

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（P40）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。

オゾンの全球分布

オゾン量は、太陽紫外線照射量や大気中輸送量の違いによって、緯度・経度や季節による違いがある。低緯度上空の成層圏では、太陽紫外線の豊富な照射によりオゾンが多く生成される。このオゾンを含む熱帯大気は、大規模な成層圏大気の循環（赤道域で上昇して、南北方向に枝分かれし、成層圏中を中高緯度に向かい、そこで下降する大規模な平均的な流れの場で、提唱者の名前にちなんでブリューワ・ドブソン循環と呼ばれる）に乗って中高緯度の下部成層圏に運ばれる。このため、オゾン分圧で見ると中高緯度の低い高度20km付近で最大となり、赤道域上空よりも大きくなっている。

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

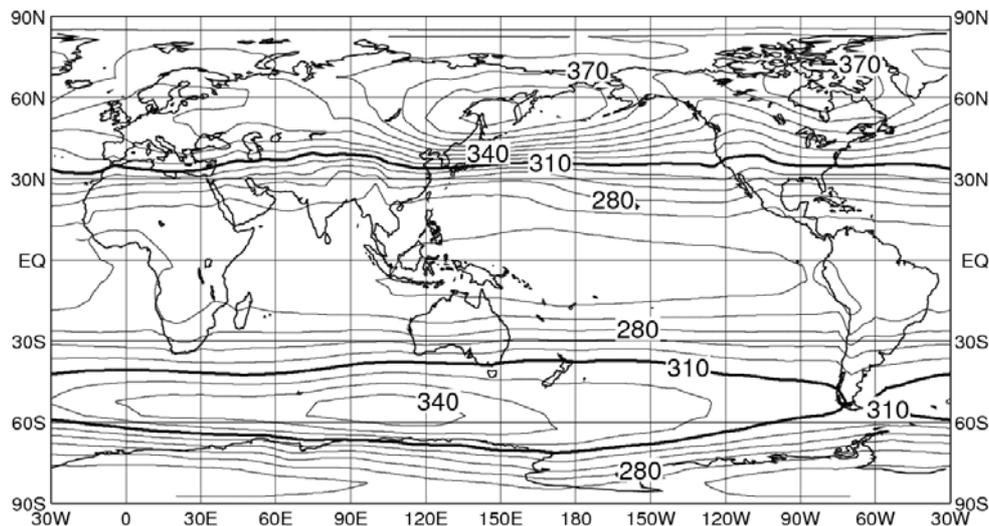


図 1-1-1 年平均全球オゾン全量の参照値（1979年～1992年の平均値）

単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 、等値線間隔は $15 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 。NASA 提供の衛星データ（ニンバス-7号/TOMS データ）をもとに作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

* 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 3 mm だといえる。ちなみに、大気全体の厚みを同じ方法で表すと 8 km となる。

1-2. オゾン量の変動

オゾン量は、季節により変動する。また、より長期的には QBO（準 2 年周期振動）、太陽黒点活動（約 11 年周期）などに対応した変動がある。また成層圏に達するような火山の大規模噴煙も一時的にオゾン量に影響を与えることが知られている。人為的要因によるオゾン層の変化を精度よく検出するためには、これらの自然要因による変動成分を正しく把握しておくことが必要である。

オゾン全量の季節変動

ある緯度幅で東西方向に平均したオゾン全量参照値の季節変動を図1-1-2に示す。一般的に中高緯度域のオゾン全量は、南北半球ともに春に最大となり、秋に最小となる季節変動が見られる。これは、赤道域から中高緯度への成層圏大気の大規模輸送が冬から春にかけて最も活発となるためと理解されている。

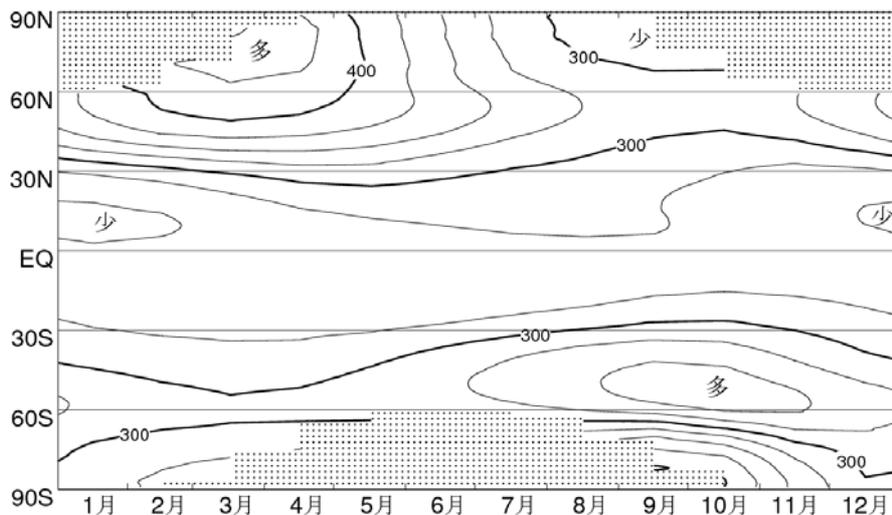


図 1-1-2 緯度別平均オゾン全量の季節変動（1979～1992 年の平均値）

単位は m atm-cm、等値線間隔は 15 m atm-cm。NASA 提供の衛星データ（ニンバス-7 号/TOMS データ）をもとに作成。図中、極域での等値線のない点域があるのは、太陽光が射さなくなる冬季の両極域では観測できないため。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

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変動するので、太陽黒点活動の極小期と極大期の間で全球平均のオゾン量は2～3%変動することがわかっている。また、上中部成層圏で吸収される太陽紫外線エネルギーの増加は成層圏気温の上昇をもたらすので、これによって成層圏大気の大循環場の変動が起こり、下部

成層圏でもオゾン輸送の変動を通じてオゾン濃度が変化するという説が提案されている。

赤道上空成層圏の風向変化(準2年周期振動)

赤道付近の下部成層圏では東風と西風が約2年の周期で交代することが知られており、この現象は準2年周期振動(QBO)と呼ばれている。QBOに伴ってオゾン全量も全球的に変動することがわかっており、赤道上空で東風のときは熱帯でオゾン全量が減少し、西風のときは中緯度でオゾン全量が減少することが観測データにより確認されている。この相関関係のメカニズムについては、赤道上空成層圏の東西風の変動と南北方向の大規模循環の変動とが結びついたものであろうと考えられている。

大気の大規模循環場の変動

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

大規模火山噴煙

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

1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊

成層圏中に極微量に存在し、オゾンに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。

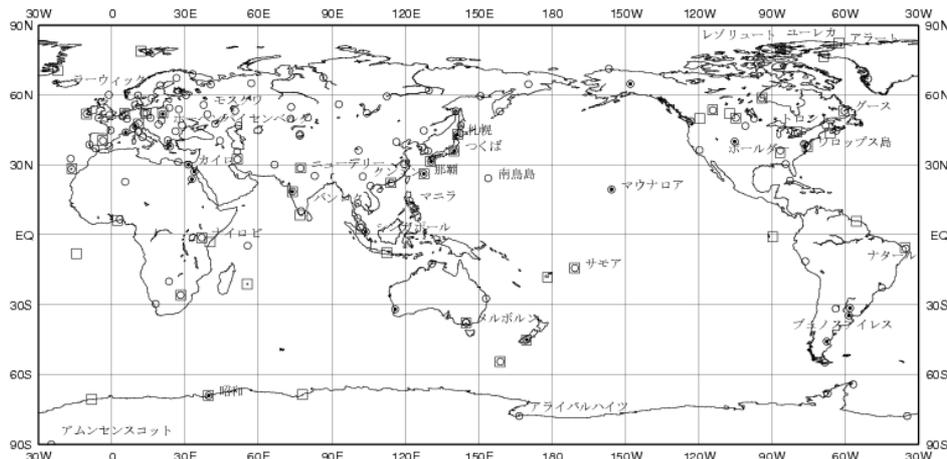


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2002-2006 年)

全量観測は 143 地点 (○印)、反転観測は 21 地点 (●印)、オゾンゾンデ観測は 51 地点 (□印)。
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

衛星観測体制

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

気象庁では、継続性と安定性で世界的に見て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。

3. オゾン層の監視結果

3-1. 全球的なオゾン層の状況

(a) オゾン量のトレンド解析

オゾン量の自然要因の除去

オゾン量のトレンド（長期変化）を評価するにあたっては、様々な自然要因によるオゾン変動を取り除くことによって、より正確に評価することができる。オゾン量の観測値（図 1-3-1 の①）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。この方法を EESC フィッティングと呼び、本報告書でオゾン量のトレンドを解析するにあたっては、この方法を用いている。

トレンドの評価にあたっての留意点

オゾン量は、EESC の長期変化にほぼ比例して推移している。EESC は、1979～1989 年（以下、便宜的に 1980 年代と呼ぶ）の期間はほぼ直線的に変化しているが、1990 年代中頃以降は傾向が変化しているため、現在までの全期間を含めて直線的なトレンドを求めることは適切ではない。

このため、本報告書では、例えば 1979 年～2006 年の期間のトレンドについては、この期間のデータに EESC フィッティングを行い、フィッティングデータの 1980 年代における変化量（1979 年と 1989 年の値の差）に基づいてトレンドを求め、10 年当たりのオゾン量の変化（%/10 年）として表記している。1979 年を基準とする 2006 年のオゾン量の変化量は、1980 年代における変化量の約 1.4 倍として換算される（1990 年代中頃以降は傾向が変化しているため、単純に直線を延長することは適切ではない）。例えば、1980 年代の 10 年間の変化量が -5%であった場合、1979 年を基準とする 2006 年の正味の変化は -7%である。

*EESC（等価実効成層圏塩素:Equivalent Effective Stratospheric Chlorine）とは、成層圏でのハロゲン濃度をオゾン破壊効率の違いを考慮して塩素濃度に換算して求めた量のことをいう。

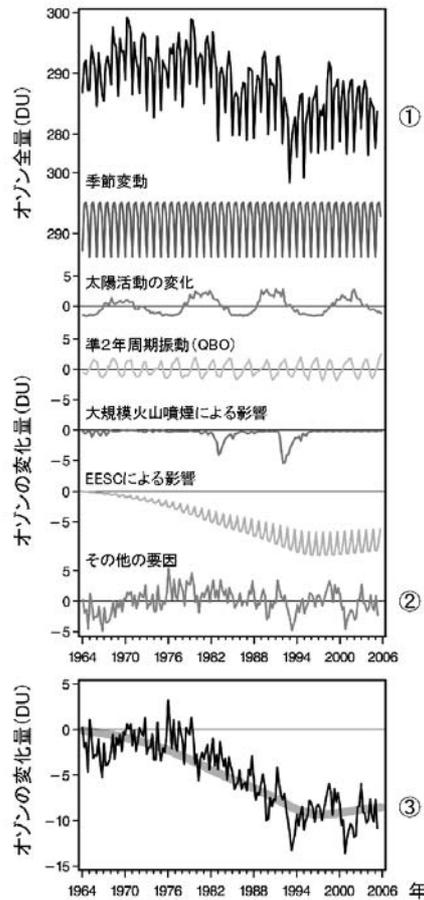


図 1-3-1 EESC フィッティング解析概念図

①の部分は中緯度地域（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（季節変動等）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）の太線は EESC による影響の長期変化を示し、黒線はこれに未知の要因による影響（②）を加えたオゾン全量のトレンドを示す。オゾン量が EESC の長期変化にほぼ比例して推移していることがわかる。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006(WMO, 2007)

(b) オゾン全量のトレンド

地上及び衛星からの観測による月平均オゾン全量の比偏差（1970～1980 年の平均値を基準とする）の推移を図 1-3-2 に示す。オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて全球的に大きく減少しており、現在も減少した状態が続いている。1980 年代のオゾン全量変化量を求めると、全球平均では $1.6 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球では $1.3 \pm 0.2\%/10$ 年、南半球では $1.9 \pm 0.2\%/10$ 年の減少傾向が得られた。

地上からの観測結果によれば、1979 年を基準とする 2006 年現在の变化量は、全球平均で約 2.2%減少している。したがって、オゾン全量のトレンド解析において示されたオゾンの減少傾向は、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。

1990 年代以降の変化傾向をみると、北半球、南半球とも、ピナトゥボ火山噴火（1991 年 6 月）の影響でオゾン破壊が促進されて一時的な極小を示した 1993 年頃以降は、ほとんど一定又はわずかに上昇に転じているようにみえる。

1980 年代の北半球中緯度での減少傾向及び 1990 年代半ば以降のほとんど一定又は緩やかな増加傾向には、力学的な要因が寄与しているものと考えられる。北半球でのオゾン全量にみられる傾向には、このような自然要因の影響が考えられ、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ができない。

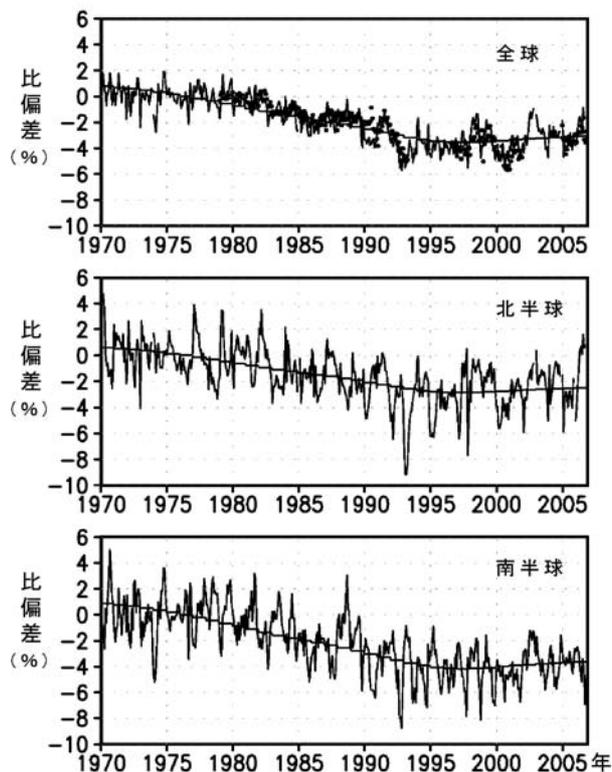


図 1-3-2 世界のオゾン全量比偏差の推移

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

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(c) オゾン全量トレンドの分布及び季節変動

オゾン全量トレンドの全球分布及び季節変動(衛星データ)

衛星観測データによる通年のオゾン全量トレンドの全球分布を図1-3-3に示す。低緯度域でオゾン全量の減少率が小さく、高緯度で減少率の大きい領域が広がっている。北半球の中緯度にも減少率-3%以上の領域がみられる。特にヨーロッパ付近で減少率が大きい。季節別のオゾン全量トレンドの全球分布については図1-3-4のとおりである。

通年

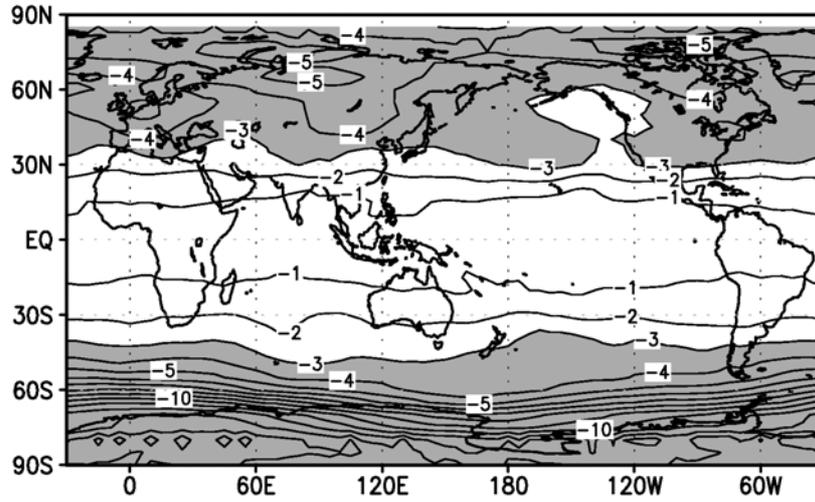


図 1-3-3 オゾン全量トレンドの全球分布

1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。等値線間隔は1%/10年。陰影部は減少率が-3%を超える領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意。NASA提供の衛星データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

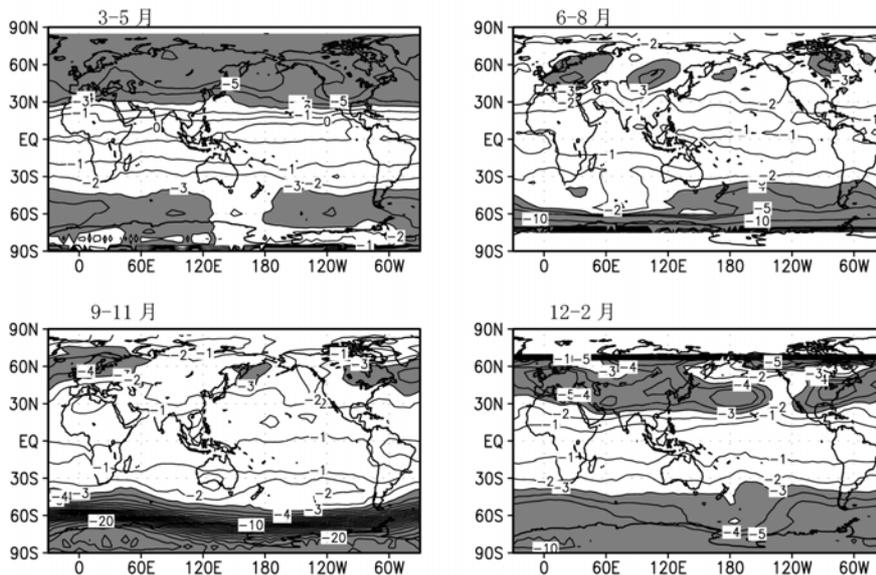


図 1-3-4 季節別オゾン全量トレンドの全球分布

1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。等値線間隔は1%/10年。陰影部は減少率が-3%を超える領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意する必要がある。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:2006

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、緯度別月別オゾン全量トレンドを図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月にオゾンの減少傾向が大きい。

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（P41参照）。

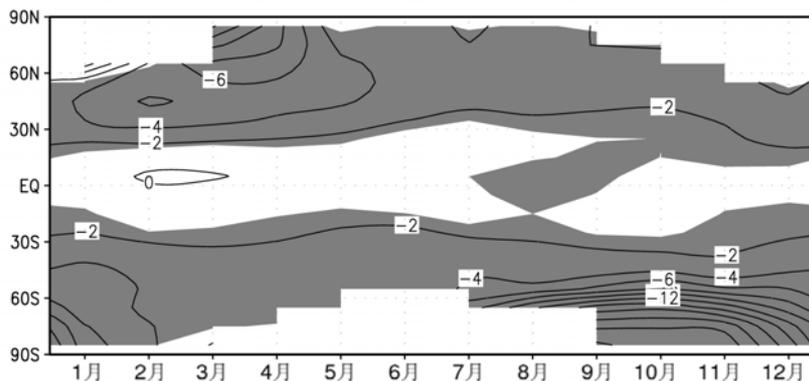


図 1-3-5 緯度別・月別オゾン全量トレンド

1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。等値線間隔は2%/10年。陰影部は95%信頼区間の範囲がすべて負である領域。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ことに注意する必要がある。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:2006

オゾン全量トレンドの緯度別分布及び季節変動(地上観測データ)

世界の地上観測データによるオゾン全量トレンドの緯度分布を図1-3-6に示す。通年及び各季節とも低緯度を除いて多くの地点で減少傾向を示している。

通年では、北半球の中緯度と南半球の南緯30度以南で有意な減少傾向を示している地点が多い。季節ごとにみると、9～11月の南緯60度以南では、南極オゾンホール の出現に伴い15%/10年を超える減少を示している。

このように、1979年以降のオゾン全量のトレンドは低緯度を除いて明らかな減少を示している。

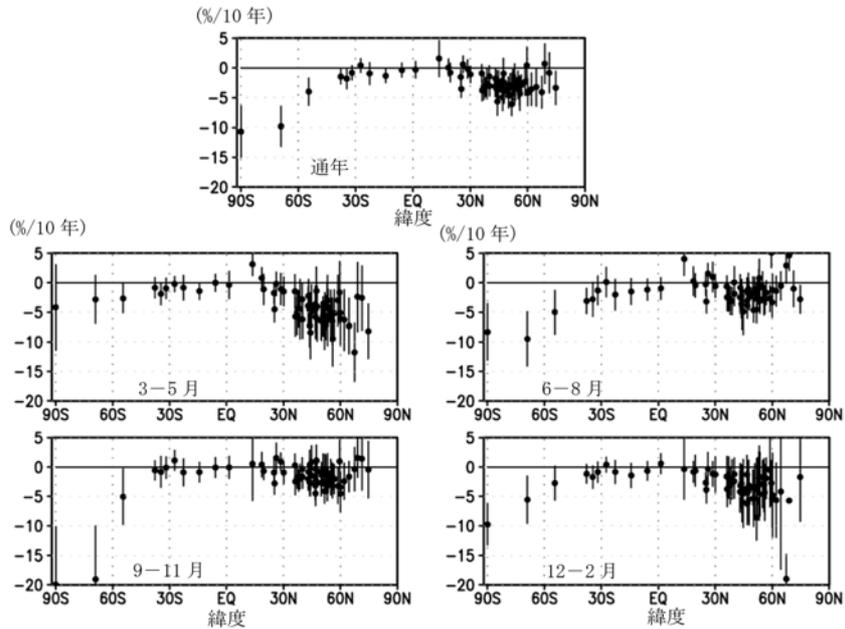


図 1-3-6 地上観測データによるオゾン全量トレンドの緯度分布

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。●印はオゾン全量の地点別トレンド（%/10年）。1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。横軸は緯度、縦軸はトレンド。●印に付いている縦線は95%信頼区間の範囲。世界の観測地点（66地点）のオゾン全量データから作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(d) オゾンの高度別分布のトレンド

オゾンの高度分布のトレンド(全球)

オゾンの鉛直分布のトレンドをみるため、衛星データを東西方向に平均して求めたオゾントレンドの子午面分布（高度緯度分布）を図1-3-7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。

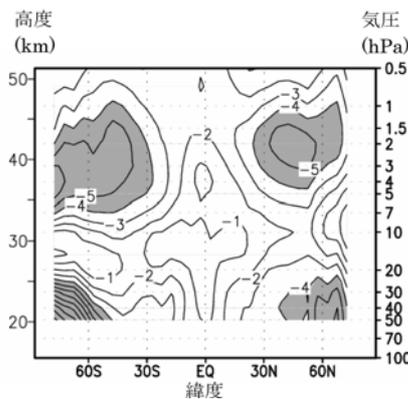


図 1-3-7 オゾントレンドの緯度・高度変化

1979～2003年の月別値（季節変動成分のみを取り除いた）に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示す。等値線間隔は1%/10年。陰影部は減少率が-4%を超える領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意。NASA提供の衛星データ（SBUV/2 ver.8データ）から作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

オゾンの高度別のトレンド(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1-3-8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（P41）参照のこと）。

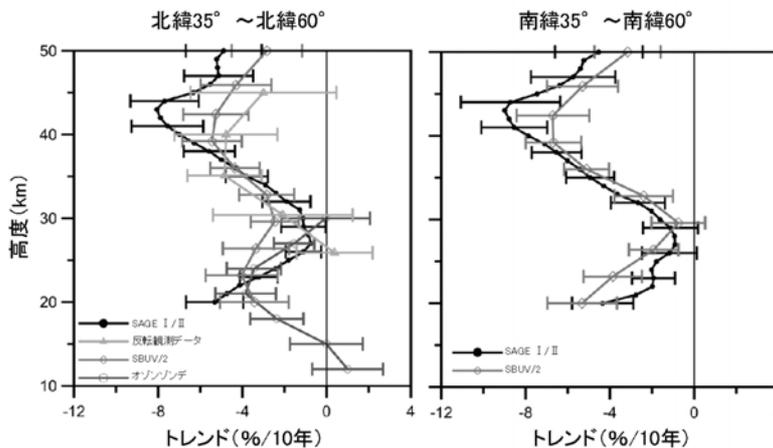


図 1-3-8 オゾンのトレンドの高度分布

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:2006

(e) 2006 年のオゾン全量の状況

2006 年のオゾン全量平年比偏差の全球分布

2006年のオゾン全量平年比偏差の全球分布を図1-3-9に示す。2006年の全球のオゾン全量は、ほとんどの地域で参照値より少なかった。特に、南緯30度以南では年平均で-5%以下となったところが多く、さらに南緯60度以南は2006年のオゾンホール規模が大きかったことを反映してほとんどの地域で-10%以下となった。一方、赤道付近は帯状に参照値よりも多かった。これは、QBO（準2年周期振動）の影響と考えられる。ユーラシア大陸の高緯度域でも参照値より多い地域があった。

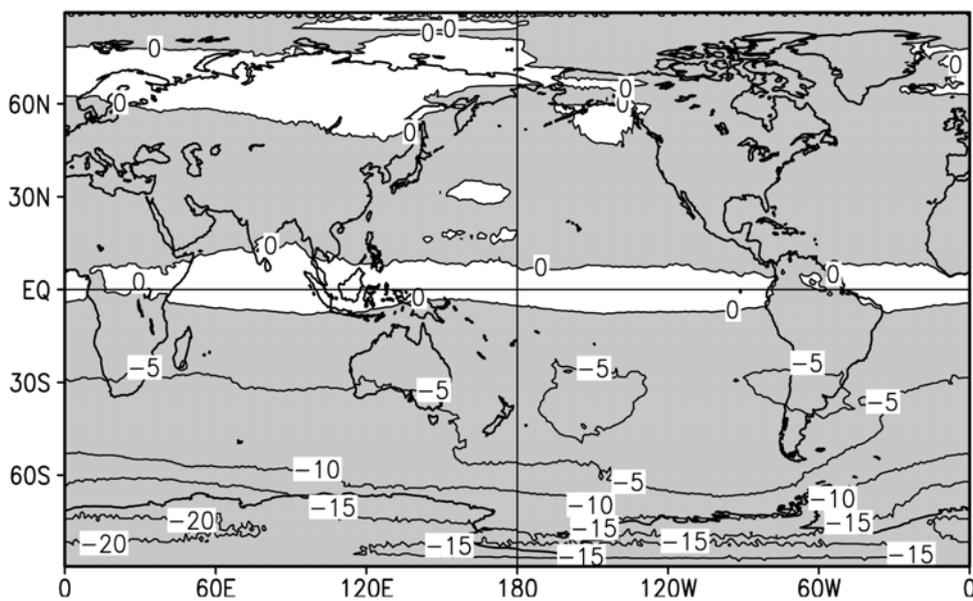


図 1-3-9 2006 年のオゾン全量平年比偏差の全球分布

月平均オゾン全量の平年比偏差 (%) の2006年通年平均分布。等値線間隔は5%。比較の基準である参照値は1979～1992年の平均値。北緯60度以北の1月と11、12月及び南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測できない時期があるため省いて計算した。NASA提供の衛星観測データから作成。※口絵III参照。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

全球平均及び緯度帯別平均オゾン全量平年比偏差の 2006 年の推移

オゾン全量月平均値の年間の推移を図1-3-10に示す。全球平均（北緯60度～南緯60度）は、どの月も参照値より少なかった。緯度帯別にみると、南半球高緯度(南緯60度以南)で9月から11月に顕著に少なく、2006年のオゾンホールが大きかったことを示している。また、南半球中緯度（南緯30度～南緯60度）では、5月以降5%以上少ない状況が継続している。

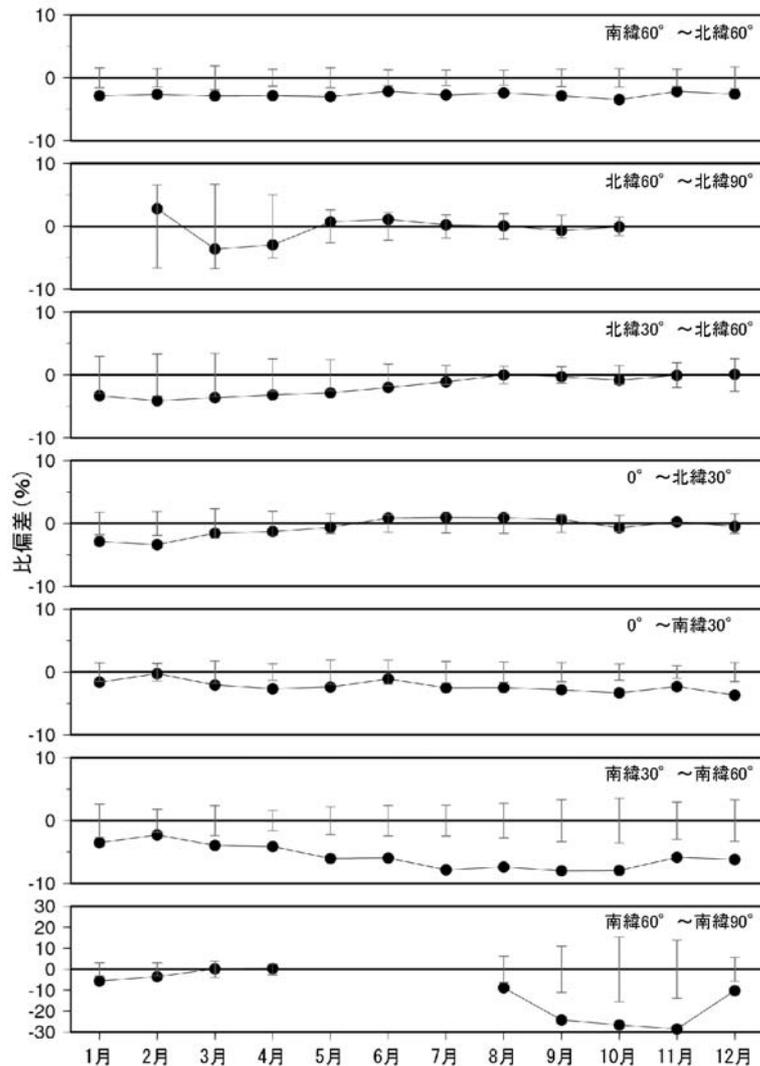


図 1-3-10 2006 年における全球平均及び緯度帯別平均オゾン全量の平年比偏差(%)の推移
 縦線は参照値の標準偏差。参照値は1979～1992年の平均値。北緯60度以北の1月と11、12月及び南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測できないため示していない。NASA提供の衛星データから作成。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

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

(a) オゾン全量の経年変化

オゾンホールを経年変化(衛星データ)

オゾンホールの面積、最低オゾン全量及びオゾン欠損量（破壊量）の極値の経年変化を図1-3-11に示す。南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代にかけて拡大し、その後も大きい状態が続いている。なお、2006年のオゾンホールの面積は、2000年に次ぐ過去第2位の広さに広がった。

このように、オゾンホールはほぼ毎年大規模に形成されており、年々変動が大きいために現時点でオゾンホールに縮小の兆しがあるとは判断できず、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

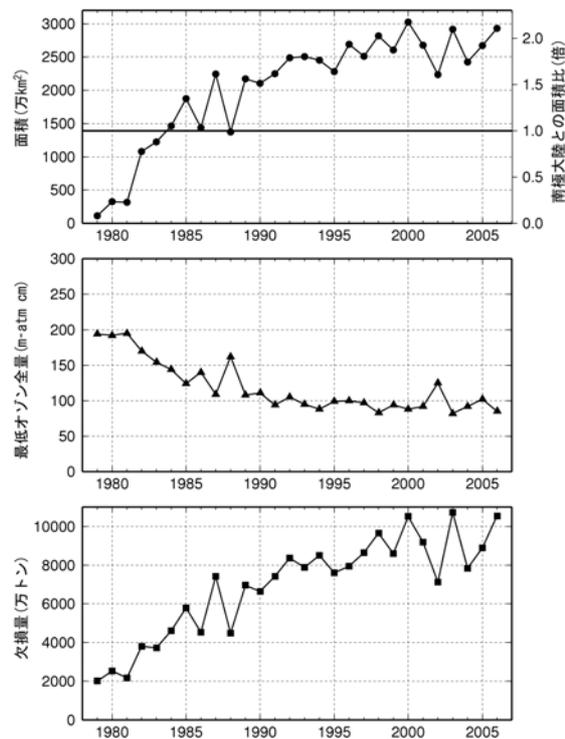


図 1-3-11 オゾンホールの三要素の経年変化（1979～2006 年）

1979～2006 年のオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量の年極値の変化。NASA提供の衛星データをもとに作成（主にTOMSデータを使用。1995年はTOVS の高分解能赤外放射計のデータ、2005年2006年はOMIデータを使用）。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

（参考） 南極オゾンホール規模の定義

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

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

最低オゾン全量：オゾンホール内のオゾン全量の最低値

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

南極域で 220m atm-cm 以下の領域がみられなくなった日の経年変化

図1-3-12に、オゾンホールの目安である220m atm-cm以下の領域が消滅した日の経年変化を示す。消滅日は1990年頃まで年々遅くなる傾向があった。1990年代は12月に消滅することが多く、2006年の消滅日は12月17日であった。

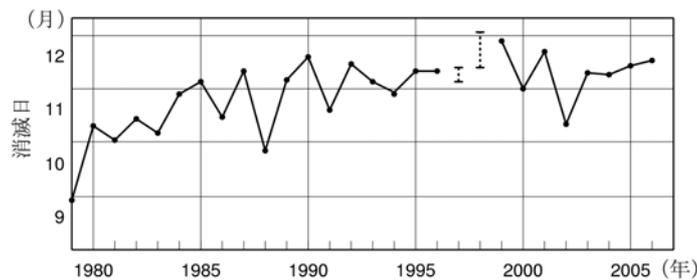


図 1-3-12 南極域で 220m atm-cm 以下の領域がみられなくなった日の経年変化

1979～2006年の220m atm-cm以下の領域が消滅した時期の推移。NASA提供のTOMSデータをもとに作成。ただし、1995年はSBUV/2、2005年以降はOMIのデータをもとに作成した。なお、1997年及び1998年は、衛星データの一部（1997年12月5日～13日、1998年12月13日～1999年1月2日）が得られていないため、消滅日を特定できていないが、破線で示した期間中に消滅したと推定される。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

月平均オゾン全量の経年変化(昭和基地上空)

オゾンホールの縁辺となることが多い南極昭和基地における春～秋季にかけての月平均オゾン全量の経年変化を図1-3-13に示す。オゾンホールの時期にあたる9月から12月のオゾン量が、1980年頃から長期的に減少している。2006年はオゾンホール規模が大きかったことに対応して、10月、11月の月平均オゾン全量はその月としての過去最少を記録した。なお、2002年の9月から11月にオゾン全量が大きく増加しているのは、9月に南極域で大規模な成層圏突然昇温が発生し、成層圏の気温が過去50年で最高となるような特異な気象条件となり、オゾン破壊が大規模に進まなかったことによる。

本観測データについて解析を行うと、1979年を基準とする2006年現在の変化量は、通年で13.4%の減少、9～11月に限ると28.1%減少している。

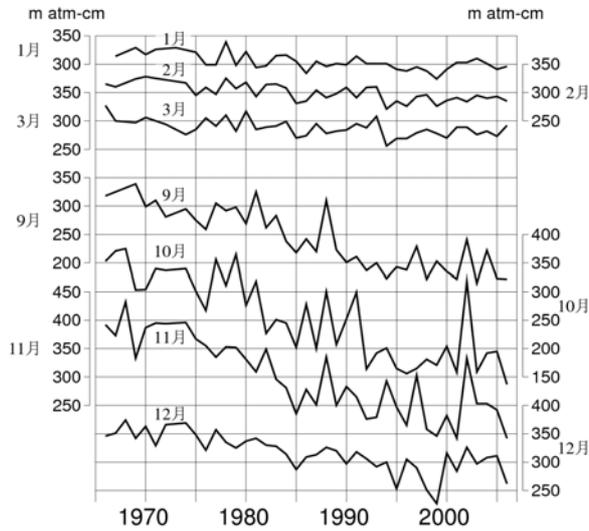


図 1-3-13 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化 (毎年 1~3 月、9~12 月)
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

(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1-3-14に示す。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。

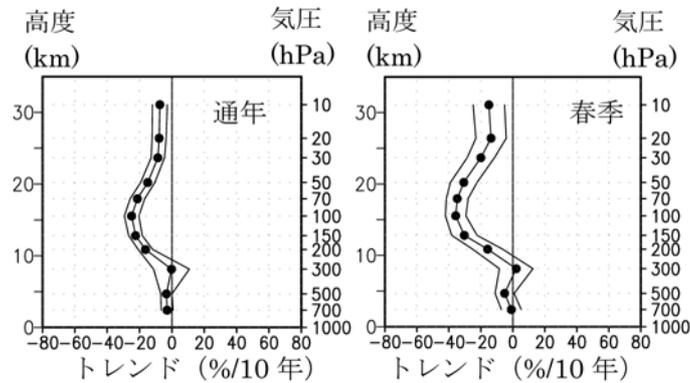


図 1-3-14 南極昭和基地におけるオゾン分圧のトレンドの高度分布

●印はオゾンゾンデ観測から求めたオゾン分圧のトレンド (%/10年)。1979~2006年の月別値に対してEESC フィッティングを行い1980年代における変化量で示した。横軸はトレンド、縦軸は高度。外側の折線は95%信頼区間の範囲。左が通年、右が春季(9~11月)。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

(c) 2006 年の南極のオゾン全量

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2006年オゾンホール規模の推移を図1-3-15に示す。

2006年のオゾンホールは、9月24日に2006年の最大の面積である2,929万km²を記録した。これは2000年9月9日の3,027万km²に次ぐ、過去第2位の広さだった。また、オゾン欠損量も9月24日に10,535万トンとなり、2003年9月25日の10,726万トンに次ぐ、過去第2位の規模だった。2006年オゾンホールは過去最大級であったということが言える。

その後、11月にかけて、同時期における最大規模で推移したが、12月に入ってからオゾンホールは急速に縮小し、12月17日に消滅した。

また、オゾンホール内の最低オゾン全量は、8月から9月中旬にかけて高い状態で推移したが、その後低下し、10月8日に2006年の最低値である85m atm-cmを記録した。その後は、11月下旬までこれまでの最低レベルで推移した。

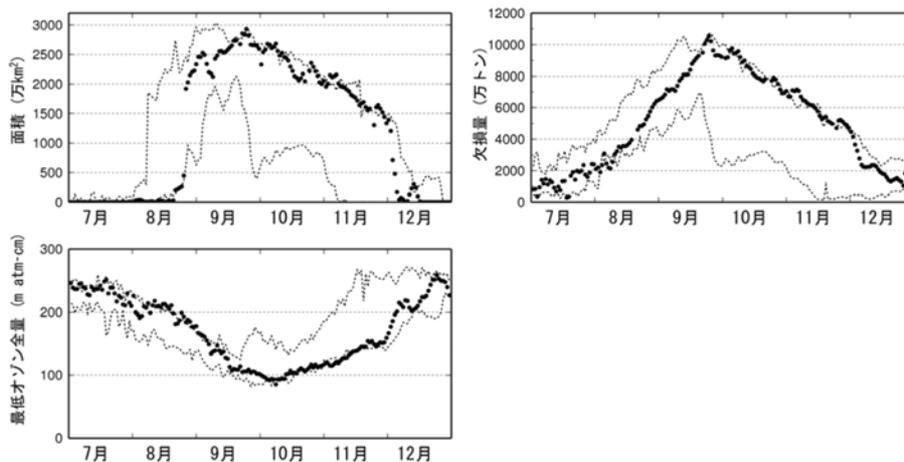


図 1-3-15 オゾンホール規模の推移（2006年7月～2006年12月）

●印は2006年の日々のオゾンホール規模。破線は過去10年（1996～2005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:2006

日別オゾン全量の推移(南極昭和基地の地上観測)

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を図1-3-16に示す。8月下旬から11月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る非常に少ないオゾン全量が観測され、同時期における過去最少レベルで推移した。

10月17日には2006年の最小値である114m atm-cmを記録し、これは日別オゾン全量の過去最小値となった。10月、11月の月平均オゾン全量もそれぞれ137m atm-cm、192m atm-cmと、それぞれの月の過去最小値を記録した。これは、オゾンホールの中心位置が、10月以降昭和基地側に偏っていたことを反映している。

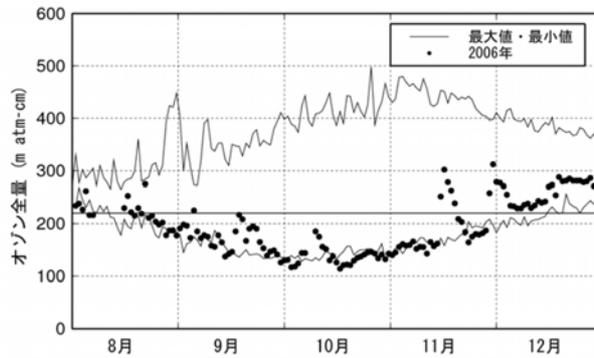


図 1-3-16 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2006 年 8 月～2006 年 12 月）

●は2006年の観測値（日代表値）。実線は観測開始(1961年)以来の最大値及び最小値。横太線はオゾンホールを目安である220m atm-cmの値。昭和基地におけるオゾン全量観測結果から作成。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

2006 年の南極オゾンホールが発達した要因

2006 年のオゾンホールが過去最大級に発達した理由として、①成層圏のオゾン層破壊物質の量が依然として多い状況であること、②2006 年の 8 月から 9 月にかけて南半球中・高緯度成層圏の気温が低く、オゾンが破壊されやすい気象条件が広範囲に広がってい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（2006 年）

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

図1-3-17に、2006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。2006年の南極域の最低気温は、9月、10月は平年より低く推移した。 -78°C 以下の面積は、7月以降10月中旬まで標準偏差を上回る大きさを推移した。このように、2006年は極域成層圏雲が出現できる気象条件を満たす領域が広く、その状態が長く持続した。

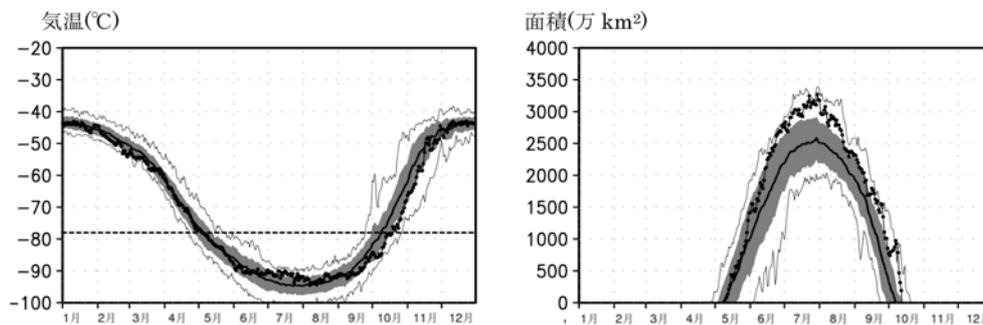


図 1-3-17 南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の領域の面積の推移（2006 年 1 月～2006 年 12 月）

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2006年の値を示す。太実線は1979～2005年の累年平均値。細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:2006

3-2-2. 北半球高緯度域のオゾン層の状況

(a) 北半球高緯度域のオゾン層の推移

北半球高緯度域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1-3-18に示す。衛星データによると、1990年以降、データのない1995、1996年を除き、20m atm-cm以上の負偏差が15年のうち10回現れており、北半球高緯度域でのオゾン全量は1990年以前に比べ少なくなっている。なお、TOMSデータの無い1995、1996年については、SBUV/2のデータを用いた解析によると、両年ともに春季にオゾン全量の大きな減少が観測されている（NOAA,2005）。ラーウィック（英国）での地上観測の結果でも、1990年以降、春季に顕著なオゾン減少が現れており、特に1996、1997、2005年は大規模であった。このうち2005年は、約80m atm-cmの負偏差がみられた。高緯度域のオゾン全量の経年変化は長期的にはEESC（P12脚注参照）に対応した変化を示すが、1990年以降、年ごとの変動が大きくなっている。

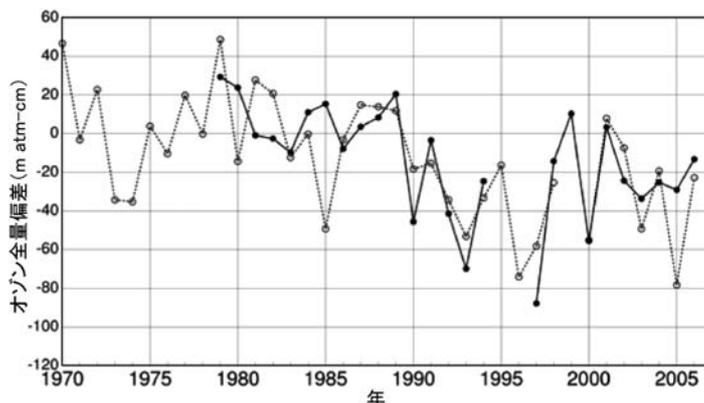


図 1-3-18 北半球高緯度域の 3 月のオゾン全量偏差の推移

●印はNASA提供のTOMS及びOMIデータをもとに気象庁で作成した北半球高緯度（北緯60度以北）域の3月の平均オゾン全量の参照値（1979～1992年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータがない。○印は、ラーウィック（英国、北緯60度、西経1度）の3月の平均オゾン全量の1979～1992年の平均値からの偏差を示す。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(b) 2006 年の北半球高緯度域のオゾン層の状況

衛星観測（OMIデータ）によれば、2006年の北半球春季のオゾン全量は、中緯度では参照値に比べて少ないことが多かったが、高緯度域では参照値よりも多いことが多く、春季における大規模なオゾン減少はみられなかった。

北極域は南極域と違って安定した極渦が発達しにくく、その年の気象条件によって、低温域が広がったり狭かったりと変動しやすい。2006年の北半球の下部成層圏面の最低気温、及び -78°C 以下の面積の推移を図1-3-19に示す。2006年1月から3月にかけての下部成層圏では、1月下旬に成層圏突然昇温が起こり極渦が分裂した。その後3月まで、極域成層圏雲が出現する目安となる -78°C を下回る期間はなく、下部成層圏の気温は平年より高かった。春季における大規模なオゾン破壊は起こらなかったのはこのためであると考えられる。

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

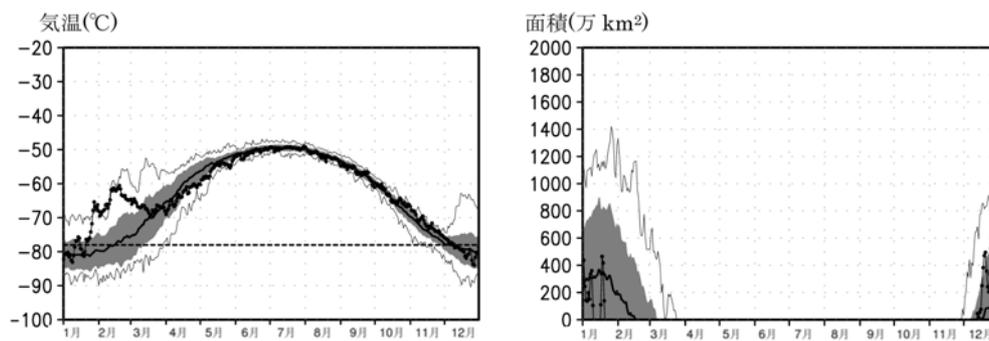


図 1-3-19 北極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の領域の面積の推移（2006年）

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2006年の値を示す。太実線は1979～2005年の累年平均値。細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:2006

3-3. 我が国におけるオゾン層の状況

(a) 日本上空のオゾン全量のトレンド

オゾン全量の推移

札幌、つくば、鹿児島、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の推移を図1-3-20に示す。なお、この図は実測値を加工しておらず、太陽活動（約11年周期）や準2年周期振動（QBO）等の自然要因によるオゾン変動の影響が含まれていることに注意する必要がある。日本上空のオゾン全量は、主に1980年代に明瞭な減少傾向、1990年代後半以降にやや微増傾向が見られる。これらの傾向は全球的傾向と一致している。

1979年を基準とする日本上空のオゾン全量の変化量は、札幌・つくば・那覇の3地点平均で見ると2006年現在で約1.7%減少している。また、札幌では約4.3%減少している。

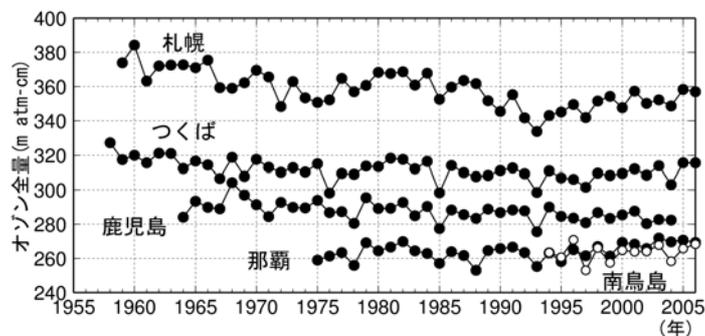


図 1-3-20 日本上空のオゾン全量の年平均値の推移（1958～2006年）

札幌、つくば、鹿児島、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始から2006年までの年平均値の経年変化（既知で周期的な自然要因（季節変動など）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:2006

日本上空のオゾン全量のトレンド

国内4地点の通年及び各季節のオゾン全量トレンドを図1-3-21に示す。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、つくばの通年と冬季、鹿児島の通年と春季と冬季である。那覇では夏季と秋季に有意な増加トレンドがみられる。

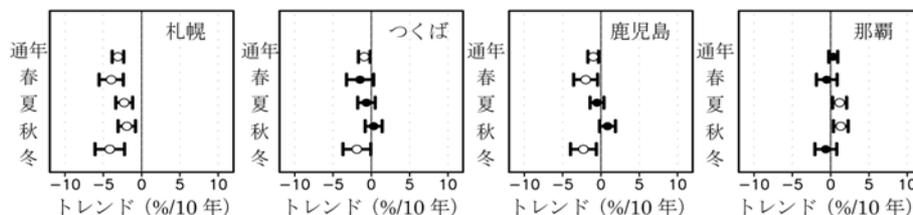


図 1-3-21 日本上空のオゾン全量のトレンド

○印及び●印は、年平均及び季節平均オゾン全量のトレンド(%/10年)。1979年から2006年の月別値に対して季節変動、太陽活動及びQBOの影響を除去したのちEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量（トレンド、%/10年）を示した。○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。○印は統計的に有意な減少又は増加トレンドを示すもの。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(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4地点におけるオゾンの鉛直分布のトレンドを図1-3-22に示す。

どの地点においてもオゾンの減少は高度40km付近の上部成層圏と高度20km付近の下部成層圏の2つの領域で進んでいる。オゾン減少は、札幌では高度10km付近でさらに大きくなるのに対し、鹿児島や那覇では15km以下で増加傾向がみられる。ただし、那覇のオゾンゾンデデータは1989年以降に限られることに注意が必要である。

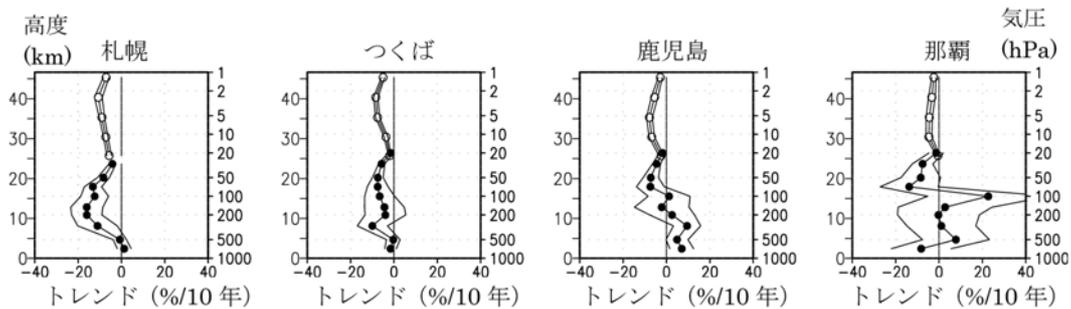


図 1-3-22 日本上空のオゾンの高度別トレンド

オゾンゾンデ観測と反転観測による、月平均層別オゾン量をもとに評価した高度別トレンド (%/10年)。1979～2006年の観測データに対して、季節変動、太陽活動及びQBOの影響（反転観測についてはさらに大気濁度）を除去したのちEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量(トレンド、%/10年)で示した。ただし、那覇のオゾンゾンデデータは1989～2006年のデータである。●印はオゾンゾンデ観測データ、○印は反転観測データによる。外側の折線は95%信頼区間の範囲。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

各高度におけるオゾン変動

図 1-3-23 は、国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定した、1988年9月から2007年3月までの間の高度毎のオゾン濃度（数密度）変動をプロットしたものである。この図には、気象庁高層気象台においてオゾンゾンデによって観測されたオゾン濃度もあわせて示してあり、両観測データは一致している。

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

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

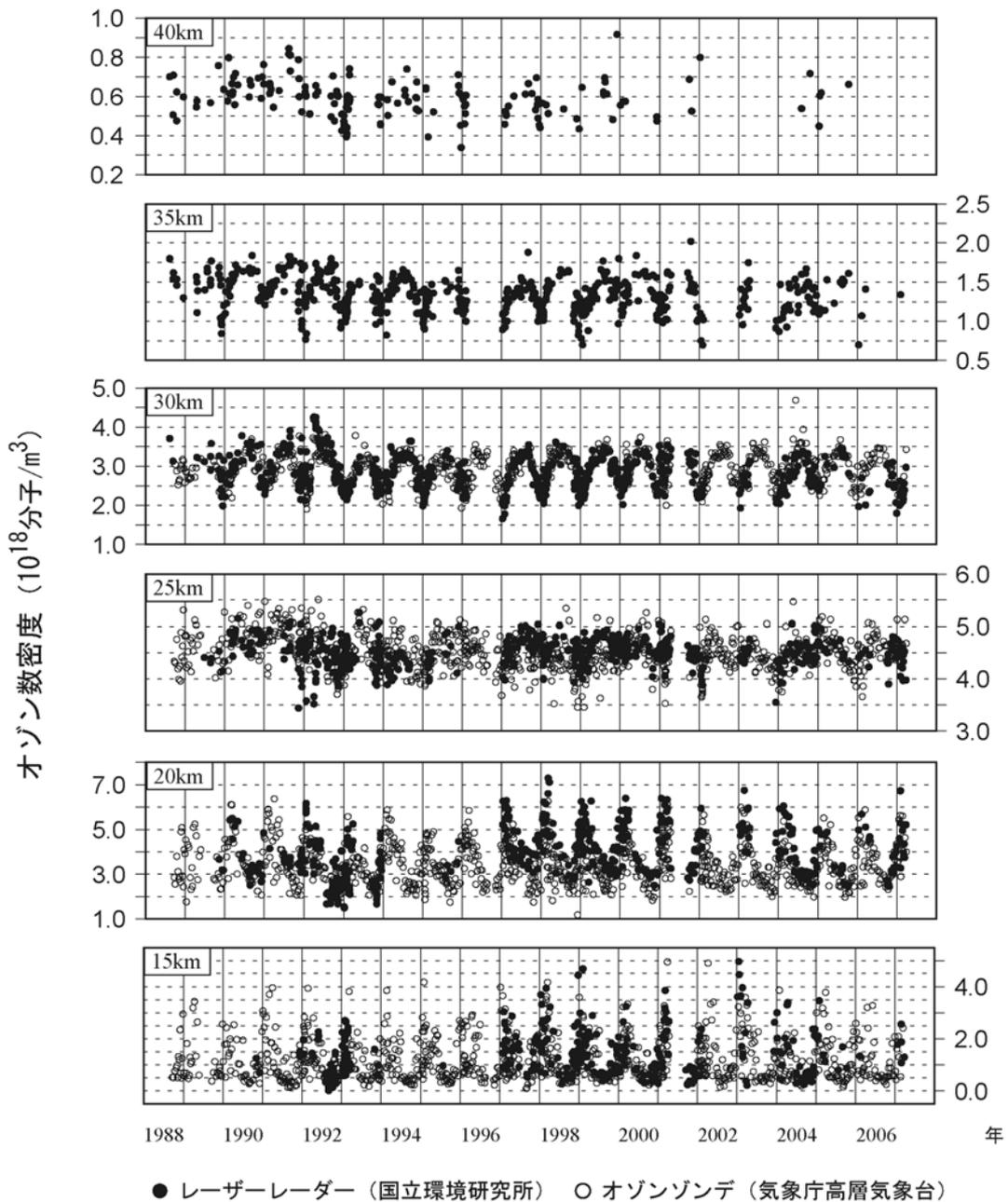


図 1-3-23 各高度におけるオゾン変動（1988年9月～2007年3月;速報値）

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）国立環境研究所による報告

(c) 2006 年の日本上空のオゾン層の状況

オゾン全量の推移

気象庁で観測しているオゾン全量の2006年における月平均値の推移を図1-3-24に示す。つくばと那覇の2006年8月から11月にかけてのオゾン全量は、参照値と比べて多い月が多く、11月にはどちらの地点も、観測開始以来、その月として最も多かった。つくばでは4月と9月にも過去最多となった。

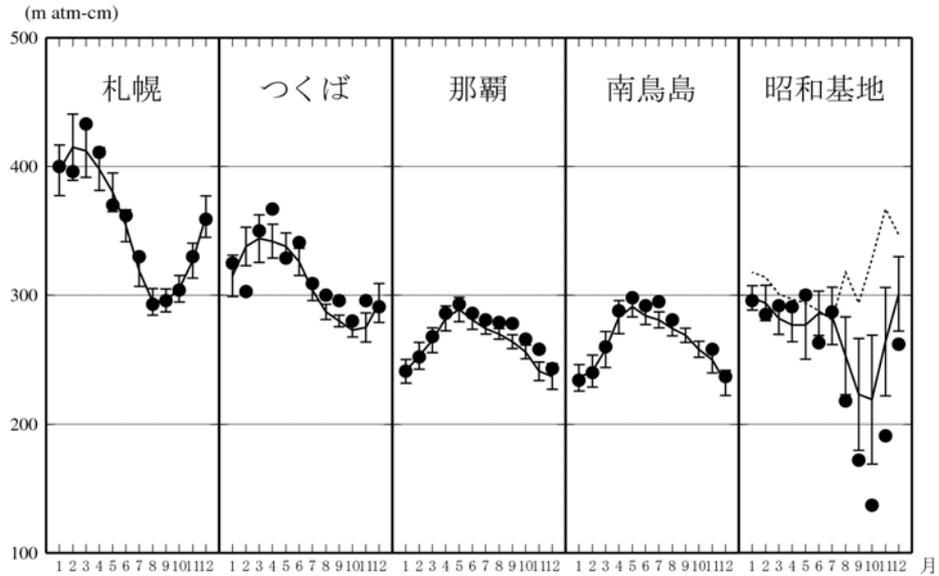


図 1-3-24 2006 年における月平均オゾン全量の推移

国内4地点(札幌、つくば、那覇、南鳥島)及び南極昭和基地における月平均オゾン全量の推移。●印は2006年の月平均値。南鳥島の9月と10月は欠測。国内4地点の折線(実線)は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、つくばでは1971～2000年、那覇は1974～2000年、南鳥島は1994～2005年の平均値。昭和基地の点線(参照値)は1961～1980年の平均値。折線(実線)は1981～2000年の平均値で、縦線はその標準偏差である。(出典)気象庁 オゾン層観測報告:2006

オゾンの高度分布

オゾンゾンデ観測による日本上空のオゾン高度分布の2年間（2005～2006年）の推移を図1-3-25に示す。

2006年の様子を見ると、札幌では2月から11月にかけて、300hPaから20hPaの高度で参照値よりも少なく推移した。つくばでは2月から5月にかけて、20hPa高度以下のほぼ全層で参照値よりも少なく、特に2月の50hPa高度で3mPa以上少なかった。つくばのオゾン全量は年の後半に多かったが、これは30hPaより上の高度で正偏差が広がったためと考えられる。那覇のオゾン全量も年の後半に多かったが、これは年の後半に50hPa（約20km）付近を除いて正偏差が広がったためとみられる。

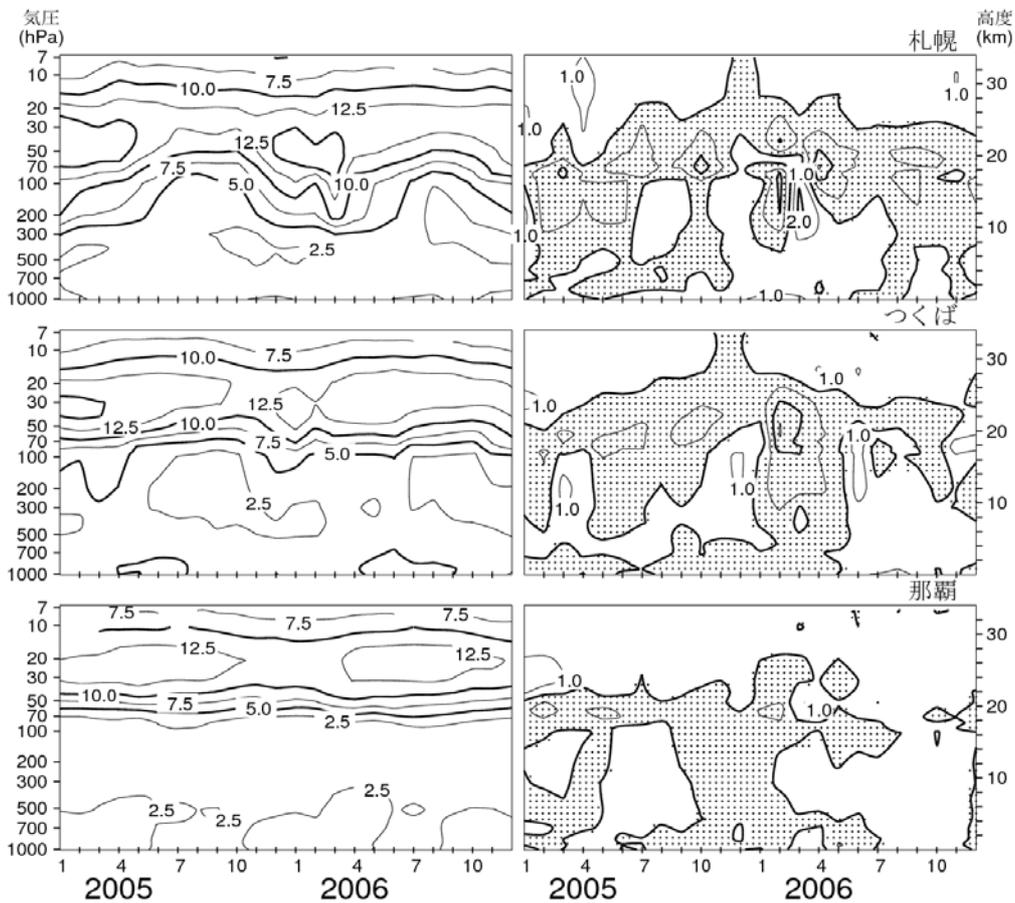


図 1-3-25 オゾン分圧高度分布（左）とその偏差（右）の推移（2005～2006年）
 上から札幌、つくば、那覇。等値線間隔は、分圧は2.5mPa、偏差は1mPa。右図の点域の部分は参照値との偏差が負の領域。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

4. オゾン層の将来予測

4-1. 成層圏の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 $\text{ClO}_x(x=0,1)$ 、 $\text{BrO}_x(x=0,1)$ の触媒反応サイクルによっ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・臭素化合物濃度の変化シナリオを図1-4-1に示す。CFCなどの有機塩素化合物のみを考慮した場合（太い破線）に比べ、ハロンなどの有機臭素化合物を考慮した場合（太い実線）の方が、1980年の濃度レベルに戻る時期（図中の縦の矢印）が10年程度遅くなっていることがわかる。これは、ハロン類の大気中寿命が長いことに加え、大気放出がCFCなどに比べてより長い期間継続すると仮定したことが主な原因である。実際、CFCなどの大気中濃度は1990年代には減少傾向に転じたのに対し、多くのハロン類は2000年以降でも減少が認められていない。対流圏から成層圏への大気の輸送及び成層圏内の大気の大循環を考慮すると、成層圏中の塩素・臭素濃度は、対流圏の濃度に対して全球平均で3年程度の遅れが生じるため、成層圏における有機塩素・臭素濃度が1980年レベル（地表面の1977年の状況を反映したレベル）に回復する時期は図1-4-1から2050年頃と推定される。

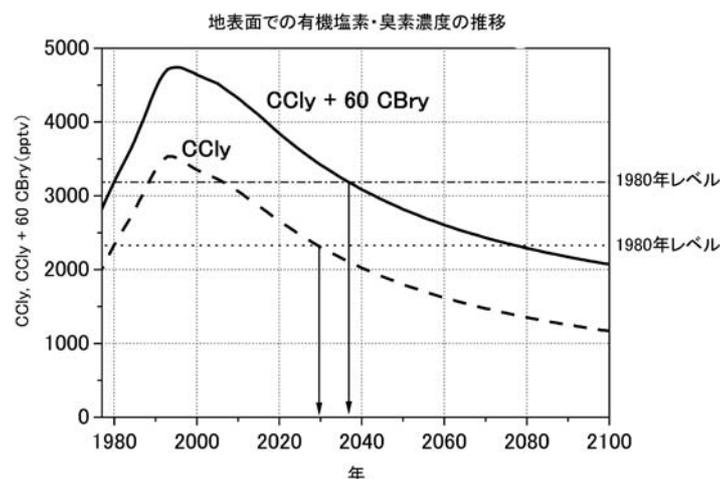


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いた地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ
太い破線はフロンなどの有機塩素（ CCl_4 ）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率が60倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（ $\text{CCl}_4 + 60 \text{CBry}$ ）。細い点線及び一点鎖線は有機塩素及び有機塩素・臭素濃度の1980年レベル。（出典）国立環境研究所による報告

成層圏でのオゾン層破壊に寄与する塩素・臭素濃度の推定値として EESC（P12 脚注参照）という指標が提唱されている。これは、塩素及び臭素量を、オゾン破壊反応サイクルの効率の違い（臭素が約 60 倍）を考慮して、塩素量に換算して求めた量である。中緯度上空及び極域上空まで輸送される時間を考慮した、EESC の推移の将来予測を図 1-4-2 に示す。極域では、EESC のピークが 2000 年頃になり、1980 年レベルへの回復が 2070 年頃になる。

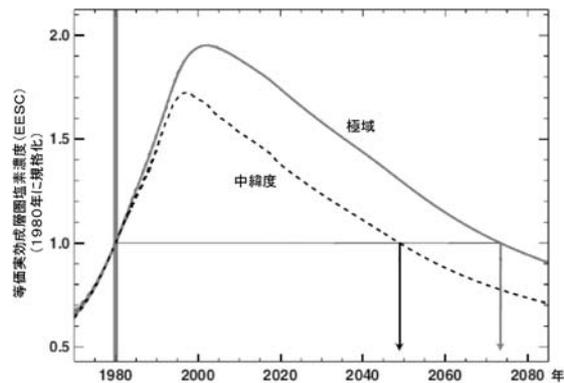


図 1-4-2 中緯度及び極域における等価実効成層圏塩素の推移
 (出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)より作成。

4-2. 三次元化学気候モデルによるオゾン層将来予測

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

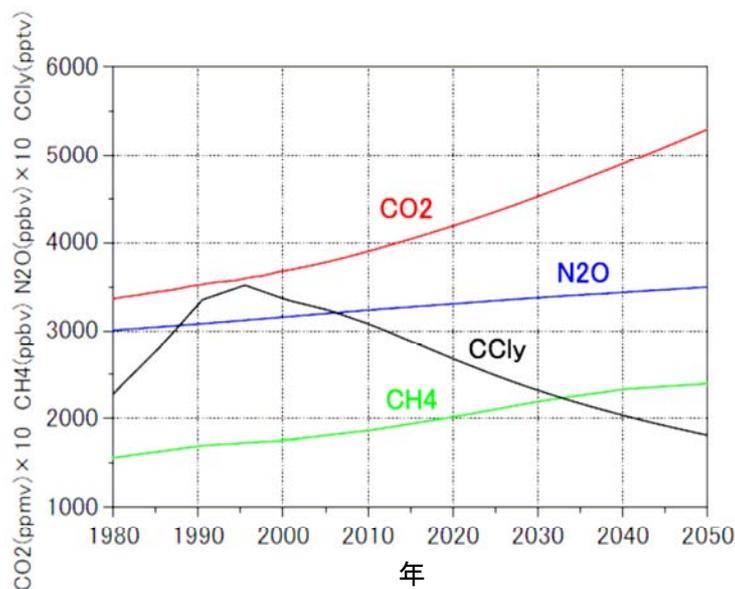


図 1-4-3 オゾンホール長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

(出典) 国立環境研究所による報告

(a) 全球、中・低緯度のオゾン層の予測

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

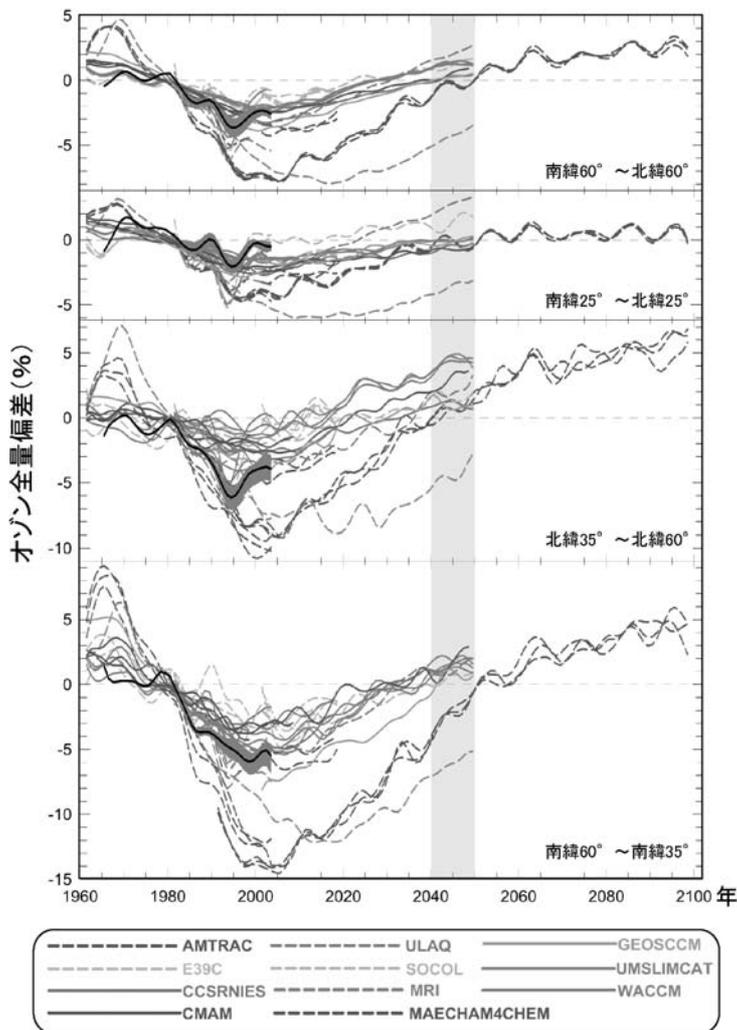


図 1-4-4 三次元化学気候モデルによる全球、中緯度域、低緯度域におけるオゾン全量の予測
太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

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

(b) 極域オゾン層の予測

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

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

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

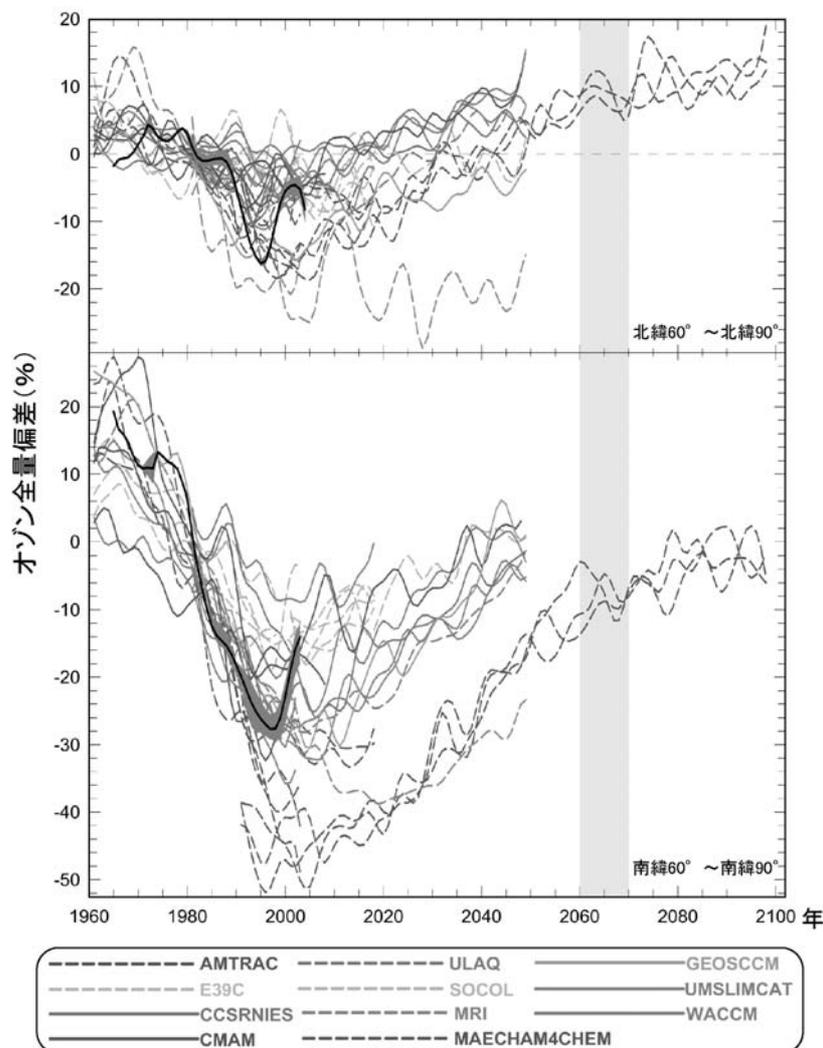


図 1-4-5 三次元化学気候モデルによる北極域及び南極域におけるオゾン全量の予測
太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

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

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

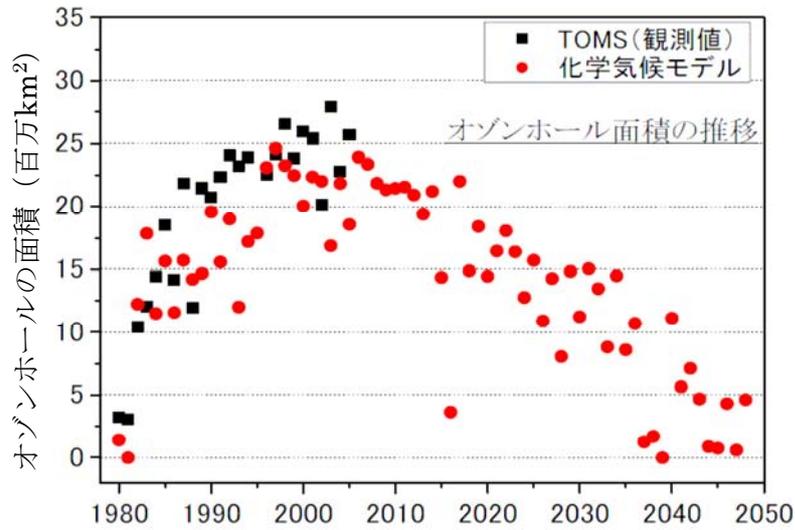


図 1-4-6 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール面積の推移
 図中、黒印は衛星からの観測値（TOMS）、赤印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）国立環境研究所による報告

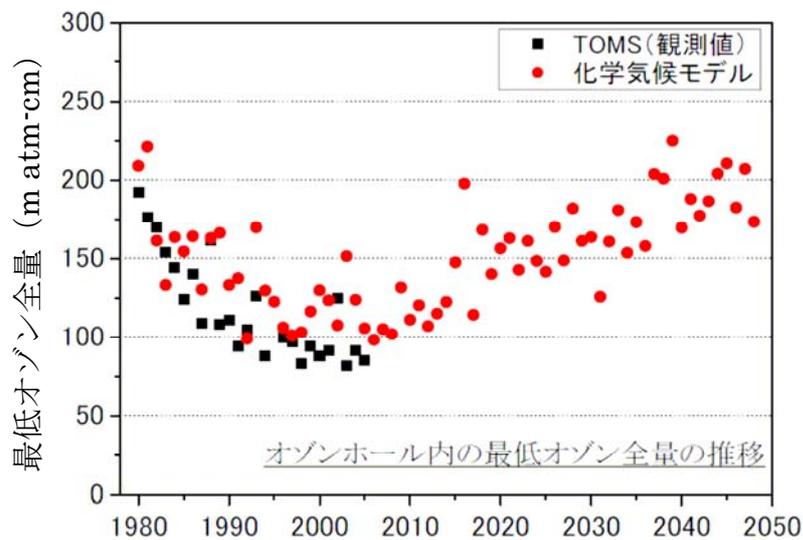


図 1-4-7 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール内の最低オゾン全量の推移
 図中、黒印は衛星からの観測値（TOMS）、赤印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）国立環境研究所による報告

4-3. 塩素・臭素化合物以外の原因が成層圏オゾン層に及ぼす影響

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

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

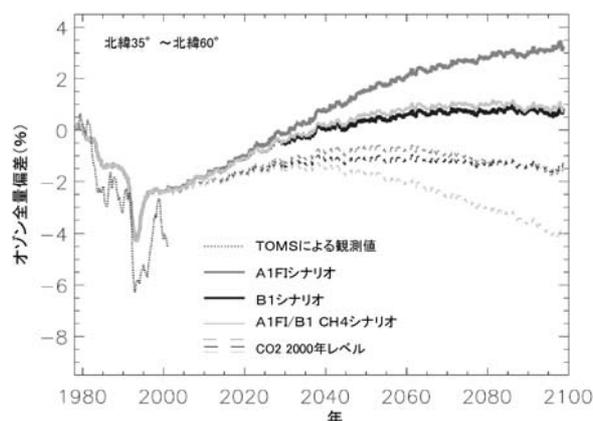


図 1-4-8 二次元モデルによる北半球中緯度オゾン全量に対する CO₂、メタン、N₂O の影響の予測
(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

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

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