

全球3次元対流圏化学・輸送モデルの開発

豊田賢二郎*・村松久史

*京都大学大学院理学研究科

要 旨

我々は現在、対流圏オゾンとその前駆気体の全球的収支を解明するために、全球3次元対流圏化学・輸送モデル(3-D CTM)の開発を進めている。本報告では、3-D CTM に組み込む予定にしている客観解析全球データの風速場を用いた3次元セミ・ラグランジュ法輸送モデルの概略および開発進捗状況について述べる。さらに、この輸送モデルを用いた対流圏オゾン分布・変動のシミュレーション結果についても言及する。

キーワード：対流圏オゾン，物質輸送，対流圏大気化学，客観解析データ

1. はじめに

IPCC(1995)の報告によれば、1850年から1990年までの微量気体濃度の変動にともなう放射強制力として、対流圏オゾン濃度の増加の影響が二酸化炭素とメタン濃度増加の影響に次いで重要であるとされている。

対流圏オゾンの収支については、成層圏からの流入量と対流圏での光化学生成量とが対流圏での光化学消滅量と地表面での乾性沈着量とにバランスしているはずであるが、それぞれの寄与率の定量については未だに不明な点が多い。特に、オゾン光化学生成を引き起こす前駆物質(NO_xや炭化水素)が時間・空間的にきわめて不均一に発生し、その上、大気中の寿命が数日以下であるために対流圏での分布の実態が把握しにくいことが問題であると思われる。したがって対流圏オゾン収支を解明するには、

- 室内実験に基づくオゾン光化学過程の同定と定量化
- フィールドでの観測に基づくNO_xと炭化水素などオゾン生成前駆物質の発生量の全球的分布の推定
- オゾンおよびその関連物質(前駆物質)の大気中での動態観測

- 数値シミュレーションによるオゾンとその関連物質の濃度変動・収支計算

などが有機的に機能し合わねばならない。しかし、我が国では数値シミュレーションによる研究が立ち遅れている。

本報告では、我々が現在開発中の全球3次元対流圏化学-輸送モデルの概要と開発状況と問題点、およびモデルによって計算されたオゾン分布・変動の特徴について言及する。なお、このモデルの開発目的は、対流圏オゾンとその前駆物質の濃度変動にみられる総観規模(技術的に可能ならばメソスケールも含める)以上の現象の要因解明とそのオゾン収支への意味合いを考察することである。

2. モデル概要

未だに開発中の段階ではあるが、我々の3次元大気化学-輸送モデルの概要(予定も含む)は以下の通りである。

考慮するすべての化学物質について混合比の時間発展を連続式により計算する。

$$\frac{dC_i}{dt} = (S - D_{dry} - D_{wet} + E) / \rho_0$$

ただし、 C_i は物質 i の混合比、 S は光化学正味生成(生成-消滅)項、 D_{dry} は乾性沈着項、 D_{wet} は湿性沈

着項, E は発生項, ρ_0 は大気数密度である。

モデルグリッドは、輸送過程の計算に用いる ECMWF データのグリッドをそのまま用いた。用いた ECMWF データは 14 気圧面 (1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa), 水平方向の解像度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 00UTC・12UTC の 1 日 2 回のデータセットである。時間積分は輸送過程については 1 ステップ 12 時間, 光化学過程については 1 ステップ 30 分とする予定である。客観解析全球データ (ECMWF/TOGA LEVEL 3A data set) の風速場において, XYZ の 3 次元方向ともセミ・ラグランジュ法を用いて輸送過程を表現する。バックトラジェクトリの計算は 30 分毎に時間的・空間的に線形内挿した風速場を用いて行う (Taguchi, 1993)。

化学種としては, $O_x(= O(^3P), O(^1D), O_3)$, $HO_x(= OH, HO_2, H_2O_2)$, $NO_y(= NO, NO_2, NO_3, N_2O_5, HNO_3, HNO_4)$, $CH_xO_y(= CO, CH_4, CH_3, CH_3O_2, CH_3O, HCO, HCHO, CH_3OOH)$ を最低限モデルに含める。海洋性大気中のオゾン破壊に寄与する臭素 (Br), ヨウ素 (I) についても順次考慮していく (豊田と村松, 1996)。ac-tinic flux についてはオゾンによる吸収と空気分子による散乱の影響とを考慮し, two-stream 近似での計算を行う。成層圏のオゾンと気温のプロファイルは, SAGE, SAGE-II, UARS などの衛星データおよび CIRA モデル (Fleming et al., 1990; Keating et al., 1990) を参照して作成する。

乾性沈着率は沈着速度, 地上風速, 混合層の厚さの関数として表現する (Levy et al., 1985)。

$$D_{dry} = \frac{V_d}{\Delta z} \frac{C_i}{1 + V_d(C_D U)^{-1}}$$

ただし, V_d は乾性沈着速度, Δz は大気混合層の厚さ, U は地上風速, C_D はドラッグ係数 ($=0.002$) である。バルク・リチャードソン数

$$R_i = \frac{g \cdot \delta\theta(z)/T(z)}{v(z)^2/z}$$

の値が 0.25 よりも小さくなるグリッド以下は大気混合層とみなし, 対流による上下混合の結果, 1 タイムステップ中に物質の混合比が一樣になると過程する (Taguchi, 1996)。ただし, g は重力加速度, z は高度, $\delta\theta(z)$ は地表面から高度 z までの温位増加量, $T(z)$, $v(z)$ はそれぞれ高度 z における気温と風速である。

オゾン生成前駆物質の発生分布については Global Emissions Inventory Activity (GEIA) などのデータベース (e.g., Benkovitz et al., 1996) を使用する。

3. 全球 3 次元対流圏オゾン輸送モデル (Ver.0)

3.1 モデル設定

Ver.0 モデルとしてオゾン輸送モデルを製作し, モデルランを行った。モデル上端を 50hPa 面高度とし,

そこでのオゾン混合比は全球一様に 1 ppmv に年間を通じて固定した。また, 光化学生成・消滅項は考慮せず, 乾性沈着項のみを導入した。ただし, 乾性沈着速度は陸面 (雪水面も含む) では 0.6 cm/s , 海面では 0.05 cm/s とした。全球一様に 1000 ~ 100 hPa 面で 30 ppbv, 70 hPa ~ 50 hPa 面で 1 ppmv を初期値として, 1989 年 1 月 1 日 00Z より 1990 年 12 月 31 日 12Z まで 2 年間の数値積分を行った。3.3 節で考察の対象としたのは, 2 年目 (1990 年 1 月 1 日 00Z ~ 12 月 31 日 12Z) の計算結果である。

3.2 問題点と対策

現在のところ, モデル開発は成層圏-対流圏間の物質交換過程の表現の問題で困難に直面している。成層圏から対流圏へ過剰にオゾンが輸送されて, 非現実的に大きい値の混合比が計算されている (Fig.1 上段, Fig.3, Fig.4, Fig.5 参照)。

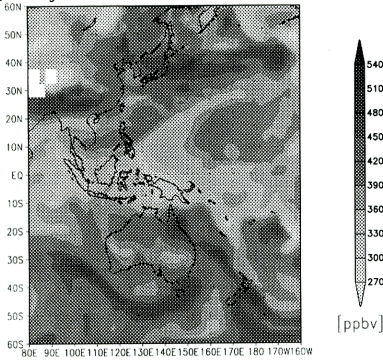
これは, ECMWF の鉛直風データのバイアスと圏界面付近のグリッドの粗さなどより, 等温位面を横切る輸送が過剰に表現されているためとみられる。前者については客観解析データ作成の際に GCM のオリジナルの鉛直グリッドから気圧座標のグリッドへと変数の値が座標変換される際に生じるのではないかと思われる。実際, この操作のために ECMWF データの風速値は連続式を満たさなくなっている (Trenberth, 1991)。何らかの評価方法を用いてデータのバイアスを除去することが可能かどうか今後検討したい。また, 後者についてはセミ・ラグランジュ法に用いる混合比の内挿方法を工夫することで過剰な数値拡散を回避できる可能性もあるので (e.g., Williamson and Rasch, 1989), こちらに関しては今後改善する見込みがかなりありそうである。

3.3 計算されたオゾン分布・変動の特徴

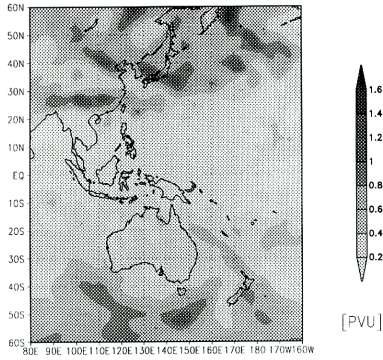
オゾン混合比の絶対値は現実から大きくかけ離れたものの, 時間変動や空間分布パターンについては, 観測データに対して示唆を与えうるものも見られるので言及しておく。

Fig.1 に示したのは時刻 1990 年 1 月 1 日 00Z における 500hPa 面高度でのオゾン混合比 (モデル計算結果) とポテンシャル渦度 (ECMWF), 放射輝度温度 (GMS/TBB) 分布の比較である。オゾン混合比分布は, 中緯度域ではポテンシャル渦度と, 低・中緯度域では放射輝度温度の分布との対応がみられる。これは, 対流圏オゾンの分布と変動が, 低気圧活動による成層圏または上部対流圏からの高濃度オゾンの流入と積雲対流による対流圏下部から上層への低濃度オゾン輸送の影響を強く被っていることを示唆しており, 実際, 様々なオゾン観測によっても裏付けられている (e.g., Weller et al., 1996)。また, モデルでは亜熱帯高気圧域の下降流に伴う比較的大規模なオゾンの下方輸送も見られる (Fig.1 参照)。

O₃ Mixing Ratio : 500hPa 00Z 01 JAN 1990



PV : 500 hPa 00Z 01 JAN 1990



Tbb [K] : 00Z 01 JAN 1990

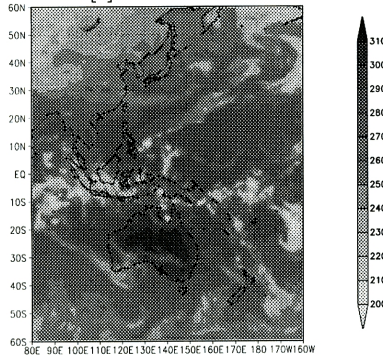


Fig. 1 Simulated distributions of ozone mixing ratio on 500 hPa surface (upper panel), potential vorticity map on 500 hPa surface calculated from ECMWF data (middle panel) and and brightness temperature distributions from GMS/TBB data (lower panel) at 00Z 1 January 1990 for the area of 80°E ~ 160°W, 60°S ~ 60°N.

O₃ anomalies from zonal mean 30°N 12Z 15MAR 1990

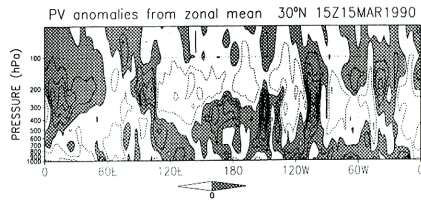
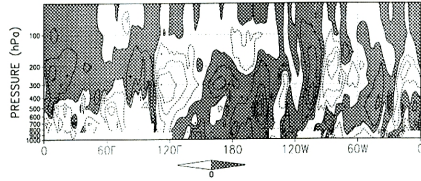


Fig. 2 Longitude-height sections of normalized anomalies from respective zonal mean values for simulated ozone mixing ratio (upper panel) and calculated potential vorticity (lower panel) along 30°N latitude at 12Z 15 March 1990. Positive anomalies are shaded. Normalization by zonal mean values is carried out in order to visualize the variations of relatively small values in the lower troposphere.

対流圏での大気(オゾン)輸送過程は主に上記メカニズムの複合によって規定されていると考えられる。Fig.2 にオゾン濃度とポテンシャル渦度の帯状平均値からの「ずれ」の緯度 30°N における経度-高度断面を示す。下部成層圏から上部対流圏(100 ~ 500 hPa)にかけては両者はかなりよく対応しているが、それ以下の高度では必ずしも対応がよくない。下部対流圏ではオゾン濃度変動に対する低気圧活動の直接的影響が薄れることのあるわけではないと推察される。

Fig.3 に示したのは、中・高緯度域における対流圏オゾン混合比帯状平均値の季節変化である。南北両半球とも冬季から春季にかけて極大値、夏季から秋季にかけて極小値となる傾向がみられる。さらに季節変化の振幅は北半球の方が南半球よりも若干大きい。モデル上端(50 hPa)での成層圏オゾン濃度を全球一様でかつ年間を通じて一定値としたことに注意せねばならないが、対流圏オゾンのこの季節変化パターンは実際に観測されるパターンと大きくは矛盾していない(cf. Logan, 1985; Oltmans and Levy, 1994)。北半球中緯度で観測される対流圏オゾン濃度季節変化の夏季極大(summer maximum)の傾向は、先進工業国で大量に排出されているNO_xによるオゾン光化学生成が原因と考えられている(Logan, 1985; Volz and Kley, 1988)。したがって、光化学過程を全

く考慮していない今回の数値シミュレーションにおける大気輸送過程の季節変化が、現実大気における季節変化と大きく矛盾することを意味するものではないと考えられる。

以上のように今回のシミュレーション結果は、定量的には深刻な問題が残されているものの、定性的には現実大気中の対流圏オゾンの変動要因をかなりよく再現していると判断される。これら輸送過程の諸々の特徴については、今後モデルを改良して現実的なオゾン濃度が計算された際に詳細な解析を加える予定である。

本モデルの検証には World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre (WOUDC) から入手可能なオゾンゾンデデータや地上オゾンデータ、さらには様々なプロジェクトの航空機観測データなどを使用する予定だが、今回はとりえず NOAA/CMDL から入手した Barbados(13°N, 59°W) の地上オゾンデータ (Oltmans and Levy, 1994) との比較を行ってみた (Fig.4参照)。オゾン濃度の季節変動についてはモデル計算結果の方が観測値よりも大きい。これは、冬～春季の中緯度における成層圏から対流圏へのオゾン「過剰」輸送を反映しているのかもしれない (3.2節参照)。しかし量的問題はさておき両者の季節変化パターンは酷似している。

また、モデル・観測の両者ともに 5～15日スケールの時間変動がみられる。Oltmans and Levy (1994) が述べているようにこの変動は、低気圧に伴う北米大陸上空の中・上部対流圏からの大気輸送と高気圧に伴う大西洋赤道域の下部対流圏からの大気輸送とが交互に起こっていることの反映と思われる。ただし両者の時間変動の上下は必ずしも一致しておらず、変動の上下がシミュレーションと観測とで完全に逆位相になっている場合もしばしばみられる。これは、計算されたオゾン混合比予午面分布の形態はよく再現されているものの (Fig.5 参照; cf. Weller et al., 1996)、乾性沈着によるオゾン破壊効果によりオゾン濃度の海陸分布については陸域の方が極端に低くなったことが原因と思われる (Fig.6～9 参照)。もし光化学過程の効果を考慮すれば、NO_x濃度が高い陸域での正味光化学生成および NO_x濃度が低い海域での正味光化学消滅の結果 (Fishman et al., 1979; Liu et al, 1987; Ayers et al., 1992)、このオゾン濃度の海陸分布パターンはかなり変化して、場合によっては濃度の大小関係が逆転するはずである。この点に関しては、今後モデルに光化学過程を導入した際に再度検討を加える予定である。

船舶や航空機を用いた観測によって、対流圏オゾンの全球的分布を把握しようとする試みが過去と現在を通じて数多くみられるが (e.g., Tsutsumi et al., 1996; Weller et al., 1996)、そのような観測結果を解釈する際に注意すべきことは、得られたデータセットが局所的なスナップショットの集合に過ぎないと

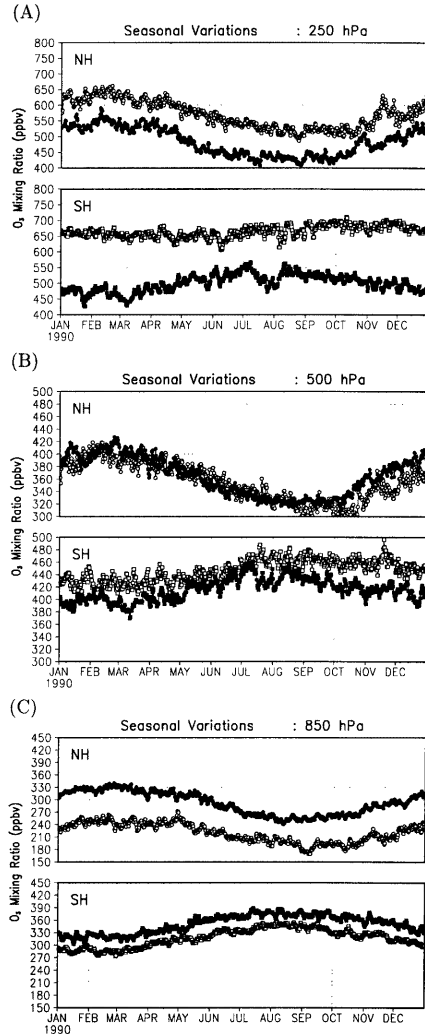


Fig. 3 Simulated seasonal variations in zonal mean mixing ratios of ozone on (A) 250 hPa surface, (B) 500 hPa surface, and (C) 850 hPa surface. open circle : 60°N, closed circle : 30°N, open square : 60°S, closed square : 30°S .

いうことである。局所的スナップショットを現実大気中での時間・空間の4次元方向の変動・分布に拡張して解釈するための手段として、バックトラジェクトリ計算を行ったり、ポテンシャル渦度のような力学的トレーサーを気象データから計算するなどの方法

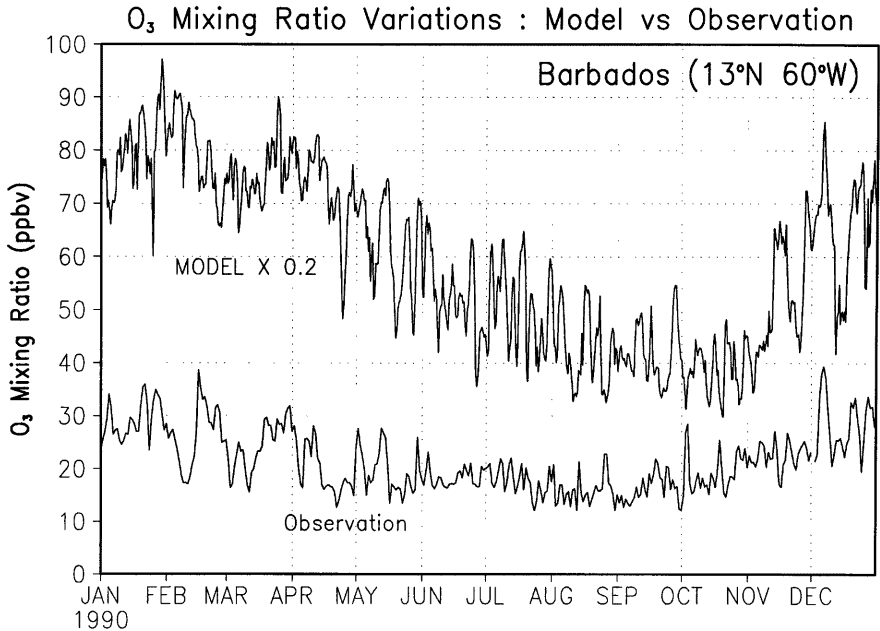


Fig. 4 Comparison of surface ozone variations observed at Barbados (Oltmans and Levy, 1994) with variations in simulated ozone mixing ratio at the adjacent grid point of 60°W longitude, 12.5°N latitude, 850hPa pressure level. Units in ppbv. Note the simulated values are multiplied by 0.2.

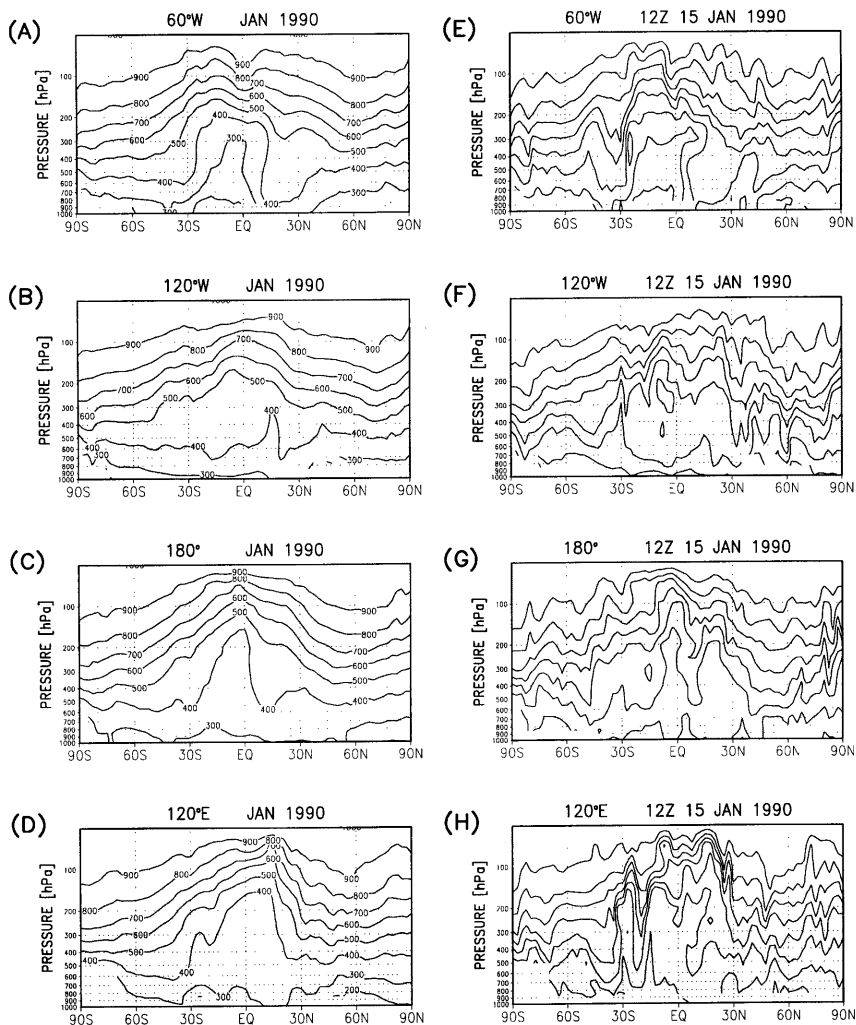
が(少なくとも日本の研究グループでは)現在でも多用されている。しかし、対流圏オゾンの変動と収支においては光化学過程の影響が大きいため、3-D CTMを用いて光化学過程の履歴も同時に計算して観測結果の解釈を行うのが望ましい。そしてまた、3次元モデルは観測地点の局所の特徴を反映した計算を行うことができるので、空間方向に1次元や2次元の広がりしか持たない低次元モデルよりも遥かに強力な手段となりうる。

その実例として、モデル計算されたオゾン混合比分布の緯度-高度断面の月平均場とスナップショットについて、それぞれ4つの異なる経度帯(60°W, 120°W, 180°, 120°E)での分布形態の比較を行ってみた(Fig.5参照)。月平均場(A)~(D)からも明らかなように、子午面分布の形態は各経度帯で大きく異なる。赤道収束帯(ITCZ)における積雲対流の活動度、中緯度域における低気圧活動度、および亜熱帯高気圧の規模と強度など、大気輸送過程に影響を及ぼす気象学的状況が各経度帯で大きく異なっていることを反映している。一方スナップショットでは、月平均場で見えなかった細かいスケールの特徴が卓越しているが、これは総観規模およびメソスケールの気象現象の日々の変動を反映したものである。しかし面白いこ

とに、緯度-高度断面の各経度帯ごとの大雑把な形態的特徴は、月平均場でもスナップショットでも大きく異なることはない。全球的な子午面分布に関しては、一回だけのフライトや航海による観測で得られた大気組成分布のプロファイルでも、観測領域付近のプロファイルの代表性をそれなりに有しているのかも知れない。

オゾン混合比分布の局所あるいは地理的特徴は、水平分布の図でもはっきりと確認できる(Fig.6~9参照)。モデル計算されたオゾン混合比の全球的水平分布を250hPa面、500hPa面、850hPa面の各高度について1月(Fig.6)・4月(Fig.7)・7月(Fig.8)・10月(Fig.9)の月平均場として示したが、季節変化をとらぬ地理的特徴として、ITCZとSPCZにおける積雲対流活動の活発域の移動と変遷、北半球夏季(7月)のインドモンスーンに伴う積雲対流活動の活発化、アリューシャン付近の低気圧活動の北半球冬季(1月)から春季(4月)にかけての活発化などが読みとれる。

オゾン混合比の空間分布決定において重要な役割を果たす大気輸送過程が、高度によって異なることも水平分布の図(Fig.6~9)から示唆される。すなわち、中・高緯度の低気圧活動によると思われるオゾン



unit : ppbv

Fig. 5 Latitude-height sections of simulated ozone mixing ratios in ppbv. Monthly averages for January 1990 along (A) 60°W, (B) 120°W, (C) 180°, and (D) 120°E. Snapshots at 12Z 15 January 1990 along (E) 60°W, (F) 120°W, (G) 180°, and (H) 120°E.

の下方輸送は上部対流圏 (250hPa・500hPa 面), 亜熱帯高気圧によると思われるオゾン の下方輸送は下部対流圏 (850hPa 面) で顕著になることが読みとれる。さらに赤道域の積雲対流活動によって対流圏下層から上層へと輸送された気塊の周辺領域への発散は, 対流圏中部 (500hPa 面) よりも上部 (250hPa 面)

の方が広域にわたったものとなっている。これは, 主に上部対流圏において気塊をデトレインする傾向にある熱帯域の積雲対流活動の特性 (Yanai et al., 1973) と, 対流圏上部での風速が一般的には対流圏中部よりも大きいという傾向とによって引き起こされたものと考えられる。

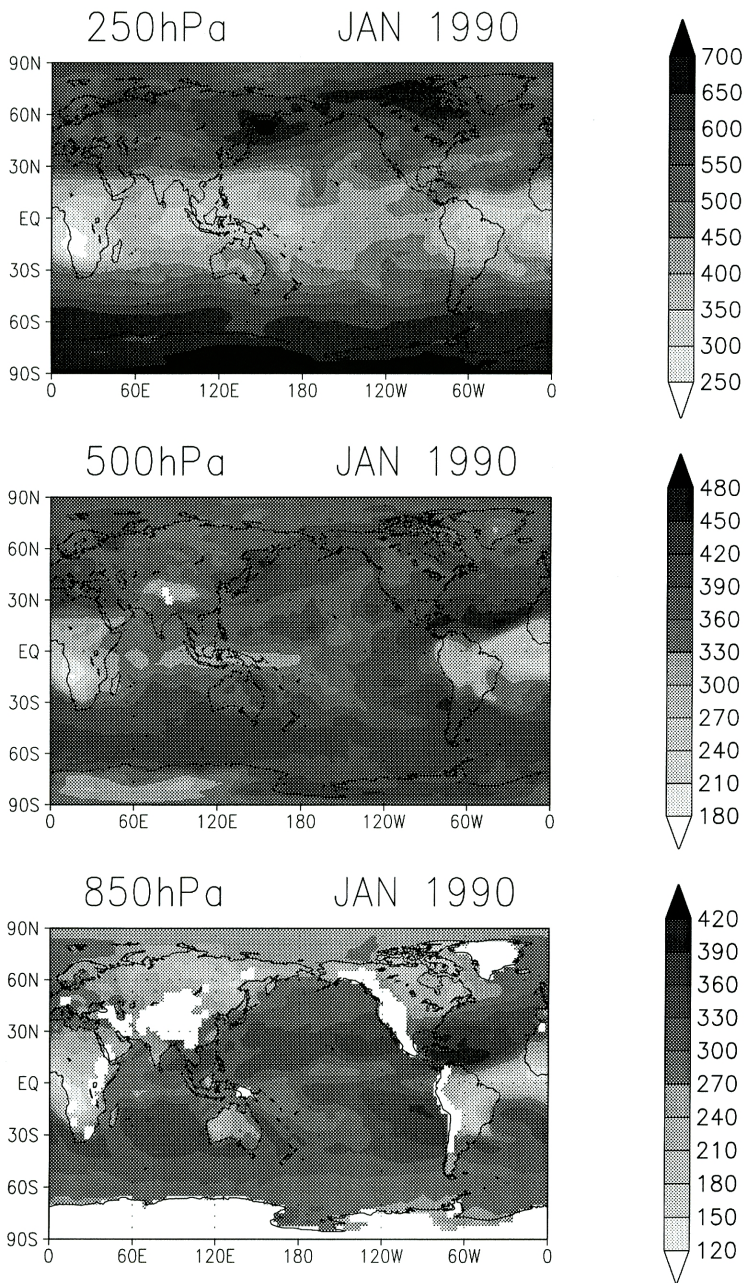
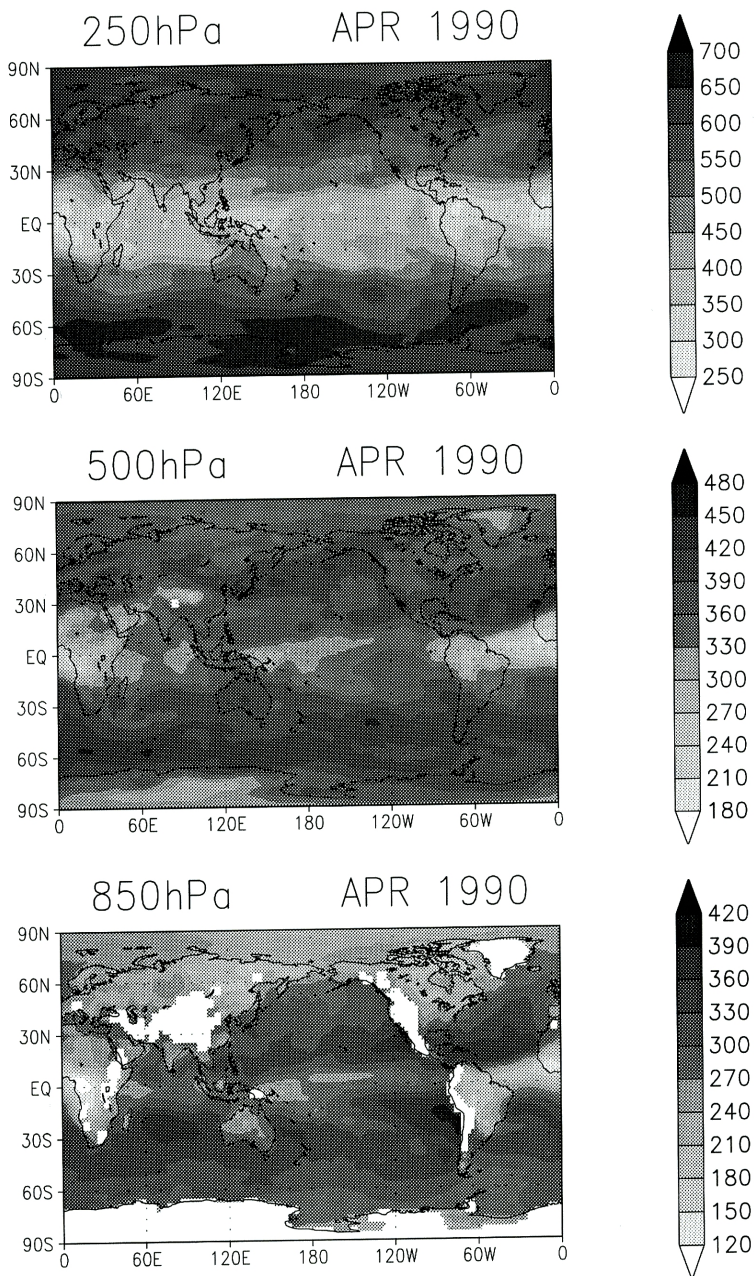
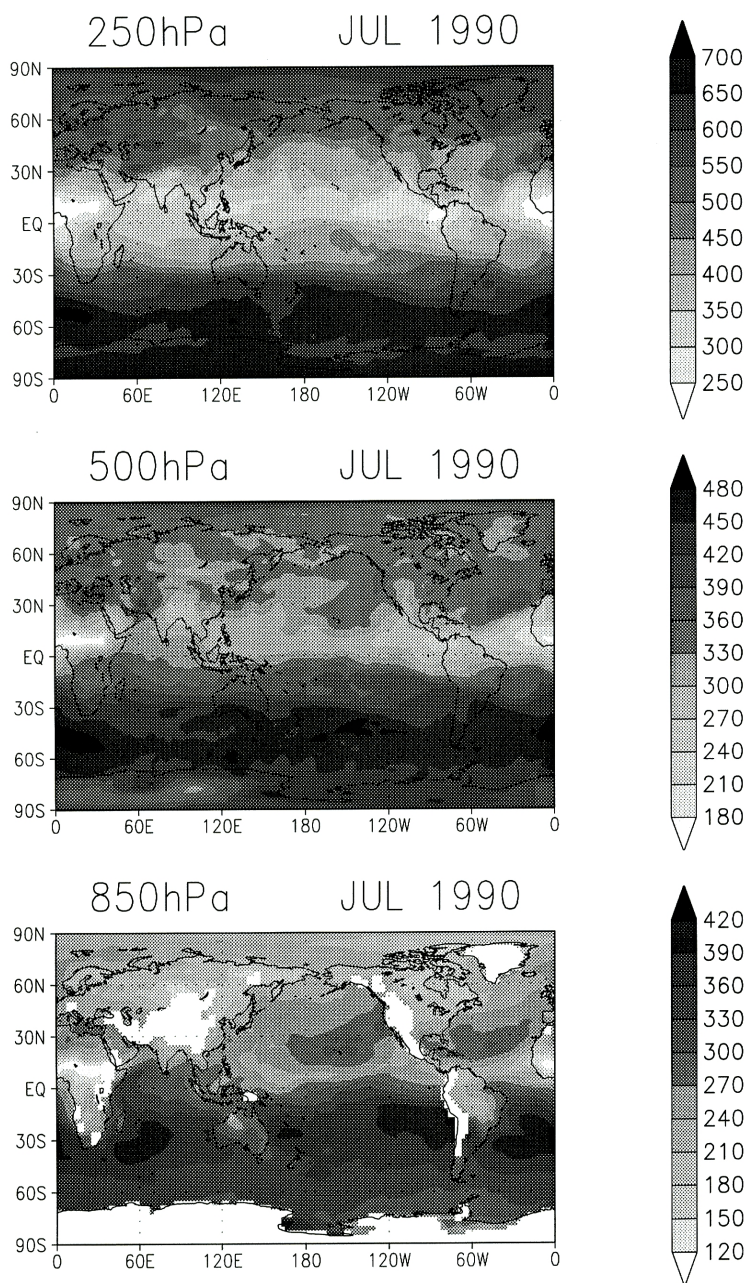


Fig. 6 Monthly averages of simulated ozone mixing ratios in ppbv for January 1990; on 250hPa surface (upper panel), 500hPa surface (middle panel), and 850hPa surface (lower panel).



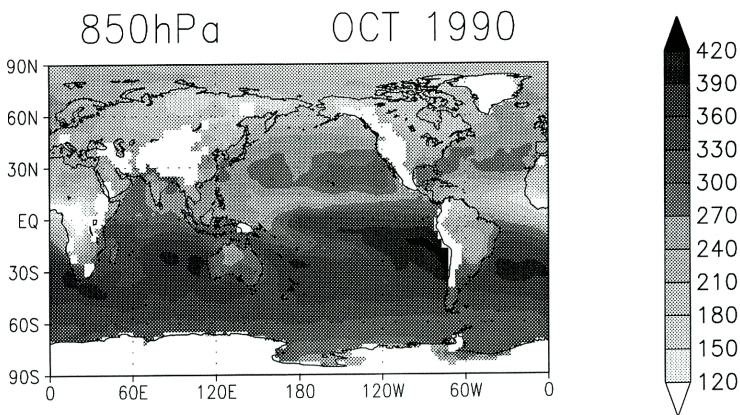
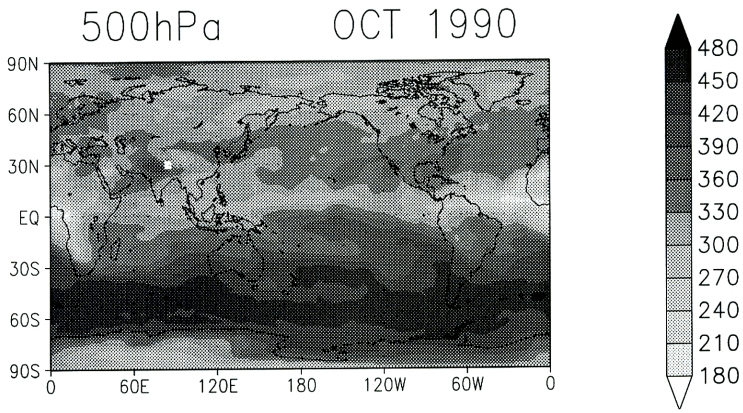
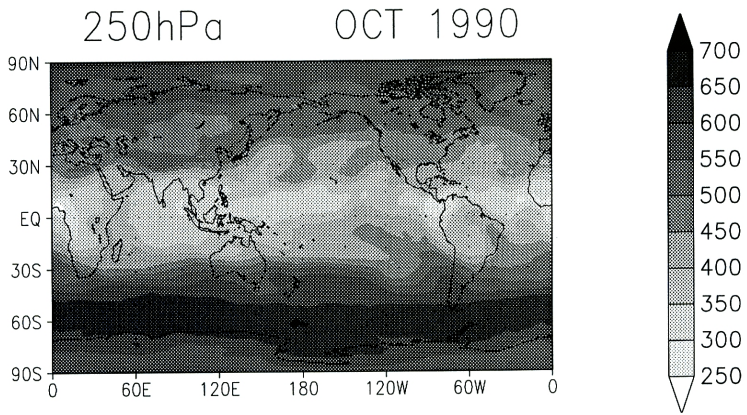
unit : ppbv

Fig. 7 Same as Fig.3, but for April 1990.



unit : ppbv

Fig. 8 Same as Fig.3, but for July 1990.



unit : ppbv

Fig. 9 Same as Fig.3, but for October 1990.

4. 今後の展望

大気組成研究分野における近年の技術的進歩により、時間解像度の高い大気微量成分の測定データが連続的に得られるようになってきた。さらに、測器を航空機や船舶に搭載することによって、大規模なスケールの空間分布が高解像度で把握できるようにもなった。高解像度データや広域的データは、3次元化学-輸送モデル(3-D CTM)との比較考察により大気微量成分の輸送過程と光化学過程に対して様々な示唆を与えるので、極めて有用である。非常にコストの高い作業ではあるが、精神的な観測によりこのようなデータセットを更に充実させることが望まれる。

本報告で述べたような全球3次元モデルの場合、バックグラウンド大気中における長期間の連続観測データや、比較的大規模なスケールの空間分布の把握ができる航空機あるいは船舶を用いた観測データとの比較によって、大気微量成分の収支とその変動要因に対し非常に多くの示唆が得られるものと期待される。今後、現バージョンのモデルの輸送過程表現に技術的改良を加えつつ対流圏光化学過程を導入して、対流圏オゾン収支問題の様々な側面を解明していきたいと考えている。

謝 辞

京都大学防災研究所大気災害研究部門災害気候分野と京都大学大学院理学研究科物理気候学講座の皆様には数多くの議論と助言をいただいたことを深く感謝いたします。本研究の数値シミュレーションは京都大学電波科学計算機実験装置(KDK)を用いて行われました。数値シミュレーションの風速場にはECMWF客観解析データを使用しました。Barbadosの地上オゾンデータはNOAA/CMDL(<http://www.cmdl.noaa.gov/>)より入手しました。図の作成にはGrid Analysis and Display System(GrADS)を使用しました。関係各位に深く感謝いたします。

参考文献

豊田 賢二郎、村松 久史(1996)：海洋性大気中でのオゾン消滅メカニズムについての考察、第7回大気化学シンポジウム 研究集会講演集、名古屋大学太陽地球環境研究所、113-117。
Ayers, G.P., Penkett, S.A., Gillett, R.W., Bandy, B., Galbally, I.E., Meyer, C.P., Elsworth, C.M., Bentley, S.T. and Forgan, B.W. (1992) : Evidence for photochemical control of ozone concentrations in unpolluted marine air, *Nature*, **360**, 446-449.
Benkovitz, C.M., Scholtz, M.T., Pacyna, J., Tarason, L., Dignon, J., Voldner, E.C., Spiro, P.A.,

Logan, J.A. and Graedel, T.E. (1996) : Global gridded inventories of anthropogenic emissions of sulfur and nitrogen, *J. Geophys. Res.*, **101D**, 29,239-29,253.
Fishman, J., Solomon, S. and Crutzen P.J. (1979) : Observational and theoretical evidence in support of a significant in-situ photochemical source of tropospheric ozone, *Tellus*, **31**, 432-446.
Fleming, E.L., Chandra, S., Barnett J.J. and Corey M. (1990) : Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude, *Adv. Space Res.*, **10**, No.12, 11-59.
IPCC (1995) : *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, J.T. Houghton, B.A. Callander, E.F. Haites, N. Harris, and K. Maskell (eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
Keating, G.M., Pitts, M.C. and Young, D.F. (1990) : Ozone reference models for the middle atmosphere, *Adv. Space Res.*, **10**, No.12, 317-355.
Levy II, H., Mahlman, J.D., Moxim, W.J. and Liu S.C. (1985) : Tropospheric ozone: The role of transport, *J. Geophys. Res.*, **90D**, 3753-3772.
Liu, S.C., Trainer, M., Fehsenfeld, F.C., Parrish, D.D., Williams, E.J., Fahey, D.W., Hübler, G. and Murphy P.C. (1987) : Ozone production in the rural troposphere and the implications for regional and global ozone distributions, *J. Geophys. Res.*, **92D**, 4191-4207.
Logan, J.A. (1985) : Tropospheric ozone: Seasonal behavior, trends, and anthropogenic influence, *J. Geophys. Res.*, **90D**, 10,463-10,482.
Oltmans, S.J. and Levy II, H. (1994) : Surface ozone measurements from a global network, *Atmos. Environ.*, **28**, 9-24.
Taguchi, S. (1993) : Inter-hemispheric exchange in the troposphere by an atmospheric transport model based on observed winds, *J. Met. Soc. Japan*, **71**, 123-135.
Taguchi, S. (1996) : A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on analyzed winds: Model description and simulation results for TRANSCOM, *J. Geophys. Res.*, **101D**, 15,099-15,109.
Trenberth, K.E. (1991) : Climate diagnostics from global analysis: Conservation of mass in ECMWF analysis, *J. Clim.*, **4**, 707-722.
Tsutsumi, Y., Makino, Y. and Jensen, J. (1996) : Aircraft measurements of tropospheric ozone

- over the western Pacific Ocean, *Atmos. Environ.*, **30**, 1763-1772.
- Volz, A. and Kley, D. (1988) : Evaluation of the Montsouris series of ozone measurements made in the nineteenth century, *Nature*, **332**, 240-242.
- Weller, R., Lilischkis, R., Schrems, O., Neuber, R. and Wessel, S. (1996) : Vertical ozone distribution in the marine atmosphere over the central Atlantic Ocean (56°S–50°N), *J. Geophys. Res.*, **101D**, 1387-1399.
- Williamson, D.L. and Rasch, P.J. (1989) : Two-dimensional semi-Lagrangian transport with shape preserving interpolation, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 102-129.
- Yanai, M., Esbensen, S. and Chu, J.-H. (1973) : Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.

Development of a three-dimensional global tropospheric chemical transport model

Kenjiro TOYOTA* and Hisafumi MURAMATSU

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

To assess the global budget for tropospheric ozone and its precursors, we are currently developing a global three-dimensional chemical transport model (3-D CTM). In this report, the overview of three-dimensional semi-Lagrangian transport model to be embedded in the 3-D CTM are presented. Objectively analyzed winds are used which enables direct comparison between simulated and observed values of tracer concentrations. Some interesting characteristics of temporal and spatial variations found in ozone concentrations simulated by the transport model are also discussed.

Keywords tropospheric ozone, tracer transport, tropospheric chemistry, objectively analyzed meteorological data