

夏季成層圏オゾン増加が対流圏循環へ及ぼす影響

中村 哲(国立環境研究所)

秋吉 英治(国立環境研究所)

山下 陽介(東大気候システム/国立環境研究所)

1. はじめに

成層圏気候形成におけるオゾンの役割として紫外線吸収による加熱はよく知られている。成層圏オゾンの季節変動および大気加熱により成層圏の大気循環に与える影響は気候学的なスケールでは古くから研究されその理解は十分に進んでいると言える。一方、年々変動スケールでは、特に冬季成層圏では極渦形成に代表される大気場変動による力学的要因が支配的であり、中高緯度でのオゾンによる加熱の役割は小さい事がわかっている。夏季における成層圏オゾンによる大気加熱の年々変動とその影響に関する先行研究は少ないが、近年”気候メモリ”としての成層圏オゾンの役割が注目されている。例えば *Tegtmeier et al.*(2008)は衛星によるオゾン観測データを用いて成層圏オゾンの時間変動を調べ、ある年の晩秋から次年の初秋にかけて成層圏オゾン偏差の持続性が高い事を示した。中興緯度の成層圏オゾンの年々変動偏差の空間相関分布は夏に最も広く

(*Fioletov and Shepherd, 2005*)、これは夏季の成層圏オゾンが低緯度から高緯度まで一様に増減する事を示す。また、*Kuroda et al.*(2008)は太陽活動活発期に生じる北大西洋振動(NAO)の冬季から夏季への持続に関する解析を行い、夏季のNAOと春から夏へかけての成層圏オゾン偏差の持続に有意な関係があることを示した。これは冬の大気場変動により生じた下部成層圏のオゾン偏差が気候メモリとして夏まで残り、夏季の成層圏、対流圏循環に影響する事を示唆する。彼らの結果を受け *Nakamura et al.*(2009)(以下 N09)は夏季成層圏オゾン偏差に伴う対流圏循環の変化を調べた。オゾン観測データおよび再解析データを用いた統計解析から成層圏オゾンと相関の良い対流圏循環偏差を見出し(図1)、化学気候モデルを用いた感度実験により成層圏オゾン増加に対する対流圏循環の応答を示した(図2)。このような成層圏オゾン偏差に対する応答メカニズムとして、彼らは圏界面付近の大気安定

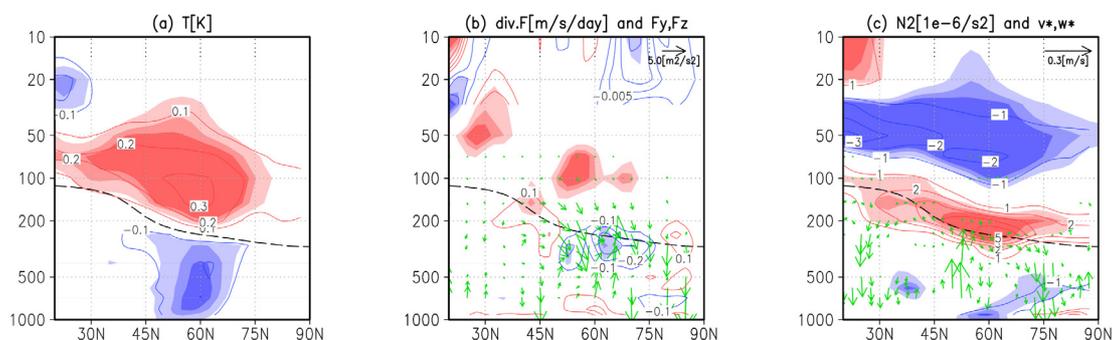


図 1: 6, 7, 8月の100hPa、北緯45から65度平均したオゾン濃度偏差に対する(a)気温偏差、(b)EP-flux偏差(矢印)とその発散、(c)残差子午面循環偏差(矢印)と大気安定度偏差の回帰係数。陰影は色の薄い方から統計的有意水準がそれぞれ90,95,99%を超える領域を示し、暖色は正偏差、寒色は負偏差を示す。縦軸は気圧[hPa]、横軸は緯度。(Nakamura et al. [2009]より引用)

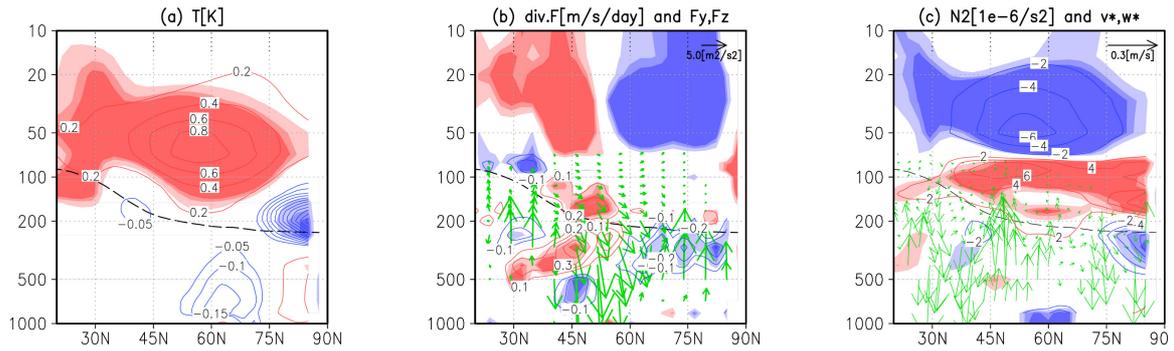


図2:CCSR/NIES 化学気候モデルを使った成層圏オゾン増加感度実験の結果(実験詳細は Nakamura et al. [2009]を参照のこと)。6, 7, 8月の中緯度下部成層圏でオゾンを強制的に増加した時の(a)気温偏差、(b)EP-flux 偏差(矢印)とその発散、(c) 残差子午面循環偏差(矢印)大気安定度偏差の回復係数。陰影は色の薄い方から統計的有意水準がそれぞれ 90,95,99%を超える領域を示し、暖色は正偏差、寒色は負偏差を示す。縦軸は気圧[hPa]、横軸は緯度。(Nakamura et al. [2009]より引用)

度強化による対流圏上部波活動の変化を主因として提示したが、明確な証拠は示されていない。本研究は、N09 で示唆されたメカニズムを確かめる事を目的とし、線形モデルを用いた数値実験を行った。

2. 線形傾圧モデルとストームトラックモデル

前節でも述べたように、示唆されるメカニズムは成層圏オゾン偏差に伴う加熱による圏界面付近の大気安定度強化、またそれに付随する対流圏上部の波活動変化である。データ解析や通常の大循環モデルを用いた数値実験では、波動平均流相互作用を含んだ結果を見るため、波活動変化の原因と結果の区別が付き難い。Peng and Whitaker(1999)や Watanabe and Kimoto(2000)は、中緯度大気の海洋からの強制に対する定常応答とそれに伴う波活動変化を切り分けて見積もる為、線形傾圧モデルとストームトラックモデルを用いている。

線形傾圧モデル(LBM)は

$$L(X_{bs})X=F$$

で表される。LはLinear dynamical operator、 X_{bs} は力学場の平均状態、Fは強制項でXは強制に対する力学場の定常応答である。

ストームトラックモデル(STM)は

$$dX'/dt+L(X_{bs})X'=0$$

で表され、 X' は力学場の eddy 項である。

本研究では Watanabe(2005)の線形モデルを用い、以下のような手順で成層圏オゾン加熱に対する定常応答と波活動変化を見積もった。

$$(L1 \text{ run}) Q \rightarrow \mathbf{LBM} \rightarrow X_1$$

$$(S0 \text{ run}) X \rightarrow \mathbf{STM} \rightarrow X'$$

$$(S1 \text{ run}) X + X_1 \rightarrow \mathbf{STM} \rightarrow X_1'$$

$$(L2 \text{ run}) F(X_1') - F(X') \rightarrow \mathbf{LBM} \rightarrow X_2$$

Q: heat forcing due to ozone

X: mean state X' : mean state eddy

X_1 : heating-induced anomalous state

X_1' : anomalous flow-induced anomalous eddy

X_2 : eddy-driven anomalous state

モデル解像度は T42L34 で、平均場はCCSR/NIES 化学気候モデル(Akiyoshi et al., 2005)の2000年タイムスライス実験出力20年分の夏季(6,7,8月)の気候値から東西非一様成分を除いたものを用いた。この実験設定は東西非一様成分除去を除けばN09のオゾン増加感度実験におけるそれと同様であり、モデル特性の違いに起因する結果の相違を極力少なくすることができる。STMはそれぞれ15日間の積分を110 ensemble 行った。次節以降で示されるSTM出力の解析結果は15日目、110メンバーのensemble meanの結果である。

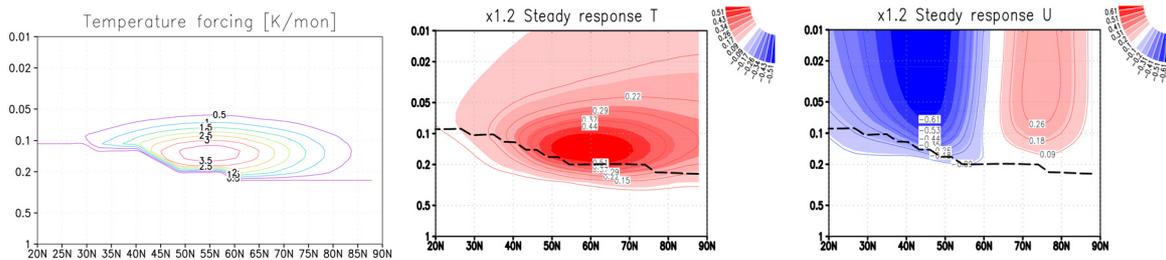


図3:(左)L1 run 入力に用いた温度強制。(中)L1 run の定常応答気温偏差。単位[K]。(右)L1 run の定常応答東西風偏差。単位[m/s]。破線は平均場の圏界面高度を示す。縦軸は σ レベル、横軸は緯度。

3. 結果と考察

はじめに LBM への入力として、夏季の下部成層圏オゾン偏差に伴う加熱を想定した温度強制(図3左)を与えた結果(L1 run)を示す。定常応答は圏界面直上での高温偏差(図3中)とその温度風関係に対応する東西風偏差(図3右)が成層圏に現れ、対流圏に応答はほぼ見られない。これらの結果は直感的にもよく整合している。ただしこの時与えた温度強制は現実の下部成層圏オゾン変動から推定される加熱よりも非常に大きく、またその分布も現実のオゾン変動に起因する加熱偏差分布とは異なっており、あくまでも理想化した条件下での設定であることに注意する必要がある。

次に気候値を平均場とした STM run(S0 run)出力の EP-flux とその発散場を示す(図4左)。対流圏下部からの上向き flux が中緯度(北緯 50 度付近)対流圏上部で赤道方向と極方向へ分かれ、高緯度(北緯 70 度付近)での収束が強い。この様子は現実大気の夏季の synoptic scale eddy の振る舞いに一致している

(図無し)。次に L1 run の LBM 出力を平均場に加えた STM run(S1 run)の EP-flux とその発散を計算した。S0 run からの偏差(図4右)を見ると、北緯 70 度付近で対流圏下部から中層の上向き flux の強化と圏界面直下での下向き flux 偏差により、対流圏上部での EP-flux 収束が強まっていることがわかる。EP-flux の鉛直成分は eddy による南北熱輸送 flux と等価である。背景場の傾圧性の違い(図5左)を見ると、傾圧性が圏界面付近で弱まっていることから、圏界面付近の下向き flux 偏差は、eddy の発達率が弱い事に起因することがわかる。北緯 65 度での eddy の時間発展(図5右)を見ると 0.2 σ レベルを中心に eddy 発達率の弱化が見られる。一方、対流圏中層では 5 日目あたりまではわずかに eddy の弱化が見られるが、6 日目以降強化傾向に転じている。またこの強化傾向は 0.4 σ 付近を中心に下方伝播している様子が見られる。この理由はここではよくわからないが、eddy の上下結合によるものと考えられる。

S0, S1 run それぞれ 15 日目の出力から得ら

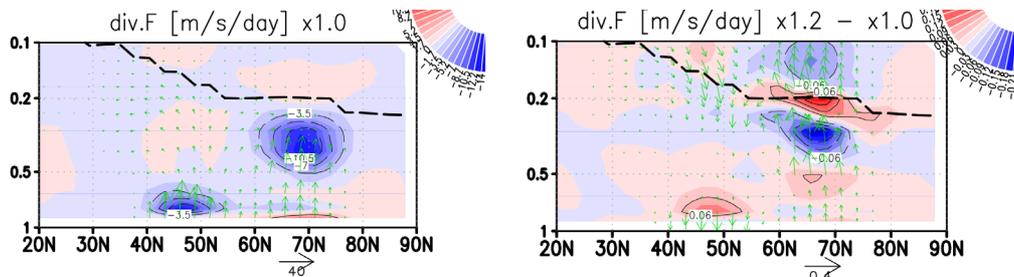


図4:(左) 夏季気候値を平均場に用いた STM run(S0 run)出力 15 日目の EP-FLUX とその発散。単位、FLUX[m²/s²]、発散[m/s/day]。(右)左に同じだが、気候値に LBM run 出力場を加算した平均場を用いた STM(S1 run)出力解析結果の S0 からの偏差。縦軸は σ レベル、横軸は緯度。

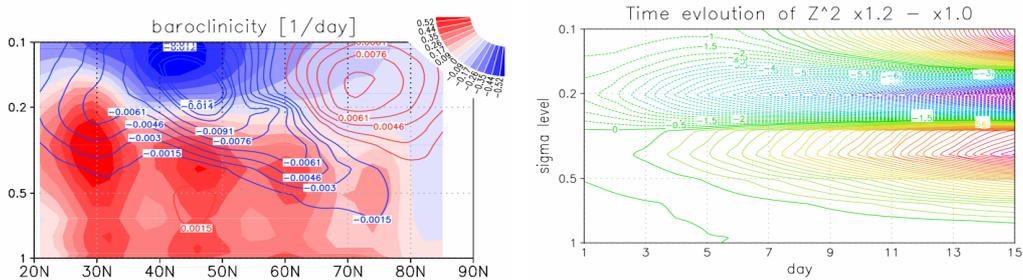


図5:(左)Lindzen and Farrell(1980)の傾圧性。単位[1/day]。陰影はS0 runの平均場で計算したもの。等値線はS1 runのS0 runからの偏差。縦軸は σ レベル、横軸は緯度。(右)北緯65度における eddy 高度場分散の時間高度断面。値はS1 runのS0 runからの偏差。単位[m²]。縦軸は σ レベル、横軸は時間[day]。

れた eddy heat flux 収束(図6左)と eddy vorticity flux 収束(図6右)の差を入力として再び LBM run(L2 run)を行った。対流圏中層の気温応答(図7左)は北緯60度付近で低温偏差、75度付近で高温偏差となりその分布はオゾン増加感度実験の結果(図2左)に似ていると言えなくも無い。東西風の応答(図7中)は北緯65度付近で東風偏差、80度付近で西風偏差であり、成層圏の一次応答偏差(図3右)を少し極へシフトさせた形で対流圏まで拡張しているようにも見える。しかし、これらの二次応答偏差は非常に弱く、L1 runとL2 runの応答偏差を重ね合わせてみれば(図7右)、対流圏応答の弱さは一目瞭然である。先に述べたようにL2 runに用いた eddy forcingはS0, S1 runの15日目の値であり、synoptic scale eddyが15日間継続的に発達することは現実的にはあり得ない事を考えれば、実際にこのようなメカニズムで説明できる応答の成分はさらに小さいと考えるのが妥当である。

4. 結論

本研究はN09で示唆された成層圏オゾン変動が対流圏循環に及ぼす影響のメカニズムを確かめるため、LBMとSTMを用いた実験を行った。その結果、成層圏オゾン加熱による圏界面付近の大気安定度・東西風分布の一次応答変化が、圏界面直下の波活動を変え、それに伴う eddy forcingによる2次応答を生じる事がわかった。この二次応答の分布は定性的にはN09で示された対流圏応答に似ていなくも無いが、考察でも述べたように定量性に関しては非常に弱い応答であると言わざるを得ない。オゾン増加感度実験の対流圏応答も再解析データの解析結果と比すれば弱い応答である。感度実験ではオゾンを強制的に気候値に固定しているが、CCSR/NIES化学気候モデルの ozone interactive runで再解析データと同様の解析を行った結果、対流圏の応答は強く現れた(図なし)。これらの結果は成層圏-対流圏相互作用のポジティブフィードバックが強く働いている事を示唆する。本研究では一次応答への強制を

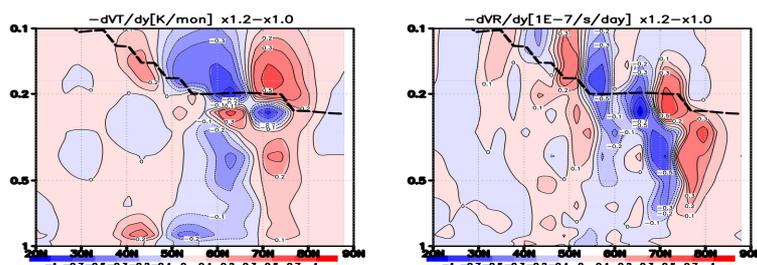


図6:(左)15日目の eddy heat flux 収束偏差でS1 runのS0からの偏差。単位は[K/mon]。(右)左に同じだが eddy vorticity flux 収束偏差。単位は[10⁻⁷/s/day]。縦軸は σ レベル、横軸は緯度。

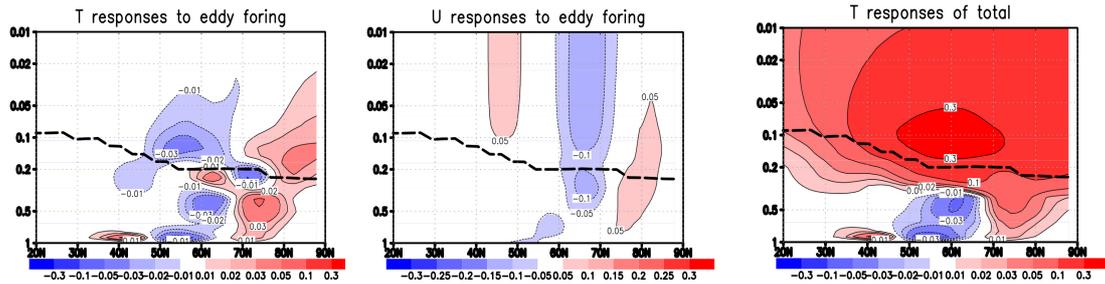


図7:(左)L2 run の定常応答気温偏差。単位は[K]。(中)L2 run の定常応答東西風偏差。単位は[m/s]。(右)左に同じだが、気候値にLBM run 出力場を加算した平均場を用いたSTM 出力解析結果の左図のものからの偏差。縦軸は σ レベル、横軸は緯度。

オゾン加熱のみで与えたが、対流圏からのフィードバックを考慮した強制を与えるほうがより現実に近い結果が得られるかもしれない。

謝辞

東大気候システム研究センターの渡部雅浩准教授には、LBM package 使用と研究方針において助言を頂いた。ここに感謝の意を表す。本研究の一部は環境省地球環境研究総合推進費 A-071「成層圏プロセスの長期変化の検出とオゾン層変動予測の不確実性評価に関する研究」の支援を受けて行われた。

参考文献

Akiyoshi, H., L. B. Zhou, Y. Yamashita, K. Sakamoto, M. Yoshiki, T. Nagashima, M. Takahashi, J. Kurokawa, M. Takigawa, and T. Imamura (2009), A CCM simulation of the breakup of the Antarctic polar vortex in the years 1980–2004 under the CCMVal scenarios, *J. Geophys. Res.*, 114, D03103, doi:10.1029/2007JD009261.

Fioletov, V. E., and T. G. Shepherd (2005), Summertime total ozone variations over middle and polar latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04807, doi:10.1029/2004GL

022080.

Kuroda, Y., K. Yamazaki, and K. Shibata (2008), Role of ozone in the solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 113, D14122, doi:10.1029/2007JD009336.

Nakamura, T., H. Akiyoshi, and Y. Yamashita (2009), Influence of lower stratospheric ozone variation on tropospheric temperature and mean meridional circulation in the Northern Hemisphere summer *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14701, doi:10.1029/2009GL038563

Tegtmeier, S., V. E. Fioletov, and T. G. Shepherd (2008), Seasonal persistence of northern low- and middle-latitude anomalies of ozone and other trace gases in the upper stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 113, D21308, doi:10.1029/2008JD009860.

Watanabe, M. (2005), Linear Baroclinic Model (LBM) Package User's Guide, http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~hiro/sub/lbm_4.html

Watanabe, M., and M. Kimoto (2000), Atmosphere–ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 126, 3343–3369