

中層大気*

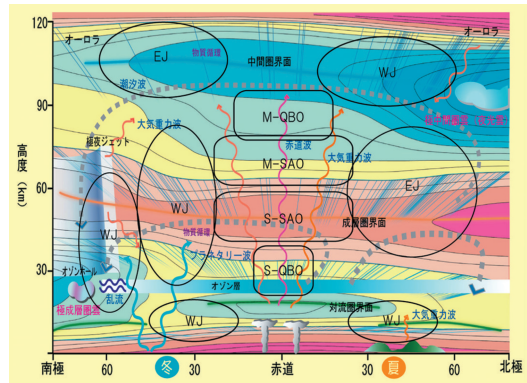
佐藤 薫**・廣岡俊彦***

1. はじめに

25年前の気象学会100周年の年は、中層大気国際共同観測計画 (Middle Atmosphere Program, 期間1982年~1985年; 略称 MAP) が始まった年である。著者達はその前後に大学院に入学したが、対流圏界面から高度110 km に及ぶ中層大気はまだ未知の領域という感じであった。当時、1970年代半ばから本格的に始まった全球的な衛星観測や、新しく京都大学に設置された MU レーダーを初めとする大型大気レーダーなどにより、中層大気の観測データが次第に蓄積されつつあった。これらのデータに基づき、1970年代後半に確立された変形オイラー平均 (TEM) 方程式系¹⁾を用いて、成層圏突然昇温、赤道域準2年周期振動 (QBO)、中間圏界面付近の弱風層など、中層大気特有の現象に対する力学的解析が盛んに行われ、同時に、TEM 方程式に基づく残差平均循環により、ラグランジュの子午面運動 (物質輸送) が議論された。また、等温位面上で渦位の分布や時間変化から、プラネタリー波の碎波とそれに伴う非線形的な物質の混合過程も示された²⁾。現在でも大学院生向けの中層大気力学の教科書として広く使われている Andrews *et al.* による教科書³⁾は、このような MAP 時代の成果を背景に出版されたものである。ここでは、MAP 以降の中層大気に関わる学問的進展をいくつかのテーマに絞り、振り返ってみたいと思う。中層大気の概略については第1図を参照していただきたい。

2. 成層圏循環とオゾンホール

まだ MAP が進行中であった1980年代半ば、南極域の春季における成層圏オゾンの減少が明らかとなった。オゾンホールと名付けられたこの現象は、極夜明けの9月から10月初めに顕著となり、通常は11月頃の極渦崩壊とともに消滅する。さらに、オゾンが大量に破壊されているのは、南緯60度付近を北限とする極渦内部であり、高度14~22 km あたりの下部成層圏域に



第1図 中層大気概念図。背景の色は7月の温度を表す (CIRA86データ)。成層圏には2細胞の、中間圏には1細胞の子午面物質循環が存在する。夏の中間圏界面付近、冬の下部成層圏には中層大気固有の雲がある。オゾンホールは7月にはまだ存在しないが、極渦の位置と対応させて描いてある。実線の楕円はジェット的位置と範囲を大まかに示す。WJ (EJ) は西 (東) 風ジェットである。赤道域には、丸い四角で囲んだ範囲に、成層圏 QBO (S-QBO)、成層圏 SAO (S-SAO)、中間圏 SAO (M-SAO)、中間圏 QBO (M-QBO) といった大規模な振動現象が存在する。ロスビー波、重力波、赤道波、潮汐波などの大気波動は、運動量や熱を運び、このような大規模な循環や振動を引き起こしている。

* Middle atmosphere.

** Kaoru SATO, 東京大学大学院理学系研究科,
kaoru@eps.s.u-tokyo.ac.jp

*** Toshihiko HIROOKA, 九州大学大学院理学研究
院, hirooka@geo.kyushu-u.ac.jp

© 2007 日本気象学会

限られることもわかった。

オゾンホールは、中層大気の研究者達に衝撃を与えた。さまざまな用途に用いられていたフロンなどのクロロフルオロカーボン類(CFCs)は、大気大循環により成層圏へと運ばれ、紫外線による光解離で塩素原子を放出しオゾン破壊する。しかしながら、下部成層圏では、塩素は不活性な物質に取り込まれているので、ここでの大規模なオゾン破壊は全く予想外のことであった。オゾンホールを扱う研究はブームのようになり、やがて、特有の化学反応に加え、成層圏の循環が重要な働きを担っていることが明らかとなった⁴⁾。

北半球の冬季成層圏では、大規模山岳や海陸分布により励起される準停滞性プラネタリー波が活発である。プラネタリー波は熱を低緯度から高緯度に運ぶので、この波動が発達すれば、高緯度は暖かく極渦が弱くなる。ところが、海洋に広く覆われている南半球ではプラネタリー波が弱いため、南極域は低温で極渦も強い。また、主にプラネタリー波が駆動するオゾン生成域の赤道域から極向きへの循環(次節参照)も弱いため、冬季の南極域は、物質的に孤立した状態となる。

南極域の冬の下部成層圏では、気温が195 K以下にならないと発生しない極成層圏雲(PSCs)という雲が出現する。塩素を含む不活性な物質は、極成層圏雲の雲粒表面での不均一反応により、オゾン破壊しやすい塩素ガスへと変わり、孤立した極渦内で冬の間にじゅう蓄積されていく。春になって極域に太陽が射し始めると、塩素ガスは容易に光解離し、遊離した塩素がオゾンをやたらと破壊する。これがオゾンホールである。結局、南北両半球の地形の違いに起因するプラネタリー波活動の違いが冬季南極成層圏に低温と物質的な孤立をもたらし、オゾンホールを出現させたのである。

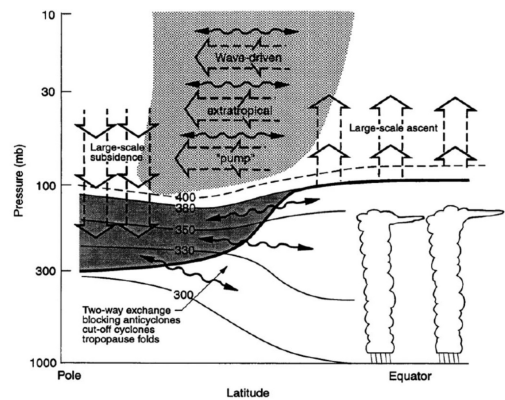
3. ダウンワード・コントロール原理

オゾンホールの発見が契機になり、中層大気の構造、組成、エネルギー収支を明らかにする目的で、Upper Atmosphere Research Satellite (上層大気観測衛星; 略称 UARS) と名付けられた衛星が1991年6月に打ち上げられた⁵⁾。得られた風や気温のデータは通常の気象観測データとともに同化され、下部中間圏約60 kmの高度にまで及ぶ高分解能気象データが作成された。これをオゾン、メタン、水蒸気など微量成分の観測結果と組み合わせ、新しい物質輸送の概念が形成された。

第2図は、地表面から高度約30 kmまでの領域に関

する子午面内物質輸送の模式図である⁶⁾。図の中ほどを横切る太い実線は対流圏界面を表し、細い実線は等温位線である。矢印は空気塊の流れを表すラグランジュ平均的の子午面循環を表し、対流圏から成層圏への空気塊の流入は赤道付近で生じ、それが高緯度に運ばれ下降している。これはブリューワー・ドブソン循環と呼ばれている。さらに、細い波形の矢印が示す、大気波動や乱流による等温位線に沿った準水平的な空気塊の混合過程によって、中緯度あたりで対流圏界面を横切る、対流圏と成層圏の物質の交換がある。

1990年頃までの循環像では、赤道域での活発な積雲対流活動にともなう上昇流と、中高緯度での前線帯や低気圧域の下降流で物質交換が起こり、同時に循環が駆動されると考えられていた。それに対し、ここで示された循環像では、冬半球成層圏のプラネタリー波と、夏冬両半球の対流圏界面付近に存在する傾圧不安定波が子午面循環を駆動し、それらが「ポンプ」のように、赤道域対流圏から空気を吸い上げ中高緯度に下降させると考える。この子午面循環形成の特徴は、対流圏界面付近を境とした、いわば上方世界の中層大気が、下方世界である対流圏との物質交換を支配することにより、「ダウンワード・コントロール原理(downward control principle)」と呼ばれる⁷⁾。この原理に



第2図 地表面から高度約30 kmまでの領域に関する子午面内物質輸送の模式図⁶⁾。図の中ほどを横切る太い線は対流圏界面を表し、等値線は等温位線(単位K)である。矢印は空気塊の輸送を表すラグランジュの平均的の子午面循環を表し、薄い陰影はプラネタリー波が「ポンプ」のように子午面循環を駆動する領域、濃い陰影は、成層圏でありながら、傾圧不安定波などによる等温位面上の準水平的な輸送により、対流圏との物質交換が可能な領域をそれぞれ表す。

従って、後に、対流圏界面付近の100 hPa 面を横切る物質交換量や、中層大気中の任意の領域にある空気塊が対流圏界面を通過してからの時間、すなわち空気塊の「年齢 (Age)」⁹⁾が求められた。「年齢」は子午面循環や拡散の速さを具象化した尺度であり、対流圏起源の物質の輸送や、オゾンホール将来予測におけるオゾン破壊物質の経年変化の議論にも使われている。

ダウンワード・コントロール原理は、1980年代初めに提案された重力波による中間圏界面弱風層の維持メカニズムも適用できる。すなわち、重力波による中間圏子午面循環の駆動である。この循環は高さ約90 kmの中間圏界面付近で夏半球から冬半球へ向かい、夏の極域に上昇流が、冬の極域に下降流が存在する。そのため、冬極の気温は断熱圧縮により高く、夏極では断熱膨張により低くなる。夏の中間圏界面では地球大気で最も低温となり、極中間圏雲(夜光雲)が出現する。中間圏界面弱風層はこのような温度の南北構造に対応した温度風平衡により維持されると考えられている。

4. QBO メカニズムの再解釈

赤道成層圏準2年周期振動(QBO)の周期は、季節変化(1年周期とその高調波成分)や11年周期など外力(太陽放射)の周期により決まるのではなく、波動と平均流の相互作用という大気内部の物理で決まる。その駆動には西風と東風を加速する少なくとも2種類の波が必要である。1980年代以前は、観測により存在が確認されていた赤道に捕捉された惑星規模の赤道ケルビン波による西風加速と混合ロスビー重力波(最近では単にロスビー重力波と呼ぶことが多い)による東風加速が主な駆動源と考えられていた。QBOは赤道域にのみ存在するので、これらの赤道捕捉波による説明は整合的に見えた。

しかし、この説明にはいくつかの問題があった。たとえば、以前からロスビー重力波による東風加速の不足は指摘されていたし、近年の衛星観測の充実により赤道成層圏にはQBOの位相下降速度と同程度の弱い上昇流が存在することが明らかとなり、QBO駆動に必要な加速をもともと過小評価していたことがわかった。そこで、東風加速も西風加速も可能な重力波が注目されることになった。1990年代、大きなスケールの重力波を解像可能にした大気大循環モデルや、ラジオゾンデ観測データを用いた重力波効果の定量的評価がなされ、QBOの駆動はむしろ重力波が主役であるという結論に至ったのである¹⁰⁾。グローバルに存在する

重力波の加速が、中高緯度で振動を起こさないのは、加速がコリオリ力とバランスするためと説明できる(その代わり、ダウンワード・コントロール原理により子午面循環を駆動する)。さらに、衛星観測により中間圏上部にもQBOが存在することが明らかとなった。これは下部成層圏QBOに使われなかった逆向き位相速度を持つ重力波が砕波し、駆動したものと考えられているが、詳細な説明はこれからである¹¹⁾。

5. 普遍スペクトルと飽和重力波

ここ25年間で重力波がクローズアップされた理由は、その作用が地球大気循環の駆動、維持に不可欠であるという認識が深まったことにあるが、その背景には、観測技術の発展により重力波等小規模擾乱そのものの把握が大幅に進んだことがある。鉛直風を含む風の3成分が高精度で観測可能な京都大学生存圏研究所のMUレーダーに代表される大型大気レーダーはその象徴的存在であり、ほかにも温度や水蒸気などを測定するライダーや水平風、温度、湿度を測る高分解能ラジオゾンデ観測技術が発達した。

そして、得られた大量なデータを解析してみると、大気中の小規模擾乱はある普遍的な構造を持つことがわかってきた。たとえば、水平風の周波数(ω)スペクトルは周波数の $-5/3$ から -2 乗、鉛直波数(m)スペクトルは -3 乗に近い形を持ち、水平波数(k)スペクトルは、波長約500 kmを境に高波数側で $-5/3$ 乗、低波数側で -3 乗に比例する。海洋でも同様な普遍スペクトルが知られているが、密度がほぼ一定なので、波と波の非線形相互作用が本質である。しかし、密度が高さとともに指数関数的に減少する大気の場合、上向きに伝播する重力波の水平風や温度成分の振幅は指数関数的に増大するため、非線形相互作用よりも先に、自らの不安定が起り、振幅が調整されると考えられる。こうして、中立状態に調節された仮想的重力波を「飽和重力波」と呼び、そのスペクトル理論が展開された。しかしながら、観測が蓄積されると、必ずしも飽和重力波理論では説明できない特徴があることもわかってきた¹²⁾。

6. 重力波の起源とグローバル特性

重力波の発生源は、山岳、対流、高低気圧波動、ジェットなど多岐にわたり、主に対流圏にあることがわかってきた。このうち、山岳起源(地形性)の重力波は、発生源の記述が比較的容易であり、気候モデル

に標準的なパラメタリゼーションとして組み込まれるようになった。しかし、そのほかの重力波発生メカニズムはよくわかっていない部分が多く、特に、自発的調節過程は大気内部の主要な重力波発生メカニズムとして現在精力的に研究が行われている。これは、大規模場が流れの非線形性などにより自発的に平衡（たとえば地衡風バランス）からはずれ、それが再び平衡へ戻る際に重力波が放射される過程であり、初期値問題の地衡風調節と区別される¹³⁾。最近存在が確認された成層圏極夜ジェット起源の重力波も同様なメカニズムによると考えられている。発生メカニズムの問題は、非地形性の重力波のパラメタリゼーションにおいて、ソースをどう与えるかという実用的な問題にも繋がっている。

重力波の大気大循環への作用を定量的に捉え、地球気候の将来予測に結びつけるためには、そのグローバル分布を知る必要がある。現在、GPSを利用した温度観測¹⁴⁾など、人工衛星による高分解能観測や、高解像度気候モデルによる研究¹⁵⁾が進められ、新しい事実が明らかになりつつある。衛星観測、モデルとも手法的に一長一短があり、相補的に利用する必要があるだろう。また、観測手段としての人工衛星も万能ではなく、運動量フラックスなど重力波作用の定量的評価に結びつく物理量の観測は、いまだ、大型大気レーダーに限られる。現在、南極昭和基地にMUレーダー規模の大型大気レーダーを設置する計画が検討されている(PANSY計画)。これは、重力波効果だけでなく、その作用の結果、出現する極中間圏雲の生成メカニズムに迫る、本格的な極域MST(Mesosphere-Stratosphere-Troposphere)レーダーの第1号となるはずである¹⁶⁾。

7. 中層大気の大気圏への関わり

中層大気の研究は、ダウンワード・コントロール原理が提案された頃から、諸過程の解明だけでなく、対流圏への影響を本格的に考える時代に入った。1993年から始まった「成層圏諸過程とそれらの気候への影響に関する国際共同研究(SPARC)」は、そのような背景の中、始められたプロジェクトである。近年、成層圏極域の気温が数日で40°Cから50°Cも上昇する成層圏突然昇温が生じると、影響が対流圏にまで下降し、天候の変化を引き起こす可能性が指摘されている¹⁷⁾。対流圏の現象との相互作用を含めた成層圏突然昇温の予測

可能性の研究も始まり¹⁸⁾、今後の展開が注目される。

一方、MAP前後から、さまざまな時間スケールで変化する太陽活動と中層大気の関係に注目した研究も行われてきた。特に、成層圏突然昇温の生起頻度が、11年周期の太陽活動とQBOに関連するという注目すべき解析結果¹⁹⁾が発表されて以来、太陽活動と大気の長期変動の関係についての研究は新しい側面に入ったように思われる。現在、太陽地球系の天気と気候に関わる国際共同研究計画(CAWSES, 期間2004~2008年)が進行中であり、太陽活動の地球システム全体への影響についての定量的理解の進展が期待されている。

参考文献

- 1) Andrews, D. G. and M. E. McIntyre, 1976, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031-2053.
- 2) McIntyre, M. E. and T. N. Palmer, 1983: *Nature*, **305**, 593-600.
- 3) Andrews, D. G., J. R. Holton and C. W. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*, Elsevier, New York, 489pp.
- 4) Solomon, S., 1999: *Rev. Geophys.*, **37**, doi: 10.1029/1999RG900008.
- 5) Reber, C. A. *et al.*, 1993: *J. Geophys. Res.*, **98**, 10643-10647.
- 6) Holton, J. R. *et al.*, 1995: *Rev. Geophys.*, **33**, 403-439.
- 7) Haynes, P. H. *et al.*, 1991: *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651-678.
- 8) Waugh, D. W. and T. M. Hall, 2002: *Rev. Geophys.*, **40**, doi: 10.1029/2000RG000101.
- 9) Cho, J. Y. N. and J. Röttger, 1997: *J. Geophys. Res.*, **102**, 2001-2020.
- 10) 佐藤 薫, 1999: 天気, **46**, 11-19
- 11) Baldwin, M. P. *et al.*, 2001: *Rev. Geophys.*, **39**, 179-229.
- 12) Fritts, D. C. and M. J. Alexander, 2003: *Rev. Geophys.*, **41**, doi: 10.1029/2001RG000106.
- 13) Ford *et al.*, 2000: *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1236-1254.
- 14) 津田敏隆, 2006: 天気, **53**, 19-29.
- 15) Sato, K., T. Kumakura and M. Takahashi, 1999: *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1005-1018.
- 16) 佐藤 薫ほか, 2003: 天気, **50**, 619-624.
- 17) Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: *Science*, **294**, 581-584.
- 18) Mukougawa, H. and T. Hirooka, 2004: *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1764-1776.
- 19) Labitzke, K. and H. van Loon, 1988: *J. Atmos. Terr. Phys.*, **50**, 197-206.