

課題名	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		
課題代表者名	今村 隆史（独立行政法人国立環境研究所大気圏環境研究領域）		
研究期間	平成19-21年度	合計予算額	176,236千円（うち21年度 57,598千円） ※予算額は、間接経費を含む。

研究体制

- (1) 熱帯対流圏界面領域における水蒸気変動に関する研究（北海道大学）
- (2) 成層圏大気の滞留年代の決定に関する研究（宮城教育大学）
- (3) オゾン層変動の再現性と将来予測精度評価に関する研究（独立行政法人国立環境研究所）
- (4) 太陽放射と極振動によるオゾン分布の変動解析に関する研究（東京大学）

研究概要

1. 序（研究背景等）

オゾン層に関する化学・物理過程を図1にまとめた。対流圏大気に放出されたフロンやハロンなどのオゾン層破壊物質（ODS）やCO₂などの温室効果気体（GHG）、更には水蒸気などの物質は、赤道上空の対流圏界面を流入口として、成層圏に輸送される。成層圏に輸送された微量気体は成層圏での大気の循環によって成層圏の様々な領域に輸送される。微量気体は成層圏でのオゾンの生成・分解に係る化学反応や南極上空などでの独特のオゾンホール化学反応に影響を及ぼす。またオゾン層は、様々な摂動（例：太陽活動、火山噴火などの自然活動、対流圏での化学や気象）の影響を受ける。更に、成層圏オゾン層と対流圏気候の変化は相互に影響を及ぼしあう。

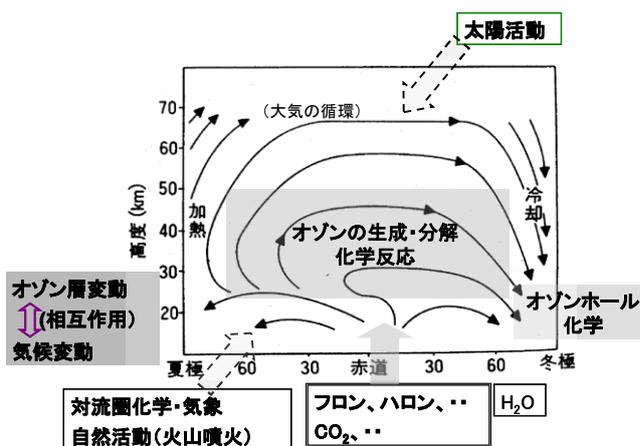


図1. オゾン層の変化に影響を及ぼしうる成層圏でのプロセス

成層圏オゾン層の破壊は、人間活動に伴いフロンやハロンの放出量が増大したことにより、成層圏で、フロンやハロンから放出される塩素・臭素（以上をまとめてハロゲンと略す）が関与する連鎖的なオゾン分解サイクル（ClO_xやBrO_xサイクルなど）の速度が増大したことにより起きている。実際、1980年代前半の大気中のハロゲン濃度（等価有効成層圏塩素量EESCで表す）は、1.8 ppb（1978年）から2.2 ppb（1983年）と5年間に20%（年平均で4%/yr）増加している（例えばCO₂の増加率は大体0.5%/yr。これに比べると、当時のフロン・ハロンの増加率が著しく大きいことが分る）。このため、オゾン層保護として、フロンやハロンなどのODSの廃止や削減などの取り組みが行われてきた。その結果、大気中のフロンやハロンの総量は、成層圏においても2000年頃までに減少傾向に転じた。一方、フロン・ハロン類の多くは大気寿命が100年程度と長いため、今後の大気中濃度の減少は1%/yr程度にとどまる。

一方、CO₂などのGHGをはじめとする成層圏大気成分の状況は1980年前後とは既に大きく異なっており、GHG濃度は今なお増加傾向にある。また、成層圏中緯度における水蒸気量の増加傾向を示唆する報告もなされている。更に、対流圏の気候の変化が成層圏での大気の循環にも何らかの影響を与え得るとの指摘もある。以上の様に、GHGの増加が水蒸気の増加をはじめとする成層圏の化学的・物理的な状況の変化をもたらし、オゾン層の今後に影響を及ぼすとするいくつかの仮説も提案されている。例えば、「CO₂などのGHGの増加は成層圏を冷却する方向に働き、極成層圏雲（PSC）形成を促進し、極域オゾン分解を加速する方向に働く」、「水蒸気の増加に伴い、HO_xオゾン分解サイクルが加速され、ClO_xサイクルの減少を相殺する」、「対流圏の温暖化は成層圏の大気の循環を加速する方向に働く。その結果、フロン・ハロンの大気寿命を短縮することで、オゾン層の回復を促進する」などがある。

大気成分や気候などの長期的な変化は、太陽活動の変動などによる成層圏プロセスへの摂動によって変調されるほか、成層圏の変化が対流圏プロセス（特に対流圏の気候）に及ぼす影響が間接的に成層圏にフィードバックされる可能性も考慮する必要がある。

以上のことを考慮に入れると、今後のオゾン層の長期的な変化の予測精度を上げるためにも、またオゾン層の回復を確かなものにするためにも、フロン・ハロン濃度に加え、オゾン層に影響を及し得る成層圏での化学や力学過程に長期的な変化がないか、GHGの増大や対流圏気候の変化がオゾン層にどの様に影響を及ぼし得るか、を明らかにすることが必要である。

2. 研究目的

本研究課題では、今後のODS濃度の減少から期待されるオゾン層の回復を如何に確かなものにするか、に答えるための科学的知見を得る事を目的としている。そのためには、オゾン層変動の将来予測に用いている現在の数値モデルの精度・確度の評価はもちろんのこと、今後のオゾン層変動に影響を及ぼしうる要因の長期変化の検出も重要である。例えば、「中緯度成層圏での増加が指摘されている水蒸気（HO_xオゾン分解サイクルの基になる物質）は本当に増加しているのか?」、「成層圏水蒸気量の変動は、対流圏からの流入量の変動が原因か?」、「対流圏での温暖化は成層圏の大気の循環を加速するとの指摘もあるが、過去数十年間に成層圏の大気循環は実際に強められているのか?」などはオゾン層の長期変化を占う重要な要素である。更に、気候変動とオゾン層変動の相互作用は、今後のオゾン層の変動（ならびに気候変動）を考える上で重要な問題であり、気候－オゾン層の相互作用は太陽活動や火山活動などの自然活動（摂動）の影響を増幅（あるいは緩和）する可能性もある。

そこで、本課題では、気候変動との相互作用の視点も意識しつつ、今後のオゾン層変動を左右し得る成層圏プロセスとして、成層圏水蒸気ならびに成層圏大気の循環の問題に焦点をおいた。更に、化学－気候相互作用の観点から、太陽活動や温室効果気体の変化によるオゾン層への影響を、数値モデルを活用して評価することを目的とした。

以上の点を踏まえ本課題では、1) 対流圏から成層圏への水蒸気の流入領域における水蒸気分布とその長期的変動の検出ならびに脱水機構の解明、2) 成層圏大気の平均年代（mean age of air）の決定と大気年代の長期的な変化の有無の検出、3) 現在のオゾン層将来予測モデルによる成層圏プロセスの再現精度・確度の検証と数値モデルの改良ならびにオゾン層の長期変化に対する温室効果気体の増加の影響評価、4) 太陽活動や気候変動による成層圏の変化ならびに成層圏の変化による対流圏の化学場や気象場の変化の解明、を目標とした。

本課題では上記の研究目標を達成するため、4つのサブテーマを設定した。それぞれのサブテーマで取り扱う研究対象は以下の通りである。

(1) 成層圏水蒸気に関する研究： 対流圏から成層圏への物質の流入口にあたる熱帯域の対流圏界面近傍において、水蒸気、オゾン、雲粒子、気象要素の複数地点・準同時観測を実施する。また放射過程を考慮した流跡線解析や同一空気塊の追跡観測（MATCH観測）事例も含めた観測データの解析ならびに数値モデル実験から、成層圏の水蒸気濃度の決定メカニズムを明らかにする。また過去の水蒸気やオゾンの観測データの解析から熱帯対流圏界面近傍での水蒸気やオゾンの長期変化の検出を行う。

(2) 成層圏大気の滞留年代に関する研究： 大気球を用いて日本上空成層圏の大気のサンプリングを実施、その大気試料の精密なガス分析を通して、対流圏上部から成層圏にかけての高度領域における大気年代の決定法の評価ならびに正確な大気滞留年代決定を行う。また、保存されている過去の大気試料やデータの再解析を実施することにより、成層圏大気の年代の長期的な変化や緯度依存性の有無を明らかにする。

(3) オゾン層の将来予測に関する研究： 成層圏化学気候モデル（CCM）を用いた数値実験の結果について、オゾン分布、オゾン量の時系列変化、更には極渦の強度や崩壊時期など力学要素の再現性に注目して、その再現性を評価する。また2100年までの長期積分実験（数値実験）を行い、ODSやGHGの排出シナリオを変えた数値実験から、特にGHGの増加がオゾン層の変化ならびにオゾン層の回復時期に及ぼす影響評価を行う。更に、予測精度を向上させるために、CCMの改良も進める。

(4) 太陽活動などの摂動に対するオゾン層の応答や気候変動との相互作用に関する研究： 数値モデル（CCMなど）を用いた数値実験を実施し、太陽活動の変化に伴う成層圏および対流圏の化学場・気象場の応答シグナルの解析から、成層圏－対流圏の化学および力学的な結合を明らかにする。更にサブテーマ（3）と連携して、南極オゾンホールや北極のオゾン層破壊の変化と対流圏気候の変化との関連性から対流圏気候の変化と成層圏の化学・力学過程の変化との関連を評価する。

3. 研究の方法と結果

(1) 熱帯対流圏界面領域における水蒸気変動に関する研究

図1に示したとおり、対流圏の水蒸気（ならびに他の物質）は熱帯の対流圏界面領域（TTL）を経

由して成層圏に輸送される。TTLは地球大気で最も低温な領域である。そのためTTLにおいて対流圏からの水蒸気は過飽和状態となり、脱水除去される。すなわち成層圏への水蒸気の輸送量はTTLでの脱水過程に大きく依存する。そこで、熱帯域での水蒸気観測をもとに、成層圏での水蒸気量の変化の検出と変化要因の把握を行った。

水平移流脱水過程： TTL内を水平移流される空気塊が大規模な低温領域を通過する際に凝結・脱水される水平移流脱水過程（効率のよい脱水過程の一つと考えられている）を調べるため、本サブテーマでは、世界で最も大規模な低温域を有する北半球冬季の熱帯西太平洋域を中心に、熱帯太平洋域の複数の地点で大気の流れ場を考慮した水蒸気ゾンデ観測（図2に概念図）を行った。

その観測データの解析からは、高度15.5km付近では、亜熱帯域や東太平洋での観測に比べ、熱帯西太平洋域で水蒸気が低濃度で観測された。この結果は脱水領域が赤道西太平洋域であるとして解釈できた。また高度17.5km付近では、観測した空気塊が経験したと考えられる最小水蒸気混合比に対応する水蒸気濃度が観測され、脱水過程がほぼ終了しつつあると解釈できる。更に高度18km付近では、対流圏界面を通過した（成層圏に流入した）空気塊であることを示す観測結果が得られた。以上の結果は、水平移流脱水過程を支持する結果である。

また、多地点・準同時期観測データを精査した結果、世界で初めて水蒸気のMATCH観測（同一空気塊を2地点以上で観測）に成功した事例を数十例見出した。観測されたMATCH事例の中には、水蒸気を1回目に観測した地点からと2回目の観測地点に空気塊が輸送される間に、低温領域を通過したことに対応する形で脱水が起こった事例（2地点目の水蒸気濃度の観測値が1回目の観測値に比べ低い事例）のほかに、脱水過程が進行する可能性がある低温領域を通過しているにもかかわらず脱水が認められない事例（2回目に観測される水蒸気濃度が1回目観測時の濃度とほぼ同じ事例）もあることが明らかになった。観測事例の解析からは、脱水を引き起こす氷晶形成において、過飽和度に閾値がある可能性が示唆された。

熱帯下部成層圏での水蒸気量の変化： TTLでの水蒸気分布に比べ成層圏に輸送された水蒸気は東西方向にはるかに一様であるとみなしてよい。熱帯下部成層圏での水蒸気鉛直分布の測定から19～21kmの高度領域のシグナルを平均する事で、成層圏に輸送後1年以内の水蒸気量の年平均値を得ることが出来る。

本研究で実施した観測データならびに過去の熱帯太平洋域での水蒸気ゾンデ観測データ（1993年3月から2009年1月）について、熱帯下部成層圏域での年平均水蒸気量の長期変動を調べた。その結果、熱帯下部成層圏における水蒸気混合比の推移は、1990年代には比較的一定（あるいは非常に弱い減少傾向）だったのに対し、2003年以降増加に転じている事が明らかになっている（1990年代が3.2～4.0ppmvだったものが、2003年12月以降

は3.7～5.0ppmvに達していた（図3）。さらに、これまで標準とされてきた人工衛星UARS搭載の測器であるHALOEによる熱帯下部成層圏の水蒸気観測データと水蒸気ゾンデ観測データを比較した結果、HALOEの観測データに乾燥バイアスが存在する可能性を指摘した。

熱帯対流圏界面領域の気温変動の解析： 成層圏の水蒸気濃度は、上述のように熱帯対流圏界面領域の気温により大きくコントロールされている。熱帯対流圏界面領域の気温は、成層圏子午面循環

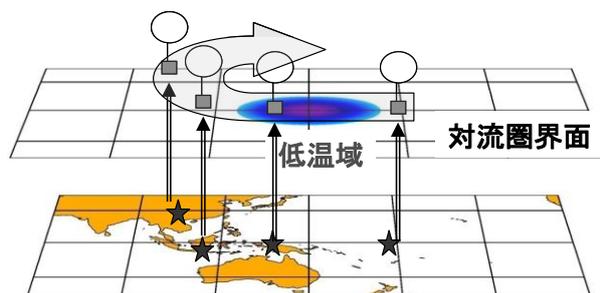


図2. 熱帯対流圏界面近傍での水蒸気ゾンデ観測。低温域を通過する前の空気塊では、その領域での飽和水蒸気量（SWV）に相当する水蒸気が観測され、低温域では大規模な脱水のため水蒸気量は低く、更に低温域を通過し脱水を経験した空気塊の水蒸気量はその観測地点でのSWVに比べ低い（乾燥した）状態として観測されることが予想される。

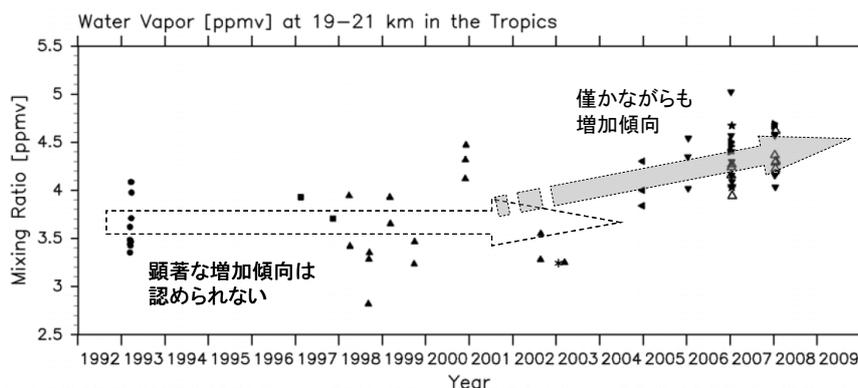


図3. 熱帯における水蒸気ゾンデ観測データに基づく、19～21kmの高度域での平均の水蒸気混合比の経年変化。

とそれを支配する中高緯度波動活動、熱帯の対流活動・波動活動、局所的な放射過程などにより決まっていると考えられているが、各過程の定量的な寄与度についてはいまだよく理解されていない。最近あらたに、熱帯の対流活動の経度非一様を原因とするような熱帯対流圏界面付近の波動が重要だとする研究が発表されている。これを受けて、熱帯対流圏界面領域の気温変動を支配するメカニズムの定量的理解をめざした大気大循環モデルによる数値実験をおこない、鉛直渦熱フラックスの重要性をはじめて明らかにした。

(2) 成層圏大気の滞留年代の決定に関する研究

対流圏の温暖化によって成層圏大気の循環が強化される傾向にあるかを調べる方法として、成層圏大気中のトレーサー物質濃度の精密測定に基づいた成層圏大気平均滞留時間（平均年代）を長期的に観測する方法がある。その推定手法の原理を図4に示す。対流圏において濃度が単調増加するトレーサー物質（X）を成層圏のある地点で観測した場合、その場所でのXの混合比は、観測が行われた同時期の対流圏におけるXの混合比より低いと予想される。何故なら、成層圏に流入したXが観測地点に到達するまでには、一定の輸送時間（大気の年代）を要するからである。言い換えれば、成層圏大気中のXの混合比と等しい混合比が対流圏大気で観測された時期が分れば、その時間差が着目する成層圏の領域での平均年代に相当する。

そこで本研究では、大気球に搭載したクライオサンプリング装置により直接成層圏の大気試料を採取し、回収後に気体成分の精密分析を行った（過去の大気サンプルの再分析も実施）。成層圏大気中のトレーサー物質として、本研究では CO_2 や SF_6 を用いた。

成層圏大気での重力分離：これまでの常識では、中間圏より低い高度の大気では、大気の乱流拡散による混合過程が活発なため、重力分離は認められない（重力分離は80kmより高い高度で起こる）。しかしながら、もし成層圏においても重力分離が起きているならば、空気よりも重いトレーサー物質（ CO_2 や SF_6 ）の濃度からの大気の年代推定にも影響する。

成層圏大気の年代測定のために採取した大気サンプルを用いて、大気主成分（ N_2 や O_2 ）の同位体比の分析を行った結果、成層圏においても重力分離が起こっている可能性を示す結果が得られた。気体分子の質量数の差が1の場合に基準化した場合の重力分離効果は、中緯度の高度35km付近において、およそ-0.05パーミル、極渦内の高度30km付近ではおよそ-0.1パーミル程度であることが分った。仮に、この重力分離効果が全ての気体種について作用していると仮定すると、 CO_2 や SF_6 等の濃度分析にも影響する。重力分離効果の大きさは成分の分子量と平均空気分子量の差に比例するため、 SF_6 では117倍、 CO_2 では15倍に増幅され、 SF_6 と CO_2 の濃度に対する補正量に変換すると、それぞれ最大で0.06pptと0.5ppmに相当することが分った。

成層圏大気の高精度な平均年代推定法：本研究では大気の年代を成層圏大気中の CO_2 ならびに SF_6 濃度から推定した。先に示した成層圏大気における重力分離は大気年代推定における誤差要因の一つになる。重力分離の影響は中緯度での年代推定には影響が小さいが、高緯度での年代測定では影響は大きくなる。

重力分離以外の誤差要因として、①トレーサーの観測濃度の変動性、②年代スペクトルの不確実性、③ CO_2 の場合は成層圏における CH_4 の酸化による CO_2 生成の寄与、が考えられる。①については、濃度勾配が小さい高度領域での鉛直方向の濃度のバラツキから誤差を推定した結果、 CO_2 で ± 0.4 年、 SF_6 で ± 0.6 年の変動幅が見積もられた。②については、数値シミュレーションから影響を評価した（ < 0.1 年）。③については、同時に観測した CH_4 濃度を基に CH_4 の酸化による CO_2 生成の寄与を推定した（0.5～0.6年程度）。

北半球中緯度における平均年代の長期変化：「地球温暖化に伴って成層圏の平均年代は短くなる」との仮説が実際に認められるかを評価するため、成層圏大気気球観測によって得られた大気サンプル（過去に採取したサンプルも含む）を解析することにより、北半球中緯度上空における成層圏大気平均年代の長期的な変化傾向を調べた。日本上空の成層圏での CO_2 や SF_6 の観測からは、数値

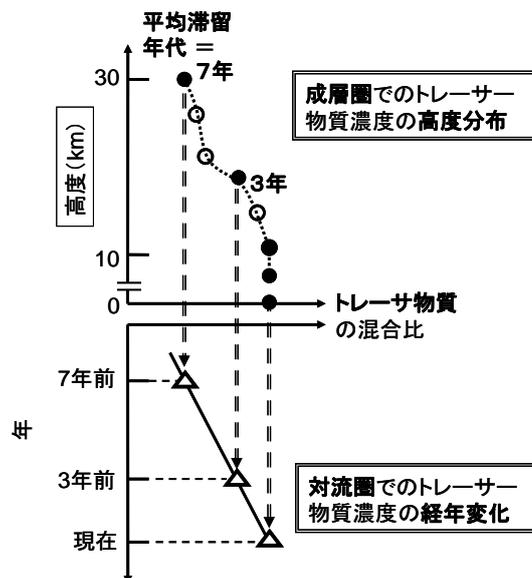


図4. 成層圏大気の年代（＝成層圏に流入した空気塊が、観測が行われた地点に輸送されるまでに要する時間）の決定法の概念図。高度10km以上が成層圏。対流圏でのトレーサー濃度は、現在>3年前>7年前。

モデルなどから期待される、平均年代が短くなる傾向は明瞭には認められなかった。成層圏大気の観測期間は限られていることから、同様の気球観測を実施しているドイツ、アメリカの研究機関との国際的な協力により、過去に得られた日本上空のデータに加え、ヨーロッパや、北米上空の平均年代を合わせて解析した。その結果（図5）からは、近年の数値モデル研究による予測に反して、北半球中緯度の成層圏における平均年代は低下していないことが示唆された。

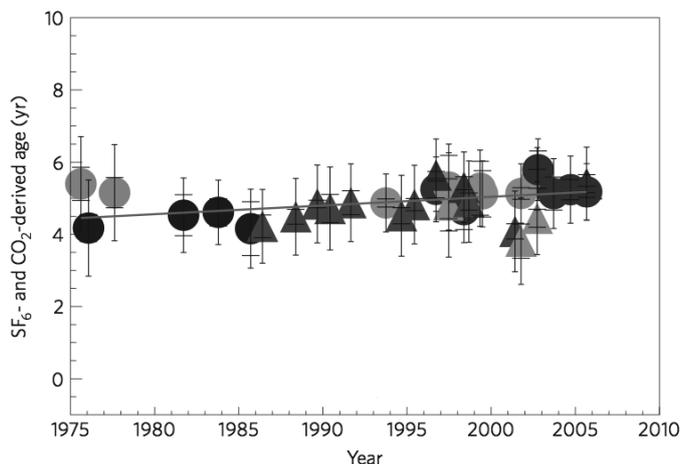


図5. 北半球中緯度の成層圏における高度24～35kmで平均した平均年代の推移。

(3) オゾン層変動の再現性と将来予測精度の評価に関する研究

オゾンの太陽短波による光分解は成層圏

における熱源であり、オゾンの分布は成層圏での気温分布と密接に係っている。更に、成層圏でのオゾンの生成や消滅に係る主要な化学反応には気温に敏感な反応が存在しており、オゾン濃度の変化自体が、オゾンの生成・消失速度の変化にフィードバックされる。この様に、成層圏では、オゾンを通して、放射と力学と化学過程は相互に影響を及ぼしあっているため、オゾン層の将来変化予測には、3つの過程を結合した数値モデル（化学気候モデル）の活用が不可欠である。本サブテーマでは、開発した化学気候モデル（CCSR/NIES CCM。以下単にCCMと略す）による成層圏の化学場・気象場の現状や過去の変化の再現性を評価すると共に、CCMを用いた数値実験を通して、オゾン層の将来変化の推定を行った。特にフロン・ハロンの違いやGHGの増加の影響、更には対流圏気候の変化との相互作用に注目した。

化学気候モデルによるオゾン層の再現性：ODSやGHGの排出シナリオを用いたCCMによるオゾン層の過去再現数値実験を行い、力学場（風速や気温など）、放射場（大気加熱率、放射フラックスなど）、化学場（オゾン、メタン、塩素濃度など）に関係する物理・化学量の実験結果の解析から、CCMによる過去の変化の再現性を調べた。その結果、オゾン全量の空間分布ならびに季節変化、オゾンホールインデックス（オゾンホール面積、オゾン全量の最低値）の経年変化は過去の観測値や変化を良く再現する事が確かめられた。

南極渦の存在はオゾンホール形成にとって不可欠のものであるが、極渦の強度はオゾンホール形成によって影響を受ける。その南極渦の崩壊時期の高度依存性や極渦崩壊時期に長期トレンド（遅れる傾向）が認められる減少を、CCMを用いた数値実験でも再現できた。特に、1980年から1999年までのオゾンホールの発達期に春季の南極渦の崩壊時期が遅くなる傾向が再現出来たことから、極渦崩壊時期の長期トレンドを生じる原因について調べた結果、1980～1999年の期間では、対流圏からの波動のトレンドが南極渦の崩壊時期を早めるかまたはトレンドなしの傾向であったにもかかわらず、実際に観測された南極渦の崩壊時期は遅くなっていることから、この間の南極渦崩壊時期の遅れはオゾンホールの発達が原因であったと考えられる。

上記のとおり、現在のCCMは成層圏の色々な化学場や気象場の特徴やその変化を再現しているものの、熱帯上部対流圏の気温が観測値に比べ低温になる問題（低温バイアス）を抱えていることも明らかになった。

オゾン層の回復時期の緯度依存性とODSおよびGHGの変化の影響：ODSならびにGHGの将来シナリオを使ったCCM数値実験（1980年～2100年まで）を行った。その結果、成層圏ハロゲン量の推移で見ると、臭素を含んだ無機ハロゲン量が1980年レベルに戻る時期は、無機塩素量が1980年レベルに戻る時期に比べ、10～25年ほど遅れることが分った。また、無機ハロゲン量が1980年レベルに戻る時期は、臭素が関与するオゾン分解の効率が塩素系のオゾン分解に比べ、より大きな効率であると仮定するほど、無機塩素量が1980年レベルに戻る時期に比べて遅れることが分った。またオゾン全量は今後の大気中のハロゲン濃度の減少とともに回復（熱帯域については後で述べる）するが、オゾン層の回復時期は緯度帯によって異なり、北半球高緯度の回復時期が最も早く、南半球では回復時期はやや遅れることが分った。

GHG濃度ならびに海表面温度を固定した気候固定実験とGHG濃度の増加などを含んだ標準実験を比較することで、GHG（主としてCO₂）の増加がオゾン層の回復に及ぼす影響を評価した。その結果、GHG漸増条件下でのオゾン層回復時期は、GHG固定条件下での回復時期に比べて、南半球高

緯度（オゾンホール領域）では10年以上早まる結果が得られた。GHG漸増条件でオゾン層の回復時期が早まる傾向は、中緯度域でも認められたが、その程度は南半球高緯度に比べて小さいことが分かった。

熱帯域での今後のオゾン層の長期的な振る舞いは、他の領域でのオゾン層の回復傾向とは異なっていた。気候固定実験（GHG濃度固定実験）では、オゾン全量は、他の領域と同様に、ODS濃度の減少に伴い増加するとの結果が得られた。一方、標準実験（GHG漸増実験）において、熱帯域のオゾン全量は特異的な振る舞いを示し、21世紀半ばに一旦1980年レベルに近づくが、その後再び減少するという結果が得られた（図6）。オゾン全量を20hPa（高度27km付近）以上の高度域に存在するオゾン量と、20hPa以下の高度域に存在するオゾン量に分けて、その振る舞いを調べた結果、上層では化学的な要因によるオゾン量の増加、下層では力学的な要因によるオゾン量の減少が認められた。このことから、オゾン全量の特異的な振る舞いは、上部ならびに下部の成層圏におけるオゾン量の変化が組み合わせることで説明できることが分かった。

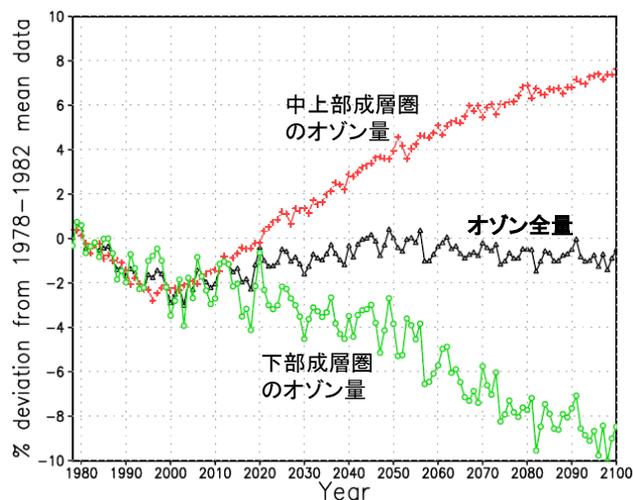


図6. CCMで計算された低緯度（25S～25N）におけるオゾン全量（黒、△）。オゾン全量の変化を、20hPa以上の高度で積分したオゾンカラム量（灰色、+）ならびに20hPa以下の高度で積分したオゾンカラム量（灰色、○）に分割した。

（4）太陽放射と極振動によるオゾン分布の変動解析に関する研究

成層圏のオゾン量は、ODS量などによる長期的な変化だけでなく、太陽11年変動や成層圏準2年振動（QBO）をはじめとする大気場変動、更には火山活動などの影響を受けることで、短期的にも変動する。一方、成層圏オゾンは放射を介して大気場に影響を及ぼすが、その影響は成層圏—対流圏の相互作用によって対流圏にも及ぶと考えられる。このことは、長期的に見ると、今後期待されるオゾン層の回復が対流圏気候にも影響を及ぼす可能性を意味している。そこで、化学気候モデル（CCM）を用いた数値実験結果や観測データ（客観再解析データ）の解析から、太陽変動によるオゾン場への影響を介した、オゾンと大気場の相互作用ならびに成層圏オゾンと対流圏大気場の相互作用を調べた。

太陽変動と赤道下部成層圏大気場の変動：太陽放射が最大時と最小時の条件に固定したCCM数値実験にみられる成層圏での温度偏差と東西風偏差の関係を調べた結果、特に初冬においては、太陽放射の違いによる中高緯度成層圏の西風偏差に対応した子午面循環が生じる結果、赤道域下部成層圏における下降流につながり、下部成層圏での断熱加熱による高温偏差が現れることが分かった。

北半球夏季下部成層圏オゾン増加と対流圏の低温化：太陽活動活発期の北半球夏季におけるオゾン観測データならびに大気場の再解析データを用いた統計解析を行った。その結果、北半球下部成層圏のほぼ全域でオゾン量と気温との間に高い正相関（高温偏差）があることが分かった。成層圏での高温偏差の内、オゾンによる加熱が高温偏差に関係しているのは40～60N付近であることが分かった。またオゾン量と気温との相関では、対流圏においても30～70Nで低温偏差が認められたが、低温偏差は主として力学的要因（熱輸送）によって形成されており、また成層圏オゾンと相関の良い対流圏循環偏差も見出された。この関係についてCCMを用いた感度実験を行って調べた結果、CCM実験でも成層圏オゾン増加に対する対流圏循環の応答（亜熱帯ジェット強化と極前線ジェット弱体化）が表れることが分かった。この相関は北半球夏季において、成層圏オゾンの増加に伴って中緯度の対流圏界面付近の安定度が強化されることで、波活動に変調をもたらし、その結果、対流圏での亜熱帯ジェット強化と極前線ジェット弱体化ならびに北半球中高緯度の気温低下が生じるメカニズムが存在している可能性を指摘した。

オゾンホールの縮小化の対流圏への影響：サブテーマ（3）で過去のオゾンホール発達期には、オゾンホールの発達に伴い南極極渦が強化されることを見出した。このことは逆に、将来オゾンホールが消滅していく方向に向かえば、極夜ジェットは現在より弱まることが予想される。そこで、CCMによるオゾン層の将来予測実験の結果を解析し、オゾンホールの縮小化が対流圏に何らかの影響を及ぼし得るかを調べた結果、将来のオゾンホールの消滅に伴い成層圏では明確な偏西風（極渦）の弱まりを示した。さらに、南半球成層圏の偏西風の変化の影響は対流圏にまで伝搬して、その影

響は地表にまで達していることが示された（図7A）。地表面まで達する偏西風の変化は、IPCC気候モデル（IPCC AR4に用いられた気候モデル）では認められない（図7B）。またIPCC気候モデルの内、成層圏オゾン濃度が固定されているモデルほど南半球高緯度での偏西風の変化が顕著でないことやIPCC気候モデルには成層圏—対流圏の間の相互作用がCCMほど直接的には扱われていないケースが多いなどを考慮に入れると、CCMで見られた南半球高緯度域での偏西風の弱化はオゾンホール縮小に起因しているものと考えられる。地表面付近に達する偏西風の変化は対流圏での熱輸送などにも影響を及ぼし得る。

4. 考察

成層圏オゾン層が、想定されているフロンなどのオゾン層破壊物質（ODS）の減少に伴い、今後着実に回復していくか、という問い

に答えるには、ODS以外にオゾン層変動に影響を及ぼしうる要因についての検討が必要である。ODS以外の要因としては、CO₂などの温室効果気体（GHG）の増加による影響が挙げられる。GHGの増加は放射冷却効果による成層圏の低温化を引き起こすほか、GHGが引き起こす対流圏の気候変動を通して間接的に成層圏のプロセスに影響を及ぼすと考えられる。

本課題で扱う成層圏水蒸気ならびに成層圏大気年代の問題は、気候変動によって影響を受ける可能性のある成層圏プロセスに属する。同時に、水蒸気変動や成層圏大気年代のこれまでの変化は、成層圏数値モデルの再現性の評価や今後の変化の推定を行う上で貴重な情報を提供する。一方、化学気候モデル（CCM）を活用してODSやGHGの成層圏濃度の長期的な変化にオゾン層がどのように応答するか、また成層圏オゾンの長期的な変動が成層圏大気や対流圏大気にどんな影響を及ぼすか、に関わる研究は、オゾン層の将来予測の不確実性要因や成層圏オゾン層と対流圏気候との相互作用を理解するための情報を提供する。

個々のサブテーマの成果の内、成層圏水蒸気に関するサブテーマ（1）での研究では、熱帯下部成層圏の水蒸気濃度の長期変動を詳細に解析した結果、極めて顕著な変動を示していることを初めて見出したことは、成層圏水蒸気の長期的な変動に関わる重要な問題点を提起したものとする。更にこれまで下部成層圏での水蒸気量の標準値として扱われていた衛星観測データに関して、見直しが必要であることを示せた点も大きな発見である。サブテーマ（2）で取り組んだ成層圏大気年代の変化の検出においては、成層圏大気精密分析から、成層圏における重力分離の存在を指摘出来た点は、大気年代精密決定の観点のみならず、これまでの気象学の常識を覆す発見として評価できる。また重力分離の影響は、特に高緯度域での大気年代推定の精度を高める上でも貴重な進歩である。ドイツ、アメリカの研究機関との国際的な協力により、過去に得られた日本上空のデータに加え、ヨーロッパや北米上空の平均年代を合わせて解析した結果、成層圏数値モデル研究による予測に反して、北半球中緯度の成層圏における平均年代は低下していないことを示す結果が得られた。これはCCMや大気大循環モデルへの大きな問いかけとなる貴重な成果である。サブテーマ（3）では、CCMによる成層圏の化学場・力学場の再現実験で、過去の南極渦の変化が再現でき、南極渦とオゾンホール強度の間に何らかの因果関係があることが見出された。この点はサブテーマ（4）での、今後期待されるオゾンホール縮小による大気循環場への影響（特に南極の地表面近傍での気候への影響）評価の研究に結び付いた。またサブテーマ（3）では、GHGの増加がオゾン層の回復を早める方向で作用するものの、熱帯域でのオゾン全量の長期変化では、対流圏気候の変化と成層圏でのオゾン化学の変化のいずれの効果も影響する点を示せた。サブテーマ（4）では、成層圏オゾンの変化が成層圏オゾンの放射を介して成層圏大気力学場の変動に影響を及ぼすこと、更にはオゾン層の変化の影響が成層圏—対流圏相互作用により対流圏まで及ぶ可能性があることが示された。サブテーマ（3）ならびに（4）の成果は、オゾン層保護と温暖化対策のベストミックスを考えることの必要性につながるものとする。

本課題では、サブテーマ間の連携を図って研究を進めた。先に述べた通り、サブテーマ（3）と

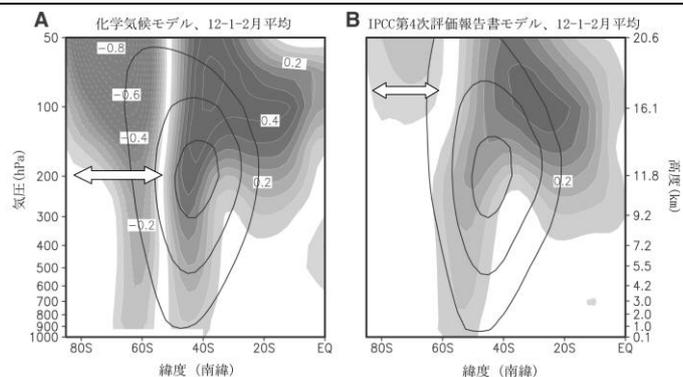


図7. 12月～2月の偏西風の風速の将来変化の緯度—高度分布。矢印で示してある緯度範囲の陰影の部分が、将来偏西風が弱まると予想される部分。他の陰影部分は逆に偏西風が強まると予想される部分。A：化学気候モデルの予想結果の平均。B：IPCC第4次評価報告書モデルの予想結果の平均。化学気候モデルの結果は、偏西風の弱まりが大きく、その弱まりが地表付近にまで達している。

(4) は同じ化学気候モデル (CCM) を活用した研究を進め、サブテーマ (3) でオゾン層プロセスの再現実験からの問題意識 (南極渦の強化とオゾンホール発達の関係) とサブテーマ (4) で進めていた成層圏オゾンと大気力学場の相互作用の成果から、今後期待されるオゾンホールの縮小が対流圏気候—特に南半球高緯度域での気候—に及ぼす影響の研究まで発展できた。次に示す成層圏大気循環の問題も含めて、オゾン層変動と地球温暖化の相互作用についての定量的な評価は今後の研究の展開に期待したいが、少なくとも、オゾン層変動と地球温暖化との間に相互作用を引き起こすメカニズムが存在している点を示した点は大きな意義がある。

サブテーマ (1) で提起された成層圏に物質が流入した直後の熱帯下部成層圏で水蒸気量が増加していること、また2000年以降にこれまで知られていなかった水蒸気量の増加トレンドが認められたことを、現在のCCMでは再現できていない。しかし、サブテーマ (1) の問題提起を受け、サブテーマ (3) では、特に熱帯対流圏界面での気温分布ならびに放射過程の重要性から、現在のCCMの抱えている問題点を整理し、新たなモデルの改良に取り組み始めた。本課題終了時点での改良版CCMでは、熱帯対流圏界面近傍での低温バイアス問題を大幅に改善することに成功できている。

サブテーマ (1) とサブテーマ (2) で扱った成層圏水蒸気ならびに成層圏大気年代は、対流圏—成層圏の物質交換の問題であり、本課題期間中には実施に至らなかったものの、熱帯上空の成層圏大気年代計測の重要性を共有できた。またサブテーマ (2) で得られた北半球中緯度の成層圏で大気年代が長くなる観測結果は、CCMから予想される結果とは逆センスと言って良い。現時点で大気年代が長くなる傾向にある原因をCCMからは説明できていないものの、サブテーマ (3) や (4) で実施したCCMを用いた数値実験結果の解析から、成層圏下部での大気循環の駆動にはこれまで充分には考慮されていなかった地形性の重力波の伝播が重要となっている可能性が高いことなどが、明らかになりつつある。今後の大気大循環モデル (気候モデル) との比較実験などを通して、気候変動がオゾン層破壊に及ぼす影響の研究の発展に繋がるものと考えている。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

- ・ 現在効率のよい水蒸気除去過程の一つの候補として考えられている熱帯対流圏界面領域での水平移流脱水過程について、その脱水メカニズムが進行していると考えられる現場での観測データセットを取得した。
- ・ 対流圏から成層圏への水蒸気の輸送量を制御する脱水過程が進行している熱帯対流圏界面領域において、同一空気塊を複数回測定するMATCHペアの観測データの取得に世界で初めて成功した。
- ・ 1993年以降の熱帯での水蒸気ゾンデ観測データの解析から、熱帯下部成層圏の水蒸気の長期変動の実態をつかんだ。
- ・ 下部成層圏水蒸気量の標準値と見なされている衛星 (HALOE) 観測データについて、その確度検証についての問題提起が出来た。
- ・ これまでの気象学の常識を超えて、成層圏大気における重力分離の存在を成層圏大気の高精度分析 (同位体サンプルの分析) から初めて明らかにした。
- ・ 重力分離が成層圏大気平均年代決定に与える影響を評価でき、大気平均年代推定の確度が向上した。
- ・ 北半球中緯度における成層圏大気平均年代の長期変化に関して、化学気候モデル (CCM) などによる予測に反して、平均年代が短くなっていないことを初めて見出した。
- ・ CCMを用いた過去のオゾン層変動再現実験から、これまでの南極極渦の崩壊時期の長期変化傾向 (崩壊時期の遅れ) にオゾンホール発達の関係していることを明らかにした。
- ・ 温室効果気体 (GHG) の増加がオゾン層の回復に及ぼす影響について、特に熱帯域での今後のオゾン全量の変化に対して、化学的な効果と力学的な効果の両方が影響する事で、熱帯域オゾン層が単調な回復傾向にあるとは言えないことを明らかにした。
- ・ 今後のオゾン層の長期的な変化には、オゾン層破壊物質 (ODS) 濃度の減少が重要であるが、特に臭素系のODS濃度の推移や臭素系オゾン分解反応の効率がオゾン層の回復時期に影響を及ぼすことを明らかにした。
- ・ 太陽放射の変動による成層圏オゾン場の変化が、北半球冬期において成層圏におけるオゾンと大気場との相互作用を通して、赤道域下部成層圏気温場に影響を及ぼし得ることを観測データならびにCCM実験データの解析から示した。
- ・ 一方、北半球夏季における成層圏オゾン場の変化が下部成層圏での大気安定性に影響を及

ぼし、その影響が対流圏の循環にも及ぶことも明らかにした。

- ・ 化学気候モデルによる今後のオゾンホール長期変化実験結果の解析から、オゾンホールの消滅が南極上空の偏西風を弱め、その影響が対流圏にまで伝播して南極の地表まで達する可能性を示した。

(2) 地球環境政策への貢献

- ・ 環境省の平成19年及び20年度「オゾン層等の監視結果に関する年次報告書」（平成20年8月、21年8月）の作成にあたり、本研究で行ったオゾン層の将来予測モデル実験結果を資料として提供した。（平成21年度の年次報告書にも成果が反映される予定である）。
- ・ 環境省環境調査研修所での地球環境保全研修において、成果の一部を紹介した
- ・ ウィーン条約締結国第7回オゾン調査管理者会合（2008年5月、ジュネーブ）において、本研究で行ったオゾン層の将来変動予測の研究成果の一部を紹介した。
- ・ 現在取りまとめ中のUNEP/WMOの「オゾン破壊に係る科学アセスメント：2010」に成果が引用されるほか、本課題関係者が共著者や査読者として取りまとめに貢献している。

6. 研究者略歴

課題代表者：今村隆史

1957年生まれ、東京工業大学理学部卒業、理学博士、現在国立環境研究所大気圏環境研究領域長、

参画研究者

(1)：藤原正智

1971年生まれ、東京大学理学部卒業、博士（理学）、現在北海道大学大学院地球環境科学院准教授

(2)：菅原敏

1967年生まれ、東北大学理学部卒業、理学博士、現在宮城教育大学教育学部准教授

(3)：今村隆史（課題代表者と同じ）

秋吉英治

1961年生まれ、九州大学理学部卒業、理学博士、現在国立環境研究所大気圏環境研究領域主任研究員

(4)：高橋正明

1950年生まれ、九州大学理学部卒業、理学博士、現在東京大学気候システム研究センター教授

7. 成果発表状況（本研究課題に係る論文発表状況。）

(1) 査読付き論文

- 1) Yamashita, Y., T. Kuroda, and M. Takahashi (2007), Maintenance of zonal wind variability associated with the annular mode on Mars, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L16819, doi:10.1029/2007GL030069.
- 2) Sugita, T., N. Saitoh, S. Hayashida, T. Imamura, K. Saeki and H. Nakajima (2007), Temporary Denitrification in the Antarctic Stratosphere as Observed by ILAS-II in June 2003, *SOLA*, *3*, 137-140.
- 3) Nakashima, Y., J-H. Xing, S. Inomata, T. Imamura (2008), Rate coefficients for the reactions of cyclohexadienyl (*c*-C₆H₇) radicals with O₂ and NO at room temperature, *Chem. Phys. Lett.*, *450*, 248-252.
- 4) Takashima, H., M. Shiotani, M. Fujiwara, N. Nishi, F. Hasebe (2008), Ozone observations at Christmas Island (2N, 157W) in the equatorial central Pacific, *J. Geophys. Res.*, *113*, D10112, doi:10.1029/2007JD009374.
- 5) Yoneyama, K., M. Fujita, N. Sato, M. Fujiwara, Y. Inai, F. Hasebe (2008), Correction for radiation dry bias found in RS92 radiosonde data during the MISMO field experiment, *SOLA*, *4*, 13-16.
- 6) Ishidoya, S., S. Sugawara, S. Morimoto, S. Aoki, and T. Nakazawa (2008), Gravitational separation of major atmospheric components of nitrogen and oxygen in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L03811, doi:10.1029/2007GL030456.
- 7) Son, S.-W., L. M. Polvani, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, R. Garcia, D. Kinnison, S. Pawson, E. Rozanov, T. G. Shepherd, K. Shibata (2008), The impact of stratospheric ozone recovery on the southern hemisphere westerly jet, *Science*, *320*, 1486-1489, doi:10.1126/science.1155939.

- 8) Austin, J., K. Taurpali, E. Rozanov, H. Akiyoshi, S. Bekki, G. Bodeker, C. Brühl, N. Butchart, M. Chipperfield, M. Deushi, V. I. Fomichev, M. A. Giorgetta, L. Gray, K. Kodera, F. Lott, E. Manzini, D. Marsh, K. Matthes, T. Nagashima, K. Shibata, R. S. Stolarski, H. Struthers, W. Tian (2008), Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature, *J. Geophys. Res.*, *113*, D11306, doi:10.1029/2007JD009391.
- 9) Tanaka, T., M. Fukabori, T. Sugita, T. Yokota, R. Kumazawa, T. Watanabe, H. Nakajima, (2008), Line shape of the far-wing beyond the band head of the CO₂ v₃ band, *J. Mol. Spectrosc.*, *252*(2):185-189.
- 10) Iwao, K. and M. Takahashi (2008), A precipitation seesaw mode between northeast Asia and Siberia in summer caused by Rossby waves over the Eurasian continent. *J. Climate*, *21*, 2401-2419.
- 11) Fujiwara, M., S. Iwasaki, A. Shimizu, Y. Inai, M. Shiotani, F. Hasebe, I. Matsui, N. Sugimoto, H. Okamoto, N. Nishi, A. Hamada, T. Sakazaki, and K. Yoneyama (2009), Cirrus observations in the tropical tropopause layer over the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, *114*, D09304, doi:10.1029/2008JD011040.
- 12) Inai, Y., F. Hasebe, K. Shimizu, and M. Fujiwara (2009), Correction of radiosonde pressure and temperature measurements using simultaneous GPS height data, *SOLA*, *5*, 109-112, doi:10.2151/sola.2009-028.
- 13) 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.
- 14) Tourpali, K., A. F. Bais, A. Kazantzidis, C. S. Zerefos, H. Akiyoshi, J. Austin, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, M. Dameris, M. Deushi, V. Eyring, M. A. Giorgetta, D. E. Kinnison, E. Mancini, D. R. Marsh, T. Nagashima, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, K. Shibata, and W. Tian (2009), Clear sky UV simulations in the 21st century based on ozone and temperature projections from Chemistry-Climate Models, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 1165-1172, www.atmos-chem-phys.net/9/1165/2009/.
- 15) Gettelman, A., T. Birner, V. Eyring, H. Akiyoshi, S. Bekki, C. Brühl, M. Dameris, D. E. Kinnison, F. Lefèvre, F. Lott, E. Mancini, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, K. Shibata, A. Stenke, H. Struthers, and W. Tian (2009), The Tropical Tropopause Layer 1960–2100, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 1621-1637, www.atmos-chem-phys.net/9/1621/2009/.
- 16) Inoue, M. and M. Takahashi (2009), Connection between the Asian summer monsoon and stratosphere-troposphere circulation over the Asian region. *J. Meteor. Soc. Japan*, *87*, 119-138.
- 17) Austin, J., R. J. Wilson, H. Akiyoshi, S. Bekki, N. Butchart, C. Claud, V.I. Fomichev, P. Forster, R. R. Garcia, N. P. Gillett, P. Keckhut, U. Langematz, E. Manzini, T. Nagashima, W.J. Randel, E. Rozanov, K. Shibata, K. Shine, H. Struthers, D. W. J. Thompson, F. Wu, and S. Yoden (2009), Coupled chemistry climate model simulations of stratospheric temperatures and their trends for the recent past, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L13809, doi:10.1029/2009GL038462.
- 18) 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.
- 19) Niwano, M., S. Hayashida, H. Akiyoshi, and M. Takahashi (2009), Seasonal cycles of Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II near-background aerosol in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, *114*, D14306, doi:10.1029/2008JD009842.
- 20) Cagnazzo, C., E. Manzini, N. Calvo, A. Douglass, H. Akiyoshi, S. Bekki, M. Chipperfield, M. Dameris, M. Deushi, A. Fischer, H. Garny, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, D. Plummer, E. Rozanov, T. G. Shepherd, K. Shibata, A. Stenke, H. Struthers, and W. Tian (2009), Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 8935-8948.
- 21) Milz, M., T. V. Clarmann, P. Bernath, C. Boone, S. A. Buehler, S. Chauhan, B. Deuber, D. G. Feist, B. Funke, N. Glatthor, U. Grabowski, A. Griesfeller, A. Haefele, M. Hoepfner, N. Kaempfer, S. Kellmann, A. Linden, S. Mueller, H. Nakajima, H. Oelhaf, E. Remsberg, S. Rohs, J. M. Russell III, C. Schiller, G. P. Stiller, T. Sugita, T. Tanaka, H. Voemel, K. Walker, G. Wetzell, T. Yokota, V. Yushkov, and G. Zhang (2009), Validation of water vapour profiles (version 13) retrieved by the IMK/IAA scientific retrieval processor based on full resolution spectra measured by MIPAS on board Envisat, *Atmos. Meas. Tech.*, *2*, 379-399.
- 22) Yoshida, K., and K. Yamazaki (2010), Role of vertical eddy heat flux in the response of tropical tropopause temperature to changes in tropical sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, *115*, D01108, doi:10.1029/2009JD012783.

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

(1) 熱帯対流圏界面領域における水蒸気変動に関する研究

北海道大学大学院地球環境科学研究院	藤原正智
北海道大学大学院地球環境科学研究院	長谷部文雄
北海道大学大学院地球環境科学研究院	山崎孝治

<研究協力者>	独立行政法人海洋研究開発機構	
	地球環境観測研究センター	荻野慎也
	名古屋大学大学院環境学研究科	柴田隆

平成19～21年度合計予算額	34,146千円
(うち、平成21年度予算額)	10,240千円)

※予算額は、間接経費を含む。

[要旨] オゾン層の変動・回復に大きな影響を及ぼす成層圏水蒸気量の変動を支配しているメカニズムの解明を目指し、熱帯の対流圏界面領域における水蒸気除去過程および物質輸送過程を、観測、データ解析、数値実験により研究した。2008年1月、2009年1月、2010年1月に熱帯西太平洋域における水蒸気・オゾンゾンデ多地点・準同時観測を実施し、現在もっとも有効な水蒸気除去過程であると議論されている水平移流脱水過程の実測をおこなった。過去2004年12月、2006年1月、2007年1月に実施した同様の観測データもあわせ、全球気象客観解析データと気象衛星ひまわりによる雲画像データを用いて、ゾンデで同一空気塊を複数回測定した事例(“match”事例)を探した。空気塊の同一性を保証するための各種スクリーニングも行った結果、最終的にmatch事例を80程度得て、いくつかの代表的事例について脱水過程の詳細を調べた。さらに、1993年から2009年の17年間の熱帯での水蒸気ゾンデ観測データに基づき、下部成層圏の水蒸気の季節変動、年々変動、10年規模変動を解析し、特に2000年代前半を極小とする10年規模の変動を明らかにした。一方、1993年から2008年の16年間の熱帯でのオゾンゾンデ観測データに基づき、対流圏・下部成層圏のオゾンの季節～長期変動を解析し、特に下部成層圏における1999年頃を極大とする顕著な10年規模変動の存在も明らかにした。また、水蒸気除去過程と表裏一体の関係にある熱帯対流圏界面領域における巻雲の変動とそのメカニズム解明のため、過去の船舶搭載ライダーの集中観測データを解析し、巻雲の出現・消滅がおおまかには赤道ケルビン波活動や大規模移流などの大規模気象場によって説明がつくことを明らかにした。数値実験による研究においては、熱帯対流圏界面領域の気温変動を支配するメカニズムを調べ、鉛直渦熱フラックスの重要性をはじめ明らかにした。

[キーワード] 熱帯、対流圏界面、水蒸気、オゾン、水蒸気除去過程

1. はじめに

成層圏における水蒸気量の変化は、オゾン層の変動・回復に大きな影響を及ぼす要因のひとつである。なぜなら、成層圏の水蒸気は次の3つの過程を通して、オゾン層光化学に密接に関わっているからである。(i) OH、HO₂ラジカルの生成源であり、オゾン分解触媒反応系のひとつであるHO_xサイクルに関わる。(ii) 極域成層圏雲 (PSCs) やエアロゾル生成に関与し、下部成層圏におけるオゾン分解に関わる。(iii) 主要な赤外活性気体のひとつとして成層圏の冷却過程に関わるため、オゾン層光化学の反応効率に関わる。

成層圏の水蒸気の主たる供給源は、熱帯の対流圏界面領域 (Tropical Tropopause Layer、以後TTL) を経由した対流圏から成層圏への水蒸気の輸送と成層圏でのメタンの酸化反応による水蒸気の生成である。このうち前者については、対流圏から成層圏への水蒸気の輸送量はTTLでの脱水プロセスと脱水量に大きく依存する。一方後者のメタンが関わるプロセスについては、定量的にも比較的良好に把握されている。したがって、オゾン層変動・回復の予測に対する水蒸気変動の影響を評価するためには、TTLにおける水蒸気除去過程および物質輸送過程を定量的に把握する必要がある。

TTLにおいて水蒸気濃度を決定する力学要素については、長年の研究の結果、主として次の5つのプロセスが効いていると考えられている。すなわち、①成層圏子午面循環 (ブリューワ・ドブソン循環) の熱帯部におけるゆっくりとした上昇流、②水蒸気・オゾン・巻雲などが関わる局所的な放射加熱冷却、③卓越する水平風による広域にわたる水平移流、④TTLに直接届くような背の高い積乱雲、そして⑤赤道ケルビン波から重力波までの大小さまざまな波動擾乱、に分類されるプロセスである。しかし現時点では、それぞれのプロセスの寄与度を定量的に提示するには至っていない。各プロセスの解明には、航空機や気球などを用いた直接観測が不可欠であるが、高度領域の点で技術的に容易でないため、欧米のグループも含めて単発的・断続的なキャンペーン観測に留まっており、なかなか議論を収束させることができていないのである。

TTLでの脱水過程の理解と並んで成層圏の水蒸気量の長期変動の把握はオゾン層の将来変動を考える上で重要である。成層圏水蒸気量の長期変化については米国大気海洋庁 (NOAA) が中緯度 (北米大陸) において1980年から現在までの30年近く、気球搭載型の鏡面冷却方式・霜点温度計 (NOAA FPHおよびここ数年は後述のCFH) を用いた直接観測を定常的に行ってきた^{1, 2)}。最近のこの観測データの再解析²⁾によると、1981年から2006年の間で中緯度下部成層圏の水蒸気量は長期的には年率0.3~0.7%で増加しているが、2000年・2001年ごろを境にして水蒸気濃度が階段状に急減してその後低値のまま推移している、と報告されている。一方、人工衛星UARSに搭載されたHALOEと言う測器による成層圏全域 (ただし60S~60N) の水蒸気観測も1991年から2005年までの期間で行われている³⁾。HALOEのデータからも2000・2001年ごろの水蒸気濃度の急減が認められているが、長期トレンドに関してNOAA FPHとHALOEとの結果には整合的でない部分があり、成層圏水蒸気変動を議論する上で問題となっている。いずれにせよ成層圏水蒸気量の変化は、TTLにおける水蒸気除去過程、物質輸送過程の変化に起因するものと考えられる。しかしまだ熱帯の対流圏界面領域~下部成層圏における水蒸気量の長期変動についてゾンデ等の“その場”観測に基づく詳細な報告はない。

1998年より、本課題メンバーの一部および他の日本人研究者を中心として、熱帯におけるオゾン・水蒸気ゾンデ観測プロジェクト、Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER) が継続されてきている。SOWERの当初の目的は、熱帯のオゾン分布に見られる東西構造の解明に

あったが、その後、上記のような成層圏水蒸気問題を踏まえたTTLにおける水蒸気除去過程の解明に力を入れてきている。NOAAのグループと密接に協力して、熱帯域でNOAA FPHやCFHや他のセンサーを用いた水蒸気観測を推進してきた。また最近では、レーザー光を利用するライダーも導入し、水蒸気除去の結果である巻雲の同時測定も開始している。2002年度から2006年度の間の活動については、環境省地球環境研究総合推進費（A-1）によるサポートも受けていた。2007年度からは、水蒸気除去過程のうちの水平移流過程にターゲットをしぼった多地点・準同時観測を引き続き実施するとともに、熱帯の上部対流圏～下部成層圏における水蒸気とオゾンの長期変動とその要因解明の観点から、これまでの10年ほどの間に蓄積されてきたデータ等の解析もおこなった。

また、成層圏の水蒸気濃度は、上述のように熱帯対流圏界面領域の気温により大きくコントロールされている。熱帯対流圏界面領域の気温は、成層圏子午面循環とそれを支配する中高緯度波動活動⁴⁾、熱帯の対流活動・波動活動⁵⁾、局所的な放射過程⁶⁾などにより決まっていると考えられているが、各過程の定量的な寄与度についてはいまだよく理解されていない。最近あらたに、熱帯の対流活動の経度非一様を原因とするような熱帯対流圏界面付近の波動が重要だとする研究⁵⁾が発表されている。この問題については、数値実験が有効であると考えられるが、系統的な研究はまだない。

2. 研究目的

本サブテーマの研究目的は、TTLにおける水蒸気濃度決定メカニズムの解明、および同領域における水蒸気・オゾンの長期変動の検出とその要因解明である。前者については、特に、現在有力視されている水平移流脱水過程をターゲットとして、多地点・準同時観測を実施することにより、水蒸気除去過程を世界ではじめて実測し、定量的な議論をおこなうことを目的とする。また、大気大循環モデルを用いた数値実験により熱帯対流圏界面気温の決定メカニズムもさぐる。後者については、本課題ならびにこれまでの地球推進費課題その他により蓄積してきた過去15年以上にわたる水蒸気・オゾンの“その場”観測データを解析して長期変動の実態を明らかにすることを目的とする。

3. 研究方法

(1) 熱帯西太平洋域における水蒸気・オゾンゾンデ観測キャンペーンー水平移流脱水過程の観測

TTLにおける効率のよい水蒸気除去過程の候補のひとつとして、水平移流される空気塊が大規模な低温領域を通過する際に凝結・脱水される過程がある。これを水平移流脱水過程と呼ぶ。この過程が最も劇的な形で生じていると推定される地域が、世界で最も大規模な低温域を有する北半球冬季の熱帯西太平洋域である。SOWERでは、2003年12月に熱帯西太平洋の2地点で予備的な観測および解析を行った上で⁷⁾、2004年12月～2005年1月（5地点）、2006年1月（4地点）、2007年1月（4地点）で、流れ場を予報しながらゾンデ放球のタイミングを決め、同一空気塊を複数の地点で測定することを狙うmatch観測と呼ばれる多地点・準同時観測を実施してきている。

このような観測を実現するには、高精度でありながら現地技術者でも操作の容易な水蒸気ゾンデが必要不可欠である。しかし、1998年のSOWERプロジェクト開始時から使用してきていたNOAA FPHは、NOAAの開発・運用グループの研究者・技術者でないと扱えないため、match観測には現

実的ではなかった。そこで我々は2000年より、スイスMeteorlabor社製Snow White露点・霜点温度計の可能性を試してきていた^{8,9)}。しかし、このSnow Whiteには高度16 km付近より上空における測定に問題があることが徐々に判明してきた。一方、2000年代初頭から、NOAA FPHの後継機・高位機としてコロラド大学製の冷媒使用・露点・霜点温度計（CFH）の開発が進んだ。CFHは、操作性も高く、match観測にも大変適したセンサーである。このような経緯により、2004年12月～2005年1月および2006年1月のMATCH観測では主としてSnow Whiteを使用し、1、2地点のみで数発のCFHを試験的に飛揚し、2007年1月の観測ではじめてCU-CFHのみのmatch観測が実施され、ようやく水平移流脱水過程の観測という当初の目的を完全に果たすことのできるデータセットを取得できる体制が整った。

本研究の期間においては、2008年1月に、インドネシア東部のBiak、インドネシア西部のKototabang、東南アジアのHanoiの3地点で合計17発、2009年1月に、BiakとHanoiで合計8発、2010年1月にBiakとHanoiと西部赤道太平洋のTarawaで合計16発のCU-CFHを飛揚した。

（2）過去のキャンペーン観測データに基づく水平移流脱水過程の解析

先に述べた通り、SOWERでは、熱帯太平洋域において1998年より年に1、2回の水蒸気・オゾンゾンデ観測キャンペーンを実施してきている。当初は東太平洋のガラパゴス諸島San Cristobal島においてNOAA FPHによる観測を中心としてきたが、その後重点を西太平洋域に移し、使用する水蒸気計もSnow White、CFHと変えてきている。これら全てのデータを用いて、水平移流脱水過程の定量化の観点からデータ解析をおこなった。解析の方法は2種類ある。ひとつは、各観測から7日間の後方流跡線を計算し、最小気温（最小水蒸気濃度）値と実際の水蒸気濃度観測値とを比較し、対応関係を調べるものである。もうひとつは、いわゆるmatch解析と呼ばれるもので、流跡線計算を多数おこない同一空気塊を観測している観測ペアを見つけ出し、水蒸気濃度値を比較するものである。なお、match解析には、2004年12月、2006年1月、2007年1月、2008年1月、2009年1月の熱帯西太平洋域における観測キャンペーンのデータを用いた¹⁰⁾。

（3）熱帯上部対流圏・下部成層圏の水蒸気とオゾンの長期変動の解析

熱帯上部対流圏・下部成層圏の水蒸気の直接観測データは大変限られている。欧米による単発的な航空機観測キャンペーン、SOWERによる観測キャンペーン、NASA・コロラド大・コスタリカ国立大による中米コスタリカでのゾンデ観測、および、NOAAによる他のいくつかの観測キャンペーン程度である。一方、人工衛星による継続的で広範囲にわたる観測はあるが、特にTTLには巻雲がしばしば存在するため測定精度に問題があるし、リモートセンシングの特性上、検証が不可欠である。そこで、SOWERによる水蒸気ゾンデデータを中心としつつ、NOAAによる1993年3月の熱帯中央太平洋における観測キャンペーンデータと1997年のブラジルにおける観測データ、およびNASA・コロラド大・コスタリカ国立大による2005年以降のコスタリカにおける観測データ等を併用して、直接観測（“その場”観測）データからみた季節変動～長期変動について解析をおこなった¹¹⁾。さらに、人工衛星UARS搭載のHALOEによる1991年から2005年の水蒸気観測データ、人工衛星Aura搭載のMLSによる2004年以降の水蒸気観測データもあわせて解析し、比較検討もおこなった。

一方、熱帯におけるオゾンゾンデ定常観測は主として1990年代に開始されている。（ブラジル

のNatalでは1979年に観測が始まっているが断続的である。) インドネシア (Watakosek) では1993年に当時の宇宙開発事業団 (NASDA) によりインドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) と東京大学 (本課題メンバーのひとり、藤原を含む) との共同プロジェクトとして月1、2回程度の観測が開始されている。1998年にはNASAが主導して、熱帯各地の既存のオゾンゾンデ観測をネットワーク化するプログラム、Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) が開始された。Watakosekもこれに参加している。これらの活動の結果、インドネシアおよびマレーシア (Kuala Lumpur) では1993年から、その他の8地点程度で1998年前後から継続的な対流圏・下部成層圏のオゾンデータが蓄積されている。ここでは、特に10年規模の長期変動にまとを絞って解析をおこなった¹²⁾。

(4) TTLの巻雲変動の解析

TTLにおける脱水過程を考える場合、水蒸気だけでなく同時に生成される雲粒子、つまり巻雲の挙動を同時に考えなければ片手落ちである。レーザー光を利用するライダーは、巻雲測定の高力な道具のひとつであり、SOWERでも積極的に導入して観測を開始しているところである¹³⁾。また、南米のスリナムでは本課題メンバーのひとり (藤原) が積極的に関わって、巻雲観測データを用いた研究をおこなってきている¹⁴⁾。ここでは、過去に海洋研究開発機構の地球研究船“みらい”に搭載された国立環境研究所のライダーによる熱帯西太平洋における観測データ (2001年11~12月、2002年11~12月、2004年12月~2005年1月) を解析した¹⁵⁾。特に、これまであまり前例のなかった、大規模気象場変動と巻雲の変動との関係性に着目した解析をおこなった。なお、2004年12月~2005年1月の観測航海については、本課題メンバーのひとり (藤原) も乗船して、match観測の一部を担っている。

(5) 熱帯対流圏界面領域の気温と熱帯海面水温との関係に関する数値実験及び解析

熱帯圏界面の気温は成層圏の水蒸気量を主としてコントロールする役割を担っている。しかしながら、熱帯圏界面気温がどのようにして決まっているか、その力学メカニズムは必ずしもよく理解されているわけではない。ここでは、特に熱帯海面水温とそれに関連する対流活動・波活動の役割に特に注目し、大気大循環モデルによる各種実験データと再解析データを用いた熱収支解析をおこなった¹⁶⁾。

4. 結果・考察

(1) 熱帯西太平洋域における水蒸気・オゾンゾンデ観測キャンペーンー水平移流脱水過程の観測

2008年1月にCFHとオゾンゾンデを、インドネシア東部のBiak (1.17S、136.06E) で7発、インドネシア西部のKototabang (0.20S、100.32E) で5発 (うち1発はオゾンゾンデのみ)、東南アジアのHanoi (21.01N、105.80E) で5発、飛揚した。2009年1月には、Biakで4発、Hanoiで4発、飛揚した。2010年1月には、赤道西太平洋のTarawa (1.35N、172.92E) で5発、Biakで6発、Hanoiで5発、飛揚した。図1、図2、図3にそれぞれ2008年1月、2009年1月、2010年1月に観測された水蒸気混合比プロファイルと気温から算出された飽和水蒸気混合比のプロファイルを示す。なお図1には、比較のため、同時期にコスタリカのAlajuela (9.98N、84.21W) で飛揚された3発のCFHの結果も示す (Holger

Voemel氏、Jessica Valverde氏、Henry Selkirk氏のご厚意による）。

1月の時期、西太平洋の赤道域（Biak、Kototabang、Tarawa）では、上部対流圏は高湿度で飽和に近く、気温極小点（対流圏界面）付近では局所的に極めて乾燥している（1~2ppmv）という状況にある。他方、東太平洋（コスタリカ）や西太平洋亜熱帯（Hanoi）では、上部対流圏は比較的乾燥しており、対流圏界面付近については2~3ppmv程度と高めだが、Hanoiでは赤道西太平洋程度の極端に乾燥した値もみられる場合もある。Hanoiの圏界面付近の極乾燥値は赤道域（インドネシア域）から移流されたものだと考えられる。一方、下部成層圏については、観測点間の類似性が目立つ。すなわち、高度20km付近で極大値5ppmv程度、高度22km付近で極小値4ppmv程度を示している。これは熱帯の対流圏界面気温の季節変化と成層圏子午面循環に伴って生じるいわゆる“テープレコーダーシグナル”である。20km付近で測定された空気は、熱帯圏界面気温が平均的に高い9月ごろに圏界面を通過して成層圏に入ったものであり、22km付近で観測された空気は圏界面気温が低い1年前の1月ごろに圏界面を通過したものである。

上記のデータを使用した対流圏界面領域の水平移流脱水過程の解析、および下部成層圏の水蒸気長期変動の解析については、それぞれ（2）節、（3）節にて議論する。

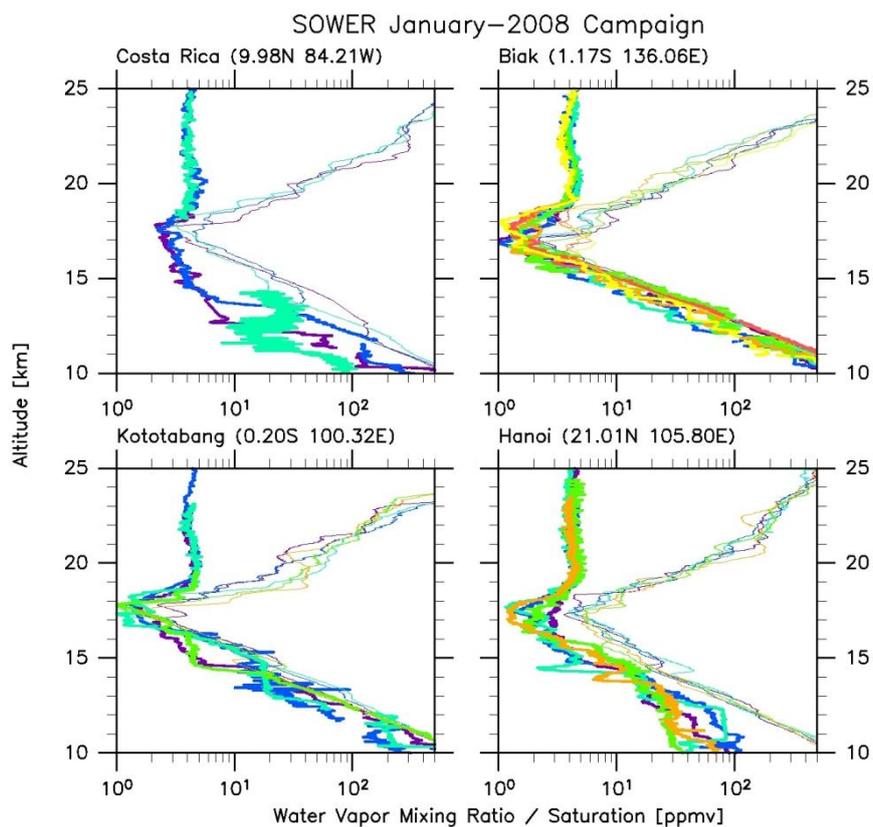


図1. 2008年1月にコスタリカ（左上）、Biak（右上）、Kototabang（左下）、Hanoi（右下）で観測された水蒸気混合比（太い実線）と飽和水蒸気混合比（細い実線）のプロファイル。

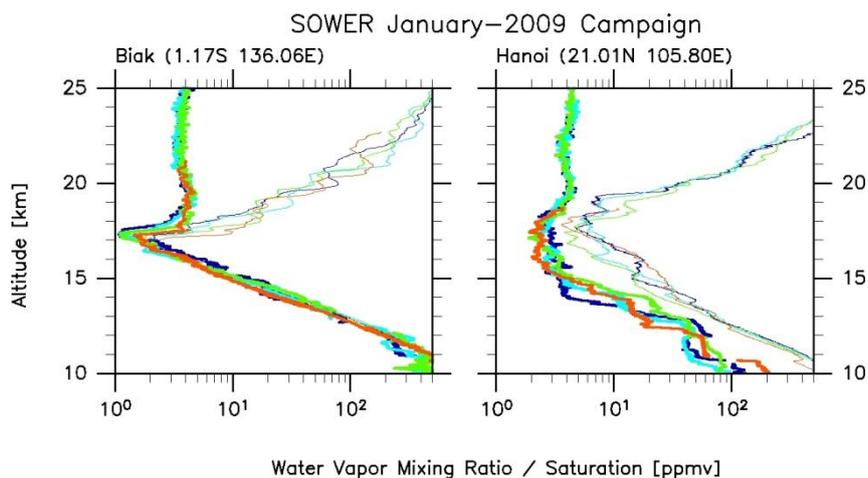


図2. 2009年1月にBiak（左）、Hanoi（右）で観測された水蒸気混合比と飽和水蒸気混合比のプロファイル。

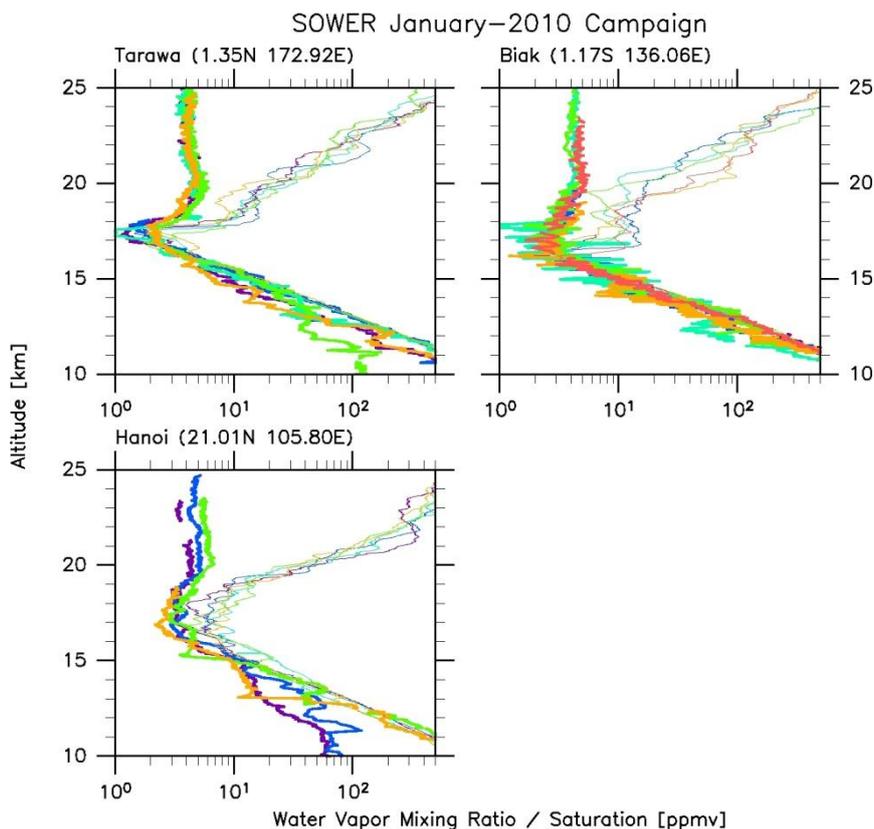


図3. 2009年1月にTarawa（左上）、Biak（右上）、Hanoi（左下）で観測された水蒸気混合比と飽和水蒸気混合比のプロファイル。

（2）過去のキャンペーン観測データに基づく水平移流脱水過程の解析

ここではまず、水蒸気ゾンデにより観測された空気塊の統計的性質を、後方流跡線計算を併用して調べる。流跡線計算には、ヨーロッパ中長期予報センター（ECMWF）の全球気象現業解析データの高解像度版（水平分解能1度、モデル高度レベル）、および旧宇宙開発事業団（NASDA）で

開発された流跡線計算コードを用いた。図4に、過去のSOWER観測キャンペーンにおける、TTLの空気塊の温度履歴と水蒸気実測値との比較を示す。TTL内の3つの温位面（360、380、400 K）において、各観測から7日間の後方流跡線を計算し、各流跡線中の最小気温値から計算される最小水蒸気混合比を横軸に、実際の水蒸気測定値を縦軸にとった散布図である。360 Kにおいては、大部分の点が図の左上部に位置しており、また赤道西太平洋の観測点で低濃度、亜熱帯域や東太平洋の観測点で高濃度という傾向が見られる。前者については、空気塊が過飽和状態にあつて今まさに脱水過程が進行中であると解釈できる。後者については、脱水が生じる地域がまさに赤道西太平洋域であることを示していると解釈できる。380 Kにおいては、観測される水蒸気量のばらつきが小さくなり、多くの点が図の対角線上付近に集まっている。この温位面においては脱水過程がほぼ終了しつつあることを示している。400 Kにおいては、地域差がさらに縮小し、大部分の点が対角線よりやや右下部に分布している。これらは、この温位面における水蒸気濃度が、対流圏界面（つまり温度極小点）をすでに通過した様々な空気塊が混合し均一化する形で決まっていることを反映しているためと考えられる。

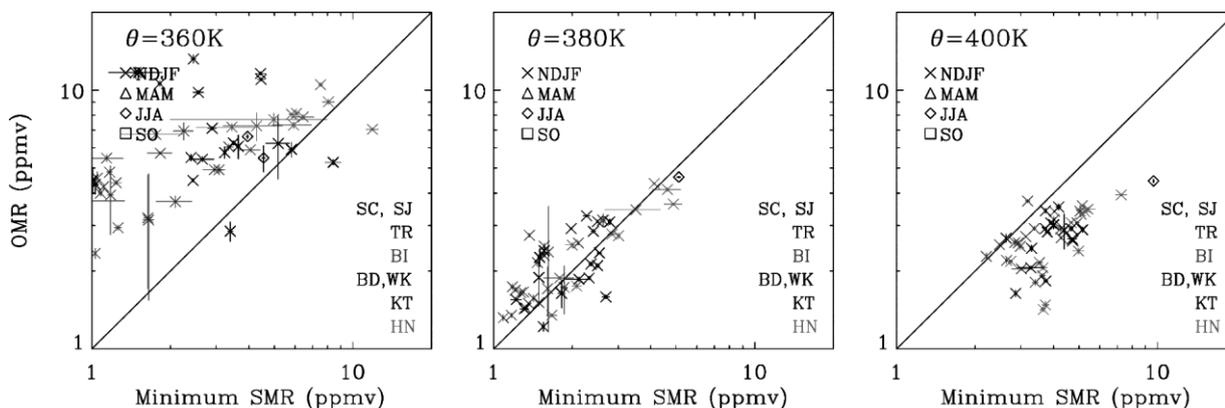


図4. 水蒸気ゾンデにより観測された空気塊が、過去7日以内に経験した最小飽和水蒸気混合比（横軸）と実際に観測された水蒸気混合比（縦軸）。左から温位360 K（高度約15.5 km）、380 K（17.5 km）、400 K（18 km）における比較。SC：ガラパゴス諸島San Cristobal、SJ：コスタリカAlajuela、TR：Tarawa、BI：Biak、BD：Bandung、WT：Watukosek（東ジャワ）、KT：Kototabang、HN：Hanoi。季節ごとに記号の形を変えてある。

次に、match解析の結果を示す。match解析とは、流跡線計算を多数おこない、同一空気塊を観測している観測ペア（matchペア、と呼ぶ）を見つけ出し、水蒸気濃度値を比較するものである。さきほどと同様に、ECMWFの高解像度・現業解析データと旧NASDAの流跡線計算コードを使用した。matchペアは、高度方向には温位350～360 Kの間において0.2 Kごと、温位の高度勾配の大きい360 K以上は1.0 Kごと、水平方向には観測点まわり半径1.0度円内0.1度ごとの全点から後方流跡線を計算し、別の観測点とぶつかった場合に、今度は前方流跡線を計算してもとの観測点に戻ることを確認する、という手順で定義した。図5に2008年1月のMATCHペアの一例を示す。2008年1月15日9時46分（GMT）にBiakの温位352.6 Kで観測された空気塊が約5日間移流し、20日6時45分（GMT）にHanoiの同じ温位レベルにおいて再び観測された例である。



図5. 2008年1月のキャンペーンにより見出されたMATCHペア（BiakとHaNoiのペア）の流跡の例。2008年1月15日9時46分(GMT)にBiakで観測された空気塊が約5日間移流し20日6時45分(GMT)にHaNoiにおいて再び観測された（流跡線中のフットプリントは24時間毎）。温位高度は352.6K。

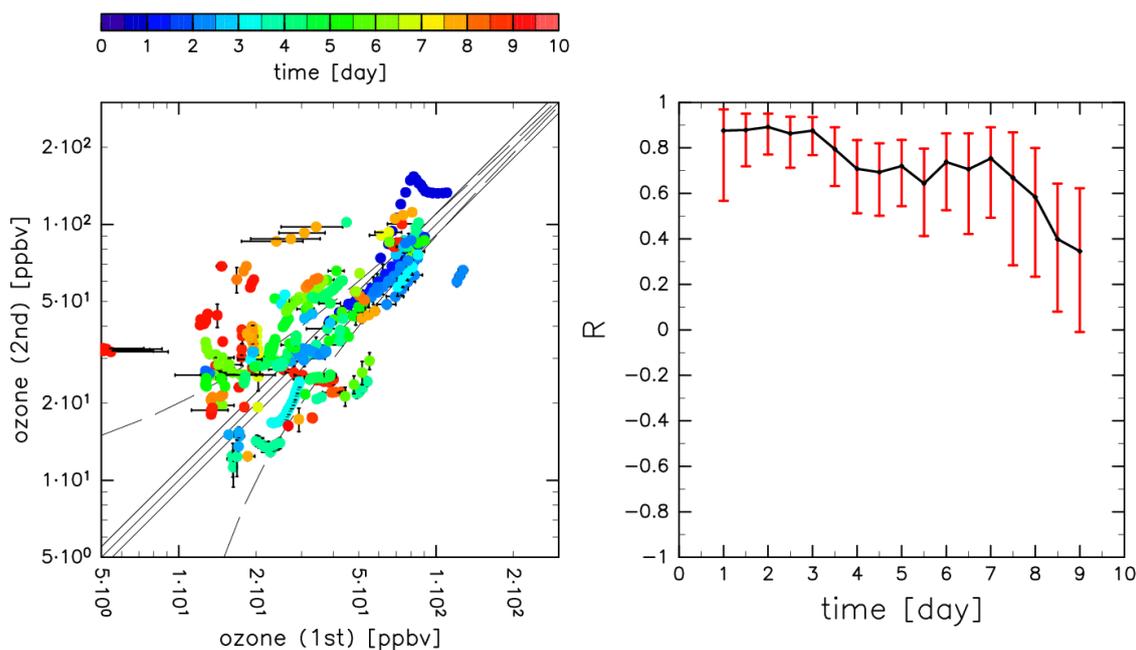


図6. (左) 流跡線計算により見出されたmatchペアにおけるオゾン混合比の散布図。横軸が1回目、縦軸が2回目の観測値。色は1回目観測から2回目観測までに要した大気塊移流時間の違いを示す。(右) 1回目・2回目のオゾン混合比の相関係数をMATCHに要した移流時間の関数として示した図。黒線が相関係数、縦のバーは99%信頼区間を示す。

さらに、空気塊の同一性を保証するため、以下の5項目に着目してmatchペアのさらなるスクリーニングをおこなった。

- a) 空気塊の代表性を、流跡線アンサンブルを利用して判定
- b) オゾンの準保存性を利用して空気塊の同一性が保たれていない可能性のある事例を排除

- c) 流跡線上への対流雲の貫入の有無を、衛星雲画像データを用いて判定
- d) 等温位の仮定がなりたつ移流時間の上限値を、統計的手法を用いて決定
- e) ゾンデの気温データとECMWF解析データとの整合性が高い事例のみを抽出

例として、図6に、1回目の観測が行われてから再び観測されるまでの移流時間についての解析結果を示す。移流時間が7日以上になると保存量とみなせるはずのオゾン混合比の相関が低くなることが示されている。

図7に、スクリーニングをおこなった上で最終的に残った80程度のmatch事例について、オゾン混合比と水蒸気混合比の散布図を示す。横軸が1回目、縦軸が2回目の観測値であり、水蒸気混合比のパネルにおいて、 $y=x$ のライン（同一空気塊を1回目に観測したときと2回目に観測したときの水蒸気混合比が等しい場合に相当する）を境に、右下の領域が脱水を、左上の領域が加水をあらわしている。

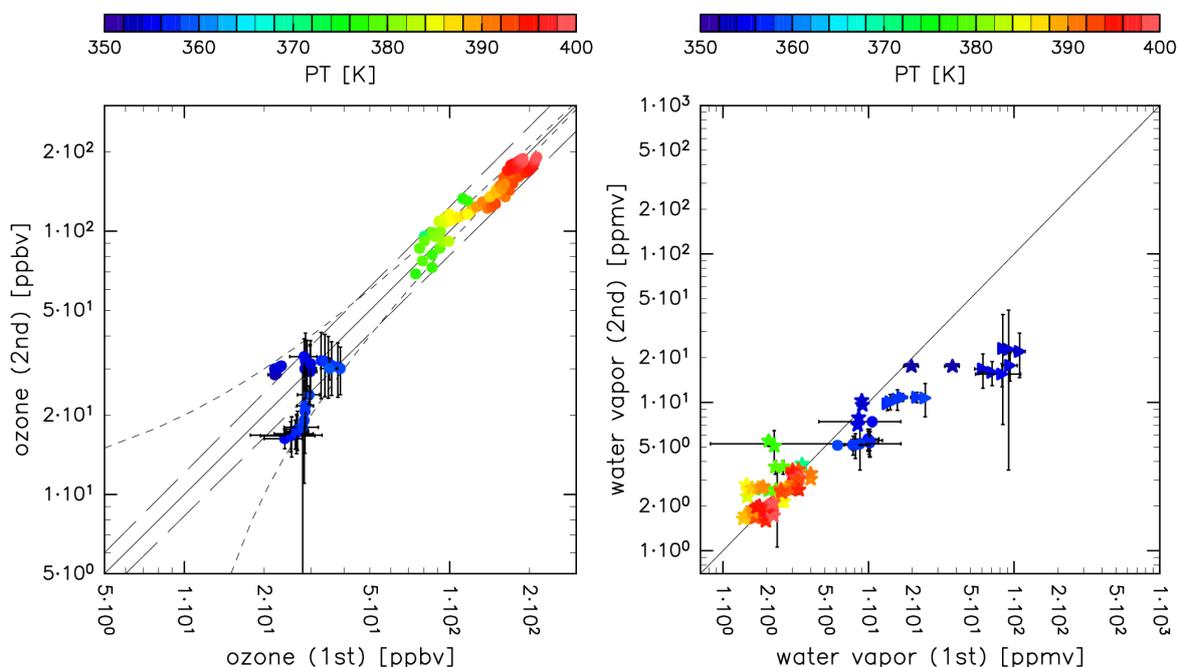


図7. 流跡線計算により見出されたmatchペアにおける（左）オゾン混合比、（右）水蒸気混合比の散布図。横軸が1回目、縦軸が2回目の観測値。色は温位（高度）の違いを示す。

最終的にmatchとして見出された事例のうち4例を詳細に解析した結果、2例で水蒸気量の保存が、2例で水蒸気量の減少が示された。これらの空気塊が移流中に経験した飽和水蒸気混合比をECMWFデータの気温値より見積もったところ、水蒸気量の保存が示されたもののうち1例（温位高度379 K）は1回目観測時の水蒸気混合比を下回るような飽和水蒸気混合比は経験しておらず、そのため脱水過程が生じることなく水蒸気量が保存されたと解釈された。しかし、もう1例（温位高度368 K）は短期間（半日程度）ではあるが相対湿度約170%程度の過飽和を経験していたにもかかわらず有効な脱水が生じていなかった。このことから氷晶の形成が開始されるためには170%以上の相対湿度が必要である、もしくは温位高度370 K付近では氷晶の成長速度が非常に遅く例えば

半日程度のイベントでは有効な脱水は生じないとの考察を導くことができた。一方、図8に示すのは水蒸気量の減少が示された例についての空気塊の流跡と飽和水蒸気混合比の履歴である。このmatch事例（温位高度350.4 K）において、1回目観測時に約30 ppmvの水蒸気混合比を持った空気塊が図8のような飽和水蒸気混合比を経験し2回目観測時には約20 ppmvの値にまで脱水されたことが示された。脱水が示されたもう一例（温位高度357.6 K）と合わせて、1回目および2回目に観測された水蒸気混合比と移流中の飽和水蒸気混合比履歴との比較を行ったところ、相対湿度が約190%に達するまでに氷晶の形成が開始されていること、さらに一度氷晶形成が始まれば最終的に相対湿度約120%に相当する水蒸気量にまで脱水されていることが示された。

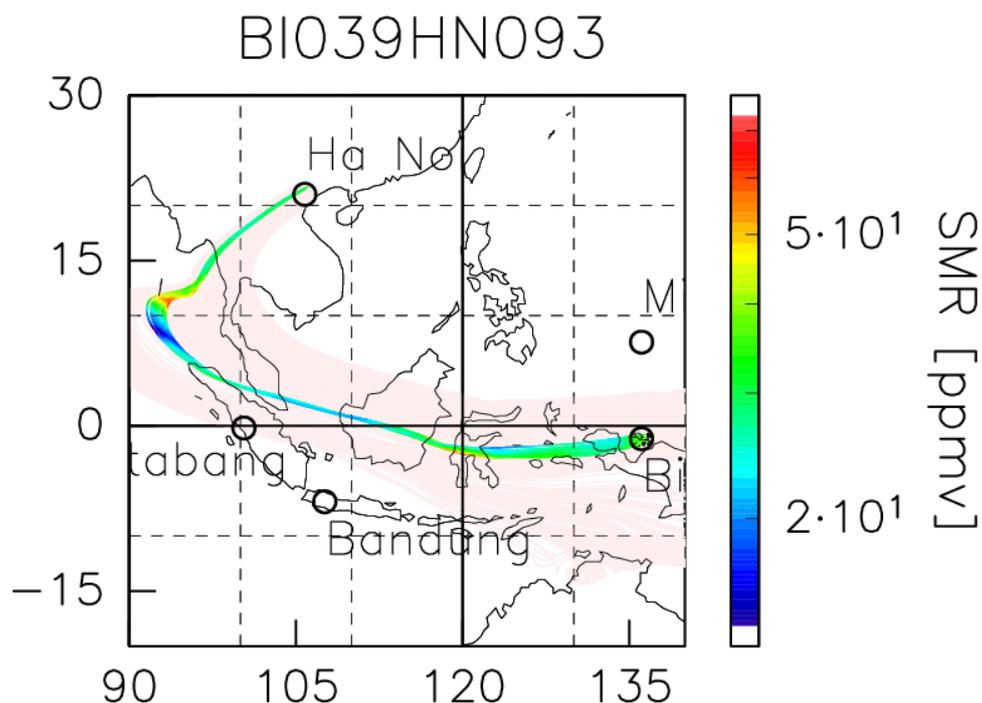


図8. スクリーニングの結果水蒸気量の減少が示されたmatch例についての、空気塊の流跡線と移流中に経験した飽和水蒸気混合比（色）。温位高度は350.4 Kでインドネシア、ビアクからベトナム、ハノイへのmatch。薄桃線は2回目観測時にmatch空気塊の周辺に移流してくる大気の後方流跡線。

なお、このようなTTL内を水平移流する空気塊の解析には温位座標系が便利である。反面、温位は気圧のみならず気温測定の影響を受ける。そこで、SOWERキャンペーンにおいて同時観測されたGPS高度と測高公式の積み上げにより得られるPTU高度との比較によりゾンデ観測値に含まれる温位バイアスの評価を行った¹⁷⁾。これによりVaisala RS80ラジオゾンデにTTL領域において約0.4 Kの温位バイアスが見出された。

（3）熱帯上部対流圏・下部成層圏の水蒸気とオゾンの長期変動の解析

先に述べたように、中緯度下部成層圏や成層圏全域に関する水蒸気長期変動の観測報告はなされているが、熱帯下部成層圏については水蒸気の直接観測（“その場”観測）データが大変限られて

いることもあって、その長期変動について直接観測データを用いた詳細な報告はまだない。そこで、SOWERによるNOAA FPHおよびCFHを用いた全観測データ、NOAAによる1993年3月の熱帯中央太平洋における観測データと1997年のブラジルにおけるNOAA FPH観測データ、およびNASA・コロラド大・コスタリカ国立大学による2005年から2008年の中米コスタリカにおけるCU-CFH定常観測・キャンペーン観測データを用いて、直接観測データからみた季節変動・年々変動・10年規模長期変動について解析をおこなった。さらに、人工衛星UARS搭載のHALOEによる1991年から2005年の水蒸気観測データと人工衛星Aura搭載のMLSによる2004年以降の水蒸気観測データもあわせて解析し、比較検討もおこなった。

図9に熱帯下部成層圏（68～37 hPa）における水蒸気濃度の時間変化を示す。ゾンデの観測点は熱帯各地に分布しているが、70 hPa程度以上の高度領域では東西一様とみなしてよいので、東西平均図と解釈できる。さらに、図1～3に明瞭に示されているように、下部成層圏にはいわゆるテープレコーダーシグナルが顕著であるが、68～37 hPaの平均をとることにより、おおよそ年平均の下部成層圏水蒸気濃度値を得ていると考えることができる。図9によると、ゾンデデータと衛星データの共通の傾向として、1990年代には3.5～3.8 ppmv程度で若干の増加傾向が見られ、2000年代のはじめは2000～2001年の“drop”に引き続いて3.0～3.5 ppmv程度で極小を示し、2004年以降は2000年代はじめに比べて0.5～1 ppmv程度増加したまま推移している。つまり、1990年代から2000年代においては、2000年代はじめを極小とするような10年規模の変動があったことが明らかとなった。この変動の力学メカニズムの解明は今後の課題である。

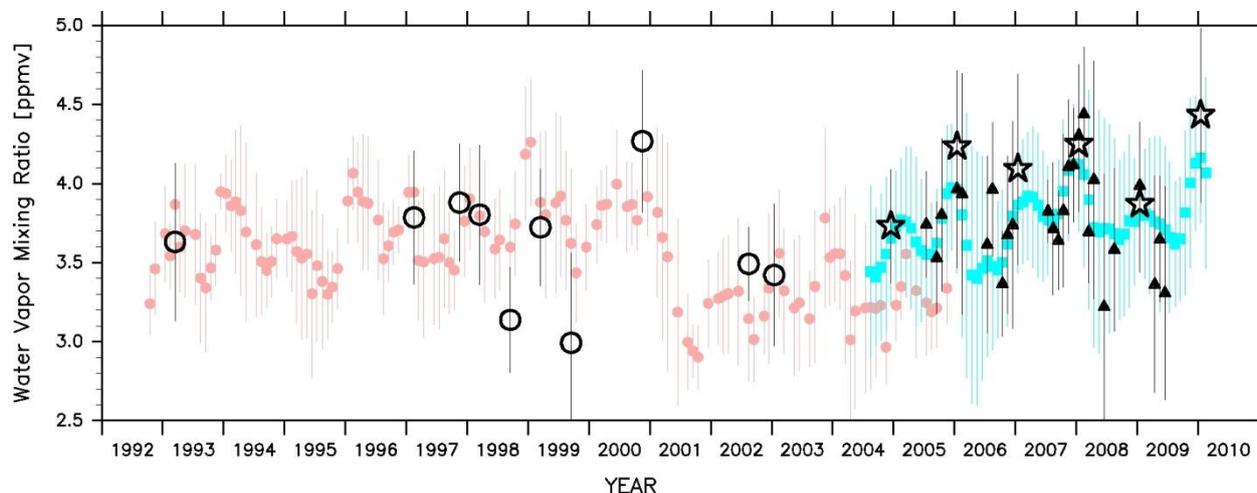


図9. 熱帯におけるNOAA FPHおよびCFHによる水蒸気観測データに基づく68～37 hPaの層の平均の水蒸気混合比の時間変化。Hanoiのデータは使用していない。丸印がNOAA FPHのキャンペーン平均、星印がSOWERによるCFHキャンペーンの平均、黒三角印がコスタリカにおけるCFH観測の月平均。また、小丸印、小四角印はそれぞれ、同気圧層におけるHALOEとMLSの10N～10S月平均値を示す。バーは標準偏差（観測の不確実性とテープレコーダーシグナルの両方の寄与を含む）を示す。

なお、2004年～2005年のデータをよくみると、ゾンデ（CFH）とMLSの測定にはほとんどずれはないが、HALOEが他よりも0.5 ppmv程度常に低い様子が見て取れる。これまでHALOEは下部成

層圏水蒸気の標準/参照データと見なされてきていたが、実は乾燥バイアスがあったと考えられる。HALOEのチームでもその点を把握しており、本報告書執筆現在、データ処理の見直しをおこなっている。気候変動問題を意識した衛星データの継続的な検証という意味でも、ゾンデによる“その場”観測は極めて重要である。

一方、熱帯の上部対流圏～下部成層圏におけるオゾンの長期変動については、SHADOZが収集しているものを中心とした熱帯各地のオゾンゾンデデータを利用して解析した。利用した観測点は、Samoa、San Cristobal、Paramaribo、Natal、Ascension、Nairobi、Malindi、Kuala Lumpur、Watukosek、Fijiの全10地点である。全ての地点において時期により異なるが月1～4回程度の観測がおこなわれてきている。図10に、高度17～18 kmにおける各地点の年平均値の時系列を規格化した値で示す。作図の際には、まず、各地点ごと各高度域ごとに気候値（月平均値）を作成し、各観測について気候値を引いて偏差を算出した（これをdeseasonalizeと呼ぶ）。その上で、各地点、全期間の平均値で割って規格化し（%表示）、最後に年平均値を求めた。このような手順により、異なる地点のデータを偏差の大きさという観点で平等に比較することができる。図10によると、1999年（一部2000年）に多くの点で極大が見られ、2006年以降になって再度極大にさしかかっているように見える。このような大きな変動は16～20 kmの領域に限定されている。なお、対流圏については、WatukosekとKuala Lumpurにおける1997年後半のエルニーニョに伴う（大森林火災による）増大現象が際立つものであるが、下部成層圏の変動はそれとは明らかに独立である。熱帯下部成層圏のオゾンの10年規模変動については、Randel et al.³⁾がすでに部分的に（1999年以降の減少期について）報告しており成層圏子午面循環の強度変化に伴うものではないかという仮説を提唱している。しかし、我々の解析によると太平洋域の変動が大きく大西洋域では変動はそれほど顕著ではないという、経度非一様があることが分かっており、成層圏循環のみならず対流圏循環の変動も関わっている可能性が高い。この、オゾンの10年規模変動のメカニズムの解明は今後の課題である。

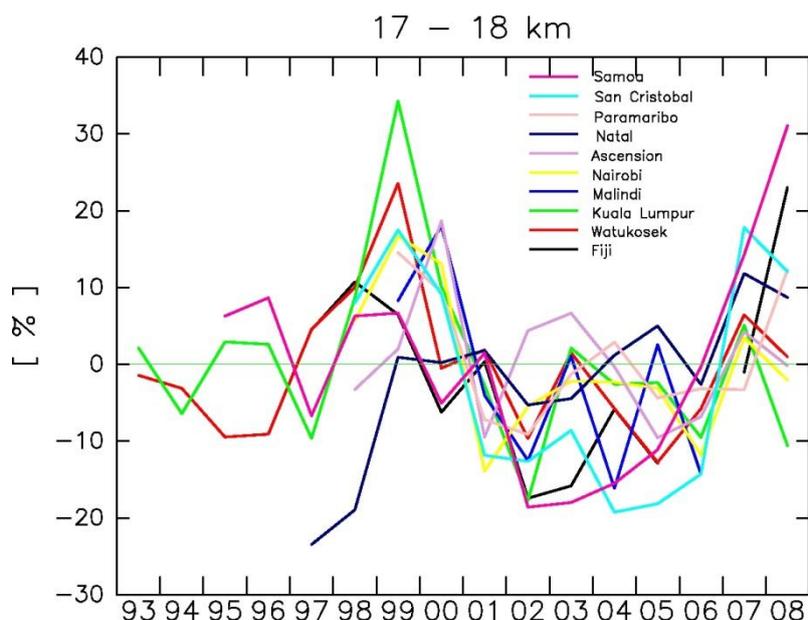


図10. 熱帯の10地点（本文参照）のオゾンゾンデデータに基づく、17～18 kmのオゾン混合比の年平均値の時系列。各地点で気候値を差し引くなどして規格化してある（詳細については本文参照）。

(4) TTLの巻雲変動の解析

海洋研究開発機構の地球研究船“みらい”に搭載された国立環境研究所のライダーにより、熱帯西太平洋において、2001年11～12月（2.0N、138.0E）、2002年11～12月（2.0N、138.5E）、2004年12月～2005年1月（7.5N、134.0E）の3回、エアロゾル・巻雲の観測が行われた。ここでは、TTL内に出現した巻雲について、大規模気象場変動との関係性に着目した解析をおこなった。2001年の観測の特徴は、TTL内には基本的に雲がなく、Subvisual cirrusと呼ばれる光学的に大変薄い雲が時々見られた程度であったことである。しかしながら、この時期観測点付近のTTLは低温状態が持続しており、巻雲生成の必要条件は整っていた。大規模気象場の解析をおこなった結果、この時期、北半球亜熱帯中央太平洋域を経由した中緯度下部成層圏からの乾燥空気塊の影響を強く受けていたことが分かった。これがTTL内において巻雲が生じにくかった原因だと解釈された。2002年の観測（図11）の特徴は、典型的な大振幅赤道ケルビン波の伝播が見られたことである。これにより、波の寒位相部・上方変位位相部（11月19～30日の高度10～15 km、12月5～12日の高度15～17 km）において巻雲が出現し、暖位相部・下方変位位相部（12月1～4日）においては巻雲が消滅した。2004～5年の観測の特徴は、前半では2002年の観測同様大規模東進波に伴い典型的な巻雲変動が見られたが、後半、大規模波動の暖位相部が到達しても巻雲は消えず、むしろ大変光学的に厚く肉眼でもみえるような巻雲が持続したことである。気象場解析の結果、南半球側の西太平洋に到達したMadden-Julian振動と思われる積雲群からの水蒸気供給があったためと解釈された。さらにこの光学的に厚い巻雲は、夜間に降下するという明瞭な日変化を示していた。このような観測事例はこれまで報告されていない。これまで知られていなかった新たな脱水過程の存在を示唆している可能性がある。

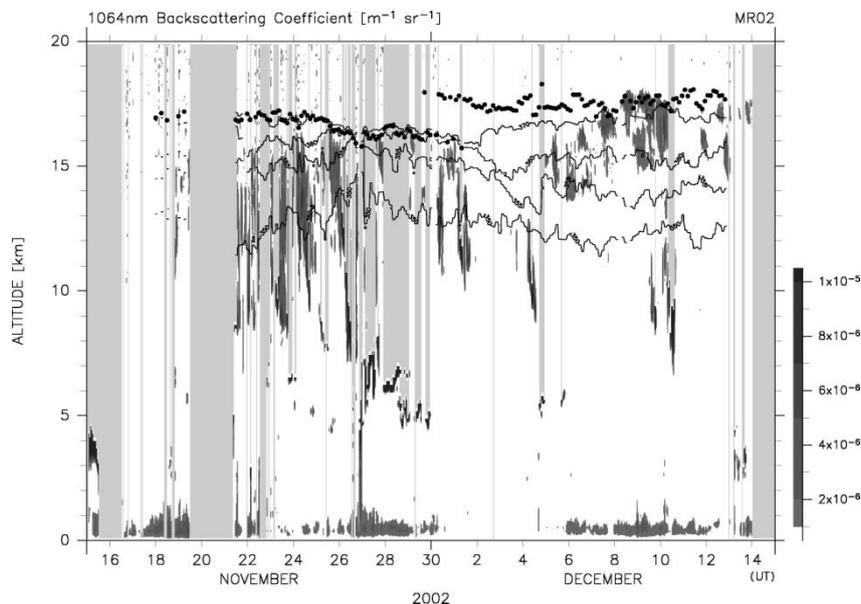


図11. 2002年11～12月における熱帯西太平洋（2.0N、138.5E）における雲粒子（船舶搭載ライダーによる1064 nm光の後方散乱係数）の時間高度断面図。分厚い低層雲や中層雲の存在により観測できなかった領域を灰色で示す。また、同じ船における3時間おきのラジオゾンデ観測に基づく対流圏界面の位置を黒丸で、温位350、355、360、370 K面の位置を曲線で示す。

(5) 熱帯対流圏界面領域の気温と熱帯海面水温との関係に関する数値実験及び解析

大気大循環モデルCCSR/NIES 5.6に様々な熱帯海面水温(Sea Surface Temperature、SST)を与えた数値実験を行うことで、エルニーニョ南方振動(El Niño Southern Oscillation; ENSO)などに関連した熱帯SSTの変化に対する熱帯圏界面気温の応答を調べる感度実験を行った。先行研究⁵⁾により経度方向に非一様な対流活動が熱帯圏界面気温に影響を与えることが示唆されているため、ここで熱帯SSTは経度平均成分とそのずれの成分の2つに分け、以下のように変化させて大気大循環モデルに与えた。

(i) 熱帯SSTの経度平均成分を1°Cだけ増加(減少)させる

(ii) 熱帯SSTの経度勾配を倍増(半減)させる

その結果得られた、各実験における熱帯圏界面付近の温度変化とその原因を以下の表に示す。

	経度平均を増加	経度平均を減少	経度勾配を倍増	経度勾配を半減
熱帯下部成層圏	低下(鉛直移流)	上昇(鉛直移流)	低下(鉛直移流)	上昇(鉛直移流)
熱帯圏界面	上昇(非断熱加熱)	変化なし	低下(鉛直渦熱)	上昇(鉛直渦熱)
熱帯上部対流圏	上昇(非断熱加熱)	低下(非断熱加熱)	上昇(鉛直渦熱)	低下(鉛直渦熱)

これらの結果で特徴的だったのは、(ii)の実験で熱帯圏界面気温が鉛直渦熱フラックスの発散による冷却効果の増減によって変化したことである。この鉛直渦熱フラックスによる熱帯圏界面気温の変化は先行研究でほとんど議論されていない。これは、熱帯圏界面気温に関する先行研究が主にその季節変動に注目していること、および、季節変動においてはこの項は主要な寄与を持たないことが原因であると考えられる。鉛直渦熱フラックスは、局所化した対流域の上空の対流圏界面付近で、赤道を跨いだ一対の高気圧循環の赤道やや東の上昇流域が低温偏差になることによって負となる。このパターンは成層圏では減衰するのでフラックス発散により冷却する(図12)。本実験で得られた鉛直渦熱フラックスによる熱帯圏界面気温の変化は非常に興味深い結果と言える。

(ii)の熱帯SSTの経度勾配を弱体化させる設定はエルニーニョ現象のピーク時のSST分布に類似しており、この実験結果と現実のエルニーニョ時において、熱帯圏界面領域での大気場の変動が類似した場合、エルニーニョ時の熱帯SSTの経度勾配の弱体化が起因して大気場の変動が駆動されていると考えられる。このことを確認するため、観測SSTを顕著なエルニーニョ現象が現れた周辺の時期(1996年~1999年)について与えた数値実験を併せて行い、エルニーニョ時の熱帯圏界面気温の変化とその原因となる作用が同じであるかを調べ、その上でヨーロッパ中期予報センター再解析データ(ERA-Interim)と比較しこの大気大循環モデルの結果の妥当性およびSSTのみで熱帯圏界面気温の変動を説明できるかを調べた。その結果、顕著なエルニーニョ現象のピーク時(1998年1月)周辺において大気大循環モデル・ERA-Interimの両方で熱帯圏界面気温の帯状平均値が異なる年の同時期に比べ1°C上昇し、(ii)と同様に鉛直渦熱フラックス発散による冷却効果が減衰していることが確認された(図13)。この結果から、エルニーニョ時の熱帯圏界面気温の上昇は熱帯SSTの経度勾配が減少したことによる鉛直渦熱フラックスの発散の減衰が主な原因であることが明らかになった。しかしながらこの鉛直渦熱フラックスが熱帯圏界面領域で生成されるメカニズムは未だ不明な部分が多く、さらなる調査・解析が必要である。

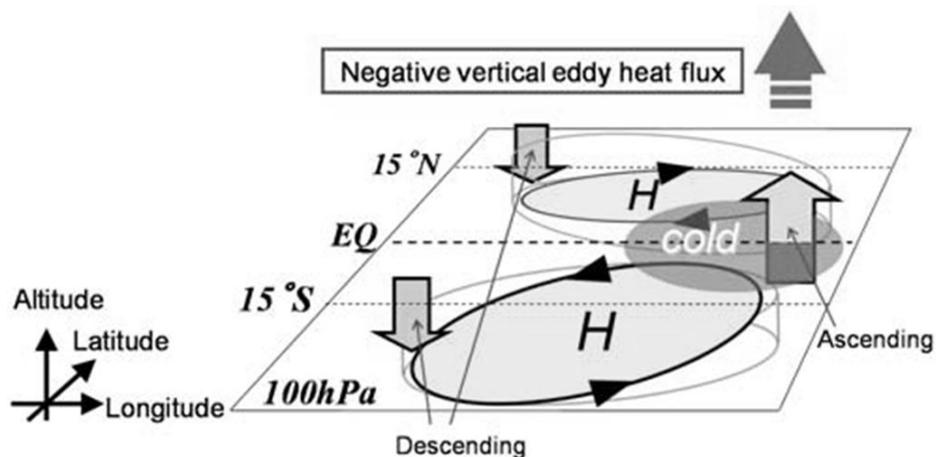


図12. 対流活動が活発な熱帯西太平洋域の対流圏界面付近(100 hPa)の鉛直渦熱フラックスの模式図。Hは高気圧偏差、楕円は低温偏差、上向き下向き矢印は、上向き下向き鉛直流偏差。このレベルでは鉛直渦熱フラックスは負になるが、上層にゆくに従ってこのパターンは弱まり、鉛直渦熱フラックスによりその間の層は冷却する。(Yoshida and Yamazaki 2010のFigure 10)

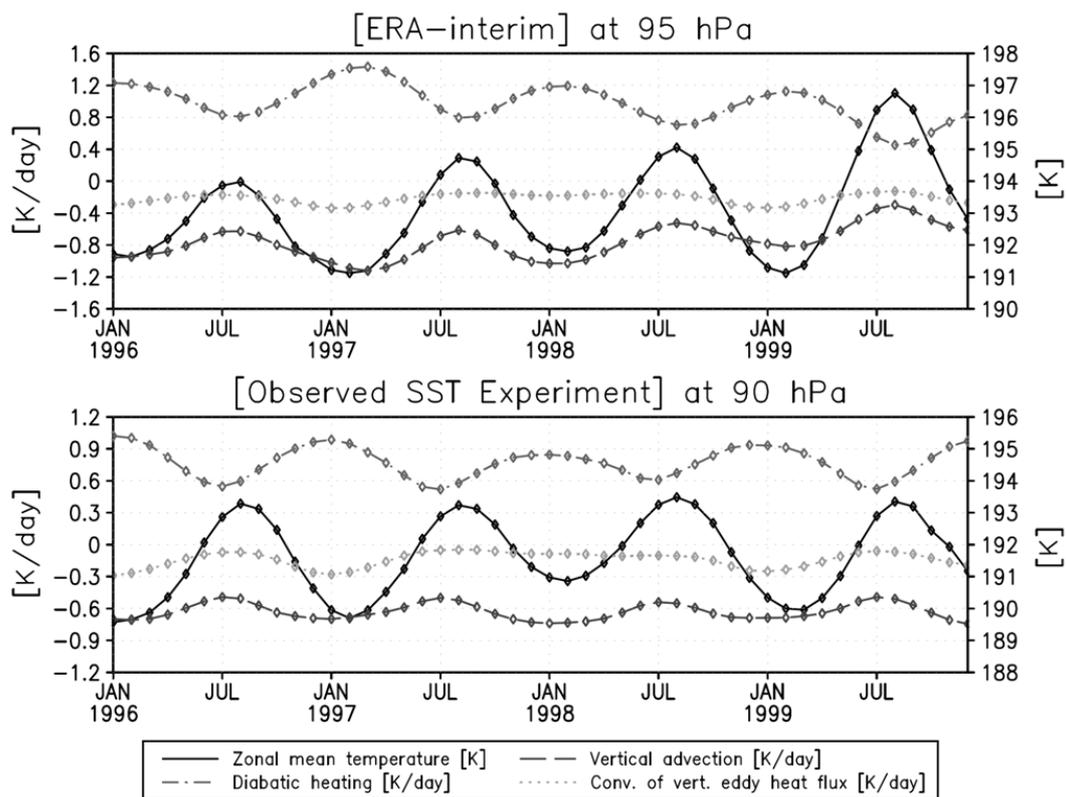


図13. 1996～1999年におけるERA-Interimデータ(上)と観測SSTを与えた大気大循環モデル(下)の熱帯圏界面(ERA-Interimは95 hPa、AGCMは90 hPa)の気温[実線・黒; 右軸]の時系列と変形オイラー平均熱力学方程式から算出した主要な作用(鉛直移流[破線・下]、非断熱加熱[一点鎖線・上]、鉛直渦熱フラックス収束[点線・真ん中]; 左軸)。(Yoshida and Yamazaki 2010のFigure 11を改変)

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

熱帯対流圏界面領域における水平移流脱水過程は、現在もっとも有力な脱水過程のひとつであると考えられているが、その場観測による観測研究は我々が過去数年行ってきたもの以外にはない。今回の研究では、熱帯西太平洋域における多地点・準同時観測を精力的におこない、過去のキャンペーンデータと合わせて解析し、同一空気塊を複数回測定した事例を80程度得て、事例解析に留まらない統計的な議論が可能となった。さらに、1993年以降の熱帯での水蒸気ゾンデ・オゾンゾンデ観測データに基づき、熱帯下部成層圏の水蒸気とオゾンの長期変動を解析し、それぞれ極めて顕著な10年規模の変動現象が明らかになった。これらのメカニズムについては、今後世界の成層圏科学者が協力して解明していくべきものであり、科学界に大きな問題を提示することができた。付随した成果として、これまで下部成層圏水蒸気の標準・参照データと見なされてきたHALOEデータに乾燥バイアスの問題があることを示した。また、水蒸気除去過程と表裏一体の関係にある熱帯対流圏界面領域における巻雲の変動とそのメカニズム解明について、過去の観測データを用いて大規模気象場との関係に着目した解析をおこない、個々の事例について妥当な解釈を与えることに成功した。熱帯対流圏界面領域の巻雲に関して過去にこのような視点にたった解析は極めて限られていたため、今後の世界の研究の流れに大きな影響を与えられようと考えられる。さらに、この解析の過程で、夜間に下降するという巻雲の顕著な日変動が明らかとなり、一般的な性質である可能性が示唆された。これは見過ごされてきた強力な脱水過程のひとつである可能性があり、今後そのメカニズムを解明する必要がある。さらに、熱帯対流圏界面領域の気温をコントロールする新しいプロセスを数値実験により提示した。これらの成果は、成層圏科学界への大きな貢献である。

(2) 地球環境政策への貢献

- ・環境省環境調査研修所での地球環境保全研修において、成果の一部を紹介した。
- ・ウィーン条約締約国第7回オゾン調査管理者会合（2008年5月、ジュネーブ）において、本研究の成果の一部を紹介した。

6. 引用文献

- 1) Oltmans, S. J., H. Voemel, D. J. Hofmann, K. H. Rosenlof, and D. Kley (2000), The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3453-3456.
- 2) Scherer, M., H. Voemel, S. Fueglistaler, S. J. Oltmans, and J. Staehelin (2008), Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 1391-1402.
- 3) Randel, W. J., F. Wu, H. Voemel, G. E. Nedoluha, and P. Forster (2006), Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation, *J. Geophys. Res.*, 111, D12312, doi:10.1029/2005JD006744.
- 4) Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403-439.

- 5) Norton, W. A. (2006), Tropical wave driving of the annual cycle in tropical tropopause temperatures. Part II: Model results, *J. Atmos. Sci.*, *63*, 1420-1431.
- 6) Hartmann, D. L., J. R. Holton, and Q. Fu (2001), The heat balance of the tropical tropopause, cirrus, and stratospheric dehydration, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1969-1972.
- 7) Hasebe, F., M. Fujiwara, N. Nishi, M. Shiotani, H. Voemel, S. Oltmans, H. Takashima, S. Saraspriya, N. Komala, and Y. Inai (2007), In situ observations of dehydrated air parcels advected horizontally in the Tropical Tropopause Layer of the western Pacific, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 803-813.
- 8) Fujiwara, M., M. Shiotani, F. Hasebe, H. Voemel, S. J. Oltmans, P. W. Ruppert, T. Horinouchi, and T. Tsuda (2003), Performance of the Meteolabor "Snow White" chilled-mirror hygrometer in the tropical troposphere: Comparisons with the Vaisala RS80 A/H-Humicap sensors, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *20*, Issue 11, 1534-1542.
- 9) Voemel, H., M. Fujiwara, M. Shiotani, F. Hasebe, S. J. Oltmans, and J. E. Barnes (2003), The behavior of the Snow White chilled-mirror hygrometer in extremely dry conditions, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *20*, Issue 11, 1560-1567.
- 10) Inai, Y. (2010), Cold trap dehydration in the tropical tropopause layer estimated from the water vapor match, Doctoral thesis, Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan.
- 11) Fujiwara, M., H. Vömel, F. Hasebe, M. Shiotani, S.-Y. Ogino, S. Iwasaki, N. Nishi, T. Shibata, K. Shimizu, E. Nishimoto, J. Valverde-Canossa, H. B. Selkirk, and S. J. Oltmans, Seasonal to decadal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloon-borne cryogenic frostpoint hygrometers, *J. Geophys. Res.*, submitted, March 2010.
- 12) Morioka, H., M. Fujiwara, M. Shiotani, A. M. Thompson, J. C. Witte, and S. J. Oltmans, Seasonal and interannual variations of ozone in the tropical troposphere and lower stratosphere from the SHADOZ and other ozonesonde data sets, in preparation.
- 13) Shibata, T., H. Voemel, S. Hamdi, S. Kaloka, F. Hasebe, M. Fujiwara, and M. Shiotani (2007), Tropical cirrus clouds near cold point tropopause under ice supersaturated conditions observed by lidar and balloon-borne cryogenic frost point hygrometer, *J. Geophys. Res.*, *112*, D03210, doi:10.1029/2006JD007361.
- 14) Immler, F., K. Krueger, S. Tegtmeier, M. Fujiwara, P. Fortuin, G. Verver, and O. Schrems (2007), Cirrus clouds, humidity, and dehydration in the tropical tropopause layer observed at Paramaribo, Suriname (5.8N, 55.2W), *J. Geophys. Res.*, *112*, D03209, doi:10.1029/2006JD007440.
- 15) Fujiwara, M., S. Iwasaki, A. Shimizu, Y. Inai, M. Shiotani, F. Hasebe, I. Matsui, N. Sugimoto, H. Okamoto, N. Nishi, A. Hamada, T. Sakazaki, and K. Yoneyama (2009), Cirrus observations in the tropical tropopause layer over the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, *114*, D09304, doi:10.1029/2008JD011040.
- 16) Yoshida, K., and K. Yamazaki (2010), Role of vertical eddy heat flux in the response of tropical tropopause temperature to changes in tropical sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, *115*, D01108, doi:10.1029/2009JD012783.
- 17) Inai, Y., F. Hasebe, K. Shimizu, and M. Fujiwara (2009), Correction of radiosonde pressure and

temperature measurements using simultaneous GPS height data, *SOLA*, 5, 109-112, doi:10.2151/sola.2009-028.

7. 国際共同研究等の状況

熱帯域における水蒸気・オゾンゾンデ観測は、SOWER (Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region) プロジェクトとして実施した。1998年より継続しているこのプロジェクトは、本課題メンバーの一部が立案と実施において中心的な役割を果たしており、米国海洋大気庁 (NOAA) のSamuel J. Oltmans氏およびドイツ気象局 (以前はコロラド大学・NOAA) のHolger Voemel氏と密接に連携している。実際に、2008年1月の観測にはHolger Voemel氏も参加している。さらに、H19年度からは、ロシア中央大気観測所 (CAO) のVladimir Yushkov氏との共同研究もはじめた。SOWERプロジェクトは、世界気象機関 (WMO) と国際科学会議 (ICSU) による世界気候研究計画(WCRP) の下のプログラムのひとつであるSPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate、成層圏過程とその気候影響) の関連プロジェクトのひとつとして位置づけられている。Biakでの観測については、インドネシア航空宇宙庁 (LAPAN)、Hanoiでの観測については、ベトナム気象局、Tarawaでの観測についてはキリバス気象局の全面的な協力のもとに実施した。また、BiakでのFLASH-Bゾンデ観測については、ロシア中央大気観測所と協力している。

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上发表

<論文 (査読あり) >

- 1) 藤原正智, 山崎孝治 (2007), 成層圏対流圏結合, 天気, 54, 597-600.
- 2) Yoneyama, K., M. Fujita, N. Sato, M. Fujiwara, Y. Inai, and F. Hasebe (2008), Correction for radiation dry bias found in RS92 radiosonde data during the MISMO field experiment, *SOLA*, 4, 13-16.
- 3) Takashima, H., M. Shiotani, M. Fujiwara, N. Nishi, and F. Hasebe (2008), Ozonesonde observations at Christmas Island (2N, 157W) in the equatorial central Pacific, *J. Geophys. Res.*, 113, D10112, doi:10.1029/2007JD009374.
- 4) Fujiwara, M., S. Iwasaki, A. Shimizu, Y. Inai, M. Shiotani, F. Hasebe, I. Matsui, N. Sugimoto, H. Okamoto, N. Nishi, A. Hamada, T. Sakazaki, and K. Yoneyama (2009), Cirrus observations in the tropical tropopause layer over the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 114, D09304, doi:10.1029/2008JD011040.
- 5) Inai, Y., F. Hasebe, K. Shimizu, and M. Fujiwara (2009), Correction of radiosonde pressure and temperature measurements using simultaneous GPS height data, *SOLA*, 5, 109-112, doi:10.2151/sola.2009-028.
- 6) Yoshida, K., and K. Yamazaki (2010), Role of vertical eddy heat flux in the response of tropical tropopause temperature to changes in tropical sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, 115, D01108, doi:10.1029/2009JD012783.
- 7) Inai, Y. (2010), Cold trap dehydration in the tropical tropopause layer estimated from the water vapor match, Doctoral thesis, Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan.

<その他誌上発表（査読なし）>

なし

（２）口頭発表（学会）

- 1) 稲飯洋一、長谷部文雄、藤原正智、塩谷雅人、西憲敬、荻野慎也、Holger Voemel (2007), 「TTL 水蒸気MATCHを用いた水平移流に伴う脱水の評価」, 日本気象学会2007年度春季大会
- 2) Fujiwara, M., S. Iwasaki, A. Shimizu, M. Shiotani, Y. Inai, F. Hasebe, I. Matsui, N. Sugimoto, H. Okamoto, N. Nishi, K. Yoneyama, K. Krueger, F. Immler, and M. Rex (2007), “Cirrus observations in the tropical tropopause layer over the western Pacific”, 日本地球惑星科学連合大会
- 3) 長谷部文雄、塩谷雅人、藤原正智、Holger Voemel、西 憲敬、荻野慎也、稲飯洋一、柴田隆、岩崎杉紀、松井一郎、Samuel J. Oltmans (2007), “SOWER observations of dehydration processes for air parcels advected horizontally in the tropical tropopause layer”, 日本地球惑星科学連合大会
- 4) Hasebe, F., M. Shiotani, M. Fujiwara, H. Voemel, N. Nishi, S.-Y. Ogino, Y. Inai, T. Shibata, S. Iwasaki, I. Matsui, A. Shimizu, N. Sugimoto, S. Saraspriya, N. Komala, and S. J. Oltmans (2007), “Dehydration processes in the tropical tropopause layer observed by SOWER campaigns in the western and central Pacific”, 14th Conference on Middle Atmosphere
- 5) 吉田康平、山崎孝治 (2007), 「熱帯対流圏界面付近の温度変動要因」, 第5回「異常気象と長期変動」研究集会
- 6) 稲飯洋一、長谷部文雄、藤原正智、塩谷雅人、西憲敬、荻野慎也、Holger Voemel (2007), 「TTL 水蒸気MATCHを用いた水平移流に伴う脱水の評価(2)」, 第13回大気化学討論会
- 7) Fujiwara, M., S. Iwasaki, A. Shimizu, M. Shiotani, H. Matsuura, Y. Inai, F. Hasebe, I. Matsui, N. Sugimoto, H. Okamoto, K. Yoneyama, A. Hamada, N. Nishi, and F. Immler (2007), “Cirrus observations in the tropical tropopause layer over the western Pacific”, AGU fall meeting
- 8) Morioka, H., M. Fujiwara, M. Shiotani, A. M. Thompson, J. C. Witte, and S. J. Oltmans (2007), “Trend Analysis of Tropical Ozone from the Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) Data”, AGU fall meeting
- 9) 長谷部文雄、塩谷雅人、藤原正智、西憲敬、荻野慎也、柴田隆、岩崎杉紀、松井一郎、杉本伸夫、清水厚、稲飯洋一 (2007), 「熱帯中部西部太平洋における対流圏界層内脱水過程の解明に向けたSOWER集中観測」, 第1回赤道大気レーダーシンポジウム
- 10) 吉田康平、山崎孝治 (2008), 「熱帯対流圏界面気温の季節・経年スケールにおける変動要因」, 第22回大気圏シンポジウム
- 11) 藤原正智、長谷部文雄、塩谷雅人、荻野慎也、岩崎杉紀、Holger Voemel、柴田隆、西憲敬、稲飯洋一 (2008), 「熱帯西太平洋域における水蒸気・オゾンゾンデ観測キャンペーン（2007年1月・2008年1月）」, 日本地球惑星科学連合2008年大会
- 12) 吉田康平、山崎孝治 (2008), 「熱帯対流圏界面気温の熱帯海面水温の変化に対する応答」, 日本地球惑星科学連合2008年大会
- 13) 森岡浩、藤原正智、塩谷雅人、Anne M. Thompson、Jacquelyn C. Witte、Samuel J. Oltmans (2008), 「SHADOZデータによる熱帯オゾンの季節変動と年々変動」, 日本地球惑星科学連合2008年

大会

- 14) Yoshida, K., and K. Yamazaki (2008), “Response of the tropical tropopause temperature changes in tropical sea surface temperatures”, AOGS 5th Annual General Meeting
- 15) Fujiwara, M. (2008), “Observations of ozone, water vapor, and cirrus in the tropical tropopause layer over the Pacific”, SPARC 4th General Assembly
- 16) Hasebe, F., Y. Inai, M. Shiotani, M. Fujiwara, H. Voemel, N. Nishi, S. Ogino, T. Shibata, S. Iwasaki, K. Miyazaki, I. Matsui, A. Shimizu, N. Sugimoto, and S. Oltmans (2008), “Cold trap dehydration in the TTL characterized by SOWER observations in the tropical Pacific”, SPARC 4th General Assembly
- 17) 藤原正智、岩崎杉紀、清水厚、塩谷雅人、稲飯洋一、長谷部文雄、松井一郎、杉本伸夫、岡本創、西憲敬、濱田篤、坂崎貴俊、米山邦夫 (2008), 「西太平洋の熱帯対流圏界層 (TTL) におけるcirrusの観測」, 第2回赤道大気レーダーシンポジウム・第105回生存圏シンポジウム
- 18) 藤原正智、長谷部文雄、塩谷雅人、H. Voemel、荻野慎也、岩崎杉紀、西憲敬、柴田隆、S. J. Oltmans (2008), 「熱帯下部成層圏における水蒸気の長期変動 (1)」, 日本気象学会2008年度秋季大会
- 19) 藤原正智、長谷部文雄、塩谷雅人、Voemel Holger、荻野慎也、岩崎杉紀、西憲敬、柴田隆、清水健作、Valverde-Canossa Jessica、Selkirk Henry B.、Oltmans Samuel J. (2009), 「気球搭載水蒸気計により観測された熱帯下部成層圏の水蒸気の季節～長期変動」, 日本地球惑星科学連合2009年大会
- 20) Fujiwara, M., F. Hasebe, M. Shiotani, H. Vömel, S. - Y. Ogino, S. Iwasaki, N. Nishi, T. Shibata, K. Shimizu, J. Valverde-Canossa, H. B. Selkirk, and S. J. Oltmans (2009), “Seasonal to long-term variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloon-borne hygrometers”, 17th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics and 15th Conference on Middle Atmosphere
- 21) 藤原正智、長谷部文雄、塩谷雅人、Holger Voemel、荻野慎也、岩崎杉紀、西憲敬、柴田隆、清水健作、西本絵梨子、Jessica Valverde-Canossa、Henry Selkirk、Samuel Oltmans (2009), 「気球搭載水蒸気計により観測された熱帯下部成層圏の水蒸気の季節～長期変動」, 第3回赤道大気レーダーシンポジウム、第129回生存圏シンポジウム
- 22) Fujiwara, M., F. Hasebe, M. Shiotani, H. Vömel, S. - Y. Ogino, S. Iwasaki, N. Nishi, T. Shibata, K. Shimizu, J. Valverde-Canossa, H. B. Selkirk, and S. J. Oltmans (2009), “Seasonal to decadal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloon-borne frost-point hygrometers”, IGAC-SPARC Joint Workshop
- 23) Kohei Yoshida and Koji Yamazaki (2009), “Role of the vertical eddy heat flux in the tropical tropopause temperature response to tropical sea surface temperature changes”, EGU 2009 General Assembly
- 24) 吉田康平、山崎孝治、Kevin Hamilton (2009), 「熱帯対流圏界面付近における準二年周期振動の構造」, 熱帯気象研究会2009
- 25) 吉田康平、山崎孝治 (2009), 「熱帯対流圏界面領域におけるvertical eddy heat fluxの役割」, 熱帯気象研究会2009
- 26) 吉田康平、山崎孝治 (2009), 「熱帯対流圏循環変動のデータ間比較」, 平成21年度「異常気象

と長期変動」研究集会

- 27) 吉田康平, 山崎孝治, Kevin Hamilton (2009), 「熱帯対流圏界面付近における準二年周期振動の構造」 日本気象学会 2009年度秋季大会
- 28) 吉田康平, 山崎孝治 (2009), 「2009年1月の成層圏突然昇温に対する熱帯対流圏界層の応答」, 「両極異変が全球気候変動へ及ぼす遠隔作用についての観測的研究」研究集会.
- 29) 土門優介, 宮崎和幸, 稲飯洋一, 長谷部文雄 (2009), 「データ同化を利用した流跡線計算高精度化の試み」, 日本気象学会2009年春季大会
- 30) 稲飯洋一, 長谷部文雄, 清水健作, 藤原正智, Holger Voemel (2009), 「GPS高度データの利用によるラジオゾンデ気圧気温データの補正」, 日本気象学会2009年春季大会

(3) 出願特許

なし

(4) シンポジウム、セミナーの開催（主催のもの）

なし

(5) マスコミ等への公表・報道等

なし

(6) その他

なし

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
 (2) 成層圏大気の滞留年代の決定に関する研究

宮城教育大学教育学部

菅原敏

<研究協力機関>	東北大学大学院理学研究科	中澤高清
	東北大学大学院理学研究科	青木周司
	東北大学大学院理学研究科	石戸谷重之
	JAXA宇宙科学研究本部	本田秀之
	国立極地研究所	森本真司

平成19～21年度合計予算額 24,284千円

(うち、平成21年度予算額 8,950千円)

※予算額は、間接経費を含む。

[要旨] 大型気球に搭載した成層圏大気のクライオジェニックサンプラーを用いて、成層圏大気を大量に採取し、それに含まれる微量成分である二酸化炭素 (CO₂) や六フッ化硫黄 (SF₆) の濃度、関連する気体成分の同位体組成などを精密に分析した。これらの濃度および同位体比のデータをもとにして、成層圏大気の滞留年代 (平均年代) を高精度で推定した。平均年代の高精度推定の過程において、成層圏大気における重力分離の存在と、それが平均年代に与える影響を明らかにした。すなわち、大気主成分の同位体比測定の結果から、成層圏においても重力分離が起こっている可能性が初めて示唆された、気体分子の質量数の差が1の場合に基準化したときの重力分離効果は、中緯度の高度35km付近において、およそ-0.05パーミル、極渦内の高度30km付近ではおよそ-0.1パーミル程度であることが示された。このことから、CO₂濃度をもとにして平均年代を推定する場合には、最大で約0.4年の補正が必要になることが判明した。研究期間中に2回の新たな気球実験を実施し、日本上空における最新の濃度データを取得するとともに、過去の気球実験によって採取され、保存されている空気試料の再解析を実施し、長期間にわたる変動を明らかにした。これにより、北半球中緯度上空における成層圏大気の平均年代の長期的な変化傾向を調べた。ドイツ、アメリカの研究機関との国際的な協力により、過去に得られた日本上空のデータに加え、ヨーロッパや、北米上空の平均年代を合わせて解析した結果、近年の数値モデル研究による予測に反して、北半球中緯度の成層圏における平均年代は低下していないことが示唆された。

[キーワード] 平均滞留時間、ブリューワ・ドブソン循環、二酸化炭素、重力分離、同位体比

1. はじめに

将来のオゾン層の変動を正確に予測するためには、化学過程、力学過程、放射過程などの成層圏プロセスがどのように変化するかを把握する必要がある。特に、地球温暖化が成層圏プロセスに対して、長期的にどのようなインパクトを与えるのかを解明することは、オゾン層の科学に

における重要課題である。近年の化学気候モデルの発展により、地球温暖化が進行する状況下での成層圏プロセスの応答について研究が進められるようになった。大気中における温室効果気体の増加は放射強制の増加を招き、その結果として、地球大気の下層である対流圏では温暖化を引き起こす一方、成層圏では逆に寒冷化をもたらす。さらに、それらの間接的な効果として、成層圏の大気循環の変化の可能性が指摘されており、このことが成層圏オゾンの消長や他の微量気体の平均寿命に対して、極めて重大な影響を及ぼすと考えられている。ButchartとScaifeら¹⁾ (2001)は、化学気候モデルを用いた研究により、温暖化に伴って対流圏からのプラネタリー波の伝播が増大し、対流圏—成層圏間の質量輸送が強化され、これによってCFC（クロロフルオロカーボン）などのオゾン破壊物質の除去が早く進行する可能性を指摘した。また、対流圏—成層圏間の質量輸送が強化されることによって、ブリューワ・ドブソン循環が強められ、過去数十年間に成層圏大気の平均滞留時間（または平均年代）が短くなっている可能性が指摘されている（Austin and Li, 2006²⁾）。ブリューワ・ドブソン循環の強さの長期変動は、オゾン層の消長に対して極めて大きなインパクトを持っているが、観測によってブリューワ・ドブソン循環の長期変化の傾向を明らかにした研究はこれまでない。これを可能にする手段として、成層圏大気中のトレーサー物質を精密に測定して、その大気中の平均滞留時間を推定する方法がある。成層圏大気中の平均滞留時間を長期的に観測することによって、ブリューワ・ドブソン循環の長期変化を検出できるものと期待されている。そこで、成層圏大気中の平均年代を高精度で決定するための手法を開発すると同時に、時間空間的な平均年代の変化を明らかにすることが不可欠となる。

2. 研究目的

成層圏オゾンの将来予測のためには、成層圏の化学、放射、力学過程のそれぞれがどのように変化し、またどのように結合しているかを明らかにしなければならない。そのためには、観測によってそれぞれの過程を詳細に把握することと、それぞれの理論を統合した化学気候モデルによる数値実験とを並行して進めなければならない。近年、人工衛星等によって各種化学成分のグローバルな時間・空間変動が明らかにされるようになり、化学気候モデルの再現性について詳細な検討が可能になりつつある。一方、数十年スケールでの長期的な変動に着目すると、過去からの観測による知見は極めて限られており、化学気候モデルの長期シミュレーションを検証するための十分なデータがない。特に、輸送過程の長期的変化については、前述のように、オゾン破壊物質の除去のメカニズムを介して、オゾン層の変動に大きな影響を持つことが予想されているが、未だその実態は明らかではない。これを明らかにするためには、成層圏大気中の平均滞留時間を正確に決定する必要がある。そこで、本研究では、大気球を用いた成層圏大気中のトレーサー物質の精密測定を実施し、それに基づいて成層圏大気中の平均滞留時間を正確に決定することを目的とする。また、平均滞留時間の推定に伴う誤差要因を明らかにし、その決定精度と長期変化検出の可能性を検討する。本研究の目的は、観測によって平均年代を高精度で決定するために必要な手法の開発、特に本研究の中で明らかにされた成層圏における重力分離効果が、正確な平均年代の推定に与える影響を評価することである。このためには、最も重力分離の影響を受けやすい極域成層圏大気を対象として、CO₂だけではなく、その炭素同位体比からも平均年代を推定する。炭素同位体比はCO₂濃度に比べて、重力分離の影響を受けやすいので、これを用いることで平均年代に対する重力分離の補正が妥当であるか否かを確認することができる。さらに、過去に採取された

成層圏大気サンプルを再解析することで、長期にわたる平均年代の変化傾向を明らかにする。本研究に加えて、ドイツ、アメリカの研究機関との国際的な協力により、より長期にわたる平均年代の変化を調べることが可能となる。

3. 研究方法

本研究では、成層圏大気の平均滞留時間（対流圏から成層圏に流入した空気塊が、成層圏大気のサンプリングが行われた地点に輸送されるまでに要する時間）を、成層圏大気中のトレーサー物質濃度の精密測定に基づいて決定した。その原理を図1に示す。対流圏において濃度が単調増加するトレーサー物質（X）を成層圏のある地点で観測した場合、その場所でのXの混合比は、観測が行われた同時期の対流圏におけるXの混合比より低いと予想される。何故なら、成層圏に流入したXが観測地点に到達するまでには、一定の輸送時間（大気の年代）を要するからである。言い換えれば、成層圏大気のXの混合比と等しい混合比が対流圏大気で観測された時期が分れば、その時間差が成層圏に流入後の空気塊が、着目する成層圏の領域に達するまでの平均滞留時間に相当する。

実際に成層圏大気の平均滞留時間を正確に推定するために、本研究では、成層圏大気中の微量成分濃度を精密に計測する方法を用いた。平均滞留時間を高精度で推定するためには、対象とする気体成分に関して、以下の3点の条件が必要である。①対流圏において単調な長期トレンドを示す成分であること、②成層圏において化学的な生成・消滅が無い、あるいは生成・消滅が起きているとしてもその効果が既知であり、補正が可能である気体成分であること、③その成分濃度の分析誤差が、対流圏における濃度の年々の変化量に比べて、十分に小さいこと、である。①と②の条件を満たす成分はCO₂とSF₆である。また、③の条件を満たすためには、実際の現場の大気試料を採取して分析することが必要になる。したがって、本研究では大気球に搭載したクライオサンプリング装置（図2）によって、直接現場の大気試料を採取し、回収した後に気体成分の分析を行った。本研究期間の気球実験は2007年と2009年に実施された。2007年度の気球実験は岩手県大船渡市三陸町において、また2009年度の実験は北海道大樹町において実施された。クライオサンプリング装置は、気球が高度14kmから35kmの間を上昇・下降する途中において、11の異なる高度において成層圏大気試料を採取した。また、2006年6月3日に実施された気球実験によって採取されたサンプルの分析も実施した。採取されたサンプルの一部は、将来の新たな分析項目の出現に備えて長期保存サンプルとして分割され、残ったサンプルを用いて各種気体成分の精密測定を行った。

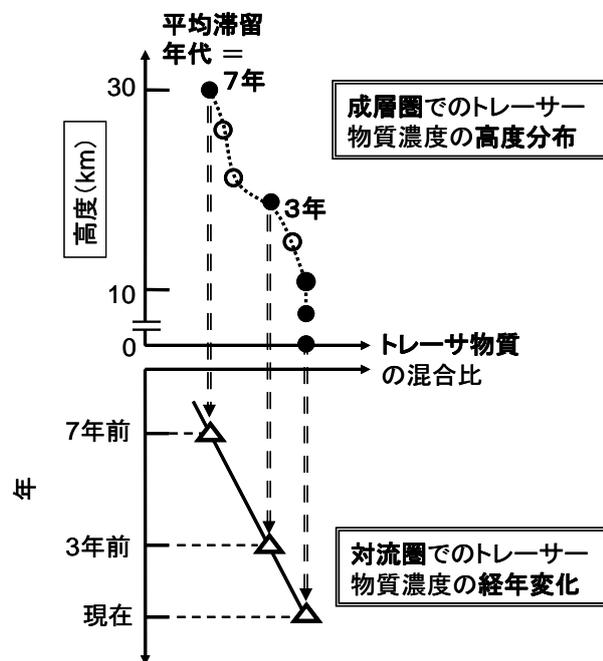


図1. 成層圏大気の平均滞留時間の決定法の概念図。ここでは、高度10km以上を成層圏としている。また対流圏でのトレーサー濃度は、現在>3年前>7年前を仮定している。

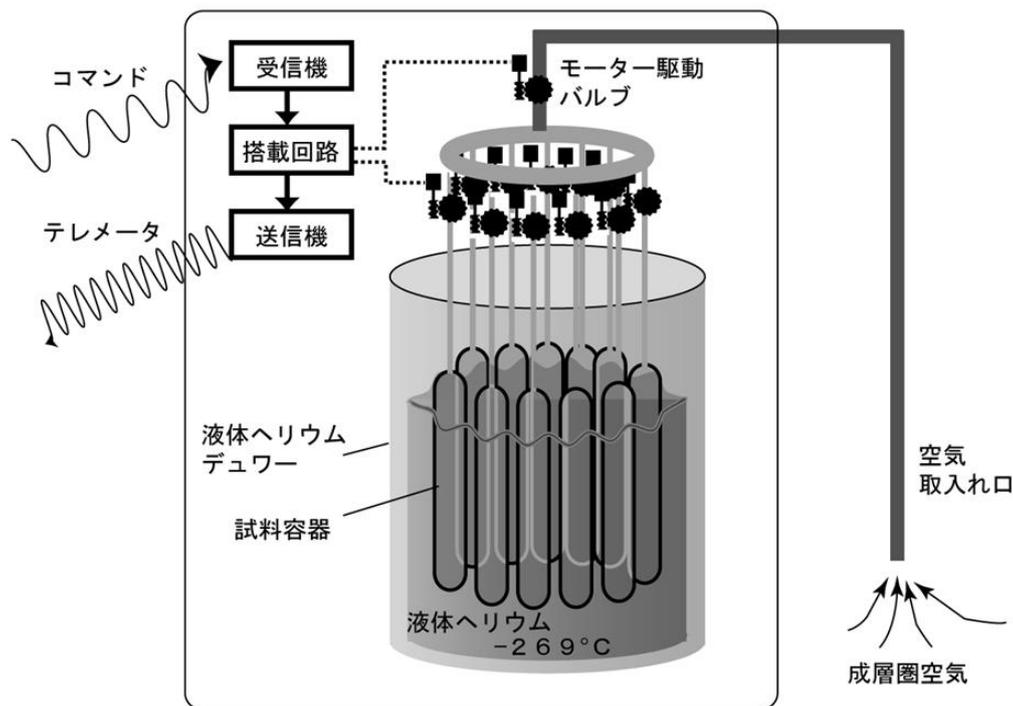


図2. 気球搭載型クライオサンプラーの概略図

これまでに実施されてきた全ての気球実験において、長期保存用のサンプルが分割保存されており、過去にさかのぼって再解析することが可能である。CO₂濃度とSF₆濃度は、それぞれ非分散型赤外分析計と電子捕獲検出器搭載ガスクロマトグラフを用いて決定された。また、後述のように、正確な平均滞留時間の決定のために必要となるメタン (CH₄) 濃度と大気主成分 (O₂とN₂) のそれぞれの同位体比の測定も実施している。なお、2007年度実施の気球実験によって得られたサンプルについては、その分析作業が現在も進行中であるため、以下の結果と考察では、既に解析が済んでいるCO₂濃度、SF₆濃度、CH₄濃度についてのみ議論する。また、2006年に得られた成層圏サンプルの分析結果について合わせて述べる。さらに、スウェーデン・キルナでの実験を含め、過去に実施された気球観測についても、ほぼ同様の方法で採取されている(Aoki et al., 2003³⁾)。濃度のみではなく、サンプルの一部からCO₂のみを冷却法によって精製抽出し、そのCO₂の分子量44、45、46の同位体種存在比を安定同位体質量分析計によって計測した。成層圏では、オゾンを中心とする光化学反応系の中の酸素サイクルにおいて、非常に大きな非質量依存型同位体分別が起こっていることが知られている。CO₂の中の酸素原子についても、酸素17が異常に濃縮しており、その結果、質量分析計によって得られる44、45、46の存在比のみから、正確に炭素同位体比を決定することはできない。同じ成層圏大気試料を用いた他の研究によって、酸素17の濃縮がどの程度であるかが既知であるため、イオン・コレクション・スキームを新たに改良し、酸素17の異常濃縮を考慮した上で、酸素18と炭素13の同位体比を計算した。成層圏のCO₂濃度は、CH₄の酸化によるCO₂生成の影響を受けているため、同時に計測されるCH₄濃度を用いて補正する必要がある。これと同様に、成層圏のCO₂の炭素同位体比も、CH₄酸化によるCO₂生成の影響を受けるが、このとき付加

される炭素の同位体比はCO₂のそれに対して非常に低い値を持っているため、この補正が重要となる。このために、同じ大気試料を用いて、CH₄の炭素同位体比の計測も行った。

4. 結果・考察

(1) 平均滞留時間の高精度推定法の確立

分析によって得られたCO₂濃度とSF₆濃度の鉛直分布を図3に示す。CO₂濃度は対流圏界面付近から高度20km付近にかけて急激に濃度が低下し、さらにその上空では濃度勾配が小さくなる傾向がある。観測が行われた中緯度地域における、成層圏下層の大気輸送の主要なメカニズムとして、圏界面を通した対流圏・成層圏間の鉛直方向の混合と、熱帯収束帯での強い上昇流に伴う成層圏内の極方向への水平移流が考えられる。前者としては、ジェット気流周辺での圏界面ギャップに伴う成層圏空気の下降に代表されるような、ジェット気流の位置や活動度に関係した成層圏大気の鉛直混合が考えられる。しかしながら、対流圏上部と成層圏下部におけるCO₂濃度の季節変化パターンがほぼ逆位相であるというNakazawa et al. (1991)⁴⁾の飛行機観測の結果を考慮すると、上述の鉛直混合が成層圏下部のCO₂濃度プロファイルを支えているとは考えにくい。むしろ、後者の成層圏内の極方向への水平移流が、下部においてより迅速に起こると考えると解釈が可能である。すなわち、熱帯地域で成層圏まで上昇した対流圏空気が比較的速く成層圏下部を極側へ移動することで、観測されたCO₂濃度の鉛直プロファイルが形成されたと考えられる。この成層圏下部においては、季節や年に応じた水平移流の強度の違い、あるいは輸送速度の高度による違いなどが予想されるため、観測頻度が低く、また観測の季節も限定される気球観測では、成層圏下部における平均滞留時間の長期傾向を検出するのは困難である。一方、高度20km付近より上層におい

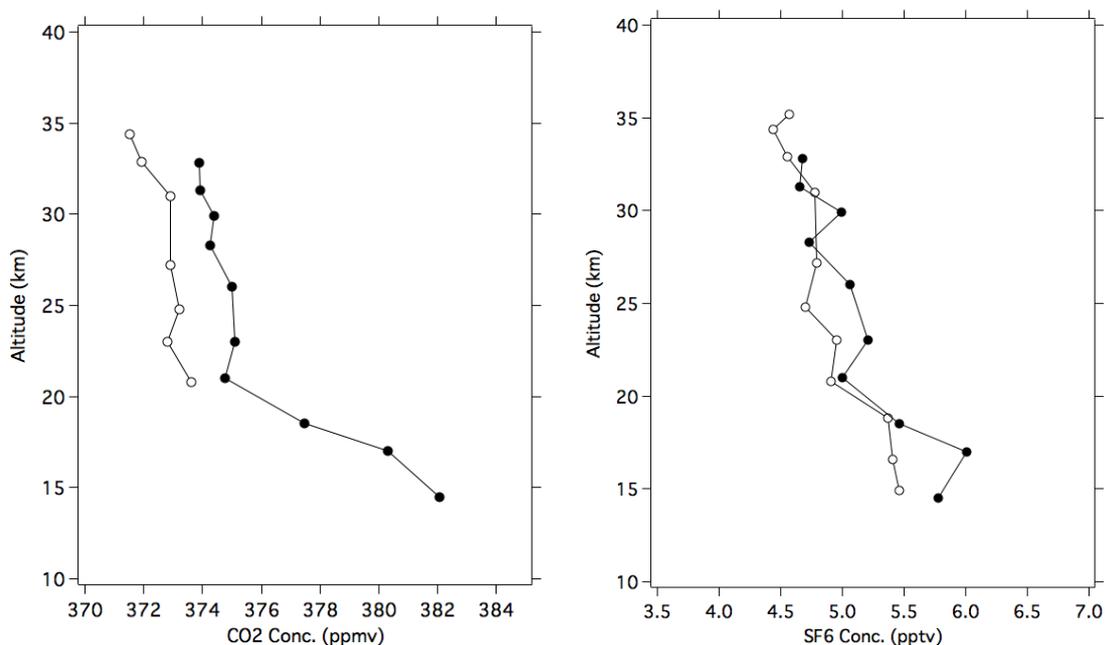


図3. 日本（三陸）上空におけるCO₂濃度（左図）とSF₆濃度（右図）の鉛直分布。白丸が2006年、黒丸が2007年の結果を表す。

ては、対流圏における強い季節変動が成層圏内の輸送過程によって弱められ、濃度が均一化されており、平均滞留時間を推定するのに適していることが分る。

この観測された濃度から平均滞留時間を推定するためには、基準となる対流圏内の変動が必要である。平均滞留時間は、熱帯対流圏界面から成層圏に持ち上げられ流入した大気が、観測が行われた中緯度に到達するまでに要した平均的な時間を意味している。したがって、熱帯対流圏界面付近における変動が基準となる。これまでの航空機によるCO₂濃度の観測結果から、熱帯域においては対流圏上部と下部における濃度差が小さいことが知られているため、熱帯対流圏の地表における観測データを基準とした。しかしながら、対流圏において大きな季節変動を示すCO₂濃度では、成層圏で観測された濃度を単純に対流圏での濃度変動と比較することで平均滞留時間を推定することはできない。なぜなら、成層圏に流入した大気は混合過程を伴いながら、徐々に極域へと輸送されるため、観測された濃度は、実際には様々な滞留時間を経たトレーサー物質がそれぞれに重みを持って混合されたものと考えられる。それぞれの滞留時間の重みは、年代スペクトルと呼ばれており、理論的に推定されている (Hall and Plumb, 1994⁵⁾; Waugh and Hall, 2002⁶⁾; Schoeberl et al., 2005⁷⁾)。すなわち、現実的な年代スペクトルに従って平滑化された時系列データと比較することによって、平均滞留時間を推定しなければならない。本研究では、Hall and Plumb (1994)⁵⁾ が示した1次元大気における理論的な年代スペクトルが、逆正規分布と等価であることから、様々な平均滞留時間と分布幅を持つ逆正規分布を仮定した (図4)。この年代スペクトルを用いて、対

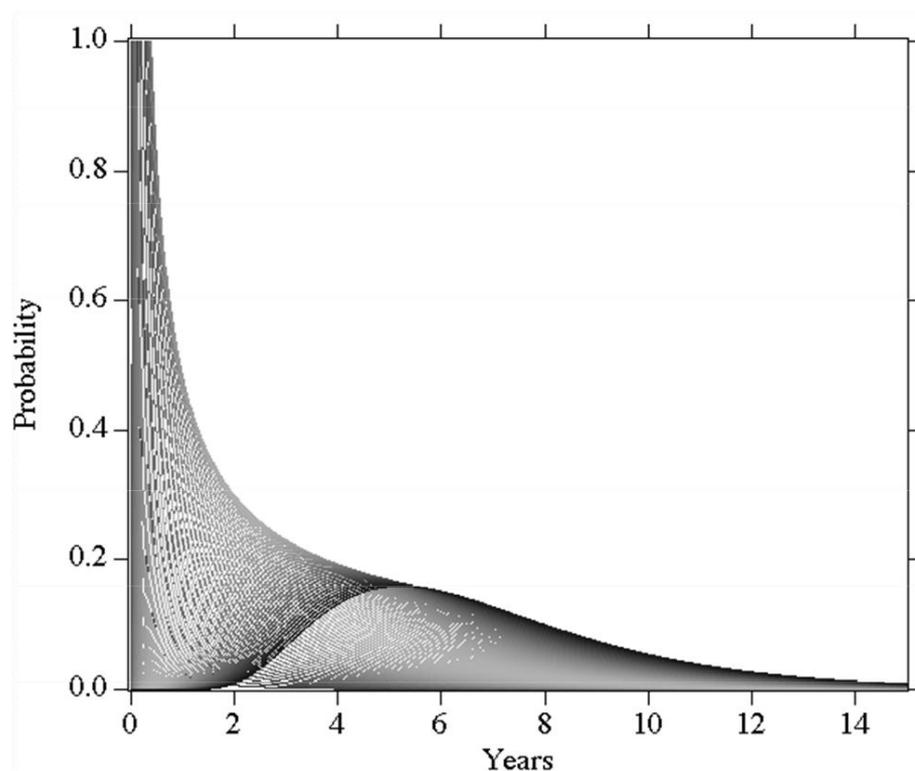


図4. 逆正規分布関数で表現された年代スペクトル。平均滞留時間が0.1年から7.0年までのものに相当する。

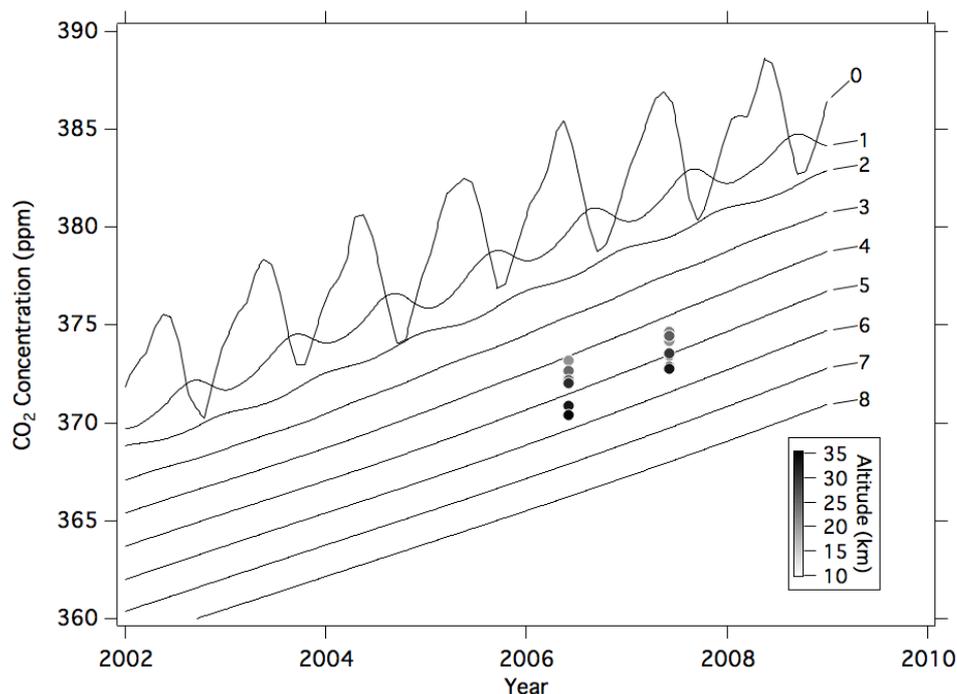


図5. 熱帯対流圏における濃度変動（実線0）と年代分布関数によって平滑化された変動（1から8）。平均滞留時間が0年から8年までに対応する。丸印は2006年および2007年の気球実験による観測値を示し、観測高度に応じて濃淡で表す。

流圏における濃度変動を平滑化し、平均滞留時間を推定した（図5）。これにより、2006年と2007年の高度25～27km以上でのCO₂濃度平均値、それぞれ371.36ppmと373.17ppm（後述のようにCH₄酸化について補正した値）に対応する平均滞留時間は、それぞれ5.1年と5.2年であることが判った。SF₆濃度についても同様の解析を行った結果、平均滞留時間は5.4年と推定された。この平均滞留時間の推定に関する誤差要因について考察した。

1) CO₂濃度に対するCH₄酸化の影響

既に述べたように、正確な平均滞留時間の推定のためには、成層圏における生成・消滅が存在しない気体成分を用いることが望ましい。CO₂については、成層圏におけるCH₄の酸化消滅がCO₂生成となるため、この効果を評価する必要がある。そのため、採取されたサンプルを用いて、CH₄濃度の分析を実施した（図6）。CH₄濃度は高度とともに急激に減少しており、対流圏濃度からの低下分がCO₂生成に相当するものと仮定すると、容易にCO₂濃度に対して補正できる。

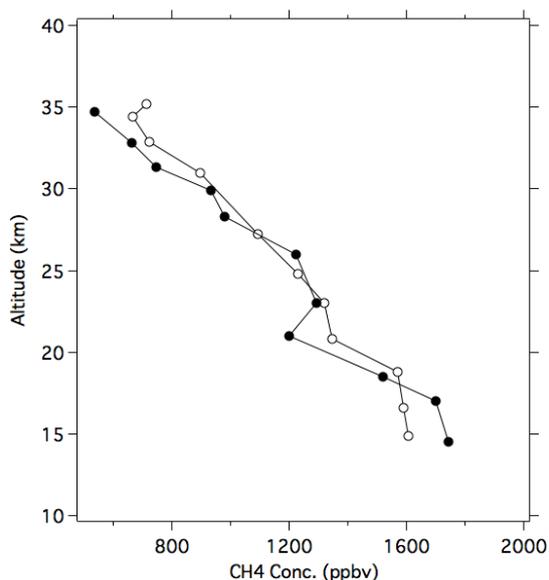


図6. CH₄濃度の鉛直分布。2006年6月3日（白丸）と2007年6月4日（黒丸）。

2006年実施の観測においては、この補正量は高度25km以上の平均値に対して約-0.9ppmであり、平均滞留時間に対する影響は6-7ヶ月である。ただし、CH₄濃度の分析精度は約3ppbであるので、この補正に伴う平均滞留時間への誤差伝播は無視できる。

2) 年代スペクトルの不確実性

平均滞留時間の推定に用いられる年代スペクトルは、単純な理論を基にして仮定したものであり、現実とは異なっている可能性が考えられる。しかし、年代スペクトルを観測によって確認することは不可能である。Schoeberl et al. (2005)⁷⁾は数値モデルによって年代スペクトルの緯度による違いなどを推定しており、単純な理論に基づく逆正規分布とは異なる関数形を示している。現実には輸送過程の季節性や年々変動などによって、特定の滞留時間について重みが偏ることが考えられる。そこで、本研究では、単純な逆正規分布として仮定した年代スペクトルが、現実とは異なることに起因する平均年代の誤差を評価するために、逆ガンマ分布や、極端に非現実的な矩形分布を適用し比較したが、平均滞留時間に対するその影響は最大で0.1年程度と小さいことが判った。

3) 重力分離の影響

これまで大気中において重力分離が起こるのは熱圏以上であると考えられてきた。しかし、本研究の一環として同時に測定されている大気主成分の同位体比の結果から、成層圏においても重力分離が起こっている可能性が初めて示唆された(Ishidoya et al., 2008⁸⁾)。気体分子の質量数の差が1の場合に基準化した場合の重力分離効果は、中緯度の高度35km付近において、およそ-0.05パーミル、極渦内の高度30km付近ではおよそ-0.1パーミル程度であることが示された(図7)。仮に、この重力分離効果が全ての気体種について作用していると仮定すると、CO₂やSF₆等の濃度分析にも影響する可能性がある。その効果の大きさは成分の分子量と平均空気分子量の差

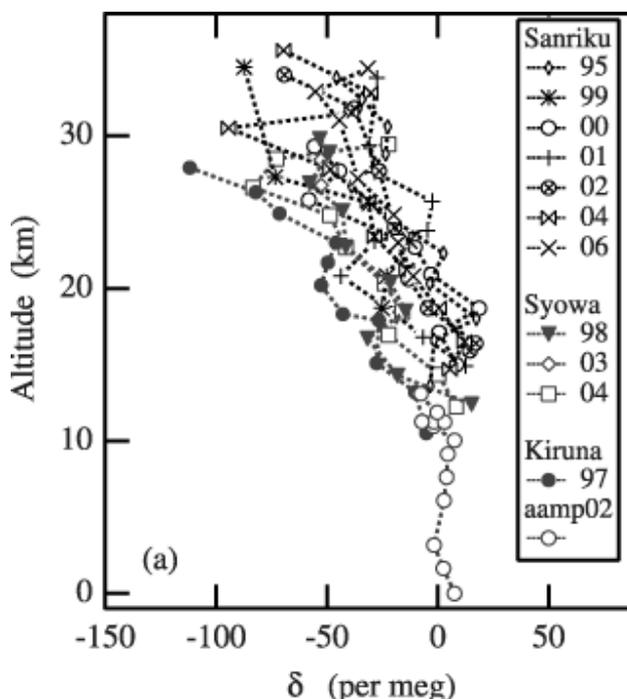


図7. 大気主成分(O₂とN₂)の同位体比の鉛直分布(質量数の差を1に基準化している)

に比例するため、SF₆では117倍、CO₂では15倍に増幅される。これは、SF₆とCO₂の濃度に対する補正量に変換すると、それぞれ最大で0.06pptと0.5ppmに相当する。極域の極渦が発達した条件下では測定誤差以上の効果を生ずる可能性が示唆されるが、中緯度における観測についてはその影響が小さく、無視し得ることが判った。他方、重力分離のシグナルは平均滞留時間を正確に推定するための補正項のみならず、それ自身が平均滞留時間を推定するための新たなトレーサーとなり得ると期待される。現時点ではその変動のメカニズムは不明な点が多く、今後の重要な研究対象である。

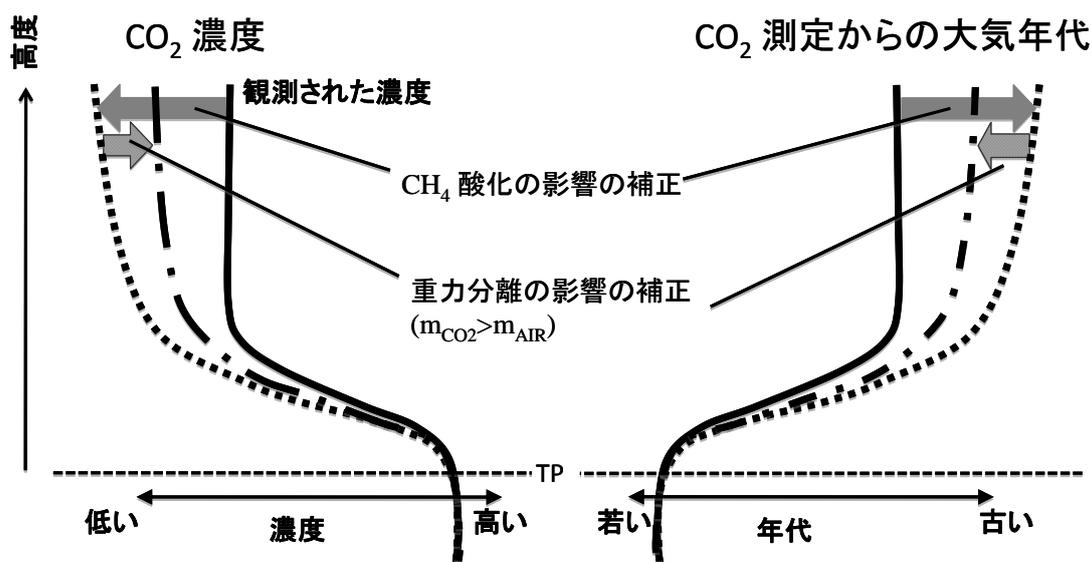


図8. 成層圏のCO₂濃度の測定結果からの大気年代推定に対する、CH₄酸化ならびに重力分離の影響の補正についての概念図。

成層圏大気中のCO₂濃度の測定結果から大気年代を推定する際には、1)で述べたCH₄の酸化ならびに3)で述べた重力分離の影響を補正する必要がある。図8に、補正についての概念図をに示す。

4) 観測濃度の変動性

平均滞留時間の推定において最大の誤差要因と考えられるのは、成層圏内における濃度の自然の変動性である。対流圏内のCO₂濃度の大きな季節変動は、平均滞留時間が4～5年程度になる場合、そのほとんどが平滑化されていると考えられる。しかし、成層圏内の輸送の季節性や年々変動、あるいは熱帯対流圏界面における流入の時間空間的な特性などによって、成層圏内の濃度にも短期的な変動性があり得る。しかし、観測頻度が低い気球観測では短期間における濃度の変動性を評価するのは困難である。ここでは、高度25km以上における鉛直方向の変動性から、それによる平均滞留時間の推定誤差を見積もった。CO₂濃度では高度25km以上において濃度勾配が小さくなり、2006年の観測結果にCH₄の酸化の効果を補正した場合、その平均値と標準偏差は371.4±0.6ppmである。CO₂濃度の分析精度はおよそ0.1ppmであるから、±0.6ppmの標準偏差は自然の変動性を反映しているものと考えられる。これに対して、現在の対流圏における平均濃度増加率はおよそ1.6ppm/yearであるので、平均滞留時間での変動性は±0.4年と見積もられる。一方、SF₆濃度の標準偏差±0.15pptは、現在の対流圏における平均の濃度増加率を0.25ppt/yearとして考えると、平均滞留時間の変動性±0.6年に相当する。以上のことから、2006年に実施された観測結果をもとに、高度25kmから35kmまでの平均滞留時間を推定した結果、CO₂濃度では5.1±0.4年、SF₆濃度では5.4±0.6年となった。両者の差は0.3年であり、それぞれの推定誤差を考慮すると、ほぼ一致した結果を得たと言える。

(2) 高緯度成層圏大気の平均年代推定の高精度化

これまでの研究では、北極の極渦内の平均年代をSF₆濃度で推定した研究結果はあるが、SF₆濃度

が予想よりも低濃度になることが知られており、中間圏での化学的な消滅過程の影響があるものと推察されている(Engel et al., 2006⁹⁾)。近年の衛星観測によるSF₆濃度の結果でも同様の傾向が明らかになっている。そのため、極渦内の平均年代をSF₆濃度から推定することは困難となる。一方、CO₂濃度では化学消滅などの影響がないので、より正確な平均年代の推定が可能となる。本研究の成果として、成層圏においても重力分離が起こっている可能性が初めて示唆された(Ishidoya et al., 2008⁸⁾)。前述のように、重力分離効果は、中緯度の高度35km付近において、およそ-0.05パーミル、極渦内の高度30km付近ではおよそ-0.1パーミル程度であることが示され、極域の極渦が発達した条件下ではこの効果はより大きくなる。したがって、極付近では、重力分離の効果が平均滞留時間の推定に対して、無視し得ない効果を生ずる可能性が示唆される。したがって、本研究では、過去にスカンジナビア上空において採取された成層圏大気サンプルを再解析し、そのCO₂濃度および炭素同位体比を用いて、北極極渦内における成層圏大気の影響の推定を行った。CO₂濃度および炭素同位体比の両者について、CH₄酸化の補正、重力分離の補正を施し、平均年代を推定した。以下、その過程を順に述べる。図9にスカンジナビア上空において観測されたCH₄濃度と、その炭素同位体比の鉛直分布を示す。CH₄濃度は高度とともに急激に減少しており、熱帯対流圏濃度からの低下分がCO₂生成に相当するものと仮定することで、容易にCO₂濃度に対して補正できる。前述のとおり、2006年に国内で実施した気球観測によって、このCO₂濃度に対する補正量が高度25km以上の平均値に対して約-0.9ppmであり、平均滞留時間に対する影響は6~7ヶ月であることを示した。一方、スカンジナビア上空の極渦内部では、上空におけるCH₄濃度の低下が激しいため、さらにその補正量が増大し、高度25km以上でのCO₂濃度に対する補正量は-1.4ppmにもなった。

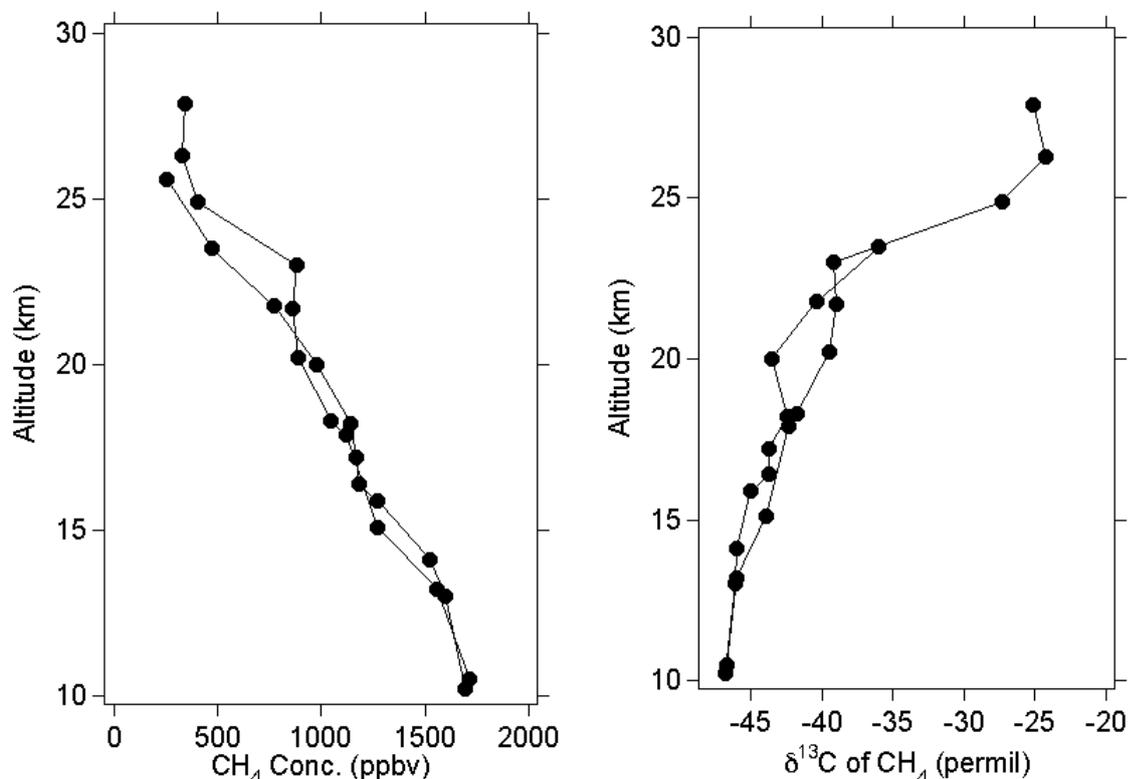


図9. 1997年にスカンジナビア上空の極渦内で実施された気球観測の結果。CH₄濃度(左)と、その炭素同位体比(右)の鉛直分布。

これは平均年代に換算して、およそ11ヶ月の補正になる。一方、 CH_4 の炭素同位体比は、高度とともに急激に高くなり、高度25kmより上空では約-25パーミルという値を示した。このことは、成層圏内を輸送されて極渦まで輸送された CH_4 が、その間の反応消滅過程において、極めて大きな同位体分別作用を受けたことを示している。すなわち、同位体的に軽い分子が選択的に酸化されており、その結果、生成される CO_2 は、同位体的に軽い。したがって、 CH_4 濃度とその炭素同位体比から、エアマスにおけるマスバランスを仮定することで、 CO_2 の同位体比に対する補正量を決定することができる。その結果、 CO_2 の炭素同位体比に対する補正量は+0.17パーミルとなった。この補正量は、 CO_2 濃度のそれに比べて相対的に極めて大きく、この補正のみを施した場合の平均年代は高度20km以上で2.7~3.7年という非現実的な値となる。このように見かけ上、小さな平均年代になる要因は、後述の重力分離の補正を含んでいないためである。

スカンジナビア上空の極渦内における重力分離の大きさについては、本研究成果として、既に報告している (Ishidoya et al., 2008⁸⁾; 図10)。ここでは、その重力分離のデータに基づいた、濃度および同位体比への補正の方法について述べる。ある気体成分Xについて、重力分離効果がない場合の濃度を C_{X0} 、重力分離によって定常に達した場合の濃度を C_X とする。補正すべき両濃度の差を ΔC_X とする。また、空気の平均分子量を m_{air} 、成分Xの分子量を m_X 、成分Xの重力分離による分別(相対値:パーミル)を δ_{CX} とする。重力分離効果は、大気主成分である酸素や窒素、あるいは微量な希ガスなどの同位体比測定によって推定される。それらの同位体分別効果は、北極や南極の雪氷(フィレン)中に存在する空気において見られる重力分離効果でも知られているように、質量依存型である。したがって、観測から得られた重力分離効果を、質量数の差1に基準化した値で表し、それらの平均値を δ_n とすると、以下の関係が成り立つ。

$$\delta_{CX} = \frac{\Delta C_X}{C_{X0}} = \delta_n (m_X - m_{\text{air}})$$

補正すべき濃度の差 ΔC_X は、 $\Delta C_X \ll C_{X0}$ であるから、以下のように表すことができる。

$$\Delta C_X \approx \delta_n (m_X - m_{\text{air}}) C_X$$

CO_2 の炭素同位体比に対する補正は、該当する質量数の差が1であることから、 δ_n と等しい。スカンジナビア上空の観測結果より、高度25km付近では δ_n が-0.1パーミルであることから、このときに重力分離効果が各種気体成分に及ぼす影響を評価し、表1に示した。分子量の大きい SF_6 では、空気との分子量の差が117と極めて大きい、濃度に対する補正量は0.06pptとなり、現在の SF_6 濃度のガスクロマトグラフ分析技術の検出限界に近い値となる。対流圏内の SF_6 濃度の近年の経年的

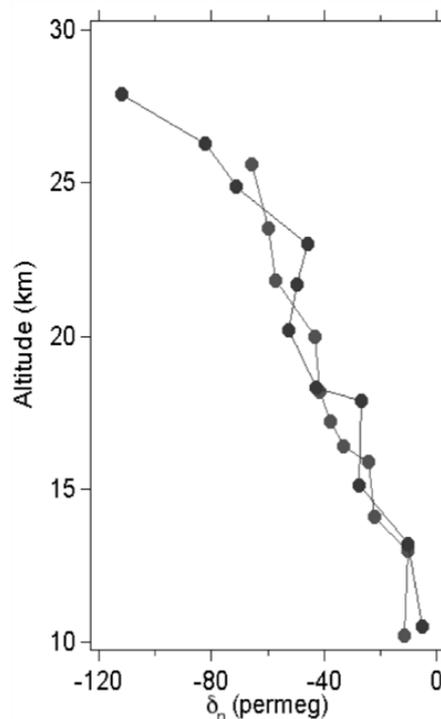


図10. スカンジナビア上空での気球観測によって得られた大気主成分の同位体比(質量数差1に基準化)の鉛直プロファイル。

な増加率0.23 ppt/yearを考慮して、平均年代に対する補正量は-0.3年と見積もられた。一方、CO₂では濃度に対する補正量は0.5ppmとなり、分析精度と比べて十分に大きい値となる。SF₆と同様に、

表1. 重力分離による同位体分別（質量数差1に基準化）が-0.1パーミルであると仮定した場合の、各成分の重力分離補正の大きさと平均年代に対する補正量を示す。

Tracers	Molar mass: m_x	Molar mass difference: Δm_x	Gravitational separation: δ_{CX} (permil)	Corrections for concentration or isotopic ratio	Typical increase rate in troposphere	Corrections for age (yrs)
SF ₆	146	+117	-11.7	+0.06 ppt	+0.23 ppt/yr	-0.3
CO ₂	44	+15	-1.5	+0.6 ppm	+1.6 ppm/yr	-0.4
N ₂ O				+0.5 ppt	+0.8 ppb/yr	--
CH ₄	16	-13	+1.3	-2.3 ppb	--	--
$\delta^{13}\text{C}$ of CO ₂ *	45	1	-0.1	+0.1 permil	-0.025 permil/yr	+4.0

対流圏内の濃度の近年の経年的な増加率0.16 ppm/yearを考慮して、平均年代に対する補正量は-0.4年と見積もられた。さらに、同様の手法を炭素同位体比に対しても適用した。前述のように、炭素同位体比に対する補正量の大きさは δ_n と等しくなるので、0.1パーミルであり、近年の経年的な減少率-0.025 permil/yearを考慮すると、平均年代に対する補正量は+4.0年となる。すなわち、炭素同位体比に対する重力分離効果の補正量は、SF₆やCO₂と比べて正負が逆転するばかりでなく、その大きさも1桁程度大きくなる。

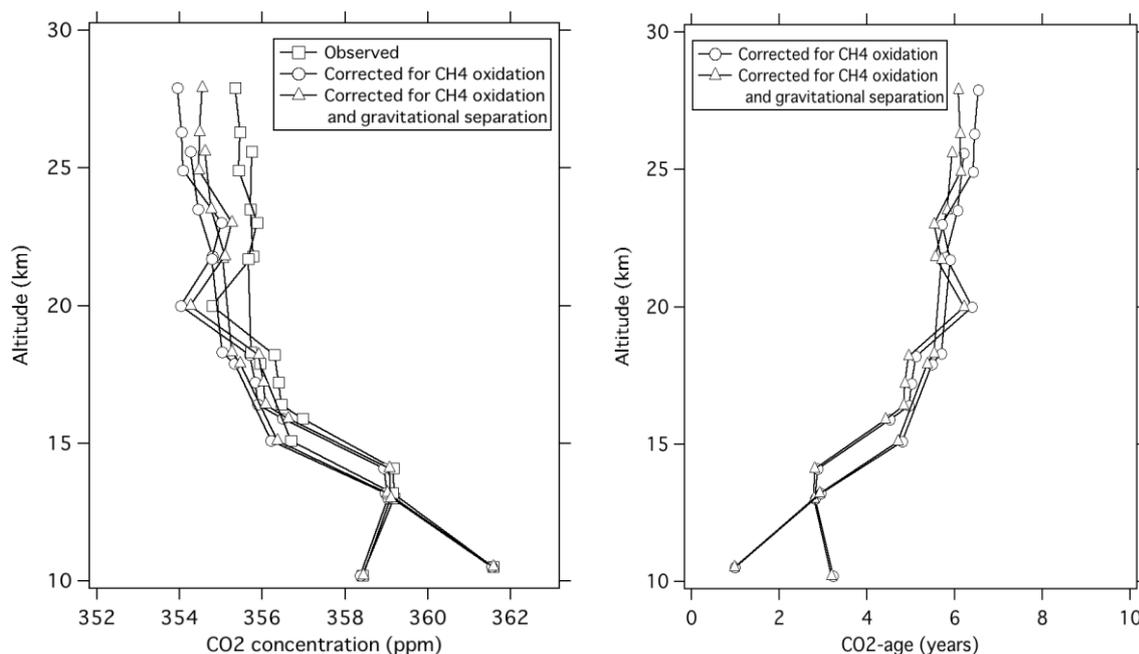


図11. 1997年2月22日および3月18日のスカンジナビア上空におけるCO₂濃度（左）とCO₂年代（右）の鉛直分布。CH₄の酸化によるCO₂の生成と重力分離の効果について補正された値を示す。

スカンジナビア上空で得られた CO_2 濃度とその炭素同位体比の鉛直プロファイルについて、 CH_4 酸化と重力分離の影響についての補正をそれぞれ施した場合の結果と、それに基づく平均年代の推定結果を図11に示した。平均年代は、個々の濃度および同位体比のデータを、熱帯対流圏におけるそれぞれの変化を比較することによって推定した。以下、 CO_2 濃度を例にして説明する。対流圏内における濃度変動は、顕著な季節変動と経年変動を含んでいる。それらの変動性は、大気輸送過程によって大きく減衰しながらも、成層圏へと伝播してゆく。したがって、それらの減衰の効果を考慮した熱帯対流圏における変化と比較する必要がある。本研究では仮想的な年代スペクトルを用いて、あらかじめ熱帯対流圏変動が成層圏へ輸送された後のスムージングされたカーブを計算し、個々の観測値をこれらと比較することによって平均年代を推定した。この結果、 CO_2 濃度から推定された極渦内における平均年代は、 6.1 ± 0.1 年であった。2006年の気球観測による CO_2 濃度と SF_6 濃度から日本上空の成層圏の平均年代を推定した結果では、それぞれ、 5.1 ± 0.4 年、および 5.4 ± 0.6 年であった。本研究のスカンジナビア上空の結果は、それに比べて0.7~1.0年長いことを意味している。成層圏内のより上層の大気が、より長い時間を経て輸送され、極渦内で下降していると考えれば整合的である。一方、炭素同位体比から推定された平均年代は、 CO_2 濃度による推定値に比べてばらつきが大きいものの、その平均値は5.7~7.3年となり（図12）、 CO_2 濃度から推定された平均年代とほぼ合致する。前述のように、両者では CH_4 酸化や重力分離の効果の相対的な寄与は全く異なっており、炭素同位体比に対する補正量が極めて大きいにもかかわらず、両者に基づく平均年代の推定値が一致しているという事実は、本研究の平均年代推定における重力分離効果の評価が正しいことを裏付けている。

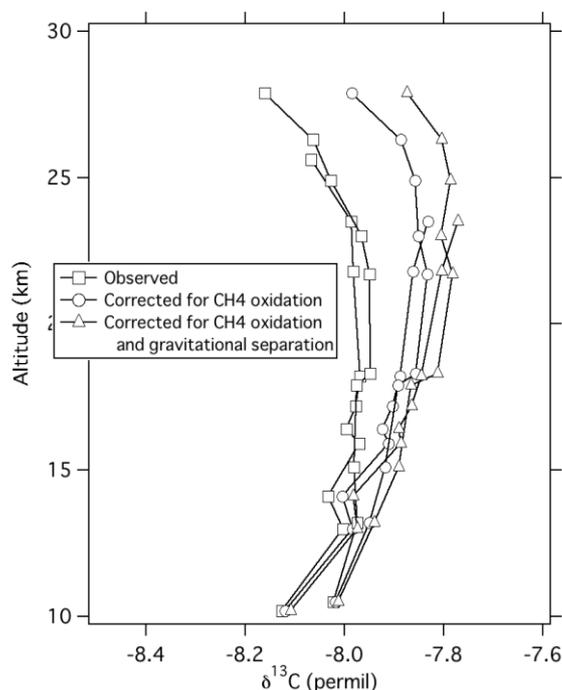


図12. 図11と同じ。ただし、炭素同位体比とそれにより推定した年代の鉛直分布。

(3) 中緯度における平均年代の長期変化

近年、数値モデルによる研究が進み、地球温暖化などの気候変動と成層圏の種々のプロセスをカップリングした数値モデルによる予測が行われている。このような数値モデルを用いた平均年代の研究からは、「地球温暖化に伴って成層圏の平均年代は短くなる」という予測が報告されている (Austin and Li, 2006²⁾)。しかし、これまで、観測等によって成層圏大気中の平均年代の長期傾向を明らかにした研究はなかった。本研究では、主にCO₂濃度に基づく平均年代の推定の高度化を目指しているが、他のいくつかの研究機関においても、成層圏大気中におけるCO₂とSF₆の濃度を観測している。このような研究は、日本・ドイツ・アメリカの別々のグループによって独立に実施されてきたが、それぞれのグループのデータがカバーする期間は限られており、一つのグループが保有するデータのみから長期的な変化を調べることは困難である。そこで、各グループが実施してきた気球観測の結果を共有し、1975年から2005年までの30年間に行われた合計27回分の気球実験をもとにして、平均年代の長期変化を調べた (Engel et al., 2008¹⁰)。その結果を図13に示した。この30年間における平均年代の全平均値は4.9 (±0.5)年であり、また、その平均変化率は10年当たり+0.24 (±0.22)年である。一見して、変化率の値が正であることは、平均年代が増加していることを意味するが、詳細な誤差評価をもとに統計的に検定した結果、その有意性は低く、むしろこの30年間の平均年代には顕著な長期的変化は認められない、という結論に至った。一方、前述

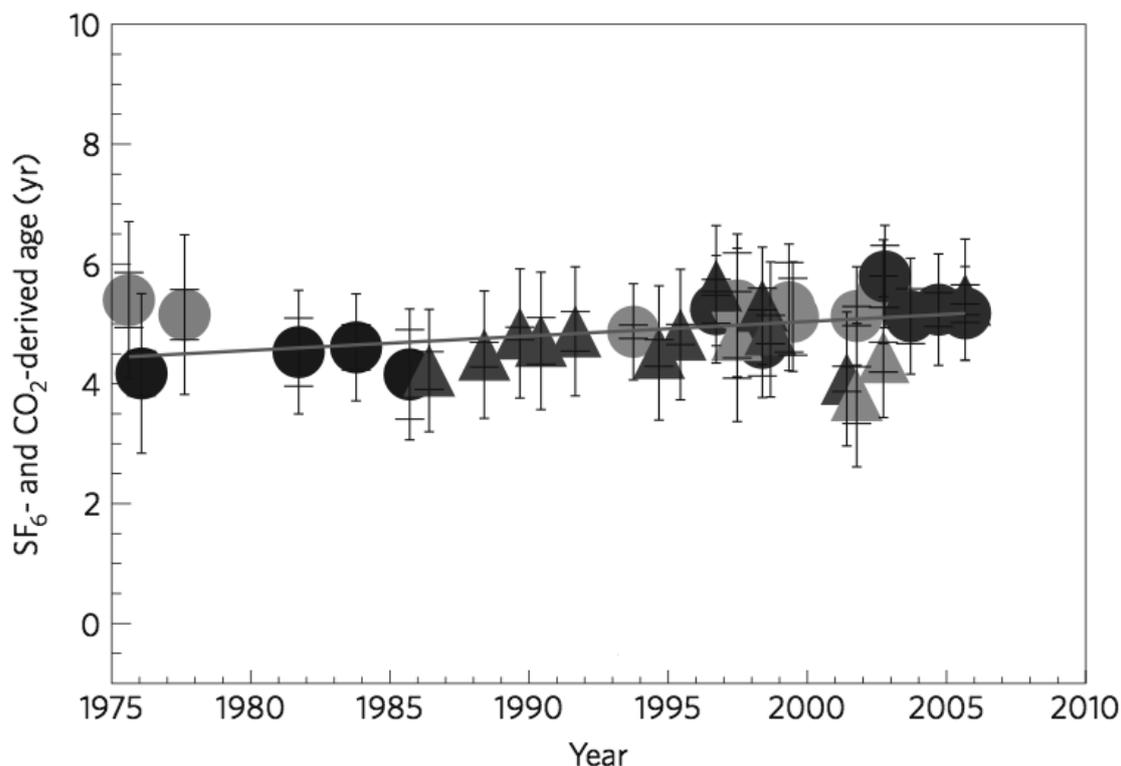


図13. 北半球中緯度の成層圏における高度24から35kmの間で平均した平均年代の推移 (Engel et al., 2008¹⁰)。それぞれ、CO₂濃度から推定されたもの (三角印) と、SF₆濃度から推定されたもの (丸印) を示す。内側のエラーバーは平均値の標準偏差 ($\pm 1\sigma$) を、外側のエラーバーは様々な不確定要素を考慮して推定された最大推定誤差を表す。実線は最小二乗法によって当てはめた直線を示す。

のように、数値モデルを用いた研究では、「地球温暖化に伴って成層圏の平均年代は短くなる」(Austin and Li, 2006²⁾)と予測されているが、観測に基づいた研究結果では、95%の確からしさで、そのような事実はないことが示唆された。また、これまでの幾つかのモデル予測では、温暖化に伴い、低緯度における圏界面を通じた対流圏から成層圏への質量フラックスが増大し、ブリューワ・ドブソン循環が強化される可能性が示唆されている。しかし、観測研究からは、少なくとも高度20~25km以上においてそのような傾向は見られていない。これらのことから、成層圏下部を含めて考えた場合、高度に依存して極向き輸送の長期的な変化傾向が異なっている可能性を示唆している。そこで、観測の測定精度が高いCO₂濃度について再解析し、20~25km以上での濃度の鉛直勾配の変化を調べた。その結果、過去20年間に鉛直勾配が正から負に減少し、その減少幅は約0.2 ppm/kmであることが明らかになった。すなわち、高度20~35kmの大気層の中でも、上層ほど極向きの輸送が弱められる傾向にあることが示唆された。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

- ・ 成層圏大気平均年代について、これまで考慮されていなかった重力分離効果の寄与を詳細に検討し、平均年代の正確な推定にとって、その効果が無視できないことを示した。さらに、CO₂の炭素同位体比を、平均年代推定のための新たなトレーサーとして利用し、重力分離効果の補正の妥当性を示した。
- ・ 平均年代の推定が難しく、かつ研究例が少ない北極成層圏について、CH₄酸化と重力分離の効果の補正し、その平均年代を正確に決定した。
- ・ 国際的な共同研究のもと、平均年代のデータを共有することで、過去30年間に平均年代が長期的に減少している傾向はなく、平均年代は変化していない可能性が高いことが判明した。

(2) 地球環境政策への貢献

- ・ ウィーン条約締約国第7回オゾン調査管理者会合(2008年5月、ジュネーブ)において、本研究の成果の一部を紹介した。

6. 引用文献

- 1) Butchart, N., and A. A. Scaife (2001), Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate, *Nature*, 410, 799-802.
- 2) Austin, J., and F. Li (2006), On the relationship between the strength of the Brewer-Dobson circulation and the age of stratospheric air, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17807, doi:10.1029/2006GL026867.
- 3) Aoki, S., T. Nakazawa, T. Machida, S. Sugawara, S. Morimoto, G. Hashida, T. Yamanouchi, K. Kawamura, and H. Honda (2003), Carbon dioxide variations in the stratosphere over Japan, Scandinavia and Antarctica, *Tellus*, 55B, 178-186.
- 4) Nakazawa, T., K. Miyashita, S. Aoki, and M. Tanaka (1991), Temporal and spatial variations of upper tropospheric and lower stratospheric carbon dioxide, *Tellus*, 43B, 106-117.
- 5) Hall, T. M. and R. A. Plumb (1994), Age as a diagnostic of stratospheric transport, *J. Geophys. Res.*,

99, 1059-1070.

- 6) Waugh, D. W., and T. M. Hall (2002), Age of stratospheric air: Theory, observations, and models, *Rev. Geophys.*, 40(4), 1010, doi:10.1029/2000RG000101.
- 7) Schoeberl, M. R., A. R. Douglass, B. Polansky, C. Boone, K. A. Walker, and P. Bernath (2005), Estimation of stratospheric age spectrum from chemical tracers, *J. Geophys. Res.*, 110, D21303, doi:10.1029/2005JD006125.
- 8) Ishidoya, S., S. Sugawara, S. Morimoto, S. Aoki, and T. Nakazawa (2008), Gravitational separation of major atmospheric components of nitrogen and oxygen in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L03811, doi:10.1029/2007GL030456.
- 9) Engel, A., et al. (2006), Observation of mesospheric air inside the arctic stratospheric polar vortex in early 2003, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 267-282.
- 10) Engel, A., T. Möbius, H. Bönisch, U. Schmidt, R. Heinz, I. Levin, E. Atlas, S. Aoki, T. Nakazawa, S. Sugawara, F. Moore, D. Hurst, J. Elkins, S. Schauffler, A. Andrews & K. Boering (2008), Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the past 30 years, *Nature Geoscience* advance online publication Published online: 14 December 2008, doi:10.1038/ngeo388.

7. 国際共同研究等の状況

- (1) 本研究と同様に、気球を用いた観測によって平均年代に関する研究を進めているドイツの Frankfurt大・A. Engelら、Heidelberg大・I. Levinら、米国のマイアミ大・E. Atlasら、NOAA・F. Mooreら、NCAR・A. Schaufflerらと共に、平均年代とその長期変化に関する共同研究を実施した。この成果は学術雑誌Nature Geoscienceに投稿された。
- (2) WCRPのコア・プロジェクトであるStratospheric Processes And their Role in Climate(SPARC)の中で進められているChemistry-Climate Model Validation Activity(CCMVal)のコミュニティに対して、本研究で得られた平均年代のデータの一部が提供された。

8. 研究成果の発表状況

- (1) 誌上発表

<論文(査読あり)>

- 1) Ishidoya, S., S. Sugawara, S. Morimoto, S. Aoki, and T. Nakazawa (2008), Gravitational separation of major atmospheric components of nitrogen and oxygen in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L03811, doi:10.1029/2007GL030456.

<その他誌上発表(査読なし)>

- 1) 中澤高清、菅原敏 (2007)、「温室効果気体の広域観測と地球規模循環」、気象研究ノート、215,53-65
- 2) Sugawara, S., S. Ishidoya, S. Aoki, T. Nakazawa (2008), Possible gravitational separation effect on the mean age of stratospheric air in the Arctic polar vortex, Proceedings of International Global Atmospheric Chemistry 2008.
- 3) Morimoto, S., T. Yamanouchi, H. Honda, S. Aoki, T. Nakazawa, S. Sugawara, S. Ishidoya, I.

Iijima and T.Yoshida (2008), Development of a compact cryogenic air sampler and its application to stratospheric greenhouse gas observation at Syowa Station, Antarctica, Proceedings of International Global Atmospheric Chemistry 2008.

- 4) Sugawara, S., S. Aoki, T. Nakazawa, K. Genma, S. Ishidoya, S. Morimoto (2009), Long-term variation of the carbon isotopic ratio of stratospheric CO₂, Proceedings of 8th International Carbon Dioxide Conference.

(2) 口頭発表 (学会)

- 1) 菅原敏 (2007)、「大気のカリオジェニックサンプリングと再使用観測ロケットの可能性」、日本地球惑星科学連合2007年大会
- 2) 石戸谷重之、菅原敏、森本真司、青木周司、中澤高清 (2007)、「成層圏において観測された大気主要成分の重力分離」、日本気象学会2005年度春期大会
- 3) 山内恭 他 (2007)、「小型カリオサンプラーを用いた昭和基地での成層圏大気採取実験計画(2)」、平成19年度大気球シンポジウム
- 4) Ishidoya, S., S. Sugawara, S. Morimoto, S. Aoki and T. Nakazawa (2007), Gravitational separation of major atmospheric components and secular trend of the O₂/N₂ ratio in the stratosphere, EASTEC symposium 2007.
- 5) 川口慎介 他 (2007)、「成層圏二酸化炭素に見られる三酸素同位体異常の長期観測」、平成19年度大気球シンポジウム
- 6) 石戸谷重之、菅原敏、森本真司、青木周司、中澤高清 (2008)、「成層圏における大気主要成分の重力分離」、日本地球惑星科学連合2008年大会
- 7) 菅原敏、中澤高清、青木周司、石戸谷重之、本田秀之 (2008)、「二酸化炭素濃度から推定された成層圏大気平均年代の変化」、日本地球惑星科学連合2008年大会 (2008)
- 8) 菅原敏、中澤高清、青木周司、石戸谷重之、森本真司、橋田元、山内恭、本田秀之 (2008)、「極域成層圏大気微量成分観測と大気平均年代」、2008年日本気象学会春季大会
- 9) Sugawara, S., S. Ishidoya, S. Aoki, T. Nakazawa (2008), Possible gravitational separation effect on the mean age of stratospheric air in the Arctic polar vortex, International Global Atmospheric Chemistry 2008.
- 10) Morimoto, S., T. Yamanouchi, H. Honda, S. Aoki, T. Nakazawa, S. Sugawara, S. Ishidoya, I. Iijima and T.Yoshida (2008), Development of a compact cryogenic air sampler and its application to stratospheric greenhouse gas observation at Syowa Station, Antarctica, International Global Atmospheric Chemistry 2008.
- 11) 菅原敏、石戸谷重之、青木周司、中澤高清 (2008)、「成層圏大気中の微量成分に対する重力分離の影響の評価」、2008年大気化学討論会(2008)
- 12) 菅原敏、石戸谷重之、青木周司、中澤高清 (2008)、「成層圏空気年代の推定に対する重力分離の影響」、2008年日本気象学会秋季大会(2008)
- 13) 森本真司、山内恭、本田秀之、菅原敏、他 (2008)、「小型カリオサンプラーを用いた昭和基地での成層圏大気採取実験」、平成20年度大気球シンポジウム(2008)
- 14) 青木周司、中澤高清、本田秀之、豊田栄、菅原敏、他 (2008)、「平成21年度成層圏大気ク

ライオサンプリング実験の概要」、平成20年度大気球シンポジウム(2008)

- 15) 菅原敏、中澤高清、青木周司 (2009)、「成層圏大気中CO₂濃度の鉛直勾配の変化」、日本地球惑星科学連合2009年大会 (2009)
- 16) Sugawara, S., S. Aoki, T. Nakazawa, K. Genma, S. Ishidoya, S. Morimoto (2009), Long-term variation of the carbon isotopic ratio of stratospheric CO₂, 8th International Carbon Dioxide Conference.

(3) 出願特許

特に記載すべき事項はない。

(4) シンポジウム、セミナーの開催 (主催のもの)

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。

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

(3) オゾン層変動の再現性と将来予測精度評価に関する研究

独立行政法人国立環境研究所

大気圏環境研究領域		今村隆史
大気圏環境研究領域	大気物理研究室	秋吉英治
大気圏環境研究領域	大気物理研究室	杉田考史

<研究協力者>	国立環境研究所	大気物理研究室	中村 哲
	国立環境研究所	大気物理研究室	山下陽介

平成19～21年度合計予算額	105,742千円
(うち、平成21年度予算額	34,456千円)

※予算額は、間接経費を含む。

[要旨] オゾン層将来予測モデル(化学気候モデル)を開発し、1980年から現在までのオゾン量と気温、南極渦崩壊時期などのオゾン量に関係した気象要素についての再現性を調べた。その結果、オゾン全量やオゾンホールについては、その経年変動や季節変動をほぼ再現していることがわかった。また、オゾンホールがオゾンホールの場合である南極渦の崩壊時期を遅らせ、南極上空でオゾンが破壊される期間を拡大していた可能性を見いだした。

開発を行った化学気候モデルと、ハロゲン濃度および温室効果ガス濃度の将来シナリオとを使って、1980年～2100年の期間についてのオゾン層および成層圏の将来予測を行った。オゾン層は今後大気中のハロゲン濃度の減少とともに回復することが計算され、オゾンホールは2050年以降に消滅することがわかった。また、温室効果ガスのオゾン層への影響(オゾン層回復時期への影響)を調べるため、温室効果ガス濃度と海表面温度を固定した気候固定実験を行った。その結果、温室効果ガスの増加により、オゾンホール回復時期が10年以上遅れることがわかった。さらに、オゾン層の回復時期は、オゾン化学の高度による違いやオゾン輸送の緯度による違いを反映して、緯度・高度によって異なることがわかった。特に熱帯では、オゾン量は2050～2060年頃に一旦1980年レベルに近づくが、その後また減少するという結果が得られた。これは、温室効果ガスの増加によって熱帯域の上昇流が将来強化されることによる。このように下部成層圏のオゾン量は輸送の影響を複雑に受けるため、オゾン層回復時期予測の精度を上げるためには、オゾン輸送を担う大気循環の変動に係わる様々な因子(プラネタリー波、重力波、積雲対流など)の気候変化のメカニズムを探ることが必要であることがわかった。また、現在の化学気候モデルで特に目立っていた熱帯圏界面付近の低温バイアスを、新しく開発している化学気候モデルでは除去することができた。今後はこの新化学気候モデルによってオゾン層回復のメカニズムを探っていく。

[キーワード] オゾン層、フロン、ハロン、化学気候モデル、地球温暖化

1. はじめに

WMO/UNEP下の国際プロジェクト「化学気候モデル検証(Chemistry-Climate Model Validation Activity, CCMVal)」によって、オゾン破壊物質濃度の将来シナリオ(WMO-Abシナリオ)と温室効果ガス濃度の将来シナリオ(IPCC-A1B)を使い、世界で11の化学気候モデルを走らせた計算の結果、オゾンホールは2060年～2070年頃になると予測された(Eyring et al., 2007¹⁾; WMOオゾンアセスメントレポート2006, 2007²⁾)。しかしながら、この予測結果は将来の各国のフロン・ハロン規制がシナリオどおり行われた場合の結果であり、規制が予定どおり進まなかった場合には、オゾンホールの消滅はさらに遅れることが予想され、それがオゾンホール消滅時期や南極以外の地域でのオゾン回復時期の予測に不確実性を与えることになる。このように将来のオゾン層変動は、第一義的には大気中のハロゲン濃度の影響を受ける。さらに、二次的に地球温暖化による成層圏寒冷化の影響を受け、これもオゾン層回復時期の予測に不確実性をもたらす一因となっている。地球温暖化のオゾン層回復時期への影響には、温室効果ガス濃度の増加によるオゾン生成/消滅速度の変化、オゾン濃度変化による成層圏気温へのフィードバック、および、熱帯積雲対流の変化や大気大循環の強さの変化などによるオゾン輸送の変化が関与していることは想像できるが、その個々の影響の詳細や、それらの影響の全体としての働き方の定量的な評価は未解決の問題である。本サブテーマでは、これらの影響を取り込んだ化学気候モデルを用いた計算を行って、過去のオゾン層変動の再現性を調べ成層圏プロセスの長期変化の検出を行うとともに、オゾン層の将来予測実験を行ってオゾン層破壊からの回復時期についての解析とその回復のメカニズムについての考察を行った。

2. 研究目的

化学気候モデルのオゾン層変動(季節変動、数年の変動、数十年から100年の間の長期変動)の再現性を調べる。また、ハロゲンと温室効果ガス濃度の将来シナリオを用いたオゾン層の将来予測計算を行い、地球温暖化によってオゾン層回復時期に影響を及ぼすと考えられる大気中の力学過程および化学過程についての解析を行い、それがオゾン層の回復時期の予測精度に及ぼす影響を評価する。

3. 研究方法

オゾン破壊物質濃度の将来シナリオ、温室効果ガス濃度の将来シナリオを使った化学気候モデルを用いた数値実験を行い(以下、標準実験と呼ぶ)、観測データの存在する1980年～現在までについて、モデルと観測のオゾン層変動を比較し、モデルの再現性を評価する。また、オゾン破壊物質濃度と温室効果ガス濃度の将来シナリオを使った2100年までのオゾン層将来予測実験を行う。この結果と、温室効果ガスと海水面温度は1975年頃の値に固定し、オゾン破壊物質濃度のみ将来シナリオに沿って変化させた実験(以下、気候固定実験と呼ぶ)との結果を比較して、温室効果ガスの増加がオゾン層回復時期へ及ぼす影響について考察する。

4. 結果・考察

(1) CCSR/NIES化学気候モデルの再現性

1) 60°S～60°N平均オゾン全量の経年変動

図1に、60°S～60°Nの緯度範囲で平均したオゾン全量（カラム量）の過去（1980年～2004年）の変動について、観測値（TOMS データ）ならびにCCSR/NIES化学気候モデルを用いた数値実験結果を示した。化学気候モデルの用いた数値実験のうち、REF1実験と呼んでいる過去再現実験では、オゾン破壊物質濃度ならびに温室効果ガス濃度の変化シナリオとして、それぞれCCMVal推奨の将来シナリオ（WMO-Abシナリオ）ならびにIPCC-A1B将来シナリオを使い、初期値のみを変えて計算した2つのアンサンブルの結果を示している。一方、図でREF2と示してあるものは、この期間に起こった太陽放射の11年周期変動、火山爆発による成層圏エアロゾル増加、成層圏準2年振動（QBO）による赤道成層圏の東西風の変動を除いて計算した結果である。モデルのオゾン全量値（315～280DU）は観測値（いちばん低い値を示す線、270～300DU）より少し多いが、この期間の1年以内の季節変動や長期にわたる変動をよく再現している。例えば、1年以内では、4月と9月頃に極大値がある。これは、オゾン全量の北半球と南半球の春の最大にそれぞれ対応している。また、観測値は、1981年、1889年、2002年あたりにオゾン全量の極大があり、これは太陽活動によるものである。化学気候モデルの結果も同様にこの時期に極大がある。一方、極小を見ると、観測値は、1985年、1995年、2005年あたりに極小がある。これも太陽活動の極小期に対応している。ただし、化学気候モデルでは、1991年のピナツボ火山爆発起源の成層圏エアロゾル増加の影響が大きすぎて、極小が1993年あたりに起こっている。

2) 経度平均オゾン全量の季節変化

図2は、経度平均したオゾン全量の時間－緯度断面を、オゾンホールが起こ

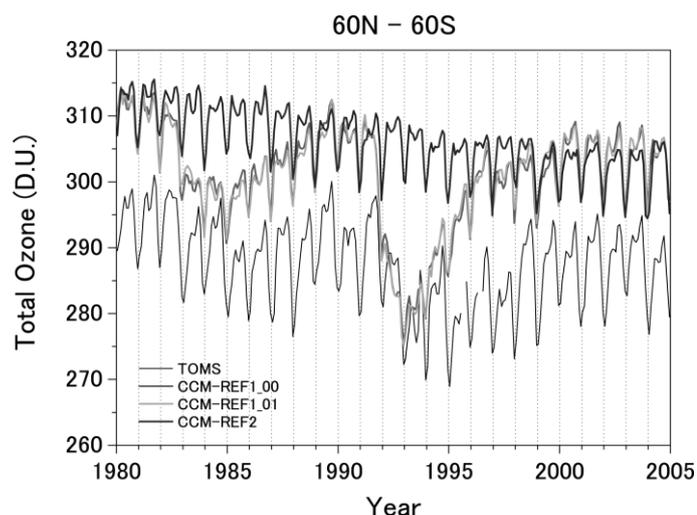


図 1. 1980 年～2005 年までの 60N～60S の経度平均・月平均オゾン全量の季節・経年変動。細い実線は観測値(TOMS)。他の太線は化学気候モデルの計算結果を表す。化学気候モデルの3つの数値実験については、本文 4.(1)を参照のこと。

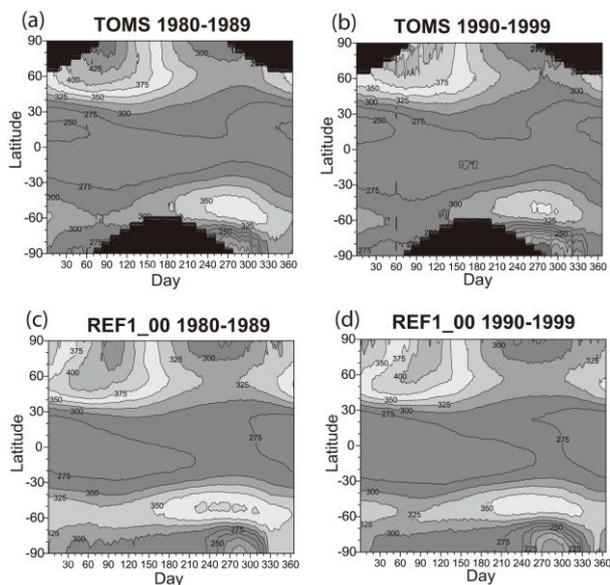


図2. 経度平均オゾン全量の時間－高度断面図。横軸の数字は1月1日からの日数を表す。左側が1980年代の平均、右側が1990年代の平均。オゾン全量の値は、図中の等値線と色の濃淡で示されている。(a), (b)は観測値。黒い部分は観測データがない領域を表す。(c), (d)は化学気候モデルによる計算値。

り始めた1980年代と、その影響が深刻になった1990年代について、比較したものである。化学気候モデルの計算結果は、観測されたオゾンホールが発達（最上段のパネル）を再現していると共に、他の緯度のオゾン分布とその変動をほぼ良好に再現している。CCSR/NIESモデルの観測の再現性の詳細については、世界の他の12の化学気候モデルと共に、Eyring et al. (2006)³とWMOオゾンアセスメントレポート2006(2007)²に記載されているのでこれらを参照のこと。

3) オゾンホールインデックスの経年変化

図3には、オゾン全量が220DU（ドブソンユニット）以下で定義されるオゾンホール面積と、オゾン全量の最低値の1978年から2007年までの経年変化の観測値とモデル値を示す。これらの量はオゾンホールインデックスと呼ばれ、オゾンホールサイズの指標である。まず、オゾンホール面積について実験（●印）の結果を2007年までの観測値（■印）と比較すると、モデルは1980年代のオゾンホールの急成長、1990年代の成長の鈍化、2000年頃のピーク、その後はそれ以上成長しない様子をよく再現していることがわかる。これらは、オゾン全量の最低値で見ても同様である。

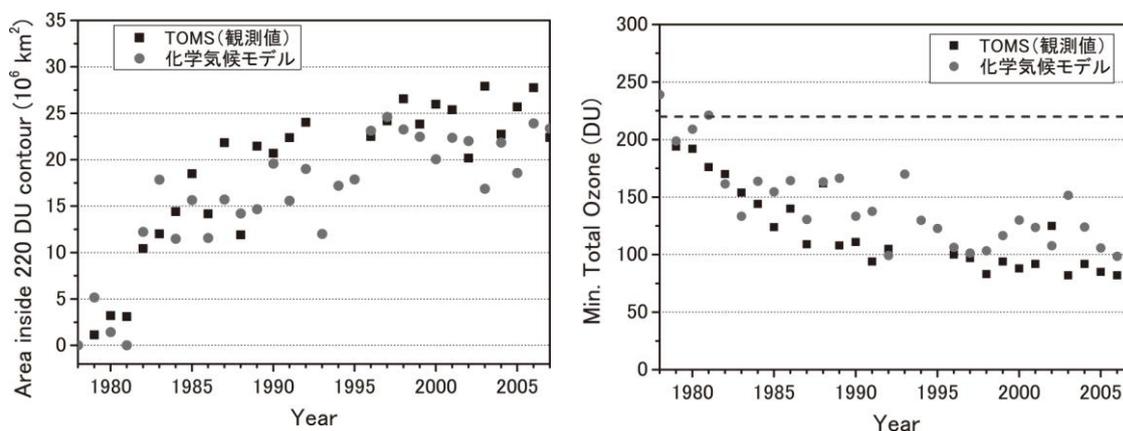


図3. 化学輸送モデルによって計算されたオゾンホール面積の最大値(上)とオゾン全量の最低値の経年変化(下)。オゾンホール面積は、オゾン全量が220DU以下の面積で定義される。■はTOMSによる観測値、●は化学気候モデルによる計算結果。

4) 南極渦崩壊時期

温度風の関係により、南極成層圏でオゾンが減少すると、気温が低下し、中緯度との間に気温差をつくり、南極と中緯度の間で、ある高度より上層にある大気の質量に差を生じ、等圧線間隔が詰まって極夜ジェットが強くなることを予想される。極夜ジェットが強まれば、春期の極渦の崩壊時期も遅れることが期待される。Kiehl et al. (1988)⁴、Mahlman et al. (1994)⁵らは、オゾン減少を与えた、あるいは気温に関してパラメタライズした3次元モデルを用いた数値実験によって、オゾンホールによる南極渦崩壊時期の遅れを示した。Zhou et al. (2000)⁶も、短期間の3次元モデルによる数値計算から、南極オゾンホールは極渦崩壊時期に影響を与えることを示した。本研究では、1980～2004年の期間について、オゾン破壊および対流圏からの波動の影響のトレンドと南極渦崩壊時期のトレンドとの関係を、客観解析データ(NCEP/NCARおよびERA40)と化学気候モデル

計算結果を解析して考察した。

図4には、この期間の高度500K（20km付近）における極渦崩壊日の経年変化の解析結果を示す。極渦崩壊日は、500K等温位面上での極渦の境界における風速の水平成分が15.2m/sになった日で定義された（Nash et al. (1996)⁷⁾を参照のこと。また、この水平風速の閾値の妥当性については、Akiyoshi et al. (2009)⁸⁾のFig.8を参照のこと。観測(NCEP、ERA40)および化学気候モデルの3つのアンサンブル(REF1_00、REF1_01、REF2)とも、このオゾンホールが発達した時期の南極渦崩壊時期の遅れを示している。また、1つの化学気候モデルのアンサンブル(REF1_01)を除いて、標準偏差の範囲(1σ)を考慮してもなおそのトレンドが遅れを示している(詳しくはAkiyoshi et al. (2009)⁸⁾のTable1を参照のこと)。化学気候モデルは、観測されたオゾンホールの発達に伴う極渦崩壊時期の遅れを再現できた。

次に、南極渦崩壊時期に影響を与える他の要因として、同期間の①40～80°S, 100hPaのEP-flux、②40～80°S, 50～150hPaのEP-flux divergenceの線形トレンドを解析した。その結果、対流圏からのEP-fluxとその下部成層圏での収束は、観測では有意な増加傾向を示し、また、モデルでのそれらのトレンドはほとんど見られなかった。このような傾向は、南極渦の崩壊を早らせるかトレンドを生じない効果をもつ。以上の結果より、1980～1999年の期間では、対流圏からの波動のトレンドが南極渦の崩壊時期を早めるまたはトレンドなしの傾向であったにもかかわらず、実際に観測された南極渦の崩壊時期は遅くなったという事実

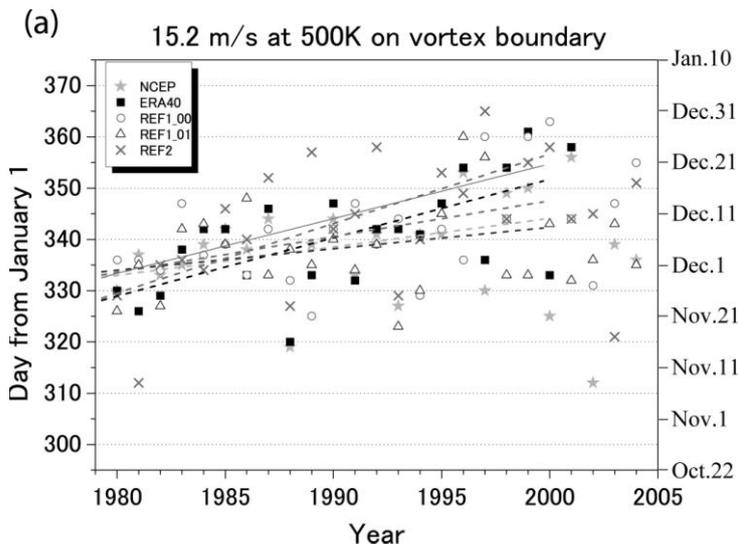


図4. 観測データおよび化学気候モデルの気象場から計算された南極渦の崩壊日の経年変化。Nash et al.(1996)⁷⁾の方法を使って計算された。☆：NCEPデータ（観測）、■：EPA40（観測）、○：化学気候モデル（REF1_00）、△：化学気候モデル(REF1_01)、×：化学気候モデル（REF2）。破線は1980～1999年の線形トレンド、実線はREF2の1981年を除いた1980～1999年の線形トレンドを表す。

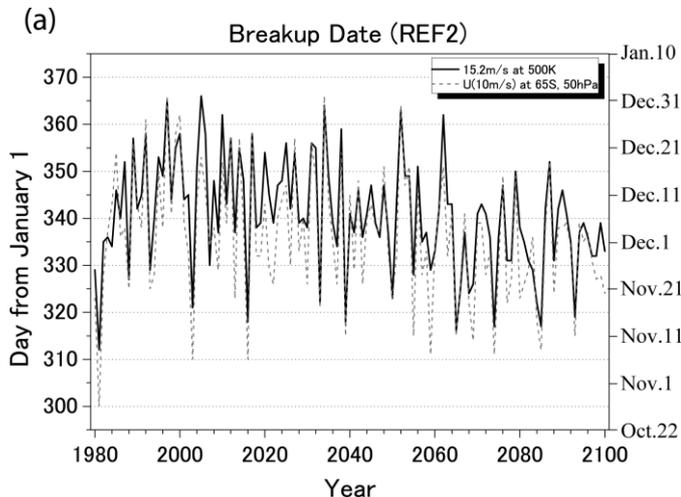


図5. REF2（オゾン層の将来予測実験）の結果から計算された南極渦崩壊日の経年変化。実線は、Nash et al. (1996)⁷⁾の方法（本文参照）、破線は、Langematz and Kunze (2006)⁹⁾の方法による。Langematz and Kunzeの方法では、65°S, 50 hPaの経度平均西風の風速が10 ms⁻¹以下になった日を極渦の崩壊日と定める。

から、この間の南極渦崩壊時期の遅れはオゾンホールが発達が原因であったと考えられる。

このことをさらに確認するため、1980年～2100年のオゾン層将来予測実験に対しても、南極渦の崩壊時期の解析を行った（図5）。その結果、モデルでオゾンホールが大きい2000年頃をピークに南極渦の崩壊時期の遅れがあり、モデルでオゾンホールがほぼ消滅した2060年以降は、南極渦の崩壊時期は1980年頃の時期に戻っていることがわかる。このことから、オゾンホールが南極渦の崩壊時期を遅らせる可能性があることがわかった。

ここで示したオゾンホールの拡大・縮小に伴う南極渦の崩壊時期の変化は、南極渦の強化・弱化和関連しているものと考えられる。今後期待されるオゾンホールの縮小期における南極渦の弱化傾向が対流圏に何らかの影響を及ぼす可能性がある。この点に関係するCCM数値実験データの解析をサブテーマ（4）の課題と連携して進めており、その結果についてはサブテーマ（4）の報告の中で議論する。

5) 現化学気候モデルの問題点－熱帯上部対流圏気温の低温バイアスと成層圏水蒸気量－

最後に、現化学気候モデルが直面している問題について述べる。最も深刻な問題は、熱帯上部対流圏（100hPa付近）の気温が観測値に比較して10度ほど低い点である（図6）。この低温バイアスによって、モデルの成層圏の水蒸気量は観測値の半分くらいになっている。というのも、成層圏の水蒸気量は、熱帯対流圏から流入する空気が気温のいちばん低い部分（対流圏界面）を通過するときの飽和水蒸気量によってほぼ決められるからである。モデルのこの部分の気温が低ければそれに伴って飽和水蒸気量も低くなり、成層圏の水蒸気量が減る。これはまた成層圏のHO_xの量に影響を与える。現モデルの低温バイアスは、モデルの放射スキームに問題があると考えられており、今後、CCSR/NIESグループで新しく開発された放射スキームを導入すれば、このバイアスは改善されることが期待できる。それによって、成層圏の水蒸気量も観測値に近くなるはずである。

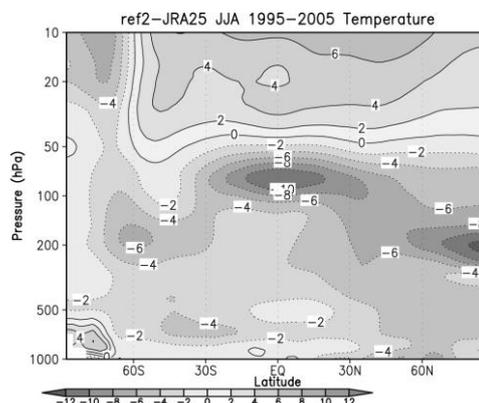


図6：現化学気候モデルの1995～2005年6、7、8月平均気温の観測値(JRA25データ)からの差の緯度－高度分布図。実線はモデルの気温の方が高い部分を表し、点線はモデルの気温の方が低い部分を表す。

(2) オゾン層回復時期の緯度依存性とハロゲンおよび温室効果ガスがオゾン層回復時期に及ぼす影響について

この節では、ハロゲンおよび温室効果ガス濃度の将来シナリオと化学気候モデルを用いたオゾン層将来予測実験を行い、そのアウトプットについてオゾン層回復時期に着目した解析を行った結果について述べる。将来予測実験によって推定されたオゾン量の回復時期は、熱帯・中緯度・高緯度などの緯度によって異なるという結果が得られた。このことは、全球一様なハロゲンと温室効果ガスの地表面濃度の将来変化を与えても、大気中のオゾン量の変動は緯度により、さらに

は高度により異なるという結果が得られたことを示しており、それは、大気中のオゾン濃度に影響する主要因が緯度および高度によって異なるという事情を反映している。さらに、温室効果ガスがオゾン層変動に及ぼす影響を見るため、温室効果ガスと海表面温度を固定して、ハロゲン濃度のみを変化させた数値実験を別に行い、両方を変化させた通常の標準実験との比較を行って、温室効果ガスがオゾン層回復時期に及ぼす影響を緯度別高度別に評価した。

1) 無機塩素量、等価無機塩素量、オゾン全量アノマリの時間変化（緯度別）

図7に、化学気候モデルで計算された5つの緯度帯での無機塩素量、等価無機塩素量、オゾン全量の1978～1982年平均値からのズレの割合（アノマリ）の時間変化を示す。各緯度で、1980年レベル(1978～1982年平均)へ戻る時期が異なっていることがわかる。まず、無機塩素量の代わりにオゾン破壊への臭素の影響を考慮した等価無機塩素量で見ると、等価無機塩素量が1980年レベルへ戻る時期が無機塩素量（臭素を含まない）が1980年レベルに戻る時期に比べて10～25年ほど遅れることがわかる。オゾン全量に関しては（右図）、温室効果ガス・海水面温度・ハロゲン濃度をシナリオに沿って変化させた標準実験では、北半球高緯度（60N～90N）が最も1980年レベルに戻るのが早く、南半球中緯度（25S～60S）と南半球高緯度（60S～90S）が最も遅い。熱帯(25S～25N)では、1980年レベルに戻らず、2060年以降再びオゾン全量が減少するという特異な変動を示している。これについては、次節で述べる。無機塩素量、等価無機塩素量、オゾン全量のすべてについて、標準実験の方が、気候固定実験より早く1980年レベルに戻っている。これは、標準実験では、将来の温室効果ガス増加と海表面温度上昇によって大気大循環が強まった結果、成層圏の無機塩素量および等価無機塩素量がより減少の早い地表濃度に近くなり、また、寒冷化の進んだ成層圏上・中部で増加したオゾンがより多く下部成層圏へ輸送されたことによる。また、標準実験と気候固定実験の回復の違いは、オゾン全量と（等価）無機塩素量との間で必ずしも緯度毎に同様な傾向を示しているわけではない。例えば、オゾン全量に関しては、両者の違いは南半球の方が大きいのに対して、50hPaの無機塩素量、等価無機塩素量の違いは北半球の方が大きい。これは、両者の濃度を決定する化学や輸送効率（濃度勾配）が異なり、化学と輸送の効果の緯度による違いが複雑に絡み合った結果と考えられる。

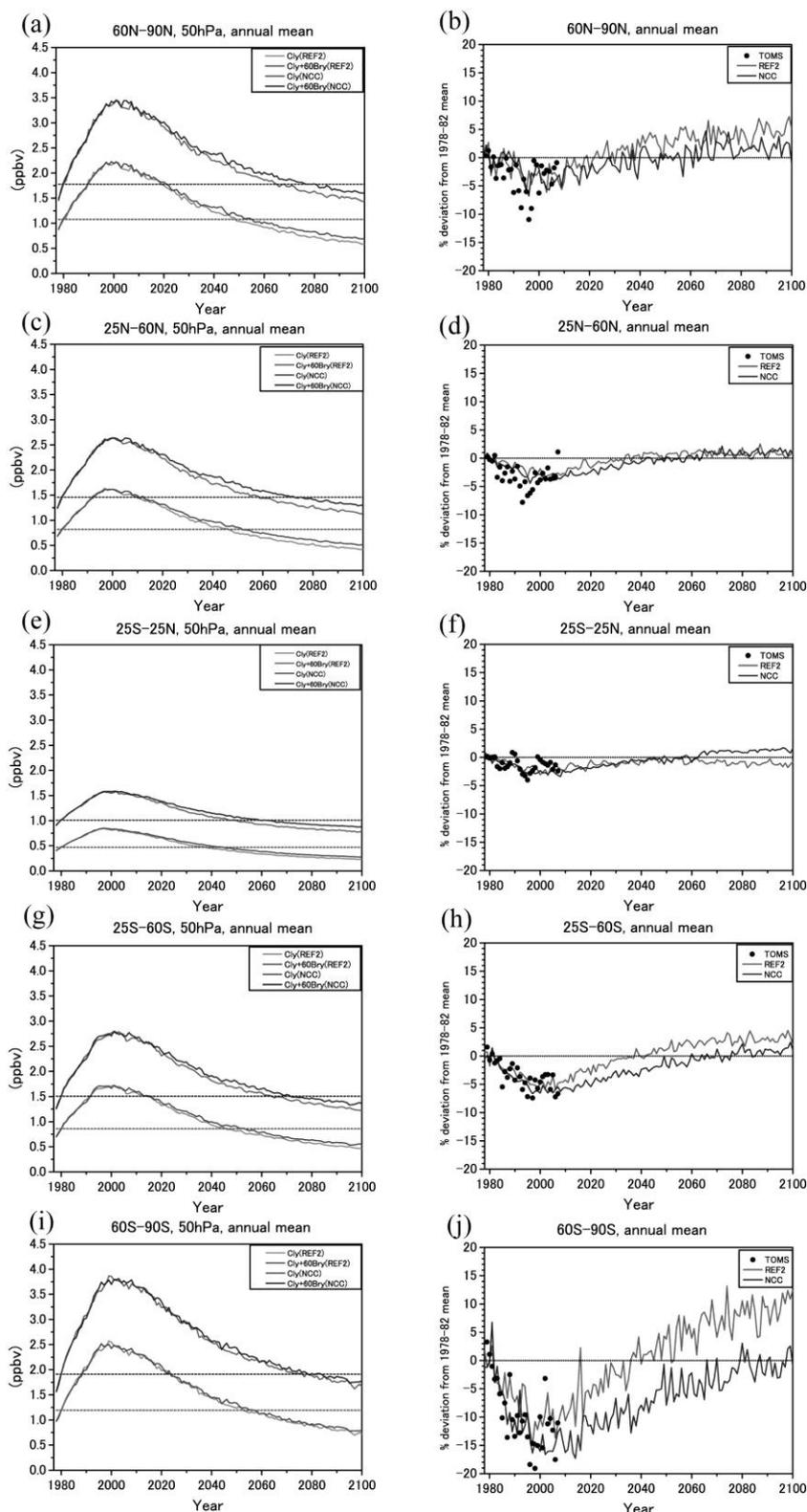


図7. 高度50hPaの無機塩素量と等価無機塩素量（左側の図）およびオゾン全量の1978～1982年平均からのアノマリ(%)の経年変化（右側の図）。(a)と(b)は60N～90N平均、(c)と(d)は25N～60N平均、(e)と(f)は25S～25N平均、(g)と(h)は25S～60S平均、(i)と(j)は60S～90S平均。

左側の図で大きい値を示す2本の線が等価無機塩素量(Cly+60Bry)、小さい値を示す2本の線が無機塩素量(Cly)、それぞれ接近した2本の線のうち、上が温室効果ガス(GHG)と海水面温度を固定した実験(気候固定実験)、下がGHG、海水面温度、ハロゲン濃度のシナリオ変化実験(標準実験)の結果。2本の水平線はそれぞれ、1978～1982年平均のClyおよびCly+60Bryを表す。

右側の図で●はTOMSによる観測値、上側の線が標準実験、下側の線が気候固定実験を示す。(パネル(f)の25S～25Nの2060年以降は、上側が気候固定実験、下側が標準実験となっていることに注意。)

2) 熱帯のオゾン層回復時期

標準実験による低緯度（25S～25N）のオゾン全量の経年変化は、2000年から2050年頃まで回復しその後再び減少に転じるという、他の緯度帯に比べて特異な変化が得られた。この節では、この低緯度オゾン全量の振る舞いについて解説する。図8は、20hPa以上の高度とそれ以下の高度で積算したオゾン気柱量の1978年～1982年平均からのアナマリを示す。この緯度範囲のこの高度の上下でオゾン気柱量はおおよそ等しい。▲印は、これらの量の和のオゾン全量についてのアナマリを示す。温室効果ガスの増加の影響のない気候固定実験では（図8（b））、オゾンの上層気柱量、下層気柱量、全量ともに、同様な長期変化の傾向を示すが、温室効果ガスの増加の影響のある標準実験では（図8（a））、上層と下層でオゾンの変化に違いがある。上層では、成層圏の寒冷化によってオゾン量が増加していくがその増加はだんだん緩やかになっていく。一方下層では、熱帯積雲対流の活発化による上昇気流の増加によってオゾン量が減少するが、その減少は2050年頃を過ぎた頃から大きくなっている。この期間の海面水温のより大きい上昇が原因と考えられる。以上の2つの効果によって、低緯度域のオゾン全量は2050年以降に再び減少に転じたことがわかる。

3) 南極オゾン層の回復時期—オゾンホールインデックスの経年変動—

図9には、オゾンホール面積と、オゾン全量の最低値の1980年から2100年までの経年変化の観測値とモデル値を示す。まず、オゾンホール面積について標準実験（●印）の結果は、オゾンホールは2060年ころまでには消滅することが示された。一方、気候固定実験の結果（○印）を見ると、2000年頃のオゾンホールのピークまでの標準実験との違いは小さいが、その後の回復フェーズでは、標準実験に比べてオゾンホールの回復が遅れ、2080年を過ぎてもまだ完全には回復しない結果となった。これは、標準実験では、二酸化炭素などの温室効果ガスの将来の増加によって成層圏の気温が低下し、気相反応の温度依存性によりオゾン量が増加する効果が顕著に表れたためであると考えられる。気候固定実験ではこの効果はなく、大気中のフロン、ハロン量に応答してオゾンホールは消滅する。温室効果ガスの増加による成層圏の気温の低下は極成層圏雲（Polar Stratospheric Cloud, PSC）の量を増加させ、塩素量の増加した大気では、PSC上で起こる塩素化合物および臭素化合物の不均一反応を活発化させることによって、オゾンホールの拡大を引き起こ

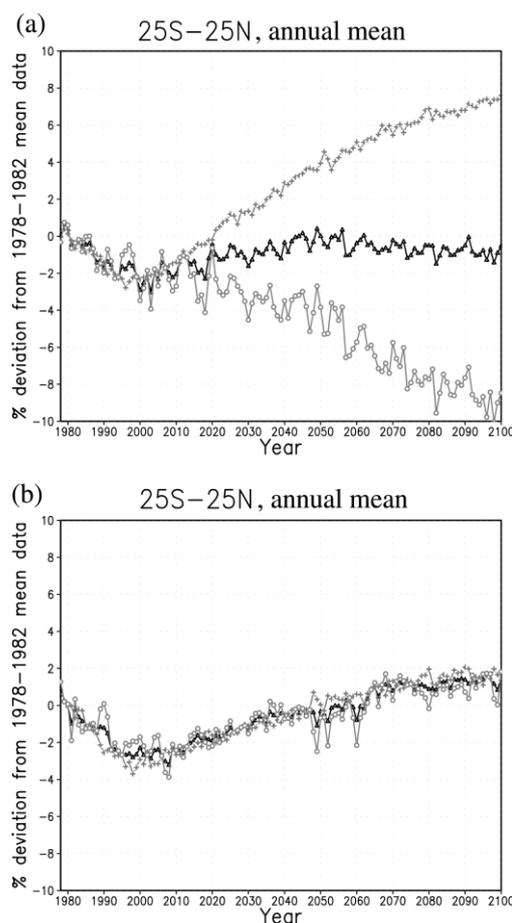


図8. 低緯度（25S～25N）における、20hPa以上の年平均・経度平均オゾンカラム量（灰色、+）、20hPa以下のオゾンカラム量（灰色、○）、およびオゾン全量（黒、△）の、1978年～1982年の平均値に対するアナマリ（%）の経年変化。(a)標準実験。(b)気候固定実験。

す可能性がある。しかしながら、CCSR/NIESモデルの実験結果からはその影響はほとんど見えない。これらのモデルでは、温室効果ガスの増加によるオゾン破壊の促進効果はほんのわずかに見られる程度であった。

4) 等価塩素量の1980年レベルへの回復時期とオゾン全量の1980年レベルへの回復時期との相関

図10は、図7をもとにして、50hPaの等価塩素量の1980年レベルへの回復時期とオゾン全量の1980年レベルへの回復時期との相関を表したものである。まず、気候固定実験の結果を見ると、熱帯と南半球で両者の間により相関が見られる。このことは、これらの緯度帯でオゾン量が等価塩素量によって支配されていることを表している。一方北半球では、オゾン全量の回復時期は50hPa等価塩素量の回復時期より15年以上早くなくて、オゾン全量への塩素・臭素濃度以外の影響(輸送など)を示唆している。さらに、標準実験では、熱帯を除きどの緯度帯でもオゾン全量の回復時期は50hPa等価塩素量の回復時期より15年以上早くなくて、これは、温室効果ガスの増加に伴う成層圏寒冷化によるオゾンの増加の影響である。

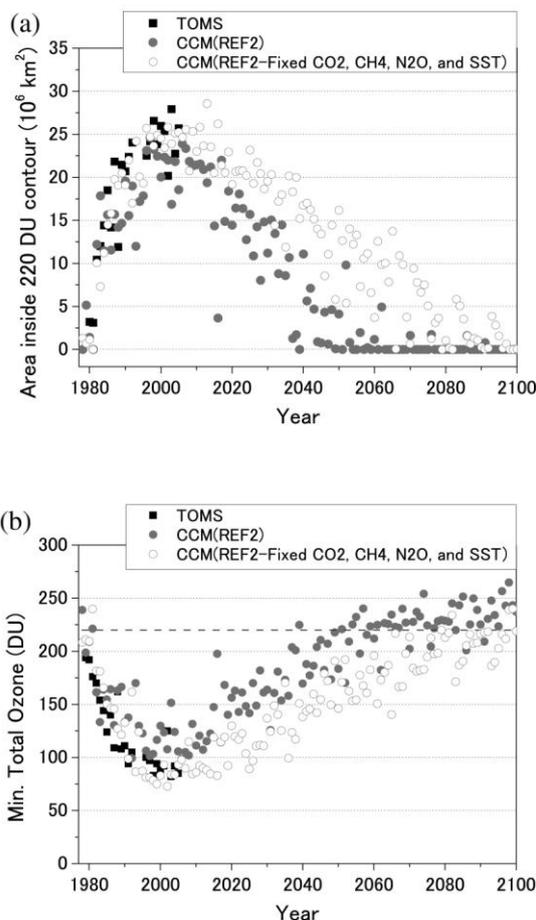
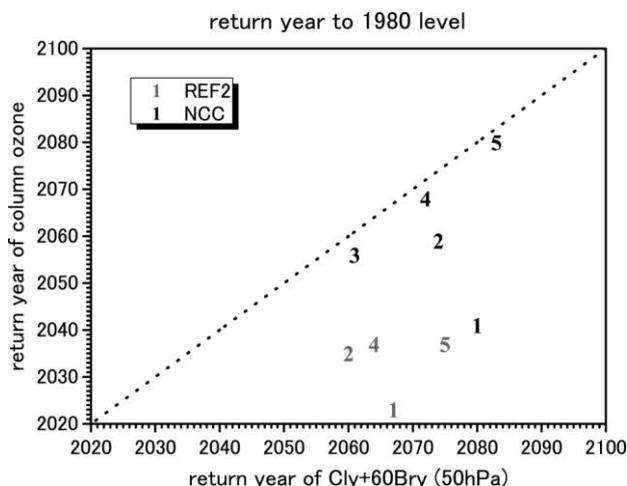


図9. 化学輸送モデルによって計算された(a)オゾンホール面積の最大値と(b)オゾン全量の最低値の経年変化。オゾンホール面積は、オゾン全量が220DU以下の面積で定義される。■はTOMSによる観測値、●は標準実験、○は気候固定実験の結果。

図10. 50hPa等価塩素濃度が1980年レベルに戻る時期(横軸)とオゾン全量が1980年レベルに戻る時期(縦軸)との相関図。グレーの数字が標準実験、黒の数字が気候固定実験の結果を表す。1: 60N~90N、2: 25N~60N、3: 25S~25N、4: 25S~60S、5: 60S~90S。

5) 将来予測実験のオゾン濃度変化の子午面分布

図11には、2000年～2050年、2050年～2100年の2つの期間における、経度平均オゾン体積混合比のトレンド(ppbv/10年)の子午面分布(緯度-高度断面)を示す。図中には圏界面高度も示している。気候固定実験の結果(上)は、この期間の大気中のハロゲンガスの減少に伴うオゾン量の増加を示している。増加の極大は成層圏上部と南半球高緯度の30～50hPa付近にある。ハロゲンガスの減少が著しい2000年～2050年の期間の方が、2050年～2100年より増加が大きい。圏界面高度の変化はほとんど見られない。北半球の中・下部成層圏には変動の激しい部分があり、統計的な信頼性が低くなっている。

標準実験の結果(下)は、このハロゲンガス減少の影響の他に、温室効果ガス増加による温暖化(成層圏は寒冷化)の影響が含まれている。成層圏上部のオゾン増加は、成層圏寒冷化による気相オゾン化学反応の温度依存性によってほぼ緯度に依らず一様に増強されている。一方、低緯度の下部成層圏ではオゾン濃度の減少が見られる。これは、赤道域の対流の活発化により対流圏からよりオゾン濃度の低い空気がより多く進入してくるようになったためと考えられる。流線関数の解析から、赤道域の対流の活発化が見られた。それに伴う対流圏海面の上昇も見られる。右側の気候固定実験と同様、2000年～2050年の期間の方が、2050年～2100年よりオゾンの増加が大きく、下部成層圏では、オゾンの減少する緯度範囲が主として北半球側に拡大されている。

6) CCSR/NIESモデルの将来予測実験結果に関する特異性について

以上で述べたオゾン層の将来予測はCCMValの下に世界の他の研究機関でも行われ、その結果の相互比較が行われている。CCSR/NIES化学気候モデルの結果が他の化学気候モデルの結果と異なる点は以下のとおりである。

a 温室効果ガスを1960年値に固定した実験では、温室効果ガスをシナリオに沿って増加させた

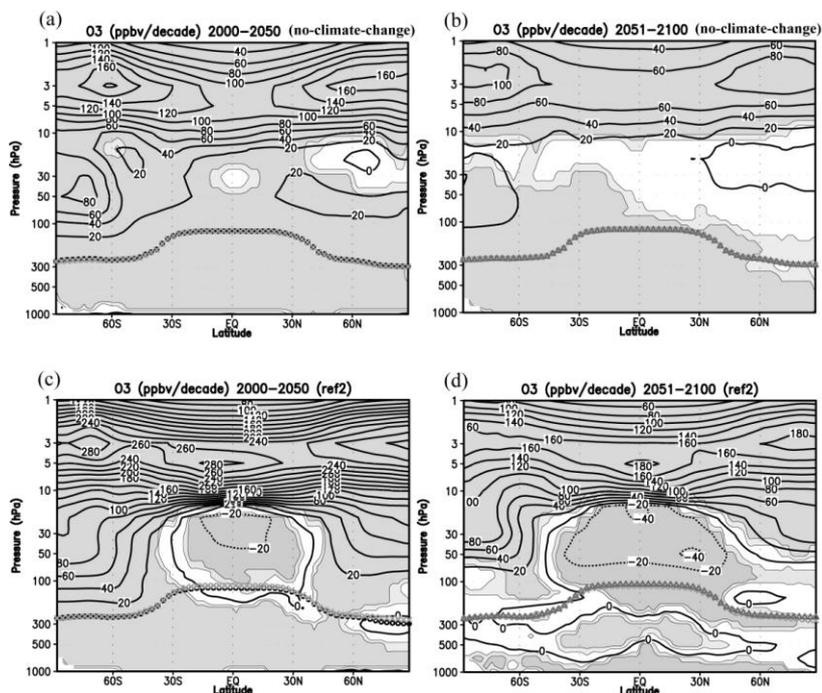


図 11：年平均・経度平均オゾン体積混合比のトレンドの緯度-高度断面(ppbv/10年)。気候固定実験の結果(上)と標準実験の結果(下)。(a)(c)は2000年～2050年のトレンド、(b)(d)は2050年～2100年のトレンド。実線の等値線は正の値(オゾンの増加)、点線の等値線は負の値(オゾンの減少)を表す。薄い影、濃い影は、それぞれ95%、99%の統計的有意な領域を表す。図中の○、×、△は、それぞれ、1995年～2005年、2045～2055年、2090～2100年平均の対流圏界面高度を表す。

実験よりもオゾンホールがほんの少し大きくなる。

b 将来、大気の大循環が強まる傾向は他のモデルと同じだが、特に南半球中緯度でその傾向が強い。

これらの特異性は、両方とも、CCSR/NIESモデルでは南半球で将来大気の大循環（中高緯度では中間圏や成層圏上部からの下降流）が強まる傾向が大きいことに関連していると考えられる。他の大半のモデルでは、北半球の方で大循環が強まる傾向が強く、南半球ではその傾向が弱い。それゆえ、これらのモデルでは温室効果ガスを増加させた場合、成層圏の冷却によって、南極の極成層圏雲の増加がオゾンホールをより大きくする可能性がある。しかしながら、この温室効果ガス増加によるオゾンホール拡大効果は小さいことが示されている（WMO2006 (2007)²⁾の5章）。CCSR/NIESモデルのこの特異性の原因の一つとしては、南極域の低温バイアスによって南半球極夜ジェットが強すぎることを考えられる。それによって大気波動を介した温室効果ガス増加による大気大循環の応答が、南半球に過剰に出る可能性がある。

（3）今後の展望

以上みてきたように、下部成層圏のオゾン量は輸送の影響を複雑に受けるため、オゾン輸送を担う大気循環の変動に係わる様々な因子（プラネタリー波、重力波、積雲対流など）の気候変化のメカニズムを探ることが必要であることがわかった。それによって、オゾン層の将来予測の精度を上げることが可能となる。

現在の化学気候モデルで特に目立っていた熱帯圏界面付近の低温バイアスを除去するため、IPCC-AR4に使われた大気大循環モデルMIROC3.2をベースとして新しい化学気候モデルの開発を行っている。図12に、図6と同様にこのモデルの気温の観測値からの差を示す。新しい気候モデルではより高い放射スペクトル分解能と新しい吸収帯データベースを使用した放射スキームを搭載しており、これによって熱帯圏界面付近の低温バイアスを除去することができた。これによって、成層圏の水蒸気量も観測に近くなることが期待される。今後はこの新化学気候モデルによってオゾン層回復のメカニズムを探っていく。

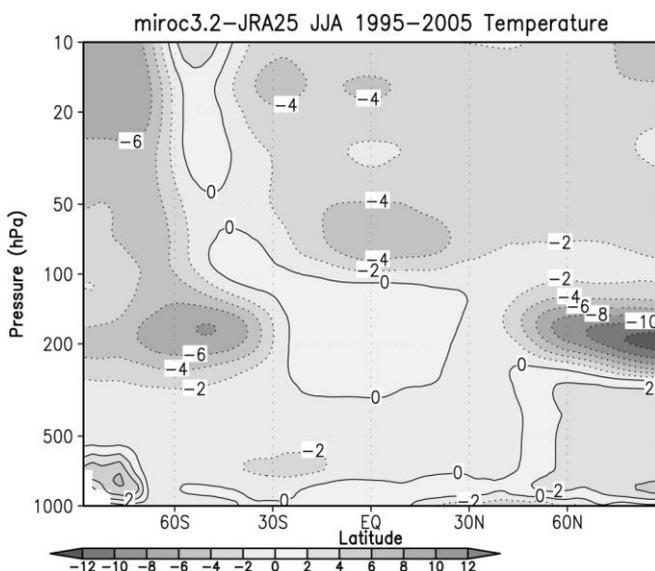


図 12. 開発中の新化学気候モデルの1995～2005年平均6、7、8月平均気温の観測値(JRA25データ)からの差の緯度－高度分布図。実線はモデルの気温の方が高い部分を表し、点線はモデルの気温の方が低い部分を表す。現化学気候モデルの熱帯圏界面付近の低温バイアスが著しく改善された。

現在の化学気候モデルには含まれていない対流圏オゾン・対流圏化学過程や短寿命オゾン破壊物質の影響などは、特に対流圏から空気が多く流入する熱帯において無視できないと考える。このような影響も今後のモデル研究には取り入れていくべきであろう。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

オゾン層将来予測モデル（化学気候モデル）を開発し、IPCC-A1Bシナリオの温室効果ガス濃度とWMO-Abシナリオのハロゲン濃度シナリオを使って、過去の再現実験と将来予測実験を行った。モデルは過去に起こったオゾンホールや気象要素の過去25年間の変動をよく再現し、また、将来予測においては、ハロゲン濃度のみならず、温室効果ガスの将来の濃度上昇がオゾン層の回復時期に影響を及ぼす可能性を見いだした。さらに、その影響は、緯度によって異なることを示した。オゾン層将来予測の精度を上げるためには、将来の気候変化や気象の変化によるオゾン輸送の変化のメカニズムを解明することが必要であることがわかった。

(2) 地球環境政策への貢献

1) 環境省の平成 19 及び 20 年度「オゾン層等の監視結果に関する年次報告書」（平成 20 年 8 月、平成 21 年 8 月）の作成にあたり、本研究で行ったオゾン層の将来予測モデル実験結果を資料として提供した。

2) 環境省環境調査研修所での地球環境保全研修において、成果の一部を紹介した

3) ウィーン条約締約国第 7 回オゾン調査管理者会合（2008 年 5 月、ジュネーブ）において、本研究で行ったオゾン層の将来変動予測の研究成果の一部を紹介した。

4) UNEP/WMOの「オゾン破壊に関する科学アセスメント（2010）」に研究成果の一部が引用された。また本サブテーマ担当者が共著者、査読者としてオゾンアセスメント取りまとめに貢献している。

6. 引用文献

- 1) Eyring, V., D. W. Waugh, G. E. Bodeker, E. Cordero, H. Akiyoshi, J. Austin, S. R. Beagley, B. A. Boville, P. Braesicke, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, M. Dameris, R. Deckert, M. Deushi, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, D. E. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, D. R. Marsh, S. Matthes, T. Nagashima, P. A. Newman, J. E. Nielsen, S. Pawson, D. A. Plummer, G. Pitari, E. Rozanov, M. Schraner, J. F. Scinocca, K. Semeniuk, T. G. Shepherd, K. Shibata, B. Steil, R. S. Stolarski, W. Tian, and M. Yoshiki (2007), Multi-model projections of ozone recovery in the 21st century, *J. Geophys. Res.*, **112**, D16303, doi:10.1029/2006JD008332.
- 2) WMO (2007), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*, Global Ozone Research and Monitoring Project –Report No.50.
- 3) Eyring, V., N. Butchart, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, S. Bekki, G. E. Bodeker, B. A. Boville, C. Brühl, M. P. Chipperfield, E. Cordero, M. Dameris, M. Deushi, V. E. Fioletov, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, V. Grewe, L. Jourdain, D. E. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, M. Marchand, D. R. Marsh, T. Nagashima, P. A. Newman, J. E. Nielsen, S.

- Pawson, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, M. Schraner, T. G. Shepherd, K. Shibata, R. S. Stolarski, H. Struthers, W. Tian, and M. Yoshiki (2006), Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, **111**, D22308, doi:10.1029/2006JD007327
- 4) Kiehl, J. T., B. A. Boville, and B. P. Briegleb (1988), Response of a general circulation model to a prescribed Antarctic ozone hole, *Nature*, *332*, 501-504.
 - 5) Mahlman, J. D., J. P. Pinto, and L. J. Umscheid (1994), Transport, radiative, and dynamical effects of the Antarctic ozone hole: A GFDL "SKYHI" model experiment, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 489-508.
 - 6) Zhou, S., M. E. Gelman, A. J. Miller, and J. P. McCormack (2000), An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(8), 1123-1126.
 - 7) Nash, E. R., P. A. Newman, J. E. Rosenfield, and M. R. Schoeberl (1996), An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity, *J. Geophys. Res.*, *101*, 9471-9478.
 - 8) 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.

7. 国際共同研究等の状況

SPARC (成層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CCMVal(Chemical Climate Model Validation:化学気候モデル検証プロジェクト)に参加。CCSR/NIESモデルの計算結果データを提供し、他のモデルの結果と共に、共同研究を行っている。

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上发表

- 1) Sugita, T., N. Saitoh, S. Hayashida, T. Imamura, K. Saeki and H. Nakajima (2007), Temporary Denitrification in the Antarctic Stratosphere as Observed by ILAS-II in June 2003, *SOLA*, *3*, 137-140.
- 2) Nakashima, Y., J-H. Xing, S. Inomata, T. Imamura (2008), Rate coefficients for the reactions of cyclohexadienyl (*c*-C₆H₇) radicals with O₂ and NO at room temperature, *Chem. Phys. Lett.*, *450*, 248-252.
- 3) Son, S.-W., L. M. Polvani, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, R. Garcia, D. Kinnison, S. Pawson, E. Rozanov, T. G. Shepherd, K. Shibata (2008), The impact of stratospheric ozone recovery on the southern hemisphere westerly jet, *Science*, *320*, 1486-1489, doi:10.1126/science.1155939.
- 4) Austin, J., K. Taurpali, E. Rozanov, H. Akiyoshi, S. Bekki, G. Bodeker, C. Brühl, N. Butchart, M. Chipperfield, M. Deushi, V. I. Fomichev, M. A. Giorgetta, L. Gray, K. Kodera, F. Lott, E. Manzini, D. Marsh, K. Matthes, T. Nagashima, K. Shibata, R. S. Stolarski, H. Struthers, W. Tian (2008), Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature, *J. Geophys. Res.*, *113*, D11306, doi:10.1029/2007JD009391.
- 5) Tanaka, T., M. Fukabori, T. Sugita, T. Yokota, R. Kumazawa, T. Watanabe, H. Nakajima (2008), Line shape of the far-wing beyond the band head of the CO₂ v₃ band, *J. Mol. Spectrosc.*, *252*(2):185-189.

- 6) 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.
- 7) Tourpali, K., A. F. Bais, A. Kazantzidis, C. S. Zerefos, H. Akiyoshi, J. Austin, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, M. Dameris, M. Deushi, V. Eyring, M. A. Giorgetta, D. E. Kinnison, E. Mancini, D. R. Marsh, T. Nagashima, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, K. Shibata, and W. Tian (2009), Clear sky UV simulations in the 21st century based on ozone and temperature projections from Chemistry-Climate Models, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(4), 1165-1172.
- 8) Gettelman, A., T. Birner, V. Eyring, H. Akiyoshi, S. Bekki, C. Brühl, M. Dameris, D. E. Kinnison, F. Lefèvre, F. Lott, E. Mancini, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, K. Shibata, A. Stenke, H. Struthers, and W. Tian (2009), The Tropical Tropopause Layer 1960–2100, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(5), 1621-1637, www.atmos-chem-phys.net/9/1621/2009/.
- 9) Austin, J., R. J. Wilson, H. Akiyoshi, S. Bekki, N. Butchart, C. Claud, V.I. Fomichev, P. Forster, R. R. Garcia, N. P. Gillett, P. Keckhut, U. Langematz, E. Manzini, T. Nagashima, W.J. Randel, E. Rozanov, K. Shibata, K. Shine, H. Struthers, D. W. J. Thompson, F. Wu, and S. Yoden (2009), Coupled chemistry climate model simulations of stratospheric temperatures and their trends for the recent past, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L13809, doi:10.1029/2009GL038462.
- 10) 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.
- 11) Niwano, M., S. Hayashida, H. Akiyoshi, and M. Takahashi (2009), Seasonal cycles of Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II near-background aerosol in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, *114*, D14306, doi:10.1029/2008JD009842.
- 12) Cagnazzo, C., E. Manzini, N. Calvo, A. Douglass, H. Akiyoshi, S. Bekki, M. Chipperfield, M. Dameris, M. Deushi, A. Fischer, H. Garny, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, D. Plummer, E. Rozanov, T. G. Shepherd, K. Shibata, A. Stenke, H. Struthers, and W. Tian (2009), Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 8935-8948.
- 13) Milz, M., T. V. Clarmann, P. Bernath, C. Boone, S. A. Buehler, S. Chauhan, B. Deuber, D. G. Feist, B. Funke, N. Glatthor, U. Grabowski, A. Griesfeller, A. Haefele, M. Hoepfner, N. Kaempfer, S. Kellmann, A. Linden, S. Mueller, H. Nakajima, H. Oelhaf, E. Remsberg, S. Rohs, J. M. Russell III, C. Schiller, G. P. Stiller, T. Sugita, T. Tanaka, H. Voemel, K. Walker, G. Wetzel, T. Yokota, V. Yushkov, and G. Zhang (2009), Validation of water vapour profiles (version 13) retrieved by the IMK/IAA scientific retrieval processor based on full resolution spectra measured by MIPAS on board Envisat, *Atmos. Meas. Tech.*, *2*, 379-399

<その他誌上発表（査読なし）>

- 1) 秋吉英治（2007）、オゾン層の破壊と回復のメカニズム、太陽紫外線防御研究委員会学術報

告、17(1)、23-28.

- 2) Eyring, V., Gettleman, A, Harris, N. R. P., Pawson, S., Shepherd, T. G., Waugh, D. W., Akiyoshi, H., Butchart, N., Chipperfield, M. P., Dameris, M., Fahey, D. W., Forster, P. M. F., Newman, P. A., Rex, M., Salawitch, R. J., Santer, B. D. (2008), Report on the 3rd SPARC CCMVal Workshop, 26-28 June 2007, University of Leeds, United Kingdom, *SPARC Newsletter*, **30**, 17-19.
- 3) 秋吉英治、坂本圭、Libo Zhou、高橋正明 (2008)、オゾン層の将来予測実験、*国立環境研究所スーパーコンピュータ利用研究年報 平成18年度*、CGER-I078-2008, 33-40.
- 4) 秋吉英治 (2008)、オゾン層回復が気候に与える影響、研究最前線第3回、*グローバルネット*、216号、34-35
- 5) 秋吉英治 (2009)、Q8 オゾン層破壊が温暖化の原因?、*気象ブックス026 ココが知りたい地球温暖化*、(独) 国立環境研究所地球環境研究センター、成山堂書店 182p.p., ISBN978-4-425-55251-1

(2) 口頭発表 (学会)

- 1) 秋吉英治、L. B. Zhou (2007)、北半球中高緯度および北極渦内下部成層圏 N_2O 濃度と北極渦崩壊時期、日本気象学会2007年度春季大会
- 2) 秋吉英治、坂本圭、永島達也、高橋正明、今村隆史 (2007)、CCSR/NIES化学気候モデルを用いたオゾン層の将来予測実験、日本地球惑星科学連合2007年大会
- 3) 杉田考史、齋藤尚子、林田佐智子、今村隆史、中島英彰 (2007)、ILAS-IIで観測された2003年の南極成層圏における硝酸とエアロゾル消散係数の短時間変動、日本地球惑星科学連合2007年大会
- 4) Akiyoshi, H., L. B. Zhou, K. Sakamoto, M. Yoshiki, T. Nagashima, M. Takahashi, J. Kurokawa, M. Takigawa, and T. Imamura (2007), Delay of the Antarctic polar vortex breakup time in the year 1980-1999 due to ozone depletion simulated by the CCSR/NIES CCM with the CCMVal-REF1 and -REF2 scenarios, CCMVal 2007 Workshop.
- 5) Akiyoshi, H., K. Sakamoto, T. Nagashima, M. Takahashi, and T. Imamura (2007), A future prediction of the ozone layer using the CCSR/NIES Chemistry-Climate model in the CCMVal REF2 scenario, CCMVal 2007 Workshop.
- 6) Akiyoshi, H., K. Sakamoto, T. Nagashima, and T. Imamura (2007), Ozone variation in the years 1980-2100 calculated by the CCSR/NIES CCM in the CCMVal REF2 scenario, IUGG 24th General Assembly.
- 7) 秋吉英治、今村隆史、永島達也、山下陽介、高橋正明 (2007)、下部成層圏の等価有効塩素濃度とオゾン全量の回復時期、日本気象学会2007年度秋季大会.
- 8) 杉田考史、齋藤尚子、林田佐智子、今村隆史、佐伯浩介、中島英彰 (2007)、ILAS-IIによって観測された南極成層圏のPSCによる一時的な脱室、日本気象学会2007年度秋季大会
- 9) 杉田考史、中島英彰、横田達也、Sergey Oshchepkov、田中智章、笹野泰弘 (2007)、ILAS/ILAS-IIデータプロダクトの現状、第13回大気化学討論会
- 10) Akiyoshi, H., S. Sugata, T. Imamura, and H. Nakane (2008), Interannual variation in the BrO-ClO ozone destruction cycle in the northern high latitude lower stratosphere associated with the Arctic

- polar vortex variation in 1995-97, SMILES International Workshop, Kyoto, March 17-19, 2008.
- 11) Sugita, T., and H. Nakajima: Overview of ILAS/ILAS-II: results and current status, SMILES International Workshop
 - 14) 秋吉英治、今村隆史、山下陽介（2008）、化学気候モデルを用いた極域大気の研究、日本気象学会2008年度春季大会.
 - 15) 山下陽介、秋吉英治、高橋正明（2008）、太陽変動、QBOの位相に関連した北極域の変動、鉛直構造、日本気象学会2008年度春季大会.
 - 16) 秋吉英治、L. B. Zhou（2008）、下部成層圏における亜酸化窒素濃度、オゾン全量、極渦崩壊時期の年々変動とその相関関係、日本地球惑星科学連合2008年大会
 - 17) 山下陽介、秋吉英治、高橋正明（2008）、太陽活動、QBOの位相に関連した北極域の偏差場の変動、日本地球惑星科学連合2008年大会
 - 18) Akiyoshi, H., L. B. Zhou, Y. Yamashita, K. Sakamoto, M. Yoshiki, T. Nagashima, M. Takahashi, J. Kurokawa, M. Takigawa, and T. Imamura (2008), A CCM simulation of the change in stratospheric ozone, temperature, zonal-wind, and breakup date of the Antarctic polar vortex in the years 1980-2004, SPARC 4th General Assembly
 - 19) Yamashita, Y., H. Akiyoshi, and M. Takahashi (2008), Stratospheric and tropospheric variability around the North Pole associated with the solar cycle, SPARC 4th General Assembly
 - 20) Sugita T., S. Hayashida, H. Irie (2008), Temporary denitrification in the Antarctic stratosphere as observed by ILAS-II in the 2003 early winter: Comparison with a microphysical box model, SPARC 4th General Assembly
 - 21) 林寛生、今井弘二、高橋千賀子、鈴木睦、佐野琢己、秋吉英治、塩谷雅人（2008）、JEM/SMILES L2 データ処理に向けた大気微量成分の気候値について—成層圏BrOの気候値とL2積算処理に関する検討—、第14回大気化学討論会.
 - 22) 秋吉英治、L. B. Zhou、山下陽介、坂本圭、吉識宗佳、永島達也、高橋正明、黒川純一、滝川雅之、今村隆史（2008）、1980-2004年の南極渦崩壊時期とオゾンホールとの関係、日本気象学会2008年度秋季大会.
 - 23) 山下陽介、坂本圭、秋吉英治、高橋正明、永島達也、L. B. Zhou（2008）、化学気候モデルを用いた赤道成層圏太陽変動と火山変動の影響評価、日本気象学会2008年度秋季大会.
 - 24) 中村哲、秋吉英治（2008）、北半球夏季下部成層圏オゾン増加と対流圏低温化の関係、日本気象学会2008年度秋季大会
 - 25) 秋吉英治、山下陽介、坂本圭、Zhou Libo、今村隆史（2009）、CCSR/NIES化学気候モデルを用いたCCMVal-REF2シナリオ実験と気候固定実験における成層圏オゾンとハロゲン濃度の回復時期、日本地球惑星科学連合2009年大会
 - 26) 林寛生、今井弘二、高橋千賀子、鈴木睦、佐野琢己、秋吉英治、塩谷雅人、谷口弘智（2009）、JEM/SMILES が観測する成層圏BrO のLevel2 データ処理に関する検討、日本地球惑星科学連合2009年大会
 - 27) 中村哲、秋吉英治、山下陽介（2009）、北半球夏季下部成層圏オゾンの対流圏気温および子午面循環に与える影響、日本地球惑星科学連合2009年大会
 - 28) 山下陽介、坂本圭、秋吉英治、高橋正明、永島達也、Zhou Libo（2009）、化学気候モデル

- を用いた1980-2000年における太陽変動と火山変動の分離実験、日本地球惑星科学連合2009年大会
- 29) Nakamura, T and H. Akiyoshi (2009), Influence of lower stratospheric ozone variation on tropospheric temperature and mean meridional circulation in the Northern Hemisphere summer in the recent past, CCMVal 2009 Workshop
 - 30) Yamashita, Y, K. Sakamoto, H. Akiyoshi, M. Takahashi, T. Nagashima, and L. B. Zhou (2009), Response of the CCSR/NIES chemistry-climate model to the solar cycle and volcanic aerosol during 1980-2000, CCMVal 2009 Workshop
 - 31) Nakamura, T., H. Akiyoshi, Y. Yamashita (2009), Influence of lower stratospheric ozone variation on tropospheric temperature and mean meridional circulation in the Northern Hemisphere summer in the recent past, MOCA-09 IAMAS Symposia
 - 32) Yamashita, Y., K. Sakamoto, H. Akiyoshi, M. Takahashi, T. Nagashima, and L. B. Zhou (2009), The sensitivity of chemistry climate model results to the solar cycle and volcanic aerosol during 1980-2000, MOCA-09 IAMAS Symposia
 - 33) Akiyoshi, H., Y. Yamashita, K. Sakamoto, L. B. Zhou, and T. Imamura (2009), Ozone and halogen recovery times in the future stratosphere calculated by CCSR/NIES CCM under the CCMVal-REF2 scenario and a no-climate-change run, IGAC-SPARC Joint Workshop, The One Atmosphere: Integration, Interface, and Impact
 - 34) Nakamura, T., H. Akiyoshi, and Y. Yamashita (2009), Influence of lower stratospheric ozone variation on tropospheric temperature and mean meridional circulation in Northern Hemisphere summer, IGAC-SPARC Joint Workshop, The One Atmosphere: Integration, Interface, and Impact
 - 35) Yamashita, Y., K. Sakamoto, H. Akiyoshi, M. Takahashi, T. Nagashima, and L. B. Zhou (2009), Ozone and temperature response of a chemistry climate model to the solar cycle, volcanic aerosol, sea surface temperature, and QBO, IGAC-SPARC Joint Workshop, The One Atmosphere: Integration, Interface, and Impact
 - 36) 中村哲、秋吉英治、山下陽介 (2009)、夏季成層圏オゾン増加が対流圏循環へ及ぼす影響、第7回「異常気象と長期変動」研究集会
 - 37) 山下陽介、坂本圭、秋吉英治、高橋正明、永島達也、L.B. Zhou (2009)、太陽11年周期変動に伴う成層圏大気の応答、第7回「異常気象と長期変動」研究集会
 - 38) 秋吉英治、山下陽介、坂本圭、Zhou Libo、今村隆史 (2009)、オゾンホールと南半球の波動活動との関係、日本気象学会2009年度秋季大会
 - 39) 山下陽介、坂本圭、秋吉英治、高橋正明、永島達也、L. B. Zhou (2009)、太陽11年周期変動に伴う成層圏大気の応答、日本気象学会2009年度秋季大会
 - 40) 菅田誠治、秋吉英治、中村哲、神沢博 (2009)、北半球冬季成層圏極渦の孤立性の年々変動、日本気象学会2009年度秋季大会
 - 41) 杉田考史、林田佐智子、香川晶子 (2009)、硝酸塩素の変化からみた硝酸三水合物による異相反応速度、日本気象学会2009年度秋季大会
 - 42) 秋吉英治、L.B. Zhou、山下陽介、坂本圭、吉識宗佳、黒川純一、永島達也、高橋正明 (2009)、オゾンホールと南極渦崩壊時期、2009年度南極昭和基地大型大気レーダー計画(PANSY)研

究集会

- 43) 岡本功太、佐藤薫、秋吉英治 (2009)、CCSR/NIES CCM 21世紀予測データを用いた成層圏循環変化の解析、2009年度南極昭和基地大型大気レーダー計画(PANSY)研究集会
- 44) Akiyoshi H (2010), Quantitative evaluations of inorganic chlorine chemistry in the stratosphere using a photochemical model, SMILES Int. Workshop 2010

(3) 出願特許

なし

(4) シンポジウム、セミナーの開催 (主催のもの)

なし

(5) マスコミ等への公表・報道等

- 1) 朝日新聞 (2008年6月24日、朝刊)
- 2) 子供の科学 (2008年9月号、成層圏の変化と気候変動、誠文堂新光社)

(6) その他

なし

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
 (4) 太陽放射と極振動によるオゾン分布の変動解析に関する研究

東京大学気候システム研究センター	高橋正明
独立行政法人国立環境研究所	
大気圏環境研究領域	大気物理研究室
	秋吉英治

<研究協力者>	東京大学気候システム研究センター	山下陽介 (現環境研PD研究員)
	国立環境研究所 広域大気モデリング研究室	永島達也
	国立環境研究所 大気物理研究室	中村 哲

平成19～21年度合計予算額 12,064千円
 (うち、平成21年度予算額 3,952千円)

※予算額は、間接経費を含む。

[要旨] 北半球の成層圏大気中のオゾン分布は、太陽放射の変化による直接的影響に加え、冬季に卓越する東西風偏差が太陽放射変動に関連して変化したことによる間接的な影響を受ける。冬季における太陽放射の影響を、東西風偏差で特徴づけられる北極振動という立場で評価することを試みた。NCEP/NCAR再解析データを用いた解析的な研究の結果、初冬では太陽活動の違いによる対流圏下層のtransientな擾乱の違いが北極振動の鉛直構造に重要な役割を果たすことが示唆された。中緯度成層圏における東西風の変調がdownward control (下方をコントロールする) というメカニズムを通して、赤道域下部成層圏における下降流を引き起こし、オゾンが増加していることを見出した。太陽放射最大および最小条件の太陽放射固定実験の差から季節変化を調べてみると、東西風のアノマリーが極振動に対応していることが示唆され、さらにその影響が子午面循環を通して太陽放射に伴う赤道域下部成層圏の温度 (オゾン) アノマリーに連携していることを見出した。

成層圏オゾンの変動の対流圏への影響として、北半球下部成層圏での夏季のオゾンの増加と相関の良い対流圏循環偏差を見出し、また化学気候モデルを用いた感度試験においてもオゾン増加に対する対流圏循環の応答があることを見出した。また今後期待されるオゾンホール縮小により、南半球成層圏の高緯度の偏西風の弱화가認められ、その影響が対流圏にまで及ぶことを数値実験から見出した。

[キーワード] 北極振動、太陽放射、オゾン分布、化学気候モデル、成層圏－対流圏相互作用

1. はじめに

成層圏オゾンの濃度や分布はオゾン層破壊物質をはじめとする化学物質濃度だけでなく、太陽活動や火山活動、更には対流圏の大気場の変動等の影響を受けて変動する。一方、太陽短波の吸収による成層圏でのオゾンの分解と再生は成層圏の重要な熱源となっており、成層圏のオゾン分布は成層圏の気象や大気循環に影響を及ぼす。また成層圏オゾンの放射を介した大気場への影響

は、単に成層圏内だけの影響に留まらず、成層圏—対流圏相互作用により対流圏にも及ぶと考えられる。しかしながら、対流圏の気象・気候の変動が成層圏オゾンの分布に及ぼす影響は無論のこと、成層圏オゾン変動が成層圏ならびに対流圏の大気循環や気候に及ぼす影響やそのメカニズムは充分には理解されていない。特に、これまでに気候変動の将来予測に使われた数値モデルの多くは、モデル内でのオゾン濃度を外部パラメータとして与えており（または簡易なオゾン化学のみで計算しており）、その結果、オゾン変動から放射を介した大気場へのフィードバックという形でのオゾン—大気相互作用を表現していない。また、これまでの気候変動予測モデルはモデル上端が低かったため（30～50km）、成層圏と対流圏の間の力学相互作用に重要なジェット気流の変化を正しく計算できていない可能性もある。今後のオゾン層の変動と気候変動がどのような形で相互に影響を及ぼしあうかを理解する上で、オゾン変動と成層圏大気力学場、ならびにオゾン変動と対流圏循環場の相互作用のメカニズムの解明が待たれている。

例えば、太陽放射11年変動の影響では、太陽変動がオゾンによる加熱効果を通して成層圏での南北方向の温度勾配を作り、その結果、極渦や大気循環（ブリューワ・ドブソン循環）の強さに影響を及ぼすことで、成層圏内の気温分布や化学物質の輸送などに影響を及ぼす可能性がある。また、赤道域上空のオゾンの鉛直分布に対する太陽変動の影響としては、（太陽活動の極大期—極小期として）上部成層圏ならびに下部成層圏にピークを持つようなオゾンの増加が衛星観測データの解析から指摘されている。特に下部成層圏のオゾン増加は、太陽短波の影響による直接的な影響（オゾン生成速度の増加）では説明できず、成層圏における放射と力学場との間での何らかの相互作用が関係している可能性がある。

一方Thompson and Solomon (2000)¹⁾は、オゾンホール発達期の12～2月の期間（南半球の夏）に南極大陸上空のジオポテンシャル高度が低下する傾向に加え、南極大陸周辺の西風の強化ならびに南極大陸の地表気温が低下する傾向にあることを報告している。この例は成層圏でのオゾン分布の変化を通じた放射場や力学場への影響が対流圏に及んでいる可能性を示している。このことは、今後期待されるオゾンホールの縮小が南半球の気候にも影響を及ぼし得ることを示唆している。

2. 研究目的

太陽放射や極振動、更には対流圏気候と成層圏でのオゾン分布との間に存在する相関を調べることで、成層圏オゾンの変動と成層圏の気象や循環の変動との相互関係や対流圏大気場と成層圏オゾン分布との相互作用を調べた。具体的には、太陽放射11年変動による熱帯下部成層圏のオゾン分布の変化の原因を成層圏における放射と力学の相互作用の観点から調べる。また、成層圏オゾン分布の変動が対流圏内の循環にどのような影響を及ぼし得るかを調べる。更に、オゾンホール縮小期における成層圏の偏西風（極渦）の変化が対流圏の西風にどの程度影響を及ぼすかを調べる。以上の事例から、成層圏でのオゾン変動が成層圏ならびに対流圏の気象や循環場に及ぼす影響の有無を明らかにすることを目的とした。

3. 研究方法

太陽変動や極振動と成層圏大気循環との関連性を調べるために、NCEP/NCARやJRA25の客観再解析データを用いた解析を行った。特に太陽活動の極大期（HS）ならびに極小期（LS）のそれぞれに対応させて、経験的直交関数を用いた主成分解析（EOF解析）をおこなう。解析期間は

1979-2005年、解析領域は 40-90° Nの成層圏（10-200hPa）を主とした。またEOF解析は東西平均、月平均のgeopotential height fieldに適用する。EOF解析の第一主成分の時系列EOF-1をとりだし、様々な物理量を回帰させる。さらに東京大学気候システム研究センター(CCSR)と国立環境研究所(NIES)で開発された化学気候モデルCCM (CCSR/NIES CCM)を用いて火山性エアロゾル、成層圏準2年振動(QBO)、海面水温(SST)が太陽11年周期変動に与える影響や強制的に与えたオゾン変化が対流圏循環に与える感度実験を行った。CCM数値実験としては、CCMVal-REF1標準実験(太陽変動、QBO、火山性エアロゾル、SSTを観測に基づき与えた過去再現実験)、太陽活動などの要因を個別に外すなどした感度実験を行った。太陽変動の影響を調べる実験では、統計的有意性をあげるために、太陽定数を太陽放射極大期と極小期に固定し、それぞれ40年積分することでアンサンブルの数をあげる固定実験も行った。

成層圏オゾン場の変動と対流圏循環を調べる際には、衛星観測オゾンデータ、NCEP/DOE再解析データを用いて、相関回帰分析により下部成層圏でのオゾンによる大気加熱が対流圏にどのような影響を与えるのかを調べた。更に対流圏循環変化に対する成層圏オゾン変動の寄与を見積もるため、CCMを用い、成層圏オゾン増加に対応する感度実験を行った。

オゾンホール縮小が成層圏ならびに対流圏の循環に与える影響のモデル実験、CCMを用いた数値実験を実施した。更にCCSR/NIES CCM以外の国内外の他のCCMによる数値実験結果も用いた解析を実施した。なおCCM実験についてはCCMVal-REF2に基づく将来予測実験の結果を用いた。

4. 結果・考察

(1) 太陽変動ならびに極振動が熱帯下部成層圏の気温ならびにオゾン場に与える影響解析

1) CCM感度実験

11年周期太陽変動に関わる赤道域成層圏オゾンと気温の変化は、衛星観測や再解析データなどから調べられ、上部成層圏5hPa付近と下部成層圏80hPa付近の2カ所で、太陽活動の極大期(High Solar : HS)にオゾン/気温が高濃度/高温、極小期(Low Solar : LS)に低濃度/低温傾向で、鉛直方向

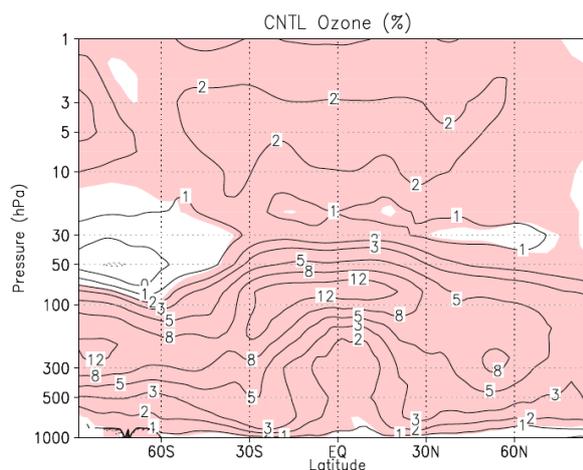


図1. 11年周期太陽変動に対応したオゾン変動(細線)CNTL実験の結果。影は 2σ 以上の有意性がある場所。

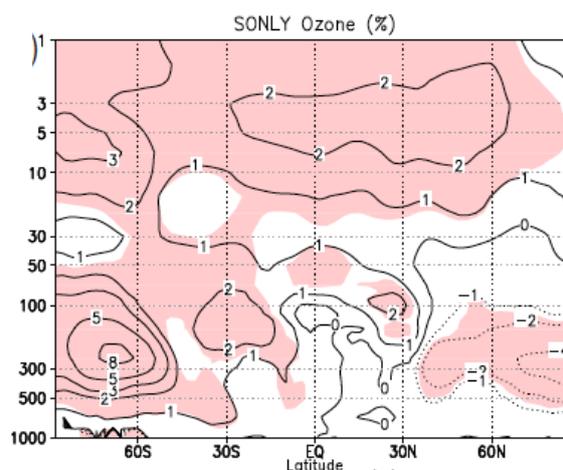


図2. 図1と同様(縦軸は圧力(hPa))。但し、SONLY実験の結果。

に2カ所のピークを持つことが報告されている(e.g. Hood et al., 1993²⁾; Scaife et al., 2000³⁾; Crooks and Gray, 2005⁴⁾)。このように赤道域で11年周期の太陽変動に関して気温変化が見られるため、中緯度で南北の気温の勾配が変化することを通して、高緯度域での東西風が変化するなど、対流圏からの波の伝播や子午面循環の変調を通して北極振動と関連することが予想される。

CCMVal-REF1シナリオ実験で、オゾンの太陽変動重回帰係数は赤道域の5hPa付近と80hPa付近に2つの明瞭な極大を示した。感度実験との比較により、上部成層圏5hPa付近の極大は、11年周期の太陽変動による強制力によってほぼ説明されることが示された。これは、過去の研究と総合的である。

一方、下部成層圏80hPa付近に見られた太陽変動係数の極大には、主に火山性エアロゾルの強制力が寄与していたことが示唆された。Austin et al. (2008)⁵⁾では、解析期間を1960年まで延ばすと下部成層圏の変動が小さくなることを示している。1960-2006年の期間でCCMVal2の下で行った実験の結果では、80hPa付近の極大の大きさが1980-2000年の期間よりも小さくなった。1980年以前、2000年以降の期間には大きな火山噴火が見られなかったため、長期間の解析により火山性エアロゾルの影響を抑えられたものと思われる。図1は、REF1シナリオ実験で、重回帰の手法をもちいてオゾンの太陽変動成分をとりだした結果であり、図2は火山噴火およびQBOの効果を取り除いた実験結果である。赤道域下部成層圏80hPa付近のオゾン、温度変動に関して、この実験結果やその他の要因を調べてみると、11年周期太陽変動は30%程度の寄与を示し、SSTの年々変動、QBOはほとんど寄与していないことが示された。

太陽変動に対応した温度のシグナルを図3、4に示す。オゾンアノマリーと同様に、30%程度の太陽放射変動の寄与が見られ、オゾンアノマリーと整合的な結果になっている。ただ、温度アノマリーを作り出す力学的要因の一つである鉛直流に、太陽放射にともなう変動成分は統計的な有意性がないため、太陽放射固定実験の長期ランをおこなった。これについては、3)節で述べる。

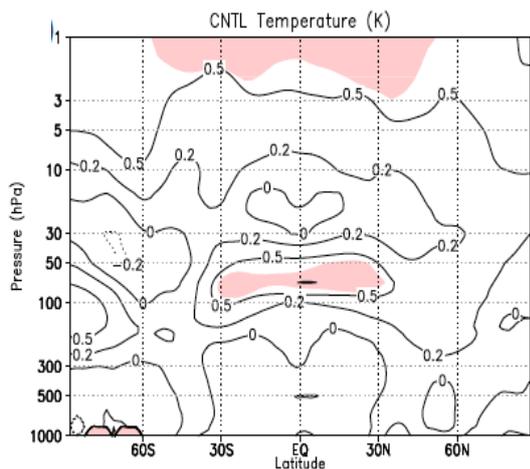


図3. 標準実験における、温度の太陽放射成分

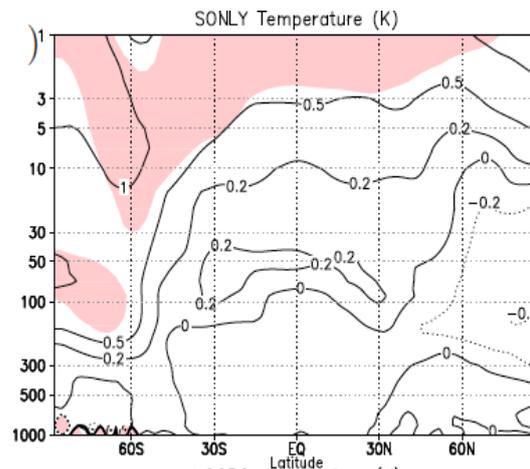


図4. 図3と同様。但し、SONLY実験の結果

2) 太陽放射による中高緯度成層圏における東西風変化

赤道域の太陽放射が強まると北半球の初冬には、上部成層圏で中緯度の西風が強まることが予想される。図5は、CCMのREF1実験で計算した北半球初冬における東西風の太陽変動に伴う偏差、図6は太陽放射の変化のみを与えたSONLY実験の結果を示す。北半球中緯度の正值の場所は、西風

がHSで強くLSで弱い傾向にあることを示す。西風が北半球中緯度の上部成層圏で正值を示す構造は、CNTLとSONLYで共通し、再解析データなどでも類似の構造をもつ。

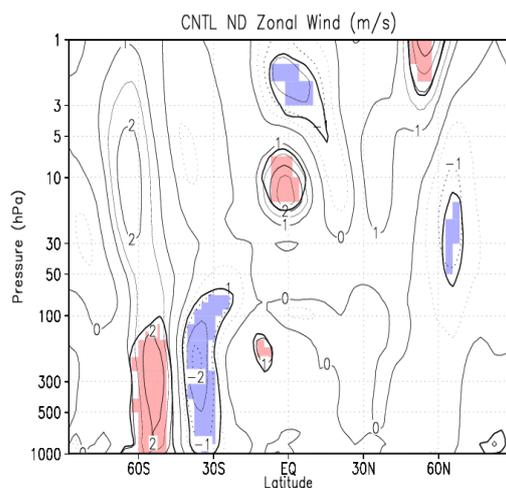


図 5. 北半球初冬の東西風の太陽変動に伴う違い。
CNTL 実験の結果。

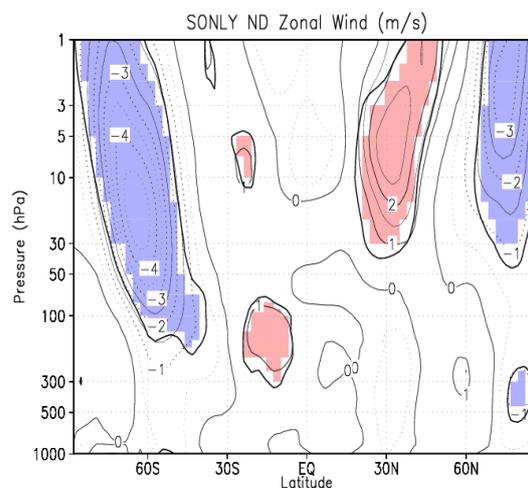


図 6. 北半球初冬の東西風の太陽変動に伴う違い。
SONLY 実験の結果。

このような東西風の差が、初冬におけるSolar fluxの極大と極小時での極振動の変動の仕方の違いに関係していると示唆された。北極振動（AO）の変動と赤道域下部成層圏の温度アノマリーとの対応を確認するために、下記のような太陽放射固定実験をおこなった。

3) 太陽放射固定実験

太陽放射の強さを11年周期の最大時と最小時に固定して20年、おのこの2つのアンサンブルモデル実験を実行し統計的有意性を高めることをおこなった。そのモデル結果を用いて、赤道域下部成層圏の高温偏差と中高緯度上部成層圏の東西風偏差との関係を調べてみた。図7、8は初冬（12月）におけるモデル応答の差を示している（実線はそれぞれ東西風偏差と温度偏差）。図7は東西風偏差と大きく関わる惑星波動による西風加速の偏差、図8はそのときの残差循環偏差と下降流による断熱的加熱の有意性も示している。これらの図は、赤道域下部成層圏での下降流と、中高緯度成層圏東西風の正偏差や東西風の変曲による惑星波動フラックスの発散偏差との関係を示している。すなわち、成層圏中緯度で東西風偏差があり、それに対応するように惑星波動フラックスの発散がある（図7の20hPa, 50N付近）。このような中緯度での西風偏差に対応して子午面循環が赤道方向を向き、その流れが赤道域下部成層圏においては下降流偏差になっている一つのながりの流れが示されている。この考えはdownward controlと呼ばれるメカニズムであり、すでにKodera and Kuroda (2002)⁶⁾によって示唆されていたものであるが、東西風の最大値の強さのみでなく東西風偏差にも依存していることを明瞭に示したものである。

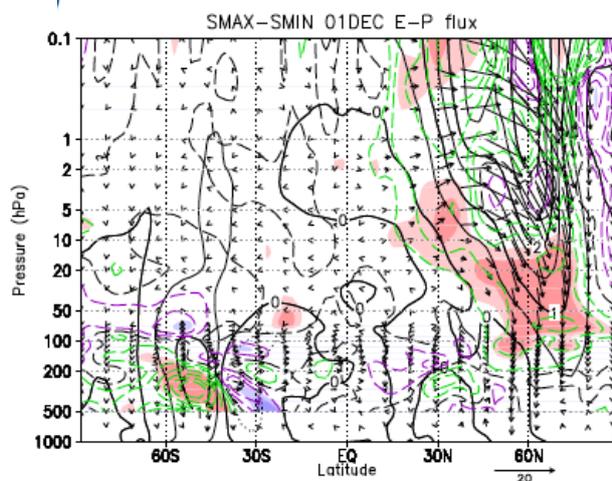


図7. コンターは東西風偏差、矢羽根はE-P flux偏差、影はE-P flux発散が有意性をもつ領域

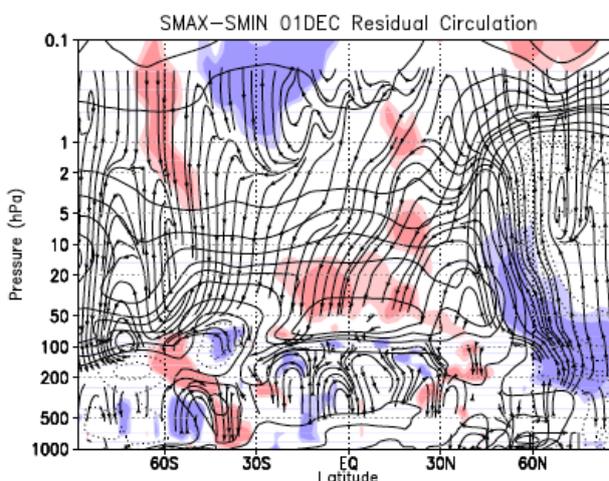


図8. コンターは気温偏差、矢のついた線は残差循環、影は断熱加熱の有意性のある領域、赤道域下部成層圏では断熱加熱

4) 極振動の季節変化

中緯度の東西風変化に対応した極振動の偏差と、赤道域下部成層圏の温度アノマリーとの対応をさらに詳しく調べるために、より短い時間スケール（季節内変動も含む）での大気応答を調べてみた。図9aは、JRA25再解析データを用いて、上に述べた重回帰の方法により抽出した太陽変動にともなう東西風偏差の季節変化を示している。一方、図9bは太陽極大期と極小期の差で評価したものである。JRA25の結果では、時間スケールが幾分かの違いがあるものの、冬の初めに西風偏差であり、晩冬では東風偏差になっている。化学気候モデルの結果でも、同様な性質が得られており、再解析結果と矛盾しないが、幾分か季節内の変動がはやい。この共通した季節内変動は極振動偏差の季節的变化を表しており、初冬、晩冬の太陽放射の効果が極振動変動の偏差に反映しており、太陽放射の強弱による極振動への影響であると考えられる。

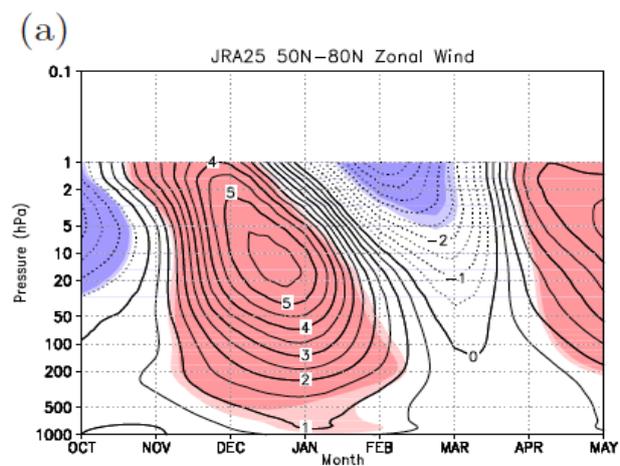


図9a. JRA25データでの極振動偏差の季節変化

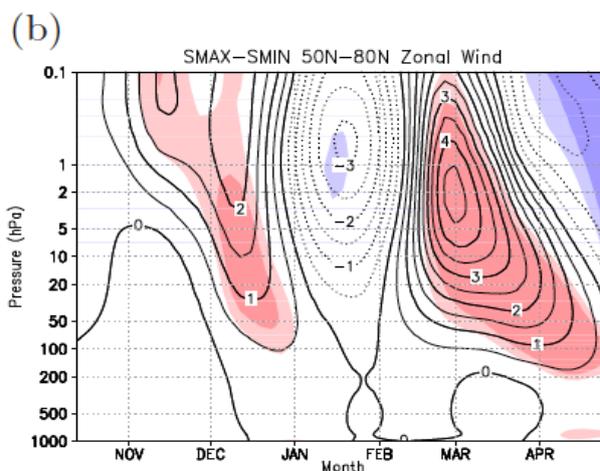


図9b. 太陽放射固定実験で現れる極振動偏差

太陽放射の差が、季節内振動である極振動に伴う波活動にどう関わっているかの解析結果の一部が図10に示されている。図10aは、1月における波活動を示したものであり、1月の東風アノマリーに対応して東風加速になっており、東西風と対応した波活動の様子が示されている。

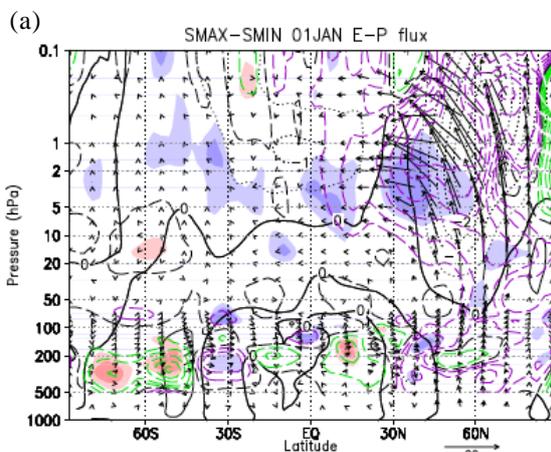


図10a. 1月における太陽変動に伴うE-P flux アノマリー

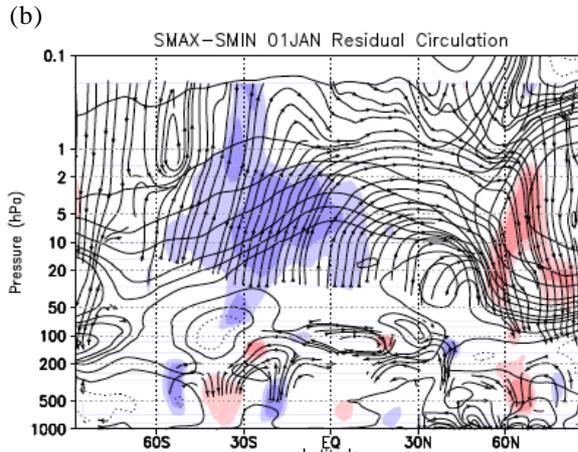


図10b. 1月の子午面循環、赤道下部成層圏で上昇流

そのときの、波活動のフラックス収束に伴う子午面内循環の偏差が図10bに示されている。図をみると、これまで議論したメカニズムが、月平均場でも同様に見られることが分かる。すなわち、1月では、中緯度での波による西風加速に対応して、赤道下部成層圏においては上昇流になっていた12月とは逆向きとなっている。

図11aは、JRA25データを用いて、重回帰の方法により抽出した太陽変動にともなう赤道域温度偏差の季節変化を示している。一方、図11bは太陽極大期と極小期の差で温度を評価したものである。ただし、南半球の冬においても同じような力学が働いているので、1年をとおした図となっている。北半球の初冬の12月をみると、赤道域下部成層圏において温度偏差は正となり、統計的有意性も見られる。一方、晩冬の方は、温度偏差は正アノマリーが小さい値になっている。

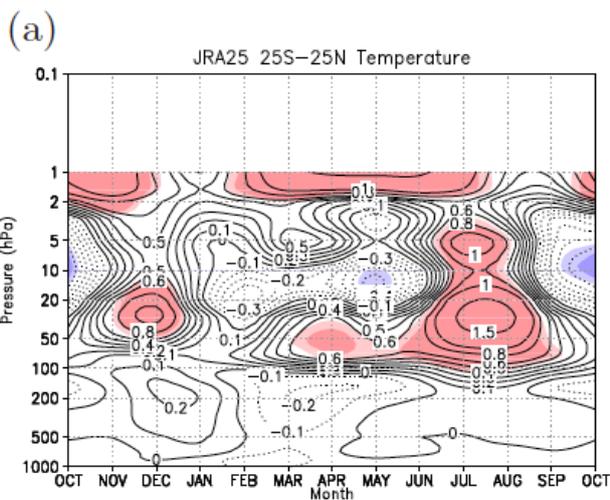


図11a. JRA25再解析データでの赤道域温度の季節変化

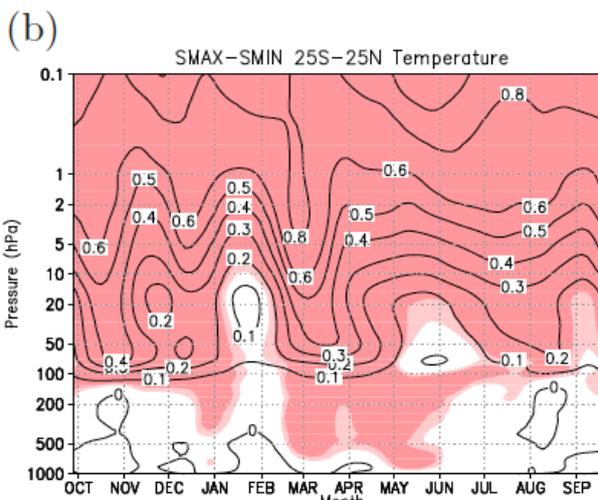


図11b. 太陽放射固定実験での温度偏差

温度偏差と力学的に関連する、赤道域での鉛直流偏差の季節変化を示したものが図12である。より短い時間スケールも表現されており分かりにくいのが、赤道域下部成層圏における下降流偏差がみとれる。それは、中緯度での平均東西風と惑星波動の相互作用の結果、赤道域下部成層圏で初冬に下降流が起こる、これまでの説明とは矛盾しない結果となっている。

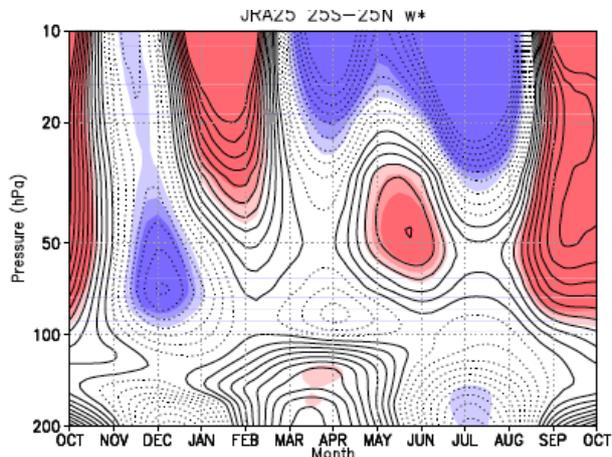


図12a. JRA25データでの赤道域鉛直流偏差の季節変化

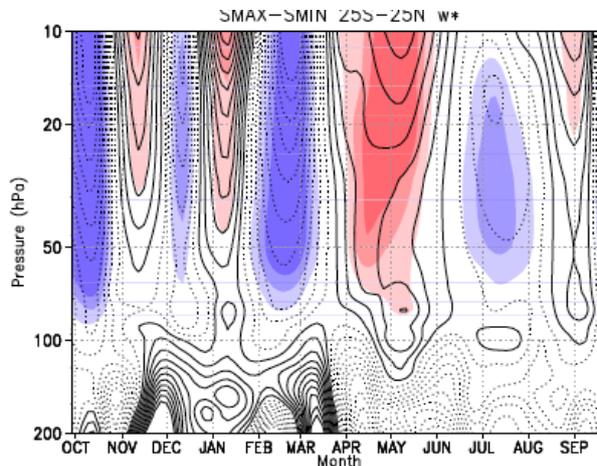


図12b. 太陽放射固定実験での鉛直流偏差

図13は、化学気候モデルの太陽固定実験の結果であり、年平均の場合において赤道域下部成層圏でHS期に下降流偏差が示されており、気温の増加が認められる。これに対応する形で、オゾンの増加が観測されたものと考えられる。

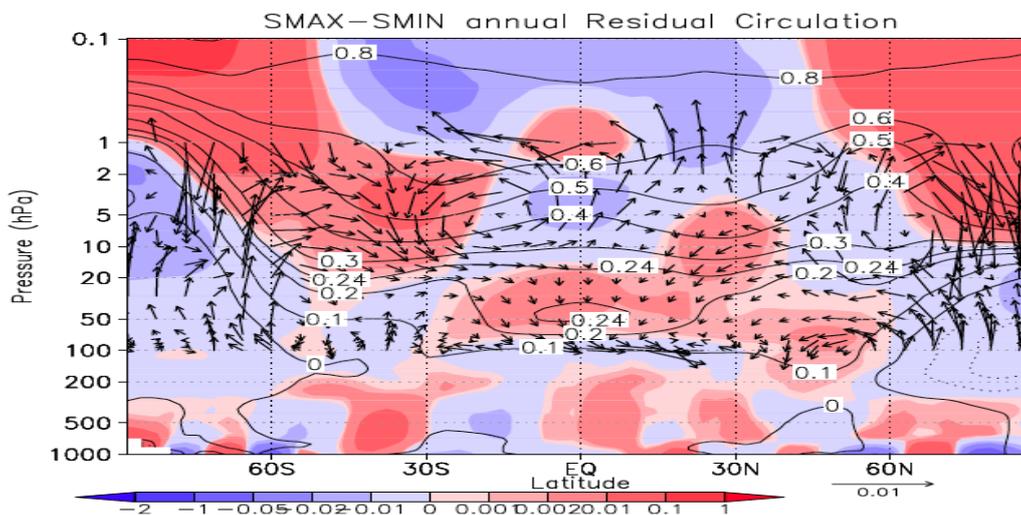


図13. 太陽放射固定実験での、太陽変動に伴う年平均の循環と温度偏差を示す。影は断熱加熱率をしめす。赤道方向の子午面内での流れと、赤道域下部成層圏での下降流が特徴である。

5) 太陽変動と極振動構造の関連性に関するNCEP/NCARデータの解析結果

極域での気温や東西風と成層圏準2年振動(QBO)の位相や太陽変動との関係も指摘されている。Holton and Tan (1980)⁷⁾は成層圏準2年振動(QBO)が東風位相の時には冬期において、極温度が高く、平均東西風が弱いこと、逆にQBOが西風位相の時は逆に極温度が低く、平均東西風が強い、

と言った関係があることを指摘している。Labitzke (1987)⁸⁾ならびにLabitzke and van Loon (1988)⁹⁾は、太陽活動のHSの時期に、QBOの位相に対応（東風位相／西風位相）して、北極30hPaの高度の気温が高く／低く、かつ平均東西風が弱い／強い、と言う関係が晩冬（1～2月）に認められる事を指摘している（Holton and Tanとは逆の関係）。一方、LS期にはHS期とは逆の対応関係にあることを示している（Holton and Tanと同じ関係）。更に、Naito and Hirota (1997)¹⁰⁾は、初冬ではQBOと極気温などとの関連性に有意性はないことを指摘している。

Arctic Oscillation（北極振動：AO）の構造についてKodera and Kuroda (2000)¹¹⁾は、成層圏から対流圏へつながった（成層圏と対流圏でAOが同符号）ケースと、対流圏と成層圏が別々のケース（成層圏と対流圏でのAOが逆符号あるいは成層圏のAOに対して対流圏でのAOが明確でない）の2つに分類できることを指摘している。更にKodera and Kuroda (2005)¹²⁾は、HS期の初頭においてはAOが対流圏から成層圏に伸びた構造に、逆にLS期では成層圏のみに構造が限られることを報告している。

そこで、冬期の成層圏の状況をAOと対応させつつ、赤道下部成層圏での太陽変動に伴う温度変化（オゾン変化）について、AOと係る中高緯度成層圏の東西風との関連性の観点から調べた。

HSでの初冬（11月と12月）のS-NAM（Stratospheric Northern Hemisphere annular mode。AOと同じ）に回帰した東西風の回帰係数と相関係数の結果を図14に示す。HSの場合、西風アノマリー（正のAO：西風が強くなっている状況）が有意に存在する。このとき、中高緯度のみでなく、熱帯域下部成層圏においても有意な偏差が存在している。その構造は、下部成層圏において南北構造がほぼ $\pm 20^\circ$ の範囲に伸びているなど、QBOに対応している。すなわち初冬において、QBO西風のとき、AO西風アノマリーになり、晩冬とは逆センスの結果になっている（Kodera and Kuroda, 2005¹⁰⁾）。しかも、AOに回帰すると統計的にも有意である。LS期の初冬の結果は、図15に示されている。HSとの違いは、対流圏まで下層に伸びていないこと、また熱帯下部成層圏では有意なシグナルを示していないことである。

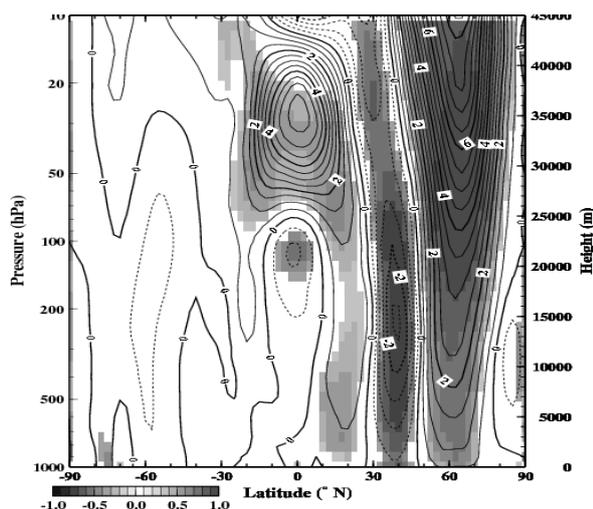


図14. 1979～2005年の初冬、HSのS-NAM indexに回帰した東西風の回帰係数(contour)。相関係数は、90%以上の有意性がある場所に影を付けた。

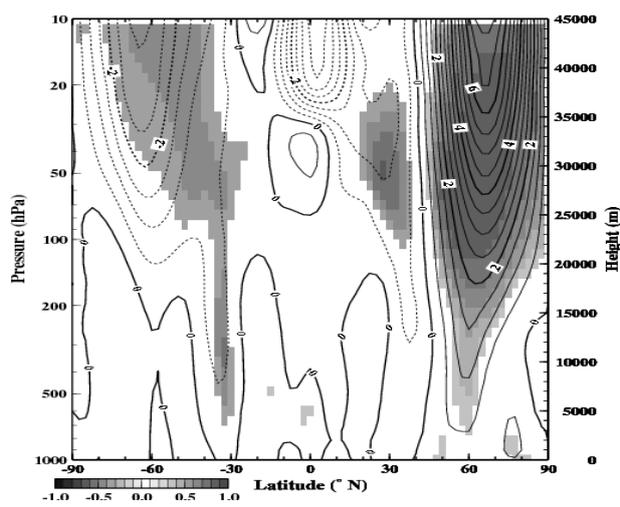


図15. 図14と同様。但し、初冬のLSの場合。

図16はHS初冬（11、12月）での、対応したS-NAMに回帰したEP-flux（矢羽根）とその発散、影は発散の有意性を示す。対流圏の中では、成層圏から対流圏に伸びたAOに対応して、擾乱による西風加速となっている（60N付近）。一方、成層圏では、東西風の減速（東風加速）となっている。

Arctic Oscillation for Solar Maximum

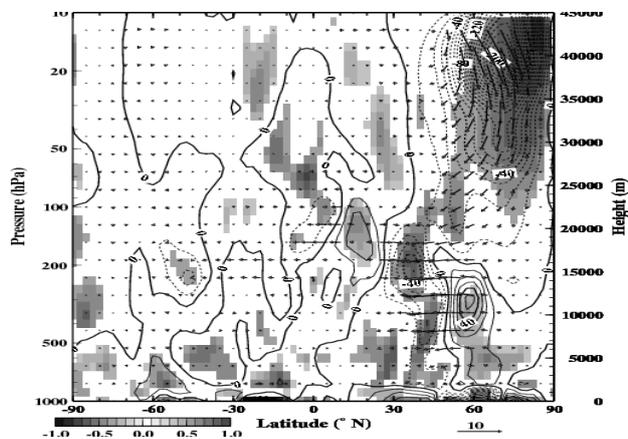


図 16. 図 14 と同様。但し、HS 初冬の S-NAM に回帰した EP-flux（矢羽根）とその発散（contour）。発散の有意な領域に影を付けた。

HSの初冬における、平均流生成のための波動の役割を、周期10日より早い波動（transient eddy）とゆっくりした定常的な波動に分けて調べてみた。その結果、対流圏では周期のはやいtransient eddy が、成層圏では定常波動が重要な役割をはたしていることが分った（図は省略）。

さらに、対流圏下層のtransient eddyに関わる水平構造を見てみた。図 17は700hPaにおけるtransient eddyの振る舞いを示したもので、矢羽根がactivity fluxを示し、高緯度での西風強化を示している（白は西風アノマリーを示す）。西風加速の高緯度領域で、東西平均すると図16に対応した発散的状況を示している。

晩冬では初冬とは逆の応答をしめす。図18はLS期における1月と2月のS-NAMに回帰した東西風の回帰係数と相関係数を示したもので、図14に示したHSの初冬のケースと良く似た、対流圏まで伸びた応答となっている。なお季節性にこのような特徴が得られ、成層圏の突然昇温と関係ありそうだが、その原因についてはよく分かっていない。

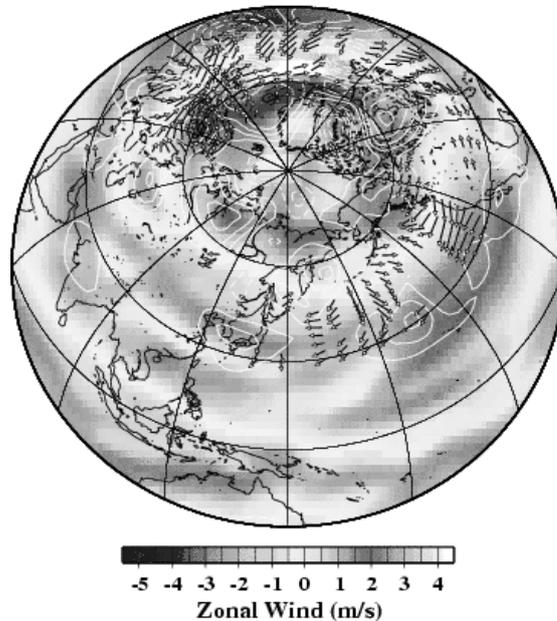


図 17. 700hPaにおける、HS 初冬の S-NAM に回帰した wave activity flux（矢羽根）。白は西風強化の場所、黒は西風弱化的場所を示す。

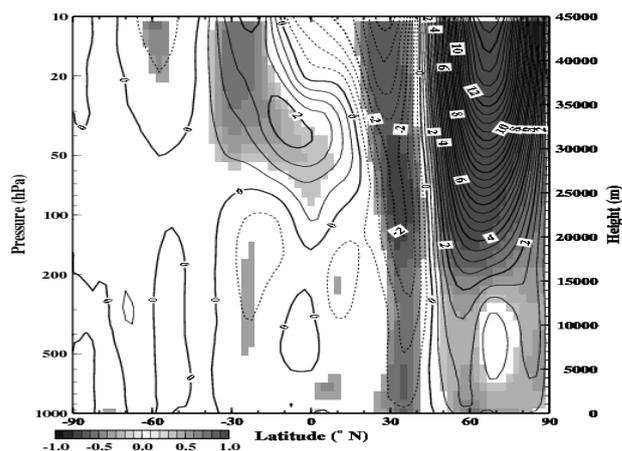


図 18 図 14 と同様。但し、晩冬の LS の場合。

(2) 北半球夏季下部成層圏オゾン増加と対流圏低温化の関係

成層圏のオゾンが成層圏気候に与える影響のうち、成層圏気候の年々変動に関しては、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ことがわかっている。一方で、夏季における成層圏オゾンによる大気加熱の年々変動が成層圏の循環場にどのような影響を及ぼすかについては幾つかの仮説が指摘されているに留まっている。例えばKuroda et al. (2008)¹³⁾は太陽活動活発期に生じる北大西洋振動の冬季から夏季への持続に関して、冬の対流圏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ことを示唆している。ここでは、北半球夏季の下部成層圏のオゾン変動が、大気加熱を通して対流圏循環にまで影響を及ぼし得るかについて調べた。

観測データを解析した結果、下部成層圏でオゾン増加に伴う昇温が認められる。更に、対流圏においても、中緯度付近にオゾンの年々変動と関連した気温低下が認められる(図19左)。対流圏の気温変化に着目して、この時の対流圏での子午面循環偏差(図19右)を調べてみると、中緯度で上昇流、高緯度で下降流となっていることが分る。このような循環偏差は圏界面付近の大気安定度強化(図19右)による波動活動の変化(図省略)に起因するものと考えられる。

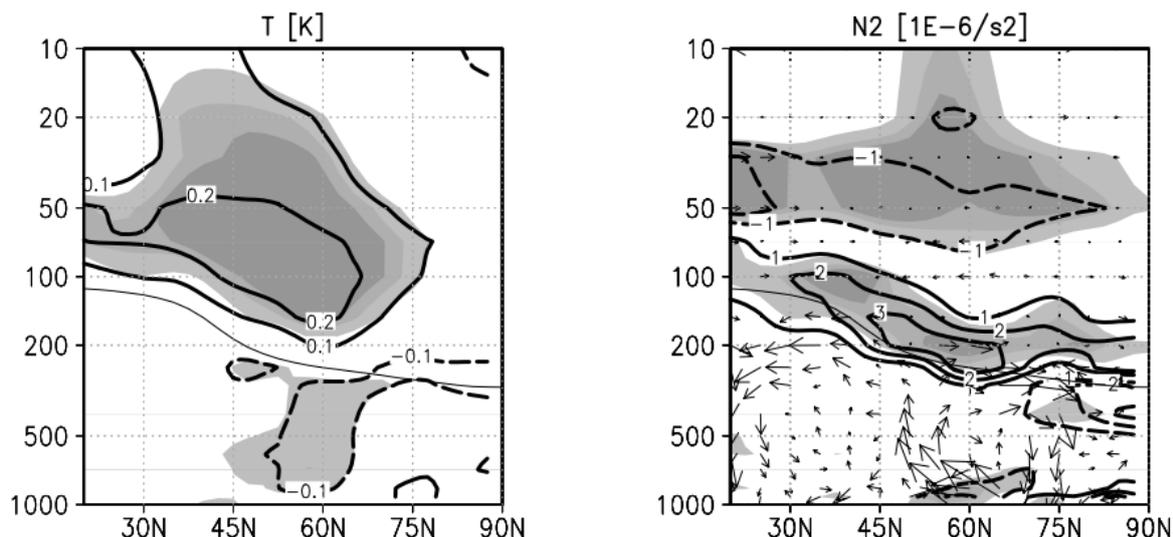


図19. 観測データ。夏季(6-7-8月)中緯度下部成層圏オゾンの年々変動に対する回帰係数。(左) 気温偏差、単位[K]。(右) 大気安定度、単位[$10^{-6}/s^2$]。右図中矢印は子午面循環偏差を示す。細実線は圏界面高度を示す。陰影は薄い順にそれぞれ90 95 99%の統計的有意水準を超えることを示す。

成層圏オゾン増加に伴う対流圏の子午面循環偏差(図20左)は、北緯60度付近に正偏差を持つ。この南側では上昇流域であり、対流圏低温偏差を生じる原因となる。この時EP-fluxとその発散(図20右)を見ると北緯60~75度の圏界面付近で強い収束偏差があり、平均東西風を減速している。子午面循環の圏界面付近の南風偏差はこの減速強制に対する補償流として生じると考えられる。

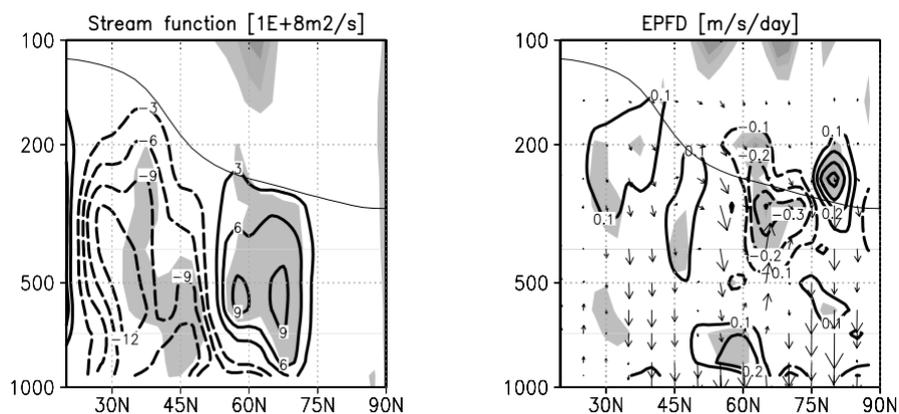


図20. 観測データ。図1と同様に夏季の下部成層圏オゾン量に対する回帰係数。(左) 残差子午面循環の流線関数偏差で単位は $[10^8 \text{m}^2/\text{s}]$ 。(右) EP-flux発散で単位は $[\text{m}/\text{s}/\text{day}]$ 。矢印はEP-flux偏差を示す。

同様の結果は、化学気候モデルを用いた感度実験でも得られた。感度実験では強制的にオゾンを増加させた実験とさせない標準実験のアンサンブル平均差からオゾン増加に対する応答を評価した。気温(図21左)ならびに子午面循環(図21右)ともに対流圏での応答は弱いものの、観測データと同様の傾向が見られ、成層圏オゾン増加に起因する対流圏循環の変化を見積もることができた。

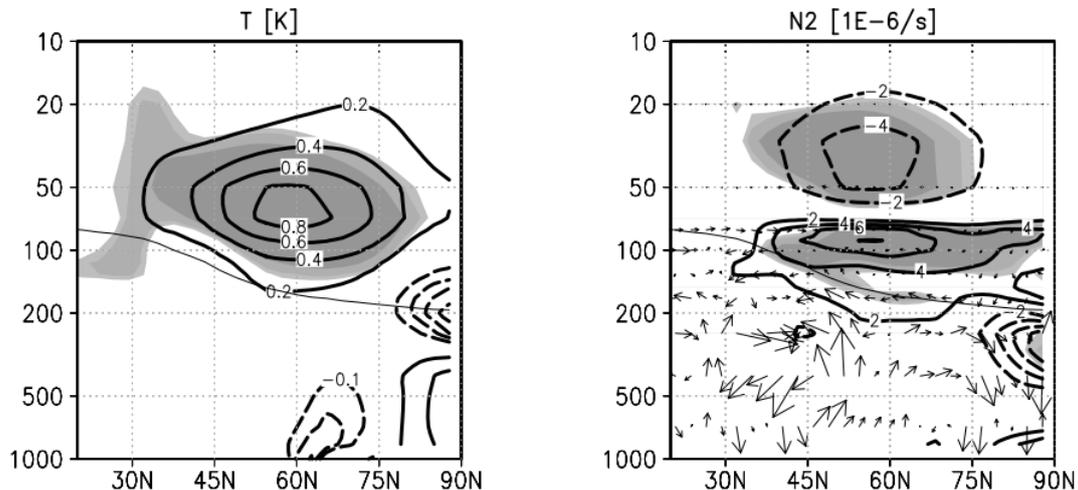


図21. 数値実験。夏季(6-7-8月)中緯度下部成層圏オゾン増加実験と標準実験のアンサンブル平均偏差(増加実験 - 標準実験)。それ以外は図1に同じ。

(3) 将来のオゾンホール縮小に伴う南極成層圏における極夜ジェットの弱まりとその対流圏への影響

過去の南極大気成層圏-対流圏相互作用としては、Thompson and Solomon (2002)¹⁾とGillett and Thompson (2003)¹⁴⁾による過去の南極大陸の気温データの解析によって、1969年から2000年の32年

の間、南極の地表付近では半島部を除き、温暖化ではなく寒冷化したことが示され、その一つの有力な原因として、オゾンホールのような大規模なオゾン層破壊が、まず成層圏大気の気温と流れとに影響を与え、その影響が地表面近くまで到達し、南極の寒冷化に影響を与えている可能性が指摘された。

一方、サブテーマ（3）では、化学気候モデル（CCM）を用いた過去再現実験から、オゾンホールの発達期において、オゾンホールが極夜ジェットを強め、その結果、南極渦の崩壊時期を遅らせる可能性を示した。またCCMによる将来予測実験から、今後の南極渦の崩壊時期がオゾンホールの縮小に伴って、再び早まる方向に変化することが示された。これらの結果は、オゾンホールの拡大・縮小と南極渦の強化・弱化が関連していることを意味している。

サブテーマ（3）で得られた結果と過去の南極大陸の気温データの解析結果を合わせて考えると、今後オゾンホールが消滅していく方向に向かうと予想されることから、極夜ジェットは現在より弱まることが予想され、その影響は対流圏まで伝播する可能性を示唆する。そこで、この状況を、CCMv1下で行われたオゾン層の将来予測実験(REF2実験)の世界の化学気候モデルの結果と主として対流圏の気候の将来予測に用いられたIPCC-AR4モデルの結果との間で比較したところ、

両者の間に明確な違いが認められた (Son et al., 2008)¹⁵⁾。すなわち、フロン・ハロンガスの規制により期待される将来のオゾン量の増加を与えずに、または簡略化したシナリオデータとして与えて計算を行ったIPCCの将来気候予測モデルの結果と、現実に近い成層圏と成層圏大気

中での詳細な化学反応を入れた化学気候モデルとの結果との間には大きな違いを生じた。IPCCモデルでは、南極成層圏の偏西風の弱まりがわずかなのに対し、化学気候モデルは将来のオゾンホールの消滅に伴う明確な偏西風の弱まりを示した。さらに、化学気候モデルの結果では、南半球成層圏の偏西風の変化の影響が地表にまで明確に達していた(図22)。この違いを生じた理由として、①IPCCモデルの上端の高度が低い(30~50km)ために、また、上端付近のモデルの鉛直分解能が粗いために、成層圏圏-対流圏中のプラネタリー波の伝搬の仕方が現実と違ってきている可能性がある

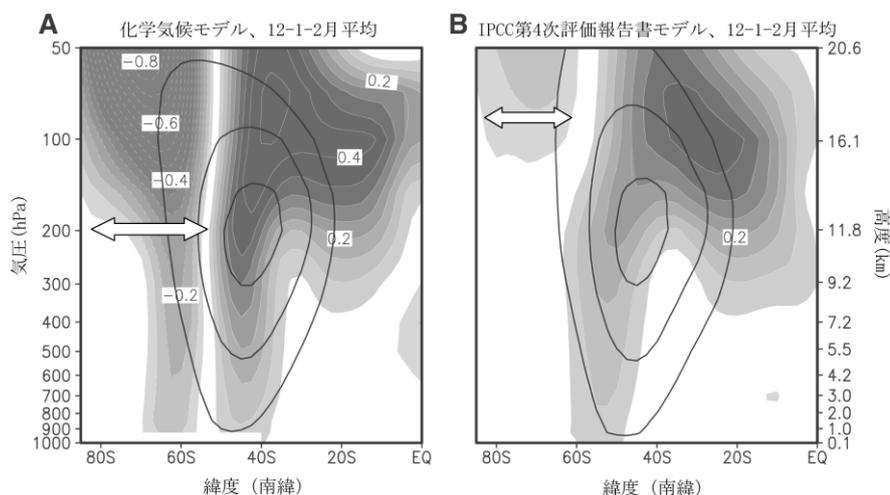


図22. 12月-2月の偏西風の風速の将来変化の緯度-高度分布。矢印で示してある緯度範囲の陰影の部分が、将来偏西風が弱まると予想される部分。他の陰影部分は逆に偏西風が強まると予想される部分。値は2001年~2050年間の10年あたりのトレンド(m/s/10年)で示されている。また、黒実線は偏西風の風速分布を表す(10m/s間隔。)

A: 化学気候モデルの予想結果の平均。 B: IPCC第4次評価報告書モデルの予想結果の平均。化学気候モデルの結果は、偏西風の弱まりが大きく、その弱まりが地表付近にまで達していることがわかる。

こと、②IPCCモデルでは成層圏のオゾン濃度の変化を外部データとして与えたため（一部のモデルでは成層圏オゾン濃度は固定されて全く変化がない）、成層圏－対流圏のオゾンと気温や風との相互作用がないこと、の2つが考えられているが、現時点では詳しいことはわかっていない。この節で示したSon et al. (2008)¹⁵⁾の結果は、この逆の、オゾンホールが消滅に向かう将来に向けての南極成層圏対流圏大気のトレンドを示したものである。

図から南緯60度付近の西風トレンドは、10年あたり 0.1 ms^{-1} なので、50年間で 0.5 ms^{-1} となり、また、この付近の地表の西風の強さが 5 ms^{-1} 程度ということ を考慮すると、2050年くらいまでに地表付近で約10%の西風の弱まりを生じることになる。西風の弱まりは物質輸送は勿論のこと、熱の輸送にも影響すると考えられるが、具体的に南極の地表付近の気候へどのような影響を及ぼすかは今後の課題である。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

北半球の初冬における太陽放射の影響を、季節内変動としての北極振動との関係で調べてみた。その結果、太陽放射が強い時、中高緯度域成層圏における東西風偏差と変曲により、赤道域下部成層圏の鉛直流と結びついている。さらに、極振動が中緯度対流圏とつながるような構造を持っていることが示唆されている。

北半球夏季の下部成層圏におけるオゾン増加が対流圏の循環に影響を及ぼすことを見出した。

今後期待されるオゾンホールの縮小により、南半球高緯度域での東西風の弱化がもたらされ、その影響は対流圏下層にまで及ぶ可能性があることを指摘した。このことは、成層圏オゾンの長期的な変化と対流圏気候との間で何らかの関連性が存在していることを示唆するものである。

(2) 地球環境政策への貢献

成果の一部は現在取りまとめ中のUNEP/WMOの「オゾン破壊に関する科学アセスメント(2010)」に引用された。

6. 引用文献

- 1) Thompson, D. W. J., and S. Solomon (2002), Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 296, 895-899.
- 2) Hood, L. L., J. L. Jirikowic, and J. P. McCormack (1993), Quasi-decadal variability of the stratosphere: Influence of long-term solar ultraviolet variations, *J. Atmos. Sci.*, 15, 3941-3958.
- 3) Scaife, A. A., J. Austin, N. Butchart, S. Pawson, M. Keil, J. Nash, and I. N. James (2000), Seasonal and interannual variability of the stratosphere diagnosed from UKMO TOVS analysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 2585-2604.
- 4) Crooks, S. A. and Gray, L. J. (2005), Characterization of the 11-year solar signal using a multiple regression analysis of the ERA-40 dataset, *J. Clim.*, 18, 996-1015.
- 5) Austin, J. et al. (2008), Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature, *J. Geophys. Res.*, 113, D11306, doi:10.1029/2007JD009391.
- 6) Kodera K. and Y. Kuroda (2002), Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 107, D02111, doi:10.1029/2002JD002224.
- 7) Holton, J. R., and H. C. Tan (1980), The influences of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50mb., *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200-2208.
- 8) Labitzke (1987) Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 535-537.

- 9) Labitzke, K., H. van Loon (1988), Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere winter, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 197-206.
- 10) Naito, Y. and I. Hirota (1997), Interannual variability of the northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 75, 925-937.
- 11) Kodera and Kuroda (2000), Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 27(20), 3349-3352.
- 12) Kodera and Kuroda (2005), A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 110, D02111, doi:10.1029/2004JD005258.
- 13) Kuroda, Y., K. Yamazaki, 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.
- 14) Gillett, N. P., and D. W. Thompson (2003), Simulation of recent southern hemisphere climate change, *Science*, 302, 273-275, doi:10.1126/science.1087440.
- 15) Son, S.-W., L. M. Polvani, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, R. Garcia, D. Kinnison, S. Pawson, E. Rozanov, T. G. Shepherd, K. Shibata (2008), The impact of stratospheric ozone recovery on the southern hemisphere westerly jet, *Science*, 320(5882), 1486-1489, doi:10.1126/science.1155939.

7. 国際共同研究等の状況

北京でのUniversity Allied Workshop国際会議に出席し、中緯度圏界面付近の惑星波動のモンゴル域砂漠化への影響について報告した。また、AGU meeting, Chapman会議、CAWSES 国際会議に研究室、大学院生山下陽介が出席発表した。さらに、2007年に、WMOオゾンアセスメント報告2006の出版物が印刷された。2008年度はSPARC会議に研究室、東大気候システム研究センター大学院生山下陽介が出席発表した。2009年度はIGAC-SPARC等に現環境研PD研究員の山下陽介が出席した。

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文 (査読あり) >

- 1) Yamashita, Y., T. Kuroda, and M. Takahashi (2007), Maintenance of zonal wind variability associated with the annular mode on Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16819, doi:10.1029/2007GL030069.
- 2) Iwao, K. and M. Takahashi (2008), A precipitation seesaw mode between northeast Asia and Siberia in summer caused by Rossby waves over the Eurasian continent. *J. Climate*, 21, 2401-2419.
- 3) Inoue, M. and M. Takahashi (2009), Connection between the Asian summer monsoon and stratosphere-troposphere circulation over the Asian region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87, 119-138.
- 4) H. Akiyoshi, 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, 2009
- 5) Niwano M., S. Hayashida, H. Akiyoshi, M. Takahashi (2009), Seasonal cycles of Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II near-background aerosol in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 114, D14306, doi:10.1029/2008JD009842.

<その他誌上発表 (査読なし) >

なし

(2) 口頭発表 (学会)

- 1) Yamashita, Y., K. Sakamoto, H. Akiyoshi, L. B. Zhou, T. Nagashima and M. Takahashi (2007), Solar

- cycle, QBO effect to the stratosphere and troposphere, Spring AGU/Joint Assembly 2007 Meeting. ,
- 2) Yamashita, Y., and M. Takahashi (2007), Solar cycle modulation of wave forcing over troposphere related to the annular mode over stratosphere, Chapman Conference on The Role of the Stratosphere in Climate and Climate Change.
 - 3) Yamashita, Y., and M. Takahashi (2007), Solar cycle modulation of wave forcing over troposphere related to the annular mode over stratosphere, International CAWSES Symposium.
 - 4) Yamashita, Y., H. Akiyoshi, and M. Takahashi (2008): The stratospheric and tropospheric variability around the North Pole associated with the solar cycle, JSPS 5th University Allied Workshop on Climate and Environmental Studies for Global Sustainability (UAW2008).
 - 5) Yamashita, Y., H. Akiyoshi, and M. Takahashi (2008): The stratospheric and tropospheric variability around the North Pole associated with the solar cycle and the QBO, SPARC 4th General Assembly.
 - 6) Yamashita, Y., Kei Sakamoto, Hideharu Akiyoshi, Masaaki Takahashi, Tatsuya Nagashima and L. B. Zhou (2009), Response of the CCSR/NIES chemistry-climate model to the solar cycle and volcanic aerosol during 1980-2000, CCMVal 2009 Workshop.
 - 7) Yamashita, Y., Kei Sakamoto, Hideharu Akiyoshi, Masaaki Takahashi, Tatsuya Nagashima and L. B. Zhou (2009), The stratospheric response to the 11-year solar cycle, The University Allied Workshop on Climate and Environmental Changes (UAW2009).
 - 8) Yamashita, Y., Kei Sakamoto, Hideharu Akiyoshi, Masaaki Takahashi, Tatsuya Nagashima and L. B. Zhou (2009), The sensitivity of chemistry climate model results to the solar cycle and volcanic aerosol during 1980-2000, MOCA-09, the IAMAS/IAPSO/IACS 2009 Joint Assembly.
 - 9) Yamashita, Y., Kei Sakamoto, Hideharu Akiyoshi, Masaaki Takahashi, Tatsuya Nagashima and L. B. Zhou (2009), Ozone and temperature response of a chemistry climate model to the solar cycle, volcanic aerosol, sea surface temperature, and QBO, IGAC-SPARC Joint Workshop.
 - 10) Yamashita, Y., Kei Sakamoto, Hideharu Akiyoshi, Masaaki Takahashi, Tatsuya Nagashima and L. B. Zhou (2010), The response of lower stratospheric ozone concentration and temperature to the 11-year solar cycle calculated by the CCSR/NIES CCM, SOLARIS Workshop.

(3) 出願特許

なし

(4) シンポジウム、セミナーの開催（主催のもの）

なし

(5) マスコミ等への公表・報道等

なし

(6) その他

なし