

オゾン層・紫外線の年のまとめ (2017年)

平成30年7月
気象庁

はじめに

大気中のオゾンは上空約 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、気候問題懇談会検討部会に内容の査読にご協力をいただきました。ここに厚くお礼申し上げます。

平成 30 年 7 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 2017年のオゾン層・紫外線の状況	1
1-1 2017年の世界のオゾン層.....	1
1-2 2017年の南極オゾンホール.....	5
1-3 2017年の北半球高緯度のオゾン層.....	9
1-4 2017年の日本上空のオゾン層.....	11
1-5 2017年の日本の紫外線.....	13
1-6 2017年の南極域の紫外線.....	14
第2章 オゾン層・紫外線の長期変化	15
2-1 世界のオゾン層の長期変化.....	15
2-2 南極オゾンホールの長期変化.....	19
2-3 北半球高緯度のオゾン層の長期変化.....	23
2-4 日本上空のオゾン層の長期変化.....	25
2-5 日本及び南極域の紫外線の長期変化.....	29
資料	32
資料 南極各国基地におけるオゾン全量(2017年).....	32
付録	33
付録1 解析に使用した観測資料.....	33
付録1-1 地上観測データ(オゾン).....	33
付録1-2 地上観測データ(紫外線).....	34
付録1-3 衛星観測データ(オゾン).....	35
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.....	37
付録3 オゾン量の長期変化傾向の評価方法について.....	39
用語解説	40
参考文献	43
謝辞	45

第1章 2017年のオゾン層・紫外線の状況

【要約】

オゾン層

2017年の年平均オゾン全量の参照値¹からの偏差は、北半球から赤道付近にかけて広い地域で負偏差、南半球では正偏差となった。特に南半球高緯度の正偏差は顕著であった。

2017年の南極オゾンホール²の面積は、南極域上空の下部成層圏気温が高く推移したことにより、最近10年間の平均値よりも小さく推移し、最大面積は1,878万km²(南極大陸の約1.4倍)で、1988年以来の小さな値となった。2017年の南極オゾンホールの季節(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月、9月、12月に参照値よりも多くなった。2017年3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、ロシアからアリューシャン列島にかけて-10%以下の負偏差となった。下部成層圏の気温の状況から、北半球高緯度のオゾン破壊は顕著なものではなかった。

2017年の日本上空の月平均オゾン全量は、参照値に比べ、札幌、つくば、南鳥島では1年を通して概ね並か多い状態で推移し、那覇では並か少ない状態で推移した。

紫外線

2017年の国内の観測地点における紅斑紫外線量は、参照値に比べ、札幌では3月、5月に多かった。つくばでは、1月、5月、6月に多く、8月と10月は少なくなった。那覇では、7月、8月に多く、特に8月はその月として観測開始(1991年)以来2番目に多い値となった。2017年の南極昭和基地における紅斑紫外線量は、9月と10月はその月として観測開始(1993年)以来3番目に少なく、また12月は2番目に少なくなった。

1-1 2017年の世界のオゾン層

2017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。年平均オゾン偏差分布(図1-1(b))では、北半球の広い地域と赤道付近で負偏差となり、南半球のほぼ全域で正偏差となった。その中で、南半球高緯度の正偏差は、特に顕著であった。

2017年1年間のオゾン層の変化をより詳しく見るため、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、1月から負偏差の領域が多く、2月から3月にかけてはロシアからアリューシャン列島にかけて大きな負偏差域がみられた。また、4月以降はほぼ北半球全域で負偏差となったが、この状態は赤道付近から北半球側へのオゾン輸送が多くなる10月ごろから徐々に解消された。赤道付近では、3月頃まで正偏差となったが、5月以降は全域で負偏差となった。これは、概ねQBO(赤道上空の成層圏において東風と西風が約2年周期で交代する自然変動。巻末「用語解説」参照)が、3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、5月頃から負の位相(高度とともに東風から西風に変化)に変わったことと対応している。南半球では、3月頃から正偏差の地域が広がり、南半球の冬にあたる6月頃からはほぼ全域で正偏差となった。さらに、8月以降、南半球高緯度では大きな正偏差となったが、これは南極オゾンホール²の規模が例年と比べて小さく推移したことが要因として考えられる(1-2 南極オゾンホールを参照)。

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となっており、最もオゾン全量が少なかった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」の「参照値」を参照のこと。

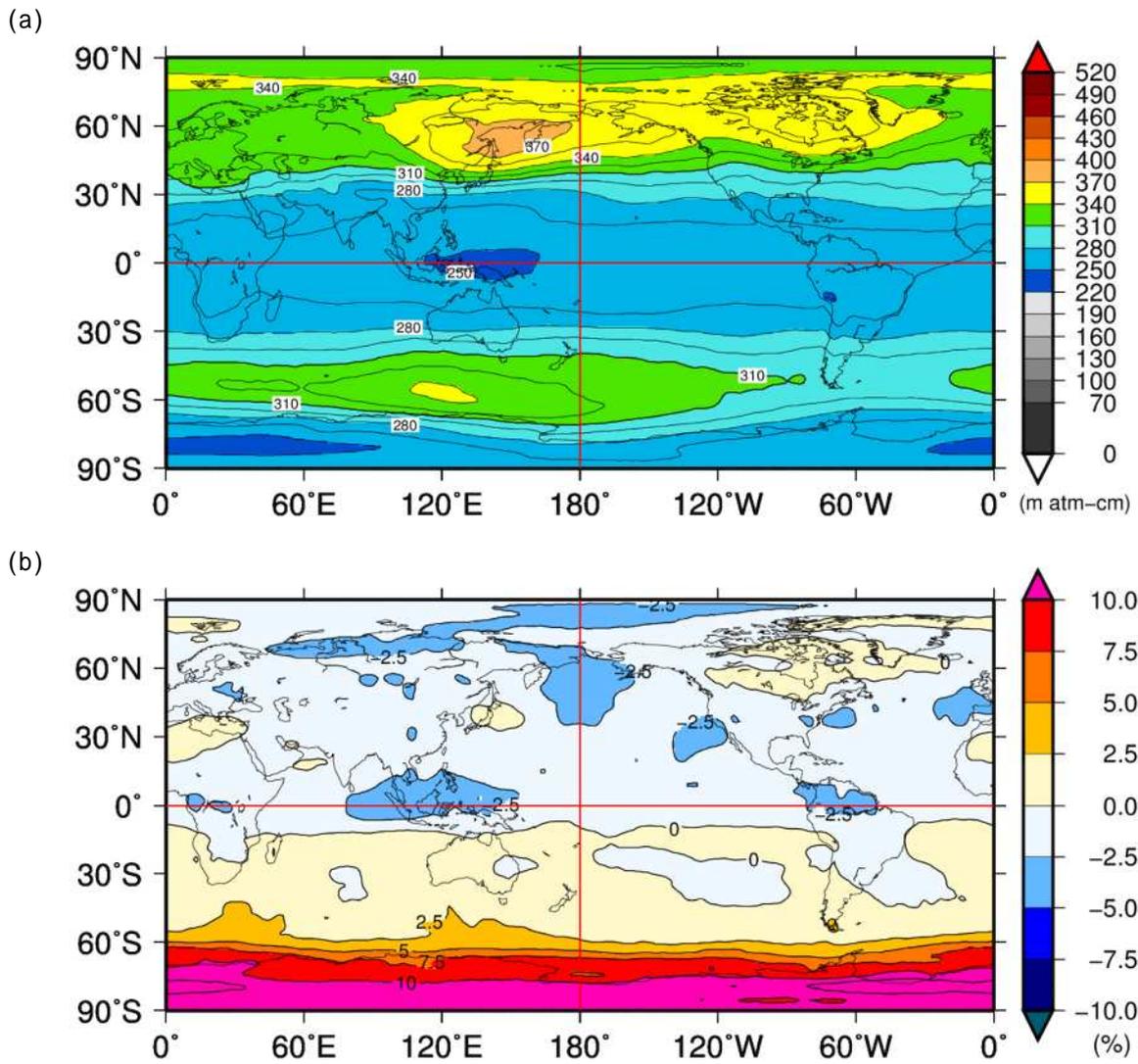


図1-1：2017年の世界のオゾン全量 (a) 及び偏差 (b) の年平均分布図

(a)月平均オゾン全量 (m atm-cm) の年平均分布図及び(b) 月平均オゾン全量偏差 (%) の年平均分布図。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。それぞれの年平均値は、北緯60度以北の1月と11、12月及び南緯60度以南の5～7月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。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。

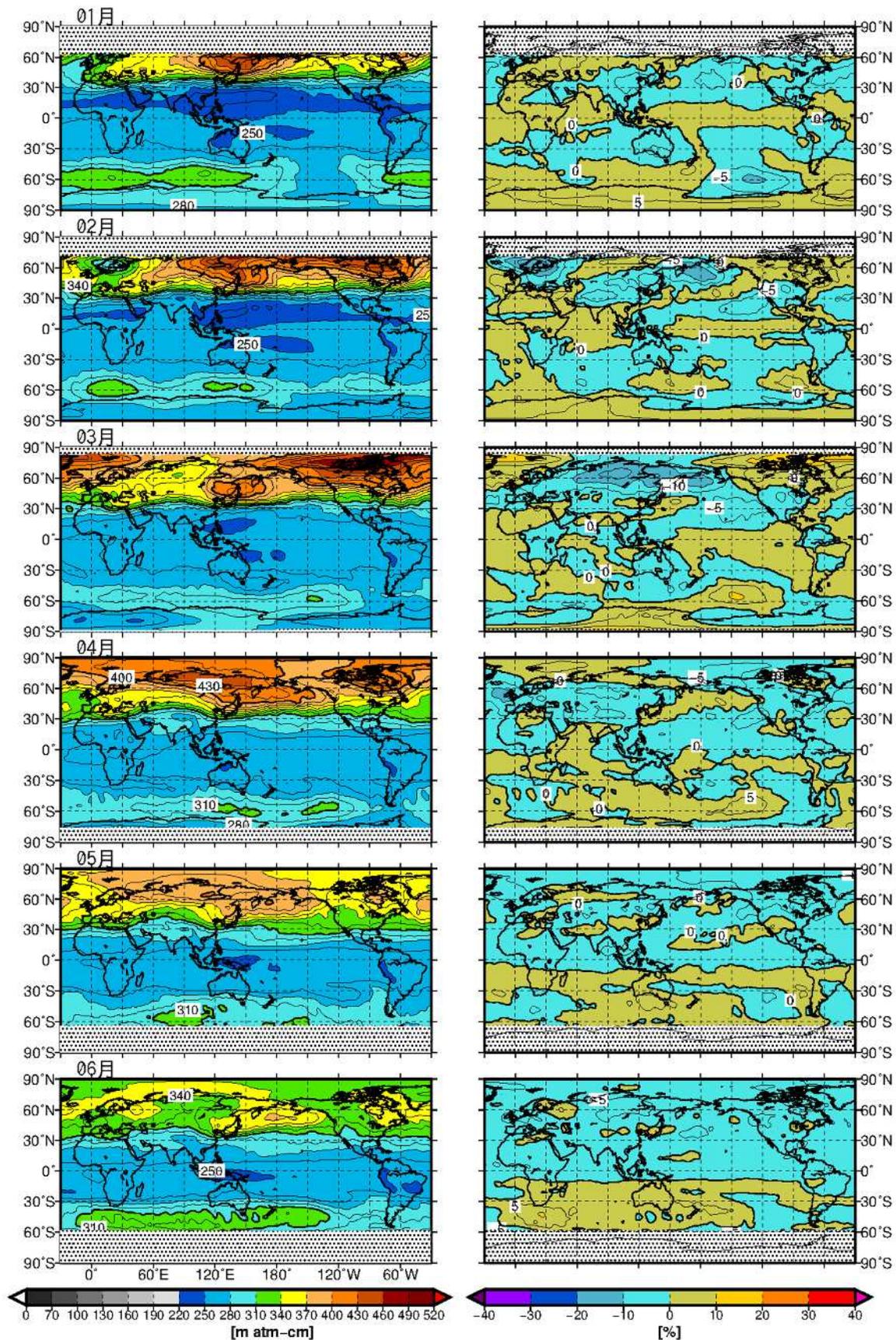


図1-2(a) : 世界の月平均オゾン全量・偏差分布図 (2017年1~6月)

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。

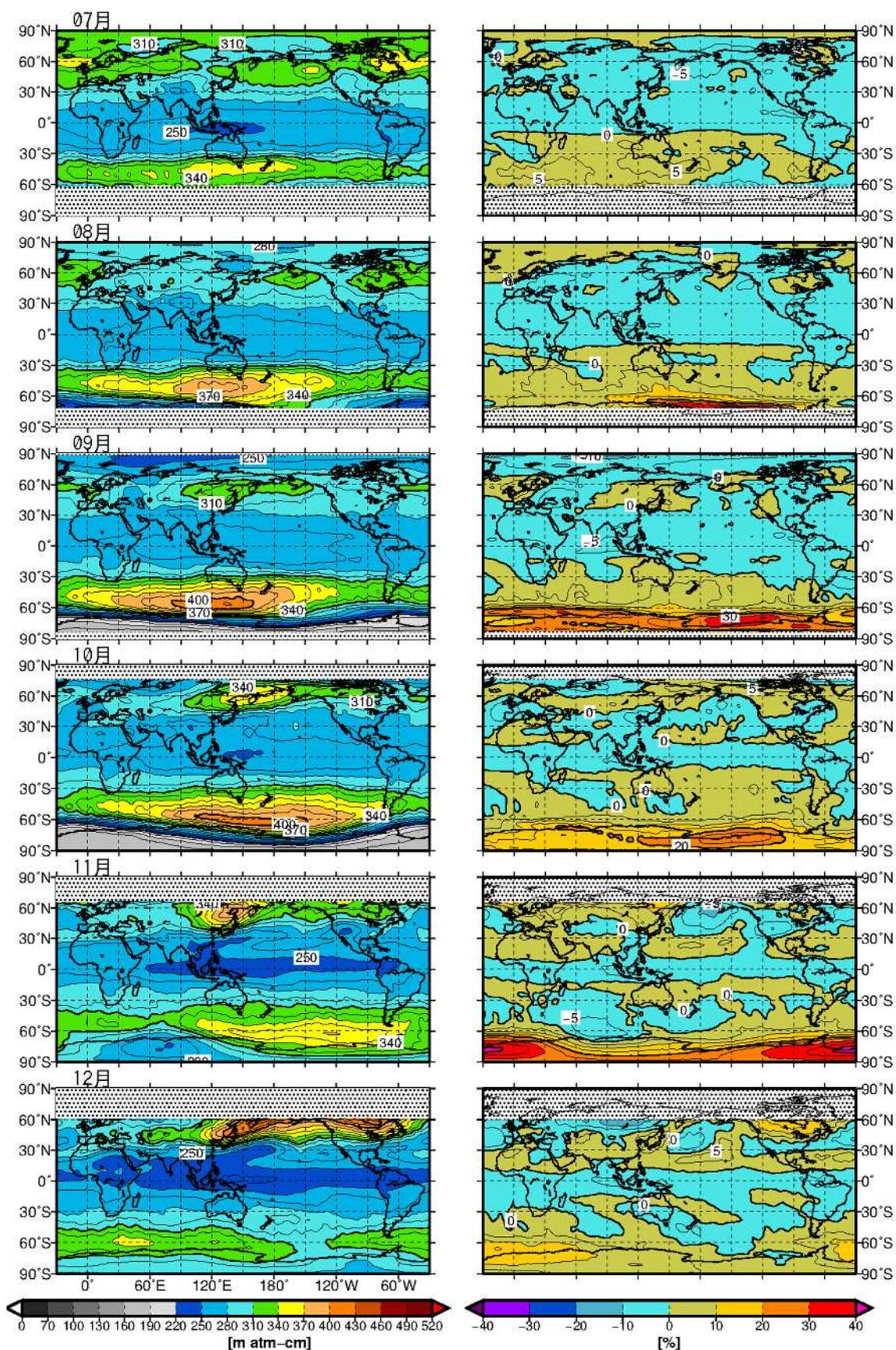


図1-2(b)：世界の月平均オゾン全量・偏差分布図（2017年7～12月）

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。

1-2 2017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2017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。2017年の南極オゾンホールは8月上旬に観測され、11月19日に最近10年間の平均より早く消滅した。その面積は8月中旬以降、最近10年間の累年平均値より小さく推移し、特に9月中旬から下旬にかけては同期間の累年最小値より小さかった（図1-3(a)）。オゾンホール面積の最大値は9月11日に観測され、その規模は1,878万km²（南極大陸の約1.4倍）で、1988年以来の小さな値となった（「2-2 南極オゾンホールの長期変化」参照）。2017年のオゾンホールの面積が近年と比較して顕著に小さかった要因は、極渦の偏在化により、下部成層圏の気温が8月中旬以降かなり高く推移したことが考えられる（後述「2017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」参照）。

オゾン欠損量は、8月上旬から11月中旬のオゾンホールが観測されている期間において、上述のオゾンホール面積とほぼ同様の推移となった（図1-3(b)）。10月3日に記録した最大欠損量は5,672万トンで、1988年以来の最小値となった。

最低オゾン全量は、8月中旬以降、最近10年間の累年平均値より多く、9月中旬から下旬にかけて同期間の累年最大値より多く推移した（図1-3(c)）。2017年の最低オゾン全量は、10月10日に131 m atm-cmを記録し、2002年以来の大きな値となった。

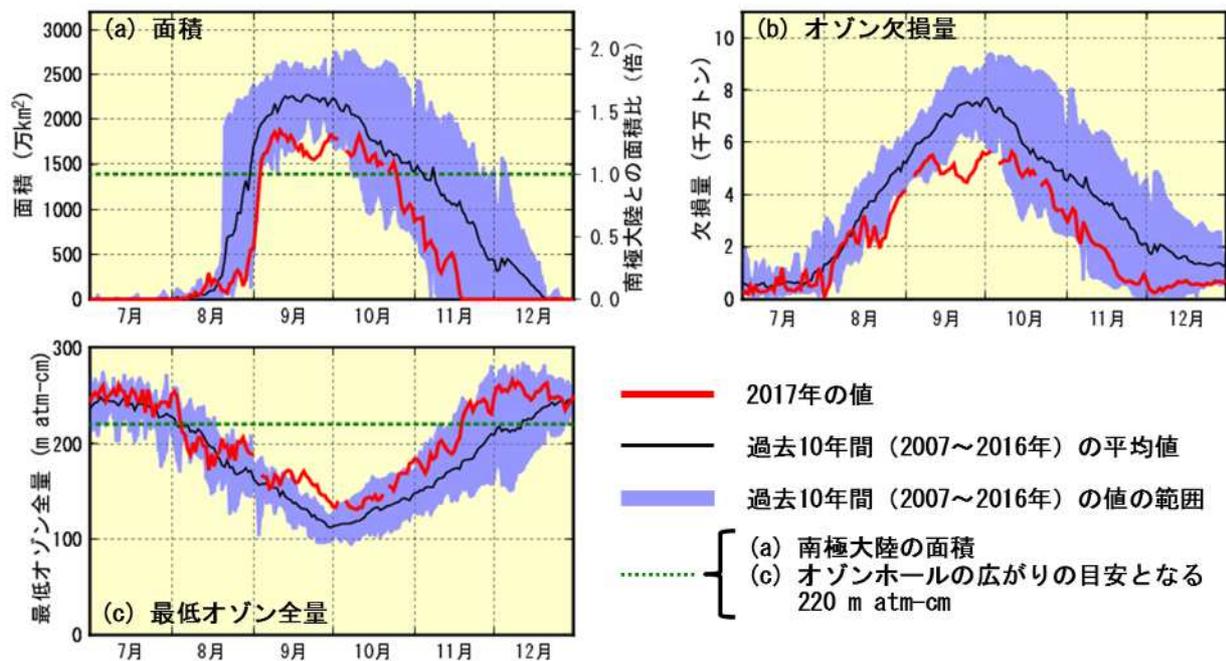


図1-3：2017年の南極オゾンホールの規模（(a)面積、(b)オゾン欠損量、(c)最低オゾン全量）

NASA提供の衛星観測データの日別値をもとに気象庁で作成した。

南極昭和基地における地上観測

2017年の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。南極昭和基地上空のオゾン全量は、8月下旬にオゾンホールが目安である220 m atm-cmを今期初めて下回ったが、9月中旬までは概ねオゾンホールの外側に位置しており、オゾン全量の多い日が続いた。9月中旬から11月中旬は、オゾンホールの内側に位置することが多くなったが、オゾンホールの外側に位置した9月下旬や10月中旬は、オゾンホール周辺のオゾン全量が例年より多かった影響で参照値期間の最大値を超えるほど大きくなった。オゾンホールが消滅した11月中旬以降は、オゾン全量が急激に多くなり、参照値期間の最大値程度で推移した。

2017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（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。オゾンホール期間の月平均オゾン全量は、8月、9月、12月は多く、また10月、11月は並となった。

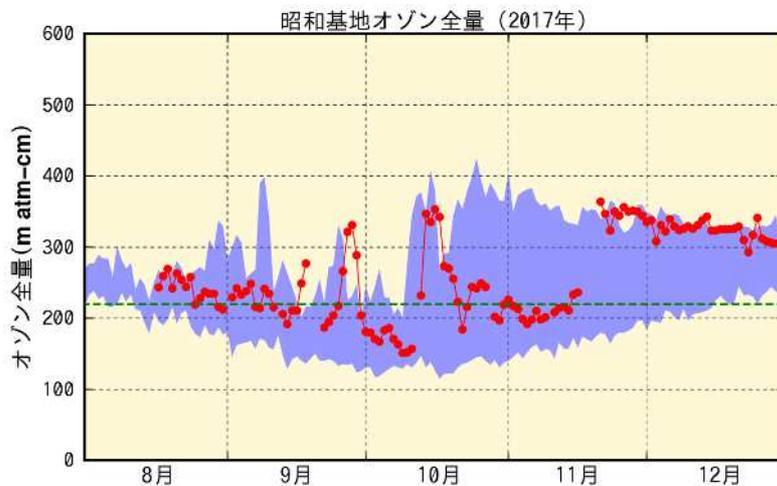


図1-4：南極昭和基地におけるオゾン全量日代表値（2017年8～12月）

は2017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。緑色の破線はオゾンホールの目安である220 m atm-cmを示す。

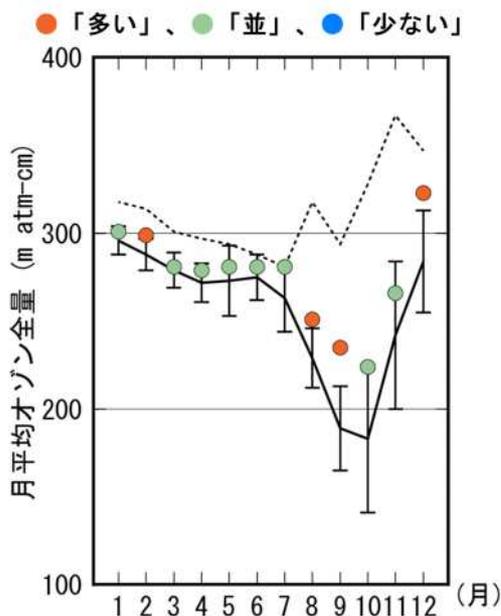


図1-5：2017年の南極昭和基地における月平均オゾン全量

印は2017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

2017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20～22 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月下旬には高度17 km付近まで5 mPa以下となり、10月上旬には22 km以下の全ての高度で5 mPa以下となった（図1-6(a)）。その後、10月中旬に一時的に全高度で5 mPa以上となり、10月下旬から11月中旬にかけて14～20 km付近で再び5 mPa以下となったが、11月中旬以降は急激に高くなった。また、9月の下旬と10月の中旬は、概ね20 km以上の高度でオゾン分圧が高くなるがあった。

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月以降、高度8～18 km付近では+1以上の正偏差が続き、11月と12月は特に顕著であった。また、22～30 km付近の高度では、9月に+1以上の正偏差がみられるが、11月以降は-1以下の負偏差がみられた（図1-6(b)）。

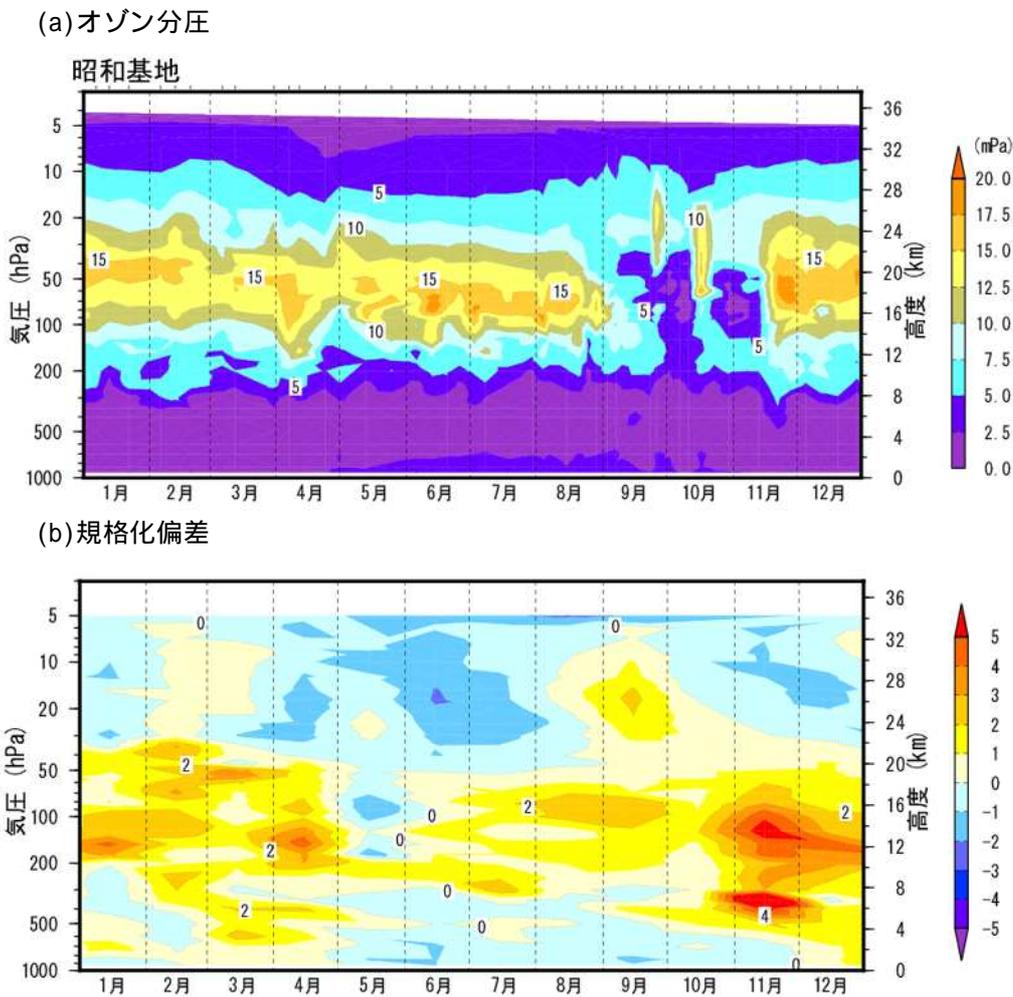


図1-6：南極昭和基地の(a)オゾン分圧と(b)その規格化偏差の高度分布（2017年1～12月）

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は、気象庁ホームページ(https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-20ozone_avemap.htm)に掲載している。

2017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、オゾン破壊物質の生成を促進し、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 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。

2017年の南極域上空の下部成層圏（南緯60度以南の50 hPa面）における最低気温（以下、領域最低気温という）と -78 以下の領域の面積を、それぞれ図1-7(a)、(b)に示す。2017年の領域最低気温（図1-7(a)）は、5月上旬から10月中旬にかけて -78 以下となったが、累年平均値（1979年～2016年の平均値）と比較すると、8月中旬以降高く推移した。

-78 以下の面積（図1-7(b)）は、8月中旬以降、累年平均値よりも小さく、8月下旬と9月下旬にはほぼ累年最低値程度まで小さくなった。この要因としては、南極成層圏に形成される極渦（巻末「用語解説」参照）が偏在化し弱まったことで、極渦内部の気温が例年より高くなったと考えられる。

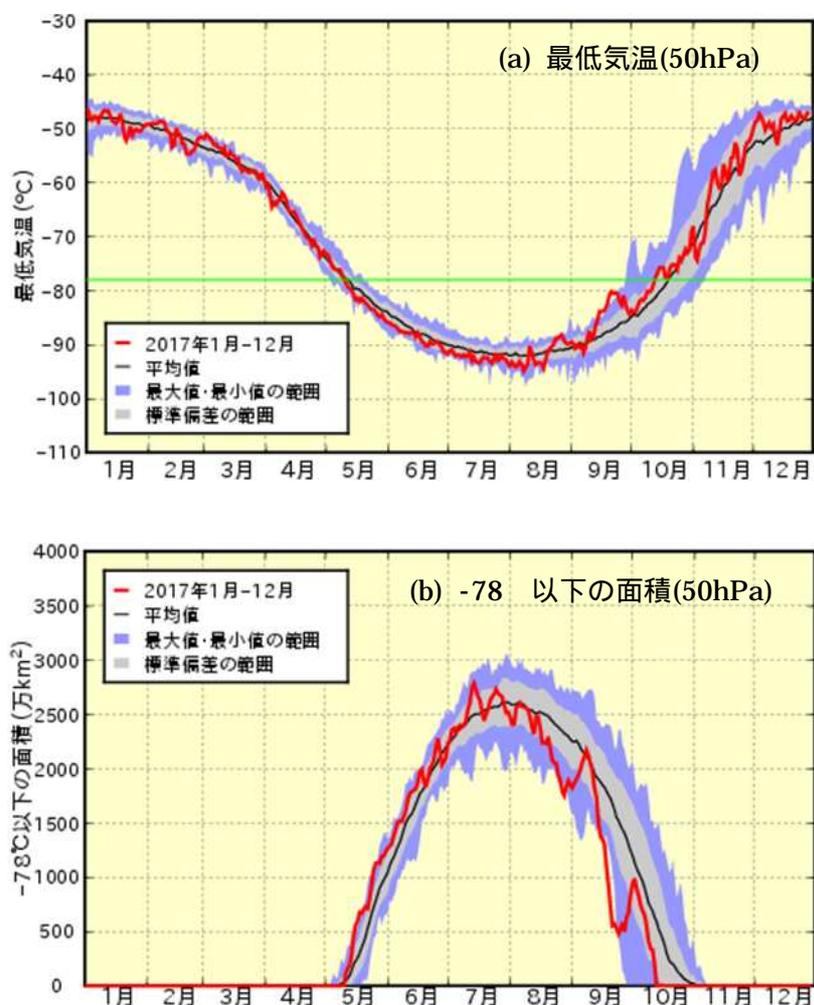


図1-7：南極域下部成層圏の (a)領域最低気温及び (b) 気温が -78 以下の領域の面積

赤線は、2017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 以下の領域の面積を示す。黒線は、累年平均値（1979～2016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 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 - 3 2017年の北半球高緯度のオゾン層

2017年3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破壊が観測された2011年3月の例と併せて、図1-8に示す。2017年3月の偏差分布（図1-8(b)）は、ロシアからアリューシャン列島にかけて-10%以下の負偏差となっているが、概ね極渦に対応した負偏差域はロシア付近のみで、オホーツク海より東の負偏差域においては、圏界面高度が高かったことが要因となっている。また、北半球高緯度の下部成層圏の気温の状況から、オゾン破壊の規模は大きくなかったと考えられる（後述の「2016/2017年の北半球高緯度下部成層圏の気象状況」参照）。

これまで北半球においても大規模なオゾン破壊が確認されており、特に2010年冬季から2011年は顕著であった。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。

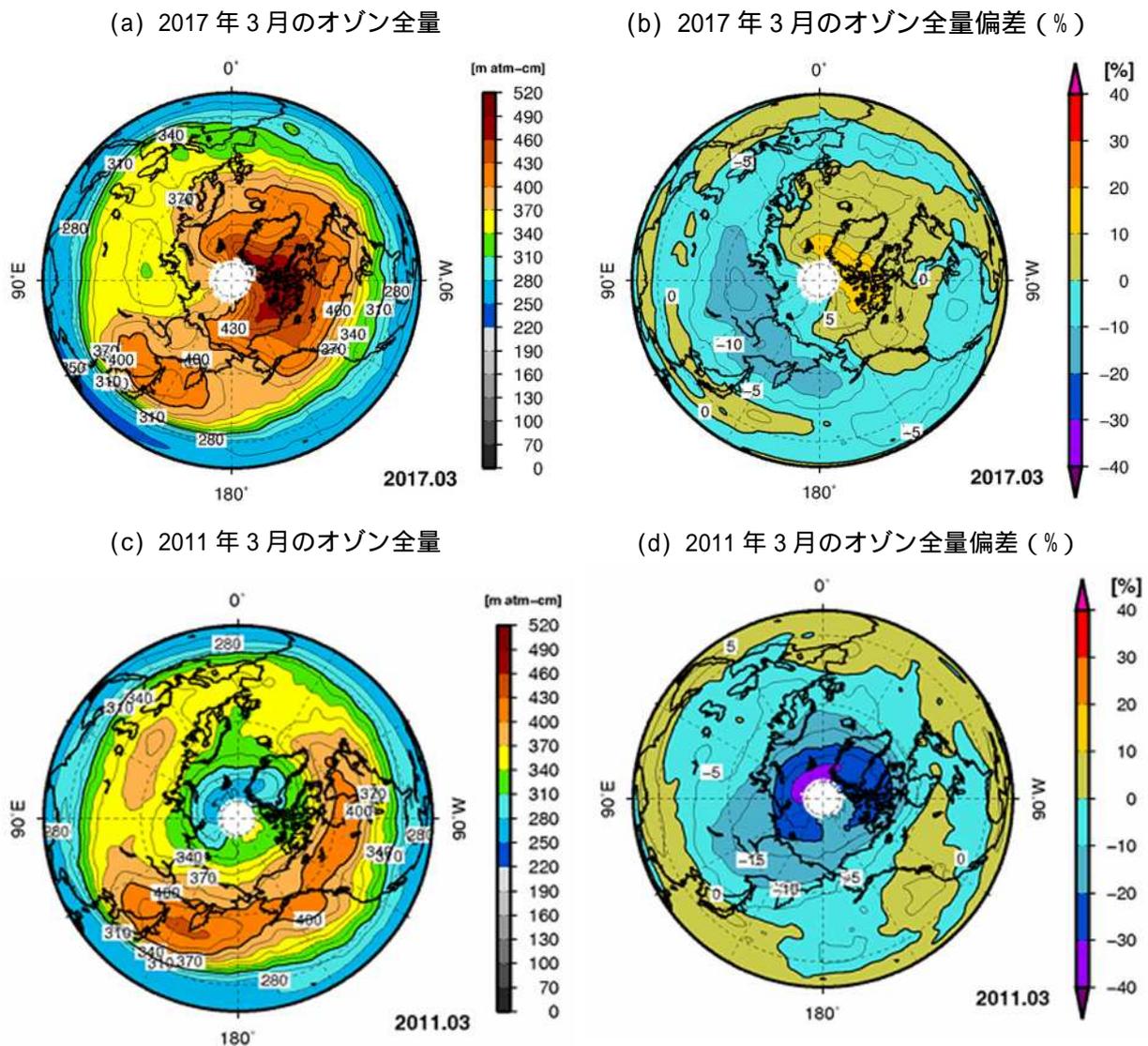


図1-8：2017年及び2011年3月の北半球の(a)、(c)月平均オゾン全量(b)、(d)オゾン全量偏差分布図
月平均オゾン全量の等値線間隔は15 m atm-cm、偏差の等値線間隔は5%。北極点付近の白色域は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準は1997～2006年の月別累年平均値。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

2016/2017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2016年7月～2017年6月の最低気温(以下、領域最低気温という)と -78 以下(オゾン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月下旬から12月中旬にかけて累年平均値(7～12月は1979～2015年、1～6月は1979～2016年の平均値)より高く、以降は変動しながら概ね累年平均値程度で推移した。

-78 以下の領域は、12月下旬から2月上旬にみられるが、累年平均値にくらべると存在した期間は短かった(図1-9(b))。また、面積の大きさは1月中旬から2月上旬に累年平均値程度になったが、それ以外の期間は小さかった。

これらのことから、2016年冬季から2017年春季の北半球高緯度の上空におけるオゾン層破壊は例年よりも規模が小さかったと考えられる。

北半球高緯度上空のオゾン層破壊は、1990年代以降より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 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。

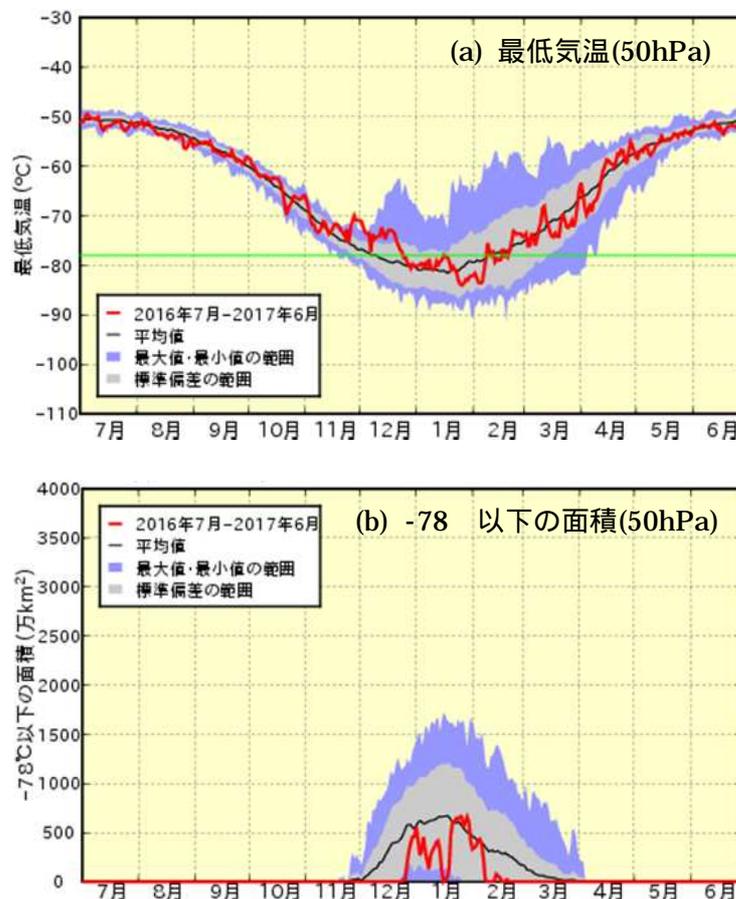


図1-9：北半球高緯度の(a) 領域最低気温及び (b) -78 以下の領域の面積(2016年7月～2017年6月) 赤線は、2016年7月～2017年6月の北緯60度以北の50 hPa(高度約20 km)面における(a)日別の最低気温及び(b)極域成層圏雲の出現する目安となる -78 以下の領域の面積を示す。黒線は、累年平均値(7～12月は1979～2015年、1～6月は1979～2016年の平均値)、紫色の領域の上端と下端は、累年の最大値及び最小値、灰色の領域は標準偏差の範囲をそれぞれ示す。また、(a)の緑線は、極域成層圏雲出現の目安である -78 を示す。本グラフは、JRA-55(巻末「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 2017年の日本上空のオゾン層

2017年のオゾン全量の状況

気象庁が観測を行っている国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）のオゾン全量について、2017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。2017年の北半球のオゾン全量は広い地域で負偏差となった（「1-1世界のオゾン層」を参照）が、日本の中緯度付近は圏界面高度が低く、オゾン全量が正偏差となるが多かったため、札幌、つくばでは、9月と12月に多く、さらにつくばでは3月と6月も多かった。那覇では期間を通して並だが、6月と9月は少なかった。南鳥島は、那覇と同緯度にあるが、太平洋中央付近ではオゾン全量が正偏差となるが多かったため、期間を通して並か多いとなった。

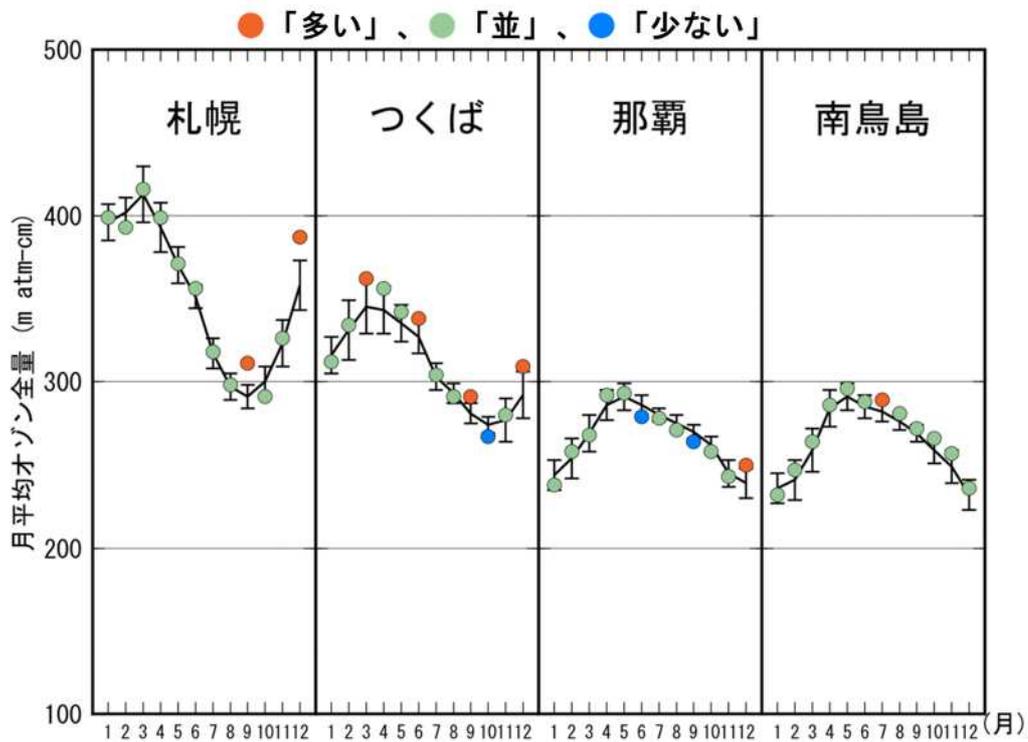


図1-10：2017年の日本上空の月平均オゾン全量

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2017年の月平均値。折線（実線）は1994～2008年の累年平均値。縦線は標準偏差。

2017年のオゾンの高度分布の状況

気象庁がオゾンゾンデ観測を行っている国内3地点（札幌、つくば、那覇）の2017年のオゾン分圧及び規格化偏差の高度分布を図1-11に示す。オゾン分圧（図1-11(a)）は、3地点とも1年を通して高度20～30 km付近にオゾン分圧の最も高い層があり、また、札幌とつくばの1～6月及び11～12月においては、約10～20 kmの高度でオゾン分圧が他の月と比べて高くなる傾向が見られた。

オゾン分圧の規格化偏差（図1-11(b)）は、3地点とも1年を通して20 km付近で概ね正偏差となった。また、前述の月平均オゾン全量（図1-10）において、札幌とつくばで「多い」となった9月と12月は、20 km以下の高度でも大きな正偏差がみられ、つくばの12月においては地上付近を除いてほぼ全高度で正偏差となっている。

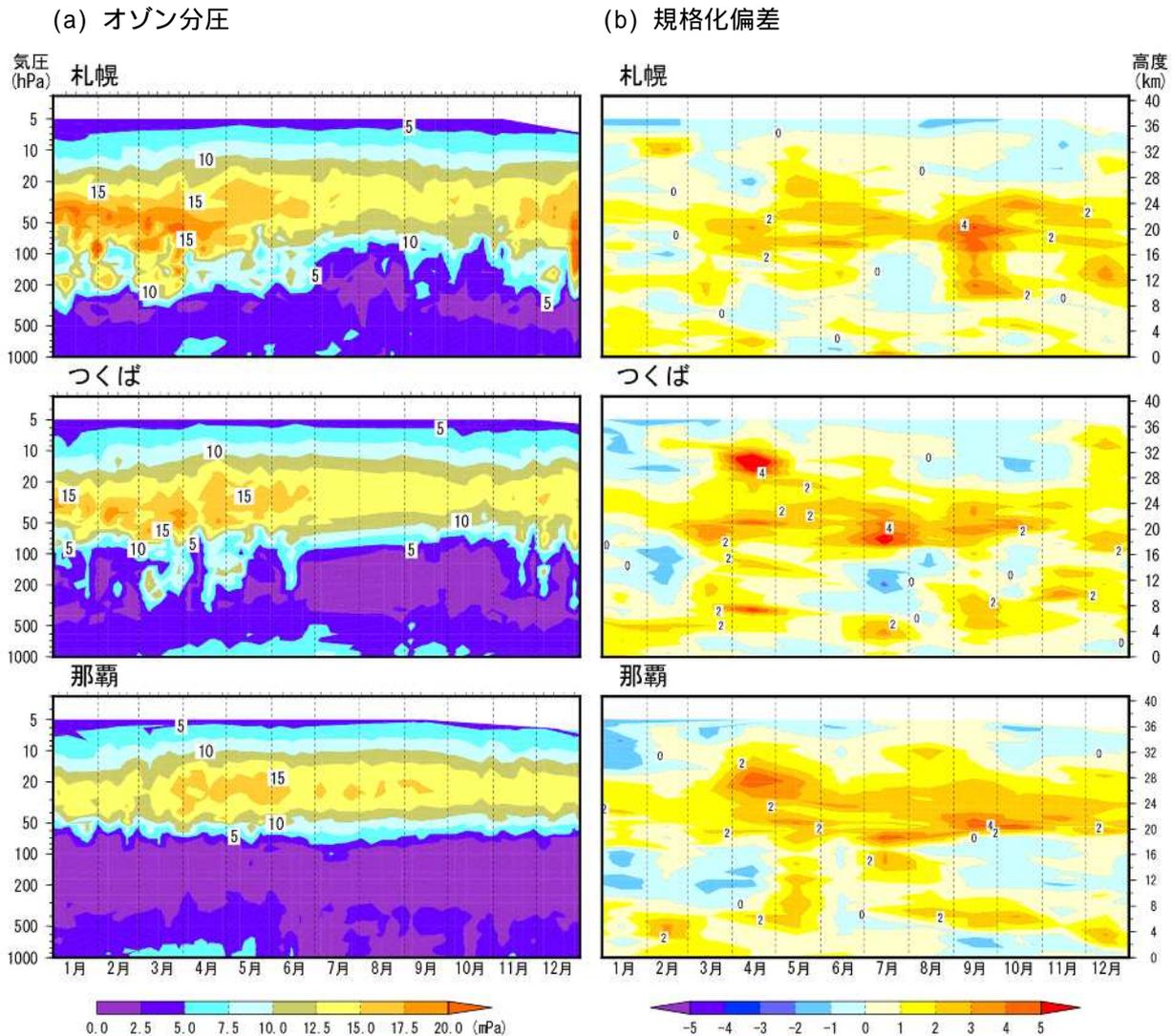


図1-11：国内3地点のオゾン分圧・規格化偏差の高度分布（2017年）

国内3地点（札幌、つくば、那覇）のオゾンゾンデ観測による(a)オゾン分圧及び(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、(b)は月平均値を用いて作成。比較の基準は1994～2008年の月別累年平均値。規格化偏差は観測値(月平均値)の月別累年平均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、各地点の参照値及び標準偏差の図は、気象庁ホームページ「オゾンの世界分布と季節変化」（https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/3-20ozone_avemap.html）に掲載している。

1 - 5 2017年の日本の紫外線

国内3地点（札幌、つくば、那覇）における2017年の紅斑紫外線量の日積算値²の月平均値（以降、月平均値という）を図1-12に示す。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。札幌の月平均値は3月、5月に多かった。つくばの月平均値は1月、5月、6月に多く、8月と10月は少なくなった。那覇の月平均値は7月、8月に多くなっており、特に8月はその月として観測開始（1991年）以来2番目に多い値となった。これらの特徴は、各地点の日照時間やオゾン全量の状況などと概ね整合している。

つくばでは、8月の月平均値は参照値に比べ少なかったが、8月8日11時の紅斑紫外線量（瞬間値）は295 mW/m²を記録し、観測開始以来最も多い紅斑紫外線量となった。要因としては、上空のオゾンの量が少なかったことに加え、薄い雲からの散乱により局地的に紫外線が強くなったと考えられる。

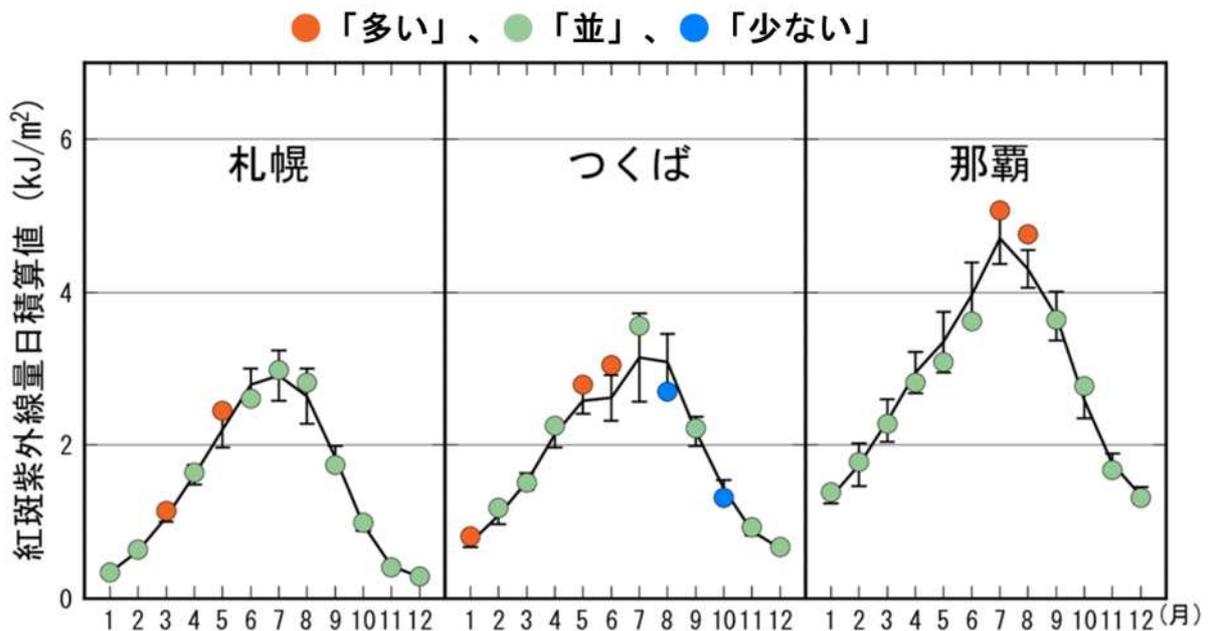


図1-12：2017年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値

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。印（図では赤、緑、青）は2017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。

² 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（紅斑紫外線量に関する詳しい解説は、巻末「用語解説」を参照）。

1 - 6 2017年の南極域の紫外線

南極昭和基地における2017年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値（以降、月平均値という）を図1-13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。南極昭和基地の月平均値は、オゾンホールが発達する9月以降では参照値よりも少なく推移し、10月と12月は少ない状況であった。特に9月、10月は観測開始（1993年）以来3番目に少なく、12月は2番目に少ない値となった。

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2017年の紅斑紫外線量日積算値とオゾン全量及び全天日射量の推移を図1-14に示す。紅斑紫外線量日積算値は、9月下旬、10月中旬と下旬、11月下旬以降で参照値（1994～2008年の累年平均値）よりも小さく、概ねオゾン全量の推移（緑丸印）と対応した逆相関を示している。

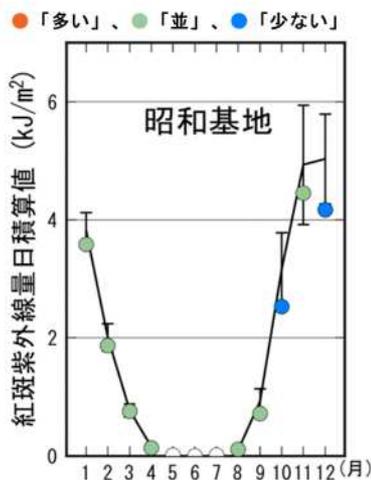


図1-13：2017年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値
南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値。印（図では緑、青）は2017年の月平均値。実線は1994～2008年の月別累年平均値、縦線はその標準偏差。ただし、極夜前後（5～7月）は月別累年平均値を算出していない。

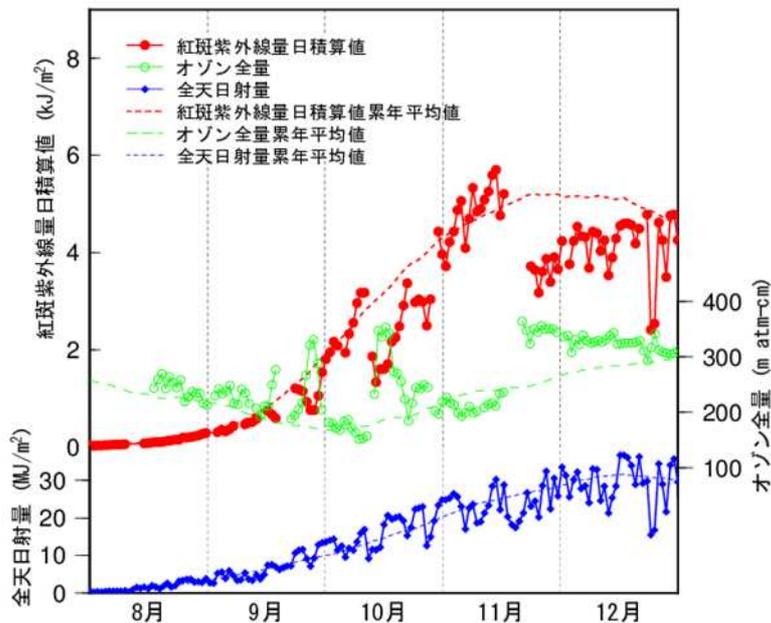


図1-14：2017年の南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量

2017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年代後半以降は減少傾向が止まった。2000年以降で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¹の規模は、1990年代半ばにかけて拡大したが、1990年代半ば以降では年々変動があるものの長期的な拡大傾向はみられなくなった。しかし、南極オゾンホール¹の規模は、依然として大きい状態が続いている。

春季の北半球高緯度におけるオゾン全量は、1990年以降は、それ以前と比べて少なくなる年が多く、また気象状況によって、顕著に少ない年となることもある。

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、那覇と南鳥島においては2000年以降、緩やかな増加傾向がみられる。ただし、札幌とつくばと那覇の2000年以降の増加傾向は、有意ではない。

紫外線

国内3地点の紅斑紫外線量年積算値は、札幌とつくばでは1990年代初めの観測開始以降、有意に増加している。また、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は、3地点全て有意に増加している。

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¹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1970～2017年（ただし、地上観測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2016年まで）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）に示す。偏差の基準は、1994～2008年の累年平均値（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）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の2本の赤線は、地上観測における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2012～2016年の累年平均値（全球解析が可能な最近5年間）を示している。

2012～2016年の累年平均値（2012～2016年の赤線）は、(a)～(d)の全領域で最もオゾン全量が少なかった時期と比べて同程度～1%程度大きいものの、1970～1980年の累年平均値（1970～1980年の赤線）と比べると、(c)低緯度を除いた領域で3～4%程度小さく、依然としてオゾン破壊が顕著に現れる以前より少ない状態が続いている。なお、南半球全体及び低緯度はそれぞれ観測点が10地点及び12地点と、北半球中緯度（40地点）に比べて少なく、精度が低い可能性がある。また、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）によるオゾン破壊の促進³と、冬季から春季の北半球高緯度におけるオゾン破壊により、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

³ 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（WMO, 2011）。

チチヨン火山噴火（1982年4月）の影響によるオゾン全量の減少が見られる。

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。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、世界の大部分のオゾン全量は1980年レベルまで回復すると考えられており、中緯度帯と北極の回復は今世紀中ごろになると予想されている(WMO, 2014)。

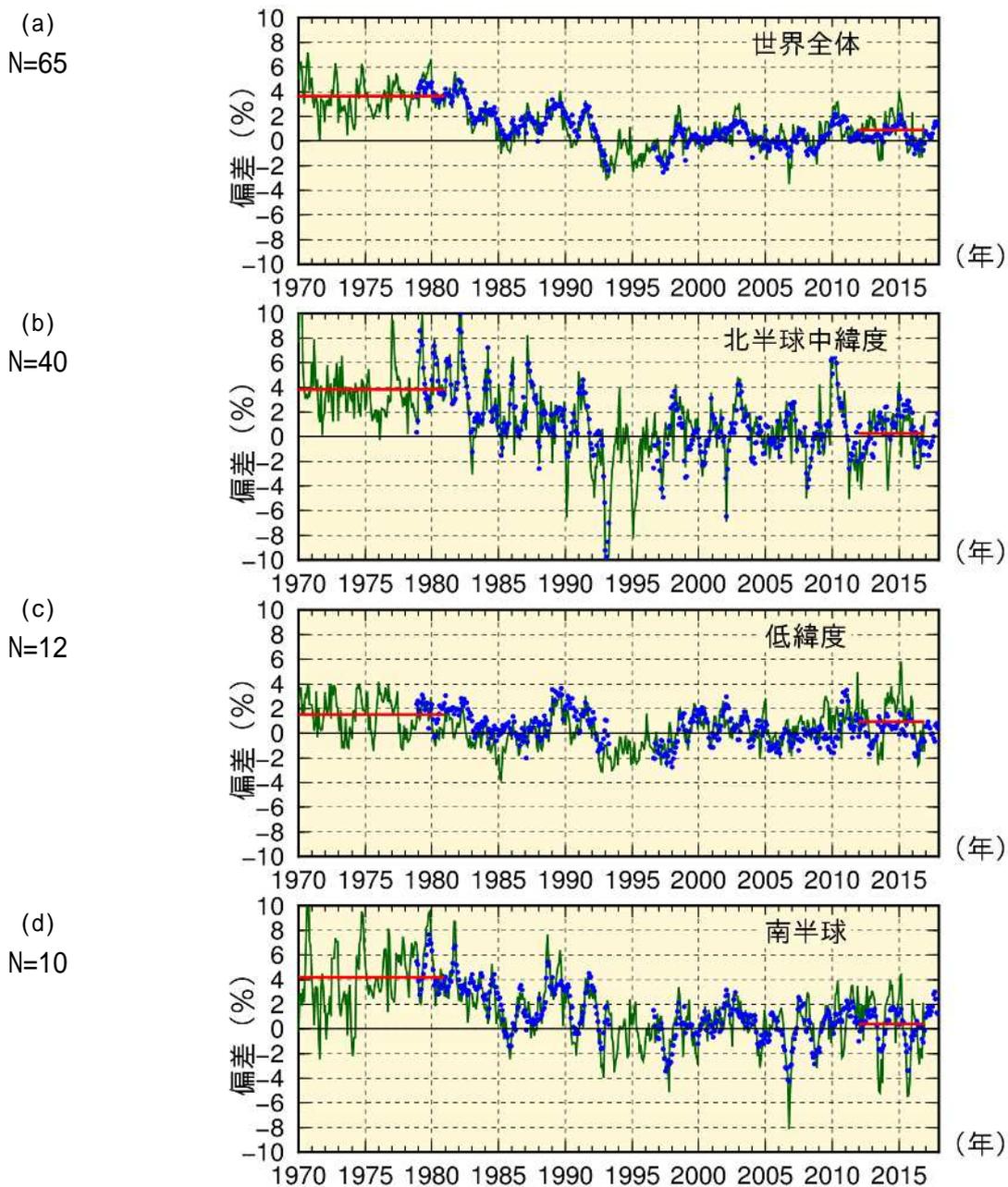


図2-1：世界のオゾン全量偏差 (%) の長期変化

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、季節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 (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となっており、最もオゾン全量が少なかった時期) の累年平均値。赤実線は 1970 ~ 1980 年 (オゾン層破壊現象が顕著に現れる以前) 及び全球解析が可能な過去 5 年間 (2012 ~ 2016 年) における地上データの累年平均値。(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) におけるオゾン全量偏差を示す。地上観測データには WOUDC に登録されたデータを用いており、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データ及び地上観測による地点のオゾン全量データについて、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2000～2017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、南半球高緯度は北半球高緯度よりも減少傾向が大きい。これは南極オゾンホールに対応している。

2000～2017年の変化傾向をみると、衛星観測データでは、北緯40度～南緯10度、南緯50～70度にかけて有意な増加傾向がみられた。地上観測データでも、衛星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、南緯60度以南では、信頼区間が他の緯度帯と比べて大きく、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、自然変動(付録2参照)と比べてオゾン層破壊物質が及ぼすオゾン全量の変化が小さいため、オゾン層破壊物質がオゾン全量に及ぼす影響を正確に見積もることは現状では難しい(WMO, 2014)。

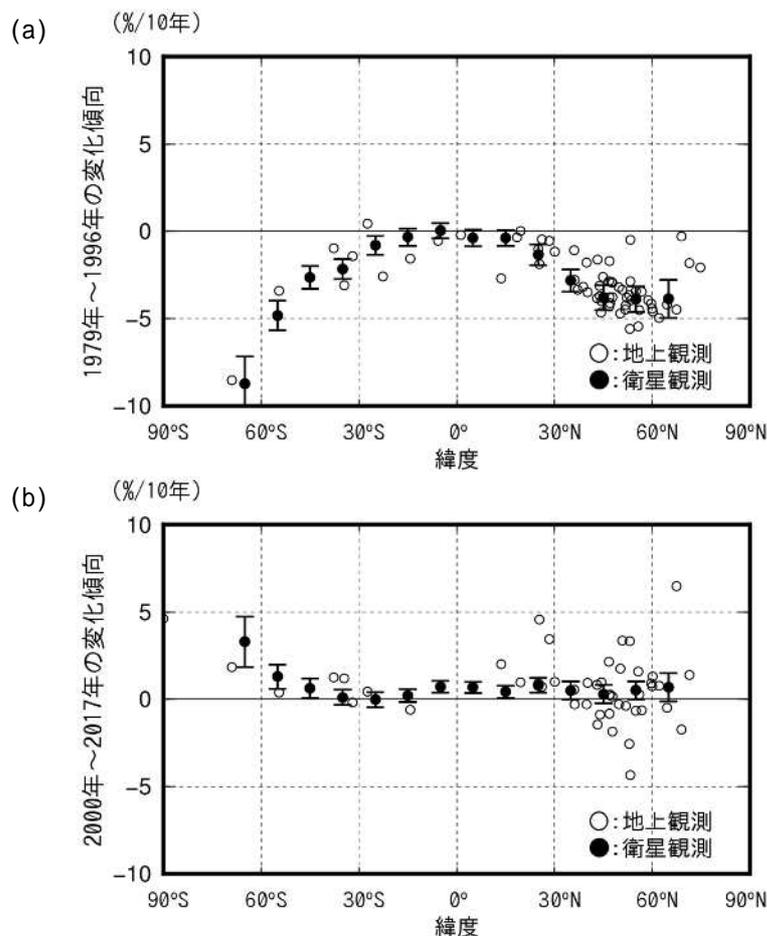


図2-2：オゾン全量の長期変化傾向の緯度帯別分布

(a)1979～1996年の変化傾向(%/10年)と、(b)2000～2017年の変化傾向(%/10年)。

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65地点の地上観測データ)及びNASA提供の衛星観測データから作成。

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2000～2017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1～5月と8月や低緯度の6月～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月のみで9月は有意とはなっていない。これらの領域では、毎年の南極オゾンホール規模や現れる場所が移り変わることに伴う年々変動が大きいことが影響していると思われる。

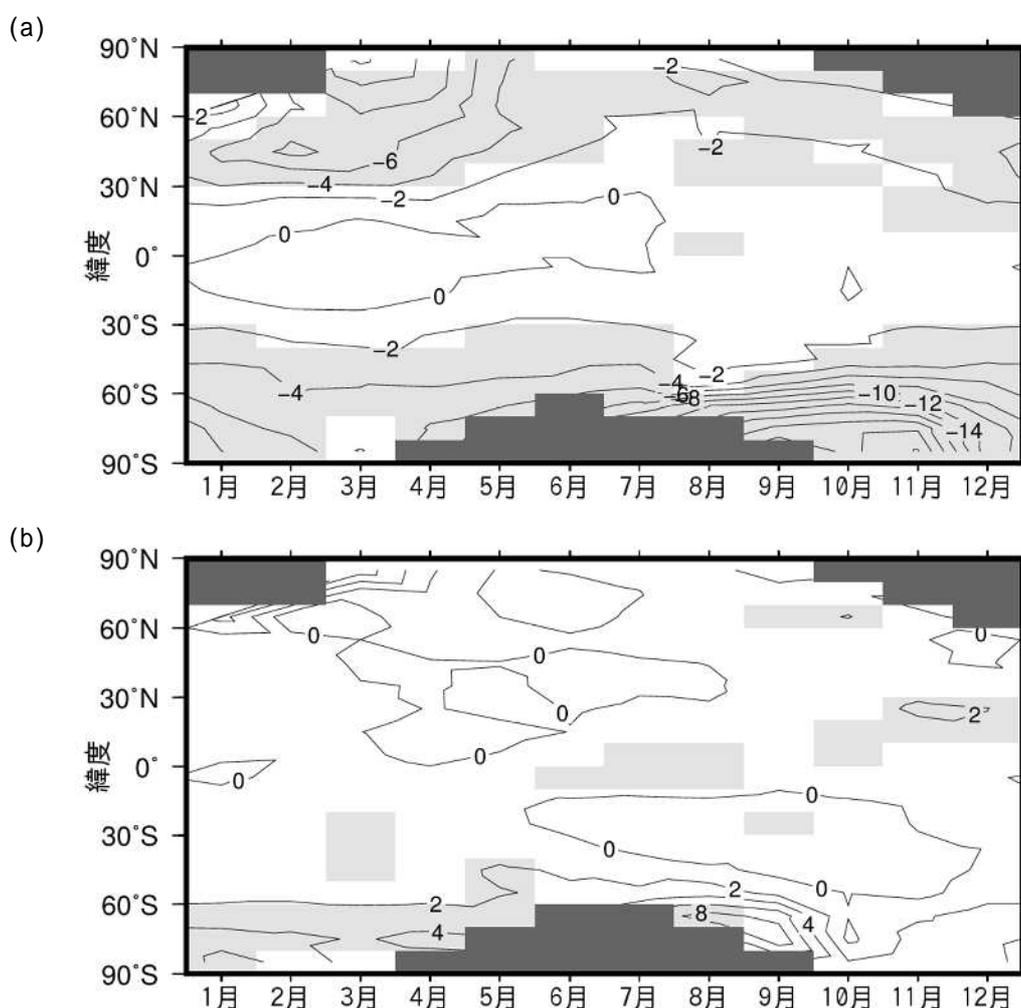


図2-3：オゾン全量の季節変化の緯度別長期変化傾向

(a)1979～1996年のオゾン全量の変化傾向及び(b)2000～2017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また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、及び年最低オゾン全量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年代半ば以降では年々変動はあるものの長期的な拡大傾向はみられなくなったが、依然として大きい状態が続いている。2017年は、下部成層圏気温が例年より高く、大規模なオゾン層破壊が進行しなかったため、年最大面積は1988年以来の小さな値となった(図2-4(a))。これは、大気中のオゾン層破壊物質の濃度の変化に伴う長期的な変化だけでなく、その年の気象状況による影響を大きく反映している。

南極オゾンホールの規模を年毎の最盛期の指標である年最大面積だけでなく、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ペースの年毎の遅速の指標として、オゾンホールの消滅日の経年変化を図2-5(b)に示す。これらの指標においても年最大面積のような最盛期での指標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、最盛期での評価に比べ、極渦の偏在化や下部成層圏気温の状況などの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11月中に消滅する日が多くなっている。

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である。オゾン層破壊物質の濃度変化の予測では、今後も毎春(9~11月)に南極オゾンホールは出現し、1980年の水準に回復するのは今世紀半ば以降になると予測されている(WMO, 2014)。

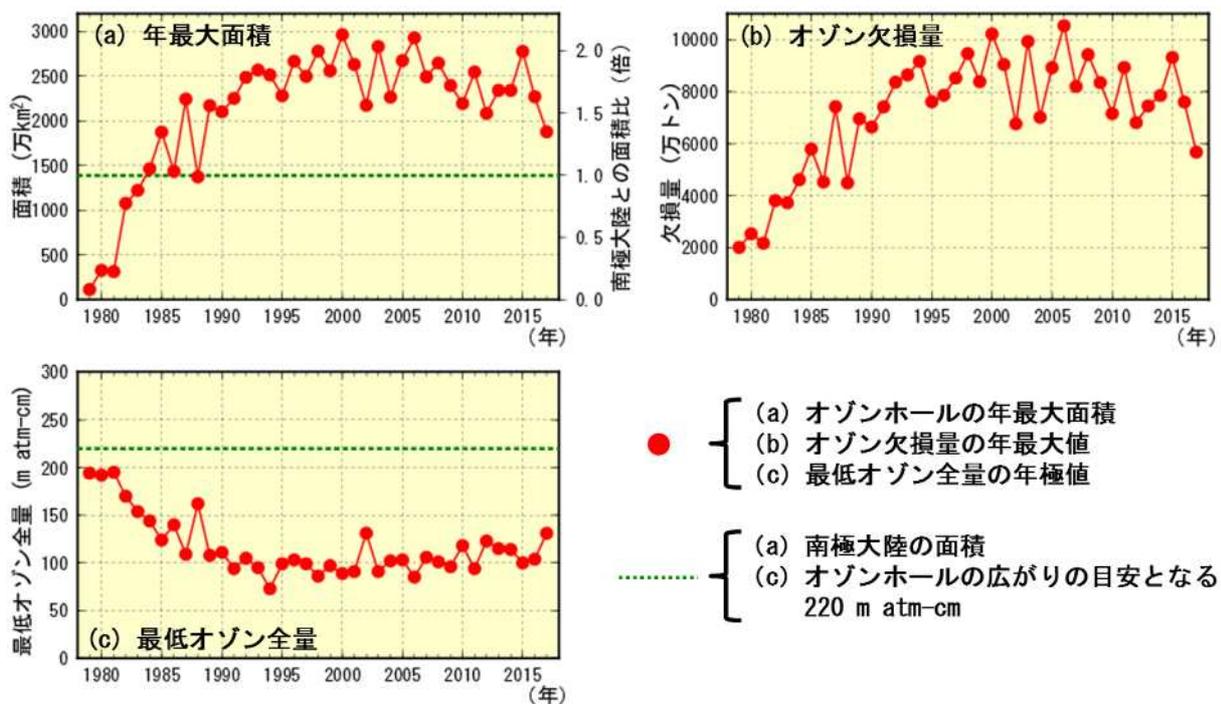


図2-4：南極オゾンホールの規模の経年変化

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)。

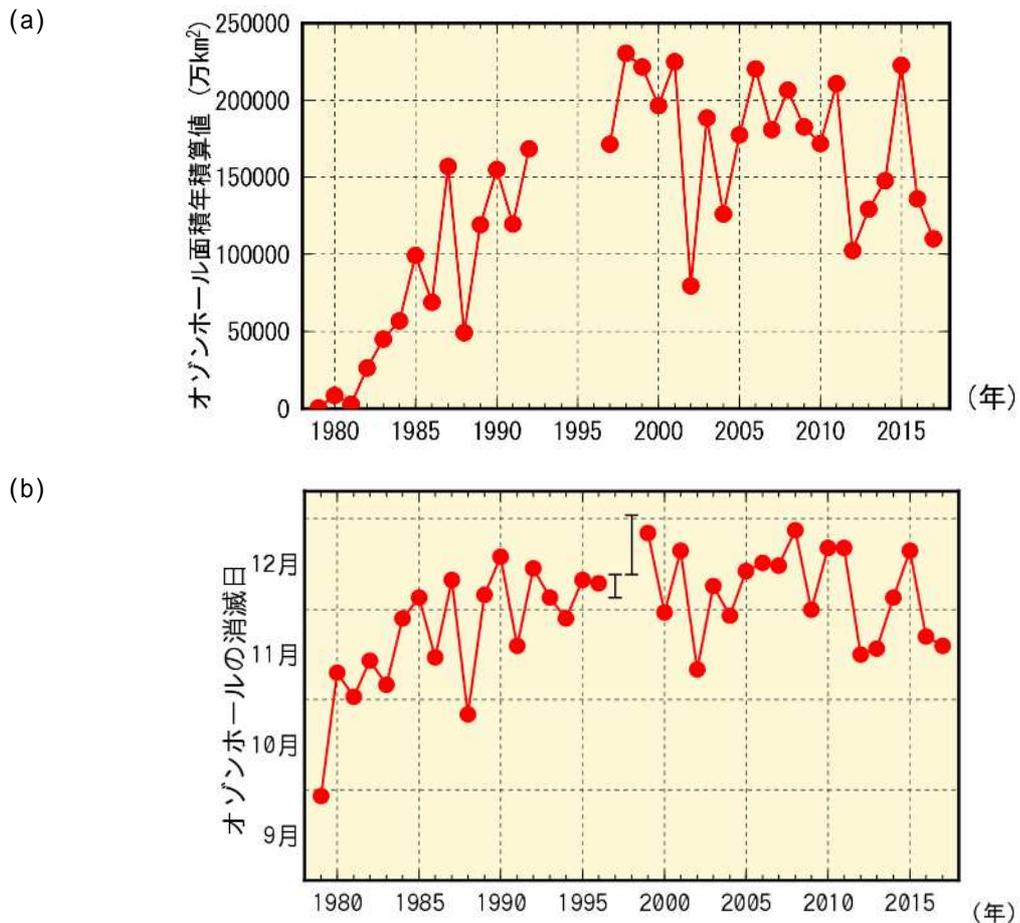


図2-5：南極オゾンホールの規模と縮小ペースの経年変化

1979～2017年における220 m atm-cm以下の領域面積の(a)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月に成層圏突然昇温が発生して成層圏の気温が上昇し、オゾン破壊が少なかったことによる。また、2009年の11月にオゾン全量が多かったのは、極渦の変動により南極オゾンホールが偏って、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である。

昭和基地上空の成層圏下部にあたる、高度12～20 km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と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。この高度のオゾン量は、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に減少した後、近年においても1970年代と比較して半分以下の状態であるが、2012年以降では、2015年を除いてやや多くなっている。1992年の極小はピナトゥボ火山噴火（1991年6月）に起因してオゾン破壊が促進されたため（16ページの脚注2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、先に月平均オゾン全量の経年変化（図2-6）で述べたとおり、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。

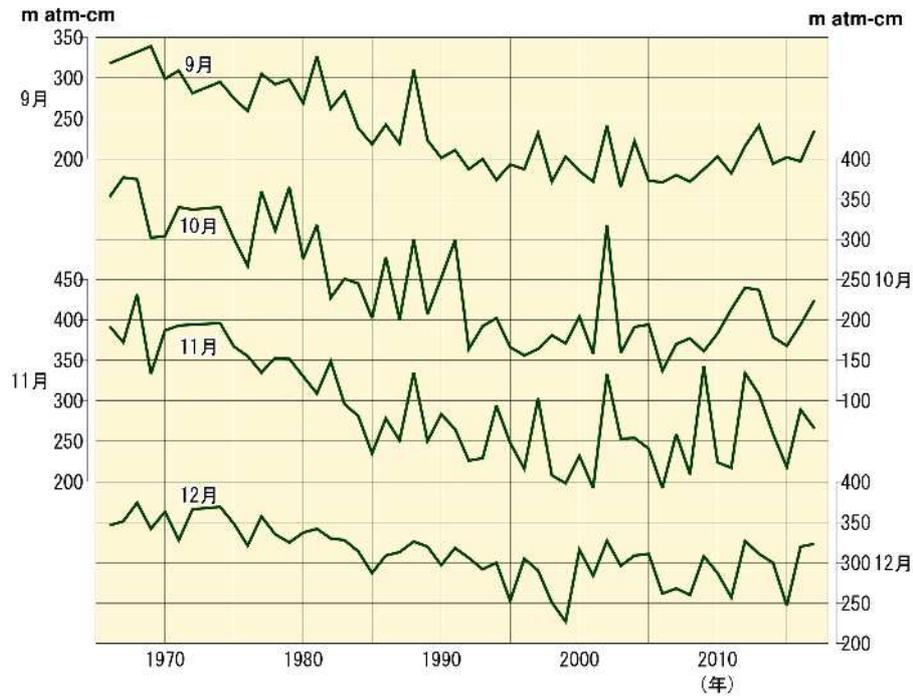


図2-6：南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（9～12月）

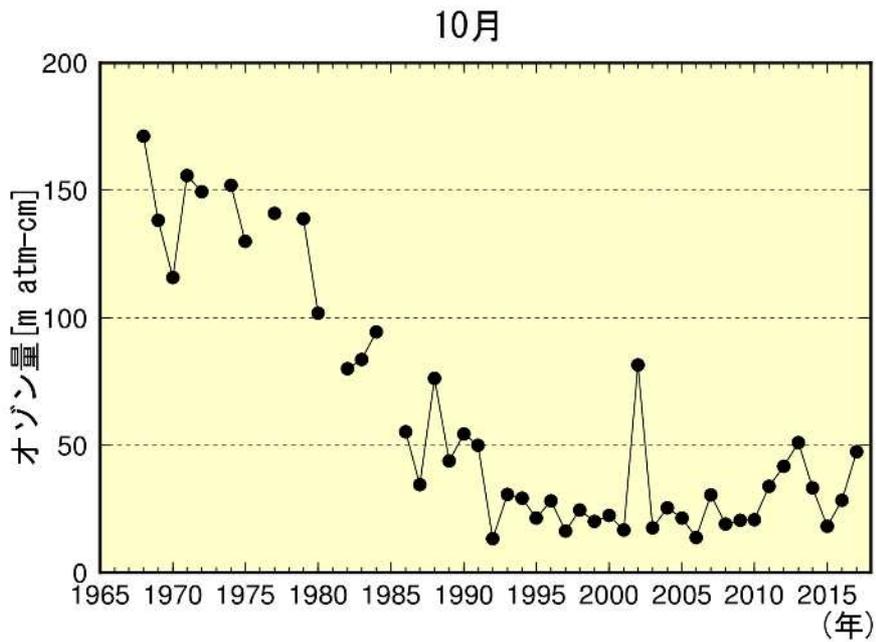


図2-7：南極昭和最地上空（高度12～20 km）の10月の月平均オゾン量の経年変化

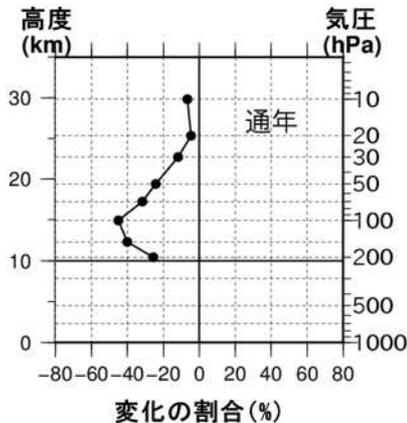
南極昭和基地上空のオゾンの長期変化傾向

南極昭和基地上空のオゾン分圧について、オゾン破壊現象が顕著に現れる以前(1970~1980年)の累年平均値と最近5年間(2013~2017年)の累年平均値の差(%)の高度分布を、通年(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、通年と春季ともに高度10~30 km付近で1970~1980年の累年平均値よりも最近5年間の累年平均値の方が低く、特に高度10~20 km付近は-20%以下で顕著に低かった。

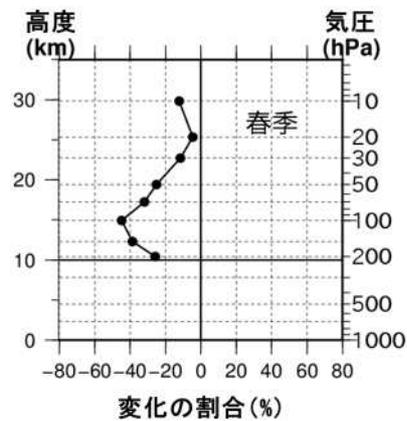
同様に、南極昭和基地上空のオゾン分圧について、2000年以降の長期変化傾向(10年毎の変化率(%))の高度分布を通年(図2-8(c))、春季(図2-8(d))で示す。これらの解析結果によると、通年では高度約10~20 km付近で有意な増加傾向がみられ、春季では15 km付近で有意な増加傾向がみられた。

これらのことから、南極昭和基地上空のオゾン分圧は、2000年以降、一部の高度で有意な増加傾向が確認できるが、顕著なオゾン破壊現象が現れる以前と比べると、依然としてオゾン分圧の低い状態が続いている。

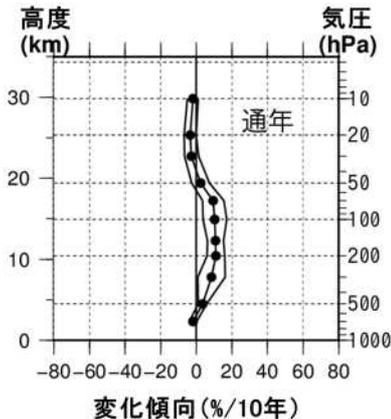
(a) 1970~1980年平均と最近5年平均の差(%)



(b) 1970~1980年平均と最近5年平均の差(%)



(c) 2000年以降の変化傾向(%/10年)



(d) 2000年以降の変化傾向(%/10年)

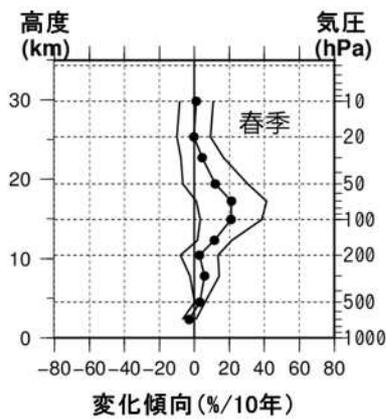


図2-8：南極昭和基地におけるオゾン分圧の長期変化傾向の高度分布

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)は成層圏におけるオゾン分圧について1970~1980年の累年平均値と最近5年間(2013~2017年)の累年平均値の差(%)を示しており、月別平均値から季節変動成分のみを除去したデータから求めた。下段(c)、(d)は2000年以降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)。横軸は変化量、縦軸は高度、下段(c)、(d)の外側の折線は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：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。

衛星観測データを見ると、北半球高緯度は概ね1990年以降オゾン全量が少ない状態が続いており⁴、特に1997年と2011年は顕著に少なかった。この減少傾向は、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破壊が起こったことが要因と考えられ、1997年においては、中緯度帯でオゾン全量の多い領域が広がっているため、極渦の安定化により低緯度側から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）。

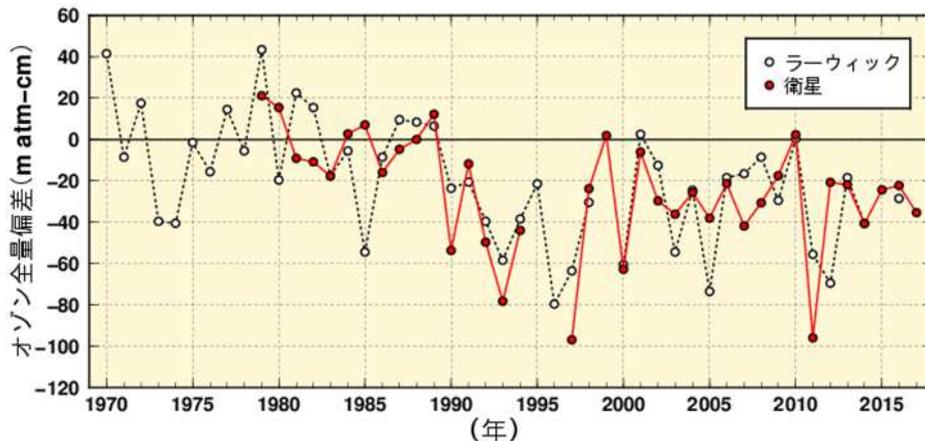


図2-9：北半球高緯度の3月のオゾン全量偏差の経年変化

はNASA提供の衛星観測（TOMS及びOMI）データをもとに気象庁で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。

北半球高緯度で主にオゾン層破壊がみられる2～3月における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2-9に示した月平均オゾン全量偏差の変動も主にこの両者による変動を反映している。オゾンの輸送の影響が相対的に少ない極渦内部における日別オゾン全量の領域平均⁵を近似的に化学的破壊の影響を示す指標と考え、3月における日別オゾン全量の最低値を年毎に求めた（図2-10）⁶。この指標においても、図2-9と同様の変動をしているが、年々の変動幅が大きい。北半球は、南半球に比べ極渦が安定しないため、成層圏下部の気温が下がりにくく、また年々の変動が大きい。図2-10の年々変動が大きいことは、その年の気象状況が要因として考えられ、またこれは気象状況によってオゾンが大規模に破壊する潜在的状況が北半球高緯度に存在していることを示している。

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。よって、この先数十年は気象状況によ

⁴ 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）。

⁵ 極渦に近い領域として、等価緯度63度以上を対象にしてオゾン全量の領域平均を計算している。「等価緯度」については、巻末の「用語解説」を参照のこと。

⁶ 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）。

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, 2014）。

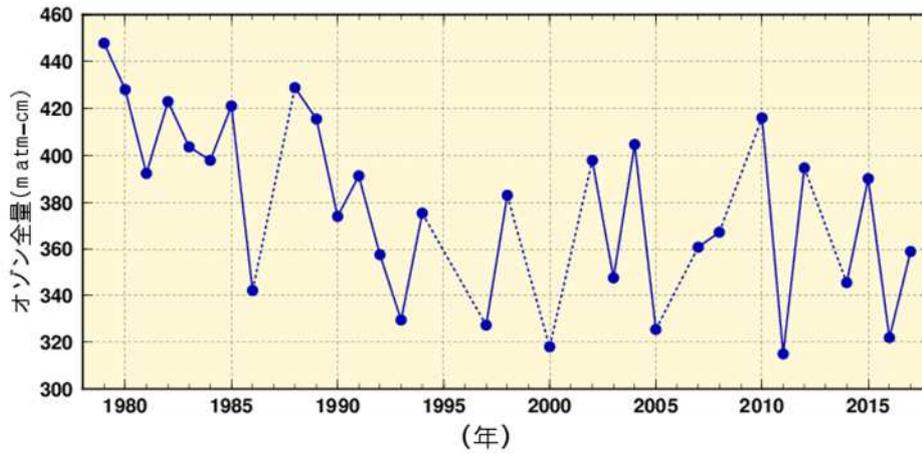


図2-10：北半球3月の極渦内（等価緯度北緯63度以北）で平均した日別オゾン全量の月最低値の経年変化

等価緯度（巻末「用語解説」参照）に相当する渦位及びその範囲は、JRA-55により得られた等温位面475 K（高度約19 km）における渦位の解析値から計算した。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年及び1996年はTOMSデータが欠測のため値がない。また、極渦が2月以前に消滅したと推定される年は描画していない。

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4地点（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2-11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、那覇及び南鳥島のオゾン全量は、2000年以降、緩やかな増加傾向がみられる。

最近5年間（2013～2017年）の累年平均値は、つくばでは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たため、オゾン破壊が促進されたと考えられる。

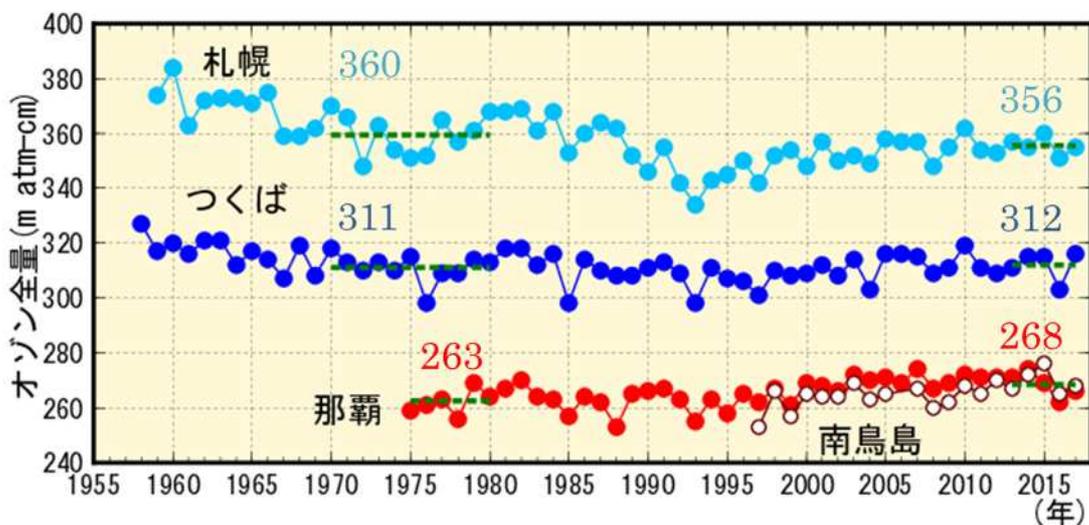


図2-11：日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

国内4地点（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（2013～2017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4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）のオゾン全量の季節別の経年変化を図2-12に示す。図中の黒線は1994～2008年の累年平均値、赤線は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）の累年平均値と最近5年間（2013～2017年）の累年平均値を示している。札幌、つくばにおいて、1980年から1990年代半ばまでの減少は、春と冬で顕著にみられる。2013～2017年と1970～1980年（那覇は1975～1980年）の累年平均値（赤線）を比べると、オゾン全量の減少が顕著であった札幌とつくばの春と冬では、依然として低い状態が続いているが、夏と秋は多いか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。

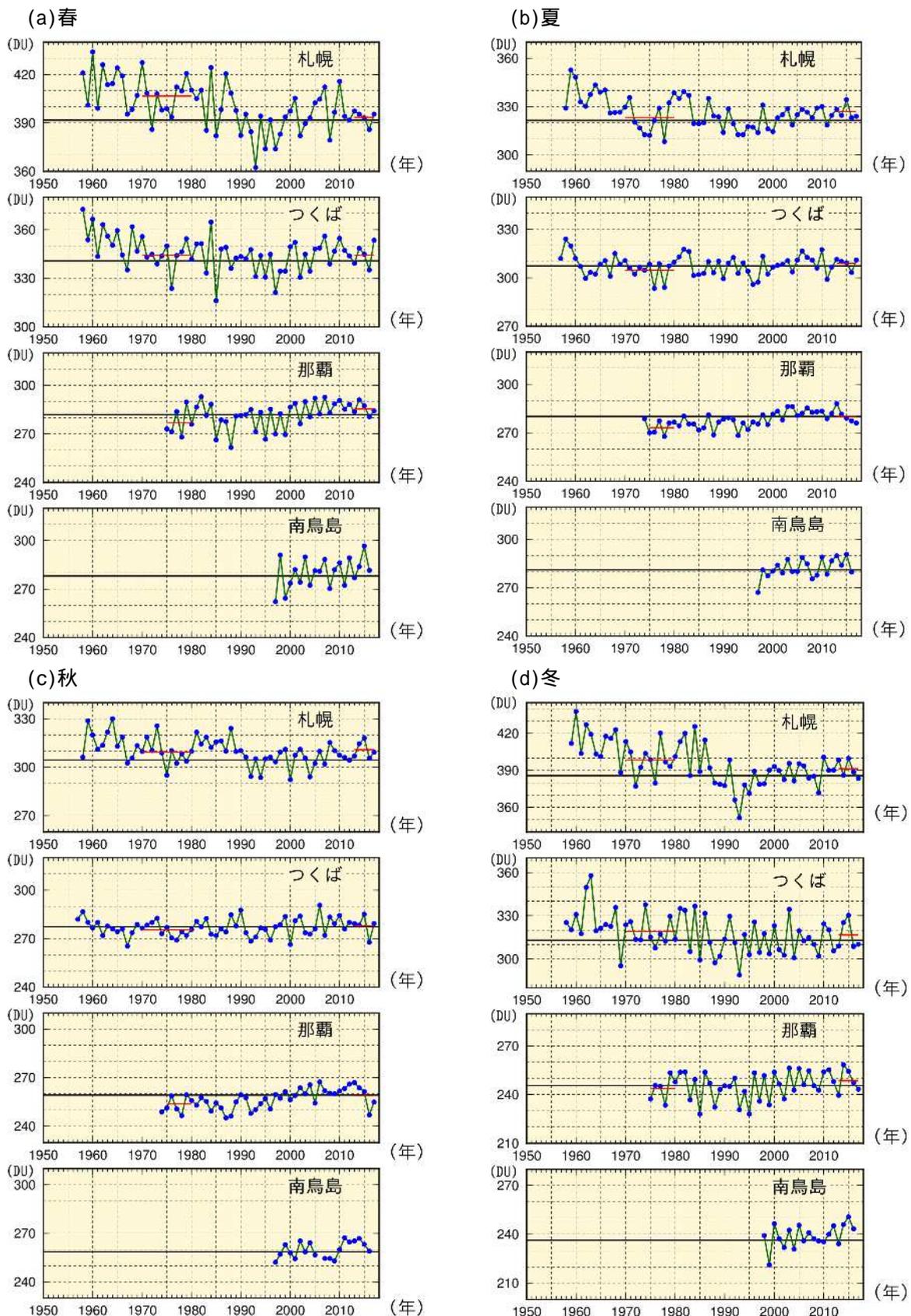


図2-12：日本上空のオゾン全量の季節別平均値の経年変化

国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）におけるオゾン全量の季節別平均値の経年変化。(a)春（3～5月）、(b)夏（6～8月）、(c)秋（9～11月）、(d)冬（前年12月～2月）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。黒線は1994～2008年の累年平均値。赤線は、1970～1980年（那覇は1975～1980年）の累年平均値及び最近5年間（2013～2017年）の累年平均値。

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2-13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。2000～2017年の期間について、国内3地点で増加傾向を示したが、何れも有意ではなかった。

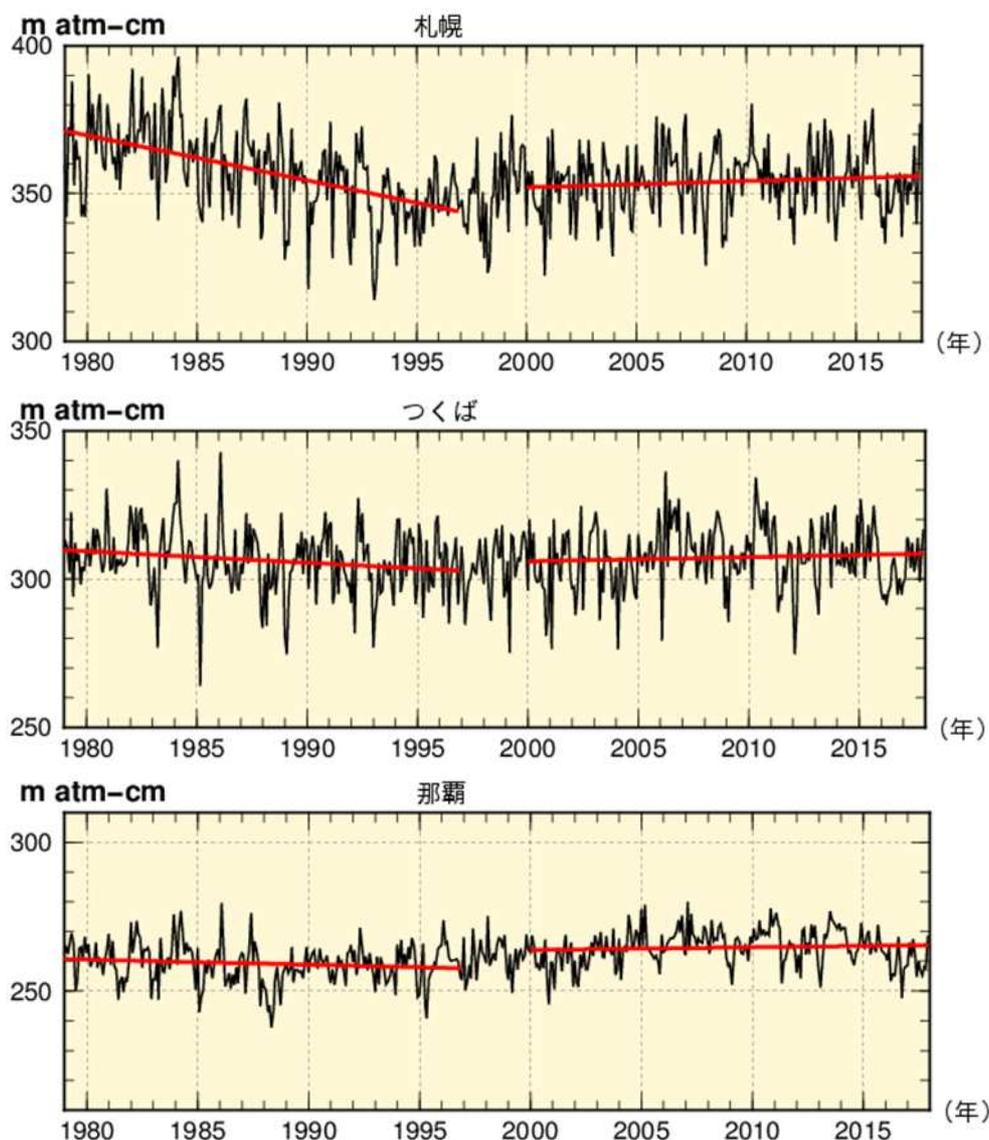


図2-13：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

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2000～2017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

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、1970～1980年（オゾン破壊現象が顕著に現れる以前）の累年平均値と2013～2017年（最近5年間）の累年平均値の差（%）の高度分布を図2-14(a)に示す。解析には、高度約10～25 kmではオゾンゾンデ観測、高度約25 km以上（那覇は高度約20 km以上）では反転観測の観測値を用いている。

これらの解析によると、高度約10～25 kmにおいて、札幌ではほぼ全ての高度で、1970～1980年より2013～2017年の累年平均値が小さく、つくばでは、約15～25 kmで同様の傾向がみられる。また、高度約25 km以上において、3地点の全ての高度で1970～1980年より2013～2017年の累年平均値が小さかった。

同様に国内3地点上空の2000年以降のオゾン分圧の長期変化傾向（10年毎の変化率（%））の高度分布を図2-14(b)に示す。これらの解析によると、高度約25 km以下において、3地点のほぼ全ての高度で有意な増加傾向がみられた。また高度約25 km以上においては札幌とつくばの一部の高度に有意な増加傾向がみられたが、那覇では有意な増加はみられなかった。

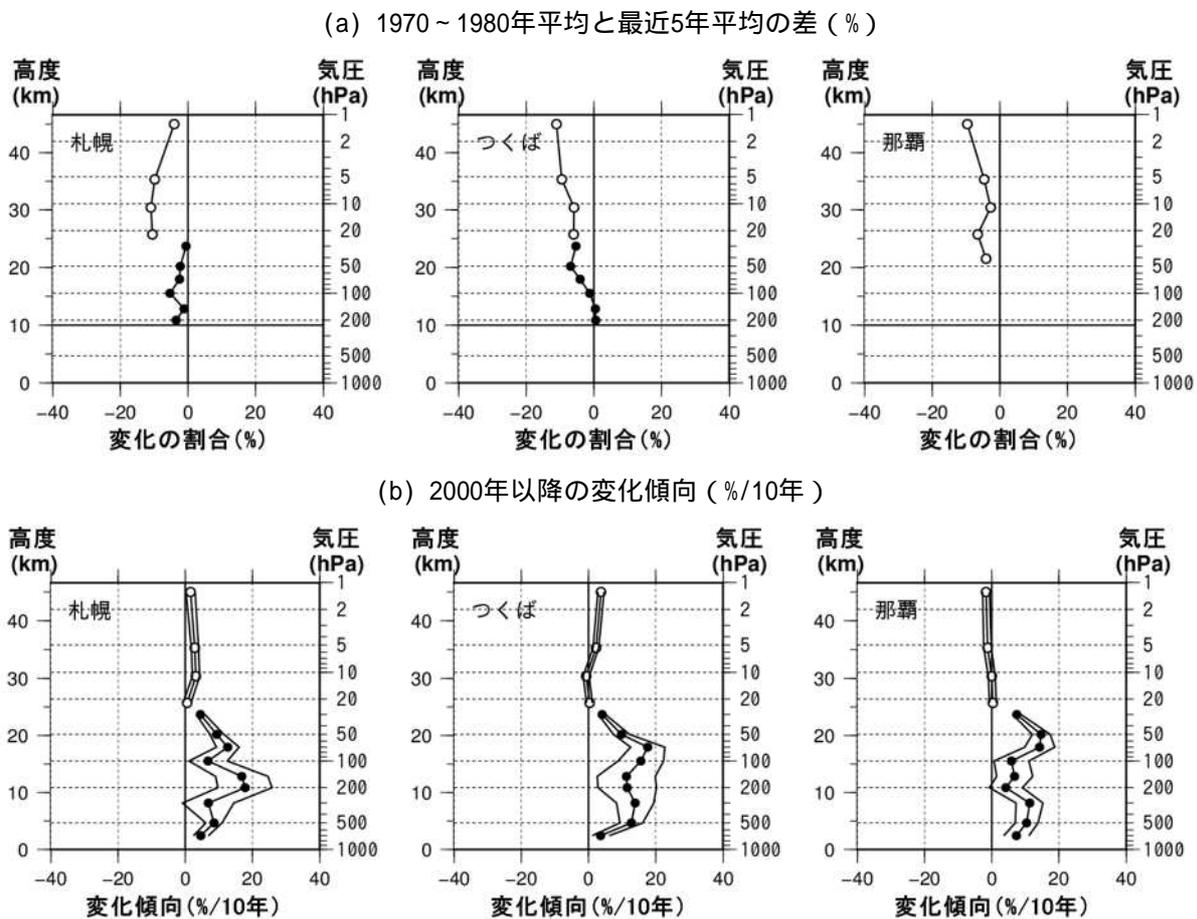


図2-14：日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向

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)1970～1980年の累年平均値と最近5年間（2013～2017年）の累年平均値の差（%）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。(a)では月別平均値から季節変動成分のみを除去し、(b)では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。反転観測の約45 kmの印は、高度40 km付近より上空のオゾン量を合計して求めている。

2-5 日本及び南極域の紫外線の長期変化

紅斑紫外線量の年積算値の経年変化

気象庁が観測を行っている国内3地点（札幌、つくば、那覇）における、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2-15に示す。紅斑紫外線量は、札幌とつくばでは信頼区間99%で統計的に有意な増加傾向を示し、10年あたりの増加率は、札幌で+3.2%（年間1.81 kJ/m²）、つくばで+4.2%（年間3.10 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。

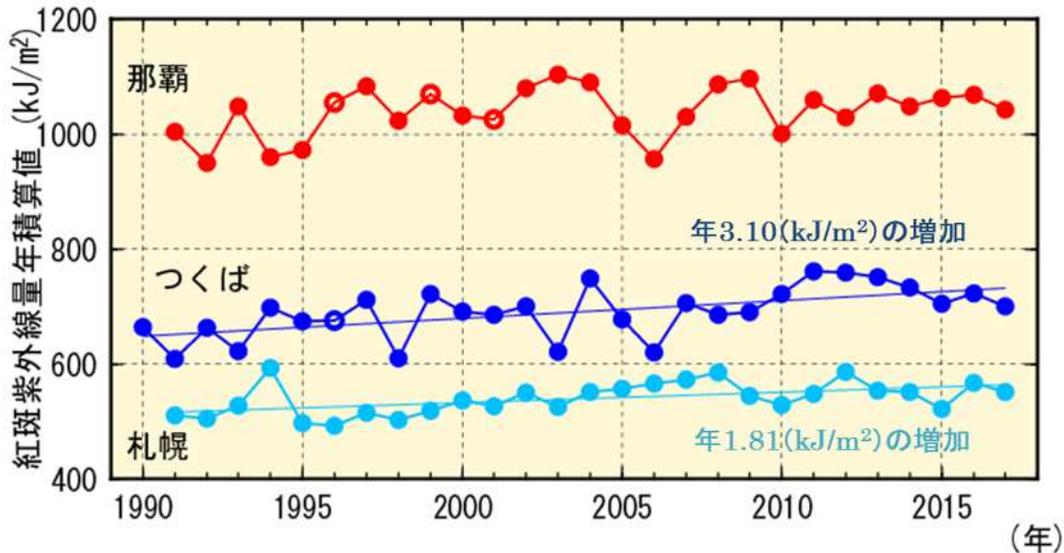


図2-15：紅斑紫外線量の年積算値の経年変化

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。統計的に有意に増加している札幌とつくばについて、全期間の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。

「オゾン破壊の環境影響アセスメント：2014」（UNEP, 2015）によれば、モントリオール議定書の成功の結果、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いる。さらに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の増加も、雲量とエアロゾルの減少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」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2-16に示す。

平均的な年間出現日数（観測開始～2017年で資料不足値の年も含めた累年平均値）は、札幌で13日、つくばで40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。経年変化についてみると、国内3地点でいずれも観測を開始した1990年代初めに

降に有意に増加しており、増加率は10年あたり札幌で7日、つくばで13日、那覇で8日であった。また、国内3地点の増加率は、札幌とつくばでは99 %信頼区間、那覇では95 %信頼区間で統計的に有意であった。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原因として考えられる。

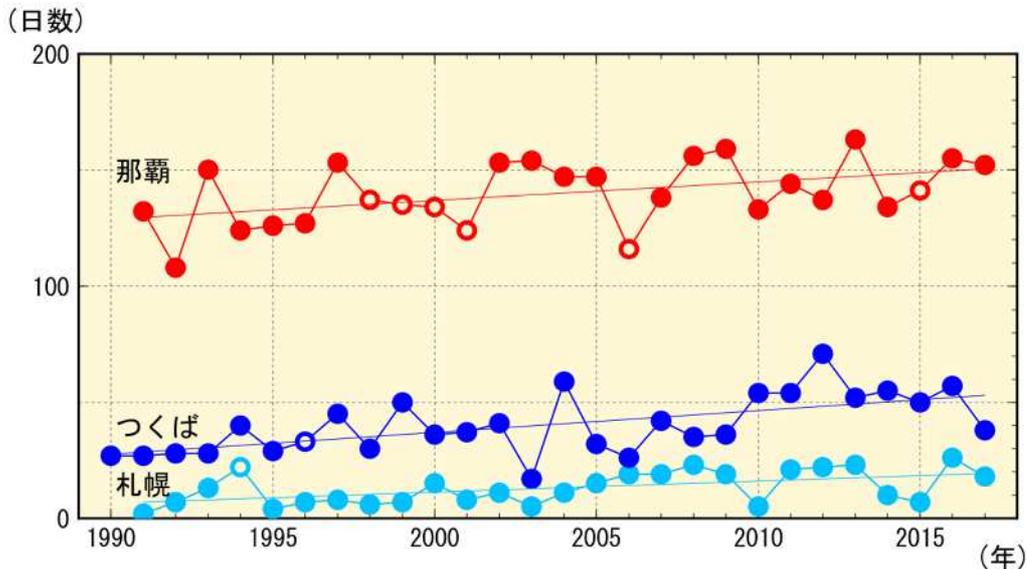


図2-16：日最大UVインデックスが8以上となった日の年間出現日数の経年変化

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)は積算の対象としない。直線は、全期間の長期的な増加傾向を示す。

雲は一般に太陽光を遮るが、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特別値が最大になった事例(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、札幌と那覇は1991~2017年、つくばは1990~2017年、鹿児島は1991~2005年、南極昭和基地は1993~2017年。

項目	観測地点				
	札幌	つくば	鹿児島	那覇	南極昭和基地
紅斑紫外線量特別値(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2-17）。この時期の紅斑紫外線量日積算値は、南極オゾンホールの規模や消滅時期に左右され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。

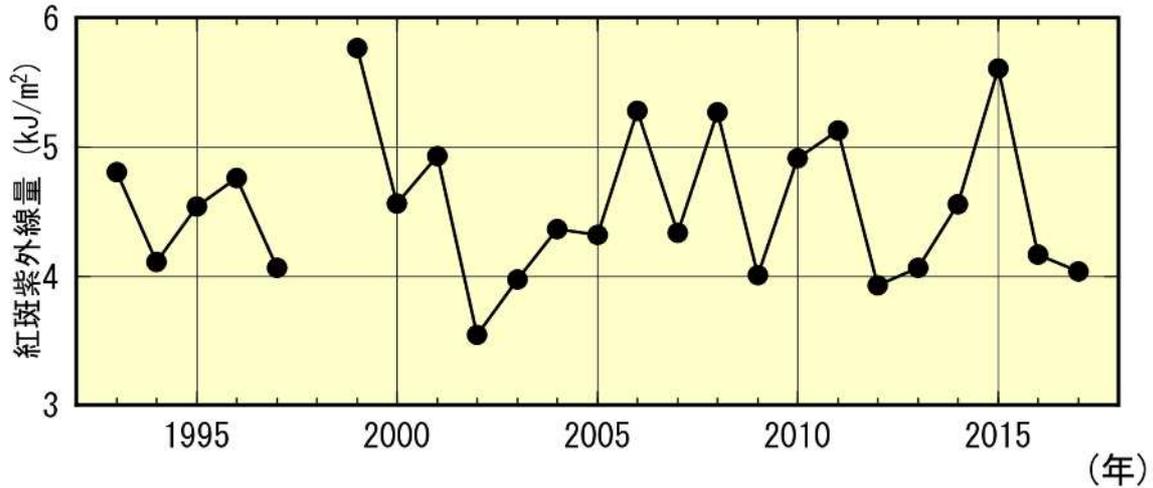
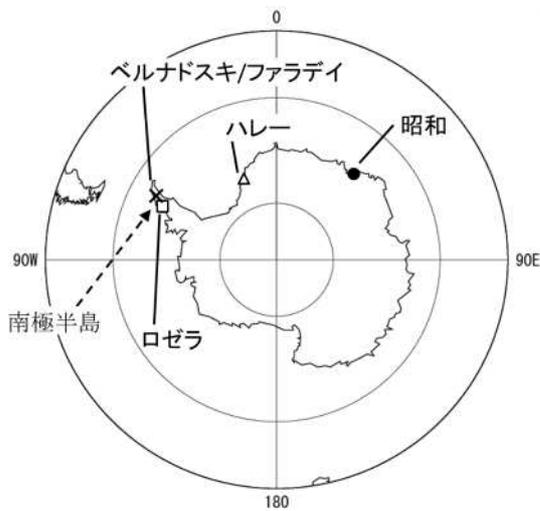
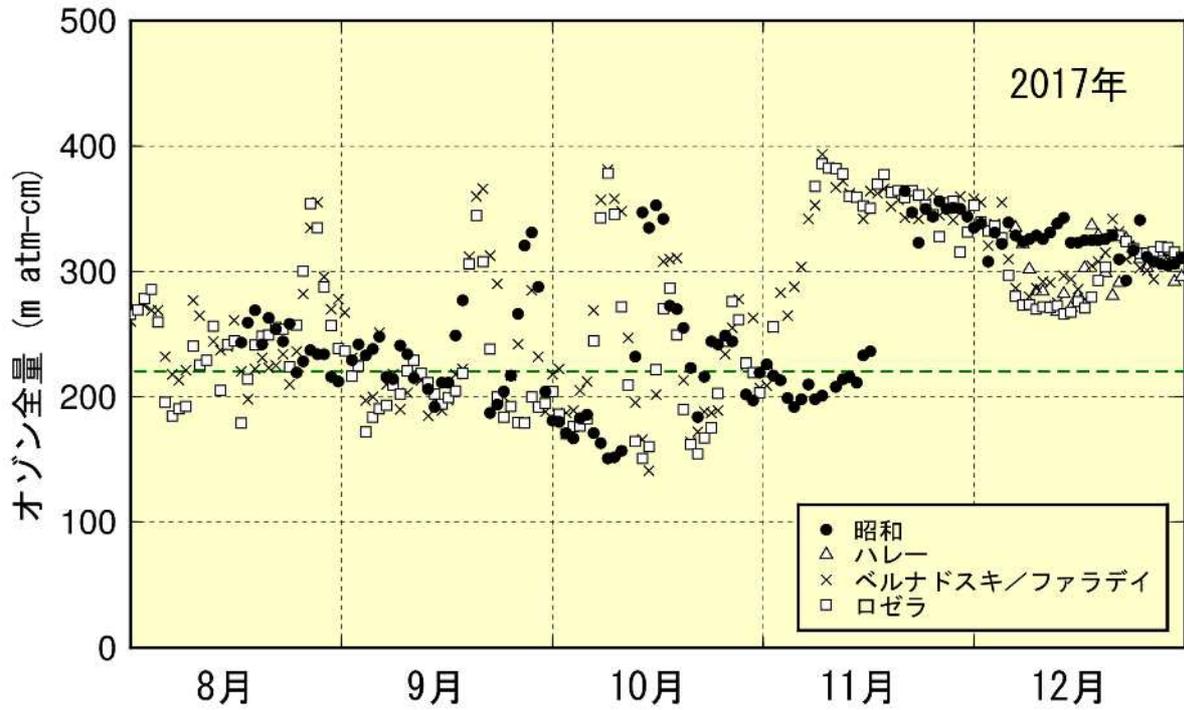


図 2-17: 1993 年から 2017 年までの南極昭和基地における 11～1 月平均紅斑紫外線量日積算値の経年変化
南極昭和基地において紅斑紫外線量の多い時期である 11～1 月の 3 か月平均した紅斑紫外線量日積算値。
2017 年のデータは 2017 年 11 月～2018 年 1 月の 3 か月平均値。1998 年は、観測測器の障害のため欠測。

資料

資料 南極各国基地におけるオゾン全量 (2017年)



図S-1：南極各国基地におけるオゾン全量 (2017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2017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)⁷

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 2016 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。2012~2016 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。

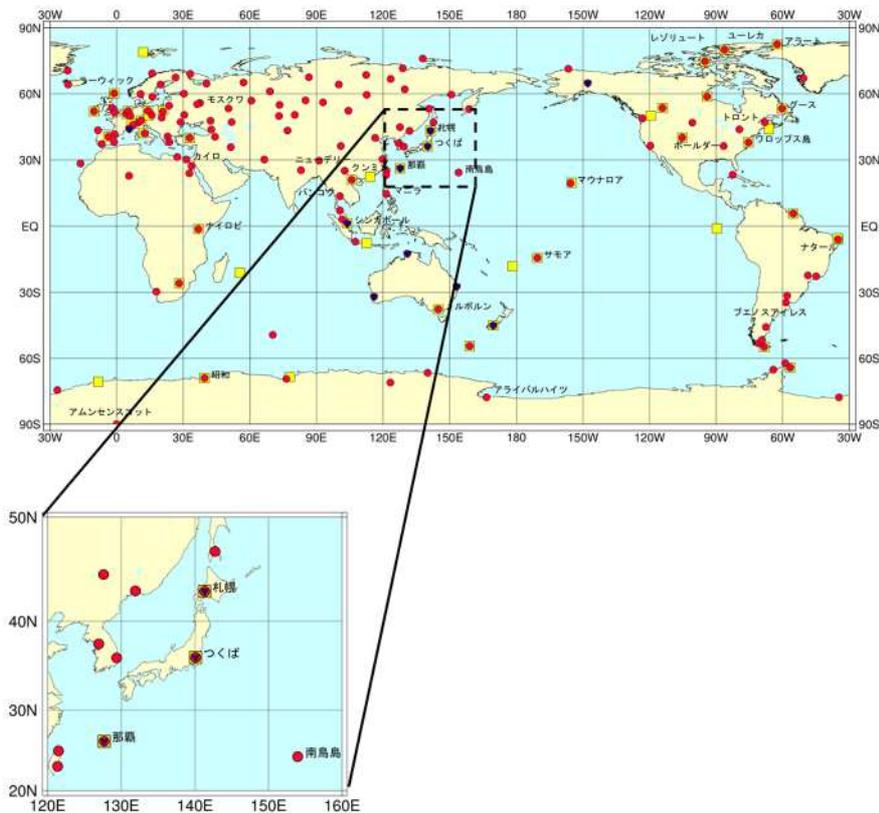


図 A1-1 : オゾン観測地点の分布 (2012~2016 年)

【上図】全量観測は 151 地点 (印)、反転観測は 11 地点 (印)、オゾンゾンデ観測は 52 地点 (印)。

【下図】日本周辺域の拡大図。

オゾン全量観測データ及び反転観測データ :

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 2017 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。

⁷ 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.jma.go.jp/gmd/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、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。

【KC型からECC型オゾンゾンデの変更にともなう補正について】

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、図1-6、図1-11において、オゾン分圧の1994~2008年の累年平均値で使用される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： 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)⁸

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)。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。

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

⁸ 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.jma.go.jp/gmd/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、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、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

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

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及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。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(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。

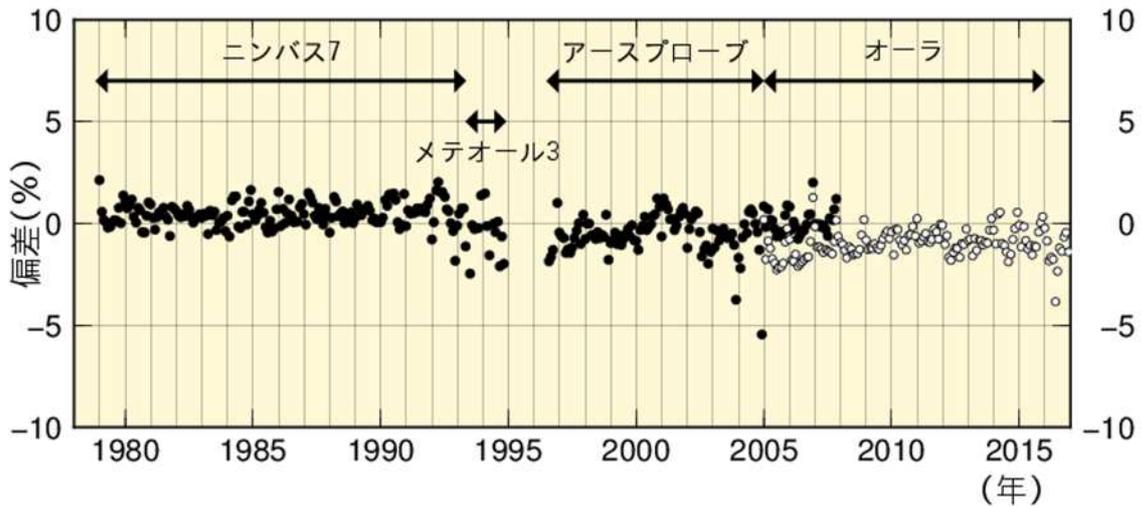


図 A1-2 : 衛星観測データと地上観測データの比較

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。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

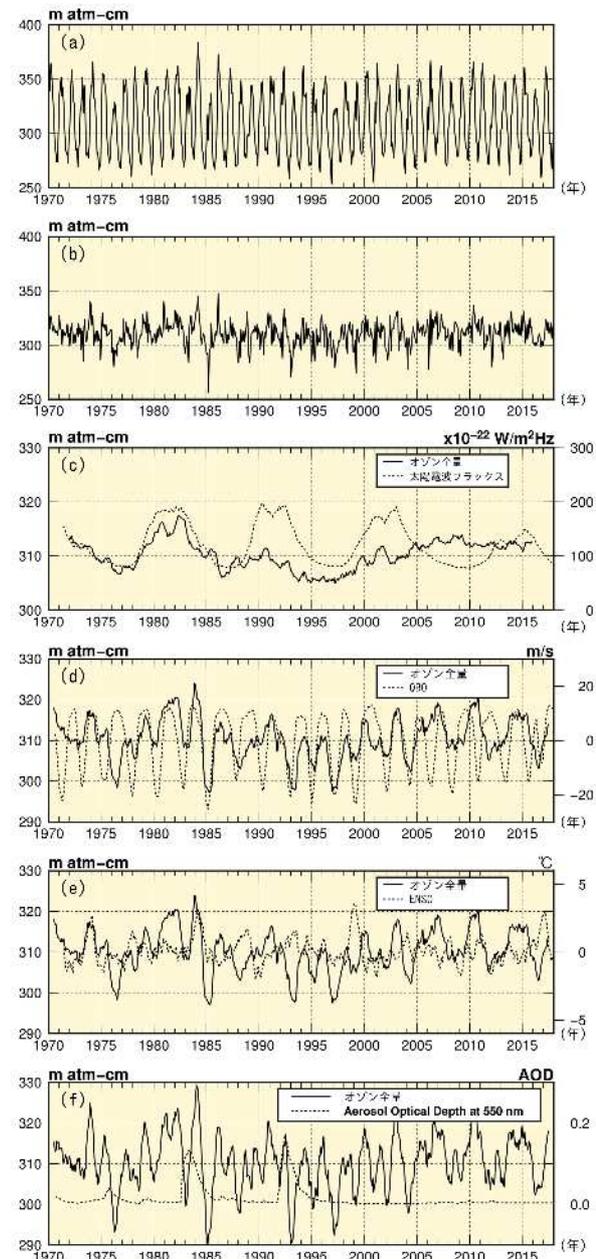
オゾン全量はさまざまな要因によって変動する。一例として、図A2-1(a)につくばにおける1970年から2017年までのオゾン全量月平均値の推移を示す。月平均値の推移には明瞭な季節変動がみられ、年平均値の20~30%程度の振幅をもっている。この時系列から季節変動成分を取り除いたオゾン全量の変化を図A2-1(b)に示す。この経年変化には、2~3年や10年程度のほぼ周期的な変動成分が含まれており、オゾンの長期変化傾向(トレンド)を正確に求めるには、季節変動に加え、これらの変動成分をオゾンの時系列データから除去する必要がある(吉松ほか, 2005)。

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。

- 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

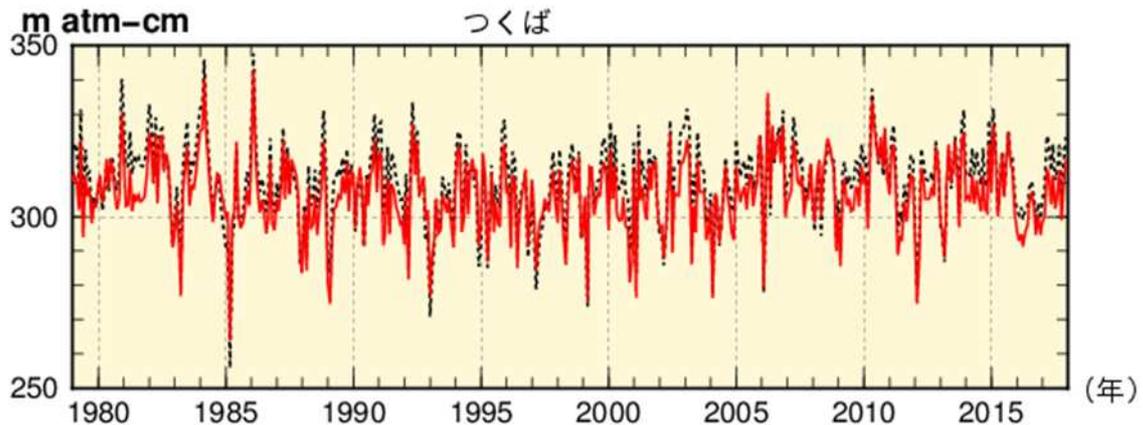


図A2-1: つくばにおけるオゾン全量の変化と各自然変動要因との関係

(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（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を用い、その他では折れ線フィッティング⁹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）

⁹ オゾン量の長期トレンドの研究で用いられる手法。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

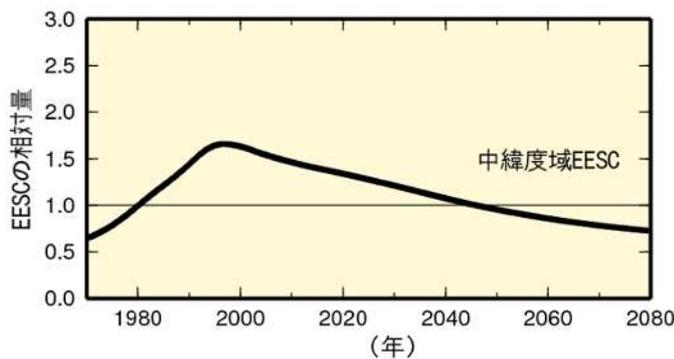
オゾン減少期と近年の長期変化傾向の評価

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2014」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月から最新年までの回帰直線で近年の変化傾向を求めた（図A3-2）。

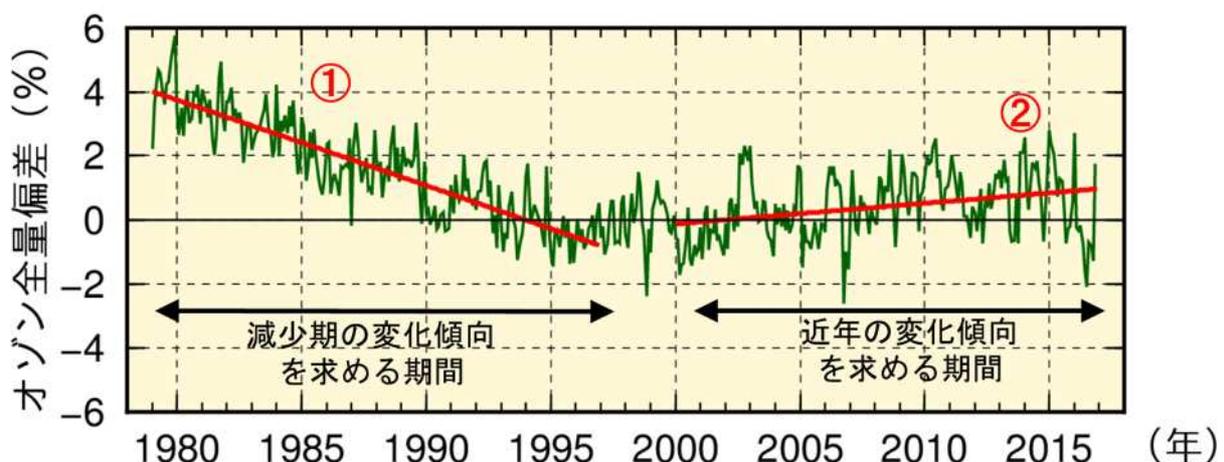
観測データの選別について

長期変化傾向の抽出で使用する地上観測地点は、毎月の月平均値を衛星による観測データとの全期間を通して比較して大きな差がない地点を選択した。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。衛星観測データの扱いについては付録1-3を参照。



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年として算出。また、臭素原子のオゾン破壊効率を塩素原子の60倍とした。EESCの数値は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（ ）と2000～2016年の回帰直線（ ）。

世界の地上観測点にはWUODCのデータ（図2-1で用いた65地点の地上観測データ）を用いた。

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m atm-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 m atm-cmで、これは地表で約3mm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。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。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、平均期間が短くなっている。

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2章2-3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 *et al.*, 2008）。

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。

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を目安を与える量。

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を目安を与える量。

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。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。

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」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り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。

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。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/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 (2017), オゾン層・紫外線の年のまとめ(2016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.

Gloria L. Manney, Michelle L. Santee, Markus Rex, Nathaniel J. Livesey, Michael C. Pitts, Pepijn Veefkind, Eric R. Nash, Ingo Wohltmann, Ralph Lehmann, Lucien Froidevaux, Lamont R. Poole, Mark R. Schoeberl, David P. Haffner, Jonathan Davies, Valery Dorokhov, Hartwig Gernandt, Bryan Johnson, Rigel Kivi, Esko Kyrö, Niels Larsen, Pieternel F. Levelt, Alexander Makshtas, C. Thomas McElroy, Hideaki Nakajima, Maria Concepción Parrondo, David W. Tarasick, Peter von der Gathen, Kaley A. Walker and Nikita S. Zinoviev (2011), Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature*, 478, 469–475, doi:10.1038/nature10556.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, 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.

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. Groöf, 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., 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.
- UNEP (2015), Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2014 assessment.
- 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.

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ご協力を賜りました。ここに厚くお礼申し上げます。

気候問題懇談会検討部会

部会長 近藤 洋輝 一般財団法人 リモート・センシング技術センター 参与
今村 隆史 国立研究開発法人 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 国立大学法人 筑波大学 計算科学研究センター 教授
須賀 利雄 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科
地球物理学専攻長 教授
早坂 忠裕 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科 教授
渡部 雅浩 国立大学法人 東京大学 大気海洋研究所 教授

(敬称略)