

第1部 オゾン層の状況

1. オゾン層の形成と分布・その変動

オゾン層の形成、オゾン層の分布と変動、及び人間活動によるオゾン層破壊について簡単に解説する。

1-1. オゾン層の形成・分布・破壊

成層圏に存在するオゾン層

大気中オゾンのほぼ90%は地上高度10～16kmから50kmの範囲に存在している。この高度範囲は成層圏と呼ばれる大気の領域と一致する。残りの約10%は、対流圏（地表から高度10～16km）に存在する。オゾン層は、太陽から地球にやってくる、生物に有害な紫外線（UV-B）をほとんど全部吸収する。地表面に生物が生存できるのは、オゾン層が有害紫外線に対するシールドとして働いているおかげである。オゾン層によって吸収されなかったごく少量のUV-B（長波長側のUV-B）は地表面に到達するので、地上生物はそれに対する防御機能を備えるようになったといわれている。しかし、過度のUV-Bを浴びることは人の健康や動植物に悪影響を及ぼすおそれがある。

オゾン層形成のメカニズム

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

エネルギーの高い太陽紫外線は、大気中の酸素分子に吸収されるため、高度が低くなるにつれて強度が弱まる。一方、分解される酸素分子の量は高度が低い方が多いので、この2つの量のかねあいにより、オゾン分子が生成される割合はある一定の高度で最大になる。

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

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

オゾンの地球規模の分布

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。

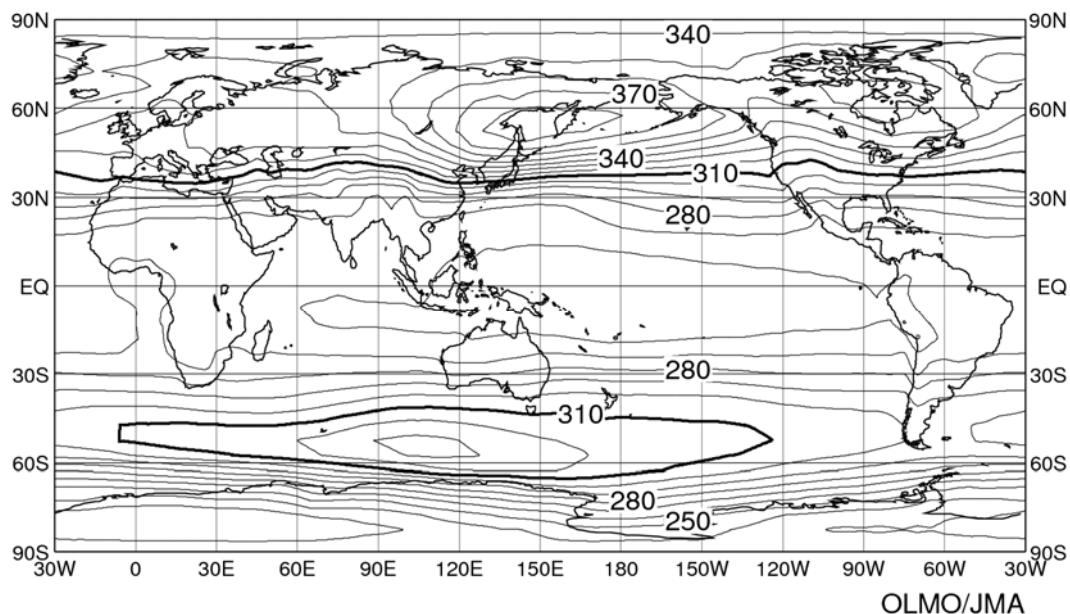


図 1-1-1 世界の年平均オゾン全量（1997～2006年の平均値）

単位は $m \text{ atm} \cdot \text{cm}$ 、等値線間隔は $10 m \text{ atm} \cdot \text{cm}$ 。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:2009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 $m \text{ atm} \cdot \text{cm}$ （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 $300 m \text{ atm} \cdot \text{cm}$ 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。

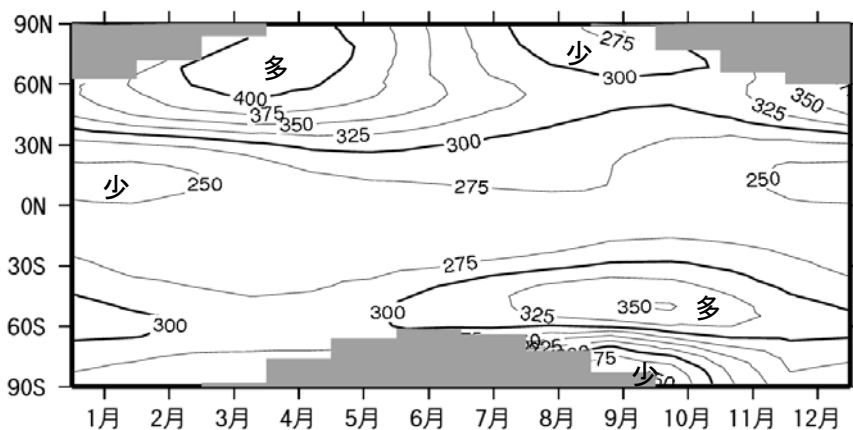


図 1-1-2 オゾン全量（1997～2006 年の平均値）の季節変動

単位は m atm-cm、等値線間隔は 25m atm-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:2009 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化するという説が提案されている。

赤道上空成層圏の風向変化(準2年周期振動)

赤道付近の下部成層圏では東風と西風が約2年の周期で交代することが知られており、この現象は準2年周期振動(QBO)と呼ばれている。QBOに伴ってオゾン全量も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。

大規模火山噴煙

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

1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊

成層圏中に極微量に存在し、オゾンを触媒反応によって破壊する成分である水素酸化物(HO_x)、窒素酸化物(NO_x)、塩素酸化物(ClO_x)、臭素酸化物(BrO_x)などには、自然界の大気供給源に加えて、近年の人間活動の増大による人為的供給源が無視できないものがある。水素酸化物は自然界の水に比べれば人為起源のものは問題にならない。窒素酸化物の起源物質としては、一酸化二窒素と上空に直接排出される NO_x が人為起源物質として問題になる。 ClO_x と BrO_x には自然界の発生源として塩化メチルと臭化メチルがあるが、 ClO_x に対してはクロロフルオロカーボン(CFC)などの人為起源物質が凌駕しており、 BrO_x に対しては臭化メチルやハロンがある。臭化メチルは自然起源と人為起源が拮抗する。

2. 世界と日本のオゾン層の観測状況

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

地上観測体制

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

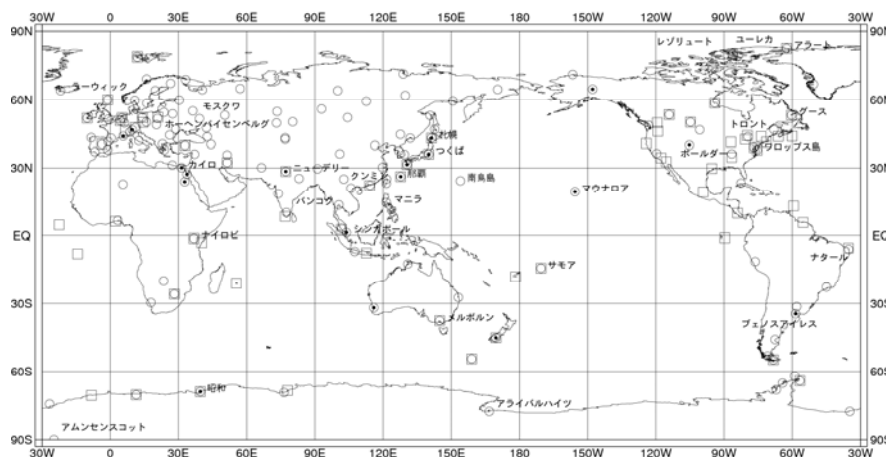


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2005-2009年)

全量観測は 149 地点 (○印)、反転観測は 18 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:2009

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も信頼性のある米国製衛星観測器 TOMS と OMI で得られたデータ*を基に解析を行っている。

* 気象庁では、2007年12月以降の OMI のデータについて、地上観測値との偏差が大きいことなどから長期的な変化傾向を解析する際には利用していない。

3. オゾン層の監視結果

3-1. 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、太陽黒点活動の変化（約 11 年ごと）、準 2 年周期振動（QBO）及び大規模火山噴煙による影響を取り除き、さらに、EESC（等価実効成層圏塩素）*による影響のうち季節変動によるものを除くことによって、EESC の長期変化及び未知の要因に由来するオゾン量のトレンドを抽出することができる。

トレンドの評価方法およびその留意点

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

本報告書では、オゾン量のトレンドとして、EESC がほぼ直線的な増加傾向にあった 1979～1989 年（以下、便宜的に 1980 年代と呼ぶ）の期間及び EESC が減少傾向に変化した 1998 年以降の 2 つの期間に着目して、それらの期間の 10 年当りのオゾンの変化量を求めることとした。具体的には、1980 年代のオゾン量のトレンドを求めるにあたっては、既知の自然要因による変動成分を取り除いたオゾン量データに対し EESC フィッティングを施し、フィッティング曲線上の 1979 年の値と 1989 年の値の差から 1980 年代における変化量を求め、10 年当たりのオゾン量の変化（10 年間のパーセント変化）としてトレンドを表記した。また、フィッティング曲線上の 2009 年の値（ y_1 ）と 1979 年の値（ y_0 ）との差を百分率（ $(y_1 - y_0) / y_0 \times 100$ (%)）することで、1979 年を基準とした 2009 年の変化の割合 (%) の評価も行っている。なお、本報告書では、観測値の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

* 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。

表している。

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。

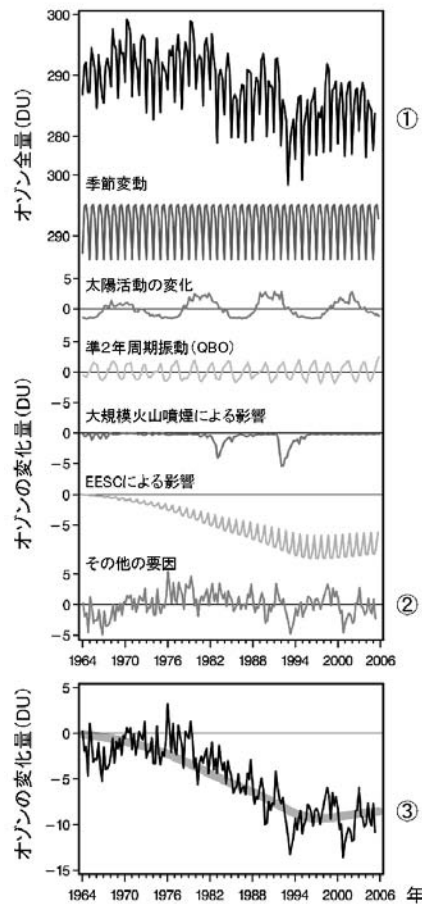


図 1-3-1 EESC フィッティング解析概念図

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

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

(b) オゾン全量のトレンド

地上及び衛星からの観測による月平均オゾン全量の偏差（%）（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、現在も減少した状態が続いている。1980 年代のオゾン全量変化量を求めると、世界平均では $1.7 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球では $1.4 \pm 0.2\%/10$ 年、南半球では $2.1 \pm 0.2\%/10$ 年の減少傾向が得られた。1979

年を基準とする 2009 年現在の变化量は、世界平均で $2.3 \pm 0.1\%$ 減少している。

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

北半球では、1993 年頃に最小値を記録したが、これは、ピナトゥボ火山噴火（1991 年 6 月）の影響で、成層圏のエアロゾル粒子が増加し、その粒子表面での不均一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。

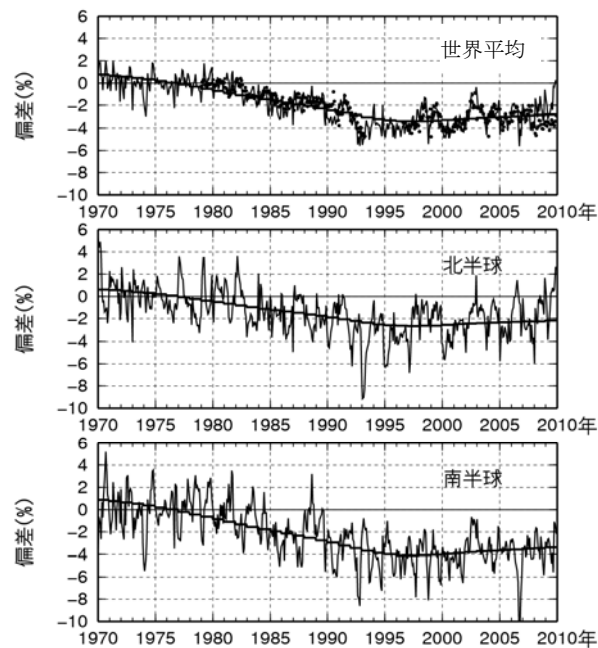


図 1-3-2 世界のオゾン全量偏差 (%) の経年変化

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（北緯70度～南緯70度、●印は衛星観測データ）、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。世界中の地上観測点数は63地点。北半球は54地点、南半球9地点。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2009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2009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（左上図）では、北半球の中緯度と南半球の南緯30度以南で顕著な減少を示している地点が多い。衛星観測（右上図）でも低緯度では減少量は少ないものの、どの緯度でも有意な減少がみられ、減少の割合は高緯度ほど大きくなっている。北半球の北緯30度以北ではほぼ同程度の減少がみられるが、南半球では高緯度ほど減少の割合が大きい。一方、1998年以降のオゾン全量（下図）は、地上観測、衛星観測ともに南半球の中緯度では増加傾向、赤道付近では変化が小さい。一方、衛星観測では北半球中緯度に増加傾向がみられるが、力学的な要因が寄与している可能性があり、また、成層圏の塩素量は現在、ピークを過ぎたとしてもその減少量はわずかであるため、塩素量の減少に伴ってオゾン全量が増加に転じたとみることはできない。

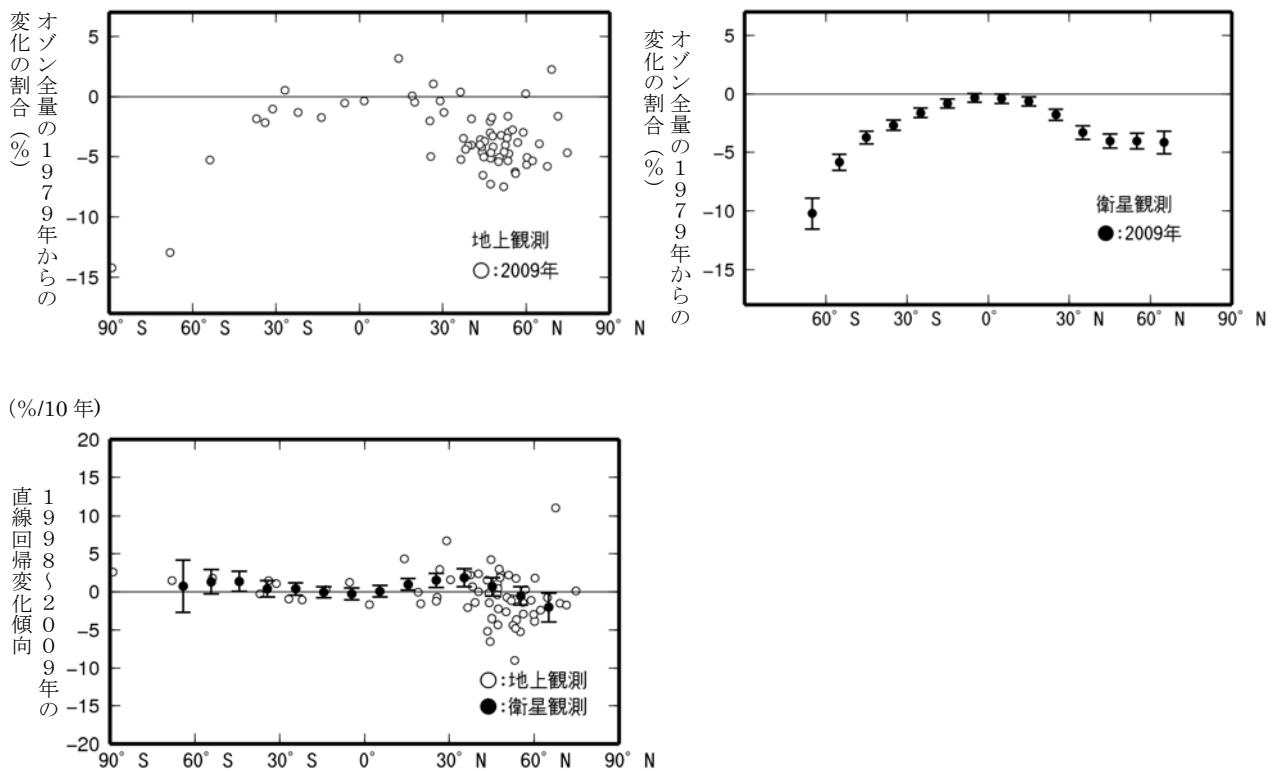


図 1-3-3 オゾン全量緯度別トレンド

オゾン全量の長期変化傾向を示す。左上図は地上観測データ（観測点毎）、右上図は衛星観測データ（緯度帯毎）。2009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もの。下図は地上データ（○印）と衛星観測データ（●印）の1998～2009年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（%/10年）。右上図と下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（63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:2009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2009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が、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北部から西シベリア上空にかけて減少が大きい。南半球では南米南方からアフリカ南方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。

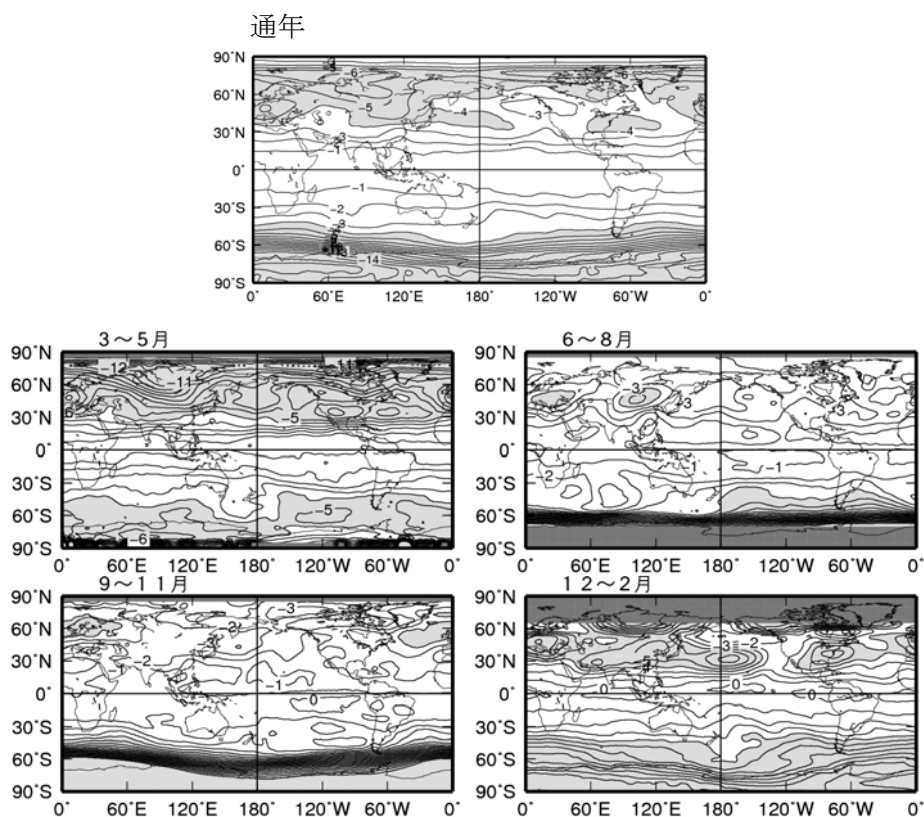


図 1-3-4 オゾン全量の 1979 年に対する変化の割合（％）の地球規模の分布（通年、季節別）
 2009年オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）の分布。EESCフィッティングにより求めたもの。上段：通年、中段左：3～5月、中段右：6～8月、下段左：9～11月、下段右：12～2月。等値線間隔は1%。薄い陰影部は変化の割合（％）が-4%を下回る領域。濃い陰影部は欠測域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意。NASA提供の衛星データから作成。 ※通年の図については口絵III参照。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2009より

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、2009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（P46参照）。

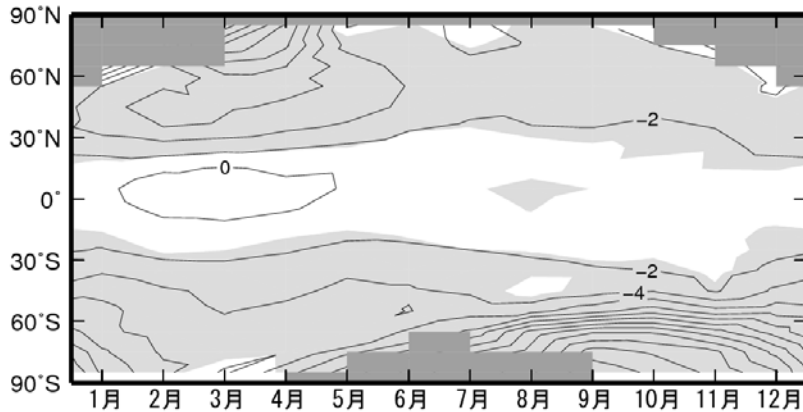


図 1-3-5 緯度別・月別オゾン全量の 1979 年からの変化の割合 (%)

2009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提供の衛星データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2009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、2009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。

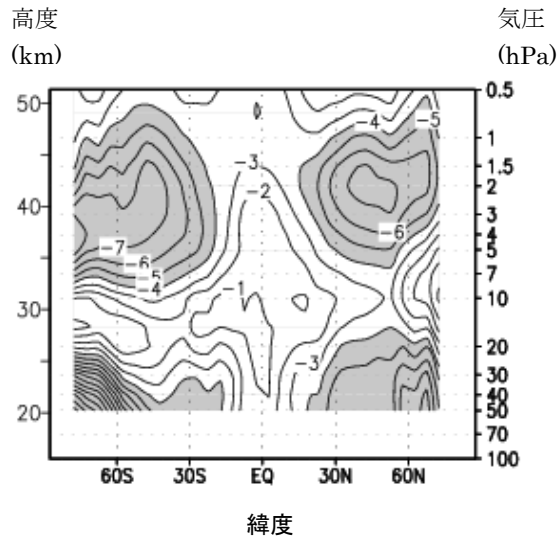


図 1-3-6 オゾン量の 1979 年からの変化の割合 (%) の緯度・高度分布

2009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:2009より

1980 年代におけるオゾンの変化量の高度分布(北半球・南半球中緯度)

北半球・南半球中緯度におけるオゾンの高度別のトレンドを図1-3-7に示す。

高度40km付近と高度20km付近のオゾン減少は、ともにCFC等から解離した塩素によるものであるが、高度40km付近の減少は、気相反応のみによって働く触媒反応サイクルによるのに対し、高度20km付近の減少は主にエアロゾル粒子表面での不均一相反応によって活性化される別の触媒反応サイクルによると考えられている（詳しくは参考資料1（P42）参照のこと）。

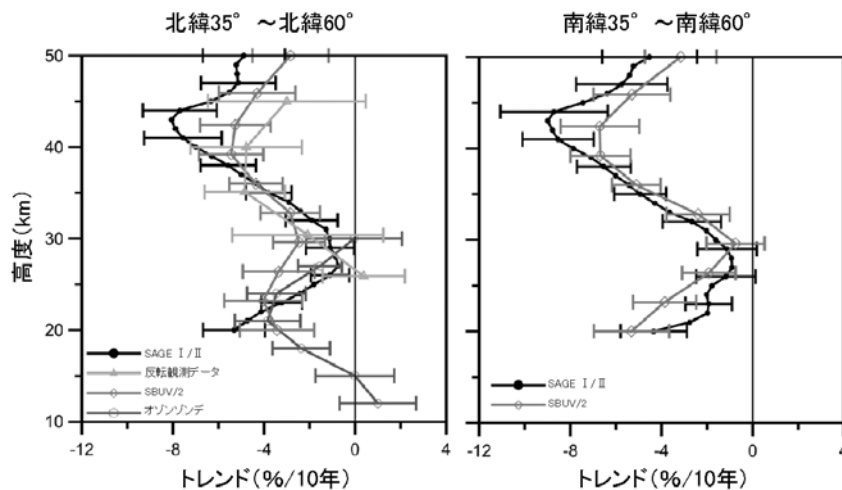


図 1-3-7 1980 年代におけるオゾンの変化量の高度分布

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

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2008

(e) 2009 年のオゾン全量の状況

オゾン全量偏差(%)の地球規模の分布(2009 年)

2009年のオゾン全量偏差(%)の地球規模の分布を図1-3-8に示す。2009年の地球規模のオゾン全量は、1997～2006年の平均値以下の領域がやや拡大した。その一方で、北半球中高緯度の一部や南半球中高緯度の一部では、1997～2006年の平均値以上の領域があった。なお、赤道付近に帯状に1997～2006年の平均値よりも少ない領域があるが、これはQBO(準2年周期振動)の影響と考えられる。

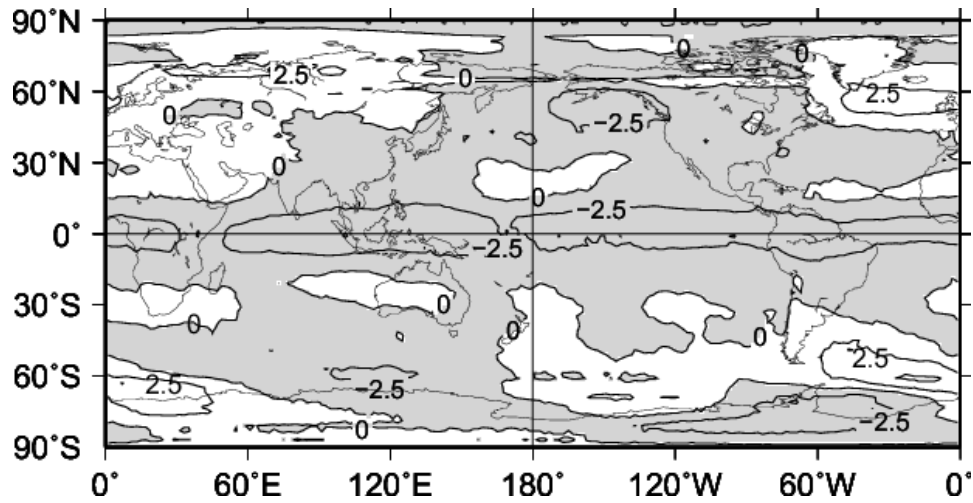


図 1-3-8 世界のオゾン全量偏差 (%) の年平均分布図 (2009 年)

月平均オゾン全量偏差 (%) の2009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:2009

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 2009 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 1-3-9 に示す。南極オゾンホールの規模は 1980 年代から 1990 年代にかけて急激に拡大し、その後増加傾向が緩やかになっているものの、依然として大きい状態が続いていることがわかる。

2009 年のオゾンホールは、面積、オゾン欠損量ともに最近 10 年間（1999 年以降）の平均をやや下回る規模であった。オゾンホールはほぼ毎年大規模に形成されており、年々変動が大きく、現時点でオゾンホールに縮小の兆しがあるとは判断できず、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

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、2009 年の消滅日は 12 月 1 日だった。

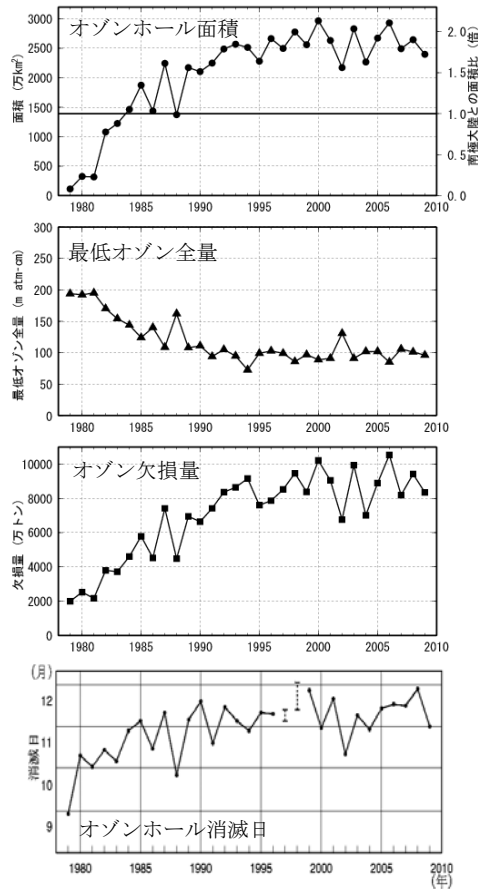


図 1-3-9 オゾンホールの規模及び消滅日の経年変化（1979～2009 年）

1979～2009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及びNOAA提供の衛星データをもとに作成。主にTOMSデータと、2005年以降はOMIデータを使用している。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:2009及び気象庁提供データ

（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1-3-10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。2009年のオゾンホール時期のオゾン全量は、9月から10月にかけて2008年と同程度であり、11月は2008年よりかなり多く、オゾン全量が多かった2002年や1980年代初め頃と同程度であった。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。

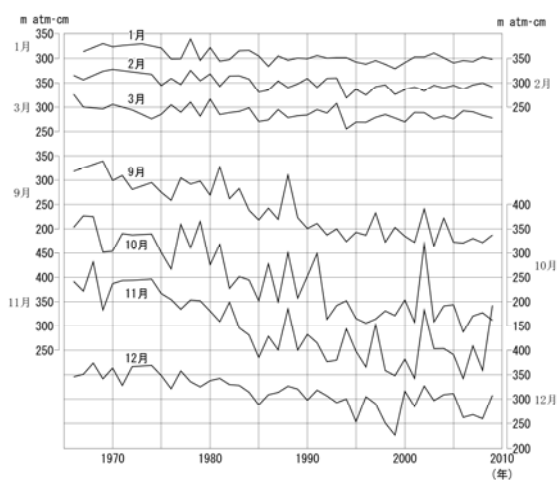


図 1-3-10 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年1～3月、9～12月）
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告・2009より

(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1-3-11に示す。

2009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。

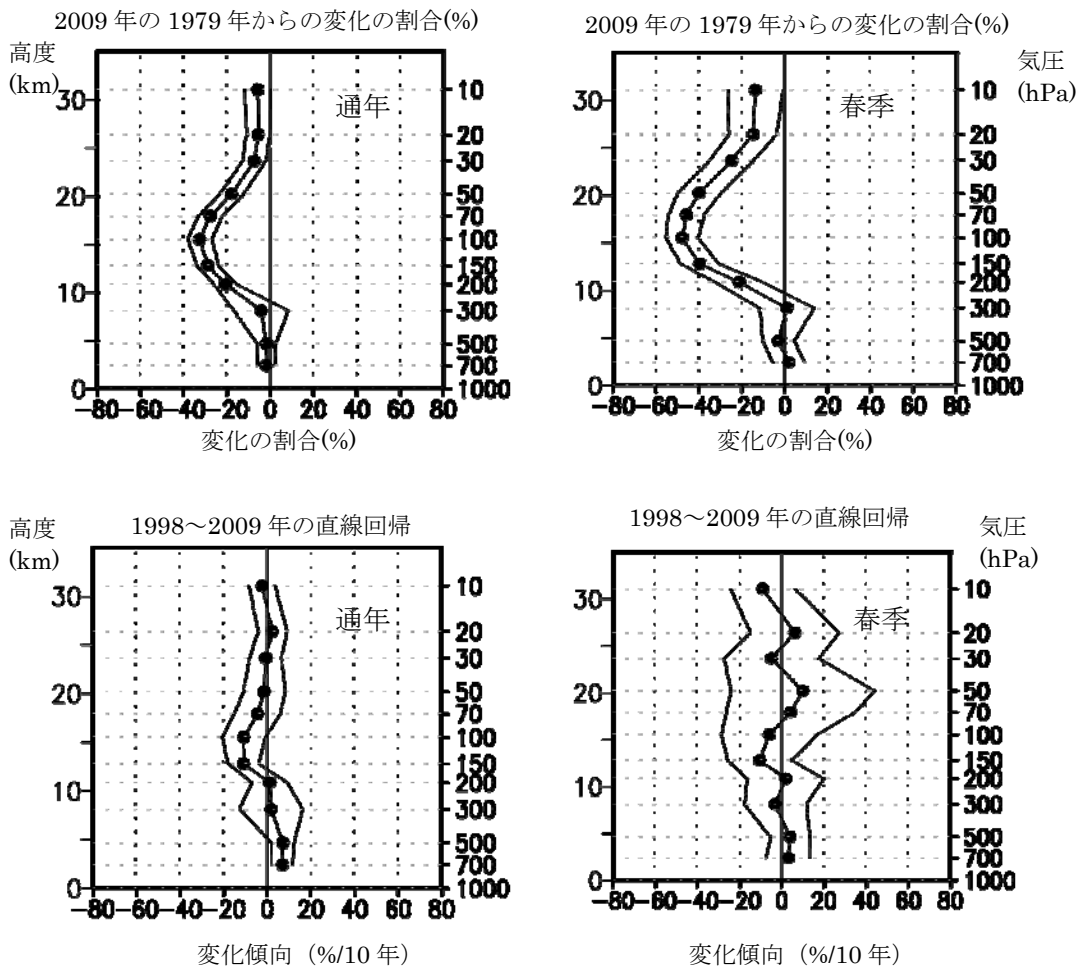


図 1-3-11 南極昭和基地におけるオゾン分圧のトレンドの高度分布

●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2009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2009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。左は月別値から、右が春季（9～11月）の値から求めた変化。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2009より

(c) 2009 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2009年オゾンホールの規模の推移を図1-3-12に示す。

2009年のオゾンホールは、8月中旬に発生し、8月後半から9月はじめにかけて例年と同様急速に拡大し、9月17日には2009年の最大の面積である2,400万km²にまで発達した。オゾン欠損量は9月25日に2009年の最大値である8,350万トンとなった。その後、11月上旬に一時、過去の同時期と比べて大きい規模となったが、11月中旬から急速に減少し、12月1日にオゾンホールは消滅した。

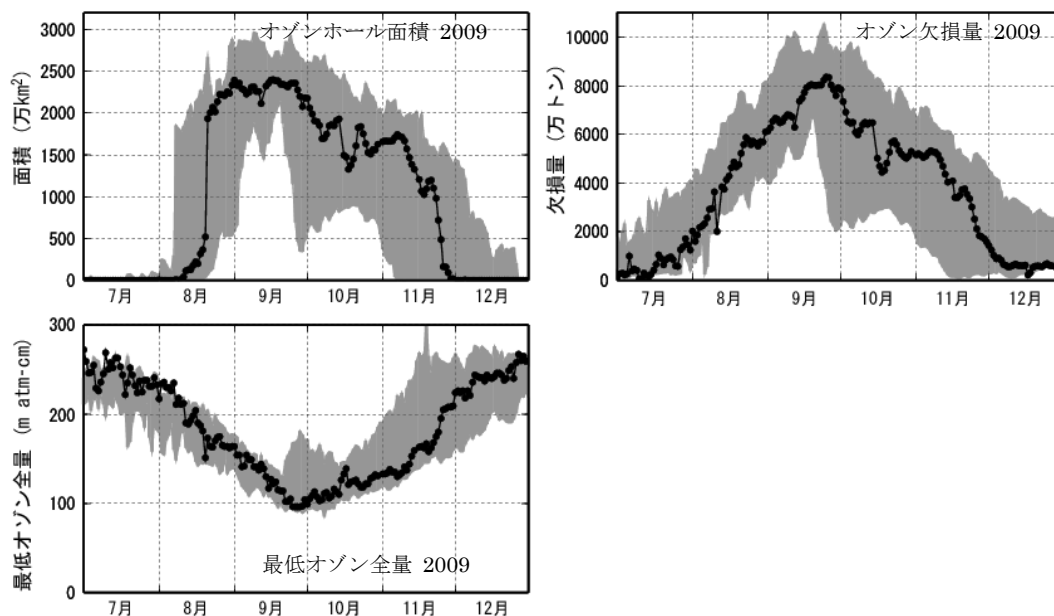


図 1-3-12 オゾンホールの規模の推移 (2009 年 7 月～2009 年 12 月)

●印は2009年の日々のオゾンホールの規模。陰影部の上端と下端は1999～2008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:2009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1-3-13に示す。2009年は、1994～2008年の平均値と比較すると、6月は少なく、11月は多かった。11月は、オゾンホールが明瞭に現れる以前の1961～1980年の平均値とほぼ同程度と、顕著に多かった。

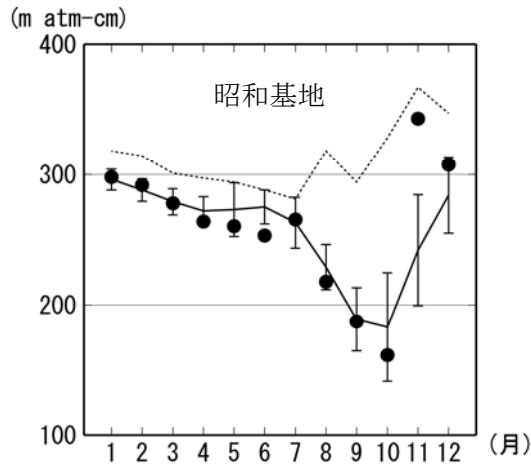


図 1-3-13 南極昭和基地における月平均オゾン全量 (2009 年)

●印は2009年の月平均値。点線は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:2009

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を図1-3-14に示す。

9月から10月にかけて、オゾンホールの目安である 220m atm-cm を下回る状態がほぼ継続していた。10月13日と14日には2009年の最小値である 135m 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。

11月以降のオゾン全量が顕著に多くなった原因は、南極オゾンホールが11月に入ると規模を小さくしながら、その中心を南極点上空から南極半島上空に移動したことにより、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。

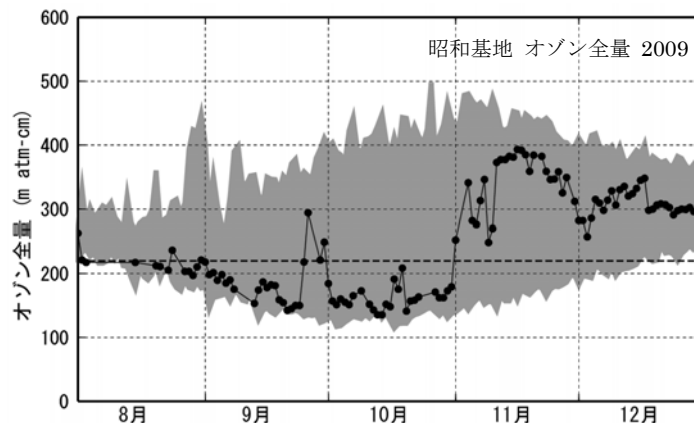


図 1-3-14 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移 (2009 年 8 月～2009 年 12 月)

●は2009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の目安である220m atm-cmの値。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2009より

2009 年のオゾンホールが中規模であった要因

2009 年のオゾンホールは、最近 10 年（1999 年以降）の平均と比較するとやや下回る規模であった。オゾンホールが大規模ではなかった理由は、オゾン層破壊の促進に係する南極域上空の低温域（ -78°C 以下）の面積が、平均的に最も拡大する 6～8 月に概ね平年並みとなり、平年を上回る状態が長く続かなかつたこと、さらに、平均的にオゾンホールが最大規模となる 9～10 月初めにかけて、極渦が安定せず、南極域下部成層圏に低緯度側からオゾン量の多い空気塊が多量に運ばれたことなどが考えられる。

（参考） 南極域上空の最低気温等の推移（2009 年）

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

図1-3-15に、2009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。2009年の南極域の30hPaの日最低気温は、5月から9月中旬まではほぼ平年並みで推移し、その後、9月下旬、10月中旬、11月に一時的に平年より低くなったものの、概ね平年並みであった。 -78°C 以下の面積の推移をみると、5月から8月上旬までは、7月中旬に一時平年より多くなったことを除いて概ね平年並みだった。8月中旬には平年よりも大きくなり、この時期の最大規模と同程度になったが、9月に入ると急速に減少し、以後ほぼ平年並みで推移した。

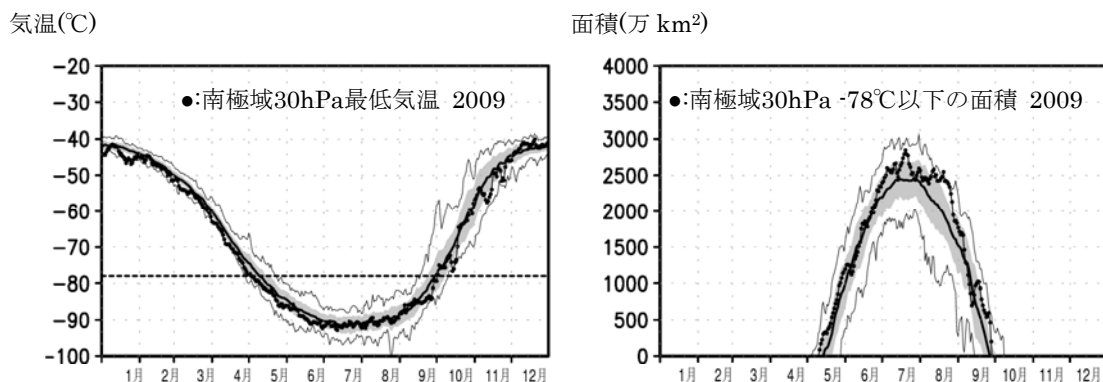


図 1-3-15 南極域上空の下部成層圏の最低気温（左）及び気温が -78°C 以下の領域の面積（右）の推移（2009 年 1 月～2009 年 12 月）

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2009年の値を示す。陰影中の実線は1979～2008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:2009

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 2009 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見るために、北半球高緯度域の3月の月平均オゾン全量偏差を図1-3-16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18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①EESC（P12脚注参照）に対応した変化や②大規模な成層圏大気の循環の変化に対応した変化、③極域成層圏雲による顕著なオゾン破壊などによって変動する。特に、②と③による変動の振幅は北半球高緯度域では大きく、長期的な変動傾向を複雑にしている。

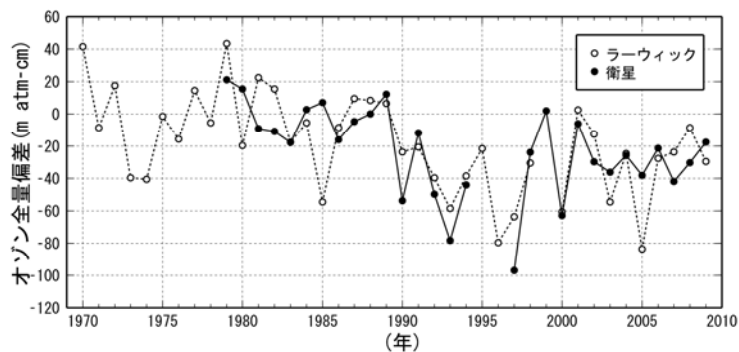


図 1-3-16 北半球高緯度域の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●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:2009より

(b) 2009 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、2009年2月、3月ともに北半球の高緯度ではオゾン全量が1997～2006年の平均値より多く、2月ではスカンジナビア半島上空付近で+20%以上、3月ではシベリア北部からグリーンランド北部の北極海周辺の上空において+10%以上の正偏差が見られた。

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。2009年の北極域の下部成層圏の最低気温、及び-78℃以下の面積の推移を図1-3-17に示す。2009年の北極域の下部成層圏の最低気温の推移をみると、1月中旬に突然昇温が発生し、2月中旬まで継続した。特に1月下旬には通常1つである極渦が2つに分裂した。これに対応して、2009年の50hPa面における北緯60度以北の最低気温の平均は、1月後半から急速に上昇し、3月まで平年（1979～2008年平均）よりも高かった。特に2月前半は、1979年以降で最も気温が高かった。極域成層圏雲出現の目安である-78℃以下の領域の面積の推移をみると、1月上旬に一時的に大きくなったもののすぐに減少し、1月中旬以降にはゼロになっている。このため、晩冬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。

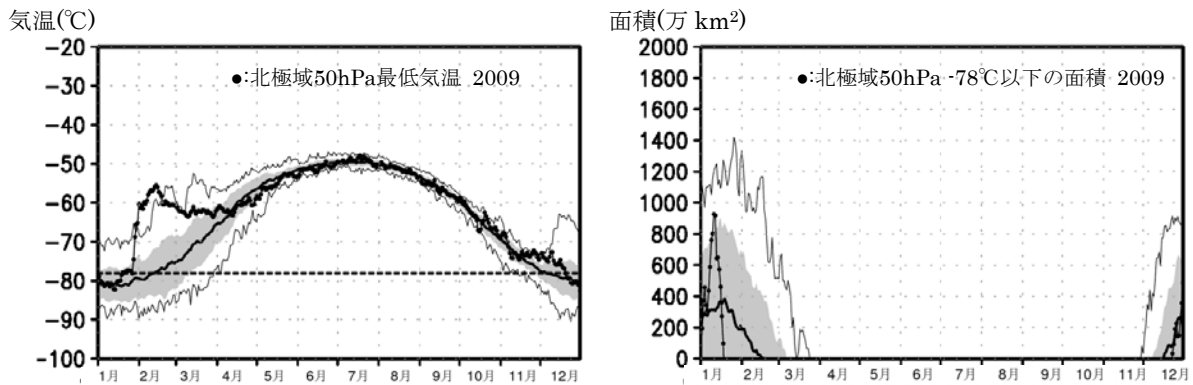


図 1-3-17 北極域上空の下部成層圏の最低気温（左）及び気温が-78℃以下の領域の面積（右）の推移（2009年）
北緯60度以北の高度約20km面における日別の最低気温の推移(左図)と極域成層圏雲の出現する目安となる-78℃以下の領域の面積の推移(右図)。●印は2009年の値を示す。陰影中の実線は1979～2008年の累年平均値。陰影外の細実線は同期間の最高値及び最低値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安である-78℃。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2009より

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1-3-18に示す。なお、この図は実測値を加工しておらず、太陽活動（約11年周期）や準2年周期振動（QBO）等の自然要因によるオゾン変動の影響が含まれていることに注意する必要がある。日本上空のオゾン全量は、札幌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。

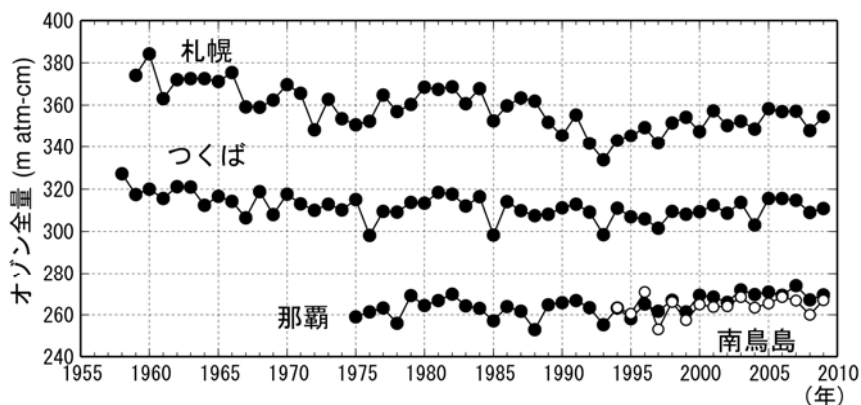


図 1-3-18 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化（1958～2009年）

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始から2009年までの年平均値の経年変化（ただし、既知の周期的な自然要因（太陽活動、QBOなど）と相関の高い変動成分は除去していない）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2009より

日本上空のオゾン全量のトレンド

国内3地点の通年及び各季節のオゾン全量トレンドを図1-3-19に示す。

2009年のオゾン全量の1979年からの変化の割合（%）が統計的に有意な減少トレンドを示しているのは、札幌の通年及び全季節である。つくばでは秋季に有意な増加がみられ、通年及び他の季節に有意な増加減少はみられない。那覇では通年と夏季と秋季に有意な増加がみられる。1998年以降の変化量をみると、つくばと那覇で通年に有意な増加がみられ、つくばでは春季に、那覇では春季、夏季に有意な増加をしている。ただし、北半球中緯度の増加傾向は、大気の流れに関係した力学的要因が寄与している可能性があり、成層圏の塩素量の減少にともなった変化とみることはできない。また、対流圏オゾンの寄与の可能性も考えられる。

1979年を基準とする日本上空のオゾン全量の変化量は、2009年現在で札幌は $4.0 \pm 0.9\%$ の減少、那覇は $1.0 \pm 0.7\%$ 増加している。

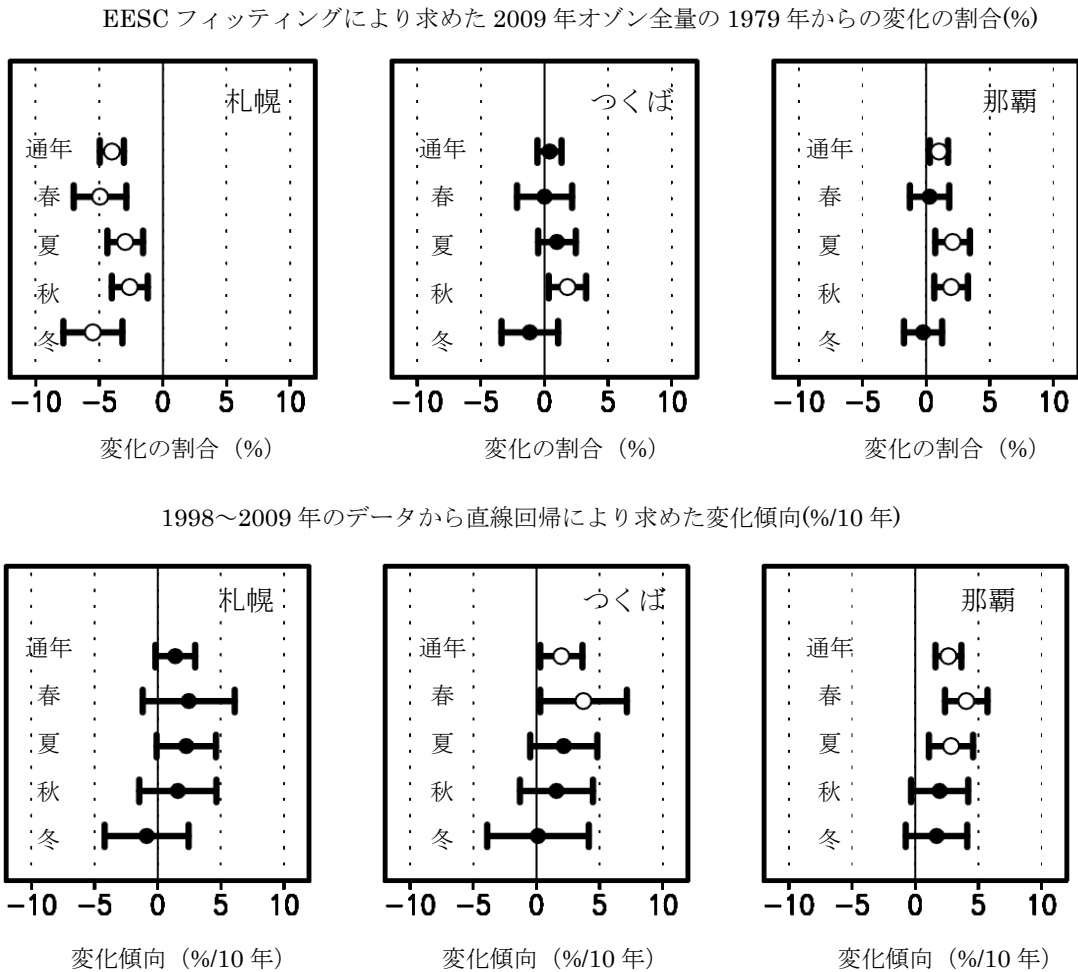


図 1-3-19 日本上空のオゾン全量のトレンド

EESCフィッティングにより求めた2009年オゾン全量の1979年からの変化の割合（上段、%）と、1998～2009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:2009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

国内3地点におけるオゾンの鉛直分布のトレンドを図1-3-20に示す。

2009年のオゾン量の1979年からの変化の割合(%)（図上段）をみると、どの地点においても高度20km付近の領域で減少が大きく、札幌の高度10km付近でも減少が大きい。また、札幌とつくばでは高度40km付近でも減少が大きい。

1998年以降の変化量（図下段）をみると、那覇では、高度10km以下で統計的に有意な増加傾向がみられる。

EESC フィッティングによる 2009 年オゾン量の 1979 年からの変化の割合 (%)

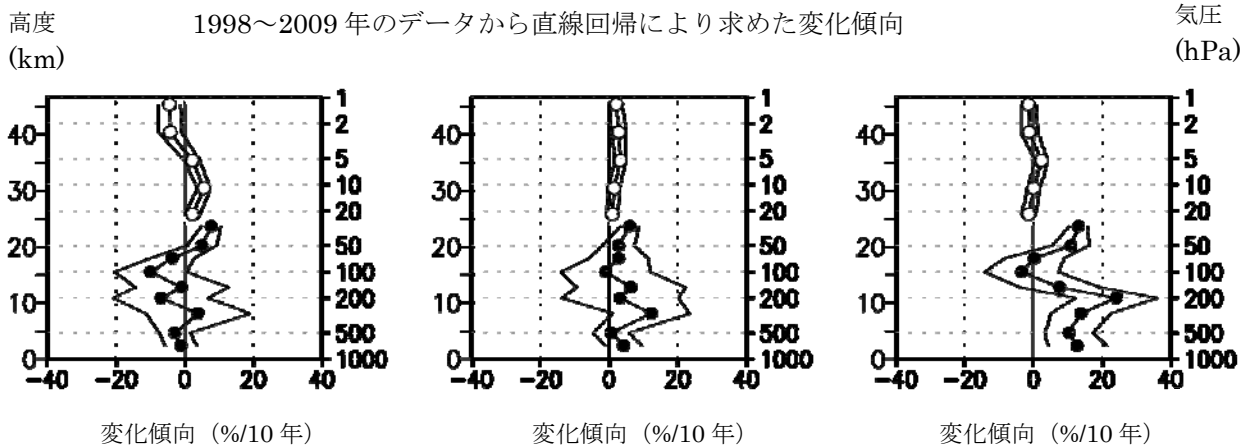
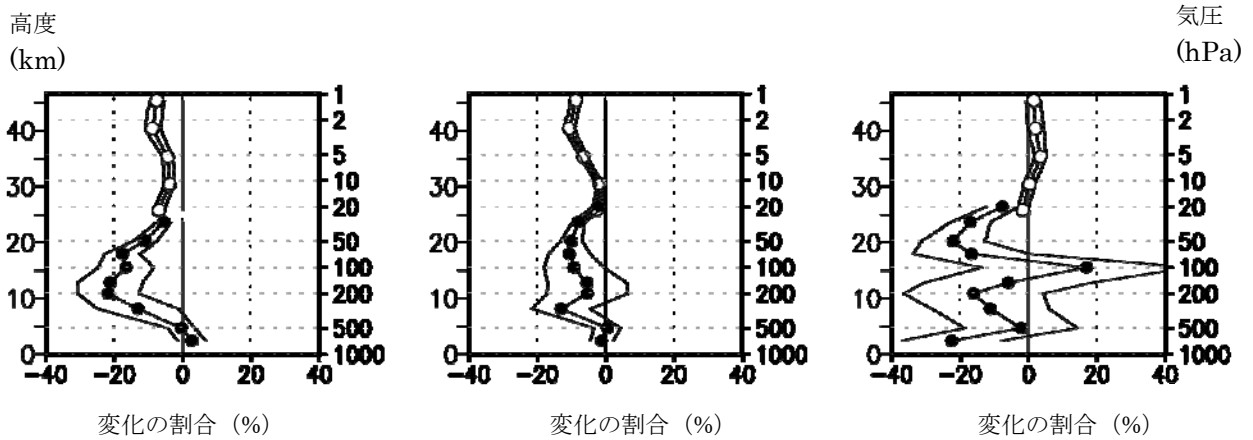


図 1-3-20 日本上空のオゾンの高度別トレンド

上段：2009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。下段：1998~2009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。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2009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 1-3-21 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。

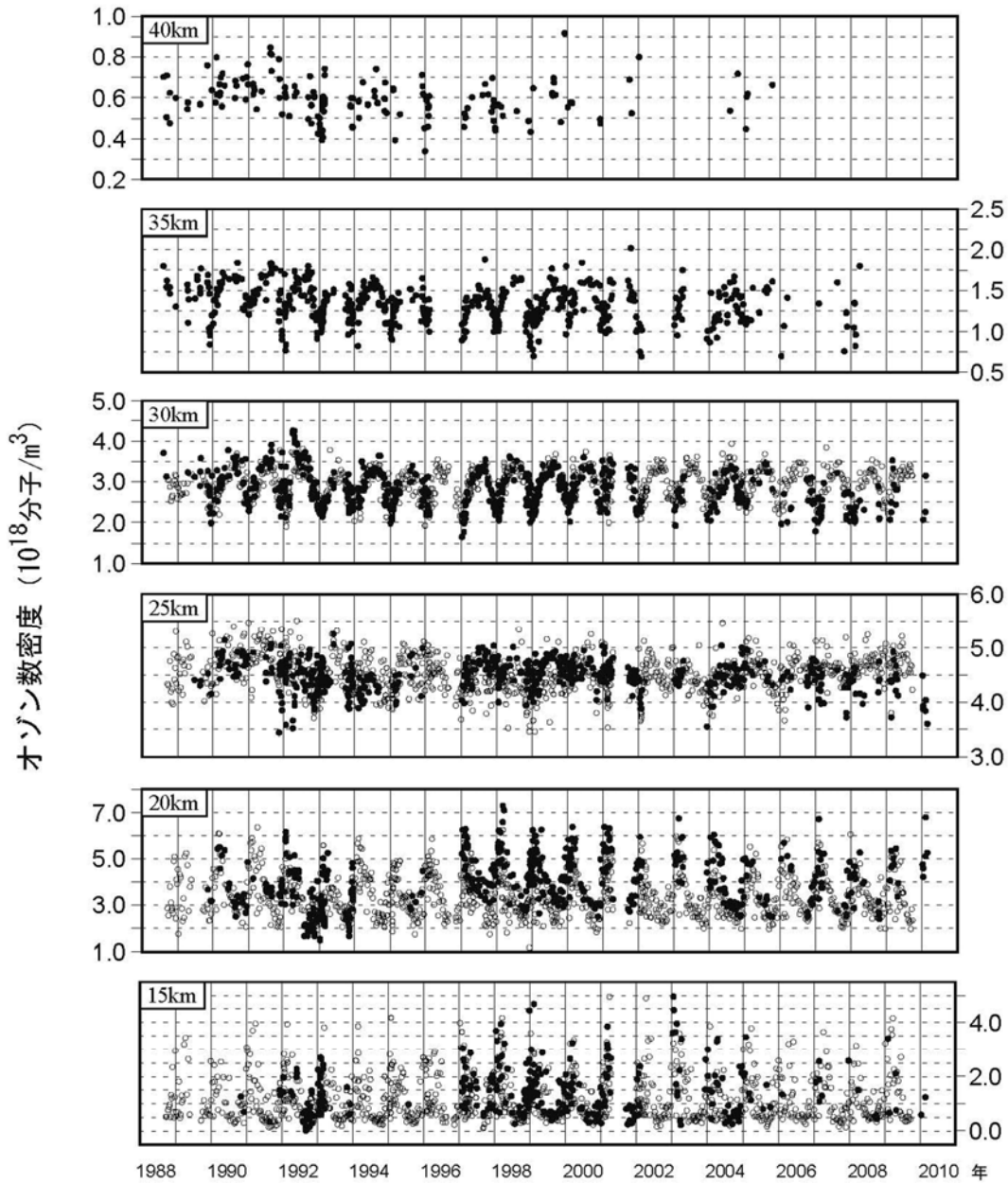


図 1-3-21 各高度におけるオゾン変動 (1988 年 9 月～2010 年 3 月;速報値)

国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定。気象庁高層気象台 (茨城県つくば市) によってオゾンゾンデを用いて観測された値をともにプロットした。オゾンゾンデデータは WOUDC のデータベースに集積されたものを用いた。なお、10¹⁸ 分子/m³ のオゾン数密度は、成層圏の気温条件では約 3mPa のオゾン分圧に相当する。(出典) 国立環境研究所地球環境研究センター提供

高度 30-40km におけるオゾントレンド

図 1-3-21 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 1-3-22）。●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。

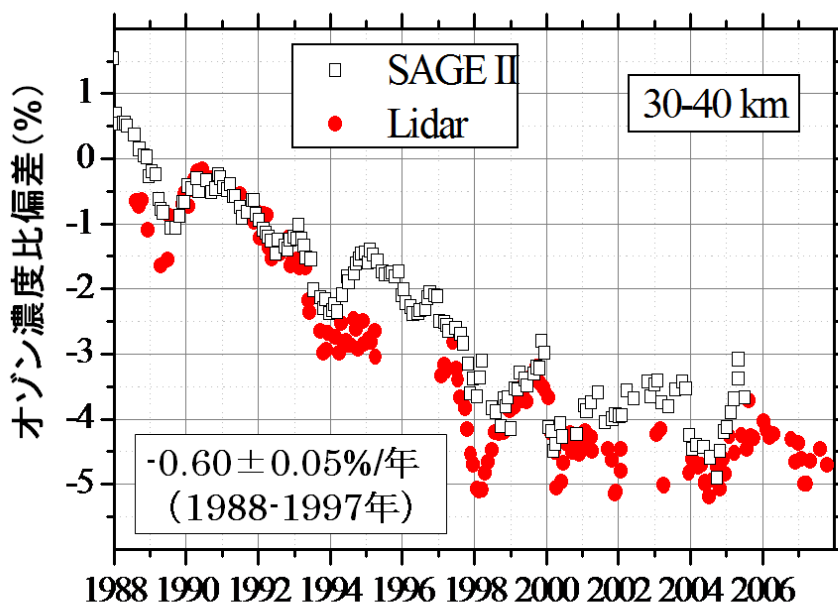


図 1-3-22 高度 30-40km のオゾン濃度比偏差 (1988 年～2005 年)

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) 2009 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2009年における月平均値の推移を図1-3-23に示す。2009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、オゾン全量の月平均値はほとんどの月で「並」であり、概ね平均的な季節変動であったといえる。

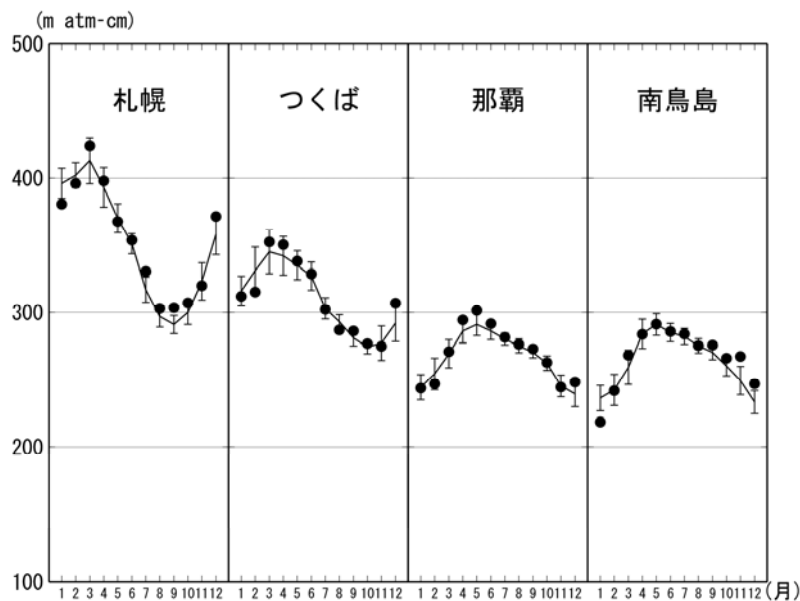


図 1-3-23 2009 年における月平均オゾン全量

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2009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:2009より

4. オゾン層の将来予測

4-1. 成層圏の等価実効塩素濃度とその推移

成層圏オゾンを破壊する CFC やハロン等の有機塩素・臭素化合物は、地上で放出された後、対流圏から成層圏に輸送され、主に太陽紫外線による光解離によって塩素原子や臭素原子又は一酸化塩素・一酸化臭素を生成する。これらの原子・分子が ClO_x サイクルや BrO_x サイクルと呼ばれる連鎖的なオゾン分解反応サイクルを通してオゾンの消失を促進し、オゾン層の破壊を引き起こすので、オゾン層の長期的な変化を考える上で、成層圏中の塩素・臭素量の変化は目安となる量である。

将来のオゾン層の変化予測を行う際に用いた地表面での有機塩素・臭素濃度の変化シナリオを図1-4-1に示す。地表面でのCFCなどの有機塩素濃度（太い破線）は1990年代前半にピークに達した後、緩やかに減少し、2030年頃に1980年レベルに戻る（図中の縦の矢印）。一方、ハロンなどの有機臭素化合物を考慮した有機塩素・臭素濃度（太い実線。図1-4-2と比較しやすいように有機塩素濃度に有機臭素濃度を60倍にした値を加えた総和として示す）では、1990年代半ばにピークを迎えた後、2010年頃までは有機塩素濃度の変化に比べて濃度の減少が緩やかなシナリオになっていることが分かる。これはハロン類の濃度増加が2000年過ぎまで続く想定しているためである。その後、有機塩素・臭素濃度は有機塩素濃度とほぼ同様の減少傾向を示し、2030年代後半には1980年の濃度レベルに戻る（図中の縦の矢印）とのシナリオになっている。有機塩素・臭素濃度が1980年代のレベルに戻る時期が有機塩素濃度のみが1980年レベルに戻る時期に比べて10年程度遅くなっているのは、ハロン類の大気放出が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のに対し、主なハロン類の濃度においては2000年を過ぎても減少傾向は認められていない。

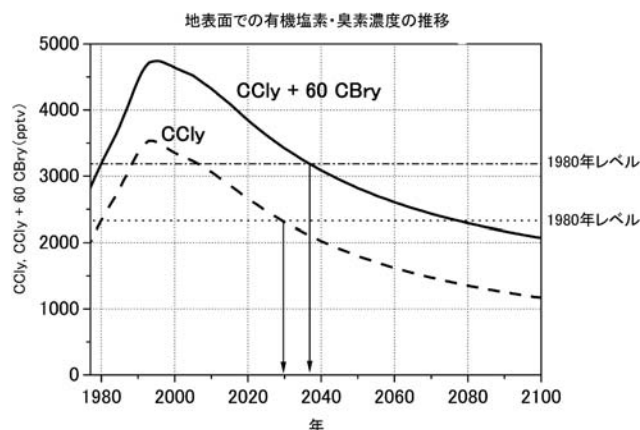


図1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いた地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ
太い破線はフロンなどの有機塩素（CCly）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率
が60倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（CCly+60CBry）。細い点線及び一点鎖線は有機塩素及び有
機塩素・臭素濃度の1980年レベル。（出典）国立環境研究所秋吉英治主任研究員提供

成層圏に達した塩素・臭素濃度の成層圏オゾン層破壊に対する寄与を表す指標として、等価実効成層圏塩素（EESC。P12 脚注参照）が提唱されている。これは、臭素が関与するオゾン分解反応サイクルの効率が塩素のサイクルに比べて約 60 倍高いことを考慮して臭素量を塩素量に換算することで求められた成層圏での塩素・臭素濃度である。対流圏から成層圏へ輸送された塩素・臭素は、成層圏での大気の大循環を考慮すると、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。

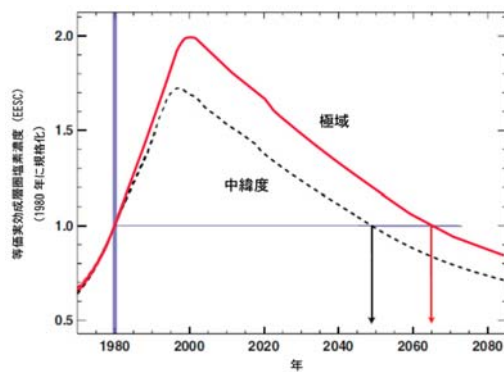


図 1-4-2 中緯度及び極域における等価実効成層圏塩素の推移

対流圏で放出された塩素・臭素が成層圏に輸送された後、中緯度成層圏並びに極域成層圏まで輸送される時間（成層圏大気滞留時間とも呼ばれる）を、それぞれ 3 年並びに 6 年として算出。それぞれの領域での EESC の推移は 1980 年の値との相対値の推移として示されている。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)より作成。

4-2. 三次元化学気候モデルによるオゾン層将来予測

オゾン層破壊が塩素・臭素濃度のみで決定されるのであれば、オゾン層の破壊は図 1-4-2 の曲線に対応して、中緯度では 1990 年代後半をピークに、また極域では 2000 年代前半をピークに減少しはじめ、中緯度では 2050 年頃に、また極域では 2070 年ごろには 1980 年レベルまでオゾン層が回復することが期待される。しかし、実際の成層圏オゾン濃度は、等価実効成層圏塩素量その他、気候変化による成層圏気温や輸送等の変化、オゾン層破壊に関連するその他の物質（メタン、 N_2O 、 H_2O ）の濃度変化の影響を受ける。そこで、WMO 科学評価パネルでは、気候変化を含む成層圏の力学過程、化学過程をモデル化した三次元化学気候モデルによる将来予測が行われた。この将来予測の比較では、東京大学気候システムセンター・国立環境研究所（CCSR/NIES）、気象研究所（MRI）を含む日本、欧州、米国の 11 の化学気候モデルが用いられた。モデル予測に使用された塩素化合物（ CCl_y ）、二酸化炭素（ CO_2 ）、メタン（ CH_4 ）、 N_2O （一酸化二窒素）濃度の推移シナリオの例を図 1-4-3 に示す。

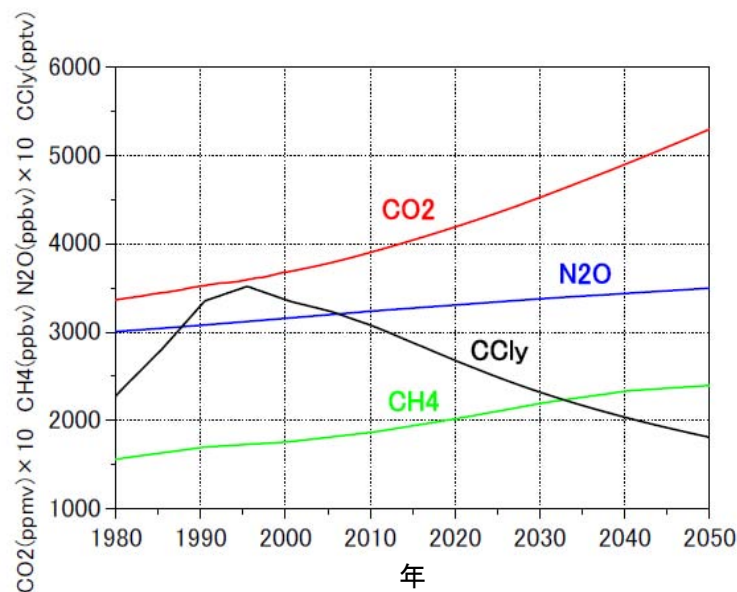


図 1-4-3 オゾンホール長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

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

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

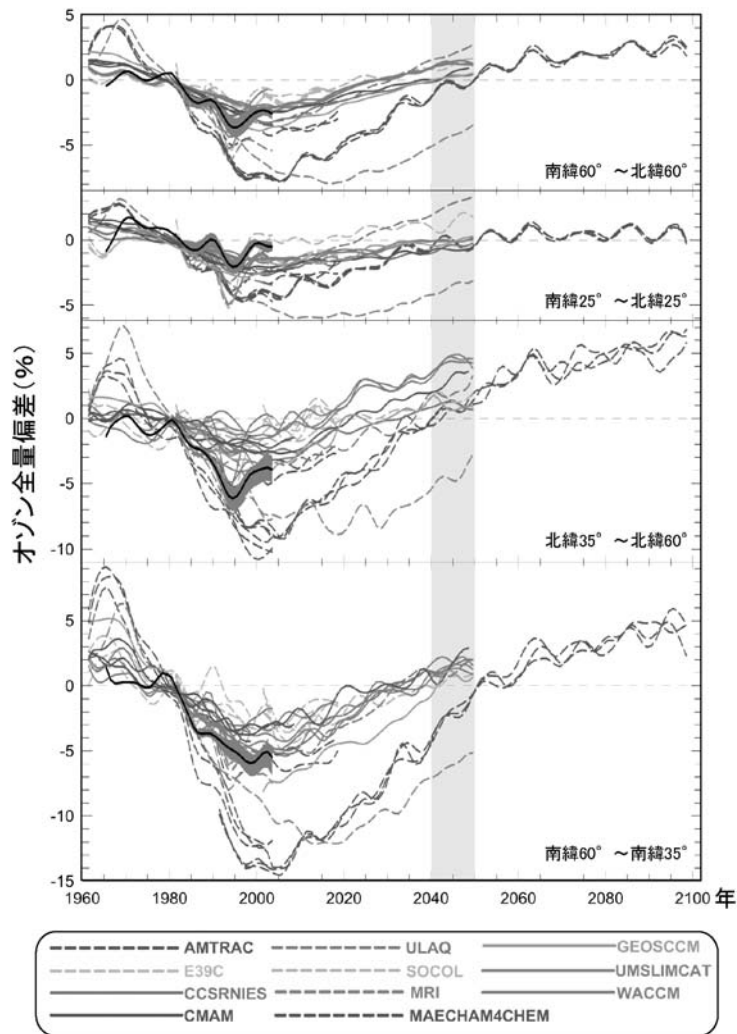


図 1-4-4 三次元化学気候モデルによる中低緯度域におけるオゾン全量の偏差（%）の推移予測
 太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

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

(b) 極域オゾン層の予測

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

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

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

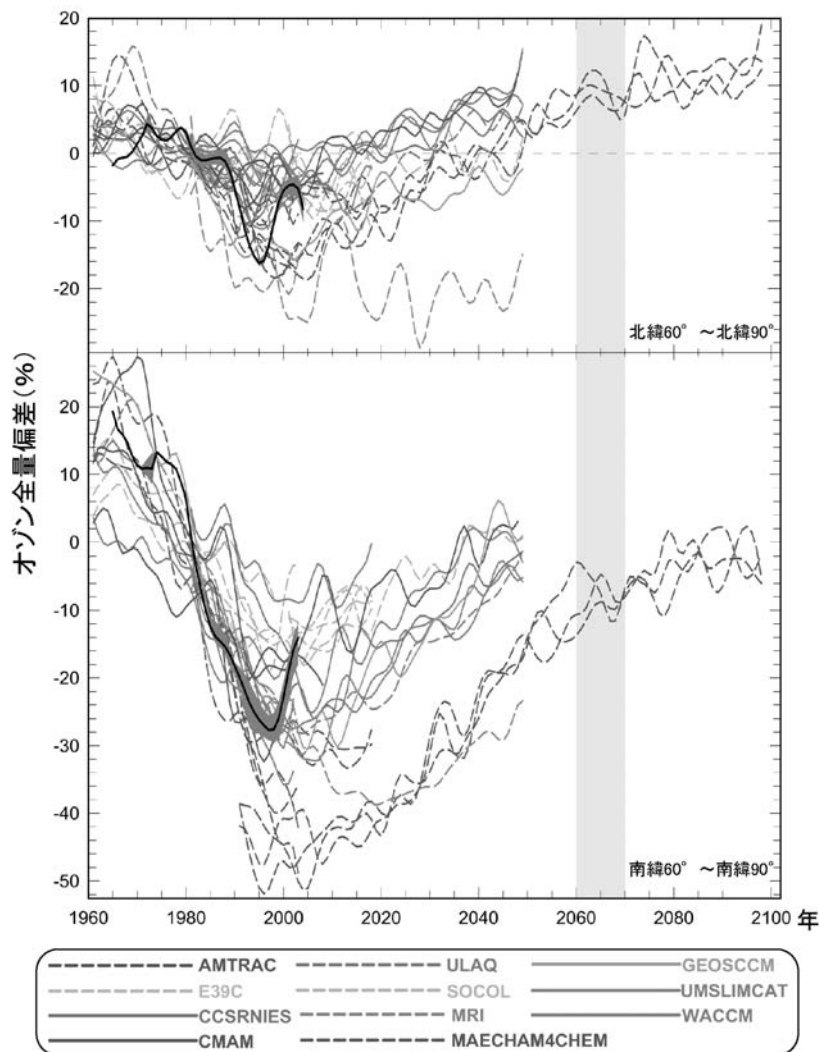


図 1-4-5 三次元化学気候モデルによる北極域及び南極域におけるオゾン全量の偏差（%）の推移予測
太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

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

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

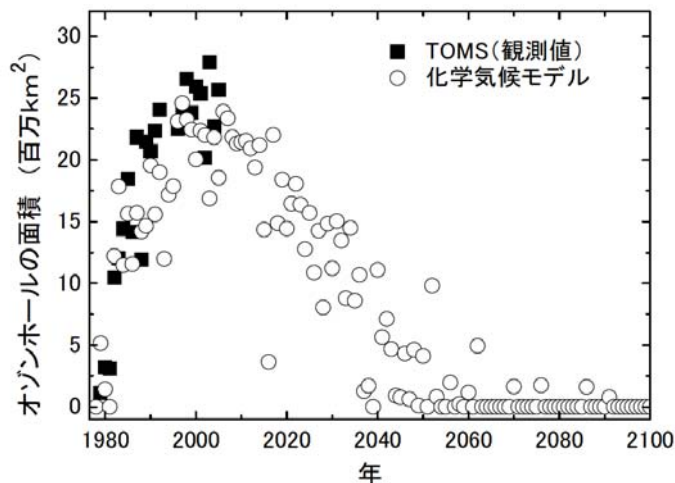


図 1-4-6 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール面積の推移
 図中、■印は衛星からの観測値（TOMS）、○印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）秋吉英治ら 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集 CD-ROM（2007）

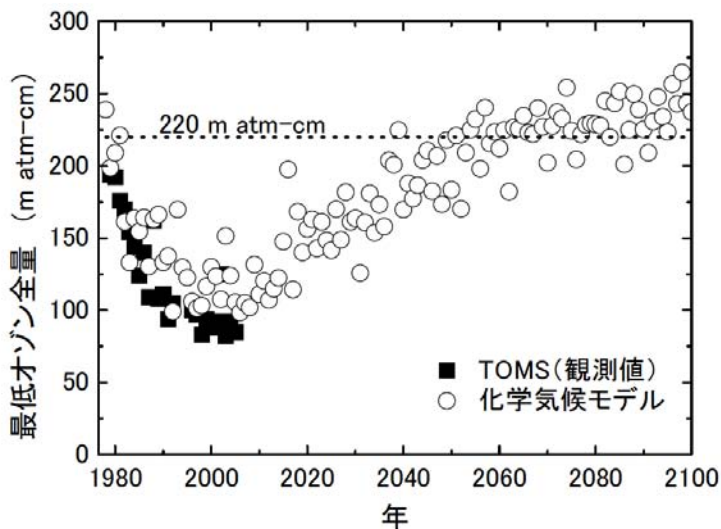


図 1-4-7 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール内の最低オゾン全量の推移
 図中、■印は衛星からの観測値（TOMS）、○印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）秋吉英治ら 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集 CD-ROM（2007）

4-3. 成層圏での温室効果ガスの増加が成層圏オゾン層に及ぼす影響

4-2 でも述べた通り、CFC やハロンなどの有機塩素・臭素化合物以外に、温室効果ガス（GHG）である CO₂、メタン（CH₄）及び一酸化二窒素（N₂O）の大気中濃度もオゾンホールが出現した 1980 年ごろに比べて増加している。成層圏での GHG の増加もオゾン層破壊に影響を及ぼし得ることが指摘されている（WMO, 2007）。

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 CO₂ は最も濃度が高く、成層圏における CO₂ の増加は成層圏気温の低下を招く。成層圏気温の低下は、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。

CO₂ 以外の GHG である CH₄ や N₂O は CO₂ に比べ濃度が低く、CH₄ や N₂O 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、CH₄ や N₂O は成層圏での光化学反応によって、HO_x や NO_x* の生成に関与する。CH₄ はまた、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、CH₄ や N₂O 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（ClO_x、NO_x、HO_x 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、N₂O の増加はオゾン層を破壊する方向に、また CH₄ の増加はオゾン層の回復を早める方向に、更に CO₂ 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）。

水蒸気（H₂O）も CO₂ 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、H₂O 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が、成層圏水蒸気濃度の将来予測は容易ではない。

* HO_x や NO_x の定義（説明）については、第 1 部参考資料 1（本文 P42）を参照のこと。

** ClO_x、NO_x 及び HO_x サイクルについては、同じく第 1 部参考資料 1（本文 P42）を参照のこと。