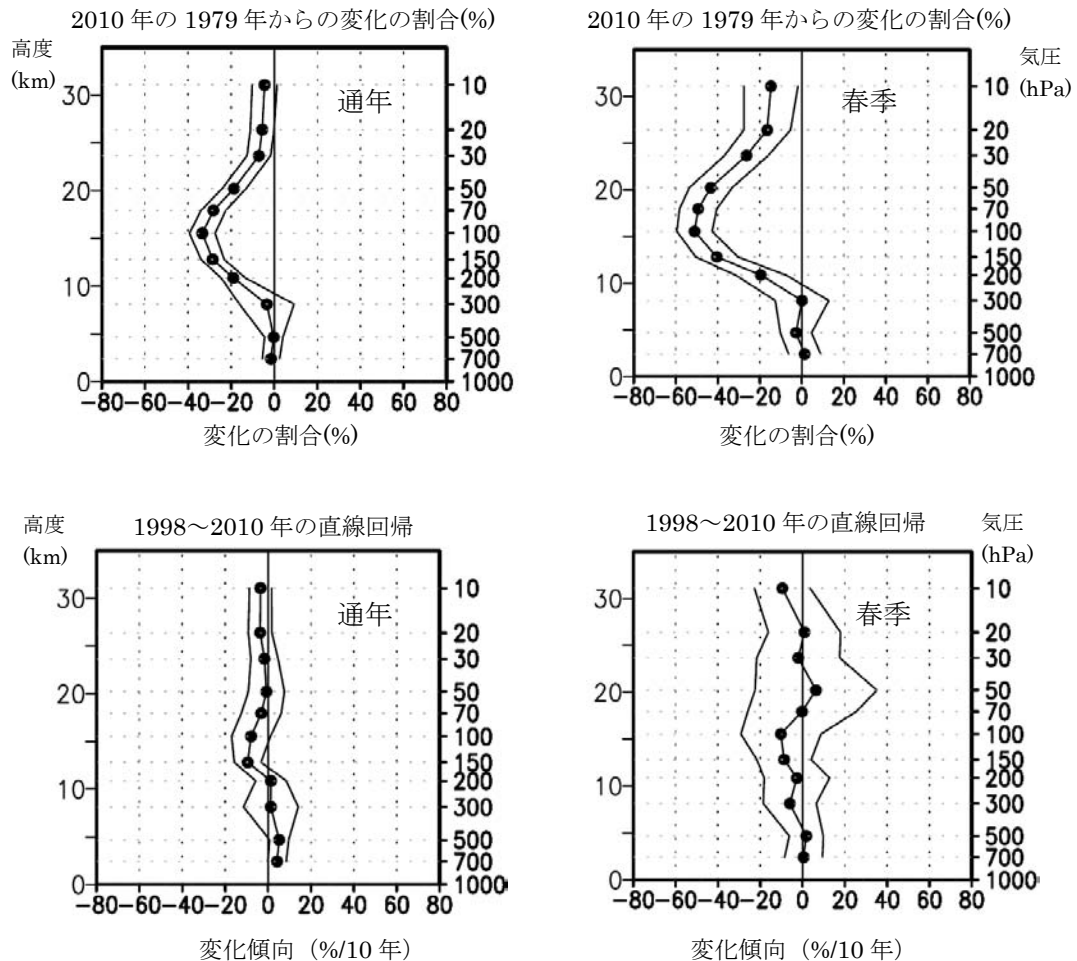


図 1-3-10 南極昭和基地におけるオゾン分圧のトレンドの高度分布

●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 2010 年のオゾン分圧の 1979 年からの変化の割合 (%)。下段は、1998 年以降 2010 年までのデータを用い、直線回帰で求めた変化傾向 (%/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 (通年) は月別値から、右が春季 (9～11 月) の値から求めた変化傾向。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2010 より

(c) 2010 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 2010 年オゾンホールの規模の推移を図 1-3-11 に示す。

2010 年のオゾンホールは、8 月に発生したが例年よりも拡大が遅く、9 月中旬までは過去 10 年間の最小規模で推移した。最低オゾン全量も、この期間では過去 10 年間の最大に近い値で推移した。9 月下旬にはオゾンホールはピークを迎え、面積は 9 月 25 日に年最大となる 2,190 万 km²、オゾン欠損量は 9 月 29 日に年最大となる 7,160 万トン、最低オゾン全量は 10 月 1 日に年最低値である 118 m atm・cm となった。10～11 月にかけてのオゾンホールの規模の

縮小は例年に比べて緩やかであったため、12月初めには過去の同期間と比べ大規模となった。その後、急速に規模が縮小し12月22日にオゾンホールは消滅した。

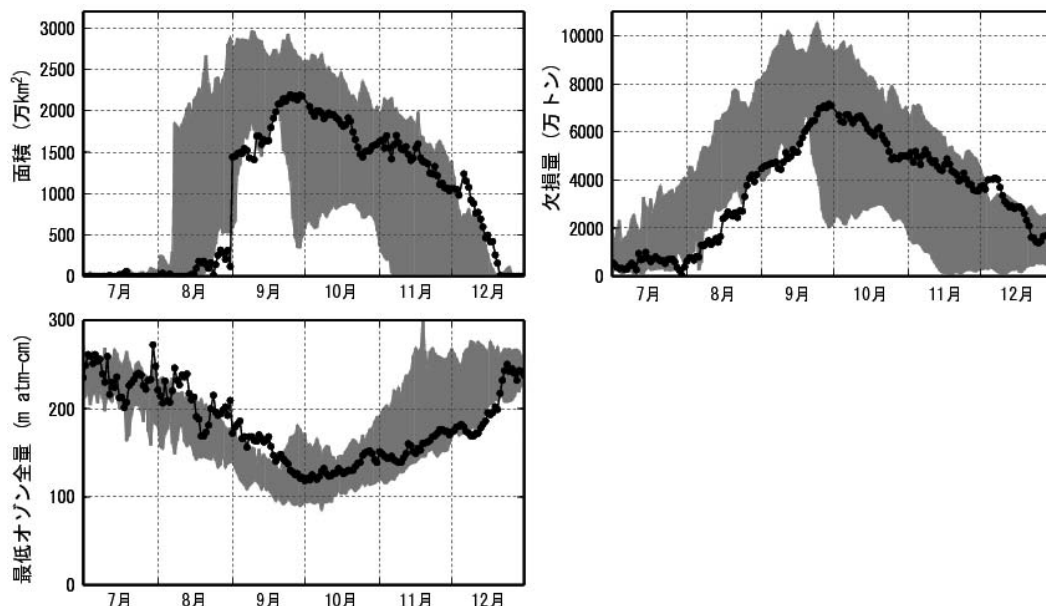


図 1-3-11 オゾンホールの規模の推移（2010 年 7 月～2010 年 12 月）

●印は2010年の日々のオゾンホールの規模。陰影部の上端と下端2000～2009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:2010より

月平均オゾン全量・日別オゾン全量（南極昭和基地の地上観測）

昭和基地上空の月平均オゾン全量を図1-3-12に示す。2010年は、1994～2008年の平均値と比較すると、すべての月で平均値算出期間の標準偏差以内であった。

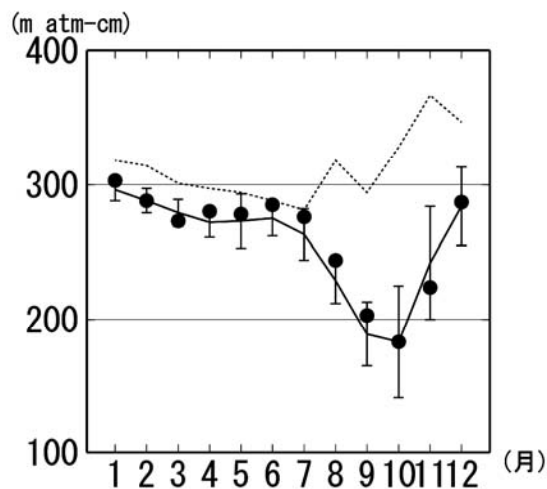


図 1-3-12 南極昭和基地における月平均オゾン全量（2010 年）

●印は2010年の月平均値。点線はオゾンホールが出現する以前の1961～1980年の平均値。折線（実線）は1994～2008年の平均値で、縦線はその標準偏差である。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変動を図1-3-13に示す。

9 月から 10 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 4 日には 2010 年の最低値である 145m atm-cm を記録した。11 月以降は 220m atm-cm を上回るようになった。12 月 7 日以降は 300m atm-cm 程度で推移した。

11 月以降のオゾン全量が多くなった原因は、昭和基地がオゾンホールの外側のオゾン全量の多い領域に入ったことに対応している。

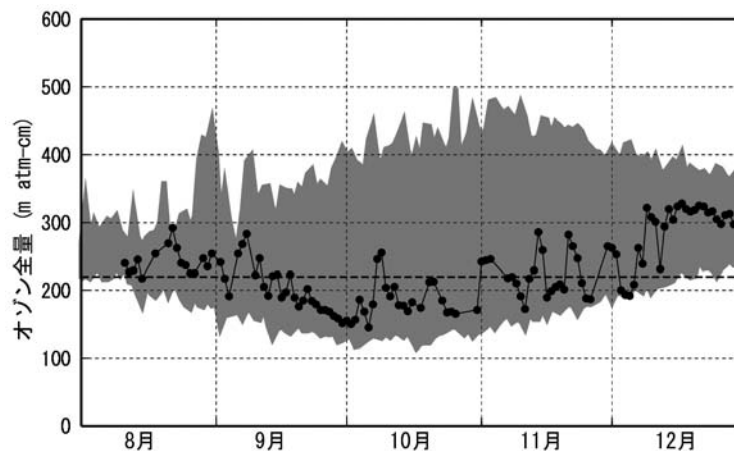


図 1-3-13 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2010 年 8 月～2010 年 12 月）

●は2010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。横破線はオゾンホールを目安である220m atm-cmの値。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

2010 年のオゾンホールが比較的小規模であった要因

2010 年のオゾンホールは、1990 年以降で年最大面積が 3 番目に小さく、年最大オゾン欠損量は 4 番目に小さかった。この理由としては、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、7 月中旬から 8 月中旬にかけて過去の平均より小さくなったため、この時期とその後の南極域上空でのオゾン層の破壊が少なかったと考えられる。一方、11～12 月中旬までは、オゾンホールの規模は過去の同時期よりも大きく推移した。これは、南極域上空の成層圏の気温は既に春に向かって -50°C 程度に達していたが、この時期の過去の平均より低く、南極上空の極渦は例年より強い状態で維持されたことから、オゾンホール周囲のオゾン濃度の高い空気塊との混合が例年と比べ不活発であったためと考えられる。

（参考） 南極域上空の最低気温等の推移（2010 年）

オゾンホール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1-3-14に、2010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。2010年の南極域の30hPaの日最低気温は、5月から -78°C 以下となり、5月から7月中旬まではほぼ平均程度で推移した。7月中旬から気温が上昇し、7月下旬から8月上旬にかけて平均より高かった。その後、9月中旬に平均より高くなったが、11月からは平均を下回り、12月半ば頃には過去の最低値を下回った。12月下旬には気温が上昇し平均程度に戻った。 -78°C 以下の面積の推移をみると、6月から7月上旬までは平均程度で推移していたが、7月中旬に面積が急速に縮小し8月中旬までは平均より小さくなった。7月下旬は過去の最小値を下回った。9月初めに一時的に平均程度に戻ったが、その後9月中旬にかけて平均より小さくなった。

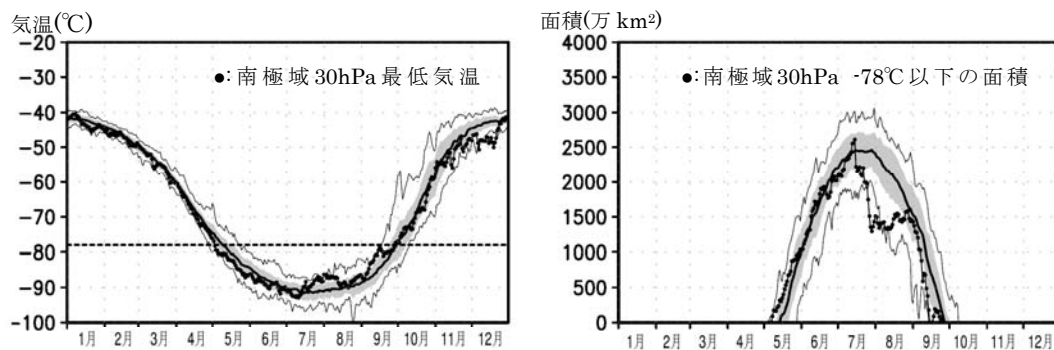


図 1-3-14 南極域上空の下部成層圏の最低気温（左）及び気温が -78°C 以下の領域の面積（右）の推移（2010 年 1 月～2010 年 12 月）

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2010年の値を示す。陰影中の実線は1979～2009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:2010

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 2010 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経年変化

北半球高緯度域のオゾン層の状況をみるために、北半球高緯度域の3月の月平均オゾン全量偏差を図1-3-15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19年のうち14回現れており、北半球高緯度域でのオゾン全量は1990年以前に比べ顕著に減少する年が多い。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EESC（P12脚注参照）に対応して世界的に長期的に変化しているとともに、北極域上空の極渦の状態など気象条件に対応しても変動している。北半球では、気象条件によるオゾン全量の年々変動が大きいいため、長期的な変化傾向は見えにくくなっている。

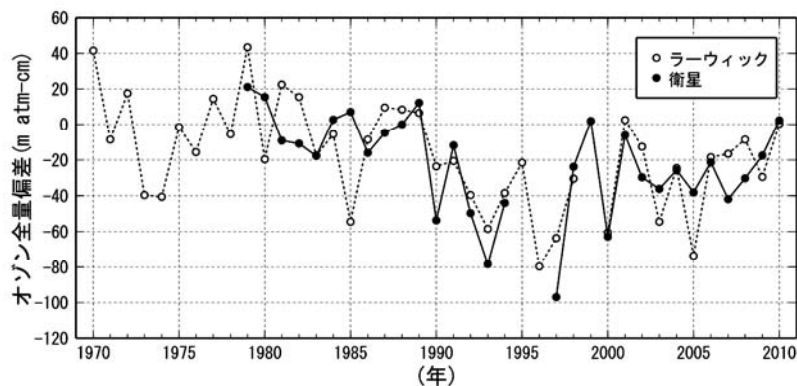


図 1-3-15 北半球高緯度域の 3 月のオゾン全量偏差の経年変化

●印はNASA提供の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（1979～1989年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータがない。○印は、ラーウィック（英国、北緯60度、西経1度）の3月の平均オゾン全量の1979～1989年の平均値からの偏差を示す。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(b) 2010 年の北半球高緯度域のオゾン層の状況

衛星観測によれば、2010年2月のオゾン全量は、カナダ北東部付近上空で1997～2006年の平均値に比べ5%少なかったが、大西洋北部からシベリア上空にかけての領域では10%以上多かった。3月は、シベリア付近を除き正偏差であった。特にグリーンランドからアラス

カ付近上空までの領域で参照値からの偏差が+10%を超えていた。

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。2010年の北極域の下部成層圏の最低気温、及び -78°C 以下の面積の推移を図1-3-16に示す。2010年の北極域の下部成層圏の最低気温の推移をみると、1月に1979～2009年の平均値よりも低く推移した。1月下旬には成層圏突然昇温現象が発生したため気温が上昇し、2月下旬まで継続した。その後、4月から5月上旬にかけては平均よりも低かった。極域成層圏雲出現の目安である -78°C 以下の領域の面積の推移をみると、1月中旬までは一時的に平均より大きかったものの、1月下旬に発生した成層圏突然昇温により急速に減少し、1月末以降にはゼロになっている。このため、晩秋から春季にかけての極域成層圏雲による大規模なオゾン層破壊は起こらなかったと考えられる。

なお、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*。

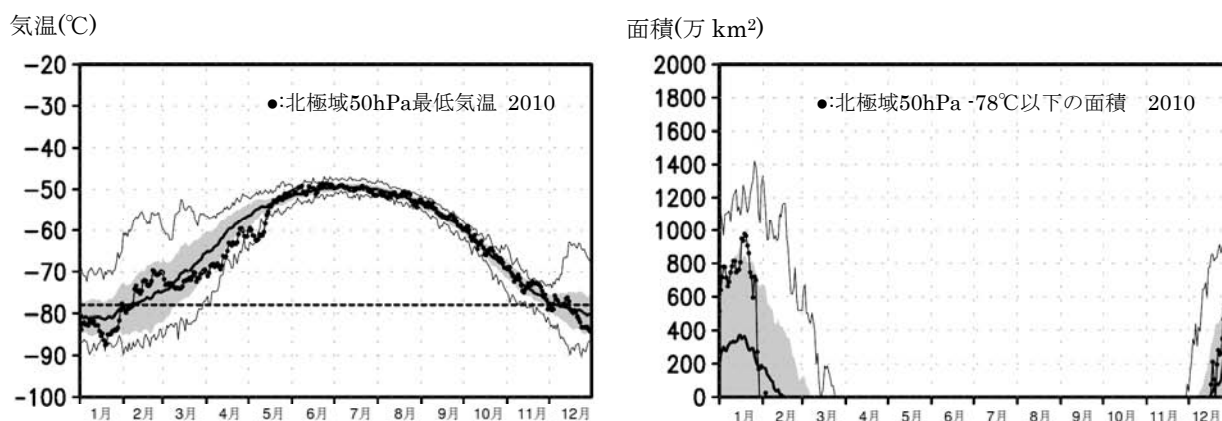


図 1-3-16 北極域上空の下部成層圏の最低気温（左）及び気温が -78°C 以下の領域の面積（右）の推移（2010 年）

北緯60度以上の高度約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°C 以下の領域の面積の推移(右図)。●印は2010年の値を示す。陰影中の実線は1979～2009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:2010より

* 2010 年から 2011 年の冬季では、これまで観測された中では最大規模のオゾン層の破壊が北極からスカンジナビア半島上空にかけての極渦内で観測されたとの報告がある（国立環境研究所の記者発表資料による）。なお、2011 年 3 月下旬から 4 月上旬にかけて北極上空の気温が急速に昇温したため、オゾン層破壊が進む気象条件は解消された。4 月半ばから 5 月初めの一時期に極渦から切離した空気塊が北日本上空を通過したとみられるが、気象庁観測点の UV インデックスへの顕著な影響はみられなかった。

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

オゾン全量の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の経年変化を図1-3-17に示す。なお、この図は3-1(a)で述べた既知の自然要因による変動を除去する処理を行っていない（P12参照）。よって、図に見られるオゾン全量の変化には、太陽活動（約11年周期）や準2年周期振動（QBO）等の自然要因によるオゾン変動の影響が含まれていることに注意する必要がある。日本上空のオゾン全量は、札幌とつくばにおいて主に1980年代を中心に1990年代初めまで減少が進んだ。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。

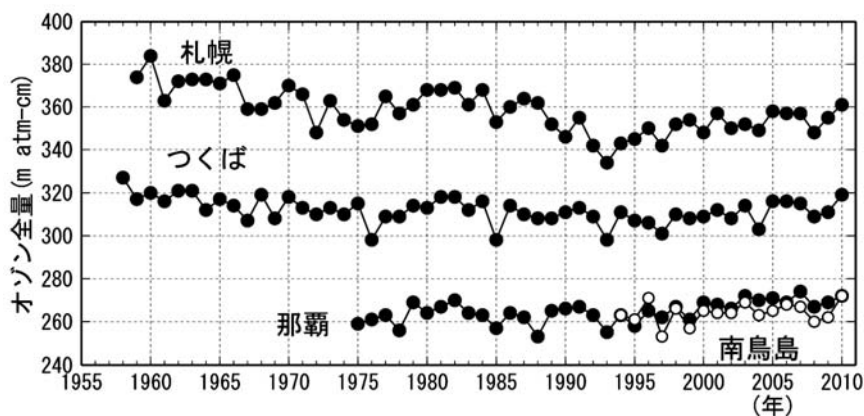


図 1-3-17 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化（1958～2010 年）

札幌、つくば、那覇（以上●印）、南鳥島（○印）におけるオゾン全量の観測開始から2010年までの年平均値の経年変化（ここでは、既知の周期的な自然要因（太陽活動、QBOなど）と相関の高い変動成分を除去していない）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

日本上空のオゾン全量のトレンド

1990年代後半以降に国内の観測地点でのオゾン全量に増加傾向が見られたことから、国内3地点での1998年以降のオゾン全量について通年及び季節のトレンドを算出し、図1-3-18に示す。

1998年以降の変化量をみると、3地点ともに通年で有意な増加がみられた。季節別にみると、札幌の春季、つくばの春季・夏季、那覇の全季節で有意な増加をしており、増加の割合は、春季・夏季の順に大きい。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だけを変化要因とみることとはできない。また、対流圏オゾンも増加傾向にあり**、その寄与の可能性も考えられる。

* オゾン層破壊物質（ODS）の放出量を1980年レベルで一定に保った条件での成層圏モデル計算でも、1990年代半ば以降に北半球中緯度のオゾン量の増加傾向が再現されており、力学的要因の寄与が指摘されている（Hadjinicolaou et al., 2005）。

** 日本の観測地点では近年、春季に対流圏オゾンが増加するという研究がある（Tanimoto, 2009）。

1998～2010 年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(%/10 年)

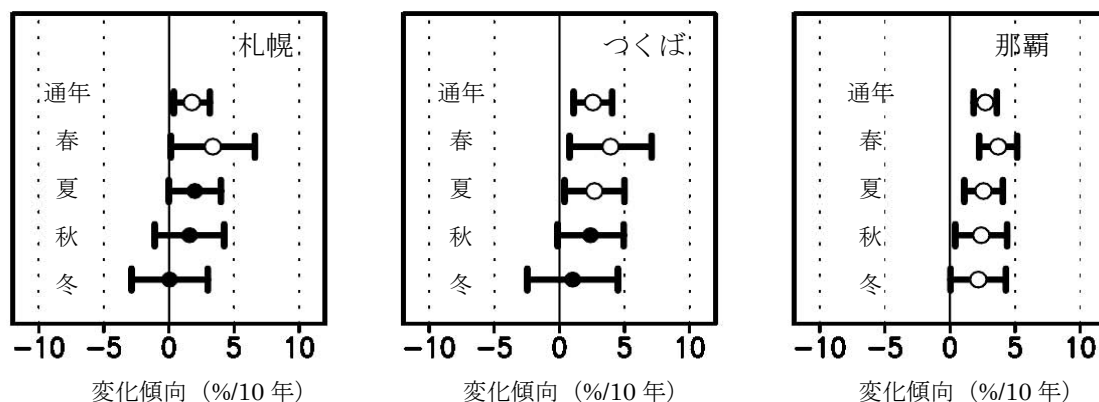


図 1-3-18 日本上空のオゾン全量のトレンド

1998～2010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:2010より

(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

オゾン全量に増加傾向が見られた1990年代後半以降の期間で算出した国内3地点におけるオゾンの高度別トレンドを図1-3-19に示す。

1998 年以降の変化量は、上部成層圏では、札幌の高度 30km 付近、つくばの高度 30km 以上、那覇の高度 35km 付近で増加傾向がみられる。下部成層圏では、那覇の高度 20km 付近以下で概ね約 10%/10 年の増加傾向があり、統計的に有意である。

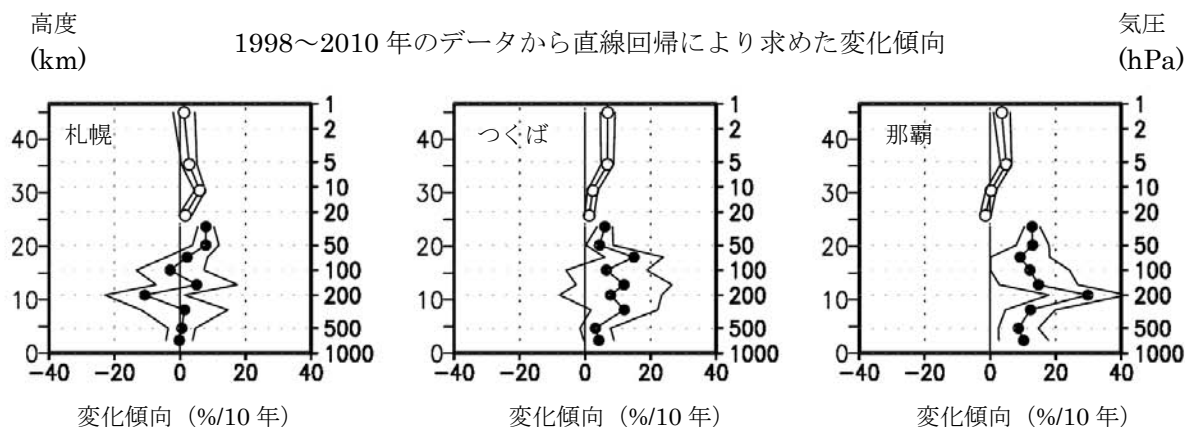


図 1-3-19 日本上空のオゾンの高度別トレンド

1998～2010年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（%/10年）。●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。なお、反転観測の約45kmの○印は、高度40km付近より高い気層について合計した量の変化傾向を表している。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

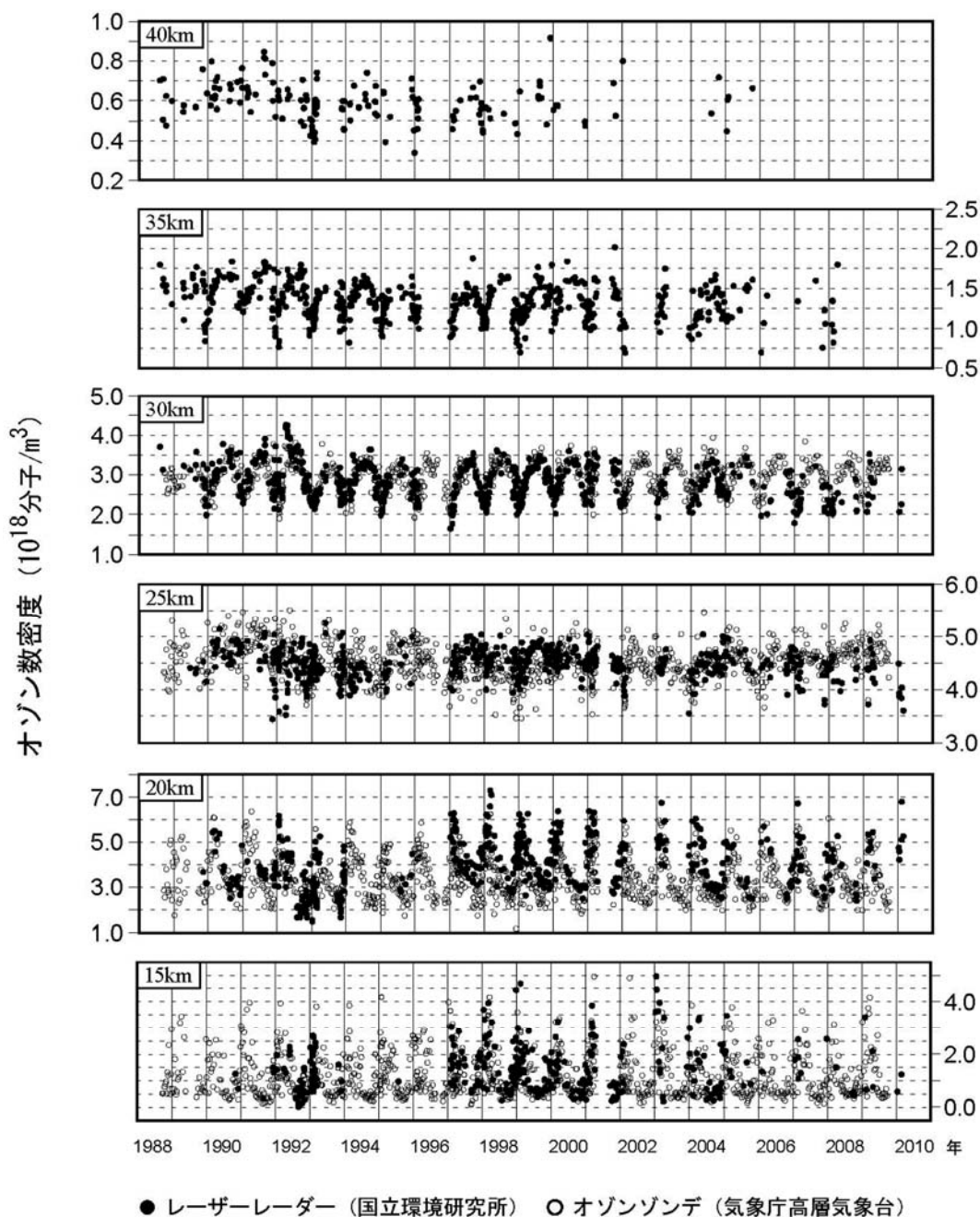
（c）レーザーレーダー観測によるオゾン変動

各高度におけるオゾン変動

図 1-3-20 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 2010 年 3 月までの間の高度毎のオゾン濃度（数密度）変動をプロットしたものである。この図には、気象庁高層気象台においてオゾンゾンデによって観測されたオゾン濃度もあわせて示してあり、両観測データは一致している。

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

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。



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

図 1-3-20 各高度におけるオゾン変動（1988 年 9 月～2010 年 3 月）

国立環境研究所オゾン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、 10^{18} 分子/ m^3 のオゾン数密度は、成層圏の気温条件では約 3mPa のオゾン分圧に相当する。（出典）国立環境研究所地球環境研究センター提供

高度 30-40km におけるオゾントレンド

図 1-3-20 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 1-3-21）。● 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。

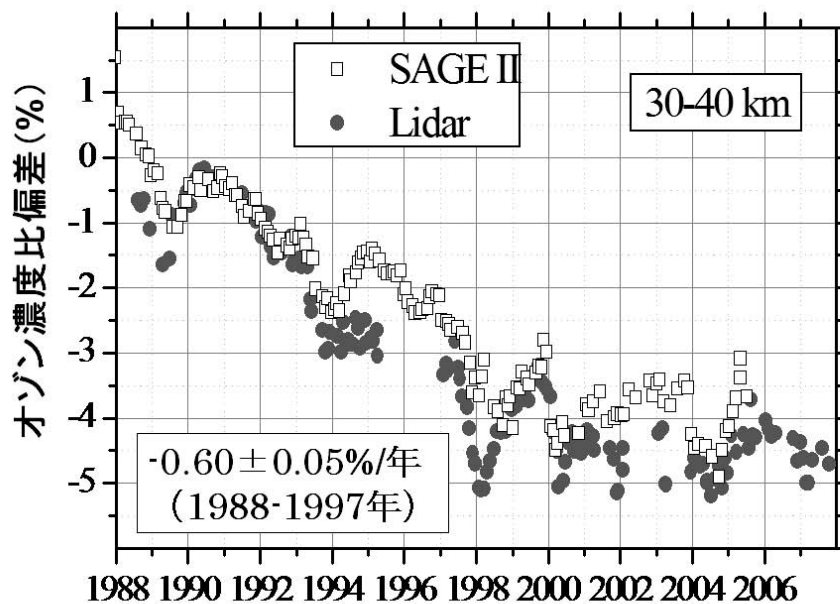


図 1-3-21 高度 30-40km のオゾン濃度比偏差（1988 年～2005 年）

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, Vol. 30, No. 15, 2009.

(d) 2010 年の日本上空のオゾン全量

気象庁で観測しているオゾン全量の2010年における月平均値の推移を図1-3-22に示す。2010年の状況については1994～2008年の平均値からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きい時を「多い」、それより小さい時を「少ない」とした。

1994～2008年の平均値と比べると、2010年のオゾン全量の月平均値は、札幌では1～2月と4～6月に、つくばでは4～7月と9月に、那覇では5月と11月に多かった。特につくばと那覇の5月は、その月として観測開始以来（観測開始：つくば1957年6月、那覇1974年4月）最多となった。

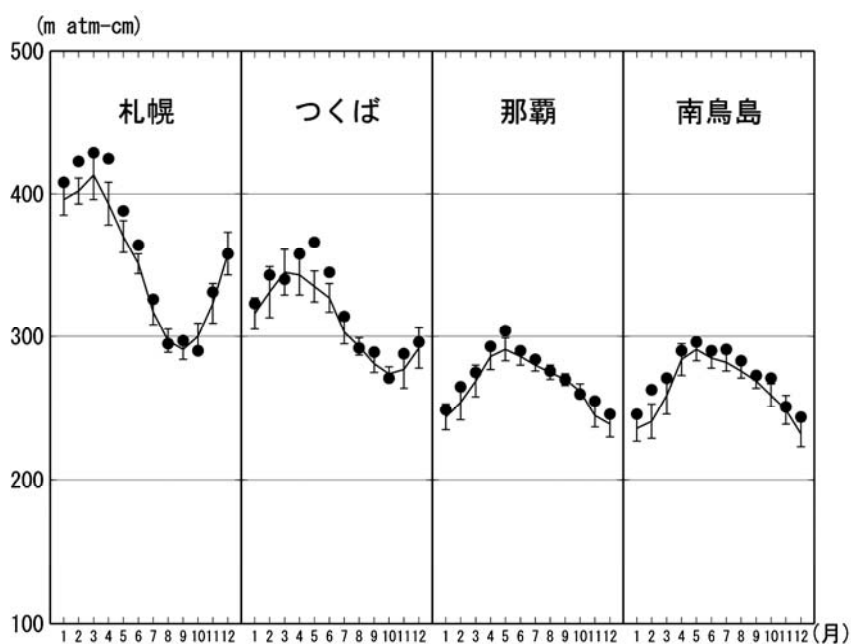


図 1-3-22 2010 年における月平均オゾン全量

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2010年の月平均値。折線（実線）は1994～2008年の平均値。縦線はその標準偏差。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

4. オゾン層の将来予測

4-1. CFC、ハロン等オゾン層破壊物質濃度とその推移

4-1-1. 対流圏でのオゾン層破壊物質濃度の推移

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（オゾン層破壊物質）は、地上で放出された後、対流圏から成層圏に輸送され、主に太陽紫外線によって引き起こされる光化学反応を通して塩素原子や臭素原子又は一酸化塩素・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（ CCl_y 、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 CCl_y に有機臭素濃度 CBry を60倍にした値を加えた総和として示す）では、1990年代半ばにピークを迎えた後、2010年頃までは有機塩素濃度の変化に比べて濃度の減少が緩やかなシナリオになっていることが分かる。これはハロン類の濃度増加が2000年過ぎまで続くと想定しているためである。その後、有機塩素・臭素濃度は有機塩素濃度とほぼ同様の減少傾向を示し、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、ハロン類の大気放出が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の大気中濃度は1990年半ばには減少傾向に転じた（P79の図2-3-10参照）のに対し、主なハロン類の濃度は、ハロン-1211は2005年頃を過ぎて減少傾向に転じたが、ハロン-1301では現時点でも増加傾向が認められている（P80の図2-3-12参照）。

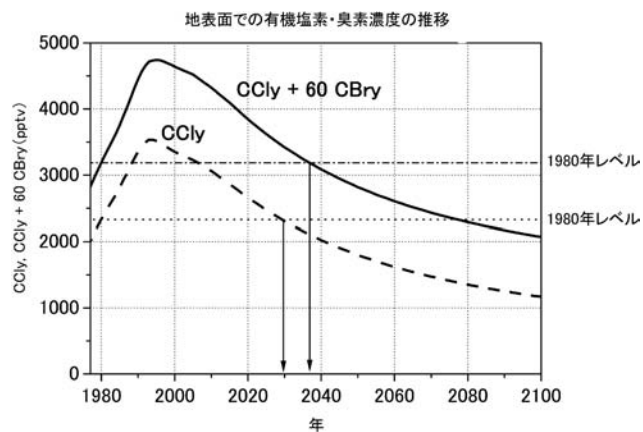


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いた地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ
太い破線はフロンなどの有機塩素（CCly）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率が 60 倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（CCly+60CBry）。細い点線及び一点鎖線は有機塩素及び有機塩素・臭素濃度の 1980 年レベル。（出典）国立環境研究所秋吉英治主任研究員提供

4-1-2. 成層圏でのオゾン層破壊物質濃度の推移

成層圏オゾン層破壊に対する寄与の観点から成層圏に達した塩素・臭素の濃度を表す指標として、等価実効成層圏塩素（EESC。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、成層圏での大気の流れによって、地球規模の平均で3～7年程度かけて成層圏の様々な場所に運ばれる。したがって、成層圏中の塩素・臭素濃度は3～7年程度さかのぼった対流圏濃度を反映することになる。つまり、オゾン層における塩素・臭素濃度が1980年レベルに戻る時期は、地表面における有機塩素・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（最新の WMO の報告では、中緯度では 2046 年頃、極域では 2073 年頃とされている）（WMO, 2011）。

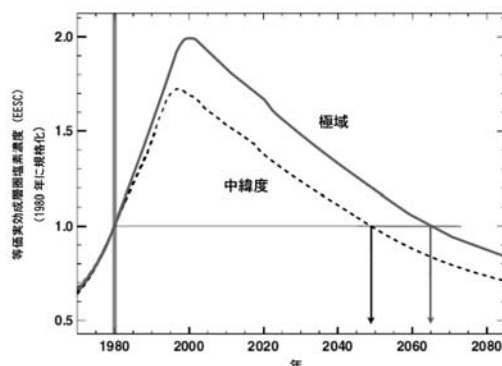


図 1-4-2 中緯度及び極域における等価実効成層圏塩素の推移

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. 温室効果気体濃度の増加とオゾン層への影響

4-2-1. 温室効果気体濃度の推移

オゾン層破壊が塩素・臭素濃度のみで決定されるのであれば、オゾン層の破壊は図 1-4-2 の曲線に対応して、中緯度では 1990 年代後半をピークに、また極域では 2000 年代前半をピークに減少しはじめ、中緯度では 2046 年頃に、また極域では 2073 年頃には 1980 年レベルまでオゾン層が回復することが期待される。しかし、成層圏の大気の組成は、オゾン層破壊物質だけでなく二酸化炭素（CO₂）、メタン（CH₄）、一酸化二窒素（N₂O）などの温室効果気体（GHG）の濃度も 1980 年代に比べて変化している。そこで、WMO 科学評価パネルでは、想定されるオゾン層破壊物質や GHG の濃度変化シナリオの下でオゾン層の将来変化予測が行われた。将来予測には、気候変化を含む成層圏の力学過程、化学過程をモデル化した三次元化学気候モデルが用いられた。モデル予測に使用された有機塩素化合物（CCly）、二酸化炭素（CO₂）、メタン（CH₄）、N₂O（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。

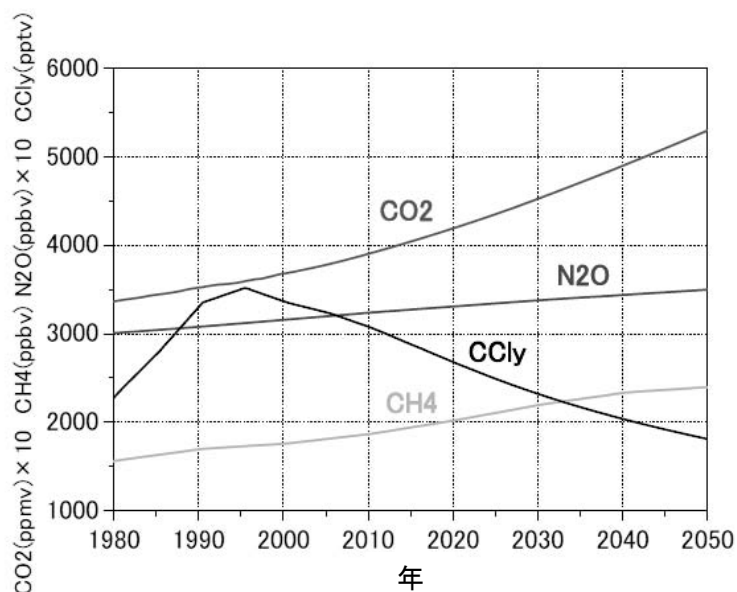


図 1-4-3 成層圏オゾンの長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

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

4-2-2. 成層圏での温室効果気体濃度の増加とオゾン層

対流圏界面より上の成層圏では、オゾンの光化学反応により加熱されるため、高度が高くなるに従い、気温が上昇する。成層圏において GHG は、対流圏とは異なって、赤外線を宇宙に向けて放射することで加熱された成層圏大気を冷却する働きを持っている。GHG の中でも CO_2 は最も濃度が高く、成層圏における CO_2 の増加は成層圏気温の低下に最も大きな影響を及ぼす。成層圏気温の低下は、成層圏（特に上部成層圏）でのオゾン分解反応を減速させ、オゾン濃度の増加をもたらす。一方、極域成層圏では、気温の低下は極域成層圏雲の生成を促すことでオゾン分解反応を加速する可能性がある。なお、 CO_2 以外の GHG である CH_4 や N_2O は CO_2 に比べ濃度が低く、 CH_4 や N_2O の濃度の増減が成層圏気温に与える影響は小さい。しかし、 CH_4 や N_2O は成層圏での光化学反応によって、 HOx や NOx^* の生成に関与する。また CH_4 は、塩素原子を不活性化（塩化水素に変換）する役割も担っている。従って、 CH_4 や N_2O の濃度の増減は、成層圏におけるオゾン分解反応サイクル（ ClOx 、 NOx 、 HOx サイクル**）の効率に影響を及ぼすと考えられている。今後の GHG の排出量の変化がオゾン層に与える影響について、二次元モデルを用いた数値実験からは、北半球中緯度では、 N_2O の増加はオゾン層を破壊する方向に、また CH_4 の増加はオゾン層の回復を早める方向に、更に CO_2 の増加はオゾン層の回復を加速する方向に働くことが示された（Chipperfield と Feng, 2003 および WMO, 2007）。

* HOx や NOx の定義（説明）については、第 1 部参考資料 1（本文 P45）を参照のこと。

** ClOx 、 NOx 及び HOx サイクルについては、同じく第 1 部参考資料 1（本文 P45）を参照のこと。

4-3. 化学気候モデルを用いたオゾン層の将来変化予測

成層圏のオゾン濃度や分布は、着目する領域において化学反応によって生成・消失するオゾン量と、他の領域からその領域に輸送されてくるオゾン量ならびに他の領域に輸送されるオゾン量（オゾンの輸送量）に依存する（1-1、P7 参照）。

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

そこで、成層圏での化学過程（オゾンの生成や消失）、物理過程（オゾンの輸送）、ならびに放射過程（放射を通じた加熱・冷却）の間の相互作用を含んだ「化学気候モデル」（第 1 部参考資料 9（P62）を参照）と呼ばれる数値モデルを用いて、オゾン層の将来変化予測が行われている。

(a) 中低緯度域のオゾン層の予測

中低緯度域（南緯 60° ～北緯 60°）での年平均・緯度平均したオゾン全量の将来予測について、緯度帯（北半球中緯度：北緯 35° ～北緯 60°、南半球中緯度：南緯 35° ～南緯 60°、低緯度：南緯 25° ～北緯 25°）ごとのオゾン全量の推移を図 1-4-4 に示す。

中緯度域のオゾン全量の長期変化には南北両半球で類似の傾向（2000 年過ぎに最も低いレベルに達した後、増加傾向に転じる）がみられる。しかしながら、オゾン全量が 1960 年レベルに回復する時期は半球間で異なっており、北半球では、2030 年頃に、南半球では、2055 年頃と予測されている。オゾン全量が 1960 年レベルに回復する時期が北半球に比べて南半球で遅くなるのは、オゾンが大きく破壊された南極域の成層圏の空気塊が毎年春に南半球中緯度域に移動する影響を受けるためである。なお、南北両半球とも中緯度域でのオゾン全量は 21 世紀後半には 1960 年レベルを超える（超回復する）見通しである。数値モデルから予測される中緯度域でのオゾン全量の超回復は、EESC の減少の影響に加え、GHG（特に CO₂）の増加による成層圏気温の低下（オゾン分解反応の減速）とブリューワ・ドブソン循環（P8 参照）の強化（オゾンを多く含む大気塊の輸送の増加。4-4（a）参照）によるものと考えられている。

一方、低緯度域で予測されるオゾン全量の長期的な変化の様子は、中緯度域と異なっている。すなわち、オゾン全量は 2000 年過ぎに増加傾向に転じ、2060 年頃に 1980 年レベルに回復し最大となるが、その後 21 世紀末まで再び減少すると予測されている。また、低緯度域でのオゾン全量は 21 世紀を通して 1960 年レベルよりも少ないままである。低緯度域で見られる 21 世紀半ば以降のオゾン全量の推移（再減少）は、上部ならびに下部成層圏での異なる振る舞いの結果と考えられている。すなわち、EESC の減少の影響ならびに GHG の増加による成層圏気温の低下（オゾン分解反応の減速）による上部成層圏でのオゾン濃度の増加の影響に対し、GHG の増加に伴ってオゾン濃度の低い対流圏大気の輸

送が強化されることによる下部成層圏でのオゾン濃度の減少の影響が 21 世紀後半には勝るためと考えられている。

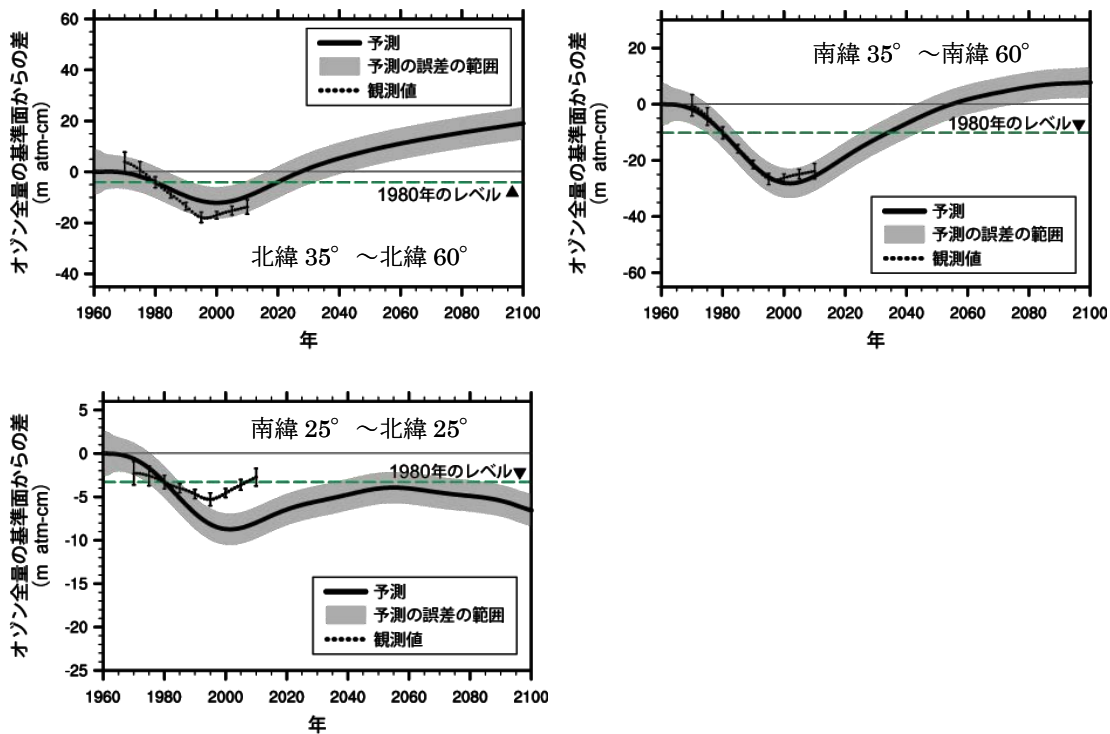


図 1-4-4 中低緯度域におけるオゾン全量の推移予測

1960 年を基準としたオゾン全量の推移の予測。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は 9 つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は 95%信頼区間を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である 1980 年のレベルを示している。

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

(b) 極域オゾン層の予測

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

極域で予測されるオゾン全量の推移の傾向は北極域と南極域で類似しており、中緯度域のオゾン全量の推移と同様、2000年頃に極小を迎えたあとは、増加に転じ、21世紀末まで増加傾向が続くと予想されている。一方、北極域と南極域を比較すると、オゾン全量が1980年レベルに回復する時期や21世紀末のオゾン全量に違いがある。1980年レベルに回復する時期は、北極域では2020年から2035年の間と予測されるのに対し、南極域では21世紀中頃以降と予測されている。また、21世紀末のオゾン全量は、北極域では1960年レベルを超えているのに対し、南極域では1960年とほぼ同じレベルである。この違いは、GHGの増加によって引き起こされるブリューワ・ドブソン循環の強化（4-4（a）参照）に伴う極域へのオゾンの輸送量の違いによるものと考えられている。

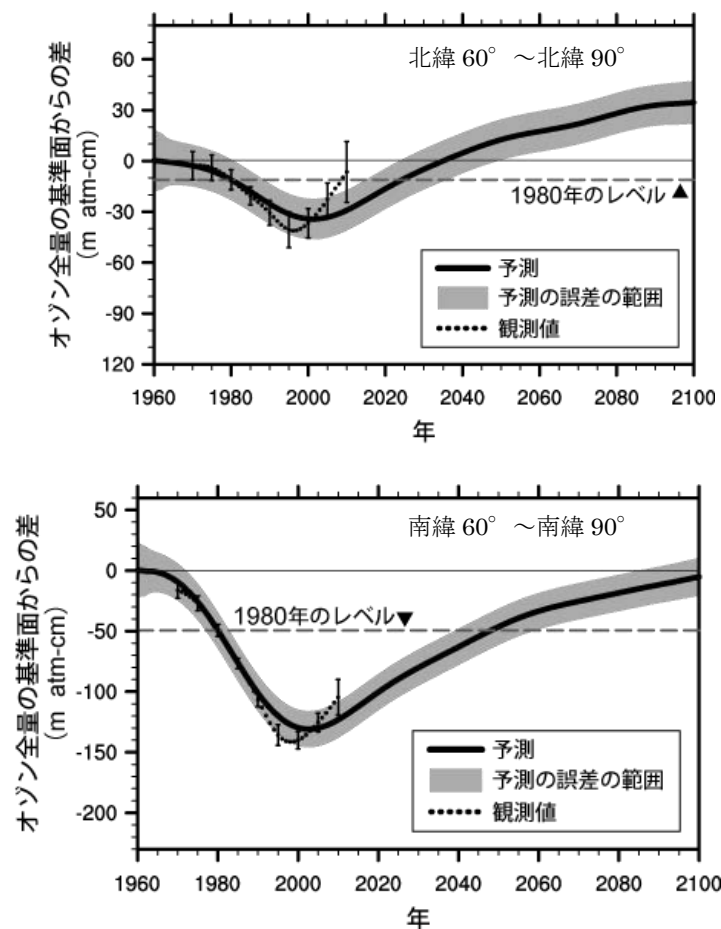


図 1-4-5 北極域及び南極域におけるオゾン全量の推移予測

1960年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。上図は北極域の3月、下図は南極域の10月を示す。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は9つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は95%信頼区間を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である1980年のレベルを示している。

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

4-4. 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は相互（オゾン層変化が気候に、気候変化がオゾン層）に影響を及ぼしあうと考えられる。しかしながら、化学、放射及び大気循環パターンの変化を介して引き起こされるオゾン層破壊と気候変化の相互作用は複雑であり、そのメカニズムはまだ十分に解明されているとは言い難い（WMO, 2011、UNEP-EEAP, 2011）。

(a) 気候変化が成層圏過程に及ぼす影響

水蒸気（ H_2O ）も CO_2 などと同じく、放射を通して成層圏の気温に影響を及ぼす。また同時に、 H_2O は HO_x の生成や極域成層圏雲をはじめとする成層圏エアロゾルの生成にも関与している。そのため、成層圏の水蒸気量の変化は将来のオゾン層の変化を考える上では重要である。近年の下部成層圏での水蒸気量の気球観測からは、北半球中緯度の下部成層圏（ $<30\text{km}$ ）で 1980～2000 年の期間に増加傾向があることが報告されている。なお、1990 年代半ば以降の衛星観測からは、明瞭な増加傾向は認められていない。一方、2000 年から 2001 年にかけて中緯度ならびに熱帯の成層圏での水蒸気量の急激な減少が気球観測ならびに衛星観測によって観測されている。成層圏水蒸気濃度の過去の変動のメカニズムはまだ十分に理解されておらず、将来の気候変化に伴う水蒸気の変化の予測は容易ではない。

GHG の増加は大規模な成層圏大気の循環に影響を与えることが指摘されている。気候モデル*ならびに成層圏化学気候モデル計算からは、GHG の増加によりブリューワ・ドブソン循環（P8 参照）が強まると予測されている。このような循環の強化が起これば、オゾン全量が熱帯で減少し、その他の緯度帯で増加するといった非常に重要な結果をもたらす得る。循環の変化は今後のオゾン層の回復時期に影響を与えることが指摘されているものの、循環強化を引き起こすメカニズムはまだ解明されておらず、循環が強まっているという事実も観測されていない（WMO, 2011、Engel et al., 2009）。

(b) オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響

オゾン層のこれまでの長期的な変化の中で最も顕著な変化は、南極成層圏でのオゾンホール¹の形成である。よって、オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響に関しても南極域で最も顕著な影響が現れる可能性が高い。

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

* IPCC の気候変化アセスメントなどに用いられているモデル。

関係は、化学気候モデルにおいても示されている（Son et al, 2008、 Son et al., 2010）。

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

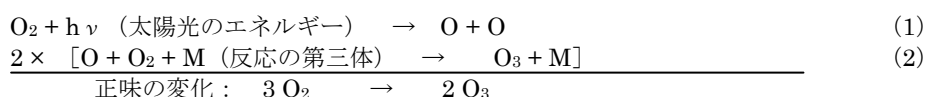
南半球で、オゾン層の変化を介して地表まで達する偏西風の変化は、地表気温や海洋風成循環への直接的な影響をはじめ、様々な形で南半球の気候と関係している可能性がある。

参考資料

参考資料1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅

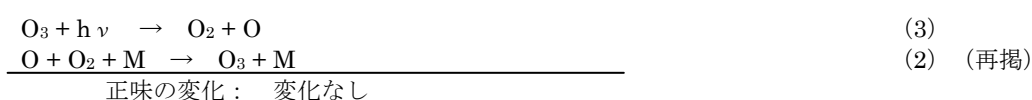
成層圏オゾンの生成・消滅反応

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、生成したオゾンを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。

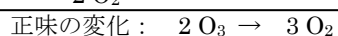
オゾンは太陽の光を吸収して解離し、酸素原子を生成する (反応 (3)) *。オゾンの光解離によって生成した酸素原子は直ちに反応 (2) によってオゾンを再生するので、反応 (3) と (2) では正味の化学変化 (オゾンの生成・消滅) は起こらない。酸素分子の光解離 (反応 (1)) によって酸素原子が生成した場合は、正味としてオゾンの生成をもたらすのと、対照的である。



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) によってオゾンを再生するが、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。

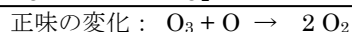


反応 (3) と (4) の正味の化学変化は、反応 (1) と (2) による正味の化学変化（オゾンの生成）のちょうど逆の変化になっている。

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

* 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。

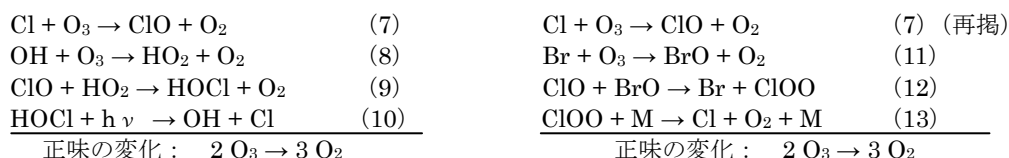
** 「CFC によるオゾン破壊」として表現されるが、CFC が直接オゾンと反応してオゾンを分解する訳ではない。CFC は Cl 原子を成層圏に運ぶ「運び屋」の役割を担っている。オゾン分解は、太陽紫外線による CFC の光分解反応ならびにその後続の化学反応によって遊離した Cl 原子によって引き起こされる。

*** CFC の光化学反応では、Cl 原子だけでなく、F 原子も生成する。しかし、 FO_x の効率は極めて悪く、オゾン分解には寄与しない。これは、F 原子が生成しても、 CH_4 や H_2O との反応によって容易に HF に変換され、再び F 原子に活性化されることはないことに起因している。Cl 原子の場合は、HCl に貯留された Cl 原子が反応 (16) によって再生されるのと対照的である。

**** 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。

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。

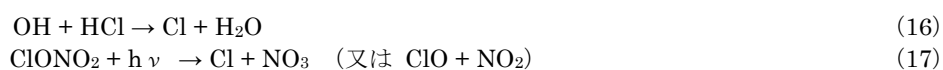


HO_2 や BrO は極微量な活性種ではあるものの、下部成層圏におけるそれらの濃度は酸素原子の濃度に比べると高く、そのため ClO とは異なる反応サイクルに属するとされていた HO_2 や BrO との相互反応を含む上記のオゾン分解反応サイクルが有効となる。

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。



* 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。

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。

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

* 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。

** 一酸化二窒素(N₂O)については、最近の研究(Ravishankara ら, 2009)において、オゾン層破壊係数(ODP) (ODPについては本文 P68 を参照) が0.017と見積もられている。なお、N₂Oは現在、モントリオール議定書の対象外であり、オゾン層保護法による規制を受けていないが、京都議定書の温室効果ガスとして地球温暖化対策推進法による排出抑制の対象となっている。

*** 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。

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。

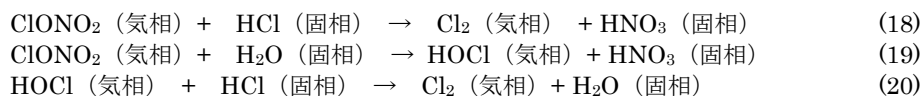
対流圏から成層圏に物質が輸送されるのと同様に、成層圏から対流圏にも物質が輸送される。成層圏に輸送されたソースガスから生成した塩素、臭素、窒素、水素の原子は、貯留成分として、成層圏内を輸送され、最終的には対流圏に戻ってくる。先にも述べたとおり、貯留成分は氷や液滴の水となじみやすいため、雨に溶けて最終的には大気から除去される。

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 (HNO_3) 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 $\text{ClO}-\text{BrO}$ 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°C 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°C 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、ブリュワー分光光度計、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（吸収測定法）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に加え、日本の測器としてSMILES、また後者には、同じく日本の測器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に加え、日本の測器として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。

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日頃に気象庁ホームページ地球環境のデータバンクの「オゾン層・紫外線のデータ」(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/info_ozone.html)の中で各地のオゾン全量の経過等について公表される。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DVD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・紫外線資料センター(WOUDC)に送付され、地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5. 2010年の月平均オゾン全量と偏差(%)の地球規模の分布

月平均オゾン全量・偏差(%)の地球規模の分布図を以下に示す(図1-資-1、図1-資-2)。月平均オゾン全量(左図)の等値線間隔は30 m atm-cm、偏差(%) (右図)については5%である。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域を示す。NASA 提供の衛星データをもとに気象庁が作成した。右図の点域は1997~2006年の平均値より少ない領域を表している。

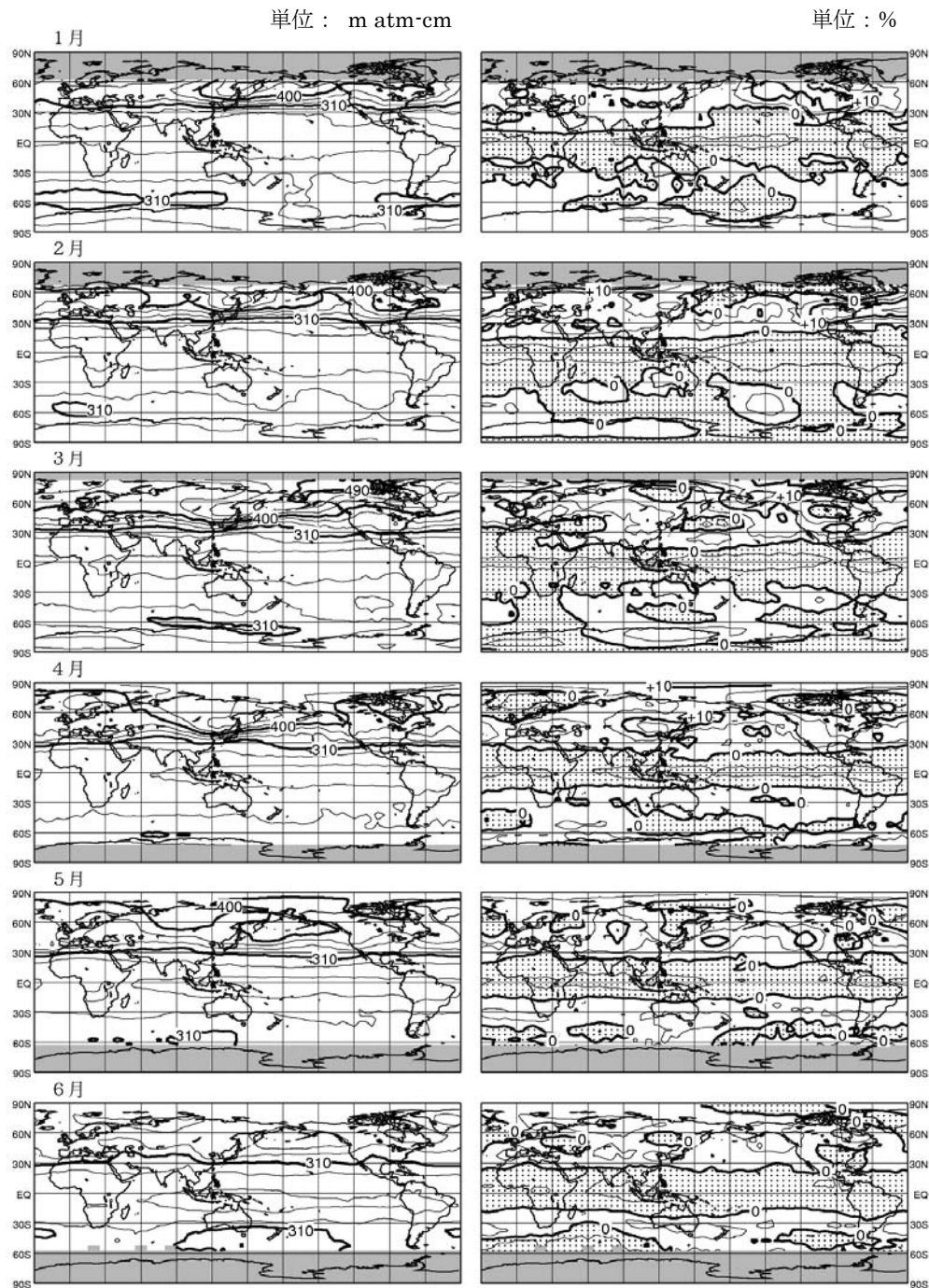


図1-資-1 月平均オゾン全量・偏差(%)の地球規模の分布図(2010年1-6月)

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

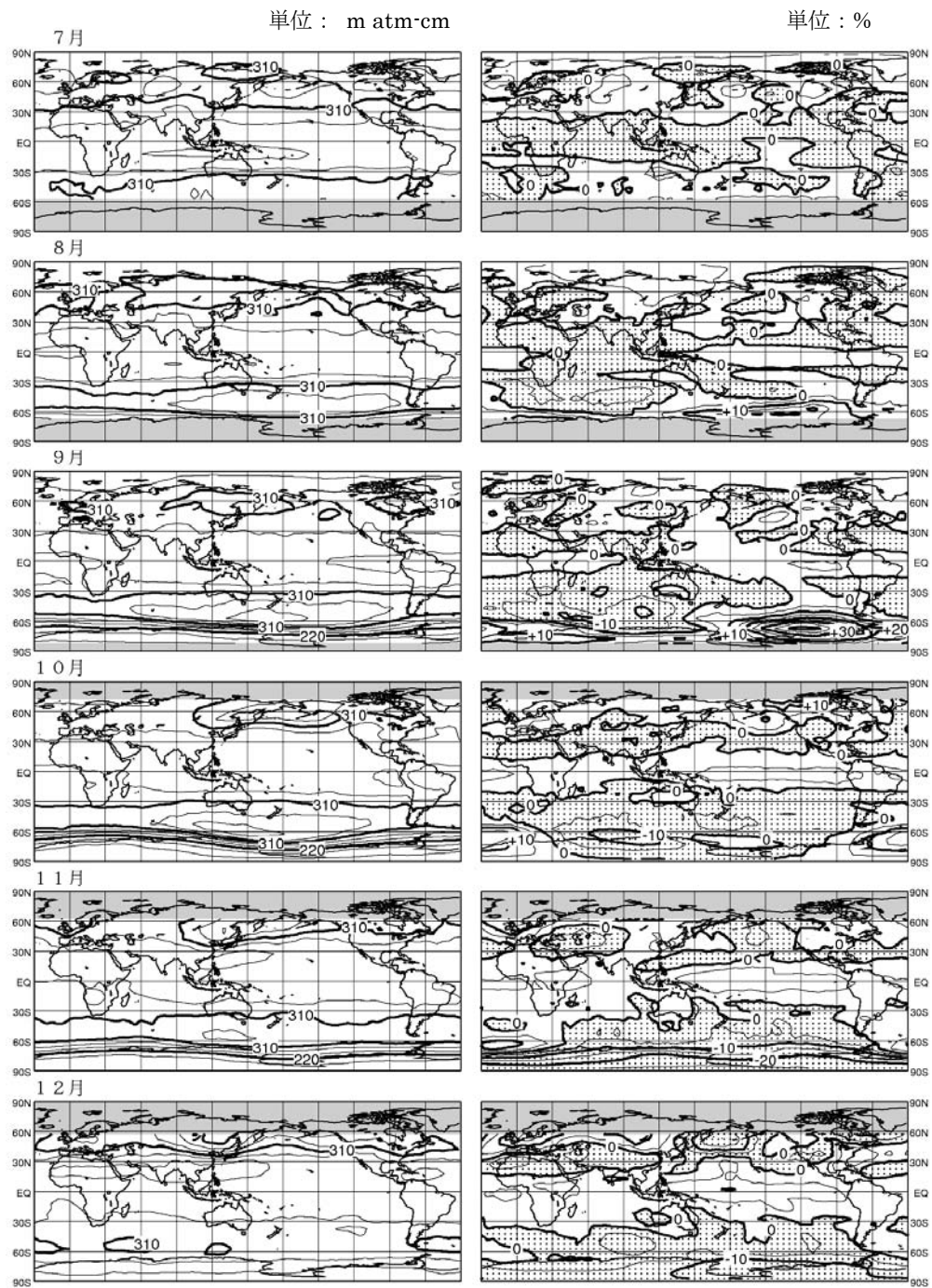


図1-資-2 月平均オゾン全量・偏差(%)の地球規模の分布図(2010年7-12月)
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

参考資料6. 1979～2010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。

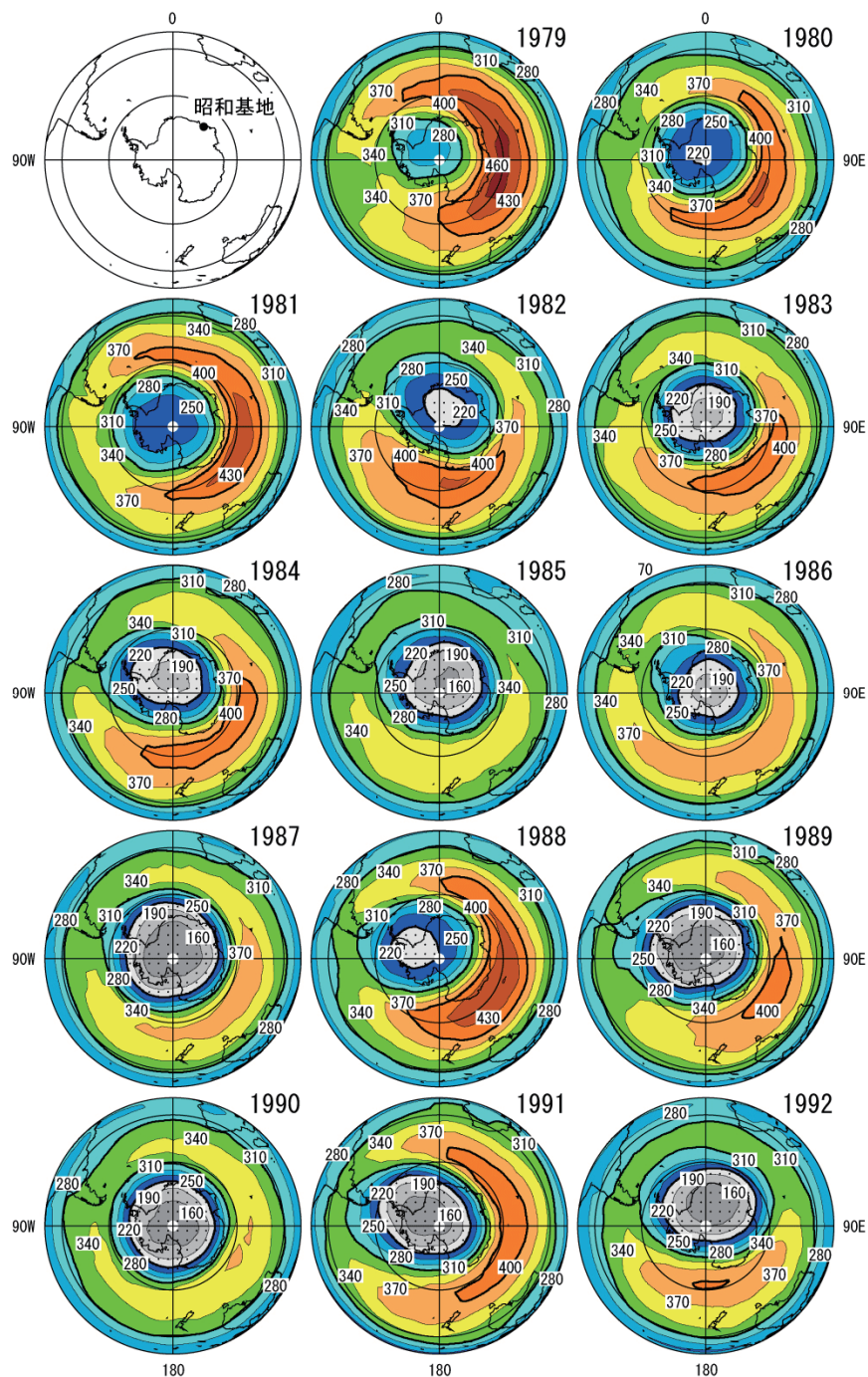


図1-資-3 10月の南半球月平均オゾン全量分布図（1979-1992年）

（出典）気象庁提供データ

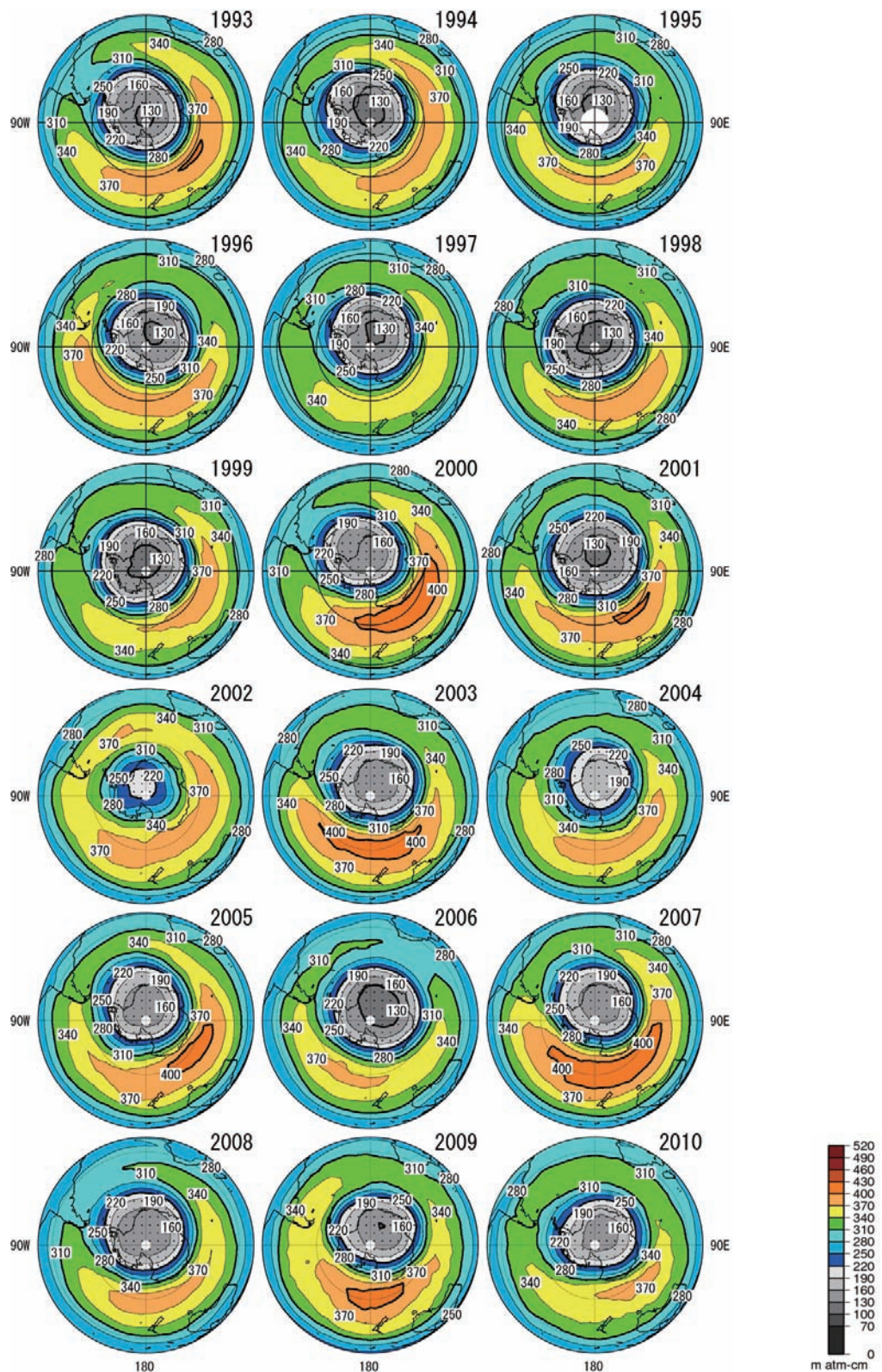


図1-資-4 10月の南半球月平均オゾン全量分布図（1993-2010年）

（出典）気象庁提供データ

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2010年8～12月のオゾン全量観測値を図1-資-7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。

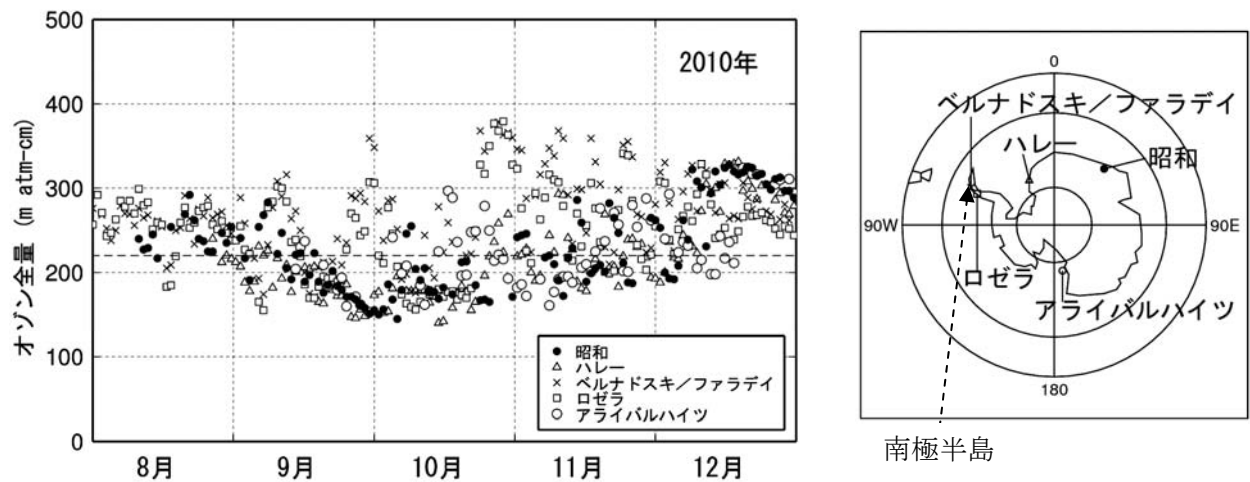


図1-資-5 南極域各国基地におけるオゾン全量の変化（2010年）

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

参考資料8. 国内3地点のオゾン分圧・偏差の高度分布（2010年）

2010年における札幌、つくば及び那覇におけるオゾン分圧の高度分布とその偏差の推移を示す（図1-資-6）。偏差図（右図）で1994～2008年の累年平均値からの差が+1mPaを上回る場合を濃い灰色の領域（オゾン分圧が多い領域）、-1mPaを下回る場合を薄い灰色の領域（オゾン分圧が少ない領域）として表示している。

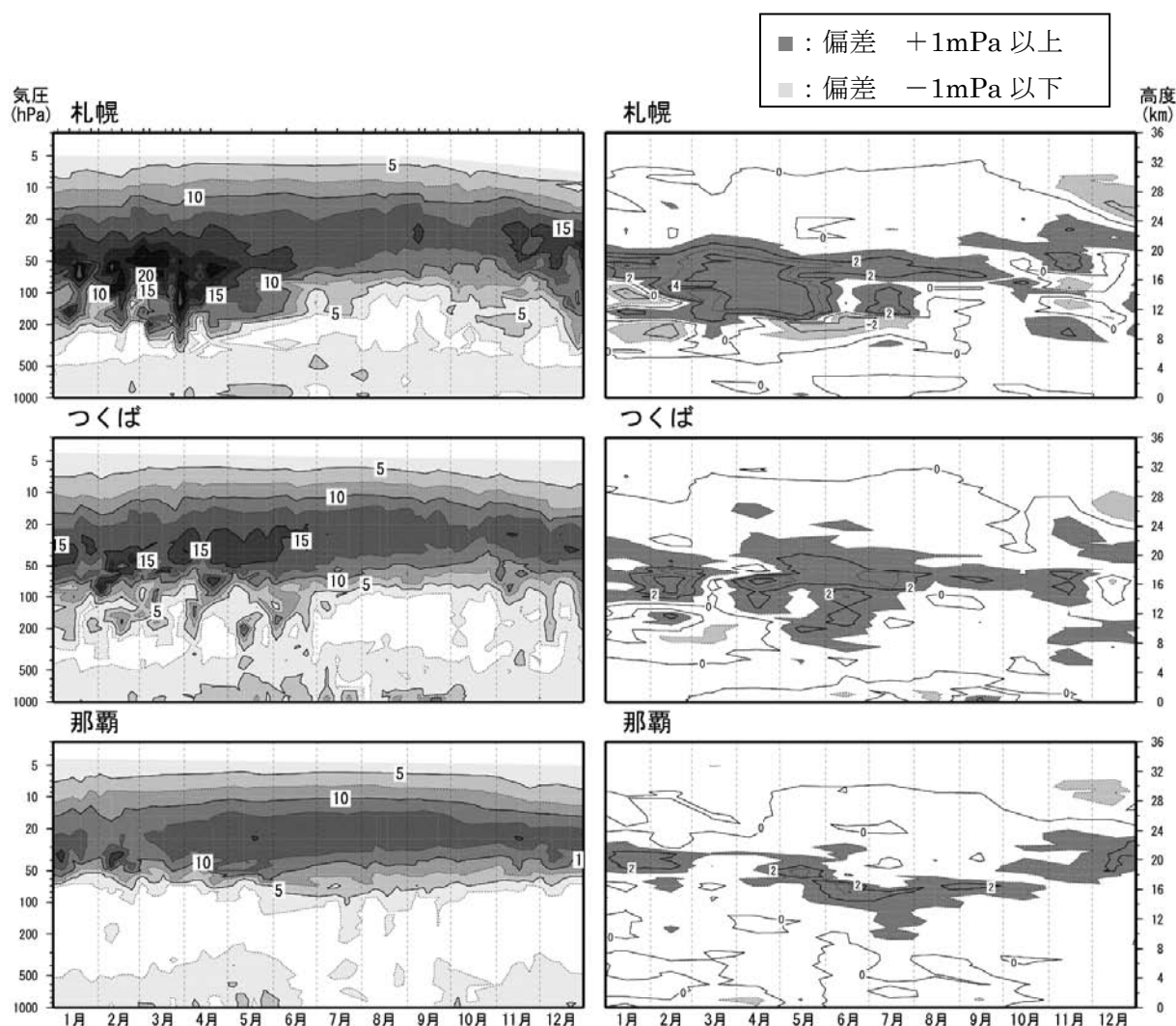


図1-資-6 国内3地点におけるオゾン分圧の高度分布（左）と偏差（右）の推移（2010年）

上から札幌、つくば、那覇。オゾン分圧図（左）は個々の観測値を用い、偏差図（右）は月平均偏差図から作成。等値線間隔は、オゾン分圧は 2.5mPa、偏差は 1.0mPa。1994～2008 年の累年平均値を比較の基準とした。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

参考資料9. 成層圏数値モデルー化学気候モデルと化学輸送モデル

成層圏の注目する領域のオゾン量は、その領域の中での化学反応によって生成・消失するオゾン量ならびに、他の領域からその領域に輸送されてくるオゾン量とその領域から他の領域に輸送されるオゾン量のバランスによって決まる。この内、化学的な生成あるいは消失の速度は、反応に関与する物質の濃度、成層圏エアロゾルが関与する場合にはエアロゾルの表面積・体積・組成、光が関与する場合は太陽光強度の波長分布に依存する。オゾン濃度・分布に影響するもう一つの要因である輸送量・輸送速度は注目している領域付近での風速分布に関連する。

オゾン濃度や分布に影響する化学反応や物質輸送の速度は、気温や圧力にも依存する。一方で、気温や圧力は、化学反応や大気の運動によってもコントロールされている。この様に成層圏での力学と化学は放射による加熱・冷却と密接に結びついている。そこで、オゾン層破壊を扱う成層圏モデルは、一般に次の概念図で示す様な構成・考え方に基づいて作られる。

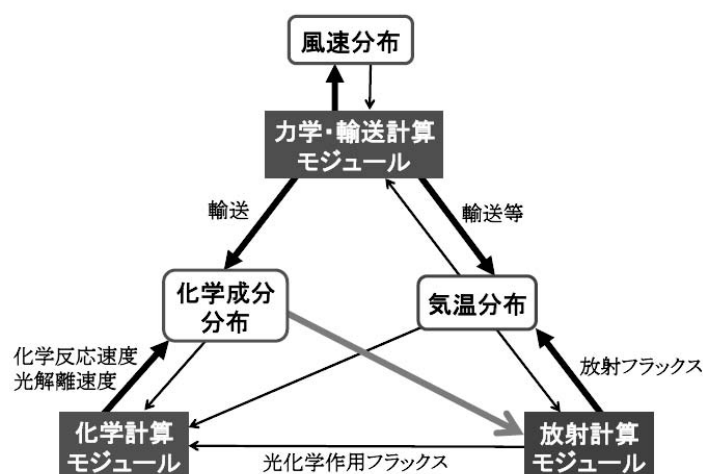


図1-資-7 (成層圏) モデルの概念図
(出典) 永島達也ら 天気 49 巻 11 号 (2002)

上記の概念に基づいた成層圏モデルは、大きくは、化学気候モデル (Chemistry-Climate Model : CCM) と化学輸送モデル (Chemical Transport Model : CTM) の2つに分類される。それぞれの特徴は次の通りである。

化学気候モデル：

化学成分の分布、気温分布、風速分布をモデル内で直接計算することで、例えば化学成分の量の変化→放射フラックスの変化→気温分布の変化→化学成分の生成量・消失量の変化、といった様なフィードバックを扱うことが可能であり、例えば CO₂ の増加に伴うオゾン層の応答などを議論する際に有効である。

化学輸送モデル：

物質輸送に係わる風速分布や気温分布を、気象観測値や客観解析データなどを利用して外部変数として与えて、化学成分分布などを計算する。例えばオゾンの生成・消滅に係わる化学プロセスを含む場合と含まない場合（トレーサー実験）との差から、化学プロセスによるオゾンの生成量・破壊量を議論する際に有効である。

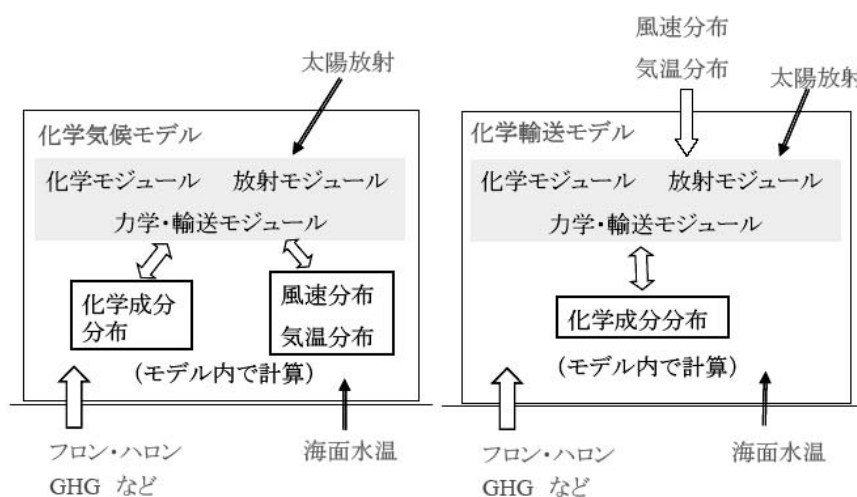


図1-資-8 化学気候モデルと化学輸送モデルの入力変数と予報変数の違い

外から中に向かって矢印で示された部分（「太陽放射」「風速分布・気温分布」「フロンのハロン・GHG など」「海面水温」）は各モデルの入力変数であり、四角で囲った変数は予報変数である。

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、エアロゾル噴射剤、金属や電子機器の洗浄剤などとして、多くの用途に使われてきた。四塩化炭素はCFCの製造原料として、1,1,1-トリクロロエタンは金属等の洗浄用溶剤として使われてきた。

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

オゾン層保護法における特定物質

「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」（1987年）によって規制対象とされたオゾン層破壊物質は、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」において「特定物質」として規制されている。具体的には、CFC、HCFC、ハロン、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、HBFC、ブロモクロロメタン、臭化メチルである。各物質の特徴と用途については第2部参考資料1（P88）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2008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100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。

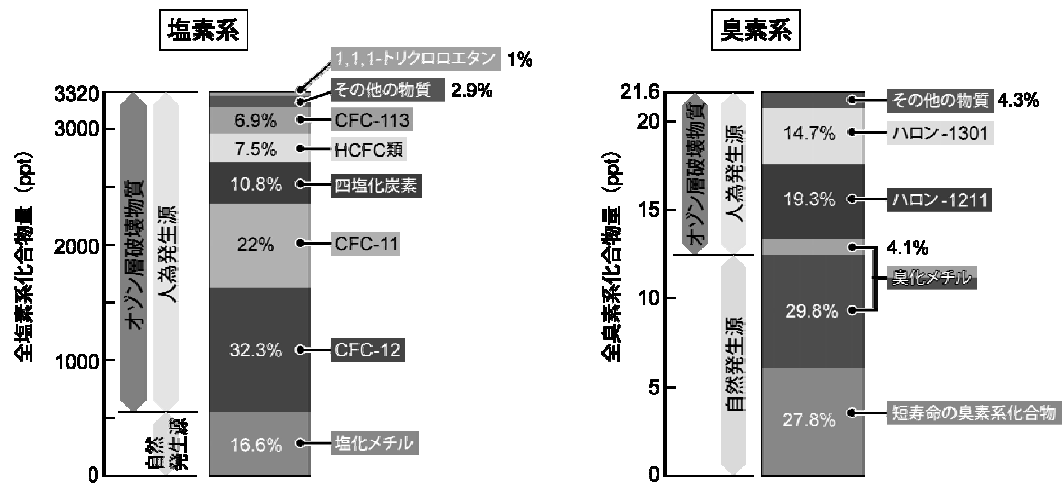


図 2-1-1 2008 年の成層圏中の塩素・臭素の主要源

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、1 兆個の大気分子が存在する中に着目するガス分子が 1 個の割合で存在することを示す。

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

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。個々のオゾン層破壊物質の成層圏オゾン破壊への影響は「オゾン層破壊係数 (Ozone Depletion Potential : ODP)」で示されている。個々のオゾン層破壊物質のODP値は一定重量の物質が大気に放出された際のオゾン層への影響を、同量のCFC-11が放出された際のオゾン層への影響との相対値 (CFC-11のODP値=1) として、物質ごとに計算される。

表 2-1-1 主なオゾン層破壊物質の大気中寿命、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	0.82
	CFC-113	85	0.85
	CFC-11	45	1
	四塩化炭素 (CCl ₄)	26	0.82
	HCFC	1～17	0.01～0.12
	1,1,1-トリクロロエタン (CH ₃ CCl ₃)	5	0.16
	塩化メチル	1	0.02
臭素系	ハロン1301	65	15.9
	ハロン1211	16	7.9
	臭化メチル (CH ₃ Br)	0.8	0.66
	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:2010 (WMO, 2011)

2. 特定物質等の観測状況

(a) 大気試料の採取法・分析法

特定物質の分析を目的とした大気試料の採取は、一般に、高真空にした超清浄の金属製容器に大気をそのまま採取するグラブサンプリング法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

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

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

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

(c) 特定物質の観測体制

我が国では、東京大学において特定物質の大気中濃度を正確かつ精密に分析するための装置と手法が開発され、1979 年（南極昭和基地については 1981 年）から、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。平成 22 年 4 月に環境省が行った調査では、平成 21 年度は 17 道府県、7 政令指定都市においてオゾン層破壊物質等の観測が行われた（第 2 部参考資料 4 参照）。

オゾン層破壊物質の我が国での大気中濃度は、CFC-11 等減少している物質がある一方、HCFC-22 等増加し続けている物質もあり、今後も観測を続ける必要がある。

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

3. 特定物質等の大気中濃度の監視結果

3-1. 特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の状況

3-1-1. 環境省による観測結果

北海道における特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

環境省は、1988 年から北海道の根室・稚内周辺において、15 物質の大気中濃度を測定している。測定対象物質は、CFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114、CFC-115、ハロン 1211、ハロン 1301、ハロン 2402、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素（1989 年～）、HCFC-22（1992 年～）、HCFC-141b（2001 年～）、HCFC-142b（1992 年～）、臭化メチル（1997 年～）、HFC-134a（2000 年～）である。

(a) 測定対象 15 物質の大気中のバックグラウンド濃度のトレンド

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

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

(評価期間は原則として 1996 年 1 月～2010 年 12 月)

物質名	平均年間変化量 ⁽¹⁾ (pptv/年)		評価期間 ⁽²⁾ (～現在) (2010 年 12 月)	現在の濃度 ⁽³⁾ (2010 年 12 月) (pptv)	年間変化率 ⁽⁴⁾ (%)
CFC-11	-2.0	±0.07	1996 年 1 月～	234	-0.8
CFC-12	-2.5	±0.2	2005 年 1 月～ ⁽⁵⁾	537	-0.5
CFC-113	-0.78	±0.12	1996 年 1 月～	74	-1.1
CFC-114	-0.02	±0.005	1996 年 1 月～	14.9	-0.13
CFC-115	0.02	±0.01	2003 年 1 月～ ⁽⁵⁾	9.0	0.2
ハロン-1211	-0.06	±0.005	2005 年 1 月～ ⁽⁵⁾	4.4	-1.4
ハロン-1301	0.05	±0.002	1996 年 1 月～	3.5	1.3
ハロン-2402	-0.005	±0.0006	1996 年 1 月～	0.46	-1.1
四塩化炭素	-1.4	±0.08	1996 年 8 月～ ⁽⁶⁾	91	-1.5
1,1,1-トリクロロエタン	-2.2	±0.09	2006 年 1 月～ ⁽⁵⁾	7.6	-29
HCFC-22	5.8	±0.1	1996 年 1 月～	212	2.7
HCFC-141b	0.4	±0.05	2003 年 1 月～ ⁽⁵⁾	23	1.9
HCFC-142b	0.9	±0.02	1996 年 1 月～	22	3.9
臭化メチル	-0.1	±0.04	2000 年 1 月～ ⁽⁵⁾	8.9	-1.2
HFC-134a	4.7	±0.07	2000 年 8 月～ ⁽⁷⁾	65	7.2

- (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15年間（1996年1月～2010年12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2010年12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、濃度の変化傾向が安定した2003年1月から、ハロン-1211については、濃度の低下が始まったため2005年1月から、1,1,1-トリクロロエタンについては、濃度の変化傾向が安定した2006年1月から、HCFC-141bについては濃度の変化傾向が安定した2003年1月から、臭化メチルについては濃度の変化傾向が安定した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 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

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

図 2-3-1 に CFC-11、CFC-12、CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素の測定結果を示す。このうち、CFC-11、CFC-12、CFC-113 及び四塩化炭素については、濃度変化を見やすくするために、縦方向（濃度）に拡大したものを用いて図 2-3-2 に示す。図 2-3-2 には測定結果の標準偏差もあわせて示した。CFC-11、CFC-113、四塩化炭素は 1990 年代後半以降 1%/年前後の割合で減少している（図 2-3-2）。CFC-12 は 1990 年代後半以降長期間ほぼ横ばいであったが、2006 年頃から減少し始めている（図 2-3-2）。また、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）。

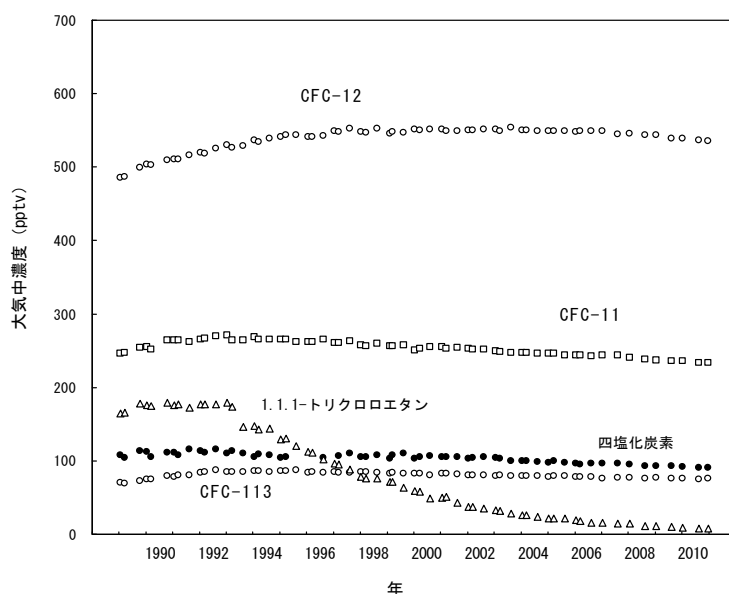


図 2-3-1 北海道における特定物質の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化
※口絵 IV 参照。口絵では、紫色で表している。

（出典）環境省 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

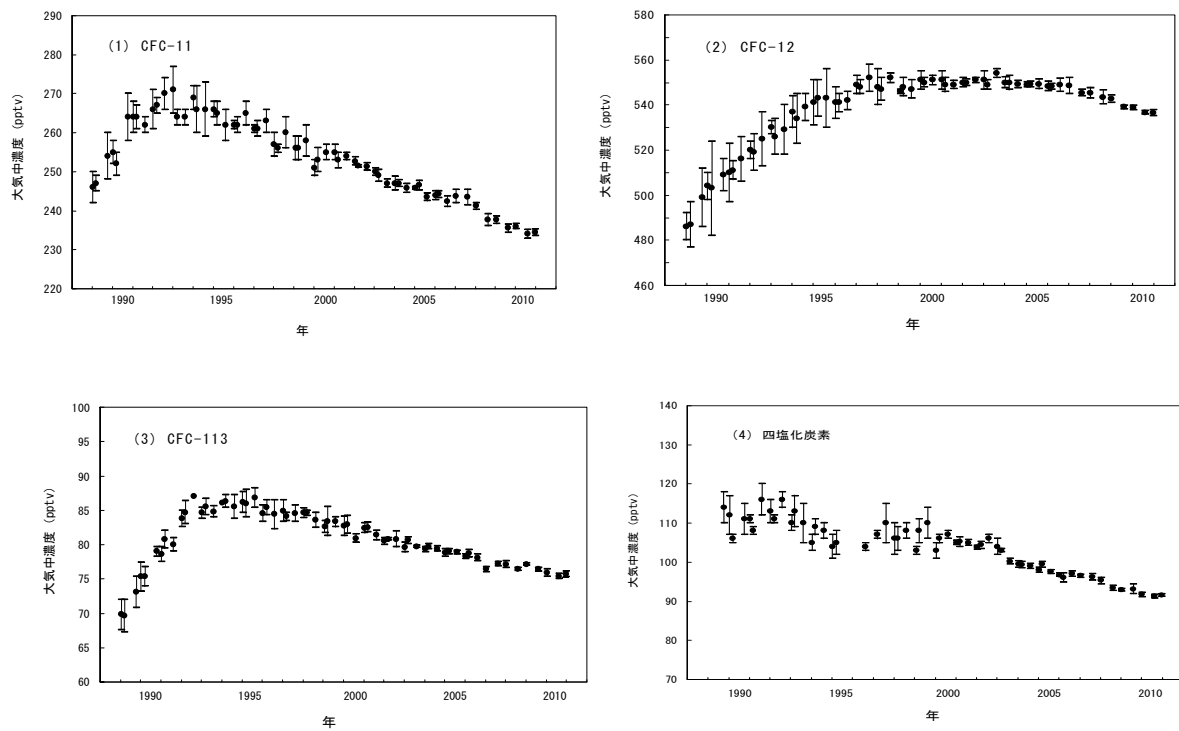


図 2-3-2 北海道における CFC-11、CFC-12、CFC-113 及び四塩化炭素の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化
図中の各点につけた短い縦線は測定結果の標準偏差を示す。
(出典) 環境省 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

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

CFC-114 の大気中のバックグラウンド濃度は 15pptv 程度で近年はほとんど変化していない。CFC-115 の大気中のバックグラウンド濃度は増加してきたが、近年は頭打ちの傾向が見られる（図 2-3-3）。

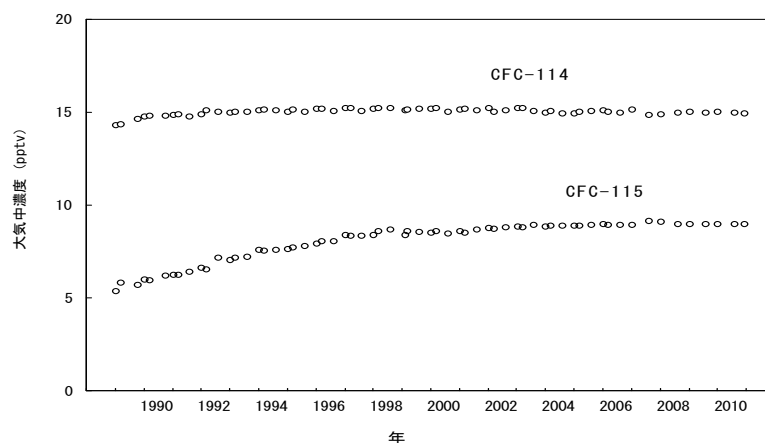


図 2-3-3 北海道における CFC-114 及び CFC-115 の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

（出典）環境省 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

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

ハロン-1211 の濃度は 1990 年代は急増してきたが、2000 年代に入って増加傾向が鈍化し、近年は減少傾向が見られる。ハロン-1301 の大気中のバックグラウンド濃度は継続して約 1%/年の割合で増加している。一方、ハロン-2402 の大気中のバックグラウンド濃度はわずかであるが減少している（図 2-3-4）。

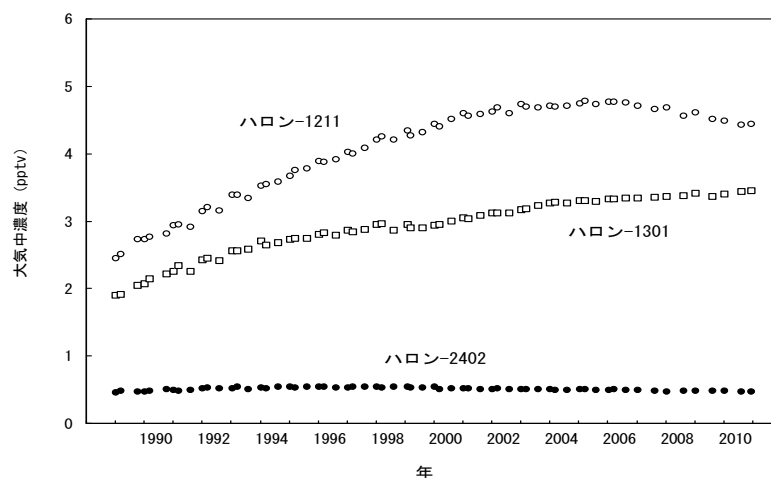


図 2-3-4 北海道におけるハロン類の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

（出典）環境省 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

(e) HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b 及び HFC-134a の大気中の
バックグラウンド濃度の変化

HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の大気中のバックグラウンド濃度は、それぞれ約 3%/年、約 2%/年及び約 4%/年の割合で増加している（図 2-3-5、図 2-3-6）。また、HFC-134a の大気中のバックグラウンド濃度の増加率は、約 7%/年と極めて大きい（図 2-3-6）。

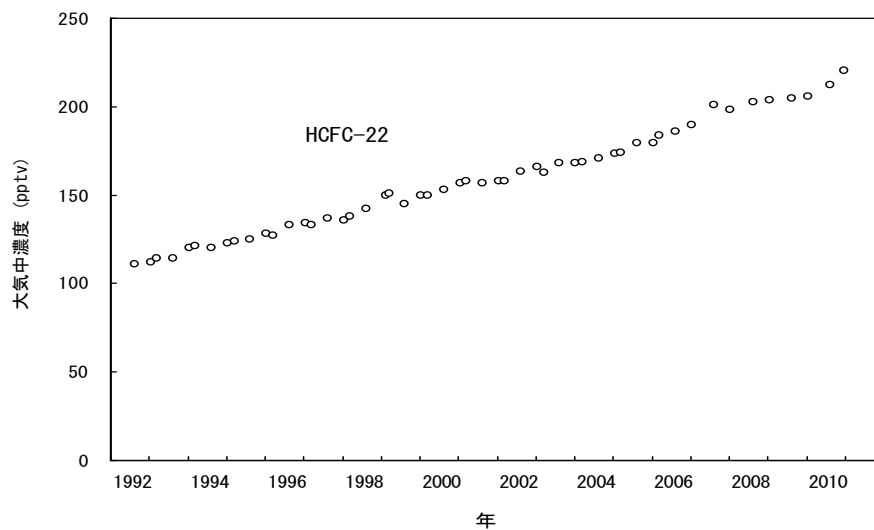


図 2-3-5 北海道における HCFC-22 の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化
（出典）環境省 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

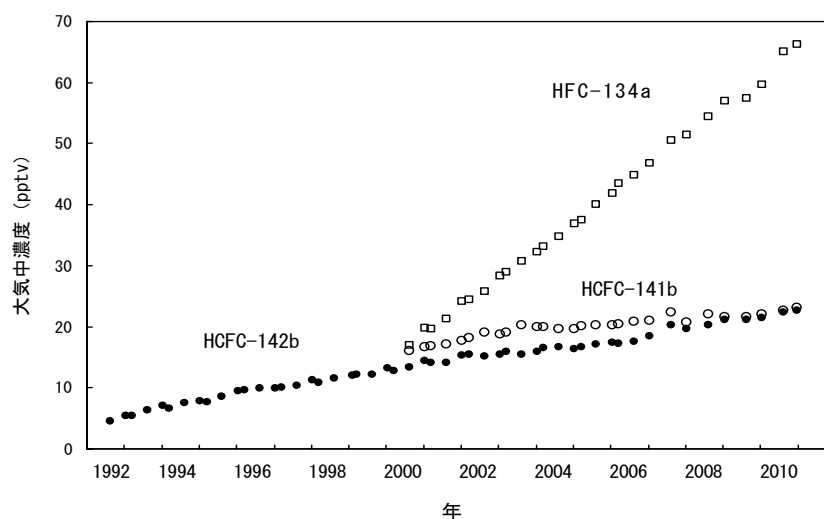


図 2-3-6 北海道における HCFC-141b、HCFC-142b 及び HFC-134a の大気中のバックグラウンド
濃度の経年変化
（出典）環境省 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

(f) 臭化メチルの大気中のバックグラウンド濃度の変化

臭化メチルの大気中のバックグラウンド濃度は減少してきたが、近年はほぼ横ばいである（図 2-3-7）。

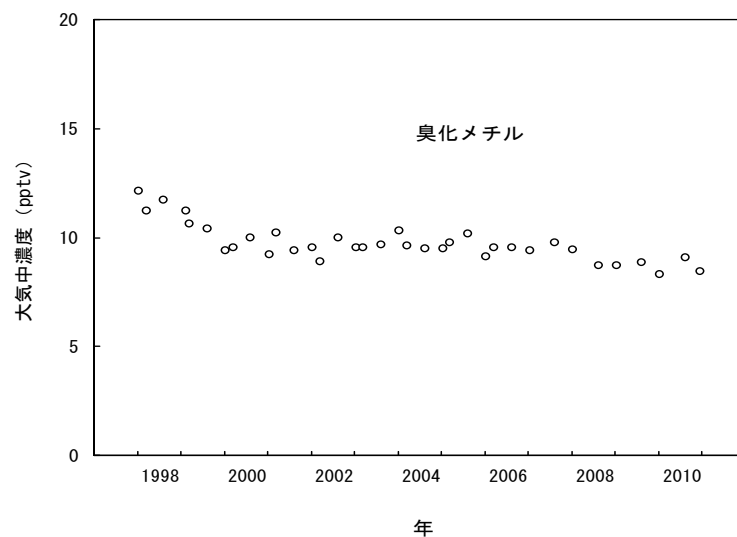


図 2-3-7 北海道における臭化メチルの大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

（出典）環境省 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

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-11、CFC-12 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-11 濃度は 1993～1994 年の約 270pptv をピークとして減少傾向にある。CFC-12 濃度は、1995 年まで増加し、その後もごく緩やかに増加していたが、2005 年をピークに減少している。CFC-113 濃度は 2001 年頃までにごく緩やかな増加が止まり、その後減少傾向がみられる。2010 年の年平均濃度は CFC-11 が 243pptv、CFC-12 が 534pptv、CFC-113 が 77pptv（いずれの値も速報値）であった。

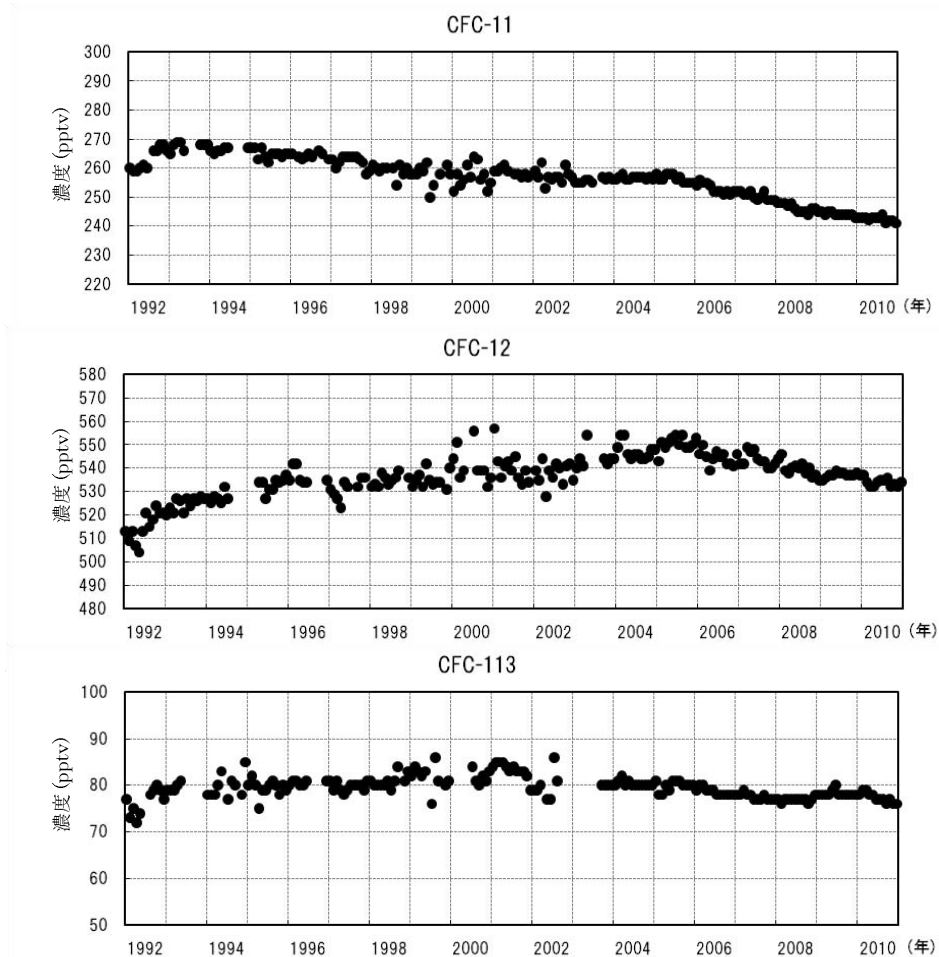


図 2-3-8 岩手県大船渡市綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

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

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

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のバックグラウンド濃度の経年変化を、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 5（P100）に掲載されている。

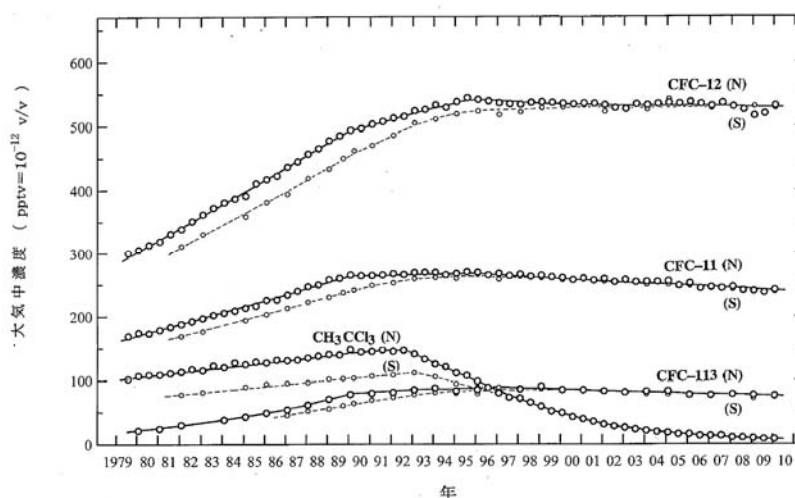


図 2-3-9 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における特定物質の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

北半球中緯度（北海道：N）及び南半球（南極昭和基地：S）※口絵 IV 参照。口絵では、北半球中緯度の大気中のバックグラウンド濃度を緑色、南半球の大気中のバックグラウンド濃度を黄緑色で表している。
（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：2010」（WMO, 2011）では、世界各地で観測されたオゾン層破壊物質の地球規模の濃度がとりまとめられている。以下はその抜粋である。

(a) CFC

地球規模の 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、2000～2004 年に最大となった後、2008 年中頃までに約 7.1pptv (1.3%) 減少した。CFC-11 及び CFC-113 の大気中濃度は減少傾向が続いている。

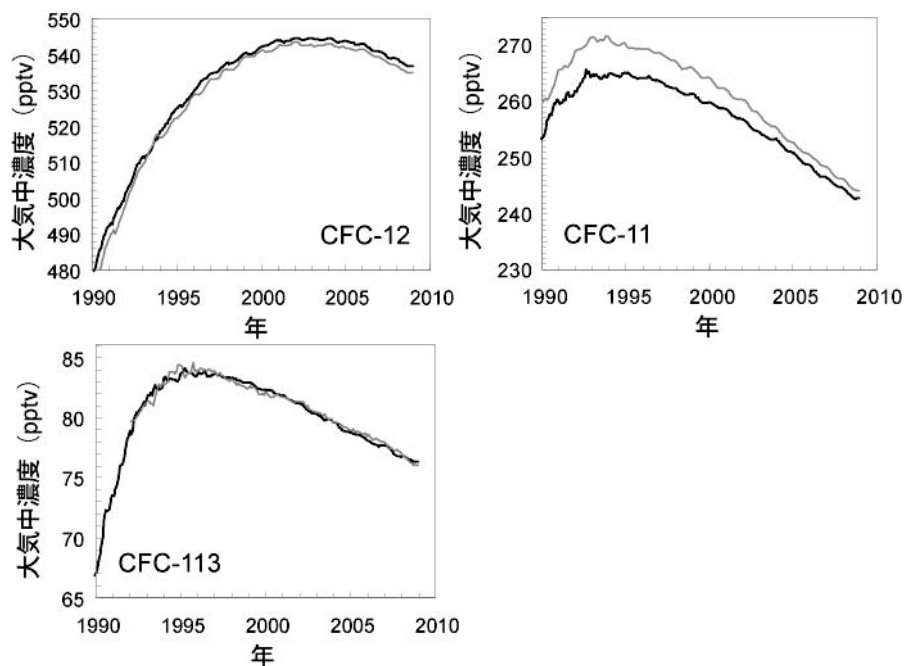


図 2-3-10 海外のネットワークで観測された CFC-12、CFC-11 及び CFC-113 の濃度変化
各観測ネットワークによる観測結果。NOAA による観測結果を薄い灰色、AGAGE による観測結果を濃い灰色で示している。

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

(b) 四塩化炭素及び 1, 1, 1-トリクロロエタン

地球規模の四塩化炭素と 1,1,1-トリクロロエタン濃度の経年変化を図 2-3-11 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とともに、南北両半球間における濃度差がなくなっている。

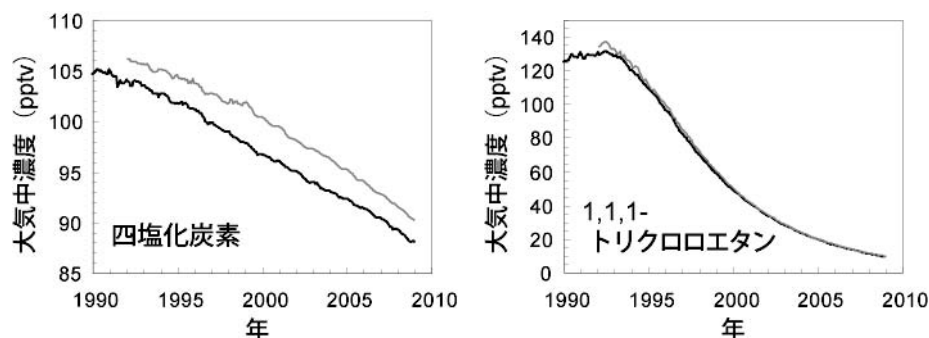


図 2-3-11 海外のネットワークで観測された四塩化炭素及び 1,1,1-トリクロロエタンの濃度変化
各観測ネットワークによる観測結果。NOAA による観測結果を薄い灰色、AGAGE による観測結果を濃い灰色で示している。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2010 (WMO, 2011)より作成

(c) ハロン

地球規模のハロン-1211 とハロン-1301 の濃度の経年変化を図 2-3-12 に示す。

ハロン-1211 の大気中濃度は、2005～2008 年にかけて初めて減少に転じた。ハロン-1301 の大気中濃度は増加傾向がみられる。

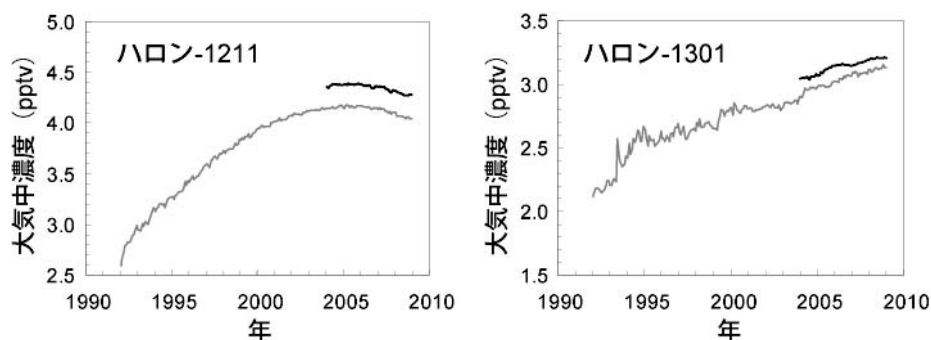


図 2-3-12 海外のネットワークで観測されたハロン-1211 及びハロン-1301 の濃度変化
各観測ネットワークによる観測結果。NOAA による観測結果を薄い灰色、AGAGE による観測結果を濃い灰色で示している。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2010 (WMO, 2011)より作成

(d) HCFC

地球規模の 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増加している。特に、HCFC-22 及び HCFC-142b は近年急速に増加している。

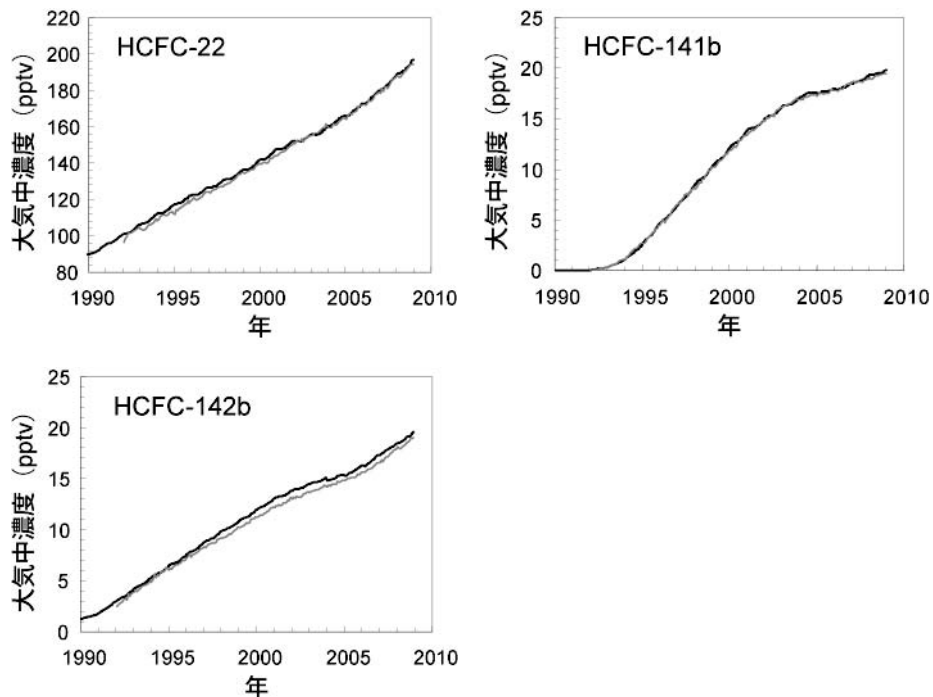


図 2-3-13 海外のネットワークで観測された HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の濃度変化
各観測ネットワークによる観測結果。NOAA による観測結果を薄い灰色、AGAGE による観測結果を濃い灰色で示している。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2010(WMO, 2011)より作成

(e) HFC-134a

HFC-134a は CFC-12 の代替として冷媒に用いられ、消費量が増加している。このため、大気中濃度は近年は毎年約 10% ずつ増加している。

(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 2-3-14）。

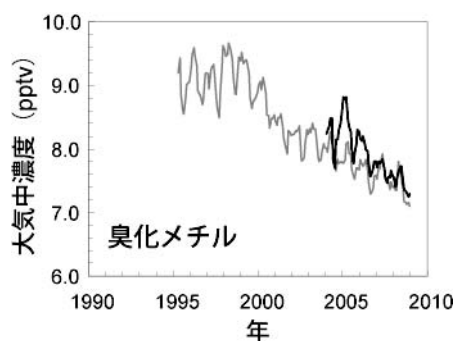


図 2-3-14 海外のネットワークで観測された臭化メチルの濃度変化
各観測ネットワークによる観測結果。NOAA による観測結果を薄い灰色、AGAGE による観測結果を濃い灰色で示している。

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

3-2. 日本の都市域における大気中濃度の状況

特定物質等の大気中濃度の経年変化(川崎市)

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

図 2-3-15 に、1991 年 3 月から 2011 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 2011 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。

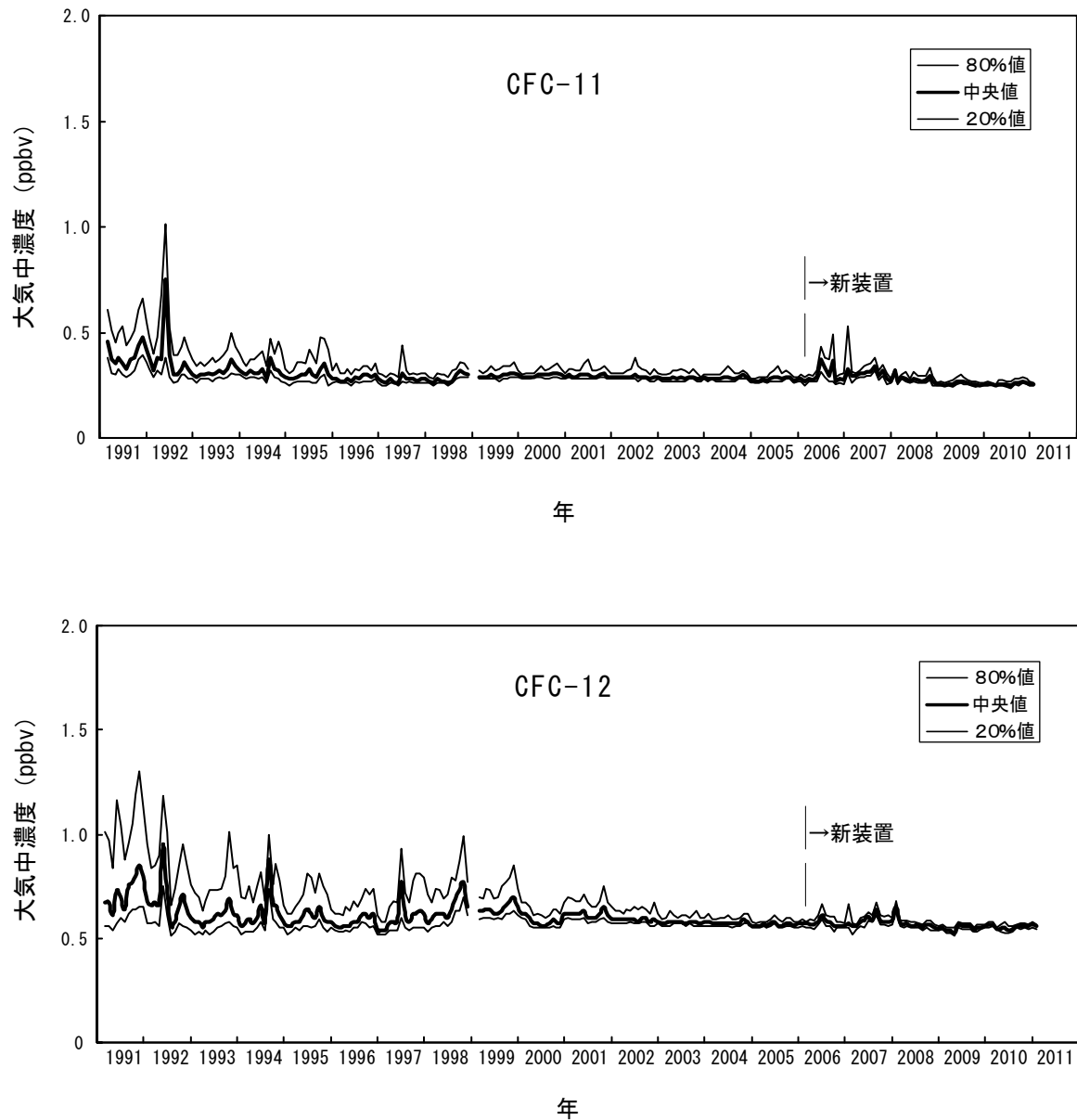


図 2-3-15 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化

2006 年 3 月から GC/MS を中心に構成した新装置による測定を開始した。

（出典）環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査
及び平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

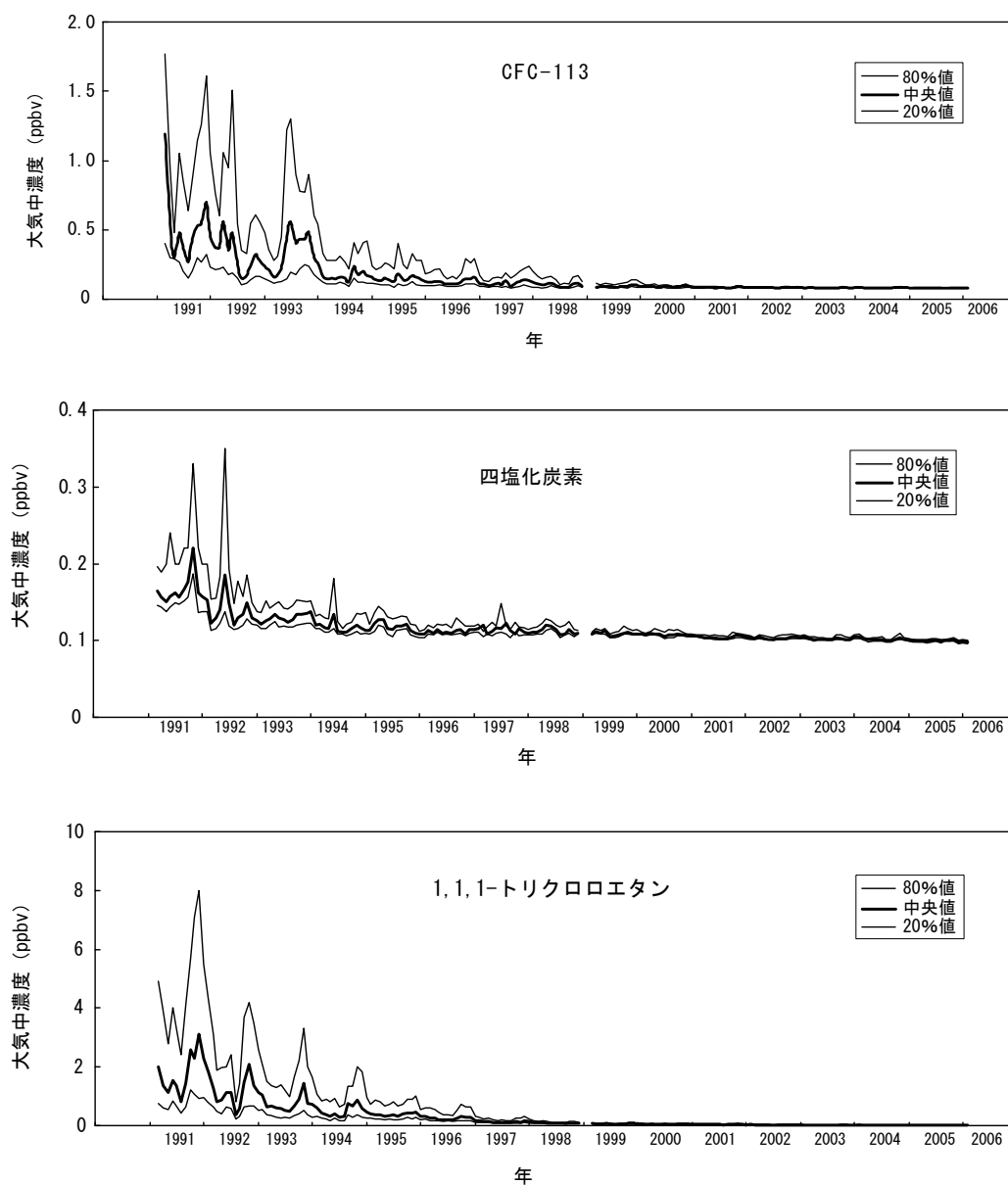


図 2-3-15 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化（続き）

（出典）環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査
及び平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

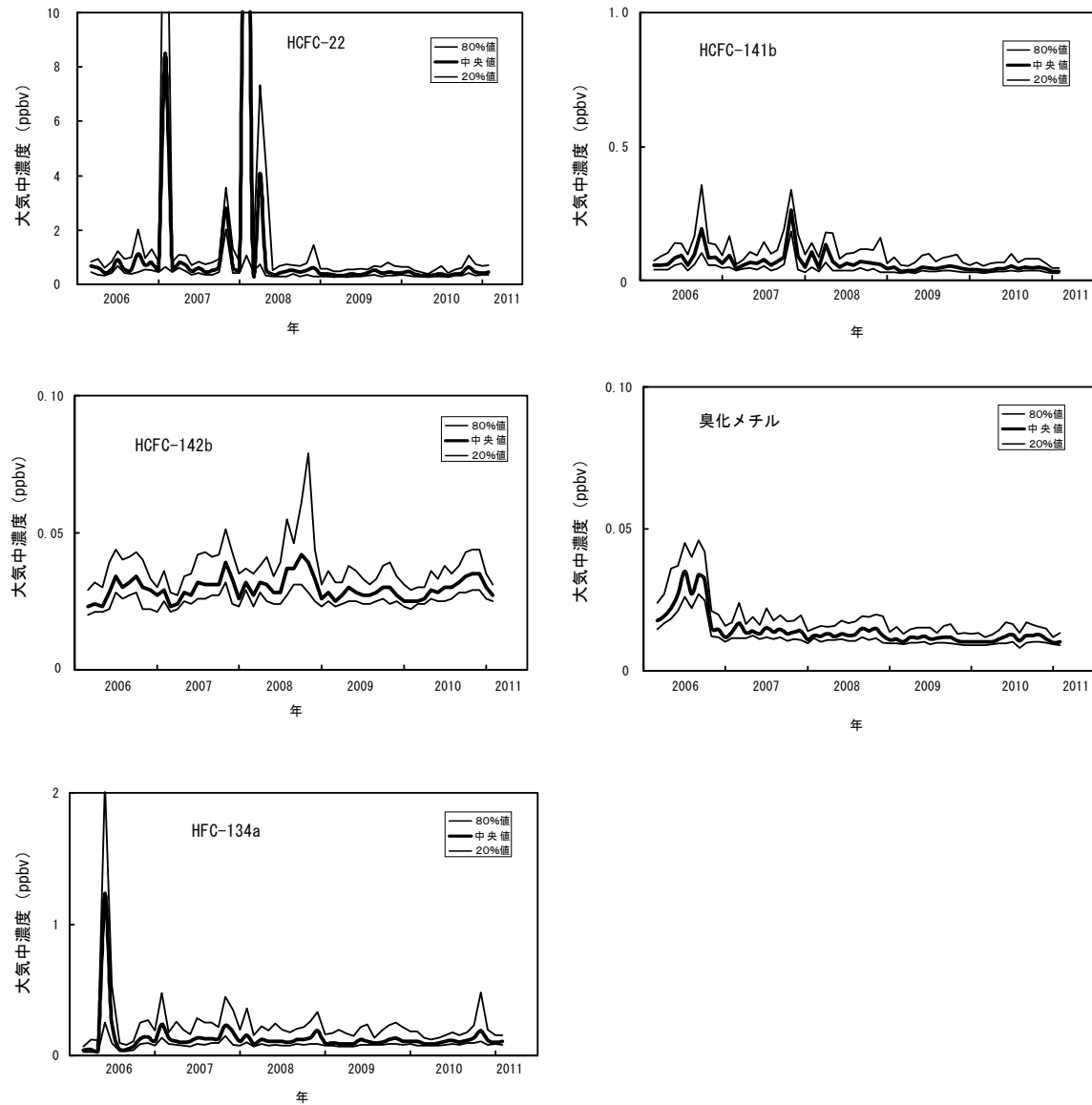


図 2-3-15 川崎市における特定物質等の月別濃度（中央値）の経年変化（続き）

（出典）環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査
及び平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

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：2010」（WMO,2011）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。

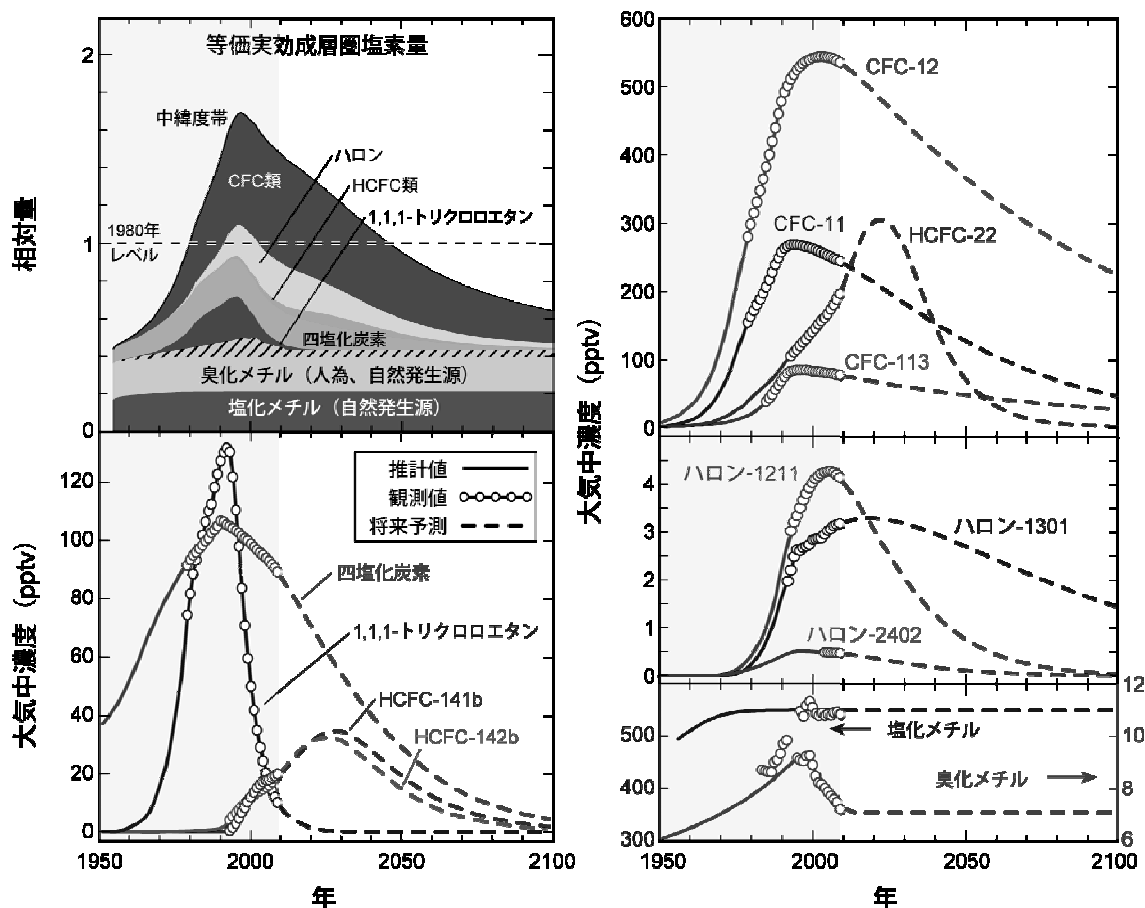


図 2-4-1 大気中のオゾン層破壊物質の推移と将来予測

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

CFC の将来予測

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

HCFC の将来予測

モントリオール議定書では、生産・消費の規制スケジュールに従って削減が進められているものの、当面の間 HCFC は使用されるため、HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b の大気中濃度は、引き続き増加すると考えられる。HCFC は、対流圏内で分解が進むので大気中寿命が CFC より短く、CFC に比べるとオゾン層に対する影響（オゾン層破壊係数）は小さい（P68 参照）。

2007 年 9 月のモントリオール議定書第 19 回締約国会議において、先進国での HCFC の生産は 2019 年末までに、途上国においても 2029 年末までに原則全廃することで前倒しされた。したがって、HCFC の大気中濃度は引き続き増加するが、今後 20～30 年でピークに達し、その後減少すると予測されている。

1,1,1-トリクロロエタンの将来予測

1,1,1-トリクロロエタンはオゾン層破壊物質のうち、これまでで最も削減されている。先進国では 1996 年に生産と消費が中止され、途上国でも 2015 年 1 月に中止予定である。途上国での規制が達成でき次第、大気中から完全に除去されると見込まれている。

ハロン類の将来予測

ハロン類は、先進国では 1994 年に、途上国では 2010 年 1 月までに全廃となっているものの、消火機器中の多量のハロンがゆっくりと大気中に放出されるため、引き続き増加すると考えられる。ハロンは大気中寿命も長いため、大気中濃度は今後も高水準が続くと考えられる。

塩化メチルと臭化メチルの将来予測

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

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

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

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、塩素及び水素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。また、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 2011 年度版

ハロン

炭素、フッ素、塩素及び水素の化合物であるフルオロカーボンのうち、塩素の一部が臭素に置き換わったものがハロン類である。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、フッ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 88%を占めることが示されている(WMO,2011)。

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のバックグラウンド濃度の経年変化

(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
8月	236	1	539	1	76.3	0.3	14.9	0.1	8.96	0.17
2010年1月	236	1	539	1	76.3	0.5	15.0	0.1	8.96	0.10
8月	233	1	537	1	75.4	0.3	15.0	0.2	8.96	0.09
12月	233	1	536	1	75.6	0.3	14.9	0.1	8.95	0.10

(出典) 環境省 平成22年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

表2-資-2 北海道における特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化（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	濃度	標準	濃度	標準	濃度	標準	濃度	標準
		偏差		偏差		偏差		偏差		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
8月	4.51	0.03	3.37	0.02	0.47	0.01	93.0	1.2	10.4	0.2
2010年1月	4.48	0.02	3.40	0.01	0.47	0.01	91.7	0.6	9.6	0.2
8月	4.42	0.01	3.43	0.01	0.47	0.01	90.8	0.5	8.5	0.2
12月	4.43	0.01	3.44	0.02	0.47	0.01	90.6	0.8	8.2	0.1

（出典）環境省 平成22年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

表 2-資-2 北海道における特定物質等の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化（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	濃度	標準	濃度	標準	濃度	標準	濃度	標準
		偏差		偏差		偏差		偏差		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
8月	205	1	21.6	0.1	20.7	0.5	8.9	0.9	57.4	0.7
2010年1月	206	1	22.1	0.4	21.4	0.3	8.3	0.2	59.7	1.4
8月	212	1	22.6	0.4	22.4	0.4	9.1	0.3	65.0	0.9
12月	220	2	23.1	0.5	22.6	0.4	8.4	0.3	66.2	0.7

（出典）環境省 平成22年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

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2-3-15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)

対象物質 調査期間	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
2009年3月～2010年2月	0.26	0.27	0.25	1,640	0.55	0.57	0.54	1,642
2010年3月～2011年2月	0.26	0.27	0.25	1,595	0.56	0.57	0.54	1,605

対象物質 調査期間	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
2009年3月～2010年2月		0.40	0.62	0.30	1,647	0.043	0.075	0.031	1,646
2010年3月～2011年2月		0.39	0.61	0.30	1,607	0.042	0.066	0.031	1,605

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
2009年3月～2010年2月		0.027	0.034	0.024	1,645	0.011	0.014	0.010	1,636
2010年3月～2011年2月		0.030	0.037	0.026	1,607	0.011	0.015	0.010	1,607

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	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
2009 年 3 月～2010 年 2 月		0.104	0.19	0.078	1,615
2010 年 3 月～2011 年 2 月		0.108	0.18	0.082	1,599

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等監視調査及び平成22年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査

参考資料4. 都道府県・政令指定都市のオゾン層破壊物質の観測状況

表2-資-4 都道府県・政令指定都市におけるオゾン層破壊物質の観測の状況（平成21年度）

	観測を行っているオゾン層破壊物質
北海道	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-142b, 臭化メチル, HCFC-123, HCFC-225ca, HCFC-225cb
岩手県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, 臭化メチル, HCFC-123, HCFC-225
茨城県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, HCFC-21, HCFC-123, HCFC-124, HCFC-225
群馬県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, HCFC-123, HCFC-225ca, HCFC-225cb
埼玉県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b
千葉県	CFC-11, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
山梨県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
長野県	四塩化炭素, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, 臭化メチル, HCFC-123, HCFC-225ca, HCFC-225cb
愛知県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b
大阪府	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, 臭化メチル, HCFC-123, HCFC-225ca, HCFC-225cb
奈良県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
山口県	CFC-11, CFC-12, CFC-113
徳島県	四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
香川県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, HCFC-22
福岡県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, HCFC-123, HCFC-225ca, HCFC-225cb
佐賀県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
沖縄県	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
札幌市	CFC-11, CFC-12, CFC-113
横浜市	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
川崎市	CFC-11, CFC-12, CFC-113, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b
浜松市	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
名古屋市	四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン
広島市	CFC-11, CFC-12, CFC-113, CFC-114, 四塩化炭素, 1,1,1-トリクロロエタン, HCFC-22, HCFC-141b, HCFC-142b, 臭化メチル, HCFC-123, HCFC-225ca, HCFC-225cb
福岡市	CFC-11, CFC-12, CFC-113

参考資料5. 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。

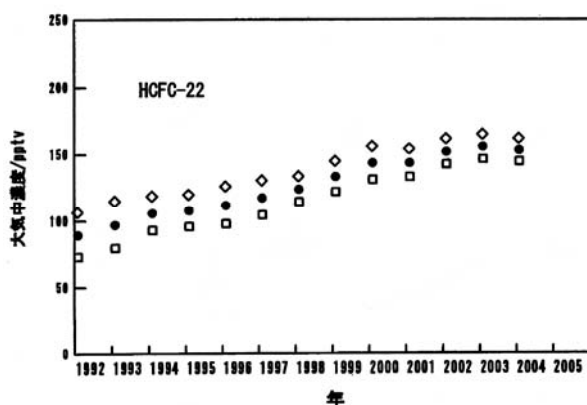


図2-資-1 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-22 の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：地球規模の平均。

（出典）東京大学測定結果

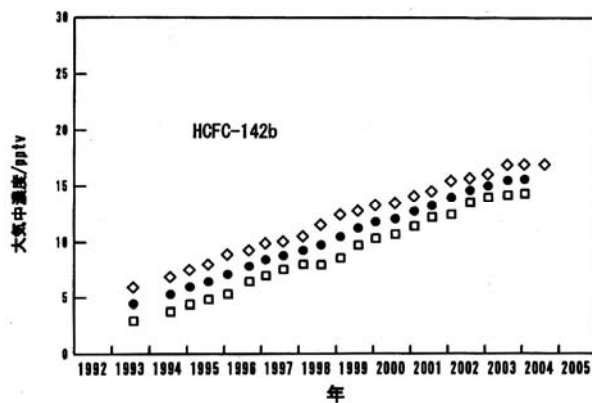


図2-資-2 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-142b の大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：地球規模の平均。

（出典）東京大学測定結果

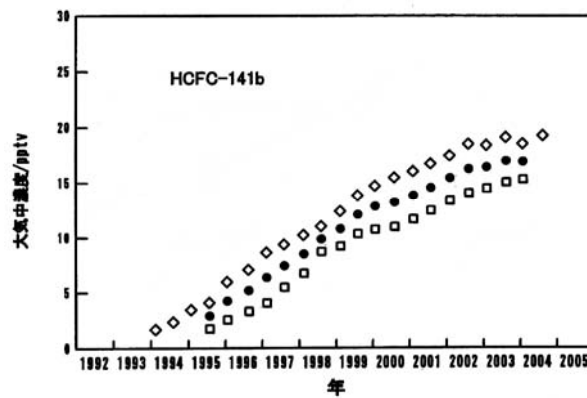


図2-資-3 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における
HCFC-141bの大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：地球規模の平均。

（出典）東京大学測定結果

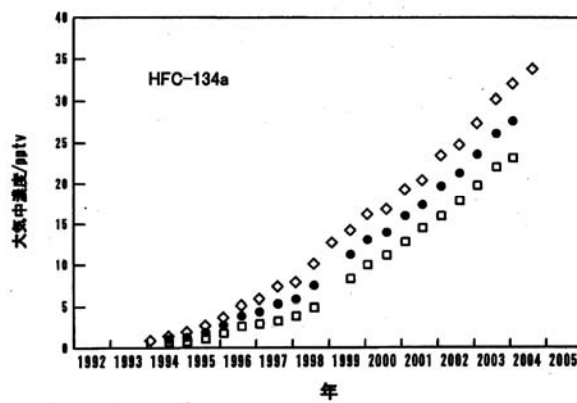


図2-資-4 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における
HFC-134aの大気中のバックグラウンド濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：地球規模の平均。

（出典）東京大学測定結果

参考資料6．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）。

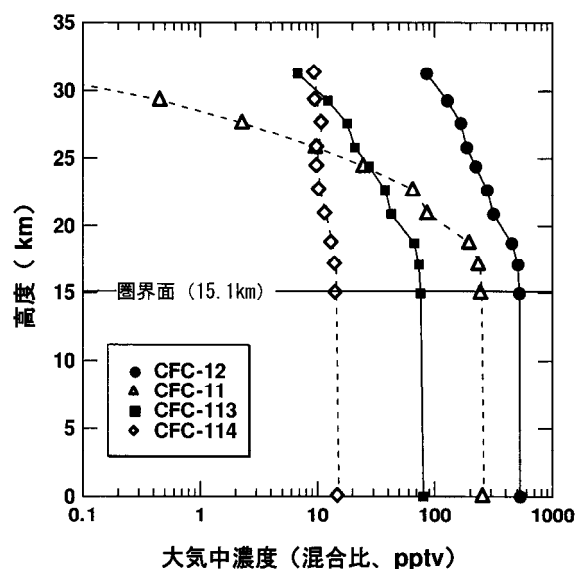


図2-資-5 三陸上空におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113及びCFC-114の高度分布
(2000年8月28日)

(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有害作用が大きいが、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面には到達せず、生物に対して問題にはならない。また、UV-A の照射量はオゾン量の変化の影響をほとんど受けない。

UV-B については、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し、光老化（シミやしわ）や皮膚がんの増加、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 2010 年報告書要約については参考資料 1～5 (P126～142) 及び第 4 部巻末資料 3 (P187) 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 の上図に紫外線の太圏気外（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 は大気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 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。

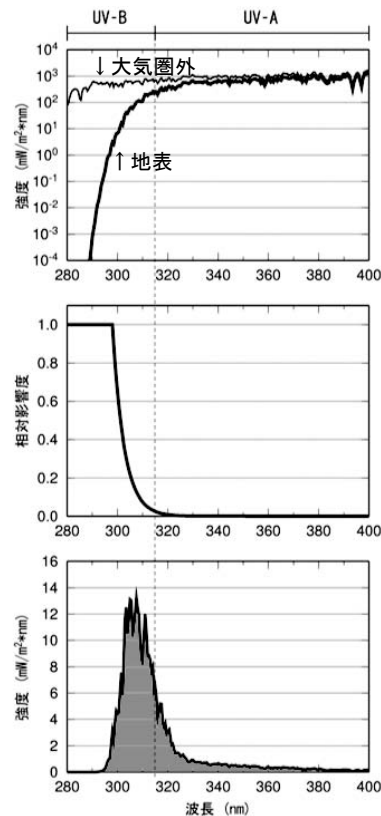


図 3-1-1 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

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:2010

（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。
6～7	強い	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。
8～10	非常に強い	日中の外出はできるだけ控えよう。
11+	極端に強い	必ず、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、帽子を利用しよう。

（出典） 環境省「紫外線環境保健マニュアル」

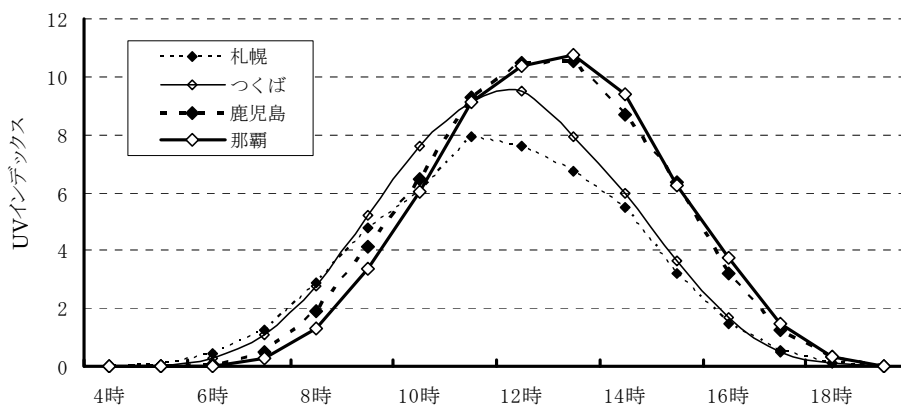


図 3-1-2 国内 4 地点における時刻別 UV インデックス（7 月）

（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（15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

(参考) 紫外線による人体への悪影響と好影響

紫外線による人の健康への影響は、日焼けや皮膚がん、眼や免疫抑制などが指摘されている（参考資料 1 (P126～130) 参照）。一方で、日光を浴びることで体内でビタミン D が合成される。図 3-1-3 には、①悪影響（浴びすぎ）の例として日焼け（紅斑作用）と紫外線の関係と、②不十分な場合の例としてビタミン D 合成不足と紫外線の影響を 1 つの図に示した。

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。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、1 日に必要なビタミン D₃ が合成される計算である。図 3-1-3 の下段には、全身に紫外線を浴びた場合のビタミン D 合成に必要な時間を示したが、極端に紫外線ばく露量が少ないとビタミン D 合成が阻害される。

一方、図 3-1-3 の上段に示すように、紫外線を浴び過ぎると日焼け（紅斑）を引き起こすことが示されている。

皮膚への障害及びビタミン D 合成に必要な時間は紫外線の強さ（図 3-1-3 の UV インデックス）に反比例する（ビタミン D 合成に関しては紫外線を浴びる皮膚の面積も関係する）ほか、肌の色（スキントイプ）に依存し、紫外線に対して感受性の高い人では悪影響のあるレベルに達する時間は短くなる。図に示した曲線は白人種についてのものであり、色の濃い皮膚では 5 倍以上長くなるとされている

（UNEP-EEAP, 2011）。

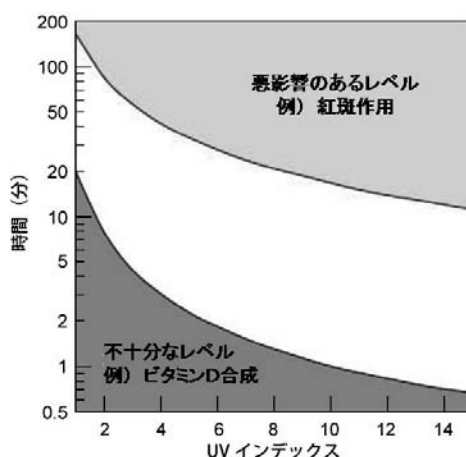


図 3-1-3 UV インデックスと紫外線による影響の例（白人種）

肌の色により皮膚への障害及びビタミン D 合成に必要な時間は異なる。図に示した曲線は白人種（1MED（皮膚がうっすらと赤くなる最少紅斑量）＝250Jm⁻²）についてのものであり、日本人を対象とした研究ではないことに留意が必要である。なお、日本人の場合は、白人種に比べて一般に紫外線に対する感受性が低い。（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change:2010 Assessment(UNEP-EEAP, 2011)

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、紫外線量が増加する（+10～12%/1,000m）。また、大気汚染や霞といった現象は、地上における大気混濁度を地域的に増加させ、紫外線量を減少させる要因となる。

太陽高度とオゾン全量の変化による紫外線量の変化

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

なお、太陽高度が同一だとすると、オゾン全量が増加するほど紫外線はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、オゾン全量が同一のときには、太陽高度が低いほど、地表に到達する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。

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 インデックスはオゾン全量の季節変化の影響を受け、全天日射量のピークよりも遅れて7～8月に最大になる。これは、中緯度のオゾン全量が春に最大になり、その後、秋に向かって徐々に減少していくためである。

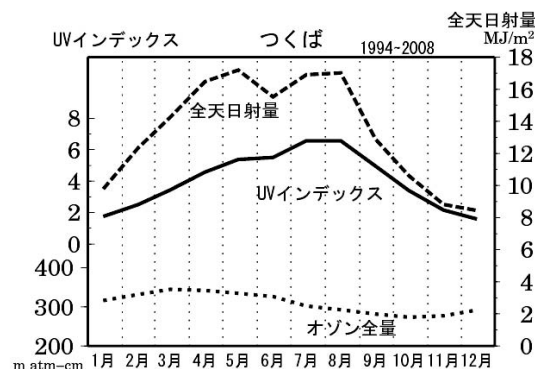


図 3-1-4 全天日射量と UV インデックスの季節変化

つくばで観測された日積算全天日射量（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：1994～2008年）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

(参考) 紫外線に対する太陽高度とオゾン全量の影響の同時評価

「太陽高度とオゾン全量の変化による紫外線量の変化」の項で述べたように、太陽高度が高いほど紫外線量は増加し、オゾン全量が増加するほど紫外線量は減少する。また、オゾンによる紫外線の吸収は太陽高度の影響を受ける。

そこで、太陽高度を air mass (日射が通過する大気層の厚さ。「大気路程」という) で表し、 air mass にオゾン全量を乗じた「実効オゾン全量」を用いることにより、オゾン全量が紫外線量に与える影響を、太陽高度の影響を含めて一元的に評価がすることが可能となる。

図 3-1-5 に、つくば上空のオゾン全量 (TOMS 及び OMI データ) と正午 (つくば南中時) の air mass ($\text{air mass}_{\text{min}}$) 及び実効オゾン全量 ($\text{air mass} \times \text{オゾン全量}$) を示した。オゾン全量が春季に高濃度を示した後、秋季にかけて減少し再び増加するのに対して、実効オゾン全量は太陽高度 (air mass) の影響を受けて、7 月、8 月に最低、12 月に最高となる季節変化を示す。

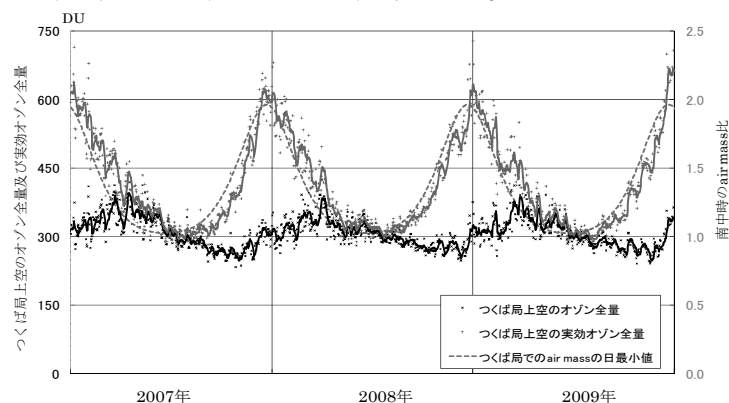


図 3-1-5 実効オゾン全量の特徴

黒の点は 2007～2009 年のつくば局上空のオゾン全量 (NASA 衛星データ)、黒太線はその 7 日間の移動平均を示す。破線はつくば局での air mass の日最小値を表す (右縦軸: 太陽が真上 (90°) にある時の大気路程を 1 とした時の相対比)。更に、オゾン全量に air mass を乗じたものが実効オゾン全量 (正確には日代表値) で、灰色の点で示されている。灰色の太線は実効オゾン全量の 7 日間移動平均値を表す。

(出典) 国立環境研究所提供データ

図 3-1-6 に、有害紫外線モニタリングネットワークの一環で国立環境研究所が実施する 4 観測局 (陸別 (北海道)、落石 (北海道)、つくば (茨城県)、波照間 (沖縄県)) における実効オゾン全量と紫外線 (UV-B) の変化を示した。この図からは、地区、季節を問わず、実効オゾン全量と UV-B 量がきれいな逆相関を示していることが分かる。紫外線の季節変動は、実効オゾン全量を用いることにより明瞭に説明が可能である。

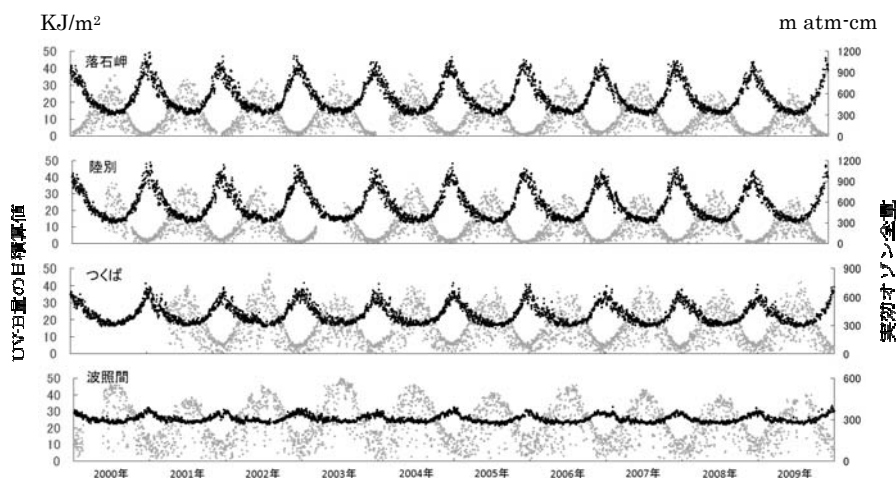


図 3-1-6 実効オゾン全量と UV-B 量の推移 (2000～2009 年)

灰色の点 (左縦軸) は UV-B 量の日積算値、黒点 (右縦軸) は実効オゾン全量である。オゾン全量は衛星データを使った。(出典) 国立環境研究所提供データ

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 3-1-7 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)。

なお、これまでに国内で観測された紅斑紫外線量の時別値が最大値となった事例 (表 3-1-2) をみると、全ての事例で全天の 80%以上が雲に覆われている状況であった。

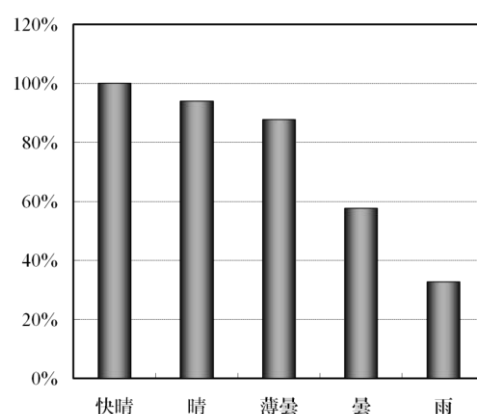


図 3-1-7 天気と UV インデックスの目安

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。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

表 3-1-2 これまでに観測された最大の紅斑紫外線量

項目	観測地点				
	札幌	つくば	鹿児島	那覇	南極昭和基地
時別値 (mW/m^2)	244	276	327	349	300
UV インデックス換算値	9.8	11.1	13.1	14.0	12.0
観測日時 (現地時間)	1997.7.27 12h	2009.8.1 11h	1996.6.28 13h	1996.8.5 13h	2006.11.23 12h
日積算値 (kJ/m^2)	5.22	5.67	7.09	6.60	8.66
観測日	1993.6.17	1999.7.27	1996.6.28	1999.6.16	2006.11.23
日積算値の月平均値 (kJ/m^2)	3.55	4.14	4.69	5.17	6.94
観測月	2007.7	2001.7	2004.8	2003.7	1999.12

※観測期間は、札幌及び那覇は 1991～2010 年、つくばは 1990～2010 年、鹿児島は 1991～2005 年 3 月、南極昭和基地は 1993～2010 年である。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

(参考) 雲量による紫外線量の割合の変化

「雲による影響」の項で、快晴、晴、薄曇、曇、雨と天気に変化するにつれ、UV インデックスが減少していくことが示された。図 3-1-8 には、雲量別 (0、5、9) にオゾン全量と CIE 紫外線量/全天日射量 (比) の関係を示した。雲量が大きくなるにつれて CIE 紫外線量/全天日射量 (比) が大きくなることが示されている。これは、雲量が増えるに従い、全天日射量、UV-A 量、UV-B 量は減少する (UV インデックスが小さくなる: 図 3-1-7) が、全天日射量に占める CIE 紫外線量の割合が高くなることを意味する。

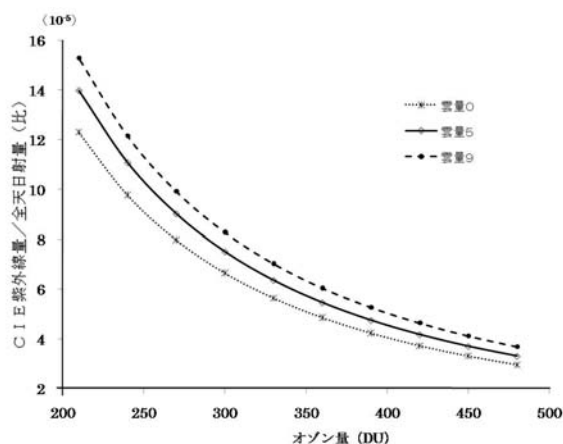


図 3-1-8 オゾン量と CIE 紫外線量 (比)

鹿児島で午後 3 時に観測されたオゾン量と CIE 紫外線量/全天日射量 (比) を示す。

(出典) 国立環境研究所提供データ

エアロゾルの影響

エアロゾルは大気中に浮遊する直径 $0.1 \sim 1 \mu\text{m}$ 程度の固体若しくは液体の微粒子のことで、大気汚染物質等を起源とする硫酸エアロゾル、海水が風で巻上がってできる海塩粒子、化石燃料等の燃焼によるすす、黄砂などがある。エアロゾルは紫外線を吸収・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減少する。

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

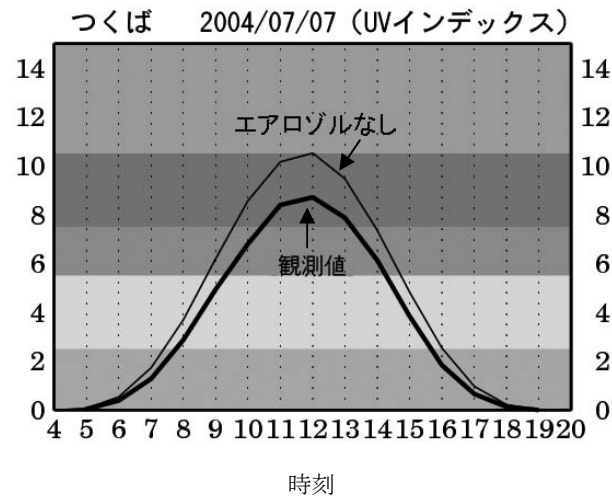


図 3-1-9 エアロゾルの有無による紫外線量の違い

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

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010

2. 太陽紫外線の観測の状況

2-1. 太陽紫外線の観測手法

太陽紫外線の観測手法

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

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

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

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

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

2-2. 紫外線観測状況

気象庁による観測

気象庁では、1990 年 1 月からつくばにおいて、また、1991 年 1 月から札幌、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（290～325nm）紫外線観測を実施している。

また、オゾン減少の著しい南極域でも、昭和基地において 1991 年 2 月から観測を実施している（1991～1994 年 1 月は試験観測）。各地点の 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 (UV-A 及び UV-B のそれぞれの帯域で測定) で連続観測を行う「有害紫外線モニタリングネットワーク」が構築され、現在、22 機関 27 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 15 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) に基づく地球規模の紫外日射観測網の運用を支援し、観測精度の維持・向上及び観測資料の有効利用等を図ることを目的に、1989 年に紫外線に関する科学諮問部会 (SAG:Scientific Advisory Group) を設置し、世界オゾン・紫外線資料センター (WOUDC) において紫外線データの収集と提供を行っている。

3. 太陽紫外線の監視結果

3-1. 世界の太陽紫外線の状況

(a) 紫外線量の経年変化

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

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

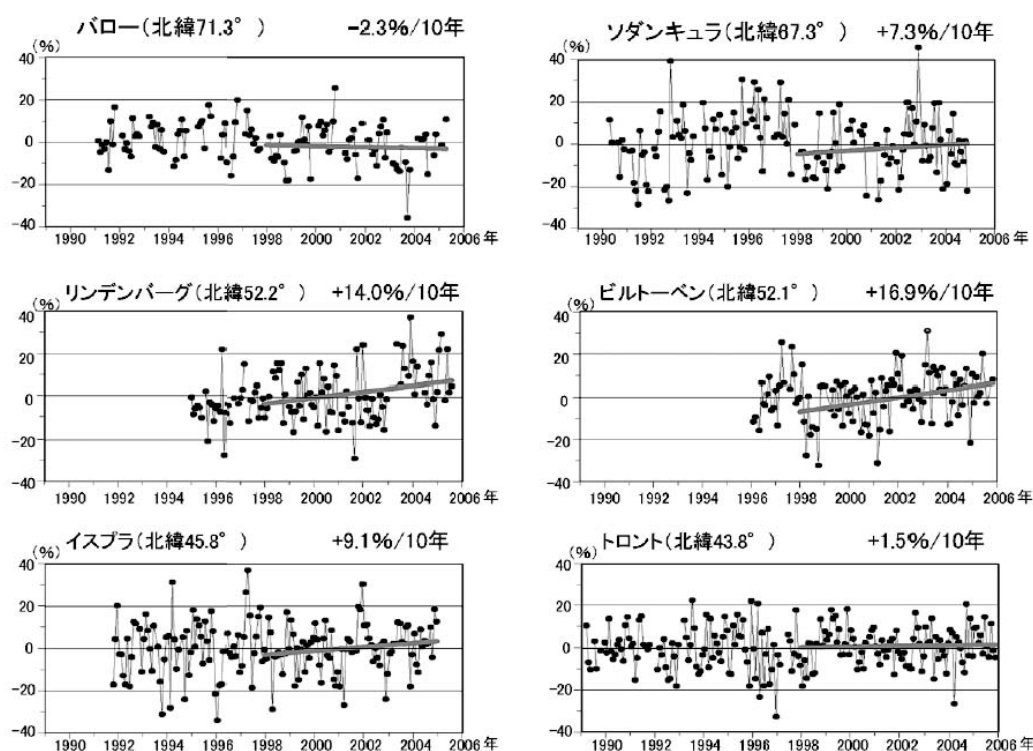


図 3-3-1 月平均紅斑紫外線量の長期変化

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)

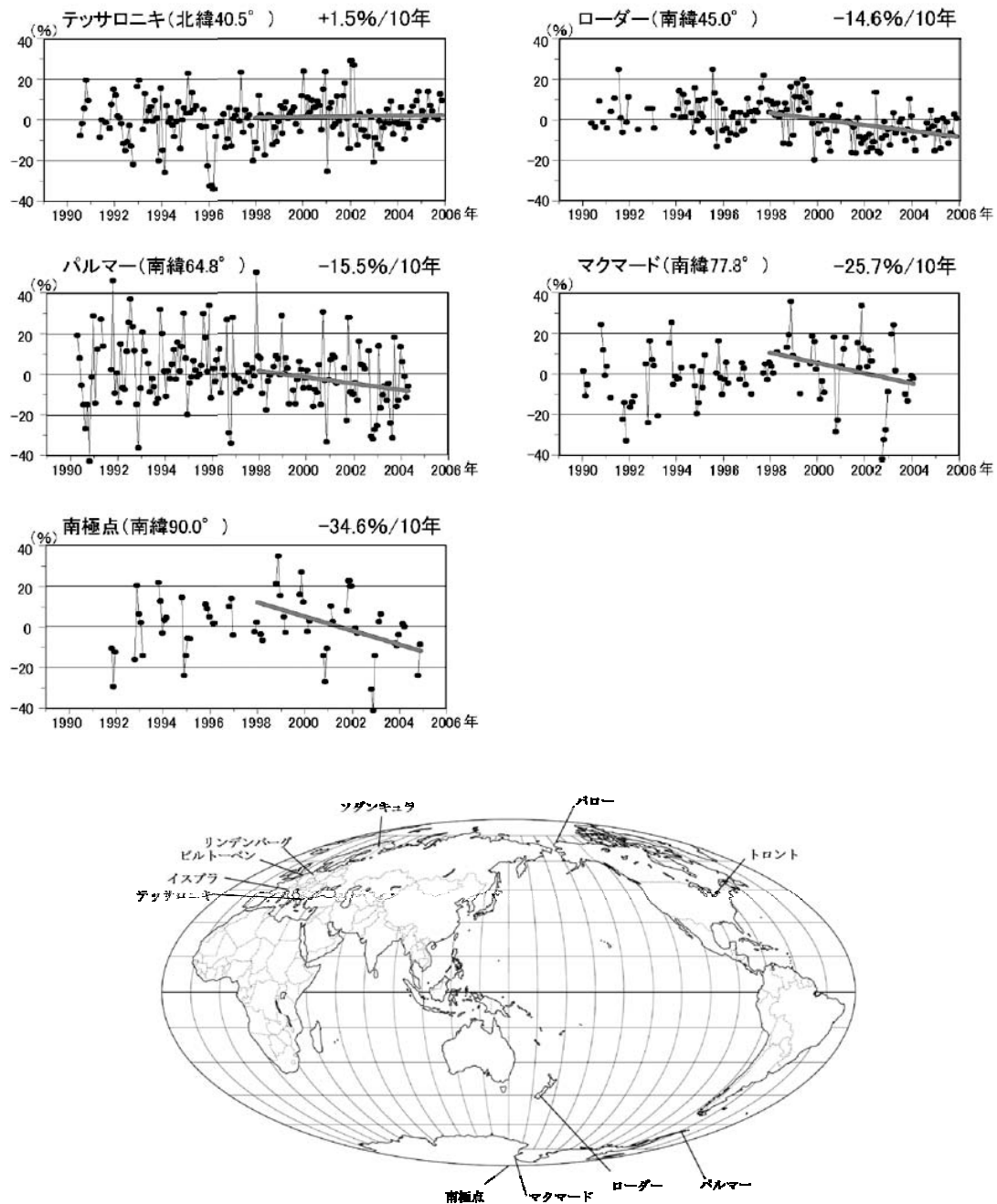


図 3-3-1 月平均紅斑紫外線量の長期変化（続き）

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

（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。

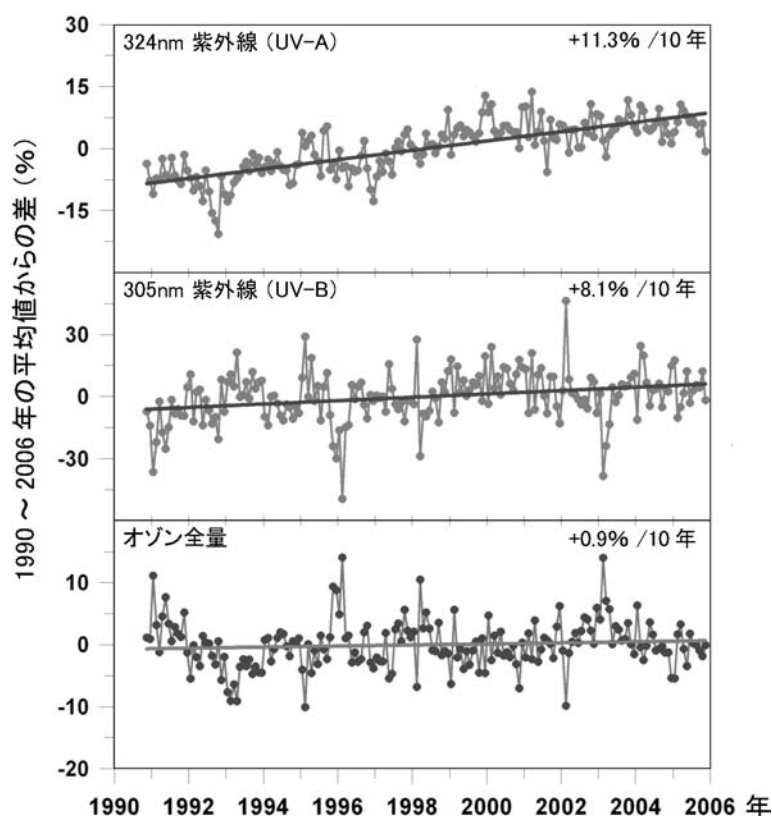


図 3-3-2 テッサロニキ（ギリシャ）におけるオゾン及び紫外線量の経年変化
晴天時で太陽天頂角が 63° の条件による。直線は傾向を示す。
（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

一方、前々回報告（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、1999 年から 2006 年にかけてオゾン全量の増加に呼応して UV インデックスの減少が見られる（図 3-3-3）。しかしながら、その減少幅は、同地域でのオゾン全量の増加をもとに見積もった UV インデックスの減少量を上回るもので、大気中のエアロゾルによる紫外線量の減衰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（ノーショーピング（スウェーデン））などが報告されている。これら紫外線量の増加は、オゾン全量の減少、雲の光学的厚さの減少、エアロゾルの減少等に起因する大気透過度の増加によるものである。

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

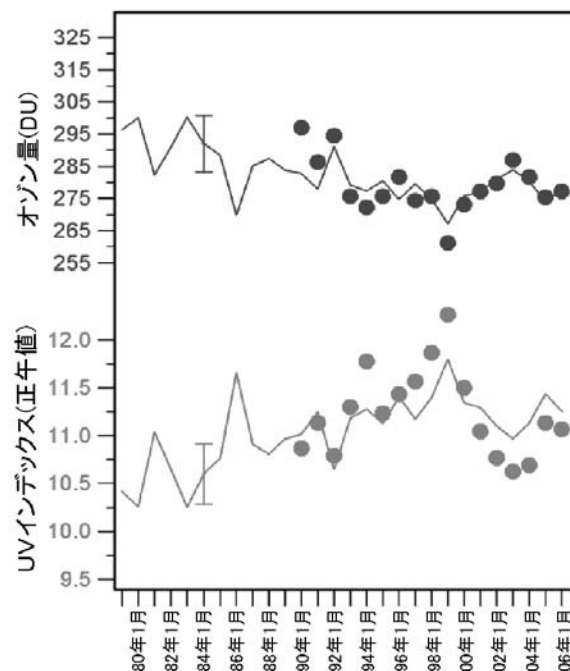


図 3-3-3 ローダー（ニュージーランド）における夏季のオゾン量と UV インデックスの長期変化

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

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

(b) 過去の紫外線データの再構築（モデルによる再現実験）

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

図 3-3-4 に最も長期間のモデル計算例（スイス）を示す。1926 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、全体としては地球規模の変動、例えばヨーロッパにおける 1970 年代半ばの大気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。

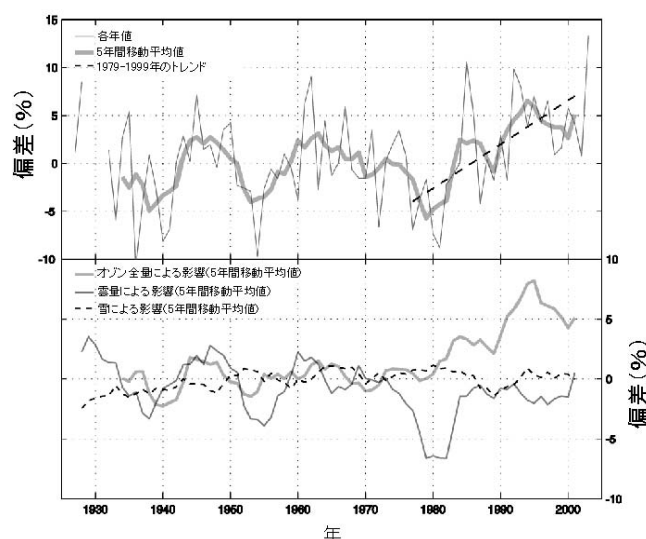


図 3-3-4 1940～1969 年の平均値紫外線量からの偏差（スイス）

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 2010 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。

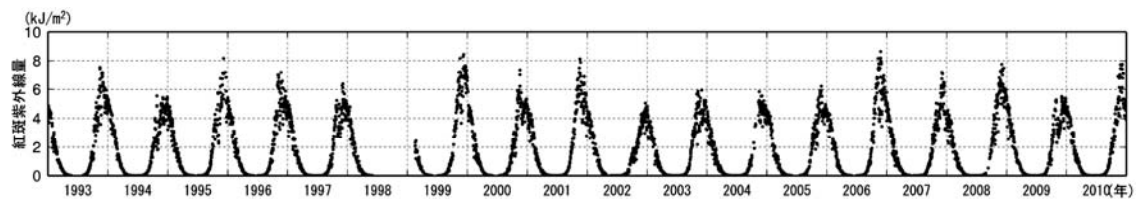


図 3-3-5 1993 年から 2010 年までの南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の経年変化
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

(b) 2010 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 2010 年の紅斑紫外線量は、オゾンホールの最盛期から消滅期である 9～12 月で、1994 年から 2008 年までの平均値並みであった（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、2010 年 10 月下旬から 12 月上旬にかけて 1994～2008 年の平均値よりも少ない時期があった。この影響により、紅斑紫外線量日積算値は、10 月下旬～12 月上旬まで 1994～2008 年の平均値より多い時期があった。

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。基本的には紅斑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紅斑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 1-3-8 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。

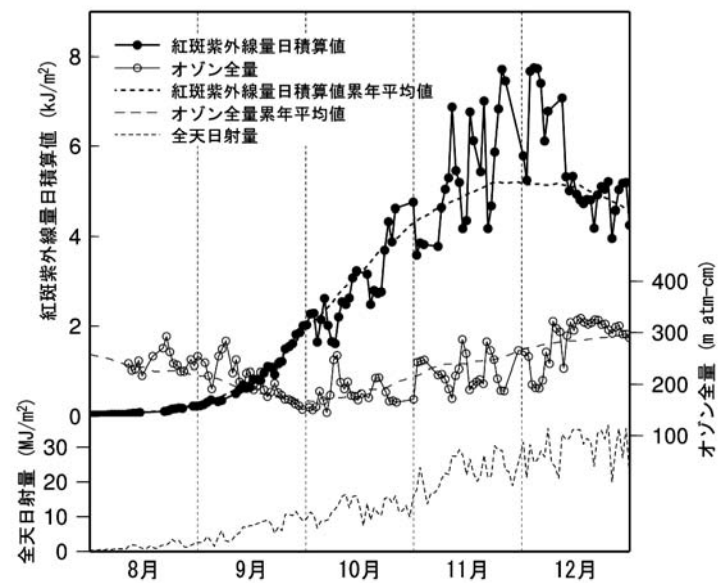


図 3-3-6 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量の推移
(2010 年 8～12 月)

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 1994 年から 2008 年までの平均値。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

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）量年積算値の経年変化を示す。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（P29、図 1-3-17 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化に関連づけることはできない。なお、紫外線量の長期的な増加傾向には、天候とエアロゾルの両者が寄与している可能性があるが、紫外線量の増加に対してそれぞれの程度寄与があるのか定量的には明らかではない。

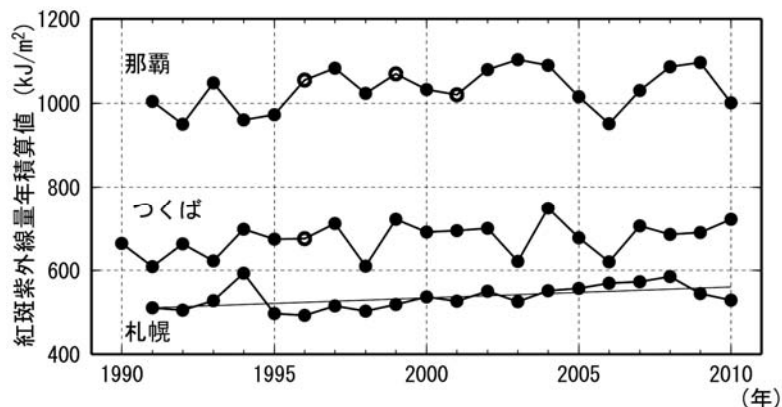


図 3-3-7 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始から 2010 年までの経年変化。年積算値は欠測を考慮し、紅斑紫外線量日積算値の月平均値に各月の日数をかけた値を 12 か月積算して算出している。●印は紅斑紫外線量の年積算値を示すが、○印となっている年は、年積算の計算に用いる月平均値の中に 1 か月の日別観測数が 20 日未満の月が含まれることを示す。統計的に有意（有意水準 5%）に増加している札幌について全期間の長期的な傾向を直線で示した。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010 より

なお、気象庁による紫外線観測が 1990 年以前には行われていないため、顕著なオゾン層破壊がみられた 1980 年代以前からの長期変化傾向は観測からは求められない。そこで、これまでに札幌及びつくばで観測されたオゾン全量値（P29、図 1-3-17 参照）をもとにオゾン全量の長期的な変化のみから推定される紅斑紫外線量の長期変化傾向を計算すると、天候やエアロゾル量などに経年変化がなければ、1961～1980 年平均に比べて最近 5 年間（2006～2010 年）平均の紅斑紫外線量の年積算推定値は、札幌の場合 1.0%多く、つくばでは 1.7%少なかったと推測される。

(b) 2010 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 2010 年における月平均値を図 3-3-8 に示す。2010 年の状況について、1994～2008 年の平均値からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」と表すと、札幌では年平均では「並」であったが、4 月、7 月、12 月はいずれもその月として過去最少となった。つくばでは年平均に加え、6 月及び 8～9 月に「多い」となった。特に、8 月はその月として過去最多となった。那覇では年平均は「並」であったが、4～5 月、7 月及び 11 月に「少ない」となった。特に 7 月はその月として過去最少となった。これらの特徴は、主に各地点の天候（雲量や日照時間など）を反映したものとみられる。

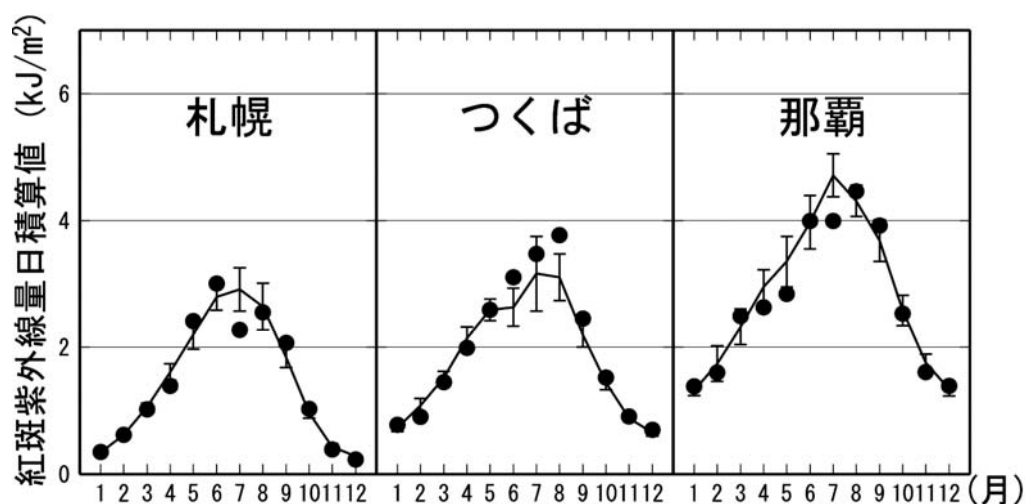


図 3-3-8 2010 年における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

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 2010 年の月平均値。実線は、1994～2008 年の累年平均値であり、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:2010

4. 太陽紫外線の将来予測

紫外線量の予測

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

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

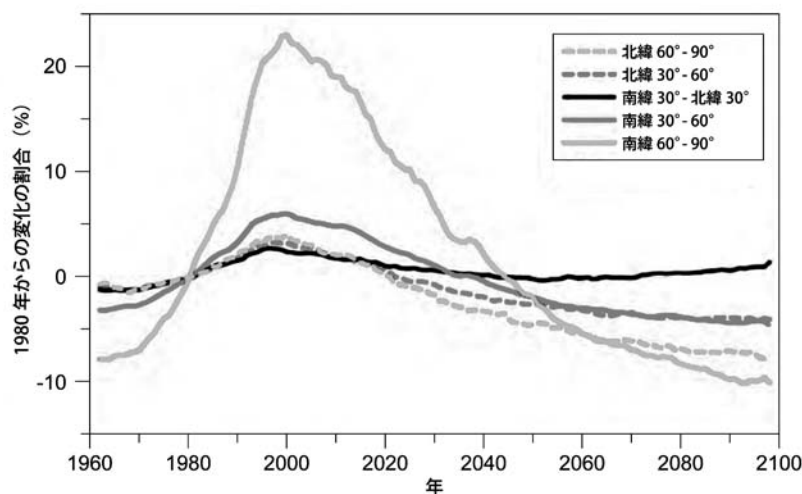


図 3-4-1 紅斑紫外線量の予測

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

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

参考資料

参考資料 1. 紫外線による人の健康への影響

紫外線の皮膚への影響

太陽紫外線は皮膚細胞内外の多種の物質に吸収され生物反応を惹起する。特に UV-B は細胞遺伝子 DNA にシクロブタン型 2 量体 (cyclobutane pyrimidine dimer:CPD) を生成することで独特の傷を与え、遺伝子変異を誘発する。

夏の正午ごろに太陽紫外線を 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 (プロスタグランディンや一酸化窒素) を生成し、血流を増やす。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。

太陽紫外線を浴び続けた結果、20 歳を過ぎるとアジア人では光老化としてシミが、さらに高齢では良性腫瘍の脂漏性角化症、前がん症の日光角化症、さらには悪性腫瘍が日光ばく露皮膚に好発する。一方、波長の長い UV-A は UV-B に比較し CPD 生成は千分の一程度の弱い作用しかない。また、UV-B と UV-A は細胞膜にも働き掛け、細胞の働きを変える。

太陽紫外線を長年浴びて現れる光老化

年を重ねると誰でも顔や手の甲にはシミやしわ、つまり光老化症状が目立ってくる。日本人の場合、日焼けにより皮膚ではメラニンが生成され小麦色になるので皮膚がんになり難しく、1980 年以前には紫外線の皮膚への健康障害については、一般にはほとんど注意は払われていなかった。しかし、1980 年代に入るとフロンガスによるオゾン層破壊がきっかけとなり、わが国でも紫外線が健康に与える悪影響が注目され始めた。また、日本人でも皮膚がんの一步手前の日光角化症と呼ばれる前がん症が急速に増えてきた。南半球のオーストラリアでは、教育の場で子どもに太陽紫外線の有害性を教え、紫外線から皮膚を守る方法を教え始めた。わが国でも、1998 年には母子健康手帳から「日光浴」の項目が削除された。時期を同じくして、紫外線の慢性ばく露による障害、光老化は防ぐことができる皮膚の老化症状であるとの立場から、わが国の皮膚科医師の間でも基礎・臨床研究が盛んになり始め、シミやしわの治療が全国で広く行われるようになり今日に至っている。

光老化症状でもシミが一番早く症状として表れる。早い人では 20 歳過ぎから顔や肩か

ら背中にかけて、強い日焼けを繰り返した皮膚にシミが出始める。しわは 30 歳ころから出始め、皮膚の良性腫瘍（脂漏性角化症：顔など日光ばく露皮膚にできるいぼのようなざらざらした米粒ほどの小さな、薄い褐色の皮疹）が 40 歳ころから出始める。光老化症状は小児期から上手に紫外線と付き合えば発症を 60 歳から 80 歳頃まで遅くできる。高齢国家のわが国では、子どもの紫外線対策を始める時期に来ていると皮膚科の専門家は考えている。

紫外線による免疫抑制のメカニズム

皮膚は最外層にあり、外来物質や感染生物の侵入を阻止する重要な働きを持っている。紫外線が皮膚の免疫反応を抑制することが発見されてから 30 年以上が過ぎ、近年その生物作用についての新しい解釈が生まれている。

紫外線による免疫抑制が発見された当初は、腫瘍発症をターゲットにした免疫抑制機構が研究された。紫外線で生じたマウスの皮膚がんを同系統のマウス皮膚に移植すると免疫反応により腫瘍が拒絶されるが、移植の数日前に紫外線を照射した皮膚に移植すると腫瘍が成長する現象が報告された。その後、皮膚に塗布される化学物質に対するアレルギー反応も UV-B の前照射で抑制されることが明らかにされた。

これらの抑制反応は、紫外線を浴びたのち 10 日間以内の移植や皮膚塗布で起きたが、それ以降では抑制は起きなかった。つまり、紫外線を浴びて 10 日を過ぎると免疫抑制効果は消失していた。さらに紫外線量が少量の場合には、紫外線を浴びた皮膚に局限した抑制反応を示し、大量では紫外線を浴びていない皮膚でも抑制反応が観察された。この抑制機構には、表皮において免疫反応を担うランゲルハンス細胞の機能が障害され、免疫反応を抑制するように働くサプレッサー T 細胞が誘導されるためと説明されてきた。また、この反応の引き金は、細胞遺伝子 DNA の傷、あるいは表皮に存在し免疫反応を抑制する働きを持つウロカニン酸によるものと考えられ、表皮細胞の 90% 以上を占める角化細胞から生成放出されるサイトカイン（細胞が作り出す物質で、作った細胞自身の他、多くは周りの細胞に働きかけてその働きを変える）の一つである免疫反応を抑制する作用を持った IL-10（インターロイキン-10）がリンパ球に働き、免疫抑制反応を誘導すると考えられてきた。

その後研究が進み、現在では、角化細胞が発現するサイトカインの一種である RANKL（receptor activator of NFκB ligand）が炎症反応時には増加し（UV-B 照射時にも増加する）、骨髄由来のランゲルハンス細胞の RANK（RANKL が結合するアンテナのようなもの）を介してランゲルハンス細胞を刺激し、免疫反応を抑制させる働きを持つ IL-10 を生成放出させるために、免疫反応が進まないように抑え込むリンパ球である抑制性 T 細胞（T-reg）が増加し免疫抑制が起きると理解されている。

紫外線による免疫抑制効果

紫外線の免疫抑制効果で人の健康に与える影響として最も重要なのは感染症への影響である。現在までに、細菌、真菌やウィルスの感染に対する紫外線の抑制効果が、小動物を用いて広く研究され、紫外線で感染症は重症化し早期に死亡することが確認されている。しかしながら、人を対象とした感染症を誘発させる研究は倫理的にできないため、疫学的研究が主となってきた。その一つは、ヘルペスウィルスによる単純疱疹の再発が紫外線ばく露後に好発すること、また、乳頭腫ウィルスによる皮膚がんの発症も紫外線ばく露部位に好発することなどである。また、ワクチンの予防接種を施行する季節が抗体産生に与える影響の解析から、紫外線ばく露により接触皮膚炎と自然免疫の主要因子であるNK細胞は抑制されるが、B型肝炎ウィルスに対する抗体価には影響しなかったと報告されている。

紫外線による免疫抑制は皮膚の過剰な免疫反応であるアレルギー反応を抑制することから、現在では本来人には必要な機構ではないかと考えられるようになってきている。紫外線で誘導される抑制性T細胞（T-reg）は、体の免疫機構が自分の細胞や組織を攻撃する結果生じる自己免疫反応の発症を抑制する働きがあることから、紫外線による皮膚の免疫抑制は皮膚を介して常時起きる可能性がある物質に対する過剰反応を避けるために必要な機序とも考えられる。

また、紫外線による免疫抑制は、健康な人では何らの変化も生じない太陽光線で、皮膚に異常な反応が起きる病気である光線過敏症に罹患しないための機序の可能性もある。日光に当たる皮膚にかゆみのある皮疹が出る多型日光疹患者の場合は、6MED（皮膚がうっすらと赤くなる最少紅斑量の6倍のUV-B量）の大量照射により、表皮において免疫反応を担う表皮ランゲルハンス細胞が減少しにくくなることに加え、皮膚に誘導される真皮の多核白血球（RANKLを発現）の浸潤が少なくなることが免疫反応を抑制する働きをもつIL-10の不十分な発現につながり、アレルギー反応が起きやすいと考えられている。

皮膚タイプによる紫外線による影響の違い

色白で赤くなりやすいタイプの人（Ⅰ型）は色黒で赤くなりにくいタイプの人（Ⅵ型）に比べ、同量の紫外線で2倍ほど免疫抑制を受けやすい。UV-Bによる遺伝子の傷も赤くなりやすい人はなりにくい人に比べ3倍ほど多い。これらの結果は紫外線で赤くなりやすい人は赤くなりにくい人に比べ、紫外線による皮膚がん罹患しやすいことを示唆している。

免疫抑制等に対するUV-Aの影響

これまでオゾン層の減少が人の健康や地球の生態系に与える影響が盛んに研究されてきた。太陽紫外線を浴びて数時間から数日後に起きる皮膚の急性反応が注目され、基礎研究が進んだ。その一つが紫外線による免疫抑制であるが、UV-Bが免疫抑制の主役でありUV-Aによる免疫抑制に関しては、UV-AはUV-Bによる免疫抑制を阻止するとの報告もあり、研究者の間でも意見が分かれていた。しかし、近年UV-Aが、活性酸素を介した細胞

障害だけではなく、直接遺伝子に働き UV-B と同様の傷を遺伝子の DNA に誘発することも明らかとなり、皮膚発がんやシミの発症にも深く絡んでいる可能性が強く示唆されている。

さらに、UV-A は UV-B に比べ、地表に届く量は 15～50 倍も多く、冬でも夏の半分量は届いているし、皮膚の真皮の上層に 20% も到達する。窓ガラスを透過して入ってくるのも UV-A である。太陽光線の免疫抑制効果を地表に届く紫外線量を考慮し評価すると我々の皮膚の免疫抑制には UV-A が UV-B よりも強く関与していることを示す研究成果が最近報告されている。光老化のしわは UV-A が直接真皮の線維芽細胞に働き、UV-B は表皮の角化細胞に働きかける結果と云われている。これら両紫外線の光老化作用は紫外線で生じる活性酸素が重要な働きをしているためと理解されている。すでに赤外線が活性酸素を介してしわの原因となる可能性も認められており、今後は太陽光線対策として活性酸素をいかに制御するかが研究のターゲットの一つである。UV-A の健康への悪い面がはっきりと科学的に証明されてきた今日、国民にとって UV-A 対策は皮膚がんの発症予防だけではなく、光老化や免疫の側面からも重要と考えられる。

紫外線ばく露による眼への影響

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、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。

眼の紫外線対策

紫外線放射に対する眼のばく露を避けるには太陽光を避けることが効果的だが、完全に実行することは難しい。眼に直接太陽光が当たるのは稀であるが、紫外線放射に強くさらされる場所又は地表面からの反射が強い場所では眼の保護を常に行う必要がある。

ガラス製又はプラスチック製のメガネには、紫外線カットのレンズが多く使われるよう

* 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。

になってきており、サングラスではなくても UV-B 放射の全部及び UV-A 放射の大部分を吸収することができる。なお、レンズの小さいものや顔の骨格にあわないサングラスの場合、周辺の紫外線放射が側面から眼に入る可能性がある。このような時、色の濃いサングラスをかけていると、眼に入る光の量が少なくなるため瞳孔が普段より大きく開き、影響が悪化する可能性があるので注意が必要である。紫外線放射をブロックするソフト・コンタクトレンズは角膜全体を覆って、あらゆる角度から進入する紫外線放射に対して眼を効果的に保護する。

オゾン層破壊と紫外線の眼への影響

紫外線による眼への影響について、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）。

参考資料2. 紫外線による陸域生態系への影響

紫外線に対する植物の対応メカニズム

UV-B 放射に対して陸域生態系は極めて多様な反応を示す。動物は UV-B 放射を避けるために移動することができるが、植物は移動することができない。しかし、それを補うように作物及び森林樹種を含むほとんどの植物は紫外線を遮蔽する複数のメカニズムをもっている。

DNA、タンパク質、脂質などの生命維持に必須な生体分子は UV-B 放射に対して一般に感受性が高い。しかし、UV-B が葉に当たっても、そのごく一部しか内部組織に到達することができない。試験に用いたほとんどの植物種で、UV-B 放射は紫外線を遮蔽する化合物の合成を誘導し、UV-B 放射が葉の中の重要な生体物質に到達するのを阻止するメカニズムをもっている。他の適応の例として、葉の厚さを増やしたり、葉を保護するワックス層を変化させて UV-B 放射にさらされる内部組織の比率を減らすことも知られている。しかしながら、このような遮蔽機構をかいぐって内部に到達した UV-B によって DNA は損傷を受ける。これに対しては植物は DNA の損傷を修復するいくつかのメカニズムをもっている。

植物の対応メカニズムによる生態系への影響

UV-B を照射された植物では葉に含まれる生体成分の組成が変わり、作物と草食性昆虫の間の相互作用が影響を受ける。成分組成が変わった植物の葉は病害虫を含む草食生物にとって食糧としての魅力がなくなり、落葉後にバクテリアや菌類などの微生物により土中で分解するスピードが変わる。このように、植物が UV-B 照射を受けると、動物の嗜好性や微生物による分解が変化し、動物への食糧供給と土壌内での栄養素の循環に影響を与えるので、生態系レベルでの影響は相当に大きなものになりうる。なお、昆虫等の消費減退の一部は昆虫への UV-B 放射の直接的影響によるものもある。UV-B 放射が高くなれば、一般的に草食動物が植物を食べる量は少なくなるが、逆に大気中の CO₂ が多くなれば草食性が強まる。従って UV-B の放射量と CO₂ の将来のレベルは植物の生産と昆虫への食糧供給の両面を制御する上で重要となるであろう。

上に述べたように、UV-B に対応するための植物の変化は、植物が枯れた後の分解に影響を与える可能性がある。紫外線遮蔽物質生成の誘導や UV-B 放射に耐えるようにする葉の構造的変化は、葉が落ちた後も分解に耐えられるように変化させている。また、UV-B 放射は土壌中の微生物の構成を変化させるが、これも落ち葉の分解されやすさに影響を与えうる。落ち葉が直接太陽光にさらされると光化学的に分解されるが（光分解）、微生物と光分解の双方の分解過程の変化は将来の生態系における炭素隔離と栄養素循環に重大な結果をもたらす。このように、紫外線放射は葉の生化学（成分組成）と微生物の多様性の変化を通じて間接的に、また光による分解（光分解）を通じて直接的に分解に影響を与えて

いる。

紫外線や気候変化による植物への影響の例

過去数十年来、温度と UV-B 放射が著しく増大している高緯度地域では植物の進化が環境の変化に追いついていない可能性がある。南極大陸及び南米南端では、比較的低レベルの UV-B 放射の環境に適応している植物が、オゾン層破壊による UV-B 放射レベルの上昇によって影響を受けている。UV-B 放射の植物の成長に対するマイナスの影響は通常の場合比較的小さいが、影響の大きい種もある。時間の経過とともに、種間のこれらの相違は陸域生態系の変化をもたらすであろう。特に UV-B 放射が今後数十年にわたり高いままの南極などの地域ではその可能性がある。

参考資料3. 紫外線による水圏生態系への影響

紫外線による水圏生態系の生産性低下

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。

水圏生態系への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的作用を表す係数（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。

紫外線に対する水圏生態系の対応メカニズム

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。ハームフル・アルガル・ブルーム（HABs）*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。

UV-B の影響と鉛直混合の関係性

水圏生態系における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。温帯域の夏季によく見られる水温躍層***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

* ハームフル・アルガル・ブルームとは、人類にとって有害な植物プランクトンを含む藻類一般を意味し、Harmful Algal Blooms(HABs)のことである。従来は赤潮生物と呼ばれていた。

** 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。

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。

有色溶存有機物と UV-B の相互の影響

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のバクテリアによる分解による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 の増加に寄与する。一方、バクテリアは CDOM の分解にも深く関わりあっている。また、UV-B によって CDOM は分解されるので、基礎生産量が UV-B の影響をより多く受けるので減少する。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（P139）参照）。

南極海域での海洋生物への紫外線の影響

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-1、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-1、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-1、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-1、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-1、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-1、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-1、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-1、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）。

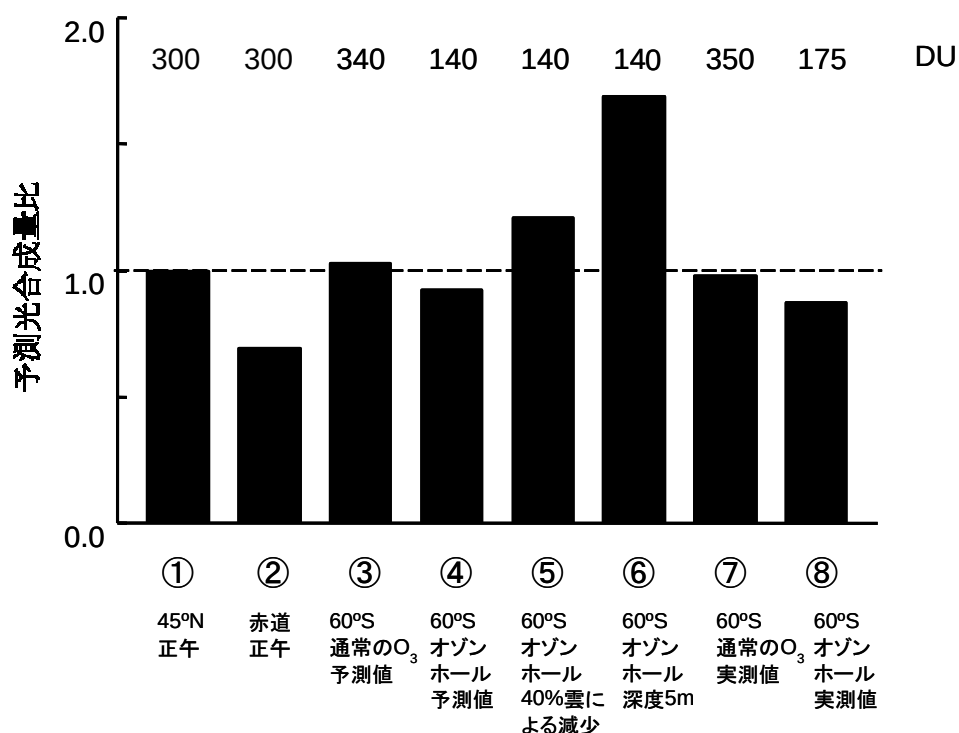


図 3-資-1 重み付け生物作用スペクトルを用いた太陽紫外線ばく露による
海洋表層植物プランクトンの予測光合成量

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

紫外線等による材料劣化

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。

表 3-資-1 に屋外での材料劣化に影響を与える環境要素を示したが、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,2010）。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 屋外の材料劣化に影響を与える各種要因の効果

	UV-B	温度	湿度	大気汚染物質
プラスチック	非常に強い	強い	弱い	弱い
木	強い	中程度	非常に強い	弱い

※「非常に強い」「強い」「中程度」「弱い」の4段階で評価している。

材料の紫外線対策

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, 2011) 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

成層圏オゾン層の変化は気候の変化や汚染物質の排出と並んで、大気汚染に直接的な影響を及ぼす因子である。太陽紫外線は対流圏での化学過程の主要な駆動力の 1 つであり、特に、オゾンの紫外光分解は多くの揮発性有機化合物 (VOC) の大気中での寿命や大気の酸化能と密接に関わっている水酸基 (OH) の生成の引き金となっている。オゾンの光分解以外にも太陽紫外線は、アルデヒド類、NO₂、亜硝酸をはじめ紫外域に吸収帯を有する様々な化学物質を直接光分解することで、大気酸化能や様々な大気微量気体の生成・消滅に影響を与える。その結果として、太陽紫外線の変化は光化学オゾンやエアロゾルの時間的、空間的な分布に影響を及ぼす。

OH ならびに HO₂ ラジカル

メタン、HCFC、HFC などの温室効果気体の大気寿命は OH との反応に大きく依存する。また OH や HO₂ の関与する化学過程は光化学オゾンやエアロゾルの生成に大きく影響している。よって、OH ならびに HO₂ の濃度や空間分布の把握やこれまでの変化を理解し、今後の変化を予測することがオゾン層破壊の大気質への影響を評価する上で大切である。

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は OH の主要な生成源である。過去のオゾン層破壊による紫外線の増加で OH 濃度は数%増加したと見積もられており、逆に今後のオゾン層の回復による紫外線の減少によって、OH 濃度は減少すると予想される。しかしながら、平均的な OH 濃度のトレンドや OH 濃度の空間分布の変化予測には大きな不確実性が残されている。これは、OH 濃度が単に紫外線強度のみに依存するものではなく、NO_x やメタン、VOCs、CO などの微量成分の放出量や気温、水蒸気量にも強く依存することが原因の一つである。更に、最近の実大気中での OH や HO₂ の直接観測からは、OH や HO₂ の生成・消滅に関わる化学反応の理解が不十分であるとの指摘もなされている。例えば、実大気中で直接観測された OH 濃度が、汚染地域 (Hofzumahaus et al., 2009) ならびに非汚染地域 (Lelieveld et al., 2008) においても、数値モデルから予想される濃度に比べて数倍も高い、との報告もある。同様の観測とモデルの不一致は HO₂ でも認められており、OH や HO₂ の生成・消滅をはじめとする対流圏の化学過程の再

評価が必要である。

対流圏オゾン

対流圏のオゾンは都市から地球規模のいずれのスケールにおいても注目すべき最も重要な大気汚染物質である。成層圏オゾンの変化は、成層圏から対流圏へのオゾンの流入量の変化ならびに対流圏での光化学オゾン生成効率の変化を通して、対流圏オゾン量に影響を及ぼす。最近の数値モデル実験では、今後の温室効果気体の増加と成層圏オゾンの回復は大気の循環を加速し、成層圏から対流圏へのオゾンの輸送量を増加させ、特に南半球への輸送量の増加が顕著である事が示された (Zeng et al., 2010)。なお、この数値モデルでは成層圏オゾンの回復による太陽紫外線量の変化は考慮されていないため、紫外線量の変化による対流圏光化学の変化は反映されていない点は注意が必要である。

太陽紫外線は対流圏オゾンの生成と消失に影響を及ぼす重要な要素である。紫外線量の増加は清浄大気では対流圏オゾンを減らす方向に作用するが、汚染地域では増やす方向に作用すると考えられている。雲量やエアロゾルの変化は成層圏オゾン以外に紫外線量の変化をもたらす要因として重要であり、結果として対流圏でのオゾン生成効率にも影響を及ぼす。例えば、エアロゾルの散乱による紫外線の変化については、エアロゾルの増加は都市域では紫外線を減らす方向に働き、結果としてオゾン生成を抑える可能性が指摘されている。

成層圏オゾンや紫外線量の変化のほか、今後の対流圏オゾンの変化に関わる重要な因子としては、気候の変化や汚染物質の放出量の変化が挙げられる。例えば、植物からの VOC の放出や土壌からの NO_x の放出などは気温、湿度、CO₂、更には太陽光強度に依存すると思われる。また、都市スケールの光化学スモッグオゾンの生成と輸送がスモッグ発生地域以外の領域の地表オゾン濃度に影響を及ぼすことが衛星観測を含む様々な観測やモデル計算から分かってきた。

対流圏エアロゾル

対流圏エアロゾルは人の健康や生態系への影響だけでなく、エアロゾルによる太陽光の散乱や吸収ならびに雲核として働きを通して、直接・間接的に放射強制力に影響を及ぼす。最近の研究から、大気中のエアロゾルには有機物質で構成されるエアロゾル（有機エアロゾル）が多く存在していることが明らかになってきた。有機エアロゾルの内でも、大気中での揮発性有機化合物（VOC）や半揮発性有機化合物（SVOC）の化学過程を経て生成される二次有機エアロゾル（SOA）の寄与が少なくないことが分かってきた。しかしながら、従来の数値モデルが大気中で観測される SOA の濃度を大幅に過小評価する例が報告されている (Volkamer et al. 2006)。VOC や SVOC の大気中での化学反応機構や SOA 生成効率の理解が不十分であることがその一因であろう。

紫外線は SOA 生成に重要であると共に、SOA の消失にも何らかの役割を果たしている

と思われる。しかしながら、UV-B の変化が SOA の収支に如何に影響するかは十分には評価されていない。一方で、エアロゾルの変化は紫外線量にも影響を及ぼす。最近の研究では、SOA の中には太陽紫外線を散乱するだけでなく紫外線を吸収する特質を有するエアロゾルが存在することが指摘されている (Corr et al., 2009)。SOA が太陽短波を吸収する原因として、SOA を構成する成分による吸収の寄与が指摘されている。吸収性のエアロゾルの増加は紫外線量を低下させ、オゾン生成を抑える方向に働くが、散乱性のエアロゾルの増加はオゾンの生成速度の増加につながる可能性がある。よって、エアロゾルによる紫外線の散乱と吸収は、放射強制力への影響だけでなく対流圏でのオゾン生成にも影響を及ぼす可能性がある。

イ. 生物地球化学的循環への影響

地球の環境中では様々な物質は輸送され、また化学的にも変質する。この様な過程には、大気圏、水圏、地圏における様々な過程のほか生物活動も関与しており、放出から輸送、変質そして消失に至るシステムを全体として生物地球化学的な循環と呼んでいる。生物地球化学的な循環は、物理・化学的なプロセスや地質学的プロセス、更には生物学的なプロセスによって構成されている。生物地球化学的循環に対する太陽紫外線の影響は、個々のプロセス間の相互作用ならびに気候変化など他の環境変化による影響との相互作用が存在することにより、その評価や予測には大きな不確実さを伴うものの、決して無視できない影響があると考えられている。

炭素循環と紫外線

人間活動によって大気放出された CO₂ の吸収には陸域生態系ならびに水圏生態系が大きな役割を果たしている。紫外線は生態系の活動に影響を与える因子の一つである。

陸域生態系

太陽紫外線は陸域生態系の成長と機能ならびに枯れ葉や土壌からの炭素放出に関係する生物に影響すると考えられている。陸域生態系に入射される紫外線量に影響を与える因子としては、成層圏オゾン、雲、エアロゾル、地表アルベドがある。更に、気候や土地利用の変化による生態系の変化自体も入射紫外線量の変化要因になる。

中低緯度の陸域生態系に入射される紫外線量については、成層圏オゾンの変化から予想される紫外線量の変化は小さい。むしろ雲量の減少や乾燥地域の増加ならびに植生被覆の減少の影響が大きく、それらは全て林冠内ならびに土壌表面への到達する紫外線量の増加につながる。一方、高緯度域では、今後の成層圏オゾンの回復による紫外線量の減少に加え、アルベドの減少、雲量の増加、茂みの増加ならびに植生帯の極地方への移動などが、全て林冠内ならびに土壌表面の生物に対する紫外線量の減少をもたらす。

気候の変化は陸域生態系による炭素固定に関して、北半球高緯度では増加、低緯度では減少すると予想されている。気候変化が陸域生態系に影響を及ぼし得る紫外線量の変化に影響を及ぼすことで、陸域生態系による炭素固定能への気候変化の影響を増幅させるだろうと予想される。

水圏生態系

海洋における二酸化炭素の吸収・固定は、生物活動を介した炭素吸収能、海洋の鉛直混合（あるいは成層の安定度）、海洋酸性度などに影響される。炭素固定に関わる一次生産者への紫外線ばく露量は有色溶存有機物（CDOM）の濃度や光学特性に左右される。

海洋の成層化は海表面気温の上昇や塩分濃度の低下などに依存しており、正味の一次生産性を低下させる。海洋の成層化は深部から表層部への CDOM の供給を低下させ、CDOM の光分解の増加と合わせて CDOM 濃度の低下を招く。CDOM は植物プランクトンの死骸の生物的分解によって生成されるので、生物生産性の低下は CDOM の生成量の減少につながる。その結果、海洋の成層化は生物生産性の低下を通して、紫外線の防御としての CDOM の濃度低下を加速し、海洋表層の生物への紫外線ばく露量を増大させることになると思われる（Zepp et al., 2007）。

二酸化炭素の吸収量の増加に伴う海洋酸性化はサンゴなどの石灰化生物の石灰化を阻害し、生物生産性を低下させると考えられている。更に、海洋酸性化が、光合成ならびに石灰化のいずれに対しても、太陽紫外線の悪影響を増大させるとの指摘もある。またサンゴは海水温上昇による影響も受けやすく、温度の上昇に伴い紫外線に対する感受性も増加するとの指摘もなされている。海洋酸性化の影響は、酵素による鉄の還元効率の低下に起因して、植物プランクトンによる CO₂ の取り込みの低下を引き起こす可能性がある。その一方で、鉄を含んだ物質に対する太陽紫外線誘起反応が海洋酸性化による鉄の生物利用能の低下を打ち消す方向に作用するかもしれない。

微量気体やエアロゾルに対する影響

陸域生態系や水圏生態系は CO₂ だけでなく、メタンや窒素酸化物を始めとする様々な微量気体やエアロゾルの生成・消失と関係している。

メタン

陸域生態系はメタンの主要な発生源の一つであるが、殆どが嫌気性環境下でのメタン生成に起因するものである。PEAT 地帯や水田からのメタン生成に対しては、紫外線量の増大はメタンの発生量を低下させる方向に働く事が知られている。これに対し、好気性環境下で生育する植物からのメタン発生が報告された（Keppler et al., 2006）。メタン発生のメカニズムについて、これまで知られていなかった植物の細胞壁での紫外線による光化学的な反応によってメタンが生成されている事を示す結果も報告されている（Messenger et

al., 2009)。なお、好気性環境下でのメタン発生が全球規模でのメタンの発生量に対する寄与見積もりは不確実性が大きい、比較的小さいとの報告もなされている (Bloom et al., 2010, Ferretti et al., 2007)。

窒素酸化物

生態系と大気との間での反応性窒素（アンモニアや窒素酸化物）の交換は、太陽紫外線や気候変化の影響を受ける。反応性窒素と生態系の関係は、生態系への人間活動による負荷や、消失源としての植生の存在が挙げられる。また、紫外線による葉の表面での硝酸イオンや硝酸の光化学反応に伴う若葉からの NO_x (NO 、 NO_2) の放出も報告されている (Raivonen et al., 2006)。また植物と大気との間での NO_x の交換は、紫外線量や干ばつなどの気候要因に依存することも報告されている (Raivonen et al., 2009)。

亜酸化窒素 (N_2O) も人間活動、特に農業生産、が重要な発生源である。海洋も亜酸化窒素の発生源の一つであり、海洋への反応性窒素の負荷の増大は大気への亜酸化窒素の放出を加速する。亜酸化窒素の生成や消失に紫外線は直接的にはほとんど影響を及ぼさないと思われるが、生物地球化学的な窒素のサイクルへの影響を通して、間接的に影響する可能性はある。

ハロゲン化物

植物は塩化メチルや臭化メチルを始めとするハロメタン類の発生源ならびに吸収源の一つである。例えば、塩化メチルにとって南アメリカの森林地域は全球的に見ても主要な発生源であるが、北極域のツンドラ地域は逆に局所的な消失源となっている。

一方、海洋の生態系（特に熱帯域の海洋）はハロメタン類の発生源であり、特に植物プランクトンからのプロロホルム (CHBr_3) の放出は CHBr_3 の主要な発生源になっている。南極海など極地域の海域でもハロメタン類の放出が認められている。南極点での塩化メチルの増加は、気候変化と紫外線誘起の光化学反応に呼応しているものと思われる。

エアロゾル

海洋からの硫化ジメチル (CH_3SCH_3 、DMS) の発生と DMS からの雲核としての硫酸エアロゾル生成を介したフィードバックの存在はガイアの仮説の例としても有名である。その DMS について、1970 年から 2000 年にかけて海洋から大気への放出量の増加に伴う DMS 濃度の増加が報告されている (Watanabe et al., 2007)。また海水の融解による海水への DMS の放出に伴う海水中の DMS 濃度の増加も観測されている。DMS に対する紫外線量の変化の影響は複雑である。例えば、DMS を生成する藻の代謝は窒素制限下では紫外線によって高められるが、その一方で、紫外線ばく露は表層水における窒素制限を下げるため、藻の DMS 生産性を低下させる可能性がある。更に DMS の光分解は海洋上層部での DMS の重要な消失過程になっている。

陸域生態系が関与するエアロゾル前駆物質の放出の例としては、陸域生態系からの揮発性有機化合物（VOC）放出が挙げられる。植物からの VOC 放出に対する紫外線影響は放出される物質の種類によって大きく異なる。例えば、植物起源の主要な炭化水素であるイソプレンやテルペン類の場合、イソプレンの放出は光強度に敏感に応答する事が知られているが、一方のテルペン類については、紫外線量と放出量の間にはイソプレンの場合ほど明瞭な関係はない。最近では、紫外線ばく露により植物から放出される VOC の中から、砂漠地域でのエアロゾル生成に関与する物質も見出されている（Matsunaga et al., 2008）。

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	2010年科学評価 パネル 大気中寿命（年）	オゾン破壊係数		地球温暖化係数 第4次IPCC報告書 （100年GWP値*）
				モントリオール 議定書附属書	2010年科学 評価パネル	
附属書A	グループI （クロロフル オロカーボン）	CFC-11	45	1	1	4,750
		CFC-12	100	1	0.82	10,900
		CFC-113	85	0.8	0.85	6,130
		CFC-114	190	1	0.58	10,000
		CFC-115	1020	0.6	0.57	7,370
	グループII （ハロン）	ハロン-1211	16	3	7.9	1,890
		ハロン-1301	65	10	15.9	7,140
		ハロン-2402	20	6	13	1,640
	グループI （その他の CFC）	CFC-13	640	1	-	14,400
		CFC-111	-	1	-	-
		CFC-112	-	1	-	-
		等10物質				
附属書B	グループII	四塩化炭素	26	1.1	0.82	1,400
	グループIII	1,1,1-トリクロロエタン	5	0.1	0.16	146
	グループI （ハイドロ クロフルオ ロカーボン）	HCFC-21	1.7	0.04	-	-
附属書C	グループI （ハイドロ クロフルオ ロカーボン）	HCFC-22	11.9	0.055	0.04	1,810
		HCFC-123	1.3	0.02-0.06	0.01	77
		HCFC-124	5.9	0.02-0.04	-	609
		HCFC-133	-	0.02-0.06	-	-
		HCFC-141b	9.2	0.11	0.12	725
		HCFC-142b	17.2	0.065	0.06	2,310
		HCFC-225ca	1.9	0.025	-	122
		HCFC-225cb	5.9	0.033	-	595
		等40物質		他		
	グループII （ハイドロ プロモフル オロカーボン）	HBFC-22B1	-	0.74	-	-
		等34物質		他		
	グループIII	ブロモクロロメタン	0.4	0.12	-	-
附属書E	臭化メチル	CH ₃ Br	0.8	0.6	0.66	5

*「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	2010年科学評価 パネル 大気中寿命 (年)	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	222	0	11,700	14,800
	HFC-32	CH ₂ F ₂	5.2	0	650	675
	HFC-41	CH ₃ F	2.8	0	150	-
	HFC-125	CHF ₂ CF ₃	28.2	0	2,800	3,500
	HFC-134	CHF ₂ CHF ₂	9.7	0	1,000	-
	HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	13.4	0	1,300	1,430
	HFC-143	CH ₂ FCHF ₂	3.5	0	300	-
	HFC-143a	CH ₃ CF ₃	47.1	0	3,800	4,470
	HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	1.5	0	140	124
	HFC-227ea	CF ₃ CHFCF ₃	38.9	0	2,900	3,220
	HFC-236fa	CF ₃ CH ₂ CF ₃	242	0	6,300	9,810
	HFC-245ca	CH ₂ FCF ₂ CHF ₂	6.5	0	560	-
	HFC-43-10mee 等	CF ₃ CHFCHFCF ₂ CF ₃	16.1	0	1,300	1,640
パーフルオロカーボン (PFC)	PFC-14	CF ₄	>50,000	0	6,500	7,390
	PFC-116	C ₂ F ₆	>10,000	0	9,200	12,200
	PFC-218	C ₃ F ₈	2,600	0	7,000	8,830
	PFC-c318	c-C ₄ F ₈	3,200	0	8,700	10,300
	PFC-31-10	C ₄ F ₁₀	2,600	0	7,000	8,860
	PFC-41-12	C ₅ F ₁₂	4,100	0	7,500	9,160
	PFC-51-14	C ₆ F ₁₄	3,100	0	7,400	9,300
	等					
六フッ化硫黄	六フッ化硫黄	SF ₆	3,200	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	2010年科学評価 パネル 大気中寿命 (年)	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	$\text{CHF}_2\text{CH}_2\text{CF}_3$	7.7	1,030
	HFC-365mfc	$\text{CH}_3\text{CF}_2\text{CHFCH}_2\text{CF}_3$	8.7	794
パーフルオロ化合物	NF ₃	NF ₃	500	17,200
	PFC-9-1-18	C ₁₀ 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°	SF ₅ CF ₃	650-950	17,700
フルオロエーテル	HFE-125	CHF_2OCF_3	11.9	14,900
	HFE-134	$\text{CHF}_2\text{OCHF}_2$	24.4	6,320
	HFE-143a	CH_3OCF_3	4.8	756
	HCFE-235da2	$\text{CHF}_2\text{OCHClCF}_3$	3.5	350
	HFE-245cb2	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CHF}_2$	4.9	708
	HFE-245fa2	$\text{CHF}_2\text{OCH}_2\text{CF}_3$	5.5	659
	HFE-254cb2	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CHF}_2$	2.5	359
	HFE-347mcc3	$\text{CHF}_2\text{CF}_2\text{OCH}_2\text{CF}_3$	5	575
	HFE-347pcf2	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CF}_2\text{CF}_3$	-	580
	HFE-356pcc3	$\text{CH}_3\text{OCF}_2\text{CF}_2\text{CHF}_2$	3.8	110
	HFE-449ssl	C ₄ F ₉ OCH ₃	-	297
	HFE-569sf2	C ₄ F ₉ OC ₂ H ₅	-	59
	HFE-43-10pccc124	$\text{CHF}_2\text{OCF}_2\text{OC}_2\text{F}_4\text{OCHF}_2$	13.5	1,870
	HFE-236ca12	$\text{CHF}_2\text{OCF}_2\text{OCHF}_2$	20.8	2,800
	HFE-338pcc13	$\text{CHF}_2\text{OCF}_2\text{CF}_2\text{OCHF}_2$	12.9	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	0.4	8.7
	メチルクロライド	CH_3Cl	1	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とモリーナ博士が 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 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シング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）
2009 年	11 月	モントリオール議定書第 21 回締約国会合開催（エジプト・ポートガーリブ）
2010 年	11 月	モントリオール議定書第 22 回締約国会合開催（バンコク）

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。2011年7月現在で締約国数は195カ国及びEU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。2011年7月現在で締約国数は195カ国及びEU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。

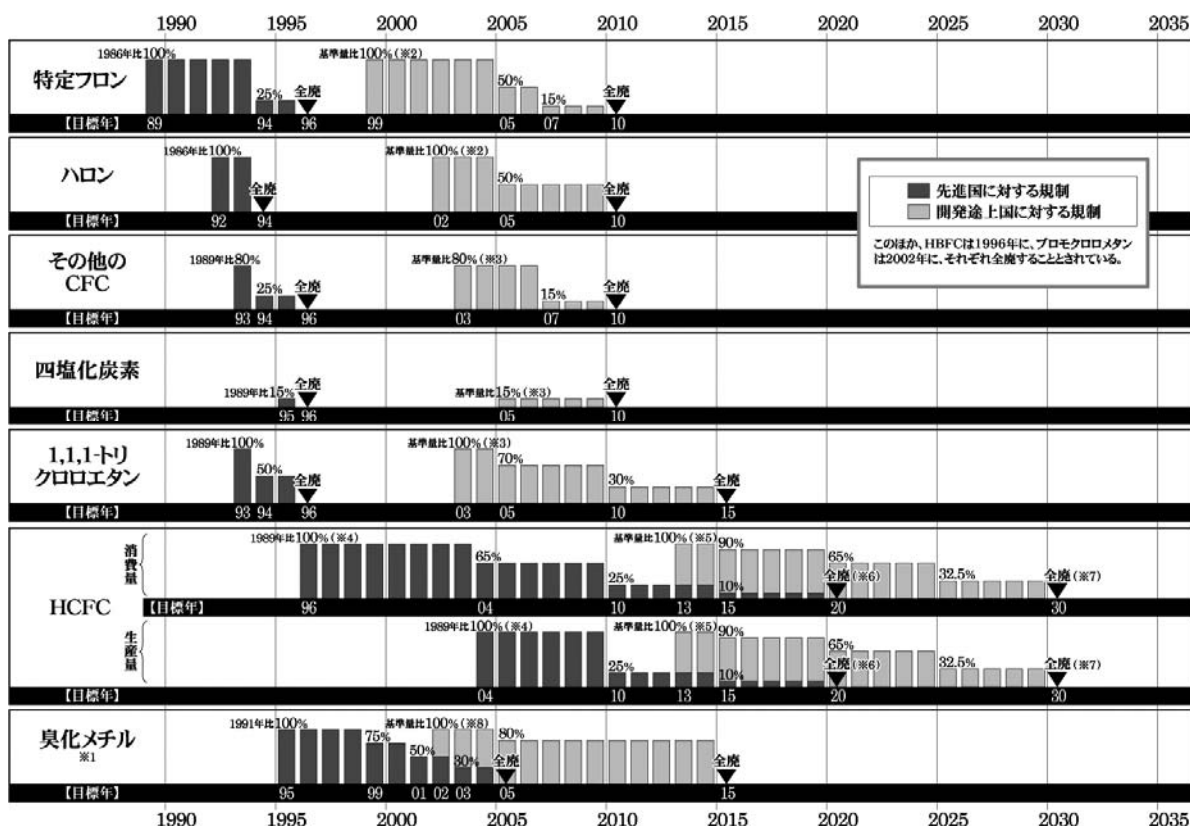


図 4-1 モントリオール議定書に基づく段階的削減スケジュール

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

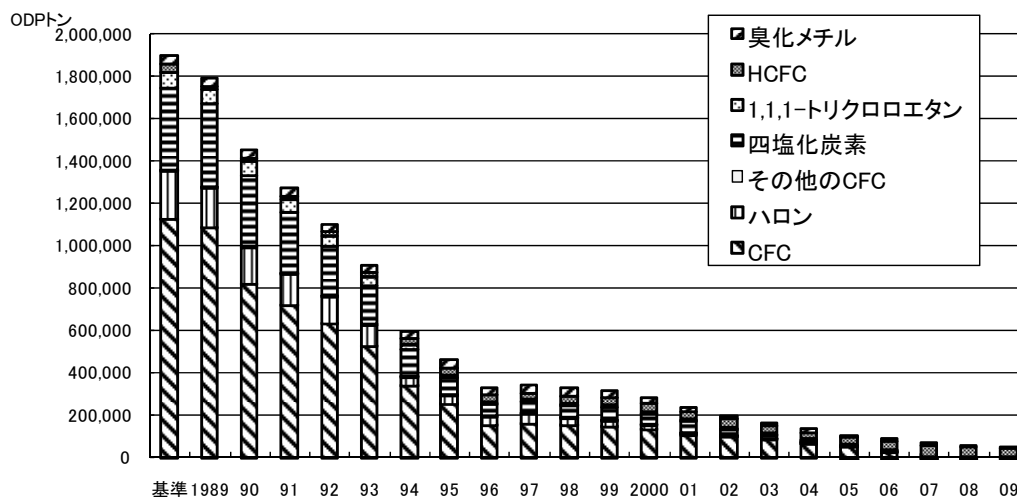


図 4-2 モントリオール議定書に基づくオゾン層破壊物質の生産量の推移 (1989～2009 年)

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

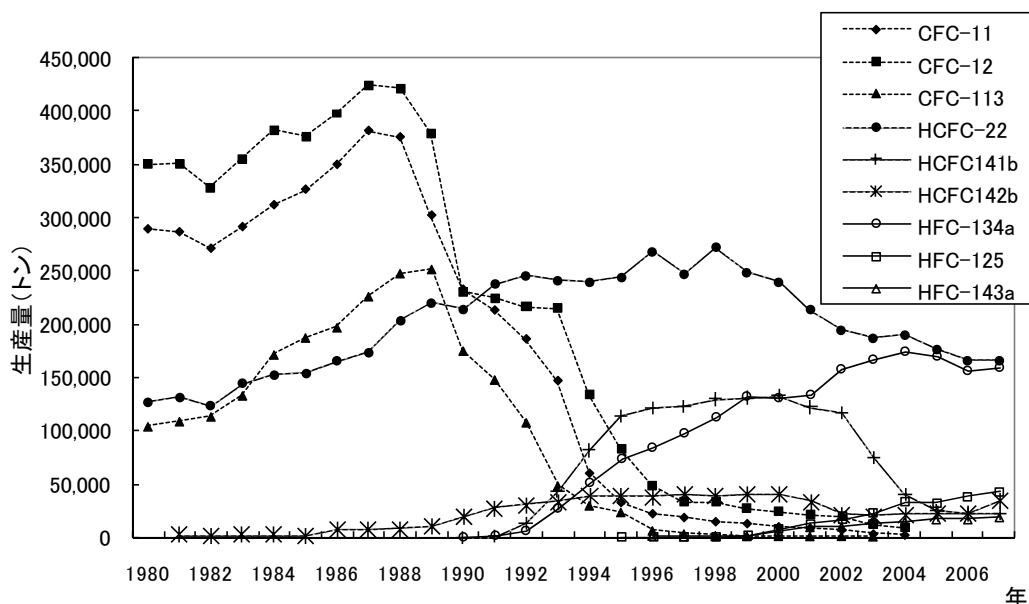


図 4-3 主要なフロン年別生産量の推移 (1980～2007 年)

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

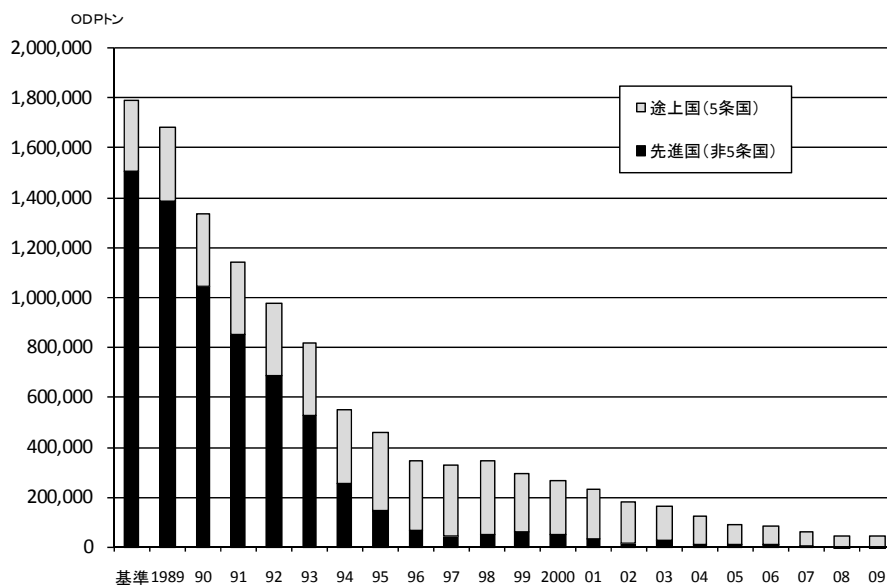


図 4-4 モントリオール議定書に基づくオゾン層破壊物質の消費量の推移（1989～2009 年）
 ただし、基準年以前の空白データは基準年で一定として補完（HCFC を除く）し、基準年と規制開始の間の空白データは一定の割合で変化するものとして補完（先進国の HCFC については 1990 年・1991 年のデータを補完）。単位は ODP トン。
 （出典）UNEP オゾン事務局ウェブサイト

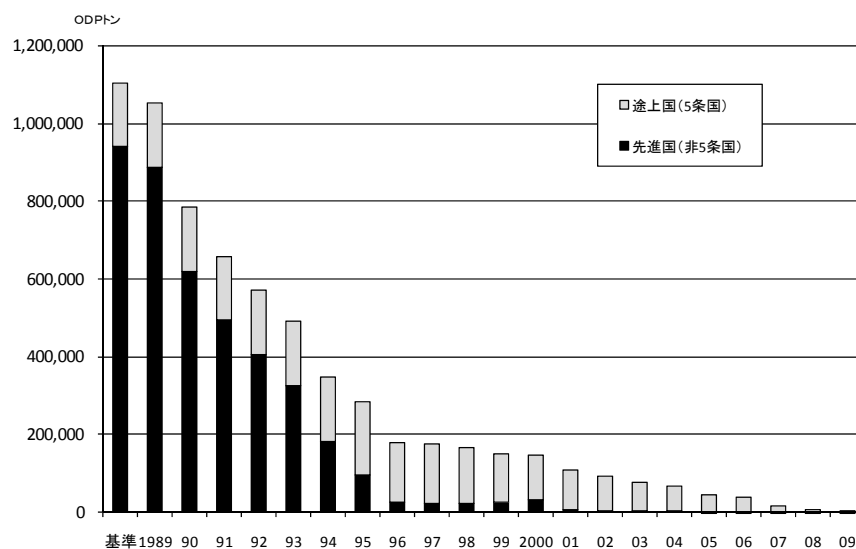


図 4-5 モントリオール議定書に基づく CFC（附属書 A グループ I）の消費量の推移（1989～2009 年）

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

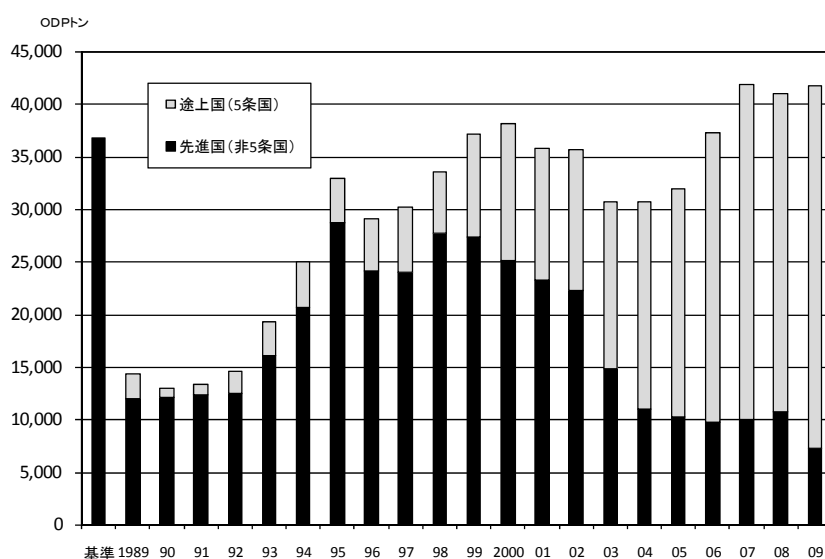


図 4-6 モントリオール議定書に基づく HCFC の消費量の推移 (1989～2009 年)
 ただし、先進国における 1990 年・1991 年のデータは一定の割合で変化するものとして補完。単位は ODP トン。
 (出典) UNEP オゾン事務局ウェブサイト

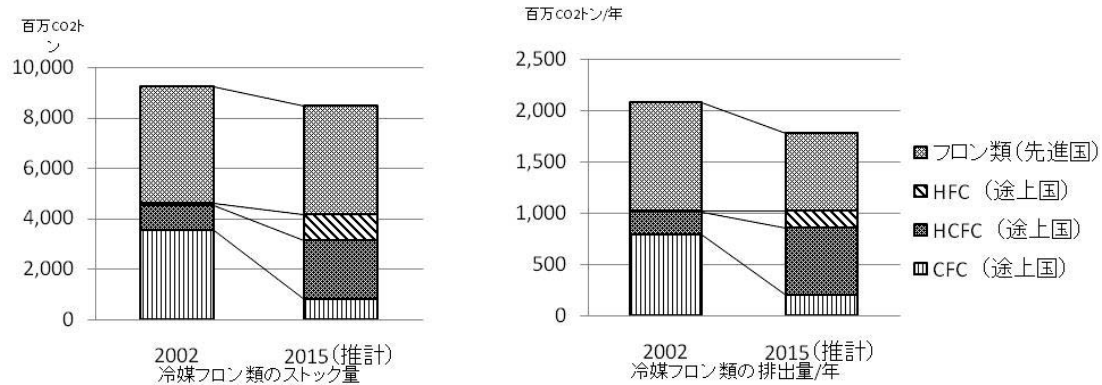


図 4-7 冷媒フロン類のストック量及び排出量/年 (2002 年・2015 年 (推計))
 単位は CO2 換算トン。
 (出典) IPCC/TEAP 特別報告

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
2008 年	0	-1	0	0
2009 年	0	0	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。

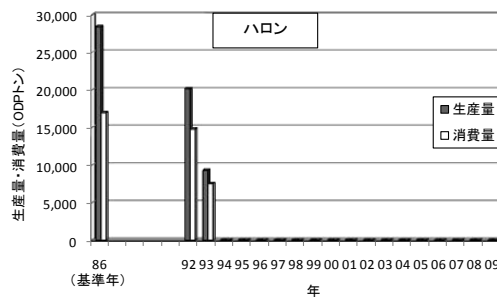
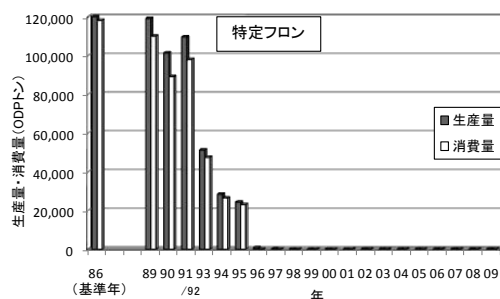


図 4-8 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 A）

（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
2008 年	0	0	0	0	246	0
2009 年	0	0	0	0	194	0

(1) 各年は 1 月から 12 月までの値となっている。

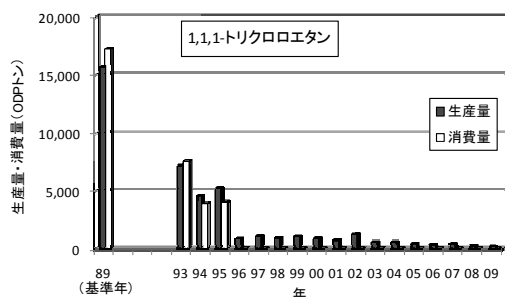
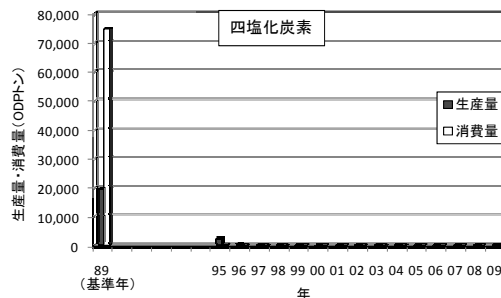
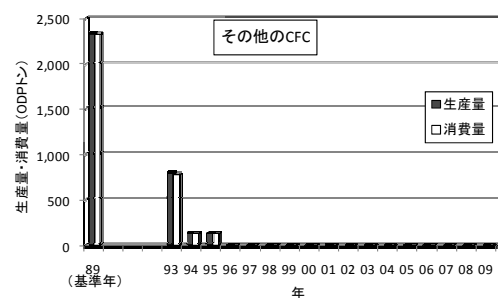


図 4-9 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 B）

（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	357
2006 年	872	747	0	0	0	0	287	293
2007 年	728	770	0	0	0	0	282	288
2008 年	777	787	0	0	0	0	223	236
2009 年	494	518	0	0	0	0	161	167

(1) 各年は 1 月から 12 月までの値となっている。

(2) HCFC の生産量の基準値＝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 消費量の基準値＝HCFC の 1989 年消費量算定値＋CFC の 1989 年消費量算定値×0.028

(4) 臭化メチルの生産量等の算定値には、締約国が検疫及び出荷前の処理のために使用する量を含まない。

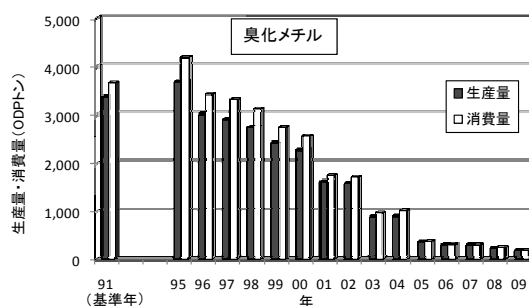
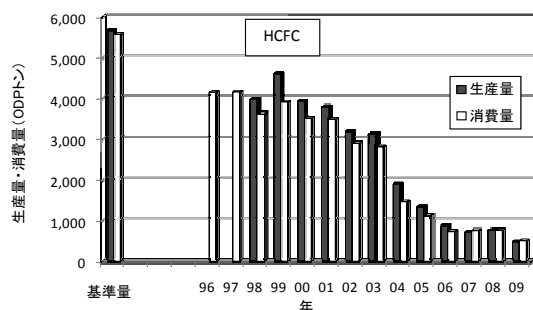


図 4-10 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 C、E）

（出典）経済産業省発表資料をもとに作成

(2) 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 4-4 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	平成20年度	平成21年度
業務用冷凍空調機器	866	952	905	878	1,033	1,237	1,172
家庭用エアコン	1,579	1,809	1,990	1,835	1,890	1,968	2,154
家庭用冷蔵庫冷凍庫	2,653	2,807	2,807	2,709	2,725	2,746	3,007
カーエアコン	1,697	1,830	2,469	2,628	2,663	2,755	3,060
合 計	6,795	7,398	8,171	8,050	8,311	8,706	9,393

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 4-5 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	平成20年度	平成21年度
業務用冷凍空調機器	CFC	338	298	292	348	342	290	207
	HCFC	1,458	1,665	1,823	1,987	2,404	2,814	2,661
	HFC	94	140	183	206	422	669	733
	計	1,889	2,102	2,298	2,541	3,168	3,773	3,601
家庭用エアコン	HCFC	858	989	1,112	1,024	1,048	1,098	1,182
	HFC	2	5	10	19	40	67	122
	計	860	994	1,122	1,043	1,088	1,166	1,304
家庭用冷蔵庫冷凍庫	CFC	262	269	249	218	196	177	167
	HCFC	5	7	10	11	12	12	15
	HFC	20	35	52	68	91	111	139
	計	287	311	311	298	299	299	320
カーエアコン	CFC	415	381	354	258	192	141	109
	HFC	223	321	457	546	617	731	865
	計	638	701	811	803	809	873	974
モントリオール議定書 規制物質	CFC	1,015	947	894	824	730	608	483
	HCFC	2,320	2,662	2,945	3,022	3,464	3,924	3,858
	小計	3,335	3,609	3,839	3,845	4,194	4,532	4,341
京都議定書規制物質	HFC	339	500	701	840	1,170	1,578	1,859
合 計		3,674	4,109	4,541	4,685	5,364	6,110	6,200

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末保管量」－「フロン類回収業者による前年度末保管量」

表 4-6 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	平成20年度	平成21年度
業務用冷凍空調機器 カーエアコン	CFC	627	954	557	590	479	376	271
	HCFC	1,467	1,604	1,625	1,821	2,095	2,439	2,164
	HFC	335	418	609	772	1,036	1,346	1,505
	計	2,429	2,976	2,790	3,183	3,611	4,161	3,941
家庭用エアコン	HCFC	849	966	1,107	1,028	1,043	1,103	1,173
	HFC	2	5	10	18	40	66	119
	計	851	971	11,117	1,046	1,083	1,169	1,293
家庭用冷蔵冷凍庫	CFC	257	267	249	219	197	179	165
	HCFC	4	7	10	12	12	12	14
	HFC	19	34	51	67	90	111	136
	計	280	309	310	298	299	301	315
モントリオール議定書 規制物質	CFC	884	1,221	806	809	676	555	436
	HCFC	2,320	2,577	2,742	2,861	3,150	3,554	3,351
	小計	3,204	3,798	3,548	3,670	3,826	4,109	3,787
京都議定書規制物質	HFC	356	457	670	857	1,166	1,523	1,760
合計		3,560	4,255	4,218	4,527	4,992	5,632	5,547

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 4-7 ハロンの設置状況（平成 22 年 12 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	30,154	15,215,244
	消火装置	9,484	683,148
	消火器	6,745	132,454
	小計	46,383	16,030,846
ハロン-2402	消火設備	352	176,776
	消火装置	64	9,436
	消火器	100	2,550
	小計	516	188,762
ハロン-1211	消火設備	36	15,708
	消火装置	7	500
	消火器	493	24,982
	小計	536	41,190
合計		47,435	16,260,798

（出典）ハロン等抑制対策連絡会 ハロン等抑制対策に関する報告書（平成 22 年度）

表 4-8 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
2008	156	146
2009	89	99

（出典）ハロン等抑制対策連絡会 ハロン等抑制対策に関する報告書（平成 22 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 4-9 平成 21 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	(参考)排出	届出
			大気	公共用水域	排出量*2	合計	量 (ODPトン)	量 (万CO2トン)	移動量*3
CFC	CFC-11	217	9,606	0	513,783	523,389	523.4	248.6	44,200
	CFC-12	121	3,115	0	591,588	594,703	594.7	648.2	13,979
	CFC-113	213	19,566	0	0	19,566	15.7	12.0	0
	CFC-114	123	44	0	0	44	0.0	0.0	0
	CFC-115	94	0	0	91,845	91,845	55.1	67.7	0
	CFC-13	88	0	0	-	0	0.0	0.0	0
	CFC-112	201	-	-	-	0	-	-	0
	合計		32,331	0	1,197,216	1,229,547	1188.9	976.6	58,179
ハロン	ハロン1211	285	-	-	0	0	-	-	-
	ハロン1301	286	13,212	0	8,902	22,114	221.1	15.8	0
	ハロン2402	162	0	0	420	420	2.5	0.1	2,400
	合計		13,212	0	9,322	22,534	223.7	15.9	2,400
HCFC	HCFC-21	133	2,400	0	-	2,400	0.1	-	0
	HCFC-22	85	301,092	0	12,865,166	13,166,258	724.1	2383.1	152,215
	HCFC-123	124	54,380	0	186,716	241,096	4.8	1.9	3,130
	HCFC-124	86	42	0	-	42	0.0	0.0	0
	HCFC-133	87	16,000	0	-	16,000	1.0	-	4,100
	HCFC-141b	132	579,898	0	4,098,090	4,677,988	514.6	339.2	71,532
	HCFC-142b	84	3,898	0	586,305	590,203	38.4	136.3	8,600
	HCFC-225	144	348,462	0	546,433	894,895	62.6	32.1	40,716
	合計		1,306,172	0	18,282,710	19,588,882	1345.6	2892.5	280,293
四塩化炭素		112	6,305	211	-	6,516	7.2	0.9	170,220
1,1,1-トリクロロエタン		209	2,579	10,605	0	13,184	1.3	0.2	16
臭化メチル		288	221,983	330	855,224	1,077,537	646.5	0.5	4,800
合計			1,582,582	11,146	20,344,472	21,938,200	3,413	3,887	515,908

*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

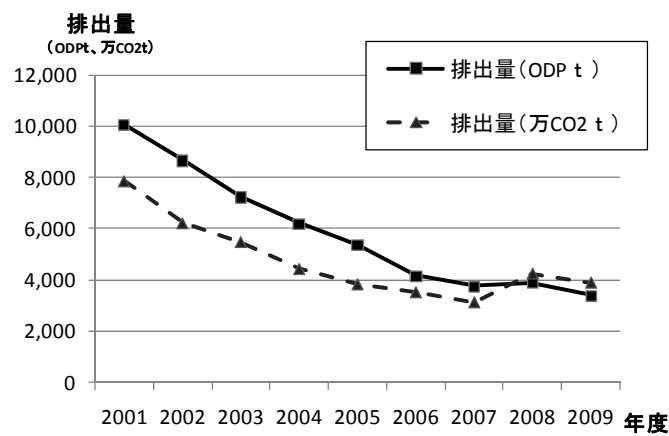


図 4-11 PRTR に基づくオゾン層破壊物質の排出量 (ODP 換算、CO₂ 換算)

(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 4-10 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

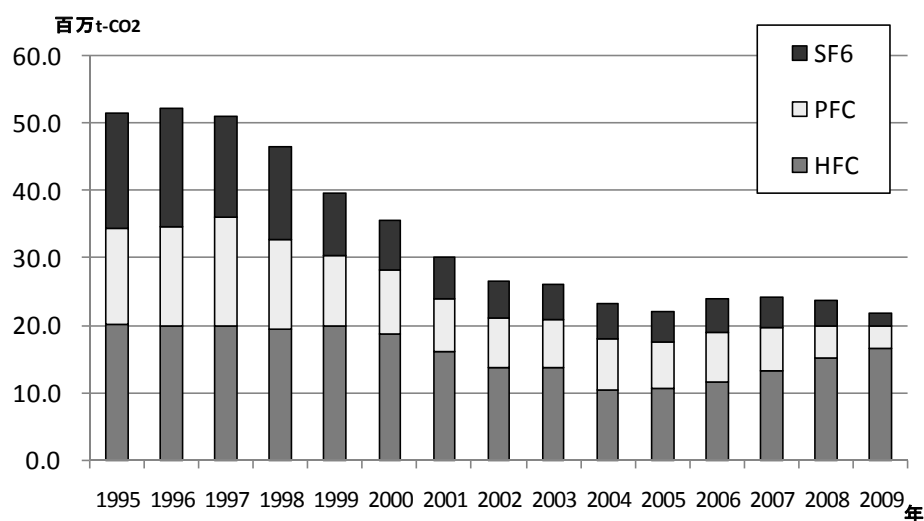


図 4-12 代替フロン等 3 ガスの排出量の推移 (ガス別)

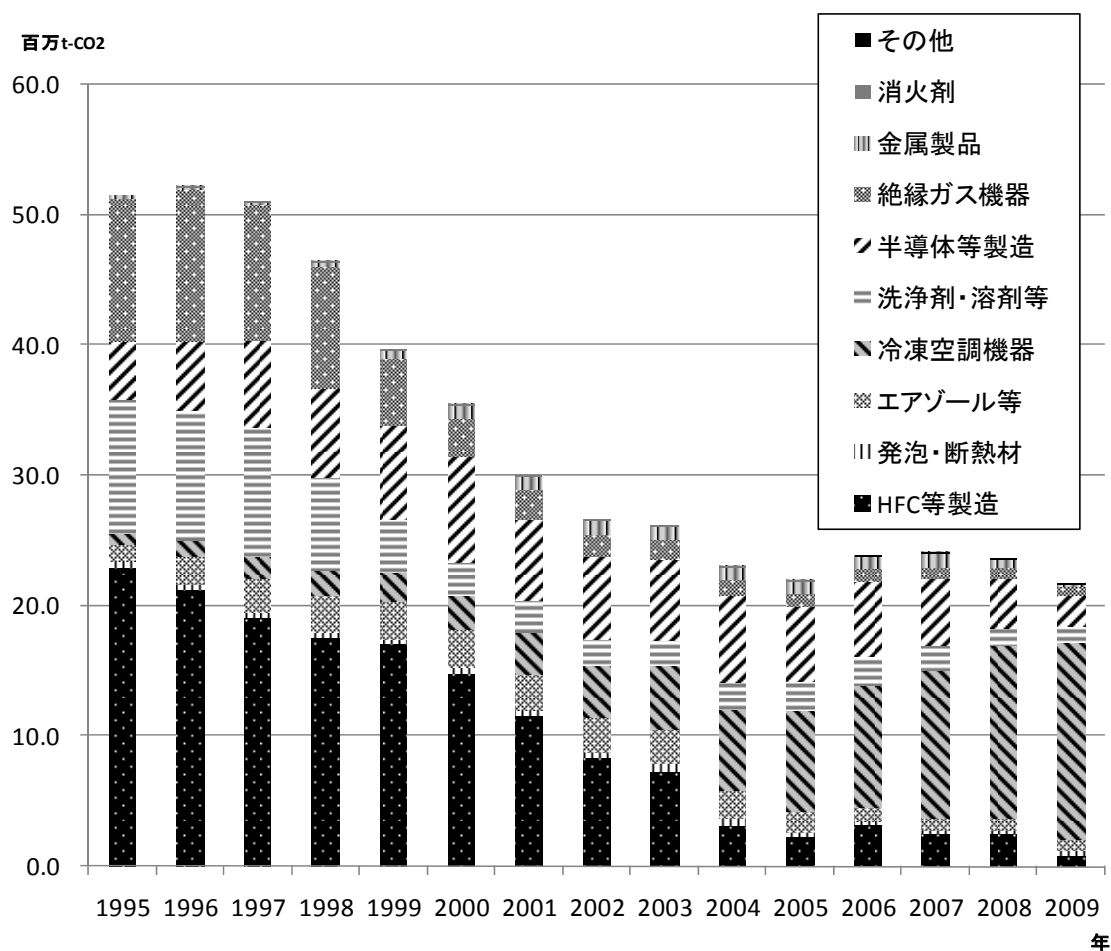


図 4-13 代替フロン等 3 ガスの排出量の推移 (排出源別)

(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の推進等に関する法律（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 4-11 グリーン購入法（国等による環境物品等の調達の推進等に関する法律）に基づく環境物品等の調達の推進に関する基本方針(フロン関係抜粋)（平成 23 年 7 月現在）

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、可燃性の高い物質が使用されている場合にあっては、製品に、その取扱いについての適切な記載がなされていること。 （備考） ●ダストブロワーを、引火の危険性があり、安全性の確保を必要とする用途に使用する場合については、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。 ●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。 ●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】 ●ウレタンフォームの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、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。
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 空気調和機	【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。
庁舎管理	【配慮事項】 ●庁舎管理に空調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。

表 4-11 グリーン購入法（国等による環境物品等の調達の推進等に関する法律）に基づく
環境物品等の調達の推進に関する基本方針（フロン関係抜粋）（平成 23 年 7 月現在）（続き）

飲用自動販売機 設置	【判断の基準】 ●冷媒に次の物質が使用されていないこと。 ア．オゾン層を破壊する物質 イ．ハイドロフルオロカーボン（いわゆる代替フロン） ただし、上記イについては、次のいずれかに該当する場合は、適用しないものとする。 a．紙容器飲料自動販売機又はカップ式飲料自動販売機 b．使用される冷媒に用いられている物質の地球温暖化係数が相当程度小さい場合（地球温暖化係数 140 未満） ※）ここで、「地球温暖化係数」とは、温室効果ガスである物質ごとに地球の温暖化をもたらす程度を二酸化炭素に係る当該程度に対する比で示した数値をいう。 なお、上記イについては、平成 23 年度の 1 年間は経過措置を設けることとし、この期間においては、当該基準を満たさない場合にあっては、特定調達物品等とみなすこととする。なお、経過措置については、市場動向を勘案しつつ、適切に検討を実施することとする。 ●断熱材発泡剤に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。
-----------------------	--

※本表はフロン類関係を抜き出したものであり、それ以外の判断基準がある場合がある。詳しくは「環境物品等の調達の推進に関する基本方針」を参照のこと。

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に力を入れている。

表 4-12 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 4-13 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。
モンゴル	XPS 製造工場における HCFC 消費量削減事業準備	2010 年	60,000 ドル (多数国間基金)	モンゴル国内の 2 つの XPS 製造工場における HCFC 転換のための多数国間基金プロジェクトの準備。
モンゴル	HCFC 削減管理計画 (XPS 製造工場における HCFC 消費量削減事業)	2011 年	130,000 ドル (多数国間基金)	モンゴルにおける HCFC 削減管理計画のうちモンゴル国内の 2 つの XPS 製造工場における HCFC 転換。

1-5. オゾン層保護対策の効果

(1) モントリオール議定書によるオゾン層保護の効果

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、オゾン層破壊物質（ODS）の生産・消費に関する具体的な規制措置を進め、EESC（P12 参照）を減少させる効果を上げてきた。モントリオール議定書は 1987 年の採択以来、6 回にわたって改正・調整されてきたが、それぞれの改正・調整が EESC の減少にどのような効果をもたらしたかを予測したものが図 4-14 である。1992 年のコペンハーゲン改正以降、EESC の長期的な減少が予測されている。

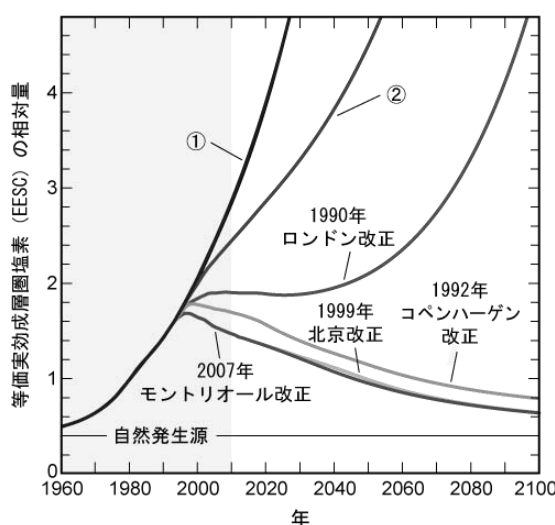


図 4-14 モントリオール議定書の EESC の削減効果

オゾン層破壊物質の量に関する将来予測を EESC で示したものの。モントリオール議定書が採択されていないと仮定した場合 (①)、モントリオール議定書採択当時 (1987 年) の規制に即した場合 (②) 及びその後の改正・調整による場合別に EESC の予測量が表されている。

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

モントリオール議定書による取組みにより EESC が減少したことは、深刻なオゾン層破壊が回避できたことを意味している。図 4-15 は化学気候モデルを用いて規制の有無による年平均のオゾン全量の緯度分布の違いを示したものである。ODS に対する規制が実施されたもとでの 2000 年のオゾン全量と ODS に対する規制が取られなかった状況下でのオゾン全量の変化を比較すると、2000 年時点では規制無しシナリオでのオゾン全量の緯度分布は規制有りのシナリオでの緯度分布に比べて、極域や低緯度域でのオゾン全量が少ないが、全体的には大きな違いは現れていない。これは、図 4-14 からわかる通り、2000 年の時点では規制の有無による EESC の値の差はさほど顕著でないことと矛盾しない。一方、ODS に対する規制無しシナリオ下でのオゾン全量の 2020 年以降の変化については、2020 年には南極域のオゾン全量は年平均でもオゾンホール基準である $220\text{m atm}\cdot\text{cm}$ を下回り、2040 年には、北極域ならびに低緯度域でも年平均のオゾン全量が $220\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 程度になることが予測されている。更に 2052 年の段階では、年平均のオゾン全量は全て

の緯度帯において、オゾンホール基準である 220m atm-cm を下回る予測となっており、深刻な影響が見込まれることが分かる。

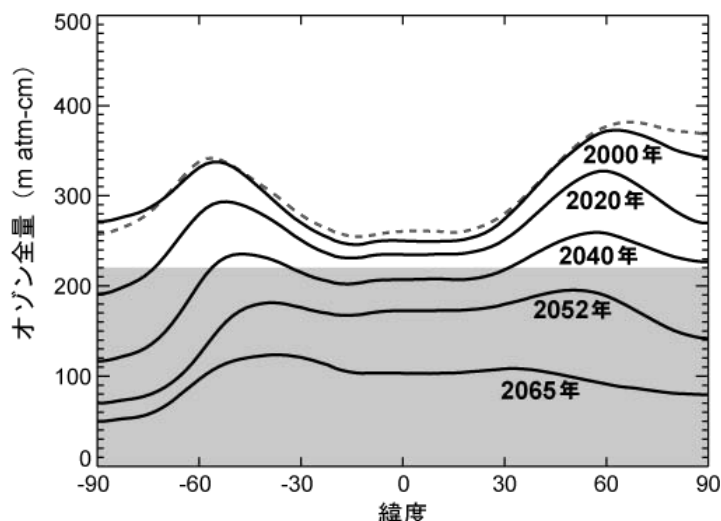


図 4-15 モントリオール議定書によるオゾン層の保護効果

モントリオール議定書によるオゾン層破壊物質の規制がないと仮定した場合のオゾン全量の予測を緯度帯別に平均したもの。波線は、ODS に対する規制を考慮したシナリオのもとで計算されたオゾン全量の緯度分布。網掛けは 220m atm-cm 以下の部分。

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

ODS に対する規制が取られなかった状況を仮定して計算されたオゾン全量の減少は、地上付近での太陽紫外線の増加にも大きな影響を与える。図 4-15 のシミュレーションに基づき、北半球中緯度の正午の UV インデックスを予測したものが図 4-16 である。これによれば、オゾン層破壊物質の規制が行われていなかったと仮定すると、2065 年までには北半球中緯度帯の夏季の UV インデックスは現在の 3 倍に達すると予測されている。

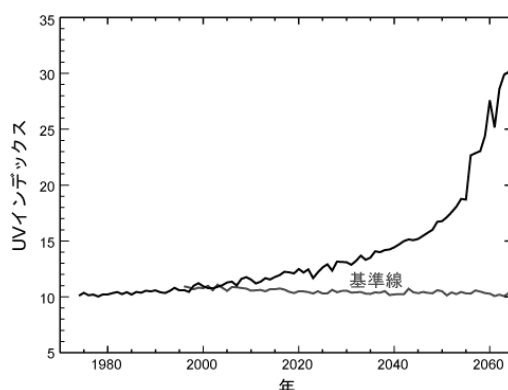


図 4-16 北半球中緯度帯の UV インデックスの予測 (仮定)

モントリオール議定書によるオゾン層破壊物質の規制がないと仮定した場合の UV インデックスの予測。北半球中緯度帯（北緯 30～50 度）における夏季（7 月 2 日）の正午を想定している。基準線はオゾン層破壊物質の現行の削減シナリオに基づいた予測。UV インデックスの強度については、8～10 は「非常に強い」、11 以上は「極端に強い」強度とされている。

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

(2) モントリオール議定書による地球温暖化防止への貢献

オゾン層破壊物質である CFC は、オゾン層の破壊に関係しているだけでなく、二酸化炭素やメタン等と同様に、温室効果ガスという性質を持つ。モントリオール議定書によるオゾン層破壊物質の規制は、オゾン層保護だけではなく地球温暖化の防止にも貢献してきた。図 4-17 は地球温暖化係数で重み付けした放出量を示している。図中の網掛け部分は、モントリオール議定書により避けられた放出量を示した部分である。2010 年現在、モントリオール議定書によって削減されたオゾン層破壊物質の放出量は、二酸化炭素の量に換算すると、1 年あたり約 100 億トンに相当する割合で減少したことになる。これは、先進国の温室効果ガス排出量削減目標を定めた京都議定書の第一約束期間（2008～2012 年）の削減目標（二酸化炭素換算で 1 年あたり約 20 億トン）の 5～6 倍に相当する。

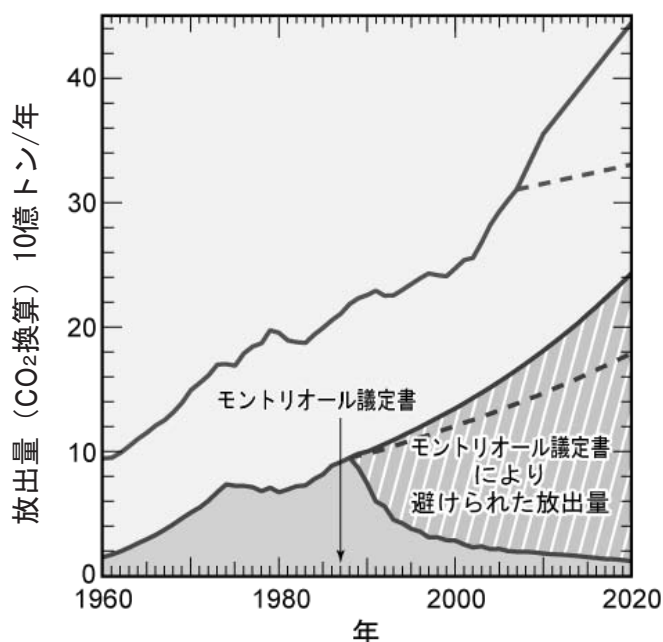


図 4-17 地球温暖化係数で重み付けした放出量（CO₂換算）

実線 a はオゾン層破壊物質を地球温暖化係数で重み付けして合計した世界の放出量であり、モントリオール議定書の効果により減少に転じていることが分かる。実線 b・破線 c は議定書による規制がなく、1987 年から毎年 3% 増加したと仮定した場合（実線 b）と毎年 2% 増加したと仮定した場合（破線 c）の放出量である。実線 d は二酸化炭素の放出量であり、2007 年までは世界の化石燃料使用量とセメント生産量から求められたものである。2007 年以降は、IPCC の排出シナリオに関する特別報告書（SRRES）による二酸化炭素放出シナリオの最大（A1B）を表す。破線 e は SRRES シナリオのうち、最小（B2）の二酸化炭素放出量を表す。

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

(3) HFC による地球温暖化への影響

モントリオール議定書による CFC や HCFC 等の生産規制をうけ、オゾン層を全く破壊しない HFC が利用されている。しかし、HFC は強力な温室効果ガスであることが分かっており、京都議定書において削減対象となっている。図 4-18 は HFC の温暖化効果を示したものであり、二酸化炭素に比べて温暖化係数が高いことが分かる。

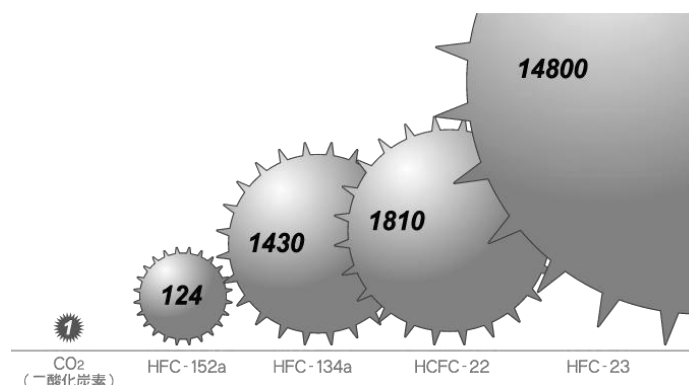


図 4-18 HFC の地球温暖化係数

二酸化炭素を 1 とした場合の HFC の地球温暖化係数を示したもの。数値の出典は IPCC 第 4 次評価報告書 (2007) による。

二酸化炭素に換算した HFC の放出量は年あたり 8% の割合で増加しており、今後さらに加速すると予測されている (図 4-19)。HFC の規制が行われないと仮定したシナリオによれば、地球温暖化係数を考慮した放出量は、2050 年までに 1988 年のピーク時の CFC に匹敵するようになり、温室効果に対する HFC の寄与が高まることが予測され、気候変化を通じたオゾン層への影響が考えられる。

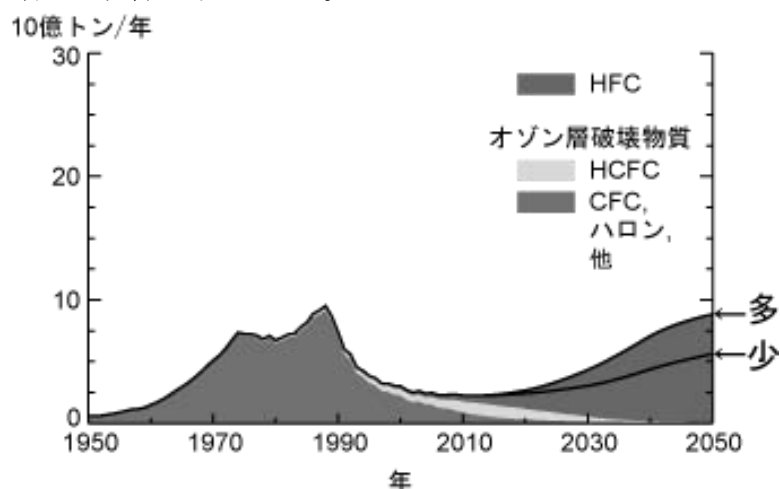


図 4-19 地球温暖化係数で重み付けした HFC の放出量予測

地球温暖化係数で重み付けした HFC、HCFC 及び CFC の放出量を示す。各物質の放出量にそれぞれの地球温暖化係数 (直接効果のみ、評価期間 100 年で、二酸化炭素を 1 とする) を乗じて、二酸化炭素相当の放出量を求めた。HFC の「多」「少」の表示は、それぞれ予測シナリオの中の上限・下限を示す。

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

2. WMO科学評価パネル報告書要旨(2010 年)*

オゾン層破壊の科学アセスメント：2010 Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010

総括要旨 Executive Summary

1. 概観

人類が放出してきた多くの化合物が成層圏オゾンを破壊していることが、1970年代から認識されている。世界のオゾンを保護しそれにより地球に到達する紫外線の増加から生命を保護するために、1987年に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た。モントリオール議定書による規制の対象である塩素や臭素を含む化合物は、オゾン層破壊物質として知られている。オゾン層破壊物質は、中緯度帯や極域で観測される成層圏オゾンの破壊（例えば南極上空の「オゾンホール」）の原因である。南極域で成層圏オゾンが大きく破壊されたことにより、地上に到達する紫外線が増加し、また、南半球の高緯度帯の気候に影響が及んでいる。

モントリオール議定書とその改正・調整の成果として、過去 20 年間にわたってオゾン層破壊物質の生産・消費が規制され、議定書作成当初から規制されてきた主要なオゾン層破壊物質のほとんどは大気中の量が減少しつつある。ただし、主なオゾン層破壊物質の中には放出されなくなっても大気中に長期間残留するものがあるため、オゾン層破壊はさらに数十年先まで続く見込みである。

オゾン層破壊物質の役割が減少しているのとは対照的に、気候変化が成層圏のオゾン量に与える影響が今後数十年で増大すると考えられる。これらの変化は主に、人間活動に伴って放出される二酸化炭素などの長寿命の温室効果ガスにより引き起こされる。今後科学的に解明すべき重要な課題は、オゾンと気候との間の複雑な相互作用を理解し、それに基づいて将来のオゾン量を予測することである。

ほとんどのオゾン層破壊物質は強力な温室効果ガスである。過去数十年間に濃度が増加したことが、地球温暖化の一因となってきた。モントリオール議定書の下で取られた対策

* 気象庁「オゾン層観測報告:2010」より引用、一部改変

によって、オゾン層破壊物質が増えていたら起こったであろう顕著な地球温暖化が抑制された。

成層圏オゾン変化が地上の気候変化に及ぼす影響と、気候変化が成層圏オゾンに及ぼす影響に関して、新しく確度の高い知見が、現在までに得られている。その知見は、ここで示した新しい「オゾン層破壊のアセスメント」の重要な部分である。

2. 成層圏オゾンと気候に影響を及ぼす物質の変化

ある物質が大気全体に含まれる量の変化は、大気中への放出量と大気中からの除去量との収支バランスで決まる。モントリオール議定書の下で規制されているオゾン層破壊物質の濃度が減少したことは、放出量が世界的に削減されて除去量を下回った結果である。ほとんどのオゾン層破壊物質は強力な温室効果ガスである。主要なオゾン層破壊物質の段階的廃止に伴い、代替物質である HCFC 類と HFC 類の需要が増えたが、これらもまた温室効果ガスである。HCFC 類は単位重量あたりのオゾン層破壊能力が CFC 類よりも小さく、HFC 類は非オゾン層破壊物質である。

(1) オゾン層破壊物質と代替物質：対流圏の濃度と放出量

- ・ モントリオール議定書とその改正・調整の成果により、ほとんどの規制対象オゾン層破壊物質の放出量（図 4-20）と下層大気（対流圏）での存在量のほか、それらを起源とする全塩素量と全臭素量も減少し続けている。オゾン層破壊物質と塩化メチルから放出された対流圏中の全塩素量は、ピーク時の 3.7ppb から 2008 年までに 3.4ppb に減少したが、減少率は想定 of 3 分の 2 程度でしかなかった。これは、CFC 類の減少が想定より遅いのに加え、HCFC 類の濃度が想定より早く増加しているためである。CFC 類の減少が遅れたのは、冷蔵庫・エアコン・発泡材のような現在使用中の「貯蔵物」から放出されたためと思われる。HCFC 類の急速な増加は、特に東アジアの発展著しい諸国における生産量の増加と同時に起きている。規制対象オゾン層破壊物質を起源とする対流圏中の全臭素量の減少率は想定と近いが、これは臭化メチルの減少によってもたらされたものである。
- ・ 過去数年間に全塩素量が減少した最大の原因は CFC 類の減少であり、これは 21 世紀中続く見込みである。観測によると CFC-12 の対流圏中の濃度は、初めて減少に転じた。メチルクロロホルム (CH_3CCl_3) 濃度の減少による全塩素量の減少は、過去のアセスメントより小さく評価した。その寿命が短いため既に大半が大気中から除去されているためである。

- ・ 四塩化炭素 (CCl_4) の濃度減少は、想定よりも遅かった。UNEP に報告されたデータから見積もった CCl_4 の放出量は変動が非常に大きく、平均的には観測された濃度変化傾向から推定した放出量よりも小さかった。この違いは、 CCl_4 の大気中の残留時間（寿命）に関する知見が不確実なことから生じているが、寿命の不確実性では CCl_4 の放出量の変動を説明することはできない。年ごとに放出量の推定値の差が異なる原因として、報告値そのものの誤差やデータ解析時に生じた誤差、知られていない放出源などが考えられる。
- ・ 熱帯の対流圏界面付近で行った観測によると、塩化メチレン (CH_2Cl_2)、クロロホルム (CHCl_3)、1,2 ジクロロエタン ($\text{CH}_2\text{ClCH}_2\text{Cl}$)、パークロロエチレン (C_2Cl_4) など、モントリオール議定書で現在規制されていない幾つかの非常に短い寿命の工業的塩化物質が、成層圏に到達していることがわかった。しかしながら、これが成層圏塩素量の増加をどの程度もたらすかは、よくわかっていない。
- ・ ハロン類を起源とする臭素の量は、2005～2008 年の間に対流圏では増加しなくなった。予測されていたとおり、ハロン-1211 の濃度は 2005～2008 年の間に初めて減少に転じた。一方、ハロン-1301 は前回のアセスメントで予測したよりも緩やかに増加し続けている。
- ・ 対流圏の臭化メチルの濃度は、工業生産量、消費量、放出量ともに削減されたことにより、2005～2008 年の間予想どおり減り続けた。いまなお続いている臭化メチル消費の約半分は、モントリオール議定書で規制されない用途（検疫と出荷前処理）のためのものである。
- ・ HCFC 類の中には、対流圏の濃度および放出量が 4 年前よりも速く増加しているものがある。そのうち最も濃度の高い HCFC-22 の量は、2007～2008 年には 2003～2004 年より 50%速く増加した。また、HCFC-142b の濃度は、2003～2004 年の約 2 倍の速さで増加した。HCFC-141b の濃度は、2003～2004 年と同様の増加率で増えた。HCFC 類の放出量は、モントリオール議定書の下で既に合意されている規制の効果によって、今後 10 年程度で減少し始めると予測される（図 4-20）。
- ・ HFC 類は、主に CFC 類と HCFC 類の代替物質として使われており、対流圏の濃度と放出量ともに増加し続けている。例えば、HFC 類の中で最も多く存在する HFC-134a の濃度は、最近毎年約 10%ずつ増加している。HFC-125、HFC-143a、HFC-32、HFC-152a など他の HFC 類の濃度も増加している。地域別に推計した研究によれば、ヨーロッパ、アジア、北米から多量に放出されているようである。

(2) CFC 類、HCFC 類、HFC 類と気候変化

- ・ モントリオール議定書とその改正・調整は、温室効果ガスの放出量を減少させる意味でも大いに貢献してきた（図 4-20）。2010 年現在、モントリオール議定書の下でのオゾン層破壊物質の放出削減量は、1 年あたり約 100 億トンの二酸化炭素の放出抑制に相当すると推定されている*。これは、京都議定書の第一約束期間（2008～2012 年）における年間温室効果ガス削減量目標値の約 5 倍である。
- ・ オゾン層破壊物質の代替物質として現在使われている HFC 類の放出量は、二酸化炭素換算で年あたり合計約 4 億トンであり、HCFC 類は約 7 億トンである。また、二酸化炭素に換算した HFC 類の放出量は年あたり 8%の割合で増加しており、今後さらに加速すると予測されている。一方、HCFC 類については今後 10 年で減少し始めると予測されている。
- ・ HCFC-22 の副産物である HFC-23 の放出量は、2006～2008 年の間に二酸化炭素換算で年あたり約 2 億トンであった。HFC-23 は、約 220 年の寿命をもつ特に強力な温室効果ガスである。京都議定書のクリーン開発メカニズムによるものを含め世界的に削減対策が進められているにもかかわらず、過去 10 年で放出量が増加している。

(3) 全塩素量および全臭素量、ならびにオゾン層破壊への影響

- ・ 全塩素量は、対流圏、成層圏ともに 1990 年代にピークとなった後は減り続けている。全臭素量は、対流圏で比較的最近ピークとなった後に減少しており、成層圏では既に増加は止まっている。
- ・ 成層圏の塩素と臭素の合計量でみて、ピーク時と比べた減少量が最大なのは中緯度、最小なのは南極域であった。ただし成層圏での減少は、対流圏ほど明瞭ではない。成層圏での減少に地域差があるのは主に、空気が対流圏からその領域まで移動するのに要する時間が異なるからである。南極域でピーク時からの減少量が最小だったのは、第一に移動時間が最大であることによる。

* ここでいう二酸化炭素換算の放出量は、対象とする物質の放出量に 100 年間の地球温暖化係数を乗じたものと定義する。

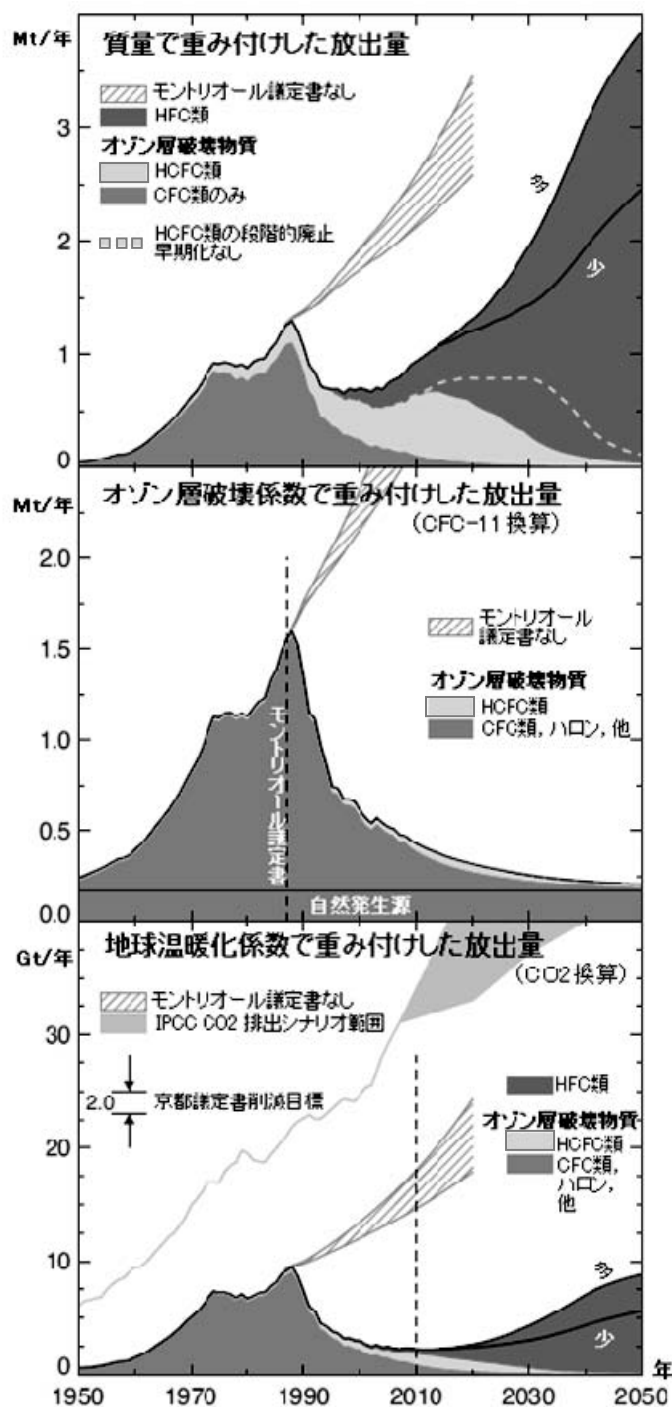


図 4-20 オゾン層破壊物質と代替物質の放出量

化石炭素放出量は、世界の化石燃料使用量とセメント生産量から求めた。2007 年以降に二酸化炭素放出量が面的に広がっている部分は、SRES シナリオのうち最大 (A1B) と最小 (B2) のものを表す。縦の破線は、京都議定書の第一約束期間の中間年である 2010 年を示す。京都議定書の第一約束期間の削減目標の大きさも示した。これは、1990 年から 2010 年に予測される世界の温室効果ガス放出増加量と締約国の削減目標に基づいている。

オゾン層破壊物質 (CFC 類、ハロン類、HCFC 類、その他) とその代替物質でオゾン層を破壊しないもの (HFC 類) の 1950 年から 2050 年の世界合計放出量。放出量は、先進国分と開発途上国分を合わせた量である。各図の凡例に示したとおりに物質をグループ分けした。HFC 類の「多」「少」の表示は、それぞれ基本シナリオの中の上下限を示す。ハッチがけした部分は、モントリオール議定書がなく全オゾン層破壊物質の生産量が毎年 2~3% 増加すると仮定した場合の放出量を表している。

上段：質量で重み付けして合計した世界の放出量 (100 万トン/年で表す)。破線は、モントリオール議定書の 2007 年改訂による HCFC 類の段階的廃止の前倒しを実施されないとして計算した HCFC 類の放出量を示す。

中段：オゾン層破壊係数で重み付けして合計した世界の放出量 (CFC-11 換算の 100 万トン/年で表す)。各物質の放出量にそれぞれのオゾン層破壊係数 (CFC-11 を 1 とする) を乗じて、CFC-11 相当の放出量を求めた。縦の破線はモントリオール議定書が採択された 1987 年を示す。

下段：地球温暖化係数で重み付けして合計した世界の放出量 (二酸化炭素換算の 10 億トン/年で表す)。各物質の放出量にそれぞれの地球温暖化係数 (直接効果のみ、評価期間 100 年で、二酸化炭素を 1 とする) を乗じて、二酸化炭素相当の放出量を求めた。参照のため、IPCC の排出シナリオに関する特別報告書 (SRES) による二酸化炭素放出シナリオの幅を示した。1950~2007 年の二酸化炭素放出量は、世界の化石燃料使用量とセメント生産量から求めた。2007 年以降に二酸化炭素放出量が面的に広がっている部分は、SRES シナリオのうち最大 (A1B) と最小 (B2) のものを表す。縦の破線は、京都議定書の第一約束期間の中間年である 2010 年を示す。京都議定書の第一約束期間の削減目標の大きさも示した。これは、1990 年から 2010 年に予測される世界の温室効果ガス放出増加量と締約国の削減目標に基づいている。

3. 南極域のオゾンと気候

南極オゾンホールは、オゾン層破壊物質がオゾン層に及ぼす効果が最も明瞭に現れたものである。オゾン破壊の結果、自然変動の幅を大きく超えたオゾン全量の減少が、1980年以降例外なく毎年発生している。オゾンホールはまた、オゾン層破壊が地上の気候にどのように影響を与えるかを最も明瞭に示す例となっている。

- ・ 南極の春季にオゾン全量が減少する現象（オゾンホール）は、1980年頃に最初に認識できるようになり、その後毎年発生している（図 4-21 の c）。オゾンの減少量は主に気象の変動に起因して年々変動するが、極渦内の 10 月の平均オゾン全量は過去 15 年間の平均で 1980 年より約 40% 少なくなった。1991～2006 年に南極点で観測された紅斑紫外線（日焼けをもたらす紫外線）の平均値は、1963～1980 年の推定値に比べ 55～85% 多かった。
- ・ 前回のアセスメント以降に南極オゾンホールの原因についての理解に誤りがあるのではないかという疑問が提起されたが、現在までに解決されている。極域のオゾン層破壊で鍵となる化学反応に関して新しく室内実験測定が行われ、その結果、オゾン層破壊物質がオゾンホールの原因に間違いないことが再確認された。オゾンホールに関与する化学物質の量を野外観測から見積もった結果からも、その結論が支持されている。
- ・ 南極オゾンホールが南半球の地上の気候に影響を与えていることを示す証拠が増えている。気候モデルを用いたシミュレーションにより、オゾンホールが南半球の中高緯度帯で夏季に観測される地上風の変化を引き起こす主要因であることが示された。地上風の変化が、南極半島の温暖化と南極高原の寒冷化の一因になった。その変化はまた、降水の地域的变化、南極周辺の海水の増加、南極海の温暖化および二酸化炭素の海洋吸収の局地的な減少とも関連している。
- ・ 南半球の夏季の地上風の変化傾向は、今後数十年も続かないと予測される。温室効果ガスの増加とオゾンホールの回復によって、地上風に及ぼす影響が相殺されると予測されるためである。
- ・ 観測によると、南極の春季のオゾン全量は、まだ統計的に有意な増加傾向を示していない（図 4-21 の c）。現在のところ、極渦の中でオゾン層破壊物質がわずかに減少したことによる変化量よりも、気象に起因して生じる年々変動の方が大きい。これは、化学気候モデルを使ったシミュレーション結果とも一致している。

- ・ 南極の春季のオゾン全量は、21 世紀中はオゾン層破壊物質量の減少が主要因になって推移すると予測される（図 4-21 の c）。化学気候モデルを用いたシミュレーションによれば、温室効果ガスの変化がオゾンホールに及ぼす効果は、過去においてオゾン層破壊物質の効果よりも小さかったこと、そして将来もその状況は変わらないことが示されている。今世紀末においてさえも、小規模で一時的な南極オゾンホールが起こる可能性がある、という見解もある。南極域では、春と初夏に地上紫外線が非常に強くなるという状況が続くことになる。

4. 世界と北極域のオゾンと気候

モントリオール議定書とその改正・調整による規制の結果、オゾン層破壊物質が減少し成層圏オゾンの回復につながると予測されている。しかし、今後数年間のオゾンの増加がオゾン層破壊物質の減少の結果であると結論付けることはとても難しい。自然の変動や観測の不確実性のほかにも、成層圏の気温や水蒸気の変化のように切り分けることが困難な要因があるためである。このアセスメントの特色は、複数の化学気候モデルを運用するグループの協力により、統一的な条件の下で 1960～2100 年の期間を対象とした数値計算を行い、その結果を用いて成層圏の長期変化や、オゾン層破壊物質と温室効果ガスのそれぞれの寄与の割合についての詳細な研究が可能となったことである。

- ・ 2006～2009 年の平均オゾン全量は、前回アセスメントと同じレベルで、1964～1980 年平均と比べて南緯 90～北緯 90 度の平均で約 3.5%、南緯 60～北緯 60 度の平均で約 2.5%少なかった。2006～2009 年の中緯度（35～60 度）の平均オゾン全量は、1996～2005 年と同じレベルであり、1964～1980 年の平均よりも南半球で約 6%、北半球で約 3.5%小さかった。
- ・ 2007～2010 年の間の北極域における冬季と春季のオゾン減少には年々変動がみられるが、1990 年代初め以降にみられた変動の範囲内に留まっている。北極で寒さが厳しい冬季には、以前と同様に化学過程によってオゾンが大きく減少している。
- ・ 北極域の成層圏オゾン層破壊と対流圏および地上の気候変化との関連は、まだ明瞭なものが、みられないが、オゾン層破壊量が南極域と比べて小さいことから予想されていたことである。
- ・ オゾン層破壊物質が増加していた頃に観測された両半球中緯度帯のオゾン変化傾向とその、緯度方向、鉛直方向の構造が、ともに化学気候モデルで再現された。これにより、オゾン変化に関するこれまでの基本的な理解は間違っていなかったことが確か

められた。モデルによるシミュレーションの結果は、最近 10 年間に世界のオゾン全量の変化が小さくなっているという観測事実と一致している。

- ・ 地上および衛星の観測データを用いた解析の結果、中緯度帯の紅斑紫外線量は 1970 年代後半以降増加していることが示された（図 4-21 の e）。ほかの要因（主に雲とエアロゾル）が紅斑紫外線の長期変化に影響を与えることを考慮する必要はあるものの、この結果はオゾン全量観測値が減少していることと定性的に一致している。中緯度帯の大気汚染のない地点における晴天時の紫外線観測によれば、1990 年代後半以降の紫外線強度はほぼ一定であり、この期間のオゾン全量観測結果と整合している。
- ・ 衛星およびラジオゾンデの観測データを用いた新しい解析結果から、1980～2009 年の成層圏気温の変化に関して信頼性の高い結論が得られた。1980～1995 年の間の世界平均気温は、下部成層圏で 1～2℃、上部成層圏で 4～6℃それぞれ低下した。概ね 1995 年以降の世界平均の成層圏気温には、有意な長期変化傾向はみられない。下部成層圏の寒冷化は直線的ではなく、1980 年代初期と 1990 年代初期に段階的に温度が低下している。下部成層圏の寒冷化は、以前は中高緯度帯に限られると考えられていたが、熱帯でも起こっていることがわかった。
- ・ 下部成層圏の気温の時間変化には、自然要因と人為的要因の両者の変化が複合的に影響する。1980 年以降の下部成層圏の寒冷化は、オゾン減少の影響を受けている。大規模な火山噴火と太陽活動は、明瞭でより短期的な効果をもつ。これらの要因をすべて考慮したモデルにより、この気温の変化経過を再現することができる。
- ・ 成層圏のオゾン、水蒸気、エアロゾルの変化はすべて、放射過程を通じて地上気温に影響を与える。成層圏オゾン層破壊による 2008 年の気候放射強制力*（ $-0.05 \pm 0.1 \text{ W/m}^2$ ）は、その破壊の大きな原因である CFC 類と HCFC 類がもつ正の放射強制力（およそ $+0.3 \text{ W/m}^2$ ）よりも絶対値がかなり小さい。なお、二酸化炭素の現在の放射強制力は約 $+1.7 \text{ W/m}^2$ である。放射計算と気候モデルを用いた研究によれば、成層圏の水蒸気変化が放射に与える効果（10 年あたり $\pm 0.1 \text{ W/m}^2$ 程度）は、世界平均した地上気温の 10 年スケールの変化に寄与し得るとみられている。気候モデルと観測事実から、大規模な火山噴火（例えば 1991 年のピナトゥポ火山ではおよそ -3 W/m^2 の効果）の後、数年間にわたって地上の寒冷化が起こり得ることがわかっている。
- ・ 中部および上部成層圏では、主に二酸化炭素の増加によって今後 100 年程度は寒冷化が続くと予測される。成層圏オゾンの回復により、この寒冷化がわずかに緩和される。

* 一般に正の放射強制力は地表面を暖め、負の強制力は地表面を冷やす。

HFC 類の濃度が成層圏で 1 ppb レベルに達した場合、熱帯の下部成層圏と圏界面付近の気温が約 0.3℃高くなる可能性がある。

- ・ 最近のモデルシミュレーションから新たにわかったことに、温室効果ガスの増加によりブリューワー・ドブソン循環として知られる成層圏循環が強まるという予測がある。このような循環強化が起こると、オゾン全量が熱帯で減少しそのほかの緯度帯で増加するといった非常に重要な結果をもたらす得る。しかし、循環強化を引き起こすメカニズムはまだ解明されておらず、循環が強まっているという観測事実もまだない。
- ・ 世界全体のオゾン量は、オゾン層破壊物質の減少にほぼ同調して回復すると予測されているが、上部成層圏の寒冷化によりさらに加速される。世界全体のオゾン量は、成層圏循環の変化には大きく影響されないので、この予測には高い信頼性がある。
- ・ 北極域のオゾン量の増加は、南極域に比べ、気候変化の影響を受けやすいと予測される。予測どおり成層圏のブリューワー・ドブソン循環が強化されれば、北極域の下部成層圏のオゾン量をかなり増加させるとみられ、上部成層圏の寒冷化による温室効果ガス起源のオゾン量増加を促進し、1980 年レベルへの回復を早めることが予測される。
- ・ 温室効果ガスが引き起こす気温と循環の変化により、中緯度のオゾン全量の 1980 年レベルへの回復が数十年早まり、今世紀末までには 1980 年レベルを十分に上回ると予測される。その効果は、北半球中緯度帯で最も顕著であり（図 4-21 の d）、晴天時の地上紫外線の強度は今世紀半ばまでには 1980 年レベルを十分に下回る可能性がある（図 4-21 の e）。南半球の中緯度帯では、循環変化の効果が比較的弱いことが予想されるうえに、オゾン量が 1980 年レベルに回復するのがもっと遅い南極の影響も受ける。

実線は現在までの観測値を、破線は一般に認められている将来シナリオを示す。影を付けた部分は、過去と将来のシミュレーションにおける年々変動と不確実性を示す。1980年の縦破線は、オゾンと紫外線の回復を判断する基準とされる年を示し、オゾン層に重大な変化があった前後を分けるものである。地球の気候に大きな影響を及ぼす二酸化炭素の曲線も示した。その変化が成層圏気温や風の分布に影響し、その両方が成層圏オゾンに影響するからである。

(a) 大気下層(対流圏)における塩素と臭素のオゾン層の破壊効率を考慮した総量。実線は観測で得られた大気中の量を、破線はこの報告書で使われた最も実現性の高いオゾン層破壊物質の放出シナリオと大気的作用に関する最新の知見に基づいた予測を示す。モントリオール議定書の効果により、今世紀末にかけて減少が続き、1980年レベルに戻るのは今世紀半ばと予測されている。成層圏では、物質が地表から成層圏に輸送されるのに時間がかかることから、同様の曲線ながらも数年分右側(時間が遅い方向)にシフトする。

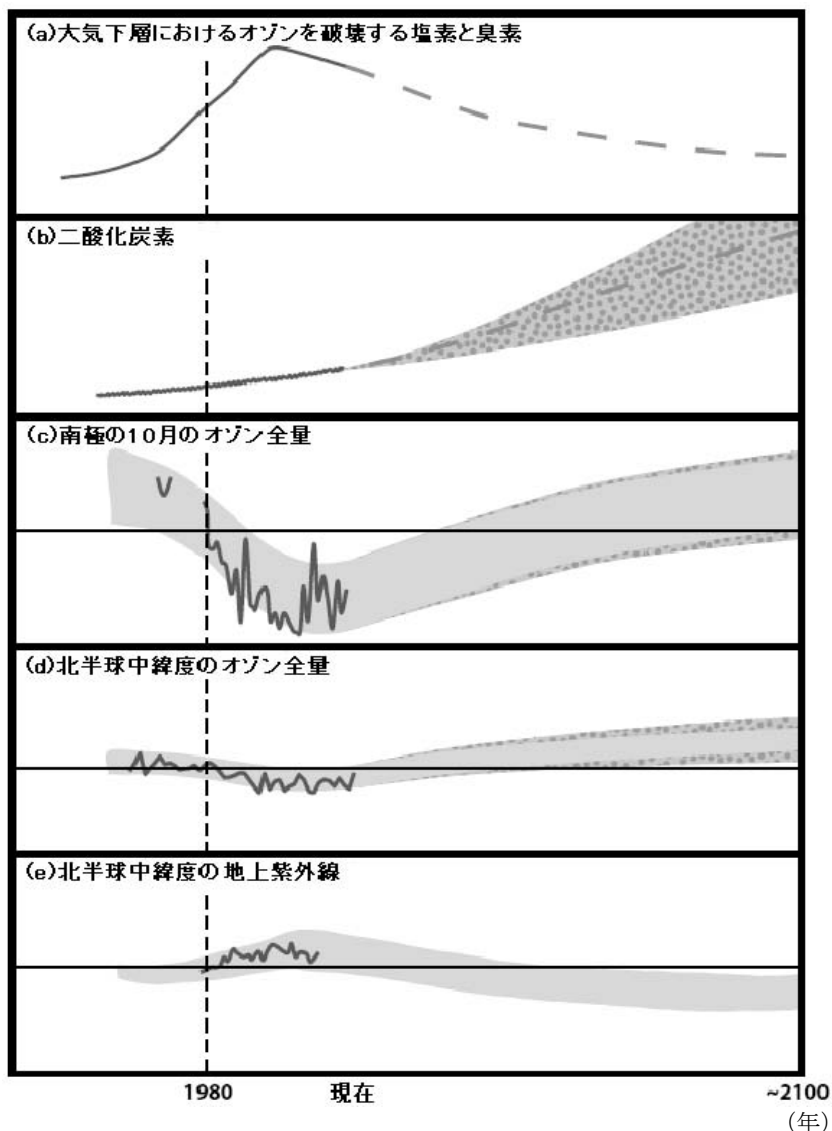


図 4-21 オゾン層破壊物質と気候変化が成層圏オゾン層に及ぼす影響とオゾンの変化が地上で受ける紫外線に及ぼす影響の概念図

- (b) 二酸化炭素の大気中濃度。二酸化炭素は、成層圏を含む地球の気候を変える人為起源の主な温室効果ガスであり、濃度の変化は気候変化を間接的に表すものである。ドット模様をつけた陰影部分は、この報告書中で使われた複数の異なるシナリオによる二酸化炭素量の予測値の幅を表す。
- (c) 10月平均オゾン全量でみた南極オゾンホールの大きさ。オゾンホールはオゾン層破壊物質によるオゾン層破壊を最も明瞭に表すものであり、大気中のオゾン層破壊物質は将来にわたってオゾンホールの大きさと期間を決定づける主要因であり続けると考えられている。南極のオゾン量は、21世紀末には1980年以前の値に戻ると予測されている。影を付けた部分はオゾンの年々変動の幅を示す。変化を求めるのに、オゾン層破壊物質の変化(パネル a)、二酸化炭素(パネル b の破線)、一酸化二窒素とメタンの変化(図には示さない)を考慮したシナリオを使った。ただし、全ての不確実性を網羅しているわけではない。ドット模様をつけた陰影部分は、気候シナリオの違いによる不確実性を表すが、これも全てを網羅しているわけではない。
- (d) 北緯 30~60 度間の平均のオゾン全量からみた北半球中緯度のオゾン層破壊の大きさ。影を付けた部分はオゾンの年々変動の幅を示す。ドット模様をつけた陰影部分は、気候シナリオの違いによる不確実性を表すが、全ての不確実性を網羅しているわけではない。パネル c と d は、北半球中緯度のオゾン層破壊と南極オゾンホールの相対的な規模を表す。準 2 年周期振動(QBO)、火山噴火、太陽活動の影響は観測データから除いてある。将来予測には、火山噴火や太陽活動の変動の影響は考慮していない。北半球中緯度でオゾン層

が 1980 年以前のレベルに戻るのがいつになるのかを判断するのは自然変動があるために難しいが、気候変化のためにこの回復時期が数十年早まり、21 世紀半ばより前になる(成層圏の塩素と臭素の量が 1980 年レベルに戻るより前であり、パネル c に示した南極オゾンが回復する時期よりも早い)と予測されている。

- (e) 上に示すオゾン層破壊物質シナリオでのオゾン変化に伴う、北半球中緯度で晴天時の地上紫外線の変化。北半球中緯度では、オゾン層破壊が小さかったことから紫外線の変化も小さい。影の部分は、パネル d のオゾン変化に対応する地上紫外線の年々変動の幅を示す。地上紫外線は雲、エアロゾル、大気汚染の影響も強く受けるが、それらの将来変化を予測するのは困難である。これらの要素の変化に伴う不確実性は、オゾン変化による不確実性よりも大きい、図には示していない。北半球中緯度の晴天時の地上紫外線は、気候変化の結果、今世紀の半ばまでに 1980 年レベルを十分に下回ると予測される。

5. 政策決定者向けの情報と政策策定のための選択肢

様々なオゾン層破壊物質の放出量、生産量および貯蔵量の削減について、基本となる将来の放出シナリオから派生させる形で、いくつかのケースを考えることができる。ここでいう基本シナリオはオゾン層破壊物質の放出量の将来予測に加えて、過去から現在の濃度を再現するように作成されたものである。基本シナリオに基づく予測によると、成層圏の塩素と臭素の濃度が 1980 年レベルに戻るのを、中緯度帯では今世紀半ば、南極の極渦内ではそれより約 25 年遅れるとしている。基本シナリオに追加されたケースは、様々な政策選択肢を実行した場合の効果を評価するのに使われる。

(1) 政策決定者向けの情報

- ・ モントリオール議定書は、オゾン層を保護すると同時に、気候変化の緩和という大きな副次効果をもたらした(図 4-20 の中段・下段参照)。オゾン層破壊物質の生産と消費が段階的に廃止され、成層圏オゾン層が保護されてきた。もしオゾン層破壊物質の放出が規制されずに増加し続けていたら、今後数十年間に、これまで観測されたよりもはるかに大規模なオゾン層破壊が起こり、地上に到達する紫外線も大きく増えたであろうということを、モデルを用いたシミュレーション結果は示している。
- ・ HFC 類の規制が行われないと仮定したシナリオによれば、地球温暖化係数を考慮した放出量は、2050 年までに 1988 年のピーク時の CFC 類に匹敵するようになると予測される(図 4-20 の下段参照)。図中で予測の上限は、現在使われているのと同じくらいの HFC 類を開発途上国が使うようになると仮定したケースを示したものである。
- ・ 2007 年にモントリオール議定書の締約国が合意したとおりに HCFC 類の段階的廃止が前倒しされると、オゾン層破壊の緩和と気候強制力の減少が促進されると予測される(図 4-20 を参照)。すなわち、オゾン層破壊係数を考慮した排出量に換算すると、2011~2050 年の累積で約 70 万トン相当の HCFC 類の排出が削減され、等価実効成

層圏塩素 (EESC) が 1980 年レベルに回復するのが 4～5 年早まることになる。また、二酸化炭素に換算すると、2011～2050 年の平均で年あたり約 5 億トン相当の温室効果ガスの放出が削減されることになる。それがどれだけの利益をもたらすかは、HCFC 類の代替物質が気候にどれだけ影響を及ぼすかによる。なお、人為起源の二酸化炭素放出量は、2008 年現在、全世界で年あたり 300 億トンを超える。

- ・ 前回のアセスメント以降、新たなフルオロカーボン類が、強力な温室効果ガスである HCFC 類と HFC 類の代替物質の候補として、作られている。例えば、HFC-1234yf (オゾン層破壊係数は 0、評価期間 100 年の地球温暖化係数は 4) が、カーエアコンに使う HFC-134a (オゾン層破壊係数は 0、評価期間 100 年の地球温暖化係数は 1370) の代替物質として開発されている。開発された新たな物質の一つ一つについて、そのオゾン層破壊係数、地球温暖化係数、大気中の寿命、安全性および毒性の大きさを決定し、環境への影響をあらゆる面から評価する必要がある。予備的な試験結果によれば、現在使用されている量の HFC-134a が HFC-1234yf に置換された場合でも、対流圏オゾンの生成に大きく寄与したり、分解生成する TFA (トリフルオロ酢酸) が有害になる量まで発生することはないと予測されている。TFA は、環境中にどこにでもある化合物であることはよく知られているが、その自然起源および人為起源の発生量や大気中での寿命と量には、まだ大きな不確実性がある。

モントリオール議定書とその改正・調整によって規制対象のオゾン層破壊物質の生産・放出量と大気中の量を減らす効果が上がったが、その分だけ、モントリオール議定書で規制されていない化合物や用途が成層圏オゾンに及ぼす影響が相対的に大きくなった。

- ・ 二酸化炭素やメタンのような放射への影響が大きい物質の量が増加すると、気温・風・化学過程に影響がおよび、その結果将来の成層圏オゾン量に大きく影響すると予測されている。大気中の二酸化炭素は 2005～2008 年に年間 2.1ppm の割合で増加し、メタンは 2006～2008 年に年間 6.7ppb の割合で増加した。
- ・ 一酸化二窒素 (N_2O) は、オゾンを破壊する物質であるとともに気候を温暖化する効果をもつ物質としても知られている。オゾン層破壊係数で重み付けした場合、その人為起源の放出量は、現在、全てのオゾン層破壊物質の中で最大である。
- ・ 気候を調節する手法 (ジオエンジニアリング) の一つとして、硫黄を含む化合物を大量に成層圏へ放出させる技術が提案されているが、この手法を用いた場合に成層圏の放射的・力学的・化学的な状態が変化し、成層圏オゾン量に意図しない重大な影響が生じる可能性がある。

（２）政策策定のための選択肢

様々な物質をさらに規制した場合にどのような効果が表れるのかを示すため、複数の追加的なシナリオが作成された。下に示す表 4-14 では、それぞれのシナリオを仮定した場合に達成できる塩素と臭素を合わせた存在量および二酸化炭素換算した放出量の、基本シナリオからの削減量を示している。

- ・ **ハロン類と CFC 類：**

オゾン層破壊係数で重みづけした場合、オゾン層破壊物質の放出量の中で、貯蔵物からの漏出が現在最も多くを占めている。CFC 類の貯蔵分の回収と破壊が 2011 年から 2015 年に遅れると、オゾンと気候に対する好ましい効果が約 30%減ると推定されている。

- ・ **四塩化炭素（CCl₄）：**

2010 年以降の CCl₄ の放出が全廃されれば、それが EESC に与える効果は、CFC 類とハロン類の貯蔵分を回収・破壊するのと同等になる。放出量の推定値を見直したため、この効果は、前回のアセスメントに比べ、かなり大きくなっている。

- ・ **HCFC 類：**

開発途上国における HCFC 類の最近の生産量は、報告量でみると前回のアセスメントで予測したよりも大きく増加している。そのことだけを考慮した場合には、新しい基本シナリオでの HCFC 類生産量は前回アセスメントより大きくなりそうだが、ここでは 2007 年にモントリオール議定書締約国が合意した HCFC 類の段階的廃止の前倒しによる削減効果の方が大きくなると想定されている。

- ・ **塩素と臭素を含むオゾン層破壊物質の 2010 年以降の全廃：**

この化合物を全廃することにより、EESC が 1980 年レベルに回復する時期が約 13 年早まるとともに、気候への影響に関しては、2011～2050 年に二酸化炭素換算で年あたり平均約 7 億トン削減するのと同等になる。このような二酸化炭素換算で求めた温暖化への効果は、CFC 類および HCFC 類の現在の貯蔵分によるものと、将来生産される HCFC 類によるものとが同じくらいになる。

- ・ **臭化メチル：** 次の 2 つの事例について試算した。

事例 1：検疫と出荷前処理での使用が 2011 年から段階的に廃止されることにより、2004～2008 年の平均使用量のまま維持されるのと比べて EESC が 1980 年レベルに回復する時期が 1.5 年早まる。事例 2：規制から除外された特定用途での使用量が 2011

年に認められた量のまま無期限に継続すると、EESC の回復時期が 0.2 年遅れる。

表 4-14 シナリオごとの試算

塩素と臭素を合わせた存在量（EESC 相当）と地球温暖化係数で二酸化炭素に換算した放出量の削減分を、それぞれ基本シナリオを基準として算出し、様々な物質をさらに規制した場合にどれくらい効果があるかを示した。

物質名 (単独又はグループ)	EESC 相当量の 削減率 (%)		地球温暖化係数で 二酸化炭素に換算して計算した 2011～2050 年合計の 削減量 (単位：10 億トン)	
	2011 年	2015 年	2011 年	2015 年
2011 年と 2015 年に 貯蔵分を回収して破壊:				
CFC 類	11	7.0	7.9	5.5
ハロン類	14	9.1	0.4	0.3
HCFC 類	4.8	5.3 ⁽¹⁾	4.9	5.5 ⁽¹⁾
2010 年以降に生産全廃:				
HCFC 類		8.8		13.2
臭化メチル (検疫と出荷前処理用)		6.7		0.002
2010 年以降に放出全廃:				
CCl ₄ ⁽²⁾		7.6		0.9
CH ₃ CCl ₃		0.1		0.004
HFC 類		0.0		最大 170 ⁽³⁾

(1) : HCFC 類の貯蔵分を回収して破壊する量は 2015 年の方が 2011 年よりも大きい、この試算では対象年 1 年のみの破壊量に基づくこと、また、毎年の生産量が引き続き破壊量を上回るため 2015 年の貯蔵量は 2011 年の貯蔵量よりも多いことが理由である。

(2) : 貯蔵量はゼロと仮定している。放出量には、一時的に漏出したり、副産物として意図せず放出されるといった見積りの不確実なものも含む。

(3) : 将来の予測放出量に強く依存する。また、HFC-23 は考慮されていない。現在 HFC 類はモントリオール議定書では規制されていないが、京都議定書では規制対象に含まれている。

3. UNEP 環境影響評価パネル報告書要旨(2010 年)*

オゾン層破壊の環境影響：2010 アセスメント
Environmental Effects of Ozone Depletion：2010 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

オゾン層破壊と気候変化

・オゾン層破壊及び温室効果ガス（GHGs）の増大に起因する気候変化の間には強い相互作用がある。オゾン層の破壊は気候に影響を与え、気候変化はオゾン層に影響を与える。モントリオール議定書の実施の成功は気候変化に顕著な影響を与えてきた。計算によると、クロロフルオロカーボン（CFCs）の段階的削減は、GHGs を削減するための京都議定書に基づく対策よりも遥かに大きく地球の温暖化効果（即ち、放射強制力）の低減に効果があった。GHGs の濃度の増大は、成層圏における温度低下と循環の加速をもたらし、熱帯地方におけるオゾン全量を減少させ、中／高緯度域におけるオゾン全量を増やす方向に働くことで、成層圏でのオゾン量に影響を及ぼす。オゾン層の変化に起因する循環の変化は地表の風と降雨のパターンにも影響を与える可能性がある。

・モントリオール議定書は機能しているが、オゾン層が 1980 年代のレベルに戻るには今後数十年はかかるであろう。オゾン層破壊物質の濃度は 1990 年代にピークに達した後、減少している。またオゾン全量ももはや減少していない。中緯度域のオゾン量は以前の予測より早く、今世紀半ばまでには 1980 年のレベルに戻ると予想される。しかし、高緯度域では回復率がもっと遅いと思われる。春季のオゾン層破壊は引き続き極域で起こり、特に南極域で今後数十年にわたると予想される。

・オゾン層破壊の抑制にモントリオール議定書が成功したために、UV-B 量の増大は南極オゾンホールの影響を受ける地域の外側では小さく、UV-B 量の増加を観測するのはむずかしい。雲やエアロゾルなどオゾン以外の要因のために UV-B 量の変動は大きい。オゾン層破壊の結果として発生したであろう UV-B 量の増加を確認するために使用可能な長期的

* 環境省による仮訳

な観測は少ない。中緯度域では、UV-B 放射照度の増加は現在のところ 1980 年に比べても <5% ほどであるが、オゾン層破壊が激しい高緯度域／極域では UV-B の増加はもっと大きい。南極では太陽高度が低いにもかかわらず、オゾンホールが形成されている晩春における UV-B の放射線量は日焼けを引き起こすのに十分となる可能性があり、オゾン層破壊が始まる前の 2 倍にはなっている。残念ながら、この変化を確認するためのオゾンホール発生以前の観測は存在しない。

・モントリオール議定書がなければ、北半球中緯度域での日焼けを起こす紫外線量のピーク値は 2065 年までに 3 倍になっていた可能性がある。これは環境と人体の健康に重大な影響を与えることになったであろう。この状況は、晴れた日の紫外線はオゾン層破壊が問題となる以前よりも若干高い程度であり、中／高緯度域では今後数十年の間に減少すると予想される現在の状況と大きく異なっている。

・オゾン層と雲で予想される変化は、紫外線量が既に低い高緯度域における紫外線を大きく減少させ、紫外線量が既に高い低緯度域では紫外線をわずかに増加させる可能性がある。これは人体の健康と生態系に大きな影響を与える可能性がある。UV-B 量は、1980 年と比較して、21 世紀末には中／高緯度域ではそれぞれ 5% から 20% まで低くなり、低緯度域では 2~3% 高くなると予測されている。しかしこれらの予測結果の扱いには注意が必要である。何故なら、UV-B 量の変化予測は雲量、大気汚染物質及びエアロゾルの変化にも強く依存するが、これらの因子は気候の変化に影響を受け、また将来の変化量には不確実性が存在するからである。このような紫外線量の変化予測に基づくと、低緯度域では皮膚損傷のリスクは大きくなると思われるが、高緯度域での UV-B に起因するビタミン D の十分な生成のための最適ばく露時間の設定は難しい。

・将来の紫外線予測には不確実な部分があり、モデル化と観測の努力を継続することが必要である。オゾン層破壊と気候変化の間に強い相互作用があることや観測やモデルに不確実性があることが、将来の紫外線放射照度の予測に対する信頼性を限定的なものに留めている。従って、将来の紫外線量の変化に関連するプロセスの理解を深めことや、オゾン層と地上紫外線の分光放射照度の地上及び衛星からの観測を継続することが重要である。これにより、将来の予想外の変化を監視し、変化に対応することが可能となろう。

人体の健康

・太陽の UV-B 放射の健康へのリスクに関しては、白内障と皮膚がんが最も高い信頼性で評価できる。感染症の発症リスクを高める懸念はあるが、公衆衛生上の指針を出すにはデータが不足している。白内障と皮膚がんの罹患率は多くの国で引き続き上昇しており、社会的影響と医療コスト増大が問題となっている。一部の地域では、小児や若者における黒

色腫の罹患率はもはや増加しておらず、或いは罹患率の増加はより死亡率の低い腫瘍に限定されている。こうした変化は恐らく適正な研究結果に基づく強力な公衆衛生情報キャンペーンの成果を反映したものであろう。感染症の場合、動物実験を除くと白内障や皮膚がんと同じような人の研究結果は得られていない。オゾン層破壊物質の代替物の使用は健康へのリスクを生み出す可能性があるが、これらはまだ定量的に評価されていない。

・日光ばく露が健康に与える良い点は、主として太陽の UV-B 放射による皮膚のビタミン D 生成である。最適のビタミン D レベルは骨の健康を維持し、ある種の内臓がん、自己免疫疾患、感染症及び心血管系疾患のリスクを減らす可能性があると考えられている。経口補給されたビタミン D にも紫外線により生成されるビタミン D と同様の利点があるかどうか、また、ビタミン D の大量摂取が常に望ましいかどうかはまだ明らかではない。リスクと利益のバランスを考えた適正な日光のばく露は、遺伝学的な背景（皮膚の色、ビタミン D 受容体の種類を含む）及び外的／環境要因（食生活、季節、日時、緯度を含む）などの個人的な特性で異なってくる。健康影響を考慮したビタミン D の適正量と紫外線ばく露に関しては、現在活発に研究が行われている分野であり、いずれ日光ばく露によるリスクの最小化と便益をうまくバランスをとるための指針を一般大衆へ提供することとなるであろう。

・太陽の紫外線放射と気候の複合変動が健康に与える影響については見掛け上信頼できるものである。医療に関する意思決定と将来の医療政策の指針となる方向性を持った調査が必要である。温度が高くなれば、同じ紫外線放射にさらされてもより多くの皮膚がんを引き起こすことになる。しかし、それ以上の調査は行われていないので、これが複合効果について現在のところ言える最も断定的な表現である。温度が上がると太陽のばく露パターンが変わる可能性があるが、気候変化に対応する将来の人の行動パターンをモデル化するには相当な不確実性がある。複合効果は深刻なものになり得ると疑うに十分な情報があるが、厳格なリスク推定を行うにはまだデータ不足である。

陸域生態系

・オゾン層破壊が顕著な地域では、UV-B 放射の増大が陸域植物の生産を約 6%減少させることが広範囲の野外調査の結果から示唆されている。この減少は植物の直接的な損傷の結果であったり、植物を UV-B から保護し、UV-B に順応する方向に植物資源の使用を大きく転換した結果でもある。植物の成長減少が長期間続くと、その影響は、特に植物が大気中の炭素を隔離（回収）する機能をもっているという点で重大なものとなる可能性がある。

・地球規模の環境変化に起因する紫外線放射の変化は陸域生態系に極めて重大な結果をも

たらす可能性がある。今後数十年間に予測される（乾燥又は森林伐採の増大に対応する）雲量及び植生の地域特有の変化は、陸域生物の受ける紫外線放射のレベルに大きな影響を与える可能性がある。紫外線放射（UV-B と UV-A の双方）のこうした変動は広範囲の生態系に影響を与えることになる。

・予想される気候の変化は紫外線放射に対する植物及び生態系の反応を変える可能性がある。例えば、中程度の乾燥は植物の紫外線への感受性を減少させる可能性があるが、気候変化によって更に降水量が減少し温度が上昇すると、植物の成長が抑えられ、紫外線放射及びその他の気候要因から防御するための植物の資源再配分が危うくなる可能性がある。従って、たとえ限られた気候変化であっても、その変化は特に苛酷な環境下では生存に影響を与えるだろう。

・紫外線放射は枯れた植物の分解を早め、その結果として炭素の大気中への放出を促進する。低／中緯度域では、雲量の減少と集約的な土地利用の増大によって、紫外線放射にさらされる植物と土壌が将来的には増える可能性がある。枯れた植物の太陽光の働きによる分解（光分解）は、特に微生物の作用により極めてゆっくりとしか腐敗しない成分の場合、多くの環境中で非常に重要な生態学的過程となる。

・気候変化とオゾン層破壊に起因する UV-B 放射の変動は、植物と害虫との相互作用に大きな影響を与え、食物の量と質に重大な影響を与える。草食動物（例えば、昆虫）による植物の消費は、通常の場合 UV-B レベルが高くなれば減少する。今後数十年の間に、大気中の二酸化炭素濃度が高まり、植物密度が増大すれば、UV-B 放射量の増加によって草食性昆虫等による食害が減少する可能性が打ち消される可能性がある。

・UV-B 放射は例えば抗酸化活性、風味及び繊維含有量の増大を通じて食糧の質を改善する可能性がある。この分野で得られた知識は、栄養価を高めるためにこれら天然の植物生産物を利用する農業システムの組み立てに使われる可能性がある。

・太陽の UV-B 放射は微生物の生物多様性を変え、結果として土壌の肥沃度と植物の病気に影響を与える。枯れた植物体上の微生物群の構成の変化は腐植率を変える可能性がある（土壌の肥沃度に貢献する重要な生態学的過程）。生きた植物では、UV-B 放射による微生物の種構成の変化は菌類感染の感受性に影響を与えうる。

水圏生態系

・太陽からの UV-B 放射による有害な影響は水圏生物で立証されている。それと対照的に、生物多様性や種組成への影響、又は自然生態系における栄養段階間の相互作用に関する情

報は比較的少ない。

・ある水圏生物では、UV-B に起因する負の影響は環境汚染によってさらに悪化する。原油或いはカドミウム、セレン、銅などの重金属で汚染された現場では、UV-B 放射は水圏生物に対してより重大な影響を与える。

・気候変化は水圏生物の深度分布並びに水の透明度に影響を与えるので水圏生物の太陽紫外線放射ばく露を変えるであろう。気候変化によってもたらされる気温の上昇は表層混合層の深さを浅くする傾向があるので、生物をより高い照度にさらすことになる。内陸水系及び沿岸部において、溶存有機物 (DOM) は紫外線の透過性に影響を与える主要な要素である。ある地域では、DOM の濃度が過去 20 年間でほぼ 2 倍となっている。人間の水生病原体は太陽紫外線の放射に敏感であるため、DOM の変化はそれらへのばく露や免疫不活性化を変えてしまう可能性がある。

・増加した太陽 UV-B の放射は、地球規模の温度上昇とともに生態学的にも経済的にも重要である海藻に負の影響をあたえるかもしれない。海藻の生態系における鉛直分布は太陽紫外線の放射の強い影響を受ける。褐藻及び紅藻の幼体はこれらの環境要素によって害を受ける。

・気候変化に起因する環境変化は太陽紫外線放射に適応するための水圏生物の防御戦略能力を超える。種の違いによって光保護、光回復など回避戦略の組合せが異なり、それによって高い太陽紫外線の放射に適応するそれぞれの能力の限界が決まる。海洋及び内陸の両方の生態系において生体量の主要な生産者である藍藻は、太陽紫外線の放射に敏感であるが、他の種は適応戦略のいろいろな組合せを使って、極度の UV-B 照射、頻繁な乾燥及び極度の高温といった生育環境でも生き残ることができる。

・大気中の CO₂ 濃度が上昇すると水の酸性度も上がり、石灰性生物は太陽からの UV-B 放射により脆弱になる。海水の酸性化が続けば、植物プランクトン、海藻、珊瑚など石灰性生物の炭酸塩の取り込みを阻害する。

生物地球化学的循環

・炭素循環を駆動するプロセスに対する太陽紫外線と気候変化の影響の間には相互作用がある。これらの相互作用は大気中の CO₂ の増加の速度とそれによる地球温暖化を現在の予測以上に加速させるかも知れない。

・地中海や北米西部の様なより温暖でより乾燥した気候への移行は、紫外線による陸域大

気への炭素の放出を増加させるであろう。枯れ葉などの紫外線による分解は大気への CO₂ 放出の経路としてもっと重要になるだろう。

- ・中／高緯度海洋地域では、大気中の CO₂ を吸収する能力が減退している。この減退は主として、海洋における光合成と関連する CO₂ 吸収プロセスに対する気候変化と太陽紫外線の負の影響によるものである。

- ・気候変化に関連して予想される北極とアルプス山脈から水圏生態系への流出水の増加は、紫外線による土壌有機炭素の分解とそれによる CO₂ の大気への放出を加速させるであろう。流出水の増加は水の透明度を減らし、それによって淡水及び沿岸海洋における紫外線ばく露を減らす。

- ・CO₂ 以外の温室効果ガスに係わるフィードバックは、紫外線と気候変化の相互作用により増大している。例えば、気候変化に起因する海洋の貧酸素地域の増大は、重要な温室効果ガスでかつオゾン層破壊物質でもある亜酸化窒素 (N₂O) の放出を促進する。

- ・オゾン層の回復で引き起こされる地球表面に到達する太陽 UV-B 強度の一層の減少は、有機／無機汚染物質の光化学的反応を抑える可能性がある。この影響は有機汚染物質の残存量とばく露濃度を増大させる可能性がある。他方、金属の場合には、紫外線に起因する金属の変質が、しばしばその有毒性を高めるため、光化学反応が抑えられることは有益に働くかも知れない。

大気質

- ・人体の健康及び環境に対する大気汚染の影響は、将来の気候や汚染物質の排出や成層圏オゾンの変化に直接的に影響される。紫外線は対流圏でのオゾンとエアロゾルを含む光化学的スモッグの生成の支配的要素の一つである。また紫外線は大気中の多くの気候関連／オゾン関連のガスの量を制御する水酸基 (OH) の生成の引き金にもなっている。汚染物質の化学過程及び風による輸送の定量化にはまだ不確実性が存在する。将来の紫外線や気象条件や人為的排出の変化に伴う正味の影響は大きいと思われるが、一方でその影響は局所的な状況に依存する。このことが大気質の予測と管理に対する挑戦となる。

- ・数値モデルでは、将来の紫外線と気候の変化は水酸基 (OH ラジカル) のトレンドと空間分布を変えると予測している。OH ラジカルの変化は、いくつかの温室効果ガスの存在量に影響するだけでなく、都市スケールならびに地域スケールの光化学スモッグ生成にも影響を与えるだろう。OH ラジカルの濃度は 2100 年までに地球規模では平均で 20% 低下すると予想される。一方で、局所的な濃度の変化は一樣ではなく、現在の濃度よりも 2 倍

あるいは 1/2 にも上下することが予想される。しかし、限られた数の事例研究においては、OH ラジカル濃度についてモデル計算と実測値の間に大きな違いが認められている。このことは我々が大気中での OH ラジカルの化学を充分には理解していないことを示している。従って、人体の健康と環境に対する影響は不確実である。

・汚染物質の放出、化学過程、ならびに気候変化の相互作用のため、低・中緯度のある地域で今後 20～40 年にわたって、光化学的に生成される対流圏オゾンが増加すると予想される。化石燃料の燃焼、バイオマス燃焼及び農業活動からの人為的大気汚染物質の排出が増加を続ければ、対流圏オゾンの濃度は増大するであろう。気候に起因する温度と湿度の上昇も汚染地域における対流圏オゾンの生成を増大させるが、もっと汚染の少ない地域では対流圏オゾンの生成は減少するであろう。一部土壌では温度上昇により窒素酸化物 (NO_x) 及び生物起源の揮発性有機化合物 (VOCs) の排出量が増える。この傾向は対流圏でのオゾンのバックグラウンド濃度を増す方向に働くだろう。人の健康と環境に対する今後の保護にとって、人間活動に関連する NO_x と VOCs の排出についてもっと効果的な規制策を検討する必要がある。

・有機物質で構成されるエアロゾルは気候と大気質で大きな役割を果たしており、大気圏でのエネルギー収支に関する大きな不確実性の原因となっている。大部分のエアロゾルは人為的発生源や生物由来の発生源から放出される揮発性有機化合物の紫外線誘起の酸化過程を経て生成される。しかしながら、エアロゾル生成に関わる化学過程の詳細はまだよく知られておらず、現在のモデルは (揮発性有機化合物の酸化過程を経て生成される) 有機性のエアロゾル量を過少予測している。有機性のエアロゾルの大気質における重要性を評価し、気候に対する直接的／間接的な放射強制力をもっとよく定量化するためには、有機性のエアロゾルの生成過程、化学組成及び光学的特性をもっと理解する必要がある。

・オゾン層破壊物質の代替物の分解では、ある種の化学物質が生成されるが、人体の健康と環境に対する関連性はほとんど見つかからない。オゾン層を破壊する CFCs の代替物として使わ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) は分解してトリフルオロ酢酸 (TFA) を生成する。TFA は非常に安定で、海洋、塩水湖、プラヤに蓄積される。しかし、過去の使用量及びフルオロオレフィンなど新規市場参入商品を含む将来の使用予測に基づけば、これら代替品の環境中での消失に伴って生成される TFA 及びモノフルオール酢酸 (MFA) の増量はそれほど大きくはない。自然発生源からの既存の量を加えても、人体及び水生環境における生物に対する TFA (及び、より有毒な MFA) のリスクは無視できると判断される。

材料

・環境温度の上昇は紫外線に起因するプラスチックと木材の劣化を加速させ、それによりそれらの屋外における有効寿命を短くする。自然及び人工の材料は屋外の建造物、農業、その他の用途で広く使われている。高温での劣化速度の増大は個々の材料、紫外線照射環境及びばく露の地理的位置によって異なる。

・現在利用可能な安定化技術でも、日常的に太陽紫外線の放射にさらされるいくつかの種類
の通常ポリマーへの損害を軽減できる。最新式の安定剤、表面被覆及び材料置換の技術は紫外線の放射と温度を高めている環境の有害な影響を制御できるが、それはいくつかの種類
の通常プラスチックに限られる。

・屋外用での使用が増えているプラスチックナノ複合材及び木材／プラスチック複合材は
在来
の材料に比べて太陽紫外線の放射への安定性が比較的高いようである。複合材におけるナノフィラーの使用は在来
の複合材に比べて性能が優れているため増えている。木材／プラスチック複合材は、プラスチック単体と比べて紫外線安定性は同等であるが、それでも高い湿度での寿命の短縮に悩まされている。

4. 参考文献

- 環境省. 2009. 化学物質ファクトシート (2011 年度版).
<http://www.env.go.jp/chemi/communication/factsheet.html>
- 環境省. 2008. 紫外線環境保健マニュアル. 45p.
- 環境省. 2006. 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査.
- 環境省. 2011. 平成 22 年度フロン等オゾン層影響微量ガス等監視調査.
- 気象庁. 1993-2011. オゾン層観測報告.
- 気象庁. 2002. 大気・海洋環境観測報告 (2000 年観測成果). 157p.
- 国立環境研究所. 2011. 4. 6. 北極圏上空で史上最大のオゾン破壊が進行中 —ヨーロッパやロシアの一部が影響下に— (プレスリリース).
<http://www.nies.go.jp/whatsnew/2011/20110406/20110406.html>
- 永島達也、高橋正明. 2002. 成層圏オゾン層の将来見通し—化学気候モデルを用いた評価. 天気 49 巻 11 号:937-944.
- ハロン等抑制対策連絡会. 2011. ハロン等抑制対策に関する報告書 (平成 22 年度).
- Bloom AA, Lee-Taylor J, Madronich S, Messenger DJ, Palmer PI, Reay DS, McLeod AR. 2010. Global methane emission estimates from ultraviolet irradiation of terrestrial plant foliage. *The New Phytologist* 187:417-425.
- CGER. 2007. CGER's supercomputer activity report vol14-2005. 154 p.
- Chipperfield MP, Feng W. 2003. Comment on: Stratospheric ozone depletion at northern mid-latitudes in the 21st century: The importance of future concentrations of greenhouse gases nitrous oxide and methane. *Geophysical Research Letters* 30 (7), 1389:3p. doi:10.1029/2002GL016353.
- Corr CA, Krotkov N, Madronich S, Slusser JR, Holben B, Gao W, Flynn J, Lefer B, Kreidenweis SM. 2009. Retrieval of aerosol single scattering albedo at ultraviolet wavelengths at the T1 site during MILAGRO. *Atmospheric Chemistry and Physics* 9:5813-5827.
- Engel A, Möbius M, Bönisch H, Schmidt U, Heinz R, Levin I, Atlas E, Aoki S, Nakazawa T, Sugawara S, Moore F, Hurst D, Elkins J, Schauffler S, Andrews A, Boering K. 2009. Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the past 30 years. *Nature Geoscience* 2:28-31.
- Estupinan G, Raman S, Crescenti GH, Streicher JJ, Barnard WF. 1996. Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *Journal of Geophysical Research* 101:16807-16816.
- Ferretti DF, Miller JB, White JWC, Lassey KR, Lowe DC, Etheridge DM. 2007. Stable isotopes provide revised global limits of aerobic methane emissions from plants. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7:237-241.
- Hadjinicolaou P, Pyle JA, Harris NRP. 2005. The recent turnaround in stratospheric ozone over northern middle latitudes: A dynamical modeling perspective. *Geophysical Research Letters* 32:12821. doi:10.1029/2005GL022476.

- Hayashi LC, Hayashi S, Yamaoka K, Tamiya N, Chikuda M, Yano E. 2003. Ultraviolet B exposure and type of lens opacity in ophthalmic patients in Japan. *Science of the Total Environment* 302:53-62.
- Hofzumahaus A, Rohrer F, Lu KD, Bohn B, Brauers T, Chang CC, Fuchs H, Holland F, Kita K, Kondo Y, Li X, Lou SR, Shao M, Zeng LM, Wahner A, Zhang YH. 2009. Amplified trace gas removal in the troposphere. *Science* 324:1702-1704.
- Keppler F, Hamilton JTG, Brass M, Rockmann T. 2006. Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature* 439:187-191.
- Leivelveld J, Butler TM, Crowley JN, Dillon TJ, Fischer H, Ganzeveld L, Harder H, Lawrence MG, Martinez M, Taraborrelli D, Williams J. 2008. Atmospheric oxidation capacity sustained by a tropical forest. *Nature* 452:737-740.
- Matsunaga SN, Guenther AB, Potosnak MJ, Apel EC. 2008. Emission of sunscreen salicylic esters from desert vegetation and their contribution to aerosol formation. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8:7367-7371.
- Messenger DJ, McLeod AR, Fry SC. 2009. The role of ultraviolet radiation, photosensitizers, reactive oxygen species and ester groups in mechanisms of methane formation from pectin. *Plant, Cell and Environment* 32:1-9.
- Neale PJ, Kieber DJ. 2000. Assessing biological and chemical effects of UV in the marine environment: Spectral weighting function. In Hester, R.E. & Harrison, R.M (Eds.), *Causes and Environmental Implications of Increased UV-B radiation* (61-83). Cambridge: Royal society of Chemistry. 61-84.
- NOAA. 2005. Northern hemisphere winter summary 2004-2005.
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/nh_04-05/index.html
- Polvani LM, Waugh DW, Correa GJP, Son SW. 2011. Stratospheric Ozone Depletion: The Main Driver of Twentieth-Century Atmospheric Circulation Changes in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate* 24:795-812.
- Raivonen M, Bonn B, Sanz MJ, Vesala T, Kulmala M, Hari P. 2006. UV-induced NO_y emissions from Scots pine: Could they originate from photolysis of deposited HNO₃? *Atmospheric Environment* 40:6201-6213.
- Raivonen M, Vesala T, Pirjola L, Altimir N, Kerone P, Kulmala M, Hari P. 2009. Compensation point of NO_x exchange: Net result of NO_x consumption and production. *Agricultural and Forest Meteorology* 149:1073-1081.
- Ravishankara AR, Daniel JS, Portmann RW. 2009. Nitrous Oxide (N₂O): the dominant ozone-depleting substance emitted in the 21st Century. *Science* 326:123-125.
- Sasaki M, Takeshita S, Oyanagi T, Miyake Y, Sakata T. 2002. Increasing trend of biologically active solar ultraviolet-B irradiance in mid-latitude Japan in the 1990s. *Optical Engineering* 41 (12):3062-3069.
- Son SW. et al. 2010. Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: A multimodel assessment. *Journal of Geophysical Research* 115.D00M07. doi:10.1029/2010JD014271.
- Son SW, Polvani LM, Waugh DW, Birner T, Akiyoshi H, Garcia RR, Kinniso D, Pawson S, Rozanov E, Shepherd TG, Shibata K. 2008. The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. *Science* 320:1486-1489.

- Tanimoto H. 2009. Increase in springtime tropospheric ozone at a mountainous site in Japan for the period 1998-2006. *Atmospheric Environment* 43:1358-1363.
- Tatarov B, Nakane H, Park ChB, Sugimoto N, Matsui I. 2009. Lidar observation of long-term trends and variations of stratospheric ozone and temperature over Tsukuba, Japan. *International Journal of Remote Sensing* 30, 15:3951-3960.
- Thompson DWJ, Solomon S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science* 296:895-899.
- UNEP. 1989. Environmental effects panel report.
- UNEP. 1995. Environmental effects of ozone depletion: 1994 assessment.
- UNEP. 1999. Environmental effects of ozone depletion: 1998 assessment. 193p.
- UNEP. 2003. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2002 assessment. 209p.
- UNEP. 2005. Production and consumption of ozone depleting substances under the Montreal Protocol 1986-2004. 75p.
- UNEP. 2007. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2006 assessment. 209p.
- UNEP. 2011. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2010 assessment. 236p.
- Volkamer R, Jimenez JL, San Martini F, Dzepina K, Zhang Q, Salcedo D, Molina LT, Worsnop DR, Molina MJ. 2006. Secondary organic aerosol formation from anthropogenic air pollution: Rapid and higher than expected. *Geophysical Research Letters* 33: L17811.
- Watanabe YW, Yoshinari H, Sakamoto A, Nakano Y, Kasamatsu N, Midorikawa T, Ono T. 2007. Reconstruction of sea surface dimethylsulfide in the North Pacific during 1970s to 2000s. *Marine Chemistry* 103:347-358.
- West SK, Longstrth JD, Munoz BE, Pitcher, HM, Duncan DD. 2005. Model of risk of cortical cataract in the US population with exposure to increased ultraviolet radiation due to stratospheric ozone depletion. *American Journal of Epidemiology* 162 (11):1080-1088.
- WHO, WMO, UNEP, NIR. 2002. Global solar UV index - A practical guide. 28p.
- WMO. 2007. Scientific assessment of ozone depletion: 2006.
http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ozone_2006/ozone_asst_report.html .
- WMO. 2011. Scientific assessment of ozone depletion: 2010
http://ozone.unep.org/Assessment_Panels/SAP/Scientific_Assessment_2010/index.shtml
- Zeng G, Morgenstern O, Braesicke P, Pyle JA. 2010. Impact of stratospheric ozone recovery on tropospheric ozone and its budget. *Geophysical Research Letters* 37: L09805.
- Zepp RG, Shank GC, Stabenau E, Patterson KW, Cyterski M, Fisher W, Bartels E, Anderson SL. 2008. Spatial and temporal variability of solar ultraviolet exposure of coral assemblages in the Florida Keys: Importance of colored dissolved organic matter. *Limnology and Oceanography* 53:1909-1922.

5. 英略語一覧

英略語	正式名称	訳
AGAGE	Advanced Global Atmospheric Gases Experiment	先進的地球規模大気中気体成分観測
BAPMoN	Background Air Pollution Monitoring Network	大気バックグラウンド汚染監視網
CCM	Chemistry Climate Model	化学気候モデル
CDOM	Colored Dissolved Organic Matter	有色溶存有機物
CFC	Chlorofluorocarbon	クロロフルオロカーボン
CGER	Center for Global Environmental Research	国立環境研究所地球環境研究センター
CIE	Commission Internationale de l'Eclairage	国際照明委員会
CLAES	Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer	大気測定用走査型冷却剤冷却式地球周縁赤外分光計
CPD	Cyclobutane Pyrimidine Dimer	シクロブタン型 2 量体
CTM	Chemical Transport Model	化学輸送モデル
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt	ドイツ航空宇宙センター
DMS	Dimethylsulphide	硫化ジメチル
DU	Dobson Unit	ドブソン単位
ECD	Electron Capture Detector	電子捕獲型検出器
EEAP	Environmental Effects Assessment Panel	環境影響評価パネル
EESC	Equivalent Effective Stratospheric Chlorine	等価実効成層圏塩素
ESRL	Earth System Research Laboratory	地球システム研究所
GAW	Global Atmosphere Watch	全球大気監視計画
GC	Gas Chromatograph	ガスクロマトグラフ
GHG	Greenhouse Gas	温室効果ガス
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
HABs	Harmful Algal Blooms	ハームフル・アルガル・ブルーム
HALOE	Halogen Occultation Experiment	ハロゲン気体分子測定センサー
HALS	Hindered Amine Light Stabilizer	高分子光安定剤
HBFC	Hydrobromofluorocarbon	ハイドロブロモフルオロカーボン
HCFC	Hydrochlorofluorocarbon	ハイドロクロロフルオロカーボン
HFC	Hydrofluorocarbon	ハイドロフルオロカーボン
IGY	International Geophysical Year	国際地球観測年
ILAS	Improved Limb Atmospheric Spectrometer	改良型大気周縁赤外分光計
IMG	Interferometric Monitor for Greenhouse Gases	温室効果ガス干渉分光計
IOC	International Ozone Commission	国際オゾン委員会
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	気候変動に関する政府間パネル
LIMS	Limb Infrared Monitor of the Stratosphere	地球周縁太陽掩蔽方式成層圏大気観測放射計
MED	Minimum Erythral Dose	最少紅斑量
MLS	Microwave Limb Sounder	マイクロ波リム放射サウンダー
MS	Mass Spectrometer	質量分析計
NASA	National Aeronautics and Space Administration	アメリカ航空宇宙庁
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
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
SAG	Scientific Advisory Group	科学諮問部会
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment	太陽掩蔽型成層圏エアロゾル・オゾン鉛直分布観測センサー
SAP	Scientific Assessment Panel	科学評価パネル
SBUV	Solar and Backscatter Ultraviolet	太陽・後方散乱紫外分光計
SOA	Secondary Organic Aerosol	二次有機エアロゾル
SRES	Special Report on Emissions Scenarios	排出シナリオに関する特別報告
SVOC	Semivolatile Organic Compounds	半揮発性有機化合物
TEAP	Technology and Economic Assessment Panel	技術・経済評価パネル
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer	オゾン全量マッピング分光計
TOVS	Tiros Operational Vertical Sounder	気温、湿度の鉛直分布測定用放射計
UCI	University of California at Irvine	カリフォルニア大学アーバイン校
UNEP	United Nations Environmental Programme	国連環境計画
VOC	Volatile Organic Compounds	揮発性有機化合物
WHO	World Health Organization	世界保健機関
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関
WOUDC	World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre	世界オゾン・紫外線資料センター
XPS	Extruded Poly-Styrene	押出法ポリスチレンフォーム