

大気オゾンの研究 (総合報告) (2)*

清水 正義**

6. 成層圏における子午面内の移流と渦輸送

前章で、大気オゾンの緯度・季節変化の観測結果は成層圏における輸送過程をも含めた理論で一応説明し得ることを示したが、ここでその成層圏におけるトレーサー物質の輸送過程に関する知識を概観しておこう。

Brewer²⁴⁾ はイギリス上の下部成層圏の水蒸気量を露点温度計で測り、圏界面の上で水蒸気量が急に小さくなる(圏界面より1 km 上の混合比が圏界面における値の約10分の1)ことを観測した。そして高さ15 km における露点温度(-80°C, 混合比 2×10^{-3} g/kgに相当)は赤道地方の上部対流圏における最低温度と同じくらいに冷たかった。そこで彼は高緯度下部成層圏に見られる非常に乾燥した空気は、赤道地方で上昇し、非常に冷たい圏界面附近で含有水蒸気量がすくなくなった空気が、高緯度に来たものであるとした。Brewer²⁴⁾ のこの考えは Dobson²⁵⁾ によってオゾンの季節変北の説明に使われたので、この循環形は Dobson-Brewer モデルの名で知られるようになった。しかし圏界面の上で水蒸気量が急減するという事は地球上のどこでも見られる一般的現象ではなさそうで、時には成層圏の水蒸気混合比が高さとともに増加することも観測されている (Mastenbrook et al.²⁶⁾)。

Murgatroyd and Singleton²²⁾ は高さ15~80 km について熱源と冷源との間の熱輸送に必要な子午面循環を計算した。この結果によると、高さ30 km 以下では、熱帯地方に上昇流 (10^{-1} cm/sec のオーダー) があり、上昇した空気は高緯度側へ広がり(最大約 10^2 cm/sec), 緯度 40° より高緯度側で下降する。(高さ30 km 以上では、夏半球に上昇流, 冬半球に下降流, 夏半球から冬半球への水平流がある。) したがってこの循環系は Dobson-Brewer モデルを支持するかに見えるが、Murgatroyd 等²²⁾ 自身も指摘しているように、彼等の得た循環系は平均流と渦輸送との合成されたものである。

Spar¹³⁾ は核実験により下部成層圏に投入された放射性タングステン W^{185} の拡散を解析し、成層圏における鉛直拡散係数は高緯度で 2×10^4 cm²/sec, 低緯度で 4×10^3 cm²/sec, 水平拡散係数は 5×10^8 cm²/sec~ 10^{10} cm²/sec という値を得た。Feely and Spar¹³⁾ はやはり W^{185} の雲の観測から、高緯度側で低くなるように傾いた層内で水平混合が起ると考え、さらに「この混合面の傾きが等温位面の傾きより急であるという事実は、重力または他の機構によって放射性物質が空気に相対的に下降するか、あるいは空気自身が高緯度で(非断熱的に)下降していることを示すものだが、高緯度の成層圏にそのような大規模な沈降は見られない」と指摘した。 W^{185} の雲が南北に拡がる速さから Spar¹³⁾ は極の方へ向う平均流速として 8 cm/sec を得、さらに W^{185} の最大濃度層の傾き(1:1000)から、赤道地方で 0.01 cm/sec の上昇流、高緯度で同程度の下降流があるとした。これらの値は Murgatroyd 等²²⁾ の値のわずかに $\frac{1}{5} \sim \frac{1}{10}$ に過ぎない。

Murgatroyd 等²²⁾ はその循環モデルから任意の粒子の軌跡を追跡し、「高さ 25 km ぐらいまでの成層圏の空気の大部分は過去一年ぐらいの間に赤道圏界面附近を通った筈である」と述べたが、これに対し Spar¹³⁾ は、「もしそうなら、核実験でできる成層圏内の放射性物質は一年ぐらいでほとんど無くなる筈であるが、それは観測事実と合いそうにない」と指摘した。

以上には平均子午面循環を重く見る立場と大規模な渦輸送を重く見る立場とを述べたが、この二つの相対的な重要さについては Newell²³⁾ の報告がある。Newell は、全オゾン量の変化の大部分は下部成層圏で起こることと全オゾン量と下部成層圏のオゾン量との間に大きな正相関があるということを利用し、IGY 期間中の25のオゾン観測地点の全オゾン量と 100 mb・50 mb の風の資料とから、大規模なじょう乱によるオゾンの輸送量と、平均子午面循環によるオゾンの輸送量とを見つめた。平均南北流を実測風から求めるのは非常に困難ではあるが、1957年後半の資料を使った Barnes の計算値に基づき、Newell は 1958 年春の $50^\circ N$ で 6 cm/sec の南風を仮定し、全オゾン量を 0.3 cm-STP として $50^\circ N$ における

* Synthetic Report on Study of Atmospheric Ozone (2)

** Masayoshi Shimizu 気象庁観測部

—1965年3月3日受理—

北向きのオゾン流を $1.8 \text{ cm-STP}\cdot\text{cm}/\text{sec}$ とした。また 1958年 1~3月における全オゾン量および風の北半球における分布から定常渦によるオゾン輸送量を計算し、 50° で約 $3 \text{ cm-STP}\cdot\text{cm}/\text{sec}$ の値を得た。さらに全オゾン量 Ω と風の南分 v との共分散 $\overline{\Omega'v'}$ を計算し、1958年 1~3月の 50° N での非定常渦による北向きのオゾン流として $11 \text{ cm-STP}\cdot\text{cm}/\text{sec}$ を得た。そうすると、全オゾン量の $1/3$ が下部成層圏の輸送過程に関係していると、 50° N の緯度圏の長さを考慮して次の結果が得られる。

平均子午面循環による輸送	$1.6 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{sec}$
定常渦による輸送	$2.5 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{sec}$
非定常渦による輸送	$9.0 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{sec}$
計	$13.1 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{sec}$

次に1月から3月までの間に 50° N 以北で全オゾン量がどれほど増えるかが第5図 (全オゾン量の緯度・季節変化) から見つめられ、この期間の平均増加率として $9.0 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{sec}$ を得る。したがって風の観測から見つめられたオゾンの輸送量はちょっと大きすぎるが、成層圏から対流圏にはいり対流圏で破壊されるオゾンもあることを考えれば不合理ではない。もとより上記の見つめりは大ざっぱ過ぎるが、大規模な渦による輸送によって冬から春にかけての高緯度のオゾン量増加が説明できること、および平均子午面循環の役割が以外に小さいことがあきらかになる。

ここで注意しなければならないことは、大規模な渦による輸送が高緯度側へ向いていて*、下部成層圏のオゾン量の緯度分布 (高緯度側で多い) から渦拡散現象として期待される方向とは逆なことである。(* Newell²³⁾の計算では、 $38^\circ \sim 60^\circ \text{ N}$ のオゾン観測所で北向きのオゾン流を示し、日本 (鳥島・館野・札幌) のオゾン流だけが南向きになっている。これは日本附近に強いジェット気流があり、いわゆる圏界面ギャップから高緯度側の下部成層圏のオゾンが低緯度側の上部対流圏へ流出していることを示すものだろう。) 同様な逆傾度方向の渦輸送は下部成層圏の運動量や熱の輸送にも見られる (たとえば片山²⁷⁾、朝倉²⁸⁾を参照)。このことは、高低気圧程度の大規模なじょう乱による渦輸送は、渦動拡散との類似が無理なことを意味するらしく、もしそうだとすると(27)式の妥当性も疑われてくる。

7. 対流圏のオゾン量

オゾン量の変化は主として下部成層圏で起こるので、全オゾン量のほぼ1割しかない対流圏のオゾン量には今

まであまり注意がはらわれなかった。しかし地球上の全オゾン量の収支を考える上にもオゾンや放射性物質などの成層圏から対流圏への流入拡散を考える上にも、対流圏のオゾン量の分布と変化が問題になってくる。そこでこの章では Junge²⁹⁾の論文を紹介しておく。

普通、地面付近で測ったオゾン量は、地面およびその附近のオゾン破壊作用に強く影響されているから、対流圏を代表するようなオゾン量を得るには、地面の影響をできるだけ打消すような鉛直混合の強い時の値——したがって日最大値を採るのがよい。対流圏のオゾン量の組織的観測はまだあまり行われていないのであるが、Jungeは世界各地で行われた種々の観測結果をまとめ、各地のオゾン量の変動の上限がかなりの程度に一致していること、すなわち対流圏のオゾン量が場所が異なっても大して変らないことを見出した。第13a図はアルプスの中1860mの高さにある Arosa、太平洋の真中3000mの高さにある、Mauna Loa、およびヒマラヤの麓1700mの高さの Srinagar における、対流圏オゾン量の年変化を示したものであるが、これら三地点の地理的条件が全く異なることを考えれば、第13a図の三つの曲線はその値・位相・振巾ともに非常によく合っているというべきであろう。このような年変化は第14b図に示されるように毎年くり返される。成層圏からのオゾン流入や地面附近のオゾン破壊作用が場所により異なる筈であるにもかかわらず、各地のオゾン量がよく一致しているということは、対流圏のオゾンがかなりよく混合されているということの意味する。このことを前提として対流圏オゾンの収支を解析してみる。(しかし Junge の議論は、オゾンの流入や破壊のメカニズムにまでは立ち入っていない。)

まず北半球の対流圏オゾン量 θ の季節変化を次式によって近似する。

$$\theta = a_1 + a_2 \sin [2\pi(t - a_3)] \quad (\text{tons}) \quad (30)$$

ここに a_1, a_2, a_3 は常数で、 $t=1$ は1年を意味する。Junge³⁰⁾ は下部対流圏の平均オゾン濃度として第13a, b図から $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ を採り (第7図・第8図も参照)、この値を高さ1kmにおける値として、圏界面の平均高度12km以下に含まれる北半球のオゾン量の年平均 a_1 を、(1) 高さについてオゾン混合比が一定、(2) 高さ1kmから12kmまでにオゾン混合比が2倍になる、(3) 高さについてオゾン密度は $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ の一定 (混合比は約4倍になる)、の3つの仮定のもとに計算し、それぞれ、0.95, 1.30, 1.50×10^8 トンなる結果を得た。これら3

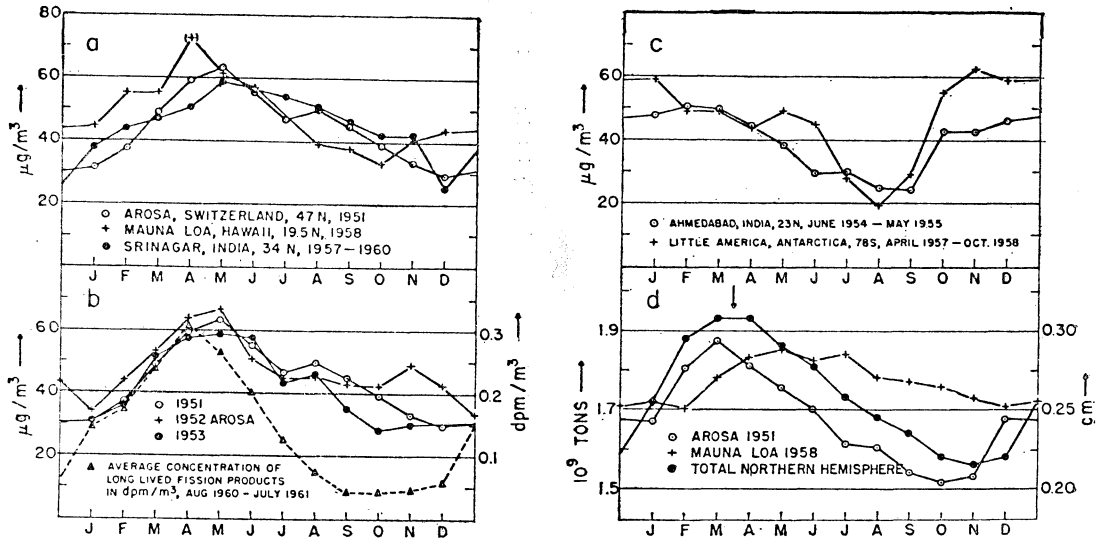


Fig. 13. (a) Arosa, Mauna Loa, Srinagar における地表オゾンの季節変化. (b) Arosa における 3 年間の地表オゾンの季節変化. (c) Ahmedabad, Little America における地表オゾンの季節変化. (d) Arosa, Mauna Loa における全オゾン量の季節変化と、北半球上の全オゾン量の季節変化. (Junge²⁹).

つの仮定の中で、彼は (2) の場合すなわち $a_1 = 1.30 \times 10^8$ tons をもっともよい近似と考えた。したがって以下にはこの場合についてだけ紹介する。第13図から対流圏オゾンの年変化の振幅は約 $\pm 15 \mu\text{g}/\text{m}^3$ であるから、 $a_2 = 0.39 \times 10^8$ tons となる。

第13 d図には“北半球上のオゾン量”の季節変化を示すが、これはまた“北半球の成層圏オゾン量”の季節変化であると考えてよい。(なぜなら、成層圏のオゾン量はほぼ“全オゾン量”によって近似できるから。)

いま成層圏から対流圏へのオゾン流入速度 I の季節変化を

$$I = C_1 + C_2 \sin(2\pi t) \quad (\text{tons/year}) \quad (31)$$

で近似する。ここに $t=0$ は歴年の始めを意味するものではなく、 I と θ との位相差は全て a_3 に帰せられるとする。そして成層圏のオゾン量が多い時ほど成層圏から対流圏へのオゾン流入も強いと考えられるから、 I の最大値は3・4月にある(第13d図の北半球オゾン全量曲線から)。これに対し対流圏オゾンの最大値は第13a・b図より5月にあり、 $a_3 = 1 \sim 2$ ヶ月を得る。

次に、オゾンを破壊する作用は、大気が汚染された地域を除けば、主として地面とその近くで起ると考えられるが、その破壊速度 D は対流圏のオゾン量 θ に比例するだろう。すなわち

$$D = -C_0 \theta \quad (\text{tons/year}) \quad (32)$$

(31)(32) から

$$\frac{d\theta}{dt} = I + D = C_1 + C_2 \sin(2\pi t) - C_0 \theta$$

となり、この解は

$$\theta = \frac{C_1}{C_0} + \frac{C_2}{2\pi} \left[\frac{C_0^2}{4\pi^2} + 1 \right]^{-1/2} \cdot \sin \left\{ 2\pi t - \sin^{-1} \left[\frac{C_0^2}{4\pi^2} + 1 \right]^{-1/2} \right\} \quad (33)$$

となる。(30) と (33) とを比較して

$$\left. \begin{aligned} a_1 &= C_1 / C_0, & a_2 &= C_2 / \left(2\pi \sqrt{\frac{C_0^2}{4\pi^2} + 1} \right) \\ a_3 &= \frac{1}{2\pi} \sin^{-1} \left(1 / \sqrt{\frac{C_0^2}{4\pi^2} + 1} \right) \end{aligned} \right\} \quad (34)$$

これらの式から次のような結果を得る。

a_3	1 ヶ月	2 ヶ月
C_0	0.9/月 = 10.8/年	0.3/月 = 3.6/年
対流圏における平均滞留時間		
$\tau_t = C_0^{-1}$ (月)	1.1	3.3
C_1 (トン/年)	14.1×10^8	4.7×10^8
C_2 (トン/年)	4.86×10^8	2.82×10^8
北半球オゾン量の年平均値 1.75×10^9 トンに対する C_1 の割合(%)		
	83	27
成層圏における平均滞留時間		
τ_s (年)	1.2	3.7
対流圏における鉛直オゾン流		
F ($\text{g}/\text{m}^2 \cdot \text{sec}$)	1.8×10^{-7}	0.58×10^{-7}

こうして推定された F は唯一の観測値 $0.7\sim 2.0 \times 10^{-7} \text{g/m}^2 \cdot \text{sec}$ (Regener³⁰)とよく合うし (Regenerの値は1ヶ所のたった2晩の値であるのでこの一致は良すぎると考えるべきであろう), 他の推定値 (Dütsch²⁹, Lettau²⁹, Paetzold,²⁹ Kroening and Ney²⁹)とも同じオーダーである。

Junge²⁹はさらに核分裂生成物やベリリウム Be^7 (宇宙線によってできる)の年変化から, オゾンの a_3 は2ヶ月またはそれより長い可能性が強いと推論した。

もし対流圏オゾンの観測網が組織され, その緯度分布や全オゾン量との位相差がもっとよくわかれば, 成層圏から対流圏へのオゾン流入速度や, 対流圏内での混合速度, 地表面での破壊速度などに関する一層有益な知識が得られよう。

この章の最後に第14c図に言及しておく。南半球の対流圏オゾン量の資料は Little America (Wexler, Moreland and Weyant³¹)のものだけ (第14c図)であるが, その季節変動は北半球のもの (第14a図)と位相こそ逆であるが変動中はほぼ等しい。すなわち対流圏へのオゾン流入速度も地表面のオゾン破壊速度も南北両半球であまり差がないと考えられる。(低・中緯度におけるよりも極地においては流入速度も破壊速度も小さいとも考えられるが。)第14c図のもう一つの曲線は Ahmedabad (23°N)のものであるが, その季節変化は他の北半球の地点のもの (第14a図, 特に Srinagar (34°N)と比較)と非常に異なり, むしろ南半球の型に近い。Junge²⁹によれば, これは夏のモンスーンが南半球の気団を北半球にまで持ちこみ, Ahmedabad にまでは影響しているが Srinagar までは混合作用が及んでいないと解される。このようなことをオゾンだけでなく炭酸ガスその他のトレーサー物質について系統的に調べることも, 熱帯地方の循環を考える上に有効であろう。

8. オゾン層の熱的影響

成層圏・中間圏における太陽光線の吸収に関してはオゾンが最も重要な役割を演ずる。いま第14図に示すように, 太陽光線は高さ Z の場所に高度角 θ で入射するとす

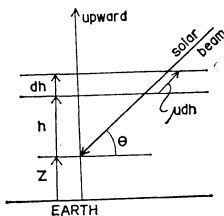


Fig. 14

る。波長を添字 λ で現わせば, 太陽光線 (強さ I_λ , 大気外における強さ $I_{0\lambda}$)は高さ dh を通る間に

$$dI_\lambda = I_\lambda \alpha_\lambda n_{z+h} \mu_\theta^h dh \quad (35)$$

だけ弱まる。ここに α はオゾンの吸収係数, n は単位体積当りのオゾン量である。また μ_θ^h は, 地球の曲率を考えた場合, $\theta > 10^\circ$ では $\mu_\theta^h = \text{cosec } \theta$ でよいが, $0 \leq \theta \leq 10^\circ$ では

$$\mu_\theta^h \doteq \frac{1 + \frac{h}{R}}{\sqrt{1 + \frac{2h}{R} - \cos^2 \theta}}, \quad (R: \text{地球半径}) \quad (36)$$

となる。(35)を積分して

$$I_\lambda = I_{0\lambda} \exp - \int_0^\infty \alpha_\lambda \mu_\theta^h n_{z+h} dh \quad (37)$$

単位体積に吸収される波長巾 $d\lambda$ のエネルギーは

$$\frac{dI_\lambda d\lambda}{\mu_\theta^h dh} = I_\lambda \alpha_\lambda n_{z+h} d\lambda = I_{0\lambda} \alpha_\lambda n_{z+h} \exp(-\alpha_\lambda N_\theta^z) d\lambda \quad (38)$$

ここに $N_\theta^z = \int_0^\infty n_{z+h} \mu_\theta^h dh$ (39)

は, 入射光が高さ z に達するまでに通過したオゾン量である。単位体積単位時間に吸収される全エネルギーは, (38)を波長で積分して,

$$E_\theta^z = \int_0^\infty \frac{dI_\lambda d\lambda}{\mu_\theta^h dh} = n_z \int_0^\infty I_{0\lambda} \alpha_\lambda \exp(-\alpha_\lambda N_\theta^z) d\lambda \quad (40)$$

したがって $I_{0\lambda}$ と α_λ とが与えられれば E_θ^z/n_z は N_θ^z (通過オゾン量)のみの関数である。非常に高い所では N_θ^z が小さく指数部分は1に近い。したがって N_θ^z/n_z は N_θ^z にあまり関係しない。 N_θ^z が大きくなるにつれてHartley帯(2000~3200Å, O_3 の吸収係数 $1\sim 10^2/\text{O}_3 \text{cm-STP}$)の吸収が進んで入射光は弱まり, E_θ^z/n_z は次第に小さくなる。より下層ではHartley帯の光が吸収されつくして(40)の積分に寄与する波長域はHuggins帯(3200~3600Å)とChappuis帯(4400~7600Å)に移るが, ここでは吸収係数が小さくて($10^{-1}\sim 10^{-2}/\text{O}_3 \text{cm-STP}$)指数部分はふたたび1に近づく。この関係を示した図はCraig³²やPressman³³によって与えられており, 通過オゾン量 N_θ^z からある高さの吸収エネルギー E_θ^z/n_z が容易に読取れる。

オゾンにより吸収されるエネルギー E_θ^z の全てが空気の加熱に使われる(オゾンの平衡濃度を変えない)とすると, 単位体積の空気の温度変化は

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{E_0^z}{C_p \rho} \quad (41)$$

となる。ここに ρ は空気密度、 C_p は空気の定圧比熱 (=0.239 Cal/g·deg) である。

Johnson³⁴⁾ はロケット観測によるオゾン鉛直分布 (第1図) を使い、太陽高度角の関数である N_0^z 、 E_0^z を一時間毎に計算し、昼間吸収されたエネルギーは24時間中一定の強さの赤外冷却で放出されてある日と次の日との間に気温の日々変化を生じないと仮定し、空気の動きの影響も無いとして、上部成層圏・中間圏の気温の日変化を計算した (第15図)。

第15 a 図によれば、高さ 70km では日変化の中は約

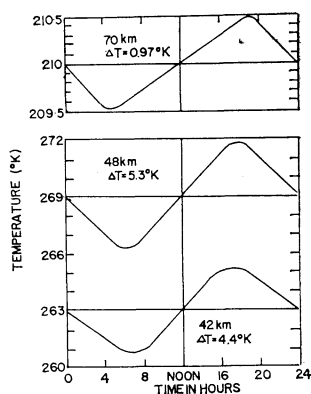


Fig. 15 a. オゾン層の気温日変化 (Johnson³⁴⁾)

1°C、高さ 48km では 5.3°C で太陽が低い時の吸収エネルギーが小さいから最大最小は丸まってくる。日変化の中に比べて平均気温 (48km で 269°K) が大きいから赤外冷却を一日中一定とした仮定は充分成立つ。高さ 42 km では日変化の中は 4.4°C で、これより下では吸収は主として可視域で起り、(40)式で議論したように E_0^z は太陽高度にあまり関係しなくなるから最大最小は鋭くなる。

日変化の中を高さに対して図示すると第15 b 図のようになる。高さ 30 km 以下では緯度・季節・その他の気象条件によってオゾン量が変わるので日変化の中も変わるだろうが、いずれにせよその大きさは 1°C 以下と考えられる。

Pressman³³⁾ は Craig⁷⁾ が計算した光化学平衡のオゾン鉛直分布 (第1図) に、(形はそのままにして) 一定の比率を乗じて全オゾン量が Götze⁸⁾ により与えられた全オゾン量の緯度・季節変化に合うようにして、各月毎に種々の緯度・高度における 1 日 (太陽高度の変化は半

時間毎に考慮して) の吸収エネルギー E を計算した。その結果 (Pressman³³⁾ の第 8~19 図) によれば E の最大は全ての季節・緯度を通じて高さ 30km にあり (オゾン鉛直分布 (第1図) の最大と対応)、この最大を季節にしたがってみると、1 月、2 月には南極 (最大値はそれぞれの月で、2.7, 2.0 cal/cm² km day, 以下同様)、3 月には南極と 40°S, 40°N (1.5), 4, 5, 6, 7, 8 月には北極 (2.4, 2.9, 2.9, 2.7, 2.0), 9 月には北極と 40°N, 40°S (1.5), 10, 11, 12 月には南極 (2.4, 2.9, 2.9) にある。高さ 20km では夏半球側では約 0.2 cal/cm² km day, 冬半球では 0.2 以下で極夜域ではもちろん吸収はない。

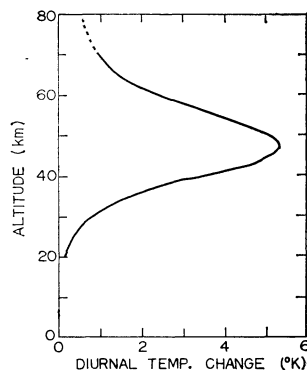


Fig. 15 b. オゾン層の気温日変化中 (Johnson³⁴⁾.)

Pressman³⁵⁾ はさらに (41)式により 1 日の昇温量を計算した (第16図)。その際各高度における空気密度は全ての緯度季節で一定とした。第16図によれば一日の昇温量の最大は全ての緯度季節を通じて高さ 45km にあり、緯度についてはその最大 (約 10°C/day) は夏の極にあって約 3 ヶ月続く。赤道上では全ての季節を通じてかなり一定した昇温量を示し、高さ約 45km にある最大値は 6°C/day 前後である。高さ 20km 以下では 1 日の昇温量は数分の 1°C で非常に小さいが、高さ 55km では 2~4°C/day ぐらいである。

Johnson³⁴⁾ や Pressman³³⁾ の計算では炭酸ガスや水蒸気の影響は考慮されていない。また Pressman の計算では放射冷却が考慮されていないし、オゾンの鉛直分布も実測ではなくてモデル的なものであることに留意すべきである。

最近 Manabe and Möller³⁶⁾ は水蒸気・炭酸ガス・オゾンによる日射の吸収と長波放射との間のバランスとして、放射平衡による気温の鉛直分布を計算し、11km 以

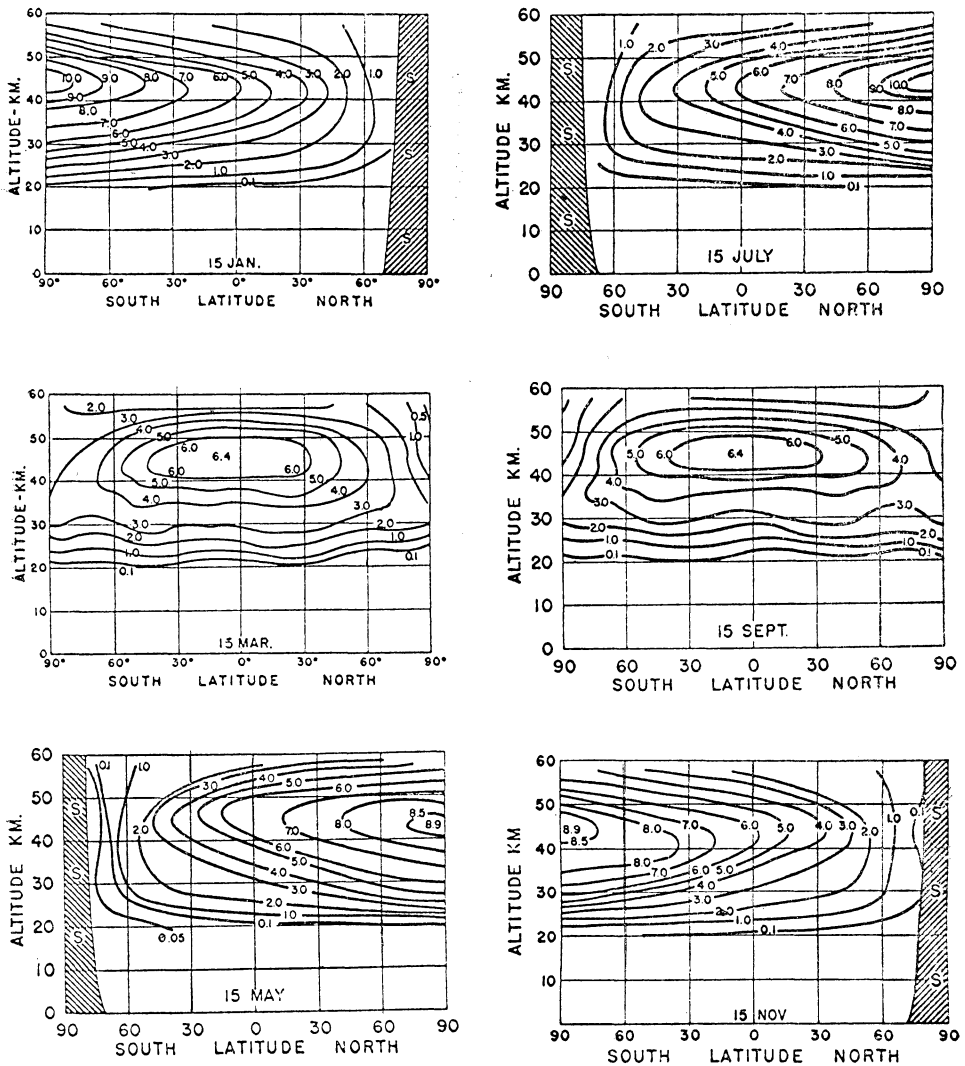


Fig. 16. オゾン吸収による1日昇温量 (°C/day), 季節別緯度・高度断面図 (Pressman³⁴⁾).

高では (主としてオゾンの日射吸収により) 高くなるほど暖くなる傾向 (成層圏に相当) を得たが, 高さ11km以下ではほぼ断熱減率に近い温度減率を得, 圏界面附近の温度 (180°K) は実際よりかなり低かった.

この難点を克服するために Manabe and Möller³⁷⁾ は対流により温度減率を調整しながら同様な計算をくりかえした. 彼等はまず170°K または 360°K の等温大気を初期値とし, H₂O, CO₂, O₃ による長波放射・日射吸収を組入れて, 漸次的に放射平衡の温度分布 (初期値から最終の定常状態になるまで約1年かかる) を得たのであ

るが, この漸近過程の途中で温度減率が 6.5°C/km を越えそうになれば, 対流によってこの限界減率を越えないように調節して地表からの熱エネルギーを対流圏へ輸送させた. これによって彼等は実際の大気に非常に近い温度鉛直分布を得た. たとえば H₂O, CO₂, O₃ の鉛直分布を緯度 35°・4月のものに仮定し, 年平均の日射と平均雲量を使って計算した結果は, 対流圏では U.S. 標準大気と非常によく一致し, 成層圏では U.S. 標準大気より 10°C ほど低いにすぎなかった.

この計算において彼等は, 対流圏の水蒸気分布は

London,³⁷⁾ Murgatroyd 等³⁷⁾の報告に基づいて仮定し、成層圏のそれは190°Kの露点を、9 mb 面以上では高さに対し一定の混合比を仮定した。炭酸ガスについては全大気を通じて混合比0.045重量%とし、オゾンについては Ramanathan and Kulkarni³⁷⁾の反転効果による結果を基にして鉛直分布を仮定した。

第17図は、H₂Oのみ、H₂O+CO₂、H₂O+CO₂+O₃が存在する時(緯度35°・4月の鉛直分布、平均日射、雲なし)の平衡温度を示す。オゾンが成層圏の温度を維持するのに非常に重要であることがはっきりわかり、オゾンがない時は圏界面は判然とせず高くなるほど温度は単調に下がってゆく。しかし対流圏および地表の温度にはオゾンはほとんど影響しない。炭酸ガスは全ての高さにわたって温度を10°Cほど高めている。

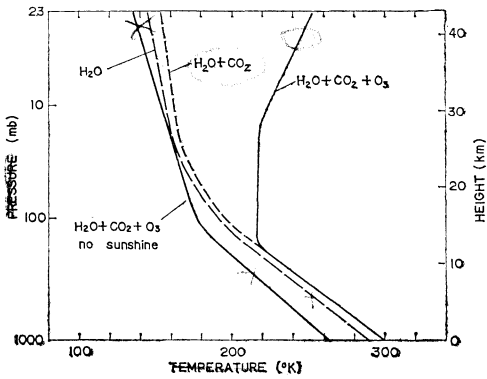


Fig. 17. H₂O, C₂O, O₃ (35°N, 4月の分布)がある場合の放射平衡温度(対流により温度減率が6.5°C/kmを越えないように調整)比較のため、日射がない時(地表温度を263°Kに設定)の平衡温度も示す(Manabe et al³⁷⁾).

第17図にはまた日射のない場合の平衡温度も示してある。この場合唯一の熱源は地表面温度で、これを極地方の代表値として263°Kにとっているが、H₂O+CO₂+O₃の分布は緯度35°・4月のものである。オゾンがあっても日射のない場合も、高くなるほど成層圏温度は下がり極夜の温度分布の型に近づくが、定量的には圏界面と思われる高度が高すぎ、実際観測される成層圏の最低温度(約190°K)より冷た過ぎる。

第18図は放射平衡にあづかる各成分気体の長波放射による冷却率と日射吸収による昇温率とを示す(雲がない場合・対流による温度減率の調整をした温度分布で)。全体(net)としては成層圏ではあきらかに放射平衡になっ

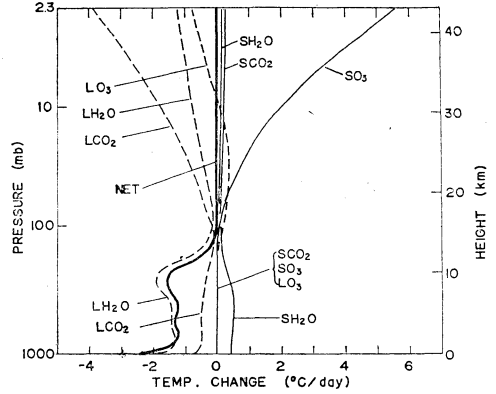


Fig. 18. 放射平衡にあづかる気体の長波放射(L)と日射吸収(S)とによる温度変化(雲なし)(Manabe et al³⁷⁾).

ているが、対流圏では放射冷却となっている。また対流圏では水蒸気による日射吸収と長波放射とが重要であるのに対し、成層圏では高くなるほどオゾンによる日射吸収と炭酸ガスによる冷却とが重要になる。

Manabe 等³⁷⁾はさらに雲の影響・成層圏の水蒸気量の影響・圏界面高度の緯度変化などを調べ、中層雲・下層雲は対流圏・下部成層圏の温度を下げ、9 km より高い高層雲はその層を暖めること、成層圏の水蒸気が多いほど成層圏温度が下ること、対流を考えないときは高緯度圏界面、対流を考えると低緯度圏界面に近い圏界面高度が得られることなどを示した。また低緯度のオゾン鉛直分布は下部成層圏の等温層を浅くし、より強い逆転と冷たい圏界面を作る傾向があるが、この傾向は熱帯圏界面を説明できるほどは強くないことを示した。さらに緯度・季節別に平衡温度の鉛直分布を計算して、実際の温度の緯度・高度断面図に近い結果を得たが、極夜の温度は実際より低すぎる(第17図参照)などの相異点もあらわれ、極夜の上部成層圏が放射平衡になって大規模な極向きの熱輸送が予想されるなど、子午面循環を含む大規模な運動をも考慮に入れる必要を示唆した。

あとがき

以上述べた以外にも、トラフ・リッジ系とオゾン量の増減、成層圏突然昇温との関係、低緯度成層圏に見られる26ヶ月週期との関連、太陽からの微粒子輻射との関係、月齢との関係、等々の調査研究があるが、この報告には含まなかった。それはこの稿がはじめ (§1)に述べた趣旨で書かれたからである。

おわりに、この分野の勉強を御指導いただいた館野高

層気象台・高層課・気象研究所のオゾン関係者 (すでに他の所属に変わられた方も多いが) に深く感謝します。また整図を手伝っていただいた北原瑠美子さんにも謝意を表わします。なお本稿の記述の中に筆者が気づかずに誤解している点もあり得ることを附記し、皆様の御批判をおおぐ次第です。

参考文献

- 23) Newell, R.E. (1961): The transport of trace substances in the atmosphere and their implications for the general circulation of the stratosphere; *Geophysica pura e Applicata*, **49** p. 137~158.
- 24) Brewer, A.W. (1949); Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the atmosphere; *Quart. J.R. Met. Soc.* **75** p. 351~363.
- 25) Dobson, G.M.B. (1956); Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere; *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A.* **236** p. 187~193.
- 26) Mastenbrook, H.J. and J.E. Dinger (1961); Distribution of water vapor in the stratosphere; *J. Geophys. Res.* **66** p. 1437~1444.
- 27) 片山 昭 (1962); 地球の熱収支; 気象研究ノート, 第13巻 p. 101~169.
- 28) 朝倉 正 (1963); 成層圏循環と地上気象の相互関係; 測候時報, 第30巻. p. 135~168.
- 29) Junge, C.E. (1962); Global ozone budget and exchange between stratosphere and troposphere; *Tellus* **14** p. 363~377.
- 30) Regener, V. H. (1957); Vertical flux of atmospheric ozone; *J. Geophys. Res.*, **62** p. 221~228.
- 31) Wexler, H., W. Moreland, and W. Weyant (1960); A preliminary report on ozone observations at Little America, Antarctica; *Monthly Weather Review.* **88** p. 43~54.
- 32) Craig, R.A. (1951); Radiative temperature changes in the ozone layer; *Compendium of Met.* p. 292~302.
- 33) Pressman, J. (1954); The latitudinal and seasonal variations of the absorption of solar radiation by ozone; *J. Geophys. Res.* **59** p. 485~498.
- 34) Johnson, F.S. (1953); High-altitude diurnal temperature changes due to ozone absorption; *Bulletin Amer. Met. Soc.* **34** p. 106~110.
- 35) Pressman, J. (1955); Seasonal and latitudinal temperature changes in the ozonosphere; *Journ. Met.* **12** p. 87~94.
- 36) Manabe, S. and F. Möller (1961); On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Monthly Weather Rev.* **89** p. 503~532.
- 37) Manabe, S. and R. F. Strickler (1964); Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment; *Journ. Atm. Sciences.* **21** p. 361~385.

九州支部だより

1. 九州支部理事会

昭和40年4月23日福岡管区気象台の台長室で本年度第1回の理事会が開かれた。議題は今回の気象庁の人事移動によって、7名の理事中山田国親(前長崎海洋気象台長)と毛利圭太郎(前鹿児島地方気象台長)の両理事が住所を東京方面に変更されたので、その補充選挙に伴い理事会の推薦候補者をどうするかについてであった。その結果理事会として候補者5名を推薦することになり、5月10日付の九州支部だより第20号で会員に通知した。

2. 九州支部理事補充選挙の結果

投票締切日を40年6月5日とし、6月7日投票総数110票を開票の結果、新理事の2名は沢田龍吉(九州大学理学部教授)と久保時夫(長崎海洋気象台長)と決り、次点者は比嘉政雄(鹿児島地方気象台長)であった。

なお留任理事は荒川秀俊(支部長)、青木滋一(常任)山田三期(常任)武田京一、坂田勝茂の5名である。

春の大会で感じたこと

懇親会の夜何時までも歓談していただける会員の姿を眺めて我々世話役もやっと終わったと思ったことでしたが、考えてみれば、このように地方で大会が開かれる場合、地方側からいっての大きな成果は、一つは大きな学会で立派な講演を聞いて高いレベルの空気に接することであり、もう一つは多くの人達と話し合えることでしょう。後者のことを考えると外国の学会のように毎日午前と午後にはコーヒーの時間をたっぷりとして個人的に討論出来るように工夫すればもっと成果があるのではないかと夢のようなことを考えてみました。そのためには講演数を先着順に定員でしめ切って次にまわしてもよいと思います。最近では座長の努力が実って来たようですが発表者も一層マナーをまもって実のある討論が出来ることを望みます。

(中島暢太郎)