

第Ⅱ部 オゾン層の状況

オゾンの観測には、地上からのオゾン全量の観測、衛星からのオゾン全量の観測、オゾンゾンデによる鉛直分布の観測、地上からの鉛直分布の観測（反転観測）、衛星からの鉛直分布観測等がある。ここでは、気象庁オゾン層情報センターが入手したデータをもとに解析したオゾン層の状況を示す。なお、それぞれのデータについての説明は付録1「解析に使用した観測資料」にまとめた。

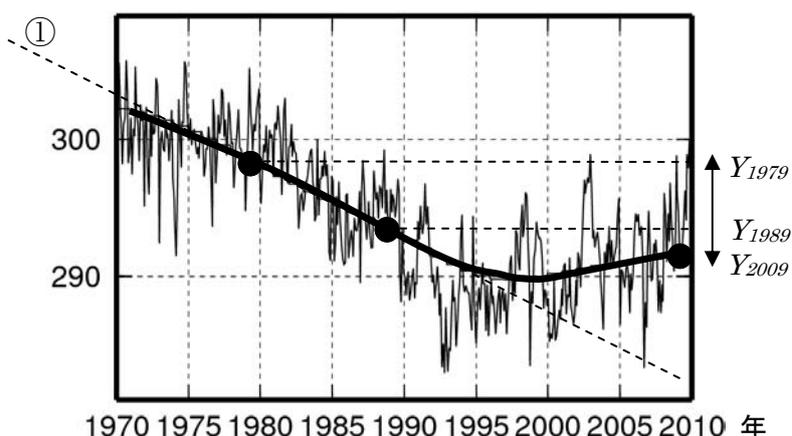
第1章 世界のオゾン層

1-1 世界のオゾン層の経年変化と長期変化傾向

長期変化傾向の評価方法

オゾン量は、オゾン層破壊物質に伴う長期的な変動だけでなく、さまざまな周期の自然変動を含んで変化している。このため、本節では既知の周期的な自然変動、すなわち季節変動、太陽活動（約11年周期）、準2年周期振動（QBO）にそれぞれ対応する変動成分を除去した時系列データを利用している（「付録3」参照）。しかし、既知の周期的な変動を除去したあとの時系列データには、EESC(等価実効成層圏塩素)に伴った変動のほかに、未知の要因に由来する変動が含まれている。このため統計的な処理によりEESCの変化曲線を当てはめることによって、オゾン量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ている（図Ⅱ1-1の太線）。この手法を「EESCフィッティング」と呼ぶ。オゾンの長期変化傾向に言及する場合は、主に、フィッティング曲線上の1979年のオゾン量（図Ⅱ1-1の Y_{1979} ）に対する、2009年のオゾン量（ Y_{2009} ）の変化の割合（ $= (Y_{2009} - Y_{1979}) / Y_{1979} * 100(\%)$ ）として示し、「2009年オゾン全量の1979年からの変化の割合(%)」などのように表現する。つまり、オゾン層の破壊が進んだ1980年代直前の1979年の値と比較して、オゾン層破壊物質による長期的なオゾン量の減少の割合を示している。また、1980年代の変化量を、1979年から1989年（ Y_{1989} ）における変化量（図Ⅱ1-1の①の線の傾きに相当。単位%/10年）として示す場合もある。さらに、最近の傾向を示す場合は、EESCフィッティングではなく、1998年以降のデータに直線回帰を当てはめて算出する。これらについては当該箇所それぞれ指摘する。

なお、地上観測地点の選択にあたっては、毎月の月平均値と衛星による観測データとの全期間を通じた比較において、データの精度に大きな問題がないと判断されることを基準とした。また、観測機器の変更等により観測データに不自然な段差がみられる場合には、その観測データに補正を施したのち、解析を行った。衛星観測データについては、精度検証の結果、2007年12月～2009年の衛星データはトレンド解析に適さないため、統計計算から除外している。



図Ⅱ1-1：EESCフィッティングによるトレンド解析

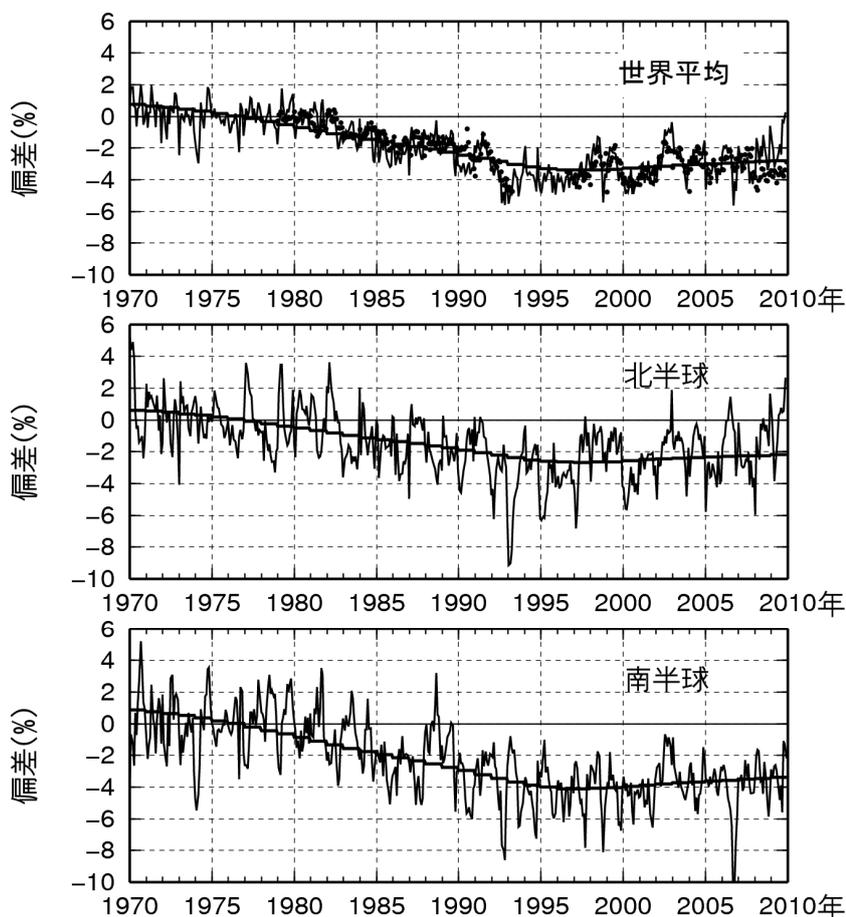
自然変動要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値とEESCフィッティング曲線を模式的に示したもの。●はEESCフィッティング曲線上の値を示している。

オゾン全量の経年変化

地上および衛星からの観測による月平均オゾン全量の1970年から1980年の平均値に対する偏差(%)の時系列を、図Ⅱ1-2に示す。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。1990年代後半以降はほとんど変化がないかわずかに増加しているが、1980年以前と比較してオゾン全量は現在も長期的にみて少ない状態が続いている。EESCの曲線に対応して変化していることから、オゾン全量減少の主な要因は、クロロフルオロカーボン類(CFC類)などオゾン層破壊物質が大気中で増加したためと考えられる。

2009年現在の世界平均のオゾン全量は、1979年を基準とすると $2.3 \pm 0.1\%$ 少なかった。1980年代は減少率が大きく、全球平均では $-1.7 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球では $-1.4 \pm 0.2\%/10$ 年、南半球では $-2.1 \pm 0.2\%/10$ 年の減少がみられた。CFC類の大気中濃度は、1990年代以降ほとんど増加していないか緩やかに減少しており(「第Ⅰ部」参照)、オゾン全量の長期的な減少が1990年代半ば以降みられなくなったことに関係していることが示唆される。ただし、この解釈に当たっては観測点が、北半球は54地点、南半球は9地点であることに注意する必要がある。

北半球では、1993年ごろ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)に伴い、成層圏のエロゾル粒子が増加し、その粒子表面での不均一反応(「解説7」を参照)によってオゾン破壊が促進されたためと考えられている。



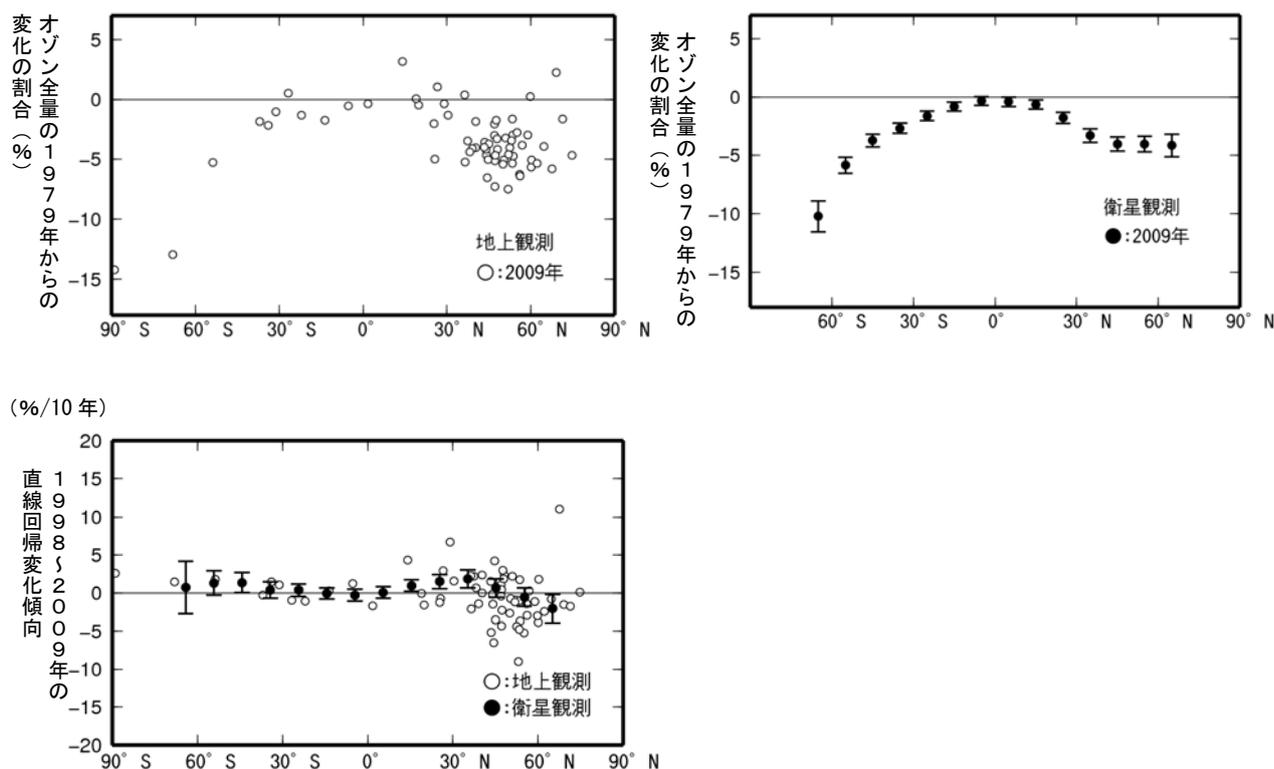
図Ⅱ1-2：世界のオゾン全量偏差(%)の推移

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。比較の基準値は1970～1980年の平均値。全球の地上観測点数は63地点で、北半球54地点、南半球9地点である。世界オゾン・紫外線データセンター(WOUDC)のデータを用いた。

緯度帯別オゾン全量の長期変化傾向

オゾン全量の長期変化傾向の緯度による違いを示すため、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Ⅱ1-3左上図と右上図に示す。左上図は世界の地上観測オゾン全量データ、右上図は衛星観測によるオゾン全量データから、EESCフィッティングを用いて求めた。地上観測では、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。衛星観測でも低緯度では減少量は小さいものの、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。

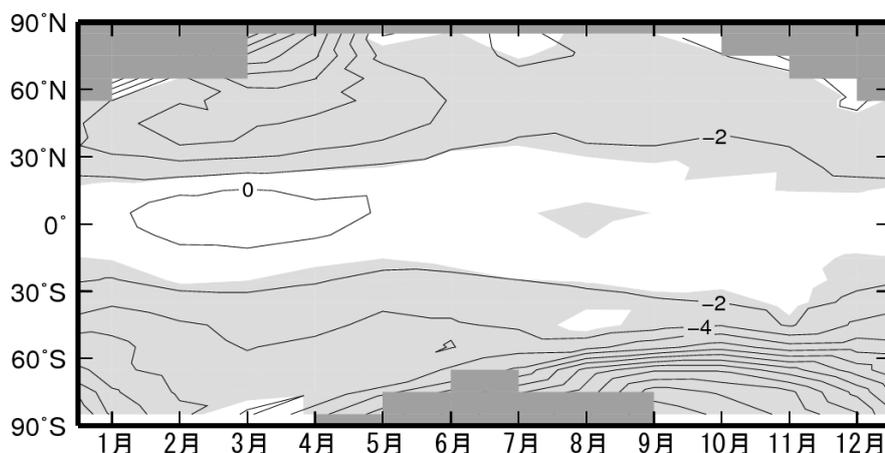
一方、最近の変化傾向を示すため、1998～2009年のデータから直線回帰により求めた変化傾向を図Ⅱ1-3下図に示した。地上観測・衛星観測とも、南半球の中緯度では増加傾向、赤道付近では変化が小さい。一方、衛星観測では北緯35度付近の北半球中緯度では増加傾向であるが、地上観測ではばらつきが多く増加傾向ははっきりしない。なお、成層圏の塩素量を一定にした数値モデルを用いた実験によっても、北半球中緯度の近年の増加傾向は再現されており、大気の流れに関係した力学的要因が寄与している可能性がある。このため、成層圏の塩素量の減少にともなった変化と判断することはできない（「解説9」参照）。



図Ⅱ1-3：オゾン全量の長期変化傾向および最近の変化傾向の緯度帯別分布

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。下図は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およびNASA提供の衛星観測データから作成。

緯度帯別の長期変化傾向の季節変化を示すため、図Ⅱ1-4に、2009年オゾン全量の1979年からの変化の割合(%)を緯度毎に月別に示した。衛星観測データからEESCフィッティングを用いて求めている。北半球高緯度では3～4月に、南半球中・高緯度では8～12月にオゾンの減少の割合が大きい様子が見られる。

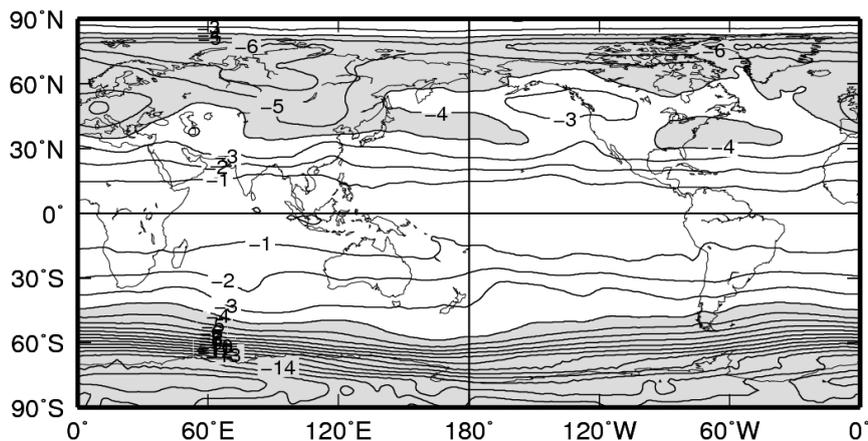


図Ⅱ1-4：緯度帯別オゾン全量長期変化傾向の季節変化

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。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間の範囲が全て負である領域。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。

世界のオゾン全量長期変化傾向の分布

世界のオゾン全量長期変化傾向の分布を示すため、2009年オゾン全量の1979年からの変化の割合(%)を図Ⅱ1-5abに示す。これは衛星観測データからEESCフィッティングにより求めた値である。オゾン全量の長期変化傾向は、既に図Ⅱ1-3(右上図)で示したように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では小さい。また、季節毎(次ページ図Ⅱ1-5b)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Ⅱ1-5a：世界のオゾン全量長期変化傾向の分布(通年)

2009年オゾン全量の1979年からの変化の割合(%)の世界分布。EESCフィッティングにより求めた。等値線間隔は1%。薄い陰影部は比が-4%を下回る領域。NASA提供の衛星観測データから作成。

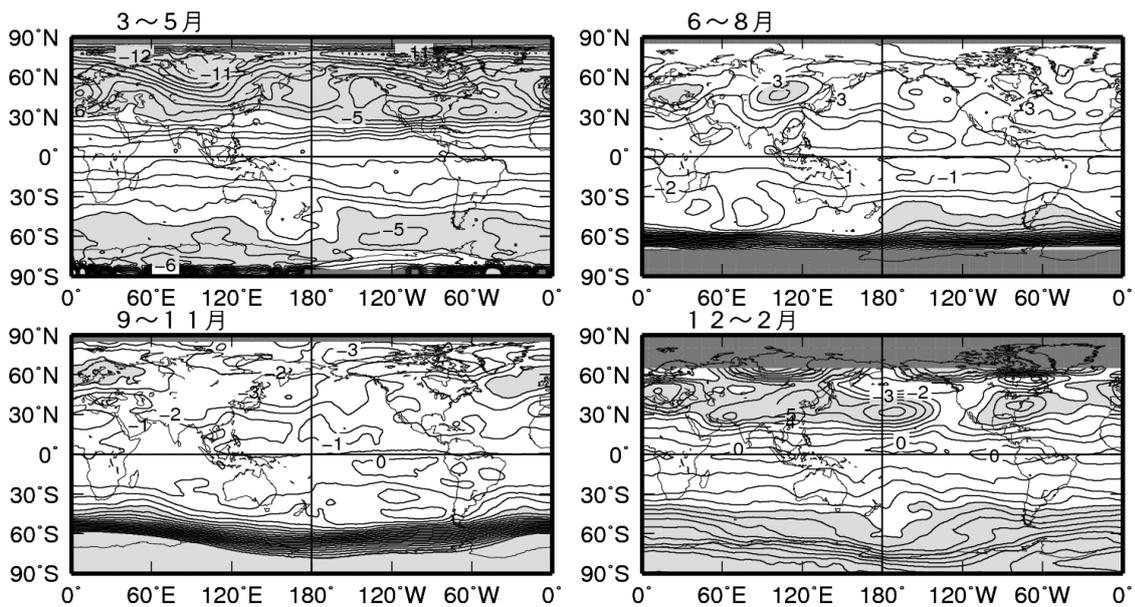


図 II 1-5b : 世界のオゾン全量長期変化傾向の分布 (季節別)

2009年オゾン全量の1979年からの変化の割合(%)。EESCフィッティングにより求めた。上段左：3～5月、上段右：6～8月、下段左：9～11月、下段右：12～2月。等値線間隔は1%。薄い陰影部は比が-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衛星観測が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。

オゾン量の長期変化傾向の高度分布

オゾン量の長期変化傾向を高度毎に示すため、2009年のオゾン量の1979年からの変化の割合について、緯度別に東西に平均した量の高度分布を図 II 1-6に示す。これは衛星観測によるオゾン鉛直分布データにEESCフィッティングを行って求めたものである。北半球、南半球とも中緯度から高緯度にかけての、3hPa付近(高度40km付近)と50hPa付近(高度20km付近)の2つの高度に減少の大きい領域がみられる。この2つの高度のオゾン減少は、ともにCFC類などから解離した塩素原子によるものと考えられているが、その破壊メカニズムは異なっている。高度40km付近の減少は、気相反応のみによって働く塩素による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反応によって活性化される別の塩素触媒反応サイクルによると考えられている(「解説7」を参照)。

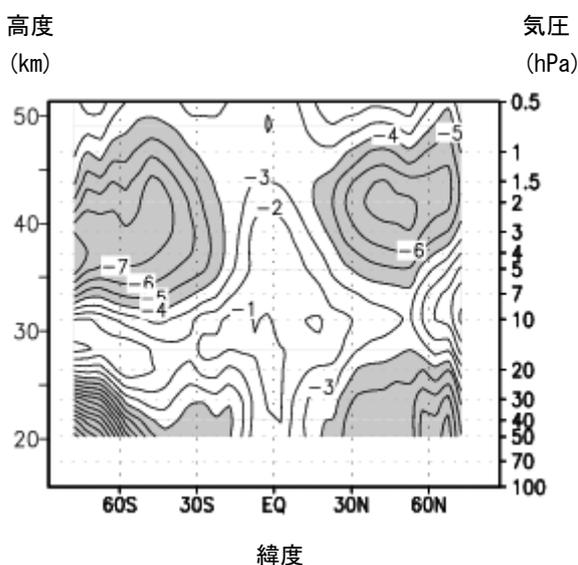
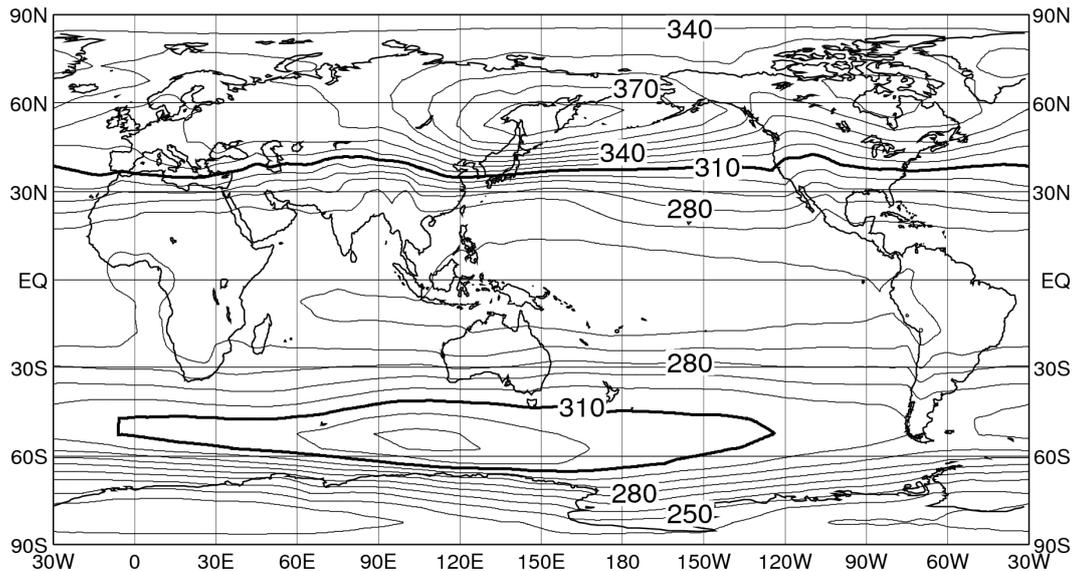


図 II 1-6 : オゾン量の長期変化傾向の緯度別高度分布

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。統計期間は1979年から2003年。等値線間隔は1%。陰影部は減少が-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。

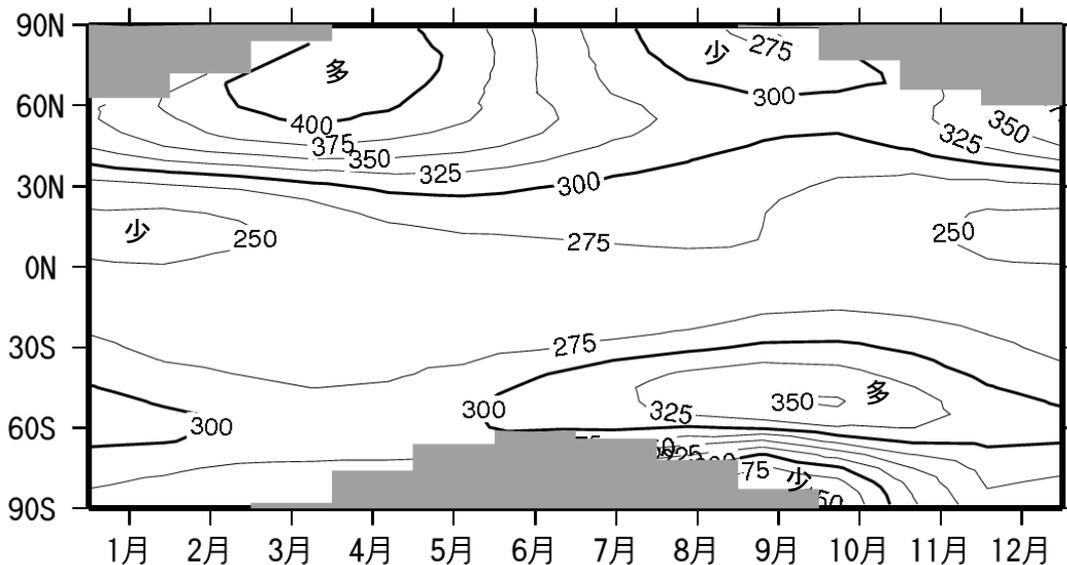
解説4 オゾン量の平均的な分布とその形成メカニズム

オゾン量の平均的な分布として、衛星観測による年平均オゾン全量の参照値（1997年から2006年の平均、本報告より参照値期間を変更。詳しくは、60ページ「用語解説」参照。）を図E4-1に示す。全体的にみてオゾン全量は低緯度で少なく、南北両半球の中・高緯度で多い分布になっている。特にオホーツク海付近は世界的に最もオゾン全量が多い場所であり、日本上空はオゾン全量の南北の傾度が最も大きい地域にあたる。この期間は南極オゾンホールが継続的に出現しているため、南半球高緯度ではオゾン全量が少ない地域となっている。また、中高緯度では、冬季から春季にかけてオゾン全量が最大となる（図E4-2）。



図E4-1：世界の年平均オゾン全量の参照値（1997～2006年の平均値）

等値線間隔は10m atm-cm。NASA提供の衛星データ（TOMSおよびOMIデータ）から作成。



図E4-2：オゾン全量参照値（1997～2006年の平均値）の季節変化

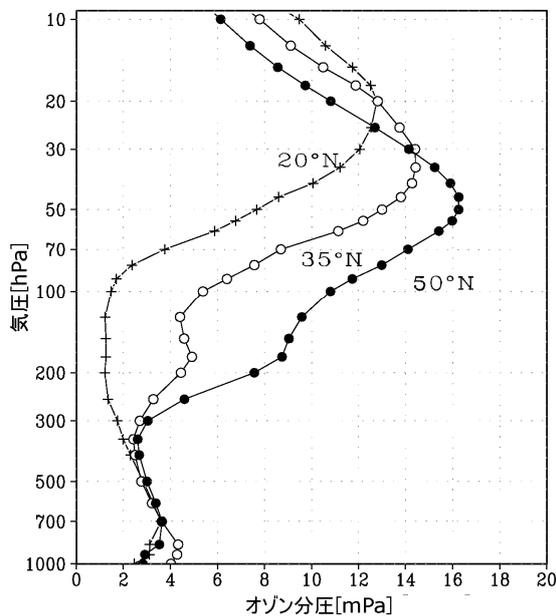
等値線間隔は25m atm-cm。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。NASA提供の衛星データ（TOMSおよびOMIデータ）から作成。

次に、オゾン量の平均的な高度分布をみる。図E4-3は、北半球の3つの緯度に対するオゾン分圧の平均的な高度分布である。オゾン分圧は成層圏（おおよそ100 hPa～10hPa程度の領域）で大きく、その下部の対流圏では小さい。また、高緯度ほどオゾン分圧の最大となる高度が低くなり、さらにオゾン分圧の最大値が大きくなっている。

こうしたオゾン量の緯度・高度分布や季節変化は、以下のように説明される。

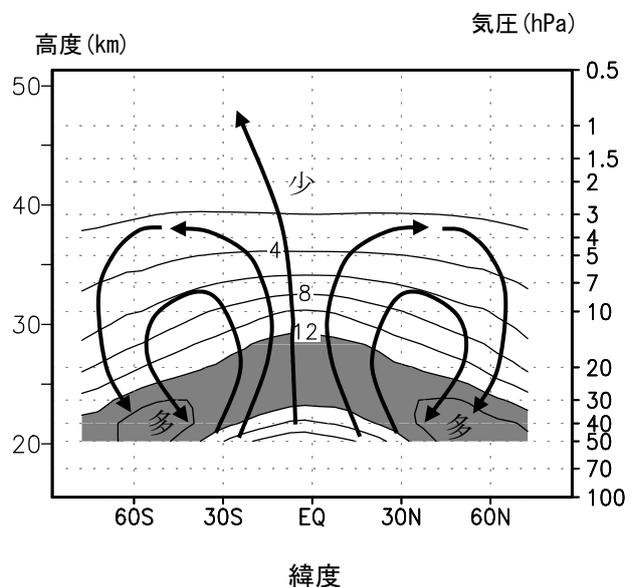
成層圏のオゾンは、太陽紫外線による光化学反応で生成される。太陽の放射が強い低緯度上空の成層圏はオゾンの主要な生成場所である。低緯度成層圏で生成されたオゾンは、ブリューワー・ドブソン循環（赤道域で対流圏から成層圏に上昇してきた空気が、成層圏を両極へ向けてゆっくりと移動し、中高緯度で成層圏から対流圏へ下降する循環）で、中高緯度に運ばれる。中高緯度では下降したオゾンを含む空気が下部成層圏で圧縮されオゾン分圧が大きくなるため、オゾン分圧は赤道域上空よりも大きくなる（図E4-4）。このような赤道域から中高緯度への輸送は冬季に最も活発となり、冬季から春季にかけて中高緯度にオゾンが蓄積される。

このような成層圏でのオゾンの生成・輸送過程の結果として、図E4-1～4-4のようなオゾン量の分布や季節変化が形成されている。



図E4-3：オゾン分圧の平均的な高度分布

1985～2000年に観測され、世界オゾン紫外線データセンター（WOUDC）に登録されているオゾンゾンデデータから求めた3月のオゾン分圧の北半球3つの緯度（20°N、35°N、50°N）に対する高度分布。



図E4-4：オゾン分圧の平均的な緯度別高度分布とブリューワー・ドブソン循環の模式図

オゾン分圧は、1979～1992年の平均値。等値線間隔は2mPa。陰影部は12mPa以上の領域。NOAA提供の衛星データ（SBUV/2データ）から作成。太い矢印線がブリューワー・ドブソン循環の流れを模式的にあらわしたもの。

解説5 オゾン量の経年変動に影響を及ぼす自然の要因1（太陽活動とQBO）

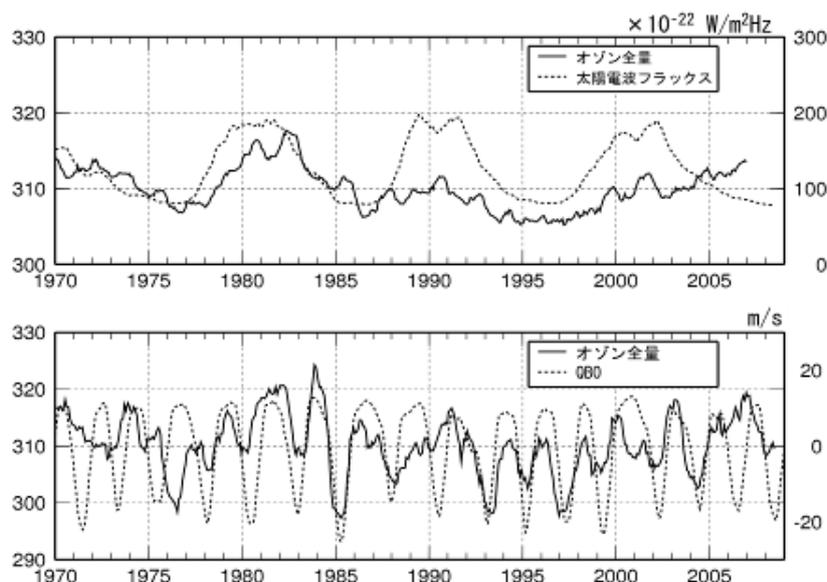
オゾン量の経年的な変動に影響を与える周期的な自然変動要素として、太陽活動と準2年周期振動(QBO)が知られている。

太陽活動

太陽黒点活動にともなって太陽紫外線の放射強度が4～8%変動することにより、紫外線との反応で生成される成層圏界面付近のオゾン量が変動する。変動の大きさは、太陽活動の極小期から極大期の間、世界平均でオゾンが2～3%増加する程度となる。図E5-1（上）に、太陽活動とつくばのオゾン全量の経年変化を示す。太陽活動は国立天文台野辺山観測所で観測された太陽電波フラックス（13ヶ月移動平均値）で、太陽活動の約11年周期の変動が明瞭にみられる（点線）。オゾン全量（実線、49ヶ月移動平均値）は、1980年代、1990年代には太陽活動の周期に合った変動がみられるが、2000年代以降は整合していない。

準2年周期振動（QBO）

赤道付近の下部成層圏では東風と西風が約2年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が正、つまり赤道上空で高度とともに西風から東風に変化する相のときは、オゾン全量が赤道付近で減少し、逆に南北の緯度25度付近で増加する。一方、QBOが負、つまり赤道上空で高度とともに東風から西風に変化する相のときは、オゾン全量は赤道付近で増加し、南北の緯度25度付近で減少する。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気の大規模循環の変動とが結びついて生じている。なお、国内の観測点では、QBOの影響が中緯度に及ぶまで時間がかかるため、QBOの変化から数ヶ月程度遅れてオゾン量が変動する。図E5-1（下）では、遅れを考慮したオゾン全量の時系列とQBOの時系列がよく一致していることがわかる。



図E5-1：つくばにおけるオゾン全量の変化と各自然変動要因との関係

（上図）オゾン全量の49ヶ月移動平均値（実線）と太陽電波フラックスの13ヶ月移動平均値（点線）、（下図）13ヶ月移動平均したオゾン全量（実線）とQBOの7ヶ月移動平均値（破線：5か月のラグを設定）。QBOはシンガポール上空50hPa面の月平均の東西方向の風速、太陽電波フラックス（3,750MHz）は国立天文台野辺山観測所で観測されたデータを用いた。なお、オゾン全量、QBO、太陽電波フラックスはすべて月平均値から季節変動成分を除いた時系列を元に処理している。

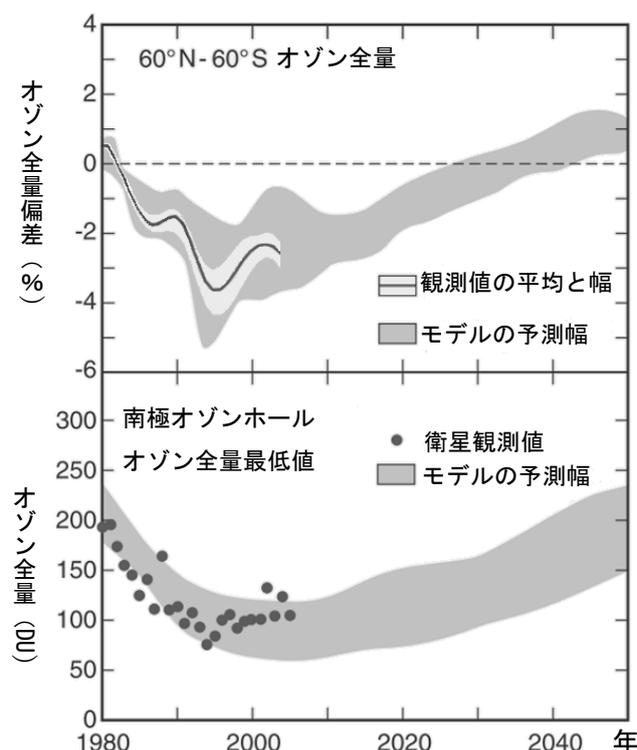
解説6 成層圏オゾンの将来予測

オゾン層破壊物質は21世紀中に大気中濃度が緩やかに減少し、中緯度では2050年頃まで、極域では2065年頃までに1980年のレベルに戻ると推定されている（「解説2」参照）。

しかし、将来の成層圏オゾンは、EESC（等価実効成層圏塩素）だけで決まるのではなく、将来の気候変化による成層圏の気温やオゾンの輸送自体が変化することや、オゾン層破壊に関連するその他の物質（メタン、 N_2O 、 H_2O ）の濃度変化によっても影響を受ける。このため、将来の成層圏オゾンを予測するためには、大気の状態のほかに、大気中の微量気体の濃度変化なども予測計算する数値シミュレーションモデルが必要である。オゾンは紫外線や赤外線を吸収することで大気を暖め、逆に気温が化学反応の速度や大気の流れを媒介としてオゾン分布に影響を与えるように、大気変動と化学過程がお互いに関与しあっている。このような過程を考慮した3次元の気候-化学モデル（Chemistry Climate Model; CCM）によってはじめて正確な成層圏オゾンの予測が可能となる。

図E6-1は、複数の研究機関のモデルによる成層圏オゾンの将来予測をまとめたものである（WMO, 2007）。予測はモデルごとに差があり、図ではその違いを予測の幅として表現している。中低緯度では北緯60度～南緯60度平均のオゾン全量を、極域では南極オゾンホール内の最低オゾン全量を変化の指標として用いている。中低緯度では2020年以前の段階でオゾン全量が増加傾向となり、1980年のレベルには21世紀半ばまで（一部のモデルではそれより以前）には回復すると予測されている。南極の最低オゾン全量についても、2020年までには増加傾向になると予測されているが、中低緯度と比較するとやや緩やかな回復となっている。1980年のレベルには中・低緯度と同様、21世紀半ばまでには回復すると予測されているが、一部のモデルでは回復時期が2060～2070年ごろまで遅いものがある。

地球温暖化が進むと、地上とは反対に成層圏では低温化することが知られている。成層圏上部では、地球温暖化による成層圏の低温化にともない、オゾン層破壊に係る化学反応速度が遅くなるため、オゾン層の回復が早くなる。一方、極域の成層圏下部では、成層圏が低温化することで、極域成層圏雲（「解説7」参照）が冬季に発生しやすくなり、極域のオゾン層の回復を遅らせると考えられている。



また、温室効果ガスである一酸化二窒素（ N_2O ）は将来増加が予想されており、成層圏の窒素酸化物（ NO_x ）が増加することによってオゾン層破壊を促進させると考えられている。

図E6-1 数値シミュレーションによる成層圏オゾンの回復時期の予測

(上) 北緯60度～南緯60度の平均オゾン全量の1980年レベルを0とした偏差(%)。

(下) 南極オゾンホールの最低オゾン全量。

WMO(2007)からの引用。