

101 : 108 : 306 : 401 (成層圏対流圏結合 ; 太陽活動 ; 気候変動)

### 3. 成層圏－対流圏力学結合

黒田 友二\*

#### 1. はじめに

対流圏の上部に広がる成層圏が対流圏に対して大きな影響を及ぼしているということが強く認識されるようになったのはそんなに古いことではない。何しろ、成層圏に存在する大気の質量は対流圏の1/5程度ではないのである。従って、かつては対流圏で作られた波動が上部にある成層圏に伝播し、成層圏の変動を作っている、即ち成層圏は対流圏の完全なる「奴隸」であるという見方が非常に一般的であった。Boville

(1984) や Kodera *et al.* (1990) らによる、成層圏から対流圏への変動伝播に関する先駆的研究もあったが、あまり注目されることは無かった。このような流れが大きく動ききっかけとなったのが、いわゆる北極振動というパラダイムの登場であった (Thompson and Wallace 1998)。これは大気が極域に溜まっている状態と中高緯度帯に環状に溜まっている状態が時間的に交互に変動するという見方だが、このような変動は対流圏と成層圏相互変動としてそれまでに抽出されていたもの (Baldwin *et al.* 1994; Perlwitz and Graf 1995) と類似していたので、北極振動研究は必然的に対流圏成層圏の変動に関する研究へと広がることと

\* 気象研究所気候研究部。

© 2012 日本気象学会

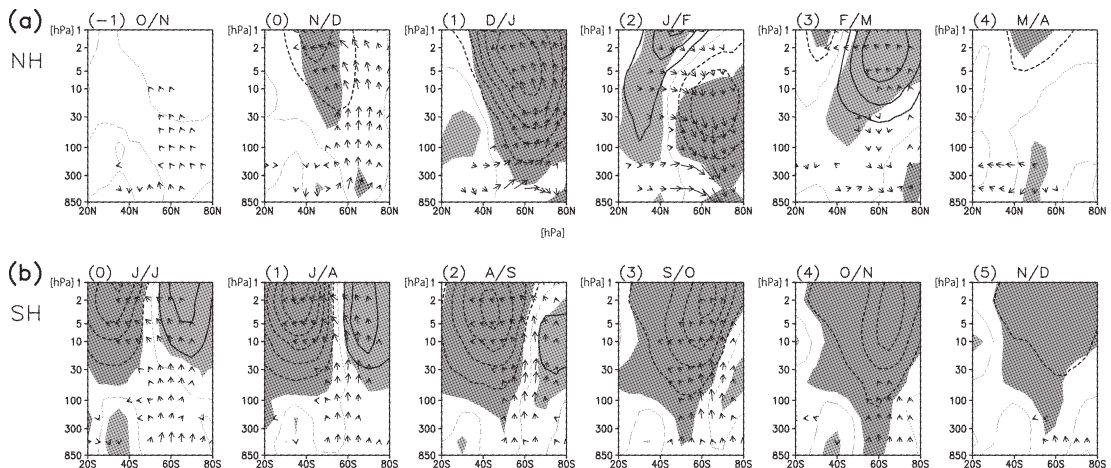
なった。それ以来数多くの研究がなされ対流圏成層圏の力学的結合に関して理解が格段に進むようになってきた(藤原・山崎 2007参照)。

本報告では、これまでになされてきた、対流圏成層圏間の力学的結合に関する最近の研究の進展を踏まえ、現時点での成果を主に筆者が行ってきた研究の視点からまとめてみた。以下ではいくつかの典型的トピックに絞って詳述した。取り上げた話題は、第2節では、冬季の成層圏対流圏の数ヶ月変動を、第3節では、太陽活動と対流圏成層圏結合の関係、第4節は、季節予報に対して対流圏成層圏結合の果たす役割である。さらに第5節ではそれらを総括すると共に今後の研究課題について考察した。

## 2. 冬季の成層圏対流圏の数ヶ月変動

対流圏の変動が成層圏へ伝播する波動の活動を通して成層圏の変動を作り出していることはかねてより良く知られている。これに対して、反対に成層圏の変動が対流圏の変動を作り出しているというのは比較的最近見出された視点である。しかし、何れの場合でも波動の上方伝播と東西風との関係性というものがキーとなる概念であると言えるだろう。そこで、対流圏から成層圏へと伝播していく波動の活動と対流圏成層圏における帯状平均東西風との関係性が統計的に最も強くなる変動を取り出すことを考える。第1図は南北両半

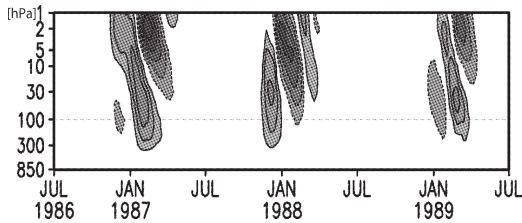
球の冬季において最も卓越する月平均スケールの変動を、帯状平均東西風とE-Pフラックスの鉛直成分の間の特異値分解の手法を用いて統計的に抽出したものであり、上段が北半球冬季の、下段が南半球冬季の卓越変動を表している(Kuroda and Kodera 2001)。この図を見ると、南北両半球ともに冬季の卓越変動というものは成層圏のみに存在しているものではなく、最初の変動は成層圏にあるにしても時間と共に変動が増幅し、極域へ移動すると共に対流圏へと下降するような変動を示していることが分かる。特に、北半球冬季の卓越変動は、ほぼ1月前後に対流圏まで下りてくる変動を示すが各年で下降月が前後する。それに対して、南半球冬季の変動は月にほぼ固定され、対流圏には11月頃に下りてくる長寿命の変動であることが分かる。このような時空間変動は極夜ジェット振動(PJO)とよばれている。なお、成層圏の変動が対流圏に降りてきて、対流圏成層圏結合が最も強まる時期である北半球では12~3月頃、南半球で11月前後のことをアクティブシーズンとよんでいる(Thompson and Wallace 1998)。このような変動は東西風や波の伝播に対してのみ見られる訳ではない。実際、温度風の関係を考えるならば変動は温度場や高度場に対しても見られるはずである。また、上述の変動は多数の冬季から統計的に抽出したものであるが、事例の中には統計を介せずしてそのままで明瞭に変動が見られる時



第1図 帯状平均東西風とE-Pフラックス鉛直成分の(a)北半球、(b)南半球におけるE-SVD第一モードのヘテロ回帰図。コンターは帯状平均東西風を矢印はE-Pフラックスを表す。図上の数字はラグ月を表し、イニシャルは対応する実際の月を表す。影は東西風の相関値が95%で有意な領域を表す。コンター間隔は $2 \text{ ms}^{-1}$ で破線は負の値を表している。E-Pフラックスは気圧の逆数のルートでスケールされている(Kuroda and Kodera 2001より)。

もある。例えば、第2図では1987年から1989年までの30日移動平均した北半球の極点温度偏差を示す。図から、極域の温度偏差が上部成層圏から下部成層圏へと冬季に限るものの準振動的に次々と下降して来ている様子が良く見える。

この図を見ると、あたかも変動の原因が大気上部や大気外にあり、そういった信号が対流圏へと大気圏を下降伝播しているように見える。しかしそのような素

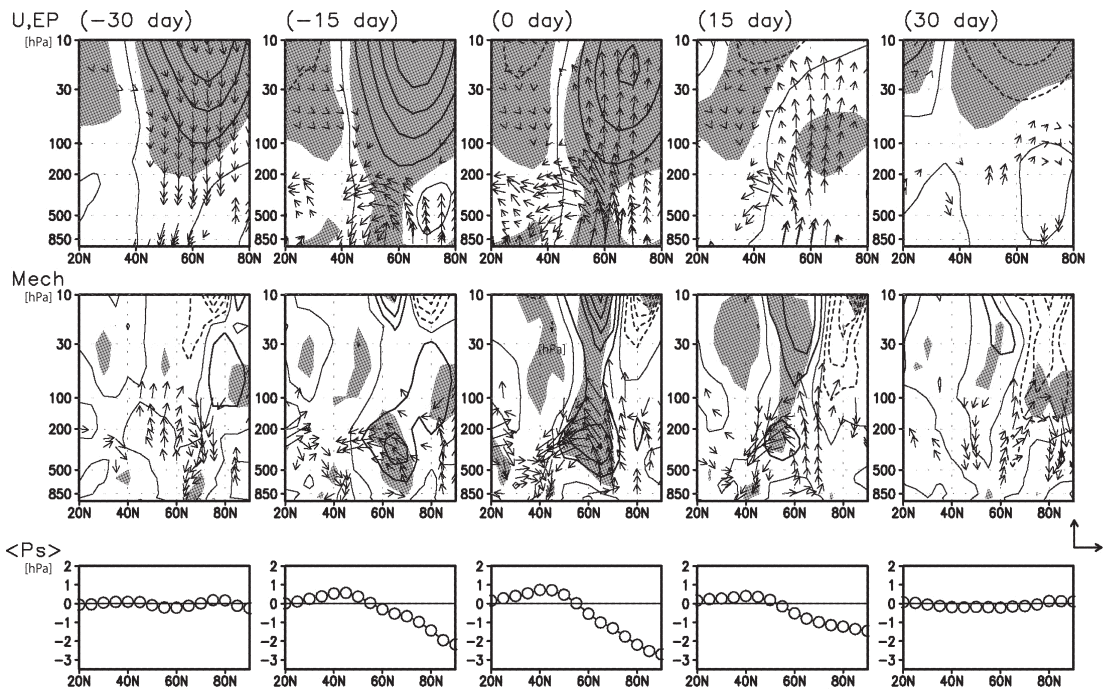


第2図 30日移動平均した1987年から1989年までの北半球極点の温度偏差。コンター間隔は5 K (Kuroda and Kodera 2001より)。

朴な見方は必ずしも正しくない。実際、かつて赤道準二年振動 (QBO) が発見された時にもこのような理由でその生成原因は当初大気上部に求められたが、現在では、その原因が赤道域を起源とする波動によることが知られている。

では、この変動はどのようにして形成されているのだろうか？ そのことを調べるために、まずE-Pフラックスとその収束の時間変化を調べた (図略)。その結果、成層圏の平均東西風の時間変化はE-Pフラックスと収束の時間変化とよく対応していることが分かった。このことは、成層圏での基本場は、概ね波平均流相互作用で作られていることを示している。しかし対流圏においてはこのような対応は良くない。それは、そもそも変換オイラー方程式系において、加速度は境界の近くでは境界条件の影響を強く受けてしまい、E-Pフラックス収束と平均流加速の局所的対応関係が破れてしまうからである (Haynes and Shepherd 1989)。

そこで、場の形成過程をより詳細に調べるために、



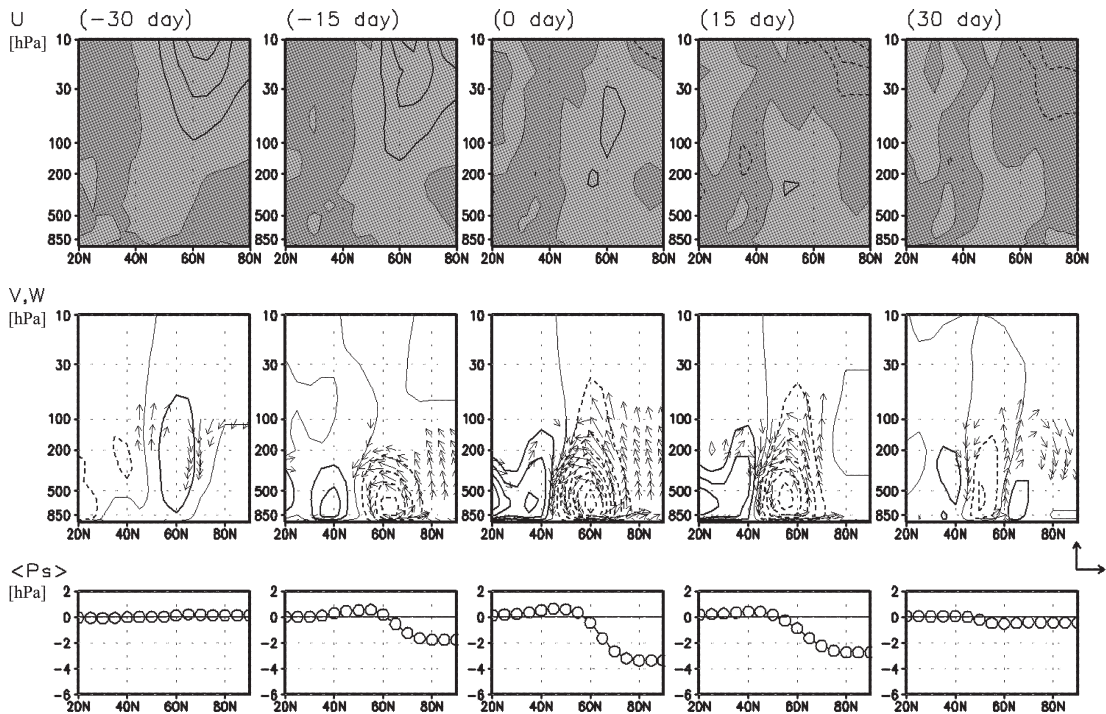
第3図 PC1による带状平均東西風とE-Pフラックス (上段)、運動量加速と子午面循環 (中段)、带状平均海面気圧 (下段) のラグ回帰図。コンター間隔は、東西風は  $2 \text{ ms}^{-1}$ 、運動量強制は  $0.2 \text{ ms}^{-1} \text{ day}^{-1}$ 、E-Pフラックスは気圧の逆数でスケールして表示している。中段の矢は子午面流であり、参照矢羽根の水平成分 (鉛直成分) は  $6 \times 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$  ( $3 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ )。地表面気圧偏差の単位は hPa (Kuroda and Kodera 2004より)。

変換オイラー方程式系ではなくて、境界条件を自明に与えることができるオイラー方程式系を用い、さらに観測されたオイラー場の波強制から、それによって誘起される子午面循環を球面準地衡風モデルを用いて求めた (Kuroda and Kodera 2004). 他方、平均流に対する加速はオイラー平均方程式から求めた。これらを時間積分することにより、子午面循環と東西平均場の時間変化が求められる。第3図は、(第2図のような)観測された極点温度の第一主成分時係数 (PCI) のラグ回帰解析から求められた東西風、子午面循環、地表面気圧の時間変化であり、丁度成層圏の変動が対流圏に下りてきて北極振動の変動を作り出す時期を見ていることに相当する。それに対し、第4図は第3図の中で得られたオイラー平均場の波強制から子午面循環と平均場の加速量を求め、それを単純な地表面摩擦と成層圏での放射緩和を入れたモデルを使って、-35日目を初期値として時間積分して求めた東西風、子午面循環、地表面気圧である。

結果を見ると、単純なモデルにも関わらずそこそこ

観測とよく似た、東西風、子午面循環、地表面気圧の時間変化が得られていることが分かる。ここで仮定したのは、観測された(ゆっくり)時間変化する波強制だけだから、東西風、子午面循環、地表面気圧はオイラー平均方程式を通じて波平均流相互作用と子午面循環によって形成されている。特に、各要素のみを与えた診断的解析から、地表面気圧変化は概ね波強制の作る子午面循環がその形成の主役であることが分かる。また、波強制の存在する場所が対流圏か成層圏かで分けることによって、どこのあるいはどのような(波数別、あるいは熱強制か運動量強制かなど)波強制が起きているかということも診断することもできる。このような解析から、例えば地表面気圧変化については、成層圏にある波強制が40%も寄与していること、また波数別でいうと波数1の波が65%もの寄与をしていることが分かった。

以上から、PJOに伴う成層圏の変動が対流圏へと伝播するメカニズムについては次のようになっていると考えられる：①対流圏から成層圏へと伝播していく



第4図 オイラー平均モデルを観測された波強制を与えながら時間積分して得られた帯状平均東西風(上段)、子午面循環(中段)、地表面気圧偏差(下段)。コンター間隔は東西風が  $2 \text{ ms}^{-1}$ 、質量流線関数が  $5 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ 、また破線は負を表す。矢は子午面流であり、参照矢羽の水平成分(鉛直成分)は  $6 \times 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$  ( $3 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ )。地表面気圧偏差の単位は hPa (Kuroda and Kodera 2004より)。

プラネタリー波が成層圏の平均東西風を感じながら上方へ伝播していく。②成層圏にて平均東西風と波平均流相互作用が起きる。③相互作用の結果、平均東西風が変化し、またその結果波伝播経路や波平均流相互作用の具合も変化する。④QBOとある意味類似的に、プラネタリー波の伝播経路を逆行するかのように平均東西風が変化していく。⑤その結果平均東西風は極向き下向きにゆっくりと伝播していく。⑥成層圏最下層まで信号が下りると、そこからは波強制の作る対流圏の子午面循環によって信号は一気に対流圏最下層まで伝播する。⑦最下層での下降流は地表面気圧変化を作り、これが北極振動、または環状モード信号として現れる。

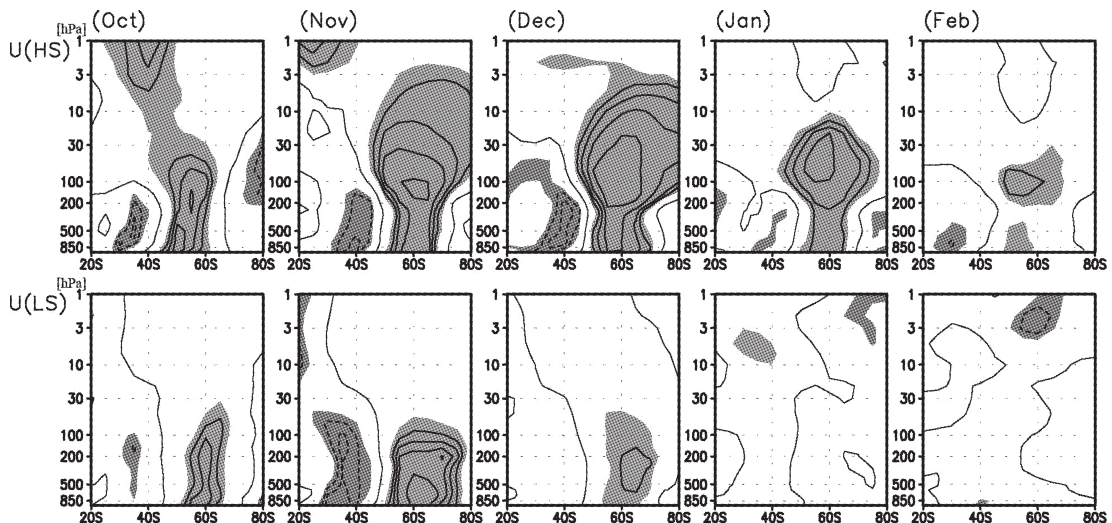
### 3. 太陽活動と成層圏対流圏結合の関係

気候システムには、太陽活動、あるいは火山噴火のように、大気系に対して外部から働いてくるものも存在している。特に本節では、対流圏成層圏の力学的上下結合過程が太陽活動に対する大気の応答に対して果たす役割について考察してみることにする。

第5図は10/11月平均の南半球環状モード (Southern Annular Mode (SAM)) 指数と帯状平均東西風の相関を、太陽活動の高い時期 (上図: HS) と低い時期 (下図: LS) に分けて計算したものである (Kuroda and Kodera 2005)。なお、太陽活動は波長

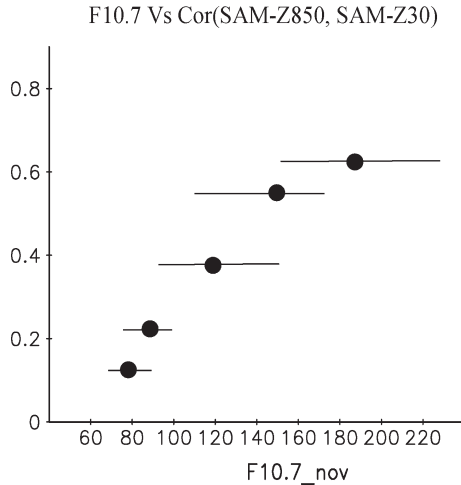
10.7cmの電波強度 (F10.7) で計っている。図から分かるように、HSには信号は上部成層圏まで伸びると共に引き続く夏季にまで信号が持続している。それに対し、LSでは、信号の伸びは小さく、持続性も悪い。このように、太陽活動の強弱に伴ってSAM信号と関連する変動が大きく変わってくるのが観測データの解析から分かっている。なお、太陽活動の変化に伴う太陽全放射エネルギーは0.1%程度と非常に小さいが、紫外線域であれば、数%程度にもなるということから、紫外線域の活動などがこのようなSAM信号変調の原因として考えられる。

ところで、太陽活動によってSAM信号の伸び方が違うということは一体何を意味しているのであろうか。SAMというのは地表付近の極域と高緯度帯の気圧のシーソー的変動を表しているのであるから、信号が伸びるということは地表と上部成層圏の変動が同期して変動する傾向があるということであると考えられる。そこで、成層圏のSAM的変動を抽出するために成層圏のSAMを30hPa面上の年々変動から定義し、これをStratospheric Southern Annular Mode (S-SAM) と称することにする。11月の空間パターンは名前の通り環状であった。11月のS-SAMとSAMの時係数の相関を計算して見るとたしかに太陽活動が高い時期は0.58と大きく、低い時期は0.43と小さいことが分かった。しかし、この計算は太陽活動で全年を2



第5図 太陽活動の高い場合 (上図) と低い場合 (下図) の10/11月平均のSAM指数を基準にした、10月から2月までの帯状平均東西風に対する相関。コンター間隔は0.1でコンターは0.5以上に引いてある。陰は0.4以上。破線は負の値を表わす (Kuroda and Kodera 2005より)。

分割しただけのものであった。そこで、太陽活動と S-SAM と SAM の時係数の相関の関係をもっと細かく見るために、全33年を太陽活動強度順に11年ごとに分け、そのグループで相関を計算した。また、グループとしては重複してしまうが、境界の11年でも同様の



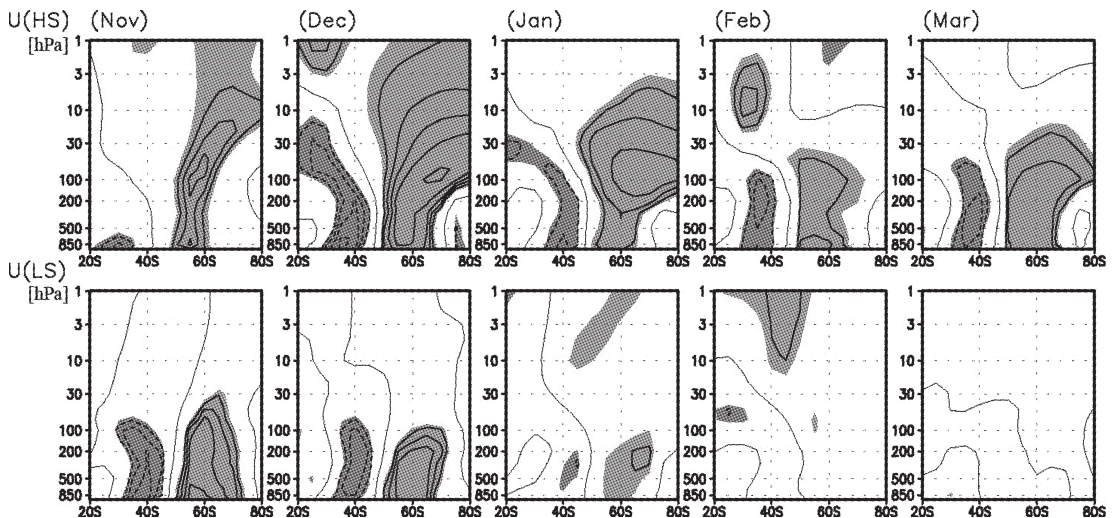
第6図 南半球11月平均30hPaで定義されたS-SAM指数と850hPaで定義されたSAM指数の相関と11月平均F10.7指数の散布図。黒丸は平均F10.7、横棒はグループ間のF10.7の範囲(Kuroda *et al.* 2007より)。

計算をした(Kuroda *et al.* 2007)。その結果を第6図に示す。なお、横棒はグループメンバーのF10.7の範囲を示し、縦軸がS-SAMとSAMの時係数の相関を示す。

図から、S-SAMで定義される成層圏の主要変動とSAMで定義される対流圏下層の主要変動間の相関は、太陽活動が高いほど高くなる傾向があることが見て取れる。即ち、対流圏成層圏結合の強度は太陽活動が高いほど強まる傾向がある。

上述の解析結果はとても興味深い。このような関係が本当に純粋に太陽活動だけから来ているのかという疑問がある。観測データを太陽活動指数F10.7で分けているのだが、見えている効果が実際は(例えば海洋など)全然別の所から来ている可能性を除去できない。そこで、理想化実験として下部境界条件を気候値海面水温にした気象研究所の化学気候モデルを、紫外線強度のみを高太陽活動期と低太陽活動期の値に固定して、同一の初期値から20年走らせてその結果を解析した(Kuroda and Shibata 2006)。

第7図はそのようにして得られたランのSAM指数と帯状平均東西風の相関を比較したものである。なお、このモデルは気候値としての極渦の崩壊期が観測より1ヶ月程度遅れるバイアスがあるので、それに応じて基準となる指数を観測より1ヶ月遅らせた11/12月平均のSAM指数を用いている。図から、化学気候



第7図 高紫外線ラン(上図)と低紫外線ラン(下図)について、11/12月平均のSAM指数を基準にした、11月から3月までの帯状平均東西風に対する相関。影は0.44(95%有意)以上、コンターは0.5以上に施している(Kuroda and Shibata 2006より)。

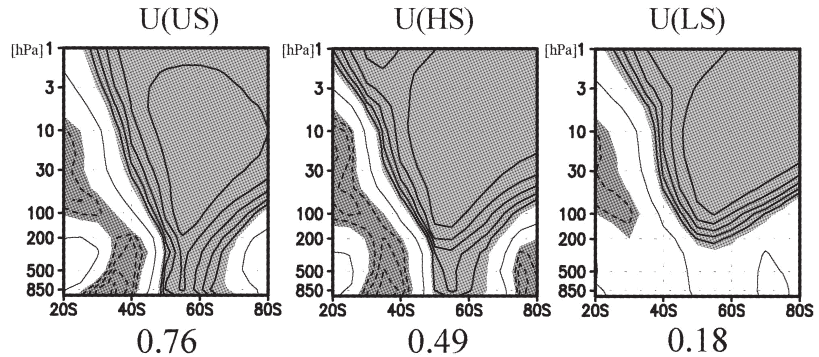
モデルを用いても観測と同様に、紫外線強度が強い場合には SAM 信号が上部成層圏まで伸びると共に引き続く夏季にまで持続していることが分かった。

そこで、第6図で得られた、紫外線強度と対流圏成層圏結合強度の関係がモデルでも成り立つか調べるために、紫外線強度を高太陽活動期の状態より、さらに現実の比率だけ高めたランも実行し、都合3本のランについて12月の S-SAM

指数と帯状平均東西風の相関、および SAM 指数との相関を計算した(第8図)。その結果、紫外線強度と共に対流圏成層圏結合強度が強まる関係がうまくモデルで再現されていることが分かった(Kuroda *et al.* 2007)。

では、どのようなメカニズムで紫外線強度の強弱が対流圏成層圏結合強度をコントロールしているのだろうか？ この辺については未だ良く分かっていないのだが、これまでの研究から紫外線とオゾンの存在が本質的であろうと考えている。即ち、太陽活動の強弱は成層圏オゾンの濃度を平均的に数%のオーダーで変化させている。太陽活動が高く紫外線強度が強い時期ほど成層圏のオゾンの濃度も高くなるのである。しかし、そのようなオゾン場の環境中をプラネタリー波が伝播する場合にはプラネタリー波が増幅伝播することにより、波平均流相互作用が紫外線とオゾンの効果で変調(強化)させられるのではないかと考えられる。

さらに、成層圏のオゾンは晩冬季の上下結合を変化させるだけでなく、第5図、第7図で見たように、高太陽活動期には成層圏でのメモリーの役割をも果たし、引き続き夏季の成層圏信号を作り出していると考えられる(Kuroda and Kodera 2005; Kuroda and Shibata 2006)。即ち、高太陽活動期に晩冬季の SAM が正だった場合には、成層圏のオゾンは子午面循環の弱化によって有意に減り、それがメモリーとなって引き続き夏季でも負のオゾンアノマリーが引き継がれるのである。しかし、オゾンは成層圏の熱源ゆえ、この負のオゾンアノマリーは負の温度アノマリーを作り出



第8図 紫外線強度のみを変化させた化学気候モデルによる20年ランにおける、12月の S-SAM 指数と帯状平均東西風の相関。影は0.44 (95%有意)以上、コンターは0.5以上に施している。左ほど紫外線強度を強めているラン。また図下の数字は S-SAM 指数と SAM 指数の相関を示す(Kuroda *et al.* 2007より)。

すことになる。そしてこのような低温が夏季の環状モードの極性を有意に正にするように働くことになると考えられるのである(Kuroda *et al.* 2008)。

さて、一般に対流圏成層圏の力学的上下結合という対流圏起源のプラネタリー波が成層圏深く入り込む冬季でのみ起きることと思われがちである。しかし、ここで見たように、オゾンを介した成層圏の変化では夏季の対流圏成層圏の結合過程を変化させ、結果として成層圏が対流圏に影響を及ぼすと考えられる。これまでの話は南半球の晩冬から夏季についてのことであったが、実は同様の現象は北半球の冬季から夏季に対しても見出されている(Kodera 2002; Ogi *et al.* 2003; Kuroda *et al.* 2008)。

最近 Nakamura *et al.* (2009) は上述した太陽活動に伴うオゾン変化に限らず、様々な理由によって存在している夏季成層圏のオゾンの年々変動は、子午面循環を介して対流圏の温度場等の気候変化を引き起こしていることをデータの解析と化学気候モデルの数値実験によって示している。特に、このように化学を介した成層圏と対流圏の力学的結合が冬季のみならず、一般に夏季においてさえも働くという視点はきわめて重要であると考えられる。

#### 4. 季節予報に対して果たす役割

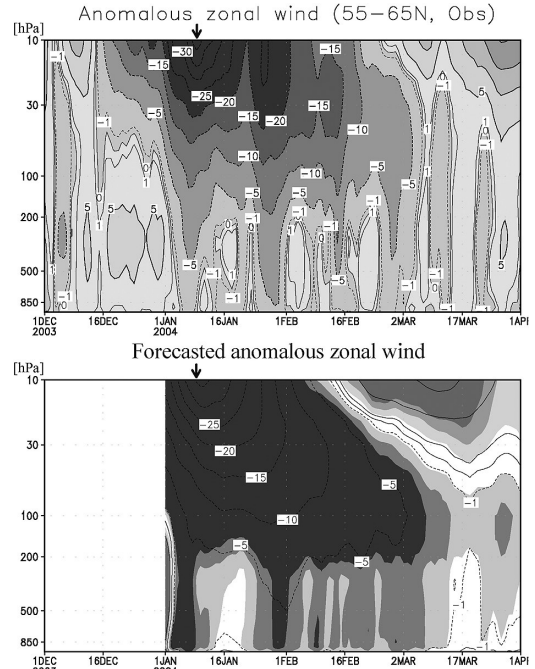
対流圏と成層圏の力学的結合、特に成層圏が対流圏気候に果たす役割に関して Baldwin and Dunkerton (2001) は、過去の大きな成層圏突然昇温(Stratospheric Sudden Warming (SSW))と極渦強化

(Vortex Intensification (VI)) についてのコンボジット解析を行い、SSWまたはVI発生後、おおよそ2ヶ月間は対流圏の環状モードが負または正になりやすくなることを示した。そこで、もし成層圏過程がこのように対流圏成層圏結合を通じて対流圏に対して一定の影響を及ぼすとすれば、成層圏は季節予報程度の時間スケールでも一定の役割を果たす筈である。そこで、その観点で成層圏突然昇温前を初期値とした予測可能性実験を行い成層圏の役割を調べた。実際に各年の大規模SSW前を初期値として季節予報を実行したが、大規模SSWが発生した事例すべてで季節予報がよくなるとは限らなかった。しかし、2004年1月に発生した大規模SSW前を初期値とした季節予報では成層圏の役割が良く分かる結果が出たのでこれを紹介することにする。

第9図の下図は、2003年12月27日06Zから2004年1月1日00Zの6時間ごとに初期値をずらした20個のランで季節予報を行ったときのアンサンブル予報の結果である。ここで、図は北緯60度の緯度円に沿った東西風の気候値からの偏差を示しており、コンターは平均を、影はアンサンブルメンバーの偏りから求められた平均値の統計的有意性を示している。なお、上図は同時期の観測の偏差である。

図からこの予報ではBaldwin and Dunkerton (2001) の結果と整合的にSSW後に対流圏環状モードが数ヶ月にわたり負になる傾向があることをよく予報していることが分かる。また、信号伝播が、成層圏では下部成層圏までゆっくりと時間をかけて伝播し、さらにその後の対流圏への信号伝播は下部成層圏からほぼ時間差なしに一気に降りてきていることが分かる。この状況は2節で記述したPJOの信号伝播の状況とほぼ同じであり、予測可能性の信号自体もPJOに付随して伝播していることを示唆している。

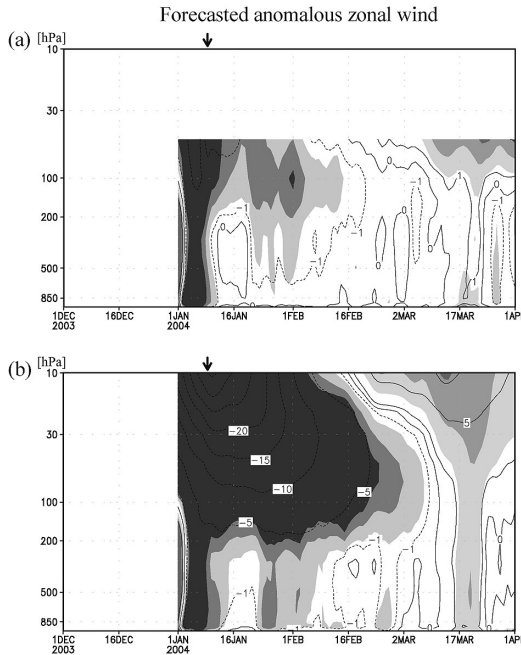
さて、ここで見たような長期間にわたる予測可能性は成層圏突然昇温とそれに引き続く一連の気候変化に因っていると考えられるが、その効果を除去するためにモデル上部の層を除去したモデルで同様の予測実験を行ってみた。ここではモデル面のトップを40hPaとしたので、それ以上の力学を表現していないということになる。そのモデルによる予測結果を第10図aに示す。積分開始から2週間程度の予測可能性は元のものとはほぼ変わらないが長時間後の予測可能性は完全になくなっていく。ところで、季節予報に寄与する因子としては成層圏過程のほかに、陸面過程や海面水温



第9図 2003年12月1日から2004年4月1日までの観測された東西風の偏差(上図)と2003年12月27日06Zから2004年1月1日00Zを初期値とするランのアンサンブル平均(下図)。コンターは0と $\pm 1 \text{ ms}^{-1}$ の他は、 $\pm 5 \text{ ms}^{-1}$ から $5 \text{ ms}^{-1}$ 間隔で示している。下図では薄い影は95%、中間の影は99.9%、濃い影はほぼ100%有意な領域(ステューデントの*t*が2, 4, 6以上の領域)を示している。また、矢は東西風で見た観測データでの突然昇温のピーク日を表している(Kuroda 2008より)。

など下部境界のゆっくり変化する因子も考えられる。本モデルでは海面水温については初期の偏差場を積分期間中仮定しているが、土壌水分についてはモデル中で計算している。そこで、成層圏過程による寄与のみを残し、下部境界からの効果を除去するために、初期値の海面水温を気候値に固定し、また土壌水分についても初期値は気候値に設定した。この予測実験の結果を第10図bに与えた。確かに成層圏での予測可能性はあまり変化していないが対流圏では予測可能性が随分小さくなってしまった。しかし、それでも成層圏を除去し、下部境界の効果を残した第10図aの実験よりはまだ成績が良い。この成績は成層圏対流圏の結合過程から来ているので季節予報についてもそれなりの





第10図 第9図下と同様。但し、成層圏を除去したモデルでの結果(上図)と標準モデルで海面水温および土壌水分を気候値に設定したアンサンブルランの結果(下図)(Kuroda 2008より)。

インパクトが存在する場合があることが分かる。

但し、注意することは、当然のことであるが何時如何なる場合でも対流圏成層圏結合過程が季節予報に対し最も重要な役割を果たすと言う訳ではないだろう。

上述の事例は、冬季のある種のSSWに対して、予測可能性の観点から成層圏過程が非常に重要になることを示したのであった。この冬のようにPJOが卓越した事例としては2006年の冬季もあったが、この年でも2004年と同様にSSWをキーとして非常に長い予測可能性が得られた。それに対して、2003年や2009年の冬季のように成層圏で卓越する変動がPJO的ではなかった冬季においては、SSWをキーとした非常に長い予測可能性は見出されなかった。

これらの事例経験から、予測可能性の高さはこれから始まる冬季がPJO的であるかどうかも含め、SSW発生の1週間程度前から見積もることが可能であろうと思われる。

## 5. まとめと考察

この解説ではこれまでに、対流圏成層圏の冬季の季

節内スケールの変動である、極夜ジェット振動(PJO)、太陽活動に伴う南半球晩冬季の対流圏成層圏結合の変化、そして北半球冬季の成層圏突然昇温をキーとする季節予報に対しての対流圏成層圏結合の役割について、少し詳しく見てみた。これらは対流圏成層圏結合過程が典型的に現れる事例であり、冬季の気候形成過程について重要な役割を果たしていると考えられる。

本解説で例として出した現象の素過程の説明は、主に波動平均流相互作用と子午面循環のみを材料として、対流圏成層圏の力学的結合過程を説明してきたが、これまでなされた成層圏と対流圏の結合に関する研究のメカニズム解釈で用いられてきたプロセスはもっと幅広い。今までの研究で提唱されている対流圏が成層圏の影響を受けるとする主なメカニズムは以下の通り：①波伝播と波平均流相互作用による作用中心域の極向き下向き伝播(Kuroda and Kodera 1999; Christiansen 2001; Baldwin and Dunkerton 2001など)、②成層圏のポテンシャル渦度分布に対する対流圏の調節効果(Ambaum and Hoskins 2002; Black 2002など)、③成層圏にある強制力からのダウンワードコントロール効果(Haynes *et al.* 1991など)、④場が時間的に帯状平均化していく作用が対流圏へと下降伝播する(Limpasuvan *et al.* 2004など)、⑤成層圏へ伝播するプラネタリー波が下方反射される(Perlwitz and Harnik 2003)、⑥成層圏の非断熱強制や波強制が作り出す子午面循環による下方伝播(Thompson *et al.* 2006)、などが考えられている。但し、これらはお互いにすべて独立なメカニズムという訳ではなくて、幾つかの着目点の視点で纏めた互いにある程度重複のある「メカニズム」と考えるべきである。これらのいくつかは10年規模変動や地球温暖化のトレンドのような非常に長い時間スケールで、また、幾つかは成層圏突然昇温のような比較的短時間の時間スケールなどに対しての力学的上下結合過程の説明として考えられている。

これまででは、成層圏対流圏の力学的結合というプロセスはそれほど注目されてこなかった。しかし、これからより高度な季節予報モデルを開発し、またより精密な将来の気候変化を行い、またより正しく太陽活動や火山噴火等の外力に対する応答などを考えていく際には、成層圏対流圏の力学的結合という視点は化学の効果も含めて、より重要度を増してくるものと考えられる。この分野の一層の研究の発展が望まれるとこ

ろである。

### 謝 辞

この小文をお読み下さり貴重なコメントを頂いた、向川 均、山崎孝治、柴田清孝の各氏に感謝したい。

### 参 考 文 献

- Ambaum, M. H. P. and B. J. Hoskins, 2002: The NAO troposphere-stratosphere connection. *J. Climate*, **15**, 1969-1978.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.
- Baldwin, M. P., X. Cheng and T. J. Dunkerton, 1994: Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1141-1144.
- Black, R. X., 2002: Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic oscillation. *J. Climate*, **15**, 268-277.
- Boville, B. A., 1984: The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1132-1142.
- Christiansen, B., 2001: Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27307-27322.
- 藤原正智, 山崎孝治, 2007: 成層圏対流圏結合. *天気*, **54**, 597-600.
- Haynes, P. H. and T. G. Shepherd, 1989: The importance of surface pressure changes in the response of the atmosphere to zonally-symmetric thermal and mechanical forcing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 1181-1208.
- Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd and K. P. Shine, 1991: On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651-678.
- Kodera, K., 2002: Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1218, doi:10.1029/2001GL014557.
- Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba and K. Shibata, 1990: Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1263-1266.
- Kuroda, Y., 2008: Role of the stratosphere on the predictability of medium-range weather forecast: A case study of winter 2003-2004. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L19701, doi:10.1029/2008GL034902.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 1999: Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2375-2378.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 2001: Variability of the polar night jet in the Northern and Southern Hemispheres. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20703-20713.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 2004: Role of the Polar-night Jet Oscillation on the formation of the Arctic Oscillation in the Northern Hemisphere winter. *J. Geophys. Res.*, **109**, D11112, doi:10.1029/2003JD004123.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 2005: Solar cycle modulation of the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13802, doi:10.1029/2005GL022516.
- Kuroda, Y. and K. Shibata, 2006: Simulation of solar-cycle modulation of the Southern Annular Mode using a chemistry-climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05703, doi:10.1029/2005GL025095.
- Kuroda, Y., M. Deushi and K. Shibata, 2007: Role of solar activity in the troposphere-stratosphere coupling in the Southern Hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21704, doi:10.1029/2007GL030983.
- Kuroda, Y., K. Yamazaki and K. Shibata, 2008: Role of ozone in the solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14122, doi:10.1029/2007JD009336.
- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson and D. L. Hartmann, 2004: The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Climate*, **17**, 2584-2596.
- 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.
- Ogi, M., K. Yamazaki and Y. Tachibana, 2003: Solar cycle modulation of the seasonal linkage of the North Atlantic Oscillation (NAO). *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2170, doi:10.1029/2003GL018545.
- Perlwitz, J. and H.-F. Graf, 1995: The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter. *J. Climate*, **8**, 2281-2295.
- Perlwitz, J. and N. Harnik, 2003: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Climate*, **16**, 3011-3026.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic

- oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Thompson, D. W. J., J. C. Furtado and T. G. Shepherd, 2006: On the tropospheric response to anomalous stratospheric wave drag and radiative heating. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2616-2629.
-