昭和54年春季大会シンポジウム「中層大気の組成と力学」

—MAP (中層大気観測計画) に関連して—

まえがき

昭和54年春季大会シンポジウム「中間大気の組成と力学」――MAP(中層大気観測計画に関連して)―― は、1979年5月23日、気象庁講堂において、沢田竜吉氏を座長として開催された.その概要を講演者の投稿 論文および討論の抄録によって報告する.

MAP について*

柳 原 一 夫**

1. 地球およびその環境の観測は、国際協力が大切で ある。1882~1883年の第1回極年観測以来数次の国際協 同観測事業のたびに、知見と研究成果を飛躍的に拡大し てきた。第2回極年観測(1932~1933年)までは観測対 象がやや地球表面にとどまっていたが、戦後の国際地球 観測年(IGY, 1957~1958年) 以後上下に拡大されるに 至った。特に、人工衛星・ロケットによる上空の探査が 著しい発展を続けていることは周知の事実である。これ と共に IGY 以後国際協同観測は空間的に層別化し、太 陽極小期国際観測年 (IQSY, 1964~1965年), 太陽活動 期国際観測年 (IASY, 1969~1971年) を 経 て国際磁気 圏観測計画 (IMS, 1976~1979年) は電離層以遠の磁気 圏を主対象とするに至った。一方,人間生活に密着した 地表近くの大気に対しては地球大気開発計画 (GARP, 1968~)が着実な歩みを続けている。なお、地面下につ いては国際地球内部開発計画 (UMP, 1962~1970年), 国際地球内部ダイナミックス計画(GDP, 1972~1979年) がある。

成層圏から電離層下部にいたる中層大気は,これら一 連の国際協同観測事業の中でむしろ取り残されてきた. 中層大気の適切な測定法があまりなかったためもあるか もしれない.人工衛星の出現が磁気圏など高所の知識を 飛躍的に増大させたにもかかわらず,中層大気に関して は大気の摩擦が大きくてその中を飛べないため,あまり その恩恵に浴しえなかった.また対流圏と比べて遠すぎ て、気球による観測も散発的にしか行なわれない. 科学 者の興味の中心が上と下とに分かれて、中層大気は中途 半端な状態におかれていた. しかも中層大気を特徴づけ るオゾンの振舞いは複雑で多種の微量成分と反応し、ま た大気運動によって輸送されるなど、この層はきわめて 複雑である. 結果として、中層大気は科学的知識の乏し い層となってしまった.

2. 人間活動の産物がオゾンなど中層大気に 重大な影響を及ぼし,ひいては人類の生存に脅威を与える懸念が 表明されるようになり,これに答えるための中層大気の 知識がきわめて 乏しい ことが 改めて 認識された. 飛行 機,自動車,工場,化学肥料などなどの人間活動に伴っ て,空間 に放出 される化学物質が中層大気の微量成分 に,そしてオゾンにどのような影響を与えるか,または 与えないか.オゾンが恒常的に減少して将来生物に重大 な影響を与える心配はないのか.また,気候変動に中層 大気はどのような役割を演じているのか.さらに,太陽 が中層大気を通して,どのような過程で気象現象に作用 を及ぼしているのか.

現在の乏しい知識から、これらの問題に適確に答える ことは困難である。

一方, リモートセンシング技術の発達によって, 中層 大気の各種物理量を精度よく測定することが次第に可能 になり, 気球, ロケットによる測定と相補って, 飛躍的 に豊富な知識を得られる見通しが立つようになった. こ のような背景のもとに, 中層大気の関連研究者がおりお

^{*} On the Middle Atmosphere Program.

^{**} K. Yanagihara, 気象庁観測部.

り集まって論議を重ねた後,1976年夏,米国 Urbana に おいて,SCOSTEP, URSI, COSPAR, IAGA, IAMAP などの関係者による国際勉強会が開かれた.この結果は 通称グリーンブックと呼ばれる緑色表紙の報告書にまと められ,中層大気国際協同観測計画 Middle Atmosphere Program (MAP) が強く呼びかけられることとなった.

その後,SCOSTEP を中心として運営委員会が設け られ,MAP の期間は1982~1985年と定められた。1982 年は第1回極年観測のちょうど100年後に当たる。な お、1979~1981年を Pre-MAP として実施準備と早期 開始の期間としている。このMAP 計画は1978年9月 のICSU 総会で支持され、WMO の協力も表明され た。わが国においては、1978年10月日本学術会議におい てその実施の勧告がなされ、現在、測地学審議会におい て実施計画が練られつつある。

3. 中層大気とは対流圏界面 か らおよそ 100 km くら いまでと考えてよかろう. MAP において解明すべきこ とは大分け して, 中層大気の(1)構造と組成,(2)放 射,(3)運動 ということになる. もちろんそれぞれは お互いにからみ合っている.

中層大気において、オゾン層はもっとも特徴的な層で ある.オゾンは、太陽紫外線を吸収して中層大気の熱源 となると共に赤外放射にもかかわっている.オゾンの生 成消滅の過程は、中層大気微量成分が関与して複雑であ る.そして、それら各組成は大気運動によって輸送され る.その大気運動は熱収支の不均衡が一つの駆動力とな っている.オゾン層のほか,電離層D層,エーロゾル層 などもあり,とくに後者は太陽放射の伝達に関与し熱収 支に及ぼす効果が注目されている.

MAP においては、中層大気の各組成、とくに微量成 分,エーロゾルの密度分布およびその時間変化の測定が 要望される。オゾンについては、長期全球にわたる強力 な観測監視体制の確立が必要であり、当面 WMO 枠内 の専門委員会で推進している観測計画を支持すると共 に, 微量成分, 温度等との同時測定が望まれる。 中層大 気温度は、基本的な場の要素として従来続けられている 測定の努力を維持発展すべきであろう. 太陽, 地球およ び中層大気自身を含む大気組成のそれぞれからの放射を 紫外から赤外にわたって測定し、また放射と中層大気各 組成との相互作用を解明することが望ましい。運動につ いては、平均帯状風、プラネタリー波、赤道波、潮汐 波,重力音波,乱流などが MAP における問題として 挙げられるであろう、そして、個々の過程、現象、状態 の解明とともに、それらを総合して中層大気を、上下の 層との相互作用も含めて、一つの系として理解できるよ う前進すべきときである.

4. わが国の実施計画は経験と特徴を生かして, I. 中 層大気の風と波動, Ⅱ. 中層大気の構造と組成, Ⅲ. エ ーロゾルと放射, Ⅳ. 南極中層大気の総合観測, Ⅴ. 資 料解析, シミュレーション, 理論および総合 の5課題 について検討が進められ, 各課題ともいくつかの具体的 提案がなされている.

中層大気の組成とエーロゾル*

三 崎 方 郎**

1. はしがき

1979年9月

中層大気で問題となる大気の組成物質は,熱収支の立 場からみて,オゾン,炭酸ガス,水蒸気,ならびにエー ロゾルであるが,これらの生成あるいは消滅に関与する 微量成分もまた重要である. すなわち,H₂Oの生成を

- * Constituents and aerosols in the middle atmosphere
- ** M. Misaki, 気象研究所高層物理研究部.

支配する CH_4 , H_2 や, O_3 の消滅を支配する O_x , HO_x , NO_x , CIO_x 等がそれである。特に NO_x は成層圏を飛ぶ超音速機の排気にも含まれており、 CIO_x は大気中に 放出されたフレオン等が成層圏に入り光分解して生じた 物質であって、ともに人間活動の所産であり、それが気 候に影響を及ぼす可能性をもつことから、近年大きな関心を集めている微量成分である。 これらは MAP の中 心課題の一つであり、当然表題の下で述べねばならぬ事

柄であるが,既に小川利紘氏のすぐれた解説が 、天気 / に掲載されているので (小川利紘, 1975; 1977) 割愛し, 本稿ではもっぱら SO_x およびエーロゾルに議論を集中 することにする.

SO_x は直接オゾン化学に介入することはないが,成 層圏エーロゾルの生成には主役を果たすものであり,か くして生成されたエーロゾルが触媒としてオゾン化学に 介入することも考えられているので,結局 SO_x はオゾ ンに間接的影響を与える可能性があるとも言えよう.成 層圏オゾンの消滅機構では,NO_x の寄与が 60~70%を 占めると言われているので,成層圏エーロゾルの生成に NO_x が関与して消費されるかどうかは,オゾン化学の 立場からも重要である.この点にも特別の注意を払いな がら議論を進めよう.

本論に入る前に,下部成層圏の組成を考慮する時,こ の領域に特有な現象として念頭に入れておかねばならぬ 要素に触れておきたい.それは大気運動による物質の拡 散と光化学反応の速度の時間スケールの比較である.第 1図(Grobecker, 1974)の実線はオゾン光化学反応の 速さを示す特性時間で,高度40kmでは約1日である が,高度20kmでは約10年を要する.一方,大気運動 による拡散の特性時間は,図中ハッチで示してあるよう に,上層で長く下層で短かい.つまり,大気下層での平 衡条件を支配するのは大気運動であり,上層では光化学 反応である.そして,下部成層圏では両者が同等な効果 をもつ特殊な領域となっている.このような事情は,オ ゾンに限らず成層圏エーロゾルの挙動を考える場合にも 基本的に重要な概念である.したがって,その全地球的 分布の問題を徹底的に究明するためには,中層大気力学 の研究者と手を組むことがぜひとも必要となる.

2. 成層圏エーロゾルの一般像

2.1 発見

成層圏エーロゾルの本格的な研究は、Junge とその 共同研究者によるいわゆるユンゲ層の発見(Junge・ Chagnon・Manson, 1961)に始まった。Junge 等は、 半径 0.1 µm 以下の粒子(エートケン粒子)濃度をエー トケン粒子計数器により,また 0.1 µm 以上の粒子(Mie 散乱を効果的に生ずる粒径領域にあるので、以後ミー粒 子と略称する)の濃度をインパクターを用いて、高度30 km までの気球探測を行なった。その結果によると、エ ートケン粒子の鉛直分布は高度とともに減少していたの で、これは対流圏から拡散によって成層圏に侵入してき たものと推定した。一方、ミー粒子は 20 km あたりに 濃度の極大をもっており、その組成の主成分は硫黄であ



第1図 化学反応と大気運動の速度を表わす特性時間スケール (Grobecker, 1974による).

▶天気//26.9.

ることがわかったので,おそらくは成層圏内で生成され た硫酸塩粒子であろうと推測した.これが後になってユ ンゲ層と呼ばれることになったのである.

2.2 ミー粒子の高度分布とその季節変化

Rosen 等ワイオミング大学の グループは, 細いビーム状に吸引したサンプル空気中に含まれる個々のエーロ

ゾル粒子による散乱光パルス計数を原理とするダストゾ ンデを開発し (Rosen, 1964), CIAP に際して計画を拡 大して尨大な観測資料を得た (Hofmann *et al.*, 1975; Rosen *et al.*, 1975; Pinnick *et al.*, 1976; Hofmann *et al.*, 1976).

第2図は、Rosen 等がワイオミング州 ララミーで測



第2図 ミー粒子の高度分布 (Hofmann et al., 1975による).



1979年9月



第4図 ミー粒子の緯度別高度分布. 矢印は圏界面高度を示す (Rosen *et al.*, 1975 に よる).

定したミー粒子の混合比(空気 1 mg 中に含まれる直径 0.3 µm 以上の粒子数)の夏および冬における高度分布 である。図中にある垂直の線分は,観測の期間圏界面が 存在した高度範囲を示している。この図に見られるよう に,混合比は地表から高度とともに急減するが, 圏界面 を越えると再び増加し始め,約20 km で最大値に達し ている。これがユンゲ層である。

夏と冬とを比べると、高度分布のパターンは夏の方が 安定している.季節変化があることも明らかで、それは 成層圏内における粒子の総数が圏界面高度と逆相関に増 減するという特徴をもっている(第3図). これはユン ゲ層が圏界面に近いので、圏界面の高度が少しでも変わ れば、エーロゾルの容器としての成層圏の有効体積が変 わるためだと説明されている.

2.3 ミー粒子の世界的分布

Rosen 等は, この観測をララミーのみに止まらず, アイスランド, アラスカからパナマを経てオーストラリ アから南極点に到るまで11地点で行ない,資料を緯度別 に並べてみた(第4図).第4図の例は夏季であるので, 各地点とも高度分布は極めて安定しており,したがっ て,比較のためには観測の日時が必ずしも同時である必 要はない.第4図から濃度を混合比に換算して,子午面 断面を画いたのが第5図である.混合比の最大は赤道上 に現われており,緯度が高くなるほど減少している.ま た,最大値の現われる高度も赤道上がもっとも高く24



第5図 ミー粒子混合比分布の子午面断面 (Rosen et al., 1975による).

km 程で,極付近では低下して約 17 km となっている. しかしながら, 圏界面より上方の粒子総数をみると, 混 合比の場合とは逆の緯度傾度をもち,赤道上で最低値を 示している.これは赤道上の混合比最大が高々度に現わ れるため,粒子総数への寄与が少ないということによっ ている.これらの一般的な分布特性ならびに季節変化 は,成層圏エーロゾルの全地球的モデルを考える際に極 めて示唆的な事柄であるといえよう.

*天気/ 26.9.



第6図 成層圏エートケン粒子とオゾンの高度分布 (Podzimek, 1977による).



第7図 成層圏エーロゾルの粒径分布(Toon・ Pollack, 1976による).

2.4 エートケン粒子の分布

Podzimek とその協力者達は、SANDS (Stratospheric Aitken Nuclei Detection System) と称する測定装置を 開発し、CIAP の一環としてこれを WB-57 F に塔載 し、南北アメリカにまたがる 48°Nから9°S までの範囲 におけるエートケン粒子濃度の水平分布と、20 km まで の高度分布を測定した (Podzimek・Sedlacek・Haberl, 1977).高度分布 (第6図) は、Junge 等の結果と比べ て 17 km 以上における値が1桁から2桁高いという違 いはあったが、そのパターンは殆んど同様であって、細 かい変動を平滑化して見れば、地表から圏界面を越えて 高度 20 km に至るまで単調に減少している。すなわち、 ニンゲ層はミー粒子のみに見られる現象であって、エー トケン粒子 にはみ られないことが Podzimek 等によっ ても確認されたわけである.

2.5 成層圏エーロゾルの粒径分布

成層圏エーロゾルの粒径については、Junge, Rosen, Podzimek の3グループとも、ミー粒子とエートケン粒 子とに2大別した形で表現されてきたが、詳細な粒径分 布の情報がもたらされたのは最近のことである。第7図 に、Toon 等がまとめた Friend, Bigg, Kondratiev, Ferry 等の測定結果を示す (Toon・Pollack, 1976). 図 中の点線は、Zold (Zero-order logarithmic distribution function) と称するモデル分布曲線である。 この図に見 られるように、0.1 µm を境とするエートケン粒子とミ ー粒子とは滑らかに接続していて、分布のパターンは対 流圏のそれと殆んど同じである。前項で述べたように、 ミー粒子の高偏(ユンゲ層)が成層圏の特徴であるか ら、成層圏エーロゾルの粒径分布は対流圏のそれとはか なり異なった形が期待されるにもかかわらず差異がない というのは、まことに奇妙なことである。多分、情報不 足による矛盾と考えるべきであろう。

2.6 ミー粒子の組成と物理特性

ユンゲ層を形成する粒子の組成は、Junge 等による その発見当初から主成分が硫黄であることが知られてい たが、その後引き続いて、Friend (1966)、Mossop (1963; 1964)、Bigg・Ono・Thompson (1970)、Bigg (1975) 等により、圏界面近傍では硫酸アンモニウム、それより 上方では中和の度が少なくなり硫酸粒子に移行すること が確認され定説となった.この詳細については小野の平 易な解説があり、その中では火山噴火との関連も述べら れてあるので、それを参照されたい(小野、1977)、な お、硝酸粒子検出の報告は現在まで皆無である。

硫酸粒子は H₂SO₄-H₂O の溶液滴である。この成分 比率は Rosen (1971) による粒子の沸点測定によって 初めて求められた. すなわち, Rosen は定高度浮遊中 の気球に塔載したエーロゾル・ゾンデの空気取り入れ口 の一部を強熱して温度を除々に上昇させ、粒子計数の激 変をめどにして粒子の沸点を確認し、その時のゾンデの 高度から硫酸溶液粒子の蒸気圧を知り、沸点と蒸気圧の 関係から組成 が重量比 で H2SO4 75% なる ことを知っ た. これは, 分子数の比にすると H₂SO₄ 1分子に対し て H₂O 2 分子の比率 である。この結果は、Hamill・ Kiang · Cadle (1977) によっても理論的に裏付けされ た. すなわち, Hamill 等は成層圏における水蒸気圧の 実測値と H₂SO₄ の蒸気圧の推算値とから,成層圏温度 (-55°C) では、H₂SO₄ 73~75%の範囲では H₂SO₄ も H₂O もともに硫酸溶液面に対して過飽和 になることを 示した.

第8図 (Giauque et al., 1960) は,硫酸溶液の濃度 と凍結温度の関係を示している.これによると,75%溶 液は成層圏温度では尋常なら凍結している筈である.し かし,粒子が極めて小さいこと,また硫酸溶液は容易に 凍結温度より40°C位は過冷却となり得ること(Toon・ Pollack, 1973) などからみると,過冷却状態で存在する 可能性も充分にある.しかし,実際に凍結(固体)して いるのか,あるいは過冷却(液体)でいるのか,確かな



ことはまだわかっていない.

3. 気体の粒子化現象(Gas-to-Particle Conversion)

3.1 粒子化 (Nucleation) 過程の理論

成層圏の硫酸粒子または硫酸塩粒子は,成層圏の中で 生成されたものである.この場合,全くエーロゾル粒子 がない空間で気体分子の自己凝縮により粒子が生成され る場合と,エートケン粒子が既に存在していて,その表 面への蒸気の凝結により粒子が成長する場合とが考えら れる.前者を単相粒子化 (Homogeneous nucleation) といい,後者は単なる成長ではあるが,便宜上前者と対 応させるために多相粒子化 (Heterogeneous nucleation) と呼ばれている.

まず,単一成分の単相粒子化を考えよう. n 個分子よりなる1個のエンブリオを生成するのに要する自由エネ ルギー *4G* は,

$$\Delta G = -nk T \ln\left(\frac{P}{P^0}\right) \times 4\pi r^2 \sigma \qquad (1)$$

ここで、r: 粒子の半径, σ : 表面張力, P^0 : 液平面上の 平衡蒸気圧,P: 大気中の実際の蒸気圧,k: ボルッマ ン常数,T: 絶対温度である。第9図は,(1)によるrと ΔG の関係を示したもので, $P > P^0$ すなわち過飽和 なら実線となり, $r > r^*$ の領域ではrの大きい程 ΔG は小さくなる。つまり,臨界半径 r^* 以上の粒子は安定 であり,一方的に成長を続ける。 r^* に対応する自由エ ネルギー ΔG^* は粒子化に対する障壁である。単一成分 ではこの障壁が高すぎて粒子化は起こらない。粒子化が 現実となる為にはこの障壁を低くする工夫が必要であ る。

次に、2成分の気体(それぞれに添字A,Bをつける)

▶天気/ 26.9.





第1表 ユンゲ層における臨界エンブリオと粒子生成率 (高度 18km, 温度 -55°C)

$P_{H_2SO_4}$ (Torr)	P_{H_2O} (Torr)	⊿G* (erg)	(n_A^*, n_B^*)	<i>r</i> * (cm)	W (%)	$\int_{(\mathrm{cm}^{-3}\cdot\mathrm{sec}^{-1})}^{J}$
1.15×10^{-11}	2×10^{-4}	0.556×10^{-11}	(77, 132)	1.3×10^{-7}	76	10 ⁻⁷²

の混合系を考えよう. この時の自由エネルギー *dG* は (Doyle, 1961; Kiang・Stauffer, 1973),

$$\Delta G = -kT \left[n_A \ln \left(\frac{S_A}{P_A^{sol}} \right) + n_B \ln \left(\frac{P_B}{P_B^{sol}} \right) \right] + 4\pi r^2 \sigma(x)$$
(2)

(2)のエンブリオは n_A 個の A成分(たとえば H_2SO_4) 分子と n_B 個の B成分 (たとえば H_2O) 分子とよりな る溶液滴 である.また,表面張力 σ は溶液のモル分率 $x=n_A/n_A+n_B$ の関数となる. P^{sol} は溶液平面上にお けるそれぞれの 蒸気成分の 平衡分圧であって,常に, $P^{sol} < P^0$ である (P^0 : 純液面上の平衡分圧). これが 2 成分系単相粒子化の理論の「ミソ」であって,同じく与 えられた P_A (または P_B) に対して,(2) は(1) に 比べて過飽和の度合いが高くなり,したがって,障壁の 高さ AG^* が低下することが理解されよう.(P^0 に対す る P^{sol} の低下率は稀薄溶液なら Raoult の法則が適用 されるが,当面の場合は適用外であり,実験で求めなけ ればならない)。

さて,(2) で与えられる自由エネルギーは第10図に示 すように 3 次元空間における一つの曲面で与えられ,粒 子化は曲面の鞍点を乗り越えることにより起こる.した がって,鞍点の特性値 $4G^*$, r^* , x^* を求めることがこ の理論の目的である. $4G^*$ が求まると臨界エンブリオ の数密度が求まり,それと硫酸蒸気分子の衝突頻度か ら,単位体積中に単位時間に生成される粒子の数Jが計 算できる.

大気中に存在する微量成分のうち、もっとも蒸気圧の 低い物質は硫酸である.したがって、もっとも現実的な 2成分系単相粒子化は H_2SO_4 - H_2O の混合蒸気の場合 である. 25°C で硫酸の蒸気圧は 10⁻⁶Torr であるのに 対して、硝酸の蒸気圧は 45 Torr であるから、 HNO_3 - H_2O 系で粒子化が起こるためには、硝酸の濃度は硫酸の 場合より 10⁷~10⁸ 倍もなければならない.

第1表は, Hamill・Kiang・Cadle (1977) が上述の

1979年9月

成分系単相粒子化の理論を用いて計算した成層圏環境に おける臨界エンブリオ中に含まれる硫酸分子数 n_A^* と 水分子数 n_B^* , 硫酸が占める重量比 W, 臨界エンブリ オの半径 r^* , および粒子の生成率 J である.

この表の $P_{H_2SO_4}$ (成層圏における硫酸蒸気の分圧) は推定値, P_{H_2O} (同じく水蒸気圧)は実測値である. この計算でも Wは76%となり, Rosen 等の結果と一致 している. しかしながら, Jの値は極めて低く, これで は粒子化は事実上起こちないというに等しい. Hamill 等が成層圏での粒子化は単相ではなく多相だと結論する 理由である.

3.2 硫酸蒸気の生成

気体の粒子化が起こるためには、まずもって低揮発性、すなわち飽和蒸気圧の低い物質が大気中で生成されることが必要である。近年この関係の論文は無数にあるが、成層圏内における硫酸蒸気の生成についての Friend等(1973)の所論を要約すると下記のようになる。

 $O_3 + h\nu$ ($\lambda 200 - 300, 450 - 600 \text{ nm}$) $\rightarrow O_2 + O$

 $SO_2+O+M\rightarrow SO_3+M$

 $SO_2 + HO_2 \rightarrow SO_3 + OH$

 $SO_3+H_2O+M\rightarrow H_2SO_4+M$

かくして生成された H_2SO_4 が H_2O と結んでエーロゾ ル $H_2SO_4 \cdot nH_2O$ となり, これが NH_3 により中和さ れる.

 $NH_3+H_2SO_4 \cdot nH_2O \rightarrow NH_4+HSO_4 - \cdot nH_2O$

NH₈+NH₄+HSO₄-・nH₂O→2NH₄+SO₄=・nH₂O Friend 等によると、この硫酸塩粒子の中で NH₄+ が触 媒となって SO₂ の酸化がより急速に進むという.

$$2SO_2+2H_2O+O_2 \xrightarrow{= \checkmark \checkmark \uparrow \lor } NH_4^+ \rightarrow 2H_2SO_4$$

3.3 ユンゲ層形成の一次元モデル

成層圏内での H_2SO_4 生成に SO_2 が必要であるが, これは時には火山噴火により成層圏に直接注入され,ま た拡散により常時対流圏から補給される. Junge (1974) は,そのモデルで後者を取り入れた. SO_2 -S (SO_2 の中 に含まれている S) の混合比を σ とすると,

$$\frac{\partial}{\partial Z} \left(\rho D \frac{\partial \sigma}{\partial Z} \right) - K \rho \sigma = 0 \tag{3}$$

D は成層圏内の 拡散係数, ρ は空気の密度, K は SO₂ の酸化, 水和(粒子化)の速さを表わす定数で, 第2項 は (SO₂-S) から (SO₄-S), すなわち粒子に 含まれて いる S への変換率を表わしている. この式から, σ の高 度分布が求まる. この σ を用いて次式から (SO₄-S) の 混合比 ν の高度分布を解くことができる.

$$D\rho \frac{\partial \nu}{\partial Z} + w \rho \nu + D\rho \frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} = 0$$
 (4)

ここで,w=w(Z)は粒子の沈降速度である. Junge は このモデルにより, ユンゲ層の分布がほぼ説明できるこ とを示した.

Junge のモデルと全く対称的なモデルを, Rosen・ Hofmann・Singh (1978) が提出した. その基本式は,

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial Z} - \frac{\partial}{\partial r} \langle Gn \rangle + C \tag{5}$$

で与えられている.ここで、n=n(r, Z) は高度 Zにお けるミー粒子の粒径徴分分布関数,F は粒子の沈降と拡 散によるフラックス,G は粒子の成長率,C は凝集項を 表わす.

この式の要点は G である. Rosen 等は G を高度に対 する Dirac の δ 関数で与えている. すなわち, 圏界面 を面源とするエートケン粒子が成層圏内に拡散してある 高度の成長層に達すると,その表面への硫酸蒸気の凝結 により成長してミー粒子 になると考える. この成長率 は,硫酸蒸気分子の濃度および圏界面におけるエートケ ン粒子の濃度による.

Junge のモデルでは圏界面を通過して成層圏に侵入す るのは SO₂ であり, Rosen の場合にはエートケン粒子 であった.そして成層圏内での粒子化については, Junge は単相過程, Rosen は多相過程として取り扱っており, 全く対称的である.また, Junge のモデルでは H_2SO_4 の分布は一義的 に 決まるが, Rosen では調整パラメー タであるので全く人為的である.しかしながら, Junge の場合には H_2SO_4 蒸気の粒子化過程が具体的に取り入 れられていない等の不備な点がある.いずれにしてもこ の種のモデルはまだ初期の試行的段階である.

4. 成層圏エーロゾルが気象に与える影響

成層圏エーロゾルの生成に関する研究論文は近年枚挙 にいとまがないが,それが気象に与える影響となると極 めて少ない.筆者の限に触れたものだけを挙げる.

4.1 放射収支への影響

エーロゾルの放射収支への影響を論じた論文は極めて 多いが,成層圏エーロゾルと限定すると最近10年間に10 編にも満たないのではなかろうか.しかしながら,これ に言及するとなると,対流圏エーロゾルの効果と相対比 較しながら論ぜねばならぬので,筆者の力の及ぶところ ではなく,この稿からは割愛したい.

4.2 多相化学反応

成層圏化学は一般に気相反応のみが論ぜられている が,エーロゾル粒子は液相(または固相)であるので, 成層圏内に多相化学反応が起こる素地も提供している. 特に,エートケン粒子は,表面積/体積の比がミー粒子 より大きいので重要になる.

Cadle 等は,ある種の微量成分と成層圏エーロゾルの 間の反応,もしくはエーロゾルを触媒とする反応がオゾ ン化学にとって無視できないことを示した (Cadle・Danielsen・Lazrus・Schuster・Shedlovsky, 1974; Cadle・ Crutzen・Ehhalt, 1975; Cadle・Kiang, 1977). Cadle 等は,エーロゾルの効果を入れてオゾンモデルを再計算 した結果,高度 25 km 以上ではこの影響は少ないが, それ以下では重要であるという.

4.3 微量成分気体の Pseudo Sink となること

これは、エーロゾルの積極的な役割とは言えないまで も、成層圏化学にとっては重要な事柄である。すなわ ち、微量成分が種々の反応によって低揮発性の気体に変 じ粒子化することによって、その気体成分の濃度が減少 することである。

Stauffer • Mohnen • Kiang (1973) はこれを下記の式 で表わして評価した.

$$\frac{dN}{dt} = C - n^* J - \sum_i 4\pi r_i^2 \beta - D \nabla \cdot \nabla N \qquad (6)$$

N は着目している成分分子の大気中に おける濃度, n* は臨界エンブリオに含まれる同分子の数, J は粒子生成 率, r および D は粒子の半径と拡散係数で,右辺第1項 は着目成分気体の生成率,第2項は粒子生成による当該 気体の消費,第3項は粒子表面への凝結による消費,第 4項は平均自由行路より大きい曲率半径をもつ面への拡 散沈着による消費である.

4.4 その他

たとえば Bigg・Ono・Thompson (1970) は,対流圏 の氷晶核のかなりの部分が成層圏起源であることから, 成層圏・対流圏間の空気の交換で対流圏に持ち込まれた 成層圏エーロゾルは,期せずして自然に起こった「雲の 種播き」になっている可能性があると述べている.

5. 成層圏エーロゾルの問題点

現在に至るまでの成層圏エーロゾルの研究を上述のよ うに総ざらいしてみると、問題点が自から上ってくる. その主なものを列記してこの稿のまとめとしよう.

- (1) 成層圏エーロゾルの一般像に関する問題点
- ① エーロゾル濃度の高度分布と粒径分布の噛み合わ

せに見られる矛盾.より多くの情報が必要.

- ② エーロゾルの化学組成および物理的状態(凍結? 過冷却?)の確認と、それに応じた屈折率の決定。
- ③ 組成測定法の再検討. 捕集後の試料の変化,たと えば HNO₃ の蒸発等が考えられる.
- (2) 気体の粒子化現象に関する問題点
- 室内実験として、種々の濃度における硫酸溶液の 飽和蒸気圧を高い信頼度で測定すること。現在知 られている値は人によって数桁の違いがある。
- ② 野外実験では、成層圏における SO₂, H₂SO₄ の 濃度測定.これはまだ行なわれていない.こうし た泥くさい仕事こそ真に価値ある科学的研究であ る.
- ③ 成層圏における粒子化の機構は単相(Homogeneous)か? それとも多相(Heterogeneous)か?
 もし多相とすれば、対流圏エートケン粒子の生因は何か?
- ④ モデリングの改良,すなわち,粒子生成率,成長率と輸送の速さの噛合わせ,2次元モデル,3次元モデルの開発。
- 対流圏からの SO₂, H₂O, エートケン粒子等の物 質の移入率の推定。

(3) 成層圏エーロゾルの役割についての問題点

これは気候変動に結びつく終局的な問題であるが,研究がまだ殆んど行なわれていない. 関心がないわけでは なく,むしろ総ての研究者が目指していることながら, 現在程度の知見では想像に止まらざるを得ないというの が実状なのであろう.

文 献

- Bigg, E.K., A. Ono and W.J. Thompson, 1970: Aerosols at altitudes between 20 and 37 km, Tellus, 22, 550-563.
 - _____, 1975: Stratospheric particles, J. Atmos. Sci., 32, 910-917.
 - Cadle, R.D., E.F. Danielsen, A.L. Lazrus, B.G. Schuster and J.P. Shedlovsky, 1974: Recent studies of the stratospheric aerosol layer, Proceedings of the International Conference on Structure, Composition and General Circulation of the Upper and Lower Atmospheres and Possible Anthropogenic Perturbations, IAMAP/IAPSO Combined First Special Assemblies, Melbourne, 161-173.

_____, P. Crutzen and D. Ehhalt, 1975:

1979年9月

Heterogeneous chemical reactions in the stratosphere, J. Geophys. Res., 80, 3381-3385.

- and C.S. Kiang, 1977: Stratospheric Aitken partcles, Reviews of Geophys. Space Phys., 15, 195-202.
- Doyle, G. J., 1961: Self-nucleation in the sulfuric acid-water system, J. Chem. Phys., 35, 795-799.
- Friend, J.P., 1966: Properties of the stratospheric aerosol, Tellus, 18, 465-473.
- , R. Leifer and M. Trichon, 1973: On the formation of stratospheric aerosols, J. Atmos. Sci., 30, 465-479.
- Giaugue, W.F., F.E. Hornung, J.E. Kunzler and T.R. Rubin, 1960: The thermodynamic properties of aqueous sulfuric acid solutions and hydrates from 15 to 300°K, J. Amer. Chem. Soc., 82, 62-70.
- Grobecker, A.J., 1974: Progress report on the Climatic Impact Assessmant Program, Proceedings of the Third Conference on the Climatic Impact Assessmant Program, 1-15.
- Hamill, P., C.S. Kiang and R.D. Cadle, 1977: The nucleation of H_2SO_4 - H_2O solution aerosol particles in the stratosphere, J. Atmos. Sci., 34, 150-162.
- Hofmann, D. J., J.M. Rosen, T. J. Pepin and R. G. Pinnick, 1975: Stratospheric aerosol Measurements I: Time variations at northern midlatitudes, J. Atmos. Sci., 32, 1446-1456.
- J.M. Rosen and J.M. Kiernan, 1976: Stratospheric aerosol measurements IV: Global time variations of the aerosol burden and source considerations, J. Atmos. Sci., 33, 1782-1788.
- Junge, C.E., C.W. Chagnon and J.E. Manson, 1961: Stratospheric aerosols, J. Met., 18, 81-108.
 - ______, 1974: Sulfur budget of the stratospheric aerosol layer, Proceedings of the International Conference on Structure, Composition and General Circulation of the Upper and Lower Atmospheres and Possible Anthropogenic Perturbations, IAMAP/IAPSO Combined First Special Assemblies, Melbourne, 85-100.

Kiang, C.S. and D. Stauffer, 1973: Chemical

nucleation theory for various humidities and pollutants, Disc. Farad. Soc., 7, 26-33.

- Mossop, S.C., 1963: Stratospheric particles at 20 km, Nature, 199, 325-326.
- _____, 1964: Volcanic dust collected at an altitude of 20 km, Nature, 203, 824–827.
- 小川利紘, 1975: 成層圏微量成分の高度分布, 天 気, 22, 215-226.
- -----, 1977: 大気組成のグローバル な人 工 変 成, 天気, 24, 499-517.
- 小野 晃, 1977: 成層圏エーロゾル粒子, 科学, 47, 18-26.
- Pinnick, R.G., J.M. Rosen and D. J. Hofmann, 1976: Stratospheric aerosol measurements III: Optical calculations, J. Atmos. Sci., 33, 304-314.
- Podzimek, J., W.A. Sedlacek and J.B. Haberl, 1977: Aitken nuclei measurements in the lower stratosphere, Tellus, 29, 116-127.
- Rosen, J.M., 1964: The vertical distribution of dust to 30 kilometers, J. Geophys. Res., 69, 4673-4676.
- aerosols, J. Appl. Met., 10, 1044-1046.
- _____, D.J. Hofmann and J. Laby: Stratospheric aerosol measurements II: The worldwide distribution, J. Atmos. Sci., 32, 1457-1462.
- _____, D. J. Hofmann and S.P. Singh, 1978: A steady-state stratospheric aerosol model, J. Atmos. Sci., 35, 1304-1313.
- Stauffer, D., V.A. Mohnen and C.S. Kiang, 1973: Heteromolecular condensation theory applied to particle growth, Aerosol Sci., 4, 461-471.
- Toon, O.B. and J.B. Pollack, 1973: Physical properties of the stratospheric aerosols, J. Geophys. Res., 78, 7051-7056.
- ——, and J.B. Pollack, 1976: A global average model of Atmospheric aerosols for radiative transfer calculations, J. Appl. Met., 15, 225– 246.
- Twomey, S., 1977: Atmospheric Aerosols (Developments in Atmospheric Science, 7), Elsevier Scientific Publ. Co., 43.

論

討

柳原(気象庁):エーロゾルに関す るいろいろの問題 点が挙げられたが, 日本の MAP ではどの問題に主力 をおいて計画されているか.

三崎:只今,小野,田中教授を中心として議論中で,

まだ煮つまっていない.多分,放射の問題に重点をおいた計画となるであろう.

堀内(東海大学): 成層圏エーロゾルに対する HNO₃ の寄与はどうか. 三崎: H₂SO₄-HNO₃-H₂O の3成分系で HNO₃ が 粒子生成に関与する可能性があるという論文はあるが, 現在までのところ成層圏エーロゾルに HNO₃ が含まれ ていたという報告はない.HNO₃ の飽和蒸気圧は H₂SO₄ のそれに比べて8~9桁も高いから,硝酸エーロゾルの 生成は殆んど可能性がないように思われる.ただし,既 にできている粒子表面への凝結はまた話が別であると思 う.

堀内:硫化物(S)と窒素酸化物(N)の生成源とそ

の量はどうか.

三崎:お答えできない.

堀内:エートケン粒子とミー粒子との高度分布の相違 は何によるか.

三崎:それが問題の一つである. ミー粒子の成因につ いても、単相生成 (Homogeneous nucleation, Junge) とする考えと、多相生成 (Heterogeneous nucleation, Rosen) とする考えと が あり、 今のところ決定できな い.

中層大気力学の問題点*

松 野 太 郎**

前回, ほぼ同じ主題でシンポジウムが開かれたのは 1968年のことであった(「上部成層圏・中間圏に関する シンポジウム」, 天気第15巻, p. 143~p. 162 に予稿掲 載). それ以後の発展の中で注目すべき事は, 成層圏気 象の重要課題であった準2年周期振動(QBO)と成層 圏突然昇温の生成機構に関する理論が相ついで提出され

(前者については Lindzen・Holton, 1968; Holton・ Lindgen, 1972; 後者については Matsuno, 1971),両 現象の力学についての理解が大いに前進した事であろ う. これを1968年当時既にできていた成層圏大気力学の 諸理論(前掲,松野の予稿参照)に加え,さらに,まだ 実際現象との対応は定かでないが,内部ジェットの傾圧 不安定理論(McIntyre, 1972; Simmons, 1974)を追加 すれば,ストラトボーズまでの大規模現象≒バルーン・ ゾンデおよびロケット・ゾンデで観測可能な現象につい ての力学理論の骨組みができ上がる.[以上全般につい て Holton (1975)の良くまとまった総合報告がある. また,QBO と赤道波については柳井・丸山,(1969)が,

突然昇温については松野(1971; 1977)が解説している.〕 興味深いことに,前記2現象とも,下層大気から伝播 していった波動が平均東西流を作り出す効果,あるい は,もっと端的に言えば波束が東西方向の運動量(厳密 には角運動量)を持って伝わってゆく,という事が生成 機構の核心を成している.また,"クリティカル・レベ ル"の効果,ないしそれに準じる効果(波動の東西方向 の位相速度が平均流速に近くなると,上方伝播の群速度 が小さくなり,その結果波束はその近辺に押し詰めら れ,かつ長時間滞在する.まさつ等の散逸効果があれば 波動は減衰し,運動量は置き去りにされる)も,程度の 差こそあれ両現象の発現に重要な役割を果たしている.

成層圏気象の中の最も顕著な現象が二つながら,一見 した時の姿の大きな相違にもかかわらず,その力学的機 構の本質に関する限りともに前記の二つの概念を基礎と し,類似した形でとらえられるに至った事には驚く他な い. これらの概念は両現象のみならず,中層大気中の他 の未解決の問題や,海洋,天体大気中の諸現象の解明に も役立ってゆくであろう. 波による平均流生成の理論は その後 Uryu (1974; 1975)をはじめ,いく人かの研究 者によって美しい形にまとめ上げられた.それについて は,瓜生 (1976), McIntyre (1977; 1979)らのレビュ ーに詳しい.また,クリティカル・レベルについては, 多少異なった面を含めて田中 (1975; 1977)による解 説を参照されたい.

以上のようなわけで、中層大気の力学はここ数年発展 のあとのひと休みという感がないでもない.オゾン層生 成理論を中心とした微量成分の化学の急速な変貌,前回 のシンポジウムの頃には専門家以外にほとんど見向きも されなかったエーロゾル層の研究の爆発的増加,さらに 人工衛星からの遠隔探査技術の発展によって今や成層圏

^{*} Topics in the middle atmosphere dynamics

^{**} T. Matsuno, 東京大学理学部.

天気図が対流圏のそれよりも容易にかつ正確に作られる ようになった事情などを考える時、その感を強くする。 (ただし、中層大気の放射の研究は余り発展がみられず、 それと直結した力学の研究者 に は も どかしい思いがす る)、力学はどこに新しい局面をひらき挑戦してゆくか、 当然ながら,それは今まで観測が充分なされず未知のま ま放置されていた分野で、場所的にはロケット・ゾンデ 到達高度(50~60 km)よりも高い中間圏がそうであり, また, 成層圏でも小スケールの内部重力波と乱流はほと んど未開の領域である. さらに,既に理論的解明がなさ れたと称する現象も、ごく大まかな枠組みが与えられた に過ぎず、実際現象と定量的に対比するまでにはまだま だ多くが残されている。その象徴としての中層大気現象 の数値モデルによるシミュレーションなど全くこれから の分野である。以下これらの研究課題の中のいくつかに ついて,かなり主観的ながら問題点を述べてみたい.

1. メソポーズ弱風層と逆温度勾配

第1図および第2図は,月平均(および大まかながら 経度平均)をした気温および東西流の緯度-高度断面図 である.中層大気に目を向けると,そこは対流圏とは大 いに異なり,全半球的に夏は東風,冬は西風となり大き な季節変化をしている. これに対応して, 気温分布は 20~60 km 層では夏の極に最高気温, 冬の極に最低気温 が現われ, その間は単調に変化している. それではこれ らの風系の上の端はどこまでかと見てみると, 東風, 西 風ともちょうどメソボーズのある 80km あたりで終わり となり, その辺はさらに上層にある別個の風系との間に 狭まれた弱風層となっている(風速ゼロの線が走ってい る)ことに気ずく. 東西風が高さとともに減じるという ことから温度風関係を通してわかるように, 気温の緯度 分布も 60 km 以下とは逆になり, 夏極に最低温, 冬極 に最高温が現われる. 日射量から期待されるのとは正反 対になるわけで(その意味でこれを"逆温度勾配"と呼 ぶことにする), 中間圏の上半分から熱圏の底部にかけ て(65~100 km)は特異な領域である. 問題のひとつ は, このような事がなぜ起こるか, ということである.

この種の問題はしかし、大気力学にとってそれほど珍しいものではない. まず第一に、成層圏の底部 10~20 km では赤道上に低温の極があり高緯度に向けて気温が 上昇する.その直下の対流圏の温度傾度と反対になって いるし、下層大気での平均的日射量に対しても"逆"の 関係にある.この他、暖気の核を持つ熱帯低気圧の上端



第1図 1月(左)と7月(右)における平均気温分布の子午断面図. 共に 北半球での観測による ものなので赤道で多少のくい違いがある (Cole・Kantor, 1978による).

▶天気//26.9.



第2図 7月(左)と1月(右) における平均東西風分布の子午断面図.第1図と同様北半球のみの観測を用いているが,赤道ではつないである.
 80~90 km の部分に風速 ゼロの線 が通っていることに注意 (Handbook of Geophysics より).

に低温域が存在することや、高温の都市ヒート・アイラ ンド中心部の上端に周囲より低温の部分が見出されるの とも共通している。 すなわち、 基本的に安定な成層をし た大気中のある部分に局所熱な加熱・冷却が与えられる と対流運動を生じるが、それが、流れの連続性の故に加 熱・冷却層のみにとどまらず上下の断熱(ないし弱加熱 冷却)域にまで及んで,強制的に逆センスの温度変化を 引き起こすのである。中間圏の逆温度勾配も、この考え に従って、ストラトポーズ付近に中心を持つ夏冬間の強 い加熱差による対流運動から強制的に生みだされたもの と解釈されている(Sawada · Matsushima, 1964; Leovy, 1964). 都市ヒート・アイランドの例を除い て前述の現 象ではすべて地衡風平衡の近似が成り立つが、この場合 は、加熱・冷却域で生じた温度差とバランスしている流 れが上下方向にどの程度まで滲透するかという事と同等 であり、さらにもっと即物的に言えば、第2図に見られ るような東西風を理論的に計算した時そのコンターが所 定の高度以下でうまく閉じるか,という問題である.実 はこれがなかなからまくゆかない一かなりの無理な仮定 をしないとうまくゆかないのである.

第3図に二,三の研究者による東西風の高度分布(緯 度45°),第4図に夏極と冬極の温度差の高度分布を示 す Leovy (1964) は, 循環全体を静止大気中の微小摂 動として解析的に扱い、その結果、普通に考えるような 渦粘性の効果では駄目で(第3図中の L_4)、レーリー摩 擦,それも時定数が10日という強いものを考えないとい けないことを示した(第3図中の L_1). レーリー摩擦と いうのは、風速 V に対して -kV で表わされるような 摩擦で,常に Vを0にする方向に働く(だからこそ, コンターが閉じる!). 第3図中の Holton • Wehrbein (1979)の最近の研究では、上端近くでの k⁻¹ は 2~5 日 という強い摩擦が仮定されている. レーリー摩擦は、も ともとは最も簡単にエネルギーの消散を取り入れる方便 であったが、Leovy の研究以後、この形が正しいのだと いう物理的意味ずけが行なわれるようになった.後にも 触れるように、中層大気中にはかなりの内部重力波が存 在しているが,その発生源は大部分下層大気であろうと 考えられている。波動は上下伝播に際してエネルギー密 度を保存するから、下層ではちょっとした事で発生した 波も上層では大振幅となるのである. さて, 下層起源の 内部重力波は、山岳波 (lee waves) がそうであるよう に、多くは地形に対して動かないもの、ないし動きの遅 いもの (10~20 m/sec といった程度) と考えられる. 最初にも記したように波は運動量を輻射輸送するが、こ

1979年9月



第3図 冬半球の緯度45°または50°での西風速度の鉛直分布の比較を示す図.破線は観測に基ずくモデルで、CIRA-1965およびHandbook of Geophysics のもの. 実線は理論計算で、L₁: Leovy (1964)のレーリー摩擦を仮定した Model I、L₄:同じ研究で渦粘性を用いた Model IV. H: Holton・Wehrbein (1979)の結果でメソポーズ近くで大きなレーリー摩擦が仮定されている。

のように固体地球からみてほぼゼロの位相速度を持つた くさんの内部重力波が上方に伝播し、それ自体の砕波や 小規模乱流の効果によってメソポーズ近辺で消滅すると すれば、それらの運動量の集積によってこの層は風が弱 くなる-というのである (Houghton, 1978参照). しか し, この機構のきちんとした 議論は 未だ なされていな い、平均東西流との兼ね合いで波が選別される過程(ク リティカル・レベルに準じる効果),有限な長さの波束 がいかにして運動量を運び得るか、等々重要な問題点を 残したままである. 電離層では, 磁力線にまつわりつい ているイオンと中性粒子との衝突によって、レーリー摩 擦と同じ効果が現われ,その時定数は高さ 10 km で 100 日, 120 km で1日程度とされている (Kato・Matsushita, 1969). あるいは, この力が渦粘性を介して中間 圏にまで影響しているかもしれない。一方,第3図より 明らかなように、この高さに対しては観測自体が不充分 でモデルによって大きな差がある。MAP の観測,特に IS レーダ, 流星レーダの観測に期待している.

2. 冬季高緯度中間圏擾乱について

32

先に記したように,高緯度地方の中間圏では冬に高 温,夏に低温になるが,その現われ方はたいへん異なっ





第5図 フラスカのバロー岬における夏と冬の気温 のプロファイル.変動幅を影で示してある (Theon・Smith, 1970による).

ている. 第5 図は, アラスカの Point Barrow (71°N) での多数の気温の観測を夏と冬 に 分け て統計したもの で, 平均値 (実線) と ともに変動幅が示され て い る (Theon・Smith, 1970). 一見して明らかなように, 夏は たいへん静穏なのに対し, 冬の高温は大きな変動を伴っ て現われている. この原因としてプラネタリー波を考え るのは自然のように思える. 対流圏に起源を持つ準定常

▶天気//26.9.



第6図 1967年1月31日から2月1日にかけてバロ ー岬で測った気温の高度分布 (Heath et al., 1974より)

プラネタリー波は東風の卓越する夏の間は中層大気に侵 入し得ないが,基本流が西風となる冬季には高く中間圏 まで伝播し得る事が理論的に知られているし(Charney・ Drazin, 1961; 松野, 1977),実際,人工衛星からの赤外 放射の観測によっても確かめられている(Hirota, 1976; Hirota・Barnett, 1977). しかし,後者の論文によると プラネタリー波による温度変動は高さ 60 km あたりで 最大となり,中間圏ではその半分位に減少する.それ 故,第5 図にみられる冬季中間圏の大きな温度変動はプ ラネタリー波によるものではない. 短周期の内部重力波 が原因なのである.一般に,ロケットや流星レーダの観 測結果からみて,中間圏高度では冬のプラネタリー波, 大気潮汐,内部重力波はほぼ同じ程度の強さを持ってお り,メソポーズ近くでは後の二つが特に大きい.

冬の激しい温度変動をもたらすものは内部重力波であ るが、それをうまくとらえた観測例がある。第6図は、 同じ Point Barrow で1967年1月31日から2月1日にか けてたくさんのロケットで観測を行なった結果を重ねて プロットしたものである(Heath *et al.*, 1974). プロフ ァイルが短時間に変動していることがわかる. さらに、 このデータをもとに相続く観測間の気温変化をとり、そ の時間-高 さ セクションを作ったものが 第7図 で ある (Heath *et al.*, 1974). 図を見て明らかなように、変化傾 向の位相が上から下へと伝わって来ている. 内部重力波



第7図 第6図に示す観測から気温変化を求め、それを時間-高度断面図 にして符号 によってぬり分けたもの。同一変化傾向が上から下へ伝播している (Heath et al. による).

やプラネタリー波については、上下の位相速度と群速度 が逆向きである事が知られているから、この事実はこの 擾乱が、他の多くの場合と同様に下から伝わって来たも のであることを示している。周期は2~4時間、鉛直波 長は 10~15 km で、これから分散関係を用いて水平波 長を求めると 400 km 前後となる。これらの数値は、 他の観測例 (Hines, 1960) とも殆ん ど同じで中間圏・ 下部熱圏の顕著な内部重力波 に共通 して いるようであ る。風速変動の振幅は、原資料 を みると 70 km で 50 m/sec, 90 km で 100 m/sec ほどで、これは他の観測例 (それ自体ふだんよりも顕著な場合に報告 される)の2 倍はあり、異常に強い例ではないかと思う。

この現象について、あやふやながら個人的推論を述べ たい.まず、第6図において内部重力波と思われる激し い変動を平滑化してみると、高度 80 km のあたりに厚 さ 10 km 強の高温の層ができていることが認められる. 第5図にも同様のものが見られる.実は、Craig (1965) の教科書の中にもこのような例が多く見られ、その事に ついての簡単な記述もある.このように、冬の高緯度地 方では時折り 80 km あたりに高温層ができるらしい. 水平のひろがりをみるために第6図と同じ日のデータを 調べてみると、同じ日に Point Barrow から東南東に 2,500 km ほど離れたカナダの Churchil での観測に類似 の高温層が見られ、さらに、そこから南東に約2,500 km 離れた Wallops Island にもある.残念なことに、観測 が時間的にまばらで現象の始まりがわからず、継続時間 も決められないが、少なくとも1日の程度はあるよう

1979年9月

だ.以上まとめると,冬の中間圏では水平スケール5,000 km 以上,寿命1日以上の高温層を作り出す何物かがあ り,それに伴って内部重力波の異常増幅が起こるらし い.この「何物」かは,そのスケール等からみてプラネ タリー波か,それによって生じる突然昇温のような現象 と考えるのが自然である.この前後の成層圏をみると, 1月10~20日にかけて Aleutian 高気圧が優勢となり, かつ非常に安定していた.このような状況は,中間圏ま で波数1のプラネタリー波が伝播するには都合がよいと 思われる.

プラネタリー波,あるいは中間圏突然昇温がなぜ内部 重力波の増幅を引き起こすか?という点になると、今の ところ 見当がつかない。 敢えて 憶測を言えば、 これら の現象に伴って極域で強い下降流が生じ、それによって O原子が輸送されて平常よりもO原子の豊富な領域を作 り,そこに内部重力波が伝播して来た時その運動とОの 再結合発熱が結びついて波の増幅が起こる(Leovy, 1966 参照)と考えられなくもない。かつて、O原子の再結合 による化学ポテンシャルの解放が冬の中間圏の高温をも たらすと考えられた事もあった(Kellog, 1961). 定量的 にエネルギー収支の見積もりをするとそれが無理なこと がわかるが(大もとは O2の解離吸収に伴う日射エネル ギーで, 平均的には 10 erg cm⁻² sec⁻¹ しかない. しか も下方まで輸送され得るのはそのまた一部である.),定 常的な高温の原因としてではなく、間けつ的に起こるこ の変わった現象を引き起こすのに一役買っている可能性 はあるし,そうであればおもしろいと思う.

3. 中層大気中の内部重力波と乱流

これまで、二つの話題にいずれも内部重力波が登場し てきた.内部重力波は中層大気いっぱいに満ちている極 めて一般的な運動であり、大気大循環や物質輸送に重要 な役割を演じているらしいのだが、その実態は今まで殆 んど解明されていない. 確実にわかっている事と言え ば;(1)中層大気中でいつでもどこでも程度の差こそあ れ存在している (2)強さは成層圏で 5 m/sec,中間圏 で 10~30 m/sec の程度である (3)鉛直波長は、1~ 15 km、中でも 3~8 km ぐらいが目立つ (4)水平波長 や周期は掴みにくい.流星レーダにかかるものは、速度 の相関から推定して周期数時間、水平波長数百 km 程度 が卓越しているらしい.少数行なわれたロケット・ゾン デの特別観測の結果もこれらの数値と矛盾しない (5) 位相は下向き伝播、したがってエネルギー的には上向き に伝わっている……といった程度のことである

さて、内部重力波の全体像が掴みにくい原因のひとつ は,スケールその他の点で異なるたくさんのものを一緒 にしているからではないだろうか.ひとつの分散式で書 き表わされる波動であってもスケール等が違えば形や振 舞いも違うし,役割も違うであろう.そこで,内部重力波 をいくつかに分類することを試みることにする、実は、 既に記した第1節のレーリー摩擦で出てきた内部重力波 と第2節の冬季高緯度にみられる大振幅の波とを一緒に することはできない.なぜなら、第5図より明らかなよ うに後者は夏にはたいへん弱くなってしまうが、それで は夏の東風を弱めるレーリー摩擦の働きがなくなってし まうからである。第5図,第6図のデータはグリネード 法と呼ばれ,発音弾を用いて音速から気温・風速を求め る方法で得られたものであるが、技術的制約から大部分 のデータは 4 km おきにしか得られていない. これでは ふつうの内部重力波の検出には不向きである.他方,鉛 直分解能の良い流星レーダによると、内部重力波と思わ れる運動の強さは1年を通じてほとんど変わりがない. 半年周期で変動するという事例もあるが、その度合いは 小さい、そこで、第2節で問題にした大振幅の内部重力 波は,すでに議論したように冬の高緯度中間圏で何らか の大規模条件の下で異常に増幅した特殊なものと考える のが適当である. これを"巨大内部重力波"と仮に呼ぶ ことにする、それに対して、先に箇条書きしたような代 表的性質を持つ波を"通常内部重力波"と呼ぼう.

ところで,文献を読んでみると上記のものとまた違っ た内部重力波の仲間がいるらしい事がわかる. 第8図は Sawyer (1961) によるもので, ラジオ・ゾンデによる下 部成層圏の風の鉛直分布を示したものであるが,鉛直ス ケール 1km 程度,変動幅 5 m/sec 以下ぐらいの小さ な構造が比較的長時間持続しているのが読み取れる. 東 西・南北各成分間に一定の位相関係がみられる事も特徴 的である. Saywer は,これを慣性振動と解釈してい る. 言うまでもなく,慣性振動は内部慣性重力波の極限 的な姿で,分散式

$$\omega^2 = \frac{N^2 k^2 + f^2 m^2}{k^2 + m^2}$$

において $m^2 \gg k^2$ の時に $\omega^2 \rightleftharpoons f^2$ として現われる. ただ し、 ω は波の振動数, k, m は水平, 鉛直の波数, N は Brunt-Väisälä 振動数, f はコリオリ・パラメータすな わち慣性振動数である. $m \gg k$ という事は水平方向に大 きく鉛直方向に小さい, つまり, 平べったい構造を持っ ているという事である. 他の報告も合わせて考えると,

*天気/ 26.9.



第8図 成層圏下部 10~16 km における風速の微細構造 とその時間変化. 1.5 時間おきの 観測が示してある (Sawyer, 1961による).

厚さ 1~2 km 程度,水平のひろがりが数百 km の程度 の層が半日くらいの周期でゆっくり振動しているらし い(中緯度成層圏で $N/f \approx 200$ だから, $m/k \geq 200$ な ら $\omega^2 \lesssim 2 f^2$ となる.内部重力波の性質も認められ,位 相はゆっくりと下に移動する.この型の運動は"メソ・ スケール準慣性振動"と呼ばれる事がある (Weinstein, 1966).

この種の運動は、ラジオ・ゾンデ観測のデータ(通常観 測ではなく鉛直分解能を上げた観測)をもとに少なから ぬ研究がなされており、下部成層圏にかなり一般的に見 出されている*. 前記の Sawyer (1961)の研究発表に対 して即刻討論が行なわれ、この薄い層状の運動とオゾン 分布にみられる1km 程度の層状構造と関係があるので はないか、という意見が出された.その後の研究でも、 オゾンその他の物質分布との関連に注目したものがあ る.興味ある観点ではあるが、まだきちんと実証されて いないし、運動速度が一般に小さい(たかだか 5 m/sec の程度)ことからみて必ずしも結びつかないのではない かとも思う.

ところで、海洋内部の振動を調べると、一般にその場 所での慣性周期が卓裁しており、"Inertia period dominancy"として知られている。そして、そのような現象 の生じる機構として次のような説明がなされている。海 水には、低気圧、前線通過などに伴い、さまざまな周期 からなる外力が加えられるが、それに応じて成層回転流 体である海洋中にはさまざまな内部重力波モードが励振 される.それらは,一般に群速度を持っていて擾乱励振源 から離れていくが、 $\omega = f$ のものだけは群速度がゼロで あるためその場所に残る.一方,伝播していった波も異な る緯度の所に行って、どこかで $\omega = f$ (critical latitude) となるともうそこを逃れられない(厳密にはそうではな い しかし滞在時間が非常に長くなる.).結局,嵐が去っ てしばらくすると、どこの緯度でもそれぞれの慣性振動 が見られることになるというわけである. この議論は, このままでは大気に当てはめるのは適当ではないが根本 的には同じ状況にあるのではないだろうか.対流圏で何

^{*} 最近 GATE の観測データを用いて詳しい解析を した報告が出た (Cadet • Teitelbaum, 1979).

らかの励起源によってさまざまな波長と周期を持つ内部 重力波が作られると、それらはシアーを持つ一般流の影 響を受けて変形を しながら中層大気の中を伝わってゆ く、位相速度と同じ向きに一般流が強くなるようなシア ーがあると,波面が水平に近ずくように傾き,鉛直波長 は次第に短かくなってゆく、それにつれて、一般流から みた振動数 $\hat{\omega}$,鉛直・水平の群速度が小さくなり、 $\hat{\omega}$ が fに近ずくと群速度は0に近ずき、波束は事実上そこに 捕えられてしまう (Jones, 1967; Kitchen · McIntyre, 1979). このような波が準慣性振動として観測されるの であろう、もちろんすべての波がそのような経過をたど るのではなく、位相速度が一般流と逆向きの波や、もと もとの振動数が高い波(それほど平べったくない波)は "通常内部重力波"として順調に上方に伝達してゆく、 中層大気が上記のごとき平べったい波で満ちていること を示す写真がある。第9図は、同時に発射された2個の 発煙弾の残した煙の跡が風によって変形された姿を示し たものである (Marshal, 1969より). 高度 30~70 km の範囲で,二つの煙の間隔は下層で 20 km 弱,上層で 30 km ほどである. これだけの距離があるにもかかわらず, 1km よりも小さい微細な変形まで実に 良く一致してい るのに驚かされる

以上,内部重力波の分類として三つの型を考えてきた. この他に,高緯度地方で夏の薄明時に見られる夜光 雲は顕著な波状を呈する事が知られており,その波長は 1~10 km と短かい. これは明らかに今までの分類に入 らないが,ここでは立ち入らないことにする.

さて, 中層大気で内部重力波と同じようにありふれて いながら良くわからないもうひとつの現象は、乱流であ る。障害物もなく対流も起こらない中層大気で乱流が生 じるのは、風の鉛直シアーが強くなり Richardson 数が 1/4以下になる時だけである. ところが, 大規模現象に よる流れがそんな強いシアーを持つ事はないので、乱流 が生じるのは内部重力波に伴って局所的にシアーが強ま った場合である。第8図,第9図を見れば明らかなよう に,大規模的にみたシアーは弱くとも,局所的には充分 強いシアーがあり得る。かつ, 前の議論から明らかなよ うに乱流が生じるとすれば、上下方向に薄くかつ小さな 間隔で起こり,一方,水平方向には層状に大きく広がっ ていると思われる。第10図は、バルーンに微風計をつけ て乱流を直接観測した例である(Barat, 1975). 第10図 aにみられるように、150mしか離れていない2箇所で 乱流と層流にはっきり分かれている。そして、このよう



第9図 高度 30~70 km の間の風の微細構造を示 す発煙弾の跡.二つの煙は 20~30 km 離 れている。しかし、こまかい変形までが実 によく一致している (Marshal, 1969 によ る).

な乱流層が第10図 b にあるようにいくつも狭い間隔で重 なっている. この方法では水平の広がりはわからないは ずだが, FM 連続波レーダの観測等によって乱流域が層 状あるいはパッチ状をなしている事が知られており,か つ,時間的にもできたり消えたりしているらしい.

このように、中層大気は内部重力波で満ちており、か っそれが乱流を発生させている.全体のイメージとして は、ちょうど海面いっぱいに大小の波が立ち、それがと ころ どころ 砕けて 白波となっていると 思えばよい、岸 近くの成層圏では白波はちょっぴりしかないが、沖合に 行くにつれ波は高く砕波も増し、メソポーズでは真白に しぶきが上がっているーという状況が思い浮かぶ.この 譬えは表面的なものに過ぎないが(表面波にたとえたか ら?)、成層圏大気中の内部重力波による乱流発生機構は 海洋内部におけるそれと全く同じであり、その結果とし ての"ステップ構造"、すなわち塩分や温度が乱流層内で 一様化している状態と類似の現象が成層圏中にも見られ るとも言われている.

いずれにせよ、小スケールの内部重力波と乱流の観測 は未だ不充分であり、前述したような「海に似た中層大 気」という描像を確かめ、そこに現われるさまざまな現 象の力学を作ってゆく事はたいへん魅力ある課題に違い ない.

4. その他の興味ある課題

中層大気の力学というたいへん広汎な課題を与えられ

、天気/ 26.9.

たのであるが、これをまんべんなく、かつ詳しくレビュ ーすることは限 られ た時間内では不可能である。そこ で、今まで余り話題にのぼらなかったような、しかし明 らかに重要と思われる課題をいくつか選んで紹介した。 これだけでは標題に対して片手落ちになるので、その他 の問題について題目を掲げる程度に列挙しておこう。



第10図 a バルーンにつけて飛揚した微風計の記録 で乱流帯(26.80 km)と層流帯(26.65 km)の対比を示す. 中央の高さのスケ ールから乱流のサイズがわかる(Barat, 1975による)

4.1 半年周期振動

低緯度地方の成層圏から中間圏にかけて(30~70km), 平均東西流が半年周期で変化する(Reed, 1966). この メカニズムはまだわかっていない.赤道上に西風(最大 30 m/sec)を作らなければいけないので波動による運動 量輸送が必要とされるが、それに見合うような Kelvin 波が最近検出されている(Hirota, 1979a).詳しくは廣 田氏の総合報告(Hirota, 1979b)を参照されたい.

4.2 大気潮汐,自由振動

大気(熱)潮汐は、対流圏では低緯度地方での気圧振動として注目される程度であるが、中層大気中ではたいへん顕著な現象となる(50 km で風速振幅 5~10 m/sec,メソポーズでは 30 m/sec の程度). 地球規模の内部重力 波として上方伝播するからである. 励起源や伝播特性について、現実的条件を与えて定量的計算が行なわれるようになったが、まだ完全とは言えない(Lindzen・Hong, 1974; Hong・Lindzen, 1976).

4.3 下部熱圏の大循環, Super-rotation

第2図で高度 100 km 以上はぼかしてあるが,その後 の研究をみると,1年を通じて低緯度上空は東風,中緯度 は西風(いずれも30~50 m/sec 程度)らしい.これとそ っくりの帯状風分布が,1日周期および半日周期の大気 潮汐による平均流生成作用の結果として最近 Miyahara (1978)により計算された(第11図).さらに高い所,150 ~200 km の層ではかなり強い西風が吹いているらしい (Super-rotation).が,その成因は未だ不明である.

4.4 傾圧不安定

中層大気の大循環で対流圏と最も違う点は, 傾圧不安 定が起こらない事であろう.

しかし,冬のストラトポーズ近くは,下側の成層が極 めて安定なのに対して上側は安定度が小さいから,この



第10図b 第10図aの観測でわかった乱流層の分布状況 (Barat による)



B11図 1日周期大気熱潮沙の連動重幅 送によって生じる下部等の平均東西流 (Miyahara, 1978).

境界が地面のごとく作用して傾圧不安定の生じる可能性 がある (Simmons, 1974). 予測 される不安定波の水 平・鉛直スケールが, それぞれ 5,000 km, 10 km であ るから, ロケット・ゾンデの観測や現在の衛星観測では 見落とされていたのかも知れない. 鉛直分解能が高く, ストラトポーズ近辺まで観測可能な Limb Radiance Infrared Radiometer の成果が期待される.

4.5 成層圏突然昇温とプラネタリー波

突然昇温は、おおまかに見ればプラネタリー波の運ぶ 東風運動量によって極夜ジェットが崩され、それに応じ て南北の温度傾度が逆転する現象である(Matsuno, 1971).しかし、具体的な現象を見ると、波数間の相互 作用や、低緯度-高緯度間の運動量交換を伴いながら、 エベント毎に異なる特徴を持って展開している。これら の効果をも考慮した現実的な昇温機構のモデルが必要で ある.さらに、成層圏の変化を単に対流圏から強制され たものとみなすのでなく両者の間の結びつきも考慮し、 対流圏でのプラネタリー波の増幅までを含めた全体機構 を解明せねばならない(Tung・Lindzen, 1979参照).

最近,人工衛星からの赤外放射観測によって南半球の プラネタリー波の振舞いがわかって来た(Hartman, 1976; McGregor・Chapman, 1979). それを見ると, 以前考えられていたよりもプラネタリー波は強く,かつ 移動や変動が激しい. これらの現象を説明するには従来 の線形伝播論では足りないのではあるまいか.

4.6 準2年周期振動と赤道波

準2年周期振動(QBO)の機構は,Lindzen・Holton (1968) および Holton・Lindzen (1972)の理論,すな わち,対流圏から赤道成層圏中に運動量をたずさえて伝 播していく2種の赤道波一東向き Kelvin 波と西向き混 合 Rossby 重力波一が交互に選択吸収されることによ って生じる,という考えでうまく説明された(柳井・丸 山,1969参照).しかし,Hayashi (1970;1978) らの 努力にもかかわらず,赤道波の成因が完全には解決して いない.今後,半年周期変動に関係した短周期 Kelvin 波の起源とも合わせて解明してゆくべき問題である.ま た,QBO 自体も,Southern oscillation との関係,突 然昇温をふくめ中高緯度の大循環への影響といった見地 からの研究が望まれる.

以上,大急ぎで中層大気の力学に関係する問題を概観 してきた.書き残してしまったが,対流圏への影響と相 互作用という重要問題がある.長期間の数値予報を行な うのに成層圏や中間圏はどの程度取り入れなければいけ ないのか,太陽活動によるオゾン量や気温の変動が何ら かの力学過程を仲介として増幅して対流圏に影響を与え

るようなことはないのか、人間活動による成層圏組成の 変動についてはどうか、等々といった問題提起は既にあ るし、今後ますます増えて来るであろう.これらの問題 を取り上げる事は次の機会にしたい.

文 献

- Barat, M. J., 1975: C.R. Acad. Sc. Paris, 280**B**, 691-693.
- Cadet, D., and H. Teitelbaum, 1979: J.A.S., 36, 892-907.
- Charney, J.G., and P.G. Drazin, 1961: J.G.R., 66, 83-109.
- CIRA, 1965 (COSPAR International Reference Atmosphere): North-Holland Publ. Co.
- Cole, A.E., and A.J. Kantor, 1978: Air Force Reference Atmospheres, AFGL-TR-78-0051, U. S. Air Force Geophys. Lab.
- Hartman, D.L., 1976: J.A.S., 33, 1141-1154.
- Handbook of Geophysics, 1965: S. J. Valley (ed.), U. S. Air Force Cambridge Res. Lab.
- Hayashi, Y., 1970: J.M.S. J., 48, 140-160.
- ______ and D.G. Goeder, 1978: J.A.S., 35, 2068–2082.
- Heath, D.F., E. Hilsenrath, A.J. Kruger, W. Nordberg, C. Prabhakara and J.S. Theon, 1974: in "Structure and Dynamics of the Upper Atmosphere", F. Verniani (ed.), Elsevier Scientific Publ. Co., 131-198.
- Hines, C.O., 1960: Canad. J. Phys., 38, 1441-1481.
- Hirota, I., 1976: Q.J.R.M.S., 102, 757-770.
- _____, 1979a: J.A.S., 36, 217-222.
- _____, 1979b: PAGEOPH (印刷予定).
- -----, and J. J. Barnett, 1977: Q. J.R.M.S., 103, 487~498.
- - (印刷予定).
 - ----- and R.S. Lindzen, 1972: J.A.S., 29,

1076-1080.

- Hong, S.S., and R.S. Lindzen, 1976: J.A.S., 33, 135-153.
- Houghton, J.T., 1978: Q.J.R.M.S., 104, 1-29.
- Jones, W.L., 1967: J.F.M., 30, 439-448.
- Kato, S., and S. Matsushita, 1969: J. Geomag. Geoel. 21, 471-478.
- Kellog, W. W., 1961: J. Met., 18, 373-381.
- Kitchen, E.H., and M.E. McIntyre, 1979: J.M. S.J., 57, (投稿).
- Leovy, C.B., 1964: J.A.S., 21, 327-341.
- _____, 1966: J.A.S., 23, 223–232.
- Lindzen, R.S., and J.R. Holton, 1968: J.A.S., 25, 1095-1107.
- ------- and S.S. Hong, 1974: J.A.S., **31**, 1421-1446.
- Marshal, J.C., 1969: J. Appl. Met., 8, 641-648.
- Matsuno, T., 1971: J.A.S., 28, 1479-1494.
- McGregor, J., and W.A. Chapman, 1979: Q.J. R.M.S., 105, 241-262.
- McIntyre, M.E., 1972: Q.J.R.M.S., 98, 165-174.
- _____, 1979: PAGEOPH (印刷予定).
- Miyahara, S., 1978: J.M.S.J., 56, 548-558.
- Reed, R.J., 1966: J.G.R., 71, 4223-4233.
- Sawada, R. and A. Matsushima, 1964: J.M.S.J., 42, 97-108.
- Sawyer, J.S., 1961: Q.J.R.M.S., 87, 24-33.
- Simmons, A. J., 1974: Q. J.R.M.S., 100, 531-540.
- Theon, J.S., and W.S. Smith, 1970: J.A.S., 27, 173–176.
- Tung, K.K., and R.S. Lindzen, 1979: Mon. Wea. Rev., 107.
- Uryu, M., 1974: J.M.S. J., 52, 481-490.
- _____, 1975: J.M.S. J., 53, 45-54.
- 田中 浩, 1975: 気象研究ノート, 126, 245-289.
- _____, 1977: 天気, 24, 317-333.
- 瓜生道也, 1976: 天気, 23, 3-22.
- 松野太郎, 1971: 天気, 18, 483-491.
- _____, 1977: 科学 (岩波), 47, 2-10.
- 柳井迪雄, 丸山健人, 1969: 天気, 16, 239-260.

山本(東北大学):内部重力波を起こすメカニズム, ないし原因は何か。

松野:たいへん重大な問題であって、いろいろ考えら れている.すぐ気がつくのは、lee wave や、積雲対流に よって作られるものがあるが、これらは非常に波長が短 かい. 中層大気中で観測されているのは波長数百 km と いう非常に大きなもので、またどこにでもあるという事 実から、個人的見解としては次のように考えている.

対流圏の擾乱(高・低気圧)は,非線形効果によって, 特にスケールの小さい方へカスケードしていくが(つま り、2次元乱流の理論から enstrophy のカスケードを 起こして),最後にどうなっているのかまだわかってい ない. ところで, 解析では Kung (1966; 1967, M.W. R) が internal boundary layer といって jet stream level に大規模場のエネルギー消散の非常に激 しい所が あると言っている. この大きな消散に見合うような乱流 の存在の可能性は、実際に乱流の観測をしないとよくわ からないが、CAT は非常に局所的で、平均すればその 大きさでは、大規模場の消散とつり合わないだろう.した がって,多分,高・低気圧がカスケードして内部重力波 になって、そのかなりの部分が放射してエネルギーも逃 げてしまうのだろうと想像している. これが数百 km 位 のスケールをもち、かつ、どこにでも存在する内部重力 波の有力な source と考えられる. その他に, メソ・ス ケールの現象によるものも考えられるが、たとえば、海 の上には余りないなど、特殊な現象なので、一般的な原 因とは考えにくい

堀内(東海大学): グレネード法は音波伝播によるが, 流星は密度から温度を出すのか。

松野:流星とは流星レーダのことで,流星の通った跡 が熱電離して,電離濃度の高くなった所をドップラーで

論 討

視線方向の速度だけを測っている.

堀内:なぜグレネード法は観測が粗いのか.

松野:多分,技術的な制約でどんどん続けて弾を打つ ことができないので,間隔があくのではないか. 流星レ -ダは,流星さえあれば連続して観測ができる.

堀内:極夜のメソポーズの温度が高いというのは確か だそうだが、南半球にも極夜があるが、南極の観測はど うなっているか. 日本でも観測をやっていて, Antarctic meteorology の報告が出ているが.

松野:興味ある問題だが、南極でのロケット観測など まだ余りなくて詳しい事は良くわかっていないが、定性 的には逆メソポーズ温度勾配は存在している.しかし、 その強さが、北半球と比べてどうであるかといった定量 的な事はまだ良くわかっていない.

堀内:突然昇温とメソボーズの高温はメカニズムの上で同じか。

松野:今のところ全くわかってないが,高温の一部が 同一メカニズムで生じている可能性はある.80 km 付近 に高温層ができるのは確かなようで,これは重力波によ る荒れを平滑化してもなお残るので,プラネタリー波に よる下降流によって説明できる可能性はある.しかし, 余りに温度が高いので,昔 Kellogg (1961, J. Met.)が いった酸素原子の輸送があるかも知れない.酸素が,プ ラネタリー波によって一時的に大量に下の方に輸送され て,しばらくしてから再結合して熱を出すという事にす れば,力学的にうまく説明できる.ただし,余り早く熱 を出されると下まで降ろしにくくなるので困るが,熱を 出すのに適当なタイム・ラグを作れば,この考えも可能 ではないかと思う.しかし,量的に高温層の広がりをど う考えるかで,エネルギー的な勘定が合うかどうか変わ ってくるかも知れない.