

オゾン層・紫外線の年のまとめ (2018年)

令和元年8月
気 象 庁

はじめに

大気中のオゾン層は上空約 10～50 km の高さに多く存在しており、この層をオゾン層と呼んでいます。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ますが、1980 年代初め以降、南極上空で「オゾンホール」と呼ばれる成層圏のオゾンが著しく少なくなる現象が毎年現れるようになり、これに代表されるオゾン層の破壊が赤道付近を除く両半球で確認されるようになりました。

オゾン層破壊の主因は、クロロフルオロカーボン類（日本では一般にフロン類と呼ぶ）等の人為起源のオゾン層破壊物質の大気への放出です。クロロフルオロカーボン類は成層圏へ運ばれると紫外線により分解され、塩素原子等を放出してオゾン層を破壊しますので、これによって地上に降り注ぐ有害な紫外線が増えるおそれがあります。

1980 年代半ばには世界的にオゾン層保護の機運が高まり、「オゾン層の保護のためのウィーン条約」や「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、オゾン層や紫外線の組織的な観測や研究、オゾン層破壊物質の規制等の国際的な枠組みが構築されました。わが国でも 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」が施行され、今日までオゾン層保護の活動が積極的に続けられ、確かな成果をあげています。

こうした動きに対応して、気象庁では、自ら観測しているオゾン・紫外線のデータや国際的に収集した衛星データ等を用いてオゾン層や地上での紫外線の状況を監視、解析しており、本書はその成果を取りまとめた年次報告書です。

本書の作成にあたり、気象学や大気化学等を専門とする研究者の方々に内容の査読のご協力をいただきました。ここに厚くお礼申し上げます。

令和元年 8 月
気象庁地球環境・海洋部

※本書で用いるデータは本書を発行した時点での値であり、後に修正される可能性があります。最新のオゾン層・紫外線の図表・データ、あるいはオゾン層・紫外線に関する解説等については気象庁ホームページの下記サイトをご覧ください。

- ・ 各種データ・資料
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/diag_o3uv.html
- ・ 知識・解説
<https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-0ozone.html>
- ・ 観測方法
（オゾン層）https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-15ozone_observe.html
（紫外線）https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/uvhp/3-45uvb_observe.html
- ・ オゾン層破壊物質に関する観測成果
https://ds.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/ghgp/cfcs_trend.html

目次

第1章 2018年のオゾン層・紫外線の状況	1
1-1 2018年の世界のオゾン層.....	1
1-2 2018年の南極オゾンホール.....	5
1-3 2018年の北半球高緯度のオゾン層.....	9
1-4 2018年の日本上空のオゾン層.....	11
1-5 2018年の日本の紫外線.....	14
1-6 2018年の南極域の紫外線.....	17
第2章 オゾン層・紫外線の長期変化	18
2-1 世界のオゾン層の長期変化.....	18
2-2 南極オゾンホールの長期変化.....	22
2-3 北半球高緯度のオゾン層の長期変化.....	26
2-4 日本上空のオゾン層の長期変化.....	27
2-5 日本及び南極域の紫外線の長期変化.....	31
資料	34
資料 南極各国基地におけるオゾン全量(2018年).....	34
付録	35
付録1 解析に使用した資料.....	35
付録1-1 地上観測データ(オゾン).....	35
付録1-2 地上観測データ(紫外線).....	39
付録1-3 衛星観測データ(オゾン).....	40
付録1-4 紫外線解析値.....	41
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.....	43
付録3 オゾン量の長期変化傾向の評価方法について.....	45
用語解説	46
参考文献	49
謝辞	51

第1章 2018年のオゾン層・紫外線の状況

【要約】

オゾン層

- 2018年の年平均オゾン全量の参照値¹からの偏差は、北半球では広い地域で正偏差、赤道付近では全域負偏差となり、南半球では中緯度はほぼ全域正偏差となったが、高緯度では広い地域で負偏差となった。
- 2018年の南極オゾンホール¹の面積は、南極域上空の下部成層圏気温が低く推移したことにより、最近10年間の平均値よりも大きく推移し、最大面積は2,460万km²（南極大陸の約1.8倍）を記録した。2018年の南極オゾンホール¹の季節（8～12月）における南極昭和基地上空の月平均オゾン全量は、8～11月は参照値並で、12月は参照値よりも多くなった。
- 2018年2月の北半球高緯度における月平均オゾン全量の参照値からの偏差は、北半球高緯度の広い地域で正偏差となり、太平洋北東部から北アメリカ大陸北部にかけて-10%以下の負偏差となった。2018年は、2月上旬以降、極渦の環状構造が崩れ、渦が弱まったため顕著なオゾン層破壊は起こらなかったと考えられる。
- 2018年の日本上空の月平均オゾン全量は、参照値に比べ、札幌では2月に多く7月に少なかった。つくばでは2月と4月に多く、8、10、12月に少なかった。那覇では3、4月に多く、12月に少なかった。

紫外線

- 2018年のつくばにおける紅斑紫外線量（人体への影響を示すために算出した紫外線量）は、参照値に比べ、4～8月、10、11月に多く、特に7月は観測開始から3番目に多くなった。紫外線解析値による参照値からの偏差の全国分布では、6～8月、10、11月は広い地域で正偏差となり、1、2、9月は広い地域で負偏差となった。
- 2018年の南極昭和基地における紅斑紫外線量は、2月にその月として最小値となった。南極オゾンホール¹時期の紅斑紫外線量は、オゾン全量の推移に対応して11月上旬から中旬は参照値よりかなり多く、11月下旬以降は少なかった。

1-1 2018年の世界のオゾン層

2018年の世界の年平均オゾン全量と参照値¹からの偏差の分布図を、それぞれ図1-1(a)と図1-1(b)に示す。年平均オゾン偏差（図1-1(b)）は、北半球ではアラスカ付近等の負偏差を除いて、広い地域で正偏差となり、特にグリーンランド付近では+5%以上となった。赤道付近では、全域で負偏差となった。南半球では、中緯度のほぼ全域で正偏差となったが、高緯度では広い地域で負偏差となった。

年間のオゾン層の変化を詳しく見るため、月平均オゾン全量・偏差の分布図を図1-2(a)（1～6月）と図1-2(b)（7～12月）に示す。北半球では、-10%以下の負偏差がみられたのは、2月の太平洋北東部から北アメリカ大陸北部にかけてと、3月の太平洋北部やユーラシア大陸北部であり、+10%を超える正偏差がみられたのは、2月のユーラシア大陸北部や3月の大西洋北部などであった。このうち負偏差の領域は、極渦が長く停滞したことにより促進したオゾン層破壊に関連した領域（北アメリカ大陸付近；「1-3 2018年の北半球高緯度のオゾン層」を参照）や、対流圏界面（巻末「用語解説」参照）の高度が平年より高い領域に対応している。赤道付近では、1月から8月まで全域負偏差

¹ 本報告書では、世界平均のオゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量がほぼ一定で最も少なかった1994～2008年の累年平均値を参照値としているが、衛星観測によるオゾン全量については、データの一部が存在しない等の理由により、1997～2006年の累年平均値を比較の対象としている。巻末の「用語解説：参照値」を参照のこと。

であったが、9月以降は正偏差が広がった。一方、赤道から少し離れた南北両半球の25度付近では、9月頃に正偏差から負偏差に変化した。これらは、成層圏準2年周期振動（QBO）（巻末「用語解説」参照）が概ね7月頃まで正の位相（高度とともに西風から東風に変化）であったが、9月頃から徐々に負の位相（高度とともに東風から西風に変化）に変化したことと対応している。南半球では、4月以降、中緯度の広い地域で正偏差となった。南極オゾンホールが発達する9月以降は、主に高緯度で負偏差が広がり、特に10月は南極大陸の太平洋側を中心に-20%以下となった。これは、南極オゾンホールの規模が例年より大きく推移したことが要因である（「1-2 2018年の南極オゾンホール」を参照）。

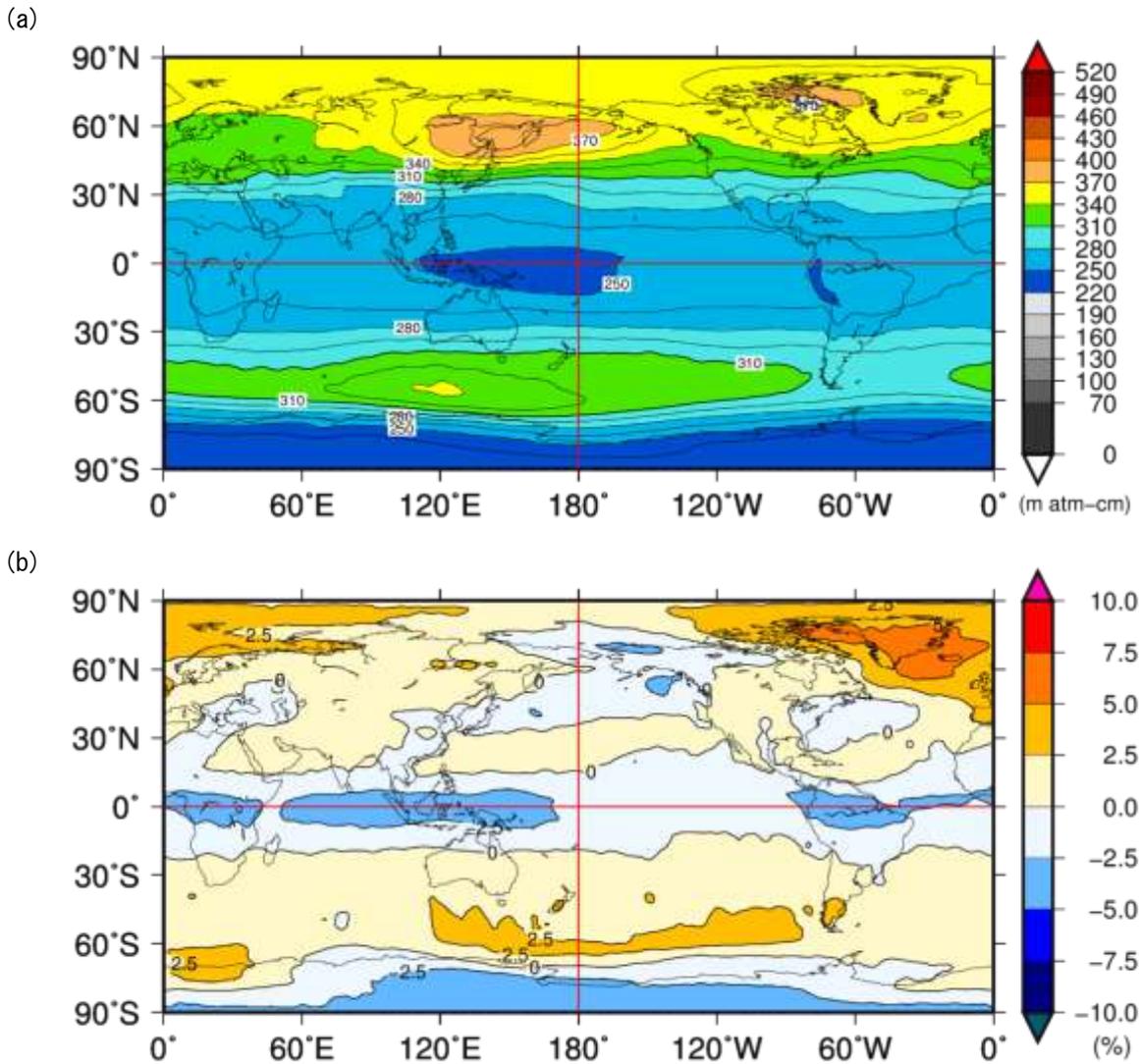


図1-1：2018年の世界のオゾン全量 (a) 及び偏差 (b) の年平均分布図

(a)年平均オゾン全量 (m atm-cm) の分布図及び(b)年平均オゾン全量偏差 (%) の分布図。それぞれの等値線は(a)が15 m atm-cm間隔、(b)が2.5 %間隔である。(b)の比較の基準は1997～2006年の累年平均値。冬季の高緯度付近は、太陽高度角の関係で観測できない期間を除いて計算した。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した。

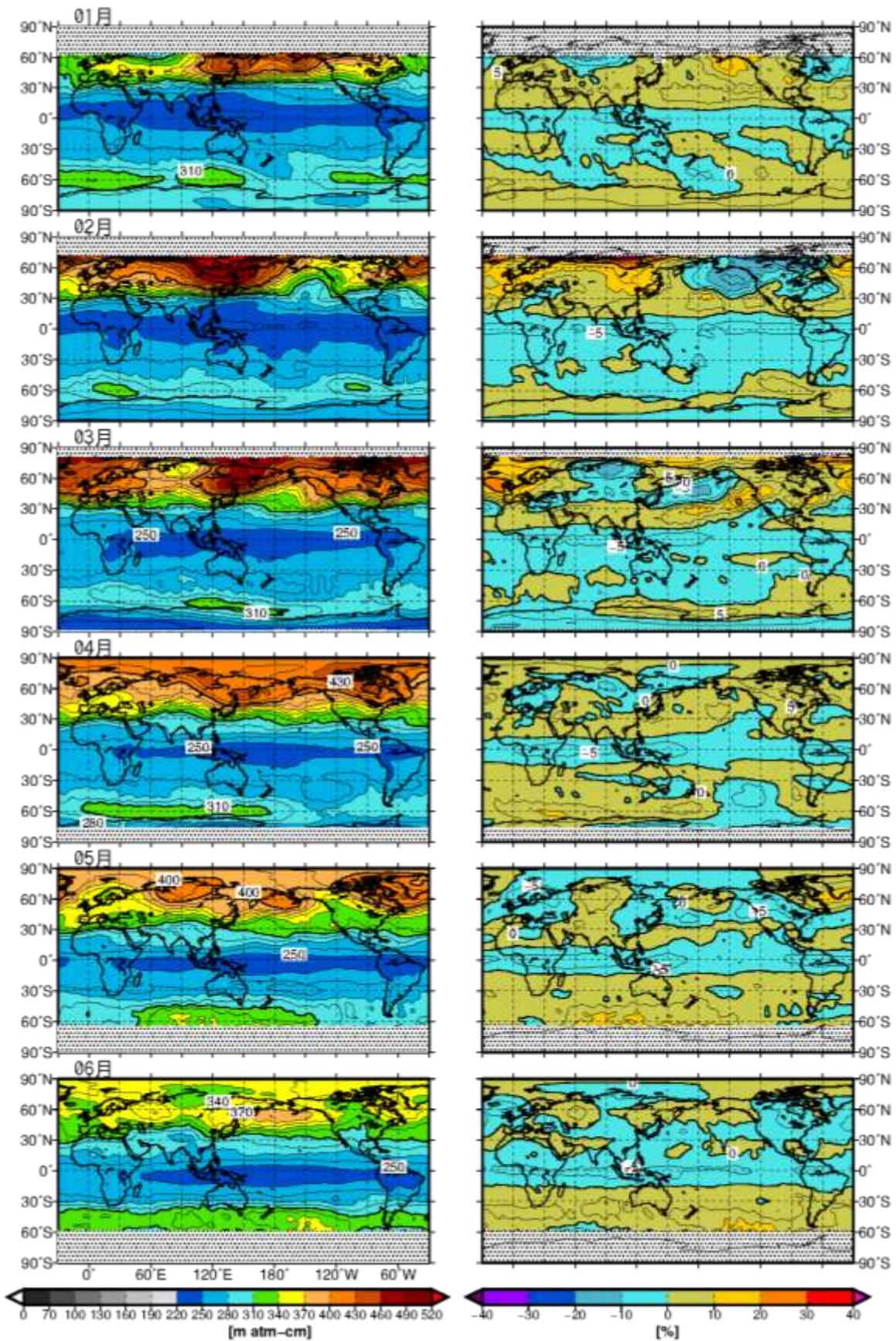


図1-2(a) : 世界の月平均オゾン全量・偏差分布図 (2018年1~6月)

月平均オゾン全量 (左列) の等値線間隔は15 m atm-cm、偏差 (右列) の等値線間隔は5 %。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準は1997~2006年の月別累年平均値。図はNASA提供の衛星観測データをもとに作成した。

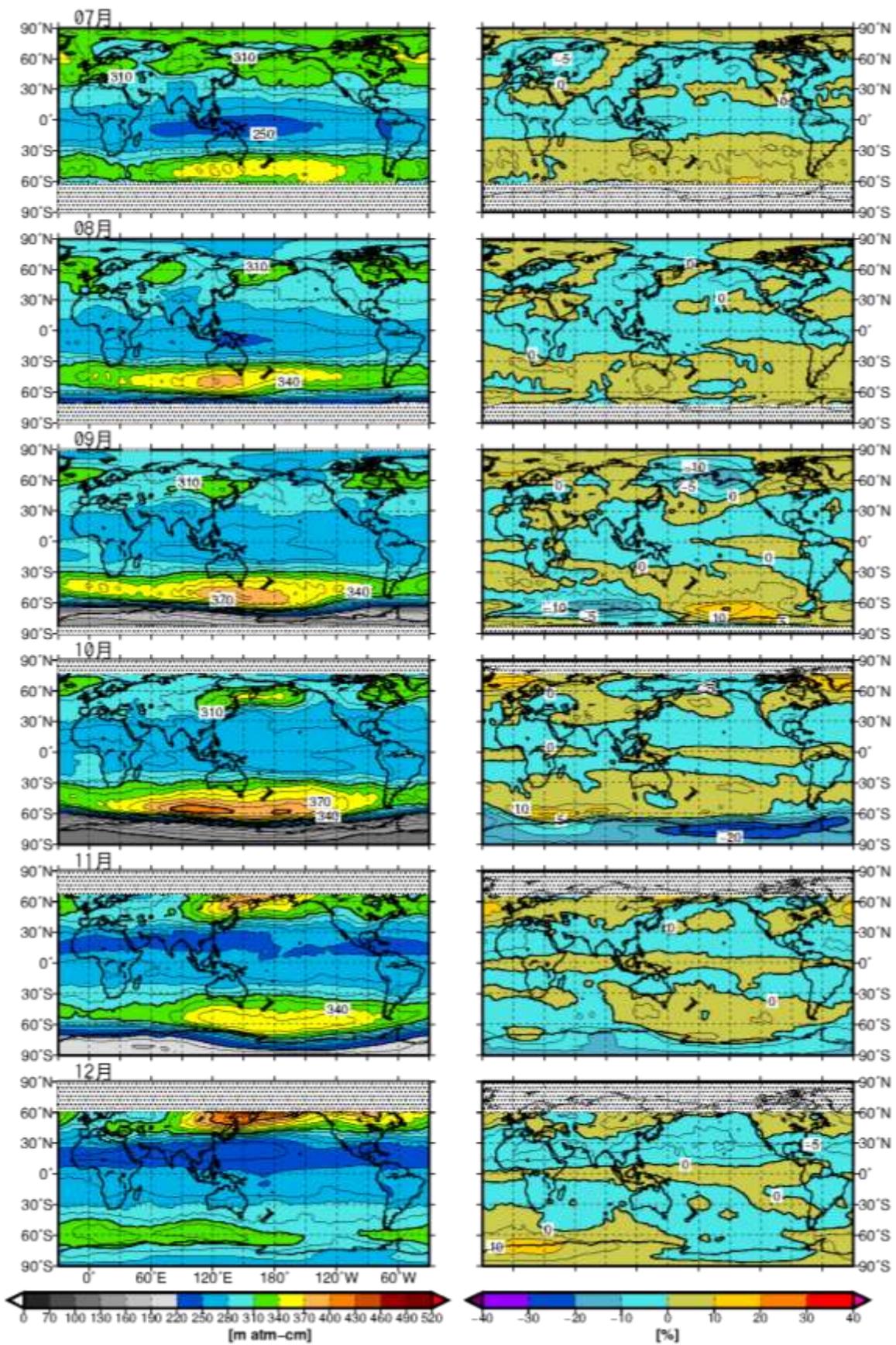


図1-2(b) : 世界の月平均オゾン全量・偏差分布図 (2018年7~12月)

図1-2(a)と同じ。ただし、2018年7~12月。

1-2 2018年の南極オゾンホール

衛星による観測

衛星観測データの日別値から求めた2018年の南極オゾンホール（巻末「用語解説」参照）の規模の推移を図1-3に示す。2018年の南極オゾンホールは8月上旬から観測され²、その面積は8月下旬に急速に拡大した（図1-3(a)）。8月下旬以降、最近10年間の累年平均値より大きく推移し、最大面積は9月20日に2,460万km²（南極大陸の約1.8倍）を記録した。2018年は、成層圏の高度約20km付近の気温が低く、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲が例年より発達したことが要因と考えられる（後述の「2018年の南極オゾンホールに関連する下部成層圏の気象状況」を参照）。11月に入ると、極渦の環状構造が崩れ、渦が弱まったことで、オゾンホールの面積は急速に縮小し、12月上旬に消滅した。

オゾンホール内で破壊されたオゾンの総量の目安となるオゾン欠損量を図1-3(b)に示す。オゾン欠損量は、9月中旬から11月中旬まで、最近10年間の累年平均値より大きく推移し、最大欠損量は9月28日に8,300万トン（千トン）を記録した。

オゾンホールの深まりの目安となる領域最低オゾン全量を図1-3(c)に示す。領域最低オゾン全量は、9月中旬から12月上旬まで、最近10年間の累年平均値より少なく、10月12日には104 m atm-cm を記録した。

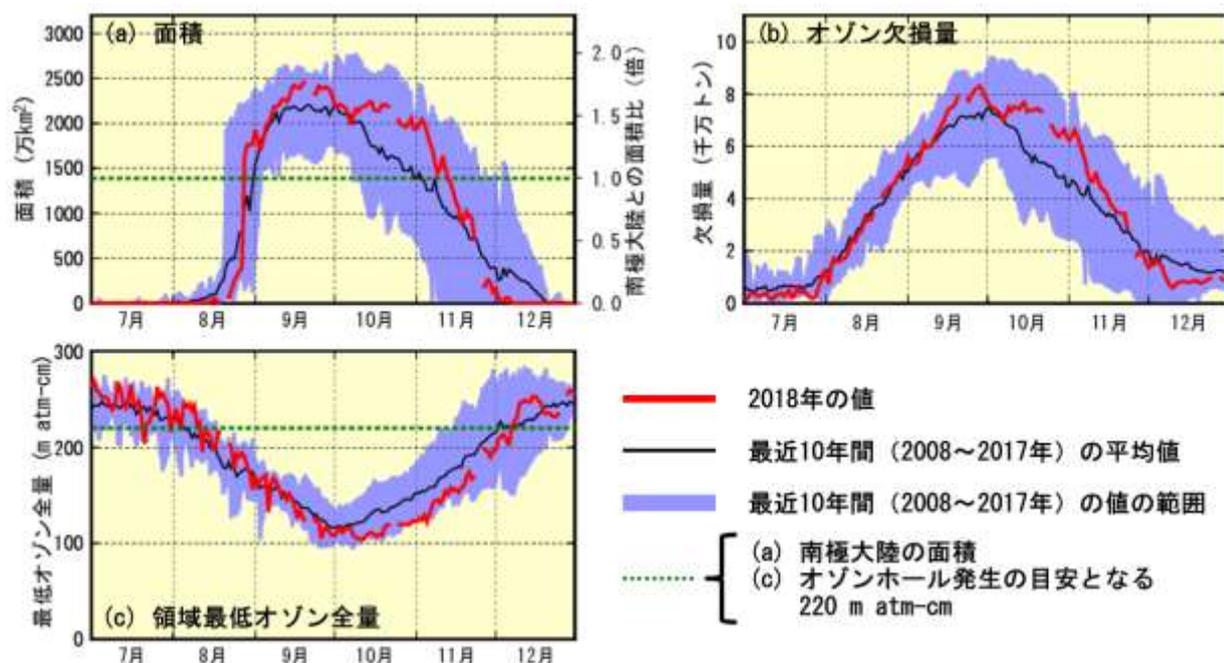


図1-3：2018年の南極オゾンホールの規模（(a)面積、(b)オゾン欠損量、(c)領域最低オゾン全量）
図はNASA提供の衛星観測データの日別値をもとに作成した。

² オゾンホールの発生日は図1-3(c)の領域最低オゾン全量の値が220m atm-cmを下回り始めた日。

南極昭和基地における地上観測

2018年に南極昭和基地で観測したオゾン全量（日代表値）の推移を図1-4に示す。南極昭和基地は、8月下旬から11月中旬まで、期間のほとんどで南極オゾンホールが目安である220 m atm-cmより小さくなった。これは、前述のとおり、2018年の南極オゾンホールの面積が大きく推移し、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。特に11月上旬と中旬は、南極オゾンホールの中心位置が南極昭和基地側にずれたため、オゾン全量が参照値期間（1994～2008年）の最小値に近い値となった。11月下旬になると、南極オゾンホールの急速な縮小と周囲のオゾン量の多い空気の流入により、参照値期間の最大値を超えるほど急増し、以降は最大値程度で推移した。

2018年の南極昭和基地の月平均オゾン全量を図1-5に示す。ここでは、参照値期間の月別累年平均値との比較として、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」としている。南極オゾンホール期間の月平均オゾン全量は、8月から11月まで並で推移したが、12月は多くなった。

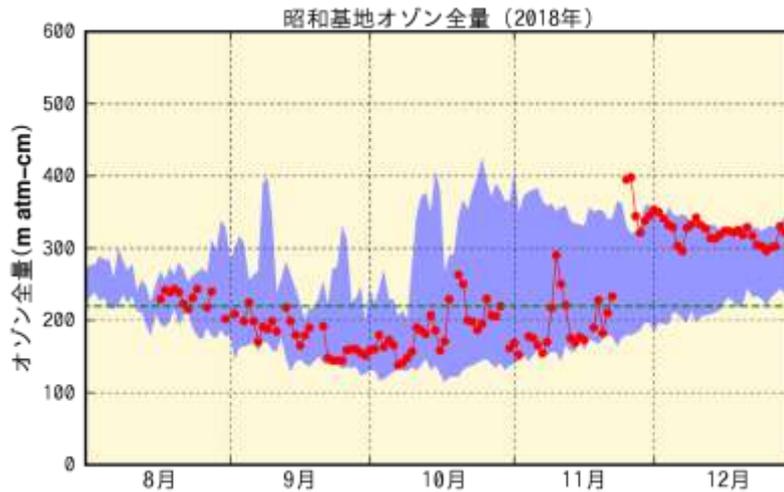


図1-4：南極昭和基地におけるオゾン全量の日代表値（2018年8～12月）

●は2018年のオゾン全量観測値（日代表値）。濃い青色の領域の上端と下端は参照値期間（1994～2008年）の最大及び最小値。緑色の破線は南極オゾンホールの目安である220 m atm-cmを示す。

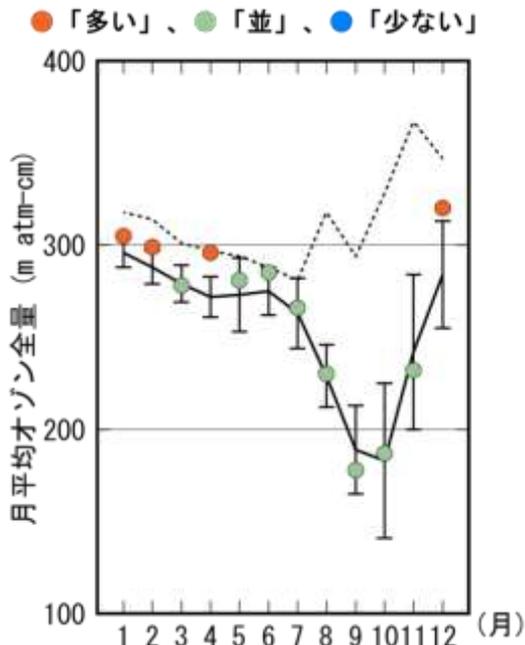


図1-5：2018年の南極昭和基地における月平均オゾン全量

●印（図では橙、緑、青）は2018年の月平均値。実線は1994～2008年の累年平均値、縦線はその標準偏差。点線は南極オゾンホールが出現する以前である1961～1980年の月別累年平均値。

南極昭和基地におけるオゾンゾンデ観測

2018年に南極昭和基地で観測したオゾン分圧（巻末「用語解説」参照）とその規格化偏差（巻末「用語解説：偏差（%）」参照）の高度分布の推移を図1-6に示す。南極オゾンホール鉛直構造の特徴は、通常はオゾンが多い高度14～22 km付近において、オゾンが大きく減少することである。南極昭和基地上空におけるオゾン分圧は、9月上旬に高度20～24 km付近で顕著に低くなりはじめ、次第に低い高度へ広がり、9月中旬には高度24 km以下のほぼ全ての高度で5 mPa以下となった（図1-6(a)）。以降は、さらにオゾン分圧を下げながら、11月中旬まで低い状態が継続したが、11月中旬は高度24～28 km付近で一時的にオゾン分圧が高くなった。11月下旬以降は、高度14～26 km付近で急激にオゾン分圧が高くなった。

オゾン分圧の月平均値による規格化偏差（図1-6(b)）をみると、8月は高度約20～28 kmでやや大きな正偏差となったが、オゾン分圧が急激に低くなった9月に入ると、同高度の正偏差は解消した。9月、10月、11月は高度8 km以下でやや大きな負偏差、12月は高度約6～20 kmでやや大きな正偏差となった。

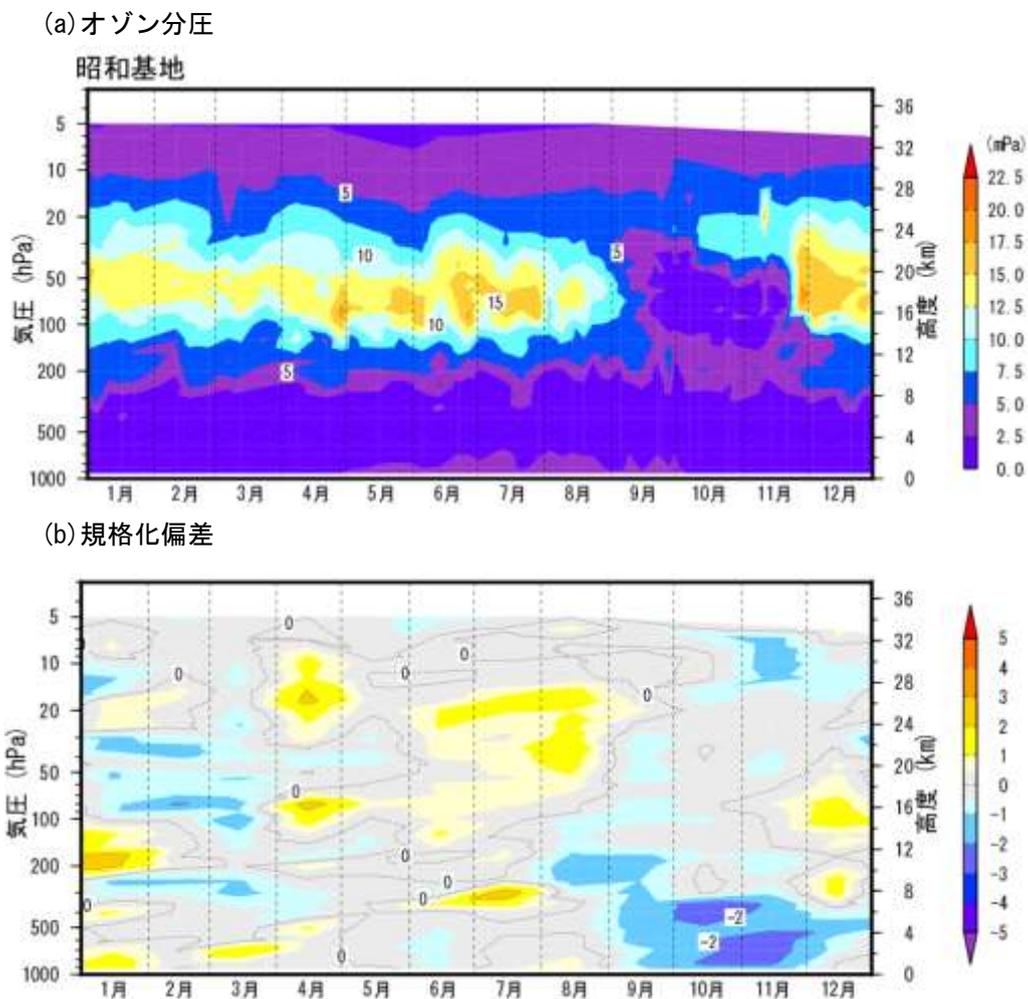


図1-6：南極昭和基地の(a)オゾン分圧と(b)規格化偏差の高度分布（2018年1～12月）

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1994～2008年における月平均値の累年平均値からの偏差を標準偏差で割った値。観測値のない高度については、前後の観測で得られたオゾン分圧から内挿処理を行っている。なお、1994～2008年の累年平均値及び標準偏差の図については、気象庁ホームページ「オゾンの世界分布と季節変化」(https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-20ozone_avemap.html)に掲載している。

2018年の南極オゾンホールに関連する下部成層圏の気象状況

南半球の冬季（5月頃）から春季（10月頃）に発生する極域成層圏雲（巻末「用語解説」参照）は、塩素原子を遊離しやすい塩素化合物（塩素ガス等）の生成を促進し、結果として南極オゾンホールの形成に大きな影響を与える。極域成層圏雲は、冬季から春季の下部成層圏の気温が低温（ $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下が目安となっている）であるときに発生するため、南極域の下部成層圏が低温であるほど、またその低温領域が大きいほど南極オゾンホールの規模が大きくなる傾向がある。

2018年の南極域上空の下部成層圏（南緯60度以南の50hPa面）における最低気温（以下、領域最低気温という）と $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積を、それぞれ図1-7(a)、(b)に示す。2018年の領域最低気温（図1-7(a)）は、5月上旬から10月下旬にかけて $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下となり、期間中は累年平均値（1979年～2017年の平均値）より低いか同程度で推移し、10月は特に低かった。

$-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の面積（図1-7(b)）は、7月から10月まで累年平均値よりも大きく推移した。これは、南極上空に形成される極渦（巻末「用語解説」参照）が例年より大きく、またその形がほぼ円形で安定していたことが要因と考えられる。

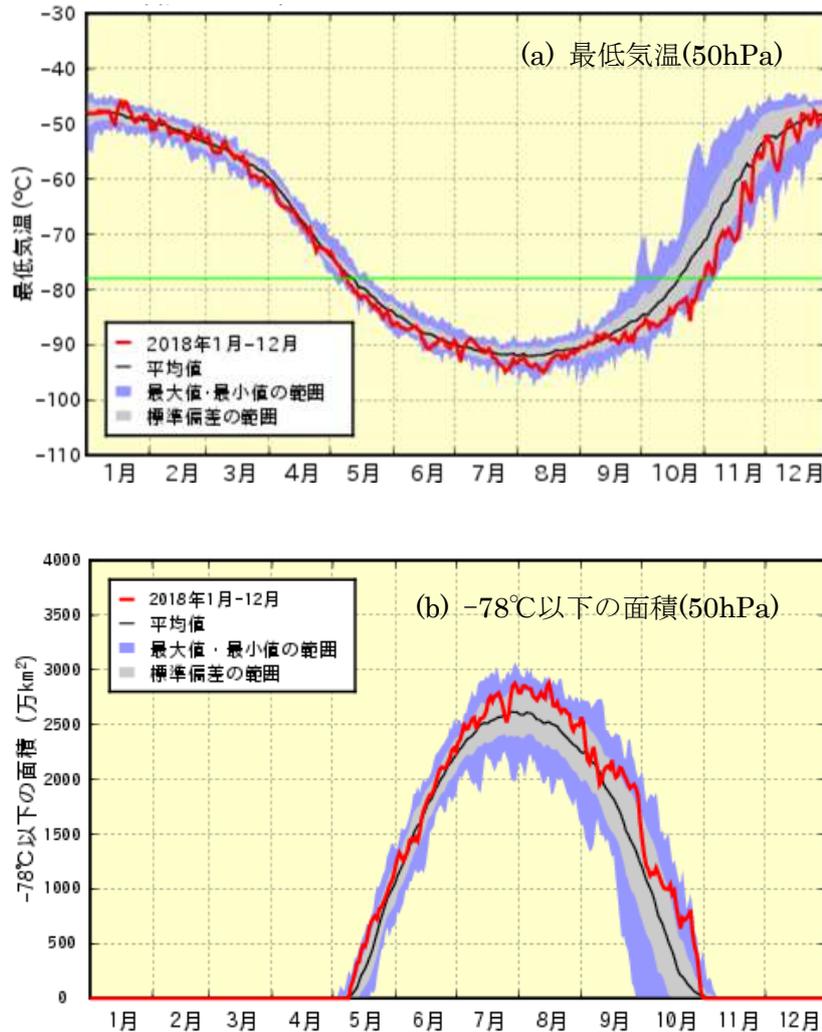


図1-7：南極域下部成層圏の (a)領域最低気温及び (b) 気温が $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積

赤線は、2018年の南緯60度以南の50 hPa（高度約 20km）面における(a)日別の領域最低気温及び(b)極域成層圏雲の出現する目安となる $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積を示す。黒線は累年平均値（1979～2017年の平均値）、紫色の領域の上端と下端は累年の最大値及び最小値、灰色の領域は標準偏差の範囲をそれぞれ示す。また、(a)の緑線は極域成層圏雲出現の目安である $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ を示す。JRA-55（巻末「用語解説」参照）の解析値（Kobayashi *et al.*, 2015）をもとに作成した。

1-3 2018年の北半球高緯度のオゾン層

2018年2月の月平均オゾン全量と月別累年平均値（1997～2006年）からの偏差の分布図を、過去に大規模なオゾン層破壊が観測された2011年3月の例と併せて、図1-8に示す。2018年2月の偏差分布（図1-8(b)）は、北半球高緯度の広い地域で大きな正偏差となり、太平洋北東部から北アメリカ大陸北部にかけては-10%以下の負偏差となった。この偏差の分布は、2月上旬から中旬にかけて、極渦が北アメリカ大陸付近に長く位置したことが要因となっている。-10%以下の負偏差域については、北アメリカ大陸付近は概ね極渦内のオゾン量が少ない領域と対応しているが、太平洋東部においては加えて対流圏界面高度が高かったことも要因と考えられる。この負偏差域は、極渦の偏在により極域から離れた地域でみられた。北半球高緯度の下部成層圏の気象状況から2018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（後述の「2017/2018年の北半球高緯度下部成層圏の気象状況」を参照）。なお、3月以降は、2月下旬に極渦が崩れたことで、オゾン層破壊による負偏差域は概ね解消した。

これまで北半球においても大規模なオゾン層破壊が確認されており、特に2010年冬季から2011年春季は顕著であった。図1-8(d)は、2011年3月の偏差分布を示しているが、極付近を中心に-20%以下の負偏差となっているほか、北半球高緯度のほとんどの領域で-10%以下の負偏差となっている。

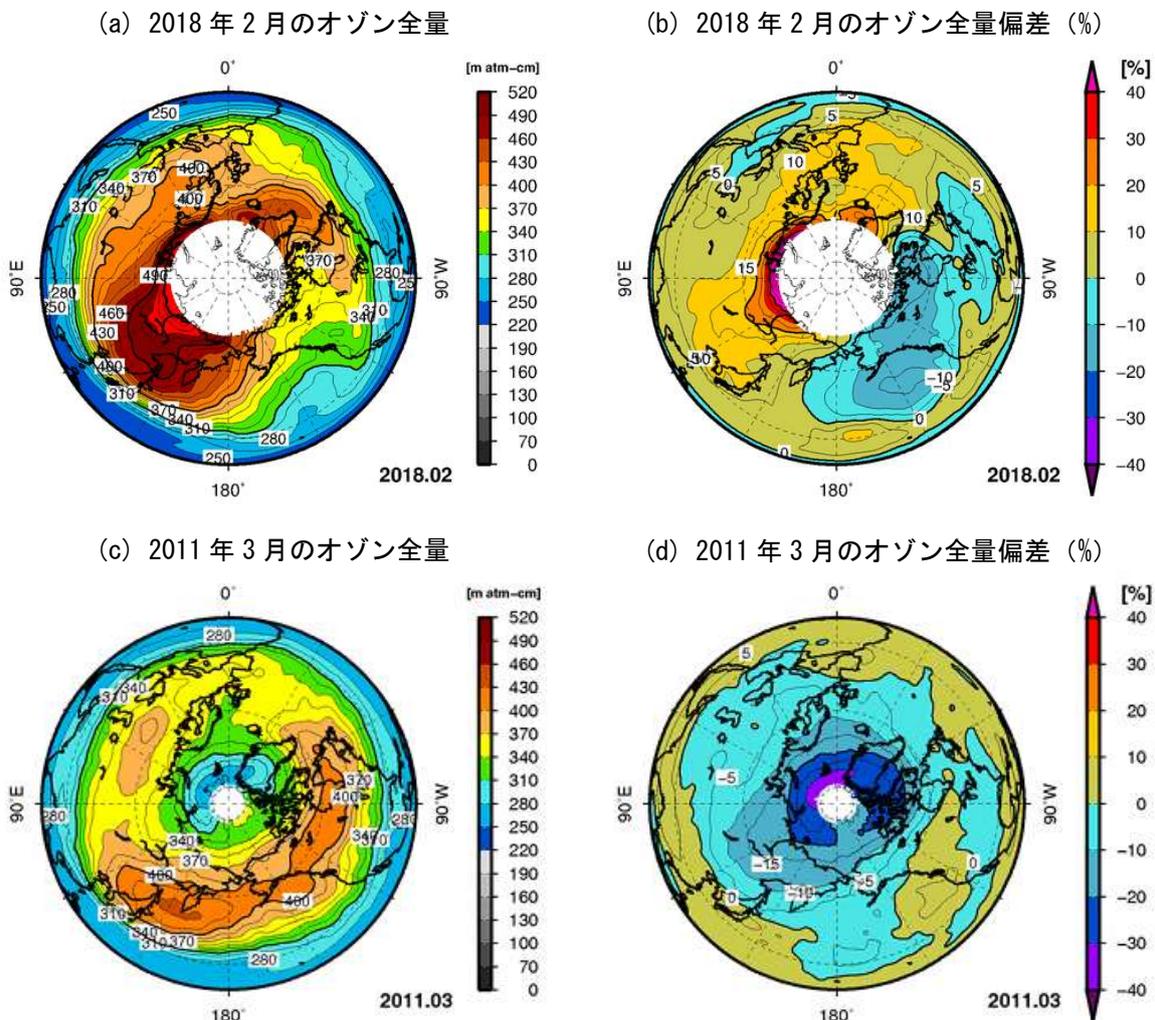


図1-8：2018年2月及び2011年3月の北半球の月平均オゾン全量（(a)、(c)）、オゾン全量偏差分布図（(b)、(d)）

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NASA提供の衛星観測データをもとに作成した。

2017/2018年の北半球高緯度下部成層圏の気象状況

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2017年7月～2018年6月の最低気温（以下、領域最低気温という）と -78°C 以下（オゾン層破壊物質の生成を促進する極域成層圏雲が発生する目安の気温）の領域の面積を図1-9(a)、(b)に示す。領域最低気温は、11月中旬から2月中旬にかけて累年平均値（7～12月は1979～2016年、1～6月は1979～2017年の平均値）より低いか同程度で推移したが、2月下旬頃から急激に高くなり、以降は概ね累年平均値より高く推移した。2月下旬以降、それまで円形であった極渦の形が崩れ、渦が偏在して弱まったことが要因と考えられる。

-78°C 以下の領域は、11月下旬から2月中旬にみられ、1月までは、概ね累年平均値よりも大きく推移した（図1-9(b)）。しかし、2月上旬に急激に小さくなり、2月中旬には消滅した。

北半球高緯度上空のオゾン層破壊は、1990年代以降、複数回観測されているが、南極オゾンホールほど大規模とはなっていない。これは、北半球高緯度上空の気温が南極域上空に比べ高いためであり、 -78°C 以下の面積（図1-7(b)、図1-9(b)）の違いからそれを確認できる。

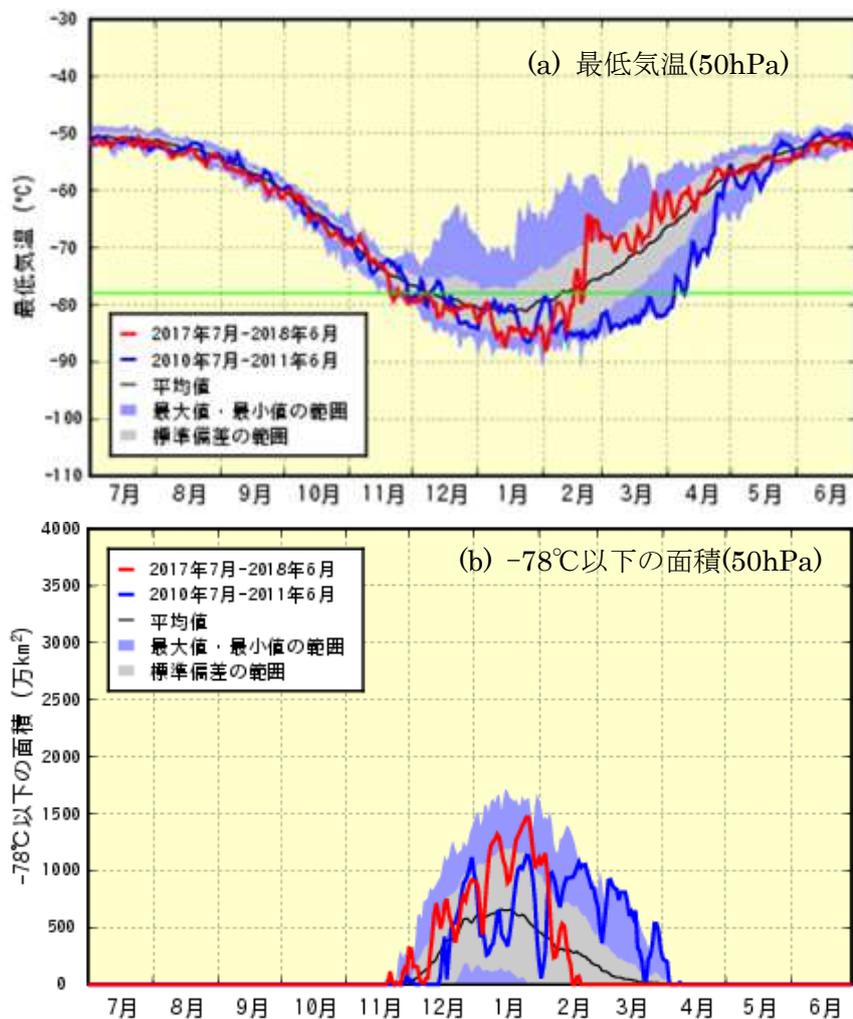


図1-9：北半球高緯度の(a) 領域最低気温及び (b) -78°C 以下の領域の面積（2017年7月～2018年6月）
赤線は、2017年7月～2018年6月の北緯60度以北の50 hPa（高度約20 km）面における(a)日別の最低気温及び(b)極域成層圏雲の出現する目安となる -78°C 以下の領域の面積を示す。黒線は累年平均値（7～12月は1979～2016年、1～6月は1979～2017年の平均値）、紫色の領域の上端と下端は累年の最大値及び最小値、灰色の領域は標準偏差の範囲、青線は2010年7月～2011年6月の値をそれぞれ示す。また、(a)の緑線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C を示す。JRA-55（巻末「用語解説」を参照）の解析値（Kobayashi *et al.*, 2015）をもとに作成した。

1-4 2018年の日本上空のオゾン層

2018年のオゾン全量の状況

気象庁が観測を行っている国内3地点（札幌、つくば、那覇）のオゾン全量について、2018年の月平均オゾン全量を図1-10に示す。ここでは、参照値（1994～2008年の月別累年平均値）との比較として、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」としている。

札幌では、2月に観測開始（1958年）以来、その月として3番目に多く、7月はその月として2番目に少ない値となった。2月は寒気の移流とともに高緯度側から例年よりも多くのオゾンが日本付近に流れこんだことが要因であり、7月是对流圏界面の高度が高かったことが主な要因として考えられる。2月はオゾン層破壊が顕著に現れる以前の期間（1980年以前）を除くと最も多い値となった。

つくばでは2月と4月に多く、8、10、12月に少なかった。これらは、対流圏界面の高度の高低やQBOの位相の転換に伴い低緯度からのオゾンの流入が増減したことなどが主な要因として考えられる。

那覇では、観測開始（1974年）以来、3月はその月として3番目に多く、4月はその月として2番目に多く、12月はその月として3番目に少ない値となった。2018年の赤道付近を除く低緯度帯では、QBOの位相に対応して8月頃まで正偏差が継続し、以降は徐々に負偏差に変化しており、これが主な要因と考えられる。

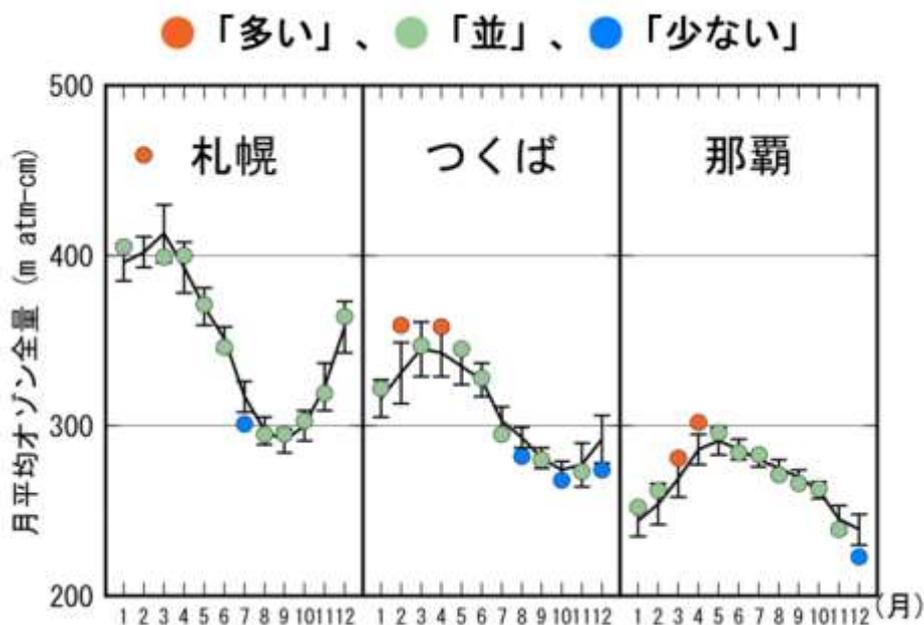


図1-10 : 2018年の日本上空の月平均オゾン全量

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年変化。●印（図では橙、緑、青）は2018年の月平均値。折線（実線）は1994～2008年の累年平均値、縦線はその標準偏差。

2018年のオゾンゾンデ観測によるオゾンの高度分布の状況

オゾンゾンデ観測によるつくばにおける2018年のオゾン分圧とその規格化偏差の高度分布の推移を図1-11に示す。なお、札幌と那覇の観測は2018年1月に終了したため、両地点の高度分布については次ページの「2018年のオゾン反転観測による層別オゾン量の状況」をご覧ください。オゾン分圧（図1-11(a)）では、1年を通して高度18～28 km付近にオゾン分圧の高い層があり、中でも1～5月の高度18～24km付近は高くなった。また、2～4月は高度10km付近の低い高度まで、オゾン分圧の高い領域が広がっている。

オゾン分圧の規格化偏差（図1-11(b)）では、6月以降、高度約22km以上で概ね負偏差となった。前述の月平均オゾン全量（図1-10）において「多い」となった2月と4月については、2月は高度8～18km付近で大きな正偏差、4月は高度20～30km付近で正偏差となった。また「少ない」となった8、10、12月については、8月は高度約30kmより低い高度でやや大きな負偏差、10月は高度20～30km付近で大きな負偏差、12月は約22kmより低い高度と約28kmより高い高度でやや大きな負偏差となった。その他、6～8月の高度約6kmより下層で大きな負偏差、7月の高度16～20km付近で大きな正偏差となった。

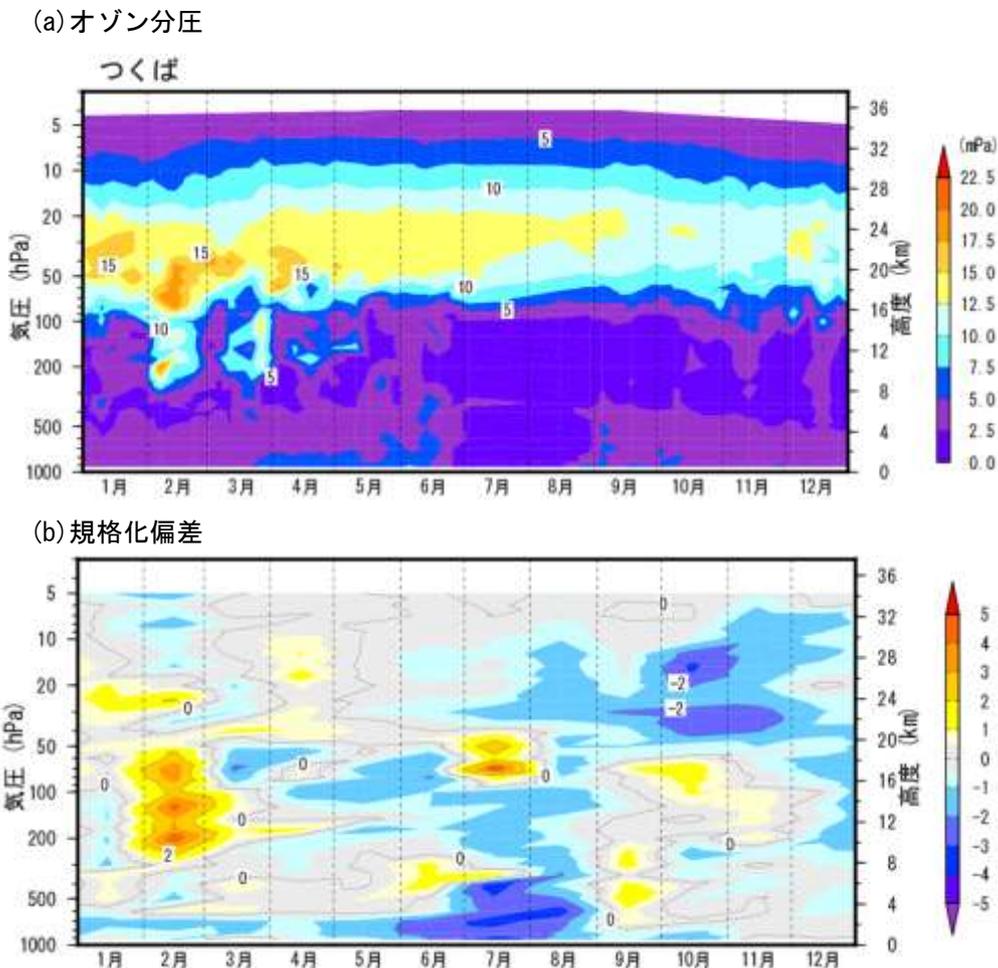


図1-11：つくばにおける(a)オゾン分圧と(b)規格化偏差の高度分布（2018年1～12月）

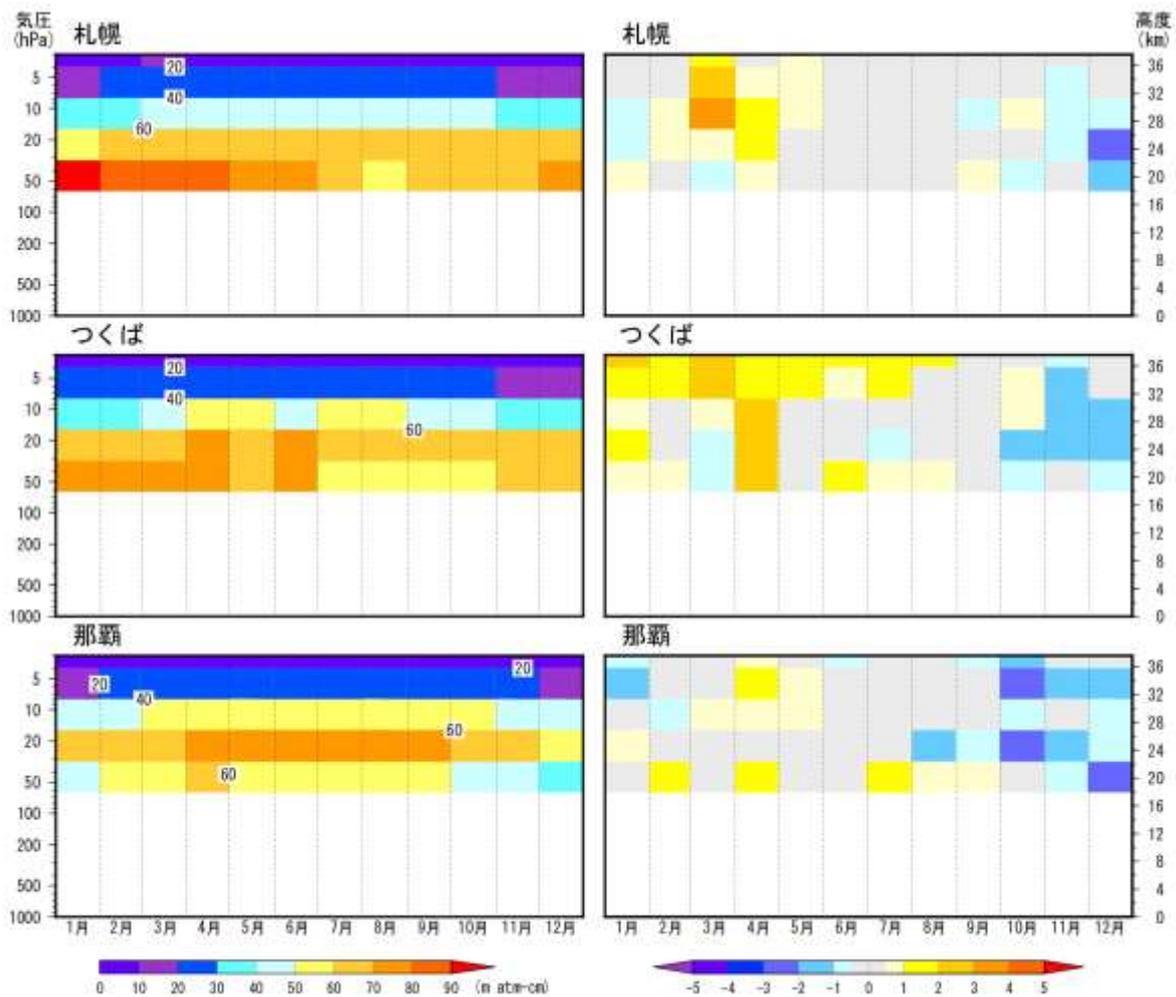
オゾン分圧図(a)はオゾンゾンデ観測の個々の観測値を、規格化偏差図(b)は月平均値を用いて作成。規格化偏差は1994～2008年における月平均値の累年平均値からの偏差を標準偏差で割った値。観測値のない高度については、前後の期間のオゾン分圧から内挿処理を行っている。なお、1994～2008年の累年平均値及び標準偏差の図については、気象庁ホームページ「オゾンの世界分布と季節変化」(https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-20ozone_avemap.html)に掲載している。

2018年のオゾン反転観測による層別オゾン量の状況

オゾン反転観測（巻末「用語解説」参照）による国内3地点（札幌、つくば、那覇）における2018年の月平均層別オゾン量とその規格化偏差の高度分布の推移を図1-12に示す。オゾン反転観測では、高い精度が見込める高度約18km以上を解析の対象とする。

層別オゾン量の月平均値（図1-12(a)）では、札幌とつくばは高度約18～26kmの層で多く、特に冬季と春季は高度約18～22kmで多かった。那覇は4月から9月にかけて高度約22～26kmの層でオゾンが多かった。

月平均値の規格化偏差（図1-12(b)）では、札幌は、3月の高度約26km以上の層で大きな正偏差がみられ、4月の高度約22～30kmでやや大きな正偏差となった。つくばは、3月の高度約32km以上の層と4月の高度約18～32kmで大きな正偏差がみられ、7月頃まで高度約30km以上の層でやや大きな正偏差が続いた。また、つくばと那覇は10月頃からやや大きな負偏差となる層が広がっており、札幌でも12月に高度約22～26kmで大きな負偏差となった。



(a) 層別オゾン量

(b) 規格化偏差

図1-12：国内3地点（札幌、つくば、那覇）の(a)層別オゾン量と(b)規格化偏差の高度分布（2018年1～12月）

(a)層別オゾン量と(b)規格化偏差はともに反転観測の月平均値を用いて作成。規格化偏差は1994～2008年の反転観測の月平均値の累年平均値からの偏差を標準偏差で割った値。

1-5 2018年の日本の紫外線

つくばにおける2018年の紅斑紫外線量（巻末「用語解説」参照）の日積算値³の月平均値（以下、月平均値という）を図1-13に示す。地表面に達する紅斑紫外線量は、上空のオゾンによる吸収の他、大気上端に到達する太陽紫外線量、太陽高度、雲（天気）、エアロゾル粒子、地表面反射（反射した紫外線が大気により散乱され一部は再び地表面へ入射）などにより変化する。ここでは、月平均値を参照値（1994～2008年の月別累年平均値）と比較して、そ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」としている。

2018年のつくばの月平均値は、4～8月、10、11月に多く、特に7月は1990年の観測開始から3番目に多い値となった。4～8月は日照時間が例年より長かったことに加え、7月と8月は上空のオゾン全量が例年より少なかったことも要因である。また、年を通して少ない月はなく、年平均値は観測開始から3番目に多い値となった。

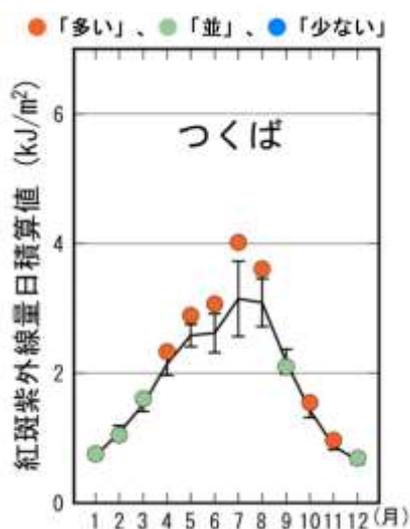


図1-13：2018年のつくばにおける紅斑紫外線量日積算値の月平均値

●印（図では橙、緑、青）は2018年の月平均値。実線は1994～2008年の月別累年平均値、縦線はその標準偏差。

紫外線解析値（「付録1-4 紫外線解析値」を参照）から算出した、日本国内における2018年の日最大UVインデックス（巻末「用語解説」参照）の月平均値分布図と参照値（1997～2008年の月別累年平均値）からの偏差分布図を、それぞれ図1-14(a)と図1-14(b)に示す。

偏差分布（図1-14(b)）では、6～8月、10、11月は広い地域で正偏差となり、1、2、9月は広い地域で負偏差となった。この偏差の要因は、概ね日照時間の多寡と対応しているが、2月の広い範囲の負偏差は、オゾン全量が多かったことによる。また、統計的に最も紫外線が強くなる7月は大きな正偏差となっており、これは西日本から東日本にかけて日照時間がかなり多かったことに加え、北日本を中心にオゾン全量が少なかったことが要因である。

³ 紅斑紫外線量は観測時における紫外線の強さを表す瞬間値であり、日積算値は1日分の各観測時における瞬間値を時間積分することにより算出した積分値である。

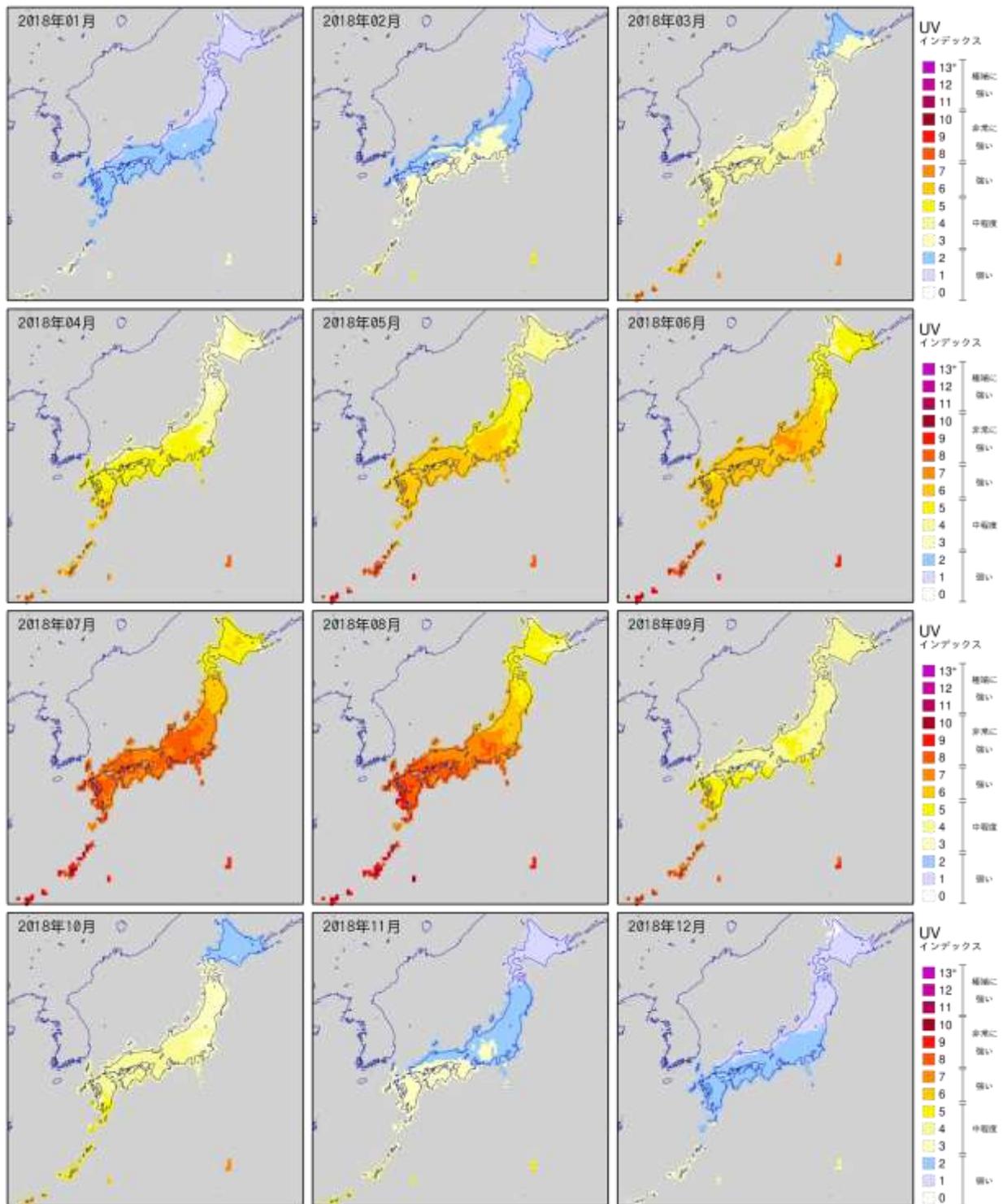


図1-14 (a) : 日本国内における2018年の日最大UVインデックスの月平均分布図

2018年の日最大UVインデックスを月平均した全国分布図。日本国内を約20km四方の格子に区分し、UVインデックスの値毎に色分けしている。

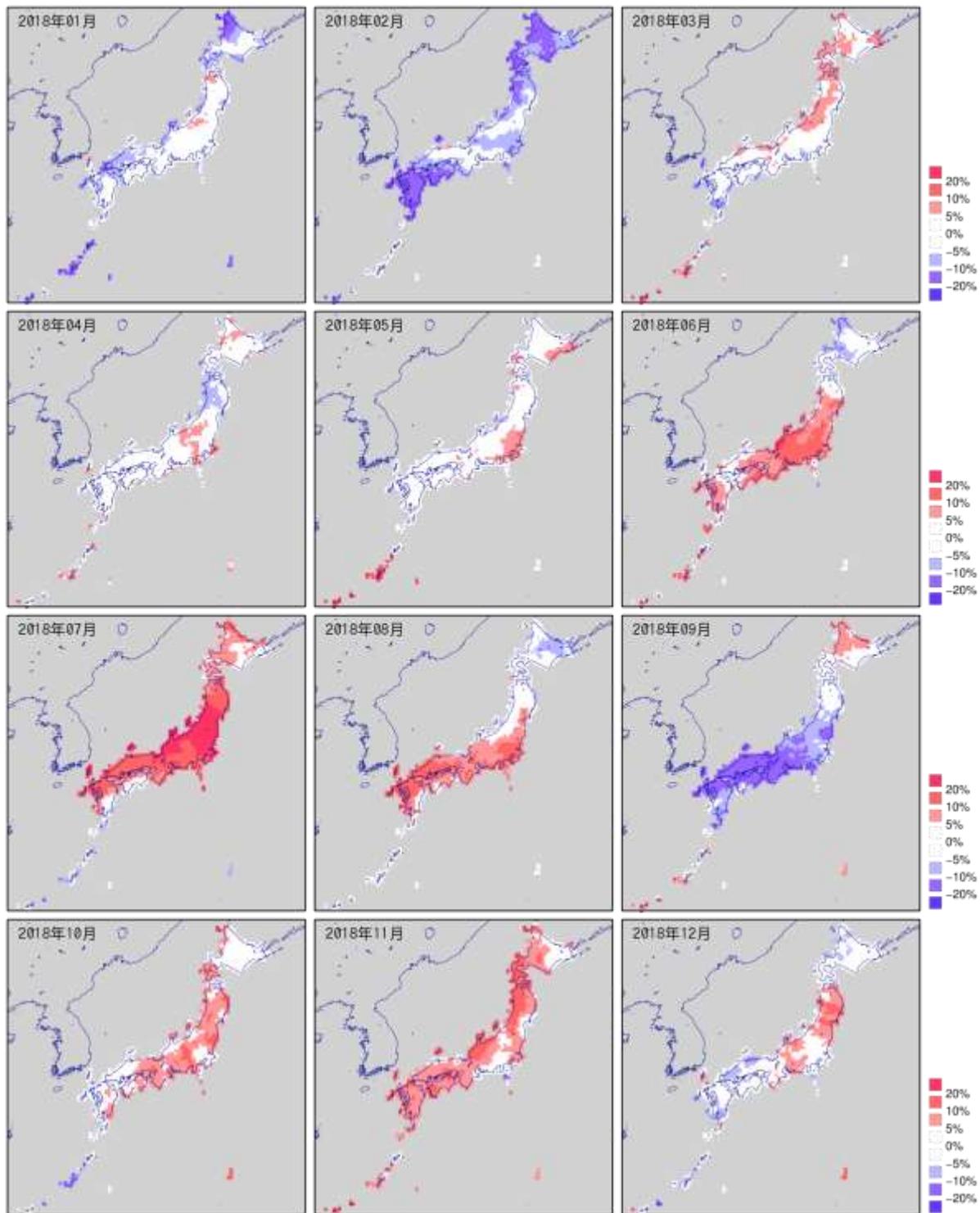


図1-14 (b) : 日本国内における2018年の日最大UVインデックスの月平均値の偏差分布図

2018年の日最大UVインデックスの月平均値を1997～2008年の累年平均値からの偏差で示した全国分布図。日本国内を約20km四方の格子に区分し、正偏差を赤色の濃淡、負偏差を青色の濃淡で示す。

1-6 2018年の南極域の紫外線

南極昭和基地における2018年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値（以下、月平均値という）を図1-15に示す。ここでは、参照値（1994～2008年の月別累年平均値）との比較として、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」としている。南極昭和基地の2月の月平均値は、観測を開始した1993年以来、その月として最小値となった。これは、2月のオゾン全量が多かったことと日照時間の寡少が要因である。南極オゾンホールが発達する9月以降では全て並となった。

南極オゾンホールが存在する期間（8～12月）の南極昭和基地における2018年の紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量及び全天日射量の推移を図1-16に示す。紅斑紫外線量日積算値は、8月以降、参照値（1994～2008年の累年平均値）付近で推移しているが、11月上旬から中旬はかなり多くなり、11月下旬以降は少なくなった。この変化は、概ねオゾン全量の推移（緑丸印）と逆相関で対応している。

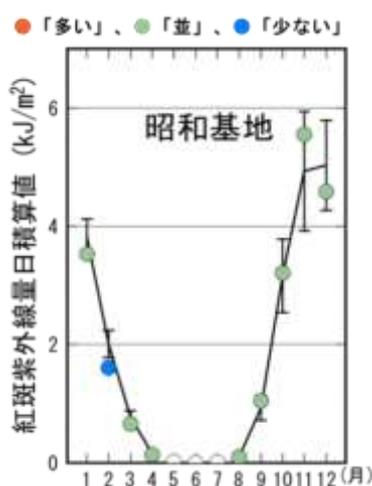


図1-15：2018年の南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

●印（図では橙、緑、青）は2018年の月平均値。実線は1994～2008年の月別累年平均値、縦線はその標準偏差。ただし、極夜前後（5～7月）は月別累年平均値を算出していないので、観測値を白丸で示してある。

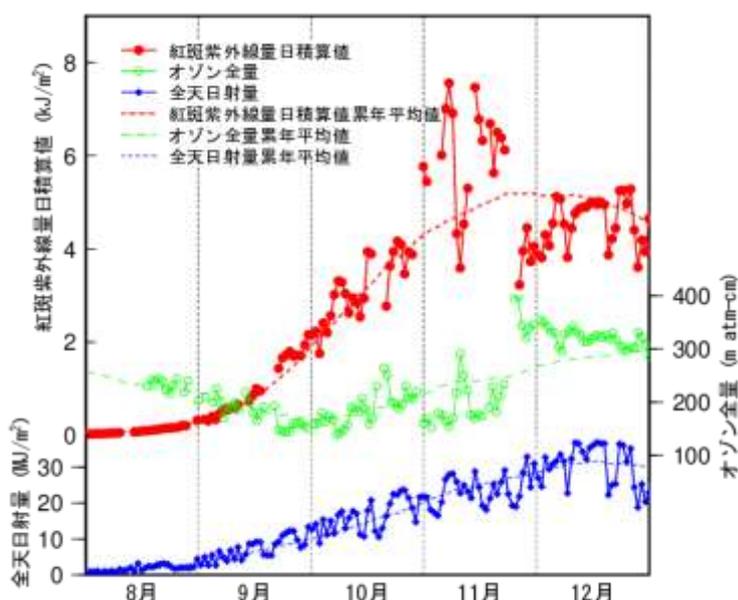


図1-16：2018年の南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量

2018年の南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量の観測値（実線）のほか、参照値として、それぞれの要素の1994～2008年の日別累年平均値の15日移動平均値（破線）を示す。

第2章 オゾン層・紫外線の長期変化

【要約】

オゾン層

- 世界全体のオゾン全量は、1980年代に大きく減少したが、1990年代後半に減少傾向が止まった。2000年以降は比較的变化がなく、近年はわずかな増加がみられるが、最近5年間のオゾン全量は、オゾン層破壊現象が顕著に現れる以前の1970年代と比較すると、依然として少ない状態にある。
- 南極オゾンホール⁵の最大面積は、1990年代半ばにかけて拡大したが、1990年代半ば以降では長期的な拡大傾向はみられなくなり、2000年以降では、統計的に有意な縮小傾向を示している。
- 春季の北半球高緯度におけるオゾン全量は、1990年以降、それ以前と比べて少ない状態が続いており、気象状況によって顕著に少なくなることもある。
- 国内のオゾン全量は、札幌とつくばにおいては1980年代から1990年代半ばまで減少し、その後緩やかな増加傾向がみられる。また、那覇においては1990年代半ば以降、緩やかな増加傾向がみられる。しかし、2000年以降の増加傾向は、国内3地点すべて統計的に有意ではない。

紫外線

- 国内3地点の近年の紅斑紫外線量年積算値は、観測を開始した1990年代初めに比べ多くなっている。つくばでは1990年代初めの観測開始以降、10年あたり+4.6%（年間3.23 kJ/m²）で、統計的に有意に増加している。また、国内3地点の年間の日最大UVインデックス8以上の出現日数についても、観測開始当初より多くなっている。
- 南極昭和基地において、紅斑紫外線量の多い11～1月の3か月平均紅斑紫外線量は、南極オゾンホール⁵の規模や消滅時期により年毎の変動が大きく、また長期変化として有意な増減はみられない。

2-1 世界のオゾン層の長期変化

近年のオゾン全量の状況

地上観測及び衛星観測による1970～2018年⁴の月別オゾン全量偏差の経年変化を図2-1（(a)世界全体、(b)北半球中緯度、(c)低緯度、(d)南半球全体⁵）に示す。偏差の基準は、1970～1980年の累年平均値（オゾン層破壊現象が顕著に現れる以前の期間）とし、地上観測を緑実線、衛星観測を青丸で示す。また、図2-1中の赤線は、それぞれ地上観測における1970～1980年、1994～2008年（オゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量がほぼ一定で最も少なかった期間）、2013～2017年（全球解析が可能な最近5年間）の累年平均値を示している。

(a)～(d)の全領域において、2013～2017年の累年平均値は、1994～2008年の累年平均値よりも1%程度大きいものの、1970～1980年の累年平均値と比べると(c)低緯度を除いた領域で3%程度小さく、オゾン全量が少ない状態は依然として続いている。北半球中緯度の1990年代の顕著に少ないオゾン全量は、ピナトゥボ火山噴火（1991年6月）によるオゾン層破壊の促進⁶と、冬季から春季の北半球高緯度におけるオゾン層破壊により、オゾン量の少ない空気塊が流入したことが要因と考えられている（WMO, 2014）。その他、1980年代には、エルチチョン火山噴火（1982年4月）の影響

⁴ 地上観測においては、十分な地点数の観測データが得られ、信頼性の高い全球解析が可能な1970～2017年。

⁵ 南半球中緯度の観測点は少なく緯度も偏っているため、南半球全体の観測データを示している。

⁶ ピナトゥボ火山噴火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）によってオゾン層破壊が促進された（WMO, 2011）。

によるオゾン全量の減少がみられる。

オゾン全量は世界の大部分で、1980年代から1990年代初めに減少し、2000年以降では比較的变化がなく、近年はわずかな増加の兆候を示している。「オゾン層破壊の科学アセスメント：2018」(WMO, 2018)では、2000年以降、上部成層圏ではオゾン層の回復が始まっていると評価されており。今後モントリオール議定書によるオゾン層破壊物質の排出規制が完全に履行されれば、世界平均のオゾン全量が1980年レベルまで回復するのは今世紀半ば頃になると予想されている。

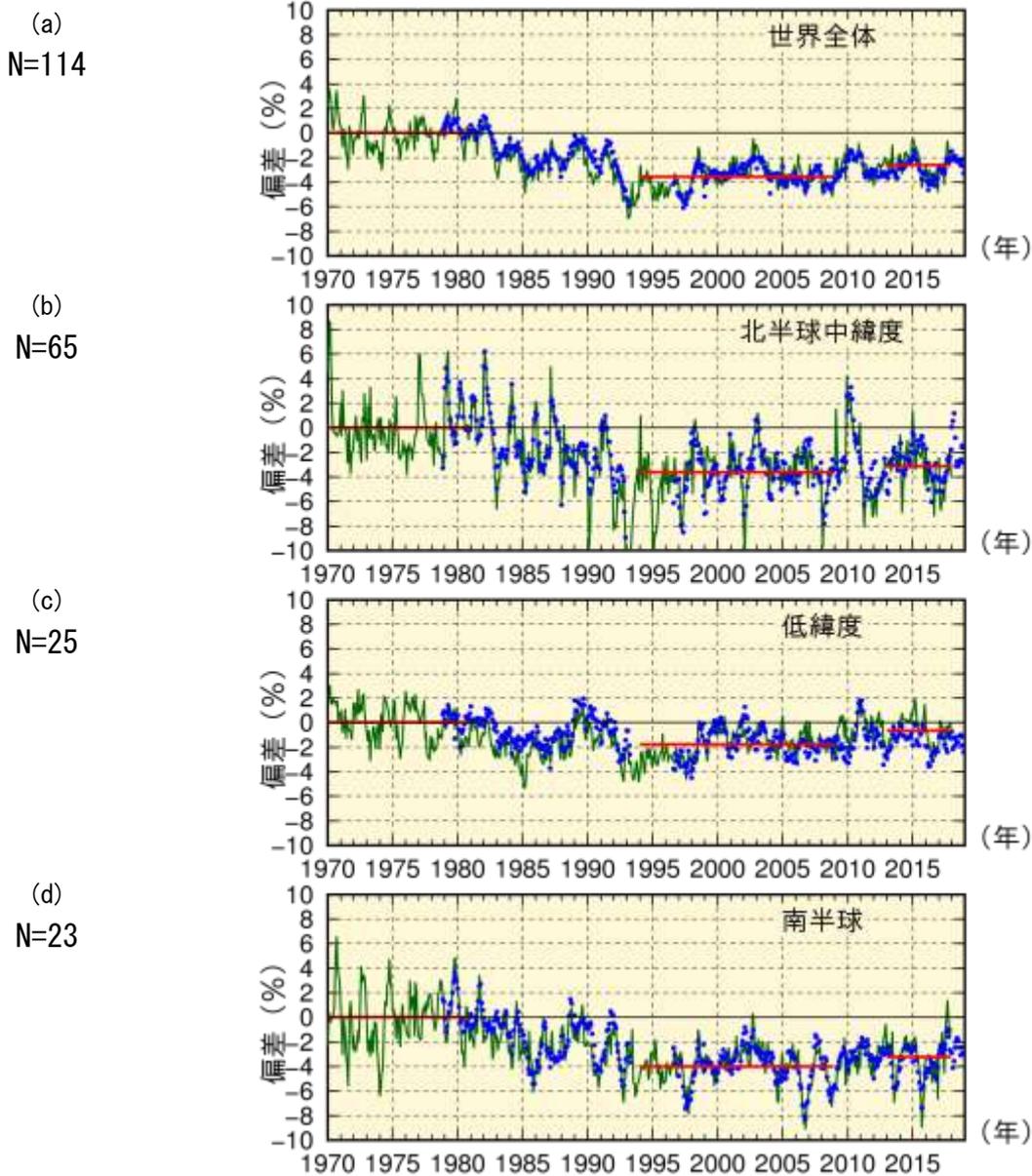


図2-1：世界のオゾン全量偏差 (%) の長期変化

緑実線は地上観測によるオゾン全量偏差 (%)、青丸は衛星観測によるオゾン全量偏差 (%) で、ともに季節変動成分を除去している (付録 2 参照)。偏差の基準は、地上観測における 1970~1980 年 (オゾン層破壊現象が顕著に現れる以前の期間) の累年平均値で、衛星観測もその基準に合わせて補正している。赤線は、それぞれ地上観測における 1970~1980 年、1994~2008 年 (世界平均のオゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量がほぼ一定で最も少なかった期間)、及び 2013~2017 年 (全球解析が可能な最近 5 年間) の累年平均値を示す。4 つの図は、それぞれ(a)世界全体 (北緯 70 度~南緯 70 度平均)、(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 (0 度~南緯 70 度平均) におけるオゾン全量偏差である。地上観測データには WOUDC に登録されたデータ (付録 1-1) を選別して用いており (付録 3)、各図の左には各領域で使用した地点数 (N) を示している。また、衛星観測データには NASA 提供のデータを用いている。

オゾン全量の緯度帯毎の長期変化傾向

衛星観測による緯度帯平均のオゾン全量及び地上観測による地点のオゾン全量について、オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の緯度毎の変化傾向を図2-2(a)に、わずかな回復がみられる2000～2018年の緯度毎の変化傾向を図2-2(b)に示す。解析に使用したオゾン全量は、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(付録2、3参照)。1979～1996年の変化傾向(図2-2(a))をみると、衛星観測データでは低緯度帯の一部(北緯20度～南緯20度)を除いて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。この傾向は、地上観測データでも概ね確認できる。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(図2-2(b))をみると、衛星観測データでは、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。地上観測データでも衛星観測データ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。また、南半球高緯度(南緯60度以南)では、信頼区間の範囲が他の緯度帯と比べて広く、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。

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。しかし、現在のオゾン層破壊物質の減少によるオゾン全量の増加量は、自然変動(付録2参照)と比べて小さいため、オゾン層破壊物質の減少によるオゾン全量への影響を正確に見積もることは現状では難しい(WMO, 2014)。

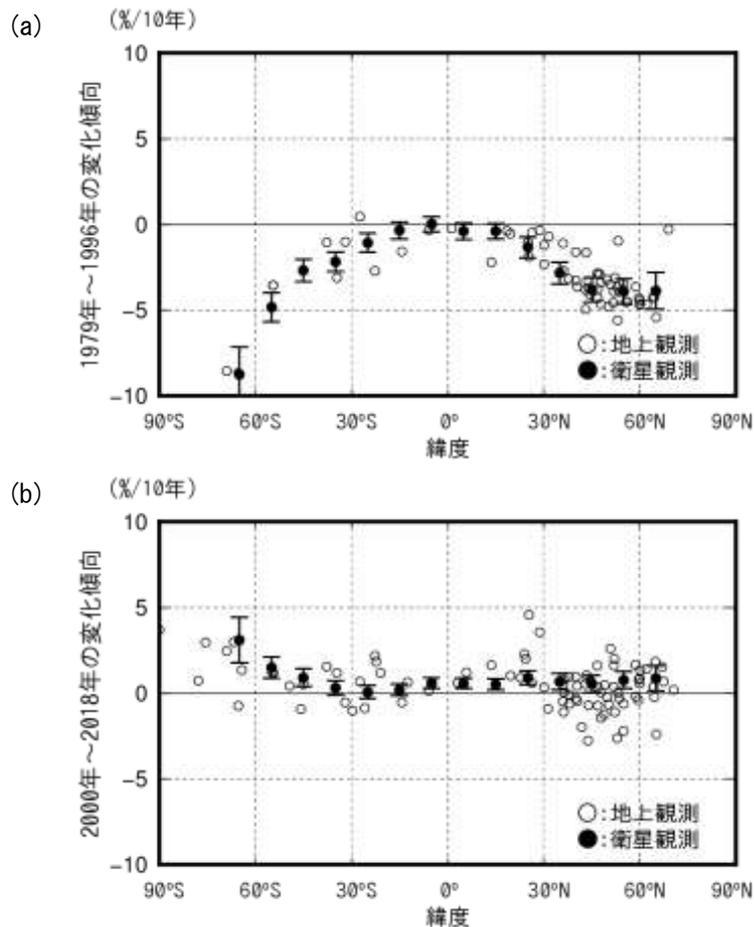


図2-2 : オゾン全量の長期変化傾向の緯度帯別分布

(a)1979～1996年の変化傾向と(b) 2000～2018年の変化傾向。

衛星観測データは緯度帯(10度)毎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。WUODCに登録された地上観測データ(図2-1で用いた地点に南北70度以上の地点を加えた121地点の観測データ)及びNASA提供の衛星観測データ(南北70度以内)から作成。

オゾン全量の季節変化の緯度別長期変化を、1979～1996年（図2-3(a)）及び2000～2018年（図2-3(b)）の変化傾向（%）として示す。図中の等値線は、増加傾向（+）と減少傾向（-）を示し、その傾向が95%信頼度で統計的に有意である領域を薄い陰影で示している。1979～1996年のオゾン全量の変化傾向（図2-3(a)）をみると、低緯度帯を除いた南北両半球のほとんどの領域において年間を通して有意な減少傾向がみられた。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く、極域における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。

2000年以降の変化傾向（図2-3(b)）をみると、ほとんどの領域で増加傾向であるが、有意な増加傾向は南半球高緯度の1～8月や低緯度の7～12月等の一部の領域のみとなった。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月に現れているのみで9月は有意とはなっていない。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の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にある。

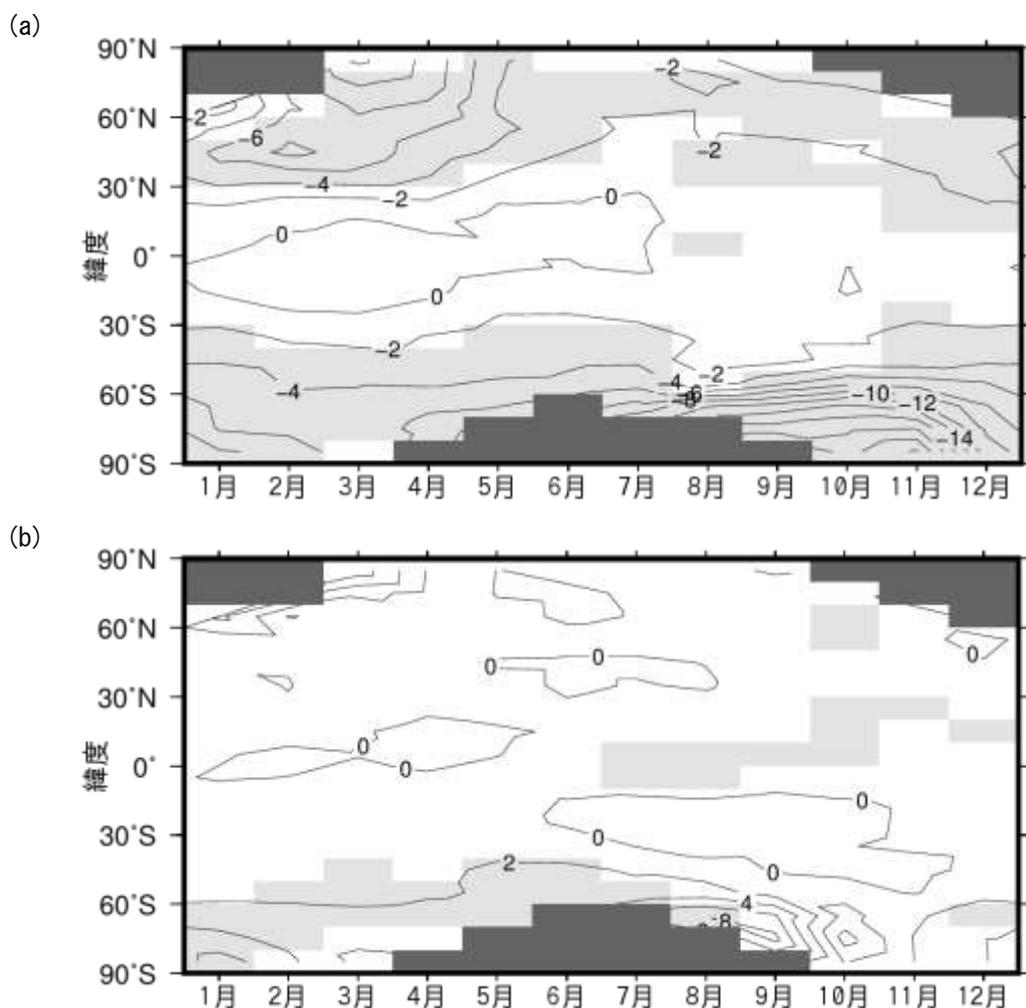


図2-3：オゾン全量の季節変化の緯度別長期変化傾向

(a)1979～1996年のオゾン全量の変化傾向及び(b)2000～2018年のオゾン全量の変化傾向の月別分布（%/10年）。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。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間で有意に増加又は減少している領域。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。

2-2 南極オゾンホール の 長期変化

衛星観測データからみた南極オゾンホール の 経年変化

南極オゾンホール の 年最大面積、オゾン欠損量の年最大値、及び領域最低オゾン全量の年極値の経年変化をそれぞれ図2-4(a)、(b)、(c)に示す。これらの図から、南極オゾンホール の 規模は、気象状況の影響により年々変動があるものの、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大し、1990年代半ば以降では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となっている (図2-4(a)、(b))。2018年は、下部成層圏気温が例年より低く、大規模なオゾン層破壊が進行する気象状況であったが、1990年代半ばから2000年代半ばほどの規模には拡大しなかった。これらは、大気中のオゾン層破壊物質の濃度が減少しているためと考えられる。

南極オゾンホール の 規模を評価するため年毎の最盛期の指標である年最大面積だけではなく、その年の出現期間全体で評価する指標として、日別のオゾンホール面積 (オゾンホール の 目安となるオゾン全量が220 m atm-cm以下の領域面積) の年積算値を定義し、その経年変化を図2-5(a)に示す。また、オゾンホール の 縮小に関する年毎の遅速の指標として、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) の経年変化を図2-5(b)に示す。これらの指標においても年最大面積と同様の経年変化がみられるが、オゾンホール面積の年積算値は年々変動が大きい。これは、オゾンホール の 出現期間全体での評価が、最盛期以外の時期の極渦の偏在や下部成層圏気温の状況をもたらす気象要因の影響を受けやすいためと考えられる。また、オゾンホール の 消滅日についても、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が、2000年代と比較すると、近年は早く消滅する傾向がある。

オゾン層破壊物質の濃度は緩やかに減少しているが、依然として高い状態にある。「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。

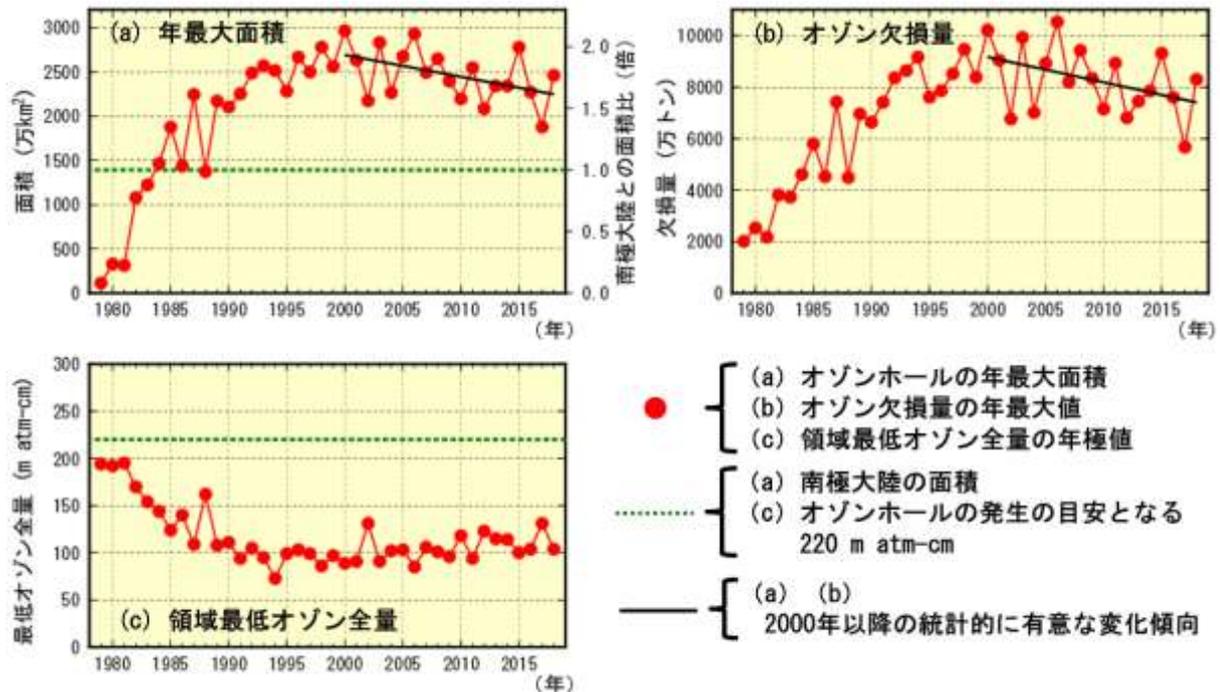


図2-4：南極オゾンホール の 規模の経年変化

NASA 提供の衛星観測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)。

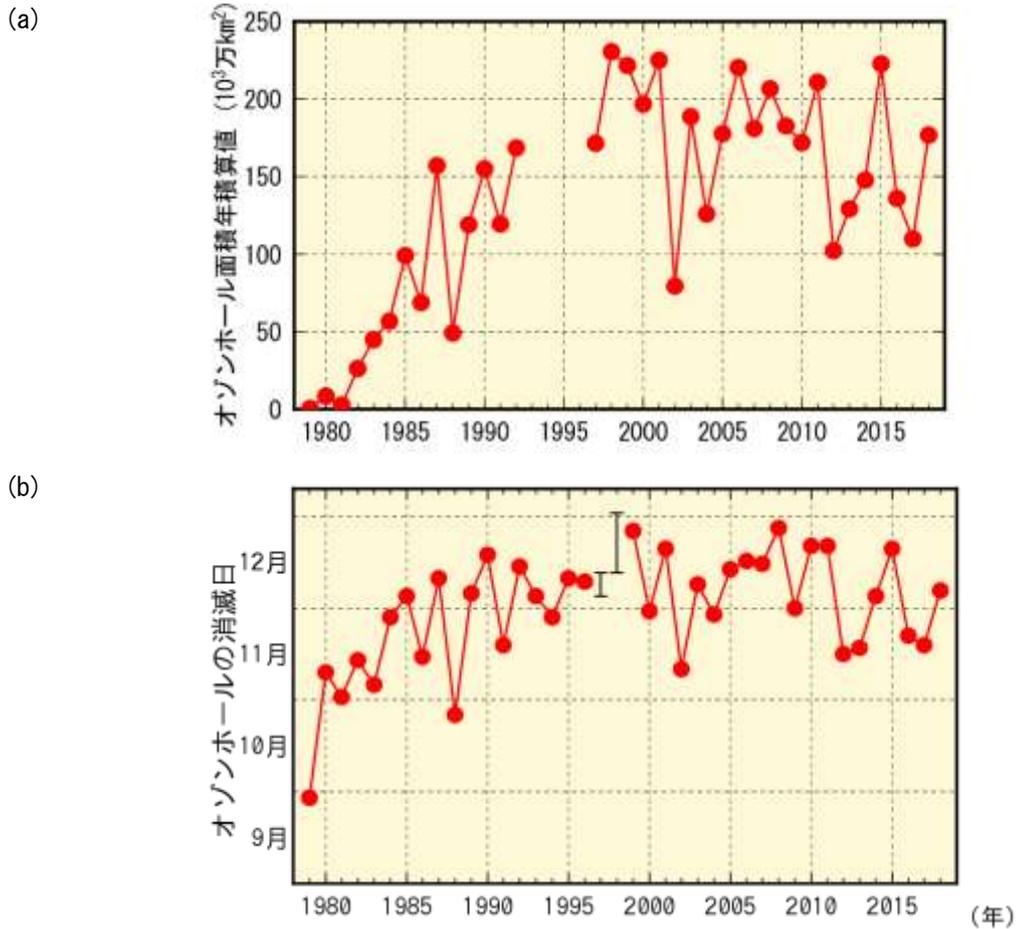


図2-5：南極オゾンホールの規模と縮小ペースの経年変化

1979～2018年における(a)オゾンホール面積の年積算値及び(b)オゾンホールの消滅日の経年変化。NASA提供の衛星観測データをもとに作成。(a)年積算値の1993～1996年はデータが十分でないため掲載せず、また(b)オゾンホールの消滅日の1997～1998年は消滅時のデータが欠測であるため、欠測期間をエラーバーで記している。

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9～12月の月平均オゾン全量の経年変化を図2-6に示す。各月とも1980年頃から減少し、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。2002年の10～11月にオゾン全量が前年に比べ100 m atm·cm以上急増したのは、南極域で9月下旬に成層圏突然昇温が発生して下部成層圏のオゾン層破壊の進行が抑制されるとともに、高濃度オゾンが流入したことによる。また、2009年の11月は極渦の偏在により、昭和基地が南極オゾンホールの外に位置することが多かったため、2012年の11月は極渦が安定せず、高濃度のオゾンが流入し、早期に南極オゾンホールが消滅したため、オゾン全量が多かった。

オゾンゾンデ観測による昭和基地上空の高度12～20 km（下部成層圏）における10月の月平均オゾン量の経年変化を図2-7に示す。この高度のオゾン量は南極オゾンホールの発達にもなって大きく減少するため、南極オゾンホールの長期的な変化傾向についての指標になる。昭和基地上空のオゾン量は、1970年代は100～150 m atm·cmであったが、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に減少し、概ね30 m atm·cm以下となった。2010年以降は、変動が大きいものの、概ね50 m atm·cm以下で依然として少ない状態が続いている。1992年の極小は、ピナトゥボ火山噴火（1991年6月）に起因してオゾン層破壊が促進されたため（18ページの脚注6を参照）と考えられる。また、2002年にオゾン量が多かったのは、先に述べたとおり、南極域で成層圏突然昇温が発生して成層圏の気温が上昇し、オゾン層破壊が少なかったためである。

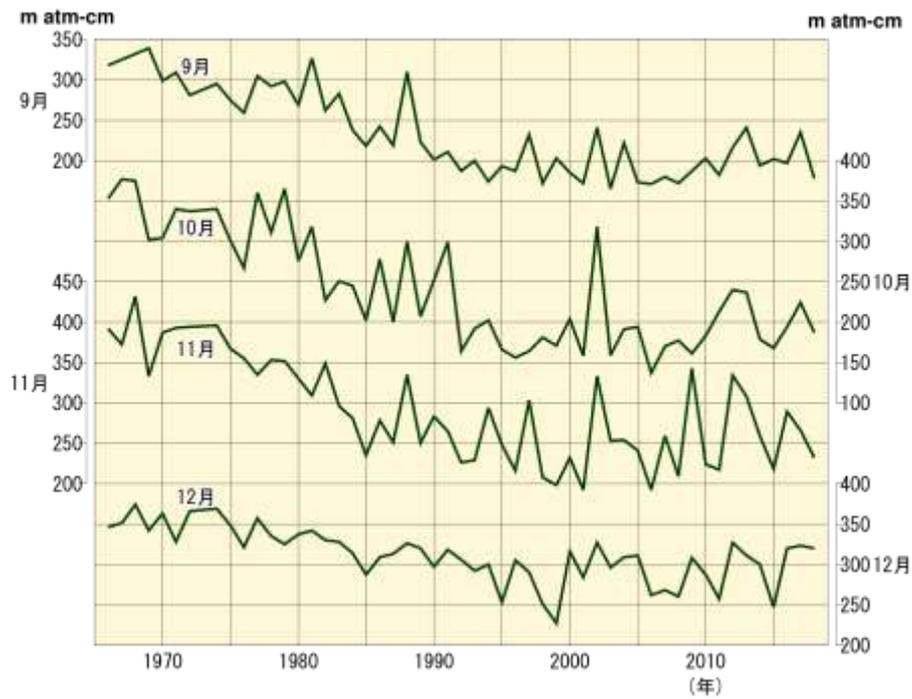


図2-6：南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（9～12月）

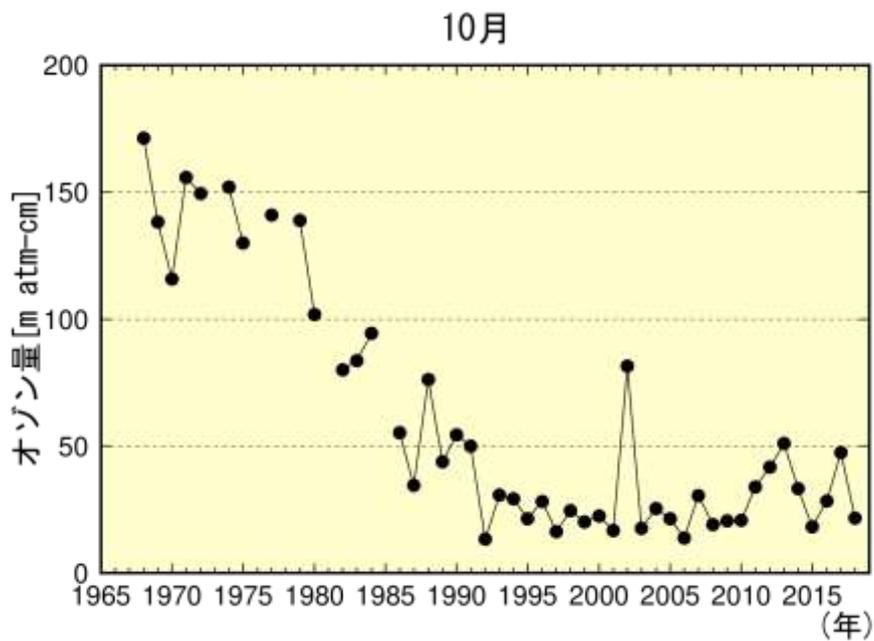


図2-7：南極昭和最地上空（高度12～20 km）の10月の月平均オゾン量の経年変化

オゾンゾンデ観測による南極昭和基地上空のオゾンの長期変化傾向

本項目は2018年版よりオゾンゾンデ観測データの均質性向上のために、過去データの再計算手法を変更したため、2017年版までの報告から大きく変更された（付録1-1参照）。最新版を参照されたい。

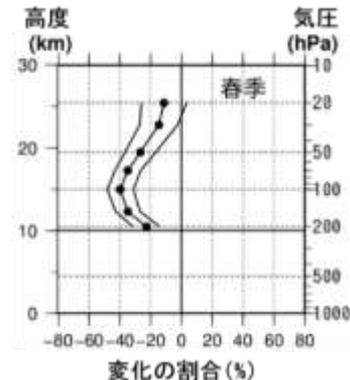
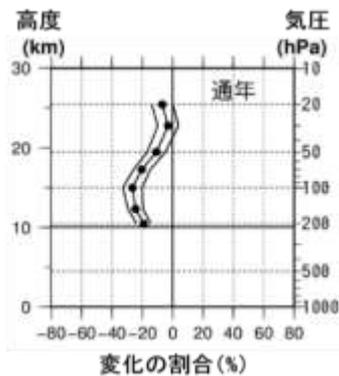
南極昭和基地上空のオゾン分圧について、オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））を全年（図2-8(a)）と南極オゾンホールが発生する9～11月の春季（図2-8(b)）で示す。これらの解析結果によると、全年では高度約10～20kmで有意な減少傾向を示し、特に15kmの減少率が大きい。春季では、全年よりもさらに減少率が大きく、また高度約22kmでも有意な減少傾向を示している。これらの減少率が大きい高度は、極渦内におけるオゾン層破壊の影響が大きい下部成層圏にあたるため、昭和基地上空のオゾン分圧の減少は極渦内で起こった化学的なオゾン層破壊の影響が考えられる。

同様に、2000～2018年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））の高度分布を全年（図2-8(c)）、春季（図2-8(d)）で示す。これらの解析結果によると、全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付近で高い増加率となっているが、統計的に有意ではなかった。また10km以下の高度で減少率がやや高く、統計的に有意となる高度があった。

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）

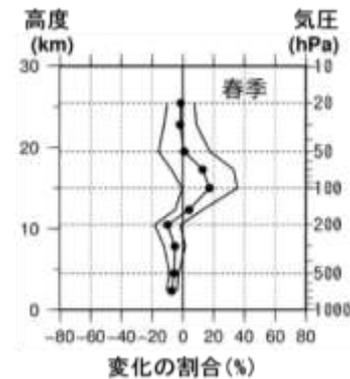
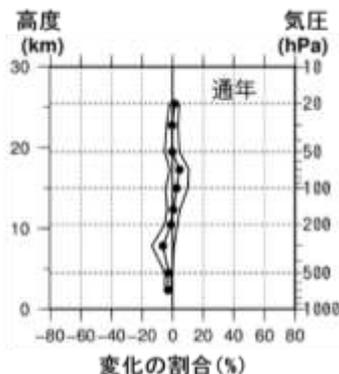


図2-8：南極昭和基地におけるオゾン分圧の長期変化傾向の高度分布

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及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（付録2参照）。縦軸は高度、横軸は変化量で、外側の折線は95%信頼区間をそれぞれ示す。左(a)、(c)は1～12月の月別値から、右(b)、(d)は春季（9～11月）の月別値からそれぞれ求めた。

2-3 北半球高緯度のオゾン層の長期変化

オゾン層破壊がみられる北半球高緯度の春季のオゾン全量の経年変化をみるため、衛星観測による北半球高緯度（北緯60度以北）の領域平均と地上観測（英国のラーウィック⁷：北緯60度、西経1度）の3月における月平均オゾン全量偏差の経年変化を図2-9に示す。偏差の基準値には、北半球高緯度のオゾン全量が相対的に多かった時期である1979～1989年の累年平均値を用いている。

衛星観測データをみると、春季の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⁸、特に1997年と2011年は顕著に少なかった。この少ない状態は、ラーウィックの地上観測データにおいても同様にみられる。1997年と2011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、1997年においては、極渦の安定化によりオゾン全量の多い中緯度から低緯度へのオゾンの輸送が少なかったことも大きな要因と考えられる（WMO, 2011）。

極域上空の等価実効成層圏塩素（EESC、巻末「用語解説」参照）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。このため、この先数十年は気象状況により極渦が強く安定すれば、北半球でも大規模なオゾン層破壊が発生する可能性がある（WMO, 2018）。

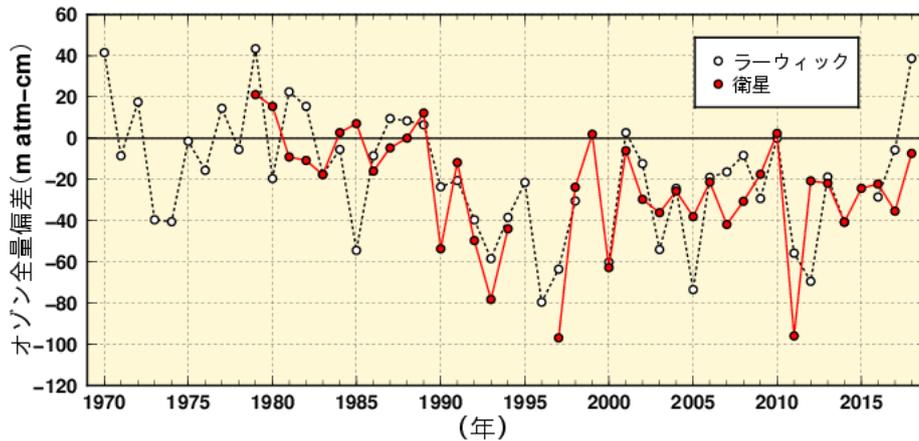


図2-9：北半球高緯度の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●はNASA提供の衛星観測（TOMS及びOMI）データをもとに作成した北半球高緯度（北緯60度以北）における3月の月平均オゾン全量偏差（ただし、1995年及び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）における3月の月平均オゾン全量偏差である。偏差の基準には1979～1989年の累年平均値を用いている。

⁷ 衛星観測は地表や大気によって反射・散乱される太陽紫外線の強度を測定することによりオゾン全量を観測しているため、高緯度の太陽紫外線が当たらない期間（極夜）の間はデータが取得できない。ここでは極夜とならないが高緯度に位置する英国のラーウィックの観測値との比較を行う。

⁸ 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幅な減少が観測されている（NOAA, 2005）。

2-4 日本上空のオゾン層の長期変化

日本上空のオゾン全量の経年変化

気象庁が観測を行っている国内3地点（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2-10に示す。札幌及びつくばのオゾン全量は、1980年代から1990年代半ばまで減少した後、緩やかな増加傾向がみられる。また、那覇のオゾン全量は、1990年代半ば以降、緩やかな増加傾向がみられていたが、近年はオゾン全量が少ない年が続いている。

最近5年間（2014～2018年）の累年平均値を、オゾン層破壊現象が顕著に現れる以前の1970～1980年（那覇は1975～1980年）の累年平均値と比較すると、つくばでは同程度まで回復しているが、札幌では依然少ない状況にあり、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と考えられる。

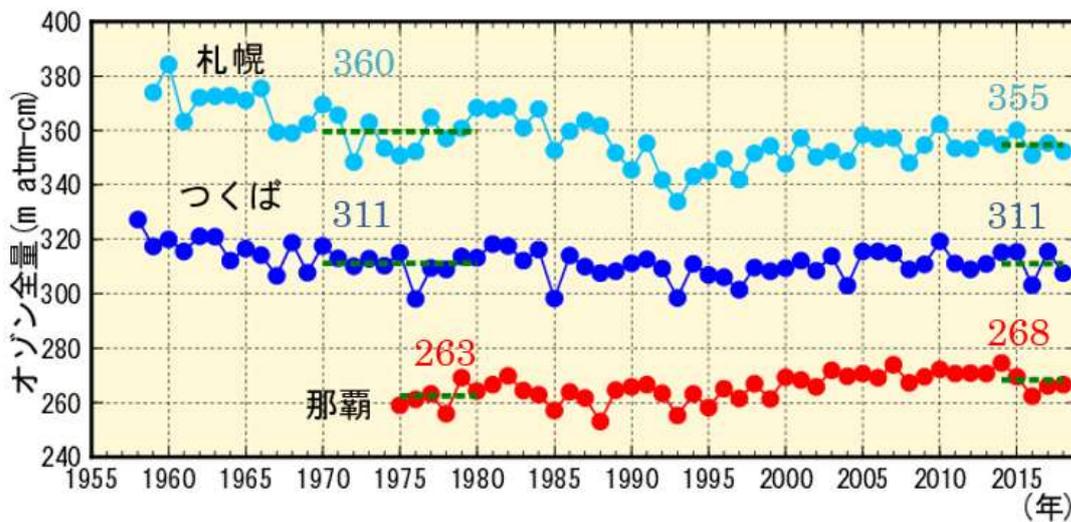


図2-10：日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）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ている（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）。緑破線は1970～1980年（那覇は1975～1980年）の累年平均値と最近5年間（2014～2018年）の累年平均値。

日本上空のオゾン全量の季節別経年変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）のオゾン全量の季節別の経年変化を図2-11に示す。図中の赤線はそれぞれ1970年（那覇は1975年）～1980年（オゾン層破壊現象が顕著に現れる以前）、1994～2008年（オゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量がほぼ一定で最も少なかった期間）、及び2014～2018年（最近5年間）の累年平均値を示している。札幌とつくばでは、冬と春に1980年から1990年代半ばまでの減少が顕著にみられる。最近5年間と1970年（那覇は1975年）～1980年の累年平均値を比べると、オゾン全量の減少が顕著であった札幌の冬と春では、依然として少ない状態が続いているが、夏と秋は同程度となっている。また、那覇では全ての季節で多くなっている。

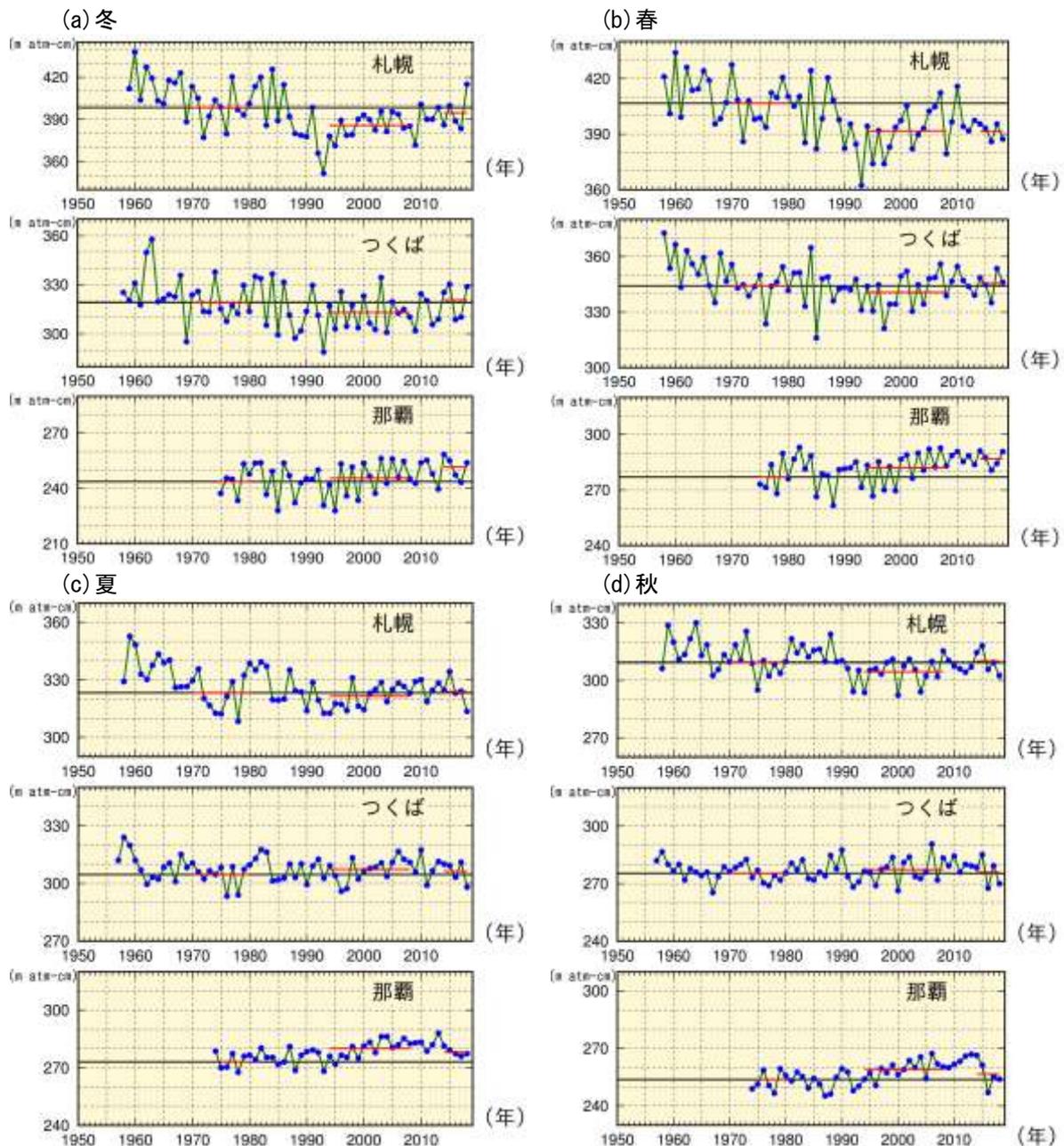


図2-11：日本上空のオゾン全量の季節別平均値の経年変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）におけるオゾン全量の季節別平均値の経年変化。(a)冬（前年12月～2月）、(b)春（3～5月）、(c)夏（6～8月）、(d)秋（9～11月）の平均値を示しており、3か月のうち1つでも月平均値に欠測がある場合は季節別平均値を欠測としている。赤線は、それぞれ1970～1980年（那覇は1975～1980年）、1994～2008年、及び最近5年間（2014～2018年）の累年平均値を、黒線は比較の基準として1970～1980年（那覇は1975～1980年）の累年平均値を示す。

日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内3地点（札幌、つくば、那覇）におけるオゾン全量の経年変化及びオゾン層破壊が進んだとみられる1979～1996年までの期間とわずかな増加がみられる2000年以降の期間における長期的な変化傾向を図2-12に示す。解析に使用したオゾン全量は、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（付録2、3参照）。

1979～1996年までの期間について、札幌とつくばでは有意（95 %信頼区間において統計的に有意）な減少傾向を示し、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年の期間について、国内3地点で有意な増減はみられなかった。

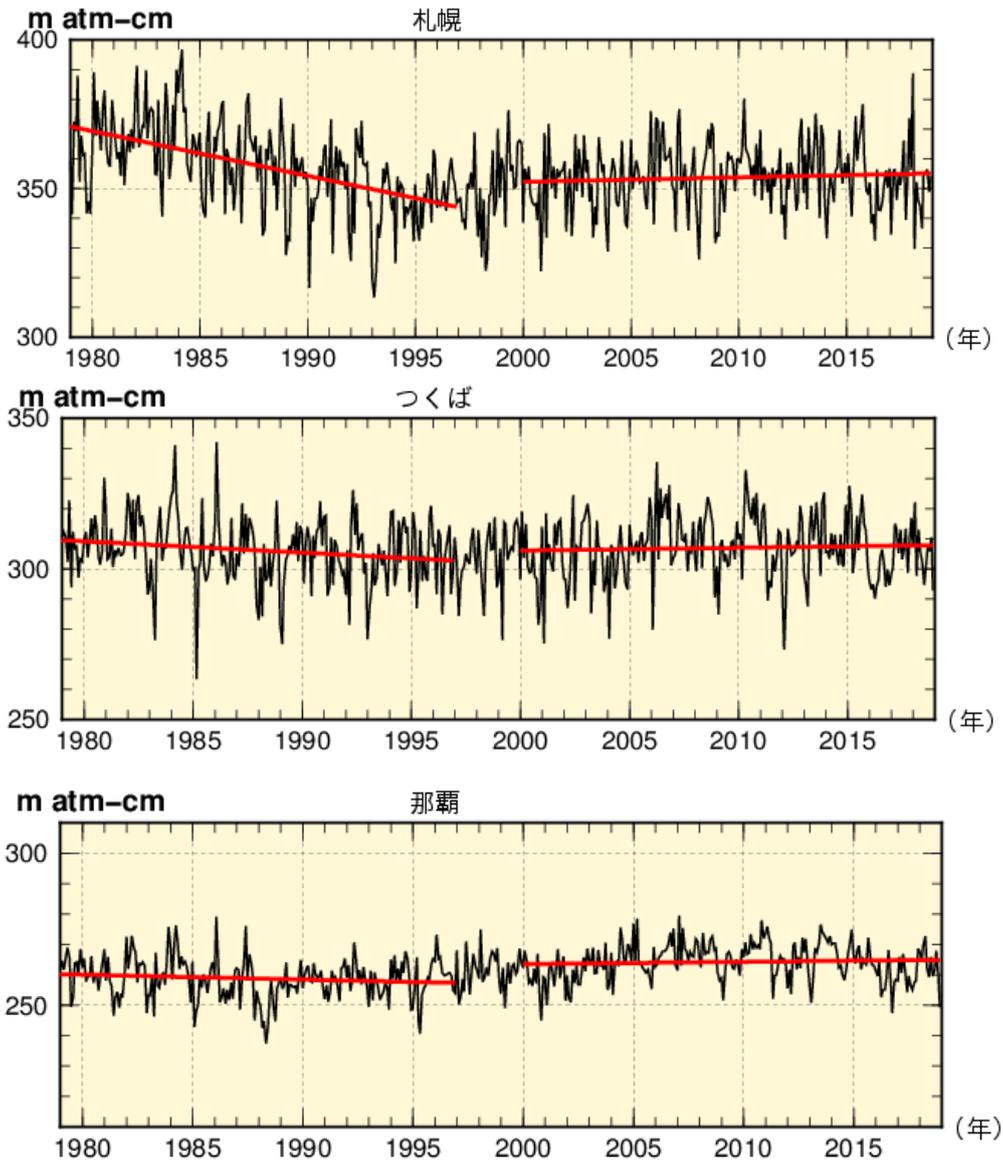


図2-12：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内3地点（札幌、つくば、那覇）における1979年以降のオゾン全量(m atm-cm)の経年変化。黒線は各地点のオゾン全量の月平均値を示しており、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1979～1996年及び2000～2018年の回帰直線を示している。上から札幌、つくば、那覇のデータ。

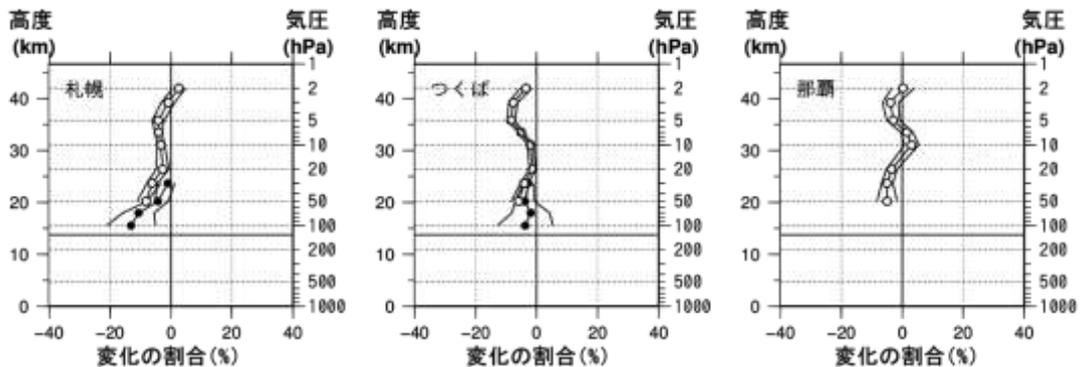
日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向

本項目は2018年版よりオゾンゾンデ観測データの均質性向上のために、過去データの再計算手法を変更したため、2017年版までの報告から大きく変更された（付録1-1参照）。最新版を参照されたい。

国内3地点（札幌、つくば、那覇）の上空のオゾン分圧について、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（%））を図2-13(a)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。なお、反転観測データは、層別オゾン量からスプライン補間により推算した各気圧面のオゾン分圧値を使用した。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。

同様に国内3地点上空の2000年以降（つくばは2000～2018年、札幌と那覇においては、2000～2017年）のオゾン分圧の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））の高度分布を図2-14(b)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。また、高度約20～23 kmでは、反転観測では有意な増加となったが、オゾンゾンデ観測では有意な減少傾向となっている。那覇のオゾンゾンデ観測では高度約15～18 kmで有意な減少傾向がみられた。

(a) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(b) 2000年以降の変化傾向（%/10年）

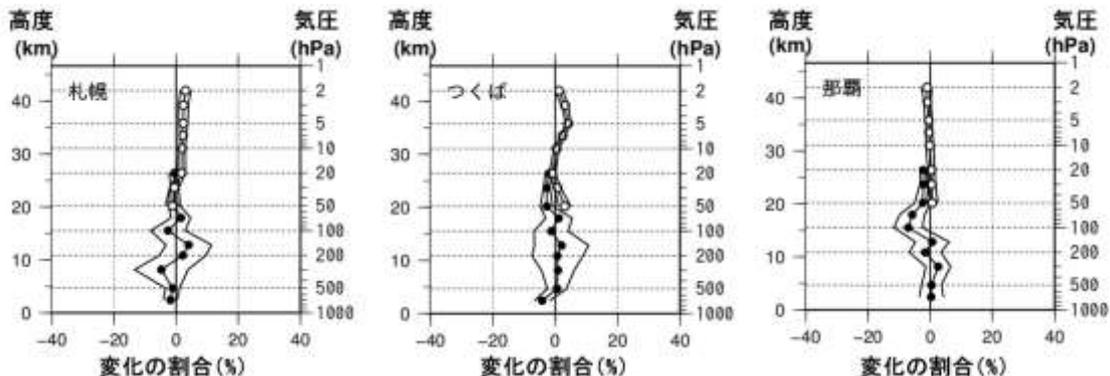


図2-13：日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向

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、(a)1979～1996年及び(b)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、○印は反転観測によって得られたデータ。那覇では1989年より前のオゾンゾンデ観測データがないため、(a)では反転観測のデータのみ示している。(b)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。(a)、(b)ともに季節変動及び既知の自然変動による影響の成分を除去している（付録2参照）。また、外側の折線は95%信頼区間の範囲。

2-5 日本及び南極域の紫外線の長期変化

紅斑紫外線の年積算値の経年変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）における、観測開始（1990年代初め）以降の紅斑紫外線年積算値の経年変化を図2-14に示す（札幌と那覇については、2018年1月をもって観測を終了したため、2017年までのデータを掲載）。近年の紅斑紫外線量は、国内3地点全て、観測を開始した1990年代初めに比べて多くなっている。つくばでは信頼区間99%で統計的に有意に増加しており、10年あたりの増加率は+4.6%（年間3.23 kJ/m²）となった。また札幌（2017年まで）では、信頼区間95%で有意な増加傾向を示しており、増加率は+3.3%（年間1.81 kJ/m²）となった。増加の特徴として、札幌では1990年代半ばから2000年代に顕著な増加がみられ、つくばでは1990年代に顕著な増加がみられる。那覇では1990年代に増加傾向がみられたが、2000年以降目立った増加はみられない。

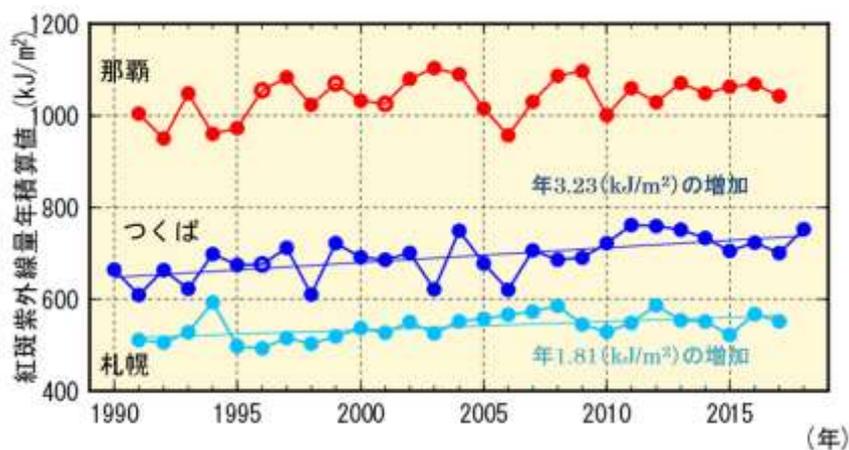


図2-14：紅斑紫外線の年積算値の経年変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線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乗じ、12か月積算して算出している。●印（図では赤、青、淡青）は紅斑紫外線の年積算値を示すが、○印となっている年は、観測日数が20日未満の月が含まれることを示す。札幌とつくばについて、全期間の統計的に有意な増加傾向を直線で示し、1年あたりの増加量を図中に示した。なお、札幌と那覇は2018年1月をもって紫外線観測を終了した。

「オゾン層破壊の環境影響アセスメント：2018」（UNEP, 2018）によれば、モントリオール議定書下で実施された施策により大気中のオゾン層破壊物質の量が減少したため、オゾン層破壊が軽減され、多くの地域における1990年代半ば以降の紫外線の変化はオゾンよりも他の要因の影響が大きくなっており、北半球中緯度のいくつかの地点では、雲量とエアロゾルの減少により紫外線が増加していることが報告されている。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（2-4節参照）、国内の紅斑紫外線量は減少することが期待されるが、実際は増加しており、これについてもエアロゾル等の影響が原因として考えられる。

日最大UVインデックスが8以上となった日の年間出現日数の経年変化

環境省「紫外線環境保健マニュアル」（環境省, 2015）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間出現日数を図2-15に示す。

平均的な年間出現日数（観測開始～2018年（札幌と那覇は～2017年）で資料不足値⁹の年も含め

⁹ 日最大UVインデックスがその月の20%以上の期間で欠測となった月が1つ以上あれば、その年の年間出現日数を資料不足値とした。

た累年平均値)は、札幌で13日、つくばで41日、那覇で140日である。緯度が南の地点ほど日数が多く、那覇は札幌の10倍以上の日数になる。経年変化について、国内3地点でいずれも観測を開始した1990年代初めに比べ、近年は多くなっている。札幌(2017年まで)とつくばでは、信頼区間99%で統計的に有意に増加しており、10年あたりの増加率は、札幌で6日、つくばで13日となった。また、那覇(2017年まで)では、信頼区間95%で統計的に有意な増加傾向を示しており、10年あたりの増加率は9日となった。日最大UVインデックスが8以上となった日の年間出現日数の増加傾向の要因は、紅斑紫外線量年積算値と同様、雲量とエアロゾルの減少が考えられる。

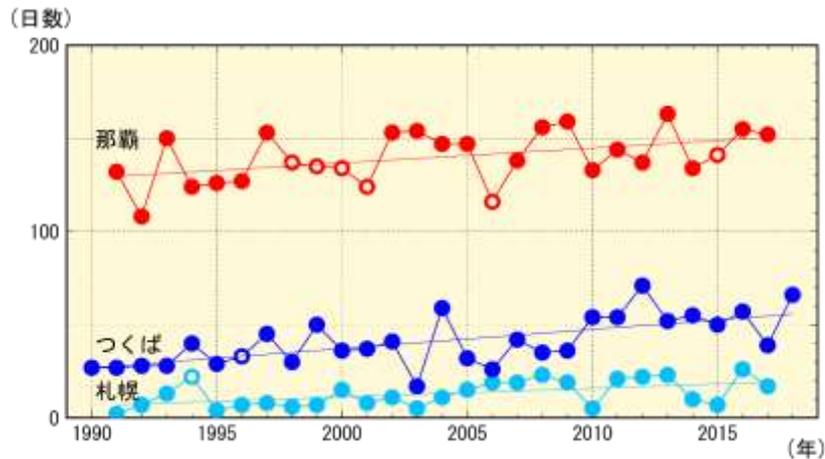


図2-15：日最大UVインデックスが8以上となった日の年間出現日数の経年変化

●印(図では赤、青、淡青)は、日最大UVインデックスが8以上となった日の年間出現日数。日最大UVインデックスがその月の20%以上の期間で欠測となった月が1つ以上あれば、その年の年間出現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)は資料不足値の判定対象としない。直線は、全期間の統計的に有意な増加傾向を示す。なお、札幌と那覇は2018年1月をもって紫外線観測を終了した。

雲は一般に太陽光を遮るため、雲量の増加(減少)は紫外線を減少(増加)させる方向に働く。しかし、状況によっては散乱効果により紫外線を増加させる場合もある。太陽に雲がかかっておらず、かつ太陽の近くに積雲が点在しているような場合には、散乱成分が多くなるので、快晴時に比べて25%を超える紫外線の増加が観測されることがある(Estupinan *et al.*, 1996)。これまでに国内で観測された紅斑紫外線量の時別値の極値(表2-1)は、いずれも全天の80%以上が雲に覆われている状態であった。

表2-1：国内及び南極昭和基地の紅斑紫外線量の極値

観測期間は、つくばは1990~2018年、札幌と那覇は1991~2017年、鹿児島は1991~2005年、南極昭和基地は1993~2018年。

項目	観測地点				
	札幌	つくば	鹿児島	那覇	南極昭和基地
紅斑紫外線量時別値(mW/m ²)	244	295	327	349	318
UVインデックス	9.8	11.8	13.1	14.0	12.7
観測日時	1997. 7. 27 12h	2017. 8. 8 11h	1996. 6. 28 13h	1996. 8. 5 13h	2015. 12. 1 11h
紅斑紫外線量日積算値(kJ/m ²)	5.55	5.90	7.09	6.63	8.83
観測日	2013. 6. 13	2011. 7. 17	1996. 6. 28	2014. 7. 6	2015. 12. 12
紅斑紫外線量日積算値の月平均値(kJ/m ²)	3.55	4.09	4.66	5.25	6.97
観測月	2007. 7	2004. 7	2004. 8	2014. 7	1999. 12

南極域における紫外線の長期変化

南極昭和基地では極夜があるため、気象庁では紅斑紫外線量日積算値の年平均値を算出していない。そのため、年平均値の代わりに紅斑紫外線量の多い時期である11～1月の3か月平均の紅斑紫外線量日積算値の経年変化を示す(図2-16)。この時期の紅斑紫外線量日積算値は、南極オゾンホール規模や消滅時期に左右されるため大きく変動し、月別オゾン全量(図2-6)の11月と12月の値とは概ね負の相関がみられる。観測開始からの長期変化としては、統計的に有意な増減はみられない。

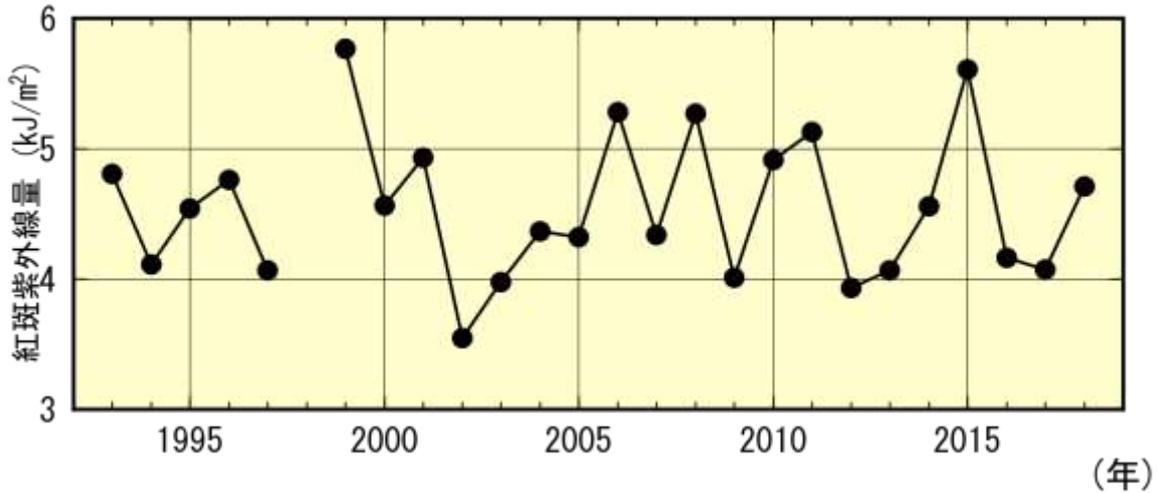
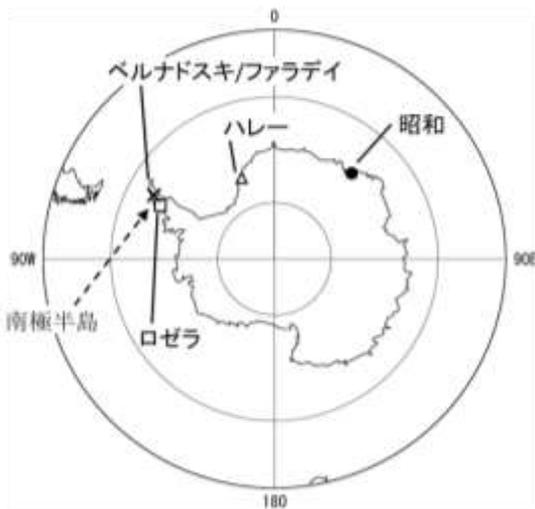
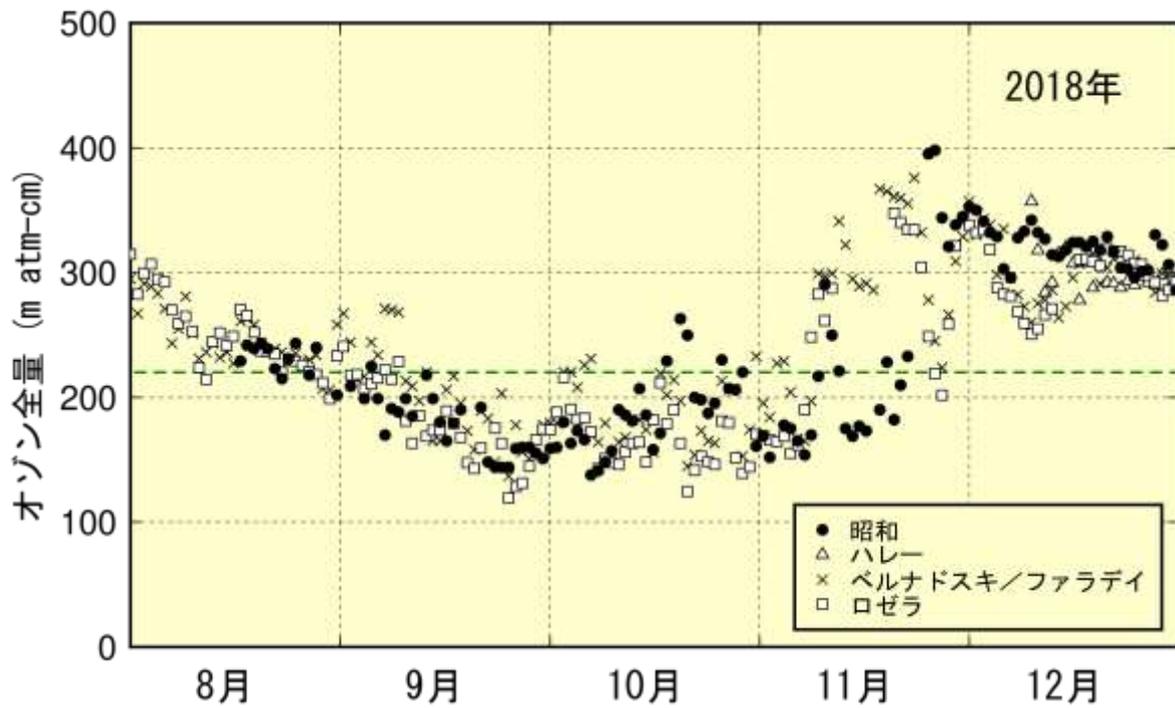


図 2-16 : 1993 年から 2018 年までの南極昭和基地における 11～1 月平均紅斑紫外線量日積算値の経年変化

南極昭和基地において紅斑紫外線量の多い時期である 11～1 月の 3 か月平均した紅斑紫外線量日積算値。2018 年のデータは 2018 年 11 月～2019 年 1 月の 3 か月平均値。1998 年は、観測測器の障害のため欠測。

資料

資料 南極各国基地におけるオゾン全量 (2018年)



図S-1：南極各国基地におけるオゾン全量 (2018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) における2018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。オゾンホールを目安である220 m atm-cmを緑破線で示した。なお、ハレーは12月のみ。

付録

付録1 解析に使用した資料

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からの観測データは、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 2017 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。2013～2017 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。

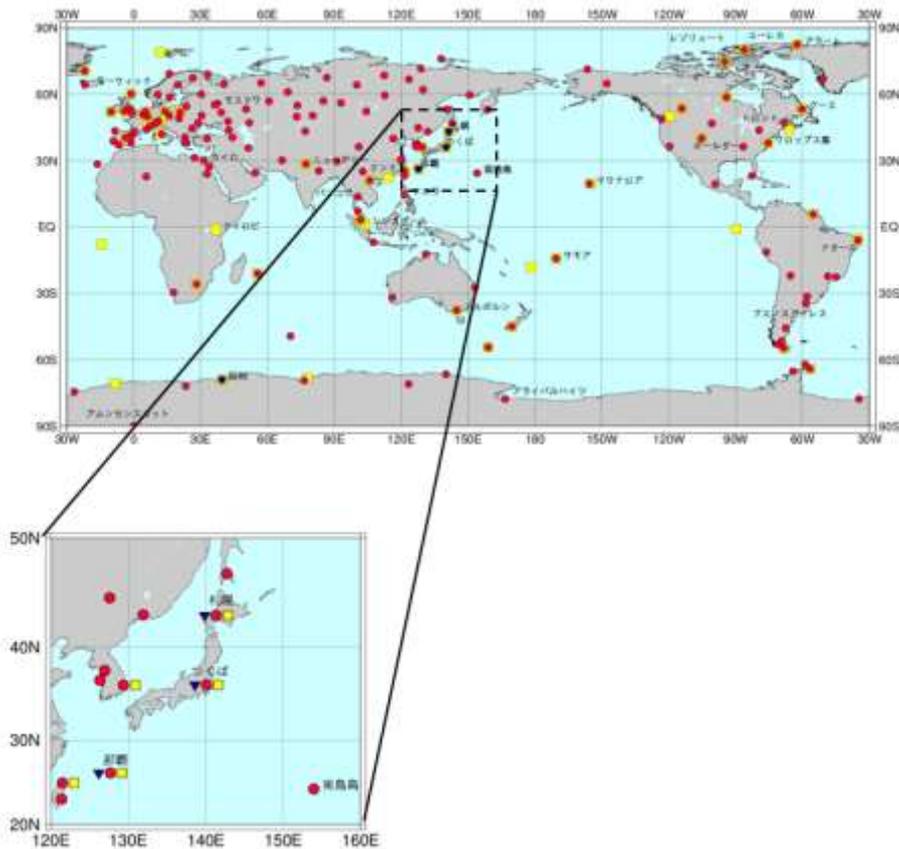


図 A1-1：オゾン観測地点の分布（2013～2017 年）

【上図】全量観測は 161 地点（●印）、反転観測は 4 地点（▼印）、オゾンゾンデ観測は 54 地点（■印）。

【下図】日本周辺域の拡大図。

気象庁のオゾン全量観測データ及び反転観測データ：

気象庁のオゾン全量観測及びオゾン高度分布観測（反転観測）の開始は、1957 年つくば、1958 年札幌及び鹿児島、1961 年南極昭和基地、1974 年那覇、1994 年南鳥島である。なお、鹿児島での観測は 2005 年 3 月、南鳥島での観測は 2018 年 1 月をもって終了した。

オゾン全量観測及び反転観測の測器は、南鳥島を除いた地点では、観測開始からドブソン分光光度計を使用していたが、札幌、つくば、那覇においては 2018 年 2 月からブリューワー分光光度計

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。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-15ozone_observe.html

を使用している。また、南極昭和基地では観測開始から現在までドブソン分光光度計を使用しており、南鳥島においては、観測開始から終了までブリューワー分光光度計を使用した。

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) したものを利用している。また、札幌、つくば、那覇のオゾン全量及び反転観測データについては、観測測器の変更に伴う測器間バイアスの補正を行っている。

気象庁の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、札幌と那覇の観測は 2018 年 1 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。

【オゾンゾンデ過去データの再計算手法について】

気象庁では、1965年頃に気象研究所で開発されたKC型オゾンゾンデ（1968年からはKC68型、1979年からはKC79型、1997年からはKC96型又はKC02G型を使用）を長年使用してきたが、2008年から2010年にかけて世界で広く使用されているECC型に移行した。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型はともにドイツ・ユーリッヒのオゾンゾンデ世界校正センター（WCCOS : World Calibration Center for Ozone Sondes）の基準器（UVフォトメータ）と比較されており、KC型とECC型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の比較実験でも、同様な差があることがわかっている。

本報告書の2018年版より、ともにWCCOSの基準器との比較実験の結果からオゾン反応の変換効率を決定し、それぞれの観測データに適用することで、オゾンゾンデ観測データの均質性を向上させることとした。

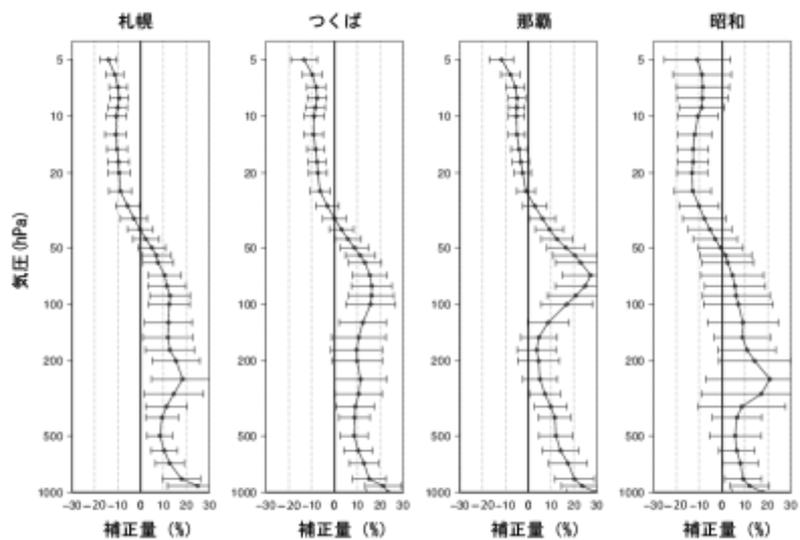
KC型については、その特性実験により判明している、反応の速さ（応答性）、オゾンを吸入していないときに流れる微弱な電流（暗電流）、観測高度に対応した空気の吸入量（ポンプ効率）を補正したうえで、KC96型が参加したJOSIE2000の比較結果を用いてオゾン反応の変換効率を決定し、KC96型とKC02G型に適用した。それ以前に使用していたKC79型及びKC68型の変換効率は、KC79型とKC96型との連結比較観測の結果を用いて整合をとった。また、ドブソン比による補正（規格化）において余剰オゾン量を推定する手法を、等混合比法から衛星観測による気候値を用いた算出法（McPeters and Labow, 2012）に変更した。

ECC型については、オゾン鉛直分布データの全球的な整合性確保に向けた活動（オゾンゾンデデータ品質評価活動：O3S-DQA）で示された再処理ガイドライン（O3S-DQA, 2012）による再計算を実施している。

図A1-2は、KC型とECC型それぞれの再計算による高度別の補正量（%）の使用期間での平均値である。KC型は、下部成層圏より低い高度で正の補正量となり、上部成層圏では負の補正量となった。また、ECC型は成層圏の50hPaより高い高度で負の補正量となった。

図A1-3は、オゾンゾンデデータの補正前後の値の時系列である。2007年まではKC型を使用していたため、下部成層圏より低い高度では補正後のほうが高く、上部成層圏では補正後のほうが低くなっている時期が多い。2008年以降はECC型となり、成層圏の50hPaより高い高度では補正後のほうが低くなっている時期が多い。

(a) KC型の補正值



(b) ECC型の補正值

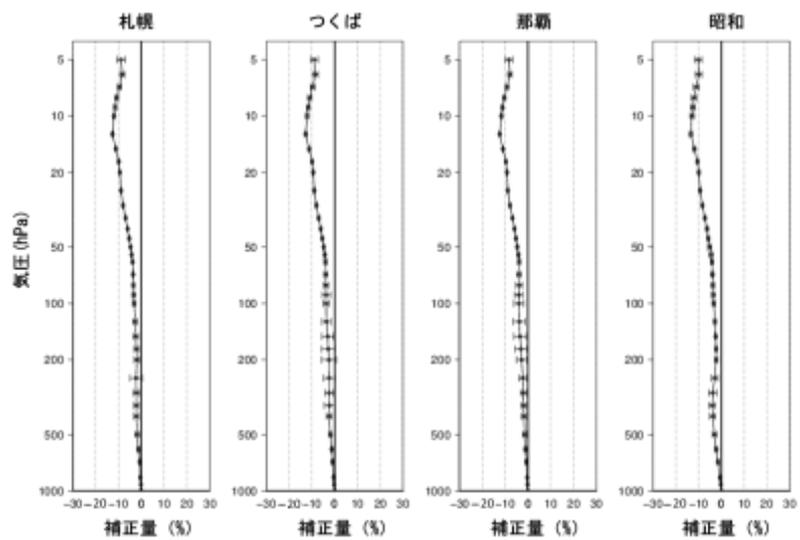


図 A1-2 : KC 型オゾンゾンデと ECC 型オゾンゾンデの再計算による補正量の平均値

札幌、つくば、那覇、昭和基地、における(a)KC型及び(b)ECC型の再計算による補正量の使用した期間での平均値(%)。左右のエラーバーは標準偏差を示している。

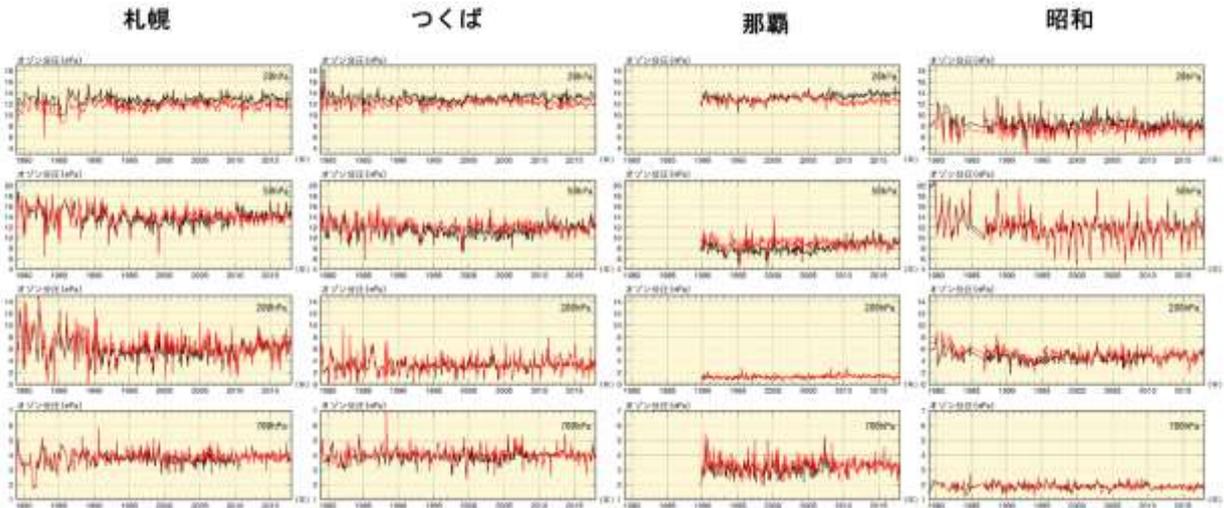


図 A1-3 : オゾンゾンデデータの補正前後の値の差の時系列図

札幌、つくば、那覇、昭和基地におけるオゾンゾンデ観測データの補正前後の時系列図。各気圧面（上から 20hPa、50hPa、200hPa、700hPa）について、赤線が補正後、黒線が補正前。それぞれ月平均値を使用し、季節変動成分を除いた 1979 年から 2017 年まで図示している。

【反転観測の特徴について】

反転観測データは、上空のオゾン量を下表に示す層に分けて算出したもので、そのデータは上部成層圏のオゾン量の監視に有効である。図A1-4に、反転観測による層別オゾン量と比較のためオゾンゾンデによる層別オゾン量を、それぞれ参照値（1994～2008年の月別累年平均値）からの偏差として時系列で示す。オゾンゾンデについては、高度別オゾン分圧から、各層のオゾン量を算出している。また、反転観測は第4層（高度約18km）以上のみを図示する。

札幌の第7層やつくばの第7層と第8層では、1980年から1990年代半ば又は後半にかけて、オゾンの減少傾向があらわれており、オゾン層破壊が上部成層圏で顕著に起こったことに対応している。札幌とつくばの第7層と第8層では、1980年代半ば頃と1990年代初め頃にオゾン量が少なくなっており、これは火山噴火（エルチチョン火山噴火：1982年、ピナトゥボ火山噴火：1991年）による影響が考えられる。また、札幌とつくばの第7層と第8層では2000年以降、緩やかな増加傾向がみられており、「オゾン層破壊の科学アセスメント：2018」（WMO, 2018）で評価された、上部成層圏ではオゾン層は回復を始めているという内容と整合している。

表 A1-1 : 反転観測における各層の上端と下端の気圧

層番号	第 1 層	第 2 層	第 3 層	第 4 層	第 5 層	第 6 層	第 7 層	第 8 層	第 9 層	第 10 層
各層の上端と 下端の気圧 (hPa)	地表 ～ 253.3	253.3 ～ 126.7	126.7 ～ 63.3	63.3 ～ 31.7	31.7 ～ 15.8	15.8 ～ 7.92	7.92 ～ 3.96	3.96 ～ 1.98	1.98 ～ 0.99	0.99 ～ 大気 上端

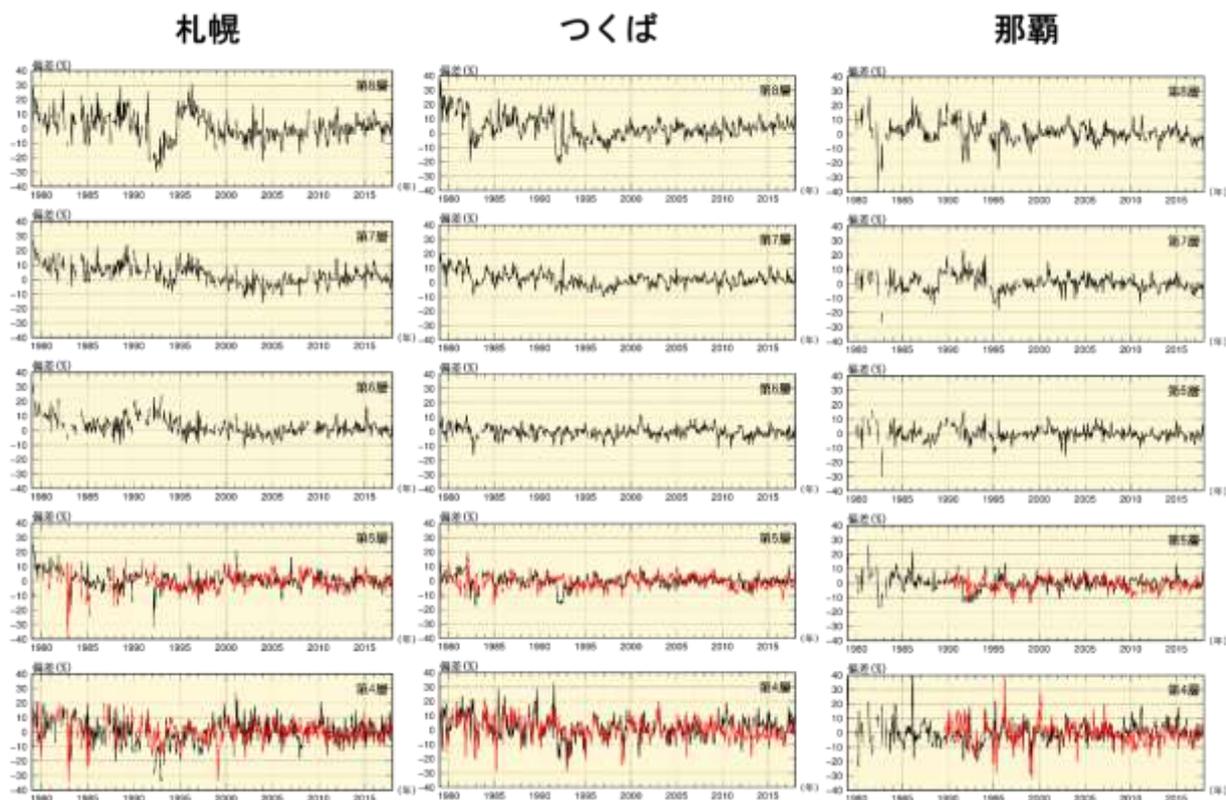


図 A1-4 : オゾンゾンデ観測データと地上観測データの時系列図

赤線がオゾンゾンデ観測データ、黒線が反転観測データ。それぞれ月平均値を使用し、参照値（1994～2008年の月別累年平均値）からの偏差を1979年から2017年まで図示している。

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月に、札幌と那覇での観測は2018年1月に終了した）。紫外線は、上空のオゾン量と密接な関連があり、オゾン層の破壊が進む中で生物に有害なB領域紫外線（UV-B）の地表到達量の状況を把握するために観測を開始したものである。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に290 nm から 325 nm までである。また、南極昭和基地では、気象庁は1991年2月から国立極地研究所と共同で、研究観測を開始し、1994年2月からは気象庁単独で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。

気象庁における波長別の紫外線観測は世界でも先駆的に行われ、基準ランプ（米国の標準技術研究所で維持する基準照度が付けられた1000Wランプ）による波長別紫外域日射照度の較正体系を構築し、また、1994年からは、同様に較正体系を構築しているカナダ環境・気候変動省との国際相互比較を概ね4年毎に実施している。しかし、観測開始当初は、較正時の検定誤差が大きく、較正前後の観測値に段差が確認された。そのため、第2章の「図2-15 紅斑紫外線量の年積算値の経年変化」及び「図2-16 日最大UVインデックスが8以上となった日の年間出現日数の経年変化」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。

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。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/uvhp/3-45uvb_observe.html

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

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、Nimbus7、Meteor3、Earth Probe 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、Aura 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。Nimbus7 と Meteor3 両衛星のデータについては、Earth Probe 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、Earth Probe 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。Aura 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 A1-5）、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、Meteor3 衛星以降 Earth Probe 衛星による観測が始まるまでの一部の期間、及びオゾンの長期変化に関連した解析の一部については、NOAA 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及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 及び 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

衛星名	Nimbus7	Meteor3	Earth Probe	Aura	NOAA	NOAA
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

NASA（National Aeronautics and Space Administration、米国航空宇宙局）

NOAA（National Oceanic and Atmospheric Administration、米国海洋大気庁）

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 及び OMI による観測値と、北緯 30 度～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 A1-5 に示す。

これによれば、1979～1993年のNimbus7衛星のTOMSデータは、地上観測値に比べて約1%高い傾向である。1993年5月以降のMeteor3及びEarth Probe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。OMI 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、帯状平均した緯度毎のデータについて比較すると、両者のオゾン全量の差は、緯度別、月別に分類すると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値を算出した。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月以降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値の調整を行った。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 (Meteor3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。

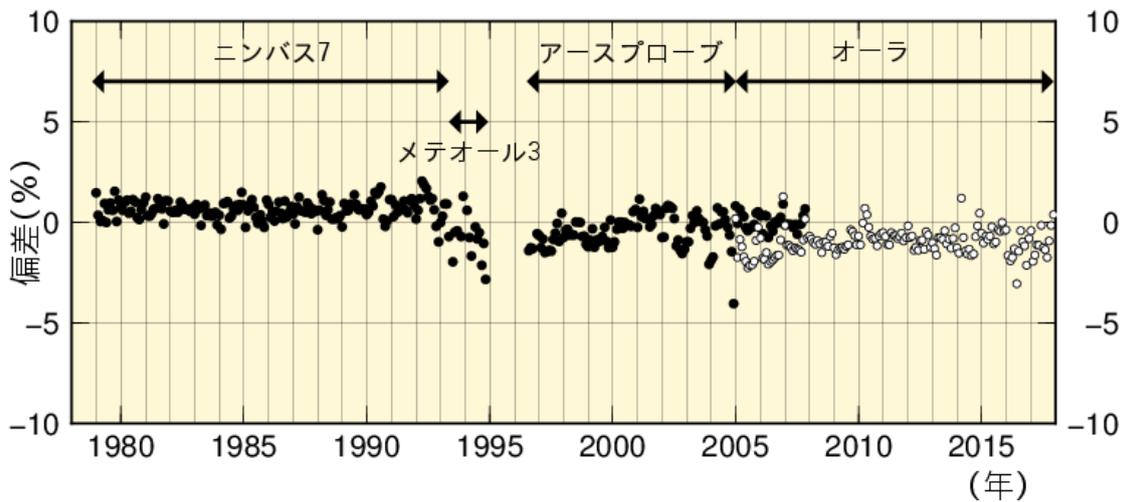


図 A1-5 : 衛星観測データと地上観測データの比較

北半球中緯度帯 (北緯 30~60 度) の TOMS 及び OMI による観測値 (月平均値) 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観測データを求め比較した。Aura 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約 20~60 地点。

付録 1-4 紫外線解析値

紫外線解析値は UV インデックスの実況値で、全国を約 20km 四方に区分した領域毎に、数値計算による上空のオゾン量やアメダスの日照時間等のデータを用いて算出される。紫外線解析値の平均誤差を、札幌、つくば、那覇の紫外線観測値 (札幌、那覇は 2018 年 1 月をもって観測を終了) と比較して求めたところ、3 地点ともに約±0.1 であった (図 A1-6)。

本報告書では、1 日の中で最大となった UV インデックスを日最大 UV インデックスとし、その月平均値を用いて全国の紫外線の状況を評価している。

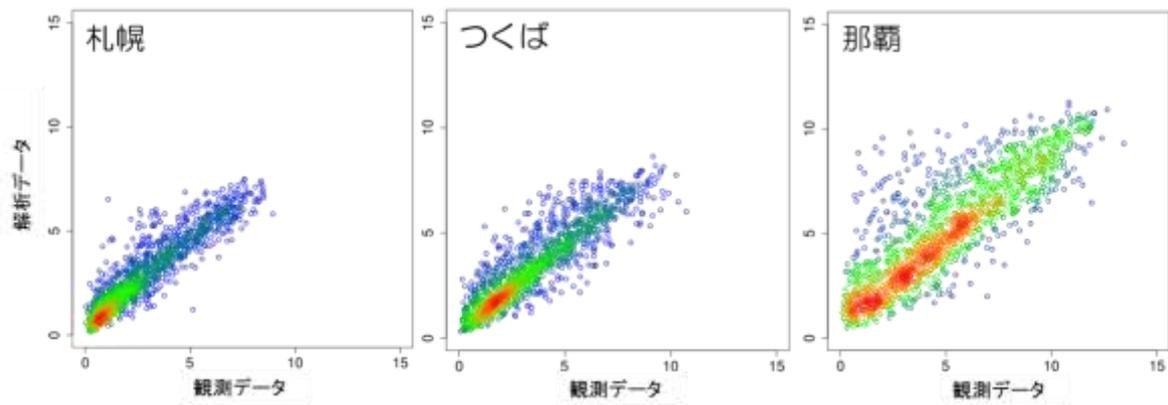


図 A1-6 : 国内 3 地点における紫外線観測値と紫外線解析値の比較グラフ

国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における 2016 年の 10～14 時（紫外線が強い時間帯）の毎正時データを使用。暖色ほどプロットの出現頻度が高い。

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

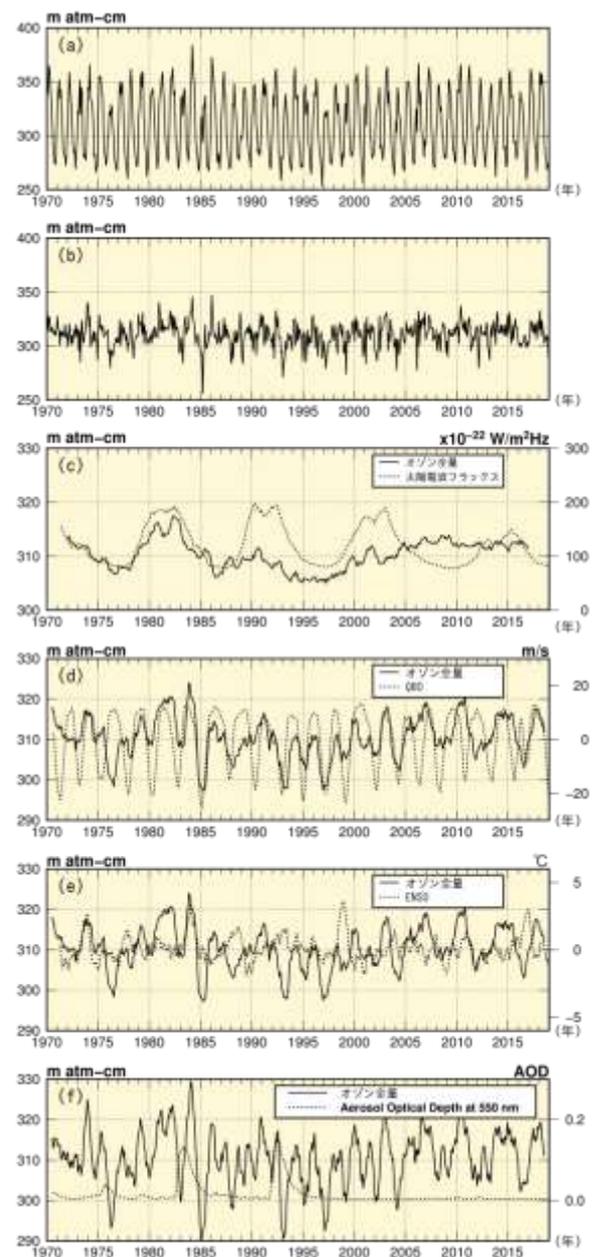
オゾン全量はさまざまな要因によって変動する。一例として、図A2-1(a)につくばにおける1970年から2018年までのオゾン全量月平均値の推移を示す。月平均値の推移には明瞭な季節変動がみられ、年平均値の20～30%程度の振幅をもっている。この時系列から季節変動成分を取り除いたオゾン全量の変化を図A2-1(b)に示す。この経年変化には、2～3年や10年程度のほぼ周期的な変動成分が含まれており、オゾンの長期変化傾向（トレンド）を正確に求めるには、季節変動に加え、これらの変動成分をオゾンの時系列データから除去する必要がある（吉松ほか, 2005）。

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A2-1(c)、約2年周期のQBO（図A2-1(d)、ENSO（エルニーニョ／南方振動）（図A2-1(e)、大きな火山噴火等で生じる成層圏エアロゾル（図A2-1(f)）がある。ENSOの指標としては、気象庁のエルニーニョ監視指数（エルニーニョ監視海域（NINO.3）の基準値との差）を用いた。大きな火山噴火等で生じる成層圏エアロゾル量の指標としては、NASAのゴダード宇宙飛行センターで求められたStratospheric Aerosol Optical Thickness データを用いた。

図A2-2には季節変動、太陽活動の影響及びQBO、ENSO、成層圏エアロゾル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である。

- 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、全期間の累年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（図A2-1(b)）。
- 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、エルニー

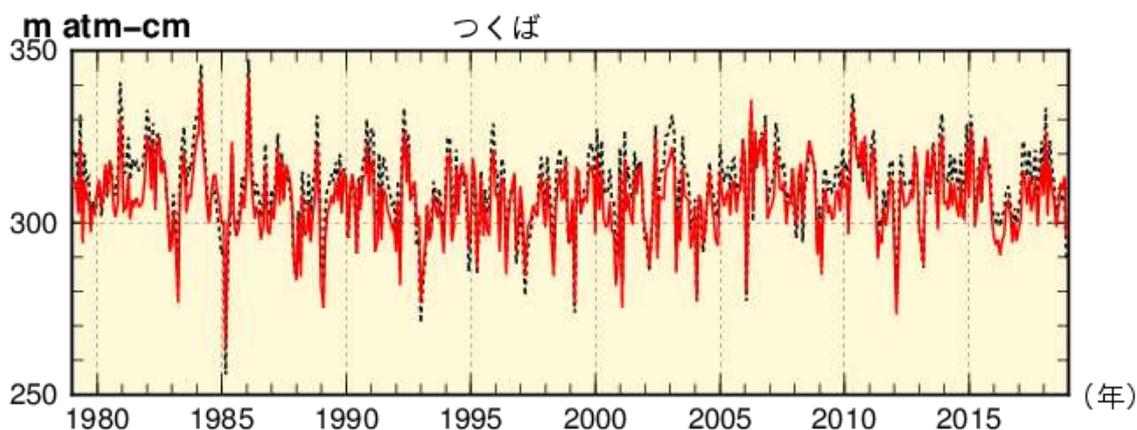


図A2-1：つくばにおけるオゾン全量の変化と各自然変動要因との関係

(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)季節変動除去値の13か月移動平均値（太線）とエルニーニョ監視指数（破線：時間ラグを設定）。(f)季節変動除去値の7か月移動平均値（太線）とStratospheric Aerosol Optical Thickness (550 nm)（破線：時間ラグを設定）

ニヨ監視指数、Stratospheric Aerosol Optical Thicknessデータ及びトレンド成分を説明変数とした重回帰式を求める（それぞれの要素毎にいずれも地点毎にオゾン全量との相関が最も高くなるように時間ラグ¹²を設定（図A2-1(c)、(d)、(e)、(f)）。トレンド成分の説明変数は、衛星観測によるオゾン全量帯状平均値に対しては中緯度用のEESC（Newman *et al.*, 2007：等価実効成層圏塩素。巻末「用語解説」参照）を用い、その他では折れ線フィッティング¹³を用いた。

- 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、QBO、ENSO及び火山性エアロゾル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A2-2）。



図A2-2：つくばにおけるオゾン全量の変化

季節変動除去値（破線）と季節変動と既知の自然変動（太陽活動、QBO、ENSO、火山性エアロゾル）の影響成分を除去した値（赤線）

¹² 図 A2-1 の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時間ラグは QBO が 4 か月、太陽活動、ENSO、火山性エアロゾルが 12 か月。

¹³ オゾン量の長期トレンドの解析に用いられる手法の一つ。減少期と増加期の 2 本の直線を転換点で繋げた回帰式によりトレンドを算出する。詳細は「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2013 年）」を参照。

付録3 オゾン量の長期変化傾向の評価方法について

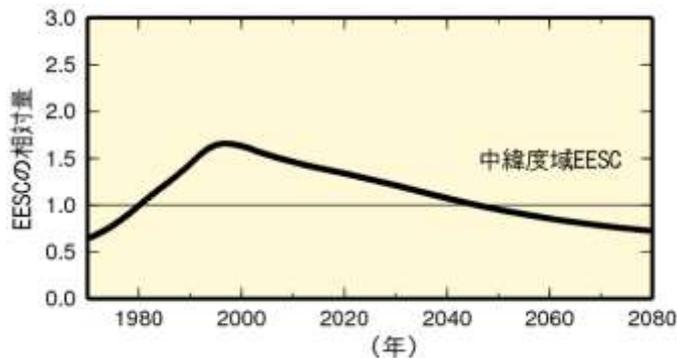
オゾン減少期と近年の長期変化傾向の評価

オゾン量の長期的な変化傾向を抽出するため、「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2013年）」までは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,2014)。

本報告では、「オゾン層破壊の科学アセスメント2018」(WMO, 2018) で用いられている手法に準じて、付録2で示した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2018年12月までの回帰直線で近年の変化傾向を求めた (図A3-2)。

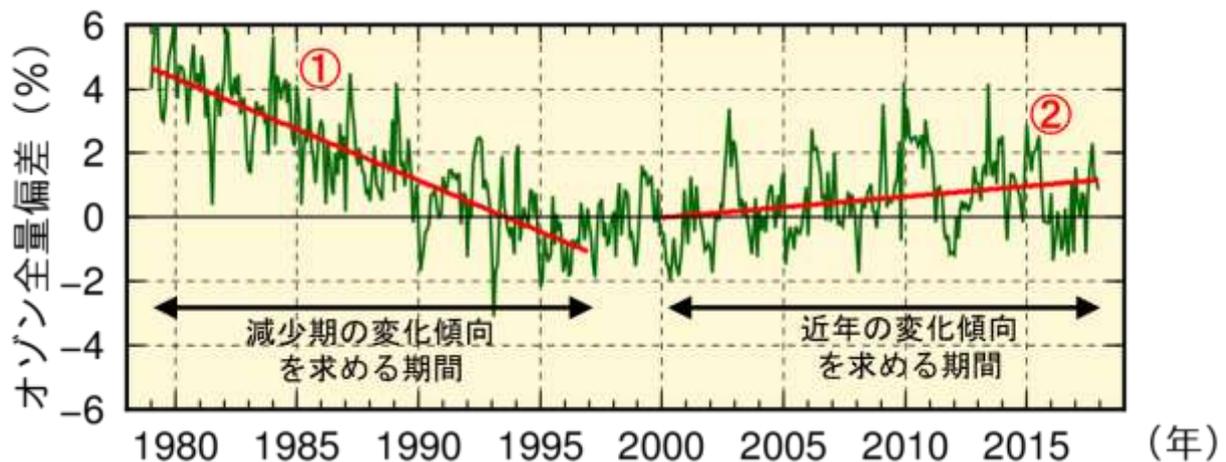
観測データの選別について

本報告書で使用した地上のオゾン全量観測データは、参照値期間 (1994~2008年) において、1年に6か月以上の月平均値が10年以上 (参照値期間の3分の2以上) ある地点 (121地点) のデータを使用した。



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 (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、臭素原子のオゾン破壊効率を塩素原子の60倍として算出した。EESCの数値はNASAから提供。



図A3-2：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。緑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 (付録2参照)。比較の基準値は1994~2008年の累年平均値。赤実線は地上観測データの1979~1996年の回帰直線 (①) と2000~2017年の回帰直線 (②)。世界の地上観測点にはWOUDCのデータ (図2-1で用いた114地点の地上観測データ) を用いた。

用語解説

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地表（1 気圧、0 °C）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 **m atm-cm**（ミリアトムセンチメートル）又は **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 m atm-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。これらを日本では一般にフロン類と呼ぶ場合がある）、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。オゾン分圧が大きいほど、その層のオゾン量が多いことを示す。

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、下部成層圏では反応性が低くオゾン層を破壊する作用の小さい塩素化合物（塩酸や硝酸塩素等）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）によって、より反応性が高く塩素原子を遊離しやすい塩素化合物（塩素ガスや次亜塩素酸等）が生成される。この反応性が高い塩素化合物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「オゾン層とは」も参照のこと。

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-10ozone.html>

極渦 (極夜渦)：北極及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。1 日の中で最大となった **UV インデックス**が日最大 **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」を参照のこと。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/uvhp/3-51uvindex_define.html

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。地上気温などで

は 1981～2010 年の 30 年間の累年平均値（平年値）との差によって気候変動や天候の異常を把握するのに対し、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 年の累年平均値との差に注目して記述しており、この累年平均値を「参照値」と呼ぶことがある。紫外線の記述においても、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ている。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、平均期間が短くなっており、期間を明記している（例：衛星観測によるオゾン全量は 1997～2006 年、UV インデックスの全国分布図では 1997～2008 年を参照値の計算期間としている）。なお、目的の違いやデータ期間の違いにより、参照値を利用せず別の期間の平均値を利用している場合は、累年平均値（○～○年平均値）のように期間を明記している。

成層圏準2年周期振動：英語では Quasi-Biennial Oscillation（QBO）。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。赤道付近や南北緯度25度付近の成層圏の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。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-24ozone_o3variability.html

対流圏界面：対流圏と成層圏の境界のこと。対流圏界面が高い場合、オゾンの多い成層圏の厚さが薄く、オゾン全量が少ない。逆に対流圏界面が低い場合は成層圏が厚く、オゾン全量が多い。

南極オゾンホール：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 月頃に発生発達し、11～12 月頃に消滅するという季節変化をしている。

南極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、南極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 m atm-cm 以下の領域の面積（単位：km²）。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 m atm-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。

オゾン欠損量（破壊量）：南緯45度以南のオゾン全量を300 m atm-cm（オゾン全量の全球平均値）に回復させるために必要なオゾンの質量（単位：万トン）。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。

領域最低オゾン全量：南緯 45 度以南の領域におけるオゾン全量の最低値（単位：m atm-cm）。オゾンホールの深まりの目安を与える量。

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1つ。ドブソンオゾン分光光度計あるいはブリュー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、途中から減少しはじめる。この強度比の変化の様子を「反転」と呼び、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10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：気体分子が固体又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。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層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。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/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」(気象庁, 2011) の「解説2 等価実効成層圏塩素 (EESC)」を参照のこと。

JRA-25 : Japanese 25-year Reanalysisの略で、対象期間1979~2004年の日本で行われた大気の長期再解析プロジェクトのこと (Onogi *et al.*, 2007)。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。

JRA-55 : Japanese 55-year Reanalysisの略で、対象期間1958年以降の日本で2度目となる大気の長期再解析プロジェクトのこと (Kobayashi *et al.*, 2015)。解析期間をJRA-25から大幅に拡張し、JRA-25以降の様々な開発成果を取り入れたデータ同化システムを用いて、過去半世紀以上の気候変化をより高精度に解析した気候データセットを提供した。このデータセット及び同等のシステムにより提供されたリアルタイムの気候データのことを指す場合もある。

NASA : 米国航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration) のこと。

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環境・気候変動省に設立され、世界中で観測されたオゾン及び紫外線のデータを収集、管理、提供している。

参考文献

環境省, 紫外線環境保健マニュアル :

https://www.env.go.jp/chemi/matsigaisen2015/full/matsigaisen2015_full.pdf

気象庁 (2009), オゾン層観測報告 : 2008.

気象庁 (2011), オゾン層観測報告 : 2010.

気象庁 (2014), オゾン層・紫外線の年のまとめ(2013年).

気象庁 (2018), オゾン層・紫外線の年のまとめ(2017年).

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.

Estupinan, G., S. Raman, G. H. Crescenti, J. J. Streicher and W. F. Barnard (1996), Effects of clouds and haze on UV-B radiation, Journal of Geophysical Research, 101, 16807-16816.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi (2015), The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.

McPeters, R.D. and Labow, G.J. (2012), An MLS and sonde derived ozone climatology for satellite retrieval algorithms, Journal of Geophysical Research 117, doi: 10.1029/2011JD017006.

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.

NASA (2012), SBUV (Version 8.6) MERGED TOTAL AND PROFILE OZONE DATA SETS, http://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/.

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.

O3S-DQA (2012), Guide Lines for Homogenization of Ozone Sonde Data, http://www.das.uwoy.edu/~deshler/NDACC_O3Sondes/O3s_DQA/O3S-DQA-Guidelines Homogenization-V2-19November2012.pdf.

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.

UNEP (2018), Environmental effects and interactions of stratospheric ozone depletion, UV radiation, and climate change: 2018 assessment report.

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.

WMO (2014), Scientific assessment of ozone depletion: 2014, Global Ozone Research and Monitoring

Project Report 55.

WMO (2018), Scientific assessment of ozone depletion: 2018, Global Ozone Research and Monitoring

Project Report 58.

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、内容に関する検討には、以下の査読者の方々にご協力を賜りました。ここに厚くお礼申し上げます。

査読者

秋吉 英治 国立研究開発法人 国立環境研究所 地球環境研究センター
気候モデリング・解析研究室 室長

今村 隆史 国立研究開発法人 国立環境研究所 企画部 フェロー

塩谷 雅人 国立大学法人 京都大学 生存圏研究所
生存圏診断統御研究系 大気圏環境情報分野 教授

藤原 正智 国立大学法人 北海道大学大学院 地球環境科学研究院 准教授

(敬称略)