

極域中層大気力学の問題点と観測への要請

廣 田 勇*

Some Problems of the Dynamics of the Polar Middle Atmosphere and Requirements for Further Observations

Isamu HIROTA*

Abstract: A brief discussion is made on the structure and dynamics of the polar middle atmosphere. It is pointed out that the difference between the northern and southern hemispheres is largest in winter in the polar region for both the mean structure and planetary waves.

On the basis of this consideration, an emphasis is placed on the need of making the well-coordinated observation program in Antarctica during the MAP period.

要旨: MAP 期間中に、南極大陸で行われる中層大気観測の計画作成にひとつの指針を与える目的で、極域中層大気循環に関する現在の知識と理解を簡単に概観する。

中層大気中の大規模運動は、夏冬両極の熱冷源により駆動されている。したがって、極域における循環の様相は夏と冬の季節別の特徴が著しく異なっている。一方、南北両半球の非対称性も無視できない。従来の限られた観測結果から見ると、この差異は特に波動の卓越する冬期に大きい。

これらの問題を念頭に置き、近い将来、衛星、ロケット等により極域中層大気の観測を行う際に、それらの観測手段の長短を認識した上で最適の観測プログラムを作るべきことを述べる。

1. 中層大気の大循環

大気大循環の原動力が、太陽の放射エネルギーにあることは言をまたない。それゆえに、地球大気は、太陽からの短波放射と地球自体の放出する長波放射とのバランスの上に成り立つ巨大な熱機関にたとえることができる。しかし、その様相は大気の高度領域によってそれぞれ異なっている。

大気下層に当たる対流圏では、太陽放射の大部分が地表面で吸収されるため、季節を問わず、赤道領域が熱源、極域が冷源となり、赤道・極間の温度差が大気の運動をひき起こす。したがって、年間を通じ、南北両半球の対称性が第一に卓越し、その上にいくぶんかの季節

* 京都大学理学部地球物理学教室. Geophysical Institute, Kyoto University, Kitashirakawa Oiwakecho, Sakyo-ku, Kyoto 606.

変化（反対称成分）が重畳していることになる。

これに対し、中部成層圏から下部熱圏にかけての、高度にして 20–80 km の領域では事情がまったく異なる。中層大気のエネギーバランスは、太陽紫外線のオゾンによる吸収加熱と、炭酸ガスによる赤外放射冷却との間に成り立っている。オゾンは高度 20–30 km の層で最大密度を持つが、大気全体の密度が高度と共に減少するため、加熱率に換算すれば高度 50–60 km の夏極で最大となる。同様に最大の冷却率は同高度の冬極に現れる。それらの最大値は約 $\pm 8^{\circ}\text{K/day}$ 程度と見積もられる。この値は、中層大気温度の季節変化（約 $50^{\circ}\text{K}/180 \text{ days}$ ）にくらべ数十倍の大きさであり、したがって、この加熱冷却による温度差を解消するような両極間の大規模な運動が作られていることになる。つまり、中層大気の大循環は、夏冬両半球にまたがる *pole-to-pole circulation* である。高温の夏極で上昇し冬極に向かう子午面循環は、角運動量保存則から明らかなように、地球の自転に伴うコリオリ効果により、夏半球で東風、冬半球で西風を作る。換言すれば、中層大気では赤道に関して反対称性が卓越していることになる。

このような考え方に基づく中層大気の定性的な特徴は、すでに LEOVY (1964) によってモデル化されており、観測的にも確かめられている（図1）。

2. 南北両半球の比較

しかし、この図を見てすぐ気がつくように、この統計は主として北半球のロケット観測に基づくものであり、両半球の半年ずらしの対称性を仮定して、赤道で1月と7月とを接続している。したがって、正確に言えばこの図は地球全体を表現しているものではない。かりに南半球に十分多くの観測点があり、それらのみで図1と同様の統計を作ればいくぶんか異なったものが得られる可能性がある。

もし、南北両半球の中層大気の構造に関し、その差異が観測的に確かめられたならば、それは支配条件のいくぶんか異なる2種類の実験を行ったことに相当し、その差を説明することは同時に中層大気理解がより深まったことを意味するはずである。この見地から、南北半球の比較を試みることの重要性が知られよう。

この目的のために、南極大陸の限られたロケット観測の結果を北半球の場合と比較してみたのが図2である。南極大陸上のソ連の観測基地 Molodezhnaya (68°S) において、1971–1972年に M-100 ロケットを用いて行われた中層大気東西風と気温の統計 (SEHRA, 1976) を 70°N の緯度平均値 (MURGATROYD, 1969) とくらべてみると、風・気温とも両者の差は冬

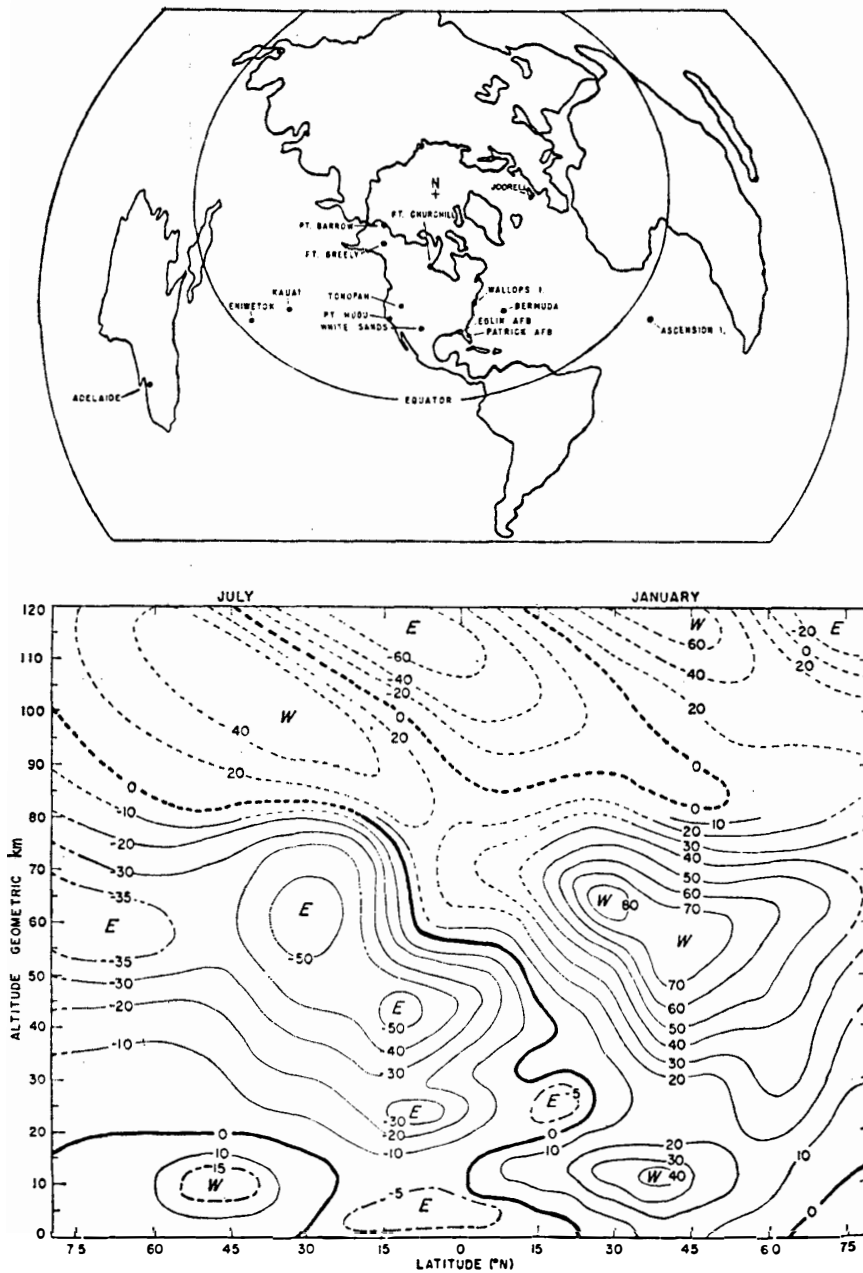


図 1 ロケット観測地点と1月—7月平均東西風分布図 (単位 m/sec)
 Fig. 1. Rocket stations and mean January and July zonal winds (m/sec) to 120 km (KANTOR and COLE, 1964).

期間に大きいことがわかる。

この差をもたらすものとしては、(1) 南北両半球の平均構造の違い、(2) zonal mean (北半球) と single-station (南半球) による違い、のふたつの理由が考えられるであろう。もし大

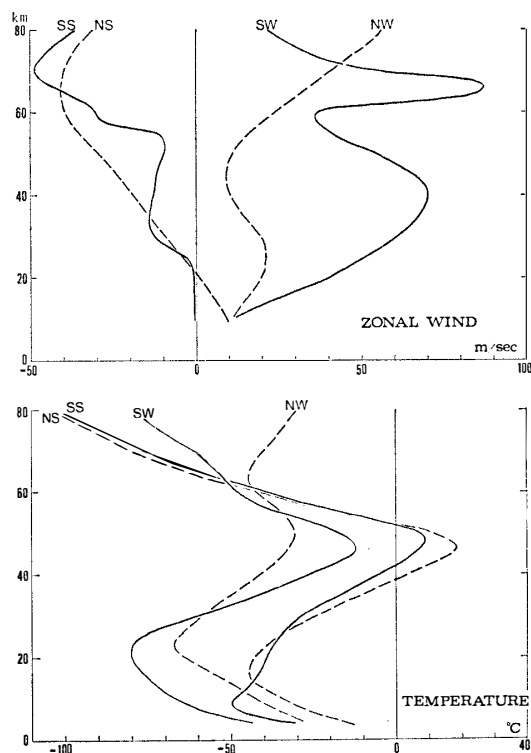


図 2 夏と冬の平均東西風および気温の南北両半球における比較. NS は北半球 (70°N) の夏, SS は南半球 (Molodezhnaya, 68°S) の夏. W は同じく冬を表す.

Fig. 2. Mean zonal wind and temperature of northern hemisphere summer (NS) and winter (NW) at 70°N and southern hemisphere summer (SS) and winter (SW) at Molodezhnaya (68°S).

気の構造が極に関し軸対称, すなわち経度方向に変化する波動が存在しなければ (2) の理由は考えなくてもよい. しかし, 北半球の観測からよく知られているように, 中層大気中には, 冬季の西風が卓越する場合にかぎって大規模な波動 (伝搬性プラネタリーロスビー波) が存在する. 図 2 に見られる南北両半球の差が, 夏に小さく冬に大きいことは, 上記 (2) の理由, すなわちプラネタリー波動の存在を強く示唆している.

従来の理論的数値実験的研究によれば, 大気下層で励起され中層大気に侵入するプラネタリー波動は, その伝搬特性が平均東西風分布に強く支配されていると同時に, 波自体に伴う熱や運動量輸送によって平均場と相互作用を行うことが知られている. それゆえ, 下部境界条件の異なる南北両半球においては, 波動・平均場ともにその構造や振舞の異なることが予想される. したがって, (2) の理由は同時に (1) の原因ともなり, 結局このふたつは切り離せないということになる.

3. 突然昇温

プラネタリー波動と平均場との相互作用が短期間に集中して起こるのが、冬期極域中層大気中の突然昇温 (sudden warming) 現象である。そのとき、波動に伴う極向き熱輸送量が平均子午面循環による冷却を上まわり、極域の緯度平均気温が急激に上昇し、南北温度傾度の逆転が起こる。したがって、温度風の関係から、中高緯度の帯状風が西風から東風に変わる。いったん東風になると波は伝搬できなくなるのでそのレベルでエネルギーが吸収され、東風加速はさらに強まる。

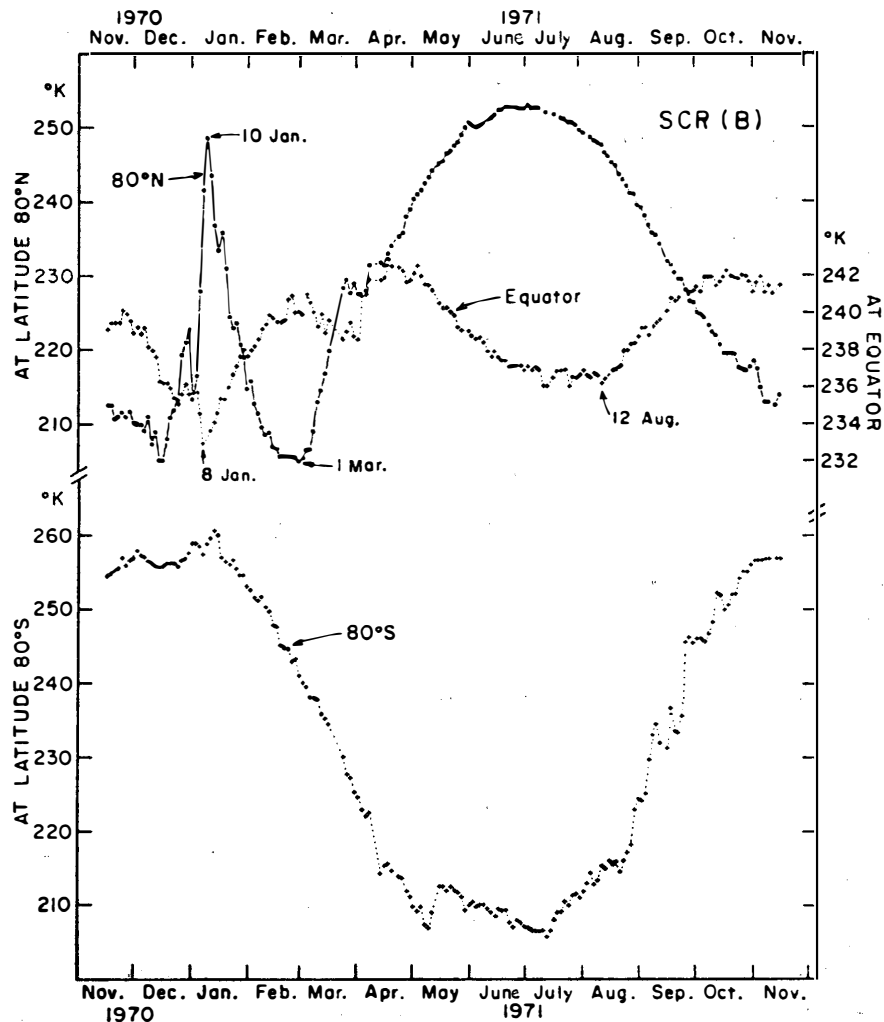


図 3 Nimbus 4 号 SCR による成層圏温度の季節変化

Fig. 3. Annual progression of the stratospheric zonal mean temperature observed by the Nimbus 4 SCR (LABITZKE and BARNETT, 1973).

以上のことからわかるように、突然昇温は、冬の平均帯状流分布および下層から伝搬するプラネタリー波動の強さによってその起こり方に違いが生ずる。もし、南北両半球の冬期極域中層大気の構造が異なっているならば、それに応じて突然昇温の起こり方も北半球と南半球で有意な差を示すはずである。

図3は、気象衛星 Nimbus 4号の赤外放射分光計 SCR (selective chopper radiometer) によって観測された成層圏の帯状平均温度の季節変化を示す (LABITZKE and BARNETT, 1973)。高緯度 (80°N, S) に着目すると、夏の期間は太陽高度角の変化に対応したゆるやかな季節変化を示すのに対して、冬期間には間欠的な温度上昇が見られる。さらに興味あることは、冬期間の変動 (突然昇温) の程度が、北半球で大きく南半球では小さいことである。すなわち、プラネタリー波動の伝搬と波動-平均流相互作用としての突然昇温現象は、定性的には両半球に共通であるが、定量的にはかなり異なっていることがわかる。

図3は1年間の例のみであり、昇温の起こり方には年々変化もあるので、MAP 期間中に精度の良い観測例を増し、南北両半球の差異を定量的に確かめることは、極域中層大気大循環の理解にとって非常に重要なことである。

4. 南極中層大気観測への要請

上に述べたような中層大気力学の問題点を念頭に置いた上で、最後に、南極中層大気を MAP 期間中に集中的に観測するに際し、いかなる点に留意すべきかコメントしておこう。

中層大気に関する最も可能な観測手段としては、やはりロケットと衛星が考えられる。その長所と短所を比較してみる。

ロケットは風・気温その他の直接観測という強味に加えて、精度および垂直分解能にすぐれている。その反面、観測地点が限られているため、種々の物理量の水平分布 (特に波動) を見るのには必ずしも適してはいない。時間的には一応随時であるから、潮汐のような短周期のものから季節変化まで検出可能である。

一方、気象衛星観測は空間分布を見るには最適であるが、大気赤外放射強度→気温→地衡風速の推定、という間接的な手段が介在するため精度および分解能にまだ難点が残されている。時間分解能は1日以上タイムスケールならば十分良く検出される。

したがって、波動と平均場に着眼した中層大気力学の問題解明のためには、これら一長一短の特徴を持つ観測手段を有効に組み合わせて用いることが是非とも必要になってくる。すなわち、限られた条件のもとで可能な範囲の観測を最も効率良く行うには、従来の (主とし

て北半球の) 観測の知識と経験や理論的考察をふまえ, 対象とする物理過程(現象)のイメージをある程度明確にした上で, その目的に最も合致したプログラム(測定および解析)を作らなければならない。なぜならば, いうまでもなく, MAPとは単なる探險的な試みではなく, 明確な問題意識のもとに行われる精密な科学研究だからである。

その意味で, 最後に, 南極大陸でこのような観測解析を行ってみたならば意義のあろうと思われるテーマを2・3指摘しておく。

(1) 地点を問わず可能なかぎりのデータを集積し, 南極大陸における季節別の平均構造(climatology)を確立すること。

(2) 冬季中層大気プラネタリー波動の定量的解析を行うこと。その際, タイロス衛星データの南極域におけるロケット観測による calibration が必要。

(3) 近接する2地点(たとえば昭和基地と Molodezhnaya)でロケットの同時観測を行い, 短周期, 短波長のじょう乱を検出すること。および北半球極域における類似の観測結果との比較。

文 献

- KANTOR, A. J. and COLE, A. E. (1964): Zonal and meridional winds to 120 kilometers. *J. Geophys. Res.*, **69**, 5131–5140.
- LABITZKE, K. and BARNETT, J. J. (1973): Global time and space changes of satellite radiances received from the stratosphere and lower mesosphere. *J. Geophys. Res.*, **78**, 483–496.
- LEOVY, C. B. (1964): Simple models of thermally driven mesospheric circulation. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 327–341.
- MURGATROYD, R. J. (1969): The structure and dynamics of the stratosphere. *The Global Circulation of the Atmosphere*, ed. by G. A. CORBY, London, R. Meteorol. Soc., 159–195.
- SEHRA, P. S. (1976): Antarctic atmosphere: temperature exploration and seasonal variations. *J. Geophys. Res.*, **81**, 3715–3718.

(1978年2月28日受理)