

高分解能大気大循環モデルを用いた中高緯度 対流圏界領域における輸送・混合過程の研究

—2012年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

宮 崎 和 幸*

1. はじめに

この度は名誉ある山本・正野論文賞を授与頂き誠に光栄に存じます。いくらか恐縮な思いも感じておりますが、尚一層気を引き締めて研究に取り組んで行く所存でおります。受賞対象となりました Miyazaki *et al.* (2010a, b) では、中高緯度対流圏界面近傍における大気構造の維持・形成メカニズムと輸送・混合過程を、鉛直に高分解能な大気大循環モデル (General Circulation Model: GCM) と独自の子午面輸送解析手法を用いて調査しました。本研究に取り組むにあたり、当時、世界でも最高レベルの鉛直分解能を持つ全球大気大循環モデル (KANTO GCM, Watanabe *et al.* 2009) のデータを解析する機会を与えて頂いたことは大変に幸運なことであったと感じております。研究グループへお誘い頂き、対流圏界領域に着目したデータ解析を勧めて頂きました。東京大学の佐藤 薫教授には感謝の念に堪えません。対流圏界領域は対流圏と成層圏の境界に位置し、この領域における輸送・混合過程は物質や運動量の交換を制御し下層・中層大気の基本構造に重要な役割を果たすものと興味を持っていましたので、最先端のモデルデータを用いて新しい知見を得ることができればと意気込んで研究に取り組みました。

本研究を実施する以前には、大気組成の全球規模分布変動に関する研究に取り組んできました。大学院在

籍時に指導教官であった東北大学の岩崎俊樹教授とともに、大気輸送・混合過程に関する独自の診断手法を利用した研究に取り組み続けていたことも本研究に活かすことができました。今回の受賞は2編の論文に対するものではありませんが、これまでの研究の積み重ねとしても評価を頂いたのではないかと感じております。

本原稿では、以前の研究により得られていた知見と問題点、本研究で使用した診断手法とデータセットの特徴、本研究により得られた知見と今後の課題を記します。本原稿が今後の関連研究の発展に資するところがありましたら幸いです。

2. 研究の背景

本章では、対流圏および成層圏とその境界領域である対流圏界領域での大気大循環および混合過程について、これまでの研究から得られていた知見を紹介いたします。

2.1 大規模循環・混合

大気波動は運動量を輸送し、大気大循環の形態に影響します。対流圏では総観規模波動が極向きの循環を、成層圏では惑星規模波動が極向きの循環を、中間圏では重力波が夏半球から冬半球に向かう循環を駆動し、熱や物質を運び、大気構造に重要な影響を及ぼします (例えば、Plumb 2002)。大気大循環により駆動される平均移流効果に加え、成層圏サーフゾーンと呼ばれる領域 (McIntyre and Palmer 1984) と亜熱帯から中緯度の対流圏界面付近では、大規模な混合過程が物質や熱の分布を決定する上での重要な役割を果たします。これら大規模な運動に関する知見を基に下層・中層大気的基本的な構造が理解されてきましたが、

* 独立行政法人海洋研究開発機構。
kmiyazaki@jamstec.go.jp

—2013年6月12日受領—
—2013年8月6日受理—

中高緯度の対流圏界面近傍に存在する微細な大気構造の維持・形成要因を説明するには至っていませんでした。

2.2 中高緯度・対流圏界面領域

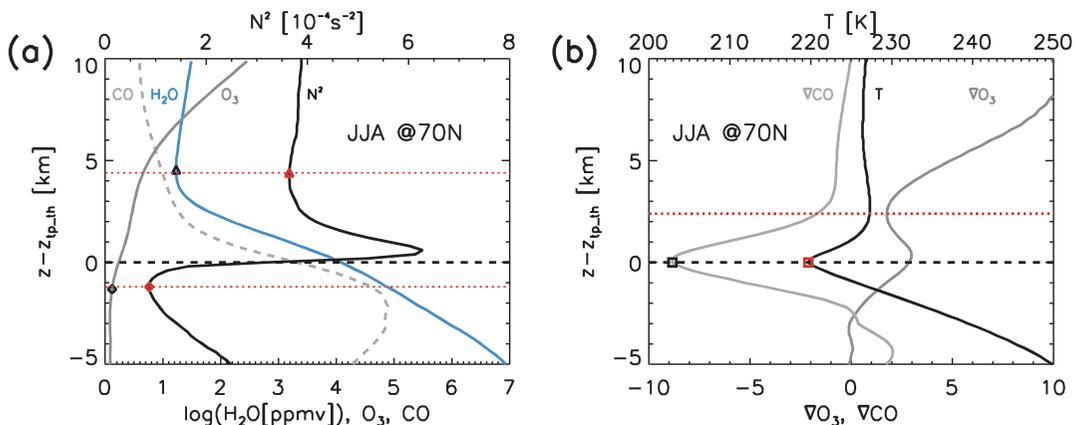
近年の詳細な観測から、中高緯度対流圏界面領域に微細な大気構造が存在することが指摘されています。化学的に安定で大気のトレーサーとしてみなすことができる一酸化炭素の航空機観測からは、中高緯度の対流圏界面付近において2 km程度の厚さを持って物質濃度が段階的に変化する対流圏界遷移層(Extratropical Tropopause Transition Layer: ExTL)が存在することが指摘されています(Hoor *et al.* 2002)。この層の存在は、対流圏界面近傍に混合の活発な薄い領域(Tropopause mixing layer)が存在することを示唆します。一方、ラジオゾンデによる気温データの解析からは、対流圏界面の直上に厚さ2 km程度の対流圏逆転層(Tropopause Inversion Layer: TIL)が存在することが調べられています(Birner 2006)。

観測結果の1例として、第1図にはACE-FTS

(Transform Spectrometer) 衛星観測から得られたExTLおよびTILの構造を示します。鉛直座標には対流圏界面からの距離を用いており、対流圏界面からの相対的な距離に対する平均的な大気構造を示します。対流圏界面の直上には安定度の大きな領域(TIL)が存在し、その上端と下端付近では水蒸気(H₂O)、オゾン(O₃)、一酸化炭素(CO)の鉛直濃度勾配は極大となり大気の交換が抑制されている一方、その境界ではそれらの濃度勾配は小さく大気が良く混ざった層(ExTL)が存在する様子がわかります。

対流圏界面近傍の微細な大気構造は、放射、大気波動の伝播、物質輸送障壁効果などを介して、対流圏・成層圏に広く重要な影響を及ぼしているものと考えられます。しかしながら、従来のGCMおよび気候モデルの鉛直分解能はそれらの構造を表現するには十分ではなく、シミュレーションの再現性を劣化させている可能性があります。

第1図に示したように、遷移層(ExTL)と逆転層(TIL)はほぼ同じ領域に存在することから、気温と大気組成が互いに強く影響し合い構造が維持・形成さ



第1図 ACE-FTS衛星観測により取得された対流圏界面からの距離に応じた鉛直プロファイル(Hegglin *et al.* 2009)。北半球の夏(6-8月)、北緯70度における東西平均値を示す。(a)には N^2 (黒線)、 O_3 濃度(灰色実線, ppmv)、 H_2O 濃度(青線)、CO(灰色点線, スケーリングファクター20 ppmbを適用)を示す。黒い破線は対流圏界面高度を、赤い点線はTILとExTLの上端および下端高度を示す。TIL上端高度は気温から求めた対流圏界面の上で N^2 が最小となる高度として(赤三角)、下端高度は対流圏界面の下で N^2 が極小となる高度として定義(赤いひし形)。TIL上端の高度は H_2O 濃度が最小となる高度と対応し(黒三角)、その下端は O_3 が変化し始める高度と良く対応する(黒いひし形)。(b)には気温(黒線)、CO濃度鉛直勾配(薄い灰色実線, スケーリングファクターは4 ppbv/km)、 O_3 濃度鉛直勾配(濃い灰色実線, スケーリングファクターは40 ppbv/km)を示す。CO濃度勾配と気温はともに対流圏界面高度で最大となる(黒四角および赤四角)。 O_3 濃度勾配は対流圏界面高度で極大となり、気温が極大となる対流圏界面のおおよそ2.5 km上で極小となる。

れている可能性が考えられます (例えば, Randel *et al.* 2007; Hegglin *et al.* 2009). しかしながら, 観測データや従来の数値モデルを用いた研究では, 微細な大気構造の形成要因とその役割について不明な部分が多く残っていました. 特に, どのようなスケールの大気運動が重要であるかについて明らかにされておらず, 対流圏-成層圏結合系の理解の支障の一つとなっていました.

対流圏から成層圏への遷移領域は, 熱帯域においても存在することが知られています (Tropical Tropopause Layer: TTL (Holton and Gettelman 2001)). 熱帯域では活潑な対流と様々な雲の存在が重要な役割を果たしているのに対して, 中高緯度での主要因は異なるものと考えられます.

3. 研究手法: 高分解能 GCM

本章では, 本研究で解析に利用した高分解能 GCM の特徴と, 対流圏界領域を対象とした研究への利点を記述します.

従来の多くの GCM では, 対流圏界面付近における鉛直分解能は概ね 1 km 程度であり, ExTL や TIL を解像するには十分ではありません. 従来の GCM により表現される TIL は, 観測データを用いた解析結果と比較して, より高い位置に, 大きな厚みを持って現れることが問題として指摘されています (Birner *et al.* 2006). 従来の GCM では乱流や重力波など解像できない小規模な大気運動を簡略なパラメタリゼーションを用いて間接的に表現していることも, 観測との不一致を生じる一因となっている可能性があります.

私の研究では, これらの問題を解消するために, KANTO プロジェクトにより開発された鉛直に非常に高分解能 (300 m) な GCM (Watanabe *et al.* 2009) の出力データを利用しました. 対流圏界面付近の微細な大気構造を直接解像可能となるだけでなく, 重力波ドラッグパラメタリゼーションを利用せずに重力波の発生・伝搬プロセスと引き起こされる循環を陽に表現することで, 様々なスケールの大気運動が果たす役割を調査することが可能となります.

第 2 図には, KANTO GCM および鉛直分解能が 1 km 程度の従来の GCM (CCSR/NIES GCM 5.7b) のシミュレーションから求めたプラントバイサラ振動数 (N^2) および修正渦位 (Modified Potential Vorticity: MPV) の緯度-鉛直断面図を示します. 観測

データを用いた解析結果 (Birner 2006) と比較して, 従来の GCM では TIL の安定度は小さく, 安定度の最大領域はより高い位置に存在するなど, 大きな不一致が存在します. KANTO GCM では, 逆転層の安定度はより大きく, その最大値はより低高度に存在し, 位置・厚さともに観測と良く一致します. 大気循環の特徴を表す修正渦位についても, KANTO GCM では対流圏界面直上での増大がより急激に表現されます. 遷移層における微細な大気構造を表現する上で, 鉛直高分解能 GCM が役立つことが分かりました.

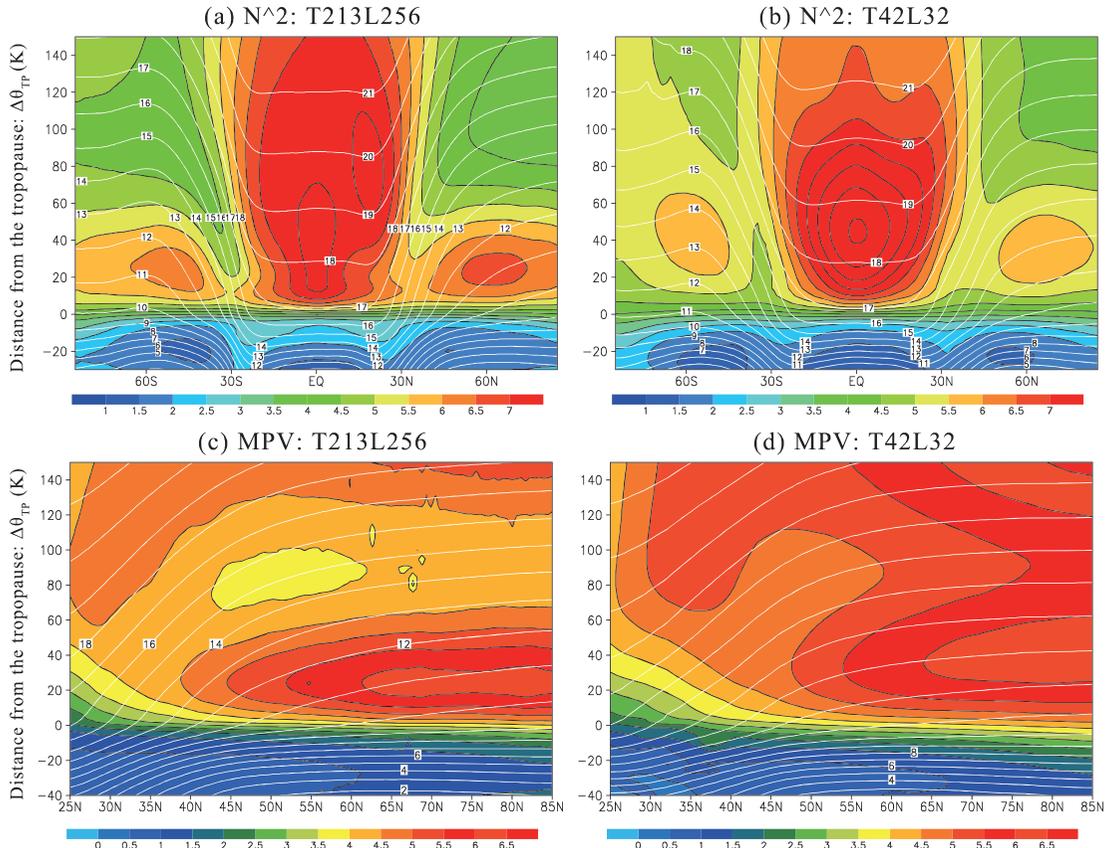
4. 解析手法: 輸送・混合過程の診断

新たな理解に向けて, 解析データのみならず, 解析手法の適切な選択も重要です. 本研究では, 独自の解析手法を利用し高分解能 GCM データを解析することで, TIL および ExTL の形成要因に対する新たな理解を得ることを試みました.

4.1 従来の解析手法の問題点

大気運動を記述する方法には, 大きく分けてオイラー記述とラグランジュ記述の 2 通りがあります. オイラー記述では, 連続体の運動を変形場として捉え, 物理量を時間および空間に固定された座標の関数として循環を記述します. オイラー記述による子午面循環は, 東西方向の擾乱成分が含まれるためにラグランジュ循環に対応せず (Miyakoda 1963), 波動の影響が移流よりも渦輸送として表現されます (Reed and German 1965). ラグランジュ記述では, 各粒子の運動を記述することにより連続体全体の運動を捉え, 大気運動に関する本質的な理解を与えます. しかしながら, 従来の解析手法ではラグランジュ輸送項を表現する上での幾つかの問題が存在することが知られています.

厳密なラグランジュ運動は, 一般化したラグランジュ平均 (Generalized Lagrangian mean: GLM) 系により定義されますが, 実解析への適用には多くの問題が存在します (Andrews and McIntyre 1976). 粒子計算から平均ラグランジュ運動を近似的に診断することが可能ですが, 時空間に均一な評価が難しいといった問題があります (Kida 1983; Sutton 1994). 3 次元データの解析からラグランジュ運動を求める方法として, 変形オイラー法 (Transformed Eulerian Mean: TEM (Andrews and McIntyre 1976)) および温位座標系 (Tung 1982) に基づく解析が広く利用されています. これらの手法では, 大気塊が行き来す



第2図 (上) プラントバイサラ振動数 (N^2 , 色付き, 単位は 10^{-4}s^{-2}) および (下) 修正渦位 (MPV, 色付き, 単位は $10^{-4}\text{Km}^2\text{s}^{-1}\text{kg}^{-1}$) の緯度-高度断面図. 対流圏界面からの距離 (単位は温位) 座標で時間・帯状平均した結果を示す. 左は1月, 右は7月の月平均値を示す. 白線は温位 (単位は K) を示す.

るだけの見かけ上の影響を除去シラグランジュ運動を診断します. しかしながら, TEM法を用いた研究の多くでは, 残差循環の算出時に擾乱の微小振幅波動に関する仮定や準地衡風の近似を導入しており, 大気波動・大循環を表現する上での制限となります. 温位座標系では, 準地衡風近似などの仮定なく平均子午面循環を定義可能ですが, 地表付近での解析が困難であり, TEM法と同様に渦輸送項の評価が限定的であるといった制限もあります.

4.2 質量重み付きに基づく解析手法

従来の解析手法の制限を取り除き, 輸送・混合過程に関する厳密な理解を得るために, 本研究では温位面の質量の重み付きを基にした解析手法 (Mass-weighted Isentropic zonal Means: MIM) を利用しました. 岩崎俊樹教授 (東北大学) が提案した本解析フレーム

ワークでは, 地衡風近似が成り立たない場合や地表付近においても子午面輸送を適切に表現可能であるといった利点があります. MIM系の一般的な特徴については Iwasaki (1989) および岩崎 (2009) に詳しい説明があります.

私のこれまでの研究では, 大気微量成分の混合比にも温位面の質量重み付きを考慮することで, 物質輸送診断に MIM系を適用することを提案しました. 最初に取り組んだ研究 (Miyazaki and Iwasaki 2005) では, 以下の利点があることを示しました.

- (1) 輸送診断方程式から渦変位の時間微分項を除去し, 混合による輸送効果を容易且つ厳密に評価可能である.
- (2) 渦輸送項は断熱と非断熱効果による寄与に厳密に分離でき, 断熱過程において渦輸送フラック

スは温位面に沿った形で適切に解析される。

- (3) 下部境界を正しく取り扱い、地表面での生成・消滅の影響を含み物質の厳密な収支解析が可能となる。

これらの利点を活かし、全球化学輸送モデルを用いた解析から、大気組成分布に対する輸送・混合過程の役割を理解する以下の研究に取り組んできました。結果の詳細は省略しますが、これまでの研究を3つに分類し以下に記します。

- (1) 全球規模オゾン分布変動に対する大気輸送・混合の役割 (Miyazaki and Iwasaki 2005; Miyazaki *et al.* 2005a, b; Miyazaki and Iwasaki 2009)
- (2) 大気大循環解析手法の評価と物質濃度変動 (Miyazaki and Iwasaki 2008a, b)
- (3) 二酸化炭素濃度分布の全球規模変動要因 (Miyazaki *et al.* 2008, 2009; Miyazaki 2009)

4.3 渦位勾配解析

受賞対象となりました研究では、渦位の収支解析にも温位面の質量重み付きを考慮しました。渦位は、非粘性、摩擦なし、断熱条件下で、ラグランジュ保存量であるだけでなく、対流圏界面の形状を示す指標としても利用されています (例えば、Hoinka 1998)。渦位の時空間変動を調査することで、対流圏界領域における大気構造の変動と ExTL を形成する過程を理解できるものと考えました。

等温位渦位の3次元連続方程式に温位面の質量重み付き帯状平均を適用し、MIM系における帯状平均渦

位方程式を定義します (式(1))。

更に、渦位鉛直勾配の時間発展方程式を導出し、解析に利用しました (式(2))。

右辺の第1項は平均子午面流の鉛直シアに起因するプロファイルの回転効果、第2項は勾配の子午面移流、第3項は非断熱鉛直運動の収束がもたらす効果、第4項は非断熱運動による勾配の鉛直移流を表現します。第5項および第6項は南北および鉛直渦輸送項で、第7項は非断熱過程に伴う生成消滅項を示します。この生成消滅項を無視できる場合には、本方程式の解析からトレーサー濃度勾配に対する輸送・混合の役割を理解できます。

4.4 熱力学解析

TILの形成・変動要因を調べるために、熱力学方程式にも温位面の質量重み付きを適用しました (式(3))。

変形オイラー法などの解析手法では、熱力学方程式に渦熱輸送項が残り、力学場と熱力学場の包括的な理解の支障となっていました。温位面に基づく解析手法では、渦熱輸送項を除去でき、平均子午面循環は非断熱循環に完全に一致します (Tung 1986; Iwasaki 1989)。熱力学方程式を基に、大気安定度の時間発展方程式を導出し、TIL変動要因の解析に利用しました (式(4))。

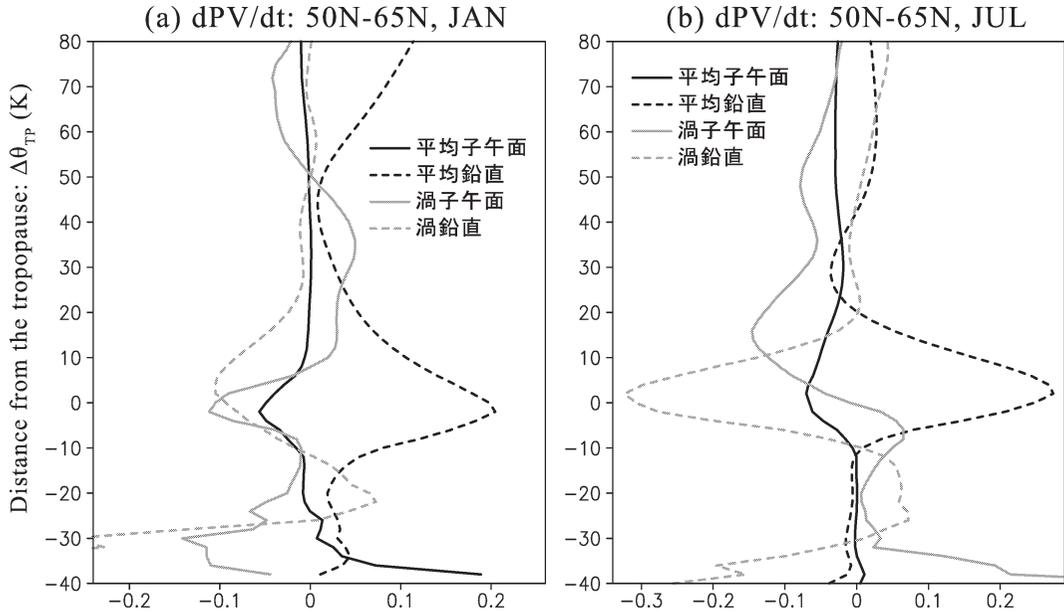
本解析では、逆転層の維持・形成要因を、力学的に駆動される熱輸送および安定度プロファイルの変形効果と、非断熱過程による寄与とに分離して評価します。右辺第1項は平均子午面流の鉛直シアに起因する

$$\frac{\partial q^*}{\partial t} = -\frac{\partial v^*}{a} \frac{\partial q^*}{\partial \phi} - \bar{\theta}^* \frac{\partial q^*}{\partial \theta} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (v'q')^* \cos \phi}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0 (\dot{\theta}'q')^*}{\partial z_{\uparrow}} + \left(q \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial \theta} \right)^* \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial q^*}{\partial \theta} \right) = & -\frac{\partial q^*}{a \partial \phi} \frac{\partial v^*}{\partial \theta} - v^* \frac{\partial^2 q^*}{a \partial \phi \partial \theta} - \frac{\partial \bar{\theta}^*}{\partial \theta} \frac{\partial q^*}{\partial \theta} - \bar{\theta}^* \frac{\partial^2 q^*}{\partial \theta^2} \\ & - \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (v'q')^* \cos \phi}{\partial \phi} \right] - \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0 (\dot{\theta}'q')^*}{\partial z_{\uparrow}} \right] + \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\left(q \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial \theta} \right)^* \right] \end{aligned} \quad (2)$$

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_{z_{\uparrow}} = -\frac{v^*}{a} \left(\frac{\partial \theta}{\partial \phi} \right) - w_{\uparrow}^* \left(\frac{\partial \theta}{\partial z_{\uparrow}} \right) + \left(\frac{Q}{\Pi} \right)^* \quad (3)$$

$$\frac{\partial N^{2*}}{\partial t} = \left(-\frac{\partial v^*}{\partial z_{\uparrow}} \frac{\partial \theta}{a \partial \phi} - v^* \frac{\partial^2 \theta}{\partial \phi \partial z_{\uparrow}} - \frac{\partial w_{\uparrow}^*}{\partial z_{\uparrow}} \frac{\partial \theta}{\partial z_{\uparrow}} - w_{\uparrow}^* \frac{\partial^2 \theta}{\partial z_{\uparrow}^2} + \frac{\partial}{\partial z_{\uparrow}} \left(\frac{Q_{\text{rad}}^*}{\Pi} \right) + \frac{\partial}{\partial z_{\uparrow}} \left(\frac{Q_{\text{cond}}^*}{\Pi} \right) \right) / \left(\frac{\theta}{g} \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{g}{\theta} \right) \frac{\partial \theta}{\partial z_{\uparrow}} \quad (4)$$



第3図 鉛直渦位勾配の時間変動量 (単位は PVU mon^{-1}) の月平均値の鉛直分布. 渦位鉛直勾配の時間発展方程式 (式(2)) の各項の寄与を, 対流圏界面からの距離 (単位は温位) 座標で時間平均し $50^{\circ}\text{N}-65^{\circ}\text{N}$ で平均した結果を示す. (a) は1月, (b) は7月の月平均値を示す. 式(2)における第1項と第2項の和を平均子午面として, 第3項と第4項の和を平均鉛直として, 第5項を渦子午面として, 第6項を渦鉛直として示す.

安定度プロファイルの回転効果 (MEY1), 第2項は安定度プロファイルの子午面移流 (MEY2), 第3項は鉛直質量収束に伴う変形 (MEZ1), 第4項は安定度プロファイルの鉛直移流 (MEZ2), 第5項は短波・長波放射過程による変形 (QRAD), 第6項は凝結過程による変形 (QCND) を表します.

5. 解析結果

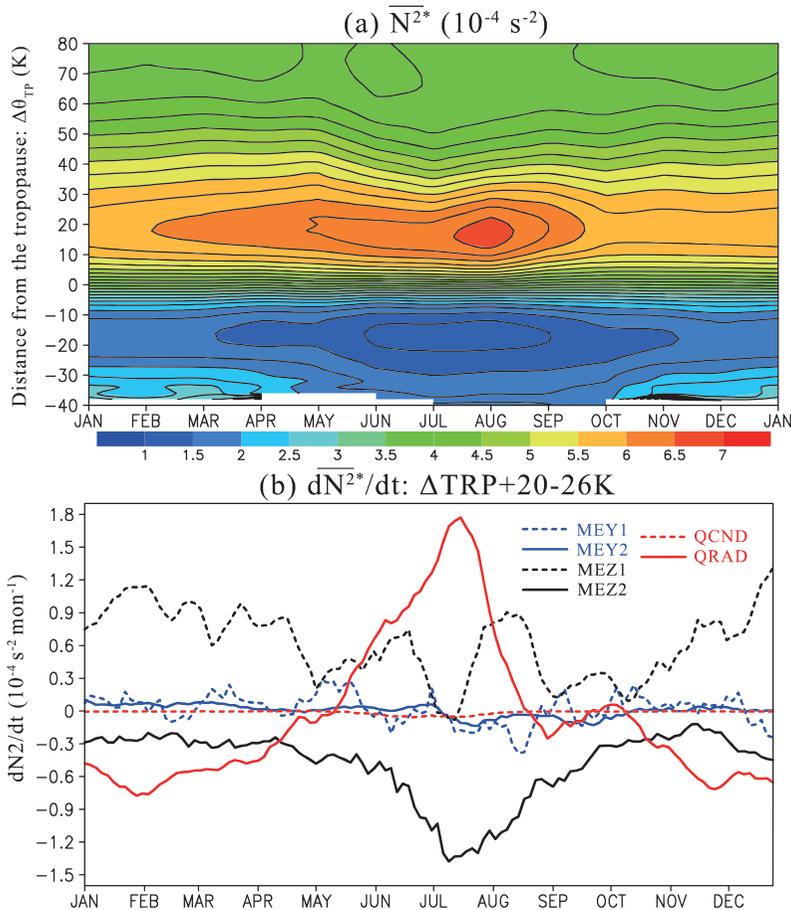
5.1 渦位収支解析: ExTL の形成要因

ExTL の形成要因を調べるために実施した渦位勾配時間発展方程式 (式(2)) の解析結果を第3図に示します. まず, ExTL 周辺では非断熱過程に伴う生成消滅項の寄与は十分に小さく, 本解析から ExTL の形成に寄与する力学過程を調査可能であることを確認しました. 各力学項の寄与を調べたところ, ExTL における渦位勾配は, その下層部では平均鉛直運動によって, 上層部では混合過程によって形成されていることがわかりました. 上層部での混合過程による勾配の強化は, 対流圏界領域における強い混合とその直上における輸送障壁の存在を示唆します. 対流圏界領域における混合過程は, 冬には主に断熱混

合, 夏には非断熱混合が支配的であり, 放射過程など非断熱過程に起因する強い季節依存性が存在することがわかりました. 平均子午面運動による効果も季節により異なり, 冬には平均下降流が成層圏から大きな勾配を下向きに移流し対流圏界面の直下で渦位勾配を強化するのに対して, 夏には非断熱加熱率の鉛直変位に対応した鉛直流速の急激な変化が対流圏界面周辺で渦位勾配を強化します. これらの過程が ExTL の形成を支配していることが本研究により明らかとなりました.

5.2 熱力学解析: TIL の形成メカニズム

次に, 安定度の時間発展方程式 (式(4)) の解析に基づき, TIL の形成要因を調べた結果を第4図に示します. KANTO GCM により再現された TIL は夏に極大となり, 観測される季節変化と良く一致します. 安定度時間発展方程式の解析から, 主に放射過程によって夏の安定度の極大が形成されていることがわかりました. 放射過程による大気安定化は主に TIL の上層部に生じるのに対して, 図には示しませんがその下層部ではブリューワードソン循環による熱の下降移流が安定度の増大に寄与していることが分



第4図 (a) 北半球中高緯度 (53-65°N) におけるブラントパイサラ振動数 (N^2) の季節変動。対流圏界面からの距離 (単位は温位) 座標における月・帯状平均値を示す。(b) 対流圏界面より温位が20-26K 高い面で平均したブラントパイサラ振動数の時間変化率の季節変動 ($10^{-4} s^{-2} mon^{-1}$)。大気安定度の時間発展方程式 (式 (4)) に基づく解析結果を示す。

かりました。

第5図には放射過程による安定度の時間変化と水蒸気濃度の緯度-高度 (対流圏界面からの距離) 分布を示します。逆転層上部での放射過程による安定化は、水蒸気濃度の急激な減少と良く対応します。これらの解析結果から、以下のような大気循環-物質-放射過程の相互作用の結果として、遷移領域と逆転層は同じ領域に存在することが明らかとなりました。

(1) 対流圏界領域の上層部では、混合過程の鉛直推移により物質濃度勾配が形成され、更に放射過程を介して大気を安定化し逆転層を維持・形成する。

(2) 下層部では、平均下降移流とその収束に伴う物質濃度勾配と安定度の強化が、遷移層・逆転層の維持・形成に働く。

従来の鉛直分解能の粗い GCM では、対流圏界面付近の微細な大気構造を表現するには分解能が足りないという直接的な要因に加えて、水蒸気渦輸送フラックスの収束が対流圏界面付近で弱く、下部成層圏へ湿潤な大気が流入し、結果として放射過程による大気の安定化が弱くなり強固な逆転層が形成されないことが分かりました。

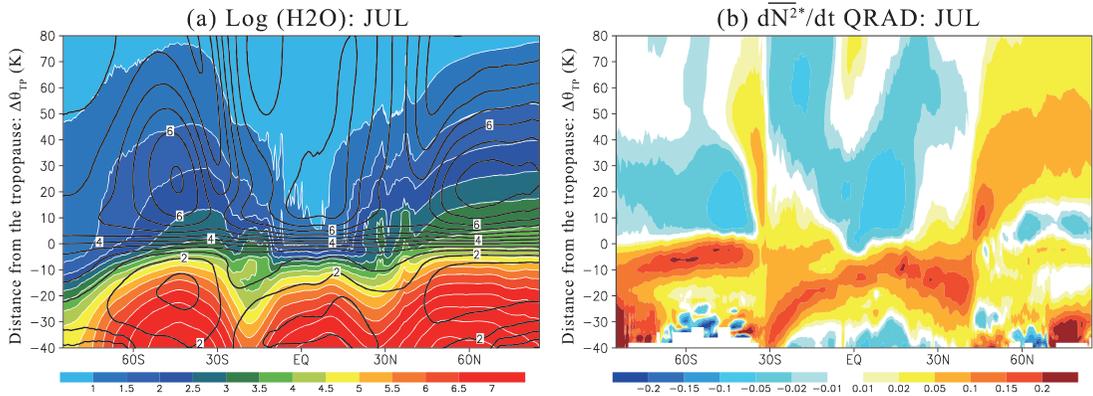
6. 様々なスケールの大気運動の役割

本章では、重力波からプラネタリー波を含む幅広いスケールの現象を包括的に表現する KANTO GCM の解析から得られた新たな知見を記します。

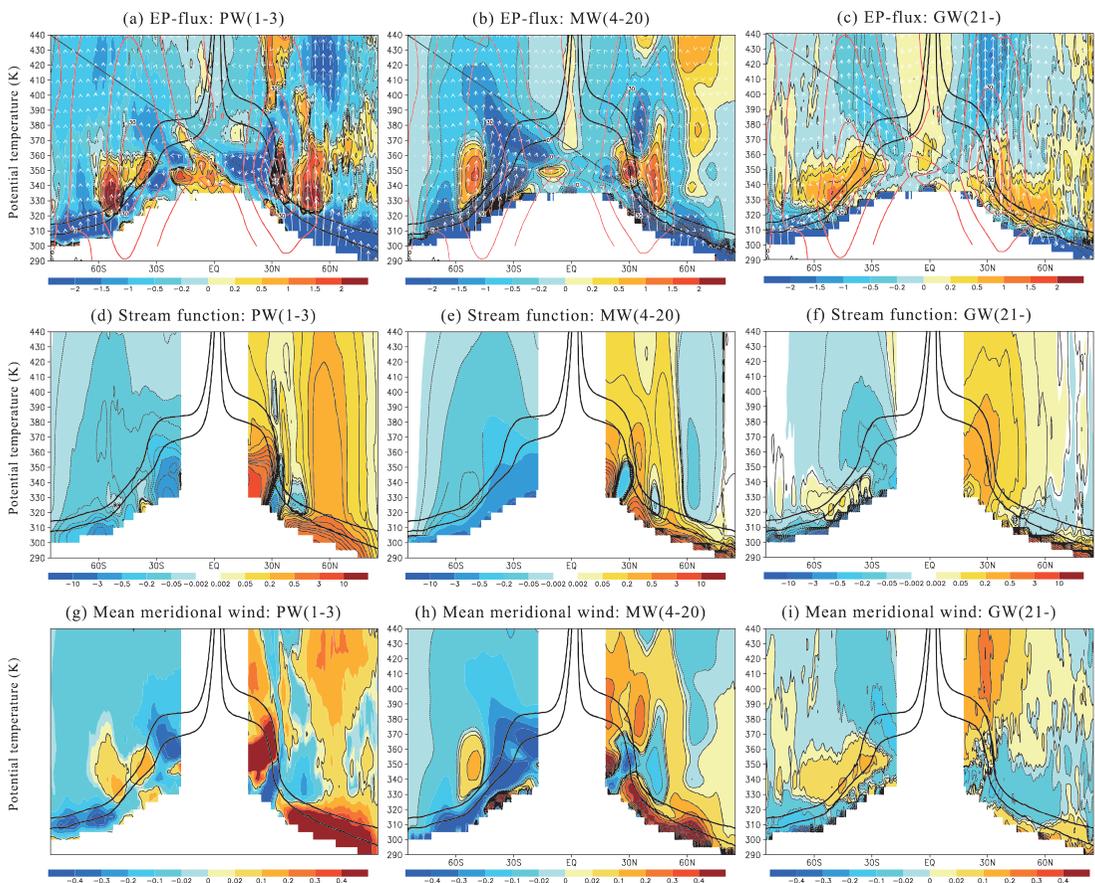
6.1 ダウンワード・コントロール

ダウンワード・コントロール原理に基づけば、各

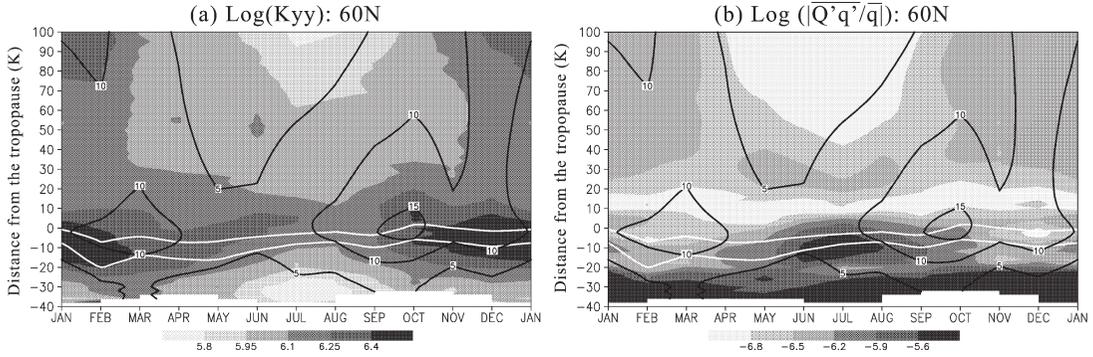
種大気波動が子午面循環を駆動する様子を調べることができます (Haynes *et al.* 1991)。次に、様々なスケールの大気運動が対流圏界領域の輸送・混合に及ぼす影響を議論します。第6図には、異なるスケールの波動による Eliassen-Palm flux (以下、E-P flux) と、それにより駆動される大気大循環をダウンワード・コントロール原理 (Haynes *et al.* 1991) に基づき算出した結果を示します。成層圏最下層に着目すると、プラネタリー波に代表される大規模波動は E-P flux の収束と極向きの循環を引き起こすのに対して、重力波スケールの擾乱は E-P flux の発散と赤道向きの循環を引き起こします。この小規模擾乱に伴う強制



第5図 (a) 水蒸気濃度 (ppm) の対数值 (白線と色付き) およびプラントバイサラ振動数 (黒線, 10^{-4}s^{-2}) と (b) 放射過程によるプラントバイサラ振動数の時間変化率 (QRAD, $10^{-4}\text{s}^{-2}\text{mon}^{-1}$) の緯度-高度断面図, 対流圏界面からの距離 (単位は温位) 座標での7月平均値を示す。



第6図 異なるスケールの大気運動に起因するE-P fluxの収束発散 (上段, $\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$) とそれにより駆動される平均子午面循環の質量流線関数 (中段, $10^{10}\times\text{kg}\text{s}^{-1}$) と平均南北流 (下段, ms^{-1}) の1月平均値を色付きで示す。対流圏界面の指標となる渦位コンター線 (2および4PVU) を黒線で示す。横軸は緯度, 縦軸は温位。



第7図 渦位の渦輸送フラックスを基に算出した断熱拡散係数 (m^2s^{-1}) および非断熱拡散係数 (Ks^{-1}) の60°Nにおける季節変化。横軸は緯度，縦軸は対流圏界面からの距離を温位で示す。黒線は帯状平均した東西風を $5 ms^{-1}$ 間隔で，白線は対流圏界面を示す指標として2および4PVU（絶対値）を示す。

力の大部分は従来の分解能のGCMでは陽に含まれず，重力波ドラッグパラメタリゼーションを用いたシミュレーションでは適切に表現されていないものと考えられます。

6.2 拡散係数

平均子午面輸送に加えて混合過程が及ぼす役割を調べるために，渦位の渦輸送フラックスに基づく断熱および非断熱混合係数を解析しました。

断熱混合係数:

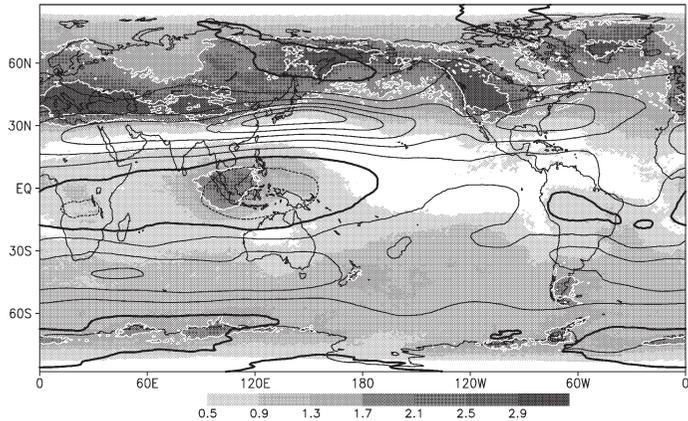
$$[(v'q')^*]_t = -K_{yy}(t) \left[\left(\frac{\partial q^*}{\partial \phi} \right)_\theta \right]_t \quad (5)$$

非断熱混合係数:

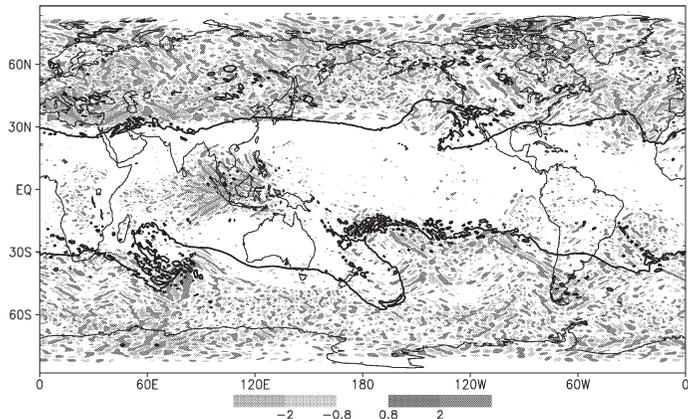
$$\left| \frac{Q'q'}{q} \right| \quad (6)$$

式(5)で $()_\theta$ は温位面に沿った微分を， $[]_t$ は時間枠 t での時間平均を示し，定常で保存する波動による見かけの混合の影響を除去

(a) $|q'|$ for $s \geq 21$ JAN (monthly mean)



(b) q' for $s \geq 21$ JAN (snap-shot)



第8図 渦位場の小規模水平擾乱（水平波数21以上）の360K温位面における地理分布。(a)は月平均振幅を，(b)はスナップショットの結果を示す。(a)での黒線は東西風 ($15 ms^{-1}$ 間隔) を示し，太線は風速ゼロ，破線は東風を示す。(b)での黒線は力学的な対流圏界面 (-4 または $4 PVU$) を示す。

するため t は 1 日に設定しました。第 7 図には、拡散係数の季節変動を対流圏界面からの距離の座標で示します。対流圏界領域では、秋から春には断熱混合が、夏には非断熱混合が活発であり、遷移層内は強い混合領域であるのに対して、対流圏界面のおおよそ 10~15 K 上空には拡散係数が非常に小さな混合障壁が存在する様子が示されています。これら混合過程の鉛直推移は、ExTL 境界における物質濃度勾配を強化する働きをします。

図には示しませんが、拡散係数に対する各スケールの擾乱の寄与を解析した結果、対流圏界面の直上では波数 21 以上の小規模擾乱が重要で、断熱混合に対しては最大で全体の 20% 程度、鉛直混合に対しては最大で 50% 程度の寄与があることが分かりました。他の高度領域と比較して小規模擾乱による大きな寄与は、TIL の重要な特徴の一つであると言えます。このように、TIL およびその直上部では、小規模擾乱による強い 3 次元混合が存在し、ExTL 境界における物質濃度勾配の形成に重要な役割を果たしている可能性が示唆されます。

6.3 小規模 3 次元混合と重力波活動

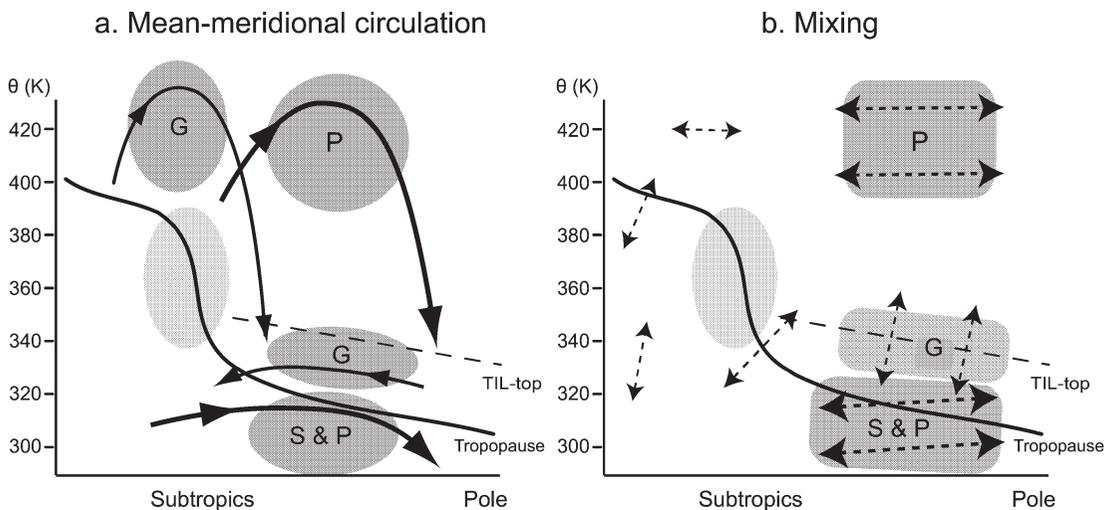
最後に、逆転層における小規模 3 次元混合と重力波活動の関連性について議論します。TIL 高度における重力波スケールの擾乱は、積雲対流や山岳、前線な

どの上空で強く (第 8 図)、重力波の碎波や散逸によって小規模 3 次元混合が生じていることを示唆します。

線形波理論によれば、安定度が高い領域では飽和振幅が大きく、振幅の大きな重力波が存在し得ます。重力波が碎波しない場合においても、振幅の大きな重力波は放射緩和により散逸し、波面における不均一な非断熱加熱は渦鉛直変位 (波面から離れる空気塊の動き) を引き起こします。逆転層の上層部では高度と共に安定度が急激に低下し、重力波は飽和振幅に容易に達する可能性があります。更に、対流圏界領域ではリチャードソン数が小さく力学的に不安定な傾向があり、重力波の散逸を頻繁に引き起こしているものと考えられます。このように、TIL 周辺においては、大気安定度および非断熱加熱率の急激な鉛直変化と関連して、小規模擾乱が 3 次元混合を引き起こし ExTL の維持・形成に寄与しているものと考えられます。

7. まとめと今後の課題

最先端の数値モデルである重力波解像大気大循環モデルと、温位面の質量重み付き平均に基づく独自の解析手法を利用することで、中高緯度対流圏界遷移領域および逆転層の維持・形成メカニズムに関する理解が得られました。大気大循環・大気組成・放射の強い相



第 9 図 中高緯度上部対流圏下部成層圏領域の冬半球における (a) 輸送 (b) 混合過程の概念図。(a) での矢印は平均子午面循環による輸送を、(b) における両方向矢印は渦混合を示す。ラベル P, S, G は、それぞれ、惑星規模、総観規模、重力波規模の輸送・混合を示す。塗りつぶした領域は (a) では E-P flux の強い収束 (対流圏界領域の G については発散) を、(b) では強い混合の領域を示す。実線は力学的な対流圏界、破線は TIL の上端、薄い色付き領域は亜熱帯ジェットを示す。

互作用過程が対流圏界面付近の微細な大気構造を維持・形成する働きをしていることが分かりました。第9図の概念図に示すように、プラネタリー波などの大規模な擾乱だけでなく、重力波スケールの小規模擾乱が、対流圏界領域の輸送・混合過程に重要な役割を果たしていることを指摘しました。

これら対流圏界面近傍の微細な大気構造は、大気波動の鉛直伝搬や放射過程を介して、対流圏・成層圏大気の基本構造に広く影響していることが考えられます。気候シミュレーションの更なる改善に向けて、これらの効果を適切に考慮することが重要になってくるものと考えています。

今後は、本研究で扱った大気輸送・循環場の解析だけでなく、大気組成の観点から大気構造を理解するというテーマを掲げ、化学輸送モデルや各種観測情報を利用したデータ同化研究なども推進し（例えば、Miyazaki *et al.* 2012a, b）、大気科学研究の発展に貢献することができればと願っております。

謝 辞

本受賞対象研究は、KANTO プロジェクトの一環として実施しました。博士号取得直後の私をKANTO プロジェクトにお誘い頂き、様々な助言を下された、KANTO プロジェクト代表の佐藤 薫教授（東京大学理学研究科）、メンバーの高橋正明教授（同大気海洋研究所）、渡辺真吾博士（海洋研究開発機構）、河谷芳雄博士（同）、富川喜弘博士（国立極地研究所）に心よりお礼を申し上げます。博士課程の指導教官であった岩崎俊樹教授（東北大学理学研究科）からは、気象学および気象数値モデルの基礎だけでなく、研究への取り組み方についても広く教えて頂き、本研究にも大いに活かすことができたと感じています。本研究の実施時および現在の海洋研究開発機構の上司である秋元 肇教授、中澤高清教授、滝川雅之博士には、役職上の主な研究対象に限らず、私の興味を認めて頂き、本研究に取り組むことをご支援頂きました。廣田 勇名誉教授（京都大学）には、KANTO 合宿勉強会などにおいて数多くの励ましのお言葉を頂きました。最後に、日頃からご指導・ご支援を頂いております、海洋研究開発機構および東北大学理学研究科地球物理学専攻の先生方・先輩後輩諸氏に感謝の意を申し上げます。

記号一覧

- a : 地球半径
- p : 気圧
- p_{τ} : 等温位面で東西平均した気圧
- t : 時間
- u : 東西風
- v : 南北風
- w_{τ} : p_{τ} 座標での鉛直風
- z_{τ} : 対数気圧座標
- θ : 温位
- $\dot{\theta}$: 非断熱加熱率 ($= Q/\Pi$)
- ρ_0 : 参照大気密度
- ϕ : 緯度
- λ : 経度
- q : 渦位
- N^2 : プラントパイサラ振動数
- \bar{A} : 帯状平均
- \bar{A}^* : 質量重み付き帯状平均

$$\left(= \frac{1}{2\pi} A(\lambda, \phi, \theta, t) \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} / \frac{\partial p}{\partial \theta} \right) d\lambda \right)$$

A' : 帯状平均からのずれ ($= A - \bar{A}$)

参 考 文 献

Andrews, D. G. and M. E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean-zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031-2048.

Birner, T., 2006: Fine-scale structure of the extratropical tropopause region. *J. Geophys. Res.*, **111**, D04104, doi:10.1029/2005JD006301.

Birner, T., D. Sankey and T. G. Shepherd, 2006: The tropopause inversion layer in models and analyses. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14804, doi:10.1029/2006GL026549.

Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd and K. P. Shine, 1991: On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651-678.

Hegglin, M. I., C. D. Boone, G. L. Manney and K. A. Walker, 2009: A global view of the extratropical tropopause transition layer from Atmospheric Chemistry Experiment Fourier Transform Spectrometer O₃, H₂O, and CO. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00B11, doi: 10.1029/2008JD009984.

Hoinka, K. P., 1998: Statistics of the global tropopause pressure. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3303-3325.

Holton, J. R. and A. Gettelman, 2001: Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere. *Geo-*

- phys. Res. Lett., **28**, 2799–2802.
- Hoor, P., H. Fischer, L. Lange, J. Lelieveld and D. Brunner, 2002: Seasonal variations of a mixing layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO–O₃ correlation from in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4044, doi:10.1029/2000JD000289.
- Iwasaki, T., 1989: A diagnostic formulation for wave–mean flow interactions and Lagrangian–mean circulation with a hybrid vertical coordinate of pressure and isentropes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 293–312.
- 岩崎俊樹, 2009: 温位面での質量重み付き帯状平均 (MIM) の世界 [波動平均流相互作用から見た大気大循環]—2008年度日本気象学会賞受賞記念講演—. *天気*, **56**, 103–121.
- Kida, H., 1983: General circulation of air parcels and transport characteristics derived from a hemispheric GCM. Part 1. A determination of advective mass flow in the lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 171–187.
- McIntyre, M. E. and T. N. Palmer, 1984: The ‘surf zone’ in the stratosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **46**, 825–849.
- Miyakoda, K., 1963: Some characteristic features of winter circulation in the troposphere and lower stratosphere. Tech. Rep., (14), The University of Chicago, 93pp.
- Miyazaki, K., 2009: Performance of a local ensemble transform Kalman filter for the analysis of atmospheric circulation and distribution of long-lived tracers under idealized conditions. *J. Geophys. Res.*, **114**, D19304, doi:10.1029/2009JD011892.
- Miyazaki, K. and T. Iwasaki, 2005: Diagnosis of meridional ozone transport based on mass-weighted isentropic zonal means. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1192–1208.
- Miyazaki, K. and T. Iwasaki, 2008a: On the analysis of mean downward velocities around the Antarctic polar vortex. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3989–4003.
- Miyazaki, K. and T. Iwasaki, 2008b: The gradient genesis of stratospheric trace species in the subtropics and around the polar vortex. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 490–508.
- Miyazaki, K. and T. Iwasaki, 2009: Isentropic diffusion coefficient derived from chemical constituent data. *SOLA*, **5**, 9–12.
- Miyazaki, K., T. Iwasaki, K. Shibata, M. Deushi and T. Sekiyama, 2005a: The impact of changing meteorological variables to be assimilated into GCM on ozone simulation with MRI CTM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 909–918.
- Miyazaki, K., T. Iwasaki, K. Shibata and M. Deushi, 2005b: Roles of transport in the seasonal variation of the total ozone amount. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18309, doi:10.1029/2005JD005900.
- Miyazaki, K., P. K. Patra, M. Takigawa, T. Iwasaki and T. Nakazawa, 2008: Global-scale transport of carbon dioxide in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **113**, D15301, doi:10.1029/2007JD009557.
- Miyazaki, K., T. Machida, P. K. Patra, T. Iwasaki, Y. Sawa, H. Matsueda and T. Nakazawa, 2009: Formation mechanisms of latitudinal CO₂ gradients in the upper troposphere over the subtropics and tropics. *J. Geophys. Res.*, **114**, D03306, doi:10.1029/2008JD010545.
- Miyazaki, K., S. Watanabe, Y. Kawatani, Y. Tomikawa, M. Takahashi and K. Sato, 2010a: Transport and mixing in the extratropical tropopause region in a high-vertical-resolution GCM. Part I: Potential vorticity and heat budget analysis. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1293–1314.
- Miyazaki, K., K. Sato, S. Watanabe, Y. Tomikawa, Y. Kawatani and M. Takahashi, 2010b: Transport and mixing in the extratropical tropopause region in a high-vertical-resolution GCM. Part II: Relative importance of large-scale and small-scale dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1315–1336.
- Miyazaki, K., H. J. Eskes and K. Sudo, 2012a: Global NO_x emission estimates derived from an assimilation of OMI tropospheric NO₂ columns. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 2263–2288.
- Miyazaki, K., H. J. Eskes, K. Sudo, M. Takigawa, M. van Weele and K. F. Boersma, 2012b: Simultaneous assimilation of satellite NO₂, O₃, CO, and HNO₃ data for the analysis of tropospheric chemical composition and emissions. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 9545–9579.
- Plumb, R. A., 2002: Stratospheric transport. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 793–809.
- Randel, W. J., F. Wu and P. Forster, 2007: The extratropical tropopause inversion layer: Global observations with GPS data, and a radiative forcing mechanism. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4489–4496.
- Reed, R. J. and K. E. German, 1965: A contribution to the problem of stratospheric diffusion by large-scale mixing. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 313–321.
- Sutton, R., 1994: Lagrangian flow in the middle atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1299–1321.
- Tung, K. K., 1982: On the two-dimensional transport of stratospheric trace gases in isentropic coordinates. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2230–2355.
- Tung, K. K., 1986: Nongestrophic theory of zonally averaged circulation. Part I: Formulation. *J. Atmos.*

Sci., 43, 2600-2618.
Watanabe, S., Y. Tomikawa, K. Sato, Y. Kawatani, K. Miyazaki and M. Takahashi, 2009: Simulation of the eastward 4-day wave in the Antarctic winter meso-

sphere using a gravity wave resolving general circulation model. J. Geophys. Res., 114, D16111, doi:10.1029/2008JD011636.

Transport and Mixing in the Extratropical Tropopause Region in a High-vertical-resolution GCM

Kazuyuki MIYAZAKI*

* *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, 236-0001, Japan.*

(Received 12 June 2013; Accepted 6 August 2013)
