

# 熱圏下部を周期的に加熱した場合の風系と 温度変化について

松 島 晟

(昭和46年9月29日受理)

The wind system and the temperature variation in the case of heating the lower part of the Thermosphere periodically

A. MATSUSHIMA

## Abstract

A wind system and pressure and temperature oscillations are studied when the lower part of the Thermosphere (around 90—110 km) is heated periodically.

The obtained results are follows: (1) the wind components and all oscillations predominate in and above the heating layer, (2) only one node is formed in the heating layer in the case of the westerly, northerly and pressure oscillation, and therefore, these phases have a jump of 180 in the same layer, (3) in the case of the vertical wind and the temperature oscillation, no node is formed.

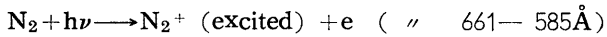
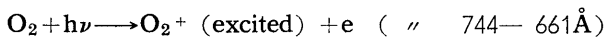
## 記号

- z : 鉛直座標  
h : 変数分離定数  
g : 重力の加速度  
x :  $= \int^x H^{-1} dz$   
u, v, w : 北風, 西風, 上昇気流  
P, T : 乱れのない大気の圧力, 温度  
p,  $\tau$  : 乱れによる大気の圧力, 温度変動  
D : 空気塊 1 gr に吸収される熱量  
H :  $= RT/g$   
 $\gamma$  :  $= C_p/C_v$  ( $C_p, C_v$  は空気の定圧, 定積比熱)  
C : 単位面積の空気柱が毎分ごとに吸収する熱量

## I まえがき

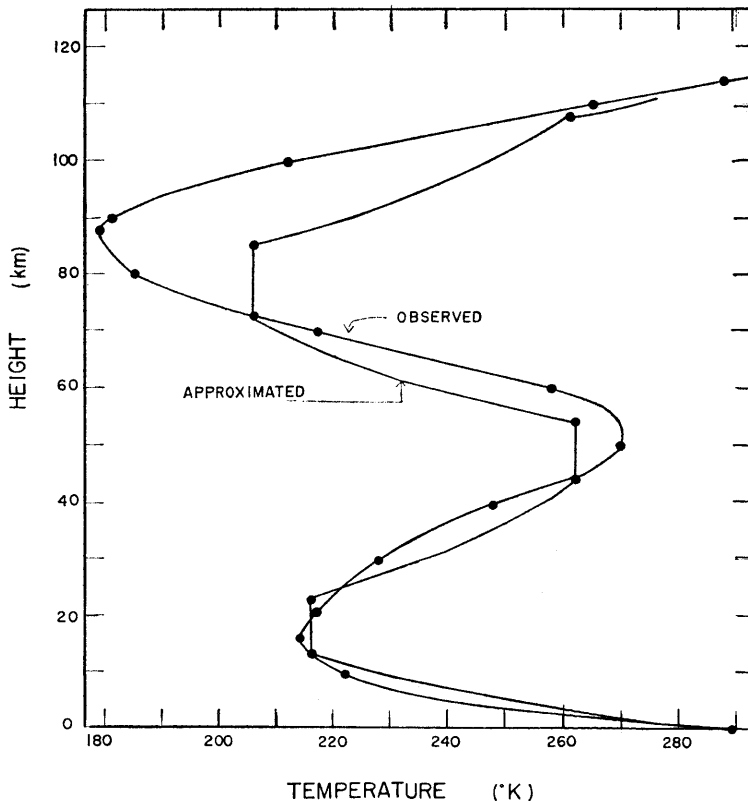
成層圏, 中間圏の物理量の変化については色々と調べられている。特にそれらの熱輻射の

加熱による説明はオゾン層および地表面附近の加熱を中心にしたものであった。それについては著者は地上附近およびオゾン層の加熱について保存モデルを用いて調べてきた (Sawada and Matsushima, 1964; Matsushima, 1969, 1970)。しかしとくに冬期の極地方上空の昇温現象は実際に観測されているし、またそれについては内部重力波の消滅による加熱説 (Hines, 1960), 酸素原子の再結合による加熱説 (Kellog, 1961), 上層大気の東西風が摩擦で極地方に収斂して下降気流となり断熱的に加熱する説 (Haurwitz, 1961), 輻射線吸収が引起す運動によって説明する説 (Leovy, 1964; Sawada and Matsuhima) 等がある。またそのほか、90km以上の熱圏では、日々の過程において太陽光線を吸収して次のような反応が起きているとされている (Mitra, 1952)。



したがって、熱圏における加熱機構は何らかの形で存在していると考えても良いであろう。

#### 計算結果とその分析



第1図：実際に観測された温度分布とそれを近似した温度分布。

そこで今回は先づ始めとして、簡単なモデルを用い、熱圏のみを加熱した場合に如何なる現象が起きるかを理論的に、とくにその垂直構造を中心に調らべた。

こゝで取り扱う大気モデルや境界条件等は従来扱ってきたモデルと同じく特に記すことはない。ただ温度分布に関しては実測される温度分布を第1図のように指数函数と直線で近似したものをを用いた。他に全て直線で近似した分布等も用いられているが、解が非整数の Bessel 函数となり、数学的取扱も、数値の計算も繁離になる。そこで、先づ第一に図のようなモデルで簡単に調らべ、その後に温度分布等に関してさらに良いモデルを用いて検討する事にした。また、この論文での興味はせいぜい地上 150km までの諸現象にあるので、それより上の諸現象は省略する。またこゝで参考のため風速等を計算する式の結果のみを書いておく。

$$u = \frac{\gamma gh}{4aw^2} \left( \frac{dy}{dx} - \frac{y}{2} \right) e^{\frac{x}{2}} \left( f^2 - \mu^2 \right)^{-1} \frac{d\psi}{d\theta} e^{i\beta t}$$

$$V = \frac{\gamma gh}{4aw^2 f} \left( \frac{dy}{dx} - \frac{y}{2} \right) e^{\frac{x}{2}} \left( f^2 - \mu^2 \right)^{-1} \mu \frac{d\psi}{d\theta} e^{i(\beta t + \frac{\pi}{2})}$$

$$W = \gamma h \left\{ \frac{dy}{dx} + \left( \frac{H}{h} - \frac{1}{2} \right) y \right\} e^{\frac{x}{2}} \psi(\theta) e^{i\beta t}$$

$$\frac{p}{P} = \frac{\gamma h}{\beta H} \left( \frac{dy}{dx} - \frac{y}{2} \right) e^{\frac{x}{2}} \psi(\theta) e^{i(\beta t - \frac{\pi}{2})}$$

$$\frac{\tau}{T} = \frac{\gamma}{\beta} \left[ \frac{\gamma-1}{\gamma} y + \frac{h}{H} \left\{ \frac{dy}{dx} + \left( \frac{H}{h} - \frac{1}{2} \right) y \right\} \frac{dH}{dz} - \frac{De^{-x/2}}{\gamma C_p T} \right] \cdot e^{\frac{x}{2}} \psi(\theta) e^{i(\beta t + \frac{\pi}{2})}$$

なおこゝで対流圏、成層圏の数値はグラフからでは判明しにくいので新めて表にて示す。

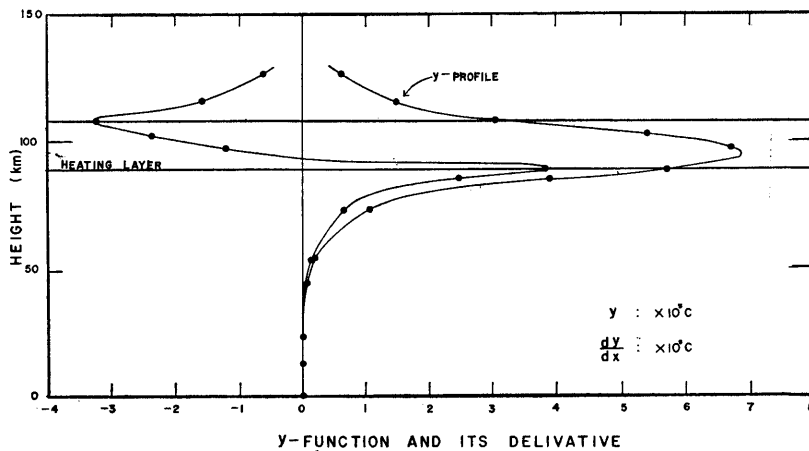
高さ km	V m·sec <sup>-1</sup>	W cm·sec <sup>-1</sup>	p/P	τ/T	高さ km	V m·sec <sup>-1</sup>	W cm·sec <sup>-1</sup>	p/P	τ/T
0	7.1	0.0	5.9	1.7	39.9	2.0	7.1	1.8	1.9
		10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-2</sup>		10 <sup>3</sup>	10	10	10
6.3	8.3	1.6	7.8	5.4	46.0	4.9	1.9	4.4	4.9
		10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-2</sup>		10 <sup>4</sup>	10	10	10 <sup>2</sup>
9.1	9.5	2.9	9.6	8.9	51.4	1.1	4.4	9.7	1.1
		10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-1</sup>		10 <sup>4</sup>	10	10 <sup>2</sup>	10 <sup>2</sup>
16.2	2.4	1.0	2.7	3.1	54.5	1.7	7.2	1.5	1.8
		10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-1</sup>		10 <sup>4</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>2</sup>
20.0	4.9	2.1	5.4	6.2	61.7	3.9	2.2	4.0	5.6
	×10 <sup>2</sup>	10 <sup>-1</sup>				10 <sup>4</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>
27.0	2.1	7.5	2.1	2.2	65.8	7.1	4.0	7.6	1.1
	×10 <sup>2</sup>					10 <sup>5</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>3</sup>
35.5	9.4	3.3	9.0	9.2	69.6	1.3	7.5	1.5	2.1

第1表：地上70kmまでの西風，上昇風，相対圧力変化，相対温度変化の数値。ただし，大きさのユニットはCでとってある。

計算の顕著な結果を要約すると、先づ第一に加熱域を中心に急に振幅が増大する。このこと

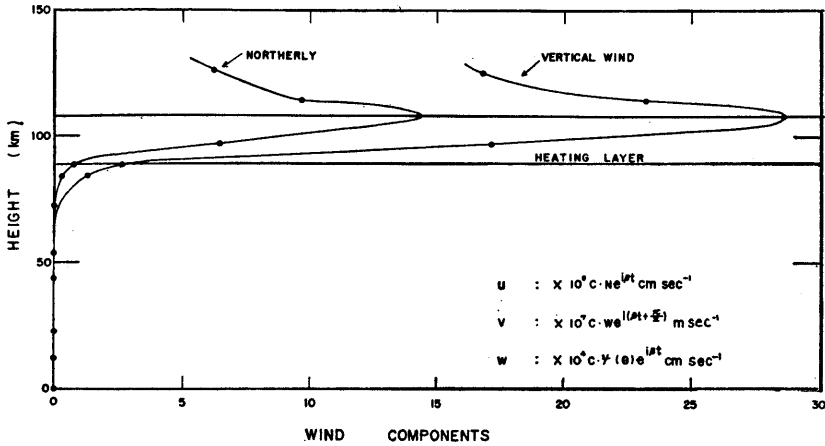
はオゾン層加熱の場合と同様である。つぎに東西風、南北風、圧力変動の節は一つしかなく、しかも、加熱域の上部に生じる。オゾン層加熱の場合は加熱域より下に節が二つ出てきたし、また地面付近を加熱した場合には節は全く生じなかった。ただ、温度変化、上昇風については、前の二つの場合と同様節は出てこなかった。したがって、東西風、南北風、圧力変動では地上 110km あたりで位相が 180 度反転する。このことはオゾン層を加熱した場合と較べると、地上 110km 以上での変化はお互に逆位相になることを意味する。

最後に、加熱量  $C$  のオーダーを  $10^{-4}$  に取ると  $W$  は  $10 \text{ cm sec}^{-1}$  のオーダーとなり Kellogg の云う下降気流と同じオーダーになるが、然し、相対圧力変化は  $10^2$  のオーダーとなり、また相対温度変化は 10 のオーダーとなる。そこで全ての相対圧力変化がせいぜい  $10^{-1}$  のオーダーになるためには  $C$  は  $10^{-7}$  になる。この  $C$  の値に対しては  $W$  は  $10^{-2} \text{ cm sec}^{-1}$ 、相対温度変化は  $10^{-2}$  のオーダーとなり、温度変化は数度となる。したがって、こゝで云えることは熱圏下部の加熱のみでは Kellogg の云う  $10 \text{ cm sec}^{-1}$  のオーダーの下降気流、ないしは、冬季の異状昇温は説明できないか、または、この加熱の場合では、地上 100km あたりですでに線型理論が成立たないかのいずれかであろう。したがって、後の場合に関してはモデルをさらに改良し、その上なお非線型理論を用いて詳しく調べる必要がある。

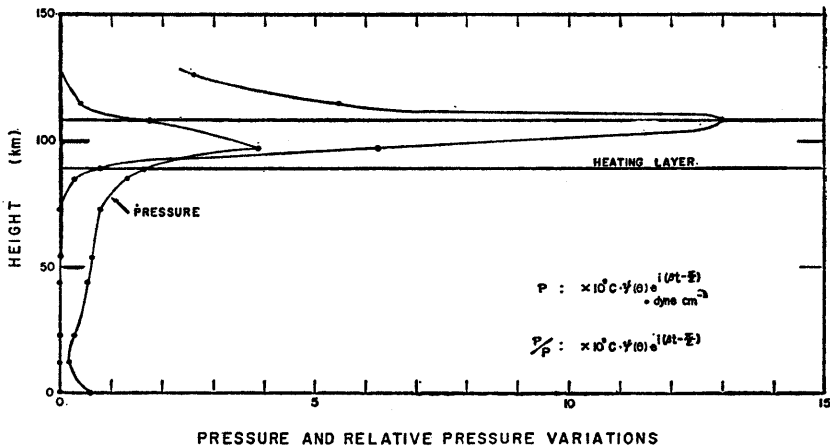


第2図：基礎となる函数  $y$  とその導函数の振幅。加熱域を中心に急に大きくなる。

第1図はロケットパネルで実測された平均状態の温度分布と、それを直線と指数函数で近似した分布である。第2図は色々な変化量の垂直構造を決めるものとなる函数  $y$  とその導函数の垂直構造である。図のように函数  $y$  は加熱域を中心に急速に大きくなっている。また、それに対応して導函数も加熱域あたりで急激な変化を示している。第3図は風の成分である。こゝで西風と北風は同じ垂直構造を示す。やはり、西風、上昇風とも加熱域付近で急激な変化を示す。そこでこの事を調らべるために、加熱域を微小区分にわけて、なめらかな加熱分布を同位相で与えた場合を検討する必要がある。なお図からは判明しないが位相については西風、北風は約地上 110km で位相が 180 度変化する。しかし上昇風の位相は変化しない。第4図は圧力



第3図：西風，北風，上昇風の振幅。西風と北風は同じ分布である。

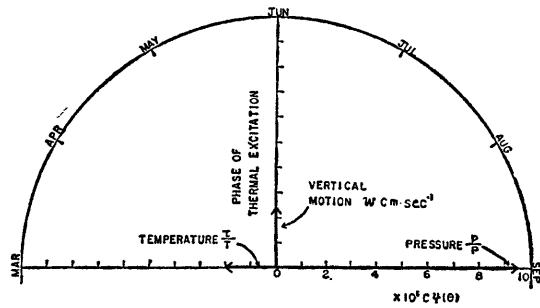


第4図：圧力と相対圧力変化の振幅。

と相対圧力変化を示す。位相の変化は当然であるが，西風と同様に 110km あたりで 180 度変化する。ただし，数値を計算するさいに攪乱のない大気圧として，実際の測定値を用いずに静力学バランスの式より計算した。そのさい地上気圧は 1,000mb としている。しかしこれら二つの差異はせいぜい 2, 3 パーセントであるので，結果には殆ど影響しない。

第5図は温度変化と相対温度変化を示す。このグラフには直接吸収した熱量は入っていない。温度変化は直接吸収した熱による項と力学的な効果より生じる項および上昇流が温度を垂直に移流する項，すなわち，温度分布の垂直構造が寄与する項とからなるが，最後の項の数値を求めるために必要な温度勾配は実測された値を用いた。グラフから分るように加熱域あたりで極大値を二つもっている。このことは函数形が加熱域で急速に大きくなる事と攪乱のない温度分布が 80km あたりで極小になることを考えると理解出来よう。また，グラフからは判明しないが，温度変化には位相の変化はない。また，力学的な温度変化の方が主な項であることもわかった。したがって，一年変化の温度変化のみを論ずる限りでは Siebert (1961) が述べた





第8図：高さ102kmにおける上昇風，相対圧力変化，相対温度変化の振幅と位相。

等温大気の有効性も当を得ていよう。しかし、この事に関してはさらに調べる必要がある。第6図は温度変化を示す。こゝで(a)で示した分布は第5図の温度変化と同じものであるが、分布(b)はこの論文で用いた温度分布をもとにして近似計算したものである。この数値計算は以前 Sawada and Matsushima もオゾン層加熱の場合に行った。ただこの論文では温度勾配の不連続点で、上下よりの近似から求めた値を平均して図示している。この図から云えることはこの近似方法では仮りに  $C$  の値が正確に擲めたとしても、それに対する温度変化はせいぜいオーダーを推測する程度であることが分る。しかしこゝで注意すべきことは分布(a)を求める場合においてもやはり或近似が入っていることである。しかし、分布(b)を求める方法よりずっと優れていよう。第7, 8図は地上約 70km, 102km での上昇風，相対圧力変化，相対温度変化を harmonic dial で示したものである。70km ではオゾン層を加熱した場合と較べると相対圧力変化の位相が 180 度異なるが、相対温度変化は温度分布で異なる。すなわち、この結果はオゾン層加熱の場合で等温大気の場合とは同位相であるが、CIRA 大気とでは 180 度異なる。さらに振幅を較べると、熱圏下部を加熱した場合とオゾン層加熱の場合とではこの層の受ける影響は同じ程度であることが分る。つぎに102km の場合を検討すると、相対圧力変化も相対温度変化もオゾン層加熱の場合と同じ位相であるが、しかし振幅については熱圏下部を加熱した場合は加熱域に近い関係上、オゾン層加熱の場合よりも約  $10^2 \sim 10^3$  倍程度有効に効くことがわかる。

## 文 献

- HAURWITZ, B., 1961: J. Geophys. Res. 66, 2381—2391.  
 HINES, C. O., 1960: Canadian J. Phys., 38, 1441—1481.  
 KELLOGG, W. W., 1961: J. Met., 18, 373—381.  
 LEOVY, C., 1964: J. Atm. Sci., 21, 327—341.  
 MITRA, S. K., 1952: The Upper Atmosphere. Asiatic Soc. Calcutta.  
 MATSUSHIMA, A., 1969: Bull. Nagasaki Univ., 10, 39—48.  
 MATSUSHIMA, A., 1970: Bull. Nagasaki Univ., 117—13.  
 SAWADA, R. and A. MATSUSHIMA, 1964: J. Met. Soc. Japan, 44, 97—108.  
 SIEBERT, M., 1961: Atmospheric Tides. Advances in Geophysics, 7, 105—187.