

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

46億年前の地球誕生以来、地球上に海が生まれ、海の中の光合成生物によって大気中に大量の酸素が放出された結果、太陽光による酸素の光分解によって地球大気上層にオゾン層が形成されることとなった。オゾン層が形成されると、オゾン自身が太陽光を吸収してその周辺の大気を暖めるため、オゾン層周辺では上層の気温は下層より高くなる。この気温の逆転層を成層圏と呼んでいる。成層圏のオゾンは地球上の生物に有害な紫外線を吸収し、その地表への到達を防ぐことによって、地表生物の生存を可能にする重要な役割を担っている。ここではオゾン層の形成、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解説する。

1-1. オゾン層の形成・分布・破壊

大気中でのオゾンの生成

大気の主成分の一つである酸素分子は、太陽からの紫外線のうちエネルギーの高い（波長の短い）紫外線を吸収し2個の酸素原子に解離する。生成した酸素原子は周りの酸素分子と結合してオゾンを生成する。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、オゾンが生成される効率はある高度で最大になる。

一方、生成されたオゾンは大気中での分解反応（詳細は第1部参考資料1（p.57）を参照）により消失する。またオゾンは、大気の運動によってある場所から別の場所に輸送される。そのため、オゾンの分布は、大気中でのオゾンの生成・分解反応とオゾンの輸送のバランスによって決まってくる。

オゾンの高度分布

図1-1-1にオゾン濃度の高度分布を示す。図からも分かる通り、オゾンの多く（大気中のオゾンの約90%）は「オゾン層」と呼ばれる地上から約10kmから50kmの高度領域に存在している。図1-1-1にはオゾン濃度の高度分布と合わせて、気温の高度分布が示されている。地表面から高度10数kmまでは、高度が高くなるに従って気温が低くなる。そのため、この高度領域は対流活動が起こることから、「対流圏」と呼ばれる*。一方、高度約10kmより高い、オゾンが多く存在している高度領域では、高度が高くなるに従って気温が高くなる。このような下層より上層の大気が暖かい温度構造が見られることには、オゾン層の存在が関係している（詳細は第1部参考資料1（p.57）を参照）。この高度約10kmから50km付近までの気温が高度とともに上

* 対流圏のオゾンは、成層圏からの輸送ならびに対流圏での光化学的な生成によって供給されている。なお、対流圏には酸素分子が吸収し解離を起こすようなエネルギーの高い太陽紫外線が到達しないため、対流圏では成層圏とは異なったメカニズムでオゾンが生成される。

昇している領域は「成層圏」と呼ばれる。

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 (約90%) 吸収する。一方、オゾン分子は生物にとって有害な物質である*。地表面に生物が生存できるのは、このオゾン分子が地表面から離れた高度領域にオゾン層として存在し、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、過度に 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。

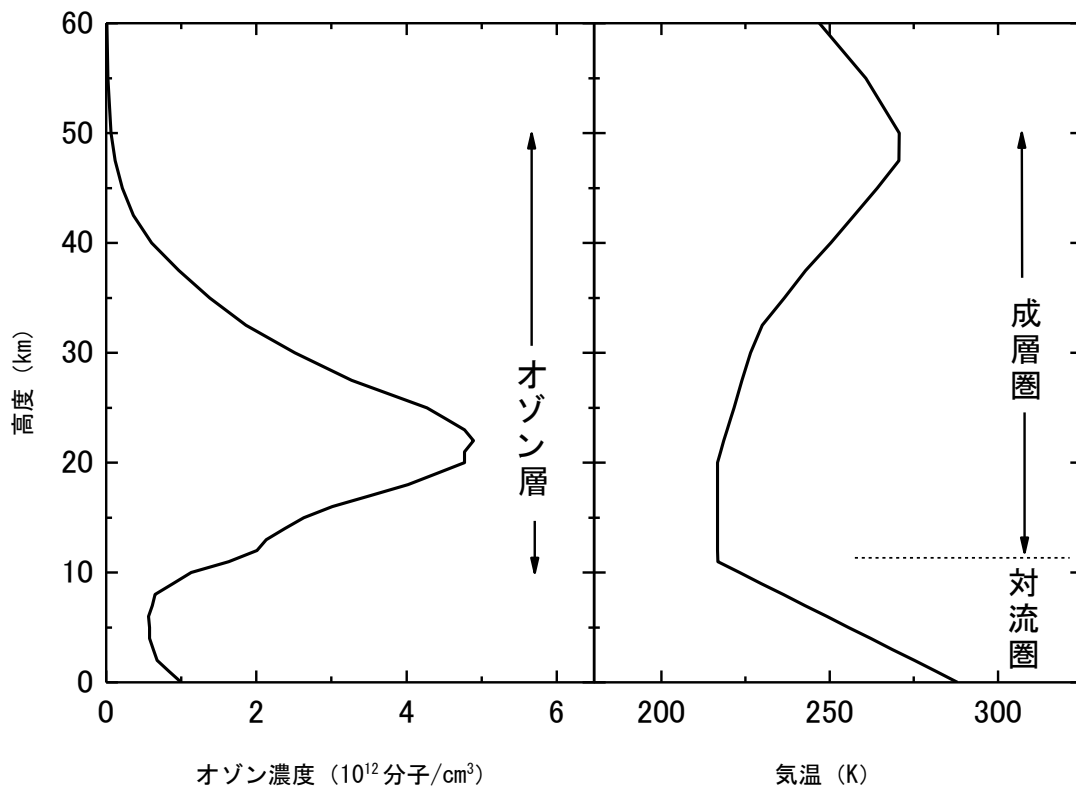


図1-1-1 オゾン濃度の高度分布 (左図) 及び気温の高度分布 (右図)

(出典) US Standard Atmosphere (1976) をもとに作成

* 成層圏に存在するオゾンも対流圏に存在するオゾンも化学的には同一の物質である。しかしながら、対流圏に存在するオゾンは人の健康や作物・生物等に悪影響を及ぼすため、汚染物質として扱われ、「悪いオゾン (スモッグオゾン)」と称されることがある。一方、成層圏に存在するオゾンは、生物に有害な紫外線の防御機能の役割を果たすため、「良いオゾン」と称されることがある。

オゾン全量の地球規模の分布

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。ところが図1-1-2に示した衛星観測によるオゾン全量*の地球規模の分布を見ると、オゾン全量は低緯度域で少なく中高緯度域で多くなっていることが分かる。そのような緯度分布を作り出している原因は、大規模な大気の輸送過程である。

大気は、平均的には、熱帯において対流圏から成層圏に入って上昇し、中高緯度において下降して対流圏に戻る。この全球大気循環の存在は、Alan BrewerとGordon Dobsonによる水蒸気とオゾンの観測によって、半世紀以上前に初めて推定された。提唱者の名前にちなんでこの循環はブリューワ・ドブソン循環と呼ばれる。成層圏内における下降流は、オゾンの豊富な低緯度成層圏の空気を中高緯度成層圏に輸送する主要なメカニズムであり、これによって低緯度から中高緯度にかけてのオゾン全量の増加が説明される。(詳細は第1部参考資料4 (p.68～69) を参照)。

更に図1-1-2を詳しく見ると、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ことが分かる。また、緯度方向の変化は、中緯度では南半球に比べて北半球で大きく、日本上空は世界的に見ても最も大きい。

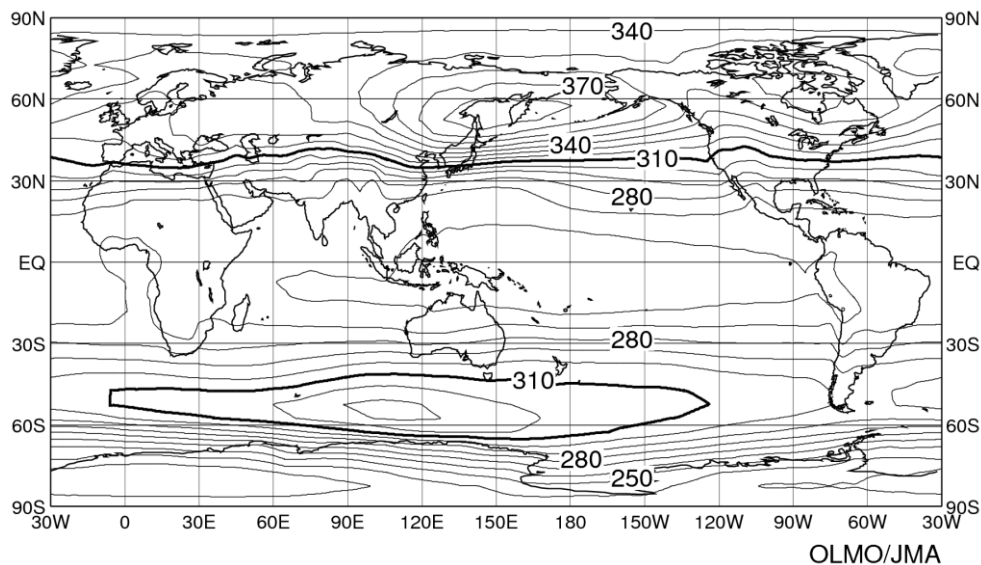


図 1-1-2 世界の年平均オゾン全量 (1997～2006 年の平均値)

単位はm atm-cm、等値線間隔は10 m atm-cm。NASA提供の衛星データ (TOMS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

* 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。オゾン全量は、大気中のオゾンをすべて1気圧、0℃として地表に集めた場合の層の厚さに相当する量として表される。オゾン全量を表す単位としては、cm単位で表した厚みを1000倍した数値が一般に使われており、便宜的にこの単位をm atm-cm (ミリ・アトモスフェア・センチメートル) 又はDU (Dobson Unit; ドブソン単位) と称している。地球全体の代表的なオゾン全量は300 m atm-cmであるため、「代表的なオゾン層の厚みは3 mm」と表現されることもある。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. オゾン層の自然変動

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1-1-3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るような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。

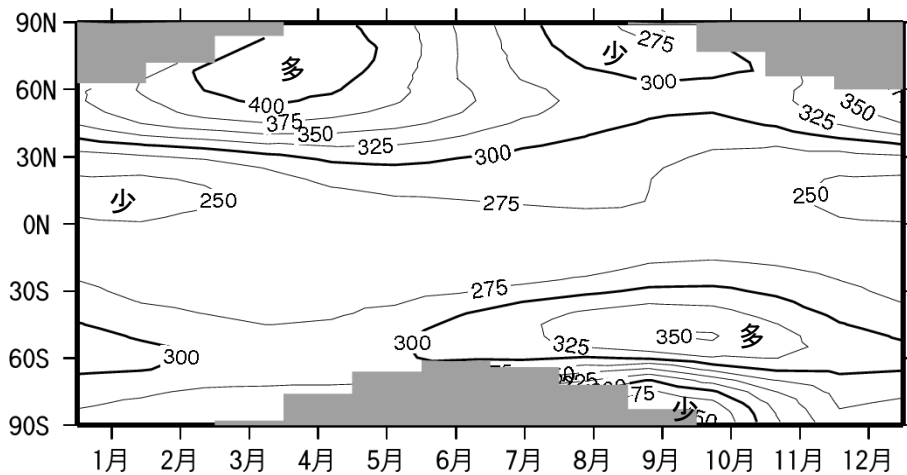


図 1-1-3 オゾン全量（1997～2006 年の平均値）の季節変動

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陰影部があるのは、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

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、赤道上空で東風の時は低緯度でオゾン全量が平均値より少なく、中緯度では平均値より多くなること、西風の時は低緯度でオゾン全量が平均値より多く、中緯度では平均値より少なくな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、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。このような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（詳細は第1部4-4 (c) オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響 (p.56) を参照）。

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が増加する（黒点数が多いと紫外線の放射量は大きくなり、その影響は酸素分子の光分解を促進する短波長の紫外線ほど顕著となる）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増加するので、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増加するという説が提案されている。

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（詳細は第1部4-4 (b) 火山噴火(エアロゾル) がオゾン層破壊に及ぼす影響 (p.55) を参照）。

長期的な変動を考慮するときには、上述の変動（季節変動、赤道上空成層圏の風向変化、大気の大規模循環場の変動、太陽黒点活動、大規模火山噴煙）による影響を取り除く必要がある。

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 (詳細は第1部参考資料1 (p.57) を参照)。なお、成層圏オゾンに対する人為起源物質の影響を考えるに当たっては、対流圏大気と成層圏大気の交換には1~2年の時間がかかるため、対流圏で放出される人為起源物質の中で成層圏オゾンに影響を与える可能性のある物質は、これより大気中寿命が長い物質に限られる事に注意すべきである。

水素酸化物の起源物質は、対流圏から輸送される水蒸気その他、数年以上の大気中寿命を有するメタンや水素がある。成層圏へ輸送される水蒸気量は熱帯上空の対流圏界面気温により影響される一方、メタンや水素の放出源には人為起源発生源が含まれている。

成層圏における窒素酸化物の起源物質としては、地表から自然起源・人為起源物質として放出され、100年以上の大気寿命を有する一酸化二窒素(N_2O)の他、航空機により下部成層圏に直接排出される NO_x が人為起源物質として問題となる。一方、対流圏において自然・人為起源物質として放出される NO_x は、硝酸ガス(HNO_3)や硝酸エアロゾル(NO_3^-)などの二次生成物を含め、対流圏大気中寿命が短いので、成層圏における窒素酸化物の起源物質としては重要でない。

成層圏における ClO_x 、 BrO_x の起源物質としては対流圏において自然発生源から放出される塩化メチル(CH_3Cl) (大気寿命1~3年)、臭化メチル(CH_3Br) (大気寿命約1年)がある。一方、人為起源物質として、 ClO_x に対しては長寿命物質であるクロロフルオロカーボン(CFC)が、 BrO_x に対してはハロン等の長寿命物質や燻蒸用途などに用いられる臭化メチルが極めて重要である。

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。各観測地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、観測地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。

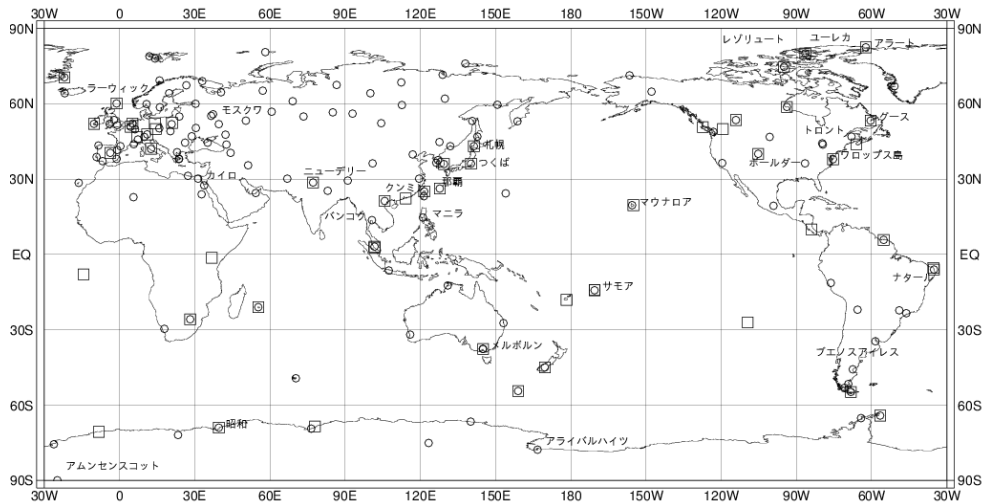


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2016~2020 年)

2016~2020 年のオゾン観測データが世界オゾン・紫外線資料センター (WOUDC) に登録されている地点を示す。全量観測は 153 地点 (○印)、オゾンゾンデ観測は 54 地点 (□印)。なお、WOUDC の処理ソフトウェアの不具合のため、本年度の図では反転観測地点を除く。

南鳥島でのオゾン全量観測及び反転観測、札幌と那覇のオゾンゾンデ観測は 2018 年 1 月に終了した。

(出典) 気象庁提供

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

日本における観測体制

日本においては、1960年代後半から札幌、つくば、鹿児島、南極昭和基地においてオゾンゾンデ観測がおこなわれてきた。さらに1980年代後半には那覇における観測が加わった。

日本のオゾンゾンデ観測網は、オゾン全量の緯度方向の変化が世界的に見ても最も大きい領域に位置する南北に長い日本列島に沿って広く南北の緯度範囲をカバーし、アジアから西太平洋域のオゾン変動を理解する上で重要なものであった。また大陸の下流域にあって、東アジアからの人為起源大気成分の対流圏内輸送過程を把握するためにも重要な位置を占めていたといえる。さらにこれらの良質なデータは、衛星観測データの検証や化学気候モデルのパフォーマンスの確認に用いられてきた。気象庁は観測体制の見直しを行っており、2005年には鹿児島での観測が終了し、2018年2月には札幌と那覇でのオゾンゾンデ観測が終了した。

2021年現在で継続している観測は、札幌、つくば、那覇、南極昭和基地におけるオゾン全量観測とオゾン反転観測、つくば、南極昭和基地でのオゾンゾンデ観測である。オゾン層および紫外線の観測地点に関する詳しい情報は気象庁のホームページを参照されたい

(https://www.data.jma.go.jp/env/ozonehp/5_0station.html)。

* 気象庁では、2007年12月以降のOMI及びOMPS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) 2021年のオゾン全量の状況

世界のオゾン全量の経年変化

世界平均のオゾン全量は1980年代から1990年代前半にかけて大きく減少が進んだが、1990年代後半に減少傾向が止まり、2000年以降は変化が比較的小さくなっている。地上観測によると、近年（2016～2020年）はそれ以前（1994～2008年）に比べわずかに増加（回復）傾向がみられるが、オゾン層破壊が顕著に現れる以前（1970～1980年）と比較して依然少ない状態が続いている。このような状況は、衛星観測による2021年のデータからも確認されている。図1-3-1に世界のオゾン全量の経年変化を示す。

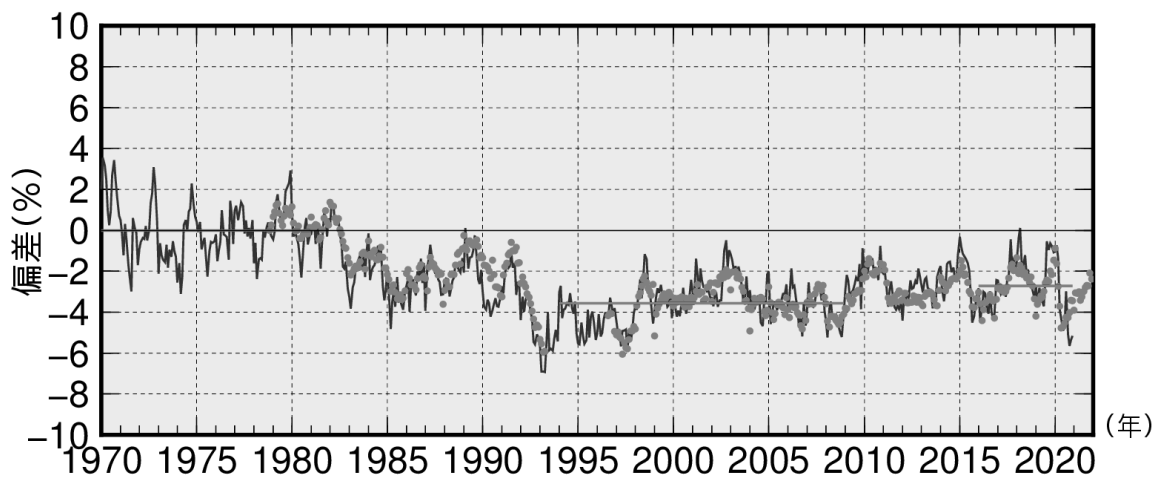


図1-3-1 世界のオゾン全量の経年変化

世界平均のオゾン全量の1970～1980年の平均値と比較した増減量を%で示す。

実線は地上観測データ、丸は北緯70度～南緯70度で平均した衛星観測データ、横線は地上観測データの累年平均値を示す。

1970～1980年（オゾン全量が減少する前）、1994～2008年（オゾン全量の減少傾向が止まった1990年代後半を含む過去15年間）、2016～2020年（最近5年間）について、長期変化を正確に求めるため、季節変動成分を除去している。地上観測点のデータには「世界オゾン・紫外線資料センター」が収集したデータを、衛星観測のデータには米国航空宇宙局（NASA）提供のデータをそれぞれ使用している。

（出典）気象庁提供

世界のオゾン全量偏差(%)の分布(2021年)

2021年の世界のオゾン全量の分布を図1-3-2（上図）に、オゾン全量偏差(%)の分布を図1-3-2（下図）に示す。

2021年の世界の年平均オゾン全量の分布を、1997～2006年（オゾン全量の減少傾向が止まり、オゾン全量がほぼ一定していた期間）の平均値の分布と比較すると、赤道付近を除く南北両半球の低緯度と北半球の中・高緯度の一部で正偏差、それ以外の領域で負偏差となった。特に、南北半球高緯度の負偏差は顕著となった。これは、南極オゾンホールが例年より大きく推移したことが要因と考えられる。

2021年の世界の月平均オゾン全量偏差の分布（図1-資-7を参照 p.76～）をみると、北半

球では、 -10% 以上の負偏差は、1月、5月のユーラシア大陸や4月、8月、12月の太平洋北部でみられ、 $+10\%$ 以上の正偏差は1月、2月、10月から12月にユーラシア大陸や北アメリカ大陸等でみられた。これら負偏差の領域は、対流圏界面の高度が平年より高い領域、正偏差の領域は対流圏界面の高度が平年より低い領域に対応している。

赤道付近では、1月から4月までは正偏差の領域が一部でみられたが、5月以降は全域が負偏差となった。一方、赤道から少し離れた北緯25度付近では1月から3月、9月から12月に、南緯25度付近では3月から12月に正偏差の領域が広くみられた。これらは、QBO（赤道上空の成層圏において東風と西風が約2年周期で交代する自然変動）が正の位相（高度とともに西風から東風に変化）であったことと対応している（第1部参考資料2を参照 p.63～）。

南半球では、 $+10\%$ 以上の正偏差や -10% 以上の負偏差が3月、9月、10月にみられた。また、10月以降は高緯度で負偏差が広がり、特に10月は -30% 以上となった。これは、南極オゾンホールが例年より大きく推移したことが要因であると考えられる。

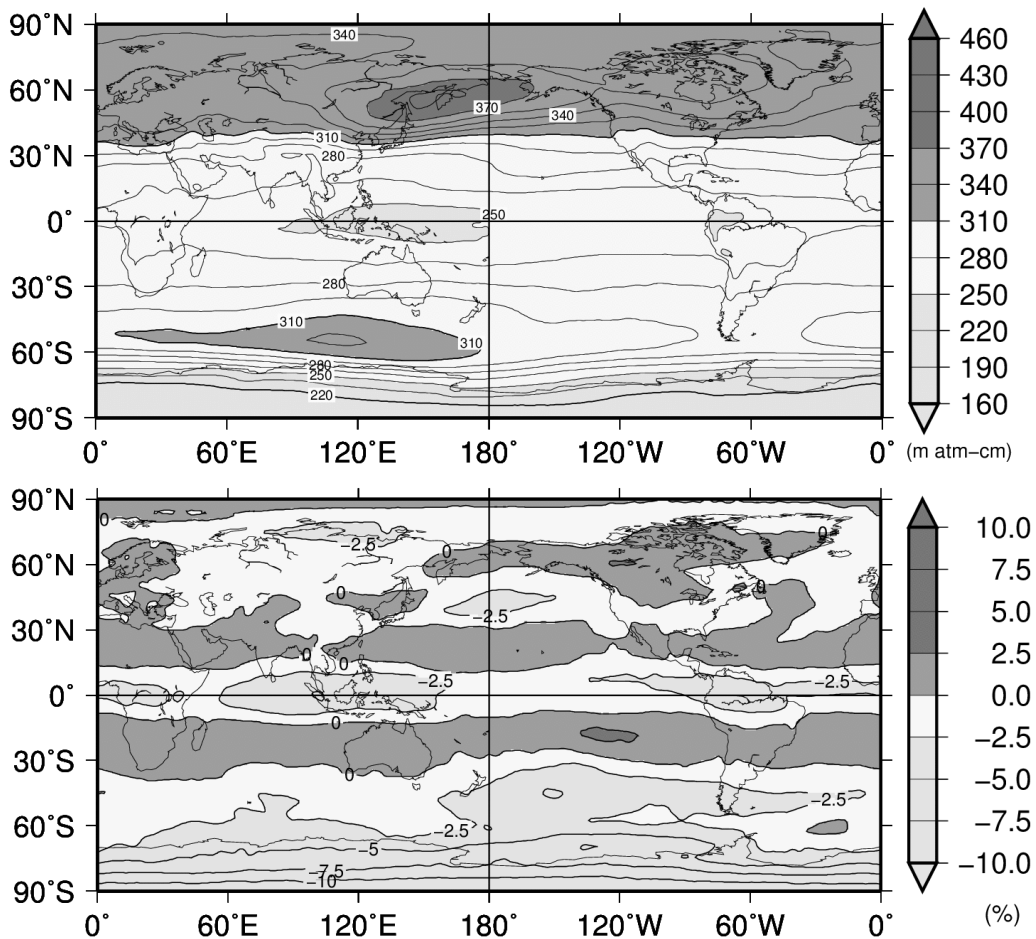


図 1-3-2 世界のオゾン全量（上）および偏差（下）の年平均分布図（2021年）

（上図）月平均オゾン全量（ m atm-cm ）の年平均分布図および（下図）月平均オゾン全量偏差（ $\%$ ）の年平均分布図。（上図）の等値線は 15m atm-cm 間隔（下図）の等値線は 2.5% 間隔。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。※口絵III参照。

（出典）気象庁提供

(b) 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（成層圏エアロゾル）、ENSO（エルニーニョ／ラニーニャ現象）を差し引いた時系列を計算する。こうして得られるオゾン量の長期的な変動は、大気中のオゾン層破壊物質の濃度の変化にともなう変動成分と、未知の要因による変動成分が重なった時系列と関連づけて理解されている。この時系列からオゾンのトレンド（長期変化傾向）を求める。

オゾン量の長期的な変化はその特徴から、1970年代及びそれ以前のオゾン量がほぼ一定していた状態、1979～1990年代前半までのほぼ直線的な減少傾向、1990年代後半の減少傾向の緩和、及び2000年代からの緩やかな増加傾向に分類できる。

トレンドの評価方法及びその留意点

オゾン量の長期的な変化傾向を抽出するため、これまで等価実効成層圏塩素（EESC*（Newman et al., 2007））の時系列（図1-3-3）と関連づけた解析を採用していたが、このような解析は、オゾン量の長期変化傾向がEESCの変化曲線で規定され、他の変動要因の影響を排除してしまう欠点がある（WMO,2018）。

本報告書では、「オゾン層破壊の科学アセスメント 2018」で用いられている手法に準じて、既知の周期的な自然変動を除去したオゾン時系列データを用いて、1979年1月から1996年12月の回帰直線によりオゾン量が減少した時期の変化傾向を求め、2000年1月から最新年までの回帰直線で近年の変化傾向を求めた（図1-3-3）。

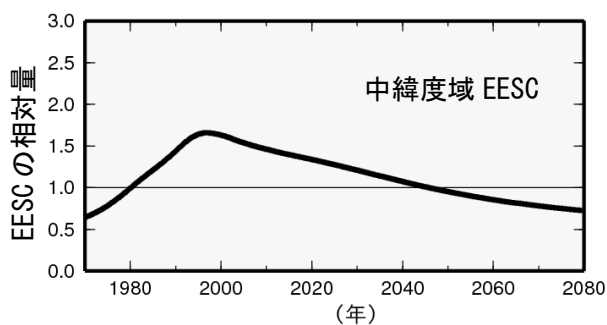


図1-3-3 等価実効成層圏塩素（EESC）の経年変化

1980年を1とした相対的な値として示した。WMO（2014）と同様に、対流圏から成層圏に入ったオゾン層破壊物質が中緯度域まで塩素・臭素原子として到達するまでの時間を3年として算出。また、臭素原子のオゾン破壊効率を塩素原子の60倍とした。EESCの数値は米国航空宇宙局（NASA）から提供。（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）

* EESC（等価実効成層圏塩素）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。

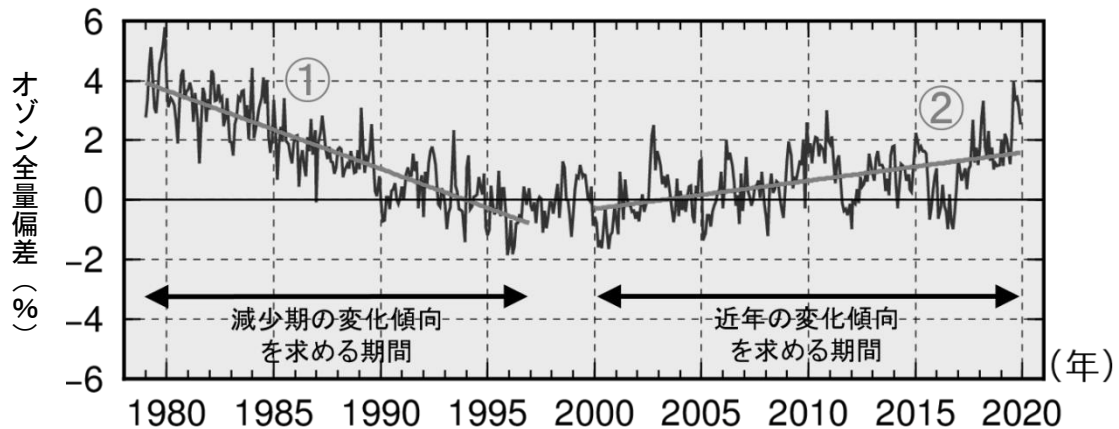


図1-3-4 世界のオゾンの長期変化傾向の解析

長期変化傾向の解析を、世界のオゾン全量に適用した例。

実線は世界の地上観測によるオゾン全量偏差（％）で、既知の自然変動成分を除去している。比較の基準値は1994～2008年の平均値。直線は地上観測データの1979～1996年の回帰直線（①）と2000～2019年の回帰直線（②）。世界の地上観測点は世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）のデータを用いた。

（出典）気象庁提供

なお、本報告書において、月別平均値から季節変動および既知の自然変動による影響を除去した時系列データの回帰直線から長期変化傾向を算出した図表は下記のとおり。

- 図 1-3-6 【p.22：オゾン全量緯度別トレンド】
- 図 1-3-7 【p.23：緯度別・月別オゾン全量の変化傾向（%/10年）】
- 図1-3-17下段 【p.34：南極昭和基地上空のオゾン分圧の高度別トレンド】
- 図1-3-23 【p.41：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向】
- 図1-3-24下段 【p.42：日本上空のオゾン分圧の高度別トレンド】

本報告書では2000年以降のオゾン量の変化を「近年の変化傾向」として評価した。

第1部3-1(c) オゾン全量のトレンドの分布及び季節変動（p.22～）で使用する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。衛星観測データの扱いについては第1部参考資料8（p.74～）を参照。

図 1-3-5 に、気温・東西風速・南北風速データを同化した化学気候モデルで計算された北半球中緯度のオゾン全量の長期変化傾向を示す。EESC の増加が顕著であった 1996 年以前のオゾン全量の低下傾向は、モデルによる計算結果にも見られる。定量的にも、図 1-3-4 に示された世界のオゾン全量の低下傾向に近い値が得られた。

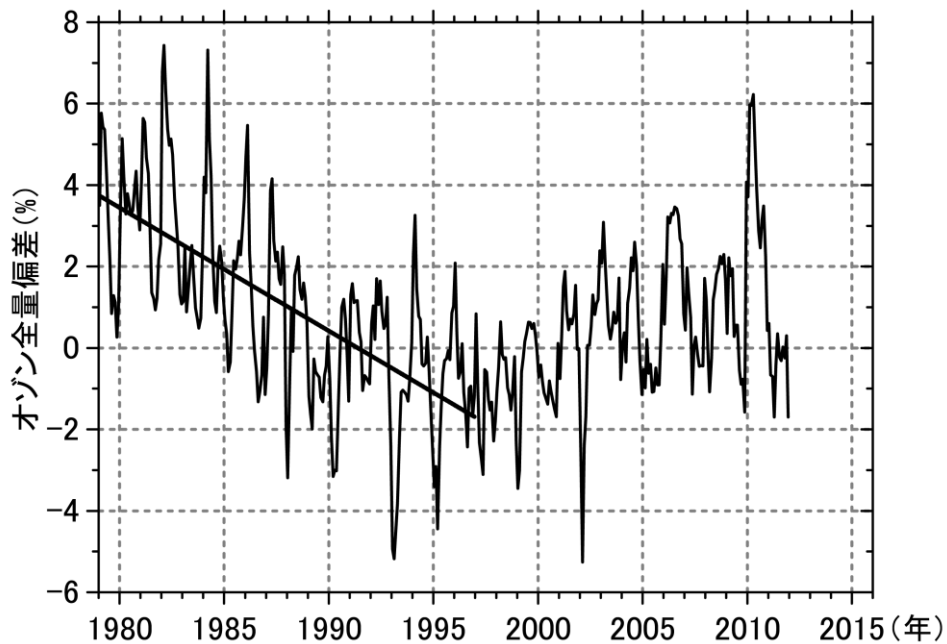


図 1-3-5 化学気候モデルで計算された北半球中緯度のオゾン全量の長期変化傾向

長期変化傾向の解析を、化学気候モデルで計算されたオゾン全量に適用した例。実線は国立環境研究所の化学気候モデルの30-60°N平均のオゾン全量偏差 (%) で、既知の自然変動成分を除去している。比較の基準値は図1-3-3と同じく1994～2008年の平均値。直線は1979～1996年の回帰直線。

(出典) 国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

(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

オゾン全量は1980年代から1990年代前半にかけてオゾン層破壊が進行した後、地球規模（北緯70度～南緯70度）で大きく減少した。近年のオゾン層の状況は、人為的なオゾン層破壊によりオゾン量が少なかった時期（1990年代後半）と同程度か僅かに増加しているが、依然として1970年代と比べて少ない状態が続いている。

観測されたデータによる緯度帯別オゾン全量の1979～1996年（左図）および2000～2018年（右図）の変化傾向（%）を図1-3-6に示す。

1979～1996年の（左図）衛星観測（●印）では低緯度帯の一部（北緯20度～南緯20度）を除き統計的に有意な減少傾向がみられ、高緯度ほど減少傾向が大きくなっている。地上観測も概ね同様の傾向が確認できる。なお、南半球高緯度は、南極オゾンホールに関連した大規模なオゾン層破壊の影響により、北半球高緯度よりも減少傾向が大きい。

2000～2018年の変化傾向では、南緯10～40度を除いて有意な増加傾向がみられ、南半球高緯度（南緯60度以南）では増加傾向が大きい。地上観測では、衛星観測と同様の傾向がみられるが、北半球中緯度（北緯40～60度）においてはばらつきが大きい。南半球では、南緯60度以南の誤差範囲は他の緯度帯と比べても幅があることから、南極オゾンホールの規模の年々変動が影響していると考えられる。

なお、オゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類等の濃度は、大気中で緩やかに減少しており、2000年以降、オゾン全量は複数の緯度帯で増加傾向がみられる。大気中のオゾン層破壊物質の減少と自然変動が影響していると考えられているが、自然変動と比べてオゾン層破壊物質が及ぼすオゾン全量変化が小さいため、オゾン層破壊物質がオゾン全量に及ぼす影響を正確に見積もることは現状では難しい（WMO, 2014）。

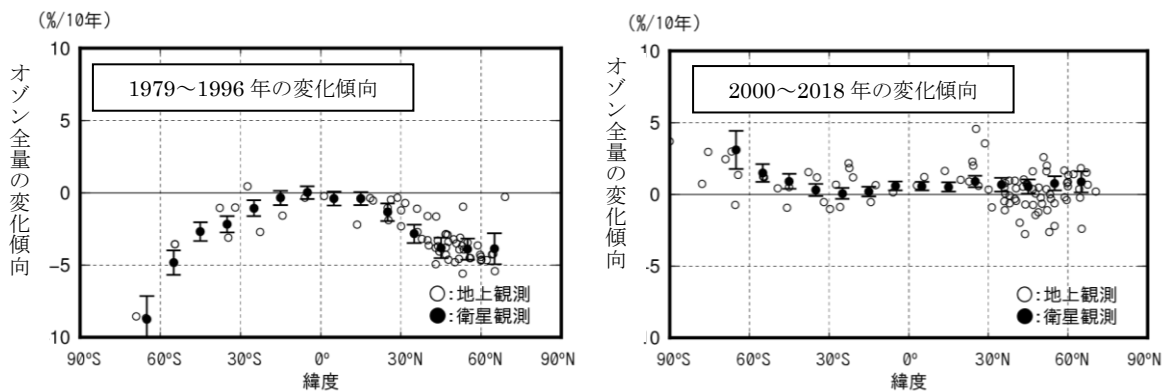


図 1-3-6 オゾン全量緯度別トレンド

オゾン全量の長期変化傾向を示す。左図は、1979～1996年の変化傾向、右図は2000～2018年の変化傾向を示す。緯度帯（10度）毎の衛星観測データ（●印）をプロットしている。衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。世界の地上観測地点（121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・紫外線の年のまとめ（2018年）

オゾン全量トレンドの季節変動(衛星データ)

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、緯度別・月別オゾン全量の1979～1996年（上図）と2000～2018年（下図）の変化傾向（%/10年）を図1-3-7に示す。

1979～1996年では、年間を通して低緯度帯を除き、南北両半球のほとんどの領域で有意な減少傾向がみられた。北半球の高緯度では3～4月に、南半球の中・高緯度では8～12月にオゾン全量の減少の割合が大きく、極域での冬季から春季にかけてのオゾン層破壊の影響が比較的大きかったことを示している。これ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（詳細は第1部参考資料1（p.57～を参照））。

2000年以降ではほとんどの領域で増加傾向が見られるが、有意なものは南半球高緯度の1～8月や低緯度の7～12月等の一部の領域である。南半球高緯度では8～9月にオゾンの増加の割合が大きいが、増加が有意な領域は8月のみである。その理由は、これらの領域では、毎年の南極オゾンホール規模やオゾンホール影響の及ぶ緯度が移り変わることによる年々変動が大きいことが影響していると思われる。

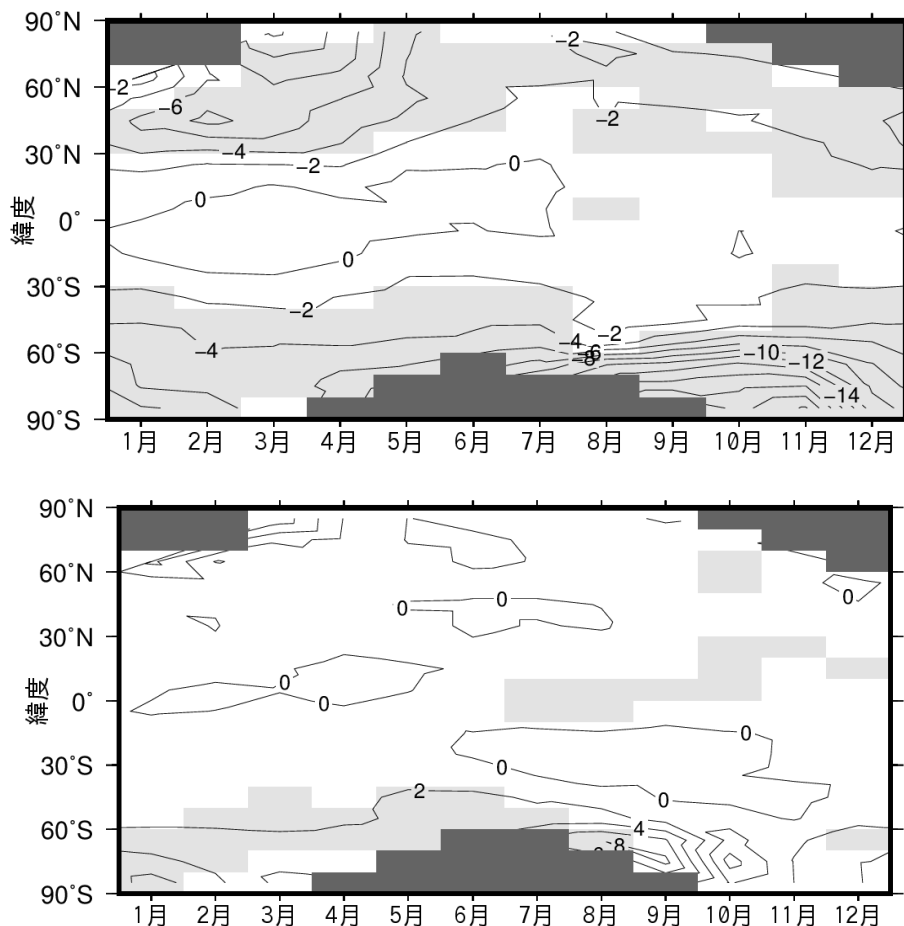


図 1-3-7 緯度別・月別オゾン全量の変化傾向（%/10年）

（上図）1979～1996年と（下図）2000～2018のオゾン全量の変化傾向（%/10年）の月別分布。衛星観測による帯状平均オゾン全量データを用いて求めたもの。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間で有意に増加または減少している領域。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・紫外線の年のまとめ（2018年）

(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、1980年代のオゾン量の変化傾向（%/10年）を緯度高度別に示したものを図1-3-8に示す。

北半球では、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。南半球でも、中緯度から高緯度にかけての40km付近は減少率が大きい領域が見られる。

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（詳細は第1部参考資料1（p.57）を参照）。

最近では、複数の衛星観測をつなげた長期間のデータにもとづいたトレンド解析がおこなわれている。一方最新の衛星観測結果から、これまでオゾンの日周変動成分は小さく無視できるとされていた中部・下部成層圏でも、オゾンの日周変動が明瞭に検出されている（第1部参考資料3（p.66～）を参照）。オゾンの日周期変動が解明された成果を踏まえ、オゾンアセスメントレポートでは、成層圏領域におけるオゾンの日変化がトレンド解析に及ぼす影響（さまざまな手法によるオゾン測定がその固有な観測時間によってバイアスを持ちうること）について述べられている（WMO, 2015）。

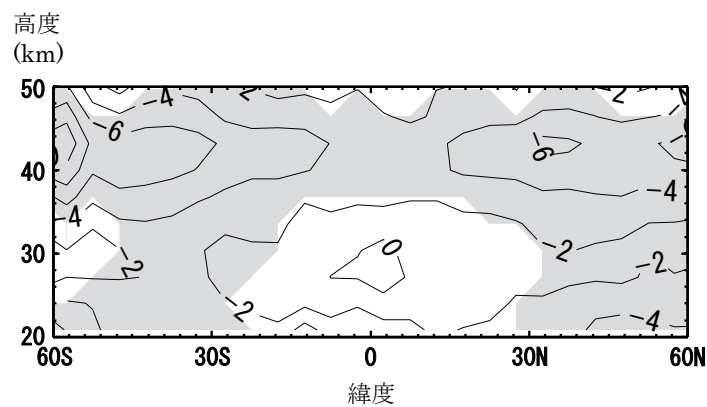


図 1-3-8 オゾン量の 1980 年代の変化傾向（%/10 年）の緯度・高度分布

オゾン量の 1980 年代の変化傾向（%/10 年）。SAGE 衛星データで補正した最新の SBUV データを用いて EESC フィッティングを行い、1980 年代のオゾンの変化傾向（%/10 年）を求めたもの。等値線間隔は 2%。薄い陰影部は 95%信頼区間で減少している領域。

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

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、2021年のオゾンホールは大きな規模を維持して長期間継続した。

2021年のオゾン全量、オゾン全量の経年変化、及び高度別トレンドは以下のとおりである。

(a) 2021年の南極域におけるオゾン全量

オゾンホールの規模の推移(衛星観測)

衛星観測データの日別値から求めた2021年の南極オゾンホールの規模の推移を図1-3-9に示す。(南極オゾンホールの規模の定義についてはp.31を参照)

2021年の南極オゾンホールは、8月上旬に発生したのち8月下旬に急速に拡大し、10月7日に最大面積が観測された。その大きさは2,480万km²で、南極大陸の約1.8倍となった。9月中旬以降、最近10年間の平均値より大きく推移し、10月中旬以降も例年ほど縮小せず推移したが、12月中旬頃から急速に縮小し、12月24日に消滅した。

2021年は南半球中高緯度の対流圏から成層圏へ伝搬する大気の擾乱が、何らかの理由でこの時期に小さかったと考えられる。そのため南極上空に形成される極渦が大きく、ほぼ円形で安定していたため、極渦内部の高度約20km付近の気温の低い領域が6月中旬から10月下旬まで、最近10年間の平均値より概ね広く推移し(p.30図1-3-14参照)、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲が例年より維持された。このことがオゾン破壊反応を継続し、10月中旬以降もオゾンホールの規模を維持した要因の一つと考えられる。更に11月以降も極渦は大きさが小さくなりつつも勢力を維持し、高度約20km付近の気温の低い領域が消滅した後も中緯度の高濃度オゾンの渦内への流入が抑えられた結果、長期間にわたってオゾンホールが消滅せず維持された要因と考えられる。

2021年のオゾン欠損量(オゾンホール内で破壊されたオゾンの総量の目安)は、7月下旬以降、最近10年間(2011～2020年)の平均値より大きく推移し、その時期の最近10年間の最大値と同程度となることが度々あった。

2021年の領域最低オゾン全量(オゾンホールの深まりの目安)は7月中旬から8月は、最近10年間(2011～2020年)に観測された平均値の値を維持した。9月に入り平均値より小さい値で推移し、9月下旬から11月上旬は最近10年間の最小値と同程度となった。

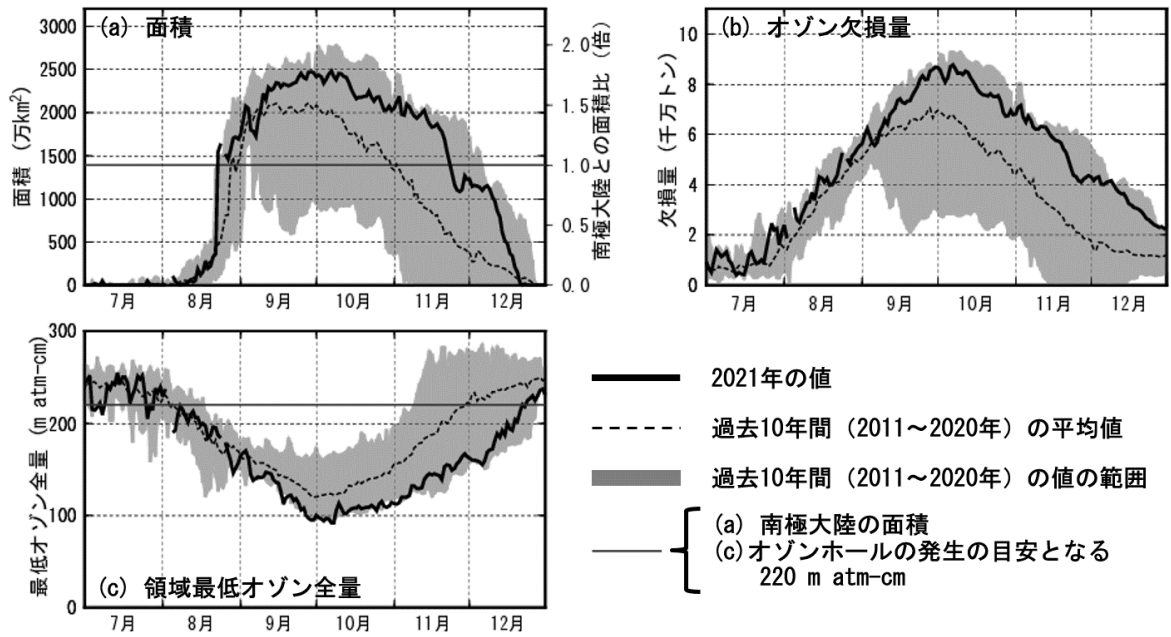


図 1-3-9 南極オゾンホールの規模の推移（2021年7月～2021年12月）

実線は2021年、破線は最近10年間（2011～2020年）の平均値、陰影部の上端と下端は、同期間の最大（最高）値と最小（最低）値を示す。また、面積の図の横直線は南極大陸の面積、領域最低オゾン全量図の横直線はオゾンホールが発生の目安である220 m atm-cmを表す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

（出典）気象庁提供

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)

南極昭和基地上空の月平均オゾン全量を図1-3-10に示す。

2021年の状況について、平均値（1994～2008年）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。

2021年のオゾンホール季節（8～12月）は、1994～2008年の平均値と比較すると、2、4、8月に多くなった。2、4月は対流圏界面の高度が低かった影響と考えられる。8月は南極昭和基地が極渦の外にあったことで、極渦内でのオゾン破壊の影響を例年より受けづかったことが要因として考えられる。一方、例年であれば南極オゾンホールが消滅する時期にあたる11、12月の月平均オゾン全量は少ない値となった。11月、12月にオゾン全量が少なかったことは2021年の南極オゾンホールが11月以降も大きな面積を維持したまま推移したことに加え、12月中旬まで、南極昭和基地がオゾンホールの内側に位置することが多かったことによる（図1-3-11）。

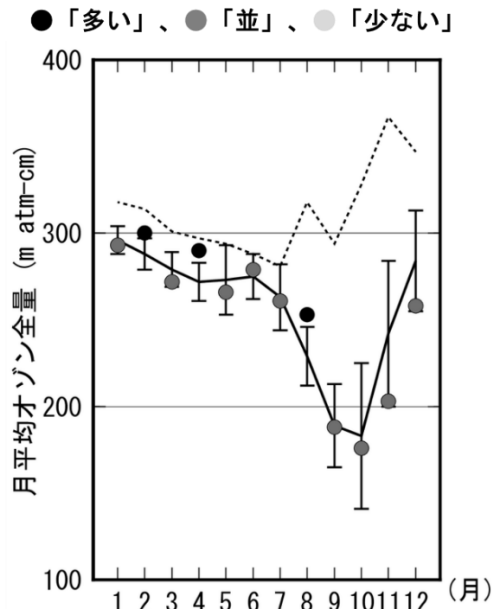


図 1-3-10 2021年の南極昭和基地における月平均オゾン全量

丸印はそれぞれの年の月平均値。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）気象庁提供

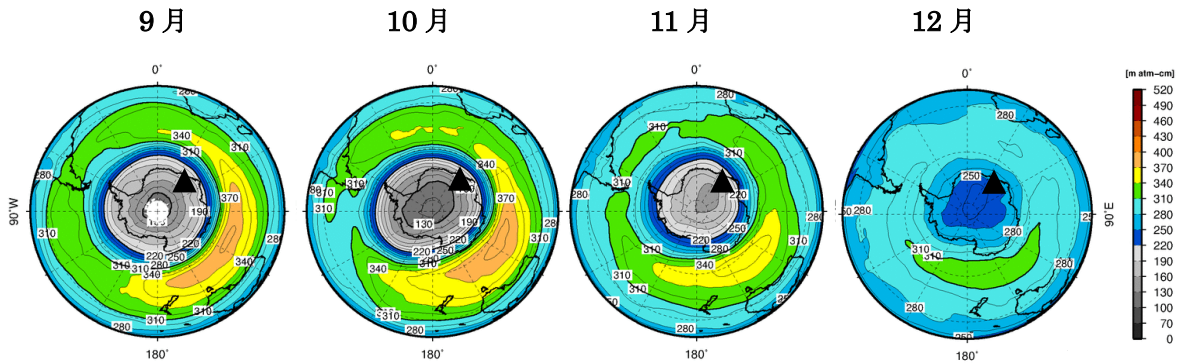


図 1-3-11 2021年の9～12月の南半球月平均オゾン全量の分布図

図中、▲は南極昭和基地の位置である。

次に、南極昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値（日別オゾン全量）を図1-3-12に示す。2021年は、オゾンホールの大規模な状態が例年になく長期間安定して存在していたことを受け、南極昭和基地がオゾンホールの内側に位置することが多かった。そのため、2021年の9月中旬から11月下旬までの期間の南極昭和基地におけるオゾン全量は南極オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る日が多く、また12月下旬まで参照値期間の最小値付近で推移する日も多かった。

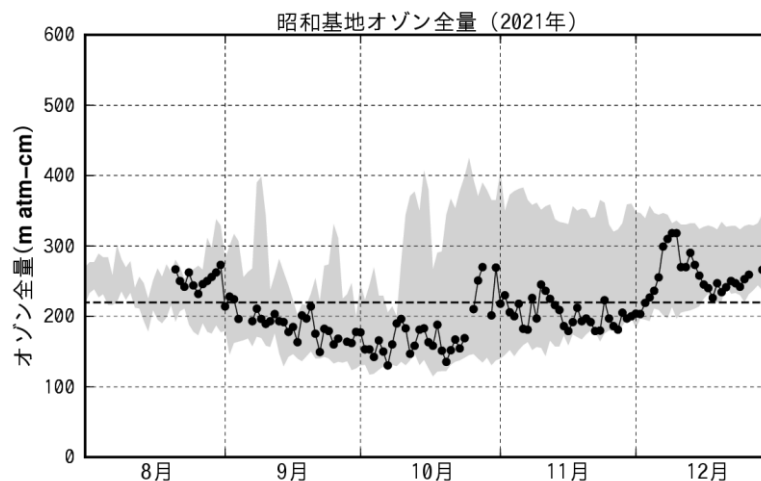


図 1-3-12 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移

●は観測値（日代表値）。陰影部の上端と下端は参照値期間（1994～2008年）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を示す。

（出典）気象庁提供

2021年8月から2022年1月における南極昭和基地の月平均オゾン分圧の高度分布を図1-3-13に示す。

9月に入り、南極昭基地上空で顕著なオゾン破壊がみられるようになった。9月から10月の月平均オゾン分圧は、参照値（1994～2008年平均値）に類似した高度分布を示していたが、11月には高度約15～30km、12月には高度約10km～25kmで参照値より低いオゾン分布が観測された。11月、12月はオゾンホールが12月24日に消滅するまでの間、例年より規模が大きく、南極昭基地上空の月平均オゾン分圧もこの影響を受けたと考えられる。

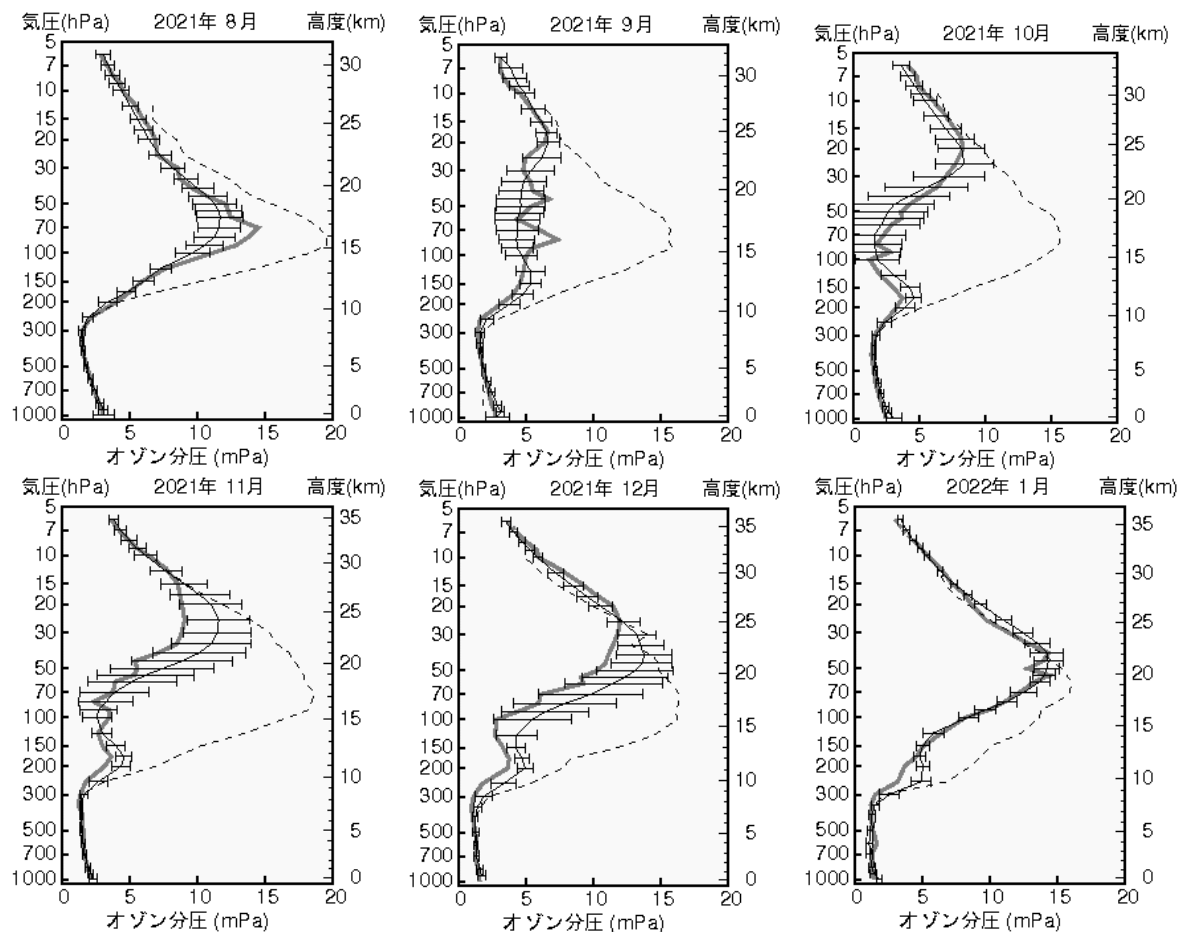


図1-3-13 2021年8月～2022年1月の月平均オゾン分圧の高度分布グラフ（南極昭和基地）

太実線：観測値の月平均値。細実線：月の参照値（1994～2008年平均）、横細実線：参照値の標準偏差。細破線：オゾンホールが明瞭に現れる以前の月平均値（1968～1980年平均）。オゾン分圧（横軸）が高いほど、その層のオゾン量が多いことを示す。（出典）気象庁提供

（参考） 南極域上空の平均気温等の推移（2021年）

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

図1-3-14に、2021年の南極域（南緯60度以南の領域）の上空の下部成層圏（50hPa）の平均気温及び -78°C 以下の面積の推移を示す。

2021年の南極域の50hPaの日平均気温*は、9月中旬以降、過去の平均値（1979～2020年）と比べて低い状態が続き、 -78°C 以下の領域の面積は6月下旬から11月中旬まで、過去の平均値より概ね広く推移した。これにより、オゾン層破壊を促進させる極成層圏雲が例年より維持され、オゾン層破壊が継続したと考えられる。

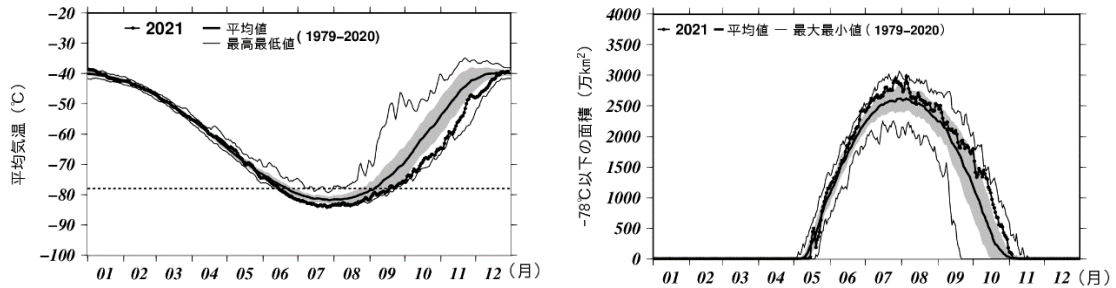


図 1-3-14 南極域上空の下部成層圏の平均気温及び気温が -78°C 以下の領域の面積の推移（2021年1月～2021年12月）

南緯60度以南の50hPa(高度約20km)面における日別の平均気温の推移。●印は2021年の値を示す。陰影中の太実線は1979～2020年の平均値。陰影外の細実線は同期間の最高（最大）値及び最低（最小）値。陰影は標準偏差の範囲。図中の横の破線は極成層圏雲出現の目安である -78°C 。

（出典）気象庁提供

* 「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2011年）」までは、南極下部成層圏として30hPaの気温データを用いていた。しかし、WMOの報告等では50hPaのデータが用いられることが多く、最大オゾン欠損量との関係も良いことが確認されているため、「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2012年）」よりこれを用いている。

(b) オゾン全量の経年変化

オゾンホール規模の経年変化(衛星データ)

最盛期（9～10月）のオゾンホール規模の指標となる3要素（年最大面積、年最低オゾン全量、年最大オゾン欠損量（破壊量））、ならびにオゾンホールの消滅日の経年変化（1979～2021年）を図1-3-15に示す。

最盛期の南極オゾンホール規模は3要素のいずれにおいても1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したことが認められる。一方、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。また、南極オゾンホールの年最大面積とオゾン欠損量は、2000年以降、統計的に有意な縮小傾向が認められる。

オゾンホールの消滅日（オゾン全量が220 m atm-cm以下の領域がなくなった日）は、オゾンホールの消滅する11月や12月の極渦の状況が影響していると考えられる。2000年代と比較すると、近年は早く消滅する傾向があるが、2020年は1999年、2008年と並び最も遅くなった。

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2018」（WMO, 2018）では、南極オゾンホールは今後次第に縮小する見込みであり、南極オゾンホールが発生する春季のオゾン全量が1980年の水準に回復するのは2060年代と予測している。

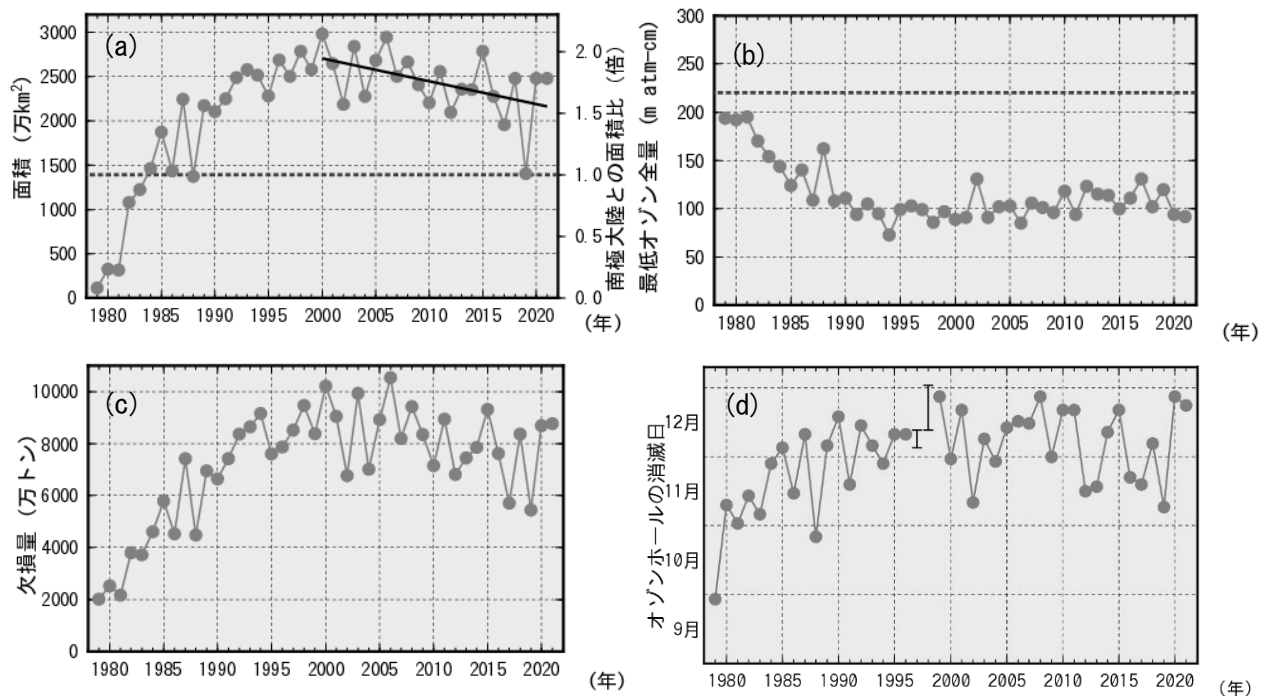


図1-3-15 オゾンホール規模の経年変化（1979～2021年）

1979～2021年の(a)オゾンホール年最大面積、(b)最低オゾン全量、(c)オゾン欠損量の年極値、(d)オゾンホールの消滅日の経年変化。いずれの図もNASA提供の衛星データをもとに作成（主にTOMS/OMI/OMPSデータを使用。1995年のみTOVSの高分解能赤外放射計のデータを使用）。(a)横破線は南極大陸の面積、(b)横破線はオゾンホールの目安である220m atm-cmを表す。(a)、直線は2000年以降の統計的に有意な変化傾向を示している。

(出典) 気象庁提供

(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(南極昭和基地上空)

オゾンホール縁の縁となることが多い南極昭和基地における9～12月の平均オゾン全量の経年変化を図1-3-16に示す。各月ともオゾン全量は、1980年頃から長期的に減少し、1990年代半ば以降は減少傾向がみられなくなったものの、少ない状態が継続している。なお、2002年の10～11月にオゾン全量が大きく増加しているのは、9月下旬に南極域で大規模な成層圏突然昇温が発生し、成層圏の気温が上昇し、高濃度オゾンが流入したためオゾン層破壊の規模が小さかったことによる。

また、2009年の11月にオゾン全量が多かったのは、南極渦が南米南端方面に移動して3週間ほど停滞し、南極昭和基地がオゾンホールの外に位置することが多かったためである。逆に、南米南端ではオゾンホールの内側に位置することになり、紫外線量が増加した。(de Laat et al., 2010)

2019年の9～12月のオゾン全量は全ての月で例年に比べて多かった。これは2019年のオゾンホールの規模が特異的に小さく、更に極渦も偏在していたため南極昭和基地は9月以降のほとんどの期間オゾンホールの外側に位置していたためである。一方、2020年は9月の平均オゾン全量は最近10年間の平均値と同程度であったが、10～12月は最近10年間で最も少ない値だった。これは極渦が11月中旬までほぼ円形で安定しており、南極昭和基地は概ねオゾンホールの内側に位置していたこと、更に11月以降においても極渦の大きさは小さくなりつつも勢力を維持し、南極昭和基地が極渦の内側に位置することが多かったためである。

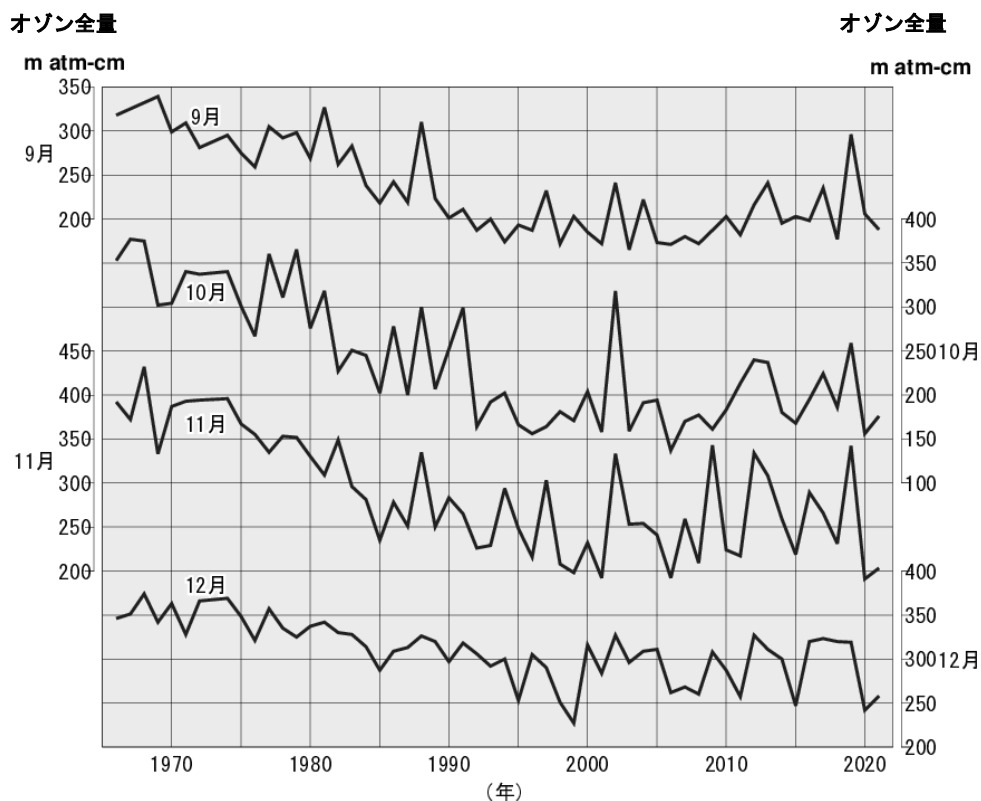


図 1-3-16 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年9～12月）

（出典）気象庁提供

（c）高度分布のトレンド

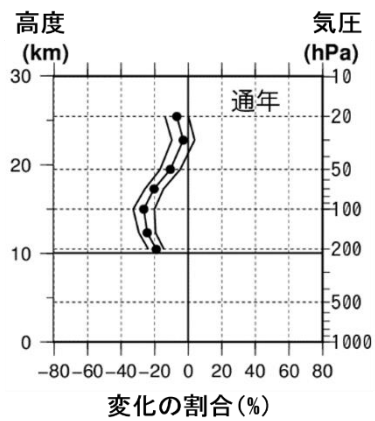
南極昭和基地上空におけるオゾンゾンデ観測による高度別オゾン分圧のトレンドを図1-3-17に示す。

オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））を通年（図1-3-17(a)）と南極オゾンホールが発生する9～11月の春季（図1-3-17(b)）で示す。この結果によると、通年では高度約10～20kmで有意な減少傾向を示し、特に15kmの減少率が大きい。春季では、通年よりもさらに減少率が大きく、また高度約22kmでも有意な減少傾向を示している。これらの減少率が大きい高度は、極渦内におけるオゾン破壊の影響が大きい下部成層圏にあたるため、南極昭和基地上空のオゾン分圧の減少は南極渦内で起こった化学的なオゾン破壊の影響が考えられる。

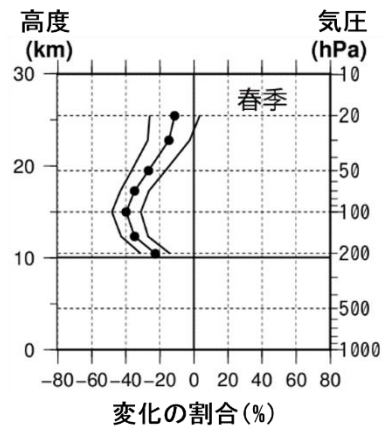
また、2000～2018年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））の高度分布を通年（図1-3-17(c)）、9～11月の春季（図1-3-17(d)）で示す。これらの結果によると、通年では全高度で大きな増減はみられず、また統計的に有意な増減もなかった。春季では高度約15～18km付近で、統計的に有意ではないが、高い増加率となっていた。

このように、南極オゾンホールの規模が顕著になった1980年頃から1990年代半ばにかけて、南極昭和基地上空10～25km付近のオゾン分圧は大きく減少した。2000年以降、同高度での回帰直線から求めたオゾン分圧の増加率は正となっているが、統計的に有意な増加傾向とはなっていない。

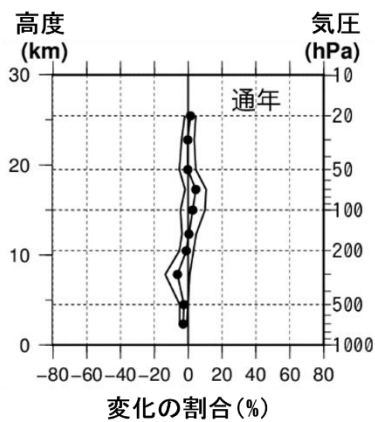
(a) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(b) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(c) 2000～2018年の変化傾向（%/10年）



(d) 2000～2018年の変化傾向（%/10年）

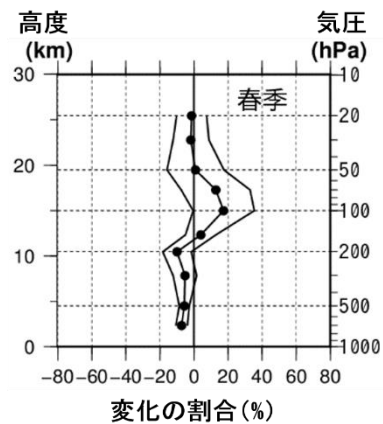


図1-3-17 南極昭和基地上空のオゾン分圧の高度別トレンド

●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(a)、(b)は、1979～1996年におけるオゾン分圧の変化傾向（%/10年）、下段(c)、(d)は、2000～2018年におけるオゾン分圧の変化傾向（%/10年）を示しており、月別平均値から季節変動および既知の自然変動による影響を除去した時系列データの回帰直線から求めた。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 (a) (c)（通年）は月別値（1～12月）から、右 (b) (d) が春季（9～11月）の月別値から求めた。なお、(a)、(b)の期間のオゾンゾンデ観測について、対流圏の値は精度検証できていないため描画していない。実線は対流圏界面の目安を示す。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）

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、2021年のオゾン全量、及びオゾン層の推移は以下のとおりである。

(a) 2021年の北半球高緯度域のオゾン層の状況

2021年3月の月平均オゾン全量分布とオゾン全量偏差分布図1-3-18に示す。

2021年3月の偏差分布は、シベリアを中心に負偏差、グリーンランドを中心に正偏差が広がり、北半球高緯度の下部成層圏の気象状況から、2021年の北半球では顕著なオゾン層破壊は起こらなかったと考えられる。

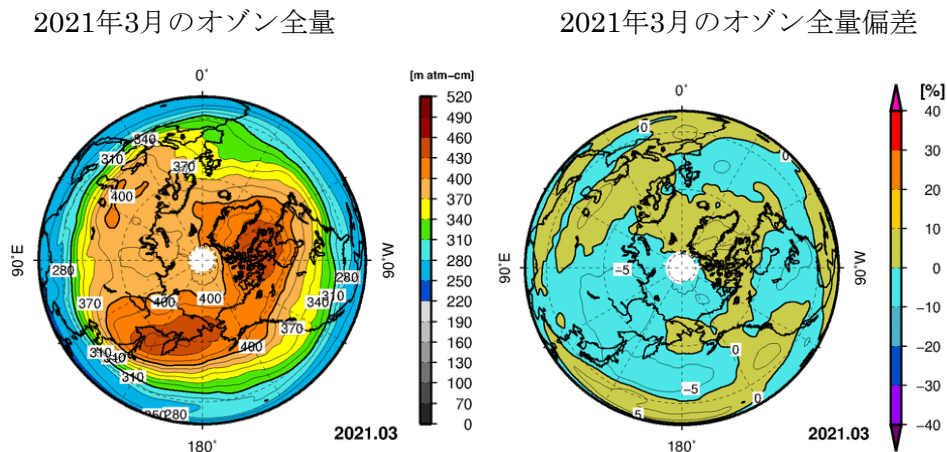


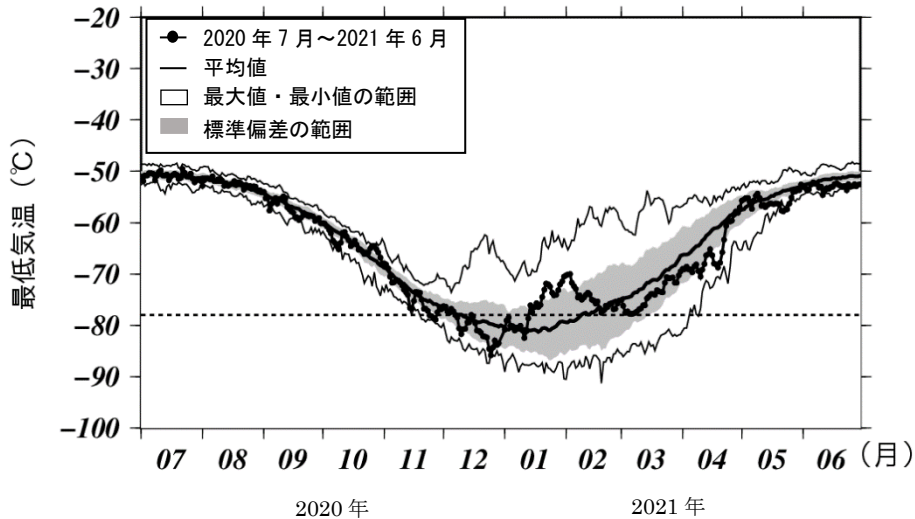
図1-3-18 北半球の月平均オゾン全量、オゾン全量偏差分布図

月平均オゾン全量の等値線間隔は15 m atm-cm、偏差の等値線間隔は5%。北極点付近の白色域は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準は1997～2006年の月別累年平均値。図は米国航空宇宙局(NASA)提供の衛星観測データをもとに気象庁で作成。

(出典) 気象庁HP「オゾン層・紫外線の年のまとめ」

北半球高緯度の下部成層圏（北緯 60 度以北 50 hPa 面）における 2020 年 7 月～2021 年 6 月の最低気温は、1 月上旬まで累年平均値（1997～2006 年の月別累年平均値）と同程度かやや低い程度で推移したが、2021 年 1 月上旬に成層圏突然昇温が起きて上昇し、2 月中旬まで累年平均値より高く推移した（図 1-3-19）。北半球高緯度の下部成層圏の気象状況から、2021 年の北半球では顕著なオゾン層破壊は起こらなかったと考えられる。

(a) 50hPa 最低気温



(b) 50hPa -78°C 以下の領域面積

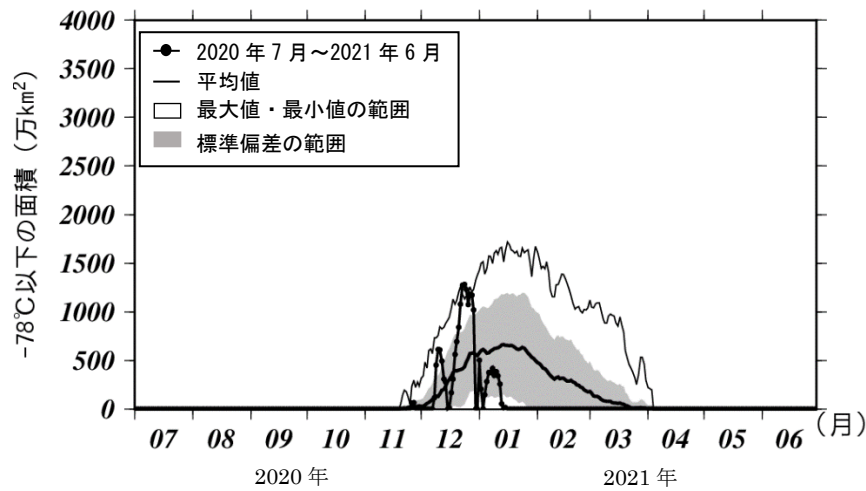


図 1-3-19 北極域上空の下部成層圏の最低気温 (a) 及び
気温が -78°C 以下の領域の面積 (b) の推移

北緯60度以北の高度約20kmにおける日別の最低気温の推移。陰影中の実線は、7～12月は1979～2019年、1月～6月は1979～2020年の平均値。陰影外の細実線は同期間の最高（最大）値及び最低（最小）値。ただし、気温が -78°C 以下の領域の面積の最小値は一年を通して 0 km^2 である。陰影は標準偏差の範囲。上図中の横の破線は極成層圏雲出現の目安である -78°C 。

(出典) 気象庁提供

(b) 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1-3-20に示す。衛星観測（TOMSおよびOMI）データによると、北半球高緯度は概ね1990年以降オゾン全量が少ない状態が続いており、顕著なオゾン層破壊も複数年観測されている。特に1997年、2011年、2020年は顕著に少なかった*。北半球高緯度に位置する観測点の一つであり1970年から観測が継続されている英国のラーウィック（北緯60度、西経1度）における地上観測データでも、1990年以降にオゾン全量が少ない状態が続いていることや顕著なオゾン層破壊が観測される年が存在することなど衛星観測データと同様の変化が認められる†。

1997年、2011年、2020年の顕著なオゾン全量の減少は、下部成層圏気温が低く、比較的規模の大きなオゾン層破壊が起こったことが要因と考えられる。また2020年は1997年と同様に、円形に近い安定な極渦がほぼ北極を中心に位置し、オゾン量の多い中緯度域からのオゾンの輸送が少なかったことも顕著なオゾン層破壊が発生した大きな要因の一つと考えられる。

しかしながら、北半球でのオゾン層破壊は南極オゾンホールほど大規模とはなっていない。例えば、北半球高緯度での過去最大規模のオゾン層破壊だった2020年春季の北半球高緯度ではオゾン全量が南極オゾンホールの目安である220 m atm-cmを下回った日もあったものの、220 m atm-cm以下の領域の範囲は南極オゾンホールの面積に比べて極めて限定的であり、また220 m atm-cm以下の領域の持続期間も南極オゾンホールの期間に比べると極めて短期間であった。北半球高緯度でのオゾン層破壊が南極オゾンホールほど大規模には至らないのは、もともと春季の北半球高緯度上空のオゾン量が春季の南極上空のオゾン量に比べて多いこと、北半球高緯度上空の気温が南極域上空に比べ高く、北半球高緯度上空ではオゾンホール形成に必須の極成層圏雲が発生するのに必要な低温領域の範囲が南極域上空に比べ小さい（図1-3-13の右図と図1-3-18(b)の下図を比較）ため、極成層圏雲上での化学反応の進行が南極オゾンホールに比べて限定的であること、更には大気の流れが南極上空に比べて複雑で極渦が持続的に安定に存在することが難しく、周辺領域からのオゾンの輸送の影響を受けやすいためである。

* 1995年及び1996年にはTOMSデータがないが、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規模な減少が観測されている（NOAA, 2005）

† 衛星観測データは北半球高緯度域の緯度平均されたオゾン全量偏差であるのに対し、地上観測（ラーウィック）データは一地点の観測に基づくデータであるため、衛星観測と地上観測（ラーウィック）のデータに基づくオゾン全量偏差の変動の傾向が一致しない年もある。

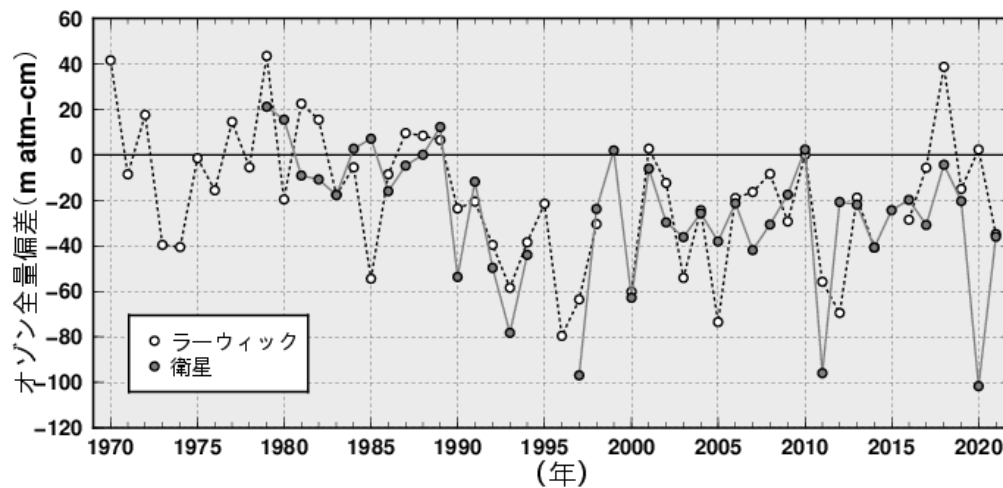


図 1-3-20 北半球高緯度域の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●印はNASA提供の衛星データをもとに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。世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）公開のデータを使用）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）気象庁提供

3-3. 我が国におけるオゾン層の状況

(a) 2021年の日本上空の月別オゾン全量

気象庁で観測しているオゾン全量の2021年における月平均値の推移を図1-3-21に示す。

2021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、2021年のオゾン全量の月平均値は、札幌では、2、9、11、12月に多くなった。つくばでは、1月に少なく、7、9、11月に多くなった。観測開始（1957年）以来、11月はその月として1番目に多く、9月はその月として3番目に多い値となった。那覇では、2、4、7、9～12月に多くなった。観測開始（1974年）以来、2、10、11月はその月として1番目に多く、7月はその月として2番目に多い値となった。

これら地点の月平均オゾン全量の多寡は対流圏界面の高度の高低による影響とみられ、那覇はそれに加え、成層圏準2年周期振動（QBO）が正の位相（赤道付近で高度とともに西風から東風に変化）であったことの影響も考えられる。（参考資料13「つくばにおける月別オゾン全量変化と高度別オゾン分圧変化の関係」p.85を参照）

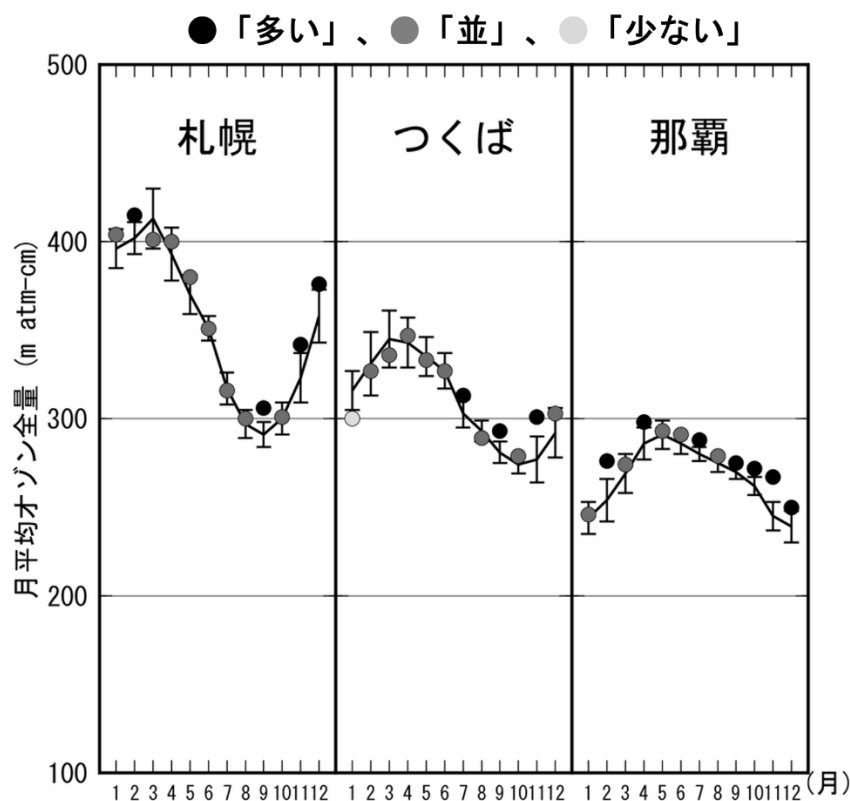


図 1-3-21 2021年における月平均オゾン全量

国内3地点(札幌、つくば、那覇)における月平均オゾン全量の推移。丸印は2021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) 気象庁提供

(b) 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、那覇のオゾン全量の年平均値の経年変化を図1-3-22に示す。なお、この図は3-1 (b) 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（詳細はp.19を参照）。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1980年代から1990年代はじめまで減少した後、緩やかな増加傾向がみられる。また、那覇では1990年代半ば以降、緩やかな増加傾向が見られていたが、近年はいずれの地点もオゾン全量の増加傾向が鈍化している。

札幌とつくばにおける最近の5年間（2017～2021年）の平均値をオゾン層破壊現象が顕著に現れる以前の1970～1980年の平均値と比較すると、依然として少ない状況にあり、1970～1980年のレベルには回復していない。

札幌、つくば及び那覇における1993年を中心とした一時的なオゾン全量の減少は、1991年のピナトゥボ火山噴火にともない、成層圏エアロゾルが増加し、オゾン層破壊が促進されたために起こったと考えられる。

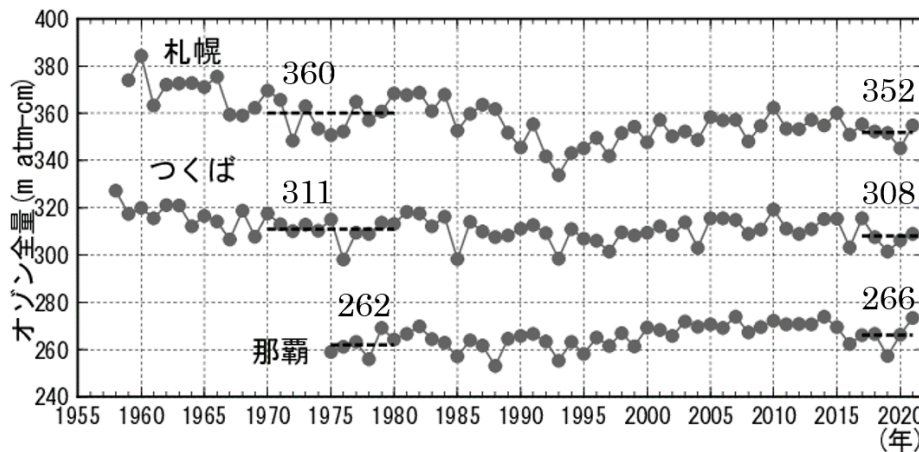


図 1-3-22 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化（1958～2021年）

札幌、つくば、那覇（以上●印）、におけるオゾン全量の観測開始から2021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）。灰色破線は1970～1980年平均値（那覇は1975～1980年）と最近5年間（2017～2021年）の平均値

（出典）気象庁提供

自然変動要因を除去したオゾン全量の長期変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）の地上観測データを用いたオゾン全量とオゾン層破壊が進んだとみられる1979～1996年までの期間と、僅かな増加がみられる2000年以降の期間の既知の自然変動要因を除去した長期的な変化傾向を図1-3-23に示す。

1979～1996年のオゾン全量は、減少傾向を示していた。特に、札幌とつくばでは有意に減少しており、10年あたりの変化率は、札幌で-4.1%、つくばで-1.2%となった。2000～2018年の国内3地点で有意な増減はみられなかった。

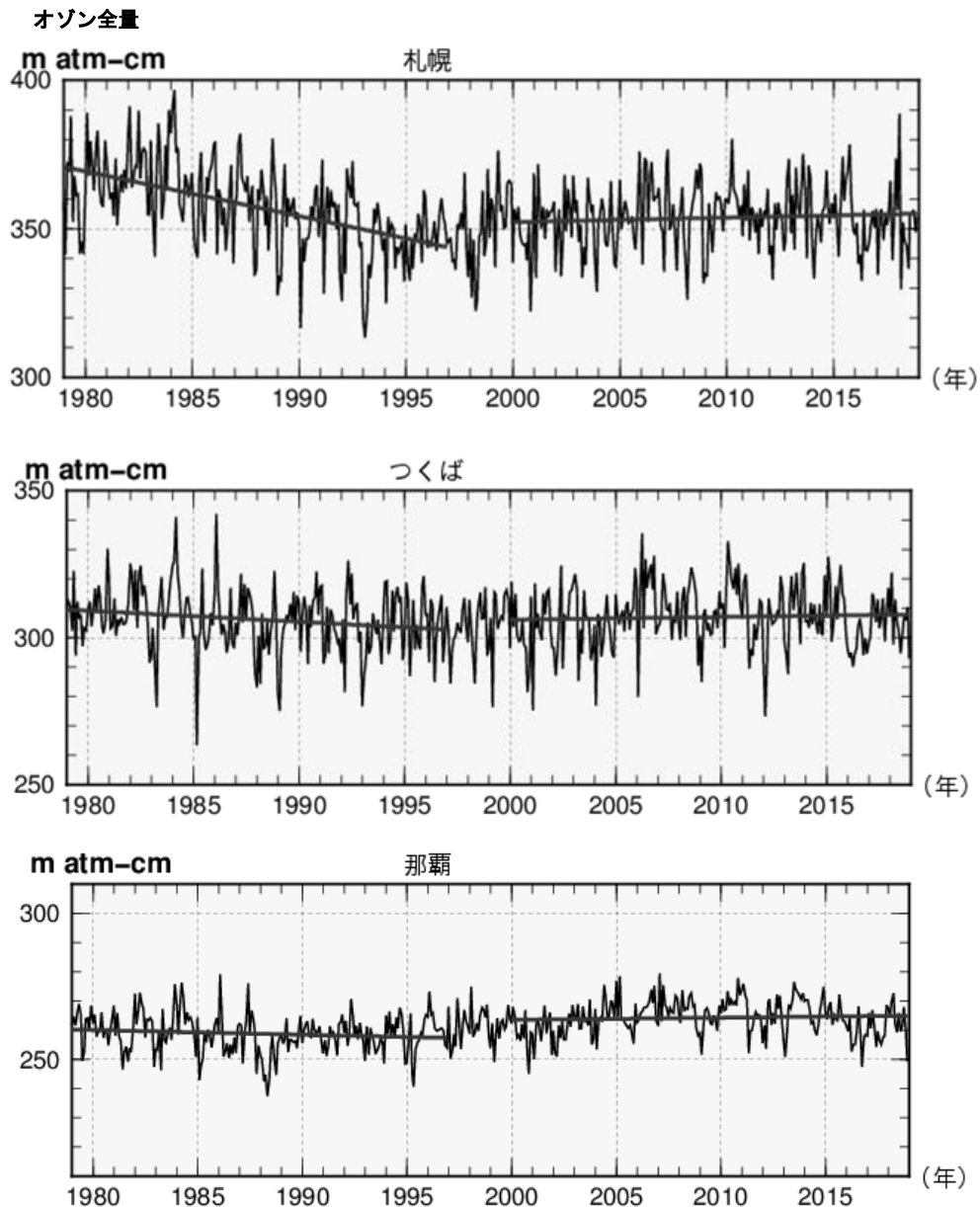


図1-3-23 日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内のオゾン全量観測による1979年以降のオゾン全量(m atm-cm)。実線は、太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去した値である。直線は、1979～1996年及び2000～2018年の回帰直線を示す。上から、札幌、つくば、那覇のデータ。

(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ (2018年)

(c) 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

日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向をみるため、オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の変化傾向（10年あたりの変化率（%））について鉛直分布を図1-3-24上段に示す。解析には、高度約15～22 kmのオゾンゾンデ観測データ、高度約20～42 kmの反転観測データを用いた。札幌では、オゾンゾンデ観測の高度約15～20 kmにおいて、また反転観測の高度約20～35 kmで有意な減少傾向となり、特に高度約25 km以下において減少率が大きい。つくばではオゾンゾンデ観測、反転観測ともに高度約20 km以上で有意な減少傾向となり、特に高度30～42 kmの上部成層圏において減少率が大きい。那覇の反転観測では高度約20～25 kmと高度約35～38 kmで有意な減少傾向となった。

2000年以降（つくばは2000～2018年、札幌と那覇においては、2000～2017年）の変化傾向を図1-3-24下段に示す。札幌の反転観測の高度約25 km以上で有意な増加傾向となった。つくばでは、反転観測の高度約32～38 kmで有意な増加傾向となった。

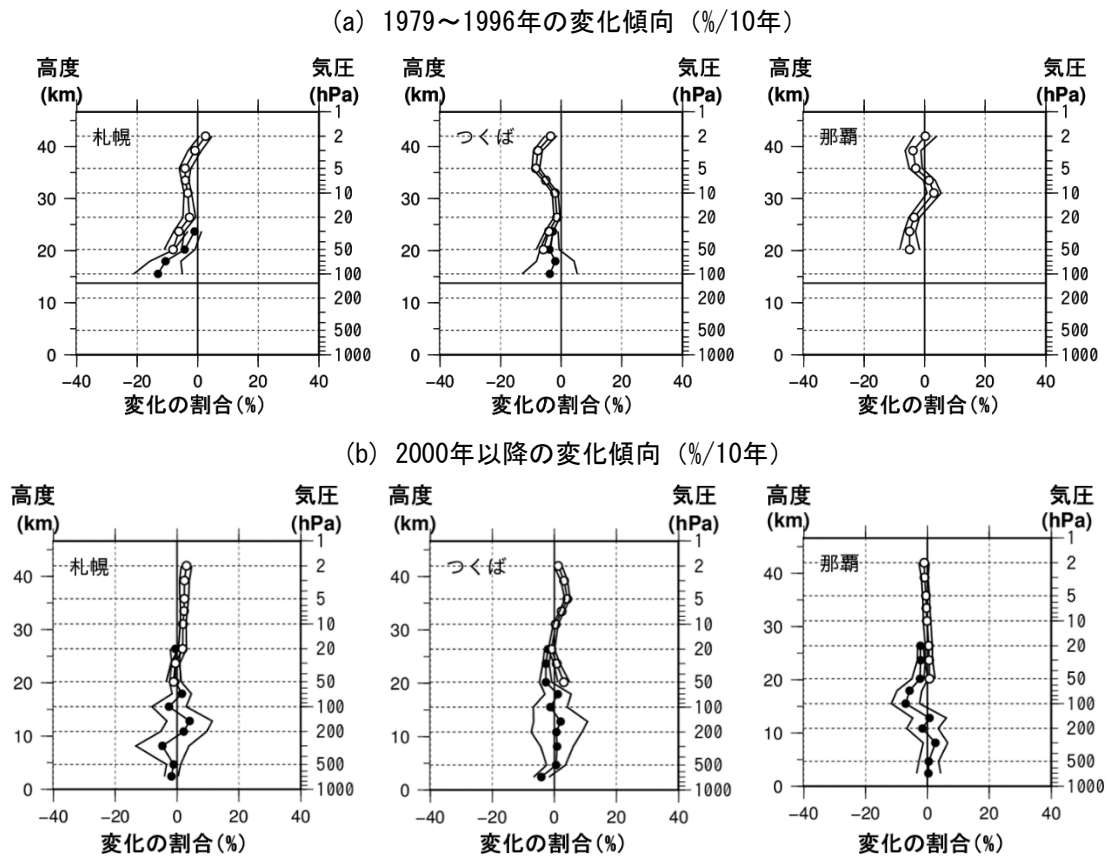


図 1-3-24 日本上空のオゾン分圧の高度別トレンド

国内3地点（札幌、つくば、那覇）の上空における高度別のオゾン分圧について、(上段)1979～1996年及び(下段)2000年以降の変化傾向（%/10年）を示している。●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。那覇は、1989年より前のオゾンゾンデ観測データがないため、上段では反転観測の結果のみ示す。上段の期間のオゾンゾンデ観測について、対流圏の値は精度検証できていないため描画していない。実線は対流圏界面の目安を示す。下段では、つくばにおいては2000～2018年、札幌と那覇では、2018年1月でオゾンゾンデ観測が終了したため、2000～2017年の変化傾向を示している。上段、下段ともに季節変動および既知の自然変動による影響の成分を除去している。

(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ (2018年)

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. 地表面付近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（ODS: 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ならびに一酸化塩素・一酸化臭素等の無機塩素・臭素化合物を生成する。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の担い手となり、オゾンの消失を促進しオゾン層の破壊を引き起こす。よって、成層圏中の塩素・臭素量の変化はオゾン層の長期的な変化を考える上で目安となる量である。（参考資料1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅 p.57 を参照）

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（ CCly 、破線）は1990年代前半にピークに達した後、緩やかに減少し、2040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 CCly 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、2040年代前半には1980年の濃度レベルに戻る（図中の縦の矢印）とのシナリオになっている。有機塩素・臭素濃度が1980年代のレベルに戻る時期が有機塩素濃度のみが1980年レベルに戻る時期に比べて10年程度遅くなっているのは、ハロン類の大气放出がCFCなどに比べてより長い期間継続すると想定したことが主な原因である。実際、多くのCFCの大气中濃度は1990年半ばには減少傾向に転じた（詳細はp.110の図2-3-12を参照）のに対し、主なハロン類の濃度の経年変化に関しては、ハロン-1211が減少傾向に転じたのは2005年頃を過ぎてであり、ハロン-1301では現時点でも増加傾向が認められている（詳細はp.111の図2-3-14を参照）。

このような有機塩素・臭素化合物の地表面濃度の経年変化は、それらの対流圏内の濃度変化を起こす。その後、有機塩素・臭素化合物が成層圏へ達し、分解されて無機塩素・臭素化合物に変わる時、地表面の有機塩素・臭素化合物濃度の変化より数年ほど遅れて成層圏の無機塩素・臭素化合物濃度に変化が起こる。その様子を次節で見ることにする。

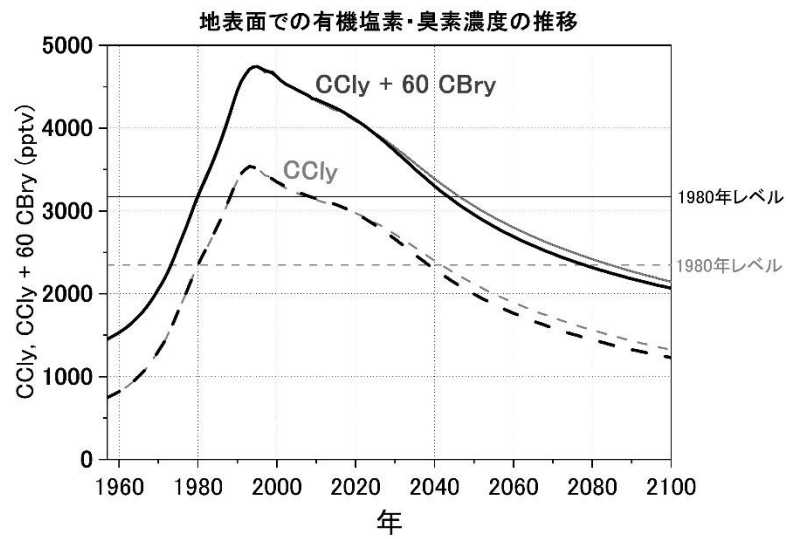


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いる地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ
 太い破線は CFC などの有機塩素（CCl₄）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率が 60 倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（CCl₄ + 60CBry）。WMO2010 のシナリオを元に作成。細い破線および実線は WMO2018 のシナリオを元に作成。細い点線および実線の水平線はそれぞれ有機塩素及び有機塩素・臭素濃度の 1980 年レベルを表す。（出典）国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

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、成層圏に達した有機塩素・臭素化合物が分解して生じた無機塩素・臭素化合物による塩素・臭素の濃度を表す指標として、等価実効成層圏塩素（EESC。詳細は第1部3-1 (b) (p.19) 脚注を参照）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。地表から対流圏を経て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、地表面や対流圏における有機塩素・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。まず、図 1-4-1 の実線で表された地表面の有機塩素・臭素化合物濃度の変化と比べると、そのピークが数年ほど遅れていることが分かる。更に、EESC のピークは中緯度では 1990 年代後半にあるのに対し、極域では 2000 年頃になっている。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 WMO2018 によると、EESC が 1980 年レベルまで減少する時期は、中緯度では 2049 年、南極域では 2076 年と見積もられている。）

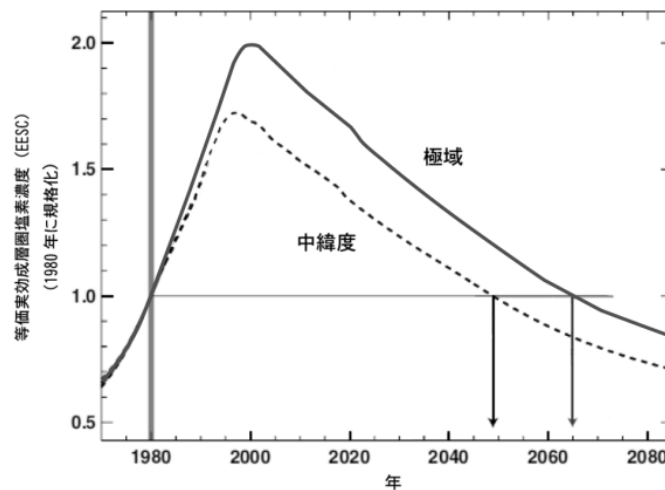


図 1-4-2 中緯度及び極域下部成層圏における等価実効成層圏塩素の推移

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. 温室効果ガス濃度の増加とオゾン層への影響

4-2-1. 温室効果ガス濃度の推移

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) などの温室効果ガス (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)、一酸化二窒素 (N₂O) の地表濃度の推移シナリオの例を図 1-4-3 に示す。(図中の CCly 曲線は図 1-4-1 のものと同じ)

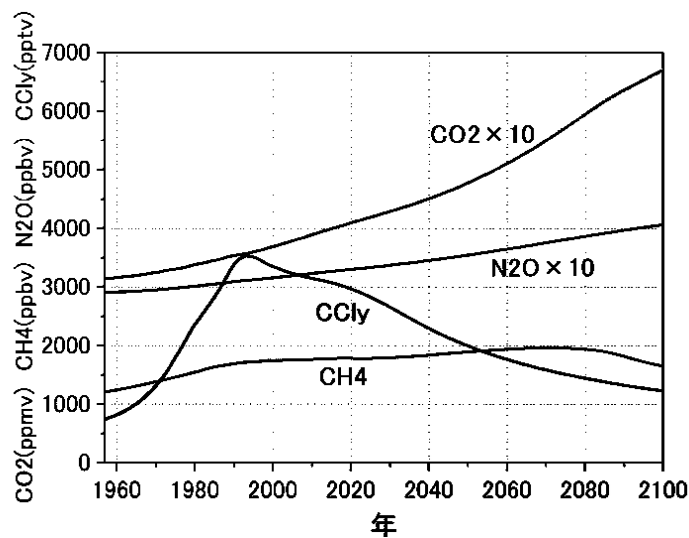


図 1-4-3 成層圏オゾンの長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

CCly は図 1-4-1 と同じ。CO₂、CH₄、N₂O は、RCP6.0 シナリオ*を元に作成。

(出典) 国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

* RCP シナリオとは気候予測を行う際に、放射強制力のいくつかの上昇レベルに対応した温室効果ガスなどの代表的濃度経路のシナリオのこと。図 1-4-7 を参照のこと

4-2-2. CO₂濃度の増加とオゾン層破壊の関係

オゾンの生成が活発な成層圏中上部における主要なオゾン分解反応である酸素原子とオゾンとの反応は、気温が下がると反応が遅くなる性質を持っているため、気温の低下はオゾン量の増加をもたらす。一方、オゾン量の増加はオゾンの光化学反応によって成層圏をより加熱する（気温を上げる）方向に働くことで、オゾンの分解速度を加速し、オゾンの増加を抑える方向にフィードバックされる。その結果、オゾン量の増加はある程度抑制される（参考資料 1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅 p.57 を参照）。この様な気温の変化によるオゾン量の変化とその変化率に対するフィードバックの存在は広く成層圏全体に当てはまる。

一方で、南極オゾンホールで代表されるような極成層圏雲上での不均一反応が重要となってくる極域の下部成層圏では、気温変化とオゾン層破壊の関係は、上述の状況とは異なってくる。極域の下部成層圏での大規模なオゾン層破壊にとって重要となる極成層圏雲の生成には、冬季から春先にかけての気温が -78°C 以下の低温になることが不可欠である。また一般に、気温の低い領域が広範囲に存在する方がオゾン層破壊は大きく、極成層圏雲が生成し得る低温の期間が長いほどオゾン層破壊も長期化する。この様に、極域下部成層圏の春先のオゾン層破壊では、成層圏中上部に存在する気温を介したフィードバックは機能せず、オゾン層破壊の規模は、極成層圏雲が生成し得る低温の領域の大きさや低温期間の持続性に依存する。

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に最も大きな影響を及ぼす。先に述べた通り、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。CO₂ 増加によって成層圏気温が低下することでオゾン量の増加の効果は、オゾン分解反応に対する酸素原子とオゾンの反応の寄与が大きい上部成層圏で最も顕著に表れることが予想される。一方、極域成層圏では、気温の低下は極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。

4-2-3. CO₂以外の温室効果ガス濃度の増加とオゾン層の関係

前節で述べた通り、温室効果ガスのうち最も濃度の高いCO₂の増加は、赤外線宇宙に向けて放射することによって、成層圏気温の低下をもたらす、その結果オゾンの生成・分解速度に影響を及ぼす。これに対し、CO₂以外の主要な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オゾン分解サイクルに関与する活性種HO_xやNO_x*のソースガスである（参考資料1 p.57を参照）。更にCH₄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。またCH₄はNO_xを触媒としたオゾン生成**にも関与する。したがって、CH₄やN₂Oの濃度の増減は、成層圏におけるオゾンの生成・分解反応の効率に複雑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、経度方向に平均化された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の増加は成層圏でのオゾン量を減少させることで、オゾン層の回復を遅らせる方向に働く。一方、CH₄の増加は結果として成層圏のオゾン量を増加させる方向に働くことが示された（ChipperfieldとFeng, 2003及びWMO, 2007, 2015）。ただしCO₂, CH₄, N₂Oのオゾン層への影響の大きさは、今後これらの温室効果ガスがどの程度放出されるかに依存する。CO₂は、その放出量が多いほどオゾン層の回復を早める効果が高い。N₂Oはその放出量が多いほど回復を遅らせる効果が高い。逆にCH₄はその放出量が多いほど回復を早める効果が高い。なお、CH₄はN₂Oとは異なり、対流圏オゾンの生成にも関わるため、CH₄の放出量の変化に対しオゾン全量は、成層圏オゾン量の変化だけでなく、対流圏オゾン量の変化の影響も受けて変化する（WMO2018）。

* 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P61）を参照。

** 成層圏下部ならびに対流圏では、CH₄の大気酸化反応 [CH₄ + 4O₂ + 4NO → CO₂ + 4NO₂, 4(NO₂ + O₂ + hv → NO + O₃)] によって光化学的にオゾンが生成される。

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並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（詳細は第1部1-1（p.9）を参照）。

オゾンの生成並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太陽光吸収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。さらに、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）、並びに放射過程（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」（詳細は第1部参考資料15（p.88～）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。

このような化学気候モデルを利用することによって、温室効果気体の増加とオゾン層破壊物質の減少、両者の影響を取り込んだ将来予測実験が可能になってきている。温暖化とオゾン層回復に関わるシナリオをそれぞれ別々に扱うような実験もおこなうことにより、温暖化とオゾン層回復の特徴がより明確に切り分けられるようになる。特に温暖化実験からは、ブリューワ・ドブソン循環に代表される大気循環が強化されるという結果が得られており、大気輸送の効果とオゾンの回復傾向との関連が注目されている。（詳細は第1部参考資料4（p.68～）を参照）。

(a) 中緯度域のオゾン層の予測

中緯度域（北緯35度～北緯60度及び南緯35度～南緯60度）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度～北緯60度、南半球中緯度：南緯35度～南緯60度）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（人為起源のオゾン層破壊物質による大規模なオゾン層破壊が起こる前のレベル）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1980年レベルに回復するのは、北半球では、2010～2030年頃（WMO2018では2035年頃）、南半球では2025～2045年頃（WMO2018では2050年頃）となっている。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。なお数値モデル予測によれば、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年レベルを超える見通しである。このような予測結果となるのは、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（詳細は第1部参考資料4（p.68～）を参照）の強化（オゾンを多く含む空気塊の輸送の増加。詳細は第1部4-4（a）（p.54）を参照）によるものと考えられている。図1-4-4の破線は、オゾン層破壊物質（ODS）の放出量を1960年レベルに固定した条件で、GHGの増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。GHGの増加によってオゾン全量は21世紀末に向かって増加する。また、南半球中緯度では、

実線と破線が21世紀末になってようやく近づいてくることから、この頃にオゾン全量がODSの影響を受けなくなることがわかる。

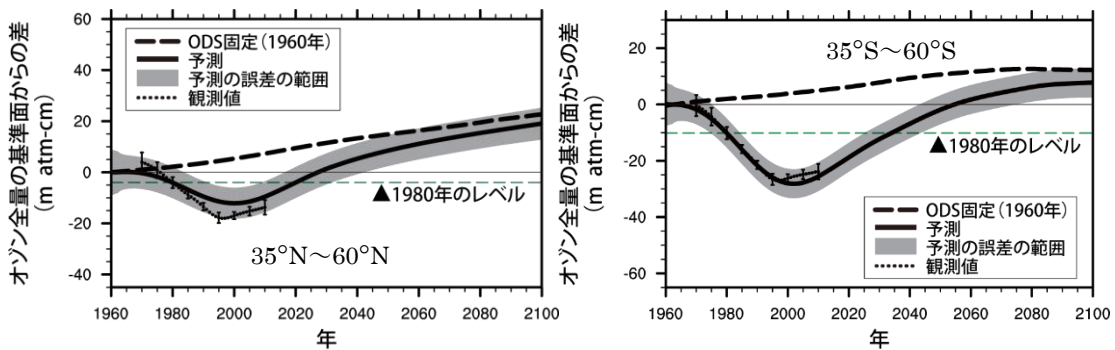


図 1-4-4 中緯度域におけるオゾン全量の推移予測

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。太い破線はODSを1960年レベルに固定したものであり、ODSの放出量の変化の影響がない、GHGの増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。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度～北緯90度）及び南極域（南緯60度～南緯90度）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2020～2035年の間（WMO2018では2030年代）と予測されるのに対し、南極域では21世紀中頃以降（WMO2018では2060年代）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（詳細は第1部参考資料4（p.68～）を参照）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の破線で示されるように、北極域ではGHGの増加に伴ってオゾン全量が増加していくのに対し、南極域ではわずかに増加することどまっている。また南極域では、今世紀末に近づいても実線と破線が十分に近づかないことから、この頃になってもオゾン全量はODSの影響を受けることが予想される。

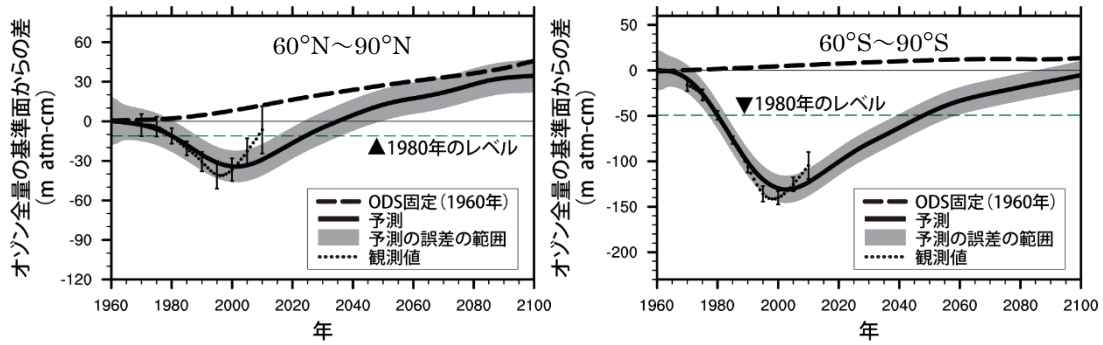


図 1-4-5 北極域及び南極域におけるオゾン全量の推移予測

1960 年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。左図は北極域の 3 月、右図は南極域の 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。太い破線は ODS を 1960 年レベルに固定したものであり、ODS の放出量の変化の影響がない、GHG の増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。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

(c) 低緯度域のオゾン層の予測

一方、低緯度域（南緯 25 度～北緯 25 度）で予測されるオゾン全量の長期的な変化の様子は、中緯度域や極域と異なっている（図 1-4-6）。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、上部並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 の減少の影響並びに 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 の増加にともなうブリューワ・ドブソン循環の強化によるオゾン濃度の減少（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。GHG 増加のこの効果は、ODS 変化の影響のない計算（図中の破線）によって確認することができる。

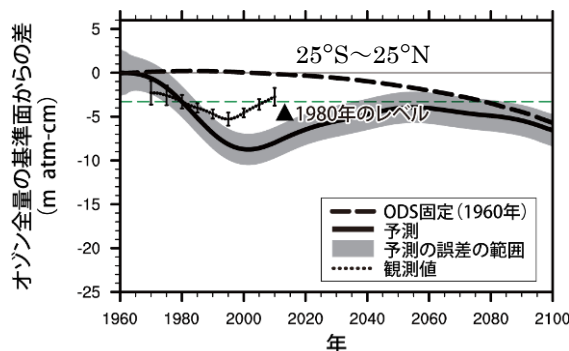


図 1-4-6 低緯度域におけるオゾン全量の推移予測

1960 年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。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。太い破線は ODS を 1960 年レベルに固定したものであり、ODS の放出量の変化の影響がない、GHG の増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。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

（d）温室効果ガスの排出量の違いによるオゾン層の変化の予測

オゾン層の回復時期は、今後の ODS 濃度の変化に依存するとともに、緯度帯によっても異なる。更に、4-2-3 節に記載した通り GHG 濃度の変化によっても影響される。GHG の排出シナリオとしては、RCP（代表的濃度経路）シナリオと呼ばれている、今後の産業の発展や脱温暖化・脱炭素に向けた取り組み等を想定した排出シナリオ（図 1-4-7）が利用されている。WMO2018 では RCP シナリオによる GHG 濃度の変化に基づいて計算されたオゾン層の将来予測結果がまとめられている（図 1-4-8）。これらの予測結果からは、温室効果ガスの排出量が多いシナリオ（RCP 8.5）ほど将来のオゾン全量が増加してオゾン層回復が早まる傾向にあることが分かる。また南北中緯度でのオゾン全量の変化を比較すると、北半球中緯度ではオゾン全量の変化は RCP シナリオの違いに依存するのに対し、南半球中緯度では RCP シナリオの違いによるオゾン全量の変化の違いが顕著ではない。なお本節の(a)と(b)で示された WMO2018 によるオゾン全量の 1980 年レベルへの回復年は、温室効果ガス排出シナリオの 1 つである RCP6.0 シナリオによる最新の予測結果に基づくものである。

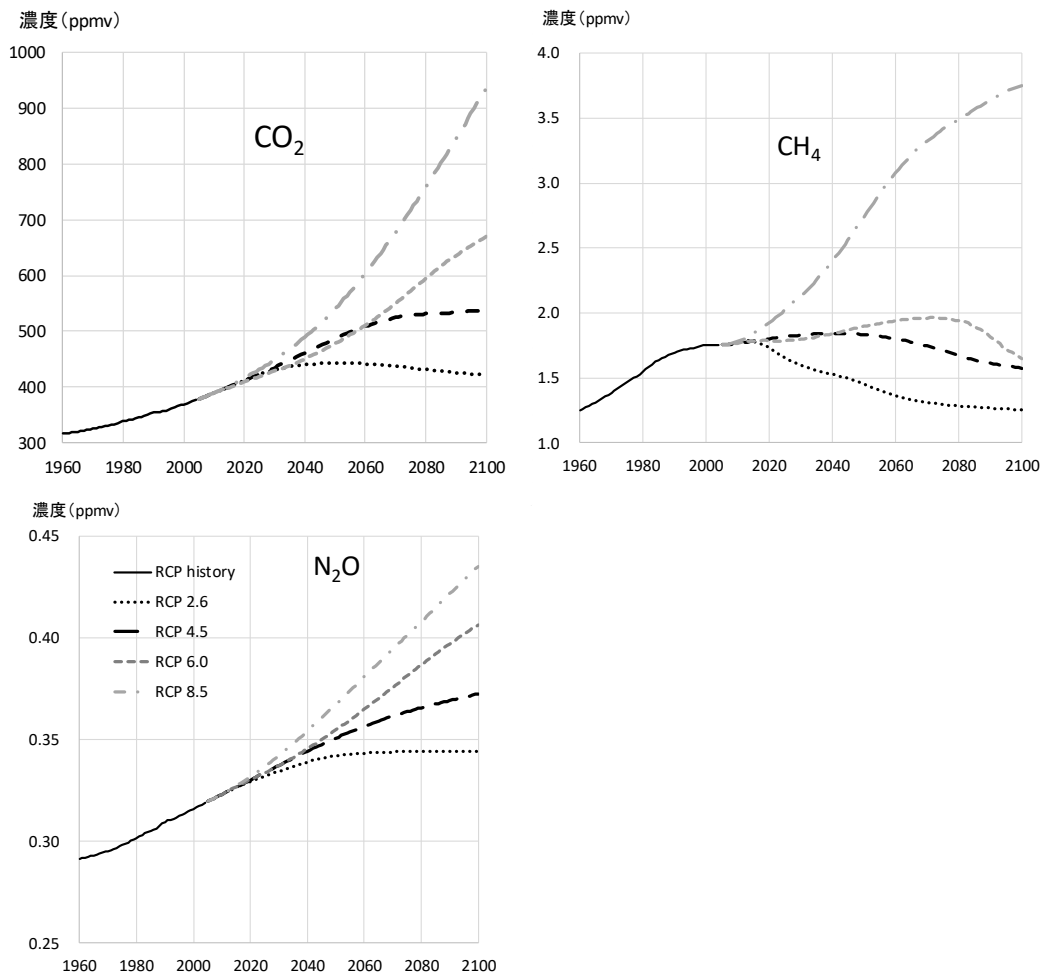


図 1-4-7 RCP シナリオに基づく将来の温室効果ガスの濃度変化

RCP history は 1960～2004 年の GHG 濃度の変化。RCP 2.6 ～ RCP 8.5 はそれぞれ、21 世紀末の放射強制力が 2.6 W/m² ～ 8.5 W/m² に留まるように設定した濃度経路シナリオ。

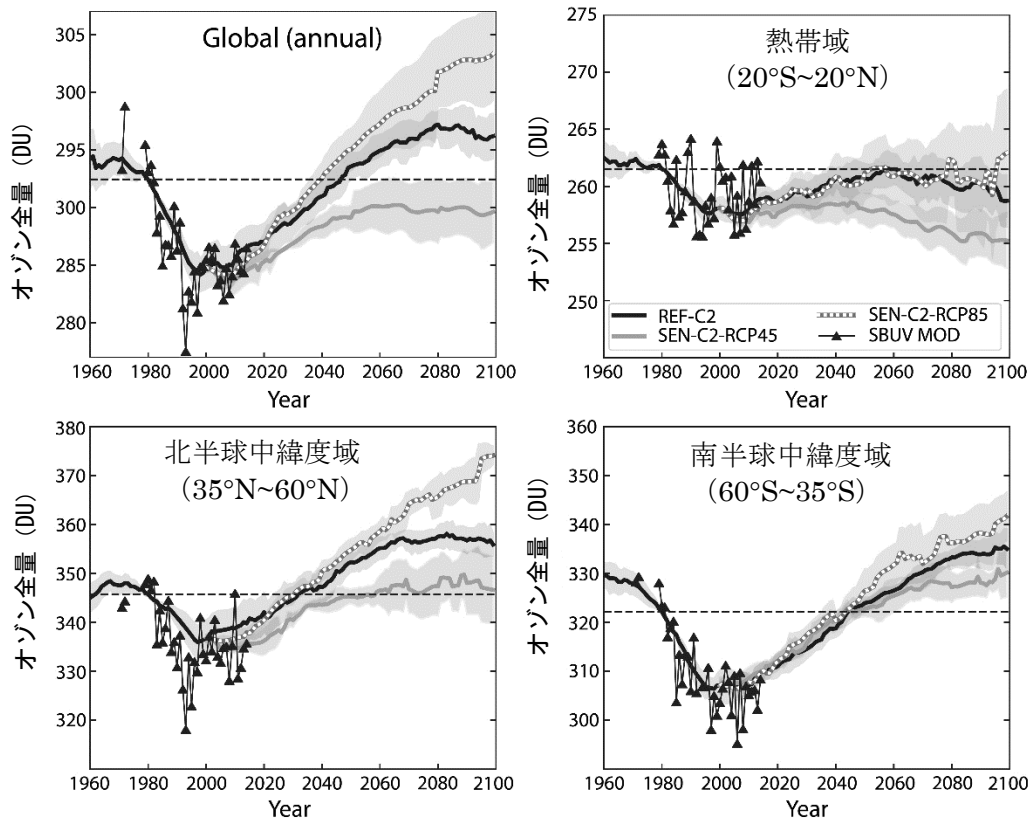


図 1-4-8 GHG の排出シナリオの違いによるオゾン層の将来変化の予測計算結果 (WMO2018)
 REF-C2 は、ODS は A1 標準シナリオ (WMO 2010) に従って、GHG などは RCP 6.0 シナリオに従って
 変化させた場合の将来予測。SEN-C2-RCP45 ならびに-RCP85 は、GHG などを RCP 4.5 シナリオおよび
 RCP 8.5 シナリオに従って変化させた場合の将来予測 (ODS は REF-C2 と同条件)。SBUV MOD は年平
 均オゾン全量の実測値。

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

温室効果ガス（GHG）の増加とそれに伴う気候変化は成層圏での化学的なオゾンの生成・消滅と大規模な成層圏大気の循環（ブリューワ・ドブソン循環）に影響を及ぼす結果、成層圏オゾンの分布やオゾン層の回復時期に影響を与えると考えられる。

4-2-3で述べた通り、GHG（特にCO₂）の増加は成層圏の気温を低下させる。成層圏の気温低下は、4-2-2で述べた通り、オゾン生成が活発な成層圏中上部におけるオゾンの分解を抑制するため、オゾン量を増加させる。一方、極成層圏雲上での不均一反応が重要となる冬季～春季の極域下部成層圏では、GHGの増加による気温の低下は、極成層圏雲の生成に必要な-78℃以下の低温条件を作りやすくする方向に働き、極域でのオゾン層破壊を加速する可能性がある。

更に、GHGの増加はブリューワ・ドブソン循環に影響を与えることが指摘されている。気候モデル*並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ると、その上昇域にあたる熱帯ではオゾンの少ない対流圏の空気がより多く下部成層圏に流入するため、オゾン全量の減少につながると予想される。一方、極向きの変動域にあたる北半球中高緯度や南半球中緯度では大気循環の強化により、この領域の下部成層圏にオゾンが多く輸送されることとなり、この領域のオゾン全量を増加させると考えられる。（図 1-4-4、図 1-4-5 及び図 1-4-6（p.51～）参照）。

また、変動域にあたる緯度帯のオゾン量の増加には、上・中部成層圏における気温の低下に伴うオゾン量の増加が下部成層圏に輸送されるオゾンの増加にもつながる、と言ったプロセスも関わっている。これらにより、変動域にあたる緯度帯ではGHGの増加によってオゾン層の回復が早まる可能性が指摘されている。なお、南半球高緯度では、大気循環の加速の影響は小さく、オゾン全量の増加は抑制されると考えられている。

このように、ブリューワ・ドブソン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）。（詳細は第1部参考資料4（p.68～）を参照）。したがって、今後のGHGの増加がオゾン層回復時期にどの程度の影響を及ぼし得るのかについてはまだ不確実な部分が多い。

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

* 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。

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（<30km）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、2000～2001年にかけて中緯度並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並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。

（b）火山噴火（エアロゾル）がオゾン層破壊に及ぼす影響

火山噴火もオゾン層破壊に影響を及ぼす。噴煙が成層圏にまで達するような大きな火山噴火が起きると、硫酸を主成分とするエアロゾルが成層圏で増加する。硫酸エアロゾルの増加は、エアロゾル上での不均一反応を介したオゾン層破壊反応を加速するだけでなく、成層圏の気温や輸送過程の変化を通して、成層圏でのオゾン量に影響を及ぼす。特に、低緯度帯で大規模な火山噴火が起こった場合は、その気温やオゾン層への影響が地球規模で大きくなる。

例えば、1991年6月のフィリピンのピナツボ火山噴火では（火山噴火の影響がない）バックグランドレベルに比べエアロゾル量が数十倍まで増加した。著しいエアロゾル量の増加は南北両半球で認められ、バックグランドレベルまで減少するのに5～6年を要した。火山噴火後の数年間にわたって南北両半球でNO₂濃度の減少が観測されたが、これはエアロゾルの増加による不均一反応の加速が原因として説明されている（WMO, 1994）前述の通り、硫酸エアロゾルの増加に伴う不均一反応の増大はオゾン層破壊も加速すると考えられており、実際ピナツボ火山噴火後、北半球では数年間オゾン全量の減少が観測されている。一方、南半球中緯度では、ピナツボ火山噴火後も顕著なオゾン全量の変化は認められていない。これはエアロゾルの長波吸収による低緯度下部成層圏の加熱が中緯度成層圏にオゾンを送る大気の循環を強化させたと考えられている。更に、準二年周期振動（QBO）が中緯度オゾンを増加する位相であったことなども加わることで、南半球中緯度へのオゾンの輸送量が増加し、化学的なオゾン層破壊の増大の効果を打ち消した結果と考えられている（WMO, 2014）。

火山噴火による成層圏エアロゾル量の変化の影響は数年程度であり、オゾン層回復や地球温暖化問題のような数十年～数百年という長期的な時間スケールから見れば一時的であるが、現在のようにオゾン層回復の兆しが僅かながら見え始めた時期に今後オゾン量がどう推移していくかを見極める場合には、重要な因子である。特にこれまでは、ピナツボ火山噴火のような大規模なイベントにともなう影響はよく研究されてきたが、最近では比較的小さな火山噴火に対する影響についても調べられている。例えば、南極域のオゾン全量は2000年～2014年の期間において9月に統計的に有意な増加傾向を示したが、2015年にチリで起こった比較的小規模の火山噴火の影響によってこの年のオゾンホールが拡大したことが報告されている（Solomon et al., 2016, Bègue et al., 2017）。

また最近では、モンスーン循環にともなうエアロゾルの成層圏への輸送過程が注目されている。アジアおよび北アメリカの夏季モンスーン循環は亜熱帯の下部成層圏で低温域をともなっており、化学気候モデルによる結果によると、モンスーンの高気圧性循環の南東側で不均一反応による塩素の活性化が起きているという報告がある（Solomon et al., 2016）。こういった塩

素の活性化は、定量的には必ずしも大きなものではないがオゾンの減少を引き起こしうることを示されている。

（c）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、ODS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拡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。