

## 上部成層圏と中間圏に関するシンポジウム

—昭和43年度春季大会シンポジウム予稿—

1. 日 時：5月28日（火）午後
2. 会 場：気象庁講堂
3. 座 長：堀内剛二
4. 話題提供：
  - 有住直介：成層圏・中間圏の気象観測
  - 関原 彊：中間圏と成層圏の熱放射
  - 松野太郎：上部成層圏・中間圏大気の運動

## 成層圏・中間圏の気象観測\*

有 住 直 介\*\*

IGY 観測以来、超高層（気球を用いて測りうる高度、約 3,40km までを超高層と呼んでいる。正式な学術用語ではないが、便利なので使われる）の気象観測が進み、この分野における気象学の研究は急速に進展しつつあることは読者のよく知るところである。ここでは、成層圏、中間圏の気象観測について概要を述べたいと思う。観測の方法、センサーの種類、テレメータリングとシステム・デザイン環境試験という順序で述べたい。

## 1. 地上観測によって超高層を調べる方法

地上に観測機を据えて超高層を調べる方法は古くからいくつかあるが、その一つは大気中の伝播速度が気温によって異なることを利用する方法である。空気の平均分子量および比熱比をそれぞれ  $M$  および  $\gamma$ 、気温を  $T^{\circ}\text{K}$ 、ボルツマンの定数を  $k$ 、とすれば音の伝播速度  $v$  は、

$$v = \sqrt{\frac{\gamma k T}{M}}$$

で表わされる。地上から出た音は大気中を四方に伝わる

が、その伝播速度は上式のように気温の平方根に比例するので、気温傾度のある所を伝わる時は、その波面は傾き、音の進行方向（波面に垂直）は屈折する。対流圏では地上からトロポポーズまでは次第に気温は下つているので、音の進行方向は上方にまげられが、成層圏に入ると逆に上に行くほど気温が高くなり、音の進行方向は下方に曲げられ地上に達する。したがって、この音を地上の多くの場所で観測することによって、高層の気温分布を推測することができる。音は大気中を伝わるので、風の影響も受けるから、同時に高層の風の分布も推測することができる。火山の爆発音の可聴域、不可聴域を調査の結果、約 50km の高度に成層止面 (Stratopause) があることがわかっていった。

この方法をロケット観測にも応用することができる。それについては後述するがグレネード法 (grenade method, 発音弾法) と呼ばれる。

流星を観測することによっても高層の風と気温を知ることができる。流星は毎秒数 1,000km という速さで大気中に突入し、80km ないし 100km の高度で、原子、分子をイオン化するので、短時間イオン化された尾ができ、これが風に流されながら拡散する。したがって、こ

\* Meteorological Observation in Stratosphere and Mesosphere

\*\* N. Arizumi, 気象庁高層課  
1968年3月30日受理

の尾をレーダーで観測すると、80km~100kmの風と密度を知ることができる。この流星観測の方法は昼間やくもつた夜は観測できないが、現在においても重要な研究方法である。

高度約85kmのところに気温の極小値があることは、大気の潮汐運動の理論的研究からもわかった。大気の潮汐運動は海洋の場合と違って太陽の影響の方が大きい。これは大気の自由振動周期が12時間に近いためであると Kelvin によって考えられた。G.I. Taylor, Pekeris 等の研究を経て、1947年に Weekes および Wilkes によって85kmに気温極小があれば、12時間周期の自由振動があることが証明された。大気潮汐は現在でも重要な問題である。

スペクトロフォトメーターを使って太陽からの紫外線を観測し、大気中のオゾン測定する方法<sup>1)</sup>は、現在わが国では館野高層気象台、札幌管区気象台、鹿児島地方気象台(および南極昭和基地)で業務として行なっている。

## 2. 気球観測

これらの間接的な方法に対して、高層に運び上げる乗物を利用する方法には、まず気球がある。日本の高層気象観測所では、毎日2回のラジオゾンデ観測、毎日2回のレーウィン観測を行なっているが、約1.5kgのゾンデを吊して800グラムの気球だと平均約27kmまで上昇させることができる。気球を大きくすれば、さらに重いものをさらに高くまで上げることができるが、高さは40km位が限度である。それは、気球を大きくすれば、気球を丈夫にせねばならず、したがって純浮力あたりの気球自身の重さも大きくなるからである。

軽いものを高さ30km位まで上げるための観測用気球は自然ゴムまたはクロロレン製であり、上昇するに従って膨張し、破裂する時の膜の厚さは数ミクロンとなる。片桐由雄技官の調査によれば保存中の温度と最高高度との間に関係がある。

比較的重いものを飛揚するためにはポリエチレン膜を貼り合せた大型気球が使われる。東京大学宇宙航空研究所では西村教授を中心に大気球を用いて高層での各種観測を行なっており、現在でも大気球による研究観測は重要である。

## 3. ロケットを使用する観測

高さ30kmを越えた成層圏、中間圏の観測をねらうには小型ロケット(わが国では、ロケットの径が数10cm以下のものを小型ロケット、径が数10cmから1m半

位までを中型、それ以上のものを大型ロケットと呼んでいる。)を使う。ロケットの利用法にもいろいろある。

### (1) 発音弾法 (grenade method)

ロケットに火薬弾を積み、ロケット上昇中に数kmの高度間隔で火薬弾を放出し爆発させ、その音を地上に配置した沢山のマイクロホンで音を記録すると同時に、いくつかのカメラで撮影する。爆発の音波がそれぞれのマイクロホンにとどいた時刻を解析して、方向別の音の速度を知り、これから高層の気温と風を知ることができる。大阪市立大学の竹屋教授が東京大学宇宙航空研究所の協力で、鹿児島県内之浦町で昭和33年以来何回もこの方法で観測している。

音の伝播には大気密度がある程度以上であることが必要で、80km以上をこの方法で測定することは困難である。解析にはかなり手数がかかること、平均的な値しかわからないこと、火薬弾を使うことのため、定常的な気象観測には向いていないが、測定精度はある意味で良いので、研究観測としては重要な方法である。

### (2) チャフ (chaff) による風の観測

アルミニウム薄片や薄いナイロン(たとえば厚さ3ミクロン)をアルミニウム蒸着したもの(これらをチャフと呼ぶ)をロケットから超高層で放出する。チャフの一団は風に流されながら落下するから、これを地上一次レーダー(地上から電波を出し、標的にあたり反射してもどる電波を受信し、標的の位置を知る方式を一次レーダー方式またはスキン・レーダー方式という。)で追跡すれば、高層の風を知ることができる。

チャフは軽いものであり、放出も簡単であるから、ロケットも極めて小型ですむが、チャフの一団は落下しながら次第に拡がり、レーダーエコーは次第に不鮮明になるため、高度60kmから落したチャフは30km辺までしか追跡できないという欠点がある。

このようにチャフは diffuse target であるが、これに対して、discrete target としては、次のような気球が使われる。

### (3) ロビン (Robin) による方法<sup>2)</sup>

Robin は rocket balloon instrument の頭の部分をとって作った言葉で、これは直径約1mのマイラー(mylar)製気球で、中に corner reflector を入れてある。初めたんでロケットに積み、ロケットから放出されると、中の液体イソペンタン(isopentane)が気化し、気球をふくらます。マイラーは伸縮性がないので、中の気圧をある程度大きくしておけば、その気圧相当の高度に

達するまでは、気球は一定の大きさを保っている。これを一次レーダーで追跡すると風を知ることができる。また大気抵抗による気球落下速度の減少から大気密度を知ることができる。これは気球が大きさ一定の完全球形で落ちてくるから可能なのである。しかしこの方法で密度を測るためには一次レーダーの位置測定精度は良くなければならない。

#### (4) 落下球法 (falling sphere method)

ロビン法で気球の落下速度の変化を一次レーダーで出すには位置測定精度が非常によくなければならないので、この代りに気球の中に加速度計、テレメーター、および発信器を入れ、気球の落下速度の変化を測定する方法は落下球法と呼ばれる。

高層大気密度は小さいから、大気抵抗も小さい。したがって軽く作らねばならないから、Jones や Bartman (1956) も大変だったろう。

Faucher 氏などの加速度の測り方は、球の中心部に電磁石を据え、これに小鉄球をつける。電磁石の電流をきると、気球は大気抵抗で減速するから、小球は電磁石に対して下に落ちる。小球が下部内側に接触すると電源が入り、電磁石が働いて小球を再び中心部にもどす。これを繰返させて、電源が入る時間間隔を記録すれば、減速のようを知ることができる。気球はマイラーで作り、中に計器を置くための骨組もマイラーのチューブ等を工夫している。

#### (5) 人工雲法

D.R. Bates (1950) の考えたナトリウム蒸発法では、夕方または明け方、地上では暗いが高層では光がさしている時刻をえらんでロケットを打ち上げ、テルミット爐からナトリウムの蒸気を噴出させる。ナトリウムは日射を受けて橙黄色を発光する。地上数か所で写真を撮り、この人工雲の位置、動きを解析して、超高層の風を知ることができる。また、人工雲の平均径の拡がる速度からナトリウム原子の大気への拡散係数がわかり、この係数値から大気密度を求めることができる。

観測できる時間は夕方、明け方の数分間に限られること、しかもその時に観測の方向には雲のないことという条件はあるが、設備としては大したものが必要ないという利点がある。

ナトリウムの代りに、大気中の酸素原子と光化学反応をして発光する物質、たとえばトリメチルアルミニウムをロケットから放出し、これを写真に撮って調べる方法がある。これならば、夜間晴れさえすれば、観測するこ

とができる。

#### (6) ロケットゾンデ

ラジオゾンデとパラシュートをロケットに積んで打上げ、最高高度に達した時に、そのラジオゾンデとパラシュートをロケットから放出し、ラジオゾンデをパラシュートにぶら下げて降下させる。飛行機からのドロップゾンデと同様に、降下途中の気温を観測し、地上に無線で知らせる。また地上の方向探知機でこのラジオゾンデを追跡記録すれば、風を知ることができる。

気象情報をのせた電波を放送する方式の、普通のラジオゾンデを積んだ場合には、これを追跡するには一次レーダーを使用するため、反射体をつける必要がある。このためパラシュートの全部または一部をアルミニウム蒸着して導体化するのも一つの方法である。アメリカのアーカスロケットなどもこの方式を用いている。一次レーダーとしてはかなり強力なものを必要とする。

ラジオゾンデとしてトランスポンダー方式ゾンデ(わが国ではエコーゾンデとも云う)(この方式を一次レーダー方式に対して二次レーダー方式とも云う。)を用いることもできる。この方式では、地上から出されたパルス電波(送信パルスと云う)はまずエコーゾンデで受信され、受信されると直ちにエコーゾンデがパルス(返信パルスと云う)を出す。地上では返信パルスを受信し、送信パルスを出してから返信パルスを受けるまでの時間から、地上送受信機とエコーゾンデ間の距離を知る。気象庁使用の MT-135 気象ロケット<sup>4)</sup>にはこの種のものが使われている。

ラジオゾンデにいろいろの種類のもがあるようにロケットゾンデにも多種多様なものが考えられる。

ロケットから放出された直後のゾンデは秒速数 100m で飛んでいるので、これが安定した落下運動をするようになるまでには、約30秒、高度にして約 4 km を要する。この間の運動および測定値の補正等については鈴木茂技官、矢田技官が調査研究している。

ロケットゾンデの場合は、測定する機械によつて、気温だけでなく、気圧、イオン密度、空気電流、オゾン量等各種の気象要素を測定することができる。今後の発展が期待される。

#### (7) 人工衛星

観測の方法については、この他気象衛星からこれに積んだ赤外分光計で大気中のオゾン、気温等を測定する方法<sup>5)</sup>が考えられ、わが国でも研究が進められつつある。

次にロケットゾンデに積んで気象要素を測定するセン

サー (sensor, 感部) について簡単に述べたいと思う。

4. センサー

(1) 気温センサー

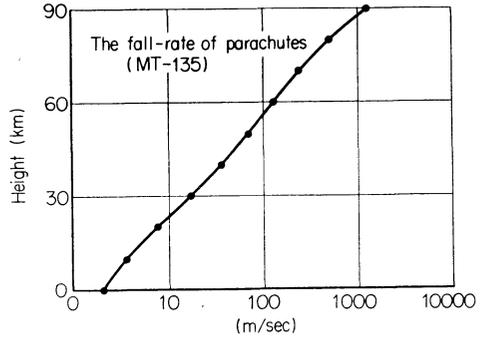
成層圏下部までの気球観測では、定常的な気温観測には、価格が安いのでバイメタルが使われる。厚さ0.3mm 大きさ 20cm<sup>2</sup> の真鍮・アンバー・バイメタルを使った時、時定数は地上で約10秒である。バイメタルを使ったラジオゾンデの気温測定誤差の標準偏差は 500mb で 0.5°C 位, 100mb で 1°C 位である。

成層圏中部以上になると大気密度は非常に小さくなるので、熱容量の小さいものが要求される。サーミスター、とくにビード・サーミスターは、かなりよいものである。しかし、小さくすると輻射による影響を受け易いので、その誤差を小さくするためには、これにコーティングした後、アルミニウム蒸着などをほどこす必要がある。最近、わが国でもかなりエイジングの小さい良質のサーミスターが作られるようになって来た。アメリカの気象ロケットにはたとえば 0.32mm のビードサーミスターを径25マイクロンの白金イリジウム線の間に入れたものなどが使用されている。

成層圏上部まで精確に測るために現在推薦されているのは金属線たとえば白金線などの温度による抵抗値の変化を利用する方法である。これは細くすれば容量はかなり小さくでき、輻射誤差も他のものより小さく、また変質等の心配もない等の利点がある。ジュール熱による誤差を考え、通常15マイクロ径よりは細くしないが、他に比べれば、非常に小さい容量とすることができる。高度 35km 位まで 0.2°C 以下の誤差で気温を測定しようとする基準ゾンデ (reference sondes) のための気温センサーとしては、この金属線を使用するのが最も良いと考えられている。気象庁の基準ゾンデおよび気象ロケットでは径20マイクロンのニッケル・鉄合金線が使われ、また2個の標準抵抗値と交互に切り換え、絶えず点検しながら測るようになっている。時定数は高度 57km で 1.4sec 以下である。

気象ロケットを使用するような高層では、大気密度が小さくなりセンサーに衝突する分子の数が少ないので、空気とセンサーとの間の熱伝達が小さくなり、一方輻射による熱輸送が効いてくる。またセンサーを流れる電流によるジュール熱、およびセンサーにつながる導線を伝わる熱が問題となる。またパラシュートの落下速度も大きいので、センサーに衝突する空気分子の発熱がある。

パラシュートの落下速度は、その形状、大きさ等によ



第1図 MT 135 パラシュートの降下速度

って違いが MT-135 に使用しているものでは第1図の通りである。高度 60km では毎秒 100m をこえる。

空気分子の衝突によるセンサーの発熱は降下速度の平方で効いてくるので、50km 以上では大きくなる。この温度  $t$  は、recovery factor を  $r$ 、速度を  $v$ 、空気の定圧比熱を  $c_p$  とすれば、

$$t = r \frac{v^2}{2c_p}$$

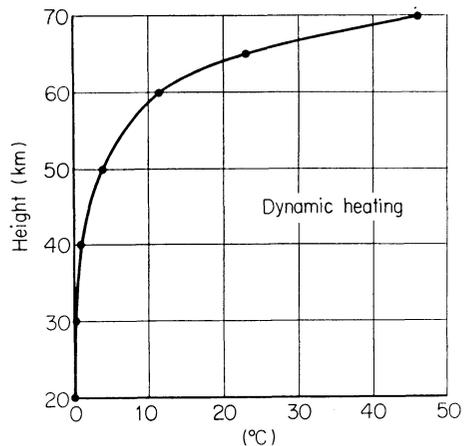
$v$ ,  $t$  の単位にそれぞれ m/sec, °C を作えば、

$$t = r \frac{v^2}{2000}$$

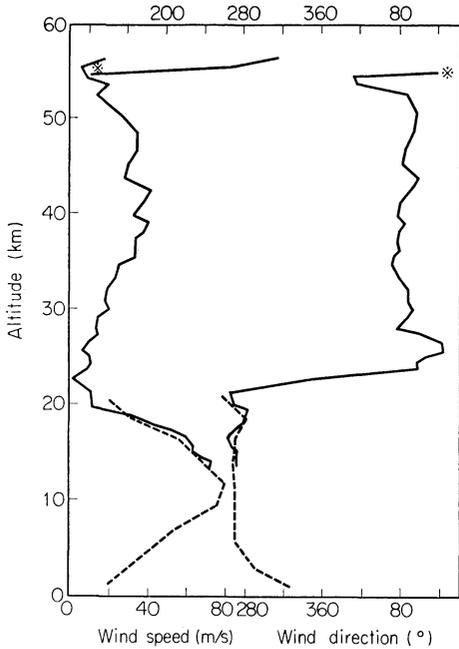
となる。

MT-135 の場合  $r=1.6$  と仮定すれば、第2図のようになる。日射による誤差は、50km で 1°C, 60km で 3°C 程度、その他による誤差はかなり小さいと考えられる。

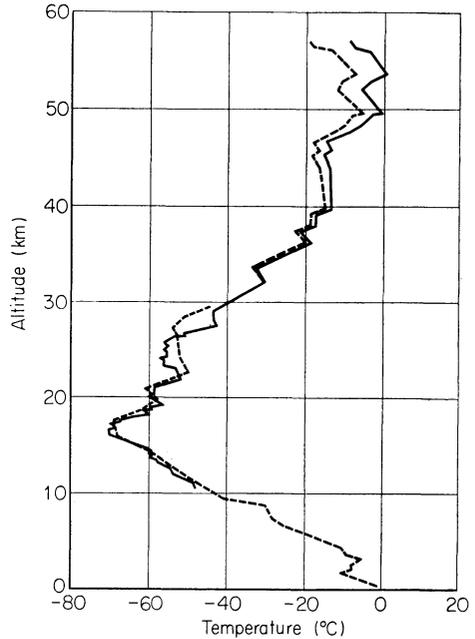
第3図に MT-135 で観測した風と気温の値を示す。下層にある破線は気球観測によるものであり、高層の破



第2図 Dynamic heating,  $r=1.6$  とである



第3図 (a) MT-135 で観測された風向, 風速の垂直分布



第3図 (b) MT-135 で観測された気温の垂直分布

線は気温の補正をほどこした値である。

第2図を見るとわかるように、60km をこすと、このための補正值は  $10^{\circ}\text{C}$  以上を要し、測定精度は悪くなる。この種の測定法の限界であろう。

音波の伝播速度をゾンデで測ることによって気温を求める方法もすでに開発されているが、将来性のあるものであろう。

(2) 気圧, 密度のセンサー

ルーチンのラジオゾンデに使われている空盒気圧計は、材質として磷青銅を用いるもので、気温による誤差があるので、補正をして使用している。材質をスミスパン等に変えれば、この誤差はきわめて小さくすることができる。現在松島富美雄検定官らが研究中であり、高層気象台乳井課長のところで研究とテストが行なわれている。

10mb 以上では空盒で測ることはむずかしく、沸点気圧計が現在米国では使われている。これは液体の沸点温度を測り、その温度から気圧を知るもので、わが国でも高層気象台乳井課長のところで研究開発中である。

次にロケットで 30km 以上の気圧を測る場合であるが、ロケット上昇中にピトー管を用いて測ることができ、ただしその取付け場所は、ロケットを風洞で調べ、最適の箇所をきめる必要がある。下層ではロケットから

出るガスのための誤差が生ずるから注意を要する。

気圧がある程度以下であり、気体が分子領域にあれば、一般に気体の熱伝導はその気圧の関係であるから、この性質を利用して気圧を測ることができる。たとえば空気中に白金抵抗線またはサーミスター等をおき、これに電流を流して熱し、その温度を測る。次に周囲の気圧が下れば、その温度は変るから抵抗も変わる。したがって、その抵抗の変化を測定すれば、その温度変化を知り、その気圧の変化を知ることができるわけである。この原理を利用するものはピラニ・ゲージと呼ばれ、ロケットを用いる気圧測定にも使われる。種々改良されたピラニ・ゲージ<sup>6)</sup>が考えられているので、今後超高層観測に大いに利用されると思われる。

(3) 湿度のセンサー

成層圏における湿度を測定するものとしては、露点ゾンデが使用される。原理は、小さな金属鏡を冷やしてゆきこれに露(または霜)が結んだことを、鏡で反射した光を光電管に受けることによって知り、その時の鏡の温度から露点を知るというもので、1949年 E.W. Barrett<sup>7)</sup>らが初めてこのゾンデを用いて 30km までの水蒸気量を測定した。現在気象庁で使っているものは、小林寿太郎教授が開発し<sup>8)</sup>、関口理郎調査官、奥住技官ら<sup>9)</sup>が改良したものである。気圧がかなり低くなり、水蒸気量も

少くなると、結んだ霜も少いので、弱い光で検出することは大変むずかしくなる。30km 位が限度であろうか。

30km 以上では、赤外分光による水蒸気量測定が利用される<sup>10)</sup>。これは 33.0 $\mu$  付近の赤外線が水蒸気に吸収されることを利用するものである。今後の進歩が期待される。

また吸湿性物質に水蒸気を吸収し、これを回収してその水蒸気量を測定することも実験されている。

#### (4) オゾンのセンサー

波長 3000Å~2100Å の紫外線はオゾンに吸収されるから、各高度毎にこの光の強さを測れば、二高度間で吸収された光量がわかり、したがってその間のオゾン量を知ることができる。ロケットによるオゾンの測定はわが国では東京大学の永田武教授、等松隆夫助教授鶴田治雄助教授が行ない、昼間でも、オゾンの極大層は、高度20数 km のところの他に60数 km 辺にもある。ことを見出した<sup>11)</sup>。

気球によるオゾン観測には、光学的な方法は精度が変わるく、主として化学的な方法が用いられる。わが国のこの種のオゾンゾンデは、小林寿太郎教授<sup>12)</sup>らの開発したもので、昭和42年以降南極昭和基地でも使用されている。

#### (5) 気象電気のセンサー

大気中の空気電流、イオン密度、電位傾度を求めるラジオゾンデが内川規一調査官らによって開発され、気球観測が行なわれており<sup>13)</sup>、また最近は大気球やロケットゾンデによって、内川規一調査官らは空地電流を、名古屋大学の石川教授らはイオン密度を、京都大学の小川俊雄教授らは電位傾度を測定した<sup>14)</sup>。

### 5. テレメーターリングとシステム・デザインおよび環境試験

以上、100km 以上における気象観測のセンサーについてかけ足で述べたが、多くの場合、観測した値を地上で知るためにはテレメーターリングが必要である。ロケットを利用する宇宙開発の初期には、ロケットエンジン関係の人々が重要な役割を果たしたことは言うまでもないが、エンジンが安定化するとともに観測、テレメーターリング関係で活躍する人々が増えて来、コスパー会議出席者中の電子工学関係者の占める割合は年とともに増えてきつつあるという。

詳細な観測が数多く行なわれるようになると、一回の観測を何か月もかかって解析するというのでは、進展がおくれるし能率がわるいから、データの処理ということが大切な問題になる。最近では電子計算機が活用され易く

なつたので、これに載せ易い形にすることが大切である

観測する場合、センサーに何をを使い、どんなテレメータ方式を採用し、データ処理をどうするか、ということシステム・デザインの根幹をなすものである。システム・デザインは観測を行なう前に十分に検討する必要があることは言うまでもない。

システム・デザインを練る場合、最も大切なことはできるだけ観測の状態と同じ状態で実験するというのである。これには環境試験機を必要とする。時間にせまられたりして真空中での環境試験を地上の実験ですまし設計したりすると思わぬ失敗をまねいて若汁をなめることになる。その時、その場で利用し得る環境試験機は、どんなにちやちなものでも、できるかぎり活用することを立て前としたい。

考え得る限りどんなに準備しても、気球、ロケットまたは衛星等を使う観測の場合は、測器が手もとを離ればあとは如何ともし難い場合が多く、観測が失敗した場合、その故障の原因を知ることは一般に難しい。このため、事故の原因となり易い個所からは、チェックのための情報を得るように工夫することがよい。とくに開発中にはこれを実行したいものである。

超高層観測の場合は、地上観測と違い、低温と低圧と強い日射等、およびこれに付随するもろもろの予期しない現象が起る可能性があることをいつも念頭におかねばならない。後からふり返って見れば、いずれも当然起るべくして起ることなのであろうが、それを見とおすことは大変むずかしい。

データを発表して初めて観測は完了するのであるが、これについてはここでは省略したい。ただ気象ロケットによる観測値は国内的には Aerological Data of Japanに、国際的には World Data Center A, Meteorologyにのせられていることを一言する。

### 文 献

- 1) 気象庁：オゾン分光光度計によるオゾン観測指針，1967。
- 2) L.M. Jones: COSPAR, Technique Manual Series, Falling Sphere method, 1967.
- 3) H.N. Ballard: COSPAR; Technique Manual Series, A guide to Stratospheric Temperature and Wind Measurement, 1967.
- 4) F. Tamaki, T. Nomura and N. Arizumi: MT-135 Meteorological Sounding Rocket, SES RECORD 0001.
- 5) たとえば, D.O. Wark and H.E. Fleming: Indirect Measurements of Atmospheric Temperature Profiles from Satellites, Monthly

Weather Review, Vol. 94, No. 6, 1966.

- 6) たとえば, A.W. Smith: Extended Range Piramni Gauge, the Review of Scientific Instruments, Vol. 30, No. 6, 1959.
- 7) E.W. Barrett, L.R. Herndon, Jr, and H.J. Carter: Some Measurements of the Distribution of Water Vapor in the Stratosphere, Tellus, Vol. 2, No. 4, 1950.
- 8) J. Kobayashi: Investigations on Hygrometry, Papers in Meteorology and Geophysics, Vol. XI, No. 2-4, 1960.
- 9) 日本気象学会: 高層気象シンポジウム, 天気, Vol. 12, No. 8.
- 10) たとえば, D.M. Gates, D.G. Murcray, C.C. Shaw, and R.J. Herbold: J. Opt. Soc. Am.,

Vol. 48, 1958.

- 11) T. Nagata, T. Tohmatsu and H. Tsuruta: Observations of Mesospheric Ozone Density in Japan, Space Research VIII, 1967.
- 12) J. Kobayashi, Y. Toyama, M. Kyoszuka, and H. Muramatsu: On Variions Metheds of Measuring the Vertical Distribution of Atmospheric Ozone, Papers in Meteorology and Geophysics, Vol. XVII, No. 2, 1966.
- 13) K. Uchikawa: Atmospheric Electricity Radiosondes for IQSY, Geophysical Magazine, Vol. 33, No. 2, 1966.
- 14) たとえば, 東京大学宇宙航空研究所; 大気球シンポジウム, 1966.

中間圏と成層圏の熱放射\*

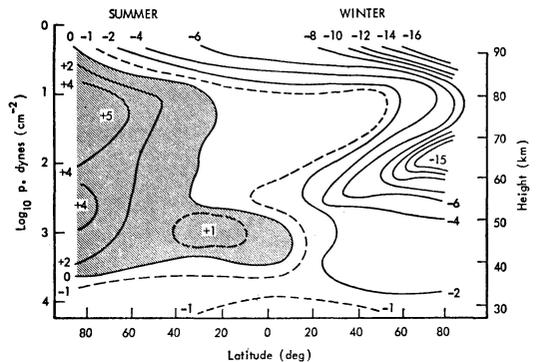
関原 疆\*\*

1. はしがき

中間圏と成層圏という名前はここでは 25km から 100 km 程度の高さにわたる領域で対流圏の循環系統からは独立して考えられると共に分子拡散が主な役割を演ずる熱圏よりも下にある空間を意味する。この領域は Leovy によれば中間大気 (Middle Atmosphere) と命名して論じられている。

この領域では冷源熱源の分布に関係する要素としては力学的な通常の熱の移動の他に放射, 光化学およびその他の要素が働らくがここでそれらの要素の評価について考えてみる。

少なくとも高さ 80km までは最も重要な要素はオゾンによる日射の吸収と炭酸ガスによる放射冷却である。この種の計算をはじめてくわしくやつたのは Murgatroid と Goody<sup>1)</sup>である。彼等の計算では 90km 以上で重要になる O<sub>2</sub> による紫外吸収, 又冷却にある程度の役割を果たすオゾン 9.6μ の放射冷却も計算している。最近のより新しい計算によつてもこの計算の本質は変わらないようである。第 1 図に彼等の結果を図示するが, これからの議論の方向は現在不明の点の多いオゾン分布の問題又ここではあつかわれなかつた水蒸気の問題についての吟味である。



第 1 図 中間大気の加熱率 (°K/day) 分布

2. オゾン分布

第 2 図のハッチの部分と水平の線はオゾン観測に関する今までの主な結果の要約である。50km 以上は主としてロケット又は人工衛星による結果, 50km 以下はケミルミネッセンスを用いたゾンデ観測の結果である。水平の線分は 50km 以下のものは反転観測の結果で 70km 以上のものは人工衛星のものである。尚点線は我が国のロケット観測の結果であるが 60~70km で他国のものより 1 桁多い結果が出ている。

これらのオゾン分布に対して固定した大気密度分布を仮定すれば日射吸収による加熱の分布が出る。それを第 3 図に示す。50km 附近の温度の極大がオゾンの吸収によることが分るがその附近のオゾンの変動が又加熱の変

\* Heat Radiation in Mesosphere and Stratosphere

\*\* K. Sekihara, 気象研究所  
1968年3月23日受理