

**オゾン層・紫外線の年のまとめ
(2012年)**

**平成25年9月
気象庁**

目次

目次

はじめに	1
第Ⅰ部 オゾン層の状況	3
第1章 世界のオゾン層	3
1-1 2012年の世界のオゾン層の状況	3
1-2 世界のオゾン層の長期変化	7
第2章 日本上空のオゾン層	10
2-1 2012年の日本上空のオゾン層の状況	10
2-2 日本上空のオゾン層の長期変化	12
第3章 南極オゾンホール	17
3-1 2012年の南極オゾンホールの状況	17
3-2 南極オゾンホールの長期変化	22
第4章 北半球高緯度のオゾン層	26
4-1 2012年の北半球高緯度のオゾン層の状況	26
4-2 北半球高緯度におけるオゾン層の長期変化	29
第Ⅱ部 紫外線の状況	31
第1章 国内の紫外線	31
1-1 2012年の国内の紅斑紫外線の状況	31
1-2 国内の紫外線の長期変化	32
第2章 南極域における紫外線	34
2-1 2012年の南極域における紅斑紫外線の状況	34
2-2 南極域における紅斑紫外線の長期変化	35
資料	36
資料1 南極各国基地におけるオゾン全量(2012年)	36
付録	37
付録1 解析に使用した観測資料	37
付録 1-1 地上観測データ(オゾン)	37
付録 1-2 地上観測データ(紫外線)	38
付録 1-3 衛星観測データ(オゾン)	39
付録2 長期変化傾向の算出における既知の自然変動成分の除去について	41
付録3 オゾン量の長期変化傾向の評価方法について	42
付録4 折れ線フィッティングの計算について	45
用語解説	46
参考文献	50
謝辞	52

はじめに

大気中のオゾン層は上空約 10～50 km の範囲に多く存在していることから、この層をオゾン層と呼んでいる。オゾン層は太陽からの有害な紫外線を吸収し、地上の生態系を保護している。南極域の上空では、9～11 月頃にかけて成層圏のオゾンが著しく少なくなる現象が 1980 年代初めから毎年現れるようになった。この現象は南極オゾンホールと呼ばれている。南極オゾンホールに代表されるオゾン層の破壊は南極域だけではなく、赤道付近を除く両半球で確認されている。また、北半球高緯度では、南極オゾンホールのような顕著なオゾン層破壊が広範囲に発生することはないが、年によってはオゾンの少ない領域が現れることがあり、特に、1990 年以降の春季に数年おきに発生している。

オゾン層破壊の主因は、大気に放出されたクロロフルオロカーボン類（一般にフロンと呼ぶ）等の人為起源のオゾン層破壊物質の大気への放出である。フロン類は、化学的に安定なことから対流圏ではほとんど分解されないが、成層圏へと広がりそこで分解されてオゾン層を破壊する原因となる塩素原子等を放出する。オゾンは紫外線を吸収する特性をもち、フロン等によりオゾン層が破壊されると、地上において生物に有害な紫外線が増加し、生物への悪影響が懸念される。

フロン等の排出によるオゾン層破壊の懸念によって、1980 年代半ばにはオゾン層保護の機運が高まり、1985 年に「オゾン層の保護のためのウィーン条約」、1987 年に「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」が採択された。このような国際的なオゾン層保護の動きの中で、わが国では 1988 年に「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」が公布、施行された。これを受けて、気象庁では 1989 年にオゾン層解析室を設置（1996 年 7 月オゾン層情報センターに改組）し、当庁が実施しているオゾン・紫外線観測の結果を中心に、センターで入手した観測データを用いて、毎年オゾン層の状況を調査解析し、その成果を年次報告として公表している。2011 年の観測成果からは「オゾン層・紫外線の年のまとめ」として、気象庁ホームページに報告書を掲載している。

本報告書の作成にあたり、気候問題懇談会検討部会に貴重なご助言をいただいた。ここに厚くお礼を申し上げます。

【報告書の構成】

・第 I 部では、2012 年のオゾン層の状況と長期変化について、世界全体（第 1 章）、日本上空（第 2 章）、南極域（第 3 章）、北半球高緯度域（第 4 章）と地域ごとに記載する。なお、第 3 章で言及する南極オゾンホールの規模（面積、オゾン欠損量、最低オゾン全量）の定義については巻末「用語解説」を参照のこと。

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）等がある。第 I 部では、主として気象庁が観測したデータおよび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した。

・第 II 部では、2012 年の紫外線の状況と長期変化について、国内（第 1 章）、南極域（第 2 章）と地域ごとに記載する。気象庁では、国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）および南極昭和基地で、波長別の紫外線観測を行っており、第 II 部では、それらのデータをもとに解析した紅斑（こうは

¹北半球では、南半球と比べて極渦が安定して存在できないため、極域成層圏雲（巻末「用語解説」参照）の発生の目安となる -78℃以下となる領域が狭く、期間も短いため、北極で南極のような大規模なオゾンホールが発生しない。詳細については気象庁ホームページ「北極で南極のような大規模なオゾンホールが発生しない理由」

(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-23ozone_o3hole_npcomp.html) を参照。

ん) 紫外線量の状況を示した。なお、紫外線の量としては、UV-B 等波長範囲によりいくつか定義できるが、ここでは健康被害対策を目的として定義された紅斑紫外線量を用いている（紅斑紫外線量については巻末「用語解説」を参照）。

・本文では引用しない参考資料を「資料」に掲載したほか、解析に用いた観測資料の説明などの補足情報を「付録 1」に示した。また、オゾン量の長期変化傾向を算出する前段階の処理として、季節変動や太陽活動など既知の周期的な自然変動と相関の高い成分を除去する方法を「付録 2」に、それらの成分を除去したデータから長期変化傾向を評価する方法を「付録 3」に、今回の報告から導入した「折れ線フィッティング」の計算について「付録 4」にまとめた。本報告で用いる専門用語を巻末「用語解説」に記載している。

【報告書全体についての注意事項】

・オゾン量と紫外線量の変動を表すための基準として用いる累年平均値を本報告書では「参照値」²と呼ぶ。2012 年の状況を表現するのに、基準となる参照値からの差が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」とする。

なお、第 I 部で述べるように世界のオゾン量は 1980 年代に顕著に減少しており、全般に 1990 年代半ば以降は少ない状況が継続している。オゾン量の参照値による 2012 年の評価は、近年の平均的なオゾン量との比較であることに注意する必要がある。1980 年以前のオゾン量と比較して現在どの程度減少しているかなどの長期的な変化傾向は、各章の「長期変化」の節に記載している。

- ・オゾン層・紫外線に関する基礎知識、観測方法は、気象庁ホームページの下記サイトを参照のこと。
 - ・気象等の知識「オゾン層・紫外線」
<http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-0ozone.html>
 - ・観測方法
(オゾン層) http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-15ozone_observe.html
(紫外線) http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/uvhp/3-45uvb_observe.html

なお、オゾン層破壊物質に関する情報は、

- ・温室効果ガス監視情報「フロン類濃度の経年変化」

http://ds.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/ghgp/cfcs_trend.html

を参照のこと。

- ・本報告に含まれるデータには一部暫定値が含まれるため、確定値が算出された時点で今後若干変更される可能性があるが、評価結果に影響を与えるほどの変更はないと考えられる。
オゾン層・紫外線の最新の図表・データは、気象庁ホームページの気象統計情報「オゾン層・紫外線」から閲覧できる。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/diag_o3uv.html

² 1994～2008 年の累年平均値（ただし衛星によるオゾン全量は 1997～2006 年の累年平均値）。巻末「用語解説」参照。

第 I 部 オゾン層の状況

第 1 章 世界のオゾン層

1-1 2012年の世界のオゾン層の状況

- 2012年のオゾン全量は、南極大陸のほとんどの領域で参照値より10%以上多く、一部は15%以上だった。
- 南緯60度～北緯60度で平均した月平均オゾン全量は、一般的に参照値より少ない状態が継続した。

2012年のオゾン全量は、南極大陸のほとんどの領域で参照値より10%以上多く、一部では15%以上多かった(図 I 1-1)。月別にみると、この領域では特に10～11月に+30%以上の顕著な正偏差が広い範囲でみられた(図 I 1-2b)。これは、南極オゾンホールが例年より小さい規模で推移したことと対応している(第3章参照)。低緯度域では、赤道付近で帯状に参照値よりも少ない領域が広がっており、一方、北緯20～30度、南緯20～35度付近では帯状の正偏差がみられた。このような低緯度域での帯状のオゾン全量偏差のパターンはQBO(準2年周期振動。巻末「用語解説」参照)の影響が大きいと考えられる。北半球中緯度では全般に負偏差だった。月別にみると、3月に北太平洋、北米大陸、イギリス付近で、4月に中央アジアから西シベリア付近で-10%以上の負偏差がみられた。これらの領域では3月、4月に例年よりも対流圏界面が高かったことが天気図等からわかっており、オゾン全量負偏差の主な要因と考えられる(対流圏界面が高くなると、オゾンの多い成層圏の層の厚さが小さくなるため、その領域ではオゾン全量が少なくなる)。

緯度帯別のオゾン全量月平均値の年間の推移を図 I 1-3に示す。南緯60度～北緯60度で平均した月平均オゾン全量は、一般的に参照値より少ない状態が継続した。これは、赤道付近のオゾン全量負偏差が継続したことと、北半球中緯度の3～10月に負偏差が続いたことが主な要因と考えられる。南半球高緯度および北半球高緯度の状況の詳細については、それぞれ第3章、第4章で述べる。

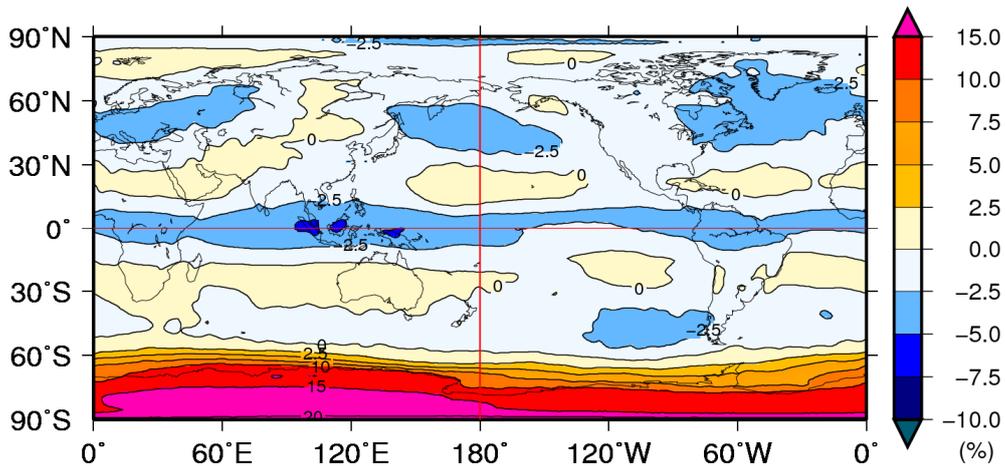


図 I 1-1 : 2012年の世界のオゾン全量偏差 (%) の年平均分布図 (2012年)

月平均オゾン全量偏差 (%) の年平均分布。等値線は-10%～+10%では2.5%間隔、±10%以上では5%間隔。比較の基準である参照値は1997～2006年の累年平均値。年平均値は、北緯60度以北の1月と11、12月および南緯60度以南の5～7月の太陽高度角の関係で観測できない時期を除いて計算した。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

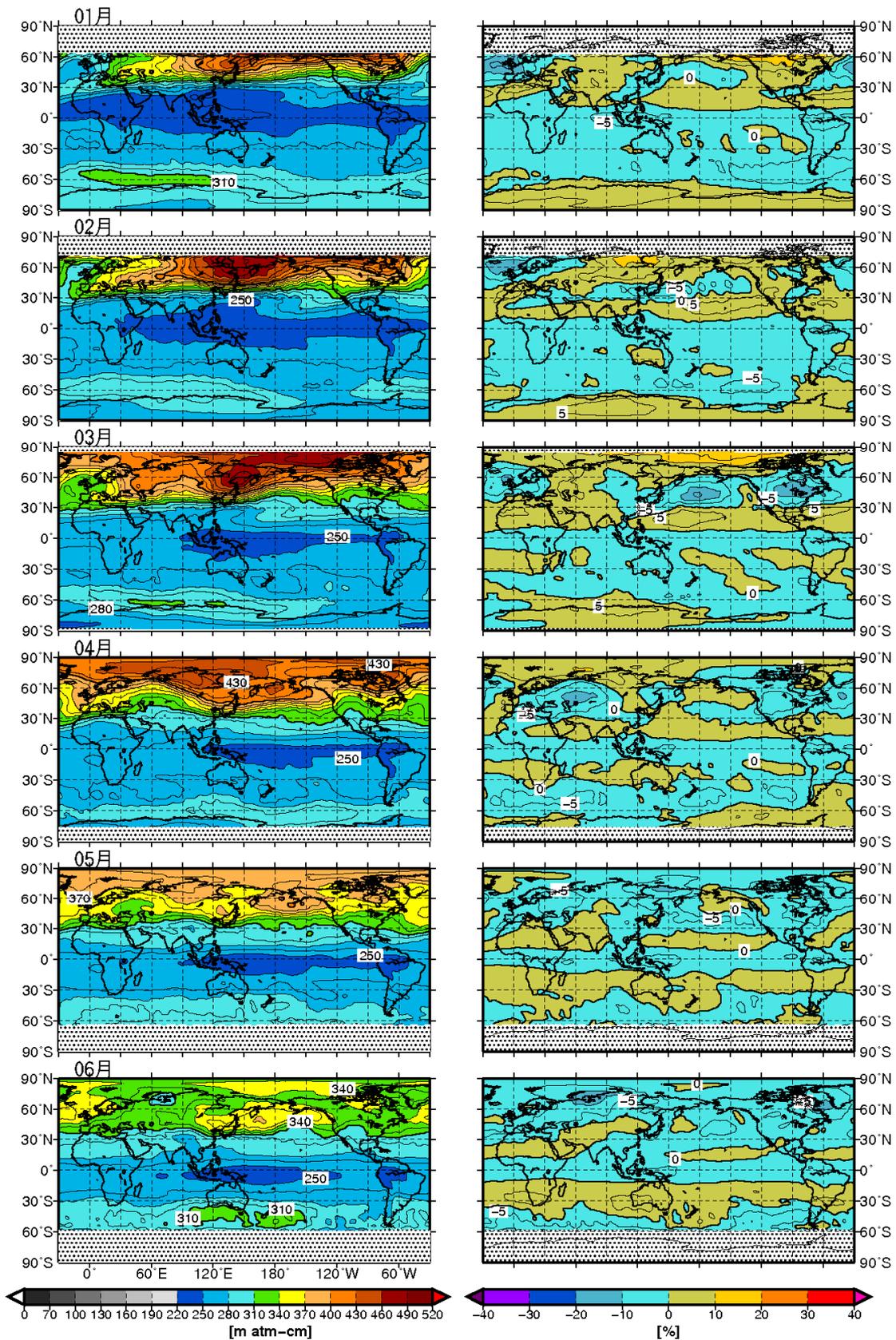


図 I 1-2a : 世界の月平均オゾン全量・偏差分布図 (2012年1~6月)

等値線間隔は、月平均オゾン全量 (左列) については15 m atm-cm、偏差 (右列) については5%。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準である参照値は1997~2006年の月別累年平均値。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

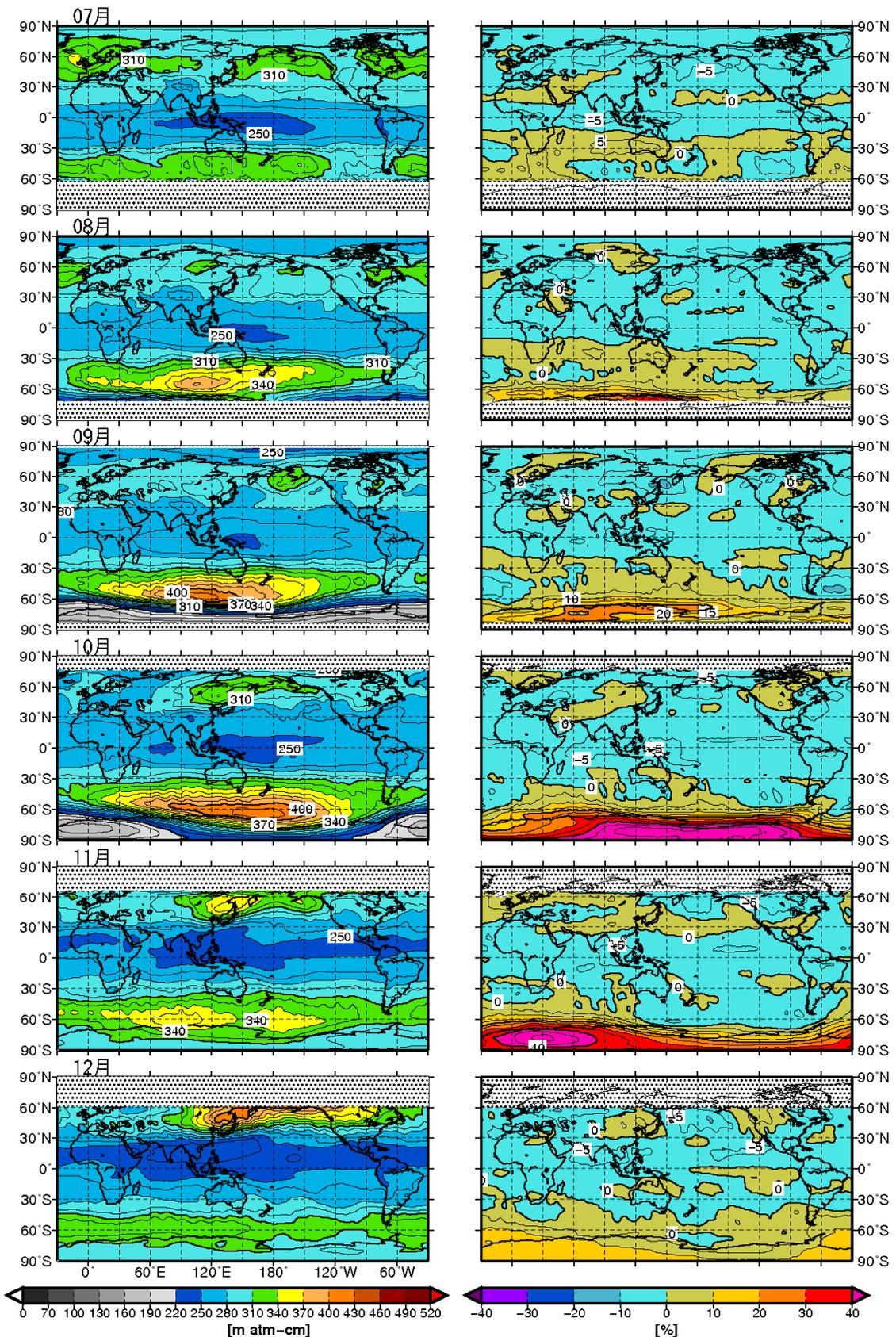


図 I 1-2b : 世界の月平均オゾン全量・偏差分布図 (2012年7~12月)

等値線間隔は、月平均オゾン全量 (左列) については15 m atm-cm、偏差 (%) (右列) については5%。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準である参照値は1997~2006年の月別累年平均値。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

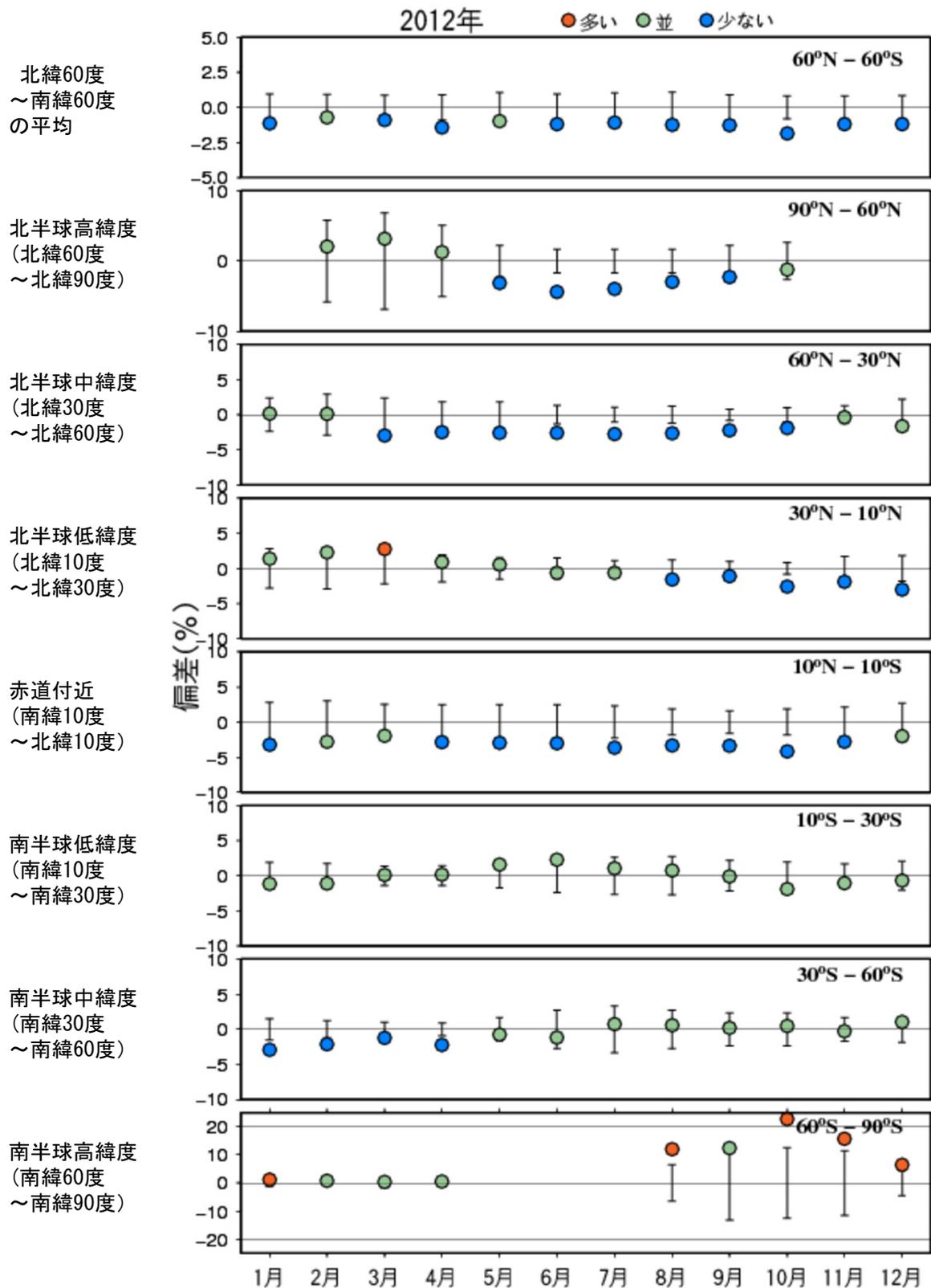


図 I 1-3 : 2012年の緯度帯別のオゾン全量月平均値偏差 (%)

比較の基準である参照値は1997～2006年の平均値。縦線は標準偏差。北緯60度以北の1月と11、12月および南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測がない。NASA提供の衛星データをもとに作成。参照値からの差が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」とした。

1-2 世界のオゾン層の長期変化

- 世界全体のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少した。1990 年代後半以降はほとんど変化がないかわずかな増加がみられるが、1979 年以前と比較すると少ない状態が続いている。
- 長期変化傾向を解析すると、2012 年のオゾン全量は、1979 年と比べて世界全体で $2.0 \pm 0.1\%$ 少なく、緯度別にみると中緯度～高緯度にかけて減少の割合が大きい。月別では、北半球高緯度で 3～4 月に、南半球中高緯度で 8～12 月に減少の割合が大きい。

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 1970～1980 年の平均値に対する偏差 (%) の時系列を、図 I 1-4 に示す。世界全体のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少した。1990 年代後半以降はほとんど変化がないかわずかな増加がみられるが、1979 年以前と比較すると少ない状態が続いている。地上観測データから求めた世界全体のオゾン全量の 2012 年の EESC (Newman *et. al*, 2007) フィッティング値 (付録 3 参照) は、1979 年を基準とすると $2.0 \pm 0.1\%$ 少なかった。1980 年代は減少率が大きく、世界全体では $-1.8 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球中緯度では $-2.4 \pm 0.3\%/10$ 年、南半球全体では $-2.1 \pm 0.2\%/10$ 年の減少がみられた。低緯度では $-0.5 \pm 0.1\%/10$ 年と減少の割合は小さい。ただし、南半球全体および低緯度はそれぞれ観測点が 9 地点および 12 地点と少ないことに注意が必要である。

オゾン全量の減少が 1990 年代半ば以降みられなくなったことは、クロロフルオロカーボン類の大気中濃度が 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いることに関係していると考えられる。北半球中緯度では、1993 年ごろに地上観測と衛星観測とも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) にともない、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 (巻末「用語解説」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。

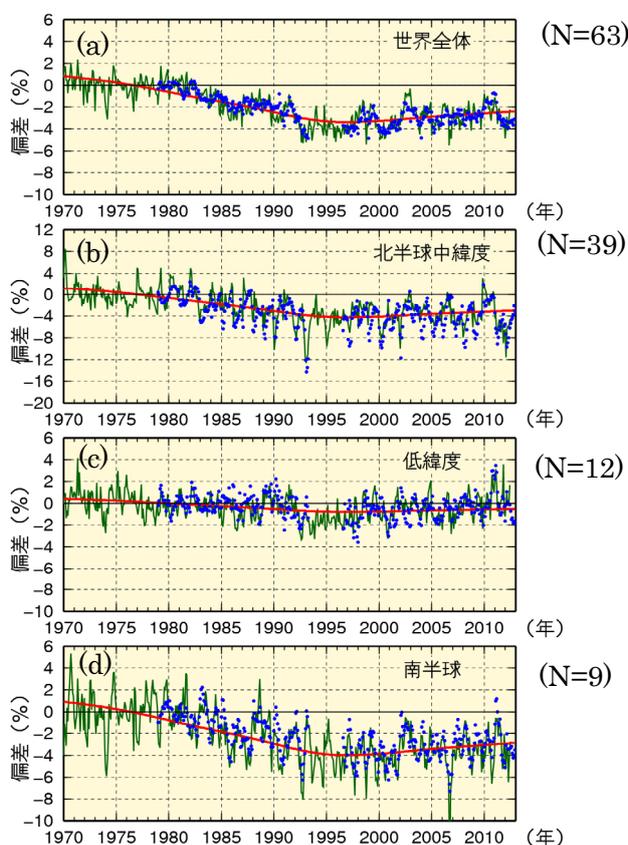


図 I 1-4: 世界のオゾン全量偏差 (%) の経年変化

緑実線は世界の地上観測によるオゾン全量偏差 (%)、青丸は衛星観測データによるオゾン全量偏差 (%) で、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は除去している (付録 2 参照)。比較の基準値は 1970～1980 年の平均値。赤実線は地上観測データに対する EESC フィッティング曲線。(a)世界全体 (衛星データは北緯 70 度～南緯 70 度の平均)、(b)北半球中緯度 (北緯 30～60 度平均)、(c)低緯度 (北緯 30 度～南緯 30 度平均)、(d)南半球全体 (衛星データは 0 度～南緯 70 度平均) のオゾン全量の変化の割合を示す。世界の地上観測点は世界オゾン・紫外線資料センター (WOUDC) のデータを用いており、各領域で使用した地点数は各図の右上のカッコ内に示した。衛星データは NASA 提供のデータを用いた。

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、2012年の緯度帯別オゾン全量の1979年に対する変化の割合を、図 I 1-5aに示す。EESCフィッティングを用いて衛星観測によるオゾン全量データから求めた値である。低緯度を除き統計的に有意な減少がみられ、減少の割合は高緯度ほど大きくなり、特に南半球高緯度では約10%減少している。

一方、最近の変化傾向を示すため、1997～2012年のデータから直線回帰により求めた変化傾向を図 I 1-5bに示す。北緯30度～南緯40度、南緯60～70度では、衛星観測で有意な増加傾向がみられた。北半球中緯度の北緯30～40度では、増加傾向がみられたが有意ではなかった。地上観測データからは、全般に増加傾向の地点がみられるが、北緯45度付近より北では負偏差を示す地点が多くなり、ばらついている。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では、北半球中緯度の近年のオゾン全量の増加傾向が再現されており (Hadjinicolaou *et al.*, 2005)、北半球中緯度のオゾン全量の増加には大気循環の自然変動が寄与している可能性がある。このため、最近のオゾン全量の増加傾向の原因を成層圏の塩素量の減少だけと判断することはできない³。

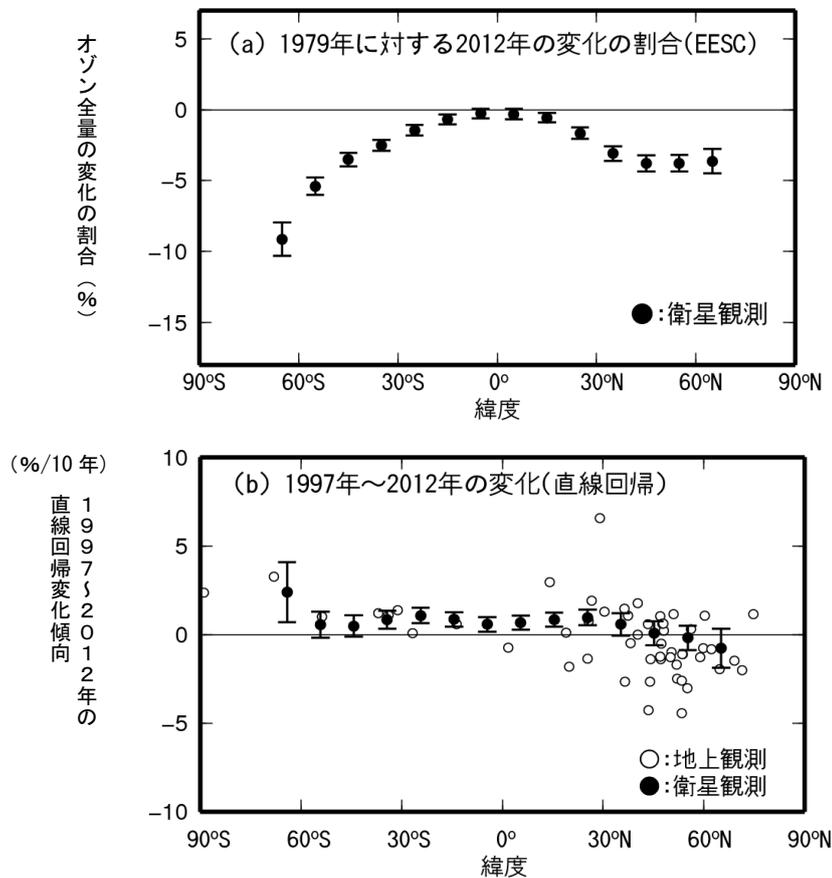


図 I 1-5 : オゾン全量の長期変化傾向および最近の変化傾向の緯度帯別分布

(a) EESCフィッティングを用いて求めた2012年オゾン全量の1979年に対する変化の割合(%)。衛星観測データは緯度帯(10度)ごとにプロットしている。衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。

(b) 1997～2012年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(%/10年)。

衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。

世界の観測地点のオゾン全量データ(最近4年間(2009～2012年)に観測データのない地点を除く53地点)、NASA提供の衛星観測データから作成。

³ 気象庁ホームページ「オゾン量の経年変化に影響を及ぼす自然変動」(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone_o3variability.html)参照。

緯度帯別の長期変化傾向の季節変化を示すため、図 I 1-6に、2012年オゾン全量の1979年に対する変化の割合 (%) を緯度ごとに月別に示した。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わかる。

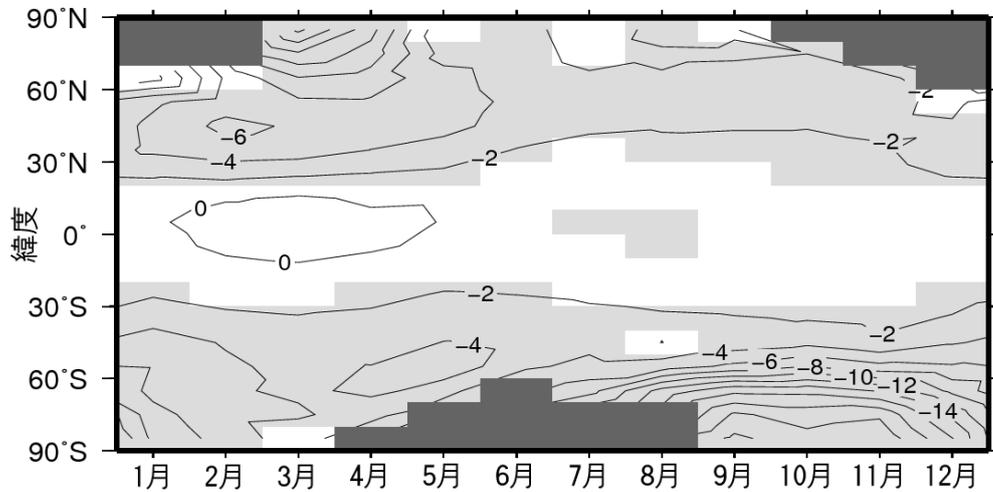


図 I 1-6 : 帯状平均したオゾン全量の緯度帯別長期変化傾向の季節変化

2012年オゾン全量の1979年に対する変化の割合 (%) 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%信頼区間で減少している領域。濃い陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。NASA提供の衛星観測データから作成。

第2章 日本上空のオゾン層

2-1 2012年の日本上空のオゾン層の状況

- 2012年の日本上空の月平均オゾン全量は、4地点ともに「並」の月が多かった。
- 那覇の5月と9月の月平均オゾン全量は、その月として観測開始以来最も多かった。

2012年のオゾン全量の状況

気象庁で観測している日本上空のオゾン全量について2012年における月平均値を図I 2-1に示す。

2012年のオゾン全量の月平均値は、参照値と比較すると4地点ともに「並」の月が多かった。札幌では、12月に「多い」、3月、9～10月は「少ない」となった。特に、9月はその月として観測開始（1958年）以来2番目に少なかった。つくばでは、2月に「少ない」となった。那覇では4～5月と9月、11月に「多い」となった。特に、5月と9月はその月として観測開始（1974年）以来最も多かった。南鳥島では、1月、5月、8～9月に「多い」となり、それ以外の月は「並」だった。

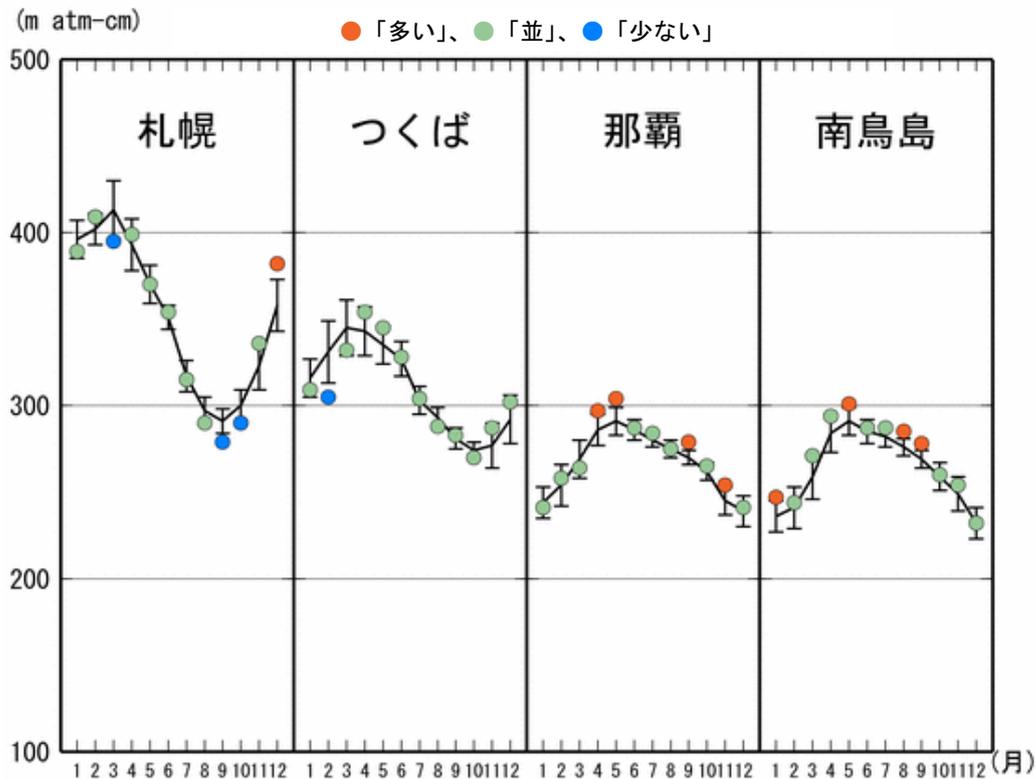


図 I 2-1 : 2012年の日本上空の月平均オゾン全量

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年変化。●印は2012年の月平均値。折線（実線）は参照値（1994～2008年の累年平均値）。縦線は標準偏差。参照値からの差が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」とした。

2012年のオゾン分圧の高度分布の状況

オゾンゾンデ観測による日本上空のオゾン分圧および規格化偏差の高度分布を図 I 2-2に示す。オゾン分圧 (図 I 2-2a) を見ると、各地点とも30~50hPa (高度25km) 付近を中心としてオゾン分圧の高い層がみられる。このオゾン分圧の高い層での規格化偏差 (図 I 2-2b) をみると、国内3地点ともに、下部成層圏の50hPa (高度21km) 付近を中心とした層で、札幌の9月を除き、年を通じてオゾン分圧が参照値より高い傾向がみられた。特に、那覇の5~6月、9~11月で規格化偏差が+2以上の領域が広くみられた。また、上部成層圏では、札幌の10月の8hPa (34km) 付近で規格化偏差が-2以下の領域がみられた。一方、対流圏 (地上から高度約10km付近まで) では、札幌の5~6月、10月、つくばの4~5月、10~12月、那覇の9~12月で規格化偏差が+3以上の領域がみられた。

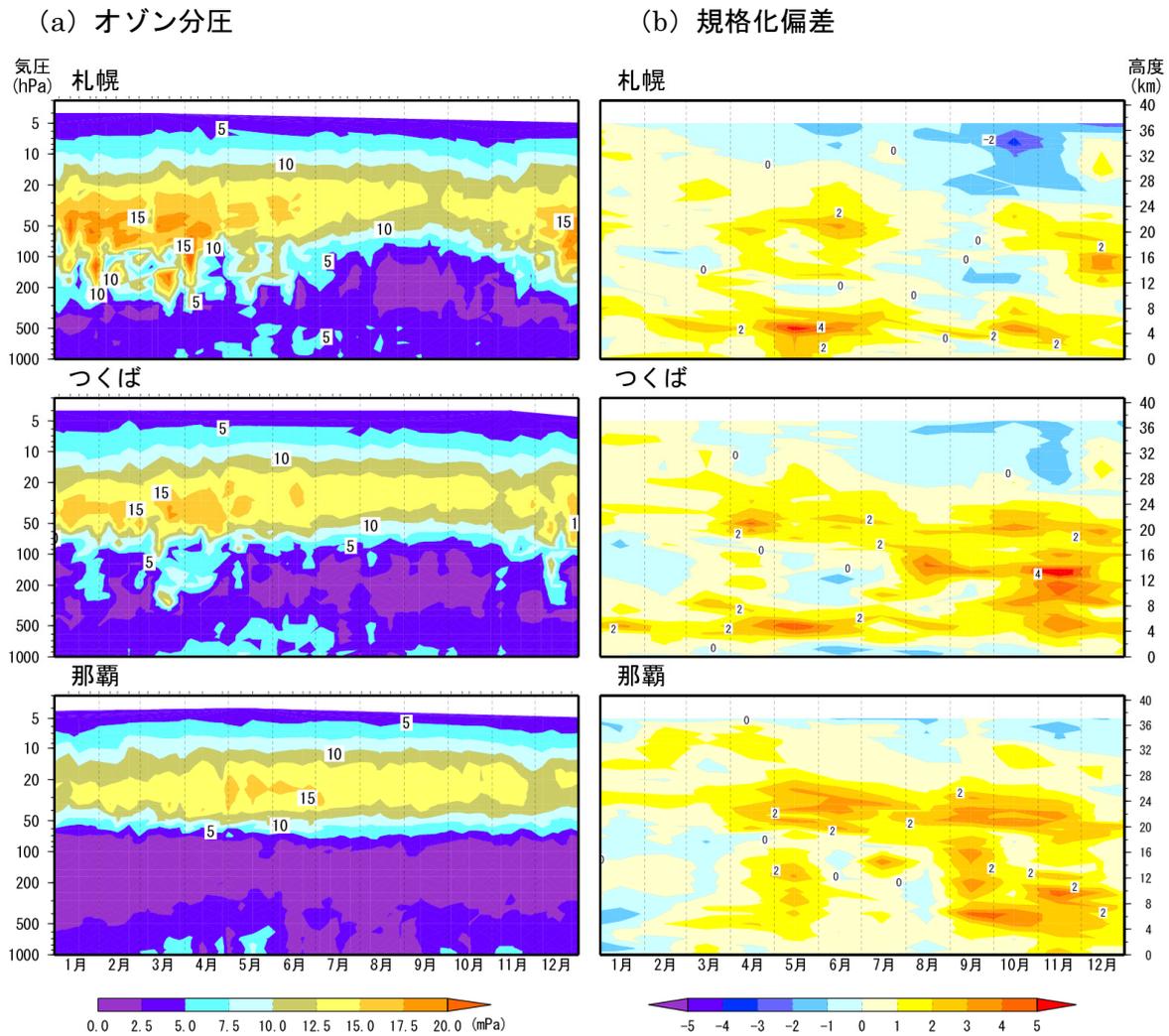


図 I 2-2: 国内3地点のオゾン分圧・規格化偏差の高度分布 (2012年)

札幌、つくば、那覇のオゾンゾンデ観測による (a) オゾン分圧、(b) 規格化偏差の高度分布図。オゾン分圧図 (a) は個々の観測値を、規格化偏差図 (b) は月平均値を用いて作成。比較の基準となる参照値は、1994~2008年の累年平均値。規格化偏差は月平均値の参照値からの偏差を標準偏差で割った値。観測データの無い高度については、前後の期間のオゾン分圧から内挿処理を行っている。なお、各地点の参照値および標準偏差の図は、気象庁ホームページ「オゾンの世界分布と季節変化」(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-20ozone_avemap.html)に掲載している。

2-2 日本上空のオゾン層の長期変化

- 国内のオゾン全量は、特に札幌とつくばで1980年代を中心に1990年代初めまで減少が進み、1990年代半ば以降は、国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）で緩やかな増加傾向がみられる。
- オゾン量の長期変化傾向として、
 - ・2012年のオゾン全量は、1979年と比べて札幌で2.7%少なく、那覇で3.9%多かった。
 - ・1990年代半ば以降は、国内3地点でオゾン全量に増加傾向がみられ、札幌と那覇の増加の割合が大きかった。
 - ・2012年の日本上空のオゾン量は、1979年と比べて、国内3地点の高度20hPa付近と、札幌とつくばの5hPa以上、那覇の1hPa付近、および札幌の200hPa～50hPa付近で減少傾向がみられた。

日本上空の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I 2-3に示す。札幌とつくばのオゾン全量は、主に1980年代を中心に1990年代初めまで減少が進んだ。また、1980年代のオゾンの減少は高緯度ほど大きい傾向がある。緯度帯別の長期変化傾向（図I 1-5、図I 1-6）でもオゾン全量の減少は高緯度ほど大きい傾向があるが、国内においても1990年代半ばまではその傾向がみられる。1990年代半ば以降は、国内4地点ともに緩やかな増加傾向がみられる。

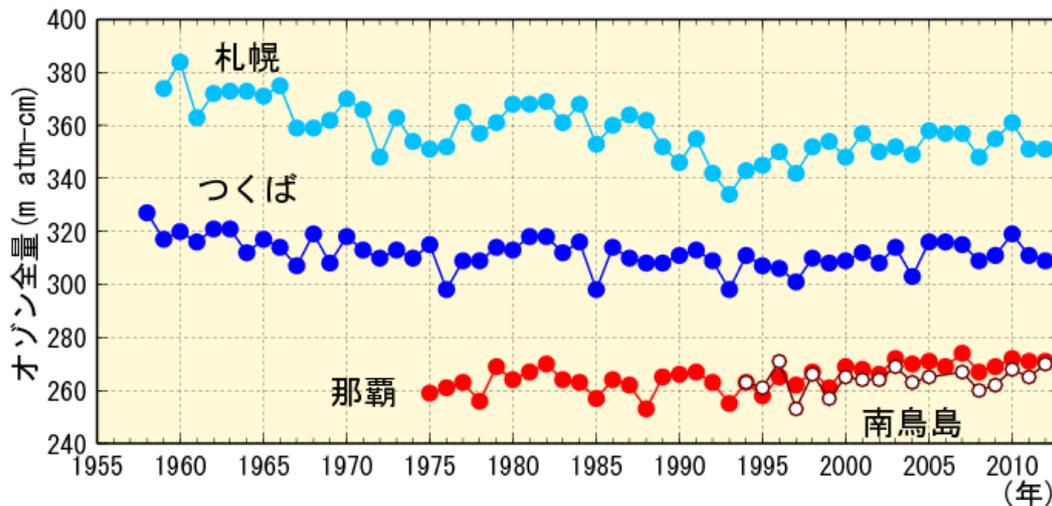


図 I 2-3：日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の年平均値の経年変化。この図では、観測値をそのまま使用した（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は除去していない）。

日本上空のオゾン全量の季節別経年変化

日本上空のオゾン全量の季節平均値について観測全期間平均からの偏差の経年変化を図I 2-4に示す。長期的にみると、札幌ではどの季節も1990年代以降負偏差を示すことが多く、春季と冬季に特に顕著である。ただし、2000年代は1990年代と比較して負偏差が小さくなっている。また、つくばの冬季でも1980年代から1990年代初めまでの減少傾向が明瞭である。一方、那覇の全ての季節で2000年代以降に正偏差を示すことが多く、1990年代半ば以降増加傾向がみられる。

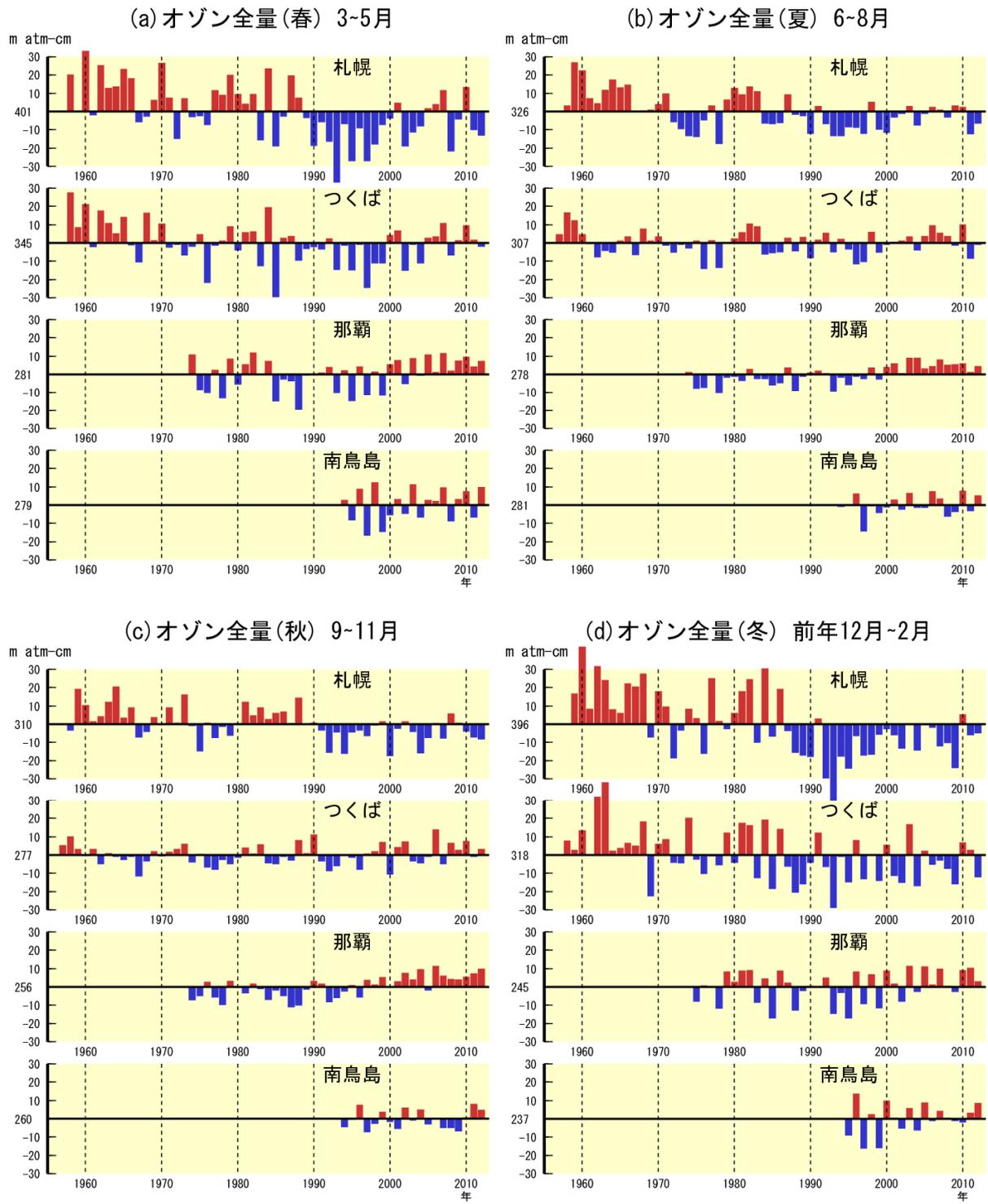


図 I 2-4 : 日本上空のオゾン全量の季節平均値の偏差の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の季節平均値に対する全期間平均からの偏差の経年変化。(a) 春 (3~5月)、(b) 夏 (6~8月)、(c) 秋 (9~11月)、(d) 冬 (前年12月~2月) についての値。

日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内3地点の地上観測データを用いたオゾン全量（黒線。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）と長期的な変化傾向（赤線）を図 I 2-5に示す。1990年代半ばまでのオゾン全量の減少に対し、1990年代半ば以降の増加が見られるが、個別の観測地点については必ずしもEESCフィッティングが有効ではないため、EESCが最大となる1996年末を転換点とした折れ線フィッティングにより長期変化傾向を示した（付録3参照）。

2012年のオゾン全量は、1979年と比べて、通年では札幌で2.7%少なく、那覇で3.9%多く、いずれも統計的に有意（95%の信頼区間の範囲が全て減少あるいは増加）であった（表 I 2-1）。季節別にみると、那覇では冬季を除いて有意に増加している。

1980年代のオゾン全量は、札幌とつくばで通年で有意に減少しており、緯度の高い地点ほど減少の割合が大きい（表 I 2-2）。季節別にみると、札幌は全ての季節で有意に減少し、冬季と春季に減少の割合が大きく、つくばは春季と冬季で有意に減少している。

1997年以降の変化傾向（表 I 2-3）をみると、3地点ともに通年で有意な増加がみられ、札幌と那覇でその割合が大きかった。季節別にみると、札幌の秋季、つくばの冬季をのぞいた季節と、那覇の全ての季節で有意に増加している。これらの増加傾向には、成層圏の塩素量の減少が関係しているとみられるが、大気循環の自然変動も寄与している可能性がある⁴。

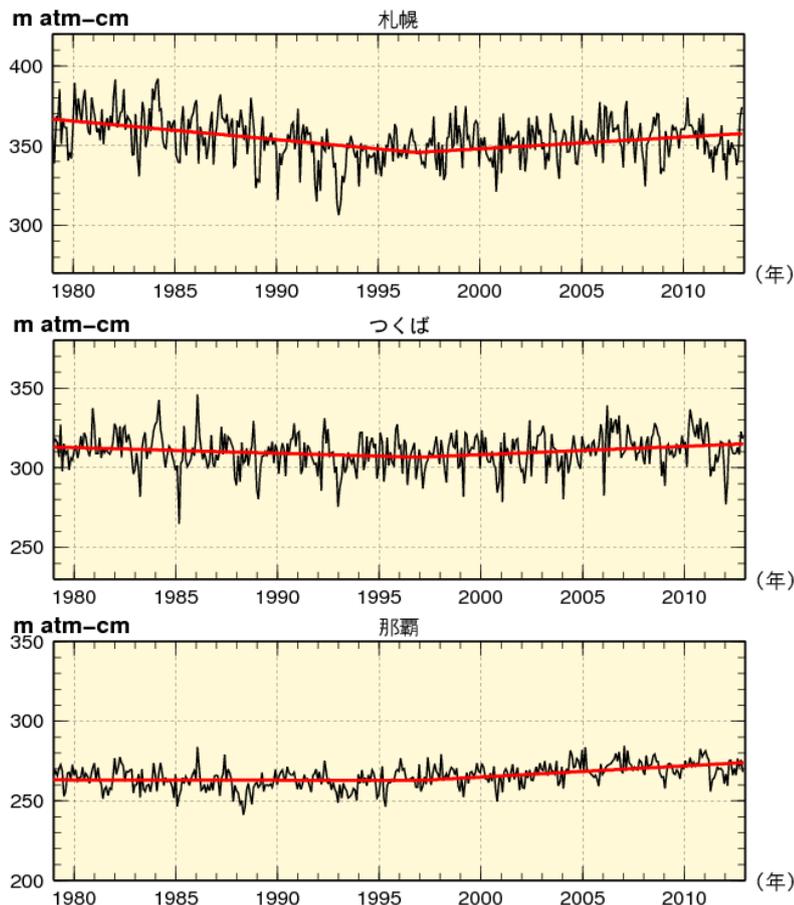


図 I 2-5：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

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)。黒線は、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。赤線は、折れ線フィッティングによる直線を示す。上から、札幌、つくば、那覇のデータ。

⁴気象庁ホームページ「オゾン量の経年変化に影響を及ぼす自然変動」(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone_o3variability.html)を参照。

表 I 2-1：日本上空のオゾン全量長期変化傾向

2012年オゾン全量の1979年に対する変化の割合（%）。カッコ内は、95%の信頼区間の範囲を示し、色を付けたものは、統計的に有意（95%の信頼区間の範囲がすべて正か負）なものである。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。3地点とも折れ線フィッティングから求めた。

	札幌	つくば	那覇
通年	-2.7 (-4.4 ~ -1.0)	0.5 (-1.3 ~ 2.2)	3.9 (2.7 ~ 5.1)
春	-2.5 (-6.4 ~ 1.4)	1.2 (-2.8 ~ 5.2)	3.7 (1.1 ~ 6.3)
夏	-1.9 (-4.6 ~ 0.8)	0.9 (-1.8 ~ 3.7)	4.5 (2.3 ~ 6.8)
秋	-2.6 (-5.4 ~ 0.1)	1.8 (-0.9 ~ 4.4)	5.1 (3.0 ~ 7.3)
冬	-3.1 (-7.4 ~ 1.2)	-1.7 (-6.0 ~ 2.6)	2.5 (-0.2 ~ 5.2)

表 I 2-2：日本上空のオゾン全量長期変化傾向（1980年代の変化の割合）

折れ線フィッティングの前半部のトレンドから求めた1980年代の変化量（%/10年）。カッコ内は、95%の信頼区間の範囲を示し、色を付けたものは、統計的に有意（95%の信頼区間の範囲がすべて正か負）なものである。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。

	札幌	つくば	那覇
通年	-3.2 ± 0.7	-1.1 ± 0.7	-0.1 ± 0.5
春	-4.0 ± 1.6	-1.7 ± 1.7	-0.7 ± 1.1
夏	-2.4 ± 1.1	-0.8 ± 1.2	0.8 ± 0.9
秋	-1.9 ± 1.2	-0.1 ± 1.1	0.5 ± 0.9
冬	-4.4 ± 1.8	-1.9 ± 1.8	-0.8 ± 1.1

表 I 2-3：日本上空のオゾン全量の1997年以降の変化傾向

折れ線フィッティングにより求めた1997年以降の変化傾向（%/10年）と95%の信頼区間の範囲。色を付けたものは、統計的に有意（95%の信頼区間の範囲がすべて正か負）なものである。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。

	札幌	つくば	那覇
通年	2.1 ± 0.9	1.7 ± 0.8	2.7 ± 0.6
春	3.2 ± 2.0	2.8 ± 2.0	3.3 ± 1.3
夏	1.6 ± 1.3	1.5 ± 1.3	2.0 ± 1.0
秋	0.5 ± 1.3	1.3 ± 1.3	2.7 ± 1.0
冬	3.4 ± 2.3	1.2 ± 2.1	2.7 ± 1.3

日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向

日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向をみるため、2012年の成層圏のオゾン量の1979年に対する変化の割合(%)について鉛直分布を図I 2-6aに示す。2012年のオゾン量は、1979年と比べて上部成層圏(5hPa(高度35km)以上)では、札幌とつくばの5hPa以上、那覇の1hPa(高度45km)付近で有意に減少している。下部成層圏では、3地点ともに20hPa(高度約25km)付近で有意に減少し、札幌の200~50hPa(高度10~20km)付近でも有意な減少傾向がみられる。これらのオゾン減少は、ともにクロロフルオロカーボン類などから解離した塩素によるものと考えられるが、その破壊メカニズムは異なっている。上部成層圏での減少は、塩素原子との気相反応が関わる触媒反応サイクルによるのに対し、下部成層圏での減少は主にエアロゾル粒子表面での不均一反応(巻末「用語解説」参照)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。

1997年以降の変化傾向(図I 2-6b)をみると、上部成層圏では、5hPa(高度35km)以上で札幌は有意な減少傾向が、つくばは有意な増加傾向がみられる。対流圏から下部成層圏では、札幌の50hPa(高度20km)~20hPa(高度27km)と150hPa(高度13km)付近で有意な増加傾向がみられ、つくばでは30hPa(高度24km)以下のほとんどの高度で、那覇では30hPa(高度24km)以下の全ての高度で有意な増加傾向がみられた。

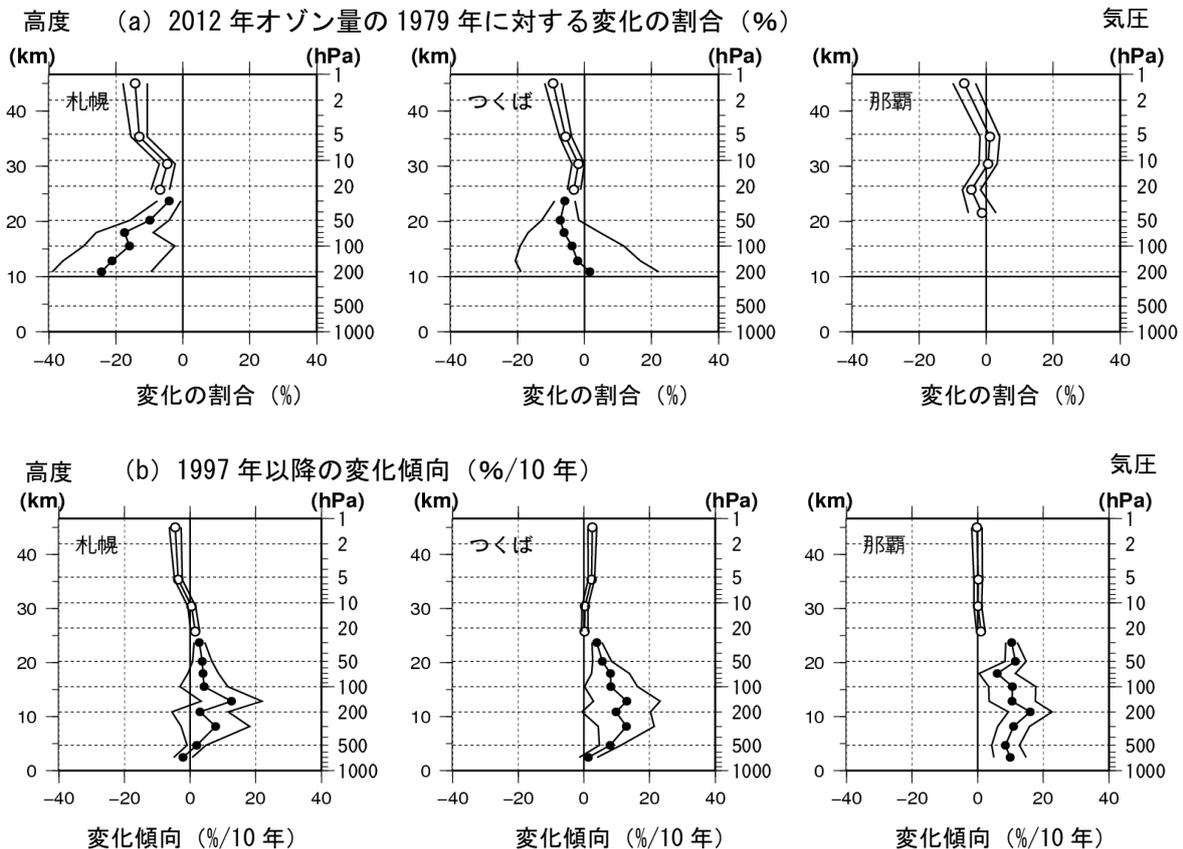


図 I 2-6 : 日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向

(a) 2012年オゾン量の1979年に対する変化の割合(%)、(b) 1997年以降の変化傾向(%/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。折れ線フィッティングによる長期変化傾向の解析より求めた(付録3参照)。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、a図では反転観測の結果のみ示す。なお、反転観測の約45kmの○印は、高度40km付近より高い気層について合計した量の変化傾向を表している。

第3章 南極オゾンホール⁵

3-1 2012年の南極オゾンホールの状況

○2012年のオゾンホールの面積は9月22日に最大となったが、観測された年最大値は2,080万km²に留まり、1990年代以降で最も小さかった。このことは、極域成層圏雲が出現する目安となる-78℃以下の領域の面積が7~8月にかけて小さかったこと、南半球冬季の対流圏での例年より活発な波活動の影響で低緯度側からのオゾン量の多い空気塊の流入が促進されたことが要因として考えられる。

○2012年の南極オゾンホールの期間の昭和基地上空の月平均オゾン全量は、9~12月に「多い」となった。

衛星による観測

衛星観測データの日別値から求めた2012年のオゾンホールの規模の推移を、図I 3-1に示す。2012年のオゾンホールは、例年と同様に8月に発生した後、過去(2002~2011年)の同時期と比べて小さい規模で推移し、9月22日に今年の最大面積である2,080万km²(南極大陸の約1.5倍)まで拡大した。その後、オゾンホールの面積は、9月末から減少しはじめ、過去(2002~2011年)の同時期と比べて小さい規模で推移し、11月16日に消滅した(図I 3-1a)。オゾン欠損量は9月22日に年最大値である6,810万トン、最低オゾン全量は10月1日に年最低値である123 m atm-cmとなった。

2012年の最大面積は、1990年代以降で最も小さかった。2012年のオゾン欠損量の年最大値は、1990年代以降では1990年、2002年について3番目に小さく、最低オゾン全量の年最低値は、2002年について2番目に高かった。

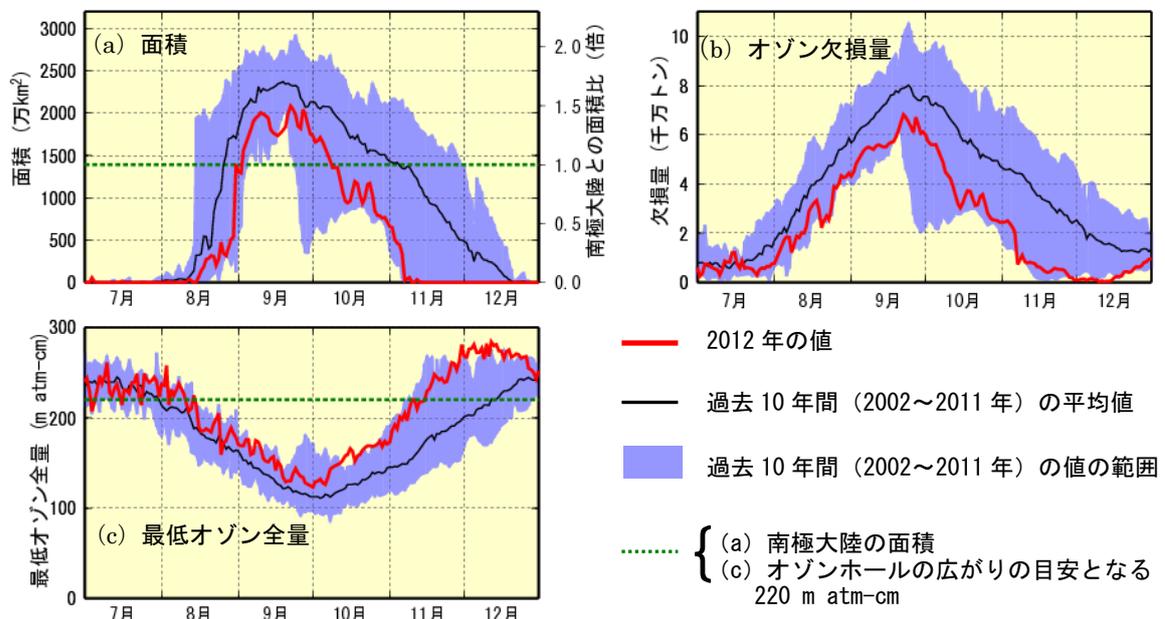


図 I 3-1 : オゾンホールの規模 (2012年7~12月)
NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

⁵ 南極オゾンホールの規模の定義については巻末の「用語解説」を、オゾンホール詳細については気象庁ホームページ「南極オゾンホール」(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-30ozone_o3hole.html)を参照。

南極昭和基地における地上観測

昭和基地で観測したオゾン全量日代表値の2012年の推移を図 I 3-2に示す。9月上旬からオゾンホールが目安である220 m atm-cmを大きく下回るようになり、9月23日に2012年の最小値である176 m atm-cmを記録した。しかし、オゾンホールが大気擾乱によって移動または変形することに対応して、9月下旬から10月には、昭和基地がオゾンホールの外側に位置する日も多く、オゾン全量が220 m atm-cmを上回ることが多くなった。11月6日以降は220 m atm-cmよりも高くなり、以後ほぼ300～370 m atm-cmの範囲で推移した。

2012年の南極昭和基地上空の月平均オゾン全量を参照値と比較すると、オゾンホール期間の9～12月に「多い」となった（図 I 3-3）。特に、11月はオゾンホールが出現する以前の期間の平均に近い値だった。

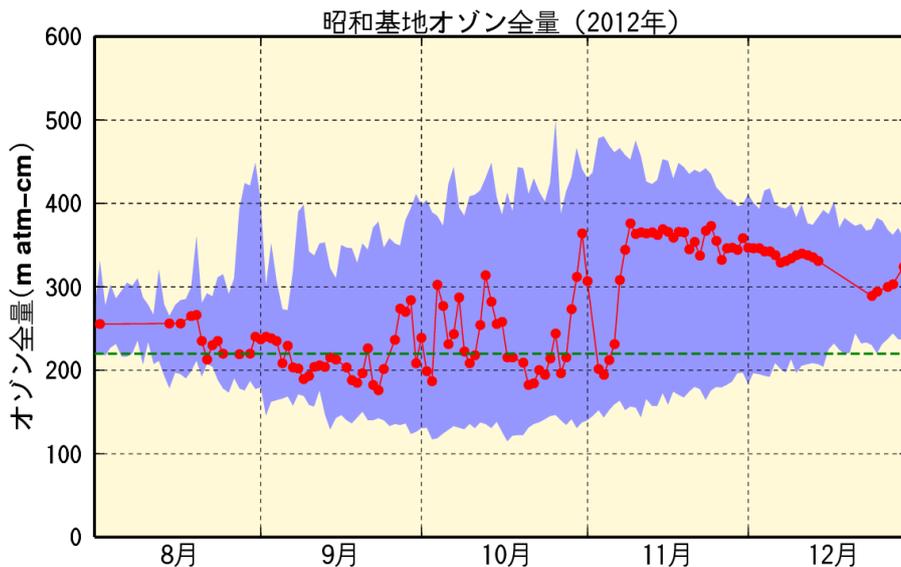


図 I 3-2：南極昭和基地におけるオゾン全量日代表値（2012年8～12月）

●は2012年の観測値（日代表値）。濃い青色の領域の上端と下端は観測開始（1961年）以来の最大および最小値。緑色の横点線はオゾンホールの目安である220 m atm-cmの値。

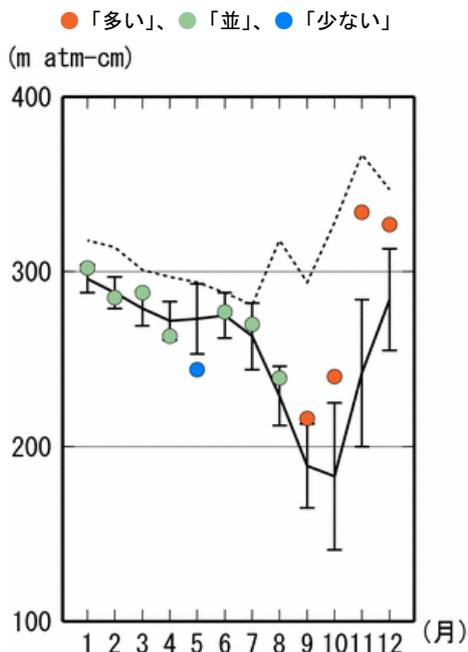


図 I 3-3：2012年の南極昭和基地における月平均オゾン全量

●印は2012年の月平均値。実線は参照値（1994～2008年の累年平均値）で、縦線はその標準偏差である。点線はオゾンホールが出現する以前の1961～1980年の累年平均値。参照値からの差が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」とした。

南極昭和基地におけるオゾンゾンデ観測

南極オゾンホールの特徴は、通常オゾン量が多い50hPa（高度19km）付近におけるオゾンが大きく減少することである。2012年の昭和基地上空におけるオゾン分圧の鉛直分布を図I 3-4に示す。図I 3-4aをみると、2012年も、50hPa（高度19km）付近でオゾンの減少がみられ、1～8月に100～30hPa（高度15～23km）付近で10mPa以上となっていたオゾン分圧が、9月下旬～10月にかけて2.5mPa以下と極めて低い値となった。一方、30～10hPa（高度23～30km）付近では、10月前半に10mPaを上回るオゾン分圧が観測された。11月になると、100～20hPa（高度15～25km）の広い範囲でオゾン分圧が12.5hPa以上と高くなり、12月もやや縮小しながら継続した。これは、昭和基地のオゾン全量が11月6日以降、220 m atm-cmを上回るようになった（図I 3-2）ことと対応している。

月平均値の規格化偏差（図I 3-4b）をみると、オゾンホールが現れた8月以降は、全般に参照値より多く、特に8月の100hPa（高度15km）付近で規格化偏差が+2以上となった。また、11月の100hPa（高度15km）付近と400hPa（高度6km）付近で規格化偏差が+5以上だった。

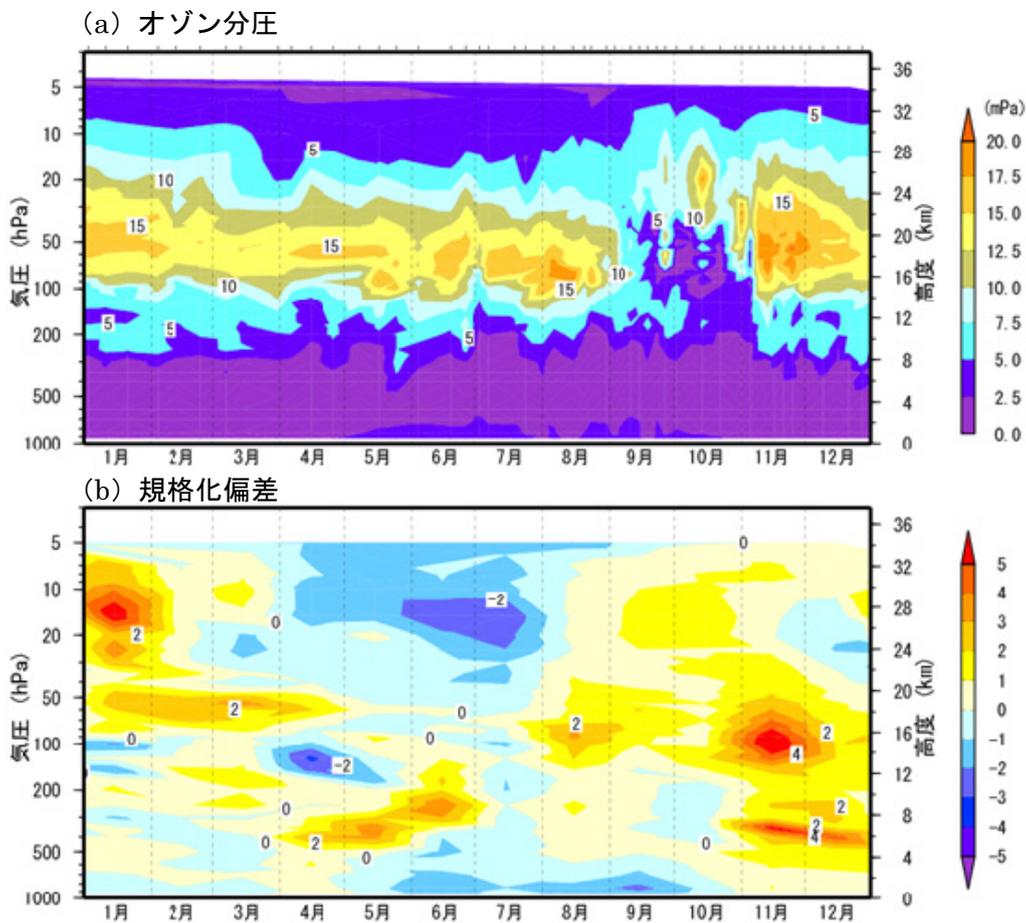


図 I 3-4 : 南極昭和基地の (a) オゾン分圧と (b) その規格化偏差の高度分布 (2012年1～12月)

オゾン分圧図 (a) は個々の観測値を、規格化偏差図 (b) は月平均値を用いて作成。規格化偏差は月平均値の参照値からの偏差を標準偏差で割った値。観測データのない高度については、前後の期間のオゾン分圧から内挿処理を行っている。なお、参照値および標準偏差の図は、気象庁ホームページ (http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-20ozone_avemap.html) に掲載している。

2012年のオゾンホールに関連する下部成層圏の気象状況

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（巻末「用語解説」参照）が生成されるための気象条件は、南半球の冬季から春季にかけて極渦が安定し下部成層圏の低温（ -78°C 以下の低温）が持続することである。冬季の極域成層圏雲の面積が大きいほど、その年のオゾンホールの規模が大きくなる傾向がある。一方、オゾンホールの発達を妨げる要因として、対流圏からの波活動が活発になることがあげられる。南半球冬季に対流圏の波活動が活発になると、春先に極渦周辺の気温が高くなり（Newman *et. al*, 2004）、その結果、低緯度側からオゾン量の多い空気塊の輸送が増えるため、オゾンホールの発達を妨げる。

2012年の南極下部成層圏（50hPa）の領域最低気温⁶（図I3-5a）は、例年と同じ5月中旬～10月上旬の期間 -78°C 以下であり、この期間中はほぼ平均程度で推移した。9月下旬に急速に昇温した後、10月中旬以降のほとんどの期間で過去の平均より高い状態だった。なお、7月上・中旬にも気温が上昇し、過去の平均より高くなっている。また、オゾンホールの規模と密接な関係のある -78°C 以下の領域の面積（図I3-5b）は、ほぼ平均程度に推移したが、7月後半、8月下旬および9月下旬以降で過去の平均より小さくなり、10月上旬に面積がゼロとなった。

2012年のオゾンホールの規模は、1990年代以降で最も小さかった。これは、極域成層圏雲が出現する目安となる -78°C 以下の領域の面積が、7～8月にかけて小さかったこと、また、2012年冬季に南半球対流圏の波活動が例年より活発だったため、低緯度側からのオゾン量の多い空気塊の流入が促進され、オゾンホールの発達が妨げられたことが要因と考えられる。

⁶ 「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2011年）」においては、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相関も良いことが確認されているため、本稿よりこれを用いることとする。

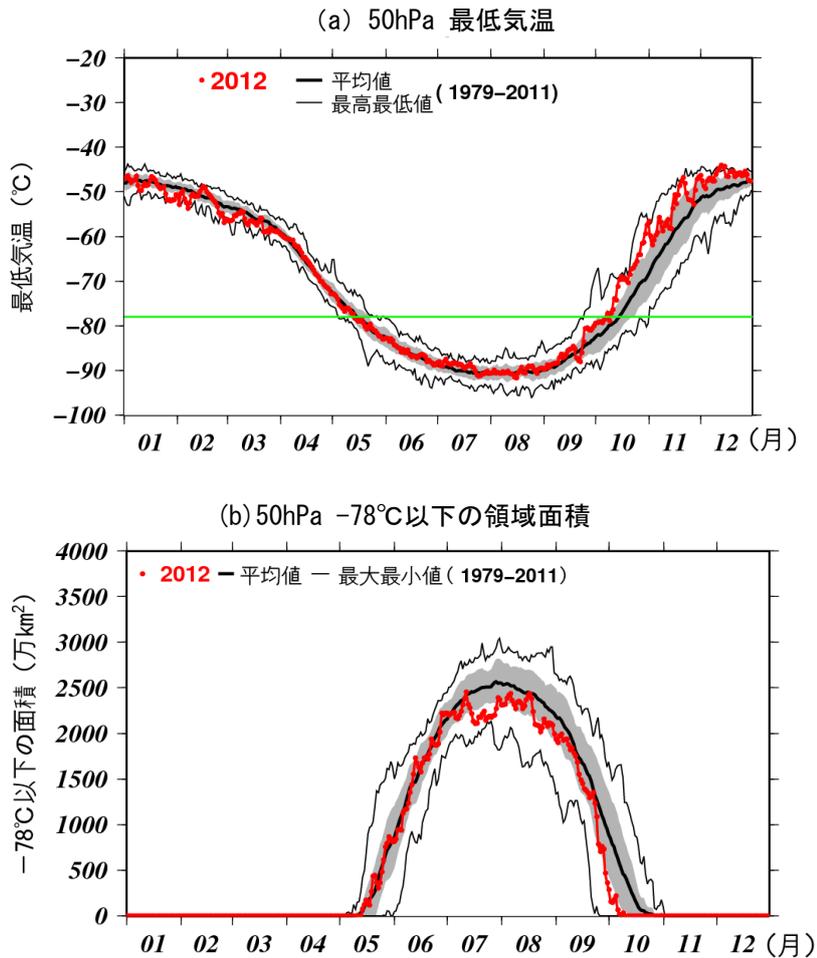


図 I 3-5 : 2012年の南極域上空の (a) 下部成層圏の最低気温および (b) 気温が -78°C 以下の領域の面積

2012年の南緯60度以南の50hPa（高度約20km）面における (a) 日別の領域最低気温と (b) 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。陰影中の黒太実線は1979～2011年の累年平均値。陰影の外黒細実線は同期間の最高（最大）値および最低（最小）値。陰影は標準偏差の範囲。上図の横の緑線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C 。米国海洋大気庁・米国大気研究センター（NCEP-NCAR）による解析値（Kalnay *et. al*, 1996）をもとに作成。1979～2011年の累年平均値との差が標準偏差以内のときを「平均程度」、それより大きいときを「高い」「大きい」、それより小さいときを「低い」「小さい」とした。

3-2 南極オゾンホール の 長期変化

- ・南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したが、1990年代半ば以降は、年々変動はあるものの長期的な増加傾向はみられなくなった。
- ・南極昭和基地における9～12月の月平均オゾン全量は、1980年頃から減少し、1990年代半ば以降は少ない状態が続いている。
- ・南極昭和基地のオゾンゾンデ観測による高度12～20kmの10月の月平均オゾン量は、1980年代に急激に減少し、1990年代後半以降のほとんどの年で1970年代と比較して20%以下の少ない状態だった。

衛星観測データからみたオゾンホールの経年変化

オゾンホールの面積とオゾン欠損量の年最大値、および年最低オゾン全量の経年変化を図I 3-6に示す。これによると、南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大した。1990年代半ば以降は、年々変動はあるものの、長期的な増加傾向はみられなくなった。しかし、オゾンホールの規模は依然として大きい状態が続いている。

オゾンホールの規模には、オゾン層破壊物質の濃度の変化にともなう長期的な変化に加えて年々変動がみられる。特に、2000年以降は、年々変動が大きい傾向があり、2002年、2004年、2010年はオゾンホールの規模が一時的に小さくなっている。このような年々変動は、南極域上空の成層圏の気候の変動に関係しており、南半球の冬季から春季にかけての成層圏の極渦の強さや下部成層圏の気温に対応している。2002年の場合は、南極域上空で冬季から初春の下部成層圏の気温が高く、極域成層圏雲の発生する-78℃以下の面積が例年より小さかったこと、初春に大規模な成層圏突然昇温が発生し、極渦が分裂したため、低緯度のオゾン濃度の高い空気と混合したことなどによりオゾンの破壊が大きく緩和された。

図I 3-7に、オゾンホールの目安である220 m 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年代半ば以降は2002年に早く（11月中）消滅したほかは、12月に消滅することが多かった。2012年の消滅日は11月16日であり、1990年代以降では2002年について2番目に早かった。

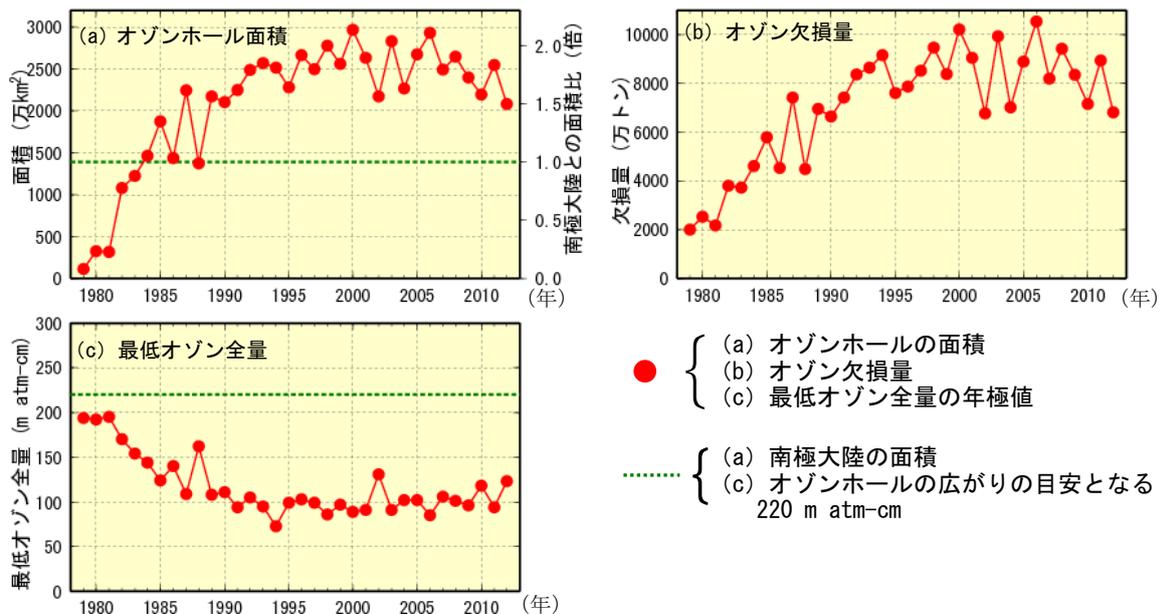


図 I 3-6 : オゾンホールの規模の経年変化

NASA 提供の衛星データをもとに作成（主に TOMS/OMI 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）。

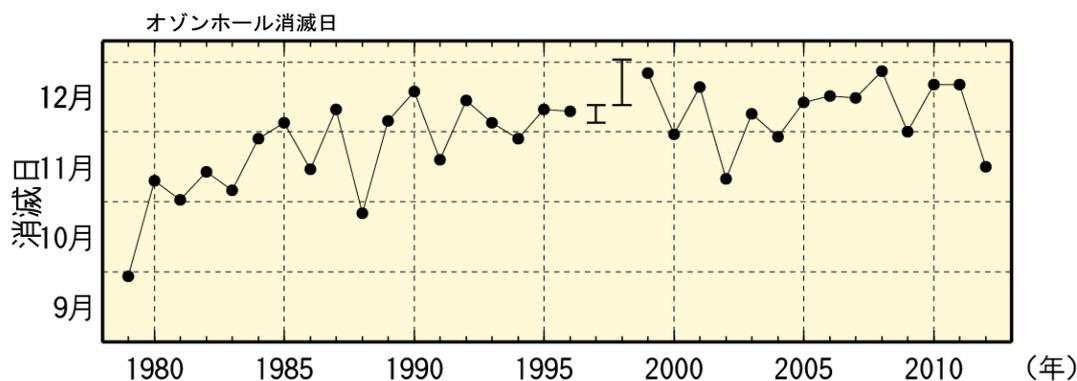


図 I 3-7 : オゾンホールの消滅日の経年変化

1979～2012年の220 m atm-cm以下の領域が消滅した日の経年変化。NASA提供の衛星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年と1998年については、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、縦棒で示した期間中に消滅したと推定される。

南極昭和基地上空のオゾン量の経年変化

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 I 3-8に示す。オゾンホールのない時期(1～3月)と比較すると、オゾンホールの時期にあたる9～12月のオゾン全量は1980年頃から減少し、1990年代半ば以降は少ない状態が継続しているのがわかる。昭和基地でのオゾン量の変化が必ずしもオゾンホールの規模の変化をそのまま反映しているわけではないが、昭和基地上空はオゾンホールの縁辺となることが多く、オゾンホールの規模の目安となっている。9～11月の時系列において、2002年にオゾン全量が急増しているのは、前頁で述べた2002年9月に発生した南極域の成層圏突然昇温がもたらした、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に対応しており、昭和基地も含め南極全域でオゾン破壊が大規模には進まなかったことによる。2012年のオゾンホール時期(9～12月)のオゾン全量は、いずれの月も1990年代半ば以降の中では多かった。

図 I 3-9に、昭和基地のオゾンゾンデ観測による10月の高度12～20kmの層内における月平均オゾン量の経年変化を示す。この高度のオゾン量は、オゾンホールの発達にもなって大きく減少するため、オゾンホールの長期的な変化傾向についてのよい指標になる。この高度のオゾン量は、1980年代に急激に減少した後、1990年代初め以降は低いレベルで推移しており、1990年代後半以降のほとんどの年は、1970年代と比較して20%以下という少ない状態だった。2012年は約30%とやや高い値となった。10月の極小値は1992年に現れているが、これはピナトゥボ火山噴火(1991年6月)に起因するエアロゾル粒子がこの時期に成層圏に多く混入し、エアロゾル粒子表面での不均一反応のためにオゾン破壊が促進されたためと考えられる。一方、2002年は上述したように南極域で成層圏突然昇温が発生したため、オゾン層破壊が大規模にならなかった。

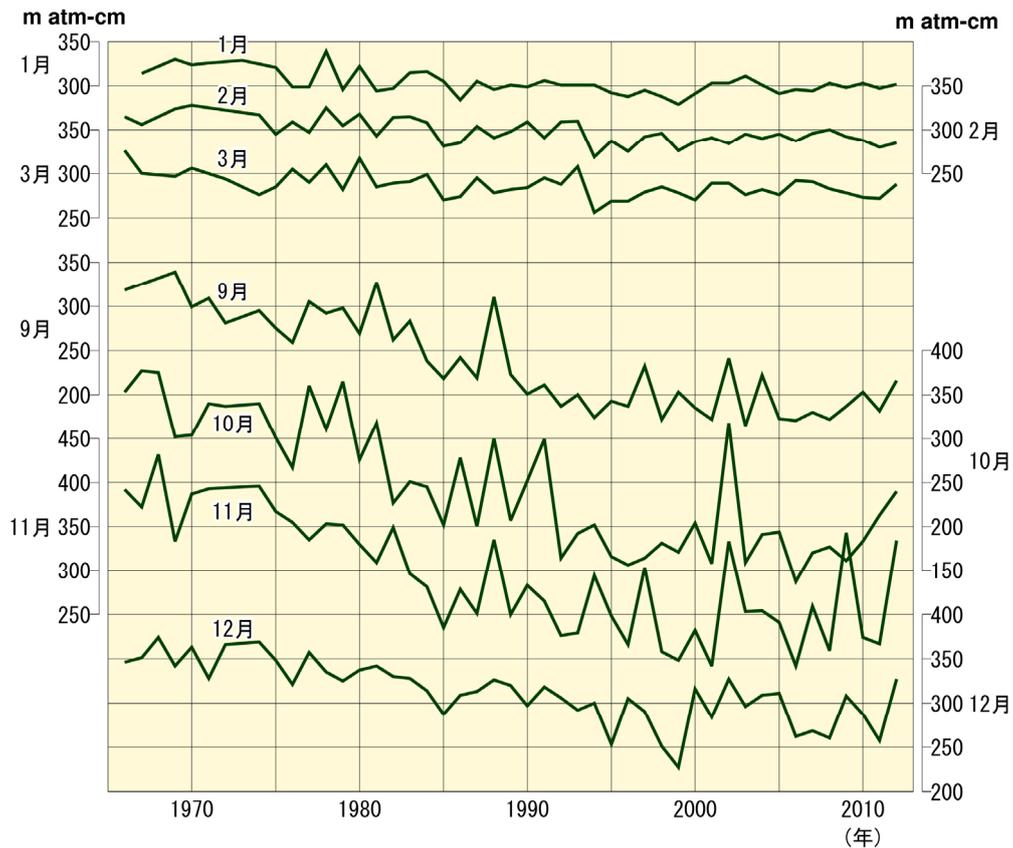


図 I 3-8 : 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化

この図では、観測値をそのまま使用した（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は除去していない）。

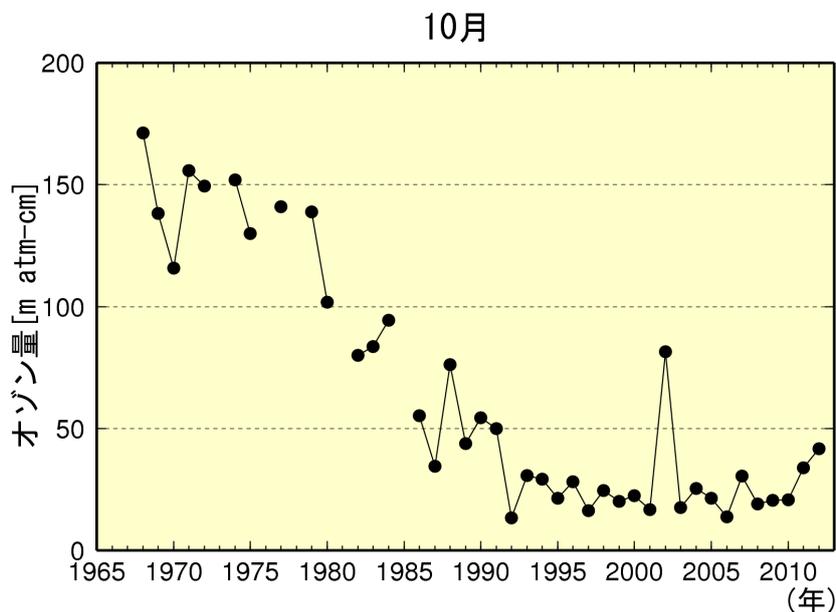


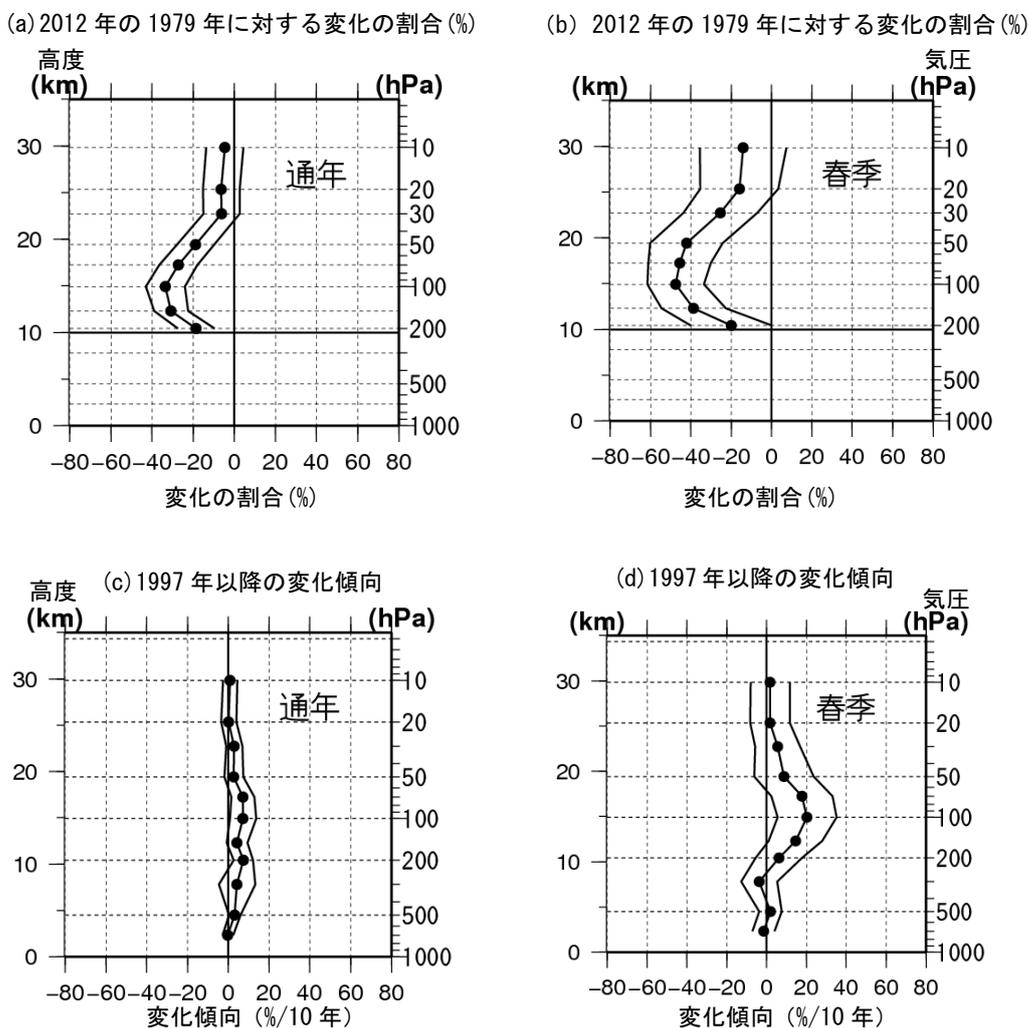
図 I 3-9 : 南極昭和最地上空（高度12～20km）の10月の月平均オゾン量の経年変化

この図の値は、観測値をそのまま使用した（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は除去していない）。

南極昭和基地上空のオゾンの長期変化傾向

南極昭和基地上空のオゾンの鉛直分布の長期変化傾向を示すため、2012年の成層圏におけるオゾン分圧の1979年に対する変化の割合(%)の高度分布を図I 3-10a, bに示す。これは、オゾンゾンデ観測による高度別オゾン分圧について、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のち折れ線フィッティングにより求めた値である。これをみると、通年では100 hPa (高度15km) 付近でのオゾン減少が大きく、春季(9~11月)はそれが特に顕著である。

1997年以降の変化傾向を図I 3-10c, dに示す。通年では200hPa (高度10 km) 付近、100hPa (高度15km) 付近で、春季では100hPa (高度15km) 付近で有意な増加傾向がみられたが、それ以外の高度では有意な傾向はみられなかった。このように、昭和基地上空のオゾンは、1997年以降一部高度で有意な増加傾向も見られるが、1979年時点と比べれば、依然として広い高度範囲でオゾン分圧の低い状態が続いているといえる。



図I 3-10：南極昭和基地におけるオゾン分圧の長期変化傾向の高度分布

オゾンゾンデ観測から求めた高度別オゾン分圧の長期変化傾向。上段(a, b)は2012年の成層圏におけるオゾン分圧の1979年に対する変化の割合(%)。下段(c, d)は1997年以降の変化傾向(%/10年)。横軸は変化量、縦軸は高度。外側の折線は95%信頼区間。左(a, c)は、通年で月別値(1~12月)から、右(b, d)は春季で、月別値(9~11月)の値から求めた変化傾向。折れ線フィッティングによる長期変化傾向の解析から求めた。

第4章 北半球高緯度のオゾン層

4-1 2012年の北半球高緯度のオゾン層の状況

- 2012年春季の北半球高緯度では、極域成層圏雲に関連した大規模なオゾン全量の減少はみられなかった。
- 3月下旬にアイスランド付近からイギリス北部にかけて $310 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 以下のオゾン全量の少ない領域がみられた。これは、極域成層圏雲に関連した化学的な破壊によるものではなく、対流圏の大気循環の影響によるものと考えられる。

2012年春季の北半球高緯度では、極域成層圏雲に関連した大規模なオゾン全量の減少はみられなかった。北半球高緯度の3月の月平均オゾン全量は、参照値と比較して全般に正偏差となり、北極周辺では+10%以上多かった(図 I 4-1b)。一方、アイスランドからノルウェーにかけて-5%以下の負偏差となり、特にイギリスの北部では-10%以下の負偏差がみられた。

衛星観測による北半球の3月の旬平均オゾン全量図を図 I 4-2に示す。 $310 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ をオゾン全量の少ない領域の目安としてみると、3月下旬にアイスランド付近からイギリス北部にかけてオゾン全量の少ない領域がみられた。これらの領域では3月、4月に例年よりも対流圏界面が高かったことがわかっており、オゾン全量の負偏差に対応していると考えられる。また、これらの領域では、2005年3月にも対流圏の大気循環による影響によってオゾン全量の顕著な減少が観測されている(気象庁, 2006)。

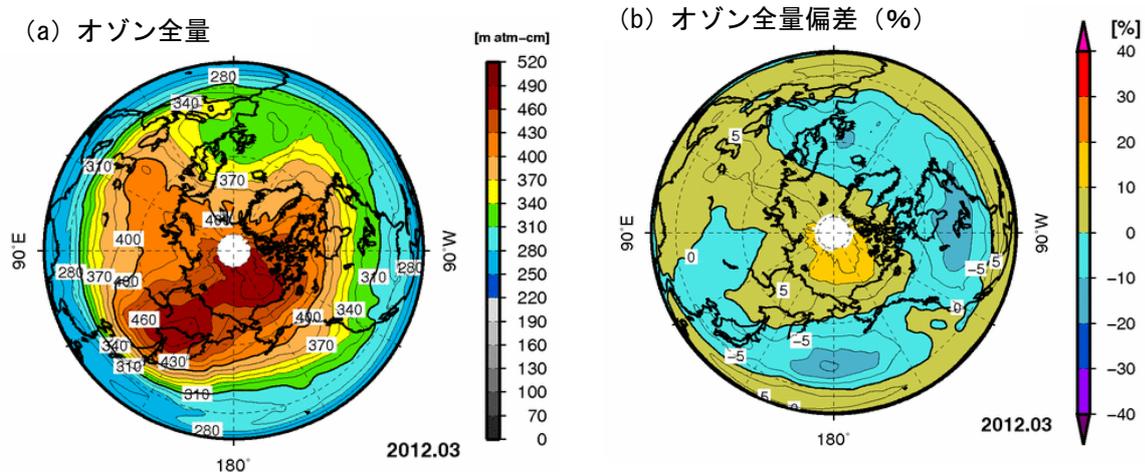


図 I 4-1 : 2012年3月の北半球の (a) 月平均オゾン全量、(b) 偏差 (%) 分布図

等値線間隔は、月平均オゾン全量については $15 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 、偏差については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。比較の基準である参照値は1997~2006年の月別累年平均値。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

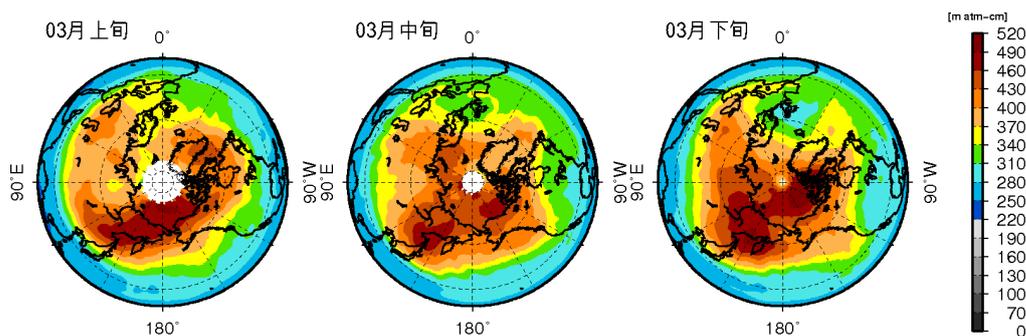


図 I 4-2 : 北半球の旬平均オゾン全量分布図 (2012年3月)

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。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

2011/2012年の北半球高緯度下部成層圏の気象状況

図 I 4-3aに2011/2012年の北半球高緯度における下部成層圏 (50 hPa面) の北緯60度以北の領域内における最低気温、図 I 4-3bに $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積を示す。下部成層圏の最低気温は、2011年11月下旬から $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下となり、2012年1月上旬までほぼ過去の平均より低く推移したが、1月半ばから下旬にかけて気温が急速に上昇し、1月下旬の一時期に過去の最高値に近くなった。その後、2月下旬以降は $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ を上回るようになった。極域成層圏雲出現の目安である $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積は、11月末～2012年1月上旬までほぼ過去の平均より大きく推移したが、1月半ばから面積は急減し、1月下旬にゼロとなった。その後、一時的な増加があったものの、2月以降では $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の領域はほぼ消滅した。このように、極域成層圏雲が出現する目安である $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の領域は、1月下旬にはほぼ消滅し、面積の大きい状況は長期間継続しなかった。このため、2012年春季には、北極域で極域成層圏雲に関係した大規模なオゾン破壊が起きなかったと考えられる。

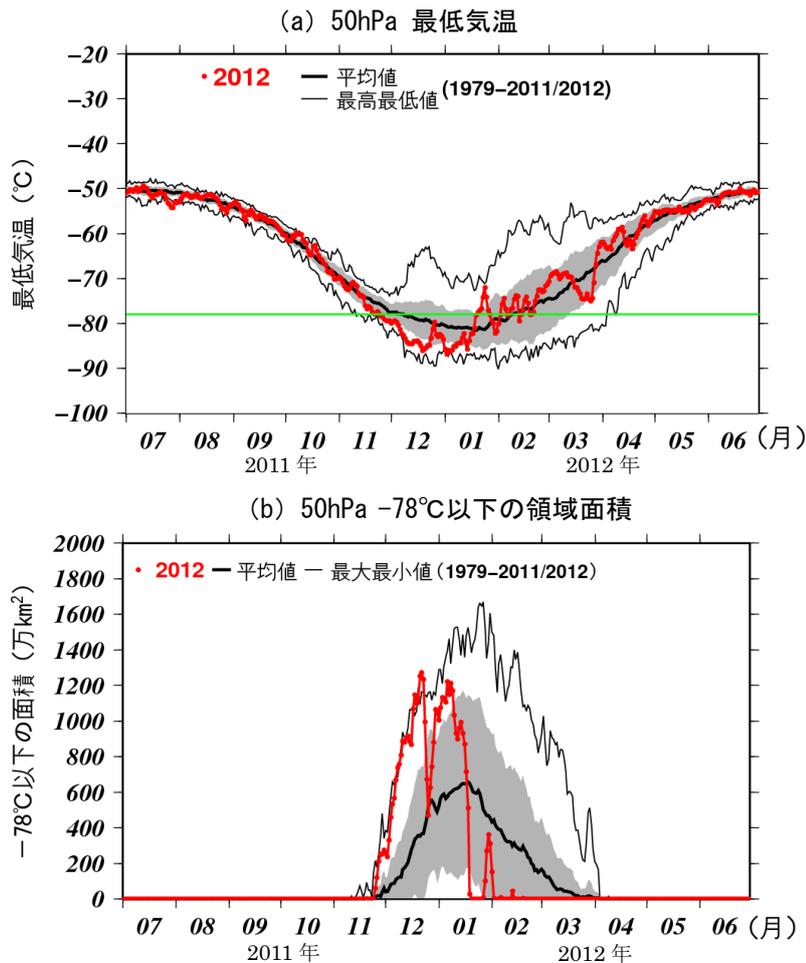


図 I 4-3 : 北半球高緯度下部成層圏の (a) 最低気温および (b) 気温が -78°C 以下の領域の面積 (2011年7月～2012年6月)

赤実線は2011年7月～2012年6月の北緯60度以北の50 hPa (高度約20 km) 面における (a) 日別の最低気温と (b) 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。黒太線は累年平均値で、7～12月は1979～2010年、1月～6月は1979～2011年の平均値。陰影の外の黒細実線は同期間の最高(最大)値および最低(最小)値。陰影は標準偏差の範囲。a図の横の緑線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C を示す。気象庁の気候データ同化システム(JCDAS)による解析値をもとに作成(累年平均値や標準偏差、最高値、最低値は、1979～1998年の間はERA-40を、1999～2004年はJRA-25を、2005年以降はJCDASを使用して算出。ERA-40、JRA-25については巻末「用語解説」を参照)。

4-2 北半球高緯度におけるオゾン層の経年変化

○春季の北半球高緯度におけるオゾン層破壊の規模の指標となる3月の最低オゾン全量は、1990年以降、1980年代と比べて少ない年が多くなり、顕著な減少が数年おきに発生している。

北半球高緯度の春季の経年変化をみるために、衛星観測（TOMSおよびOMI）データから求めた北緯60度以北の3月の月平均オゾン全量の偏差およびイギリスのラーウィック（Lerwick：北緯60度、西経1度）での地上観測による3月の月平均オゾン全量偏差を、図 I 4-4に示す。ここでは比較の基準として、オゾン全量が北半球高緯度で相対的に多い1979～1989年の累年平均値を選んだ。

衛星データによると、1990年以降、データの無い1995年と1996年を除き、 -20 m atm-cm を超える負偏差が21年のうち16回現れており、北半球高緯度でのオゾン全量が1990年以前に比べ少なくなる年が多い⁷。最近では、2011年のオゾン全量は1997年について2番目に少なかった。ラーウィックの地上観測でも、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1996年の負偏差は、約 -80 m atm-cm に達した。2012年は、衛星データとは逆に、2011年よりも負偏差が大きくなっている。これは4-1節でみたように3月のイギリス周辺では、対流圏の大気循環の影響によるオゾン全量の減少が観測されたことに対応している。

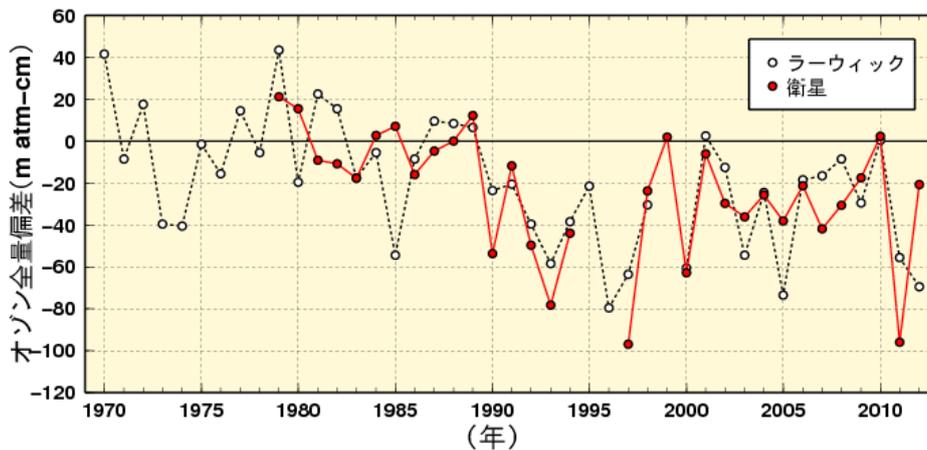


図 I 4-4 : 北半球高緯度の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●はNASA提供の衛星観測（TOMSおよび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）の3月の平均オゾン全量（基準値は1979～1989年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータが欠測のため値がない。○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。

冬季から春季の北半球高緯度のオゾン全量の変動の要因は、成層圏におけるオゾンの輸送と化学的破壊であり、図 I 4-4に示した月平均オゾン全量の変動もこの両者による変動を反映している。そこで、オゾンの化学的破壊による影響を推定するため、その指標としてオゾンの輸送の影響が相対的に少ない極渦内部⁸の日別オゾン全量を領域平均し、その3月における最低値を図 I 4-5に示す⁹。これによると、1990年以降は、1980年代と比べて最低オゾン全量が少ない年が多く、特に1993年、1997年、2000年、2003年、2005年、2011年と数年おきに顕著な減少が発生し、特に2011年は、

⁷ 1995と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）。

⁸ 実際は計算の簡便化のため等価緯度63度を極渦の境界とみなして計算している。「等価緯度」については、巻末の「用語解説」を参照のこと。

⁹ この指標は、オゾンゾンデ観測や数値モデル計算を用いて厳密に計算した各年の化学的な破壊量と相関がよいと報告されている（Müller *et al.*, 2008）。

これまで最も小さかった2000年の値を下回り1979年以降で最小となった。

極域上空の成層圏における等価実効成層圏塩素（EESC）は、2000年頃を境に緩やかに減少しているものの、依然として高い状況が継続しているため、極渦が強く安定している年には、北半球であっても大規模なオゾン層破壊が発生する可能性がある。図 I 4-5 で示された数年毎の大規模な化学的破壊は、こうした気象状況の影響と考えられる（気象庁, 2005; WMO, 2011; Manney *et al.*, 2011）。

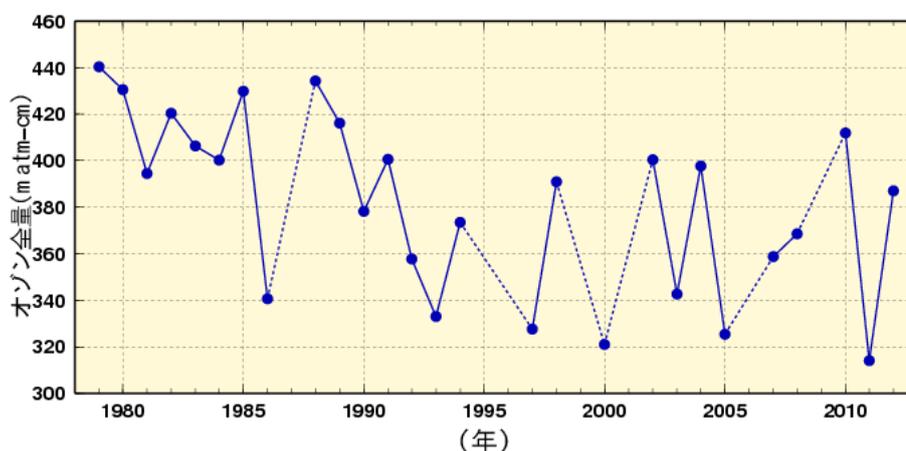


図 I 4-5 : 北半球3月の極渦内（等価緯度北緯63度以北）で平均した日別オゾン全量の月最低値の経年変化

等価緯度（巻末「用語解説」参照）に相当する渦位およびその範囲は気象庁の気候データ同化システム（JRA25とJCDAS）による渦位の解析値（等温位面475 K（高度約19km）上）から計算した。オゾン全量データはNASA提供の衛星観測データをもとに気象庁で作成した。1995、1996年はTOMSデータが欠測のため値がない。また、極渦が3月以前に消滅したと推定される年は描画していない。

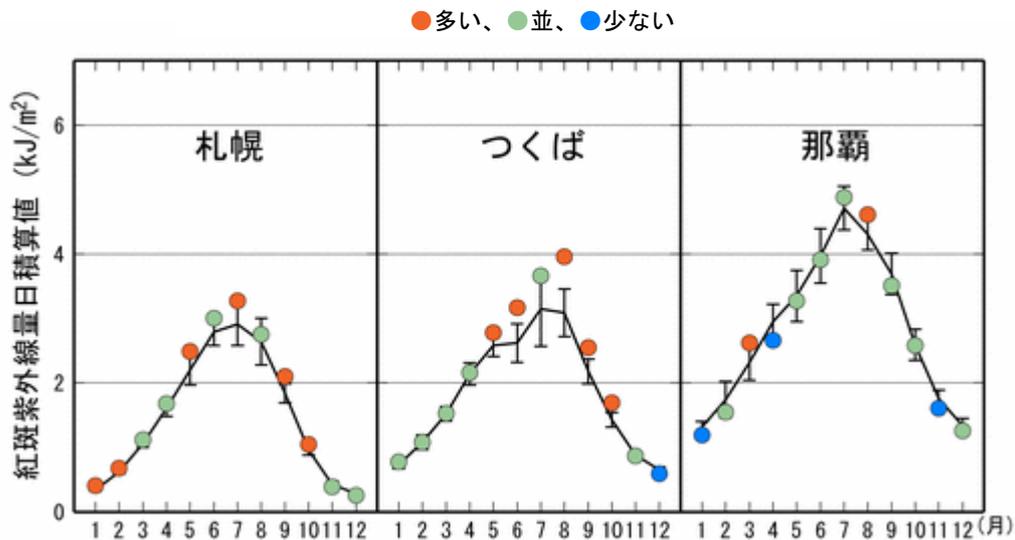
第Ⅱ部 紫外線の状況

第1章 国内の紫外線

1-1 2012年の国内の紅斑紫外線の状況

- 2012年の札幌の紅斑紫外線量は、年を通じて「並」か「多い」となり、1～2月はいずれもその月として観測以来最大となった。
- 2012年のつくばの紅斑紫外線量は、年を通じて「並」か「多い」月が多く、特に8月と10月はいずれもその月として観測開始以来最大となった。
- 2012年の那覇の紅斑紫外線量は、「並」の月が多かった。

国内3地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線量日積算値の2012年の月平均値を図Ⅱ1-1に示す。札幌では年を通じて「並」か「多い」となり、特に1～2月はいずれもその月として観測開始（1991年）以来最大となった。つくばでは年を通じて「並」か「多い」月が多く、特に8月と10月はいずれもその月として観測開始（1990年）以来最大となった。また、5～10月は、いずれもその月として観測開始以来第5位以内となり、年平均値は観測開始以来第2位となった。那覇では、「並」の月が多かった。これらの特徴は、主に各地点の天候（雲量や日照時間など）の状況を反映したものである。



図Ⅱ1-1：2012年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値

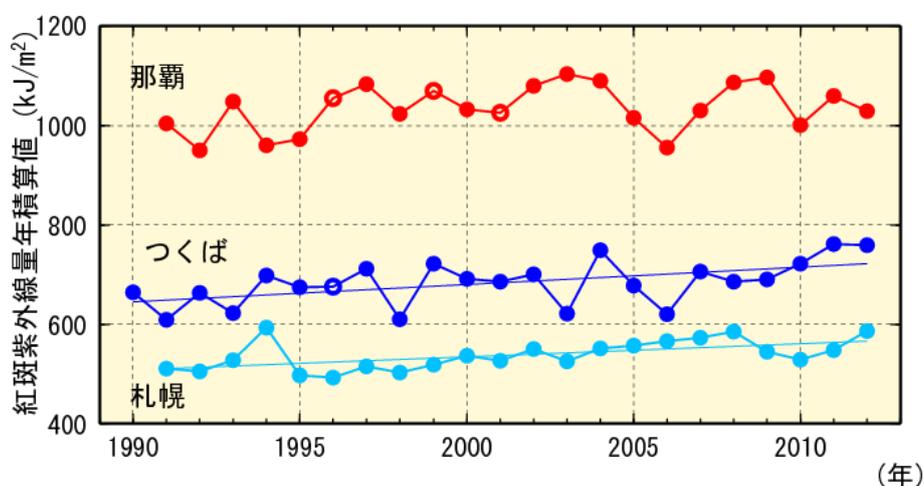
国内3地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線量日積算値の月平均値の年変化。●印は2012年の月平均値。実線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、1994～2008年の累年平均値である。参照値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」とした。

1-2 国内の紫外線の長期変化

- 札幌とつくばの紅斑紫外線量年積算値は、1990年代初め以降それぞれ10年あたり4.9%、5.1%で増加しているが、那覇では変化傾向がみられない。
- 札幌とつくばでは、日最大UVインデックス8以上の日が、1990年代初め以降それぞれ10年あたり6日、10日の割合で増加している。那覇では変化傾向がみられない。

紅斑紫外線量の年積算値の経年変化

観測開始（1990年代初め）以降の紅斑紫外線量年積算値の経年変化を図II 1-2に示す。国内3地点の紅斑紫外線量は、観測を開始した1990年代初め以降、札幌とつくばで増加しており、増加率はそれぞれ10年あたり4.9%、5.1%で統計的に有意である（信頼区間95%の全ての範囲で増加）。増加の特徴としては、札幌では、主に1990年代半ばから2000年代に増加している。つくばと那覇では、1990年代に増加した後、2000年代は変化傾向がみられなかったが、つくばの最近2年間は、観測開始以来の第1位、第2位と高い値が続いた。



図II 1-2：紅斑紫外線量の年積算値の経年変化

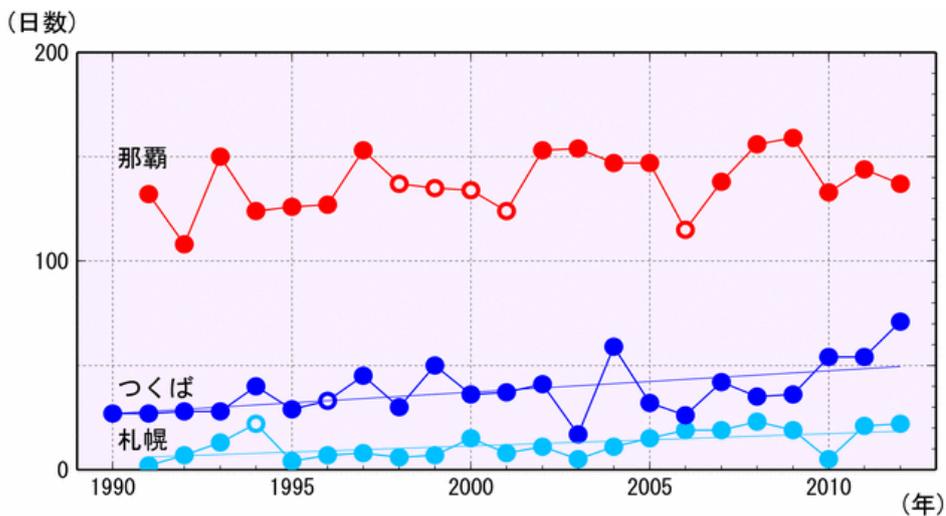
札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の経年変化。年積算値は欠測を考慮し、欠測を除いた紅斑紫外線量日積算値の月平均値を求め、その値に各月のカレンダー日数をかけ、12か月積算して算出している。●印は紅斑紫外線量の年積算値を示すが、○印となっている年は、年積算の計算に用いる月平均値の中に1か月の日別観測数が20日未満の月が含まれることを示す。統計的に有意（信頼度水準 95%）に増加している札幌とつくばについて全期間の長期的な傾向を直線で示した。

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2010」（WMO, 2011）によると、紅斑紫外線量の増加は日本のみならずヨーロッパの一部でも見られる。地表に到達する紅斑紫外線量は、オゾン全量のみならず、上空のエロゾル量、雲の状況などの影響を受けるが、同アセスメントによると、ヨーロッパの紅斑紫外線の増加の原因はオゾン全量の変化では説明できず、エロゾル量や天候の変動が原因とされている。国内のオゾン全量は1990年代半ば以降緩やかに増加していることから（第I部2-2節参照）、国内の紅斑紫外線量の増加は、天候やエロゾル量の変化が原因として考えられる（気象庁, 2010; 気象庁, 2011）。

日最大UVインデックス8以上の年積算日数の経年変化

環境省「紫外線環境保健マニュアル」では、UVインデックスが8以上の場合、日中の外出を控えるなど特に配慮が必要としている。このような特に強い紫外線の観測日数の変化傾向をみるために、国内3地点について日最大UVインデックスが8以上となった日の年積算日数を図II 1-3に示した。

平均的な年積算日数（観測開始～2012年で資料不足値の年も含めた平均値。以下、期間平均値とする）は、札幌で12日、つくばで38日、那覇で138日である。緯度が南の地点ほど日数が多く、那覇は札幌の約12倍の日数になる。経年変化についてみると、札幌とつくばでは、観測を開始した1990年代初め以降に増加しており、増加率は10年あたりそれぞれ6日、10日で、それぞれ統計的に有意である（信頼区間95%の全ての範囲で増加）。ただし、那覇は、1990年代に増加傾向がみられるが、2000年代以降では変化傾向はみられない。日最大UVインデックス8以上の年積算日数の増加傾向の要因は、紅斑紫外線量年積算値と同様、天候やエアロゾル量の変化が原因として考えられる。



図II 1-3：日最大UVインデックスが8以上の年積算日数の経年変化

●印は、日最大 UV インデックスが 8 以上 (≥ 8.0) の年積算日数。日最大 UV インデックスがその月の 20%以上欠測となった月が一つ以上あれば、その年の年積算日数を資料不足値とした（図中の○印）。ただし、過去に日最大 UV インデックス 8 以上が観測されていない月（札幌は 1～4 月、10～12 月、つくばは 1～3 月、10～12 月、那覇は 1 月、12 月）は積算の対象としない。

第2章 南極域における紫外線

2-1 2012年の南極域における紅斑紫外線の状況

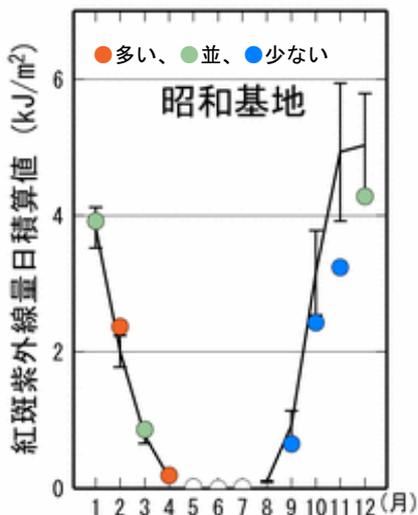
○2012年の南極昭和基地における9～11月の紅斑紫外線量は、いずれも「少ない」となり、9月は統計開始以来最も少なかった。

南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の2012年の月平均値は、9～11月はいずれも「少ない」となり、9月は統計開始（1993年）以来で最も少なかった。また、10～12月は統計開始（1993年）以来いずれも2番目に少なかった。それ以外の月は「並」か「多い」となった（図Ⅱ2-1）。

オゾン全量と紅斑紫外線量は密接な関係があることから、オゾンホールが存在する期間（8～12月）の昭和基地における紅斑紫外線量日積算値とオゾン全量の推移を図Ⅱ2-2に示す。9月下旬～10月中旬、10月末～11月はじめ、11月中旬～12月中旬にかけてオゾン全量は参照値（1994～2008年の累年平均値）より多く、その時期に対応して紅斑紫外線量日積算値は参照値より少なかった。このように紅斑紫外線量日積算値の変動とオゾン全量の変動はよく対応している。

全天日射量日積算値の参照値（1994～2008年の累年平均値）は、極夜の明けた後の8～12月にかけて増加し、12月に最大となっている（図Ⅱ2-2青破線）。これは、南中時の太陽高度が高くなり、日照時間が長くなるためである。基本的には、紅斑紫外線量日積算値の参照値（赤破線）も全天日射量の季節変化に対応して変化するが、全天日射量が最大になるより半月ほど前の11月下旬にピークが見られる。これは、この時期、例年オゾンホールの解消期にあたり、オゾン全量（緑破線）が増加し、紫外線の吸収が日に日に強まるためである。

しかし、2012年の昭和基地における紫外線量積算値は11月下旬にはピークを迎えず、年末まで増加し続けた。これは11月中旬以降のオゾン全量の変化傾向が参照値と異なり、減少し続けたためである。



図Ⅱ2-1:2012年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値

南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値。●印は2012年の月平均値。実線は参照値（1994～2008年の累年平均値）、縦線はその標準偏差。ただし、極夜前後（5～7月）は参照値を算出していない。また、8月は、観測資料数が基準未満（1か月あたり20日未満）となったため、月平均値を表示していない。参照値からの差が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」とした。

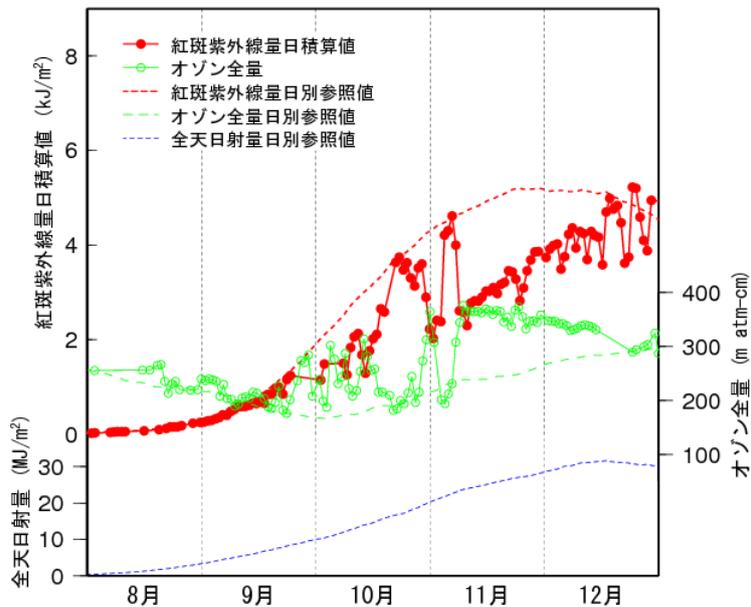


図 II 2-2 : 2012年の南極昭和基地における红斑紫外線量日積算値とオゾン全量

2012年の値（実線）のほか、红斑紫外線量日積算値、オゾン全量および全天日射量の参照値（累年平均値）を破線で示す。日別の参照値は、日別値を1994～2008年まで平均した後15日移動平均をして求めた値。

2-2 南極域における红斑紫外線の長期変化

○南極昭和基地の11～1月の3か月平均は、1993年以降、統計的に有意な増減はみられない。

南極昭和基地では6月が極夜などにより年平均値が算出できない年があるため、年平均値の代わりに红斑紫外線量の多い時期である11～1月の3か月平均红斑紫外線量日積算値の経年変化を示す（図 II 2-3）。この時期の红斑紫外線量日積算値はオゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されているため、大きく変動しているが、長期変化として、統計的に有意な増減はみられない。

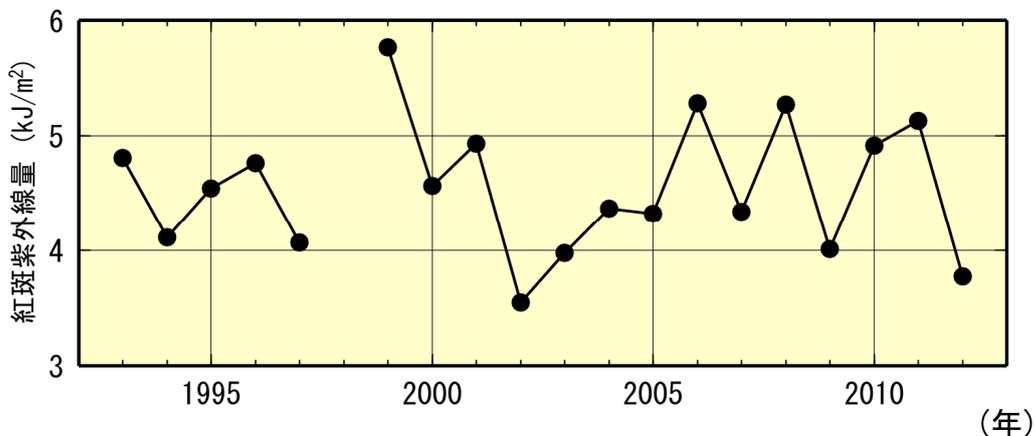
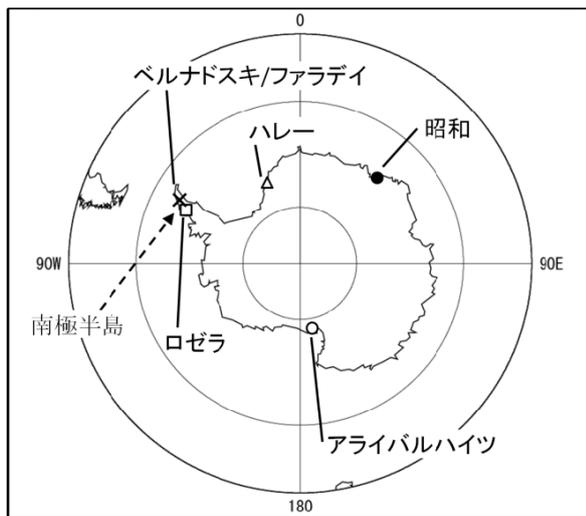
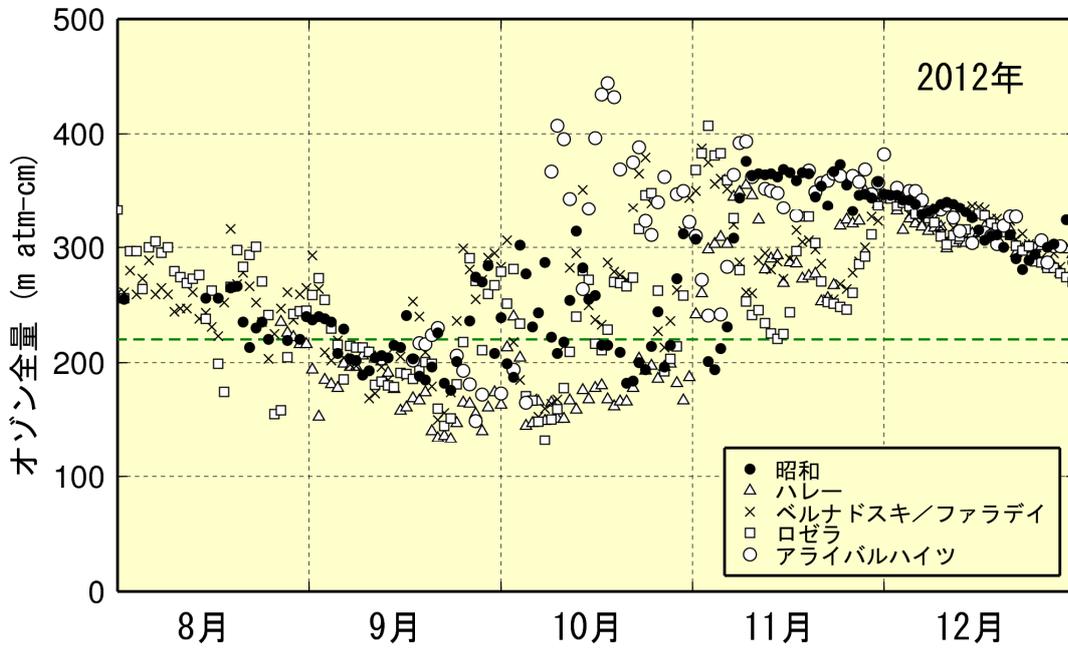


図 II 2-3: 1993年から2012年までの南極昭和基地における11～1月平均红斑紫外線量日積算値の経年変化

南極昭和基地で红斑紫外線量の多い時期である11～1月の3か月平均した红斑紫外線量日積算値。2012年のデータは2012年11月から2013年1月の3か月平均値。

資料

資料1 南極各国基地におけるオゾン全量（2012年）



図S-1：南極各国基地におけるオゾン全量（2012年）

昭和基地（●印）、ハレー（△印）、ベルナドスキ/ファラデイ（×印）、ロゼラ（□印）およびアライバルハイツ（○印）における2012年8～12月のオゾン全量。ハレー、ベルナドスキ/ファラデイ、ロゼラの観測値は英国南極研究所提供。アライバルハイツの観測値はニュージーランド水・大気研究所提供。オゾンホールを目安とする220 m atm-cmを緑破線で示した。

付録

付録1 解析に使用した観測資料

付録1-1 地上観測データ（オゾン）¹⁰

この報告で使用した地上観測データは、世界気象機関（WMO）の世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC、カナダ・トロント）に登録されている 2012 年 12 月までのオゾン全量観測、オゾン反転観測、オゾンゾンデ観測データである。2008 年から 2012 年のオゾン観測データが、WOUDCに登録されている地点を図 A1-1 に示す。

オゾン全量観測データおよび反転観測データ：

気象庁のドブソンオゾン分光光度計によるオゾン全量観測およびオゾン高度分布観測（反転観測）の開始は、1957 年つくば、1958 年札幌および鹿児島、1961 年南極昭和基地、1974 年那覇である（鹿児島での観測は 2005 年 3 月に終了した）。また 1994 年から南鳥島においてブリューワー分光光度計によるオゾン全量観測を実施している。南鳥島の 2012 年のオゾン全量データは速報値である。なお、各地点の反転観測データについては、測定データの不確実性の再評価を行い、オゾンプロファイルの最新導出アルゴリズムで処理（Miyagawa *et al.*, 2009）したものを利用した。

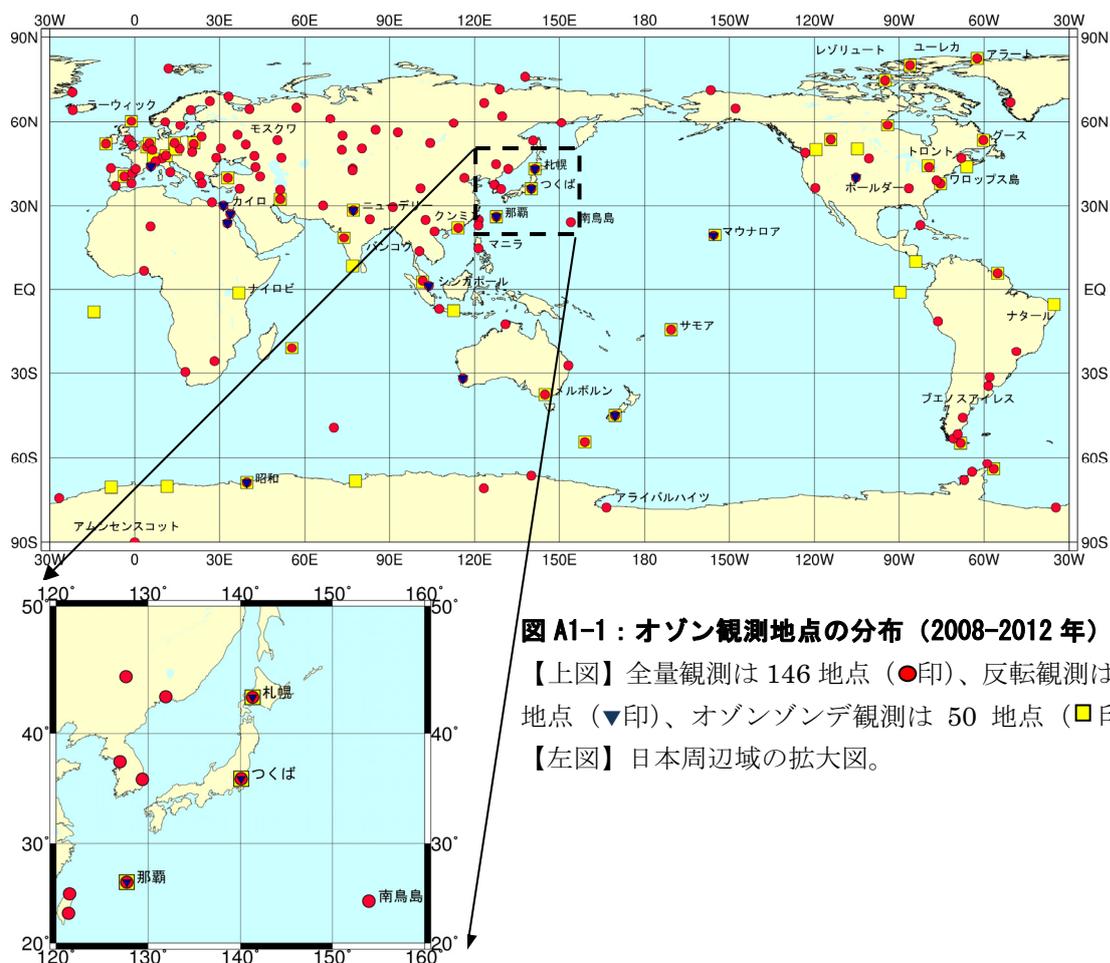


図 A1-1：オゾン観測地点の分布（2008-2012 年）

【上図】全量観測は 146 地点（●印）、反転観測は 14 地点（▼印）、オゾンゾンデ観測は 50 地点（■印）。

【左図】日本周辺域の拡大図。

¹⁰ オゾン観測の測器・原理については、下記の気象庁ホームページを参照のこと。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-15ozone_observe.html

オゾンゾンデ観測データ：

気球を用いたオゾン高度分布観測（オゾンゾンデ観測）を 1966 年に南極昭和基地で、1968 年に札幌、つくば、鹿児島で、1989 年に那覇で開始した（鹿児島での観測は 2005 年 3 月に終了した）。なお、札幌とつくばでは 2009 年 12 月、那覇では 2008 年 11 月、南極昭和基地では 2010 年 4 月に、オゾンゾンデを KC 型から ECC 型へ変更した。

【KC 型から ECC 型オゾンゾンデの変更にともなうオゾン分圧参照値の補正について】

これまで、オゾンゾンデに関する国際比較実験（JOSIE1996 (WMO, 1998)、JOSIE2000 (WMO, 2004)、BESOS2004 (Deshler *et al.*, 2008)) によって、KC 型と ECC 型の比較実験が実施されており、両者の出力するオゾン分圧には系統的な差があることが報告されている。また、気象庁が実施した両者比較実験でも、同様な差があることがわかっている。これらによると、KC 型では、下部対流圏においてオゾンが実際の値よりも過少評価されており、ECC 型に比べて少なくなる傾向（バイアス）がある。このため、指定気圧面ごとのオゾン分圧の参照値との比較図（図 I 2-2、図 I 3-4）において、参照値で使用される KC 型データのバイアスを補正したうえで比較している（表 A1-1）。

表 A1-1：参照値で使用される KC 型データの指定気圧面別の補正係数

気圧 (hPa)	1000	925	850	700	600	500~1
補正係数	1.18	1.15	1.13	1.08	1.04	1.00

付録1-2 地上観測データ（紫外線）¹¹

気象庁では、ブリューワー分光光度計を用いた波長別の紫外線観測を、1990 年 1 月よりつくばで、1991 年 1 月より札幌、鹿児島、那覇で開始した（鹿児島での観測は 2005 年 3 月で終了した）。これは、オゾン層と密接な関連があり、生物に有害な B 領域紫外線（UV-B）の地表到達量の状況を把握するためである。観測している波長域は、地表に到達し、かつオゾン量の変動の影響を受けて大きく変化する範囲を中心とする 290 nm から 325 nm までである。また、気象庁は国立極地研究所と共同で、南極昭和基地で 1991 年 2 月から研究観測を開始し、1994 年 2 月からは気象庁が定常観測を実施している。なお、つくばと昭和基地では広帯域紫外域日射計による UV-B 全量も同時に測定している。

なお、気象庁における波長別の紫外線観測は世界でも先駆的であり、当初、較正方法が確立されていなかった。このため、第 II 部第 1 章の「図 II 1-2 紅斑紫外線量の年積算値の経年変化」及び「図 II 1-3 日最大 UV インデックス 8 以上の年積算日数の経年変化」の計算では、札幌とつくばの一部の期間については、紫外線の観測データと全天日射量等の気象要素との比較検討に基づいて次のような補正量を適用している。

- ・札幌 観測開始～1994年1月 -5%
- ・つくば 観測開始～1997年12月 +5%

¹¹ 紫外線観測の測器・原理については、下記の気象庁ホームページを参照のこと。
http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/uvhp/3-45uvb_observe.html

付録1-3 衛星観測データ（オゾン）

衛星による観測データとしては、ニンバス7、メテオール3、アースプローブの3機の衛星のオゾン全量マッピング分光計（TOMS；Total Ozone Mapping Spectrometer）のデータと、オーラ衛星のオゾン監視装置（OMI；Ozone Monitoring Instrument）のデータを主に使用した。ニンバス7とメテオール3両衛星のデータについては、アースプローブ衛星に用いられている処理方法（ver. 8）で計算されたものを利用した。また、アースプローブ衛星のTOMSデータは2007年8月に公開された修正版を利用した。オーラ衛星のOMIデータについてはver. 8.5のデータに地上観測との差異がみられたため（図A1-2）、2005年1月から2007年11月分まではver. 8を用いた。2007年12月以降はver. 8.5のデータのみしか入手できないためver. 8.5を使用している。ただし、メテオール-3衛星以後アースプローブ衛星による観測が始まるまでの一部の期間、およびオゾンの長期変化に関連した解析の一部については、ノア衛星搭載のタイロス実用型鉛直サウンダ（TOVS；TIROS Operational Vertical Sounder）の高分解能赤外放射計による世界のオゾン全量データおよび太陽光後方散乱紫外線計（SBUV/2；Solar Backscatter UltraViolet）による世界のオゾン全量データを使用した。各データとその使用期間は表A1-2のとおり。なお、本文中の図のキャプションでは、TOMSおよびOMIによるオゾン全量データを用いたことが明らかな場合は、衛星・装置名は記載せず単に「NASA提供のデータをもとに気象庁で作成」とした。

なお、解析データとしては利用していないが、OMI ver. 8.5のオゾン全量のバイアス補正を行うために、NASAが作成したSBUV(ver. 8.6) Merged Ozone Data Setsを利用した(NASA, 2012)。

表A1-2：解析に用いた衛星データ

米国航空宇宙局（NASA；National Aeronautics and Space Administration）
米国海洋大気庁（NOAA；National Oceanic and Atmospheric Administration）

衛星名	ニンバス7	メテオール3	アースプローブ	オーラ	ノア	ノア
国/機関	米国/NASA	旧・ソ連	米国/NASA	米国/NASA	米国/NOAA	米国/NOAA
観測装置名	TOMS	TOMS	TOMS	OMI	TOVS	SBUV/2
期間	1978.11－ 1993.4	1993.5－ 1994.11	1996.7－ 2004.12	2005.1－	1995	1995

衛星によるオゾン全量観測データの地上観測との比較

衛星データの長期的な安定性をみるため、TOMSおよびOMIによる観測値と、北緯30度から北緯60度の領域にある地上の観測地点における観測値との月平均値による比較結果を図A1-2に示す。これによれば、1979～1993年のニンバス7衛星のTOMSデータは、地上観測値に比べて約1%値が高い傾向である。1993年5月以降のメテオール3およびアースプローブ衛星のTOMSデータは、ばらつきが大きく、概ね地上観測値に比べて低い。一方、2005年以降、TOMSの後継としてOMIのデータを利用しているが、バージョン変更後のデータであるOMI ver. 8.5のデータは、ばらつきは少ないものの、-2～-1%程度の地上観測値との偏差がある。ver. 8.5とver. 8のデータの存在する期間（2005年1月～2007年11月）で、帯状平均した緯度ごとのデータについて比較すると、両者のオゾン全量の差は、緯度や月によって大きさが一致する傾向がある（「オゾン層観測報告：2008」付録1-2図A1-5参照）。この期間のデータから月別・緯度別に両者間のバイアス補正值を算出した。しかし、OMI ver. 8.5のデータと北半球中緯度の地上観測との差の傾向が、2007年12月以後はそれ以前より差が小さくなっており、傾向が異なっている。このため、NASAが作成したSBUV(ver. 8.6) Merged Ozone Data Sets（以下、マージデータとする）の帯状平均値を用いてバイアス補正值の

調整を行った。具体的には、2005年1月～2007年11月のマージデータとOMI ver. 8の差の平均と、2007年12月～2011年のマージデータとOMI ver. 8.5（バイアス補正済）の差の平均が同一となるように、2007年12月以降のOMI ver. 8.5（バイアス補正済）データを緯度毎にさらに補正した。本報告では、緯度帯別の長期的な変化傾向を解析する際には、2007年12月以降のver. 8.5のデータにマージデータで調整したバイアス補正を適用した。また、1993年5月～1994年11月の衛星データ（メテオール3衛星によるオゾン全量）は、オゾン全量の地上観測値からの差のばらつきが大きいため、長期変化傾向の計算から除外している。

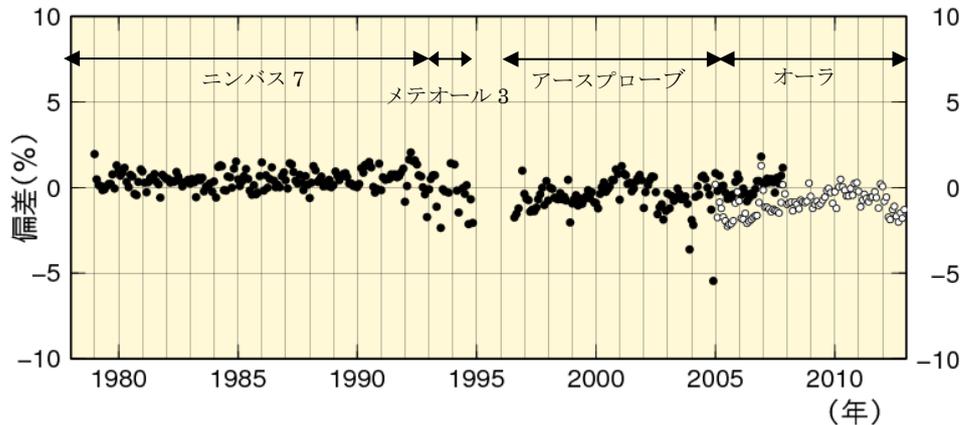


図 A1-2：衛星データと地上観測データの比較

北半球中緯度帯（北緯 30 度～60 度）の TOMS および OMI による観測値（月平均）と地上観測値との偏差（%）の推移。地上の観測地点に対応する衛星データを求め比較した。オーラ衛星期間の●は OMI ver. 8、○は OMI ver. 8.5 のデータ。各月の比較地点数は 20～50 地点。

付録2 長期変化傾向の算出における既知の自然変動成分の除去について

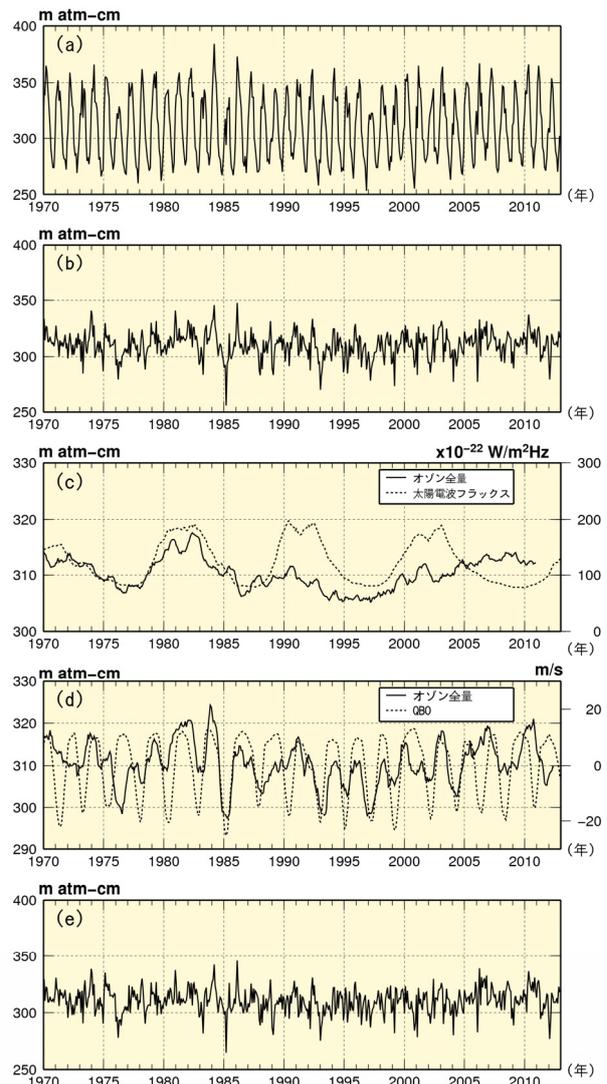
オゾン全量はさまざまな要因によって変動する。一例として、図A2-1aにつくばにおける1970年から2012年までのオゾン全量月平均値の推移を示す。月平均値の推移には明瞭な季節変動がみられ、年平均値の20~30%程度の振幅をもっている。この時系列から季節変動成分を取り除いたオゾン全量の変化を図A2-1bに示す。この経年変化には、2~3年や10年程度のほぼ周期的な変動成分が含まれており、オゾンの長期変化傾向（トレンド）を正確に求めるには、季節変動に加え、これらの変動成分をオゾンの時系列データから除去する必要がある（吉松ほか、2005）。

オゾン全量の変動に影響を及ぼす季節変動以外の要素として、約11年周期の太陽活動（図A2-1c）、約2年周期のQBO（図A2-1d）がある。そのほか、大きな火山噴火等で生じる大気混濁もオゾン全量の変動に影響を及ぼす。なお、大きな火山噴火等で生じる大気混濁の影響については、各地点の直達日射量から算出した大気混濁係数の13か月移動平均を指標とする。

図A2-1eには季節変動、太陽活動の影響、およびQBOの影響を取り除いたオゾン全量の時系列を示す。この時系列は、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考えることができ、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。

実際のオゾン量の観測データから、各自然変動成分を除去した時系列データを求める手順は以下のとおり。

- 1) オゾン全量の月平均値から月別累年平均値を差し引き、全期間の平均値を加えることにより季節変動を除去した時系列データを作成する。
- 2) オゾン全量の季節変動除去した値を目的変数とし、太陽電波フラックスの13か月移動平均値、QBOの7か月移動平均値、およびトレンド成分を説明変数とした重回帰式を求める（移動平均した太陽電波フラックス、QBOのいずれも地点ごとにオゾン全量との相関が最も高くなるように時間ラグを設定。）
- 3) この回帰式を用いて、太陽の活動を示す太陽電波フラックスおよびQBOの変動と対応するオゾン全量の成分を算出し、目的変数からこれらの成分を除去した時系列を作る。



図A2-1：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

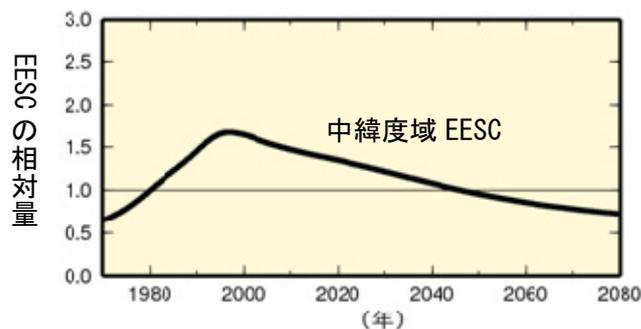
(a) 月平均値、(b) 季節変動除去値の時系列、(c) 季節変動除去値の49か月移動平均値（太線）と太陽電波フラックスの13か月移動平均値（破線：時間ラグを設定）、(d) 季節変動除去値の13か月移動平均値（太線）とQBOの7か月移動平均値（破線：時間ラグを設定）、(e) 季節変動、太陽活動およびQBOの影響を除去したオゾン全量時系列（太線）。

付録3 オゾン量の長期変化傾向の評価方法について

EESCフィッティングによる長期変化傾向の評価

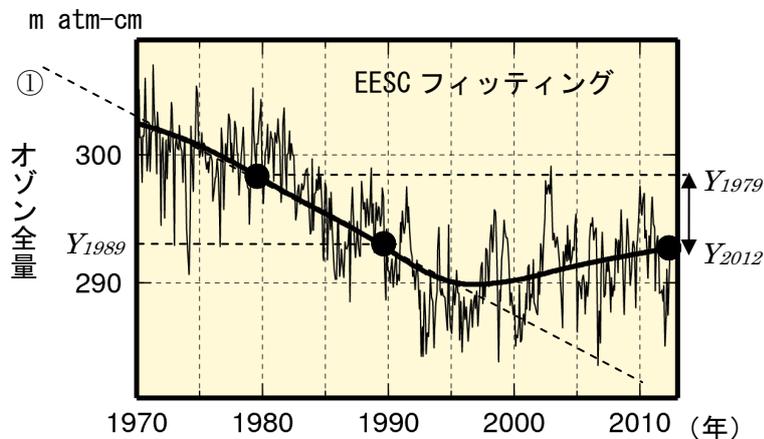
オゾン量は、さまざまな周期の自然変動に伴って変動している。このため、オゾン量の長期的な変化傾向を抽出するには、観測データから既知の周期的な自然変動を除去する必要がある（「付録2」参照）。こうして得られるオゾン量は、1980年頃から大きく減少し、これは主にオゾン層破壊物質によりもたらされたことが明らかになった。オゾン量の変動に与えるオゾン層破壊物質の影響を見るために、EESC (Newman *et al.*, 2007: 等価実効成層圏塩素。巻末「用語解説」参照) の時系列 (図A3-1) と関連づけて解析がなされている。図A3-2には、既知の自然要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値 (細線) とEESCの変化曲線に対応するオゾンの変化成分 (なめらかな実線) が描かれている (EESCはこの期間、1990年代後半付近にピークを持つ、上に凸の時系列となるが、その符合を反転してフィッティングされている)。このように、EESCの変化曲線を当てはめることで、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理解することができる (この手法を「EESCフィッティング」と呼ぶ¹²⁾。

本報告書第I部第1章1-2「世界のオゾン層の長期変化」では、中緯度用のEESCを用いて、以下の2通りでEESCフィッティングによるオゾンの長期変化傾向を表現する。最も多いのは、フィッティング曲線上の1979年のオゾン量 (図A3-1の Y_{1979}) に対する、2012年のオゾン量 (Y_{2012}) の変化の割合 ($= (Y_{2012} - Y_{1979}) / Y_{1979} \times 100 (\%)$) として示し、「2012年オゾン全量の1979年に対する変化



図A3-1： 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 (2011) 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60倍とした。EESCの数値は米国航空宇宙局 (NASA) から提供。



図A3-2： EESCフィッティングによるトレンド解析

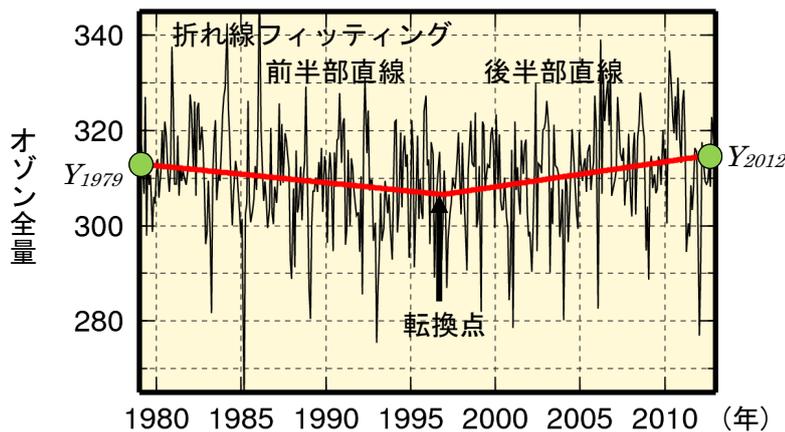
自然変動要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値と EESC フィッティング曲線を模式的に示したもの。●は EESC フィッティング曲線上の値を示している。

¹² 計算手順の詳細は「オゾン層観測報告：2008」『解説3 トレンド (長期変化傾向) の評価』を参照のこと。

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、オゾン層破壊物質の影響を考慮した長期的なオゾン量の減少の割合を示している。第二に、1980年代の10年間の変化量を、1979～1989年 (Y_{1989}) における変化量 (図A3-1の①の線の傾きに相当。単位%/10年) として表現する場合がある。

折れ線フィッティングによる長期変化傾向の評価

EESCフィッティングの変化曲線 (図A3-2) は、EESCの濃度の経年変化に比例して変動することから、1980年代から1990年代半ばまでの「大きな減少」と、1990年代半ば以降の「緩やかな増加」に変化傾向を分類できる。領域平均したデータについては、概ねこのような変化傾向が当てはまるが、個別の観測地点のデータでは、個々の地点の自然変動などの要因によって必ずしも当てはまらない場合がある。このため、個別の観測地点のデータについては、EESCフィッティングの代わりに、EESCが最大値となる1996年末を転換点¹³とした折れ線フィッティングによるトレンド解析から長期変化傾向を算出した (図A3-3。折れ線フィッティングについては付録4参照)。図A3-3で、 Y_{1979} を折れ線上の1979年の値、 Y_{2012} を折れ線上の2012年の値とすると、2012年のオゾン量 (Y_{2012}) の1979年に対する変化の割合を $(= (Y_{2012} - Y_{1979}) / Y_{1979} \times 100 (\%))$ として求めた。また、1980年代の変化傾向は折れ線の前半部直線の傾きから求めた (単位は%/10年)。



図A3-3：折れ線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国内官署の地上観測によるオゾン全量月平均値と折れ線フィッティングによる直線を模式的に示したもの。●は折れ線上の値を示している。

なお、本報告書において、折れ線フィッティングを使用して長期変化傾向を算出した図表は下記のとおり。

- 図I2-5、表I2-1、表I2-2 【p.14～15：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向】
- 図I2-6上段 【p.16：日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向】
- 図I3-10上段 【p.25：南極昭和基地上空のオゾンの長期変化傾向】

¹³ オゾン量の変化傾向が転換する年は、1990年代半ば頃だが地点や要素によって異なるが、統一して処理するため、EESCの変化傾向が転換する年(1996年末)を転換点として用いた。つまり、EESCが増加している1979～1996年とEESCが減少する1997年以降に分けて計算することとした。

最近の変化傾向の評価

世界のオゾン量の長期変化傾向を求めるために使用したEESCの値は、1996年末にピークとなり、以後減少している。このため、本報告書では1997年以降のオゾン量の変化を「最近の変化傾向」として評価した。具体的には、世界のオゾン全量（第I部第1章1-2節）では、1997年以降のデータに直線回帰を当てはめて変化傾向を算出した。国内および南極昭和基地の地点（第I部第2章2-2節、3-2節）では、折れ線回帰の後半部の直線から1997年以降のトレンドを算出した。

観測データの選別について

第I部第1章1-2節「世界のオゾン層の経年変化と長期変化傾向」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付録1-3を参照。

付録4 折れ線フィッティングの計算について

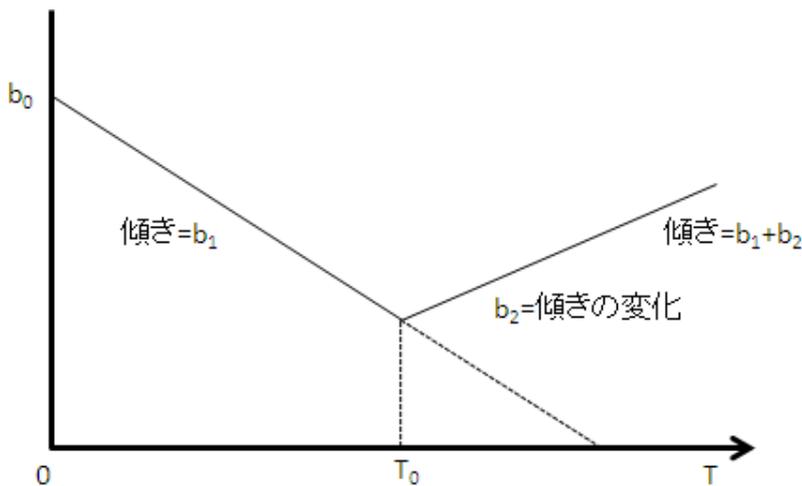
「折れ線フィッティング」は、以前よりオゾン量の長期トレンドの研究で用いられているが、本報告書ではReinsel *et. al*(2002)による定式化を参考にした。なお、「オゾン層破壊の科学アセスメント：2010」(WMO, 201)では、EESCによるトレンド値とともに、折れ線フィッティングによるトレンドの値も併記されており、重要な指標として扱われている。

時刻 $t = T_0$ (月単位) でトレンド (年トレンド) が b_1 から b_2 だけ変化する「折れ線トレンドモデル」を (1) 式に示す (図 A4-1)。 y_t は時刻 t における目的変数 (ここでは既知の周期的変動を除去したオゾン量)、 b_0 は切片、 b_1 、 b_2 は偏回帰係数。 ε_t は誤差項でここでは正規分布に従うとする。 x_{1t} と x_{2t} が説明変数となる。

$$y_t = b_0 + b_1 x_{1t} + b_2 x_{2t} + \varepsilon_t \quad (t = 1, 2, \dots, T) \quad \dots \dots \dots (A4-1)$$

$$x_{1t} = \frac{t}{12} \quad 0 < t \leq T$$

$$x_{2t} = \begin{cases} 0 & 0 < t \leq T_0 \\ \frac{t - T_0}{12} & T_0 < t \leq T \end{cases}$$



図A4-1： 折れ線トレンドモデルの模式図
時刻 $t=1 \sim T_0$ まだが前半部、 $t=T_0+1 \sim T$ まだが後半部となる。

(A4-1) 式から最小二乗法によって切片、偏回帰係数の最良不偏推定量を求め、それぞれ \widehat{b}_0 、 \widehat{b}_1 、 \widehat{b}_2 とすると、 \widehat{b}_1 は折れ線の前半部の傾き、 \widehat{b}_2 は後半部の「傾きの変化」となり、 $\widehat{b}_1 + \widehat{b}_2$ が後半部の傾きとなる。Reinsel *et. al*(2002)では、誤差項について第1次の自己回帰モデル (AR1) を用いているが、本報告書では誤差項は正規分布であると仮定して計算した。また、折れ線の転換点 (T_0) は、本報告書で用いる EESC の値が最大となる 1996 年 12 月としている。

用語解説

渦位：渦の強さを表す量。断熱変化で等温位面に沿った移動では渦位が保存量となるため、空気塊の追跡などに用いられる。

オゾン全量：地表から大気圏上端までの気柱に含まれる全てのオゾンを積算した量。仮に大気中のオゾンを全て1気圧、0°Cとして地表に集めたときに、オゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位で測り、この数値を1000倍したもので、単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ （ミリアトムセンチメートル）または DU（Dobson Unit; ドブソン単位）である。地球全体の平均的なオゾン全量は約 $300 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ で、これは地表で約 3 mm の厚さに相当する。

オゾン層破壊物質：成層圏オゾンを破壊する物質であり、通常、「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている物質を指す。主要なものとして、クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある）、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどがある。また、これらのオゾン層破壊物質は温室効果ガスでもある。

オゾン分圧：ある高さにおける大気の圧力すなわち気圧は、大気を構成する窒素、酸素、アルゴン等それぞれの気体成分の圧力すなわち分圧の総和であり、その中でオゾンが占める圧力をオゾン分圧という。通常 mPa （ミリパスカル）で表す。

オゾンホール：南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴のあいたような状態であることから名づけられた。南半球の冬季から春季にあたる8~10月ごろに発生発達し、11~12月ごろに消滅するという季節変化をしている。

オゾンホールの規模：オゾンホールの規模を定量的に表現するための世界的に統一された尺度はないため、気象庁では解説の便を考慮して、オゾンホールの状況を表す指標として、南緯45度以南における次の要素を定義し、人工衛星による観測資料を用いてこれらを算出し、公表している。

オゾンホールの面積：オゾン全量が $220 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 以下の領域の面積（単位： km^2 ）。オゾンホール発生以前には広範囲に観測されなかったとされるオゾン全量が $220 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 以下の領域の面積であり、オゾンホールの広がりを目安を与える量。

最低オゾン全量：オゾンホール内のオゾン全量の最低値（単位： $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ ）。オゾンホールの深まりの目安を与える量。

オゾン欠損量(破壊量)：南緯45度以南のオゾン全量を $300 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ （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（万トン単位）。オゾンホール内で破壊されたオゾンの総量の目安を与える量。

極域成層圏雲（PSCs）：PSCsは Polar Stratospheric Clouds の略で、極域上空の成層圏気温が -78°C 以下に低下した際に、硝酸や水蒸気から生成される雲である。通常、クロロフルオロカーボン類から解離した塩素の大部分は、下部成層圏ではオゾン層を破壊する作用のない塩素化合物の形で存在しているが、極域成層圏雲の表面での特殊な化学反応（不均一反応）により、塩素ガスとして大気中に大量に放出される。この塩素ガスに太陽光線が射すと、活性な塩素原子が放出され、オゾンの破壊が急激に進行する。オゾンホールの生成などには、この極域成層圏雲の発生が大きく影響する。

気象庁ホームページ「オゾン層について」も参照のこと。

<http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-10ozone.html>

極渦（極夜渦）：、北極および南極上空にできる、大規模な気流の渦のこと。極域上空の成層圏では、太陽光が射さない冬季（極夜）の間に、極点を中心として非常に気温の低い大気の渦が発達し、これを極渦あるいは極夜渦という。

紅斑紫外線量・UV インデックス：太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びると、皮膚が赤くなる（紅斑）などの変化が起きる。これが長年にわたって繰り返されると、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。紅斑紫外線量は、人の皮膚に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量である。なお、紅斑紫外線量を、日常生活で使いやすい簡単な数値とするために、指標化したものが UV インデックスである。波長別紫外線強度から紅斑紫外線量・UV インデックスを算出する方法は、気象庁ホームページ「UV インデックスを求めるには」

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/uvhp/3-51uvindex_define.html を参照のこと。

参照値：オゾン・紫外線の変動を表すための基準として用いる一定期間の累年平均値。地上気温などほかの気象要素が 1981～2010 年の 30 年間平均を「平年値」としていることに対し、オゾン・紫外線は下記のとおり期間や年数が通常の「平年値」と異なることから「参照値」と称している。本報告書では、世界平均のオゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量が少ない状態で安定していた 1994～2008 年の平均をオゾン量の参照値としている。紫外線量の参照値についても、オゾン量の変動と比較しやすいようにオゾン量と同じ期間とした。なお、1994～2008 年の期間でデータの一部が存在しない要素については、参照値期間が短くなっている。本報告書における参照値は必要に応じて該当箇所を示すが、主なものは以下のとおり。

オゾン全量・オゾン分圧：地上観測のオゾン全量およびオゾンゾンデ観測の参照値は、基本的に 1994～2008 年の累年平均値である。

衛星観測によるオゾン全量：アースプローブ衛星およびオーラ衛星（ただし OMI ver.8 のデータ）による 1997～2006 年の累年平均値。

紫外線量：1994～2008 年の累年平均値。

等価緯度：等渦位線で囲まれた領域の面積を示す指標。ある渦位の等値線で囲まれる領域（内部の渦位が大きい）の面積が、極を中心とした緯度線で囲まれた面積と等しくなる時の緯度を、その渦位に対する等価緯度とする。等価緯度は、極渦の境界線の位置を定量的に把握するための解析に用いられるが（Nash et. al, 1996）、第 I 部 4-2 節では、簡便な方法として、等価緯度北緯 63 度（領域面積が北緯 63 度以北の面積となる渦位）を春季の極渦の境界としている（Müller, 2008）。

反転観測：上空のオゾン量の鉛直分布を測定する観測方法の一つ。ドブソンオゾン分光光度計あるいはブリュワー分光光度計を用いて、天頂光の強度比を連続観測すると、太陽高度角が低くなるに従って 2 つの波長の強度比は初め増加し続けるが、途中から減少し始める。この強度比の変化の様子を「反転」呼び、反転現象を観測することを反転観測と呼ぶ。反転の様子はオゾン量の鉛直分布により異なるため、大気を高度別にいくつかの層に分けた層別のオゾン量を求めることが可能である。

不均一反応：気体分子が固体または液体の表面で起こす反応など、異なる相の間で起こる化学反応。不均一相反応、異相反応ともいう。極域では極域成層圏雲の、また中緯度帯においては成層圏の硫酸エアロゾルの表面で起きる不均一反応が、下部成層圏でのオゾン破壊に重要な役割を果たしている。

気象庁ホームページ「南極でオゾンホールが発生するメカニズム」も参照のこと。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-22ozone_o3hole_mechanism.html

偏差 (%)：偏差に (%) を付けて表現している場合、偏差（基準値からの差）を基準値で割った大きさを百分率で示している。本稿の第2章と第3章では、偏差の他に、偏差を標準偏差で割った値である規格化偏差も用いている。

EESC：Equivalent Effective Stratospheric Chlorineの略で、等価実効成層圏塩素のこと。成層圏における臭素と塩素のオゾン破壊能力に関する標準化された指標であり、オゾン層破壊物質の濃度の指標。クロロフルオロカーボン類（CFC類）の過去の放出量や地上での観測結果と、モデル計算に基づく成層圏での分解割合に基づき算出されている。

気象庁の長期トレンド解析に用いているEESCについては、「オゾン層観測報告：2010」の「解説2 等価実効成層圏塩素（EESC）」を参照のこと。

ERA-40：ヨーロッパ中期予報センター（ECMWF）で作成された対象期間約45年（1957～2002年）の大気再解析プロジェクトのこと。このプロジェクトで作成されたデータセットを指す場合もある。（Uppala *et al.*, 2005）

JCDAS：JMA Climate Data Assimilation Systemの略で、気象庁の気候データ同化システムのこと。JRA-25と同等の全球数値解析予報システムを用いてリアルタイムの気候データを作成している。

JRA-25：Japanese Re-Analysis 25 yearsの略で、対象期間1979～2004年の日本で行われた大気の大気長期再解析プロジェクトのこと。気候の推移を正確に把握することを目的とし、季節予報モデルの高度化や気候研究のための高精度の気候データセットを気象庁と財団法人電力中央研究所の共同研究として作成した。このデータセットのことを指す場合もある。（Onogi *et al.*, 2005）

NCEP-NCAR：NCEP (National Centers for Environmental Prediction：米国環境予測センター) と NCAR (National Center for Atmospheric Research：米国大気研究センター) のこと。

NOAA/NCEP：米国海洋大気庁（National Oceanic and Atmospheric Administration）の米国環境予測センター（National Centers for Environmental Prediction）のこと。

QBO：Quasi-Biennial Oscillationの略で、準2年周期振動のこと。赤道付近の成層圏で、東風と西風が約2年の周期で交互に出現する現象。気温やオゾン量にも準2年周期振動があることが知られている。QBOとオゾン全量の変動の関係については、気象庁ホームページ「オゾン量の経年変化に影響を及ぼす自然変動」でより詳細に解説している。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone_o3variability.html

WOUDC : World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre の略で、世界オゾン・紫外線資料センターのこと。世界気象機関（WMO）の全球大気監視（GAW）プログラムの下にカナダ気象局に設立され、世界中で観測されたオゾンおよび紫外線のデータを収集、管理、提供している。

参考文献

- 気象庁 (2005), 異常気象レポート2005.
- 気象庁 (2006), オゾン層観測報告 : 2005.
- 気象庁 (2010), オゾン層観測報告 : 2009.
- 気象庁 (2011), オゾン層観測報告 : 2010.
- 吉松和義, 永田和彦, 坂本尚章, 藤本敏文(2005), つくば上空のオゾン変動要因について, 気象庁研究時報, 57, 81-94.
- Deshler, T., J. L. Mercer, H. G. J. Smit, R. Stubi, G. Levrat, B. J. Johnson, S. J. Oltmans, R. Kivi, A. M. Thompson, J. Witte, J. Davies, F. J. Schmidlin, G. Brothers and T. Sasaki (2008), Atmospheric comparison of electrochemical cell ozonesondes from different manufacturers, and with different cathode solution strengths: The Balloon Experiment on Standards for Ozonesondes, *J. Geophys. Res.*, D113, D04307, DOI: 10.1029/2007JD008975.
- Hadjinicolaou, P., J. A. Pyle and N. R. P. Harris (2005), The recent turnaround in stratospheric ozone over northern middle latitudes: A dynamical modeling perspective, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12821, doi:10.1029/2005GL022476.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne and D. Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.
- Manney, G. L., M. L. Santee, M. Rex., N. J. Livesey, M. C. Pitts, P. Veefkind, E. R. Nash, I. Wohltmann, R. Lehmann, L. Froidevaux, L. R. Poole, M. R. Schoeberl, D. P. Haffner, J. Davies, V. Dorokhov, H. Gernandt, B. Johnson, R. Kivi, E. Kyrö, N. Larsen, P. F. Levelt, A. Makshtas, C. T. McElroy, H. Nakajima, M. C. Parrondo, D. W. Tarasick, P. von der Gathen, K. A. Walker and N. S. Zinoviev (2011), Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 echoed the Antarctic ozone hole, *Nature*, 478, 469-475.
- Miyagawa, K., T. Sasaki, H. Nakane, I. Petropavlovskikh and R. D. Evans (2009), Reevaluation of long-term Umkehr Data and Ozone profiles at Japanese stations, *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JD010658.
- Müller, R., J.-U. Groöß, C. Lemmen, D. Heinze, M. Dameris and G. Bodeker (2008), Simple measures of ozone depletion in the polar stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 251-264, doi:10.5194/acp-8-251-2008.
- NASA, (2012), SBUV (Version 8.6) MERGED TOTAL AND PROFILE OZONE DATA SETS, http://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/.
- Nash, E. R., P. A. Newman, J. E. Rosenfield and M. R. Schoeberl (1996), An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity, *J. Geophys. Res.*, D101, 9471-9478, DOI: 10.1029/96JD00066.
- Newman, P. A., S. R. Kawa and E. R. Nash (2004), On the size of the Antarctic ozone hole, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2004GL020596.
- Newman, P. A., J. S. Daniel, D. W. Waugh and E. R. Nash (2007), A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (EESC), *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4537-4552, doi:10.5194/acp-7-4537-2007.
- NOAA (2005), Northern hemisphere winter summary 2004-2005, http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/nh_04-05/index.html.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto,

- N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007), The JRA-25 Reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- Rabbe, A. and S. H. H. Soren (1995), On the low ozone values over Scandinavia during the winter of 1991-1992, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57, 367-373.
- Reinsel, G. C., E. C. Weatherhead, G. C. Tiao, A. J. Miller, R. M. Nagatani, D. J. Wuebbles and L. E. Flynn (2002), On detection of turnaround and recovery in trend for ozone, *J. Geophys. Res.*, D107, doi:10.1029/2001JD000500.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012. doi: 10.1256/qj.04.176.
- WMO (1992), Scientific assessment of ozone depletion:1991, Global Ozone Research and Monitoring Project Report, 25.
- WMO (1998), JOSIE-1996. WMO/GAW, 130, 108pp.
- WMO (2004), JOSIE-2000. WMO/GAW, 158, 147pp.
- WMO (2011), Scientific assessment of ozone depletion:2010, Global Ozone Research and Monitoring Project Report 52.

謝辞

本書は、気象庁地球環境・海洋部環境気象管理官付オゾン層情報センターが作成し、内容に関する検討は、近藤洋輝 専門委員を部会長とする気候問題懇談会検討部会の協力を得た。

気候問題懇談会検討部会

部会長 近藤 洋輝 財団法人 リモート・センシング技術センター
利用推進部 特任主席研究員

今村 隆史 独立行政法人 国立環境研究所 環境計測研究センター
センター長

日下 博幸 筑波大学 計算科学研究センター 准教授

須賀 利雄 東北大学 大学院理学研究科 教授

早坂 忠裕 東北大学 大学院理学研究科 教授

渡部 雅浩 東京大学 大気海洋研究所 准教授

(敬称略)