

Environment Research and Technology Development Fund

## 環境研究総合推進費 終了研究成果報告書

HFCと温室効果ガス削減対策のオゾン層回復に対する有効性評価に関する  
研究

(2-1709)

平成29年度～令和元年度

A Research for Validity Evaluation of HFC and GHG Reducing Measure for Ozone Layer Recovery

(英文パンフレット等：[https://www.env.go.jp/policy/kenkyu/suishin/english/gaiyou/gaiyou\\_6.html](https://www.env.go.jp/policy/kenkyu/suishin/english/gaiyou/gaiyou_6.html))

〈研究代表機関〉

国立研究開発法人国立環境研究所

〈研究分担機関〉

国立研究開発法人国立環境研究所

〈研究協力機関〉

国立研究開発法人国立環境研究所

国立研究開発法人海洋研究開発機構

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

令和2年5月

## 目次

I. 成果の概要	・・・・・・・・・・	1
1. はじめに（研究背景等）		1
2. 研究開発目的		1
3. 研究開発の方法		2
4. 結果及び考察		5
5. 本研究により得られた主な成果		10
6. 研究成果の主な発表状況		11
7. 研究者略歴		13
8. 引用文献		13
II. 成果の詳細		
II - 1 HFCと温室効果ガス削減対策のオゾン層回復に対する有効性評価に関する研究	・・・・・・・・・・	14
(国立研究開発法人国立環境研究所)		
要旨		14
1. はじめに		15
2. 研究開発目的		15
3. 研究開発方法		15
4. 結果及び考察		20
5. 本研究により得られた成果		95
6. 国際共同研究等の状況		96
7. 研究成果の発表状況		96
8. 引用文献		101
III. 英文Abstract	・・・・・・・・・・	102

## I. 成果の概要

課題名 2-1709 HFCと温室効果ガス削減対策のオゾン層回復に対する有効性評価に関する研究

課題代表者名 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)

研究実施期間 平成29年度～令和元年度

研究経費(累計額) 64,251千円

(平成29年度:21,780千円、平成30年度:20,691千円、令和元年度:21,780千円)

本研究のキーワード オゾン層、HFC、オゾン層破壊物質、温室効果ガス、化学気候モデル、アンサンプル実験

### 研究体制

(1) HFCと温室効果ガス削減対策のオゾン層回復に対する有効性評価に関する研究(国立研究開発法人国立環境研究所)

### 研究協力機関

国立研究開発法人国立環境研究所、国立研究開発法人海洋研究開発機構、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

## 1. はじめに(研究背景等)

モントリオール議定書の批准後行われたフロン対策によって、大気中のハロゲン濃度は今世紀に入って減少に転じ、少しずつではあるが現在オゾン層は回復へと向かっている。一方で、大気中の温室効果ガス(GHG)の増加は、成層圏の気温の低下を招き大気大循環を強化してオゾン濃度にグローバルに影響する。代替フロンであるHFCの今後予想される温暖化への影響は、規制がなければ2050年頃には二酸化炭素の放射強制力の15-20%程度の大きさになる可能性がある(WMO 2014<sup>1)</sup>; Velders et al., 2009<sup>2)</sup>)。2016年10月にアフリカ・ルワンダ・キガリで行われたモントリオール議定書締約国会議では、先進国は2036年までに代替フロンの生産を85%、新興・途上国は2045年までに80%削減することで合意した。今後、パリ協定の枠組みの中で様々な温暖化対策が進むことが期待される一方、しばらくの間は大気中の温室効果ガス濃度は増え続け、地球温暖化が進行することが予想される。このような状況の中、緯度依存性の大きいオゾン層変動の下で、世界規模でオゾン層保護対策が有効に働くかどうかを見極めるためには、緯度毎のオゾン層変動のGHG依存性をGHGの種類毎に詳細に調べる必要がある。

大気中の温室効果ガス(GHG)濃度の増加は気候変化(温暖化)によってオゾン量を変化させる。これによってフロン減少の将来シナリオによって予想されるオゾン層の回復時期が影響を受ける。また、大気の内変動に由来するオゾン量の年々変動も大きく、これによって過去北極ではおよそ10年に一度の頻度で(1997年、2011年、2020年)突発的にオゾン量の少ない状態が最近起こっている(Manne et al., 2011<sup>3)</sup>)。このことは、毎年北極のオゾン量は必ずしもODS濃度だけで決定されるわけではなく、毎年毎年の大気の変動によって北極のオゾン量が影響を多大に受けることを示している。このような大気の内変動が存在する中、また、今後温暖化が進行する中で、ハロゲン濃度やHFC濃度がどの程度であれば有害な紫外線を増加させる極端なオゾン破壊を地球上のあらゆる場所で避けることができるかの科学的知見を得る必要がある。

## 2. 研究開発目的

平成25年度～27年度に推進費で行った研究課題【2-1303】「将来の温暖化条件下でのフロン対策強化

によるオゾン層の脆弱性回避に関する研究」では、化学気候モデルを使った100アンサンブル実験によって、通常のシナリオ実験では解析困難なODS濃度やGHG濃度の北極域オゾン層変動に対する影響を調べ、近年しばしば見受けられる北極域の極端なオゾン層破壊は温暖化してもなくなることを見いだした。本提案課題では、前課題で取り扱ったMIROC3.2化学気候モデルおよびMIROC5化学気候モデルに加えて、最新の温暖化予測モデルをベースにした化学気候モデル（MIROC6化学気候モデル）を開発して予測の精緻化を図り、また、結果の確度を高めるためアンサンブルの個数を500に拡大し、CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O等のGHGとHFCの削減対策の、オゾン層回復に対する有効性の評価を行う。極域オゾン層破壊の重要なファクターである極成層圏雲の原料となる成層圏水蒸気量および硝酸量の将来変化の解析も行う。また、フロン対策効果は北極だけではなくグローバルな観点から検証されるべきという考えから、ODS濃度およびGHG濃度をより細かく設定したより多くの実験を行い、他の緯度帯においてもオゾン層破壊の極端な事例の発生頻度のODSおよびGHG濃度依存性を明らかにし、将来にわたって全球規模で有害紫外線の脅威をさけることができる安全なオゾン量を実現するODS濃度の目安の設定を、より高い信頼度で行う。

### 3. 研究開発の方法

上記の目的を達成するため、本研究課題では新しい化学気候モデル（MIROC6化学気候モデル）の開発を行うと共に、既存の化学気候モデル（MIROC3.2化学気候モデルおよびMIROC5化学気候モデル）を用いた数値実験を行う。MIROC3.2、MIROC5、MIROC6モデルの化学スキームは同一のものとし、空間分解能も同一とする。水平分解能はT42（2.8度×2.8度）、鉛直分解能は地表～0.01hPa（～80km）間で34層とする。成層圏で2～3km、対流圏界面あたりで約1kmの鉛直分解能となる。3つのモデルによる結果から、オゾン層のODS濃度依存性およびGHG濃度依存性に関して共通する性質を見いだす。

ところで、HFCも温室効果ガスの一つであるが本課題ではHFCのみ特別に扱う。HFCに関しては、今世紀末まで規制がない極端なHFCの増加を想定し、HFCが大気中に全く存在しない場合との差を見ることにより、オゾン層への影響を調べた。

また、オゾン全量のODS濃度依存性・GHG濃度依存性を調べる500アンサンブル実験では、二酸化炭素同様、あるいはそれ以上にHFC濃度の将来濃度も現在において不確実性が大きいこと、そして、そのオゾン層への影響がかなり小さいことを考慮して、簡単のため（実験結果の解釈を容易にするため）、HFC濃度をゼロに設定し、GHGについては二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素の影響に限定した。

#### （1）MIROC6化学気候モデルの開発

MIROC6は、IPCC-AR6用の温暖化予測実験に使用されている最新の温暖化予測モデル（3次元大気海洋結合気候モデル）である。この最新の温暖化予測モデルにMIROC3.2、MIROC5と同じ化学反応過程を導入し、MIROC6ベースの化学気候モデルの開発を行った。具体的には以下の作業を行った。

- 1) 大気放射伝達モジュールの導入
- 2) 化学反応計算モジュールの導入
- 3) 太陽放射伝達の球面効果計算モジュールの導入

#### （2）HFC増加実験とそのオゾン層への影響解析（MIROC3.2およびMIROC5化学気候モデル）

先に述べたとおり、HFC規制を考慮したシナリオでは、HFCのオゾン全量への影響は非常に小さいことがわかったので、本研究課題ではHFCに対する規制のない場合を想定した実験を行った。

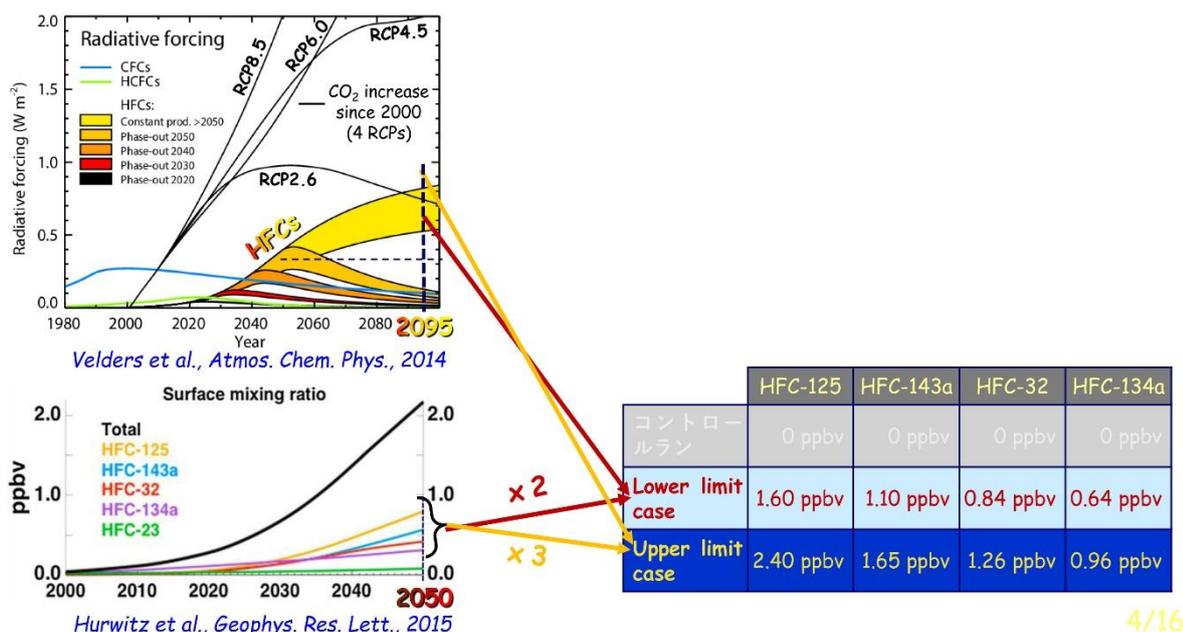


図 3.1.1 Velder et al. (2014)によるシナリオ別の温室効果ガスの放射強制力と HFC の放射強制力（左上）、Hurwitz et al. (2015)<sup>4)</sup>の HFC 濃度シナリオ（左下）と、本研究課題の HFC 増加実験で設定した HFC の濃度（右表）との関係。

実験は、将来の濃度変化が大きいと考えられる HFC-125, -143a, -32, -134a の 4 種類を考え、1) コントロールラン、2) Lower limit case、3) Upper limit case の 3 つの実験を行った。Velder et al. (2014)<sup>2)</sup> の 2100 年までの HFC の放射強制力の計算値を参照すると（図 3.1.1 の左上図）、2100 年あたりで RCP2.6 シナリオの温室効果ガスによる放射強制力と、規制のない場合の HFC による放射強制力が同程度となる。そこで、HFC のオゾンへの影響をなるべくクリアに取り出すため、2100 年付近（2095 年）の RCP2.6 シナリオの温室効果ガス濃度（二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素）の大気組成の下での実験を行った。まず、1) コントロールランでは、いずれの HFC の濃度もゼロに設定した 100 アンサンブル実験を行った。2) 2050 年の HFC 濃度を 2 倍（lower limit case）および 3 倍（upper limit case）にすると、それらの放射強制力が Velder et al. (2014)<sup>2)</sup> の規制なしの場合の 2095 年の放射強制力（黄色で示された部分）の下限と上限にほぼ対応することがわかる。このような仮定の下で設定した HFC 濃度を図 3.1.1 の右下の表に示す。Lower limit case および Upper limit case とともに、それぞれ 100 アンサンブル計算を行った。また、HFC の鉛直分布は、グローバルな観測データがないため、大気の上端から下端まで一定値をもつ分布とした。

### （3）MIROC3.2, MIROC5, MIROC6 化学気候モデルによるオゾン全量の ODS および GHG 濃度依存性の多アンサンブル実験と解析

オゾン全量の ODS 濃度および GHG 濃度（二酸化炭素、メタン、亜酸化二窒素）依存性を調べるアンサンブル実験では、MIROC3.2、5、6 の 3 つのモデルを用いた。例として表 3.1.1 に MIROC3.2 モデルで行った ODS 濃度および GHG 濃度指定したアンサンブル実験の解析に使われたアンサンブルメンバー数を示す（他のモデルについては詳細版を参照のこと）。

MIROC6 モデルを用いた実験のアンサンブル数は、MIROC3.2 および MIROC5 モデルのアンサンブル数より少ない。これは、モデルの開発・調整に時間を要したこと、開発を行った MIROC6 化学気候モデルで MIROC3.2 や MIROC5 と同じ設定の計算を行った場合、その計算時間が MIROC3.2 や MIROC5 モデルの約 2 倍を要したこと、国立環境研究所のスーパーコンピュータシステムが機種更新のため 2019 年 12 月～2020 年 2 月の間停止したこと等による。MIROC6 モデルのオゾン全量の ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性は、いちば

んアンサンブル数の少ないODS濃度1985レベル・GHG濃度2000年および2030年レベル実験の、アンサンブル数34に揃えて解析を行う。MIROC6のその他の実験については、50とか100とかあるアンサンブルのうち、最初の34アンサンブルを使うことにする。

海水面温度および海水密度はGHG濃度に対応したものに固定した。例えば、GHG濃度を2000年レベルに設定する場合は、海水面温度および海水密度は月平均データの1995年～2004年の10年間平均値を用いて年々変動の影響を除いた。なお、表で、GHG欄（左端）の2030、2040、2050、2095年は、RCP6.0シナリオ上でのこれらの年に対応するGHG濃度を指す（図3.1.2）。

以上の実験によって得られた、アンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の分布を基に、オゾン全量最低値のアンサンブル平均、オゾン全量最低値の最も低い5アンサンブル平均、最も低い50アンサンブル平均、最も高い5アンサンブル平均、最も高い50アンサンブル平均などについて、ODS濃度・GHG濃度依存性の解析を行う。また、オゾン量に関連する気象場（気温や東西風速）のODS濃度・GHG濃度依存性の解析も行う。

表3.1.1：MIROC3.2化学気候モデルによるODS/GHG濃度を指定した実験のアンサンブル数

ODS GHG	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095	500	500	500	500	—	500
2050	500	500	500	500	—	500
2040	—	500	500	500	—	500
2030	500	500	500	500	—	500
2000	500	500	500	500	—	500

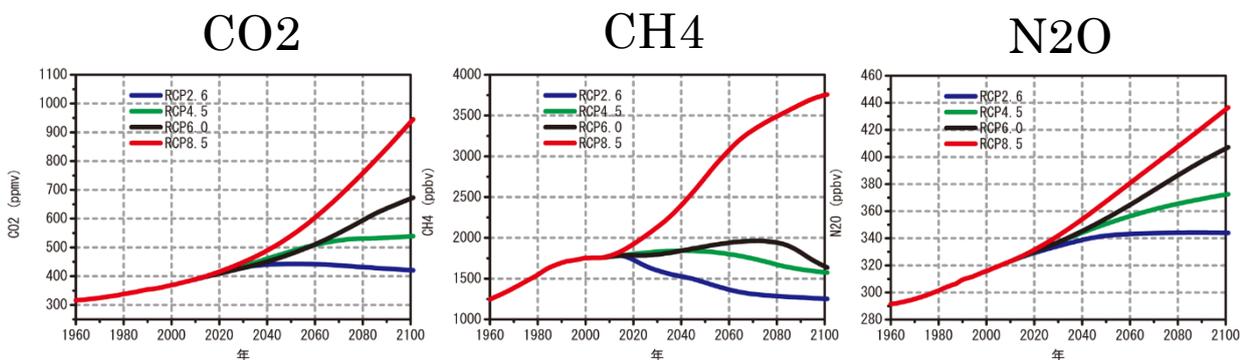


図 3.1.2 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O の RCP シナリオによる地表面濃度の経年変化。本報告書中の“GHG 濃度の〇〇年レベル”は、RCP6.0 シナリオ上での〇〇年の濃度（黒実線）を表す。また、(2) の HFC の実験に使われた RCP2.6 シナリオは青線で示されている。

#### (4) MIROC3.2化学気候モデルによるN<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>の影響を調べるための100アンサンブル実験

MIROC3.2化学気候モデルを使って新たに、ODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルでかつN<sub>2</sub>O濃度だけを2000年の値に固定した100アンサンブル実験（N<sub>2</sub>O感度実験）を行い、表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルの実験（N<sub>2</sub>O濃度をRCP6.0シナリオの2050年値に設定した実験）との比較を行って、RCP6.0シナリオ下での2000年→2050年のN<sub>2</sub>O濃度変化がオゾン量へ及ぼす影響を調べる。また、ODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルでかつN<sub>2</sub>O濃度とCH<sub>4</sub>濃度を2000年の値に固定した100アンサンブル実験（N<sub>2</sub>O・CH<sub>4</sub>感度実験）を行い、RCP6.0シナリオ下での2000年→2050年のN<sub>2</sub>OとCH<sub>4</sub>の濃度変化がオゾン量へ及ぼす影響を調べる。このN<sub>2</sub>O・CH<sub>4</sub>感度実験と、N<sub>2</sub>O感度実験の結果との差を取ることにより、RCP6.0シナリオ下での2000年→2050年のCH<sub>4</sub>の濃度変化がオゾン量へ及ぼす影響を解析する。

## 4. 結果及び考察

### (1) MIROC6化学気候モデルの開発

図4.1.1の右下パネルに、MIROC6化学気候モデルを用いたODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルの実験の、100アンサンブル平均（アンサンブルメンバー番号1~100）の経度平均オゾン全量の時間一緯度断面を、TOMSデータ（1995-2004年平均）のオゾン全量を左上パネルに、また、MIROC3.2化学気候モデルの500アンサンブル平均のオゾン全量を右上パネルに、MIROC5化学気候モデルの500アンサンブル平均のオゾン全量を左下パネルに示す。

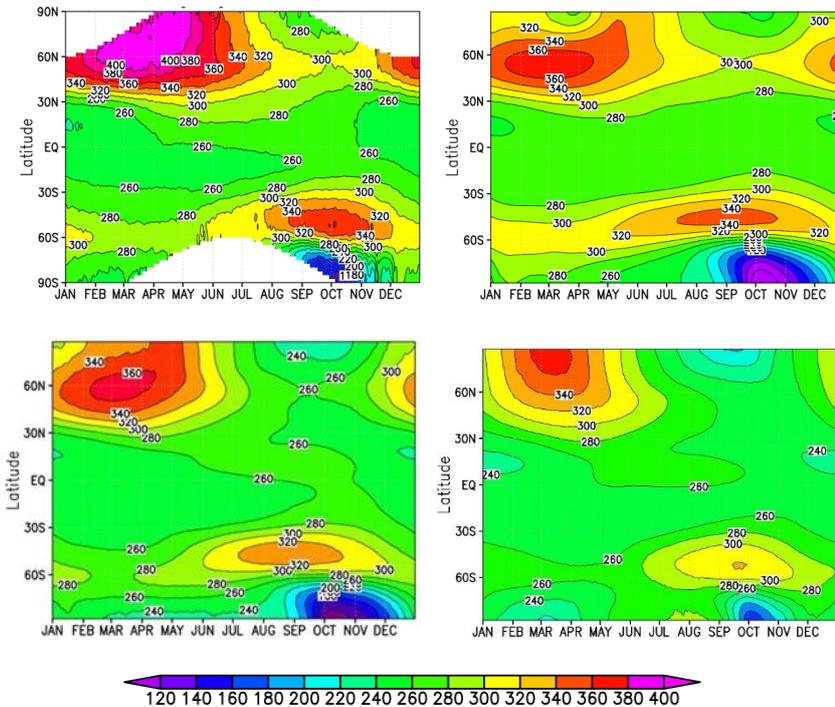


図 4.1.1 経度平均オゾン全量の時間一緯度分布。オゾン全量の単位はドブソンユニットで表される。（左上）TOMSの1995-2004年平均値。（右上）MIROC3.2化学気候モデルの500アンサンブル平均値。ODS濃度を2000年レベル、GHG濃度を2000年レベルに設定。（左下）MIROC5化学気候モデルの500アンサンブル平均値。ODS・GHG濃度設定はMIROC3.2化学気候モデルと同じ。（右下）MIROC6化学気候モデルの100アンサンブル平均値。ODS・GHG濃度設定はMIROC3.2化学気候モデルと同じ。

この3つのモデルの化学計算スキームは同一であり、空間分解能も同一なので、これらのモデル間のオゾン全量の違いはそれぞれのモデルの気温と循環場（風速分布）の違いを反映したものである。南極春季のオゾンホール（パネルの右下の青色の部分）の大きさもそれぞれのモデルで異なっている。

MIROC6モデルは、観測や、MIROC3.2モデル、MIROC5モデルに比べて両極域の春季のオゾン減少が少ない。MIROC6モデルの100アンサンブルの1つ1つのアンサンブルメンバーについて、図4.1.1と同様な図を描くと（図は省略）、MIROC3.2やMIROC5モデルのようにオゾンホールが発達するアンサンブルメンバーもある一方で、全くオゾンホールが発達しないアンサンブルメンバーもあることがわかった。それゆえ、100アンサンブル平均すると図4.1.1の右下パネルで示したようにオゾンホールの発達

小さくなってしまふ。MIROC3.2やMIROC5の個々のアンサンブルメンバーには、オゾンホールが全く発達しないアンサンブルは皆無であった。したがって、MIROC6モデルの南極大気は年々変動が大きく、現実には、近年オゾンホールが全く発達しない年はないことから、MIROC6モデルの年々変動は大きすぎるということがわかる。

### (2) HFC増加実験とそのオゾン層への影響解析（MIROC3.2およびMIROC5化学気候モデル）

#### (2.1) HFC増加による気温の変化

図4.1.2は、MIROC3.2モデルとMIROC5モデルによる、図3.1.1で示されるupper limit caseの実験の年平均・経度平均・100アンサンブル平均気温の、コントロールラン（HFC濃度はゼロ）からの差の緯度一高度分布を表す。HFCの影響に関する経度平均された2次元モデルによる先行研究、Hurwitz et al. (2015)<sup>4)</sup>と同様に、3次元化学気候モデルでも熱帯上部対流圏に気温上昇の最大値が得られることがわかった。一方で3次元モデルによる結果には、北極域下部成層圏にも温度上昇の大きな領域があり、こ

の点が2次元モデルとは異なっている。特にMIROC3.2モデルの北極域への影響が大きい。これはHFC増加による気温分布や風速分布の変化によって、大気波動を介した下降流の強化が起こったためと考えられる。本来3次元的な構造をもつ大気波動の効果は2次元モデルでは陽に入っておらず、従って、大気波動の気象場への効果が大きい冬の北極域において、先行研究の2次元モデルによる結果と3次元化学気候モデルによる結果に違いを生じたのはもっともなことである。MIROC3.2モデルとMIROC5モデルの結果を比較すると明らかなように、3次元的な波動を陽に表現している化学気候モデルでは、用いるモデルによってその影響の違いが大きく異なる。

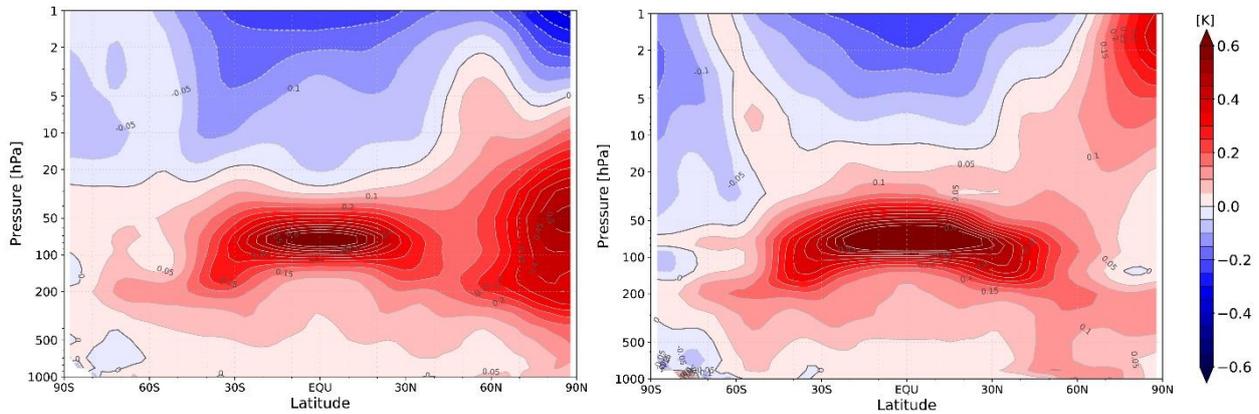


図 4. 1. 2 MIROC3.2 化学気候モデル (左) MIROC5 化学気候モデル (右) による 2095 年大気における HFC の気温への影響 (年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値)。図 3. 1. 1 の実験 upper limit case について、コントロールランの気温分布からの差を示す。

## (2.2) HFC増加によるオゾン量の変化

図4.1.3に、MIROC3.2モデルおよびMIROC5モデルによる、図3.1.1で示されるupper limit caseの実験の年平均・経度平均・100アンサンブル平均のオゾン量の、コントロールラン (HFC濃度はゼロ) からの差の緯度-高度分布を表す。両方のモデルとも、低緯度のオゾン量偏差は高度によって正偏差と負偏差が混在する複雑な様相を示している。高度100hPa付近に正偏差、その上の高度30hPa付近に負偏差がある。この構造は2次元モデルによる先行研究、Hurwitz et al. (2015)<sup>4)</sup>と同じである。さらにその上の高度10hPa付近の正偏差は、2次元モデルによる結果には見られなかった。また、高緯度域の成層圏のオゾン量偏差は正となっており、この点も2次元モデルによる結果と異なる。また2つのモデルの図4.1.3の北極域下部成層圏の気温偏差の違いに応じて、北極域下部成層圏のオゾンの正偏差もMIROC3.2モデルの方が大きくなっている。

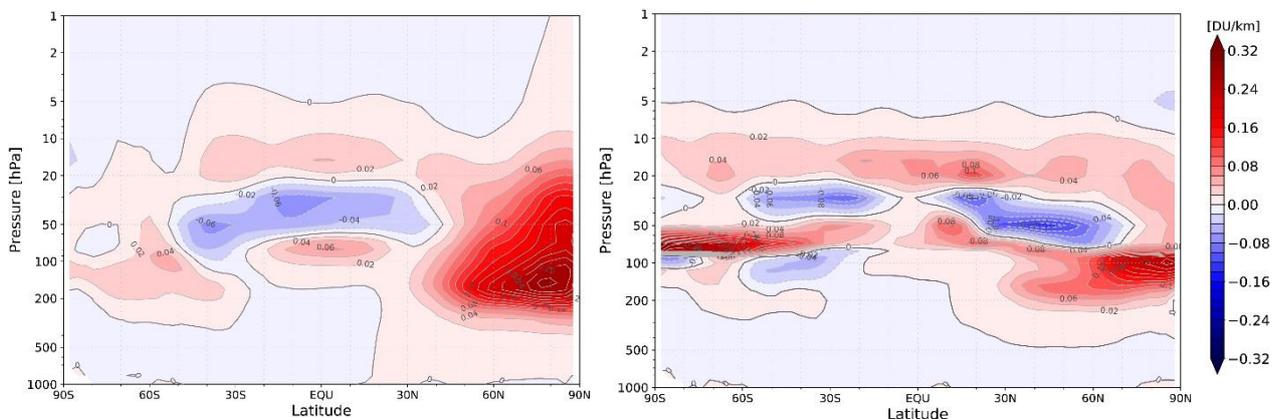


図 4. 1. 3 MIROC3.2 化学気候モデル (左) MIROC5 化学気候モデル (右) による 2095 年大気における HFC のオゾン量への影響 (年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値)。図 3. 1. 1 の実験の upper limit case について、コントロールランのオゾン量分布からの差を示す。オゾン量は partial column で表され、赤色がコントロールランに比べてオゾン量が増加、青色が減少したことを示す。単位は DU/km (気柱 1km あたりのオゾンのカラム量、ドブソンユニット)。

図4.1.4に、MIROC3.2モデルおよびMIROC5モデルによる、図3.1.1で示されるupper limit caseの実験の年平均・経度平均・100アンサンブル平均のオゾン全量の、コントロールラン（HFC濃度はゼロ）からの差の緯度分布を表す。図4.1.3のオゾン量の緯度－高度分布で示されたとおり、低緯度域には高度方向に正偏差と負偏差が混在しているので、大気の下端から上端まで積算したオゾン量（オゾン全量）の偏差は非常に小さくなっている。MIROC3.2モデルでは北半球の高緯度域のみ最大4DU程度の正偏差が生じた。これはこの領域のオゾン全量の1%程度の大きさである。MIROC5モデルでは全球的に小さい。以上のことから、HFCのオゾン全量への影響は、将来HFCが規制なしに増加したとしても限定的であることがわかった。また、月毎に見ていくと、この北半球高緯度域のオゾン全量の増加は、おもに1月～4月の期間に限られていることがわかった。

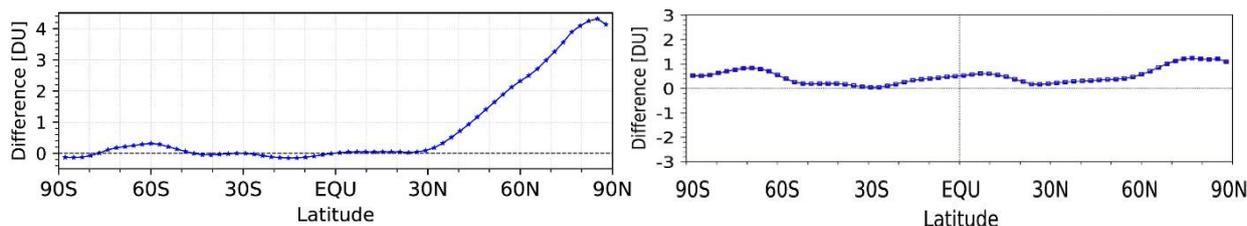


図 4.1.4 MIROC3.2 化学気候モデル（左）および MIROC5 化学気候モデル（右）による 2095 年大気における HFC のオゾン全量への影響（年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値）。図 3.1.1 の実験の upper limit case について、コントロールランのオゾン全量分布からの差を示す。横軸は緯度を表す。

### （3）MIROC3.2, MIROC5, MIROC6化学気候モデルによるオゾン全量のODSおよびGHG濃度依存性の多アンサンブル実験と解析

この概要版では紙面の都合上、MIROC3.2化学気候モデルの結果のみを示す。MIROC5モデルの結果（ODS濃度依存性・GHG濃度依存性）も類似の性質を示しており、詳しくは詳細版で示す。MIROC6モデルの極域オゾンの結果は、現実と食い違っていると思われる部分があるのでここでは議論しない。

#### （3.1）北半球中高緯度域（45-90N）および南半球中高緯度域（45-90S）

本節では、オゾン全量最低値のアンサンブル分布の極端なところに位置する、オゾン全量最低値が最も大きい50のアンサンブルメンバー平均と、オゾン全量最低値が最も小さい50のアンサンブルメンバー平均のODS濃度依存性・GHG濃度依存性に注目し、アンサンブル平均の依存性ととの比較を行う。上位・下位50のアンサンブルメンバーであれば500アンサンブルの1/10程度、つまり、10年に1度程度の頻度で起こる極端な事象、ODS濃度が減少してしまうまでの間に10回程度起こると考えられる事象の平均的な性質を見ることになる。他に、さらに極端なアンサンブルメンバー（上位・下位5アンサンブルメンバー）についての解析も行ったが、それは詳細版を参照のこと。

図4.1.5に、MIROC3.2化学気候モデルの実験によって極端なオゾン全量最低値を示したアンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の平均（500アンサンブルメンバーのうち、上位50メンバーの平均および下位50メンバーの平均）およびオゾン全量最低値の500アンサンブル平均について、そのODS濃度・GHG濃度依存性を示す。上段が北半球中高緯度春季（45-90N, 3月-5月）、下段が南半球中高緯度春季（45-90S, 9月-11月）についての結果である。縦軸はそれぞれの実験で設定されたGHG濃度、横軸はODS濃度である。ただし、ODSは成層圏に入ると分解されて無機塩素化合物や無機臭素化合物に変化するので、オゾン破壊によってオゾン全量に最も影響を与えると考えられる下部成層圏の高度50hPa, 45-90N（南半球は45-90S）, 3月-5月（南半球は9月-11月）における等価実効成層圏塩素（Equivalent Effective Stratospheric Chlorine）濃度によって表した。極域におけるEESCは全無機塩素（Cly）濃度と全無機臭素（Bry）濃度によって、

$$EESC = Cly + 60Bry$$

で近似される。

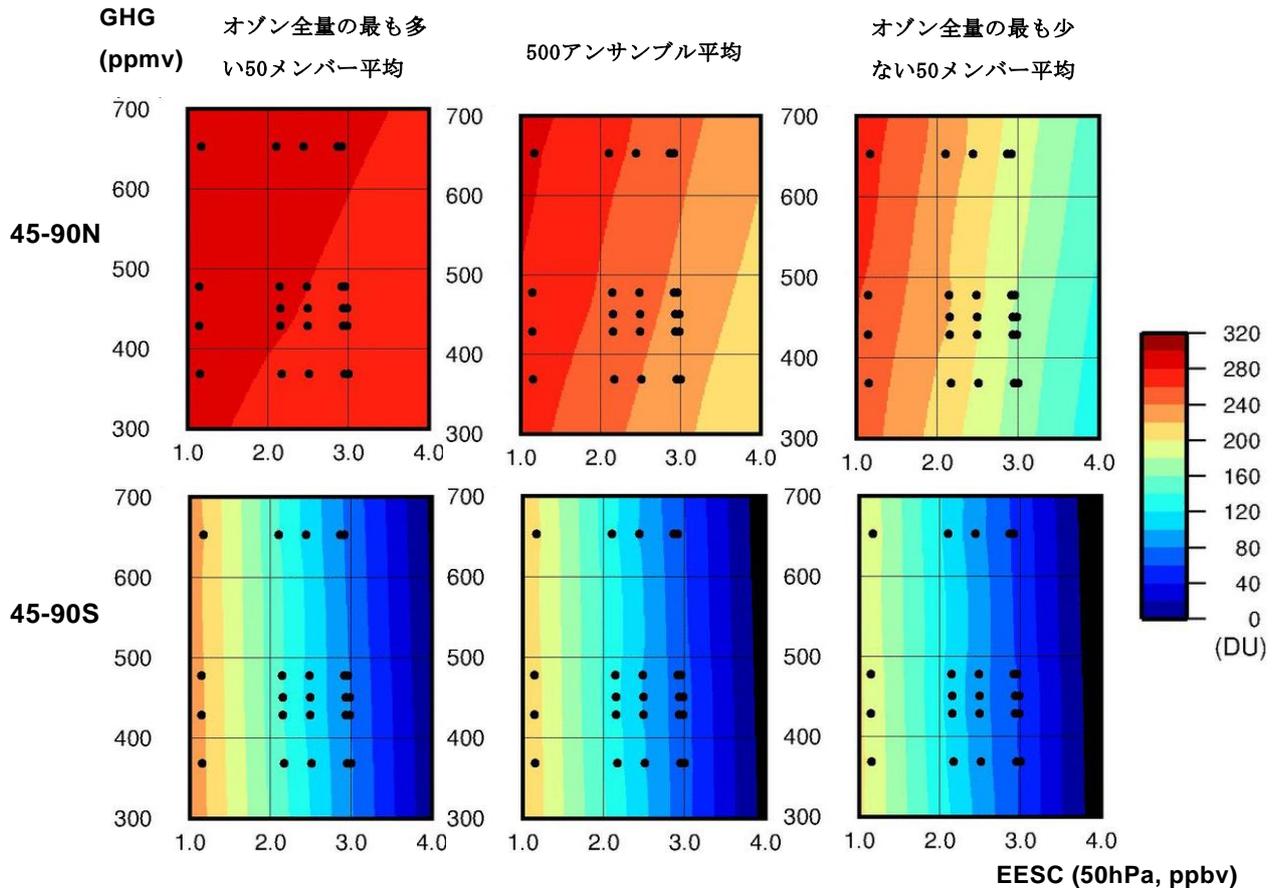


図 4.1.5 表 3.1.1 に示された MIROC3.2 化学気候モデル実験によるオゾン全量最低値の ODS 濃度 (EESC で表す) および GHG 濃度依存性。上段のパネルは 45-90N, 3 月-5 月の最低値、下段のパネルは 45-90S, 9 月-11 月の最低値。(左) オゾン全量最低値が最も高い 50 のアンサンブルメンバー平均、(中) 500 アンサンブル平均、(右) オゾン全量最低値が最も低い 50 のアンサンブルメンバー平均。縦軸は GHG 濃度 (ppmv)、横軸は下部成層圏の高度 50hPa における EESC 濃度 (ppbv) の 45-90N, 3 月-5 月の平均値 (北半球、上段) および 45-90S, 9 月-11 月の平均値 (南半球、下段)。表 3.1.1 のそれぞれの実験の GHG 濃度および ODS 濃度に対応する点を黒丸で示す。オゾン全量最低値は色で表され、その大きさは右側のカラースケールで示されている。黒丸で表された点のオゾン全量の値を 2 次元平面内で内挿および外挿したもの。

MIROC3.2 化学気候モデルのオゾン全量最低値の上位・下位 50 アンサンブルメンバーの全体の分布の中での位置は、標準偏差の 1.1 倍～1.4 倍以上のところに位置する (詳しくは詳細版を参照のこと)。

図 4.1.5 からわかるとおり、北半球中高緯度では、オゾン全量最低値は ODS 濃度と GHG 濃度の両方に依存する。すなわち、ODS 濃度が高くなるほどオゾン全量最低値は少なくなり、GHG 濃度が高くなるほどオゾン全量最低値は高くなる。これは、ODS 濃度の増加によって極域における PSC を介したオゾン破壊化学反応が促進され、GHG 濃度の増加によって大気大循環が強化されて極域へのオゾン輸送が増加し、同時に熱輸送も増加して極域下部成層圏の気温が上昇し、PSC が生成されにくくなり、オゾン破壊反応が起きにくくなるためである。

また、この ODS 濃度・GHG 濃度依存性は、アンサンブルメンバーの取り方によって大きく異なることもわかる。図の真ん中に示される 500 アンサンブル平均では、ODS 濃度依存性も GHG 濃度依存性も見えるが、左側に示されたオゾン全量最低値が最も高い 50 アンサンブルメンバー平均では、ODS 濃度依存性も GHG 濃度依存性もかなり小さくなっている。一方、右側に示されたオゾン全量最低値が最も低い 50 アンサンブルメンバー平均では、ODS 濃度依存性が大きくなり、GHG 濃度依存性はあまり見られない。

下段のパネルで示される南半球中高緯度については、どのアンサンブルメンバー平均も ODS 濃度依存

性が大きく、GHG濃度依存性はほとんど見られない。このモデルでは、GHG濃度が増加しても南極オゾンホールにあまり変化がないことを示している。また、上段に示された北半球中高緯度と異なり、南半球中高緯度では500アンサンブル平均とオゾン全量最低値が最も高い50アンサンブルメンバー平均、500アンサンブル平均とオゾン全量最低値が最も低い50アンサンブルメンバー平均の間のODS濃度依存性・GHG濃度依存性（図で上下および左右方向の濃度勾配）の違いが小さい。このことは、南半球中高緯度ではオゾン全量最低値のアンサンブルメンバー間のばらつきが小さいことに起因している。

この結果が意味することは、500のアンサンブルメンバーが北半球中高緯度大気の毎年の変動の中で起こり得る1つ1つの事象だと考えれば、オゾン全量が少ない年ばかりを集めるとそのオゾン全量のODS濃度依存性は大きく、南半球中高緯度ほどではないにしても、ODS濃度の増加に伴いオゾン全量は大きく減少するということである。北極渦が安定して春季に大きなオゾン破壊が起こった1997年、2011年、2020年は、図4.1.5の右端のオゾン全量の少ないアンサンブルメンバーに相当すると考えられる。これらの年はODS濃度が高い状態になっており、極渦が安定すれば、オゾン全量はかなり低くなり得るということである。例えば2011年の場合、その前年の2010年の北半球高緯度春季のオゾン全量が高かったが、それは、図4.1.5の左上に相当すると考えられる。つまり、極渦が不安定な年は、ODS濃度が高くてもオゾン全量は高くなる。

これらのオゾン全量最低値が最も高い50アンサンブルメンバー、オゾン全量最低値が最も低い50アンサンブルメンバーについて、45-90Nの北半球中高緯度域について気温と平均東西風のODS濃度依存性、GHG濃度依存性を同様に調べたところ、オゾン全量最低値が最も低い50アンサンブルメンバーについては、明瞭なODS濃度依存性が見られた（ODS濃度が高くなると、気温が低下し、西風が強くなる。オゾン全量も低くなる）。これらは、オゾン全量最低値が最も低い50アンサンブルメンバーでは、北極渦が強くとオゾン全量が低いことを示している。

### (3.2) 低緯度（20S-20N）および中緯度（30-45N/S）のオゾン全量のODS濃度・GHG濃度依存性

低緯度や中緯度の成層圏大気は冬から早春の極域大気と異なり、極渦等によって空気塊が孤立するようなことはないので、大規模な化学オゾン破壊が一方向的に起こることは考えにくい。そこでオゾン全量最低値ではなく、オゾン全量がある閾値以下となる面積を1年内の1日毎に計算し、そのアンサンブル全体のODS濃度・GHG濃度依存性を中心に調べた。その結果、低緯度（20N-20S）では、MIROC3.2、MIROC5、MIROC6の3つの化学気候モデルにおいて、ODS濃度が高くなるとオゾン全量が少しずつ減少するが、GHG濃度が増加してもオゾン全量が減少する傾向が見られた。これは、GHG増加によって、子午面循環が強まり、赤道域の上昇流が強まって、よりオゾンの少ない対流圏の空気が成層圏へ侵入してくるためである。GHG濃度2095年レベル（CO<sub>2</sub>濃度が約650ppmv）の実験結果では、オゾン全量が220DUに近くなる領域が若干見られるようになる。GHG増加による熱帯のオゾン全量減少は、ODS増加による極域オゾンの減少のような極端な減少は起こさないが、紫外線の強い熱帯でオゾン全量が少なくなるのは問題であり注意を要する。

中緯度（30-45N/S）では、3つのモデルともこの緯度帯でオゾン全量が220DUを下回ることはほとんど見られなかった。

### (3.3) 2095年大気の成層圏の水蒸気量と硝酸量

RCP6.0のシナリオに沿って地球温暖化が進んだ場合の成層圏の水蒸気量と硝酸（HN<sub>3</sub>）量の変化を、MIROC3.2モデルとMIROC5モデルについて調べた。結果は、MIROC3.2、MIROC5の両モデルとも、2095年大気で水蒸気量と硝酸量が増加していた。2095年の成層圏の硝酸量が増加したのは、モデルの計算で用いたRCP6.0シナリオにおいて2095年の地表のN<sub>2</sub>O濃度が増加しているからと言えるが、このシナリオにおいて2095年の地表のCH<sub>4</sub>濃度は2000年よりほんの僅か少なくなっており（図3.1.2）、2095年の成層圏の水蒸気の増加をCH<sub>4</sub>では説明できない。成層圏の水蒸気量の増加は対流圏の水蒸気量の増加に関係して、対流圏界面付近の気温の変化や大気循環の変化が複雑に関係していると考えられ、何が根本的な原因でMIROC3.2モデルにおいてもMIROC5モデルにおいても増加したのかは今のところ不明である。将来、

成層圏の水蒸気量が増加するのか、減少するのか、それとも変わらないのかは、仮にODS濃度の減少が将来大幅に遅れたまま温暖化が進んだ場合の極域オゾン層破壊を予測するにあたって重要な事項であり、それを解明するためには、例えばより精密な（高解像度で積雲のパラメタリゼーション等を使わない）数値モデルで実験をすることによって、地球温暖化に伴う成層圏の水蒸気量の将来変化を詳細に調べる必要がある。また、正確な成層圏水蒸気量の将来変化の計算は、地球温暖化予測（気温の変化）の精度向上にとっても重要である。

#### （４）MIROC3.2化学気候モデルによるN<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>の影響を調べるための100アンサンブル実験

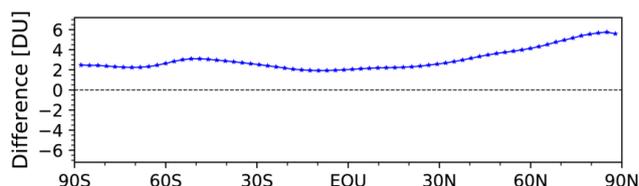


図4.1.6 表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルに設定した実験において、N<sub>2</sub>O濃度を2000年レベルの値に設定した場合の、年平均・経度平均オゾン全量の変化の緯度分布。N<sub>2</sub>Oの増加が抑えられた場合のオゾン全量への影響を表す。

図4.1.6は、N<sub>2</sub>Oを表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルに設定した実験において、N<sub>2</sub>O濃度を2000年レベルの低い値に設定した場合の、年平均・経度平均オゾン全量の差の緯度分布を示す。N<sub>2</sub>O濃度が低く抑えられることにより、どの緯度でもオゾン全量が増加しており（2～5 DU）、特に北極域での増加が大きい。RCP6.0の2050年のCH<sub>4</sub>濃度は2000年の濃度と大差はなく（図3.1.2）、また、MIROC3.2化学気候モデルには対流圏特有の化学反応が含まれていないので、CH<sub>4</sub>のオゾン全量に対する影響は非常に小さかった（図略）。

#### （５）研究開発目的の達成状況

当初設定された目的および目標についてはおおむね達成された。3つの化学気候モデルによる、目標達成のための数値実験と解析を行うことができた。ただし、MIROC6化学気候モデルの開発・調整・数値実験に予想以上に時間を要し、また、国立環境研究所のスパコンが更新のため2019年11月末で停止したため、やむを得ずMIROC6モデルの解析は34アンサンブルで行った。MIROC6モデルの北極域と南極域のオゾン量のアンサンブル間のばらつき（年々変動）に関しては、MIROC3.2モデルやMIROC5モデルと異なるところがあり、観測された年々変動とも異なるので、春季極域のオゾン量と関連する気温や西風強度のODS濃度・GHG濃度依存性に関する解析は行わなかった。

オゾン全量に対するODS濃度やCO<sub>2</sub>濃度の増加の影響の他、HFC、N<sub>2</sub>O、CH<sub>4</sub>の増加の影響も調べたが、これらの物質の影響はODSやCO<sub>2</sub>に比べればかなり小さいことがわかった。

最後に、北極域のオゾン量に関してオゾン全量の多い5または50アンサンブル、オゾン全量の少ない5または50アンサンブルのODS濃度・GHG濃度依存性が、500アンサンブル平均とは異なることを明瞭に示すことができたのは特筆すべき成果である。また、アンサンブル数を大幅に増加させた詳細な実験設定による数値実験を行うことによって、将来にわたって全球規模で有害紫外線の脅威をさけることができる安全なオゾン量を実現するODS濃度の目安の設定を、より高い信頼度で行うことができた。

### 5. 本研究により得られた主な成果

#### （１）科学的意義

##### 1) HFC増加のオゾン層への影響

HFC増加のオゾン層への影響は、これまで、経度平均された緯度－高度2次元モデルによる研究が主であったが、本課題では初めて3次元モデルによる研究に取り組んだ。2095年を想定したHFC増加のオゾン全量への影響は、たとえHFCが規制なしに増加しても1%程度（数ドブソンユニット程度）であることがわかった。MIROC3.2化学気候モデルとMIROC5化学気候モデルの2つの3次元モデルによる結果からは、2次元モデルによる先行研究と同様、HFC増加によって低緯度成層圏に高さ方向にオゾン増加・減

少・増加の3層構造が得られ、アンサンブル実験によってこの増減のパターンは統計的有意性が高いことがわかった。一方で、2つの3次元モデルの高緯度域のオゾン変化は異なり、高緯度域では、HFC増加による気温変化・平均東西風変化による大気波動の変化を介したオゾン輸送の影響が大きく、その評価が難しいことがわかった。

## 2) オゾン全量のODS濃度依存性・GHG濃度依存性

北極のオゾン量変化は大きな年々変動を示し、そのODS濃度依存性・GHG濃度依存性はこれまではつきりとしたことが言えなかった。例えば、2010年と2011年はそのODS濃度・GHG濃度もほとんど同じにもかかわらず北極春季のオゾン量は大きく異なっていた。本研究ではODS濃度・GHG濃度をいくつかの濃度レベルに指定した500アンサンブル実験を行い、その結果を統計的に解析することによって、それが明確に説明できるようになった。すなわち、北極域でオゾン全量が少ない（北極渦が強い）アンサンブルのみを拾い出すと、南極と同様にODS濃度が高くなるにつれてオゾン破壊が進む。一方、オゾン全量が多い（北極渦が弱い）アンサンブルのみを拾い出すと、ODS濃度が高くなってもオゾン破壊が進まない。現実大気では、この北極渦の強い年と弱い年が入り乱れて複雑なオゾン量の年々変動を示すことがわかった。したがって、ODS濃度レベルを下げるのが北極域においても重要であることがわかった。オゾン全量が少ない（北極渦が強い）アンサンブルは、その北極渦の強さと極渦内の気温に関して明瞭なODS濃度依存性を示した。また、低緯度域のオゾン全量は、ODS濃度の増加はもちろん、GHG濃度の増加によっても減少することがわかった。GHG濃度の増加は今後確実に起こるので、低緯度域のオゾン量の減少による紫外線強度の増加については今後注意が必要である。

## (2) 環境政策への貢献

### <行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない。

### <行政が活用することが見込まれる成果>

UNEP/WMO Scientific assessment of ozone depletion 2018 Chapter 5 Stratospheric ozone changes and climateの共同執筆者を務め、ODSおよびGHG濃度変化とオゾン層変化、気候との関連、対流圏との関連について議論・執筆を行った。

HFCのオゾン層への影響を化学気候モデルによって定量的に見積もることができた。HFCのオゾン層への影響はODSやRCP6.0シナリオのCO<sub>2</sub>に比べると限定的であることがわかった。

本課題で行った500アンサンブル実験より、北半球中高緯度域で極端なオゾン減少が起こらないようにするためには、将来のGHG濃度増加を見込んでもODS濃度を1985年レベル以下にすることが提言される。南極オゾンホールが出現しないようにするためには、GHG濃度にかかわらず、ODS濃度を1980年レベル以下にする必要がある。また、熱帯においては、ODS濃度が十分下がってもGHG濃度が大きく上昇すればオゾン全量の低い領域を生じる恐れがあり、紫外線強度も増すことが予想され注意を要する。

## 6. 研究成果の主な発表状況

### (1) 主な誌上発表

#### <査読付き論文>

- 1) Morgenstern, O. et al. (2018), Ozone sensitivity to varying greenhouse gases and ozone-depleting substances in CCM1-1 simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 1091-1114, <https://doi.org/10.5194/acp-18-1091-2018>
- 2) Dhomse, S. et al. (2018), Estimates of Ozone Return Dates from Chemistry-Climate Model Initiative Simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 8409-8438, <https://doi.org/10.5194/acp-18-8409-2018>
- 3) Wales, P. A. et al. (2018), Stratospheric injection of brominated very short-lived substances: Aircraft observations in the Western Pacific and representation in global

models, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 5690–5719,  
<https://doi.org/10.1029/2017JD027978>

- 4) Akiyoshi, H., M. Kadowaki, H. Nakamura, T. Sugita, T. Hirooka, Y. Harada, and A. Mizuno (2018), Analysis of the ozone reduction event over the southern tip of South America in November 2009, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 12523–12542.  
<https://doi.org/10.1029/2017JD028096>
- 5) Lamy, K. et al. (2019), Clear-sky ultraviolet radiation modelling using output from the Chemistry Climate Model Initiative, *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 10087–10110.  
<https://doi.org/10.5194/acp-19-10087-2019>
- 6) Nakajima, H., I. Murata, Y. Nagahama, H. Akiyoshi, K. Saeki, T. Kinase, M. Takeda, Y. Tomikawa, E. Dupuy, and N. B. Jones, Chlorine partitioning near the polar vortex edge observed with ground-based FTIR and satellites at Syowa Station, Antarctica, in 2007 and 2011 (2020), *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 1043–1074, <https://doi.org/10.5194/acp-20-1043-2020>

## (2) 主な口頭発表 (学会等)

- 1) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、今村隆史、化学気候モデルのアンサンブル実験による北極域オゾン層破壊の塩素濃度および温室効果ガス濃度依存性の解析、第23回大気化学討論会、高松、2017年10月2日–4日 (ポスター発表、2017年10月3日)、第23回大気化学討論会講演要旨集、p. 39
- 2) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、低オゾンイベント出現の温室効果ガス濃度依存性に関する化学気候モデルを用いたアンサンブル実験、日本地球惑星科学連合2018年大会、千葉 (幕張メッセ国際会議場)、2018年5月20日–24日 (ポスター発表2018年5月23日)、AAS07-P08.
- 3) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、低オゾンイベント出現の温室効果ガス濃度依存性に関する化学気候モデルを用いたアンサンブル実験、日本地球惑星科学連合2018年大会、千葉 (幕張メッセ国際会議場)、2018年5月23日、AAS07-P08.
- 4) Akiyoshi, H., M. Kadowaki, H. Nakamura, T. Sugita, T. Hirooka, Y. Harada, A. Mizuno, Dynamical analysis in the Southern Hemisphere associated with a three-week total ozone reduction over the southern tip of South America in November 2009, SPARC General Assembly 2018, 京都、2018年10月1日、Abstract ID:1346
- 5) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、長友利晴、北半球中高緯度で低いオゾン全量を示す領域面積の温室効果ガス濃度依存性、日本気象学会2018秋季大会、2018年10月31日、仙台 (仙台国際センター)、ID:P381, 同予稿集 p. 269
- 6) Yamashita, Y., H. Akiyoshi, M. Takahashi (2020), An indication of low ozone anomaly in Arctic spring in the QBO westerly and solar minimum years, WCRP/SPARC SATIO-TCS joint workshop on Stratosphere-Troposphere Dynamical Coupling in the Tropics, 21 – 25 February (oral presentation on 24 February), Kyoto University, ID:C-10, ebooklet 29
- 7) Yamashita, Y., \*H. Akiyoshi, M. Takahashi, An indication of low ozone anomaly in Arctic spring in the QBO-westerly and solar-minimum years, CCMI 2019 Science Workshop, 7–9 August 2019 (poster presentation, 8 August 2019), Hong Kong, Abstract No. 1.030.
- 8) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、長友正晴、500アンサンブル実験による低中高緯度オゾン全量のODS・GHG濃度依存性、日本気象学会2019秋季大会、2019年10月28日–31日 (ポスター発表2019年10月30日) 福岡 (福岡国際会議場)、ID:P373, 同予稿集 p. 238
- 9) Dupuy, E., H. Akiyoshi, Y. Yamashita, Impact of hydrofluorocarbons on stratospheric ozone recovery, 日本気象学会2019秋季大会、2019年10月28日–31日 (ポスター発表2019年10月30日) 福岡 (福岡国際会議場)、ID:P372, 同予稿集 p. 237
- 10) Akiyoshi, H., M. Kadowaki, Y. Yamashita, E. Dupuy, T. Nagatomo, ODS and GHG dependence

of total ozone at mid- and high latitudes indicated by multi-ensemble simulations using MIROC3.2 and MIROC5 chemistry-climate models, 日本地球惑星科学連合2020年大会、ポスター発表予定（7月、大気化学セッションA-AS07）

- 11) Akiyoshi, H., E. Dupuy, Y. Yamashita, Impact of HFCs on stratospheric ozone and temperature as simulated by chemistry-climate models, 日本地球惑星科学連合2020年大会、ポスター発表予定（7月、大気化学セッションA-AS07）

## 7. 研究者略歴

研究代表者：

秋吉 英治

九州大学理学部卒業、博士（理学）、現在、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

研究分担者：

- 1) 小倉 知夫

東京大学理学部卒業、博士（理学）、現在、国立環境研究所地球環境研究センター気候モデリング・解析研究室主任研究員

- 2) 塩竈 秀夫

京都大学理学部卒業、博士（理学）、現在、国立環境研究所地球環境研究センター気候変動リスク評価研究室室長

## 8. 引用文献

- 1) WMO (2014) *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014*, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 55. 416 pp., Geneva, Switzerland.
- 2) Velders, G. J. M., D. W. Fahey, J. S. Daniel, M. McFarland, and S. O. Andersen (2009), The large contribution of projected HFC emissions to future climate forcing, *PNAS*, *106*, 10949-10954. [www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0902817106](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0902817106)
- 3) Manney et al. (2011), Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature*, *478*, 469-475. doi:10.1038/nature10556
- 4) Hurwitz, M. M., E. L. Fleming, P. A. Newman, F. Li, E. Mlawer, K. Cady-Pereira, and R. Bailey (2015), Ozone depletion by hydrofluorocarbons, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, doi:10.1002/2015GL065856.

## II. 成果の詳細

### II-1 HFCと温室効果ガス削減対策のオゾン層回復に対する有効性評価に関する研究

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	秋吉 英治
地球環境研究センター気候モデリング・解析研究室	小倉 知夫
地球環境研究センター気候変動リスク評価研究室	塩竈 秀夫

<研究協力者>

国立研究開発法人国立環境研究所

企画部、環境計測センター	今村 隆史
地球環境研究センター気候モデリング・解析研究室	Eric Dupuy
地球環境研究センター気候モデリング・解析研究室	長友 利晴

国立研究開発法人海洋研究開発機構

北極環境変動総合研究センター 北極化学物質循環研究グループ	山下 陽介
-------------------------------	-------

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

原子力科学研究部門	原子力基礎工学研究センター	環境・放射線科学ディビジョン	環境動態研究グループ	門脇 正尚
-----------	---------------	----------------	------------	-------

平成29年度～令和元年度研究経費（累計額）：64,251千円（研究経費は間接経費を含む）  
（平成29年度：21,780千円、平成30年度：20,691千円、令和元年度：21,780千円）

#### [要旨]

オゾン層破壊問題を受けてモントリオール議定書の批准後行われた国際的なフロン対策が功を奏し、オゾン層は現在回復へと向かっているが、今後もしばらく温室効果ガスの増加が見込まれることから、また、大気中のオゾン量はフロン・ハロン等のオゾン層破壊物質のみならず温室効果ガスの影響を受けることから、将来のオゾン層回復時期の予測や今後のオゾン層破壊の動向予測などには、この両方の物質の濃度変化の影響を考慮する必要がある。本研究では、国立環境研究所で開発を行った3つの化学気候モデルを使って、温室効果ガスの中でも特に近年大気中への放出が増加しているHFCのオゾン層への影響、および多アンサンブル実験でのオゾン量に関するアンサンブルメンバーの分類による高緯度・中緯度・低緯度のオゾン量のオゾン層破壊物質濃度依存性・温室効果ガス濃度依存性に関する詳細な解析を行った。その結果、今後規制なしにHFCが増加した場合、今世紀末のHFCのオゾン全量（気柱量）への影響は1%程度で限定的であること、北半球中高緯度域においてはオゾン全量が高く北極渦が弱いアンサンブルメンバーではODS濃度が増加してもオゾン全量はあまり減らないのに対しオゾン全量が低く北極渦が強いアンサンブルメンバーでは南極と同様にODS濃度が増加するとオゾン全量が急激に減少すること、したがって、大気の揺らぎによるオゾン量の年々変動や輸送によるオゾン量の増大効果の大きい北半球中高緯度においても大きなオゾン層破壊が起こらないようにするためにはオゾン層破壊物質濃度を1985年レベル程度まで下げる必要があること、南半球中高緯度域（45S-90S）では1980年レベル以下にする必要があること、低緯度域のオゾン全量は今後の温室効果ガス濃度の増加によって減少することが予想され紫外線強度が増す恐れがあること、等がわかった。

#### [キーワード]

オゾン層、HFC、温室効果ガス、化学気候モデル、アンサンブル実験

## 1. はじめに

モントリオール議定書の批准後行われたフロン対策によって、大気中のハロゲン濃度は今世紀に入って減少に転じ、少しずつではあるが現在オゾン層は回復へと向かっている。一方で、大気中の温室効果ガス(GHG)の増加は、成層圏の気温の低下を招き大気大循環を強化してオゾン濃度にグローバルに影響する。代替フロンであるHFCの今後予想される温暖化への影響は、規制がなければ2050年頃には二酸化炭素の放射強制力の15-20%程度の大きさになる可能性がある(WMO 2014<sup>1)</sup>; Velders et al., 2009<sup>2)</sup>)。2016年10月にアフリカ・ルワンダ・キガリで行われたモントリオール議定書締約国会議では、先進国は2036年までに代替フロンの生産を85%、新興・途上国は2045年までに80%削減することで合意した。今後、パリ協定の枠組みの中で様々な温暖化対策が進むことが期待される一方、しばらくの間は大気中の温室効果ガス濃度は増え続け、地球温暖化が進行することが予想される。このような状況の中、緯度依存性の大きいオゾン層変動の下で、世界規模でオゾン層保護対策が有効に働くかどうかを見極めるためには、緯度毎のオゾン層変動のGHG依存性をGHGの種類毎に詳細に調べる必要がある。

大気中の温室効果ガス(GHG)濃度の増加は気候変化(温暖化)によってオゾン量を変化させる。これによってフロン減少の将来シナリオによって予想されるオゾン層の回復時期が影響を受ける。また、大気の内変動に由来するオゾン量の年々変動も大きく、これによって過去北極ではおよそ10年に一度の頻度で(1997年、2011年、2020年)突発的にオゾン量の少ない状態が最近起こっている(Manne et al., 2011<sup>3)</sup>)。このことは、毎年毎年の大気の変動によって北極のオゾン量が影響を多大に受けることを示している。このような大気の内変動が存在する中、また、今後温暖化が進行する中で、ハロゲン濃度やHFC濃度がどの程度であれば有害な紫外線を増加させる極端なオゾン破壊を地球上のあらゆる場所で避けることができるかの科学的知見を得る必要がある。

## 2. 研究開発目的

平成25年度～27年度に推進費で行った研究課題【2-1303】「将来の温暖化条件下でのフロン対策強化によるオゾン層の脆弱性回避に関する研究」では、化学気候モデルを使った100アンサンブル実験によって、通常のシナリオ実験では解析困難なODS濃度やGHG濃度の北極域オゾン層変動に対する影響を調べ、近年しばしば見受けられる北極域の極端なオゾン層破壊は温暖化してもなくなることを見いだした。本提案課題では、前課題で取り扱ったMIROC3.2化学気候モデルおよびMIROC5化学気候モデルに加えて、最新の温暖化予測モデルをベースにした化学気候モデル(MIROC6化学気候モデル)を開発して予測の精緻化を図り、また、結果の確度を高めるためアンサンブルの個数を500に拡大し、CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O等のGHGとHFCの削減対策の、オゾン層回復に対する有効性の評価を行う。極域オゾン層破壊の重要なファクターである極成層圏雲の原料となる成層圏水蒸気量および硝酸量の将来変化の解析も行う。また、フロン対策効果は北極だけではなくグローバルな観点から検証されるべきという考えから、ODS濃度およびGHG濃度をより細かく設定したより多くの実験を行い、他の緯度帯においてもオゾン層破壊の極端な事例の発生頻度のODSおよびGHG濃度依存性を明らかにし、将来にわたって全球規模で有害紫外線の脅威をさけることができる安全なオゾン量を実現するODS濃度の目安の設定を、より高い信頼度で行う。

## 3. 研究開発方法

上記の目的を達成するため、本研究課題では新しい化学気候モデル(MIROC6化学気候モデル)の開発を行うと共に、既存の化学気候モデル(MIROC3.2化学気候モデルおよびMIROC5化学気候モデル)を用いた数値実験を行う。MIROC3.2、MIROC5、MIROC6モデルの化学スキームは同一のものとし、空間分解能も同一とする。水平分解能はT42(2.8度×2.8度)、鉛直分解能は地表～0.01hPa(～80km)間で34層とする。成層圏で2～3km、対流圏界面あたりで約1kmの鉛直分解能となる。3つのモデルによる結果から、オゾン層のODS濃度依存性およびGHG濃度依存性に関して共通する性質を見いだす。

ところで、HFCも温室効果ガスの一つであるが本課題ではHFCのみ特別に扱う。理由は平成30年5月の中間研究報告書で述べたとおり、HFCのオゾン層、特にオゾン全量(気柱量)への影響は、RCP6.0等の

規制のかかったシナリオではかなり小さいことがわかったからである。また、予め行った予備実験によって、本課題で行う実験のGHG濃度の細かいレベル設定に対しては、HFCの影響はアンサンブル間のばらつきに埋もれて統計的に有意な検出が困難なこともわかった。そこでHFCに関しては、今世紀末まで規制がない極端なHFCの増加を想定し、HFCが大気中に全く存在しない場合との差を見ることにより、オゾン層への影響を調べた。

また、オゾン全量のODS濃度依存性・GHG濃度依存性を調べる500アンサンブル実験では、二酸化炭素同様、あるいはそれ以上にHFC濃度の将来濃度も現在において不確定性が大きいこと、そして、そのオゾン層への影響がかなり小さいことを考慮して、簡単のため（実験結果の解釈を容易にするため）、HFC濃度をゼロに設定し、GHGについては二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素の影響に限定した。

### （1）MIROC6化学気候モデルの開発

MIROC6は、IPCC-AR6用の温暖化予測実験に使用されている最新の温暖化予測モデル（3次元大気海洋結合気候モデル）である。この最新の温暖化予測モデルに化学反応過程を導入し、以下に示す手順によりMIROC6ベースの化学気候モデルの開発を行った。

#### 1) 大気放射伝達モジュールの導入

温暖化予測用のMIROC6モデルは、対流圏、地表、海洋を主なターゲットとしているため、これらの領域に関わる放射収支の計算効率と計算精度を考慮して、放射スペクトルの分解能がそれほど高くはない（0.185～1000  $\mu\text{m}$ の範囲で29分割）。オゾン層に関係する光化学反応を扱うためには、成層圏における大気微量成分の吸収帯が数多く存在し成層圏上部・中部・下部でスペクトルが急激に変化する200～320nm間のスペクトル区分を細かくする必要がある（広いスペクトル区間内での吸収断面積の平均操作によって生じる誤差をできるだけ小さくするため）。そこで、0.185～1000  $\mu\text{m}$ の範囲で37分割された放射伝達モジュールを導入した。

#### 2) 化学反応計算モジュールの導入

MIROC3.2化学気候モデルとMIROC5化学気候モデルに導入済みの化学反応計算モジュールを、MIROC6モデルに導入した。42の光解離反応、140の気相反応、13の不均一反応を計算するモジュールであり（Nakajima, H. et al., 2020<sup>4)</sup>）、放射伝達コードで計算された大気微量成分の光解離率や気温を使って、大気微量成分の化学生成率を計算し、それを時間積分して化学反応による微量成分の変化を計算する。

#### 3) 太陽放射伝達の球面効果計算モジュールの導入

MIROC3.2化学気候モデルとMIROC5化学気候モデルに導入済みの太陽放射伝達の球面効果計算モジュールを、MIROC6モデルに導入した。このモジュールは、太陽高度が低い場合に成層圏等の高層大気において太陽光が水平線より下から入ってくる場合があり、それが春先の南極や北極におけるオゾン破壊の大きさに重要な役割を果たしていると考えられるので導入した。

### （2）HFC増加実験とそのオゾン層への影響解析（MIROC3.2およびMIROC5化学気候モデル）

先に述べたとおり、HFC規制を考慮したシナリオでは、HFCのオゾン全量への影響は非常に小さいことがわかったので、本研究課題ではHFCに対する規制のない場合を想定した実験を行った。

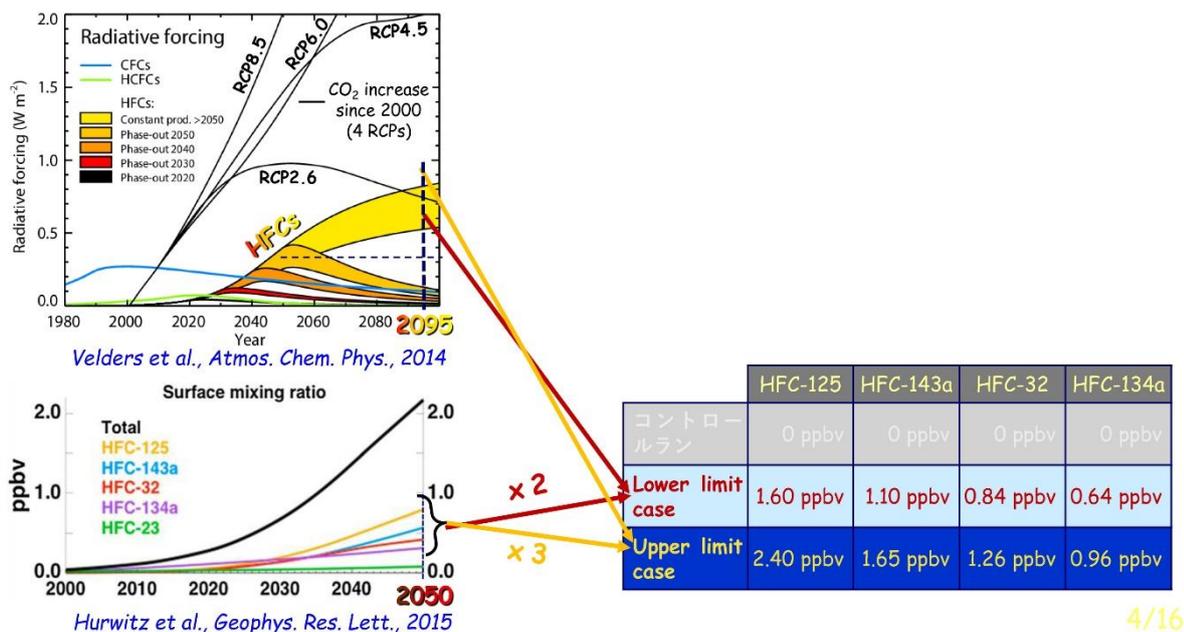


図 3.1.1 Velder et al. (2014)によるシナリオ別の温室効果ガスの放射強制力と HFC の放射強制力（左上）、Hurwitz et al. (2015)<sup>5)</sup>の HFC 濃度シナリオ（左下）と、本研究課題の HFC 増加実験で設定した HFC の濃度（右表）との関係。

実験は、将来の濃度変化が大きいと考えられる HFC-125, -143a, -32, -134a の 4 種類を考え、1) コントロールラン、2) Lower limit case、3) Upper limit case の 3 つの実験を行った。<sup>2)</sup>Velder et al. (2014) の 2100 年までの HFC の放射強制力の計算値を参照すると（図 3.1.1 の左上図）、2100 年あたりで RCP2.6 シナリオの温室効果ガスによる放射強制力と、規制のない場合の HFC による放射強制力が同程度となる。そこで、HFC のオゾンへの影響をなるべくクリアに取り出すため、2100 年付近（2095 年）の RCP2.6 シナリオの温室効果ガス濃度（二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素）の大気組成の下での実験を行った。まず、1) コントロールランでは、いずれの HFC の濃度もゼロに設定した 100 アンサンブル実験を行った。2) Lower limit case および 3) Upper limit case では、以下のように HFC 濃度の設定を行った。HFC 規制のない場合のシナリオの 2095 年の濃度が手に入らなかったため、Hurwitz et al. (2015)<sup>5)</sup> の 2050 年までの HFC 濃度シナリオと Velder et al. (2014)<sup>2)</sup> の 2100 年までの HFC の放射強制力の計算結果を利用し、HFC の放射強制力が HFC 濃度に比例すると仮定すると、2050 年の HFC 濃度を 2 倍（lower limit case）および 3 倍（upper limit case）にすると、それらの放射強制力が Velder et al. (2014) の規制なしの場合の 2095 年の放射強制力（黄色で示された部分）の下限と上限にほぼ対応することがわかる。このような仮定の下で設定した HFC 濃度を図 3.1.1 の右下の表に示す。2) Lower limit case および 3) Upper limit case とも、それぞれ 100 アンサンブル計算を行った。また、HFC の鉛直分布は、グローバルな観測データがないため、大気の上端から下端まで一定値をもつ分布とした。

### （3）MIROC3.2, MIROC5, MIROC6 化学気候モデルによるオゾン全量の ODS および GHG 濃度依存性の多アンサンブル実験と解析

オゾン全量の ODS 濃度および GHG 濃度（二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素）依存性を調べるアンサンブル実験では、MIROC3.2、5、6 の 3 つのモデルを用いた。表 3.1.1、表 3.1.2、表 3.1.3 にそれぞれのモデルで行った ODS 濃度および GHG 濃度指定したアンサンブル実験の解析に使われたアンサンブルメンバー数を示す。なお、解析に使ったアンサンブル数が 500 というのは、実際には、ODS 濃度と GHG 濃度を指定して 510 年の連続計算を行い、最初の 10 年分を除いた残りの 500 年について解析を行ったことを意味する。最初の 10 年は、指定された ODS 濃度・GHG 濃度の下にモデルの中の大気やオゾン量が落ち着くまでの遷移

期間と見なされ、従って解析には使われない。MIROC3.2、MIROC5モデルに関しては、当初予定していたおおよそ全てのODS濃度・GHG濃度を指定した実験で510年連続計算を行うことができ、500のアンサンブルメンバーを用いた解析を行った。ただし、ODS濃度1960年レベルかつGHG濃度2040年レベルの実験は割愛した（表3.1.1の左端の列、上から3番目）。理由は、このODS濃度レベルではほとんどオゾン破壊が起こらず、GHG濃度の2030年レベルと2050年レベルの間で急にオゾン量の変化量が増えるというようなことは考えにくいため、ODS濃度1960年レベル・GHG濃度2030年レベルと2050年レベルのオゾン量の内挿によって推定しても問題ないと判断したからである。ただし、ODS濃度が1960年レベルの実験は、行ったODS濃度設定のうち最も低い値なので、オゾン全量のODS濃度・GHG濃度依存性の図を描くときにそのODS濃度の境界の値として重要となる。したがって、GHG濃度が2000年、2030年、2050年、2100年の実験は行った。

また、MIROC5モデルでは、当初予定していた実験に加えてODS濃度が1995年レベルの実験を行った。理由は、最初にMIROC3.2の実験の解析を行っている際にODS濃度1990年レベルと2000年レベルの成層圏のODS濃度があまり変わらず、この2つの実験のオゾン全量もほぼ同じだったからである。地表付近のODS濃度は、過去(1950年くらい)から徐々に増加し1994年あたりでピークに達し、その後フロン規制によって減少する。通常のシナリオ実験では、地表のODS濃度がこのように時間と共に変化していくため、成層圏（特に大きなオゾン破壊が起こる極域下部成層圏）では、5年後くらいの2000年頃にODSから生じたCl<sub>y</sub>(反応性塩素)濃度のピークが生じる。そこで、当初はODS濃度2000年レベルの実験を設定したが、本課題で行った実験では、地表で指定したODS濃度の下で510年間連続して毎年の計算を繰り返すので、地表のODS濃度とODSから分解して生じた成層圏のCl<sub>y</sub>濃度がほぼ同じになってしまう。したがって、成層圏のCl<sub>y</sub>濃度も1994～1995年頃がいちばん大きい。それゆえ、後から行ったMIROC5モデルを用いた実験では、ODS濃度1995年レベルの実験を追加した。

MIROC6モデルを用いた実験のアンサンブル数は、MIROC3.2およびMIROC5モデルのアンサンブル数より少ない。これは、モデルの開発・調整に時間を要したこと、開発を行ったMIROC6化学気候モデルでMIROC3.2やMIROC5と同じ設定の計算を行った場合、その計算時間がMIROC3.2やMIROC5モデルの約2倍を要したこと、国立環境研究所のスーパーコンピュータシステムが機種更新のため2019年12月～2020年2月の間停止したこと等による。2020年3月以降スーパーコンピュータの機種が更新されたため、同じ実験を行ってもオゾン全量に若干のバイアスが見られ、前機種による結果とは直接の比較はできない。MIROC6モデルのオゾン全量のODS濃度依存性・GHG濃度依存性は、いちばんアンサンブル数の少ないODS濃度1985レベル・GHG濃度2000年および2030年レベル実験の、アンサンブル数34に揃えて解析を行う。MIROC6のその他の実験については、50とか100とかあるアンサンブルのうち、最初の34アンサンブルを使うことにする。

海水面温度および海水密度はGHG濃度に対応したものに固定した。例えば、GHG濃度を2000年レベルに設定する場合は、海水面温度および海水密度は月平均データの1995年～2004年の10年間平均値を用いて年々変動の影響を除いた。なお、表で、GHG欄（左端）の2030、2040、2050、2095年は、RCP6.0シナリオ上でのこれらの年に対応するGHG濃度を指す（図3.1.2）。

表3.1.1：MIROC3.2化学気候モデルによるODS/GHG濃度を指定した実験のアンサンブル数

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		500	500	500	500	—	500
2050		500	500	500	500	—	500
2040		—	500	500	500	—	500
2030		500	500	500	500	—	500
2000		500	500	500	500	—	500

表3.1.2：MIROC5化学気候モデルによるODS/GHG濃度を指定した実験のアンサンブル数

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		500	500	500	500	500	500
2050		500	500	500	500	500	500
2040		—	500	500	500	500	500
2030		500	500	500	500	500	500
2000		500	500	500	500	500	500

表3.1.3：MIROC6化学気候モデルによるODS/GHG濃度を指定した実験のアンサンブル数

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		100	50	36	50	54	—
2050		100	50	35	50	100	—
2040		100	50	35	50	100	—
2030		100	50	34	50	100	—
2000		57	50	34	50	100	142

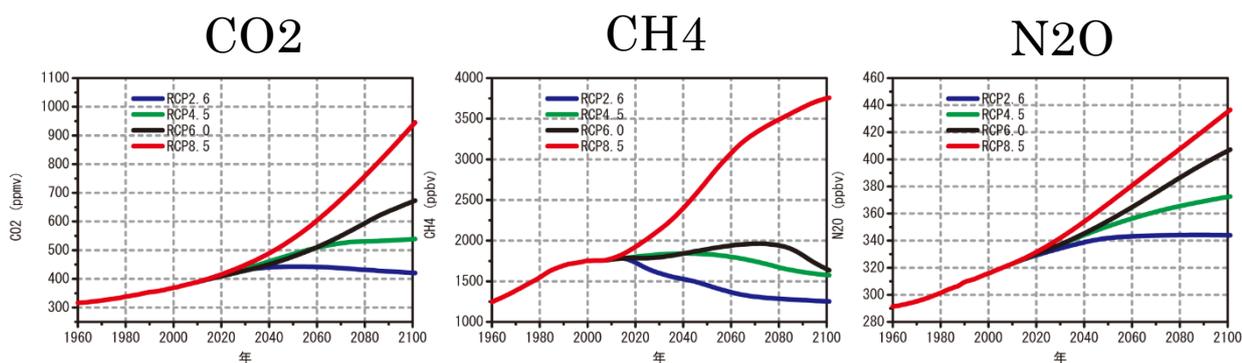


図 3.1.2 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O の RCP シナリオによる地表面濃度の経年変化。本報告書中の“GHG 濃度の〇〇年レベル”は、RCP6.0 シナリオ上での〇〇年の濃度（黒実線）を表す。また、(2) の HFC の実験に使われた RCP2.6 シナリオは青線で示されている。

以上の実験によって得られた、アンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の分布を基に、オゾン全量最低値のアンサンブル平均、オゾン全量最低値の最も低い5アンサンブル平均、最も低い50アンサンブル平均、最も高い5アンサンブル平均、最も高い50アンサンブル平均などについて、ODS濃度・GHG濃度依存性の解析を行う。また、オゾン量に関連する気象場（気温や東西風速）のODS濃度・GHG濃度依存性の解析も行う。

#### (4) MIROC3.2化学気候モデルによるN<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>の影響を調べるための100アンサンブル実験

MIROC3.2化学気候モデルを使って新たに、ODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルでかつN<sub>2</sub>O濃度だけを2000年の値に固定した100アンサンブル実験（N<sub>2</sub>O感度実験）を行い、表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルの実験（N<sub>2</sub>O濃度をRCP6.0シナリオの2050年値に設定した実験）との比較を行って、RCP6.0シナリオ下での2000年→2050年のN<sub>2</sub>O濃度変化がオゾン量へ及ぼす影響を調べる。また、ODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルでかつN<sub>2</sub>O濃度とCH<sub>4</sub>濃度を2000年の値に固定した100アンサンブル実験（N<sub>2</sub>O・CH<sub>4</sub>感度実験）を行い、RCP6.0シナリオ下での2000年→2050年のN<sub>2</sub>OとCH<sub>4</sub>の濃度変化がオゾン量へ及ぼす影響を調べる。このN<sub>2</sub>O・CH<sub>4</sub>感度実験と、N<sub>2</sub>O感度実験の結果との差を取る

ことにより、RCP6.0シナリオ下での2000年→2050年のCH<sub>4</sub>の濃度変化がオゾン量へ及ぼす影響を解析する。アンサンブル数を100としたのは、1つには、計算機資源と時間を節約するためである。また、N<sub>2</sub>OやCH<sub>4</sub>のオゾン量への影響の解析には、アンサンブル平均のみで議論を行い、(3)で示したような、アンサンブル分布における極端な値を示すアンサンブルの振る舞いに関する解析は行わないため、500までの多アンサンブルを必要としないためである。

#### 4. 結果及び考察

##### (1) MIROC6化学気候モデルの開発

図4.1.1の右下パネルに、表3.1.3のMIROC6化学気候モデルを用いたODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルの実験(142アンサンブル)の、100アンサンブル平均(アンサンブルメンバー番号1~100)の経度平均オゾン全量の時間-緯度断面を、TOMSデータ(1995-2004年平均)のオゾン全量を左上パネルに、また、表3.1.1のMIROC3.2化学気候モデルによるODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルの実験(500アンサンブル)の500アンサンブル平均のオゾン全量を右上パネルに、表3.1.2のMIROC5化学気候モデルによるODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルの実験(500アンサンブル)の500アンサンブル平均のオゾン全量を左下パネルに示す。

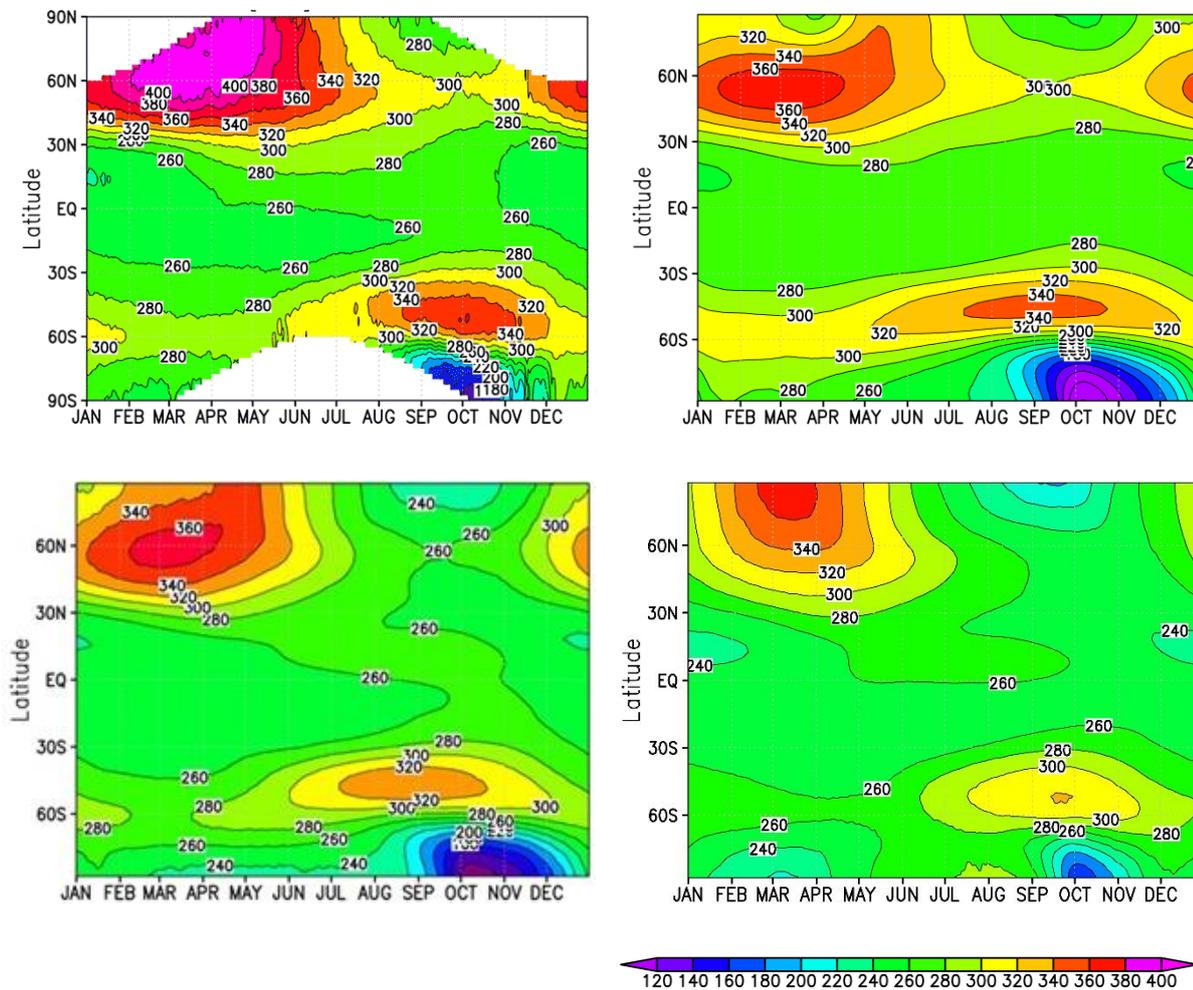


図 4.1.1 経度平均オゾン全量の時間-緯度分布。オゾン全量の単位はドブソンユニットで表される。(左上) TOMS の 1995-2004 年平均値。(右上) MIROC3.2 化学気候モデルの 500 アンサンブル平均値。ODS 濃度を 2000 年レベル、GHG 濃度を 2000 年レベルに設定。(左下) MIROC5 化学気候モデルの 500 アンサンブル平均値。ODS・GHG 濃度設定は MIROC3.2 化学気候モデルと同じ。(右下) MIROC6 化学気候モデルの 100 アンサンブル平均値。ODS・GHG 濃度設定は MIROC3.2 化学気候モデルと同じ。

図から、ODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルに設定したMIROC3.2、MIROC5、MIROC6モデルで計算された経度平均のオゾン全量の時空間分布は、北半球中高緯度春季のオゾン全量の極大・秋季の極小、赤道域でオゾン量が少ない、南半球中緯度春季のオゾン全量の極大、南極春季のオゾン全量極小（オゾンホール）等、おおよそTOMSで観測された緯度分布を再現しているが、細かく見てみると三者三様で異なっている。3. 節の冒頭で述べたように、この3つのモデルの化学計算スキームは同一であり、空間分解能も同一なので、これらのモデル間のオゾン全量の違いはそれぞれのモデルの気温と循環場（風速分布）の違いを反映したものである。南極春季のオゾンホール（パネルの右下の青色の部分）の大きさもそれぞれのモデルで異なっている。

このモデル間の違いに関して、北半球高緯度春季（3月～4月）のオゾン全量に着目すると、MIROC3.2モデルでは北極付近で3月に小さくなっている。MIROC5では、このような極小は起こらず、4月あたりに極大になっている。MIROC6にも春季の極域のオゾン全量極小はなく、3月頃に極大になっている。このような北半球春季のオゾン全量の違いには、モデルの冬から春にかけての大気循環の違いが大きく反映される。理由は、高緯度域の冬季は日射が極端に少なく、オゾンに関する化学生成／消滅は非常に小さくなり、オゾン全量は大気循環による輸送の影響を多大に受けるからである。物質の輸送を担う大気大循環（ブルーワ・ドブソン循環）は、図4.1.2に示されるとおり、赤道で対流圏から上昇してきた空気が成層圏へ入り、下部成層圏では両半球へ分かれて下降、中上部成層圏へ入った空気は夏半球側から冬半球側へ向かい、冬半球の中高緯度で下降するような流れである。このような流れの鉛直成分を下部成層圏あたりの50hPaで見た場合、低緯度で上昇流、高緯度で下降流となっていることが想像できる。

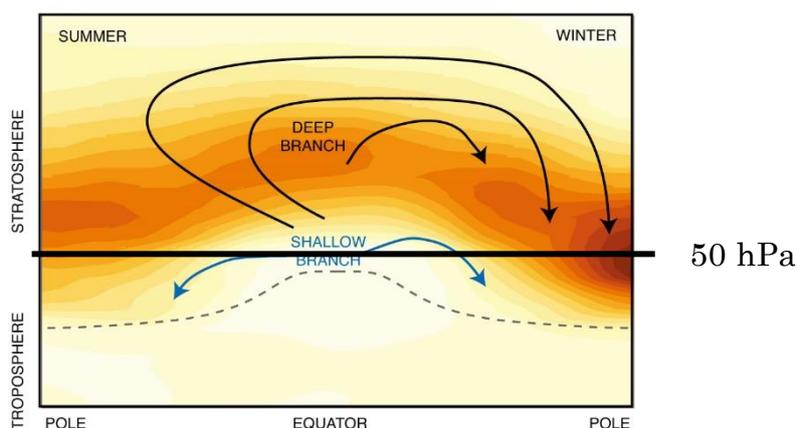


図 4.1.2 大気大循環（ブルーワ・ドブソン循環）の模式図（矢印）。色は経度平均のオゾン濃度（分圧）の分布を表す。右が冬極、左が夏極。下部成層圏の 50 hPa のレベルを黒実線の水平線で表す。Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014 (WMO 2014) <sup>1)</sup> の Figure 4-7 を改変して作成。

図4.1.3の左のパネルは、MIROC3.2およびMIROC5モデルによる高度50hPaにおける大気大循環の鉛直成分（残差循環、 $\bar{w}^*$ ）の緯度－時間断面を表す。低緯度で上昇流、中・高緯度で下降流となっており、図4.1.2の模式図の黒の実線で示した部分の流れと整合的である。季節によって上昇・下降の緯度範囲が変化しており、上昇流域が夏半球側に移動しているのがわかる。MIROC5の鉛直流の値からMIROC3.2の値を引いたものの分布を右のパネルで示す。この2つのモデル間で全球的に鉛直流の差が存在するが、上昇流と下降流の境界付近で差が大きくなっていることがわかる。さらに特徴的なのは、北極域の1月～3月にMIROC5モデルの方が、下降流が強くなっている。これによってMIROC5の方が、冬から春にかけてオゾンが成層圏から対流圏上部により多く輸送され、北極のこの時期のオゾン全量が大きくなっている（図4.1.1の右上と左下のパネルの比較）。北極のこの時期のオゾン全量の観測値（図4.1.1の左上のパ

ネル)と比較する限りでは、MIROC5モデルの方が観測をよりよく再現している。

南極オゾンホールに関しては、観測に比べると、MIR3.2はオゾン破壊が少し大きすぎる。一方、MIROC5はおおよそ観測値を再現している。しかしながら、この両方のモデルともオゾン破壊が12月中旬まで続き、観測に比べるとオゾンホールの期間が長すぎる。冬季～春先にかけて発達する南極渦の崩壊時期が実際より遅れているためである。

MIROC6モデルのオゾンホール終了時期は観測に近いが、オゾンホールによるオゾン破壊が小さい。100アンサンブルの1つ1つのアンサンブルメンバーについて、図4.1.1と同様な図を描くと(図は省略)、MIROC3.2やMIROC5モデルのようにオゾンホールが発達するアンサンブルメンバーもある一方で、全くオゾンホールが発達しないアンサンブルメンバーもあることがわかった。従って、100アンサンブル平均すると図4.1.1で示したようにオゾンホールの発達が小さくなってしまう。MIROC3.2やMIROC5の個々のアンサンブルメンバーには、オゾンホールが全く発達しないアンサンブルは皆無であった。したがって、MIROC6モデルの南極大気は年々変動が大きく、現実には、近年オゾンホールが全く発達しない年はないことから、MIROC6モデルの年々変動は大きすぎるのがわかる。

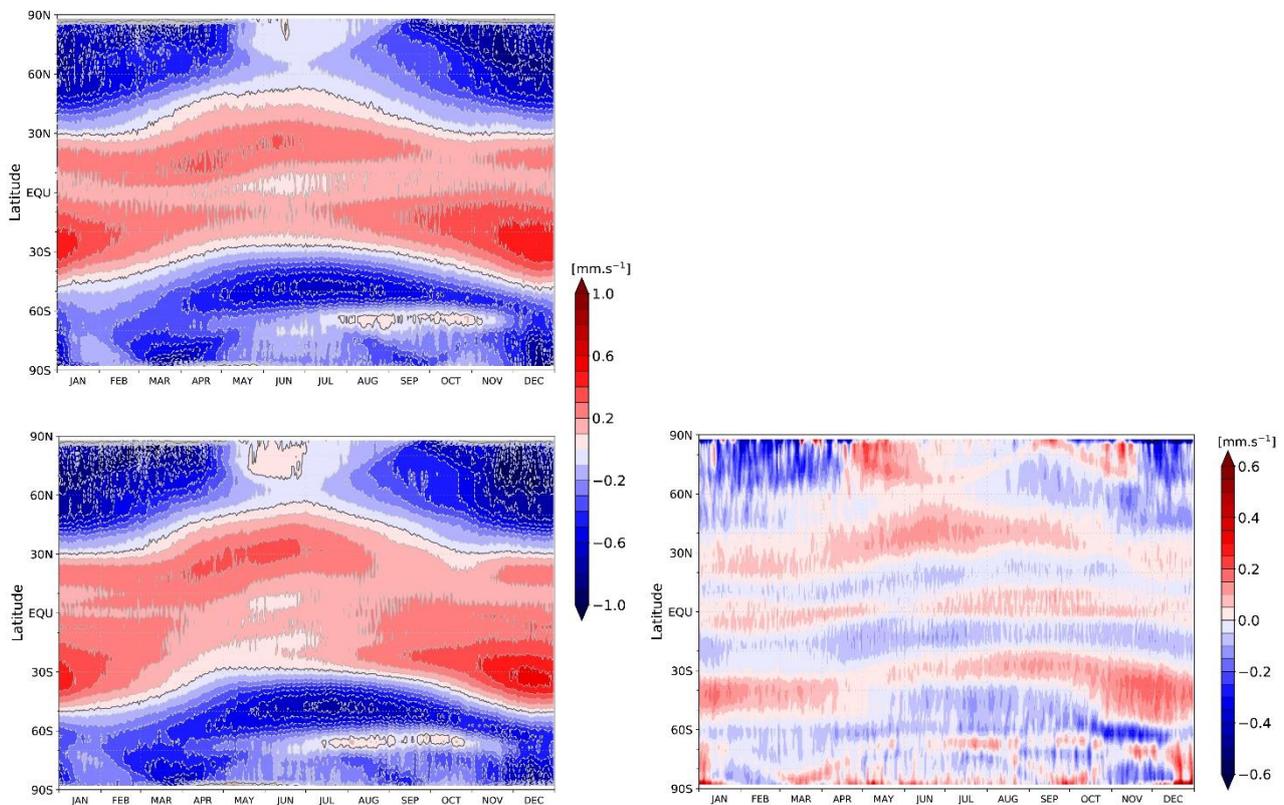


図 4.1.3 高度 50 hPa における大気大循環の鉛直成分(残差循環<sup>w\*</sup>)の時間-緯度断面。(左上)MIROC3.2 化学気候モデル(左下)MIROC5 化学気候モデル。赤色が上昇流、青色が下降流を表す。(右下)MIROC3.2 化学気候モデルの鉛直流の MIROC5 モデルからの偏差(MIROC3.2-MIROC5) 正偏差を赤色で、負偏差を青色で表す。

## (2) HFC増加実験とそのオゾン層への影響解析(MIROC3.2およびMIROC5化学気候モデル)

### (2.1) HFC増加による気温の変化

いわゆる大気の窓領域と言われる波長 $10\mu\text{m}$ 付近では、大気による赤外放射の吸収が弱く、高温の地表から発せられた強い赤外放射が対流圏上部や成層圏まで到達する。HFCはこの波長帯に赤外線吸収帯をもち、上部対流圏・下部成層圏(Upper Troposphere/Lower Stratosphere, UTLS)では気温が低く(特に熱帯の上部対流圏)、この領域の低温環境からHFCによって発せられる赤外放射フラックスと地

表からの強い赤外フラックスのHFCによる吸収との差により赤外フラックスの収束を生じ、HFCによる正味の赤外放射吸収となり大気を暖める。Forster and Joshi (2005)<sup>6)</sup>によれば、1950年以降のCFC、HCFC、HFCの増加による気温の上昇は、低緯度17km付近に極大をもち、そこから上下・南北に小さくなるような分布をしている。二酸化炭素の増加によって対流圏で気温上昇・成層圏で気温低下、成層圏での気温低下は上へ行くほど大きく緯度方向に（グローバルに）ほぼ一様な分布をしているのとは対照的である。

図4.1.4は、MIROC3.2モデルによる、図3.1.1で示されるlower limit caseとupper limit caseの実験の年平均・経度平均・100アンサンブル平均気温の、コントロールラン（HFC濃度はゼロ）からの差の緯度-高度分布を表す。まず、Lower limit caseとupper limit caseを比較すると、upper limit caseの方が、温度上昇が大きいことがわかる。HFC量の増加による気温変化量の増加が見られる。次に、HFCの影響に関する経度平均された2次元モデルによる先行研究、Hurwitz et al. (2015)<sup>5)</sup>と同様に、3次元化学気候モデルでも熱帯上部対流圏に気温上昇の最大値が得られることがわかった。一方で3次元モデルによる結果には、北極域下部成層圏にも温度上昇の大きな領域があり、この点が2次元モデルとは異なっている。後に述べるように、これはHFC増加による気温分布や風速分布の変化によって、大気波動を介した下降流の強化が起こったためと考えられる。本来3次元的な構造をもつ大気波動の効果は2次元モデルでは陽に入っておらず（大気波動の効果は、2次元モデルにおいては気温等への影響を介して間接的に含まれてはいるが、その時々気温場や風場が大気波動と相互作用して共に変化していくといったような過程は入っていない）、従って、大気波動の気象場への効果が大きい冬の北極域において、先行研究の2次元モデルによる結果と3次元化学気候モデルによる結果に違いを生じたのはもっともなことである。3次元的な波動を陽に表現している化学気候モデルでは、用いるモデルによってその影響の違いが大きく異なることも予想される。理由は、波動の伝搬および収束・発散が気温分布や風速分布に応じて敏感に変化するからである。後に、MIROC5化学気候モデルによるHFC増加に対する気温やオゾン量の応答を示し、MIROC3.2モデルによる応答との違いを議論することにする。

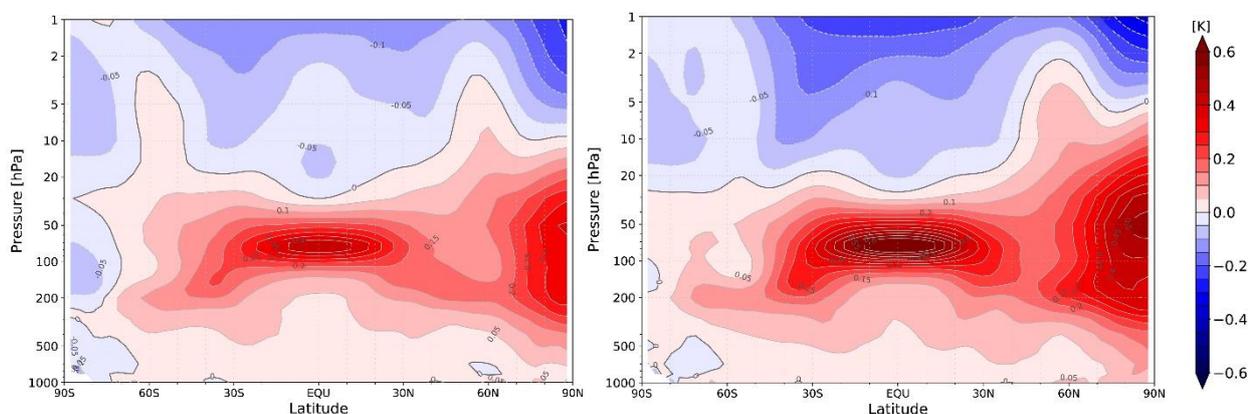


図 4.1.4 MIROC3.2 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC の気温への影響（年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値）。図 3.1.1 の実験の lower limit case および upper limit case について、コントロールランの気温分布からの差を示す。（左）lower limit case、（右）upper limit case

## (2.2) HFC増加による大気循環の変化

図4.1.5に、MIROC3.2モデルによる、図3.1.1で示されるlower limit caseとupper limit caseの実験の年平均・100アンサンブル平均の残差循環の、コントロールラン（HFC濃度はゼロ）からの差の緯度-高度分布を表す。Lower limit caseとupper limit caseを比較すると、例えば、色で示される残差循環の鉛直成分 ( $w^*$ ) について、気温と同様にupper limit caseの方が、コントロールランからの偏差が大きいことがわかる。偏差のグローバルなパターンはほぼ同じである。成層圏では、北緯30度～南緯30

度の低緯度域で上昇流偏差、それ以外の中高緯度域で下降流偏差を示しており、これについても、2次元モデルによる先行研究、Hurwitz et al. (2015)<sup>5)</sup>と同様な偏差分布が得られた。高度200hPa～50hPaの上部対流圏・下部成層圏の残差循環の偏差（橙色の矢印で示される）は、複雑な分布を示しており、これが後に述べるオゾン偏差の複雑さに関係している。また、北半球高緯度で強い下降流偏差を生じているが、これによって、図4.1.4で示された大きな気温の正偏差が生じたものと考えられる。この北極域の大きな下降流偏差と気温の正偏差は主に冬から春にかけて（1月～4月）起こったもので、それが図4.1.4や図4.1.5の年平均分布に反映されている。

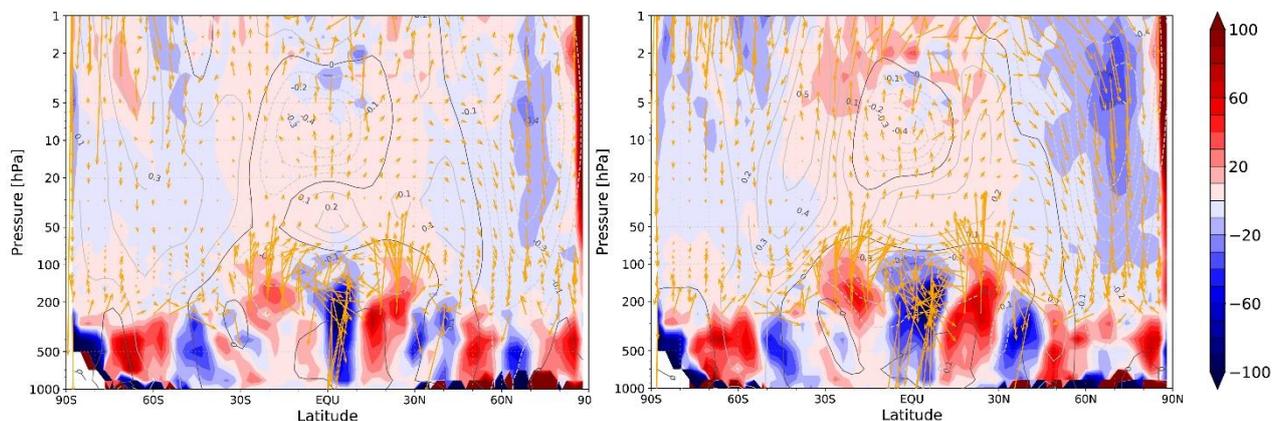


図 4.1.5 MIROC3.2 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC の残差循環 ( $v^*$ ,  $w^*$ ) への影響（年平均・100 アンサンブル平均値）。図 3.1.1 の実験の lower limit case および upper limit case について、コントロールランからの差を示す。（左）lower limit case、（右）upper limit case。色は残差循環の鉛直成分 ( $w^*$ ) のコントロールランからの差を表し（赤色が上昇流偏差、青色が下降流偏差、単位は  $10^{-3}$  mm/s）、また、橙色の矢印で ( $v^*$ ,  $w^*$ ) の偏差の方向と大きさを示す。等値線は東西風速の偏差を表す。（単位は m/s）。

### (2.3) HFC増加によるオゾン量の変化

図4.1.6に、MIROC3.2モデルによる、図3.1.1で示されるlower limit caseとupper limit caseの実験の年平均・経度平均・100アンサンブル平均のオゾン量の、コントロールラン（HFC濃度はゼロ）からの差の緯度－高度分布を表す。Lower limit caseとupper limit caseを比較すると、図4.1.4の気温偏差や図4.1.5の残差循環の偏差と同様に、upper limit caseの方が、コントロールランからの偏差が大きいことがわかる。偏差のグローバルなパターンは、両者でほぼ同じである。低緯度のオゾン量偏差は高度によって正偏差と負偏差が混在する複雑な様相を示している。高度100hPa付近に正偏差、その上の高度30hPa付近に負偏差がある。この構造は2次元モデルによる先行研究、Hurwitz et al. (2015)<sup>5)</sup>と同じである。さらにその上の高度10hPa付近の正偏差は、2次元モデルによる結果には見られなかった。また、緯度30度～45度より極側の中高緯度域の下部・中部成層圏のオゾン量偏差は正となっており、この点も2次元モデルによる結果と異なる。中高緯度では、波動を介した影響が大きいために、2次元モデルと3次元モデルで大きく異なる結果が得られたと考えられる。

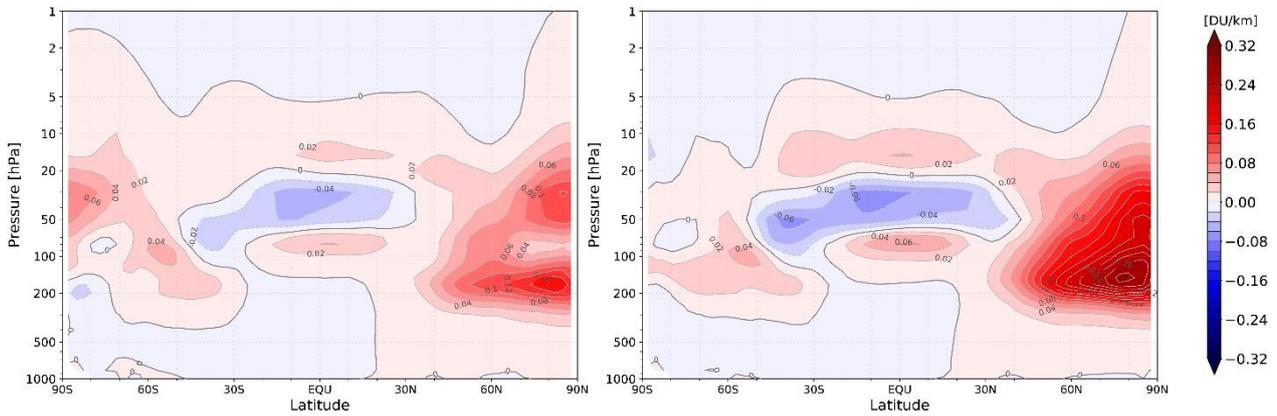


図 4.1.6 MIROC3.2 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC のオゾン量への影響（年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値）。図 3.1.1 の実験の lower limit case および upper limit case について、コントロールランのオゾン量分布からの差を示す。（左）lower limit case、（右）upper limit case。オゾン量は partial column で表され、赤色がコントロールランに比べてオゾン量が増加、青色が減少したことを示す。単位は DU/km（気柱 1km あたりのオゾンのカラム量、ドブソンユニット）。

図 4.1.7 に、MIROC3.2 モデルによる、図 3.1.1 で示される lower limit case と upper limit case の実験の年平均・経度平均・100 アンサンブル平均のオゾン全量の、コントロールラン（HFC 濃度はゼロ）からの差の緯度分布を表す。図 4.1.6 のオゾン量の緯度-高度分布で示されたとおり、低緯度域には高度方向に正偏差と負偏差が混在しているため、大気の下端から上端まで積算したオゾン量（オゾン全量）の偏差は非常に小さくなっている。北半球の高緯度域のみ最大 4DU 程度の正偏差が生じた。これはこの領域のオゾン全量の 1% 程度の大きさであり、HFC のオゾン全量への影響は、将来 HFC が規制なしに増加したとしても限定的であることがわかった。また、月毎に見ていくと、この北半球高緯度域のオゾン全量の増加は、おもに 1 月～4 月の期間に限られていることがわかった。

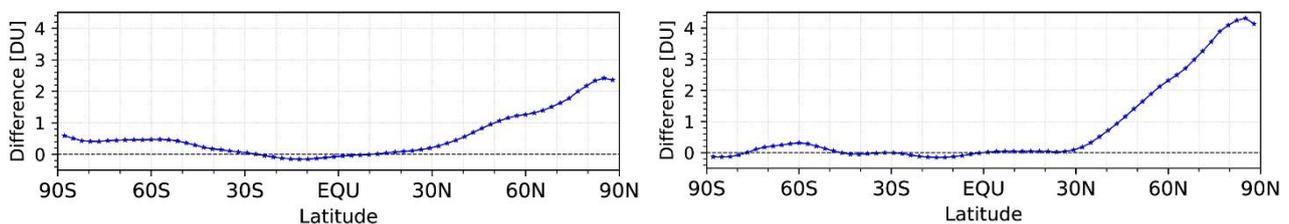


図 4.1.7 MIROC3.2 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC のオゾン全量への影響（年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値）。図 3.1.1 の実験の lower limit case および upper limit case について、コントロールランのオゾン全量分布からの差を示す。（左）lower limit case、（右）upper limit case。横軸は緯度を表す。

#### (2.4) HFC 増加による極域の波動伝搬の変化と循環の変化のオゾン変化に及ぼす影響

冬季の北半球中高緯度にオゾン量偏差をもたらした波の活動について調べた。図 4.1.8-1～図 4.1.8-4 は、2095 年大気において HFC 濃度がゼロの時の、1 月～4 月の月平均の EP-flux（大気波動のフラックス）、EP-flux divergence（その発散または収束）、東西風速と、HFC を増加させた時（upper limit case のみについて示す）のこれらの量の、HFC 濃度がゼロの場合からの偏差を示す。EP-flux が複雑な分布を示すので、図を拡大して 4 ページにわたって示している。

まず、図 4.1.8-1～図 4.1.8-4 の下のパネルに示されている HFC 濃度がゼロの時の分布を見ると、波のフラックスは主に中緯度対流圏から成層圏へ入ってきて、西風（等値線の値が正の部分）の中を進んでいるのがわかる。東風の領域（等値線が負の部分）には入っていかず、途中で収束して（青色の部分）西風を減速する。1 月～4 月にかけては、北半球中高緯度成層圏でほぼ青色を示しているため、この間、波のフラックスが収束し、西風が徐々に弱まっていくのがわかる。

上のパネルは、下のパネルで示された波動フラックスと東西風速の季節進行からのHFC増加による偏差である。HFCの増加により、より多くの波動フラックスが対流圏から入ってきて、北極の近傍を除いて波動フラックスが収束している（青色になっている）のがわかる。この波動フラックスの収束は、西風を減速し、その高度以下の中高緯度域に下降流を生じる（図4.1.5）。この下降流によって中部成層圏から下部成層圏へオゾンが輸送され、下部成層圏のオゾン量が増加し、オゾン全量が増加したと考えられる。

1月

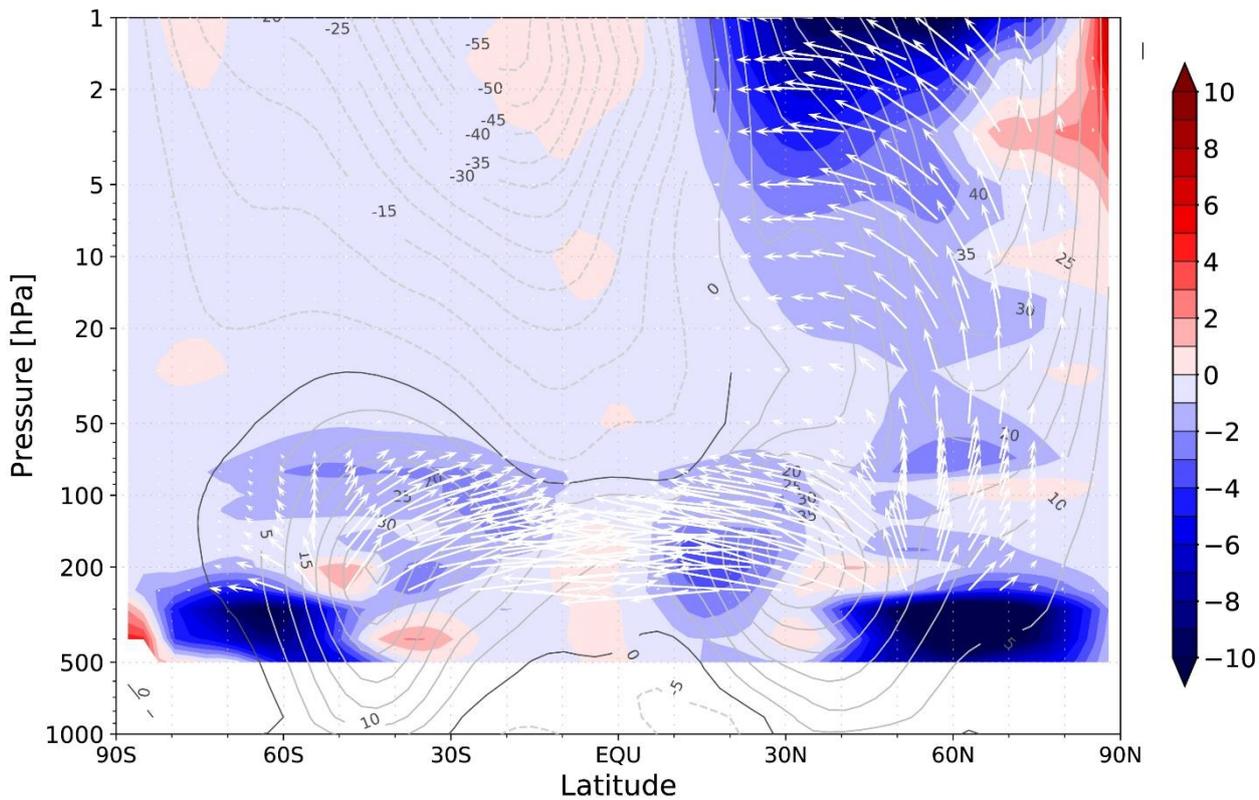
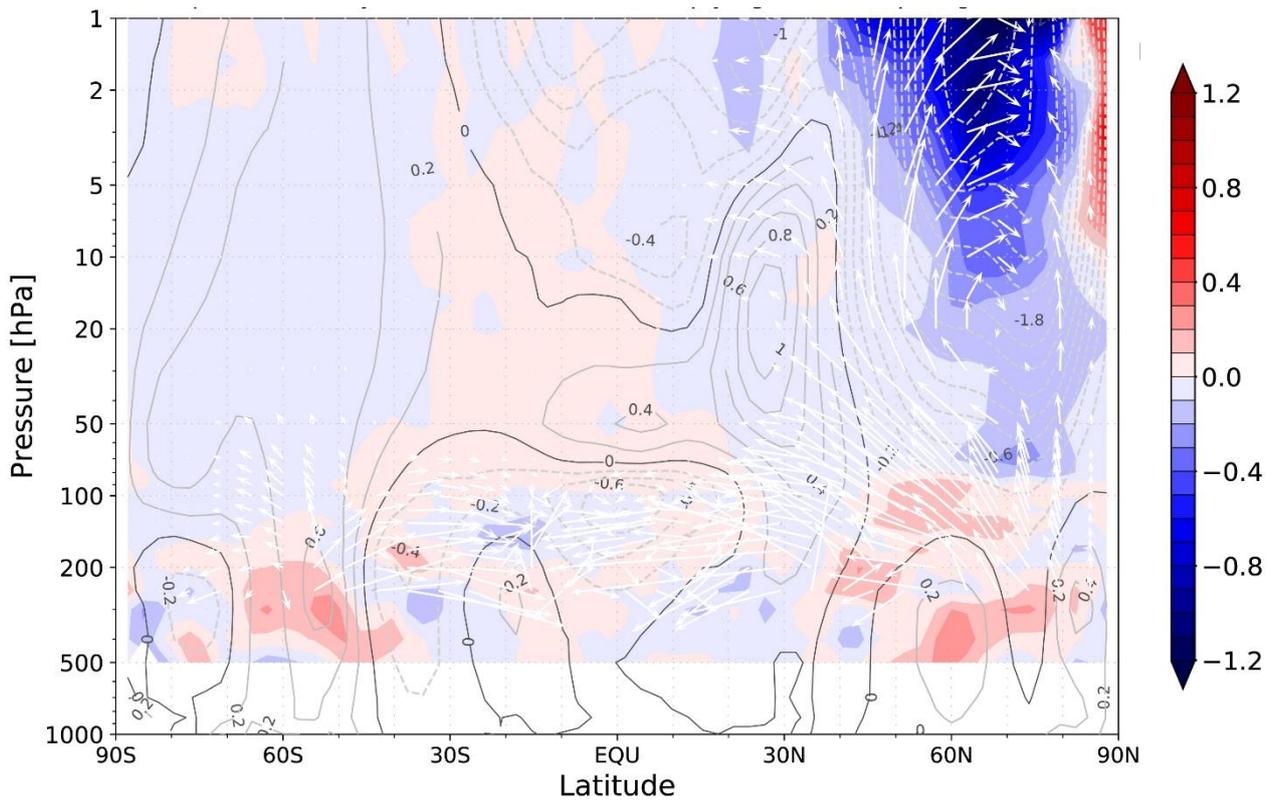


図 4.1.8-1 MIROC3.2 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC の EP-flux (白色矢印)、EP-flux divergence (赤色が発散、青色が収束)、東西風 (等値線) への影響。2095 年大気において、図 3.1.1 で示されたコントロールランの値 (下段) と、upper limit case のコントロールランからの差 (上段)。1 月平均の 100 アンサンブル平均値を示す。

2月

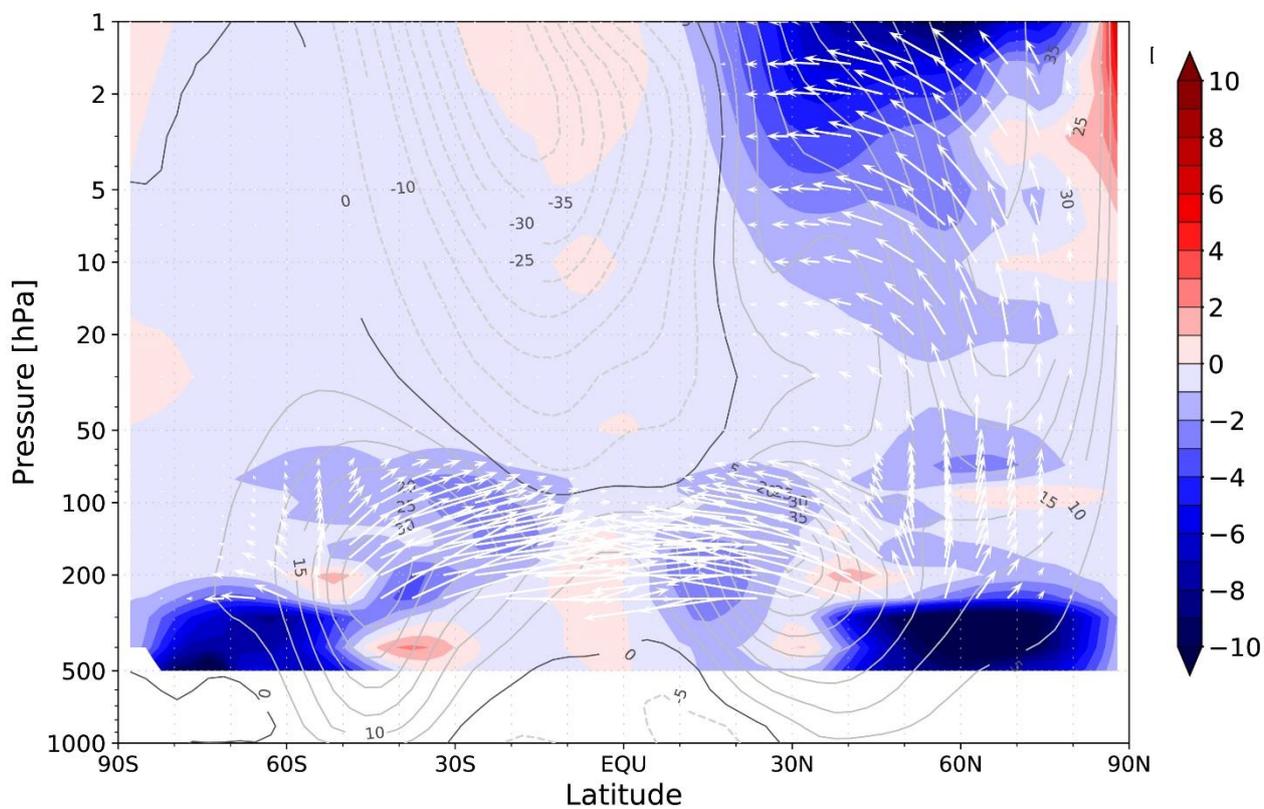
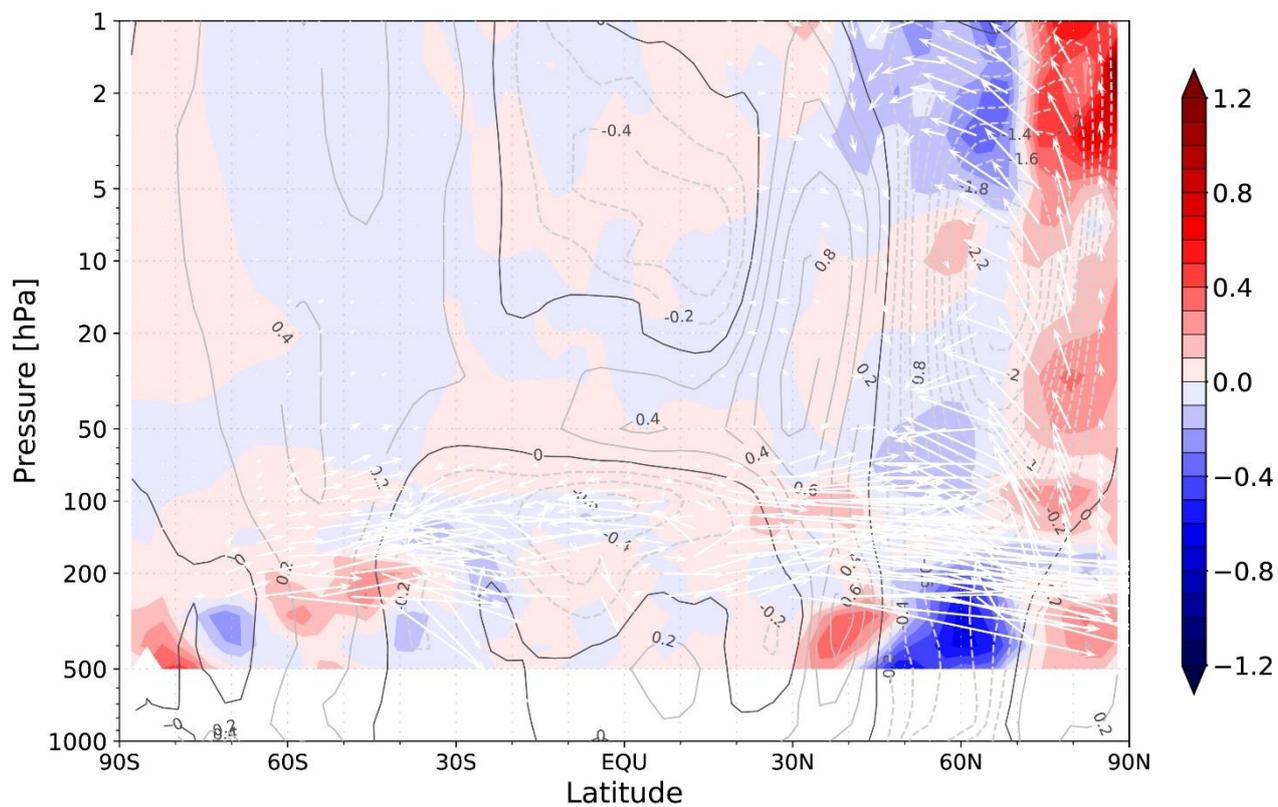


図 4.1.8-2 図 4.1.8-1 と同じ、ただし、2月平均。

3月

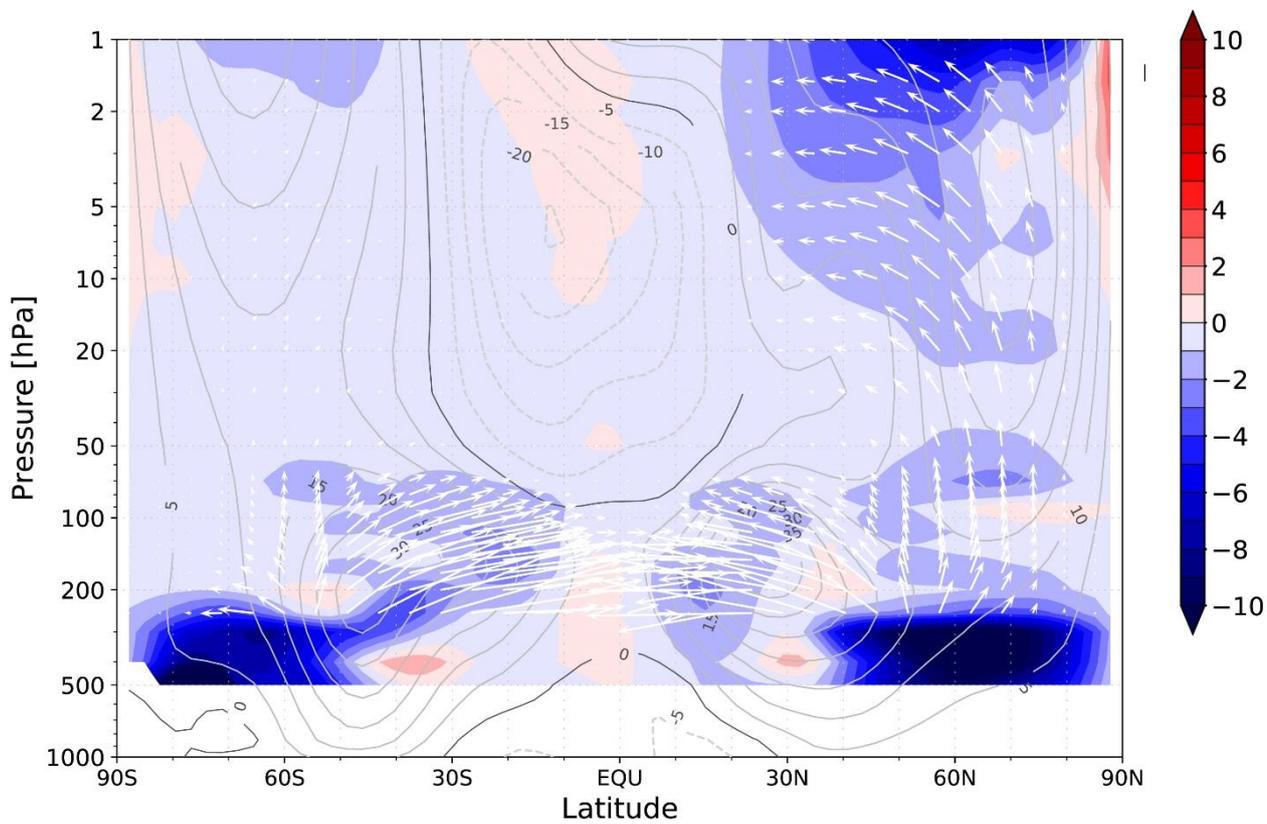
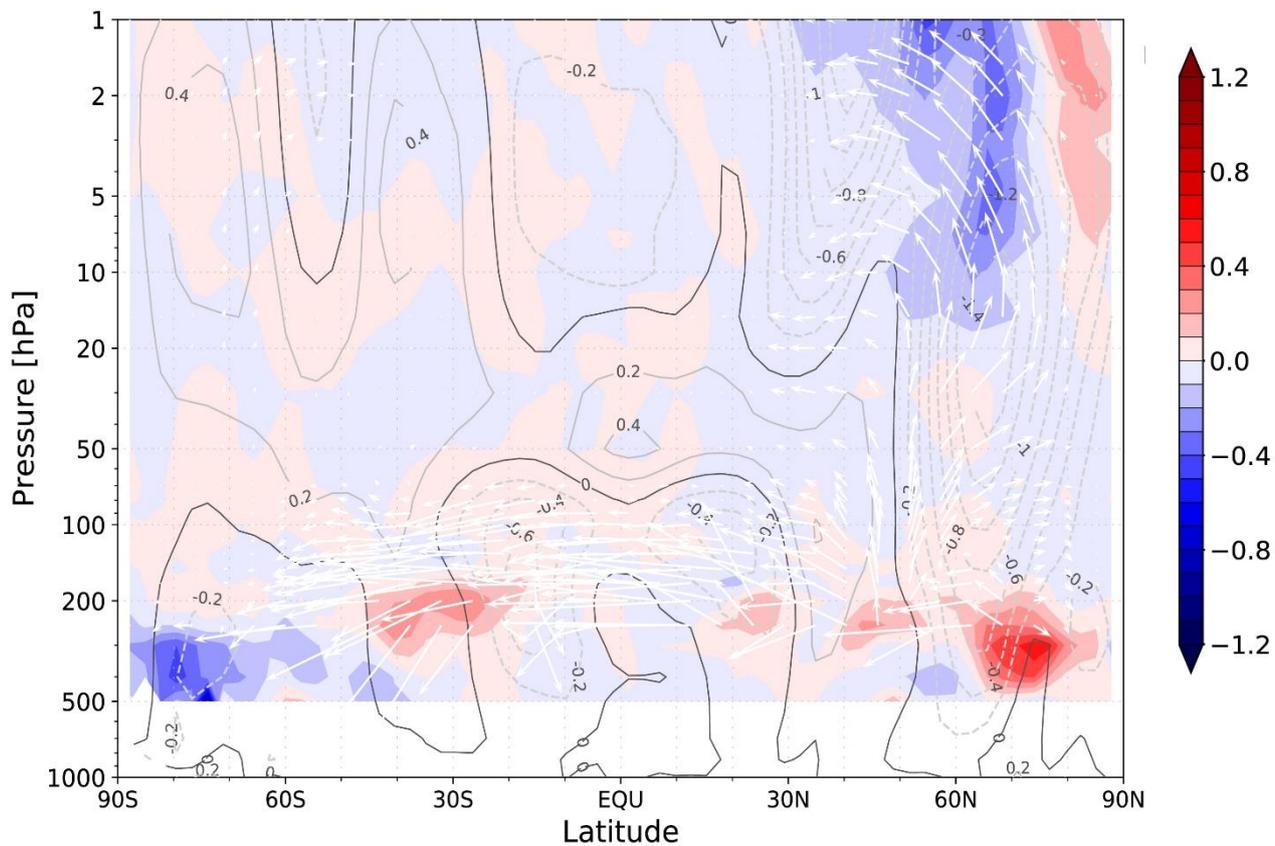


図 4.1.8-3 図 4.1.8-1 と同じ、ただし、3月平均。

4月

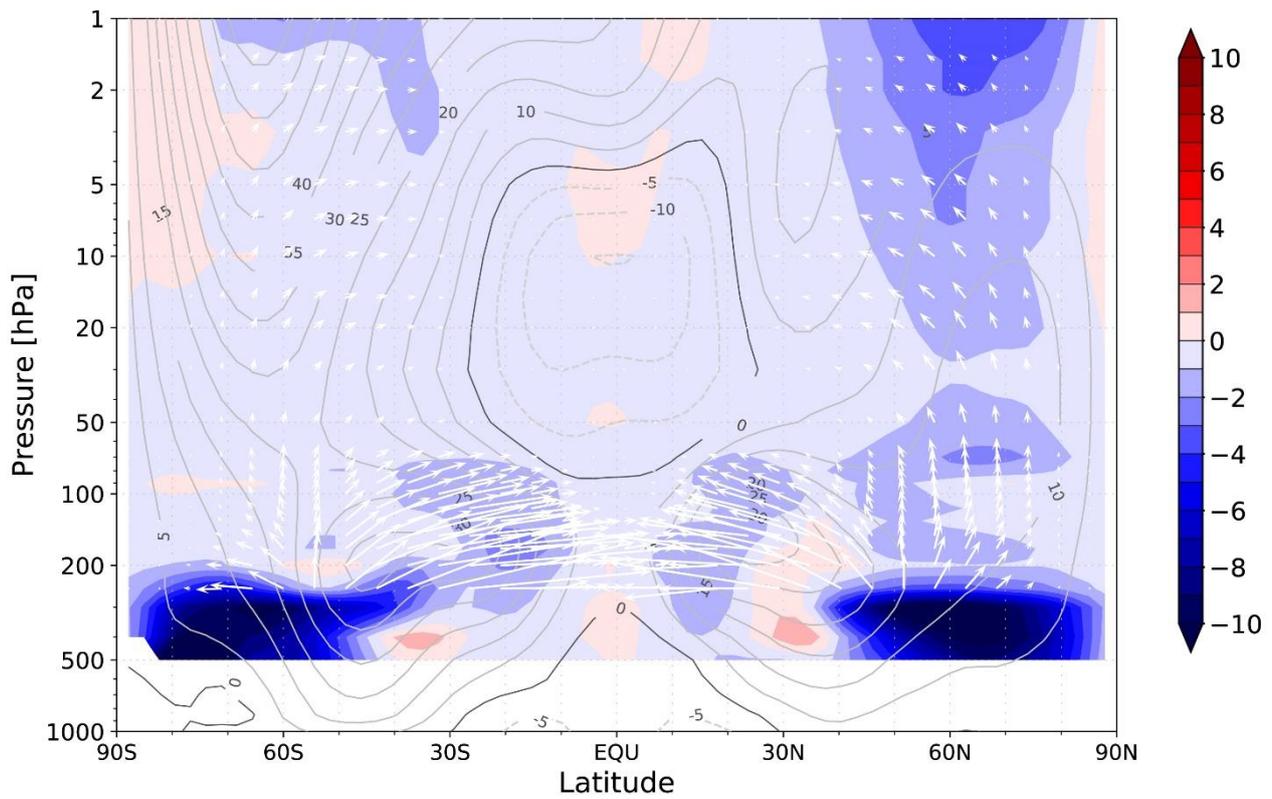
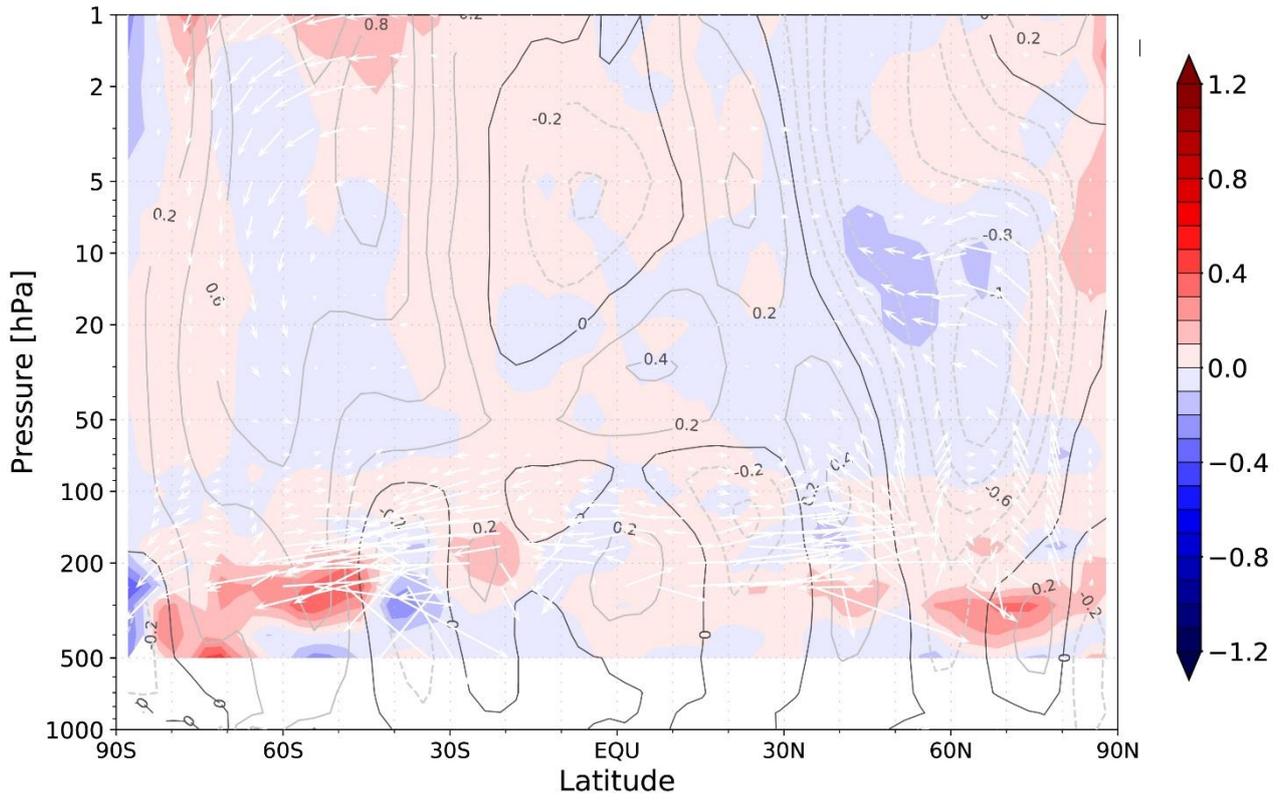


図 4.1.8-4 図 4.1.8-1 と同じ、ただし、4月平均。

### (2.5) HFC増加によるオゾン量変化に関する有意性

以上はMIROC3.2モデルによる結果について、100アンサンブル平均値を示したきたが、HFCによる影響にはアンサンブルメンバー間でばらつきがある。図4.1.9に、HFCを増加させた場合（upper limit case）の100アンサンブル平均のオゾン量変化に対して、t-testによって有意性が95%以上と判定された領域を示す（図で、灰色の陰影がつけられていない部分）。低緯度と北半球中高緯度の変化において、変動の有意性が高いという結果が得られた。しかしながら、これはMIROC3.2化学気候モデルという1つのモデルの結果であることに注意する必要がある。

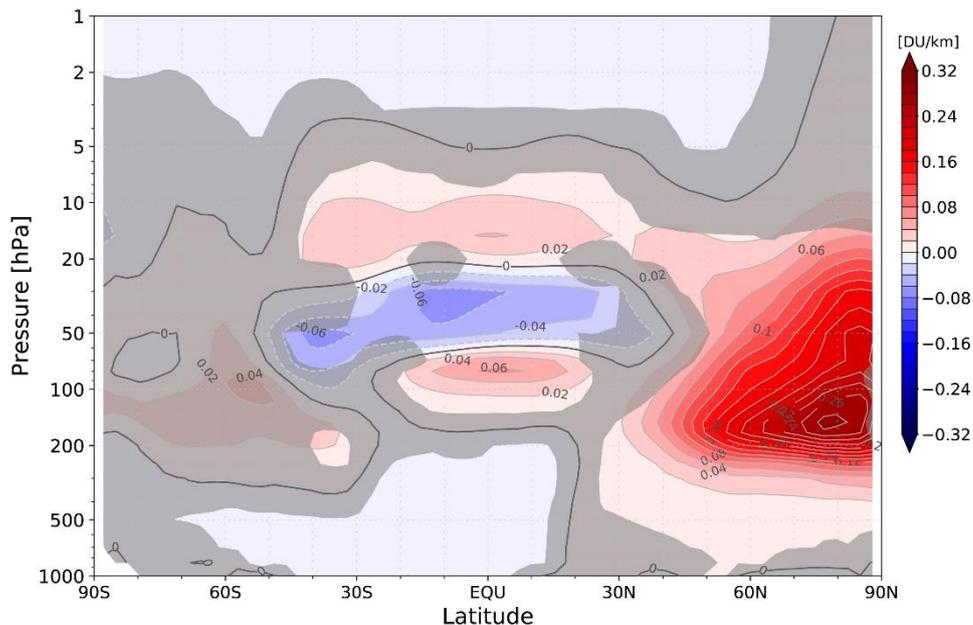


図 4.1.9 図 4.1.6 右パネルと同じ（図 3.1.1 の upper limit case のオゾン量のコントロールランからの 100 アンサンブル平均の偏差）。Partial column で表され、赤色がコントロールランに比べてオゾン量が増加、青色が減少したことを示す。単位は DU/km（気柱 1km あたりのオゾンのカラム量、ドブソンユニット）。ただし、t-test によって有意性が 95% 以下と判定された領域は灰色の陰がつけられている。

### (2.6) MIROC5化学気候モデルによる結果

図4.1.10に、MIROC5モデルによる、図3.1.1で示されるlower limit caseとupper limit caseの実験の年平均・経度平均・100アンサンブル平均気温の、コントロールランからの差の緯度－高度分布を表す。MIROC5モデルによる気温変化の結果は、MIROC3.2と多くの共通点があり、まず、Lower limit caseとupper limit caseを比較すると、upper limit caseの方が、温度上昇が大きい。また、熱帯上部対流圏に気温上昇の最大値が得られた。一方で、北極域に気温上昇の大きな領域があるが、MIROC3.2では下部成層圏に気温上昇の大きな領域があったのに対し、MIROC5は、下部成層圏の気温上昇は小さく、上部成層圏の気温上昇が大きい。この北極域の気温偏差の違いは、モデルの冬季・春季の気温や東西風速の違いにより、波活動の違いが生じ、それによって、HFC増加に対する残差循環の違いが生じた結果と考えられる。

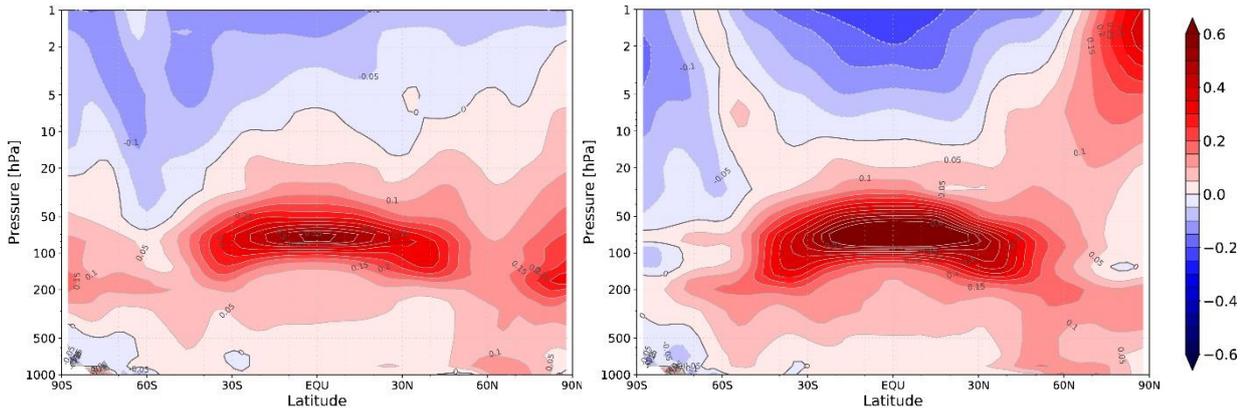


図 4. 1. 10 MIROC5 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC の気温への影響（年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値）。図 3. 1. 1 の実験の lower limit case および upper limit case について、コントロールランの気温分布からの差を示す。（左）lower limit case、（右）upper limit case

図 4. 1. 11 に、MIROC5 モデルによる、図 3. 1. 1 で示される lower limit case と upper limit case の実験の年平均・経度平均・100 アンサンブル平均オゾン量の、コントロールランからの差の緯度－高度分布を表す。図 4. 1. 6 に示される MIROC3. 2 モデルによる結果と比較すると、低緯度から中緯度にかけて 100hPa 付近で増加、50hPa 付近で減少、20～10hPa 付近で増加という鉛直方向の増減パターンが共通に見られる。北極域にも大きなオゾンの増加が見られる。一方で、MIROC3. 2 モデルで見られた北極域 50hPa 以上の高度での大きなオゾン増加は見られず、また、MIROC5 モデルでは、南極域にも大きなオゾン増加が見られる。これらの違いは、冬季・春季のそれぞれのモデルの波活動に違いがあることによって生じたものと推察される。

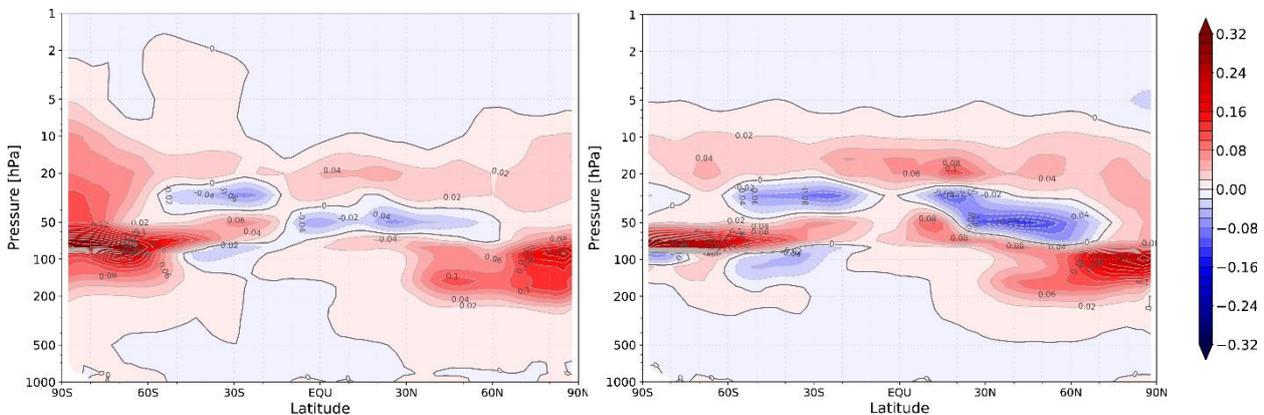


図 4. 1. 11 MIROC5 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC のオゾン量への影響（年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値）。図 3. 1. 1 の実験の lower limit case および upper limit case について、コントロールランのオゾン量分布からの差を示す。（左）lower limit case、（右）upper limit case。オゾン量は partial column で表され、赤色がコントロールランに比べてオゾン量が増加、青色が減少したことを示す。単位は DU/km（気柱 1km あたりのオゾンのカラム量、ドブソンユニット）。

図 4. 1. 12 は、MIROC5 モデルによる、図 3. 1. 1 で示される lower limit case と upper limit case の実験の年平均・経度平均・100 アンサンブル平均のオゾン全量の、コントロールラン（HFC 濃度はゼロ）からの差の緯度分布を表す。MIROC3. 2 と同様、また、図 4. 1. 11 のオゾン量の緯度－高度分布でも示されたとおり、低緯度域には高度方向に正偏差と負偏差が混在しているので、大気の下端から上端まで積算したオゾン量（オゾン全量）の偏差は非常に小さくなっている。MIROC3. 2 の結果とは異なり、lower limit case のみ南極域で比較的大きな偏差（～2DU）が見られ、upper limit case ではこの偏差は見られなか

った。北半球の高緯度域は、lower limit case, upper limit caseとも1DU程度の偏差で小さい。MIRCO5モデルのオゾン全量偏差に関しては、MIRCO3.2モデルの結果のようなHFCの量が大きくなると偏差が大きくなることは見られなかった。鉛直方向にオゾン量偏差が正偏差・負偏差入り交じっていること、大気波動の影響は気温分布・東西風分布に敏感で大きな変動幅があること、等により、オゾン全量偏差に様々な違いを生じたことが考えられる。MIRCO5モデルによる結果も、HFCのオゾン全量への影響は、将来HFCが規制なしに増加したとしても限定的であることを示している。

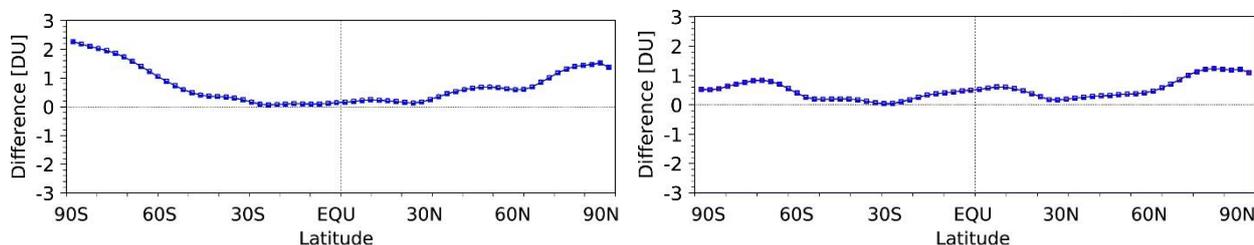


図 4.1.12 MIRCO5 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC のオゾン全量への影響（年平均・経度平均・100 アンサンブル平均値）。図 3.1.1 の実験の lower limit case および upper limit case について、コントロールランのオゾン全量分布からの差を示す。（左）lower limit case、（右）upper limit case。横軸は緯度を表す。

図 4.1.13-1～図 4.1.13-4 は、MIRCO5 化学気候モデルによる、2095 年大気において HFC 濃度がゼロの時の、1 月～4 月の月平均の EP-flux（大気波動のフラックス）、EP-flux divergence（その発散または収束）、東西風速と、HFC を増加させた時（upper limit case のみについて示す）のこれらの量の、HFC 濃度がゼロの場合からの偏差を示す。

まず、図 4.1.13-1～図 4.1.13-4 の下のパネルに示されている HFC 濃度がゼロの時の EP-flux やその divergence の分布を見ると、MIRCO3.2 モデルによる各月の結果（図 4.1.8-1～図 4.1.8-4）とよく似ている。しかしながら、等値線で示されている東西平均風速や、色で示されている EP-flux の divergence に若干の違いも認められる。また、図には表されていないが気温の分布にも若干の違いがある。

下のパネルで示された波動フラックスと東西風速の HFC 増加による月平均の偏差を見ると、MIRCO3.2 モデルとの違いが明瞭に見られる。特に、2 月と 3 月の北極域成層圏は赤色（EP-flux の発散）が主となっており、これはその下の高度で上昇流偏差を生じさせる。MIRCO3.2 モデルの 2 月と 3 月の北極域には青色（EP-flux の収束）も見られ、これはその下の高度で下降流偏差を生じさせる。この違いによって、MIRCO5 モデルの冬～春の下降流が MIRCO3.2 より小さく（図 4.1.3）、HFC 増加の北極域へのオゾン全量の年平均の影響が小さくなった（図 4.1.12）と考えられる。

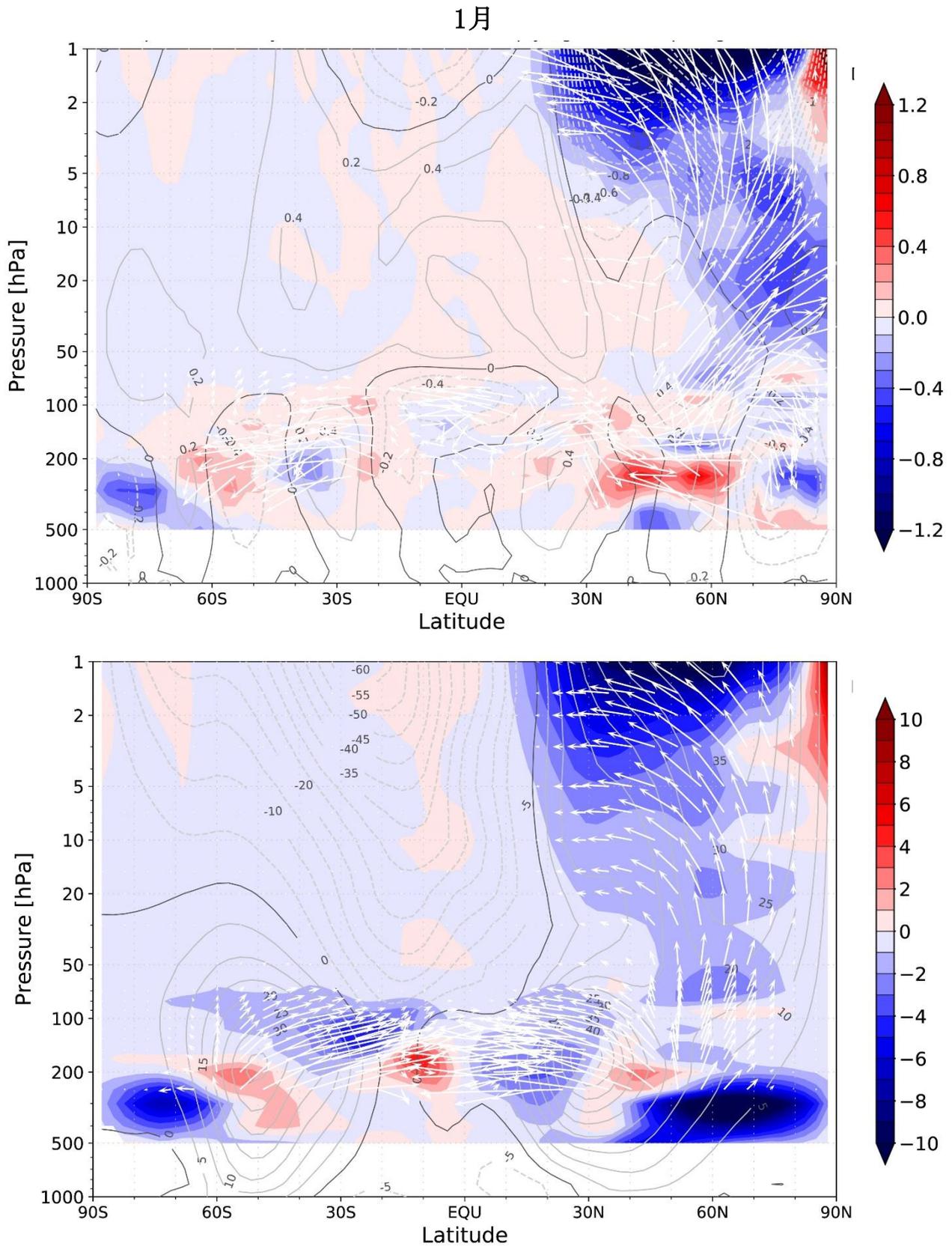


図 4.1.13-1 MIROC5 化学気候モデルによる 2095 年大気における HFC の EP-flux (白色矢印)、EP-flux divergence (赤色が発散、青色が収束)、東西風 (等値線、m/s) への影響。2095 年大気において、図 3.1.1 で示されたコントロールランの値 (下段) と、upper limit case のコントロールランからの差 (上段)。1 月平均の 100 アンサンブル平均値を示す。

2月

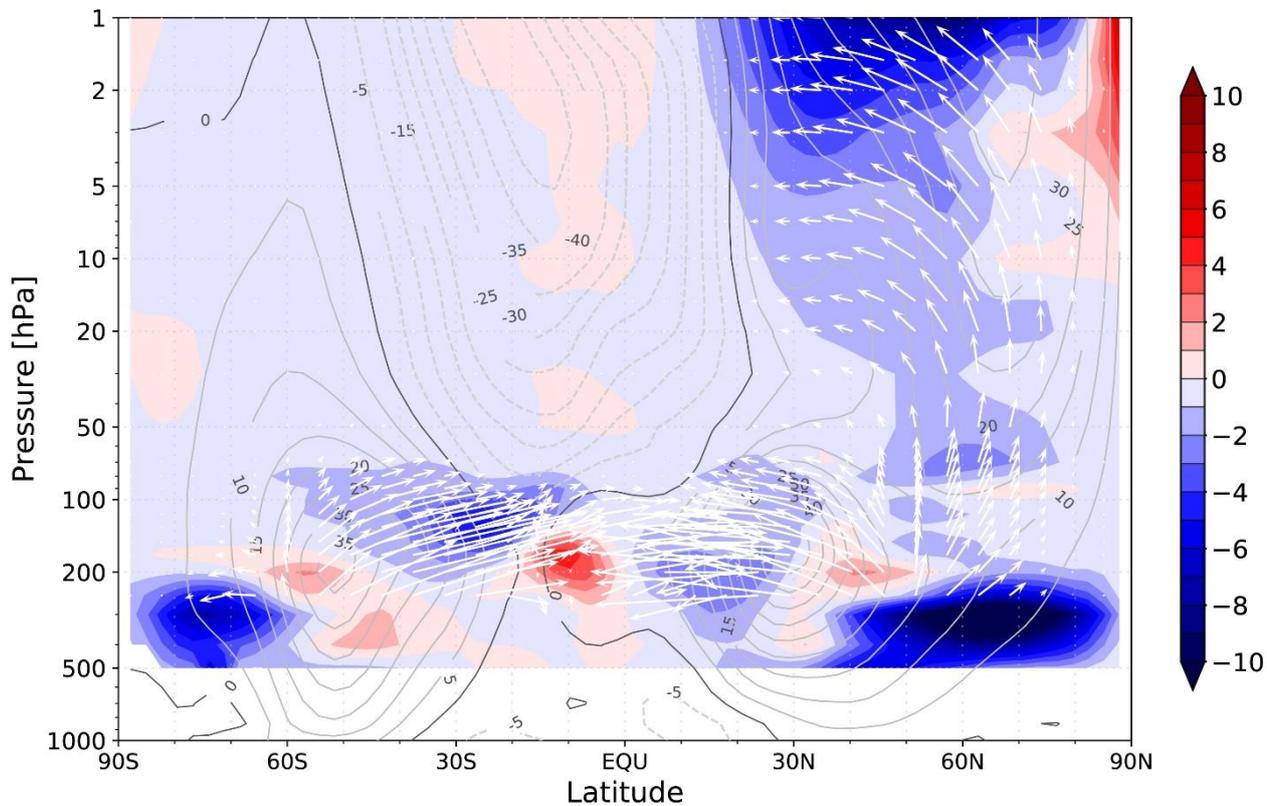
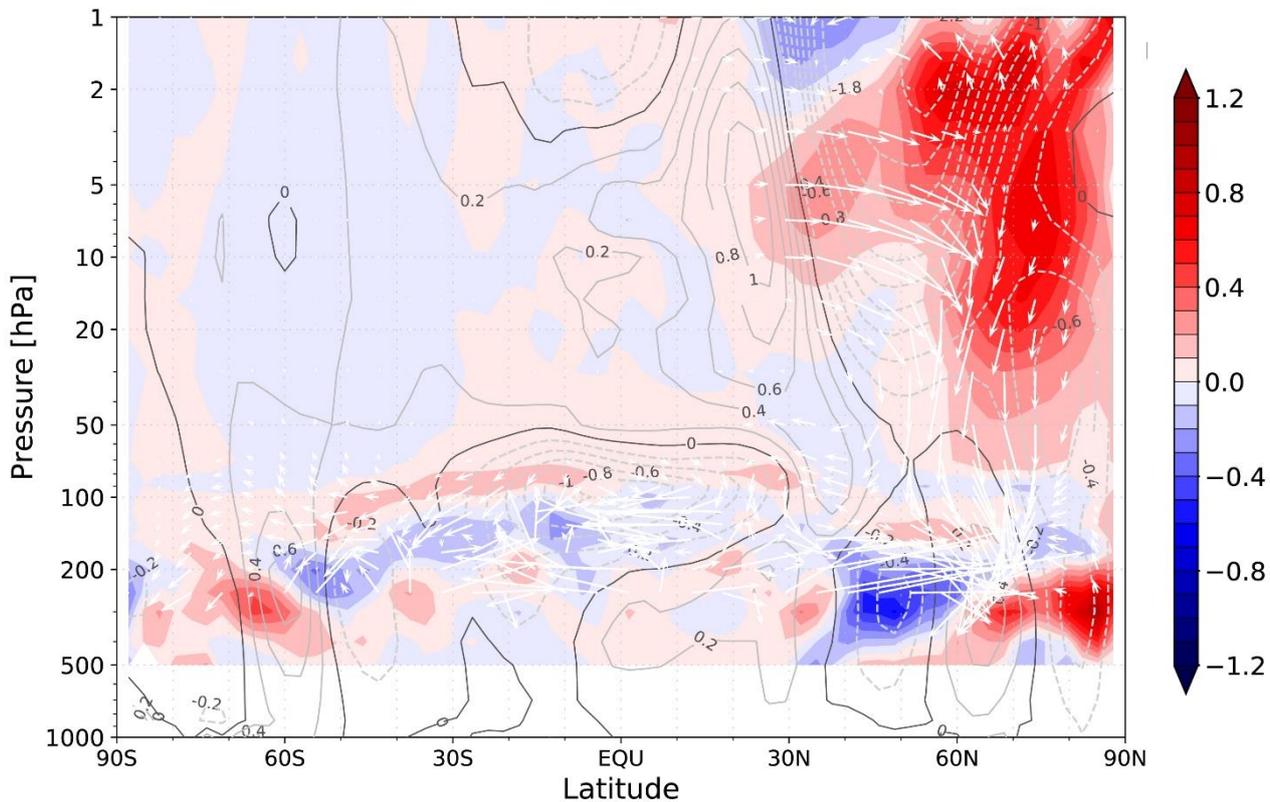


図 4.1.13-2 図 4.1.13-1 と同じ、ただし、2月平均。

3月

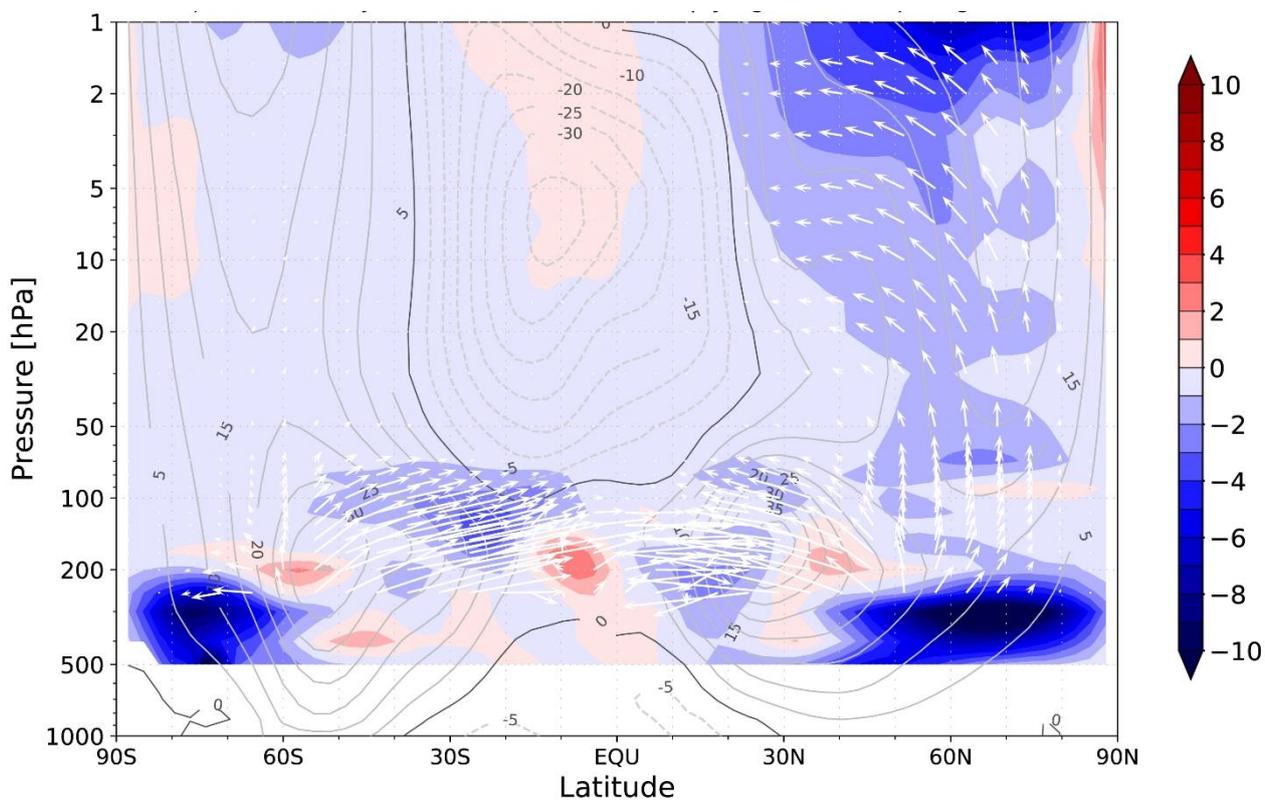
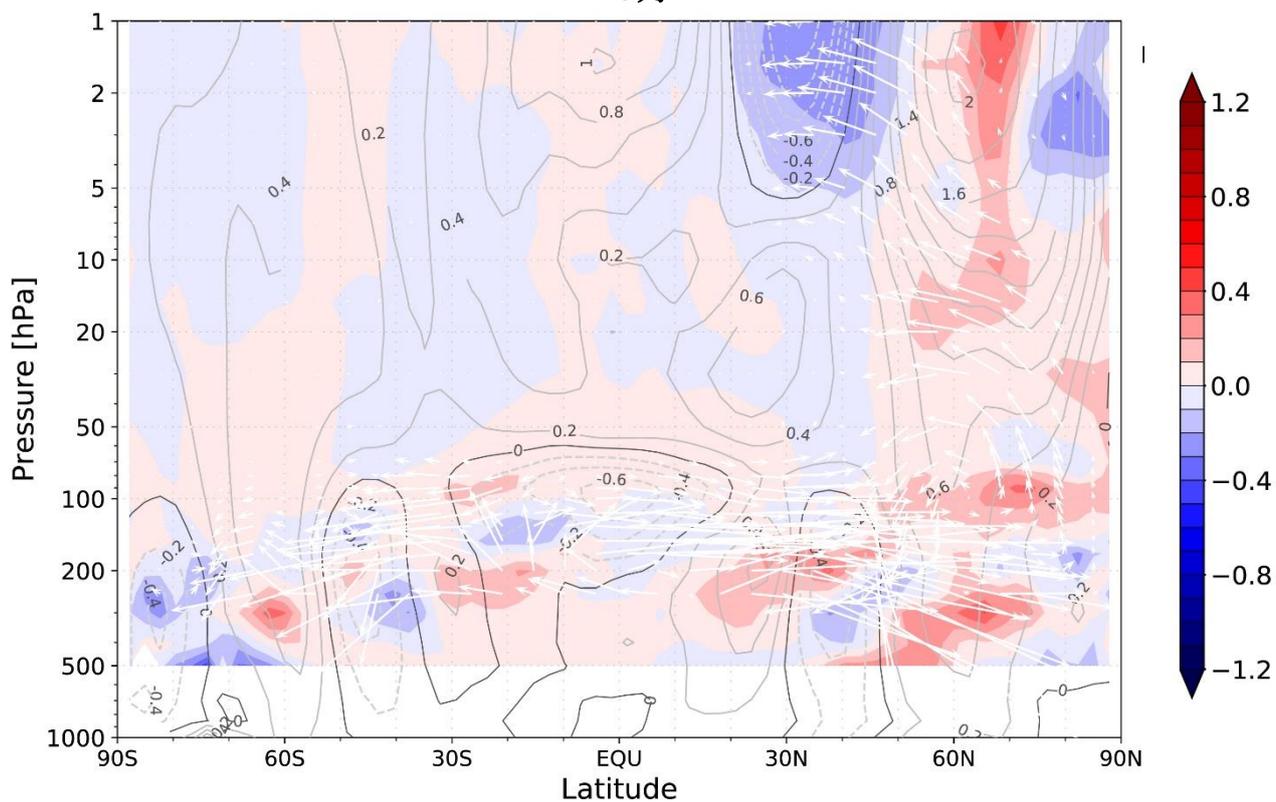


図 4. 1. 13-3 図 4. 1. 13-1 と同じ、ただし、3 月平均。

4月

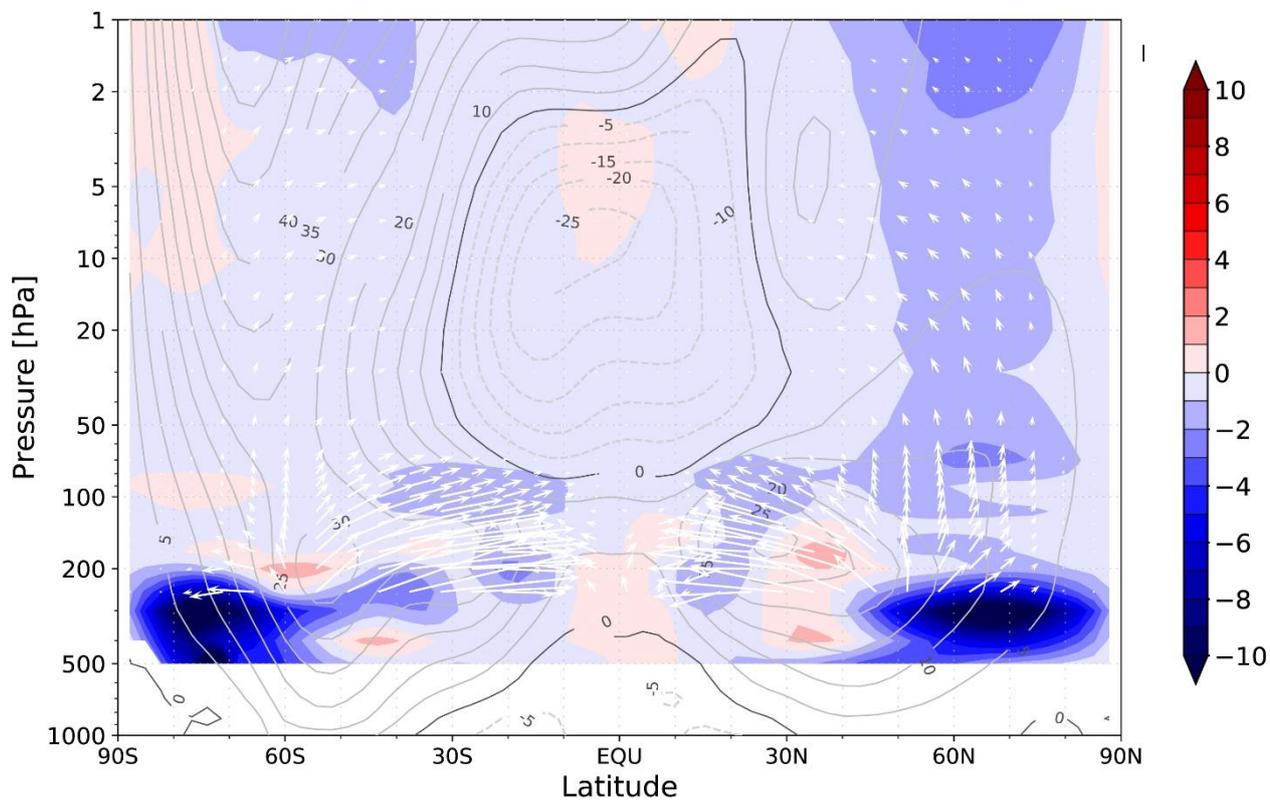
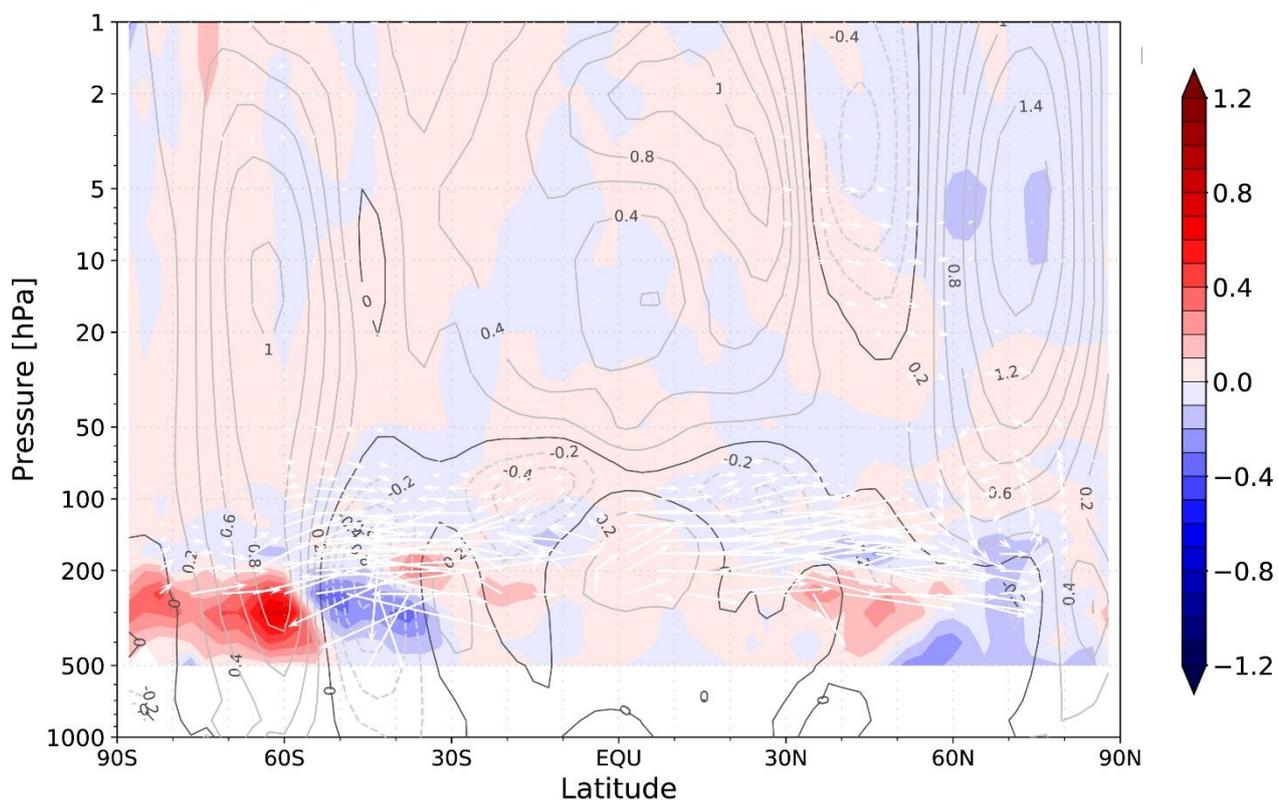


図 4.1.13-4 図 4.1.13-1 と同じ、ただし、4 月平均。

### (3) MIROC3.2, MIROC5, MIROC6化学気候モデルによるオゾン全量のODSおよびGHG濃度依存性の多アンサンブル実験と解析

#### (3.1) 北半球中高緯度域 (45-90N) および南半球中高緯度域 (45-90S)

##### (3.1.1) オゾン全量最低値 (45-90N、45-90Sの春季3ヶ月間)

図4.1.14に、MIROC3.2化学気候モデルによる南半球中高緯度 (南緯45度-90度) および北半球中高緯度 (北緯45度-90度) における春季3ヶ月 (南半球は9-11月、北半球は3-5月) の期間内の、アンサンブルメンバー順のオゾン全量最低値を示す。まず南半球中高緯度を見ると (左列のパネル)、ODS濃度が1960年レベルから2000年レベルの増加することによって、オゾン全量最低値が大幅に低くなっている (500アンサンブルメンバー平均値は211DUから73DUに減少)。アンサンブルメンバー間のばらつきは小さく、ODS濃度の増加によってあまり変化が見られなかった。次に北半球中高緯度を見ると (右列のパネル)、ODS濃度の増加によって、オゾン全量最低値は低くなっているが南半球ほどではない (500アンサンブルメンバー平均値は267DUから224DUに減少)。南半球中高緯度との大きな違いは、ODS濃度が増加することによって、アンサンブルメンバー間のばらつき (標準偏差) が約3倍増加していることである。さらに、図を注意深く見ると、ODS濃度が増加することによって、大きい方の値はあまり変化がないが、小さい方の値がかなり低くなっていることがわかる。これは、このアンサンブルメンバーでは、春季の北極渦が安定して高濃度ODSにより化学的なオゾン破壊が起こった結果である。このことは、後の解析で、北極渦の安定性と関連づけてまた示すことにする。

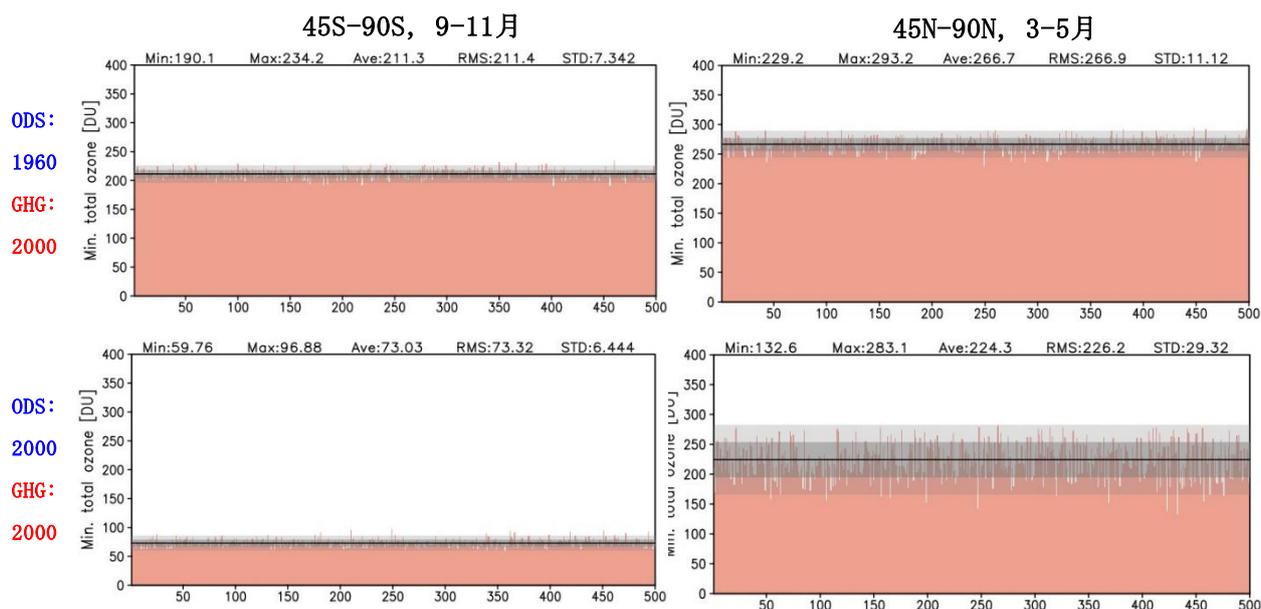


図 4.1.14 MIROC3.2 化学気候モデルによる南半球中高緯度 (南緯 45 度-90 度) および北半球中高緯度 (北緯 45 度-90 度) における春季 3 ヶ月の期間内のアンサンブルメンバー順のオゾン全量最低値。横軸はアンサンブル番号 (1~500)、縦軸にオゾン全量最低値を棒グラフで示す。(上段) ODS 濃度 1960 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験による結果、(下段) ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験による結果。図の上部に 500 アンサンブルメンバーについての最低値 (Min)、最高値 (Max)、平均値 (Ave)、二乗平均の平方根 (RMS)、標準偏差 (STD) を示す。平均値を黒の横実線、標準偏差 ( $1\sigma$ ) を濃い陰影で、 $2\sigma$  を薄い陰影で表す。

図4.1.15にはMIROC5化学気候モデルによる結果を示す。ODS濃度の増加によるオゾン全量最低値の変化はMIROC3.2化学気候モデルと同様である。ただし、北半球のばらつきの増加は、MIROC3.2モデルが3倍増加したのに比べて、MIROC5モデルの場合は2倍程度に留まっている。これは、この2つのモデルの北極域のオゾン全量の分布に関係している。図4.1.1で示されたとおり、500アンサンブル平均の北半球

高緯度春季のオゾン全量はMIROC5の方が大きい。これはアンサンブル全体として、オゾンの低緯度からの輸送がこのモデルでより大きいことを示している。ところで、オゾンの輸送量はODS濃度の変化にあまり依存しない。一方、MIROC3.2モデルの方は、アンサンブル平均で見れば、オゾンの輸送量が少なく、極域のオゾン量は春季の不均一反応を介したオゾンの化学破壊の影響をより強く受け、従って、ODS濃度の影響を強く受ける傾向にある。どちらのモデルでも、冬季の北極渦の年々変動は南極渦の変動に比べてかなり大きく、北極渦が南極渦ほどではないにしても安定して存在し、成層圏の気温が低いアンサンブルメンバーでは、ODS濃度が高い場合は、極域のオゾン量が化学オゾン破壊により大きく減少する。一方、北極渦が不安定で成層圏が高温なアンサンブルメンバーではオゾンの極域への輸送が大きく、ODS濃度が増加してもオゾン量が極端に減ることはない。MIROC5モデルの方がこのようなアンサンブルメンバーが多いので、ODS濃度が増加しても、MIROC3.2のアンサンブルほどオゾン全量最低値が低くなるアンサンブルメンバーが多く出現しなかったと考えられる。

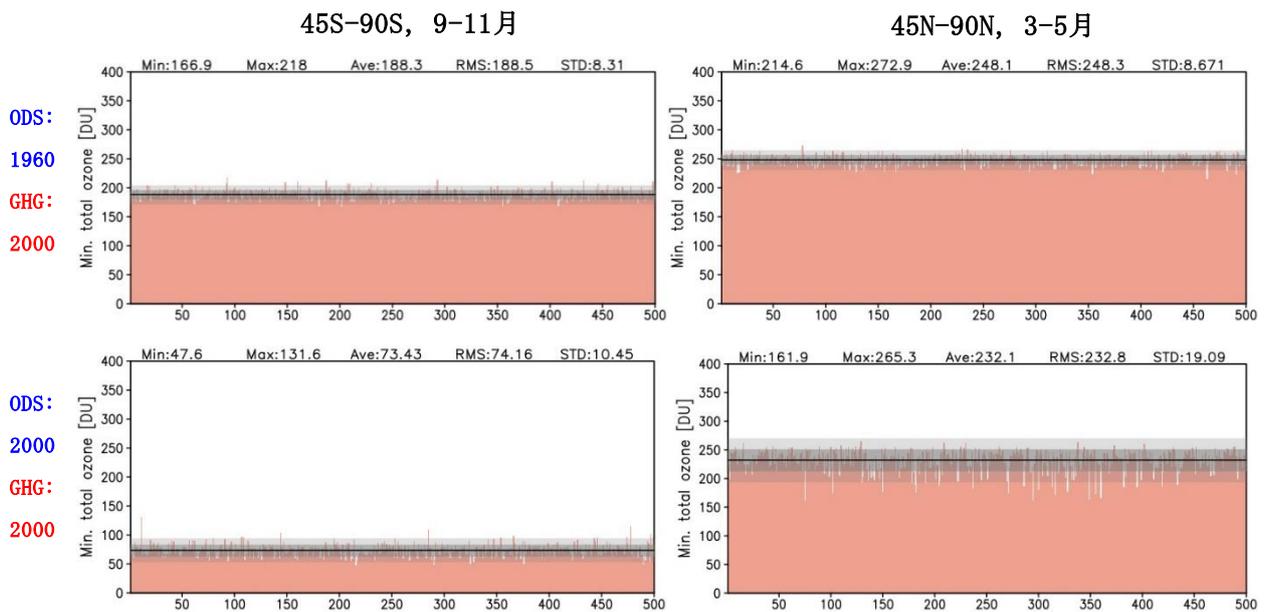


図 4.1.15 図 4.1.14 と同じ。ただし、MIROC5 化学気候モデルによる結果。

図4.1.16にMIROC6モデルによる結果を示す。このモデルの場合は、北極域へのオゾン輸送がさらに大きく、北極域でODS濃度が1960年レベルから2000年レベルに増加したことによるオゾン全量最低値の最小値の低下はあまり見られない(237.3DU→231.7DU)。南極域では、ODS濃度の増加によるオゾン全量最低値の低下が見られるが、アンサンブル間のばらつきが大きいことが特徴である。実際観測されるオゾンホールは、ODS濃度が高い1990年代から現在までこれほど大きな年々変動は示しておらず、このモデルのオゾン全量の極域の振る舞いは、現実と異なる点がある。

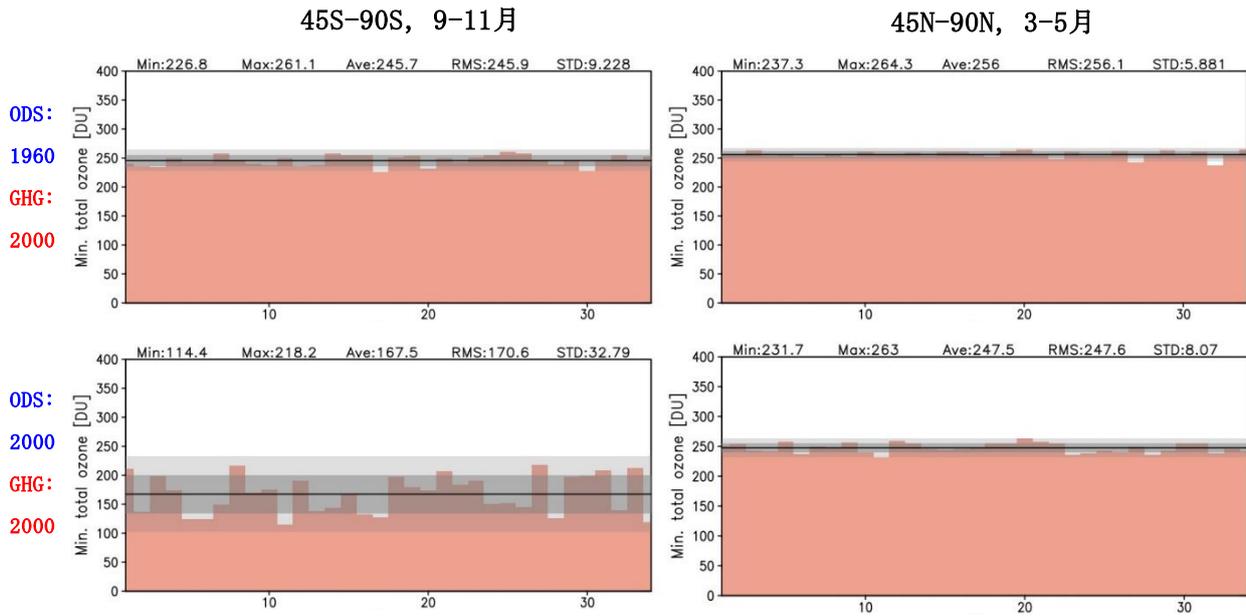


図 4.1.16 図 4.1.14 と同じ。ただし、MIROC6 化学気候モデルによる 34 アンサンブルの結果。

図 4.1.17 は、図 4.1.14 右下パネルを元に作成されたオゾン全量最低値の 500 アンサンブルのヒストグラムである。春季 3ヶ月間のオゾン全量最低値のいちばん低い値は 133DU、いちばん高い値は 283DU となっていて、低い方に裾を引いた形となっている。つまり、いちばん高い値は平均値から標準偏差の 2 倍程度のところに位置しているのに対し、いちばん低い値は標準偏差の 3 倍程度のところに位置している。

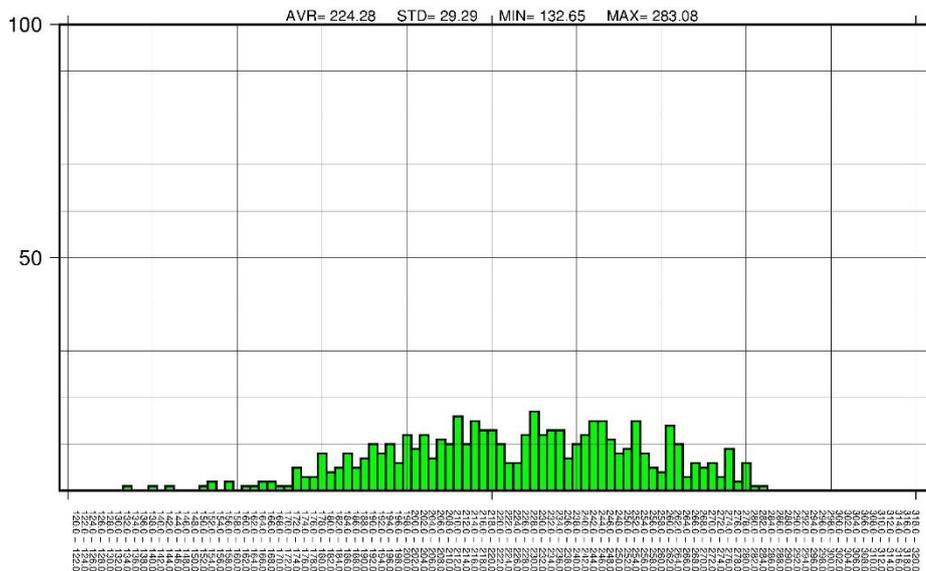


図 4.1.17 500 アンサンブルメンバーの、北緯 45~90 度の領域の 3 月~5 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布。MIROC3.2 化学気候モデルによる結果。図 4.1.14 の右下パネルをもとに作成。縦軸はアンサンブル数。横軸の単位はドブソンユニット。左端が 120.0-122.0 で、2 刻みで増加、右端が 318.0-320.0 の区間となっている。ODS 濃度を 2000 年レベル・GHG 濃度を 2000 年レベルに固定した実験の結果。

図 4.1.18 は、表 3.1.1 の MIROC3.2 化学気候モデルによる 24 の実験の結果を、図 4.1.17 と同様なヒスト

グラムに描いてODS濃度・GHG濃度にしたがって並べたものである。右下のパネルは図4.1.17と同一である（ODS濃度2000年レベル、GHG濃度2000年レベル）。ODS濃度が増加するにつれて（左→右）ピーク値（アンサンブル数）が低くなって、オゾン全量最低値の低い値を示すアンサンブル数が増加し、全体的に分布が広がっていることがわかる。高い値を示すアンサンブル数は少しだけ小さくなっているがその変化は顕著ではない。これは、図4.1.14の右上と右下のパネルを見比べてもある程度わかる。次に、GHG濃度による変化を見ると、ODS濃度が1960年レベルの左端の列を除いて、GHG濃度が増加するにつれて（下→上）ピークがわずかに右へずれていることがわかる。分布の最低値はあまり変化がない。

以上の、MIROC3.2化学気候モデルによる北半球中高緯度のオゾン全量最低値のODS濃度とGHG濃度依存性は次のように解釈できる。ODS濃度が増加すると、春季に北極渦が安定したアンサンブルメンバーでは、極成層圏雲（Polar Stratospheric Clouds, PSC）を介したオゾン破壊反応によってオゾン破壊が急激に進み、オゾン全量最低値が低くなる。一方、春季に北極渦が不安定なアンサンブルメンバーでは、PSCが生成されるほど気温は低くならず、中低緯度から高濃度のオゾンが輸送されるので、ODS濃度にかかわらずオゾン全量最低値は高い値を示す。つまり、ODS濃度が増加するとオゾン全量最低値のアンサンブル分布が主に低い方へ向けて広がる。一方、GHG濃度が増加したとき、低緯度から中高緯度域へ向かう大気大循環（図4.1.2）が強化されることが多くのモデルから示されている（WMO 2014<sup>1</sup>）。これによって、中高緯度域のオゾン全量が増加するが、それがオゾン全量最低値のアンサンブル分布にも現れている（ピークの右への移動）。平均値も増加する。しかしながら、分布左側の低い値は余り変わらず、これは、GHG濃度増加によって、北半球中高緯度域のオゾン全量はアンサンブル平均的には増加するが、低い値はあまり変化がなく、GHG濃度が増加したとしてもODS濃度が高ければ、そして北極渦が安定すれば、大きなオゾン破壊が生じることを示す。これは、2011年や2020年春に観測された大規模な北極オゾン破壊の事例に相当する。

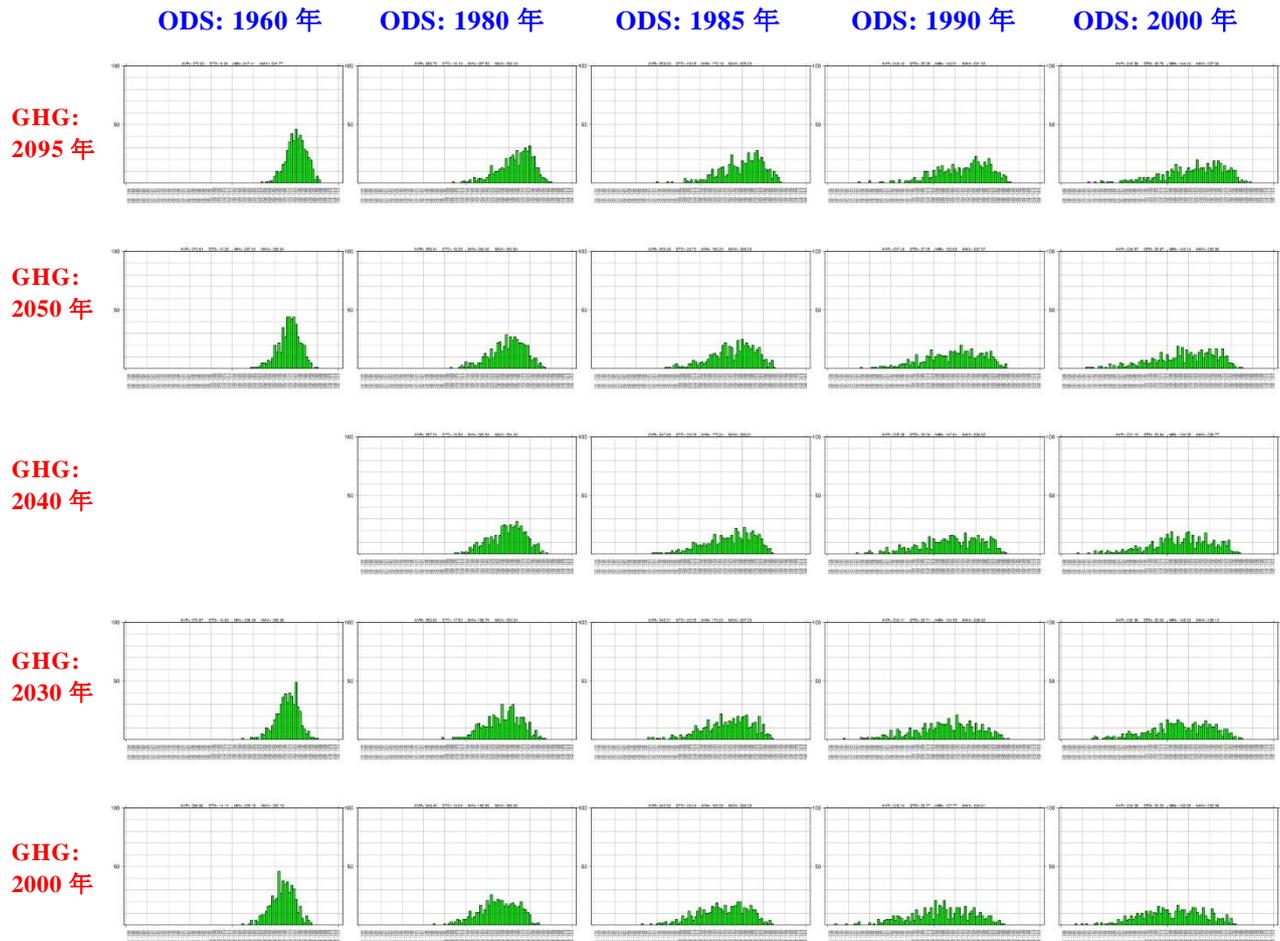


図 4.1.18 図 4.1.17 と同じ。ただし、表 3.1.1 の MIROC3.2 化学気候モデルによる 24 の実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.17 と同じ。右下のパネルは図 4.1.17 (ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベル) と同一である。

図 4.1.19 には、MIROC3.2 化学気候モデルによる南緯 45~90 度の領域の 9 月~11 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布を示す。ODS 濃度が増加すると分布が全体的に左の値の小さい方へシフトする。北半球中高緯度とは異なり、ODS 濃度が増加しても分布は広がらず、むしろ分布の幅が少し狭くなっている。このことは、ODS 濃度増加によって、南極オゾンホールが発達し、南極渦がより安定して、春季のオゾン全量最低値がより低い値の回りに集中することを意味する。一方、GHG 濃度増加による分布の変化はほとんど見られず、このモデルによるオゾンホールが GHG 濃度の影響をほとんど受けないことを示している。

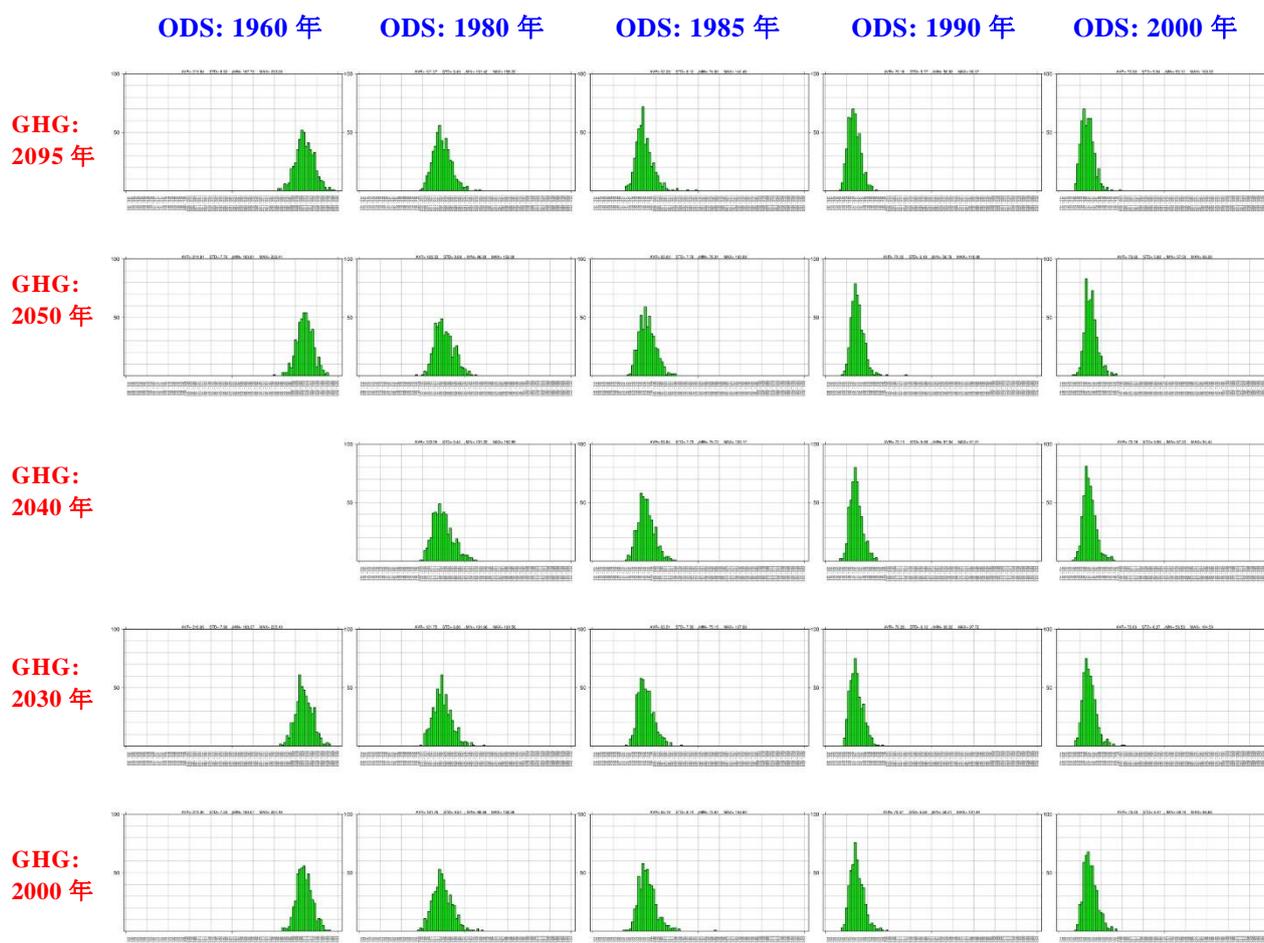


図 4.1.19 図 4.1.18 と同じ。ただし、南緯 45～90 度の領域の 9 月～11 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布。MIROC3.2 化学気候モデルによる結果。

図 4.1.20 には、MIROC5 化学気候モデルによって行われた実験（表 3.1.2）の結果、すなわち、北緯 45～90 度の領域の 3 月～5 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布を示す。ただし、表 3.1.2 で示された 29 の実験のうち、ODS 濃度が 1995 レベルの 5 つの実験結果は除いた。理由は、MIROC3.2 の結果との比較のためである。MIROC3.2 と比べると、ODS 濃度が増加すると高い値はあまり変化がないが、低い値を示すアンサンブルメンバーが増加し分布の幅が広がる性質は、MIROC3.2 と共通して見られる。また、GHG 濃度が増加しても ODS 濃度が高い場合は、オゾン全量最低値の非常に低い値を示すアンサンブルメンバーがなくなることとも共通して見受けられる。一方で、ODS 濃度レベルが 1960 年レベルの場合を除いて MIROC5 のアンサンブル分布は MIROC3.2 のアンサンブル分布より幅が狭くなっている。また、MIROC3.2 で見られた GHG 濃度が増加するにつれてアンサンブルメンバーのピークが右（値の大きい方）へシフトする傾向は見られなかった。このような違いは、MIROC3.2 と MIROC5 のアンサンブル平均的なオゾン全量分布の違い（図 4.1.1）や大気大循環の違い（図 4.1.3）をある程度反映している。すなわち、MIROC3.2 の方が北極域へのオゾン輸送および熱輸送が小さい（北極渦が安定しているアンサンブル数が多いためと考えられる）ので、北極大気の変動（アンサンブルメンバー間の北極大気の状態の違い）によって、オゾン全量により大きな差（幅）ができるためと考えられる。極渦が安定すれば気温が低下して急激にオゾン破壊が進み、オゾン全量最低値を大きく押し下げることになる。一方、極渦が不安定であれば、中低緯度からオゾンが多く輸送され、気温も下がらないので、オゾン破壊は起こりにくく、

ODS濃度が低い場合とあまり変わらなくなる。この極渦の安定・不安定によるオゾン全量の違いの割合がMIROC3.2とMIROC5の循環の特性および北極渦の特性によってある程度決められていると考える。

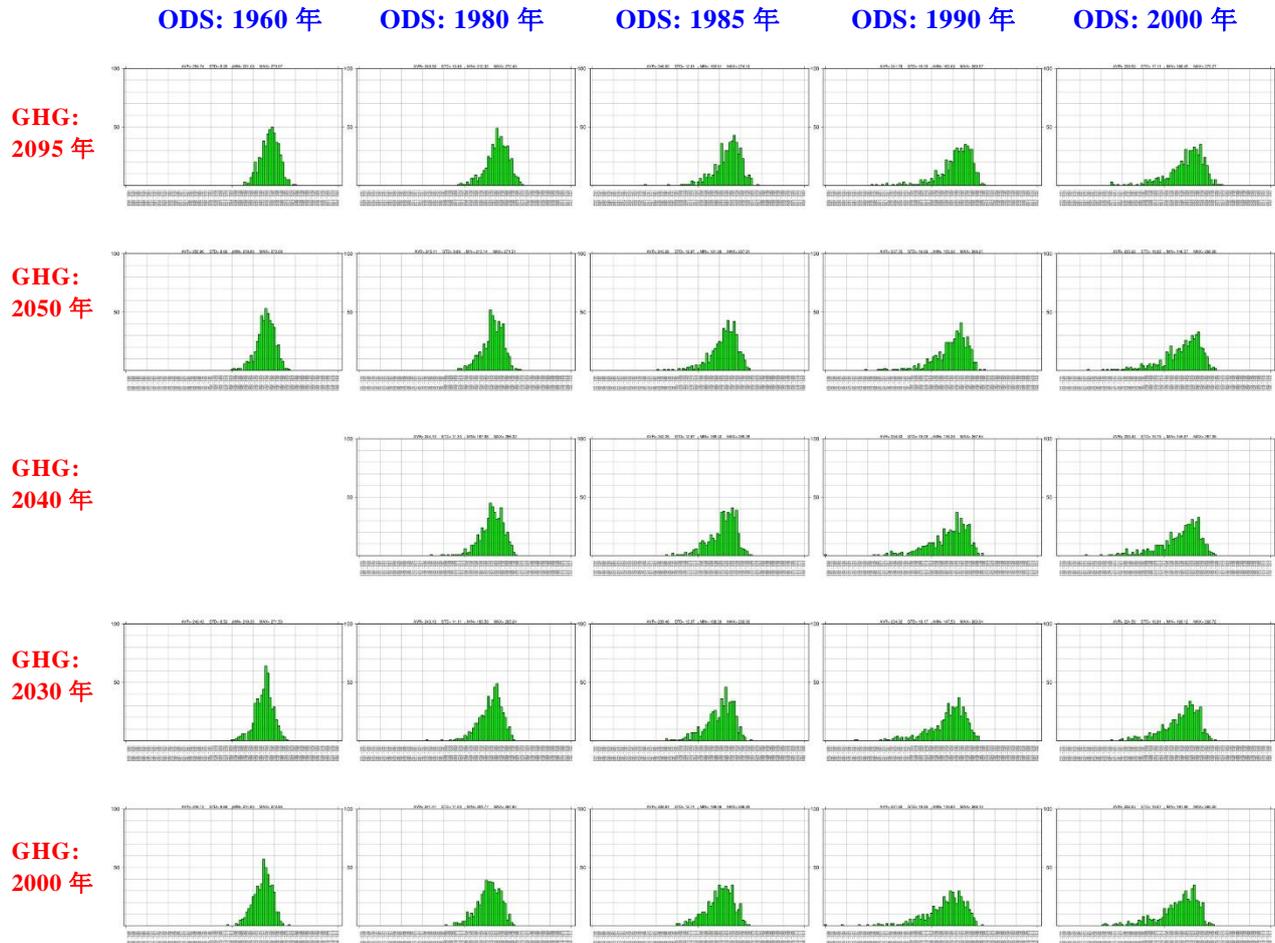


図 4.1.20 図 4.1.18 と同じ。ただし、表 3.1.2 で示された MIROC5 化学気候モデルによる 29 の実験のうち、ODS 濃度が 1995 レベルの 5 つの実験結果を除いたもの（MIROC3.2 の図 4.1.18 と表示形式を揃えるため）。北緯 45～90 度の領域の 3 月～5 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布。

図 4.1.21 は、MIROC5 化学気候モデルによる南緯 45～90 度の領域の 9 月～11 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布を示す。MIROC3.2 化学気候モデルによる結果と同様に、ODS 濃度が増加すると分布が全体的に左の値の小さい方へシフトする。また、GHG 濃度増加による分布の変化はほとんど見られず、MIROC5 モデルにおいても MIROC3.2 モデルと同様に、オゾンホールが GHG 濃度の影響をほとんど受けないことを示している。一方で、MIROC3.2 モデルで見られたような、ODS 濃度の増加に伴う分布の幅の狭まりは見られない。結果として、ODS 濃度が 1990 年レベルや 2000 年レベルのような非常に高い場合、分布の幅が MIROC3.2 モデルより広がっている。このことは、このモデルの南極渦の状態が ODS 濃度の影響を受けにくいことを示している。

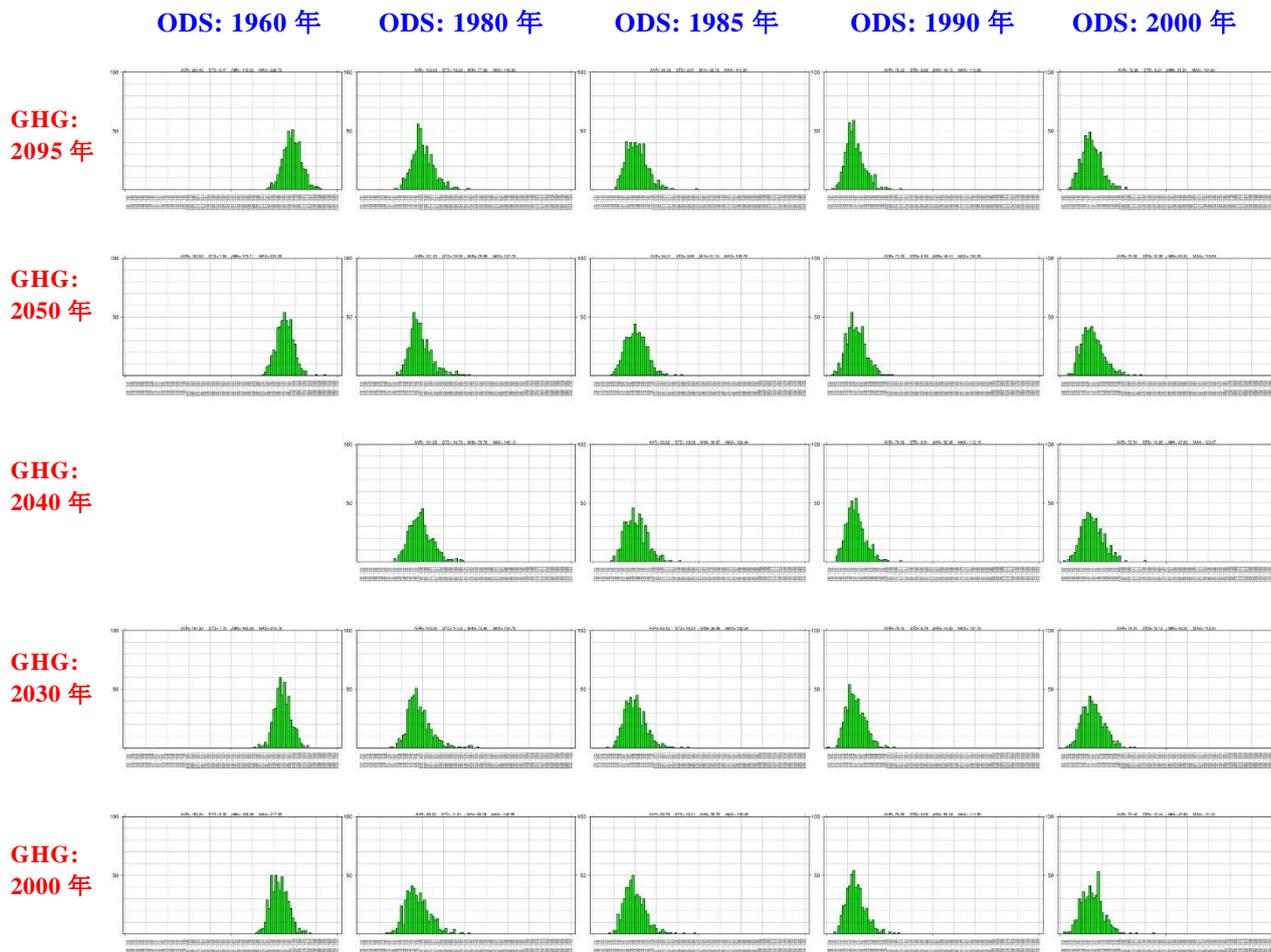


図 4.1.21 図 4.1.19 と同じ。ただし、表 3.1.2 で示された MIROC5 化学気候モデルによる 29 の実験のうち、ODS 濃度が 1995 レベルの 5 つの実験結果を除いたもの（MIROC3.2 の図 4.1.19 と表示形式を揃えるため）。南緯 45～90 度の領域の 9 月～11 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布。

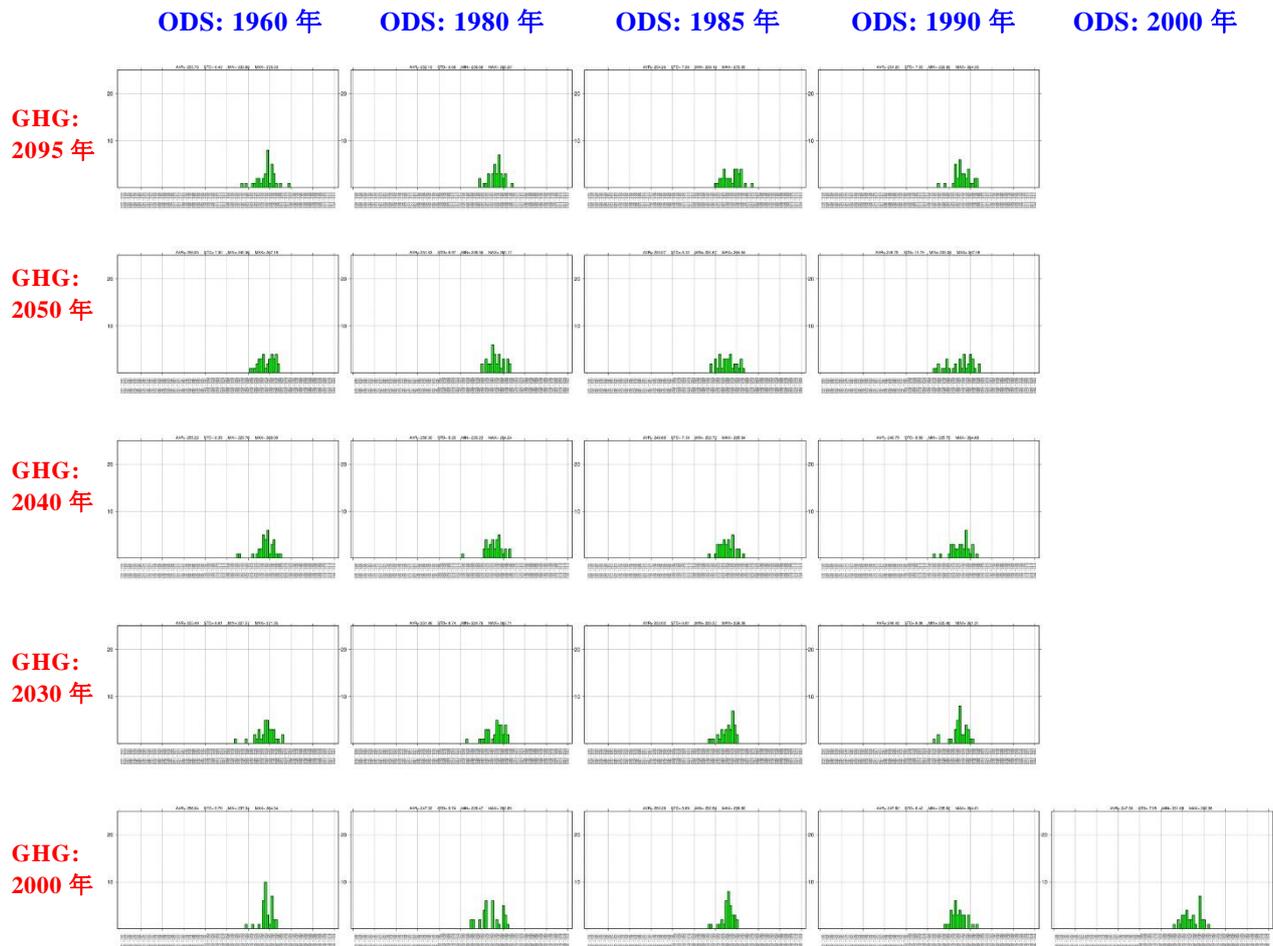


図 4.1.22 図 4.1.18 と同じ。ただし、表 3.1.3 で示された MIROC6 化学気候モデルによる実験のうち、ODS 濃度が 1995 レベルの 5 つの実験結果を除いた 34 アンサンブルメンバーについての解析結果（MIROC3.2 の図 4.1.18 と表示形式を揃えるため）。北緯 45～90 度の領域の 3 月～5 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布。

図 4.1.22には、MIROC6化学気候モデルによって行われた実験（表3.1.3）の結果、すなわち、北緯45～90度の領域の3月～5月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布を示す。ただし、MIROC3.2モデルとの結果の比較のため、表3.1.3で示された実験のうち、ODS濃度が1995レベルの5つの実験結果は除いた。MIROC3.2モデルやMIROC5モデルと比べると、ODS濃度の違いによる分布の違いが小さい。分布の平均濃度もあまり違いがない。

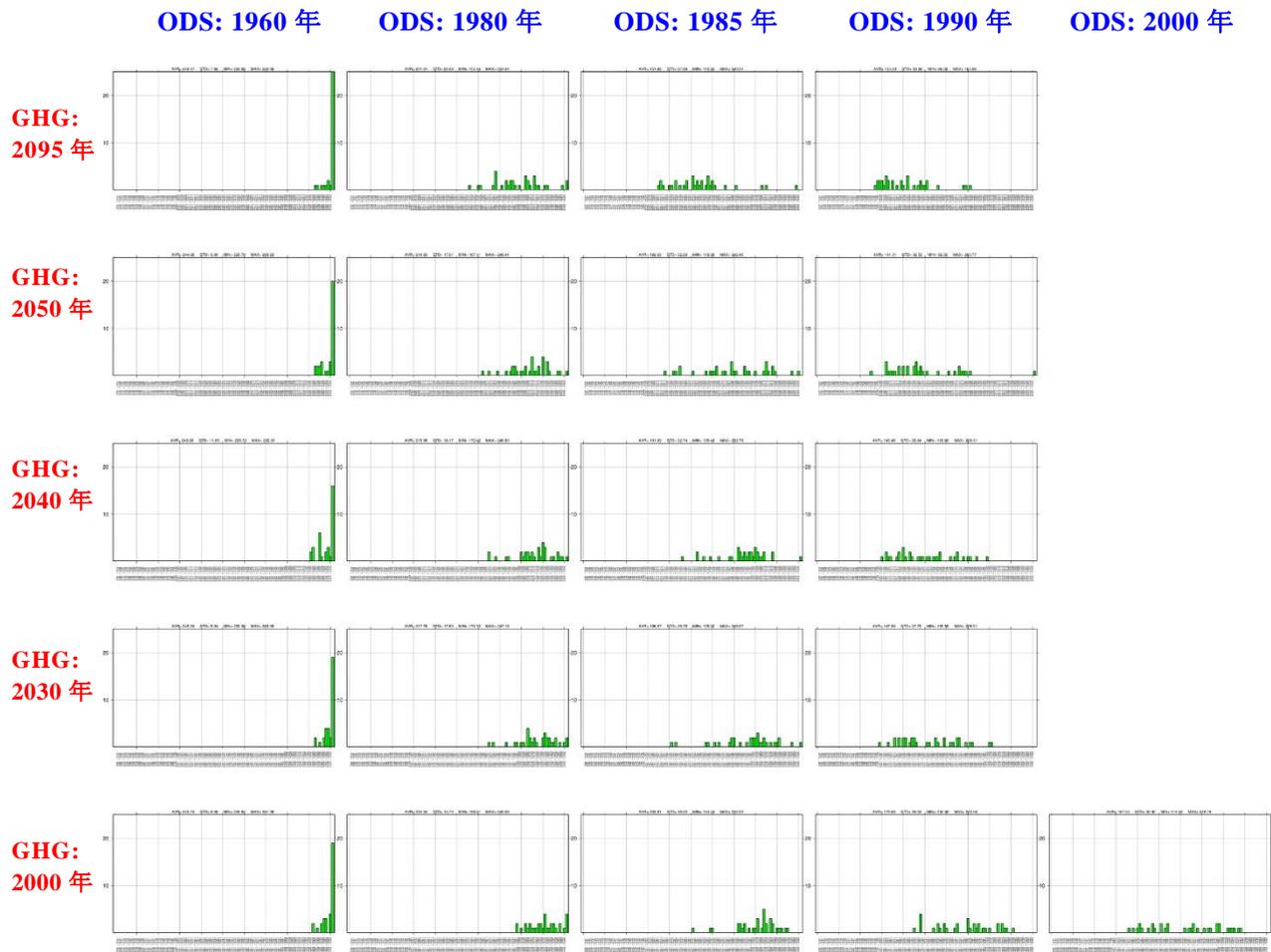


図 4.1.23 図 4.1.19 と同じ。ただし、表 3.1.3 で示された MIROC6 化学気候モデルによる実験のうち、ODS 濃度が 1995 レベルの 5 つの実験結果を除いた 34 アンサンブルメンバーについての解析結果（MIROC3.2 の図 4.1.19 と表示形式を揃えるため）。南緯 45～90 度の領域の 9 月～11 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布。

図 4.1.23 は、MIROC6 化学気候モデルによる南緯 45～90 度の領域の 9 月～11 月の期間におけるオゾン全量最低値の個数頻度分布を示す。MIROC3.2 モデルや MIROC5 モデルによる結果と同様に、ODS 濃度が増加すると分布が全体的に左の値の小さい方へシフトする。また、MIROC3.2 モデルや MIROC5 モデルとは異なり、ODS 濃度の違いによる分布の違いが大きい。GHG 濃度増加による分布の変化が少し見えており、ODS 濃度が 1980 年、1985 年、1990 年レベルで、GHG 濃度が増加するとオゾン全量最低値のより低い値が出現する傾向が見られる。この点でも MIROC3.2 モデルや MIROC5 モデルのオゾン全量の振る舞いと異なる。

45-90N および 45-90S の春季 3 ヶ月間の 500 アンサンブルメンバーのオゾン全量最低値に関する統計量（平均値、最大値、最小値、標準偏差、高い（低い）方から 5 番目および 50 番目のアンサンブルの偏差の絶対値を標準偏差で割った値）を、MIROC3.2 化学気候モデルについては表 4.1.1～4.1.16 に、MIROC5 化学気候モデルについては表 4.1.17～4.1.32、MIROC6 化学気候モデルについては表 4.1.33～4.1.44 に示す。なお、MIROC6 については 34 アンサンブルの統計なので、50 番目のアンサンブルの偏差の絶対値を標準偏差で割った値は示されていない。これらは、図 4.1.18～4.1.23 で表されたオゾン全量最低値分布の性質を数字で表したもので、上述の図で説明したオゾン全量最低値分布の ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性およびそれらの南北の違い、モデルによる違い、がこれらの量にも反映されている。特に、北半球中高緯度では ODS 濃度が増加するにつれて分布の幅が最小値の方へ拡がること、南半球中高度では分布の幅が北半球中高緯度に比べてかなり小さい（ODS 濃度が高い 2000 年レベルでは、その標準偏差が MIROC3.2 モ

デルで約1/5、MIROC5モデルで約1/2) こと、GHG濃度の増加により北半球中高緯度ではオゾン全量最低値は若干増加する傾向にあるが、その最小値はかなり低い値のままであること、などが数字の上からもわかる。後に、オゾン全量最低値の高い(低い)方から5番目および50番目のアンサンブル平均のODS濃度依存性・GHG濃度依存性を示すが、表4.1.5~4.1.8、表4.1.13~4.1.16、表4.1.21~4.1.24、表4.1.29~4.1.32、表4.1.37~4.1.38、表4.1.43~4.1.44に示された値は、これらのアンサンブルメンバーが、分布のどのくらい極端なところに位置するか(標準偏差 $\sigma$ の何倍以上のところに位置するか)を示している。

表4.1.1: MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブル平均値(45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		279.30	265.75	259.03	246.42	—	243.86
2050		272.61	258.41	250.38	237.43	—	234.57
2040		—	257.74	247.08	235.38	—	231.19
2030		270.87	253.60	245.21	230.11	—	230.90
2000		266.66	249.45	240.52	226.14	—	224.28

表4.1.2: MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブル最大値(45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		301.77	298.19	295.28	291.52	—	297.82
2050		298.64	292.84	288.28	287.07	—	289.89
2040		—	294.30	286.61	286.62	—	286.77
2030		298.36	293.34	287.28	288.82	—	288.12
2000		293.19	286.96	286.38	284.61	—	283.08

表4.1.3: MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブル最小値(45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		247.41	207.53	179.19	149.51	—	144.43
2050		237.61	204.02	186.20	150.05	—	143.14
2040		—	209.54	175.24	147.84	—	134.05
2030		228.24	196.76	170.22	134.55	—	148.93
2000		229.16	189.89	165.26	127.77	—	132.65

表4.1.4: MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブルの標準偏差(45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		9.34	16.13	19.95	25.08	—	28.76
2050		10.29	16.35	20.72	27.05	—	29.97
2040		—	16.56	23.05	29.04	—	29.84
2030		10.63	17.52	22.95	29.71	—	29.69
2000		11.11	18.00	23.24	29.77	—	29.29

表4.1.5 : MIROC3.2、オゾン全量最低値（45N-90N，3月-5月）の高い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.09	1.78	1.66	1.61	—	1.58
2050		1.98	1.85	1.79	1.76	—	1.56
2040		—	1.90	1.66	1.63	—	1.73
2030		2.06	1.98	1.72	1.80	—	1.78
2000		2.17	1.80	1.89	1.83	—	1.87

表4.1.6 : MIROC3.2、オゾン全量最低値（45N-90N，3月-5月）の高い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.30	1.11	1.16	1.15	—	1.17
2050		1.25	1.18	1.18	1.28	—	1.21
2040		—	1.20	1.20	1.27	—	1.33
2030		1.17	1.24	1.27	1.25	—	1.24
2000		1.20	1.27	1.25	1.27	—	1.31

表4.1.7 : MIROC3.2、オゾン全量最低値（45N-90N，3月-5月）の低い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.87	3.06	3.36	3.48	—	3.01
2050		3.06	2.70	2.82	2.75	—	2.91
2040		—	2.56	2.96	2.77	—	2.71
2030		3.11	2.64	3.06	2.64	—	2.72
2000		2.71	2.54	2.69	2.72	—	2.77

表4.1.8 : MIROC3.2、オゾン全量最低値（45N-90N，3月-5月）の低い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.33	1.43	1.41	1.37	—	1.48
2050		1.36	1.39	1.40	1.43	—	1.42
2040		—	1.45	1.45	1.50	—	1.44
2030		1.35	1.38	1.35	1.49	—	1.49
2000		1.35	1.44	1.37	1.44	—	1.36

表4.1.9 : MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブル平均値 (45S-90S, 9月-11月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		211.84	121.37	92.28	70.16	—	70.30
2050		211.91	123.53	95.03	73.33	—	73.62
2040		—	122.05	93.84	72.11	—	72.18
2030		210.99	121.75	93.51	72.29	—	72.03
2000		211.30	121.76	95.19	72.87	—	73.03

表4.1.10 : MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブル最大値 (45S-90S, 9月-11月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		239.26	156.20	141.46	90.37	—	100.36
2050		232.44	152.60	120.09	118.08	—	96.38
2040		—	152.69	120.17	91.91	—	94.44
2030		235.10	161.56	127.98	97.72	—	104.59
2000		234.16	159.29	158.90	101.94	—	96.88

表4.1.11 : MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブル最小値 (45S-90S, 9月-11月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		178.78	101.42	74.60	56.93	—	59.12
2050		183.81	96.80	76.31	59.79	—	57.38
2040		—	101.22	75.72	57.04	—	57.20
2030		188.37	101.66	75.15	60.22	—	58.53
2000		190.07	98.86	73.61	58.21	—	59.76

表4.1.12 : MIROC3.2、オゾン全量最低値の500アンサンブルの標準偏差 (45S-90S, 9月-11月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		8.53	8.49	8.12	5.77	—	5.94
2050		7.70	8.89	7.79	6.18	—	5.92
2040		—	9.44	7.73	5.89	—	5.95
2030		7.96	8.86	7.50	6.12	—	6.37
2000		7.33	9.24	8.74	6.56	—	6.44

表4.1.13 : MIROC3.2、オゾン全量最低値 (45S-90S, 9月-11月) の高い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.65	2.83	3.23	2.76	—	3.00
2050		2.38	2.58	2.88	3.17	—	3.28
2040		—	2.77	2.77	2.89	—	3.36
2030		2.64	2.98	2.72	2.64	—	3.07
2000		2.41	3.01	2.99	3.23	—	3.05

表4.1.14：MIROC3.2、オゾン全量最低値（45S-90S，9月-11月）の高い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.21	1.27	1.24	1.25	—	1.27
2050		1.24	1.39	1.38	1.25	—	1.26
2040		—	1.44	1.25	1.35	—	1.27
2030		1.29	1.28	1.31	1.45	—	1.19
2000		1.37	1.29	1.28	1.24	—	1.39

表4.1.15：MIROC3.2、オゾン全量最低値（45S-90S，9月-11月）の低い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.62	2.06	2.06	1.93	—	1.83
2050		2.70	2.18	1.93	2.00	—	2.09
2040		—	1.84	2.22	2.17	—	2.09
2030		2.41	1.93	1.97	1.88	—	2.07
2000		2.64	2.28	2.01	1.98	—	1.93

表4.1.16：MIROC3.2、オゾン全量最低値（45S-90S，9月-11月）の低い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.31	1.22	1.11	1.25	—	1.23
2050		1.28	1.24	1.25	1.14	—	1.20
2040		—	1.20	1.27	1.21	—	1.11
2030		1.29	1.21	1.17	1.19	—	1.14
2000		1.19	1.24	1.16	1.14	—	1.16

表4.1.17：MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブル平均値（45N-90N，3月-5月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		254.74	249.58	246.69	241.78	234.99	239.53
2050		250.90	245.11	243.28	237.35	234.82	235.22
2040		—	244.10	242.25	234.92	231.93	233.43
2030		249.43	243.13	239.46	234.32	230.82	234.56
2000		248.13	241.44	239.61	231.92	231.11	232.05

表4.1.18：MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブル最大値（45N-90N，3月-5月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		279.07	272.49	274.10	269.57	269.97	273.27
2050		272.08	271.51	267.81	268.21	269.95	266.28
2040		—	266.32	269.28	267.64	267.93	267.35
2030		272.53	265.24	269.03	263.94	266.42	266.72
2000		272.95	264.84	266.83	266.13	264.98	265.25

表4.1.19：MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブル最小値（45N-90N，3月-5月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		231.08	212.33	169.61	163.08	126.74	168.45
2050		219.86	213.14	181.86	156.32	143.07	146.57
2040		—	187.98	188.40	116.28	146.36	145.67
2030		219.36	183.58	188.39	147.53	152.99	169.12
2000		214.63	201.77	198.06	118.60	154.59	161.89

表4.1.20：MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブルの標準偏差（45N-90N，3月-5月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		8.35	10.48	12.81	16.26	22.77	17.11
2050		8.66	9.89	12.97	16.69	19.48	19.22
2040		—	11.33	12.87	19.09	21.46	19.75
2030		8.52	11.11	13.37	18.17	21.27	16.91
2000		8.66	11.00	12.74	19.65	19.64	19.07

表4.1.21：MIROC5、オゾン全量最低値（45N-90N，3月-5月）の高い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.21	1.91	1.76	1.34	1.48	1.61
2050		2.07	1.85	1.60	1.44	1.40	1.54
2040		—	1.75	1.77	1.41	1.44	1.48
2030		2.18	1.72	1.64	1.46	1.47	1.58
2000		1.89	1.82	1.84	1.43	1.49	1.54

表4.1.22：MIROC5、オゾン全量最低値（45N-90N，3月-5月）の高い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.21	1.23	1.06	0.98	1.00	1.04
2050		1.20	1.15	1.03	1.02	1.05	1.01
2040		—	1.16	1.05	1.04	1.04	1.02
2030		1.20	1.14	1.08	1.02	1.01	1.06
2000		1.22	1.22	1.19	1.06	1.05	1.03

表4.1.23：MIROC5、オゾン全量最低値（45N-90N，3月-5月）の低い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.75	3.21	3.48	4.18	4.64	4.11
2050		3.39	3.12	4.02	4.01	4.29	3.66
2040		—	3.98	3.63	3.46	3.61	3.38
2030		3.06	3.47	3.44	3.61	3.47	3.32
2000		2.85	2.92	3.08	4.14	3.65	3.61

表4.1.24 : MIROC5、オゾン全量最低値 (45N-90N, 3月-5月) の低い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

ODS GHG	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095	1.45	1.34	1.37	1.22	1.31	1.45
2050	1.32	1.48	1.29	1.31	1.22	1.46
2040	—	1.32	1.48	1.37	1.51	1.44
2030	1.25	1.34	1.52	1.34	1.50	1.44
2000	1.43	1.42	1.40	1.32	1.49	1.49

表4.1.25 : MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブル平均値 (45S-90S, 9月-11月)

ODS GHG	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095	200.46	103.42	84.59	70.23	68.90	72.36
2050	193.58	101.13	84.01	71.22	69.78	73.53
2040	—	101.26	83.92	70.69	69.10	73.51
2030	191.33	100.02	83.12	70.45	69.06	74.01
2000	188.34	98.32	82.78	70.89	69.84	73.43

表4.1.26 : MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブル最大値 (45S-90S, 9月-11月)

ODS GHG	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095	226.72	146.83	141.91	113.88	114.38	104.96
2050	231.09	147.79	126.79	104.25	106.51	119.90
2040	—	140.13	124.44	112.15	105.99	123.97
2030	215.79	154.70	132.34	107.76	98.62	112.34
2000	217.95	146.95	139.48	111.50	103.34	131.61

表4.1.27 : MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブル最小値 (45S-90S, 9月-11月)

ODS GHG	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095	176.65	77.89	65.76	49.15	49.25	51.54
2050	173.11	78.89	61.74	48.41	49.28	50.34
2040	—	76.70	60.87	52.08	49.66	47.62
2030	165.83	73.95	56.88	44.83	49.62	48.31
2000	166.88	69.09	59.70	50.04	49.61	47.60

表4.1.28 : MIROC5、オゾン全量最低値の500アンサンブルの標準偏差 (45S-90S, 9月-11月)

ODS GHG	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095	8.47	10.32	9.97	8.89	9.00	9.21
2050	7.94	10.58	9.88	9.18	8.96	10.39
2040	—	10.78	10.08	8.91	8.58	10.26
2030	7.70	11.53	10.24	8.79	9.00	10.12
2000	8.30	11.61	10.21	9.09	9.03	10.44

表4.1.29 : MIROC5、オゾン全量最低値（45S-90S, 9月-11月）の高い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.56	2.97	2.86	3.14	2.69	2.88
2050		2.42	3.42	2.71	2.84	2.79	2.84
2040		—	3.06	2.57	3.04	2.31	2.46
2030		2.42	4.04	3.14	2.73	2.62	2.40
2000		2.71	3.07	3.09	2.98	2.97	2.65

表4.1.30 : MIROC5、オゾン全量最低値（45S-90S, 9月-11月）の高い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.25	1.27	1.31	1.40	1.40	1.26
2050		1.27	1.24	1.24	1.26	1.27	1.32
2040		—	1.28	1.26	1.39	1.44	1.35
2030		1.37	1.30	1.31	1.30	1.40	1.36
2000		1.26	1.35	1.20	1.30	1.32	1.26

表4.1.31 : MIROC5、オゾン全量最低値（45S-90S, 9月-11月）の低い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		2.49	1.96	1.85	2.05	2.01	2.00
2050		2.39	2.01	2.13	2.28	2.19	1.99
2040		—	2.17	2.11	1.96	1.95	2.11
2030		2.94	1.88	1.91	1.98	2.07	2.28
2000		2.36	2.21	1.91	1.82	2.20	2.33

表4.1.32 : MIROC5、オゾン全量最低値（45S-90S, 9月-11月）の低い方から50番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.29	1.20	1.23	1.15	1.22	1.29
2050		1.31	1.07	1.26	1.21	1.21	1.25
2040		—	1.21	1.21	1.19	1.26	1.20
2030		1.23	0.99	1.20	1.25	1.23	1.22
2000		1.27	1.23	1.16	1.22	1.22	1.23

表4.1.33 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブル平均値 (45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		255.76	252.19	254.26	251.25	251.70	—
2050		256.05	251.63	250.07	248.75	248.00	—
2040		255.22	250.30	249.68	249.75	245.81	—
2030		255.49	251.86	250.02	248.42	249.00	—
2000		256.04	247.32	250.28	247.82	246.78	247.5

表4.1.34 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブル最大値 (45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		276.33	266.20	272.95	264.35	264.06	—
2050		267.18	265.17	264.64	267.58	260.37	—
2040		268.99	264.24	265.64	264.68	258.65	—
2030		271.35	263.71	258.39	261.31	262.16	—
2000		264.34	262.89	259.8	264.01	265.01	262.98

表4.1.35 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブル最小値 (45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		233.88	236.68	239.18	229.85	226.91	—
2050		240.36	238.59	234.67	225.38	235.48	—
2040		229.76	220.23	232.72	225.75	228.24	—
2030		227.57	224.76	233.37	225.6	233.75	—
2000		237.34	228.47	232.96	235.62	228.01	231.68

表4.1.36 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブルの標準偏差 (45N-90N, 3月-5月)

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		8.43	6.68	7.96	7.55	7.98	—
2050		7.30	6.97	8.12	11.79	6.97	—
2040		8.35	8.29	7.19	8.60	7.50	—
2030		8.61	8.74	6.81	8.06	6.62	—
2000		5.79	9.74	5.89	6.42	7.31	7.95

表4.1.37 : MIROC6、オゾン全量最低値 (45N-90N, 3月-5月) の高い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		0.90	0.94	1.00	1.24	1.26	—
2050		1.20	1.49	1.32	1.04	1.42	—
2040		0.88	1.04	1.26	1.18	1.24	—
2030		0.81	1.06	0.89	0.97	1.15	—
2000		1.02	1.25	1.07	1.31	0.89	1.10

表4.1.38 : MIROC6、オゾン全量最低値（45N-90N, 3月-5月）の低い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.48	1.69	1.44	1.12	1.31	—
2050		1.39	1.31	1.32	1.64	1.47	—
2040		1.52	1.18	1.22	1.31	1.59	—
2030		1.30	1.57	1.89	2.31	1.49	—
2000		1.39	1.63	1.67	1.52	1.50	1.48

表4.1.39 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブル平均値（45S-90S, 9月-11月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		249.07	201.01	151.88	125.3	114.39	—
2050		244.66	210.93	182.63	141.11	122.99	—
2040		243.00	215.08	191.99	143.46	134.00	—
2030		245.24	217.76	196.07	147.96	143.73	—
2000		245.74	224.04	203.81	179.68	160.42	167.54

表4.1.40 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブル最大値（45S-90S, 9月-11月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		262.06	254.04	240.54	185.98	151.26	—
2050		260.29	248.41	242.45	260.77	173.29	—
2040		262.31	246.83	252.79	200.31	202.43	—
2030		263.09	247.19	249.07	205.51	253.61	—
2000		261.08	249.28	232.52	225.56	211.51	218.19

表4.1.41 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブル最小値（45S-90S, 9月-11月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		228.98	155.16	112.22	96.38	85.61	—
2050		228.70	167.11	119.36	92.36	85.08	—
2040		225.73	172.42	135.46	103.60	100.84	—
2030		228.36	172.70	125.92	100.58	90.09	—
2000		226.82	198.21	144.53	132.08	108.37	114.42

表4.1.42 : MIROC6、オゾン全量最低値の34アンサンブルの標準偏差（45S-90S, 9月-11月）

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		7.92	22.99	27.88	23.88	15.17	—
2050		9.00	17.91	32.26	32.53	19.75	—
2040		11.05	18.17	22.74	26.84	27.04	—
2030		8.04	17.6	26.76	27.7	33.44	—
2000		9.09	13.73	19.32	26.53	29.16	32.30

表4.1.43：MIROC6、オゾン全量最低値（45S-90S，9月-11月）の高い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		0.98	1.02	0.86	0.83	1.14	—
2050		1.26	0.94	1.14	1.10	1.01	—
2040		1.25	1.18	0.81	1.34	1.55	—
2030		0.98	0.98	0.99	1.18	1.21	—
2000		1.10	1.37	0.94	1.33	1.37	1.29

表4.1.44：MIROC6、オゾン全量最低値（45S-90S，9月-11月）の低い方から5番目のアンサンブルメンバーの、500アンサンブル平均値からの残差の絶対値の標準偏差に対する割合

GHG	ODS	1960	1980	1985	1990	1995	2000
2095		1.79	0.00	1.33	1.09	1.29	—
2050		1.61	1.63	1.69	1.05	1.32	—
2040		1.52	2.02	1.91	1.33	0.99	—
2030		1.54	1.61	1.48	1.20	1.03	—
2000		1.59	1.59	2.10	1.55	1.31	1.35

図4.1.24に、MIROC3.2化学気候モデルの実験によって極端なオゾン全量最低値を示したアンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の平均（500アンサンブルメンバーのうち、上位5メンバーの平均および下位5メンバーの平均）およびオゾン全量最低値の500アンサンブル平均について、そのODS濃度・GHG濃度依存性を示す。上段が北半球中高緯度春季（45-90N，3月-5月）、下段が南半球中高緯度春季（45-90S，9月-11月）についての結果である。縦軸はそれぞれの実験で設定されたGHG濃度、横軸はODS濃度である。ただし、ODSは成層圏に入ると分解されて無機塩素化合物や無機臭素化合物に変化するので、オゾン破壊によってオゾン全量に最も影響を与えると考えられる下部成層圏の高度50hPa，45-90N（南半球は45-90S），3月-5月（南半球は9月-11月）における等価実効成層圏塩素（Equivalent Effective Stratospheric Chlorine）濃度によって表した。極域におけるEESCは全無機塩素（Cly）濃度と全無機臭素（Bry）濃度によって、

$$EESC = Cly + 60Bry$$

で近似される。

MIROC3.2化学気候モデルの上位・下位5アンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の極端さの度合いについては、45-90Nの場合表4.1.5および表4.1.7を参照して、ODS濃度が1960年レベルの場合、上位5アンサンブルは標準偏差の約2倍（ $2\sigma$ ）以上、下位5アンサンブルでは $2.7\sigma$ 以上を見ていることになり、また、ODS濃度が2000年レベルの場合は、上位5アンサンブルは $1.6\sigma$ 以上、下位5アンサンブルは $2.7\sigma$ 以上を見ていることになって、特に下位の方はかなり極端な事象である（図4.1.18参照）。45-90Sの場合は、表4.1.13および表4.1.15を参照すると、ODS濃度が1960年レベルの場合、上位5アンサンブル・下位5アンサンブルともに $2.4\sigma$ 以上、ODS濃度が2000年レベルの場合は、上位5アンサンブルは $3.0\sigma$ 以上、下位5アンサンブルは $1.8\sigma$ 以上となっている（図4.1.19参照）。

図4.1.24からわかるとおり、北半球中高緯度では、オゾン全量最低値はODS濃度とGHG濃度の両方に依存する。すなわち、ODS濃度が高くなるほどオゾン全量最低値は少なくなり、GHG濃度が高くなるほどオゾン全量最低値は高くなる。これは、ODS濃度の増加によって極域におけるPSCを介したオゾン破壊化学反応が促進され、GHG濃度の増加によって大気大循環が強化されて極域へのオゾン輸送が増加し、同時に熱輸送も増加して極域下部成層圏の気温が上昇し、PSCが生成されにくくなり、オゾン破壊反応が起きにくくなるためである。

また、このODS濃度・GHG濃度依存性は、アンサンブルメンバーの取り方によって大きく異なることも

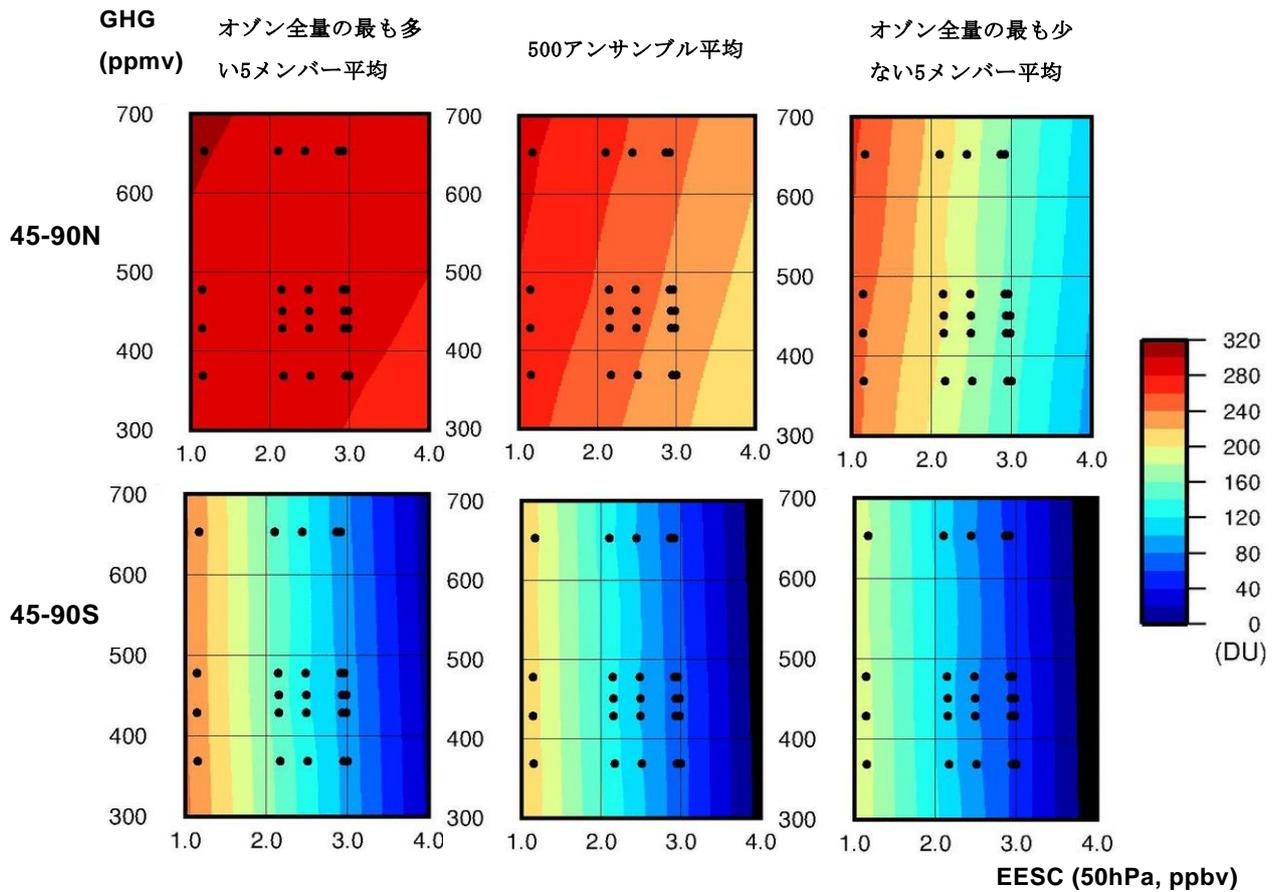


図 4. 1. 24 表 3. 1. 1 に示された MIROC3. 2 化学気候モデル実験によるオゾン全量最低値の ODS 濃度 (EESC で表す) および GHG 濃度依存性。上段のパネルは 45-90N, 3 月-5 月の最低値、下段のパネルは 45-90S, 9 月-11 月の最低値。(左) オゾン全量最低値が最も高い 5 つのアンサンブルメンバー平均、(中) 500 アンサンブル平均、(右) オゾン全量最低値が最も低い 5 つのアンサンブルメンバー平均。縦軸は GHG 濃度 (ppmv)、横軸は下部成層圏の高度 50hPa における EESC 濃度 (ppbv) の 45-90N, 3 月-5 月の平均値 (北半球、上段) および 45-90S, 9 月-11 月の平均値 (南半球、下段)。表 3. 1. 1 のそれぞれの実験の GHG 濃度および ODS 濃度に対応する点を黒丸で示す。オゾン全量最低値は色で表され、その大きさは右側のカラスケールで示されている。黒丸で表された点のオゾン全量の値を 2 次元平面内で内挿および外挿したもの。

わかる。図の真ん中に示される 500 アンサンブル平均では、ODS 濃度依存性も GHG 濃度依存性も見えるが、左側に示されたオゾン全量最低値が最も高い 5 アンサンブルメンバー平均では、ODS 濃度依存性も GHG 濃度依存性もかなり小さくなっている。一方、右側に示されたオゾン全量最低値が最も低い 5 アンサンブルメンバー平均では、ODS 濃度依存性が大きくなり、GHG 濃度依存性はあまり見られない。

下段のパネルで示される南半球中高緯度については、どのアンサンブルメンバー平均も ODS 濃度依存性が大きく、GHG 濃度依存性はほとんど見られない。このモデルでは、GHG 濃度が増加しても南極オゾンホールにあまり変化がないことを示している。また、上段に示された北半球中高緯度と異なり、南半球中高緯度では 500 アンサンブル平均とオゾン全量最低値が最も高い 5 アンサンブルメンバー平均、500 アンサンブル平均とオゾン全量最低値が最も低い 5 アンサンブルメンバー平均の間の ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性 (図で上下および左右方向の濃度勾配) の違いが小さい。このことは、南半球中高緯度ではオゾン全量最低値のアンサンブルメンバー間のばらつきが小さいことに起因している (図 4. 1. 19)。

これらの振る舞いは、図 4. 1. 18 や図 4. 1. 19 で示したオゾン全量最低値のアンサンブルメンバー分布について、全体的な ODS 濃度・GHG 濃度依存性、左端に位置するアンサンブルメンバーの依存性、右端に位置するアンサンブルメンバーの依存性を表している。

この結果が意味することは、500のアンサンブルメンバーが北半球中高緯度大気の毎年の変動の中で起こり得る1つ1つの事象だと考えれば、オゾン全量が少ない年ばかりを集めるとそのオゾン全量のODS濃度依存性は大きく、南半球中高緯度ほどではないにしても、ODS濃度の増加に伴いオゾン全量は大きく減少するということである。北極渦が安定して春季に大きなオゾン破壊が起こった1997年、2011年、2020年は、図4.1.24の右端のオゾン全量の少ないアンサンブルメンバーに相当すると考えられる。これらの年はODS濃度が高い状態になっており、極渦が安定すれば、オゾン全量はかなり低くなり得るということである。例えば2011年の場合、その前年の2010年の北半球高緯度春季のオゾン全量が高かったが、それは、図4.1.18の左上に相当すると考えられる。つまり、極渦が不安定な年は、ODS濃度が高くてもオゾン全量は高くなる。

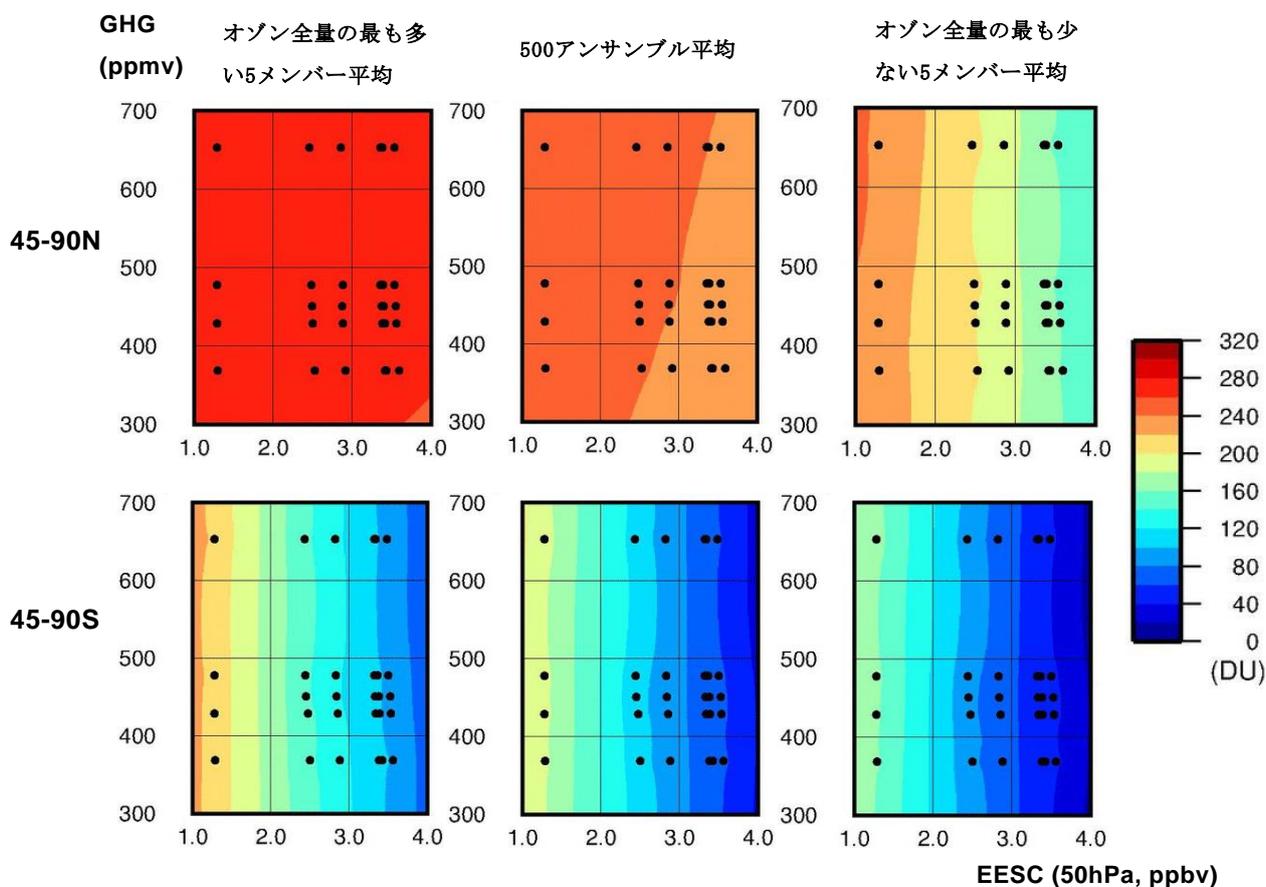


図4.1.25 図4.1.24と同じ。ただし、表3.1.2に示されたMIR0C5化学気候モデル実験による結果。

図4.1.25に、同様にMIR0C5化学気候モデルによる結果を示す。MIR0C3.2化学気候モデルによる結果と比べると、北半球中高緯度春季、南半球中高緯度春季ともにODS濃度依存性・GHG濃度依存性が若干小さいという違いはあるが、MIR0C3.2モデルによる結果で見られたODS濃度依存性・GHG濃度依存性は、MIR0C5モデルでも同様に見られる。なお、MIR0C5化学気候モデルの上位・下位5アンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の極端さの度合いについては、45-90Nの場合表4.1.21および表4.1.23を参照して、ODS濃度が1960年レベルの場合、上位5アンサンブルは標準偏差の $1.9\sigma$ 以上、下位5アンサンブルでは $2.8\sigma$ 以上であり、また、ODS濃度が2000年レベルの場合、上位5アンサンブルは $1.5\sigma$ 以上、下位5アンサンブルは $3.3\sigma$ 以上を見ていることになって、MIR0C3.2と同様、下位の方はかなり極端な事象である(図4.1.20も参照のこと)。45-90Sの場合は、表4.1.29および表4.1.31を参照すると、ODS濃度が1960年レベルの場合、上位5アンサンブル・下位5アンサンブルともに $2.4\sigma$ 以上、ODS濃度が2000年レベ

ルの場合は、上位5アンサンブルは $2.4\sigma$ 以上、下位5アンサンブルは $2.0\sigma$ 以上となっている（図4.1.21も参照のこと）。

図4.1.26に、MIROC6化学気候モデルによる結果を示す。MIROC6の場合、34アンサンブルメンバーでの解析である。表4.1.37、表4.1.38、表4.1.43、表4.1.44より、南北とも、上位5アンサンブルは約 $1\sigma$ 以上、下位5アンサンブルは約 $1.5\sigma$ 以上である。このモデルによる結果は、北半球中高緯度ではオゾン全量最低値の低い5アンサンブル平均でもODS濃度依存性がほとんど見られず、南半球中高緯度ではODS濃度依存性の他にGHG濃度依存性が若干見られる。現実には、ODS濃度が高くなった近年で10年に一度くらいの頻度で北極域においてオゾン破壊の大きな年が出現すること（1997年、2011年、2020年）、南極のオゾンホールの変動はMIROC6で示されるオゾンホールのアンサンブル間のばらつきよりはるかに小さいことを考えると、MIROC6化学気候モデルの中高緯度域オゾン全量の振る舞いは、現実をあまり反映していないことが結論づけられる。

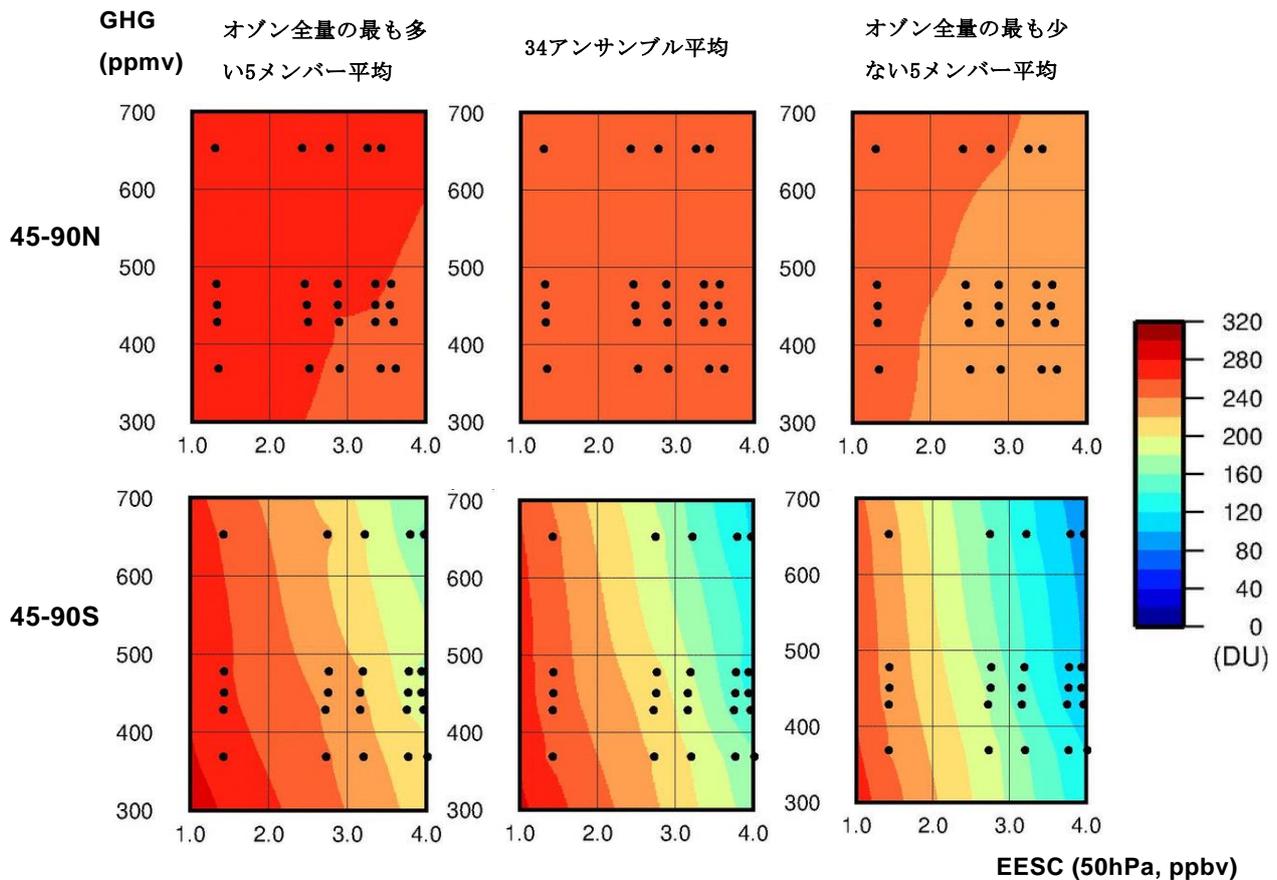


図 4.1.26 図 4.1.24 と同じ。ただし、表 3.1.3 に示された MIROC6 化学気候モデル実験による 34 アンサンブルからの結果。

以上は、オゾン全量最低値が最も大きい5つのアンサンブルメンバー平均、オゾン全量最低値が最も小さい5つのアンサンブルメンバー平均に着目して、そのODS濃度とGHG濃度依存性を見たが、500アンサンブルのうちの5アンサンブルということは、1/100、つまりモデル大気の変動の中で100年に一度程度の頻度で起こるかなり極端な事象の平均的な性質を見ていることになる。この極端なアンサンブルメンバーの示す性質自体はたいへん興味深いものであるが、現実的な問題として、今後ODS濃度は数10年～100年くらいの時間スケールで減少しオゾン層破壊に影響を及ぼさなくなることが予想されるので、100年に一度の頻度の事象はODS濃度が減少してしまうまでの間に1回程度起こると考えられる現象であり、頻度が小さすぎる。そこで、次にオゾン全量最低値が最も大きい50のアンサンブルメンバー平均と、オゾン全量最低値が最も小さい50のアンサンブルメンバー平均のODS濃度依存性とGHG濃度依存性を

見る。この場合だと1/10程度、つまり、10年に1度程度の頻度で起こる極端な事象、ODS濃度が減少してしまうまでの間に10回程度起こると考えられる事象の平均的な性質を見ることになる。

MIROC3.2化学気候モデルの上位・下位50アンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の極端さの度合いについては、45-90Nの場合、表4.1.6および表4.1.8を参照してODS濃度が1960年レベルの場合、上位50アンサンブルは $1.2\sigma$ 以上、下位50アンサンブルでは $1.3\sigma$ 以上を見ていることになり、また、ODS濃度が2000年レベルの場合は、上位50アンサンブルは $1.2\sigma$ 以上、下位50アンサンブルは $1.4\sigma$ 以上を見ていることになる（図4.1.18参照）。45-90Sの場合は、表4.1.14および表4.1.16を参照すると、ODS濃度が1960年レベルの場合、上位50アンサンブル・下位50アンサンブルともに $1.2\sigma$ 以上、ODS濃度が2000年レベルの場合は、上位50アンサンブルは $1.2\sigma$ 以上、下位50アンサンブルは $1.1\sigma$ 以上となっている（図4.1.19参照）。

図4.1.27にMIROC3.2化学気候モデルによる結果を示す。図4.1.24の極端な5アンサンブル平均の結果と比べると、オゾン全量最低値（色）の絶対値に若干の違いはあるが、5アンサンブルと同様なODS濃度依存性・GHG濃度依存性を示している。ODS濃度が高く北極渦が安定したアンサンブルメンバーでは、北半球中高緯度でも大きなオゾン破壊が起こることを示している。

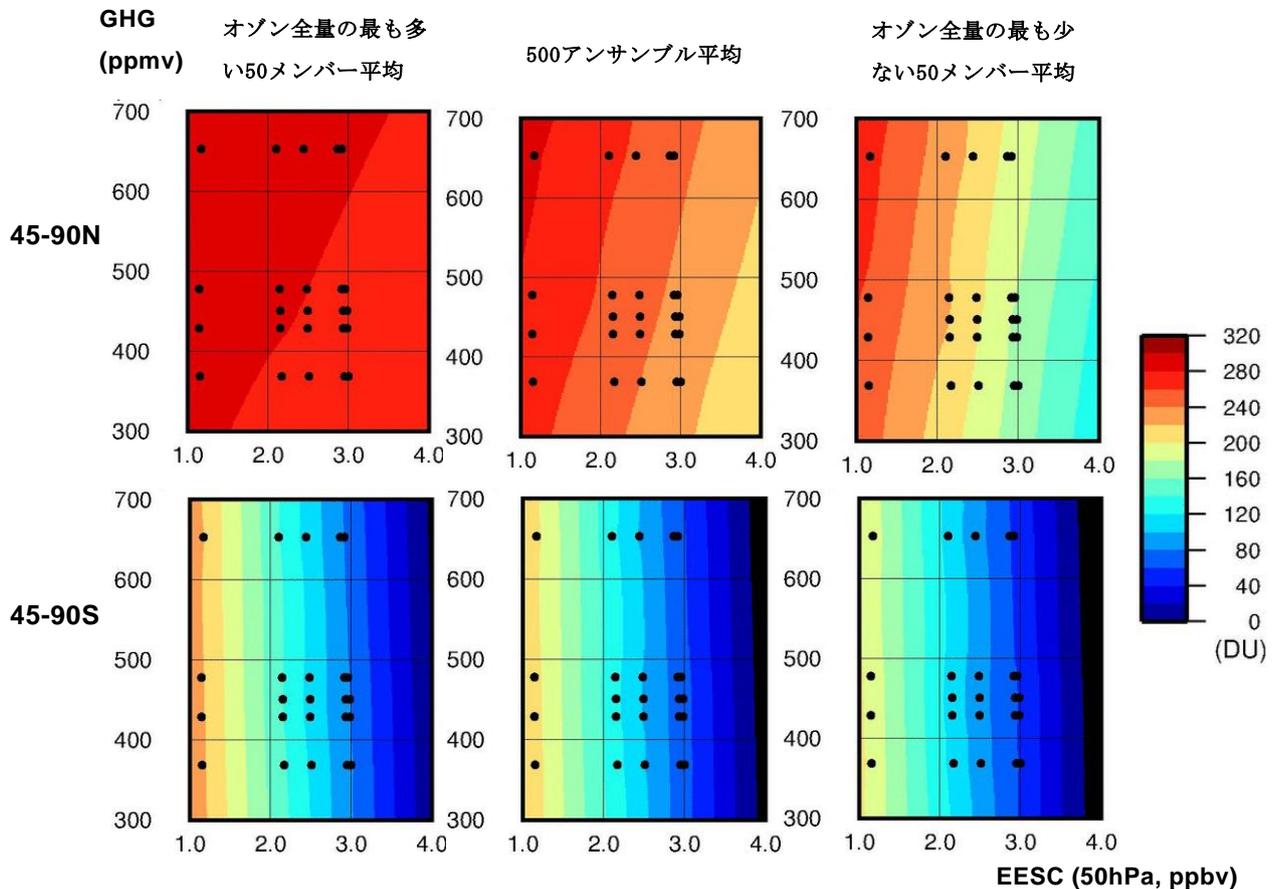


図 4.1.27 MIROC3.2 化学気候モデルによる図 4.1.24 と同じ。ただし、左列はオゾン全量最低値が最も大きい 50 のアンサンブルメンバー平均、右列はオゾン全量最低値が最も小さい 50 のアンサンブルメンバー平均。

MIROC5化学気候モデルの上位・下位50アンサンブルメンバーのオゾン全量最低値の極端さの度合いについては、45-90Nの場合、表4.1.22および表4.1.24を参考にしてODS濃度が1960年レベルの場合、上位50アンサンブルは $1.2\sigma$ 以上、下位50アンサンブルでは $1.3\sigma$ 以上を見ていることになり、また、ODS濃度が2000年レベルの場合は、上位50アンサンブルは $1.0\sigma$ 以上、下位50アンサンブルは $1.4\sigma$ 以上を見ていることになる（図4.1.14参照）。45-90Sの場合は、表4.1.30および表4.1.32を参考にして、ODS濃度

が1960年レベルの場合、上位50アンサンブル・下位50アンサンブルともに $1.3\sigma$ 以上、ODS濃度が2000年レベルの場合は、上位50アンサンブルは $1.3\sigma$ 以上、下位50アンサンブルは $1.2\sigma$ 以上となっている（図4.1.15参照）。オゾン全量最低値に関する上位・下位50アンサンブルの標準偏差に対する極端さの値は、MIROC3.2モデルとMIROC5モデルとの間で違いがあまりない。

図4.1.28にMIROC5化学気候モデルによる結果を示す。図4.1.25の極端な5アンサンブル平均の結果と比べると、MIROC3.2と同様、オゾン全量最低値（色）の絶対値に若干の違いはあるが、5アンサンブルと同様なODS濃度依存性・GHG濃度依存性を示している。ただ、北半球のオゾン全量の最も少ない50アンサンブル平均の示すODS濃度依存性（右上パネルで水平方向）が、図4.1.25のオゾン全量の最も少ない50アンサンブル平均に比べて小さくなっているのがMIROC3.2の結果（図4.1.24と図4.1.27との比較）と異なるところである。これも、MIROC5の方がMIROC3.2に比べてアンサンブル全体で見れば低緯度から北半球中高緯度への大気大循環が強いことによって生じた違いと考えられる。

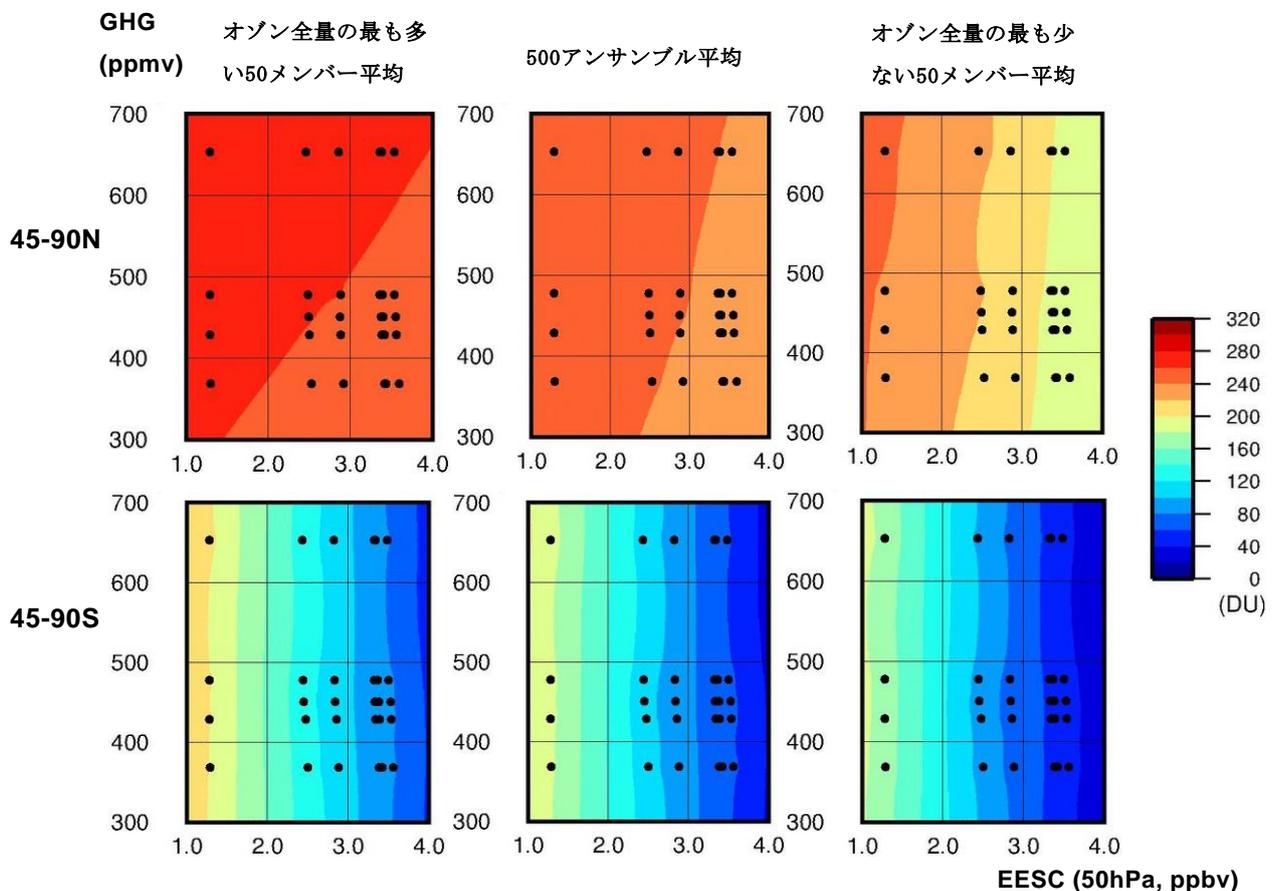


図 4.1.28 MIROC5 化学気候モデルによる図 4.1.25 と同じ。ただし、左列はオゾン全量最低値が最も大きい 50 のアンサンブルメンバー平均、右列はオゾン全量最低値が最も小さい 50 のアンサンブルメンバー平均。

### (3.1.2) ODS濃度・GHG濃度と気温との関係（北半球中高緯度）

前節では、オゾン全量最低値の低いアンサンブル、高いアンサンブル、500アンサンブル平均のオゾン全量最低値のODS濃度依存性・GHG濃度依存性を調べた。南半球中高緯度では北半球中高緯度に比べてオゾン量のアンサンブルメンバー間のばらつきは小さく、そのODS濃度依存性・GHG濃度依存性は、500アンサンブル平均でほぼ一義的に表されることが示された。本節では、アンサンブルメンバー間のばら

つきが大きく、オゾン量の多いアンサンブルと少ないアンサンブルでODS濃度依存性・GHG濃度依存性が異なる北半球中高緯度域の気温とODS濃度・GHG濃度との関係を見る。

ODS濃度と極域気温との関係は、ODS濃度の増加によってオゾンが減少し、それによって成層圏では気温が低下することが期待される。理由は、オゾン層による太陽光の吸収が成層圏大気の重要な熱源となっているからである。ただ、この効果は、極域に日射が到達する2月下旬～3月上旬以降に顕著になると考えられる。また、ODS濃度の増加による北極域のオゾン減少は2月下旬～4月上旬にかけて最も顕著になるので、太陽高度との兼ね合いを考えれば気温に対する影響は3月～5月上旬あたりに最も大きいと考えられる。したがって、以下では1月～5月の月平均気温への影響を、オゾン量の大きいアンサンブルおよび小さいアンサンブルについて示す。

図4.1.29は、ODS濃度2000年レベル、GHG濃度2000年レベルに設定したMIROC3.2化学気候モデルによる45-90N、3月-5月のオゾン全量最低値の最も低い50アンサンブル平均の経度平均・月平均気温の、その500アンサンブル平均値からの差の緯度-高度分布である。60N以北の下部成層圏50hPa付近に着目すると、オゾン全量最低値の最も低い50アンサンブルは、1月から5月まで500アンサンブル平均に対して低温になっている。

図4.1.30は、図4.1.29に比べてODS濃度だけを低く設定した、ODS濃度1960年レベル、GHG濃度2000年レベルの実験の結果である。60N以北の成層圏（100hPa～1hPaの高度）に着目して、ODS濃度のみが異なるこの2つの図を比べると、オゾン全量最低値の最も低い50アンサンブルの1月および2月の低温域は両者でほとんど変わらないが、3月、4月、5月では、ODS濃度の高い図4.1.29の方が下部成層圏（50～200hPa）でより低温になっている。これは、ODS濃度が高いことによるオゾン破壊の気温への影響がこれらの月に顕著に表れたことを示す。

一方、図4.1.31と図4.1.32に示す3月-5月のオゾン全量最低値の最も高い50アンサンブル平均では、ODS濃度の違いが気温へ及ぼす影響は、どの月でもはっきりとは見られない。これは、オゾン全量最低値の高いアンサンブルでは、ODS濃度の違いによるオゾン全量の違いが小さいことに因る（図4.1.27左上パネル）。

図4.1.33と図4.1.34は、それぞれ、図4.1.29と図4.1.30のODS濃度でGHG濃度を2095年レベルに上昇させた結果である。つまり、これらの2つの図の比較によって、温暖化した場合のODS濃度の気温への影響を見ることができる。図4.1.29と図4.1.30の結果と同様に、ODS濃度が高い場合（図4.1.29）、オゾン濃度減少の影響が期待される3月、4月、5月の60N以北の下部成層圏（50～200hPa）の気温がより低温になっている。ただ、GHG濃度が低い図4.1.29と図4.1.30とは異なり、図4.1.33と図4.1.34を比較した場合、1月および2月も図4.1.33の方がより低温になっている。GHG濃度が2000年レベルの低い大気では、ODS濃度が低い場合と高い場合とで1月と2月の気温にあまり違いが見られなかった一方で、GHG濃度が2095年レベルの高い大気ではODS濃度が高いと1月と2月により低い気温となる原因については現時点では不明である。今後の課題としたい。

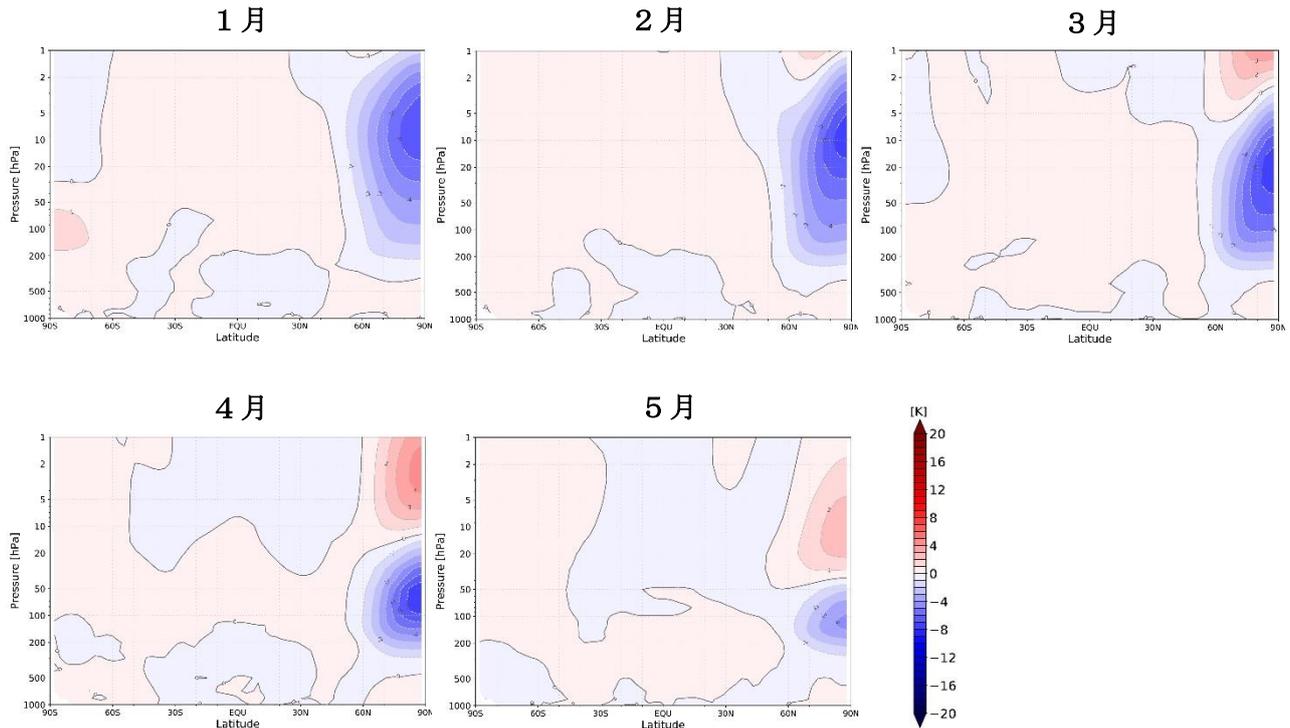


図 4.1.29 MIROC3.2 化学気候モデルによる 45-90N, 3月-5月のオゾン全量最低値の最も低い 50 アンサンブル平均の経度平均・月平均気温の 500 アンサンブル平均値からの差の緯度-高度分布。赤色は 500 アンサンブル平均より高温、青色は 500 アンサンブル平均より低温であることを示す。ODS 濃度 2000 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

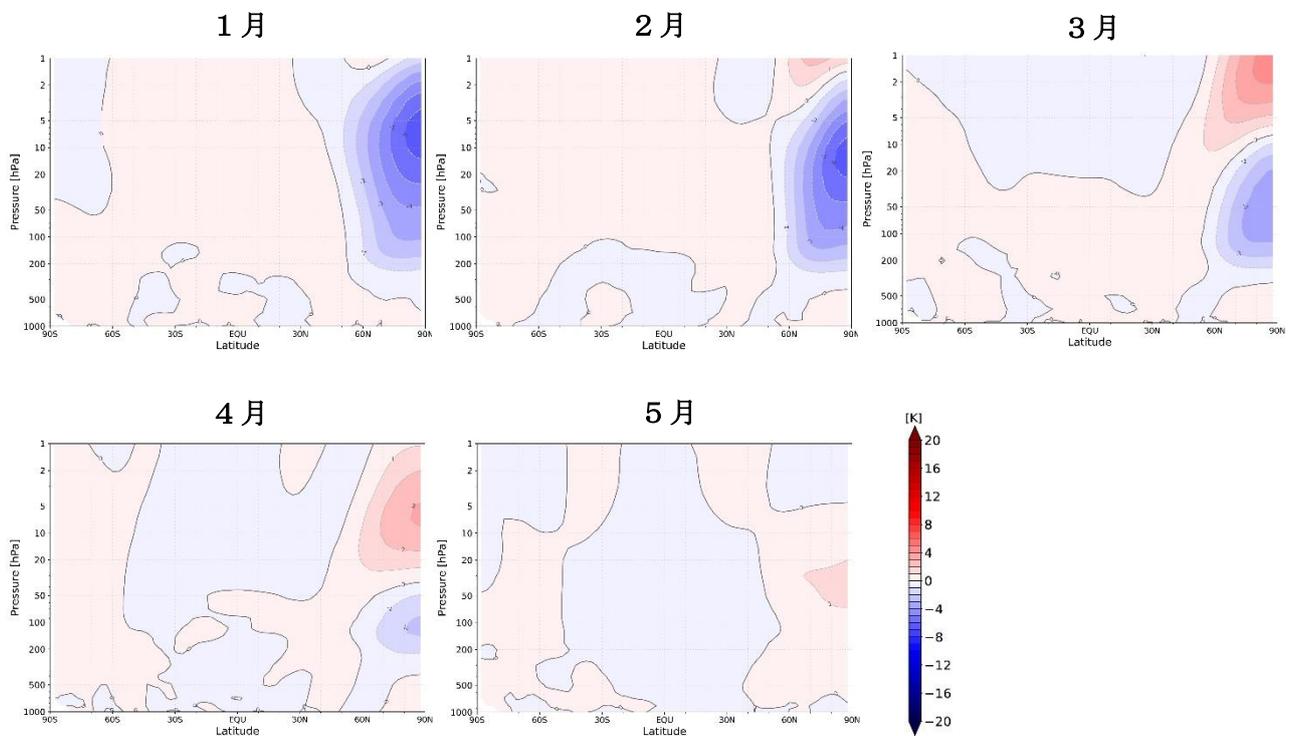


図 4.1.30 図 4.1.29 と同じ。ただし、ODS 濃度 1960 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

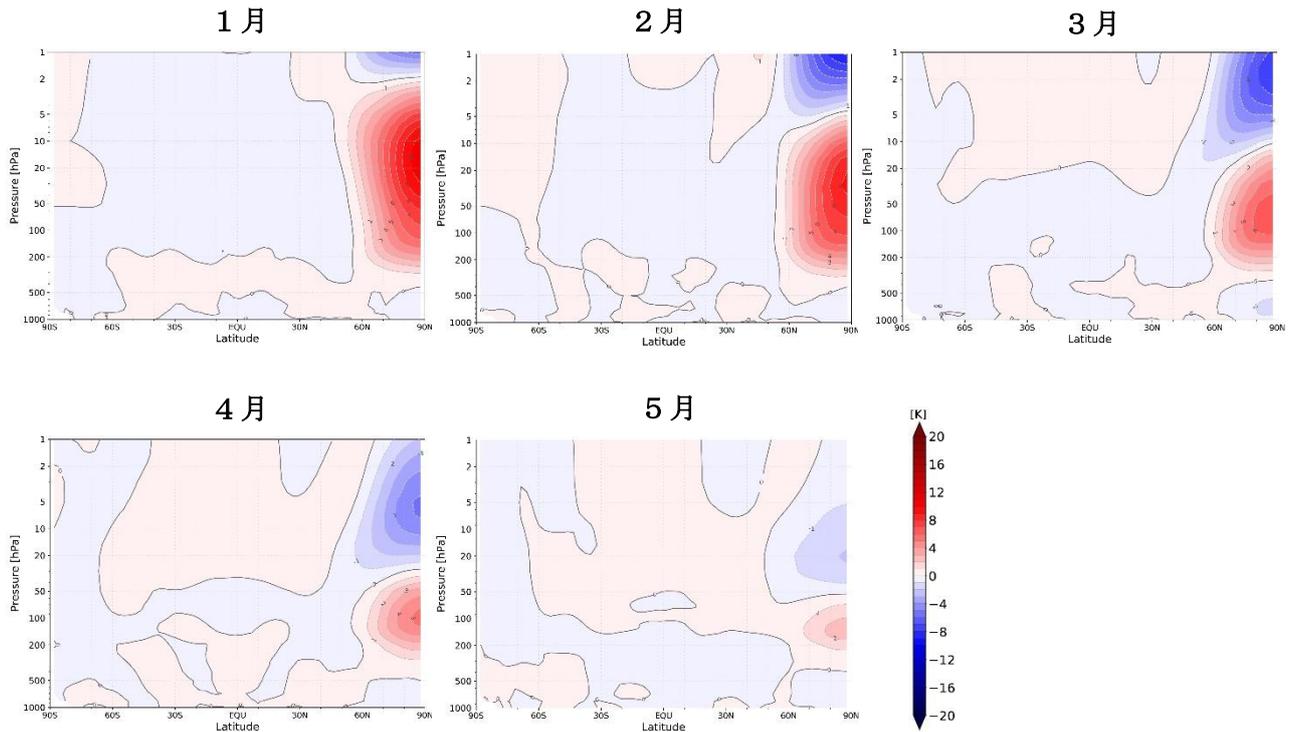


図 4.1.31 図 4.1.29 と同じ。ただし、3月-5月のオゾン全量最低値の最も高い 50 アンサンブル平均結果。ODS 濃度 2000 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

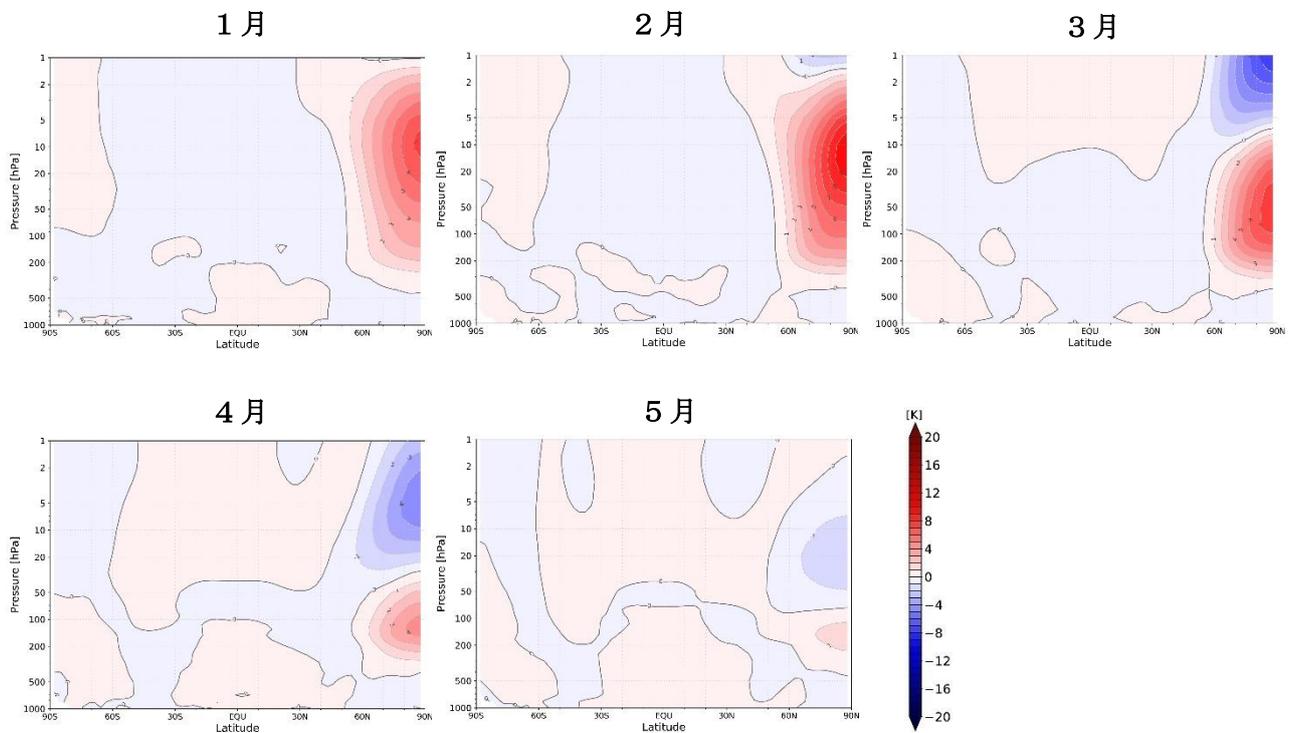


図 4.1.32 図 4.1.31 と同じ。ただし、ODS 濃度 1960 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

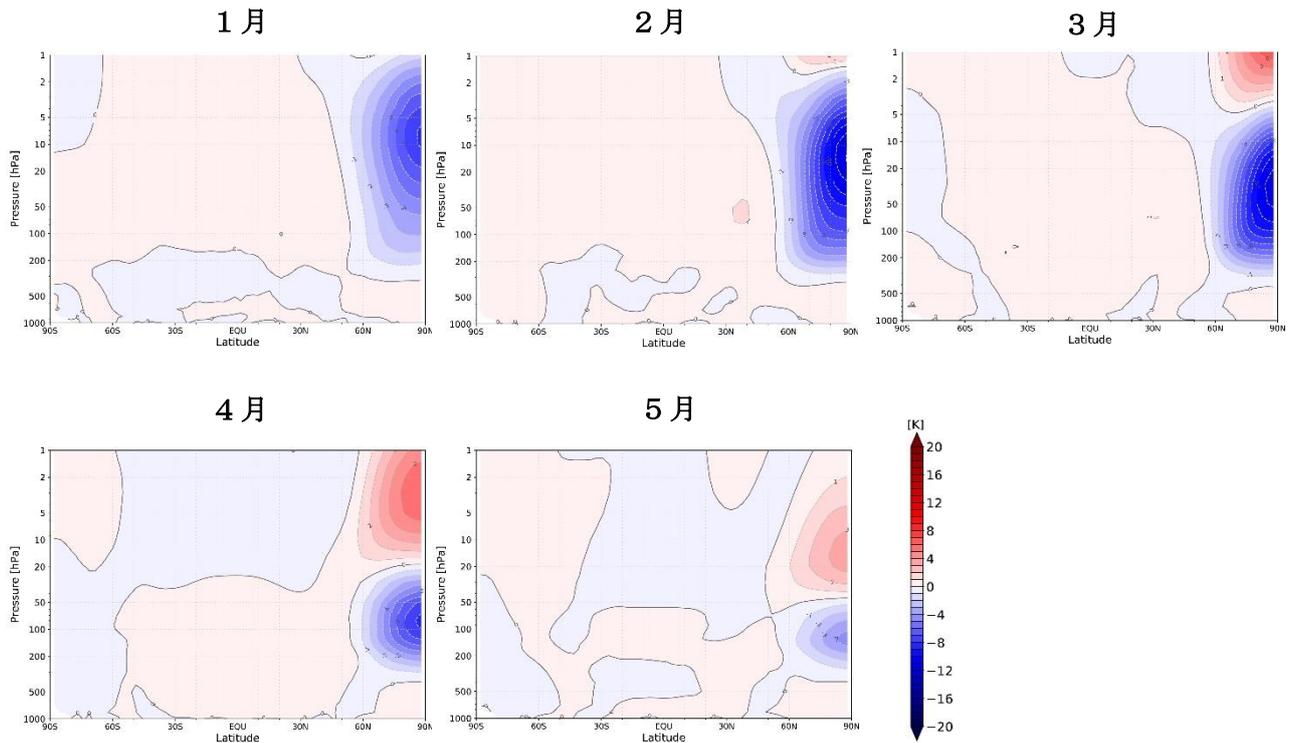


図 4.1.33 図 4.1.29 と同じ。ただし、ODS 濃度 2000 年レベル、GHG 濃度 2095 年レベルの実験結果。

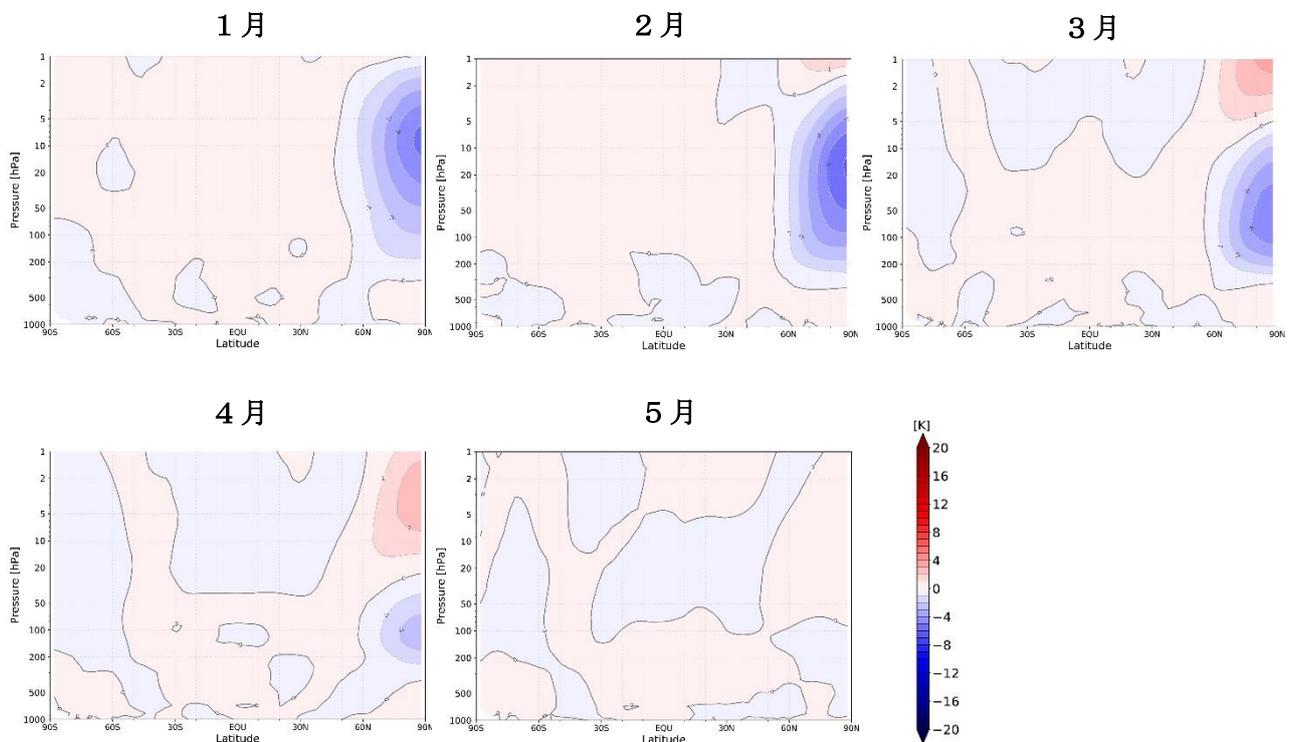


図 4.1.34 図 4.1.33 と同じ。ただし、ODS 濃度 1960 年レベル、GHG 濃度 2095 年レベルの実験結果。

MIROC3.2 化学気候モデルによる 45-90N, 3月-5月のオゾン全量最低値の最も低い 50 アンサンブル平均の高度 50hPa・60N より北側の緯度平均・3月-5月平均の気温の 500 アンサンブル平均値からの偏差の ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性を EESC 濃度-GHG 濃度の 2次元平面内の色で表したものが図 4.1.35 の左パネルである。MIROC5 化学気候モデルの結果は右パネルに示されている。

図からわかるとおり、北半球中高緯度では、ODS濃度が高くなるほど気温は低くなり、これは図 4.1.27や図4.1.28の右上パネルで示されたオゾン全量最低値の変化とよく対応している。つまり、GHG濃度変化しない状況では、オゾン量が多ければその放射効果あるいは下降流によるオゾン輸送と同時に起こる大気の断熱圧縮または中緯度からの熱輸送によって気温が上昇、逆にオゾン量が少ない場合は気温が下降、といった形で説明できる。一方、GHG濃度依存性は図4.1.35右のMIROC5モデルではほとんど見られないが、左のMIROC3.2モデルではGHG濃度が高くなると少し気温が低くなっている。一方で、図4.1.27ではGHG濃度が高くなるにつれ若干オゾンが多くなっている、MIROC3.2モデルでODS濃度一定の下でGHG濃度が増加すると50hPa高度の気温が低くなったのは、GHGの成層圏における放射による影響が見えているためであり、オゾン濃度が高くなったのはオゾンの輸送が増加した影響が見えているためと考えることができる。これは、先に述べたODS濃度変化によるオゾン量に応じた放射効果・断熱圧縮・熱輸送効果ではないことが推察される。

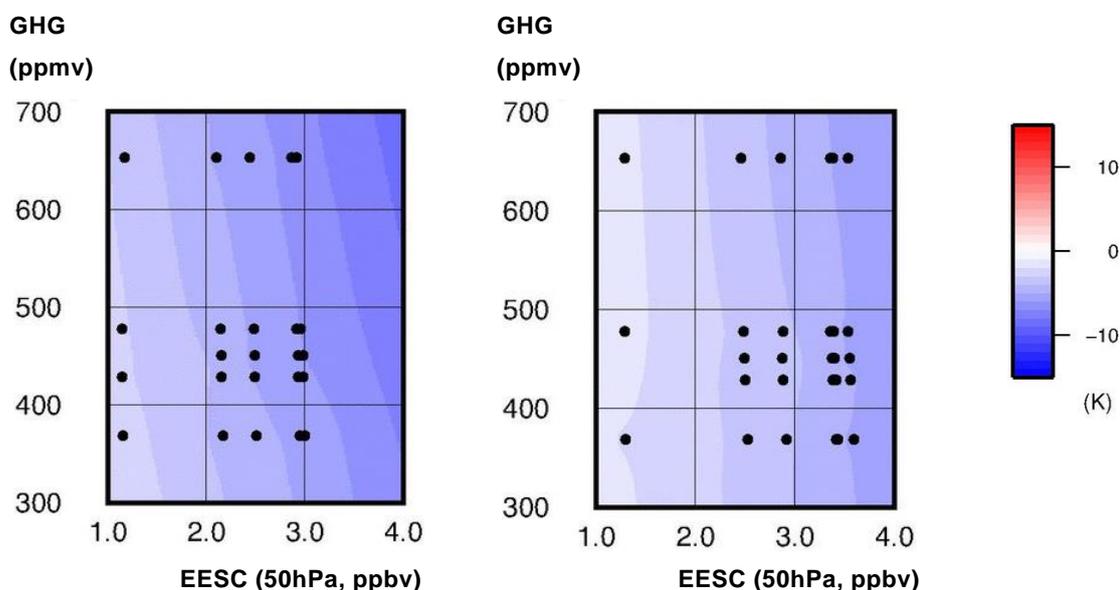


図 4.1.35 表 3.1.1 における MIROC3.2 化学気候モデルによる各実験のオゾン全量最低値が最も低い 50 アンサンブルメンバーの 50hPa 気温の 60N 以北・3月-5月平均値の、500 アンサンブル平均値からの偏差（左）と、表 3.1.2 の MIROC5 化学気候モデルによるオゾン全量最低値が最も低い 50 アンサンブルメンバーの気温偏差（右）の ODS 濃度・GHG 濃度依存性。縦軸は GHG 濃度 (ppmv)、横軸は下部成層圏の高度 50hPa における EESC 濃度 (ppbv) の 45-90N、3月-5月の平均値。表 3.1.1 および表 3.1.2 のそれぞれの実験の GHG 濃度および ODS 濃度に対応する点を黒丸で示す。黒丸で表された点の気温の値を 2次元平面内で内挿および外挿したもの。

### (3.1.3) ODS 濃度・GHG 濃度と西風強度

本節では、南北中高緯度域の西風強度と ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性を見る。よく知られているように地球大気では温度風の関係により、中高緯度の西風強度と気温とは良い相関がある。すなわち、高緯度の気温が低くなっている場合は西風が強くなっている。この気温との関係、つまり前節の ODS 濃度・GHG 濃度と気温の変化との関係を考慮しながら、ODS 濃度・GHG 濃度と西風強度の変化との関係を見る。

図 4.1.36 は、ODS 濃度 2000 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルに設定した MIROC3.2 化学気候モデルによる 45-90N、3 月-5 月のオゾン全量最低値の最も低い 50 アンサンブル平均の経度平均・月平均西風強度の、その 500 アンサンブル平均値からの差の緯度-高度分布である。この 50 アンサンブルでは、図 4.1.29 で示された北極域成層圏の気温が低い（4 月・5 月は北極域下部成層圏の気温が低い）ことに呼応して、どの月でも 60N-70N の西風（極夜ジェット）が 500 アンサンブル平均に比べて強くなっている。図 4.1.37 は、図 4.1.36 に比べて ODS 濃度だけを低く設定した、ODS 濃度 1960 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果である。これも図 4.1.29 と図 4.1.30 の間の ODS 濃度の違いによる気温の違いに呼応して、オゾン全量最低値の最も低い 50 アンサンブルの 1 月および 2 月の西風強度・分布は図 4.1.36 と図 4.1.37 の間でほとんど違わないが、3 月、4 月、5 月では、ODS 濃度の高い図 4.1.36 の方が北極域成層圏の西風が強いのが明らかである。これは、気温と同様、ODS 濃度増加によるオゾン破壊の影響がこれらの月に顕著に表れたことを示す。

一方、図 4.1.38 と図 4.1.39 に示す 3 月-5 月のオゾン全量最低値の最も高い 50 アンサンブル平均では、ODS 濃度が高い図 4.1.38 の方が、ODS 濃度が低い図 4.1.39 に比べて東風が弱い（青色が薄い）ことが期待できるが、必ずしもそうはなっていない。これも前節の気温のところでも述べたとおり、オゾン全量最低値の高いアンサンブルでは、ODS 濃度の違いによるオゾン全量の違いが小さいことが原因と考えられる（図 4.1.27 上段パネル）。

図 4.1.40 と図 4.1.41 は、それぞれ、図 4.1.36 と図 4.1.37 の ODS 濃度で GHG 濃度を 2095 年レベルに上昇させた結果であり、気温と同様、これらの図の比較によって、温暖化した場合の ODS 濃度の西風強度への影響を見ることができる。図 4.1.36 と図 4.1.37 の結果と同様に、ODS 濃度が増加した場合

（図 4.1.40）、3 月、4 月、5 月の 60N 以北の成層圏の西風が ODS 濃度の低い図 4.1.41 より強くなっている。同様に、1 月および 2 月も図 4.1.36 の方がより西風が強い。

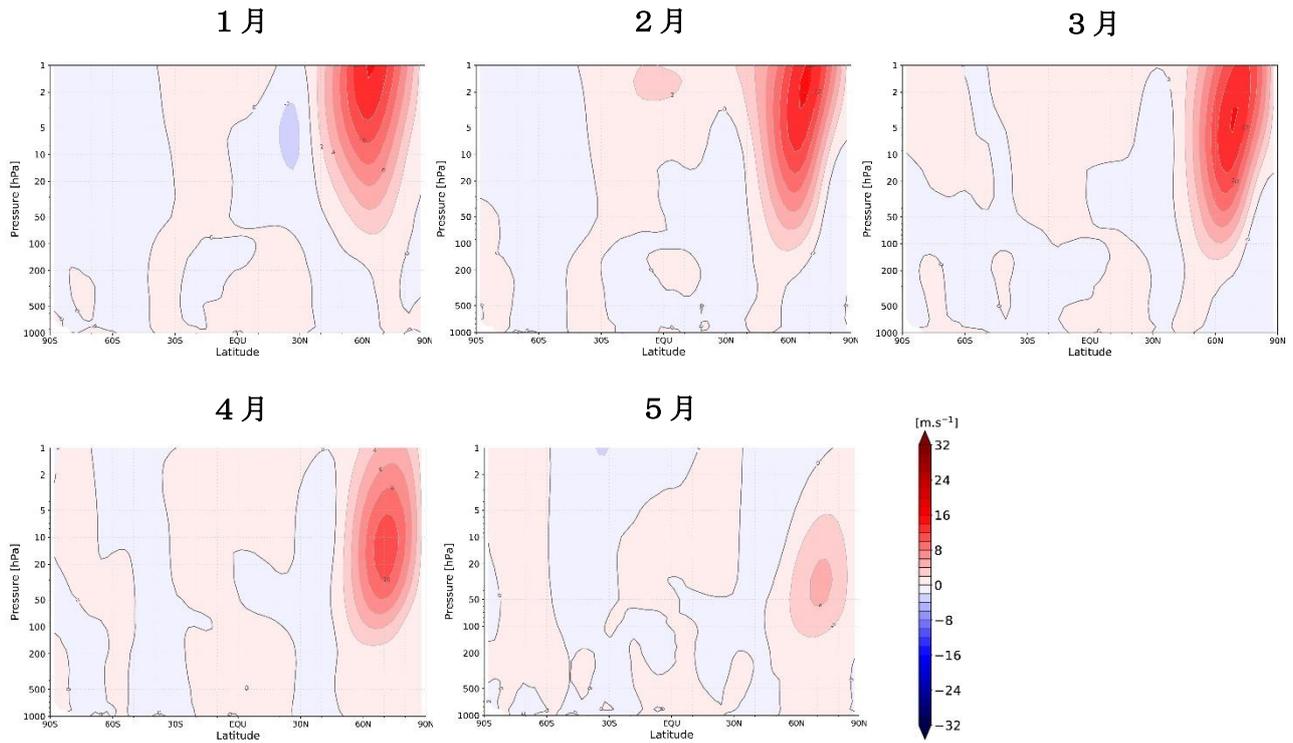


図 4.1.36 MIROC3.2 化学気候モデルによる 45-90N, 3月-5月のオゾン全量最低値の最も低い 50 アンサンブル平均の経度平均・月平均西風風速の 500 アンサンブル平均値からの差の緯度-高度分布。赤色は 500 アンサンブル平均より西風が強い（または東風が弱い）、青色は 500 アンサンブル平均より西風が弱い（または東風が強い）ことを示す。ODS 濃度 2000 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

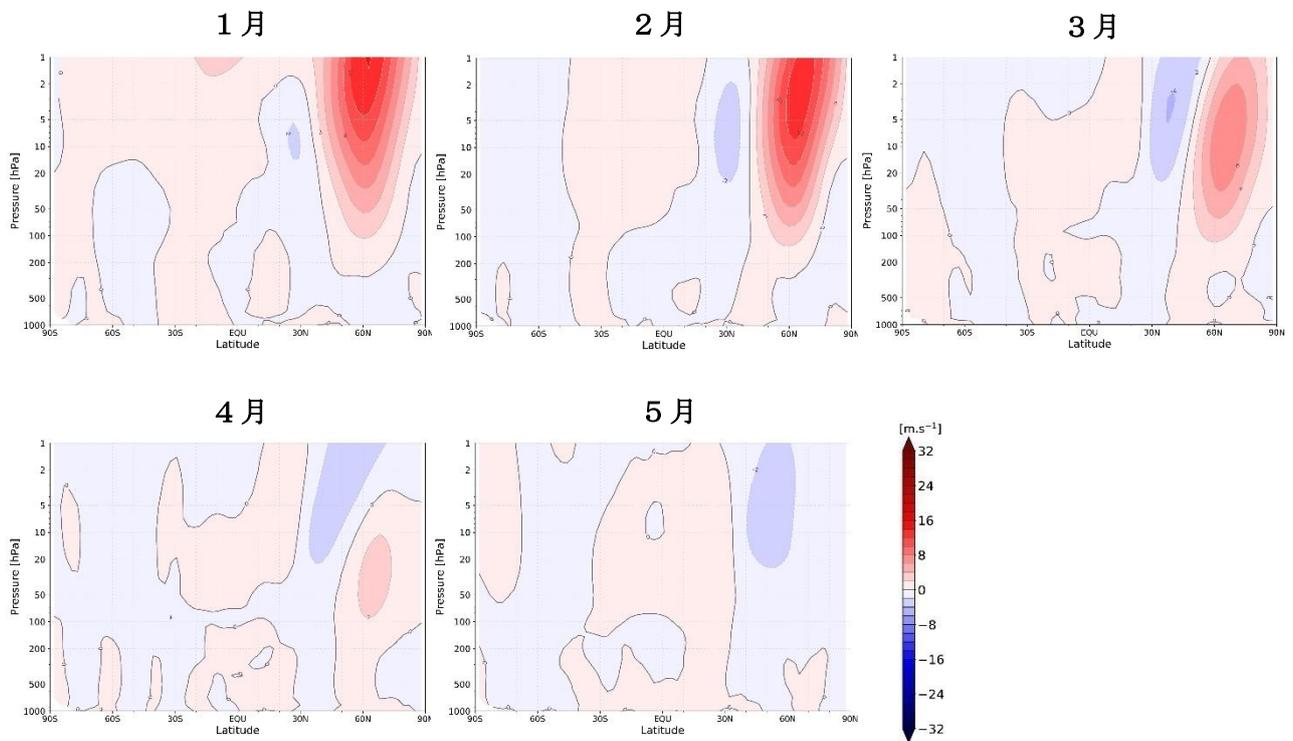


図 4.1.37 図 4.1.36 と同じ。ただし、ODS 濃度 1960 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

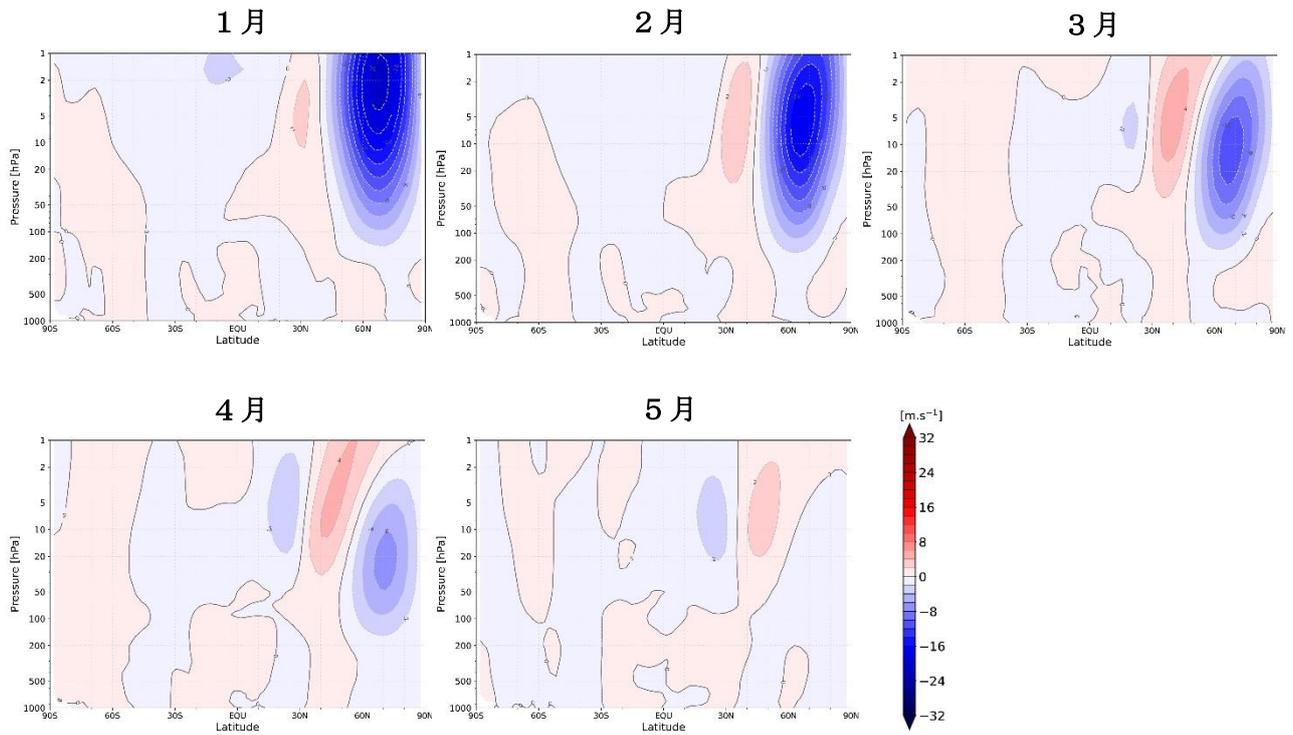


図 4.1.38 図 4.1.36 と同じ。ただし、3月-5月のオゾン全量最低値の最も高い50 アンサンブル平均の結果。ODS 濃度 2000 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

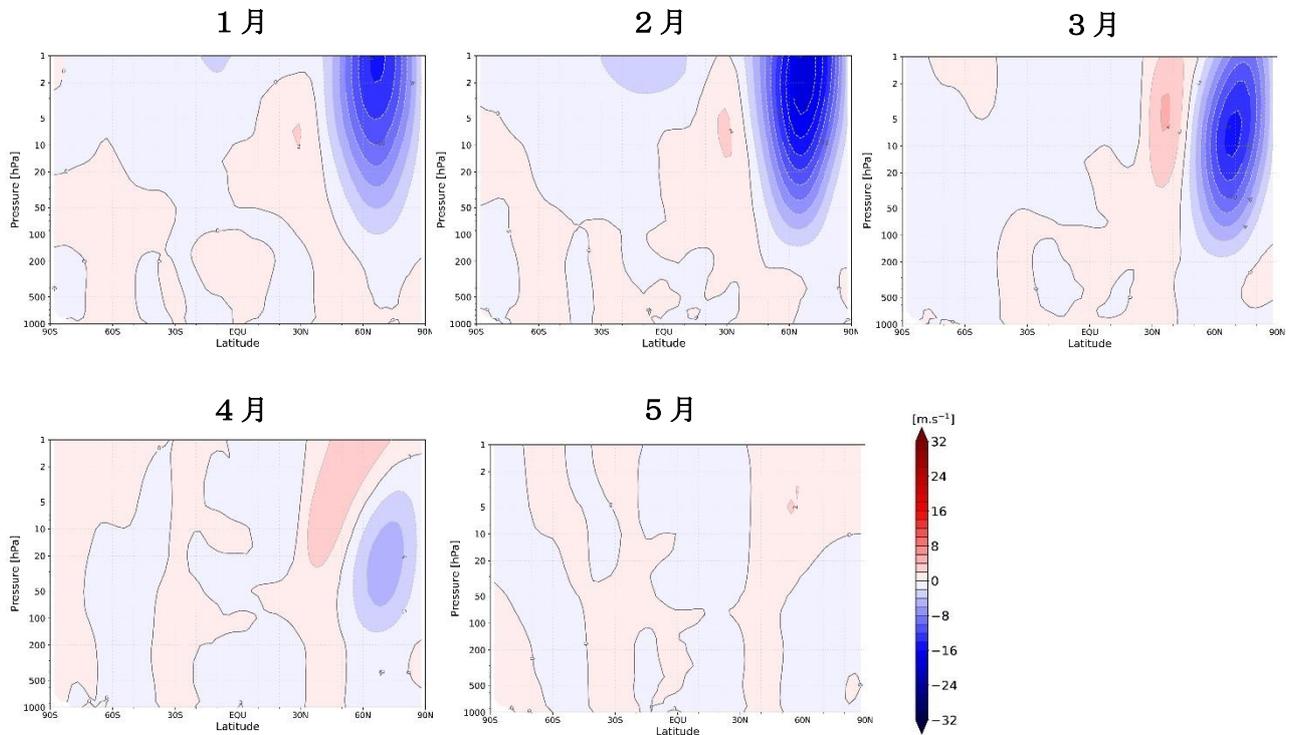


図 4.1.39 図 4.1.38 と同じ。ただし、ODS 濃度 1960 年レベル、GHG 濃度 2000 年レベルの実験結果。

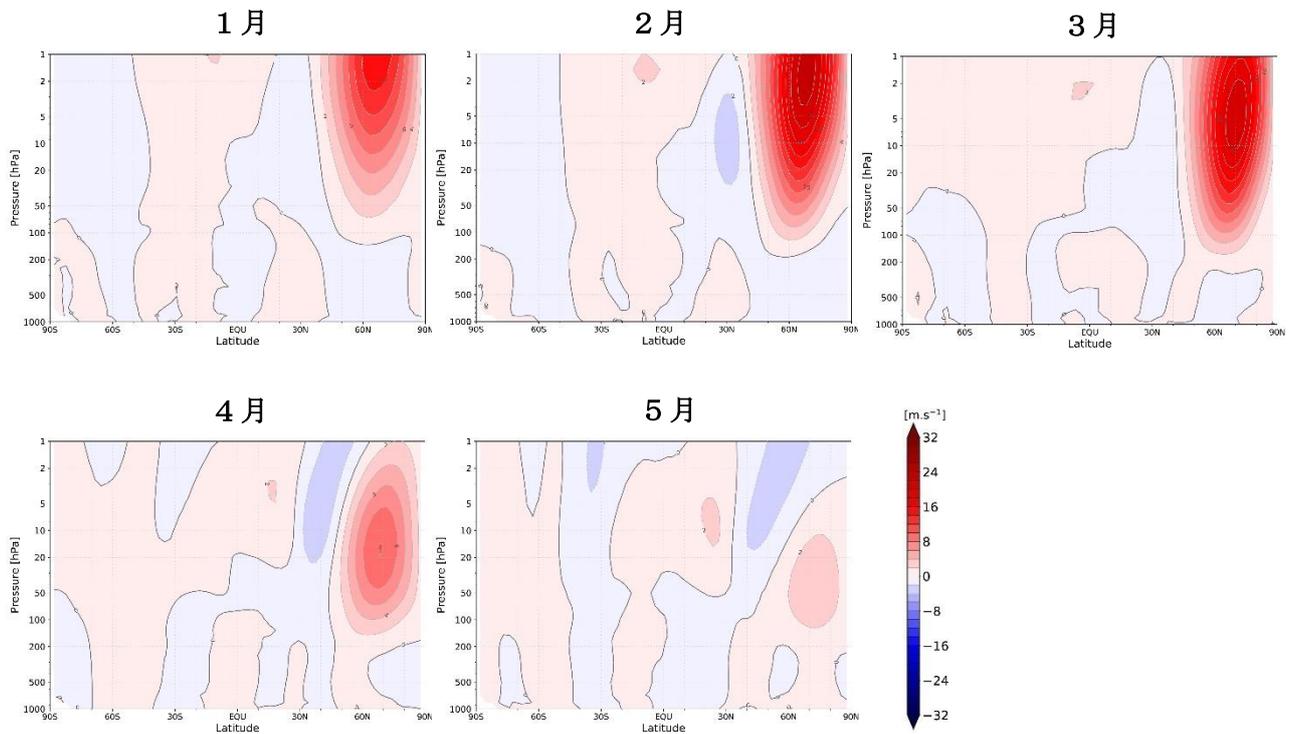


図 4.1.40 図 4.1.36 と同じ。ただし、ODS 濃度 2000 年レベル、GHG 濃度 2095 年レベルの実験結果。

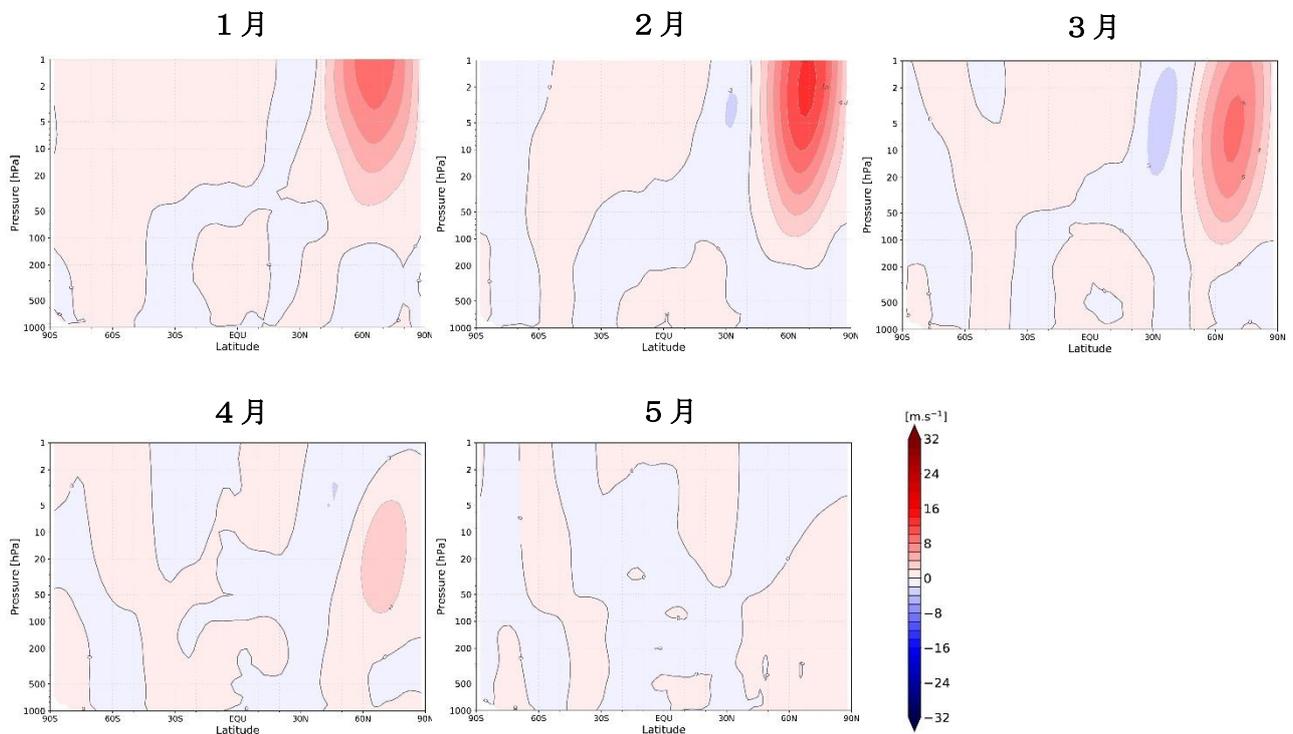


図 4.1.41 図 4.1.40 と同じ。ただし、ODS 濃度 1960 年レベル、GHG 濃度 2095 年レベルの実験結果。

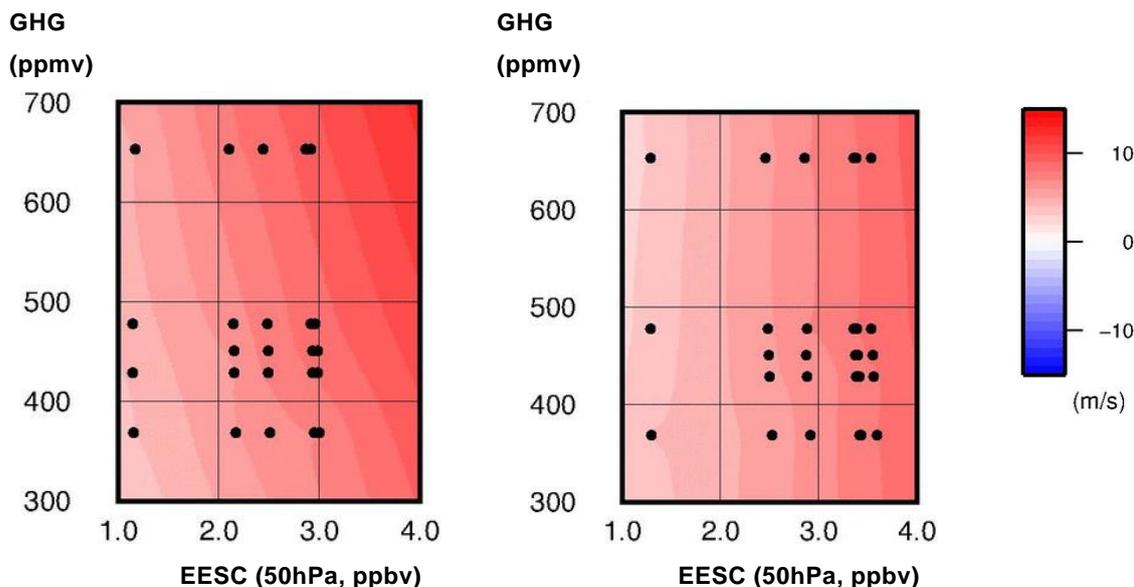


図 4.1.42 表 3.1.1 における MIROC3.2 化学気候モデルによる各実験のオゾン全量最低値が最も低い 50 アンサンブルメンバーの 60N・50hPa 西風強度の 3 月－5 月平均値の、500 アンサンブル平均値からの偏差（左）と、表 3.1.2 の MIROC5 化学気候モデルによるオゾン全量最低値が最も低い 50 アンサンブルメンバーの西風強度の偏差（右）の ODS 濃度・GHG 濃度依存性。縦軸は GHG 濃度（ppmv）、横軸は下部成層圏の高度 50hPa における EESC 濃度（ppbv）の 45-90N、3 月－5 月の平均値。表 3.1.1 および表 3.1.2 のそれぞれの実験の GHG 濃度および ODS 濃度に対応する点を黒丸で示す。黒丸で表された点の気温の値を 2 次元平面内で内挿および外挿したもの。

図 4.1.42 は、MIROC3.2 化学気候モデル（左）と MIROC5 化学気候モデル（右）による 45-90N、3 月－5 月のオゾン全量最低値の最も低い 50 アンサンブル平均の 60N、高度 50hPa の経度平均・3 月－5 月平均の西風強度の 500 アンサンブル平均値からの偏差の ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性を示す。

オゾン全量最低値の最も低い 50 アンサンブルの西風強度の ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性は、図 4.1.35 で示された気温の ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性と、低温－西風強化、高温－西風弱体化という関係で良く対応している。北半球中高緯度のオゾン量の少ないアンサンブルでは、ODS 濃度が高くなるほどオゾン量は減り、気温は低くなり、西風強度が増す。逆に、ODS 濃度が低くなるほど、オゾン量は増加し、気温は高くなり、西風強度が弱まる。南極における変化と近い関係性が得られた。

GHG 濃度依存性は MIROC5 モデルではほとんど見られないが、MIROC3.2 モデルでは GHG 濃度が高くなると西風強度が少し強くなっている。これは、気温の低下によるものである。

#### (3.1.4) 220DU以下の面積の解析

前節までは、北緯45度-90度、南緯45度-90度の両極域を含む南北中高緯度域の春季3ヶ月間におけるオゾン全量の最低値のODS濃度依存性・GHG濃度依存性を見てきた。オゾン全量最低値という量は春季3ヶ月間の瞬間値であるため、3ヶ月全体の各アンサンブルのオゾン破壊の様子を正確に捉えているとは言いが、春季のオゾン全量最低値が低いと春季全体で見たときのオゾン量も低いことはおおよそ言える。また、オゾン全量が少ないことによる紫外線増加への影響についても、期間全体のみならず瞬間的な（1日単位）オゾン全量最低値には意味がある。

本節では、春季の北緯45度-90度、南緯45度-90度の領域において、オゾン全量がオゾンホール発生の目安となる閾値220DU以下になる面積を計算し、そのODS濃度依存性・GHG濃度依存性、アンサンブル間のばらつきを見ることにする。オゾン全量が220DU以下になると有害紫外線増加の影響が懸念される。そして、ODS濃度をどの程度まで下げれば、将来のGHG濃度の如何に関わらず、オゾン全量が220DU

以下になることがなくなるのかを見極める。

図4.1.43～4.1.54には、MIROC3.2、MIROC5、MIROC6の3つの化学気候モデルによる北緯45度～90度および南緯45度～90度においてオゾン全量が220DU以下になる面積を時間・アンサンブル毎に示した図を示す。すべての実験結果を並べた図（図4.1.44、4.1.46、4.1.48、4.1.50、4.1.52、4.1.54）の一つ一つのパネルが小さくなって座標やスケールが見づらいので、図4.1.43、4.1.45、4.1.47、4.1.49、4.1.51、4.1.53に表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルの実験の結果のみ大きめのパネルで表示し、スケールの説明も加えた。すべての実験結果の図は、この図と同じフォーマットで描かれている。

まず、図4.1.44および図4.1.46で示されたMIROC3.2モデルとMIROC5モデルによる結果では、北半球高緯度(45-90N)の220DU以下を示すオゾン全量のODS依存性を見ると（図で横方向）、ODS濃度1985年レベルではオゾン全量の低い状態が長期間存続するアンサンブルが若干残るが1980年レベルではほとんどなくなっている。一方、GHG濃度依存性を見ると（図で縦方向）、GHG濃度2050年あたりからオゾン全量の低いアンサンブル数が減少しているが、2095年レベルになってもそのようなアンサンブルはなくなることがわかる。一方で、図4.1.48に示されたMIROC6モデルでは、オゾン全量が220DU以下になることはほとんどなく、そのODS濃度依存性もGHG濃度依存性もほとんど見えない。図には示さないが、この傾向は220DUの代わりに230DU以下になる面積を計算しても変わらない。現実には時々北極域でオゾン全量が220DU以下になる大規模なオゾン破壊が起こっていることから、このMIROC6モデルの結果は現実を反映していないと考えられる。したがって、MIROC3.2モデルとMIROC5モデルの結果を主に採用して考察すると、以上のことから、45-90Nの北半球高緯度域では、ODS濃度レベルを1985年レベルより下げると、今後予想されるGHG濃度にかかわらず長期間オゾン全量が220DU以下になる事態をほぼ避けることができる。また、ODS濃度が1985年レベル以上ある場合、GHG濃度が上昇してRCP6.0シナリオで2095年レベル（CO<sub>2</sub>濃度が約650ppmv）になってもオゾン全量が220DU以下になる事態を避けることができないことがわかった。

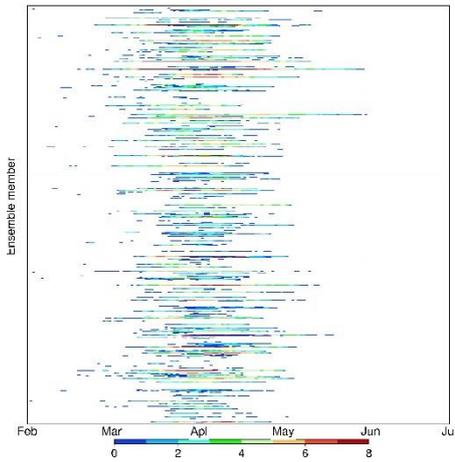


図 4.1.43 MIROC3.2 化学気候モデルによる表 3.1.1 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。北緯 45 度～90 度の領域について、2 月～6 月の期間にオゾン全量が 220DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 220DU より多いことを示している。

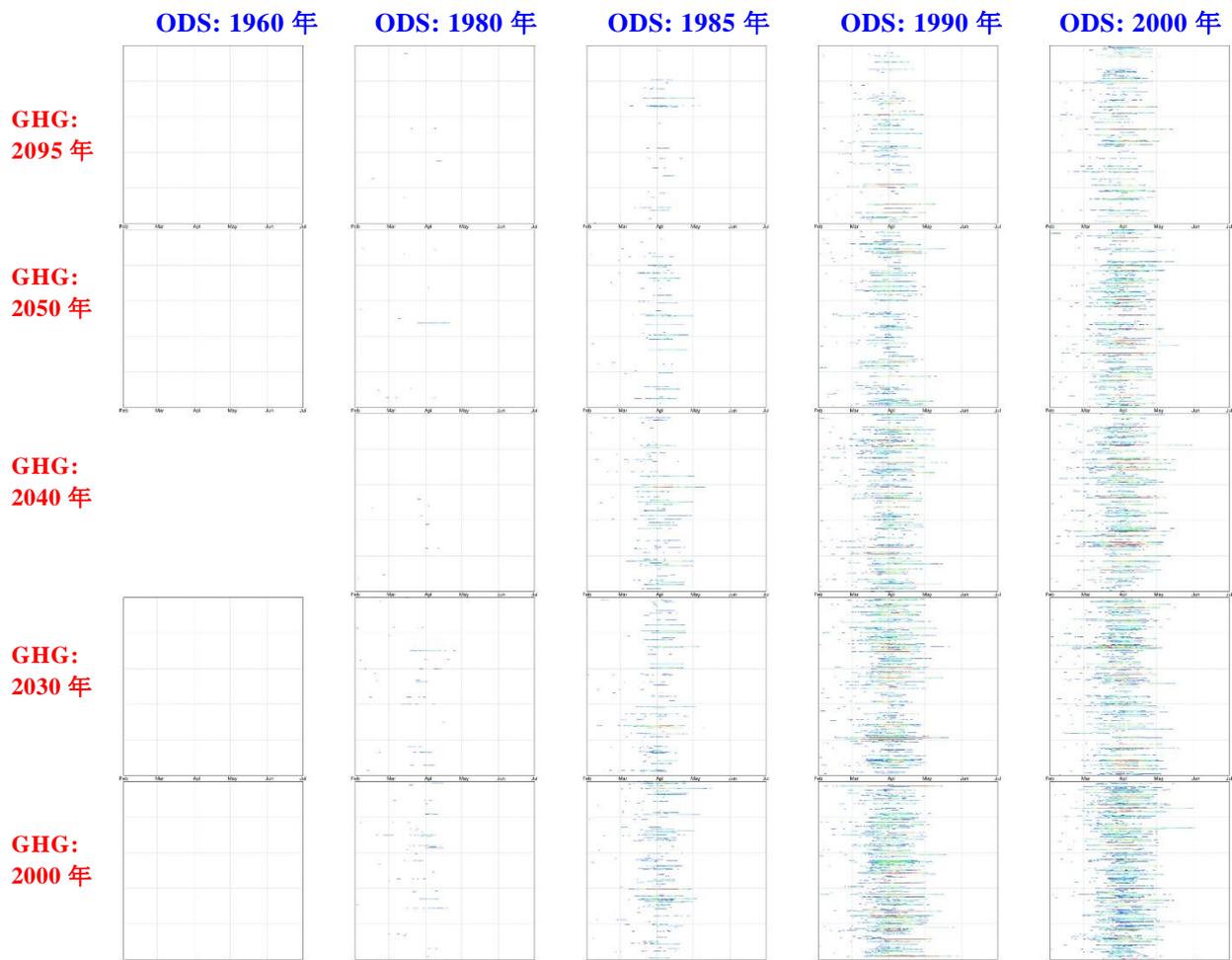


図 4.1.44 図 4.1.43 と同じ。ただし、表 3.1.1 の MIROC3.2 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.43 と同じ。右下のパネルは図 4.1.43 と同一である。

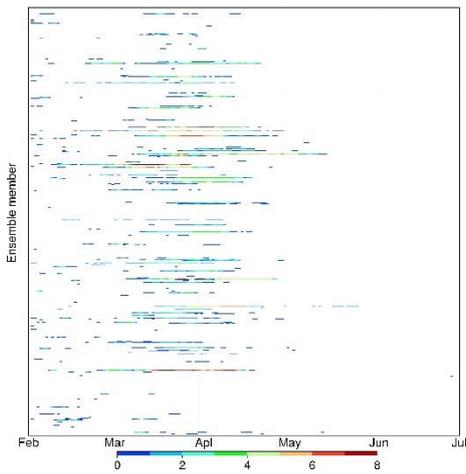


図 4.1.45 MIROC5 化学気候モデルによる表 3.1.2 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。北緯 45 度～90 度の領域について、2 月～6 月の期間にオゾン全量が 220DU 以下になる面積を色で表した。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 220DU より多いことを示している。

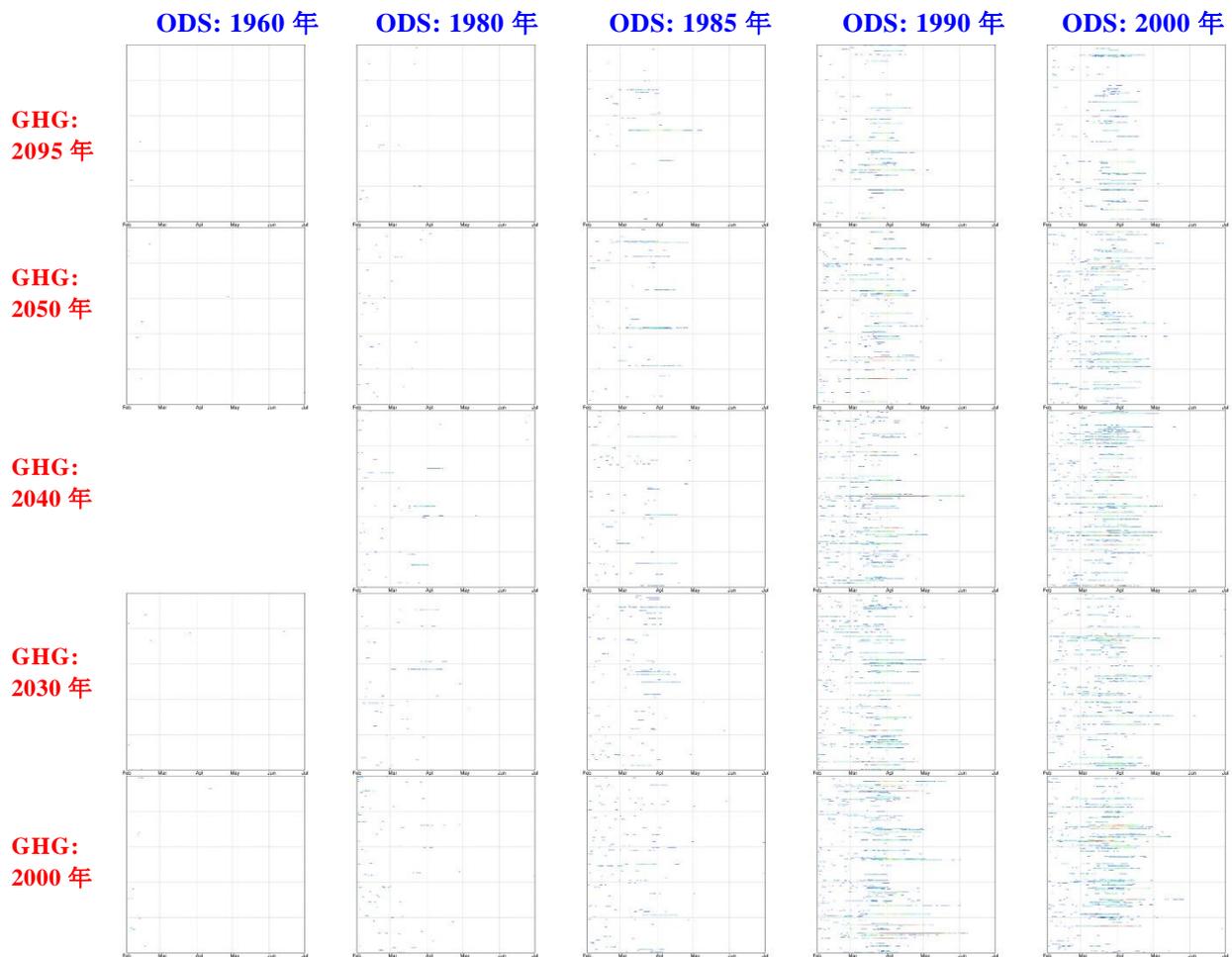


図 4.1.46 図 4.1.45 と同じ。ただし、表 3.1.2 の MIROC5 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.45 と同じ。右下のパネルは図 4.1.45 と同一である。

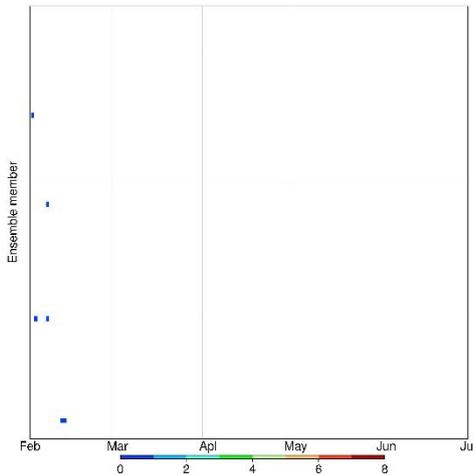


図 4. 1. 47 MIROC6 化学気候モデルによる表 3. 1. 3 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の、34 アンサンブルメンバーの解析結果。北緯 45 度～90 度の領域について、2 月～6 月の期間にオゾン全量が 220DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 34 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 220DU より多いことを示している。

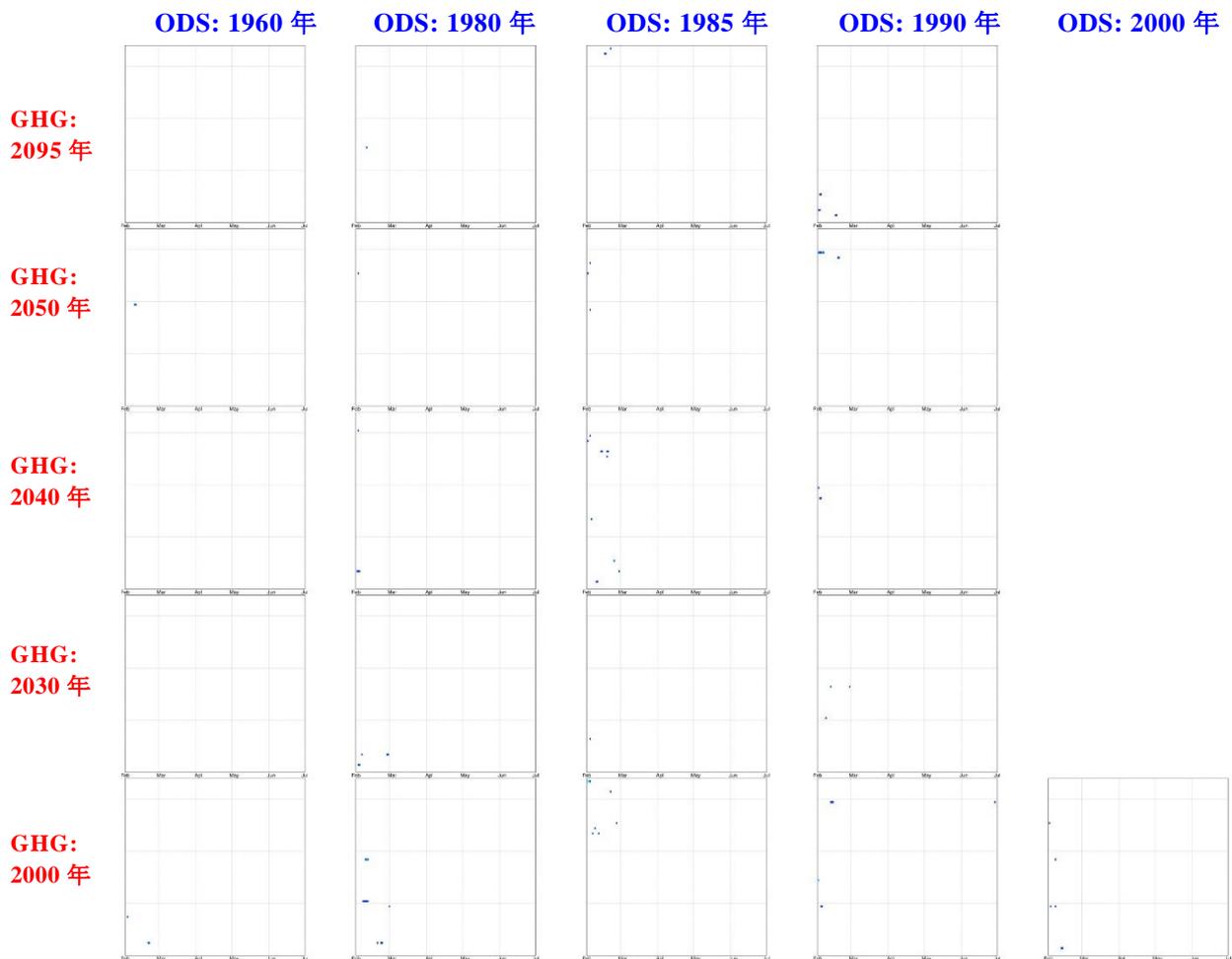


図 4. 1. 48 図 4. 1. 47 と同じ。ただし、表 3. 1. 3 の MIROC6 化学気候モデルによる実験の 34 アンサンブルメンバーの結果を、設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4. 1. 47 と同じ。右下のパネルは図 4. 1. 47 と同一である。

図4.1.50, 4.1.52, 4.1.54に南半球高緯度の220DU以下を示すオゾン全量のODS・GHG依存性を示す。南半球高緯度では、ODS濃度の高い状態ではオゾンホールが起こり、220DU以下を示す面積が9月～12月でかなり大きな値となっている。まず、図4.1.50と図4.1.52で示されたMIROC3.2モデルとMIROC5モデルの結果を見ると、図4.1.44と図4.1.46で示した北半球高緯度の結果と異なり、変化はほぼODS濃度で決まり（横方向の変化）、GHG濃度依存性（縦方向の変化）はほとんど見られないことがわかった。また、アンサンブル間のばらつきも小さい。これは、オゾンホールの場合となる南極渦が非常に安定していることと関係している。一方、図4.1.54で示されたMIROC6モデルの結果にも、ODS濃度の増加による220DU以下の面積の増加が見られるが、GHG濃度増加による220DU以下の面積の増加も少しみられる。また、アンサンブル間のばらつきが大きく、この点が現実の、毎年起こっているオゾンホールと異なる点である。

以上より、より現実を反映していると考えられるMIROC3.2モデルとMIROC5モデルの結果をもとに考察すると、南極の場合は、GHG濃度が増加してもオゾン破壊はほとんど影響を受けず、主にODS濃度だけでオゾン破壊の度合いが決まる。ODS濃度が1980年レベルより低ければ220DU以下の面積はあまり出現しなくなる。

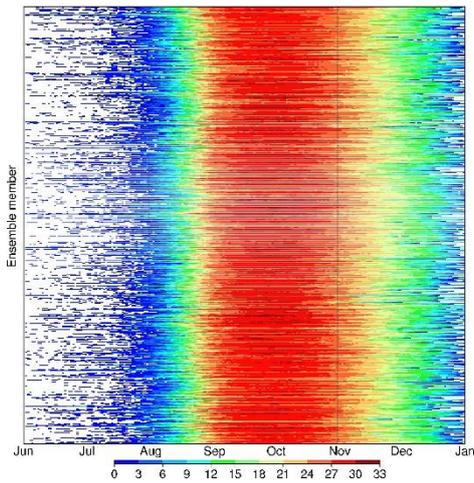


図 4.1.49 MIROC3.2 化学気候モデルによる表 3.1.1 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。南緯 45 度～90 度の領域について、7 月～12 月の期間にオゾン全量が 220DU 以下になる面積を色で表した。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 220DU より多いことを示している。

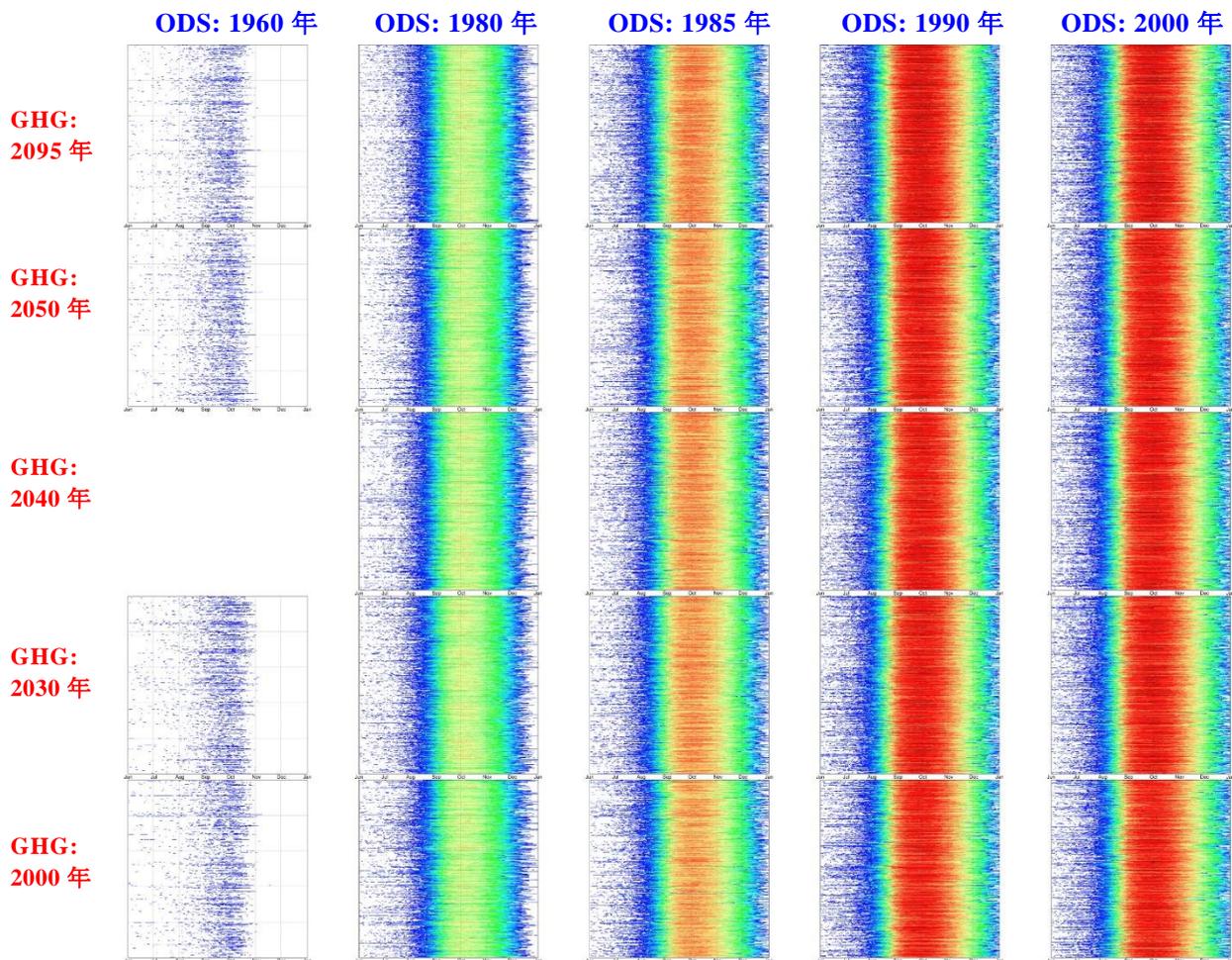


図 4.1.50 図 4.1.49 と同じ。ただし、表 3.1.1 の MIROC3.2 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.49 と同じ。右下のパネルは図 4.1.49 と同一である。

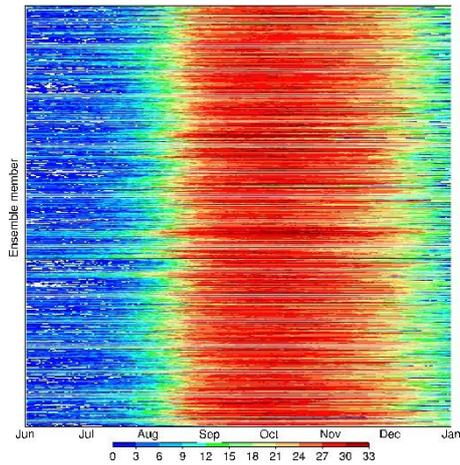


図 4.1.51 MIROC5 化学気候モデルによる表 3.1.2 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。南緯 45 度～90 度の領域について、7 月～12 月の期間にオゾン全量が 220DU 以下になる面積を色で表したものを。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 220DU より多いことを示している。

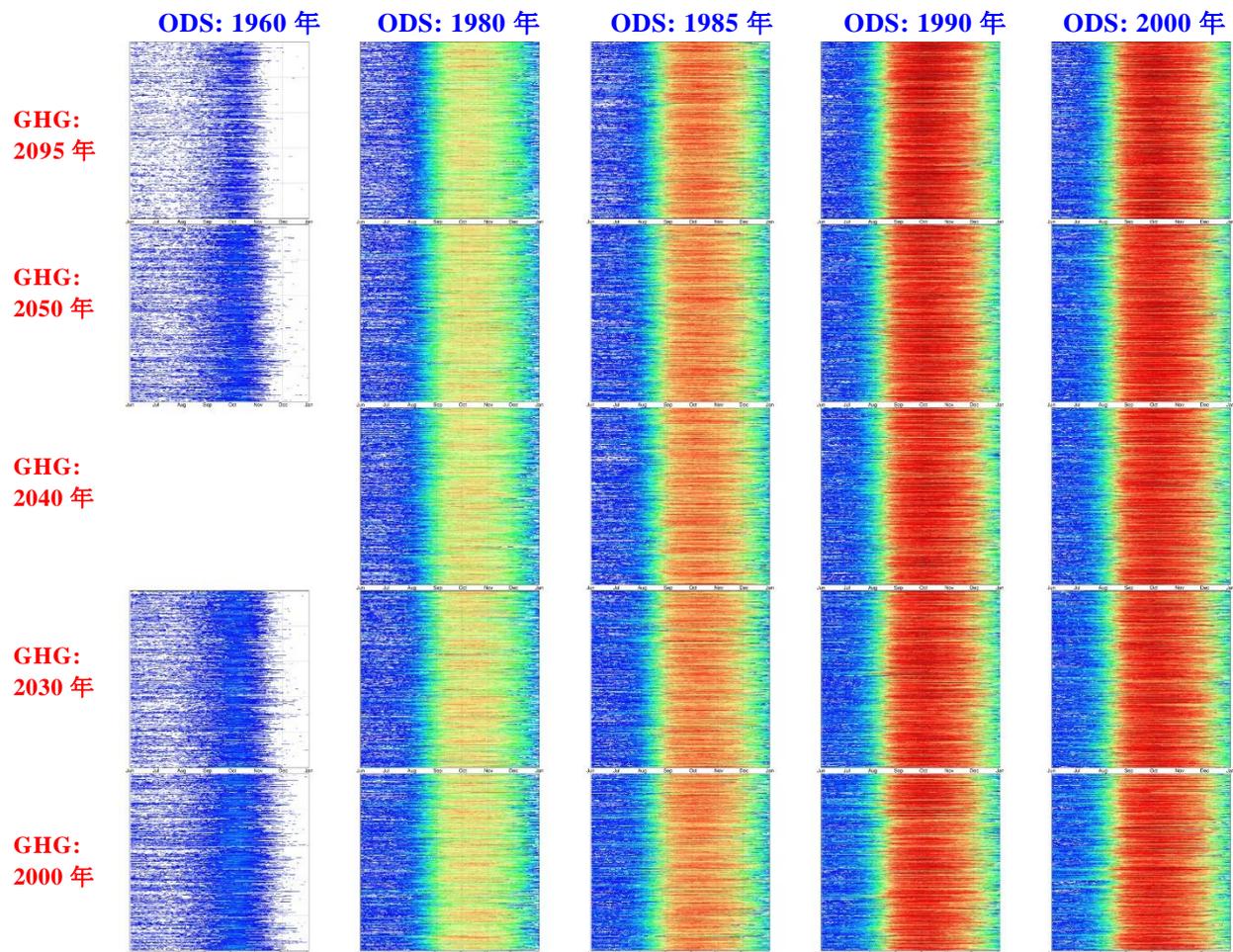


図 4.1.52 図 4.1.51 と同じ。ただし、表 3.1.2 の MIROC5 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.51 と同じ。右下のパネルは図 4.1.51 と同一である。

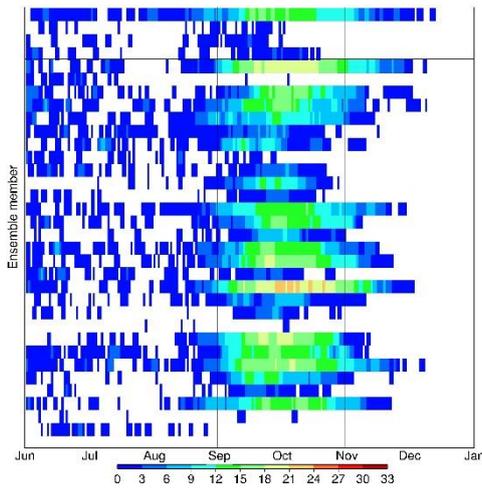


図 4.1.53 MIROC6 化学気候モデルによる表 3.1.3 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の、34 アンサンブルメンバーの解析結果。南緯 45 度～90 度の領域について、7 月～12 月の期間にオゾン全量が 220DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 34 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 220DU より多いことを示している。

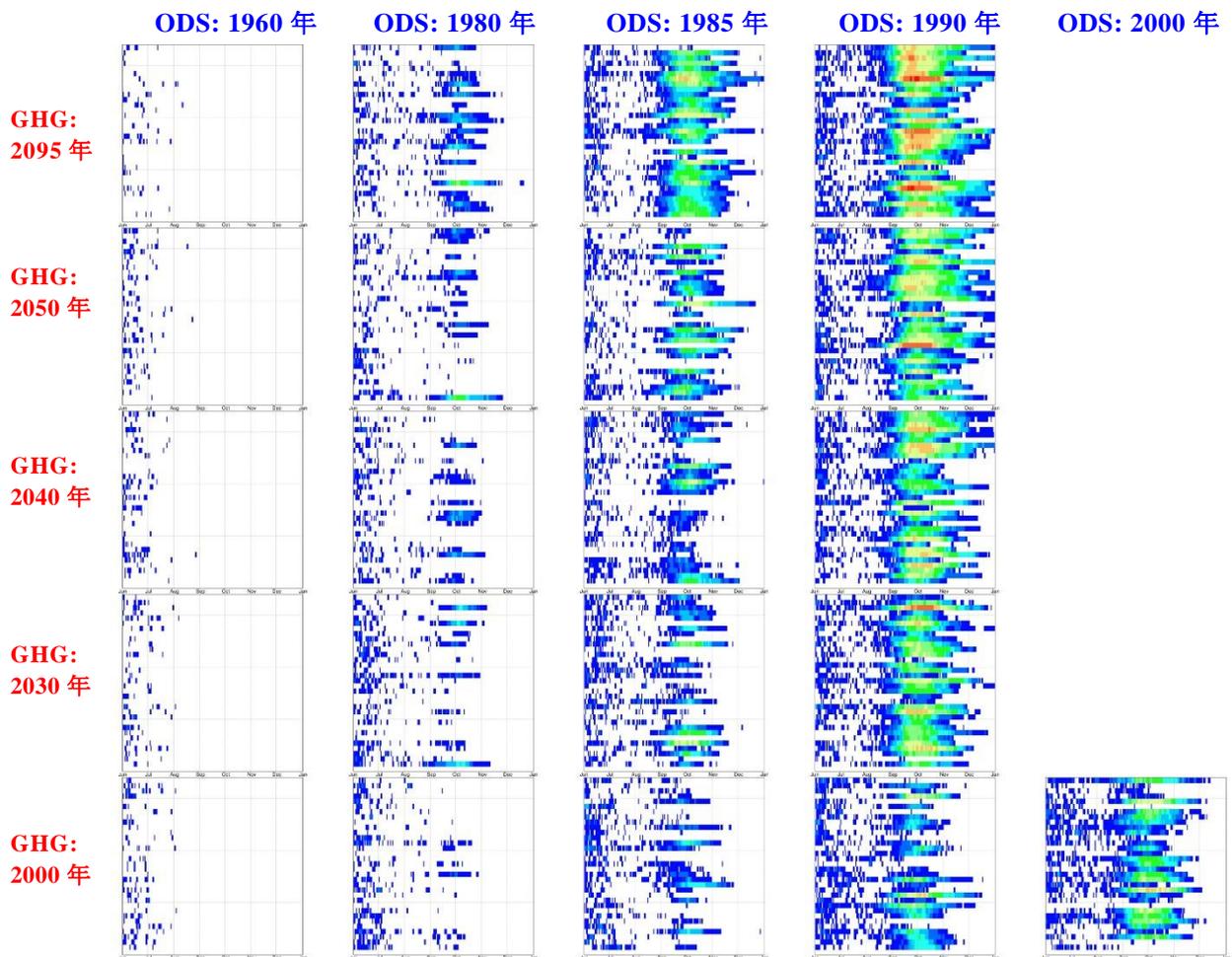


図 4.1.54 図 4.1.53 と同じ。ただし、表 3.1.3 の MIROC6 化学気候モデルによる実験の 34 アンサンブルメンバーの結果を、設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.53 と同じ。右下のパネルは図 4.1.53 と同一である。

### (3.2) 低緯度のオゾン全量の ODS 濃度・GHG 濃度依存性

本節では、低緯度におけるオゾン全量の変化を見る。低緯度成層圏大気は冬から早春の極域大気と異なり、極渦等によって空気塊が孤立するようなことはないので、大規模な化学オゾン破壊が一方向的に起こることは考えにくい。ところで、最新の多くの温暖化モデルや化学気候モデルは、GHG 濃度の増加よ

って、大気大循環が強まることを予想している。低緯度域（赤道域）は図4.1.2に示したとおり大気大循環の上昇流域にあたるので、このことは、GHG濃度の増加によって低緯度域で上昇流が強まることを意味し、それによって対流圏のオゾン量の少ない空気がより多く低緯度成層圏に入り、オゾン全量の9割を占める成層圏のオゾン濃度を下げて、その結果、低緯度域のオゾン全量は減ることが予想される。このことを見るために本節では、オゾン全量がある閾値以下となる面積を1年内の1日毎に計算し、そのアンサンブル全体のODS濃度・GHG濃度依存性を見る。なお、平均的なオゾン全量は緯度帯やモデルによって異なるので、このODS濃度・GHG濃度依存性を見るための閾値の設定は緯度帯およびモデルによって任意性がある。それぞれの緯度帯、モデルでいくつかの閾値を設定してODS濃度・GHG濃度依存性を見た結果に基づき（前節の45-90N, 45-90Sの中高緯度域では閾値をオゾンホール発生の閾値である220DUとした）、それらの依存性がいちばんわかりやすいと思われた閾値を使った結果を以下で示す。

図4.1.55は、表3.1.1で示されたMIROC3.2化学気候モデルによるODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルの実験の結果から、低緯度域（20N-20S）におけるオゾン全量が250DU以下になる面積を、横軸を日付として色で表したものである。縦軸はアンサンブルで、500のアンサンブルメンバー毎に横方向に面積を表している。低緯度域では、アンサンブル毎のばらつき（縦方向の色のばらつき）は大きくはなく、どれも同じような季節変化をしている。1月と7月あたりにオゾン全量が少なくなり（250DU以下の面積が大きい）、1月のオゾン全量の方が少ない（色が青から250DU以下の面積のより大きな値を示す水色になっている）。これは、北半球の冬の方が南半球の冬よりプラネタリー波の活動が大きいいため、1月に子午面循環がより強くなり、その結果赤道域の上昇流がより強まって、オゾン全量がより少なくなるというプロセスが働くためである。

次に、表3.1.1で示されたMIROC3.2化学気候モデルによる他の実験の結果も同じフォーマットで作図し、それをまとめてODS濃度・GHG濃度に従って図4.1.44と同様に並べたのが図4.1.56である。この図では、北半球中高緯度（図4.1.44）や南半球中高緯度（図4.1.50）とは違って、250DU以下になる面積を示す。理由は、モデルのこの緯度帯ではオゾン全量が220DU以下になることがほとんどないからである。図から、ODS濃度依存性（横方向の変化）が弱いながらも見られ、ODS濃度が高くなるとオゾン全量が250DU以下を示す面積が増加している。一方、GHG濃度依存性（縦方向の変化）は2050年くらいまではあまり見られないが、GHG濃度2095年レベルではかなりオゾン全量が減少していることがわかる。これは、GHG増加によって、子午面循環が強まり、赤道域の上昇流が強まって、よりオゾンの少ない対流圏の空気が成層圏へ侵入してくるためである。GHG濃度2095年レベル（CO<sub>2</sub>濃度が約650ppmv）の実験結果では、オゾン全量が220DUに近くなる領域が若干見られるようになる。GHG増加による熱帯のオゾン全量減少は、ODS増加による極域オゾンの減少のような極端な減少は起こさないが、紫外線の強い熱帯でオゾン全量が少なくなるのは問題であり注意を要する。

図4.1.57と図4.1.58はMIROC5モデルによるオゾン全量が230DU以下になる面積、図4.1.59と図4.1.60はMIROC6モデルによる230DU以下になる面積を示すが、MIROC3.2モデルによる250DU以下の面積と同様なODS濃度依存性、GHG濃度依存性が見られる。

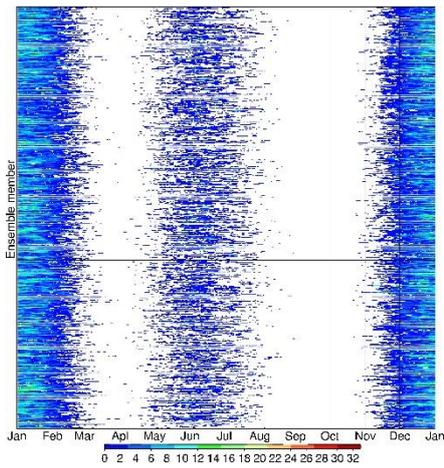


図 4.1.55 MIROC3.2 化学気候モデルによる表 3.1.1 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。北緯 20 度～南緯 20 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 250DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 250DU より多いことを示している。

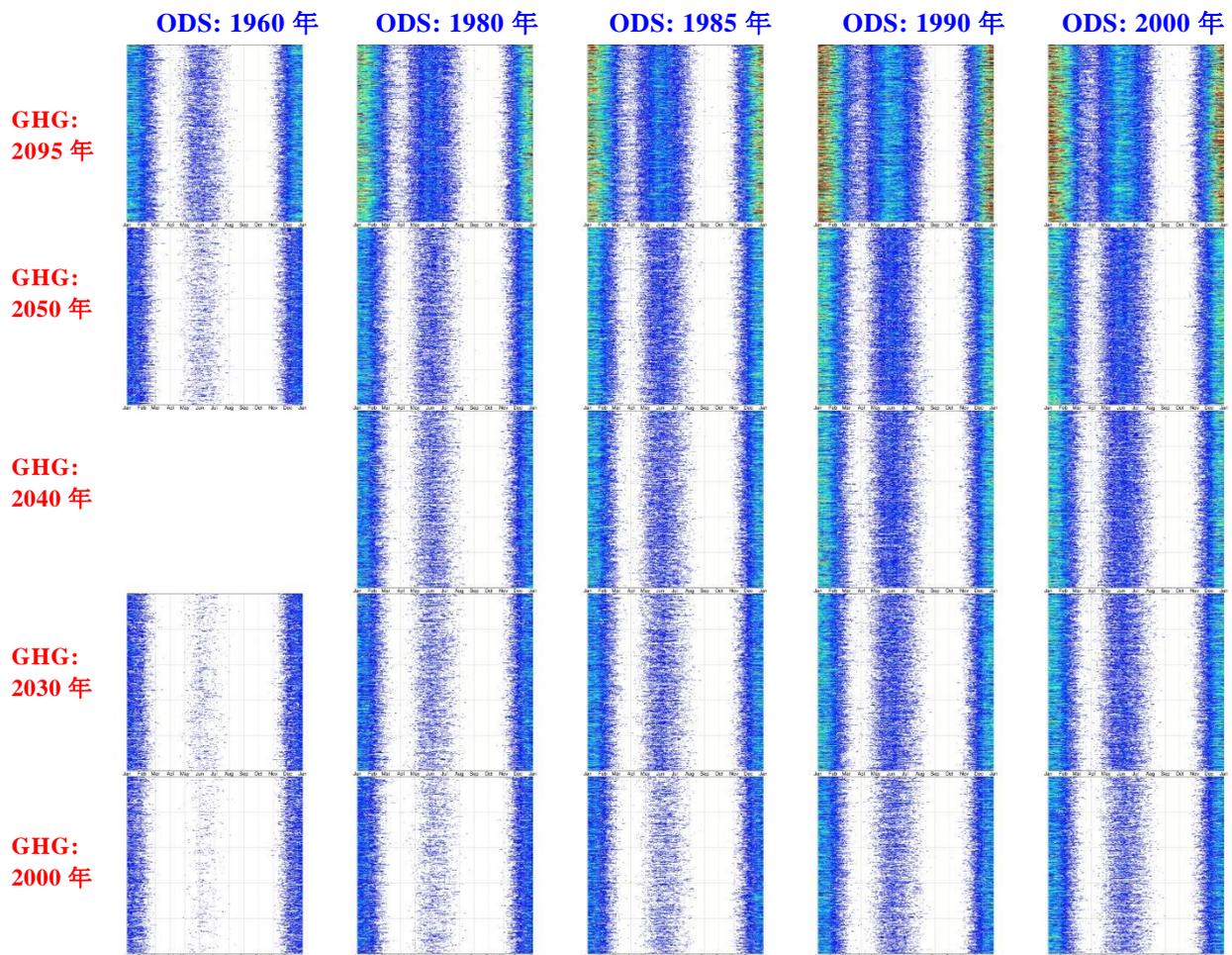


図 4.1.56 図 4.1.55 と同じ。ただし、表 3.1.1 の MIROC3.2 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.55 と同じ。右下のパネルは図 4.1.55 と同一である。

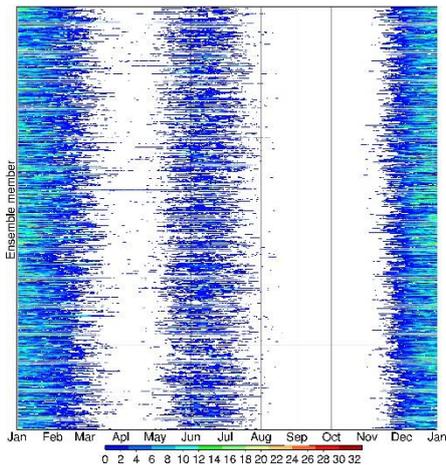


図 4.1.57 MIROC5 化学気候モデルによる表 3.1.2 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。北緯 20 度～南緯 20 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 230DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 230DU より多いことを示している。

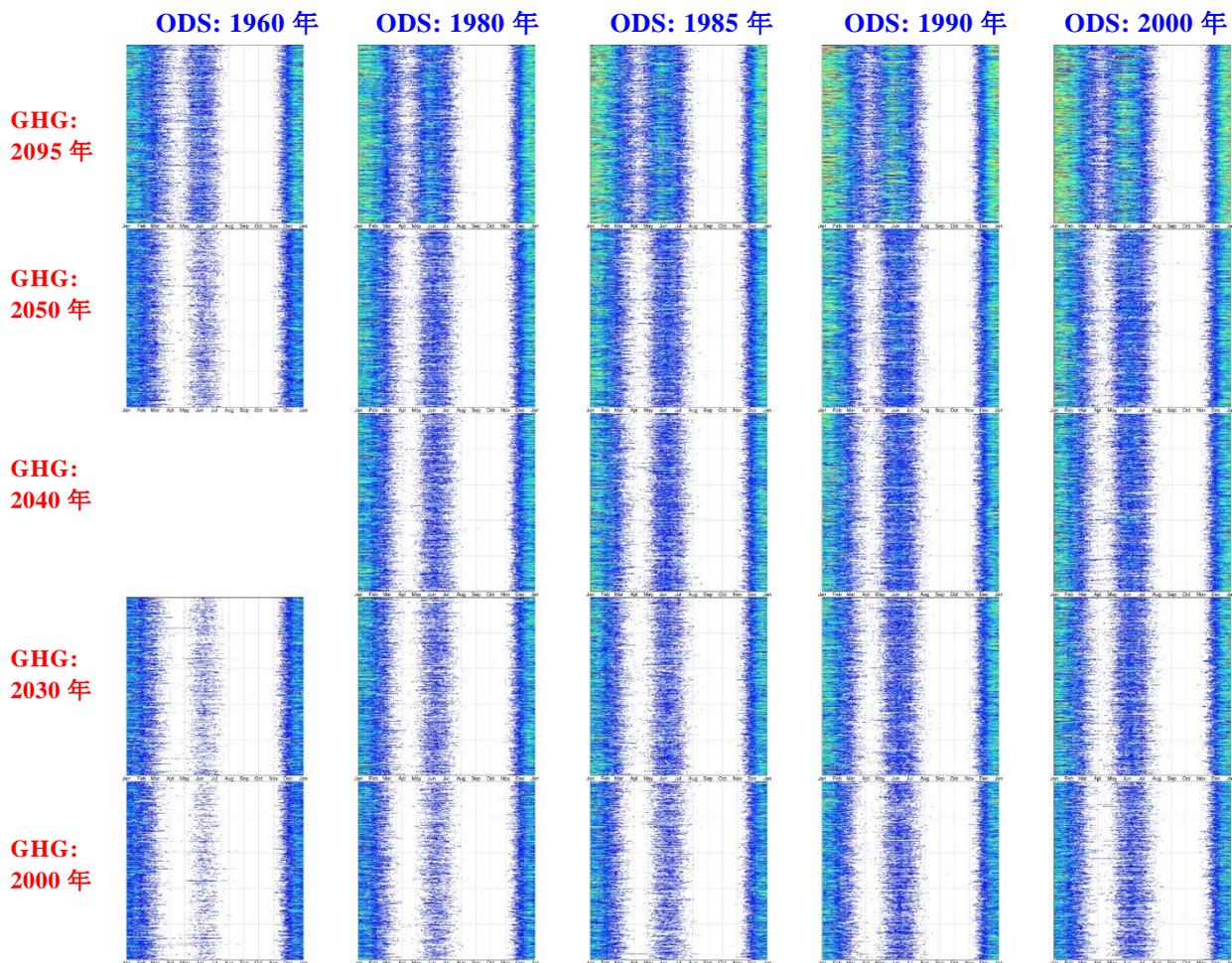


図 4.1.58 図 4.1.57 と同じ。ただし、表 3.1.2 の MIROC5 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.57 と同じ。右下のパネルは図 4.1.57 と同一である。

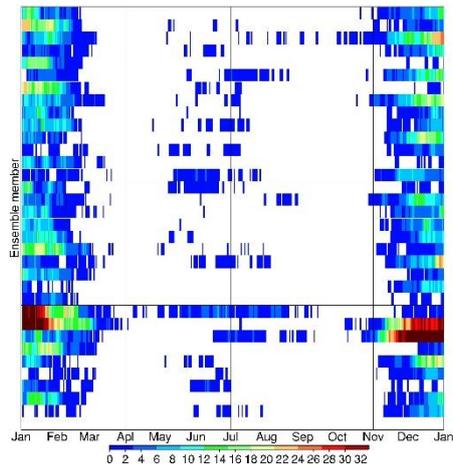


図 4.1.59 MIROC6 化学気候モデルによる表 3.1.3 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の 34 アンサンブルメンバーの結果。北緯 20 度～南緯 20 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 230DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 34 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 230DU より多いことを示している。

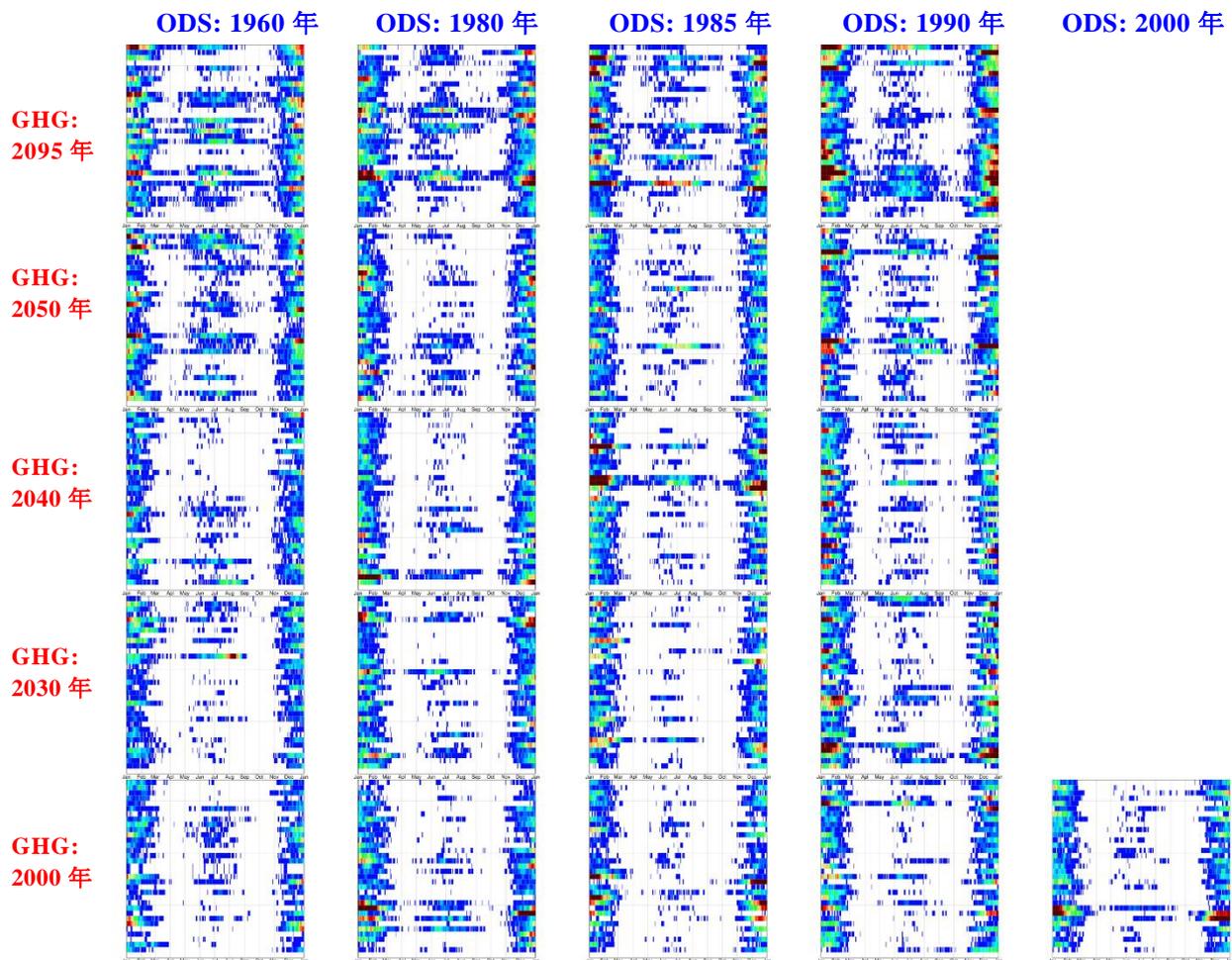


図 4.1.60 図 4.1.59 と同じ。ただし、表 3.1.3 の MIROC6 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.59 と同じ。右下のパネルは図 4.1.59 と同一である。

### (3.3) 中緯度のオゾン全量のODS濃度・GHG濃度依存性

図4.1.61は、表3.1.1で示されたMIROC3.2化学気候モデルによるODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルの実験の結果から、北半球中緯度域（30N-45N）におけるオゾン全量が280DU以下になる面積を、横軸を日付として色で表したものである。オゾン全量の閾値が低緯度域と異なり280DUになっていることに注意していただきたい。アンサンブルメンバー間のばらつきは、赤道と同様、大きくはなく、どのアンサンブルメンバーも大まかには同じような季節変動をしている。北半球中緯度ではオゾン全量が低い（280DU以下の面積が大きい）のは、11月頃であり、また逆にオゾン全量が高い（280DU以下の面積が小さい）のは3月頃となっている。図4.1.62には図4.1.61と同じフォーマットで、表3.1.1のすべての実験の結果を示す。図から、ODS濃度が高くなると280DU以下となる面積が増加することは明瞭にわかる。一方、GHG濃度が高くなると280DU以下となる面積が増加することが僅かに見える。

図4.1.63と図4.1.64は30N-45Nの緯度帯におけるMIROC5モデルによるオゾン全量が250DU以下となる面積、図4.1.65と図4.1.66はMIROC6による260DU以下となる面積を示す。MIROC5モデル、MIROC6モデルとも、MIROC3.2モデルと同様な季節変化、ODS濃度依存性を示している。GHG濃度依存性に関してはMIROC3.2と異なり、MIROC5モデルはGHG濃度が高くなると250DU以下となる面積がほんの少しだけ減少している。MIROC6モデルでは、GHG濃度と260DU以下となる面積との関係ははっきりしない。また、アンサンブル間のばらつきが他の2つのモデルに比べて大きい。3つのモデルともこの緯度帯でオゾン全量が220DUを下回ることはほとんど見られなかった。

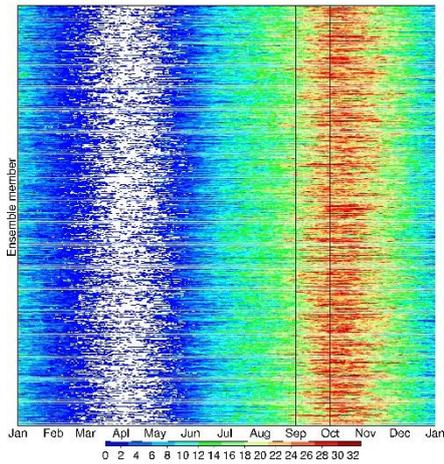


図 4.1.61 MIROC3.2 化学気候モデルによる表 3.1.1 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。北緯 30 度～北緯 45 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 280DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 280DU より多いことを示している。

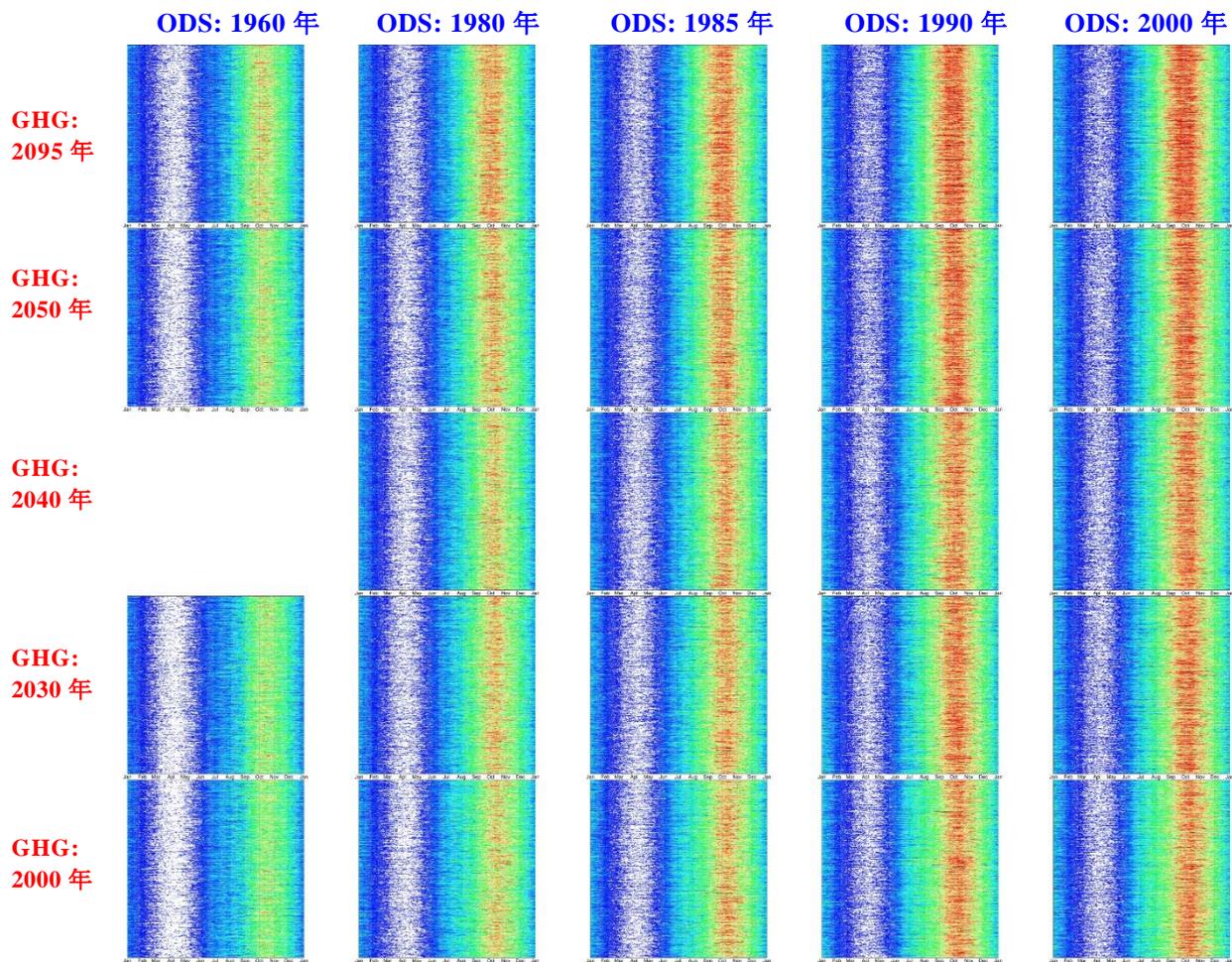


図 4.1.62 図 4.1.61 と同じ。ただし、表 3.1.1 の MIROC3.2 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.61 と同じ。右下のパネルは図 4.1.61 と同一である。

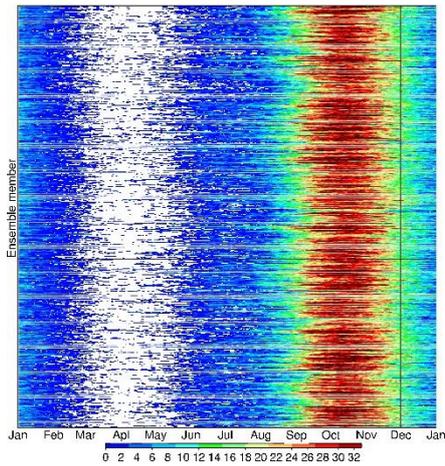


図 4.1.63 MIROC5 化学気候モデルによる表 3.1.2 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。北緯 30 度～北緯 45 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 250DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 250DU より多いことを示している。

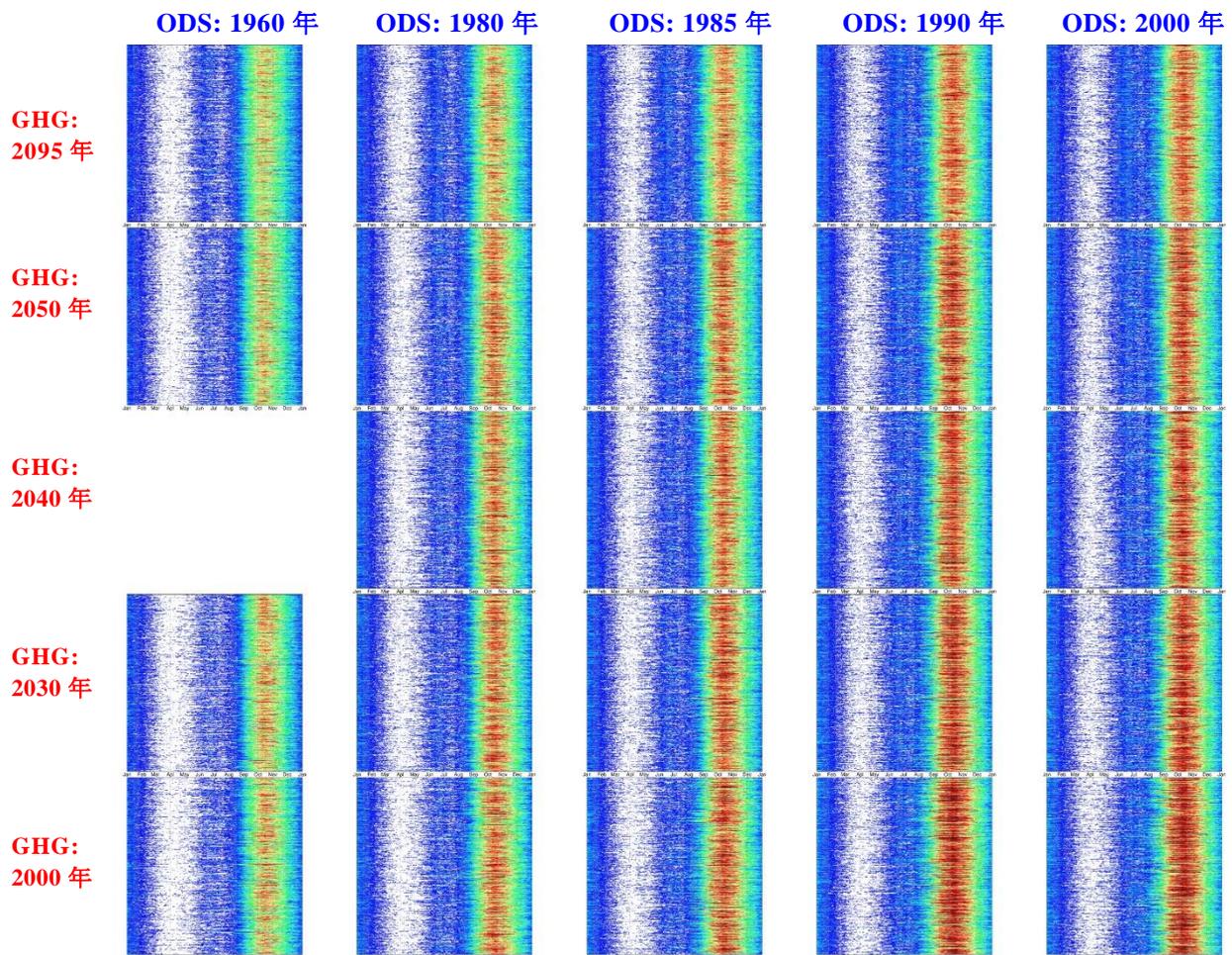


図 4.1.64 図 4.1.63 と同じ。ただし、表 3.1.2 の MIROC5 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.63 と同じ。右下のパネルは図 4.1.63 と同一である。

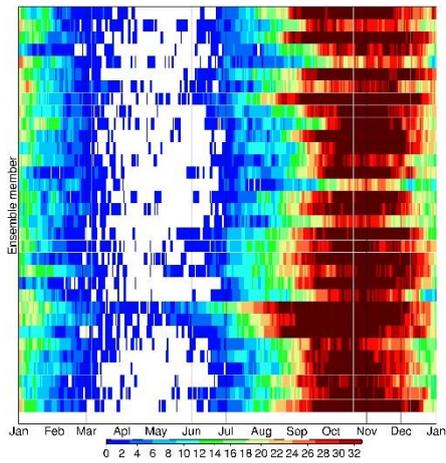


図 4.1.65 MIROC6 化学気候モデルによる表 3.1.3 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の 34 アンサンブルメンバーの結果。北緯 30 度～北緯 45 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 260DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6$  km<sup>2</sup>。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 34 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 260DU より多いことを示している。

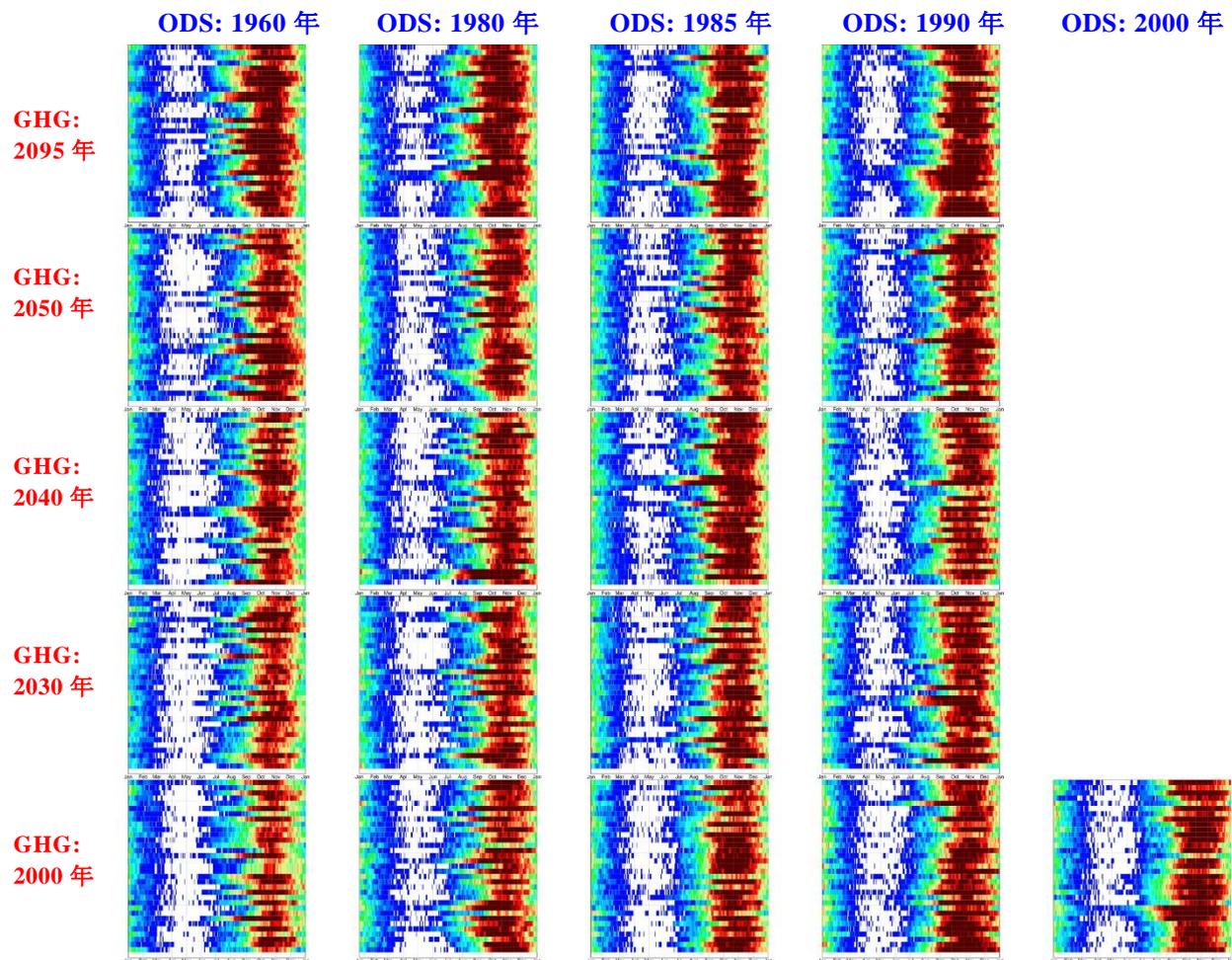


図 4.1.66 図 4.1.65 と同じ。ただし、表 3.1.3 の MIROC6 化学気候モデルによる実験の 34 アンサンブルメンバーの結果を、設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.65 と同じ。右下のパネルは図 4.1.65 と同一である。

図 4.1.67～4.1.72 は MIROC3.2 モデル、MIROC5 モデル、MIROC6 モデルによる、南半球中緯度域（30S-45S）におけるオゾン全量が 280DU 以下、250DU 以下、260DU 以下になる面積を示したものである。南半球中緯度ではオゾン全量が低い（280DU/250DU/260DU 以下の面積が大きい）のは、3 月頃であり、また逆にオゾン全量が高い（280DU/250DU/260DU 以下の面積が小さい）のは 11 月頃となっていて、北半球中緯度とは逆になっている。それぞれのモデルは北半球中緯度とほぼ同様な ODS 濃度依存性・GHG 濃度依存性を示している。

以上のことから、全球的に結果をまとめると、北半球中高緯度域（45N-90N）では ODS 濃度を 1985 年レベル以下に、南半球中高緯度域（45S-90S）では 1980 年レベル以下にすればオゾン全量が 220DU 以下になることはほとんどなくなるとみられる。低緯度域（20S-20N）や中緯度域（30N-45N、30S-45S）では、実験で設定された ODS 濃度・GHG 濃度の範囲でオゾン全量が 220DU 以下になることはほとんどなかったが、低緯度のオゾン全量に関しては、GHG 濃度が増加によって減少する傾向があり、特に、GHG 濃度 2095 年レベル（CO<sub>2</sub>濃度が約 650ppmv）の実験結果では、オゾン全量が 220DU に近くなる領域が若干見られるようになった。紫外線の強い低緯度域でオゾン全量が少なくなるのは問題であり、今後の動向を注視しなければならない。

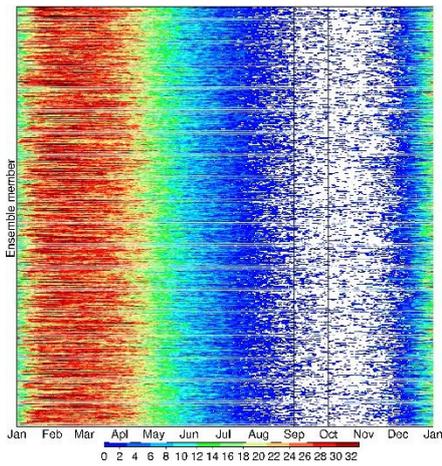


図 4.1.67 MIROC3.2 化学気候モデルによる表 3.1.1 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。南緯 30 度～南緯 45 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 280DU 以下になる面積を色で表したもの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 280DU より多いことを示している。

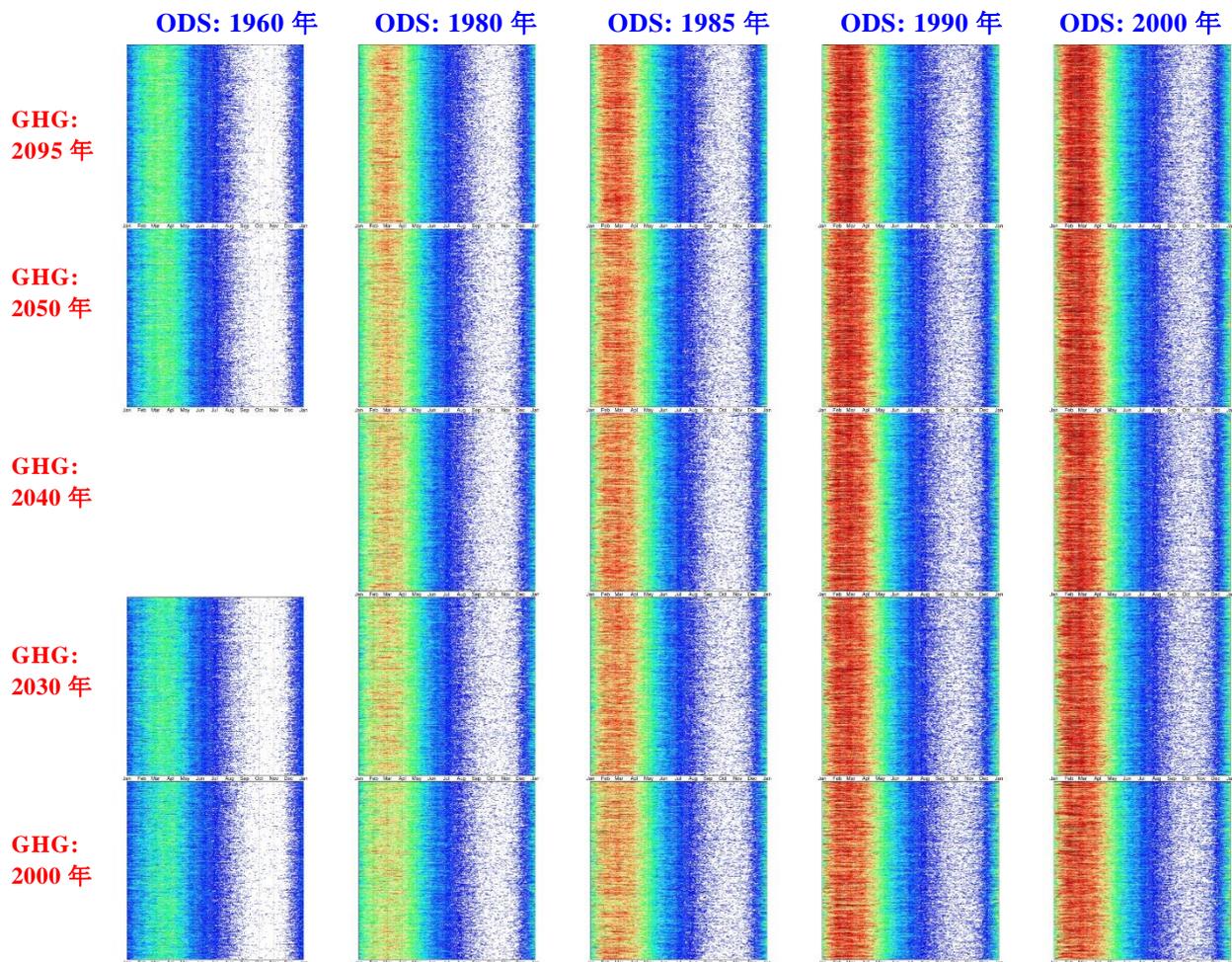


図 4.1.68 図 4.1.67 と同じ。ただし、表 3.1.1 の MIROC3.2 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.67 と同じ。右下のパネルは図 4.1.67 と同一である。

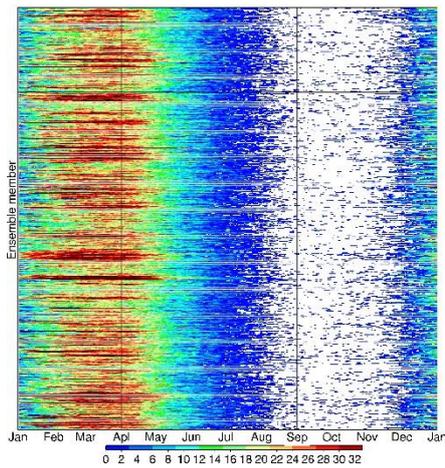


図 4.1.69 MIROC5 化学気候モデルによる表 3.1.2 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の結果。南緯 30 度～南緯 45 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 250DU 以下になる面積を色で表したもの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6 \text{ km}^2$ 。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 500 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 250DU より多いことを示している。

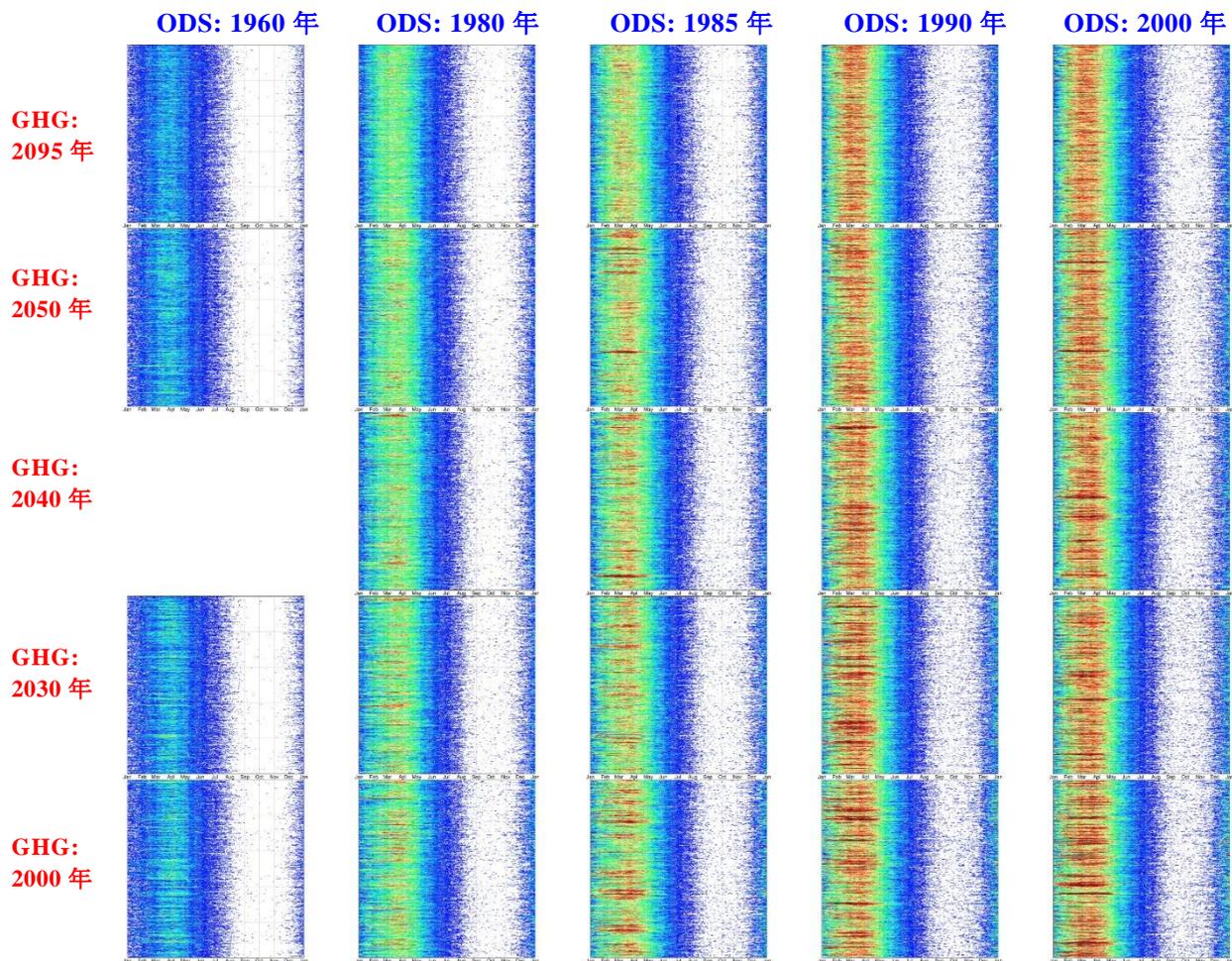


図 4.1.70 図 4.1.69 と同じ。ただし、表 3.1.2 の MIROC5 化学気候モデルによる実験の結果を設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.69 と同じ。右下のパネルは図 4.1.69 と同一である。

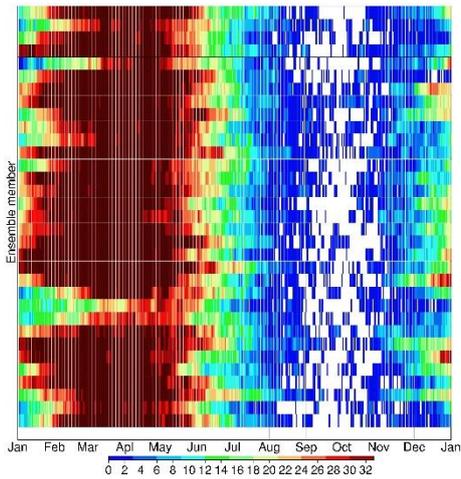


図 4.1.71 MIROC6 化学気候モデルによる表 3.1.3 の ODS 濃度 2000 年レベル・GHG 濃度 2000 年レベルの実験の 34 アンサンブルメンバーの結果。南緯 30 度～南緯 45 度の領域について、1 月～12 月の期間にオゾン全量が 260DU 以下になる面積を色で表したものの。下に色のスケールを表す。単位は  $10^6$  km<sup>2</sup>。横軸は日付、縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー 1、いちばん上がアンサンブルメンバー 34 となっている。色のついていない白色領域は、オゾン全量が 260DU より多いことを示している。

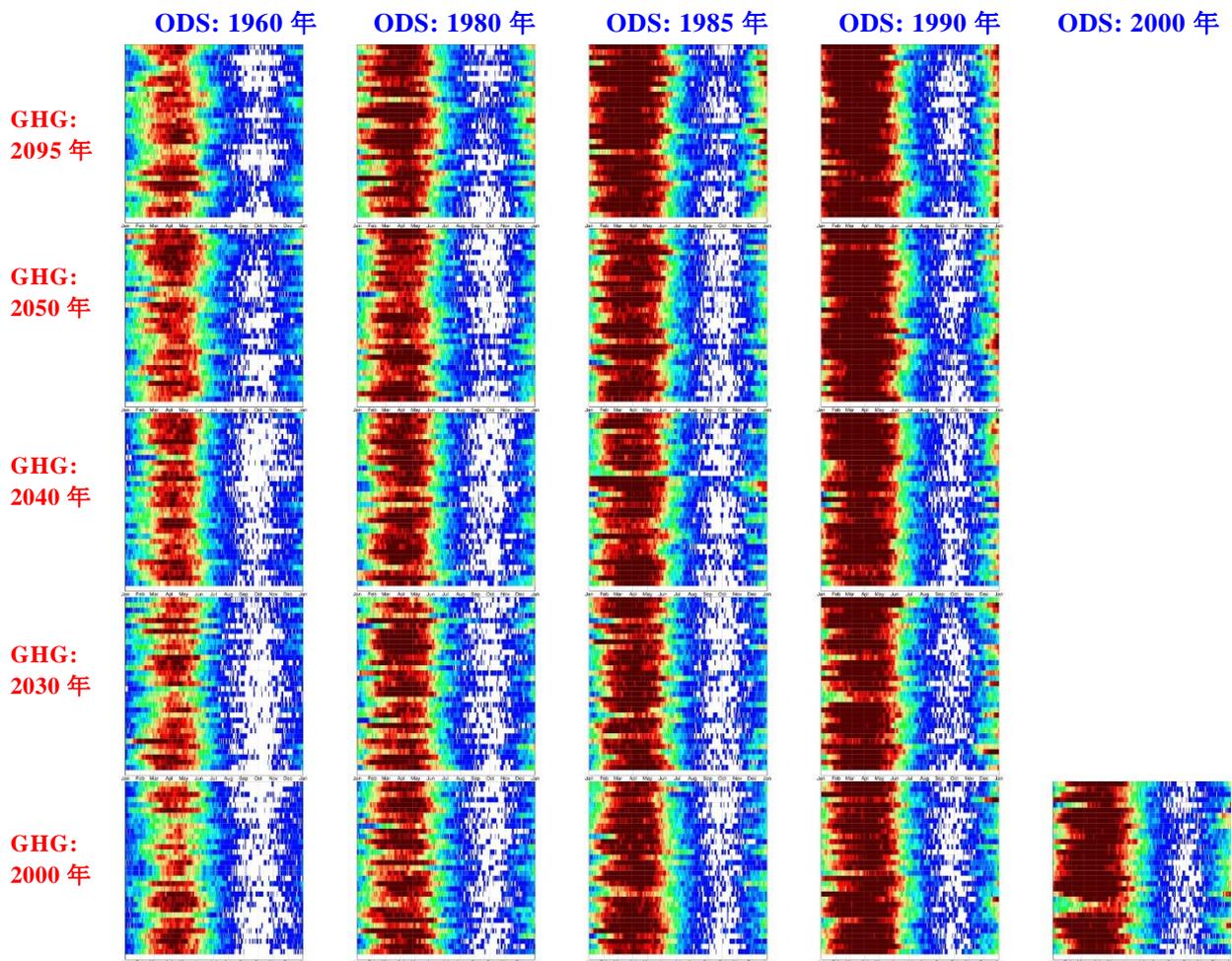


図 4.1.72 図 4.1.71 と同じ。ただし、表 3.1.3 の MIROC6 化学気候モデルによる実験の 34 アンサンブルメンバーの結果を、設定した ODS 濃度、GHG 濃度によって並べたもの。縦軸・横軸のスケールも図 4.1.71 と同じ。右下のパネルは図 4.1.71 と同一である。

### (3.4) 2095年大気成層圏の水蒸気量と硝酸量

RCP6.0のシナリオに沿って地球温暖化が進んだ場合の成層圏の水蒸気量と硝酸(HNO<sub>3</sub>)量の変化を調べた。この2つの量は、将来、ODS濃度がある程度高い状態が維持されたままGHG濃度が増加した場合に、極域のオゾン層破壊がどうなるかを見るのに重要なファクターである。理由は、水蒸気も硝酸も極域のPSCの主成分であるからである。将来の地球温暖化に伴って、成層圏でのこれらの微量成分気体の量が増加するならば、現在と同じ程度の低温環境が極渦内で生じた場合より多くのPSCが生成されることになり、オゾン層破壊がよりいっそう進むことになる。実際には、温暖化に伴う極域およびその周辺の大気循環や気温の変化などが発生するので、低中緯度領域からのオゾンの輸送や気温の変化に伴うPSC量の変化が同時に起こり、それらのプロセスの複合結果として起こったオゾン量の変化の説明は簡単ではないが、少なくとも、ODS濃度の高い状況で、温暖化によって成層圏の水蒸気や硝酸が増加するのであれば、オゾン破壊によってオゾン量が少なくなる事例が将来にわたって起こり得るということはいえそうである。以下に、北極域の水蒸気と硝酸の量の変化に着目した解析結果を示す。

図4.1.73は、表3.1.1のMIROC3.2化学気候モデルによるODS2000年・GHG2000年の実験の10月平均・経度平均・500アンサンブル平均の水蒸気量に対して、ODS2000年・GHG2095年の実験の水蒸気量と硝酸量がどれだけ増加したかを示す。10月を選んだ理由は、11月以降は北極渦が生成されてPSCが生じる可能性があり、その場合水蒸気や気体の硝酸がPSCとなってこれらの気体成分の量が減ってしまうので、PSCが生じる直前の、PSCの原料となる気体の量を見るためである。気体と液固相の量の和を見ることも考えたが、冬季・春季の期間中にPSCの重力落下によって成層圏から対流圏へ輸送されてしまうことも考えられるので、PSCが生じる直前の気体成分の増減を見ることにした。図からわかるとおり、この時期PSCが生成されている南極域を除く成層圏全体にわたって、水蒸気、硝酸(気体)とも、ODS2000年・GHG2095年実験では、ODS2000年・GHG2000年実験に比べて成層圏内で増加していることがわかる。硝酸が増加する理由は、図3.1.2からRCP6.0シナリオでは、2095年のN<sub>2</sub>O濃度が2000年に比べて増加するため、N<sub>2</sub>Oが分解されて生じたNO<sub>x</sub>の増加を経てHNO<sub>3</sub>も増加するためである。一方、成層圏水蒸気の温暖化に伴う変化プロセスは複雑で、対流圏の水蒸気量の増加に関して、熱帯の上昇流域の上部対流圏/下部成層圏の低温域における脱水効果やアジアモンスーン域からの成層圏への流入、中高緯度における成層圏-対流圏交換過程などが複雑に関係していることが考えられる。MIROC3.2モデルでは、水蒸気も硝酸も温暖化に伴って増加し、その結果、図4.1.44の右上パネルで示されるように、GHG濃度が2095年レベルまで増加してもオゾン全量が220DU以下になるアンサンブルメンバーはなくなり、かなりの数が存在するという結果になったことが推測できる。

同様に、図4.1.74に表3.1.2のMIROC5化学気候モデルによる結果を示す。MIROC3.2モデルと同様に、2095年大気では、成層圏の水蒸気も硝酸も増加している。水蒸気量の増加量はMIROC3.2よりも小さい。また、北極域の100hPa付近に若干硝酸の減少した領域があるが、これはPSCの一種であるNATが生成された影響だと思われる。MIROC5の結果も、図4.1.46の右上パネルで示された、GHG濃度が2095年レベルまで増加してもオゾン全量が220DU以下になるアンサンブルメンバーはなくなりかなりの数が存在するという結果をある程度説明している。

2095年の成層圏の硝酸量が増加したのは、モデルの計算で用いたRCP6.0シナリオにおいて2095年の地表のN<sub>2</sub>O濃度が増加しているからと言えるが、このシナリオにおいて2095年の地表のCH<sub>4</sub>濃度は2000年よりほんの僅か少なくなっており(図3.1.2)、2095年の成層圏の水蒸気量の増加をCH<sub>4</sub>では説明できない。水蒸気量の増加は対流圏界面付近の気温の変化や大気循環の変化が複雑に関係していると考えられ、何が根本的な原因でMIROC3.2モデルにおいてもMIROC5モデルにおいても増加したのかは今のところ不明である。将来、成層圏の水蒸気量が増加するのか、減少するのか、それとも変わらないのかは、仮にODS濃度の減少が将来大幅に遅れたまま温暖化が進んだ場合の極域オゾン層破壊を予測するにあたって重要な事項であり、それを解明するためには、例えばより精密な(高解像度で積雲のパラメタリゼーション等を使わない)数値モデルで実験をすることによって、地球温暖化に伴う成層圏の水蒸気量の将来変化を詳細に調べる必要がある。また、正確な成層圏水蒸気量の将来変化の計算は、地球温暖化予測(気温の変化)の精度向上にとっても重要である。

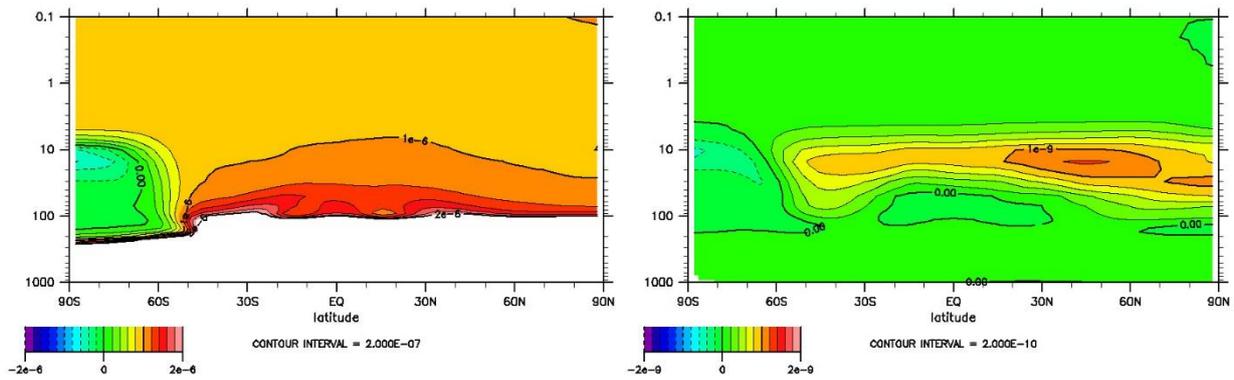


図4.1.73 MIROC3.2化学気候モデルによる表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2095年レベルに設定した実験における10月平均・経度平均・500アンサンブル平均の水蒸気量から、ODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルに設定した実験の水蒸気量を差し引いた量（体積混合比）の緯度－高度分布（左）と、同様な硝酸（HNO<sub>3</sub>）に関する体積混合比の分布（右）。縦軸は気圧（hPa）、横軸は緯度（右端が北極、左端が南極）、濃度はそれぞれのパネルの左下にあるカラースケールで表されている。左図の白い部分は、値が $2 \times 10^{-6}$ より大きいことを示す。

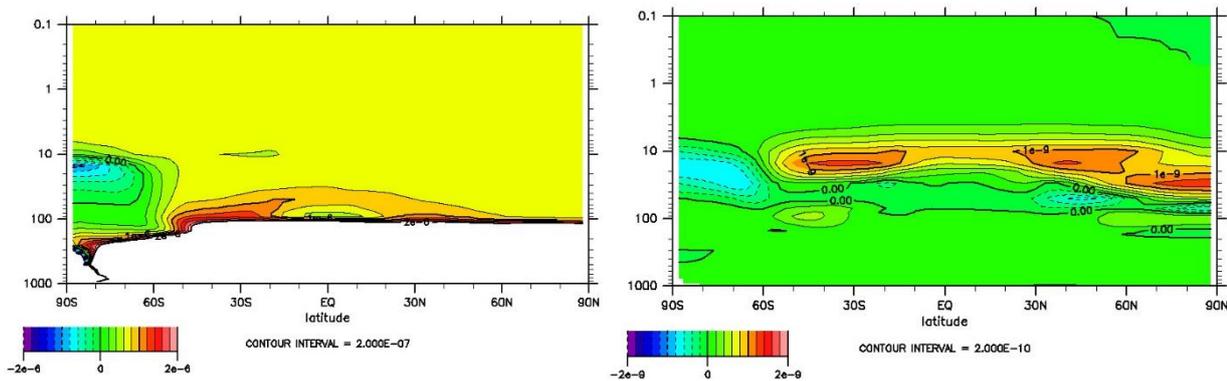


図4.1.74 図4.1.73と同じ。ただし、MIROC5化学気候モデルによる表3.1.2のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2095年レベルに設定した実験における10月平均・経度平均・500アンサンブル平均の水蒸気量から、ODS濃度2000年レベル・GHG濃度2000年レベルに設定した実験の水蒸気量を差し引いた量（体積混合比）の緯度－高度分布（左）と、同様な硝酸（HNO<sub>3</sub>）に関する量（体積混合比）の分布（右）。左図の白い部分は、値が $2 \times 10^{-6}$ より大きいことを示す。

#### （4）MIROC3.2化学気候モデルによるN<sub>2</sub>O、CH<sub>4</sub>の影響を調べるための100アンサンブル実験

図4.1.75は、N<sub>2</sub>Oを表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルに設定した実験において、N<sub>2</sub>O濃度を2000年レベルの低い値に設定した場合の、年平均・経度平均オゾン全量の差の緯度分布を示す。N<sub>2</sub>O濃度が低く抑えられることにより、どの緯度でもオゾン全量が増加しており（2～5 DU）、特に北極域での増加が大きい。RCP6.0の2050年のCH<sub>4</sub>濃度は2000年の濃度と大差はなく（図3.1.2）、また、MIROC3.2化学気候モデルには対流圏特有の化学反応が含まれていないので、CH<sub>4</sub>のオゾン全量に対する影響は非常に小さかった（図略）。

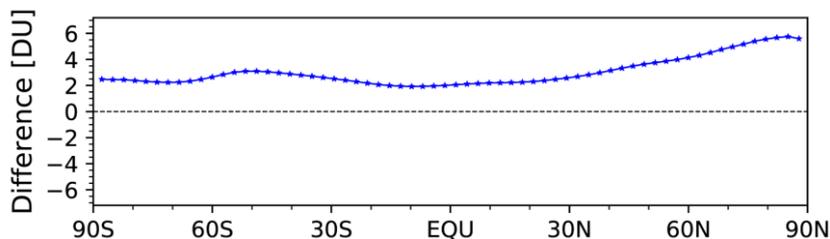


図4.1.75 表3.1.1のODS濃度2000年レベル・GHG濃度2050年レベルに設定した実験において、N2O濃度を2000年レベルの値に設定した場合の、年平均・経度平均オゾン全量の変化の緯度分布。N2Oの増加が抑えられた場合のオゾン全量への影響を表す。

### (5) 研究開発目的の達成状況

2. 研究開発目的で述べた本課題の目的および目標についてはおおむね達成された。MIROC3.2化学気候モデル、MIROC5化学気候モデル、MIROC6化学気候モデルによる、目標達成のための数値実験と解析を行うことができた。ただし、MIROC6化学気候モデルの開発・調整・数値実験に予想以上に時間を要し、また、国立環境研究所のスパコンが更新のため2019年11月末で停止し同一のスパコン環境下での感度実験がこれ以上行えなくなったため、やむを得ずMIROC6モデルの解析は、500アンサンブルではなく34アンサンブルで行った。MIROC6モデルの中・低緯度のオゾン量のODS濃度・GHG濃度依存性はMIRPC3.2モデルやMIROC5モデルと同様なものとなったが、北極域と南極域のオゾン量のアンサンブル間のばらつき（年々変動）に関しては、MIROC3.2モデルやMIROC5モデルと異なるところがあり、観測された年々変動とも異なるので、春季極域のオゾン量と関連する気温や西風強度のODS濃度・GHG濃度依存性に関する解析は行わなかった。

オゾン全量に対するODS濃度やCO2濃度の増加の影響の他、HFC、N2O、CH4の増加の影響も調べたが、これらの物質の影響はODSやCO2に比べればかなり小さいことがわかった。

最後に、北極域のオゾン量に関してオゾン全量の多い5または50アンサンブル、オゾン全量の少ない5または50アンサンブルのODS濃度・GHG濃度依存性が、500アンサンブル平均とは異なることを明瞭に示すことができたのは特筆すべき成果である。また、アンサンブル数を大幅に増加させた詳細な実験設定による数値実験を行うことによって、将来にわたって全球規模で有害紫外線の脅威をさけることができる安全なオゾン量を実現するODS濃度の目安の設定を、より高い信頼度で行うことができた。

## 5. 本研究により得られた成果

### (1) 科学的意義

#### 1) HFC増加のオゾン層への影響

HFC増加のオゾン層への影響は、これまで、経度平均された緯度－高度2次元モデルによる研究が主であったが、本課題では初めて3次元モデルによる研究に取り組んだ。2095年を想定したHFC増加のオゾン全量への影響は、たとえHFCが規制なしに増加しても1%程度（数ドブソンユニット程度）であることがわかった。MIROC3.2化学気候モデルとMIROC5化学気候モデルの2つの3次元モデルによる結果からは、2次元モデルによる先行研究と同様、HFC増加によって低緯度成層圏に高さ方向にオゾン増加・減少・増加の3層構造が得られ、アンサンブル実験によってこの増減のパターンは統計的有意性が高いことがわかった。一方で、2つの3次元モデルの高緯度域のオゾン変化は異なり、高緯度域では、HFC増加による気温変化・平均東西風変化による大気波動の変化を介したオゾン輸送の影響が大きく、その評価が難しいことがわかった。

#### 2) オゾン全量のODS濃度依存性・GHG濃度依存性

北極のオゾン量変化は大きな年々変動を示し、そのODS濃度依存性・GHG濃度依存性はこれまではっ

きりとしたことが言えなかった。例えば、2010年と2011年はそのODS濃度・GHG濃度もほとんど同じにもかかわらず北極春季のオゾン量は大きく異なっていた。本研究ではODS濃度・GHG濃度をいくつかの濃度レベルに指定した500アンサンブル実験を行い、その結果を統計的に解析することによって、それが明確に説明できるようになった。すなわち、北極域でオゾン全量が少ない（北極渦が強い）アンサンブルのみを拾い出すと、南極と同様にODS濃度が高くなるにつれてオゾン破壊が進む。一方、オゾン全量が多い（北極渦が弱い）アンサンブルのみを拾い出すと、ODS濃度が高くなってもオゾン破壊が進まない。現実大気では、この北極渦の強い年と弱い年が入り乱れて複雑なオゾン量の年々変動を示すことがわかった。したがって、ODS濃度レベルを下げるのが北極域においても重要であることがわかった。オゾン全量が少ない（北極渦が強い）アンサンブルは、その北極渦の強さと極渦内の気温に関して明瞭なODS濃度依存性を示した。また、低緯度域のオゾン全量は、ODS濃度の増加はもちろん、GHG濃度の増加によっても減少することがわかった。GHG濃度の増加は今後確実に起こるので、低緯度域のオゾン量の減少による紫外線強度の増加については今後注意が必要である。

## （２）環境政策への貢献

### ＜行政が既に活用した成果＞

特に記載すべき事項はない。

### ＜行政が活用することが見込まれる成果＞

UNEP/WMO Scientific assessment of ozone depletion 2018 Chapter 5 Stratospheric ozone changes and climateの共同執筆者を務め、ODSおよびGHG濃度変化とオゾン層変化、気候との関連、対流圏との関連について議論・執筆を行った。

HFCのオゾン層への影響を化学気候モデルによって定量的に見積もることができた。HFCのオゾン層への影響はODSやRCP6.0シナリオのCO<sub>2</sub>に比べると限定的であることがわかった。

本課題で行った500アンサンブル実験より、北半球中高緯度域で極端なオゾン減少が起こらないようにするためには、将来のGHG濃度増加を見込んでもODS濃度を1985年レベル以下にすることが提言される。南極オゾンホールが出現しないようにするためには、GHG濃度にかかわらず、ODS濃度を1980年レベル以下にする必要がある。また、熱帯においては、ODS濃度が十分下がってもGHG濃度が大きく上昇すればオゾン全量の低い領域を生じる恐れがあり、紫外線強度も増すことが予想され注意を要する。

## 6. 国際共同研究等の状況

WCRP (World Climate Research Programme, 世界気候研究プログラム) のコアプロジェクトであるSPARC (成層圏対流圏プロセスとその気候に対する役割) の活動の1つであるCCMI (Chemical Climate Model Initiative: 化学気候モデルイニシアチブ) において国際共同研究を行っている。具体的には、国立環境研究所の化学気候モデルを使ってCCMIから提供されたODS濃度シナリオやGHG濃度シナリオ等に基づいたオゾン層将来予測計算を行い、計算結果のデータを提供し、世界の他のモデルの結果と共に解析を行っている。

## 7. 研究成果の発表状況

### （１）誌上发表

#### ＜論文（査読あり）＞

- 1) Yamashita, Y., M. Takigawa, K. Ishijima, H. Akiyoshi, C. Kodama, H. Yashiro, and M. Satoh, Resolution dependency of numerically simulated stratosphere-to-troposphere transport associated with mid-latitude closed cyclones in early spring around Japan (2017), SOLA, 13, 186–191, doi:10.2151/sola.2017-034
- 2) Morgenstern, O., K. A. Stone, R. Schofield, H. Akiyoshi, Y. Yamashita, D. E. Kinnison, R. R. Garcia, K. Sudo, D. A. Plummer, J. Scinocca, L. D. Oman, M. E. Manyin, G. Zeng,

- E. Rozanov, A. Stenke, L. E. Revell, G. Pitari, E. Mancini, G. Di Genova, D. Visioni, S. S. Dhomse, M. P. Chipperfield (2018), Ozone sensitivity to varying greenhouse gases and ozone-depleting substances in CCM1 simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 1091-1114, <https://doi.org/10.5194/acp-18-1091-2018>
- 3) Hirota, N., H. Shiogama, H. Akiyoshi, T. Ogura, M. Takahashi, Y. Kawatani, M. Kimoto, and M. Mori (2018), The influence of El Niño and Arctic sea-ice on the unexpected disruption of the QBO in February 2016, *npj Climate and Atmospheric Science*, 1:10, doi:10.1038/s41612-018-0020-1
  - 4) Orbe, C., H. Yang, D. W. Waugh, G. Zeng, O. Morgenstern, D. E. Kinnison, J.-F. Lamarque, S. Tilmes, D. A. Plummer, J. F. Scinocca, B. Josse, V. Marecal, P. Jöckel, L. D. Oman, S. E. Strahan, M. Deushi, T. Y. Tanaka, K. Yoshida, H. Akiyoshi, Y. Yamashita, A. Stenke, L. Revell, T. Sukhodolov, E. Rozanov, G. Pitari, D. Visioni, K. A. Stone, and R. Schofield (2018), Large-scale tropospheric transport in the Chemistry Climate Model Initiative (CCMI) simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 7217-7235, <https://www.atmos-chem-phys.net/18/7217/2018/>
  - 5) Dhomse, S., D. Kinnison, M. P. Chipperfield, I. Cionni, M. Hegglin, N. L. Abraham, H. Akiyoshi, A. T. Archibald, E. M. Bednarz, S. Bekki, P. Braesicke, N. Butchart, M. Dameris, M. Deushi, S. Frith, S. C. Hardiman, B. Hassler, L. W. Horowitz, R.-M. Hu, P. Jöckel, B. Josse, O. Kirner, S. Kremser, U. Langematz, J. Lewis, M. Marchand, M. Lin, E. Mancini, V. Marécal, M. Michou, O. Morgenstern, F. M. O'Connor, L. Oman, G. Pitari, D. A. Plummer, J. A. Pyle, L. E. Revell, E. Rozanov, R. Schofield, A. Stenke, K. Stone, K. Sudo, S. Tilmes, D. Visioni, Y. Yamashita, and G. Zeng (2018), Estimates of Ozone Return Dates from Chemistry-Climate Model Initiative Simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 8409-8438, <https://doi.org/10.5194/acp-18-8409-2018>
  - 6) Wales, P. A., R. J. Salawitch, J. M. Nicely, D. C. Anderson, T. P. Canty, S. Baider, B. Dix, T. K. Koenig, R. Volkamer, D. Chen, L. G. Huey, D. J. Tanner, C. A. Cuevas, R. P. Fernandez, D. E. Kinnison, J.-F. Lamarque, A. Saiz-Lopez, E. L. Atlas, S. R. Hall, M. A. Navarro, L. L. Pan, S. M. Schauffler, M. Stell, S. Tilmes, K. Ullmann, A. J. Weinheimer, H. Akiyoshi, M. P. Chipperfield, M. Deushi, S. S. Dhomse, W. Feng, P. Graf, R. Hossaini, P. Jöckel, E. Mancini, M. Michou, O. Morgenstern, L. D. Oman, G. Pitari, D. A. Plummer, L. E. Revell, E. Rozanov, D. Saint-Martin, R. Schofield, A. Stenke, K. Stone, D. Visioni, Y. Yamashita, and G. Zeng (2018), Stratospheric injection of brominated very short-lived substances: Aircraft observations in the Western Pacific and representation in global models, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 5690-5719, <https://doi.org/10.1029/2017JD027978>
  - 7) Ayarzagüena, B., L. M. Polvani, U. Langematz, H. Akiyoshi, S. Bekki, N. Butchart, M. Dameris, M. Deushi, S. C. Hardiman, P. Jöckel, A. Klekociuk, M. Marchand, M. Michou, O. Morgenstern, F. M. O'Connor, L. D. Oman, D. A. Plummer, L. Revell, E. Rozanov, D. Saint-Martin, J. Scinocca, A. Stenke, K. Stone, Y. Yamashita, K. Yoshida, and G. Zeng (2018), No robust evidence of future changes in major stratospheric sudden warmings: a multi-model assessment from CCM1, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 11277-11287, <https://doi.org/10.5194/acp-18-11277-2018>
  - 8) Maycock, A. C., K. Matthes, S. Tegtmeier, H. Schmidt, R. Thiéblemont, L. Hood, H. Akiyoshi, S. Bekki, M. Deushi, P. Jöckel, O. Kirner, M. Kunze, M. Marchand, D. R. Marsh, M. Michou, D. Plummer, L. E. Revell, E. Rozanov, A. Stenke, Y. Yamashita, and K. Yoshida (2018), The representation of solar cycle signals in stratospheric ozone -Part

- 2: Analysis of global models, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 11323-11343,  
<https://doi.org/10.5194/acp-18-11323-2018>
- 9) Revell, L. E., A. Stenke, F. Tummon, A. Feinberg, E. Rozanov, T. Peter, N. L. Abraham, H. Akiyoshi, A. T. Archibald, N. Butchart, M. Deushi, P. Jöckel, D. Kinnison, M. Michou, O. Morgenstern, F. M. O' Connor, L. D. Oman, G. Pitari, D. A. Plummer, R. Schofield, K. Stone, S. Tilmes, D. Visionsi, Y. Yamashita, and G. Zeng (2018), Tropospheric ozone in CCMI models and Gaussian process emulation to understand biases in the SOCOLv3 chemistry-climate model, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 16155-16172,  
<https://doi.org/10.5194/acp-18-16155-2018>
- 10) Akiyoshi, H., M. Kadowaki, H. Nakamura, T. Sugita, T. Hirooka, Y. Harada, and A. Mizuno (2018), Analysis of the ozone reduction event over the southern tip of South America in November 2009, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 12523-12542.  
<https://doi.org/10.1029/2017JD028096>
- 11) Lamy, K., T. Portafaix, B. Josse, C. Brogniez, S. Godin-Beekmann, H. Bencherif, L. Revell, H. Akiyoshi, S. Bekki, M. I. Hegglin, P. Jöckel, O. Kirner, B. Liley, V. Marecal, O. Morgenstern, A. Stenke, G. Zeng, N. L. Abraham, A. T. Archibald, N. Butchart, M. P. Chipperfield, G. D. Genova, M. Deushi, S. S. Dhomse, R.-M. Hu, D. Kinnison, M. Kotkamp, R. McKenzie, M. Michou, F. M. O' Connor, L. D. Oman, G. Pitari, D. A. Plummer, J. A. Pyle, E. Rozanov, D. Saint-Martin, K. Sudo, T. Y. Tanaka, D. Visionsi, and K. Yoshida (2019), Clear-sky ultraviolet radiation modelling using output from the Chemistry Climate Model Initiative, *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 10087-10110.  
<https://doi.org/10.5194/acp-19-10087-2019>
- 12) Chrysanthou, A., A. C. Maycock, M. P. Chipperfield, S. Dhomse, H. Garny, D. Kinnison, H. Akiyoshi, M. Deushi, R. R. Garcia, P. Jöckel, O. Kirner, G. Pitari, D. A. Plummer, L. Revell, E. Rozanov, A. Stenke, T. Y. Tanaka, D. Visionsi, and Y. Yamashita (2019), The effect of atmospheric nudging on the stratospheric residual circulation in chemistry-climate models, *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 11559-11586.  
<https://doi.org/10.5194/acp-19-11559-2019>
- 13) Ohyama, H., T. Sugita, H. Akiyoshi, T. Nagahama, and A. Mizuno, Interannual variation of upper stratospheric ozone in the northern midlatitudes in early winter caused by planetary waves (2019), *J. Geophys. Res. :Atmospheres*, 124, 14347-14361,  
<https://doi.org/10.1029/2019JD030824>
- 14) Nakajima, H., I. Murata, Y. Nagahama, H. Akiyoshi, K. Saeki, T. Kinase, M. Takeda, Y. Tomikawa, E. Dupuy, and N. B. Jones, Chlorine partitioning near the polar vortex edge observed with ground-based FTIR and satellites at Syowa Station, Antarctica, in 2007 and 2011 (2020), *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 1043-1074, <https://doi.org/10.5194/acp-20-1043-2020>

#### <その他誌上発表（査読なし）>

- 1) 秋吉英治、菅田誠治、池田恒平、高橋正明、山下陽介（2017）MIROC5モデルをベースにした海洋結合化学気候モデルの開発、国立環境研究所スーパーコンピューター利用研究年報 平成28年度 平成28年度地球環境研究センター報告CGER-I136-2017, 26-34
- 2) 秋吉英治、菅田誠治、池田恒平、高橋正明、山下陽介（2018）MIROC5モデルをベースにした海洋結合化学気候モデルの開発、国立環境研究所スーパーコンピューター利用研究年報 平成29年度 国立環境研究所地球環境研究センター編 CGER-I141-2018, 23-32, ISSN 1341-4356
- 3) 秋吉英治、菅田誠治、池田恒平、高橋正明、山下陽介（2019）MIROC5モデルをベースにした海洋

結合化学気候モデルの開発、国立環境研究所スーパーコンピューター利用研究年報 平成30年度  
平成30年度地球環境研究センター報告 ISSN 1341-4356, CGER-I146-2019, 25-36

## (2) 口頭発表 (学会等)

- 1) Hirota, N., H. Shiogama, H. Akiyoshi, T. Ogura, M. Takahashi, Y. Kawatani, M. Kimoto, M. Mori, Factors in the troposphere affecting the stratospheric waves associated with the unexpected QBO disruption in 2016, Joint SPARC Dynamics and Observations Workshop - QBOi, FISAPS and SATIO-TCS, 9-14 October 2017 (Oral presentation on 14 October 2017), Kyoto University, Kyoto, Japan.
- 2) 廣田渚郎、塩竈秀夫、秋吉英治、小倉知夫、高橋正明、河谷芳雄、木本昌秀、森正人、2016年QBO崩壊に対するエルニーニョと海氷の影響、日本地球惑星科学連合2018年大会、千葉（幕張メッセ国際会議場）、2018年5月20日-24日（口頭発表2018年5月23日）、AAS07-02.
- 3) Yamashita, Y., H. Akiyoshi, M. Takahashi, The CCSR/NIES-MIROC3.2 CCM simulations of the low ozone anomaly in Arctic spring in the QBO-westerly and solar-minimum years, CCMI Workshop 2017, 13-15 June 2017, (poster presentation), Toulouse, France.
- 4) Morgenstern, O., H. Akiyoshi, Y. Yamashita, D. Kinnison, R. Garcia, D. Plummer, J. Scinocca, G. Zeng, E. Rozanov, A. Stenke, L. Revell, G. Pitari, E. Mancini, G. Di Genova, S. Dhome, M. Chipperfield, Ozone sensitivity to varying GHGs and ODSs in CCMI simulations, CCMI Workshop 2017, 13-15 June 2017, (poster presentation), Toulouse, France.
- 5) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、今村隆史、化学気候モデルのアンサンブル実験による北極域オゾン層破壊の塩素濃度および温室効果ガス濃度依存性の解析、第23回大気化学討論会、高松、2017年10月2日-4日（ポスター発表、2017年10月3日）、第23回大気化学討論会講演要旨集、p. 39
- 6) 山下陽介、秋吉英治、3次元化学気候モデルへのヨウ素触媒サイクルの導入状況の報告、第23回大気化学討論会、高松、2017年10月2日-4日（ポスター発表、2017年10月3日）、第23回大気化学討論会講演要旨集、p. 40
- 7) Yamashita, Y., M. Takigawa, K. Ishijima, H. Akiyoshi, C. Kodama, H. Yashiro, M. Satoh, Resolution dependency of stratosphere-to-troposphere transport estimated by the global multi-resolution simulations, AGU Fall Meeting, 11-15 December 2017 (Poster presentation on 15 December 2017), New Orleans, USA
- 8) 【予定】秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、低オゾンイベント出現の温室効果ガス濃度依存性に関する化学気候モデルを用いたアンサンブル実験、日本地球惑星科学連合2018年大会、千葉（幕張メッセ国際会議場）、2018年5月20日-24日（ポスター発表2018年5月23日）、AAS07-P08.
- 9) Yamashita, Y., M. Takigawa, K. Ishijima, H. Akiyoshi, C. Kodama, H. Yashiro, M. Satoh, Resolution Dependency of Numerically Simulated Stratosphere-to-Troposphere Transport Associated with Mid-Latitude Closed Cyclones in Early Spring around Japan, European GeoScience Union General Assembly, 11 April 2018, EGU2018-2399, EGU Session AS3.26
- 10) Tourpali, K., S. Misios, S. Dhomse, M. Chipperfield, D. D. Kinnison, M. Hegglin, H. Akiyoshi, O. Morgenstern, D. Plummer, G. Pitari, R. Schofield, K. Stone, G. Zeng, I. Petropavlovskikh, D. Hubert, S. Godin-Beekmann, R. Damadeo, B. Hassler, and V. Sofieva, Evolution of pre- and post 2000 changes and trends in the vertical distribution of ozone from CCMI models, European GeoScience Union General Assembly, 11 April 2018, EGU2018-13399, EGU Session AS3.24/CL2.07
- 11) 廣田渚郎、塩竈秀夫、秋吉英治、小倉知夫、高橋正明、河谷芳雄、木本昌秀、森正人、2016年QBO崩壊に対するエルニーニョと海氷の影響、日本地球惑星科学連合2018年大会、千葉（幕張メッセ国際会議場）、2018年5月23日、AAS07-02.

- 12) 中村東奈、秋吉英治、杉田考史、水野亮、オゾンと同化した化学気候モデルによる初期値を用いた南米11月のオゾン予測の試み、日本気象学会2018秋季大会、2018年10月29日－11月1日(口頭発表2018年10月30日) 仙台(仙台国際センター)、ID:C210, 同予稿集 p.136
- 13) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、低オゾンイベント出現の温室効果ガス濃度依存性に関する化学気候モデルを用いたアンサンブル実験、日本地球惑星科学連合2018年大会、千葉(幕張メッセ国際会議場)、2018年5月23日、AAS07-P08.
- 14) 池田 恒平、谷本 浩志、杉田 考史、秋吉 英治、Estimation of the transport pathways of black carbon aerosols emitted from Siberian fire in 2016、日本地球惑星科学連合2018年大会、千葉(幕張メッセ国際会議場)、2018年5月24日、AAS06-P23.
- 15) Ikeda, K., H. Tanimoto, T. Sugita, H. Akiyoshi, Y. Kanaya, C. Zhu, F. Taketani, Impacts of East Asian black carbon emissions on the Arctic climate and air quality: Contributions from anthropogenic and biomass burning sources, 2018 Joint 14th iCACGP Quadrennial Symposium and 15th IGAC Science Conference, 高松、ポスター発表2018年9月26日、Abstract ID:1.242
- 16) Akiyoshi, H., M. Kadowaki, H. Nakamura, T. Sugita, T. Hirooka, Y. Harada, A. Mizuno, Dynamical analysis in the Southern Hemisphere associated with a three-week total ozone reduction over the southern tip of South America in November 2009, SPARC General Assembly 2018, 京都、2018年10月1日、Abstract ID:1346
- 17) Hirota, N., H. Shiogama, H. Akiyoshi, T. Ogura, M. Takahashi, Y. Kawatani, M. Kimoto, M. Mori, The influence of El Nino and Arctic sea-ice on the QBO disruption in February 2016, SPARC General Assembly 2018, 京都、2018年10月4日、Abstract ID:1132
- 18) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、長友利晴、北半球中高緯度で低いオゾン全量を示す領域面積の温室効果ガス濃度依存性、日本気象学会2018秋季大会、2018年10月31日、仙台(仙台国際センター)、ID:P381, 同予稿集 p.269
- 19) Yamashita, Y., H. Akiyoshi, M. Takahashi (2020), An indication of low ozone anomaly in Arctic spring in the QBO westerly and solar minimum years, WCRP/SPARC SATIO-TCS joint workshop on Stratosphere-Troposphere Dynamical Coupling in the Tropics, 21 - 25 February (oral presentation on 24 February), Kyoto University, ID:C-10, ebooklet 29
- 20) Yamashita, Y., H. Akiyoshi, M. Takahashi, Analysis of relatively low ozone in Arctic spring during the QBO-westerly and solar-minimum years, 日本地球惑星科学連合2019年大会、千葉(幕張メッセ国際会議場)、2019年5月26日-30日(ポスター発表2019年5月29日)、AAS05-P12
- 21) Yamashita, Y., \*H. Akiyoshi, M. Takahashi, An indication of low ozone anomaly in Arctic spring in the QBO-westerly and solar-minimum years, CCMI 2019 Science Workshop, 7-9 August 2019 (poster presentation, 8 August 2019), Hong Kong, Abstract No. 1.030.
- 22) 秋吉英治、門脇正尚、山下陽介、長友正晴、500アンサンブル実験による低中高緯度オゾン全量のODS・GHG濃度依存性、日本気象学会2019秋季大会、2019年10月28日－31日(ポスター発表2019年10月30日) 福岡(福岡国際会議場)、ID:P373, 同予稿集 p.238
- 23) Dupuy, E., H. Akiyoshi, Y. Yamashita, Impact of hydrofluorocarbons on stratospheric ozone recovery, 日本気象学会2019秋季大会、2019年10月28日－31日(ポスター発表2019年10月30日) 福岡(福岡国際会議場)、ID:P372, 同予稿集 p.237
- 24) Akiyoshi, H., M. Kadowaki, Y. Yamashita, E. Dupuy, T. Nagatomo, ODS and GHG dependence of total ozone at mid- and high latitudes indicated by multi-ensemble simulations using MIROC3.2 and MIROC5 chemistry-climate models, 日本地球惑星科学連合2020年大会、ポスター発表予定(7月、大気化学セッションA-AS07)
- 25) Akiyoshi, H., E. Dupuy, Y. Yamashita, Impact of HFCs on stratospheric ozone and

temperature as simulated by chemistry-climate models, 日本地球惑星科学連合2020年大会、ポスター発表予定 (7月、大気化学セッションA-AS07)

### (3) 知的財産権

特に記載すべき事項はない。

### (4) 「国民との科学・技術対話」の実施

特に記載すべき事項はない。

### (5) マスコミ等への公表・報道等

特に記載すべき事項はない。

### (6) その他

特に記載すべき事項はない。

## 8. 引用文献

- 1) WMO (2014) *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014*, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 55. 416 pp., Geneva, Switzerland.
- 2) Velders, G. J. M., D. W. Fahey, J. S. Daniel, M. McFarland, and S. O. Andersen (2009), The large contribution of projected HFC emissions to future climate forcing, *PNAS*, *106*, 10949-10954. [www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0902817106](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0902817106)
- 3) Manney et al. (2011), Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature*, *478*, 469-475. doi:10.1038/nature10556
- 4) Nakajima, H., I. Murata, Y. Nagahama, H. Akiyoshi, K. Saeki, T. Kinase, M. Takeda, Y. Tomikawa, E. Dupuy, and N. B. Jones, Chlorine partitioning near the polar vortex edge observed with ground-based FTIR and satellites at Syowa Station, Antarctica, in 2007 and 2011 (2020), *Atmos. Chem. Phys.*, *20*, 1043-1074, <https://doi.org/10.5194/acp-20-1043-2020>
- 5) Hurwitz, M. M., E. L. Fleming, P. A. Newman, F. Li, E. Mlawer, K. Cady-Pereira, and R. Bailey (2015), Ozone depletion by hydrofluorocarbons, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, doi:10.1002/2015GL065856.
- 6) Forster, P. M. F. and M. Joshi (2005), The role of halocarbons in the climate change of the troposphere and stratosphere, *Climate Change*, *71*, 249-266.

## III. 英文Abstract

**A Research for Validity Evaluation of HFC and GHG Reducing Measure for Ozone Layer Recovery**

Principal Investigator: Hidaharu AKIYOSHI

Institution: National Institute for Environmental Studies  
(NIES)

16-2 Onogawa, Tsukuba-City, Ibaraki 305-8506,

JAPAN

Tel: +81-29-850-2393 / Fax: +81-29-850-4732

E-mail: hakiyosi@nies.go.jp

[Abstract]

Key Words: Ozone layer, HFC, ODS, GHG, Chemistry-climate model, Ensemble simulation

The ozone layer has been recovering from its bad state from 2000 as a result of freon reducing measures implemented internationally after the Montreal Protocol and its amendments. The ozone layer is affected by ozone depleting substances (ODSs) such as chlorofluorocarbons and by greenhouse gases (GHGs). GHG concentrations in the atmosphere are expected to increase in the future. Therefore, understanding the dependence of ozone concentration on ODS and GHG concentrations regarding the internal atmospheric variability is necessary to accurately project ozone changes and its recovering time in the future. This study conducts a detailed analysis of the effect of hydrofluorocarbon (HFC) increase on the ozone layer and the dependence of ozone amount on ODS and GHG concentrations at low, mid, and high latitudes. This analysis was performed using multi-ensemble simulations of three chemistry-climate models (CCMs) that have been developed at the National Institute for Environmental Studies. The effect of the increase in non-regulated HFC on the total ozone amount by the end of the 21st century shows a 1% effect, which is small. The multi-ensemble simulations show that the CCMs of total ozone amount of the ensemble members in the northern mid and high latitudes with a high ozone amount in the unstable Arctic polar vortex has not changed because of the ODS increase. However, the CCMs show that the ensemble members with a low ozone amount in the stable Arctic polar vortex are largely reduced because of the ODS increase. The results indicate that in the mid and high latitudes of the Northern Hemisphere, where annual variations of the ozone supply from the low latitude are large, ODS concentrations should be reduced to levels less than that found in 1985. Furthermore, the ozone amount in the low latitudes have decreased owing to the increase in GHGs. Therefore, caution should be taken concerning the risk of increased ultraviolet radiation exposure in this region.