

成層圏対流圏結合*

藤原正智**・山崎孝治**

1. はじめに

成層圏と対流圏は大気安定度、支配的な大気擾乱、鍵となる微量成分などが異なり、第ゼロ近似では独立の力学・化学・微物理・放射過程により支配されている。しかし、両圏の間には活発な相互作用があり、それぞれに大きな影響を与えていることもまた事実であり、科学的に大変魅力的な問題が数多く存在している。

成層圏内では、大気およびオゾンなどの微量成分が数年以上をかけて、熱帯で上昇し中緯度を経て高緯度で下降する、という形で循環している¹⁾。水蒸気やオゾンの分布の特徴からこの平均子午面循環の存在を見抜いた2人の研究者の名前をとって、Brewer-Dobson (BD) 循環とも呼ばれる。成層圏のBD循環は、対流圏から成層圏へ伝播したプラネタリー波や総観規模擾乱などが平均流に強制を加えることから生じる^{2,3)}。成層圏へ伝播し減衰・砕波する上記のような波動擾乱は西風を減速し、結果、極方向の流れを生じ、低緯度で上昇、高緯度で下降するBD循環が生成されるのである。BD循環に関しては、「天気」創立125周年記念解説の「中層大気」にてすでに解説されている⁴⁾。

成層圏突然昇温は、プラネタリー波が対流圏から成層圏へ伝播して、成層圏の西風を急激に減速し、BD循環を強化して、高緯度において下降流により数日で40°Cもの気温上昇をもたらす現象である^{5,6)}。また、赤道下部成層圏において、平均東西風が2年強の周期で反転する現象、準2年振動(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)は、対流圏から上方伝播する赤道波や重力波が平均風と相互作用することによって生じ

る⁷⁾。いずれの現象も対流圏が成層圏へ強い影響を与えることにより生じるものであり昔から多くの研究がある。他方、対流圏と成層圏をひとつの非線形結合システムととらえ、このシステムの内部変動と太陽活動・エルニーニョ南方振動・QBO・火山噴火・人為活動などの外力との関係を解明する、という視点も今後ますます重要になるだろう⁸⁾。

本稿では、全体像を網羅することは目指さず、幾つかの具体論を議論したい。まず山崎が近年注目されてきた中高緯度における北極振動に伴う成層圏から対流圏への力学的影響の問題について議論する。次に藤原が熱帯の対流圏界面領域における物質輸送と水蒸気除去過程という古くて新しい問題を概観する。タイトルの「成層圏対流圏結合」は力学結合の意味で使われることも多いが、ここでは物質輸送の問題にまで視野を広げる。両者を通じ、成層圏と対流圏の不思議な結びつき方と、謎解きの面白さをお伝えすることができれば幸いである。(藤原, 山崎)

2. 成層圏から対流圏への影響

10年以上前には、成層圏は対流圏のいわば“奴隸”であり対流圏から成層圏への影響はあるが成層圏から対流圏への影響はほとんどないと考えられていた。大気大循環モデルによる数値実験で成層圏の帯状平均流を人為的に変化させるとその影響が対流圏まで及ぶという研究⁹⁾や、太陽活動がオゾン加熱を通して成層圏循環を変化させ、それが対流圏へ影響するという研究¹⁰⁾があったがあまり注目されなかった感じがする。ところが、環状モード(北半球では北極振動ともいう)^{11,12)}の登場に伴い成層圏の対流圏への影響が俄然注目されるようになった。

北極振動(=北半球環状モード)は北半球の海面気圧のアイスランド低気圧を含む北極域と中緯度域(作

* Stratosphere-troposphere coupling.

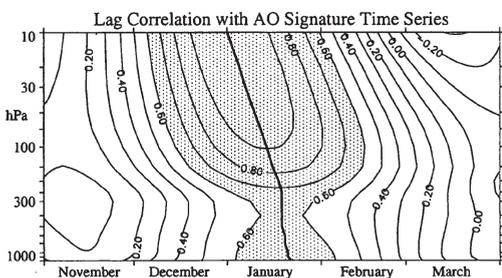
** Masatomo FUJIWARA, Koji YAMAZAKI, 北海道大学大学院地球環境科学研究院.

© 2007 日本気象学会

用中心は北大西洋と北太平洋)のシーソーの変動で、ほぼ環状であり冬期に卓越する。北大西洋域に限れば、北極振動は北大西洋振動(North Atlantic Oscillation, NAO)とほぼ同じである。北極域で海面気圧が負偏差で中緯度域で正偏差の場合、北極振動は正の位相という。北極振動が正のときは高緯度西風ジェットが強い。一方、北極振動が負のときは北極域で気圧偏差が正となり、高緯度ジェットは弱くなる。偏差ではなく実際の場で見ると、負の場合は北大西洋やアラスカでブロッキング傾向となり、極東・欧州・米国東岸ではトラフが深まり寒くなりやすい。

成層圏が西風でプラネタリー波が伝播可能な冬期には環状モードは成層圏まで伸びる。成層圏での環状モードも極渦が強いときを正とし、弱い場合(突然昇温のようなとき)を負とする。対流圏と成層圏の相互作用は冬期に強い。成層圏の変動は対流圏から伝播する波動によって駆動されるが、一方、対流圏の変動も成層圏の影響を受けることが事実として明らかになってきた。環状モードは一冬内の時間スケールで、成層圏から対流圏へ時間と共に下降しているようにみえる¹³⁾(第1図)。また、成層圏の環状モードが負のピークから2か月程度の期間、対流圏の環状モードは負になりやすくヨーロッパや日本では寒波が起こりやすい¹⁴⁾。南半球ではオゾンホールが発達および二酸化炭素濃度の増大によって晩春(10—11月)の成層圏の極渦が強まっているが、それに伴い、夏の対流圏の南半球環状モードも正のトレンドを示す¹⁵⁾。

北極振動という言葉は2005/6年の寒冬、2006/7年の暖冬の要因としてマスコミでも取り上げられ認知度は上がったが、北極振動の重要性は成層圏との相互作用、特に成層圏から対流圏への影響という側面にある



第1図 1月1日の10 hPaにおける北極振動指数と各レベルの指数とのラグ相関係数。90日ローパスフィルターデータに基づく。参考文献13のFigure 5。

と筆者は考えている。決定論的な天気予報は中緯度対流圏では大気のカオスの性質のために2週間程度が限度である。そのため、1か月以上先の長期予報では大気より長い記憶をもつ海面温度(例えばエルニーニョ)などを頼りに予報がなされてきた。ところが最近の研究によれば成層圏の状態から対流圏の長期予報が出来る可能性がでてきた¹⁴⁾。成層圏まで火山灰を吹き上げるような大規模火山噴火の直後の冬はユーラシアを中心に暖冬になる傾向があるが、これも低緯度成層圏の火山性エアロゾルによる放射加熱により成層圏の極渦が強くなり対流圏の冬の北極振動が正になるということと理解できる¹⁶⁾。成層圏・対流圏相互作用は長期予報の観点からももっと注目されてもいいと思う。

成層圏が対流圏に影響を及ぼすことは確かになってきたが、そのメカニズムについては諸説ある。波強制は平均流を変えるが、平均流は波の伝播特性を変える。このローカルな相互作用により偏差が下降するというのが1つの考え方である。いわばQBOの中高緯度版である。このメカニズムは成層圏の極夜ジェット振動(成層圏内で数か月かけて偏差が極方向・下方へ伝播する現象)¹⁷⁾を説明する。しかし、対流圏での変化は下方伝播せず同時に起こるので別のメカニズムが必要である。第2のメカニズムは成層圏の循環が変わることによりプラネタリー波が反射されるというものである¹⁸⁾。これは現象の時間スケールが短く、長期の影響は説明しにくい。第3は、成層圏での強制によって誘起される循環によるリモートな影響と考えるものである^{19,20)}。例えば、下部成層圏で突然昇温時のような西風減速の波強制があると、誘起された子午面循環は高緯度で下降し対流圏では赤道方向へ向かう。これに働くコリオリ力により対流圏高緯度の西風は減速され、極の気圧は上がる。また、突然昇温時は極域成層圏の気温は上がるので放射冷却によって徐々に冷却される。これにより極域対流圏では下降流が励起される。前者の力学的影響は比較的短期間だが後者の熱力学的効果は持続性が高い。

さらにもう1つの要因としてオゾンを通したプロセスが考えられる。極渦が弱いときは波活動が強くBD循環は強くなり、成層圏で赤道域から中高緯度へオゾンがより多く輸送される。下部成層圏のオゾンは寿命が長いので夏までオゾン偏差が残り、オゾン加熱を通して下部成層圏、ひいては対流圏まで影響する可能性がある。実際、南半球では春の南半球環状モードは太陽活動により変調を受け、太陽活動極大時には夏まで

持続する²¹⁾。このことはオゾンの光化学過程を取り込んだ化学気候モデルによって再現されている²²⁾。

一方、北半球でも冬のNAOは太陽活動による変動を受けており²³⁾、太陽活動が活発な時期は夏まで影響する²⁴⁾。1つの要因としてユーラシアの積雪が考えられるが²⁴⁾、オゾンも重要な働きをされると思われるがまだ決着をみていない。

成層圏循環の変動は対流圏から伝播する波動によって起こる。変化した成層圏循環は対流圏に影響を与える。こうして対流圏と成層圏は深く結びついているのである。(山崎)

3. 熱帯対流圏界面領域における物質輸送と水蒸気除去過程

対流圏と成層圏は、運動量だけでなく微量成分のやりとりも行っている。BD循環に伴い、熱帯で対流圏大気が成層圏へ入り、中高緯度で成層圏大気が対流圏へ入る^{1,2)}。中高緯度においては、総観規模擾乱に伴い成層圏のオゾン濃度やポテンシャル渦度が大きい空気塊が対流圏下層にまで輸送される現象、“tropopause folding” (対流圏界面褶曲) が知られている。他にも、対流圏界面構造に大きな影響を与えるブロッキング高気圧や切離低気圧の役割が議論されている。これらは、対流圏オゾンの収支を定量的に見積もる上で大変重要である。なお、実際の対流圏輸送は水平シアーを伴う移流により微細なフィラメント状の様相を呈する²⁵⁾。さらに近年では、亜熱帯領域におけるロスビー波活動に伴う双方向大気交換も詳しく調べられている²⁶⁾。

一方、熱帯においては、Brewerによる指摘¹⁾以降、定常的に最も低温である熱帯の対流圏界面において、水蒸気が除去された空気が成層圏に入り、成層圏の乾燥状態(下部・低緯度で3~4 ppmv, 上部・高緯度で5~6 ppmv)を維持していることが広く受け入れられてきた。ただし、成層圏中上部の水蒸気の約5割はメタンと水素分子の酸化を起源とするものである。成層圏のこの微量な水蒸気は、放射過程、光化学過程(HOx触媒サイクル)、微物理過程(極域成層圏雲)などを通してオゾン層と成層圏の気候を大きく左右している。近年、成層圏水蒸気濃度の数十年に渡る年1%の長期増加傾向²⁷⁾と2001年以降の減少²⁸⁾が明らかになり、成層圏の水蒸気濃度を決定する過程に関する議論が改めて活発になっている。長年の研究で見えてきたことは、熱帯対流圏界面領域において水蒸気濃度

を決める力学的要素には、BD循環の熱帯部におけるゆっくりとした上昇流、局所的な放射加熱冷却、準水平輸送、積乱雲、そして、赤道ケルビン波²⁹⁾から重力波まで大小さまざまな波動擾乱があり、それぞれがどうやら同程度の寄与をしているらしいということである。

90年代の終わり頃、熱帯対流圏界面を遷移層(Tropical Tropopause Layer, TTL)ととらえる考え方が提案された。熱帯の対流圏界面はしばしば気温極小点で定義されるが、その下方、上部対流圏においてすでに気温減率が湿潤断熱減率より小さくなっていることは古くから知られていた。積雲対流は必ずしも常に対流圏界面まで届いているわけではないのである。80年代以前には、そのような“環境場”において積乱雲が対流圏界面をオーバーシュートし(積乱雲が慣性で浮力を失う高度より高くまで到達すること)、かなとこ雲を形成することが、低温従って乾燥空気の生成、および大気の上方輸送に本質的なのではないかという議論がなされていた³⁰⁾。しかし、この、気温減率が減少を始め成層圏へとつながる領域、つまり対流圏と成層圏との「遷移領域」自体を“TTL”と呼んで積極的に注目すべきだということになったのである。熱帯対流圏界面領域の平均構造をどう理解すべきか、あるいは別の言い方をすれば、積乱雲がこの領域にどの程度の影響を与えているか、いまだにそれが問題なのである。

ただし、TTLの概念には2つの系統がある。ひとつは、惑星境界層上端の“entrainment zone”(遷移層)との類推でTTLをとらえ、ここに積乱雲がオーバーシュートしてくる点に(依然として)力点を置く立場である³¹⁾。いまひとつは、この遷移領域にはもはや積雲対流による鉛直運動はなく、水平運動とゆっくりとした上昇流のみの世界であるとみなす立場である^{32,33)}。ここ6年ほどの議論では、後者に軍配が上がっている。Fueglistalerら³⁴⁾は、全球解析データを用いて流跡線計算を行い、「成層圏に入る空気の水蒸気混合比は各流跡線の気温履歴に対する飽和水蒸気濃度の最低値に決まる」と仮定し、下部成層圏水蒸気濃度の20年間の推定値を算出した。これを人工衛星データと比較したところ、季節変動も年々変動もよく再現できた。すなわち、個々の積乱雲や雲物理の詳細を陽に考える必要がないことを示したのである。

しかし、現実にはTTLには積乱雲の影響が確かにある³⁵⁾、また、どうやら“過飽和”の状態がしばしば

ば存在しているようであるから³⁶⁾飽和水蒸気濃度値で議論することは大変気になる。さらに、TTL内にはかなり普遍的に薄い巻雲が存在していることが次第に明らかになってきており³⁷⁾、こうした氷晶粒子の雲物理的諸量が水蒸気除去効率を実際に決めているであろうし、放射過程を通して鉛直流にも大きな影響を与えている可能性が高い。従って、全球解析データを用いて“再現できた”のは偶然に過ぎないという批判もある。今後は、非静力学モデルを用いて、個々の積乱雲、あるいは組織化した積雲群がTTLに与える影響を定量的に調べる研究がひとつの鍵となりそうである³⁸⁾。その際、個々の積乱雲のオーバーシュートの有無だけでなく、重力波や大規模擾乱の励起も水蒸気濃度決定において大変重要であろう。また、過飽和度をめぐる問題、すなわち、どの程度の過飽和度がありうるのか、どの程度の時間・空間にわたってそのような過飽和状態が維持されるのか、を解明する必要もある。気温・水蒸気・氷晶粒子・エアロゾルの同時観測システムの開発が肝要なのではないかと筆者は考えている。(藤原)

参考文献

- 1) Brewer, A. W., 1949 : Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **75**, 351-363
- 2) Holton, J. R. *et al.*, 1995 : Rev. Geophys., **33**, 403-439.
- 3) Plumb, R. A., 2002 : J. Meteor. Soc. Japan, **80**, 793-809.
- 4) 佐藤 薫, 廣岡俊彦, 2007 : 天気, **54**, 399-402.
- 5) 松野太郎, 島崎達夫, 1981 : 「成層圏と中間圏の大気」, 東京大学出版会, 279pp.
- 6) 廣田 勇, 2003 : 天気, **50**, 5-15.
- 7) 高橋正明, 1995 : 天気, **42**, 69-78.
- 8) Yoden, S. *et al.*, 2002 : J. Meteor. Soc. Japan, **80**, 811-830.
- 9) Boville, B. A., 1984 : J. Atmos. Sci., **41**, 1132-1142.
- 10) Kodera, K. *et al.*, 1990 : Geophys. Res. Lett., **17**, 1263-1266.
- 11) Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998 : Geophys. Res. Lett., **25**, 1297-1300.
- 12) Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 2000 : J. Climate, **13**, 1000-1016.
- 13) Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 1999 : J. Geophys. Res., **104**, 30937-30946.
- 14) Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001 : Science, **294**, 581-584.
- 15) Thompson, D. W. J. and S. Solomon, 2002 : Science, **296**, 895-899.
- 16) Robock, A., 2000 : Rev. Geophys., **38**, 191-219.
- 17) Kuroda, Y. and K. Kodera, 1999 : Geophys. Res. Lett., **26**, 2375-2378.
- 18) Perlwitz, J. and N. Harnik, 2003 : J. Climate, **16**, 3011-3026.
- 19) Kuroda, Y. and K. Kodera, 2004 : J. Geophys. Res., **109**, D11112, doi : 10.1029/2003JD 004123.
- 20) Thompson, D. W. J. *et al.*, 2006 : J. Atmos. Sci., **63**, 2616-2629.
- 21) Kuroda, Y. and K. Kodera, 2005 : Geophys. Res. Lett., **32**, L13802, doi : 10.1029/2005GL022516.
- 22) Kuroda, Y. and K. Shibata, 2006 : Geophys. Res. Lett., **33**, L05703, doi : 10.1029/2005GL025095.
- 23) Kodera, K., 2003 : Geophys. Res. Lett., **30**, 1175, doi : 10.1029/2002GL016584.
- 24) Ogi, M. *et al.*, 2003 : Geophys. Res. Lett., **30**, 2170, doi : 10.1029/2003GL018545.
- 25) Appenzeller, C. *et al.*, 1996 : J. Geophys. Res., **101**, 1435-1456.
- 26) Scott, R. K. and J.-P. Cammas, 2002 : J. Atmos. Sci., **59**, 2347-2361.
- 27) Kley, D. *et al.*, ed., 2000 : WCRP-113, WMO/TD-No. 1043, SPARC Report No. 2, 312pp.
- 28) Randel, W. *et al.*, 2006 : J. Geophys. Res., **111**, D12312, doi : 10.1029/2005JD006744.
- 29) 藤原正智, 2001 : 天気, **48**, 801-810.
- 30) Danielsen, E. F., 1982 : Geophys. Res. Lett., **9**, 605-608.
- 31) Sherwood, S. C. and A. E. Dessler, 2001 : J. Atmos. Sci., **58**, 765-779.
- 32) Holton, J. R. and A. Gettelman, 2001 : Geophys. Res. Lett., **28**, 2799-2802.
- 33) Hatsushika, H. and K. Yamazaki, 2003 : J. Geophys. Res., **108**, 4610, doi : 10.1029/2002JD002986.
- 34) Fueglistaler, S. *et al.*, 2005 : J. Geophys. Res., **110**, D08107, doi : 10.1029/2004JD005516.
- 35) Liu, C. and E. J. Zipser, 2005 : J. Geophys. Res., **110**, D23104, doi : 10.1029/2005JD006063.
- 36) Jensen, E. J. *et al.*, 2005 : Atmos. Chem. Phys., **5**, 851-862.
- 37) Iwasaki, S. *et al.*, 2004 : Geophys. Res. Lett., **31**, doi : 10.1029/2003GL019377.
- 38) Barth, M. *et al.*, 2007 : SPARC Newsletter No. 28, 7-12.