大気オゾンの年変化と子午線分布に関する理論

三宅泰雄*, 猿橋勝子**

On the Theory of Annual Variation and Meridional Distribution of Ozone

Y. Miyake, K. Saruhashi

(Meteorological Research Institute)

The mass distribution of atmospheric ozone on the earth was calculated assuming that distributions of ozone on the northern and southern hemispheres are approximately the same only with half a year difference of phase. Results showed that the total mass of ozone is always constant. On the other hand, calculated amount of ozone by our previous theory decreases rapidly with increasing sec α . Therefore, meridional distribution of photochemically formed ozone and that observed are quite different, but the total mass is equal to the latter and it becomes also constant on the whole earth. We considered that initial distributions are decided photochemically and actual distributions are formed secondly by pole-ward transports of ozone in the stratosphere. The speed and direction of the transport and their seasonal variations were estimated by which the annual and meridional variation of ozone could be explained reasonably.

第1章 問題の所在

前の報告⁽¹⁾において、著者たちは大気中のオゾン層の形成に関する光化学的理論について述べた。この理論は大気オゾンの生成が、輻射による酸素分子の励起にもとづいて行われるという考えに基礎をおき、オゾン層の高さ 25km 附近に極大をもつ特異な分布を説明した。

この報告においては、前報の理論をさらに発展し、大気オゾンの年変化と、子午線分布を説明したい。ある地点で、鉛直方向にはかつた大気オゾンの全量、すなわち、標準状態に換算したときのオゾン層の厚さ、 x cm (オゾン値ともいう) がきわめて著るしい、しかもきわめて不可解な年変化をもち、また緯度によるふしぎな分布を示すことは、すでによく知られている事実である。この問題については、その秘密を解こうとして、多くの学者の努力がなされたが、未だに不可解であつていわば、気象学上の七不思議の一つともいふべき難問となつている。

年変化についていえば、両半球とも春(北半球では 3~4 月、南半球では 9~10)月に極大を示し、秋に極小が現われる。年較差は高緯度ほど大きく、赤道附近では一年中大した変化をしない。子午線上の分布は赤道でもつとも少く、オゾン値は 0.17cm くらいであるが、緯度が増すとともに増加し、55°~60°の間で極大となり、この附近で x は 0.3cm 以上になる。

*, ** 気象研究所

Fig 1. Annual and meridional variation of ozone.

大気オゾンの生成の原因は、前報でものべたように、太陽の紫外輻射による光化学反応の結果であるから、輻射強度のひとしい春分と秋分のころに、極大と極小が逆にあらわれることは、理解に苦しむところである。光化学平衡にあるオゾン量が、輻射強度の大きいほど増加することは、後の計算によつても分るが、実際のオゾンの分布は輻射強度のもつとも大きい赤道で小さく、極に近づくに従つて大となることも常識では理解できない。

この問題に対する従来の学者の考えを一べつしてみよう。たとえば、S. Chapman²⁾は

オゾンの年変化の週期分析を行つた結果、春にはオゾンの生成量が秋の3倍くらい多いか、あるいは、真夏にはオゾンの生成はなく、反対に真冬に平均値の2倍程度の生成率がなければ、オゾンの年変化は説明できないといつている。しかし、このようなことは不合理であつて、高層気象に関する確実な資料が入手できないかぎり、この問題の解決は困難であらうとしている。

Penndorf³⁾は南北両半球で、オゾンの年変化の位相が半年だけずれていることは、太陽輻射に関係あることはいうまでもないが、成層圏内の移流とも関係があるにちがいないとしている。Nicolet や A. Vassy, E. Vassy⁵⁾は、光化学反応速度にたいする気温の影響を考え、オゾンの年変化と分布は、気温と太陽輻射の年変化の位相のずれから説明し得るであらうといつている。しかし、これにたいしては、最近、H. U. Dütsch⁶⁾によつて反ばくされている。Dobson⁷⁾はオゾンの年変化と緯度分布を説明するただ一つの道は、太陽輻射で生じたオゾンが低緯度から高緯度に向つて大気の高層内を流れ、極に近づくにしたがひ下降すると考えることであり、その結果としてオゾン値が高緯度で大になるであらうといつている。Dobson の考えはきわめて示唆にとむものであり、最近 Brewer⁸⁾もこの説を支持する見解を発表した。彼は圏界面の上で水蒸気の少ないこと、ヘリウム含量が対流圏と大差のないことから見て、成層圏では擾乱や鉛直混合がないという従来の考えを訂正すべきであるといつている。Brewer によれば、赤道地方では圏界面からの空気上昇があり、中緯度地方では、その空気は圏界面に沿うて極の方に流れ、高緯度に近づくにしたがつて再び対流圏に下降する。この成層圏内部の環流勢力は冬期に大、夏期に小となる。また、緯度の高いほど移流勢力はつよい。成層圏内のオゾンは、この極方向の水平移流によつて、赤道附近から高緯度地方にはこぼれる。もしそうなら、この大環流勢力の年変化と輻射の年変化の位相が重なる結

果、オゾン値の特異な年変化を生ずるであろうという。H. U. Dütsch⁽⁹⁾ は光化学反応の温度係数と輻射の変化だけではオゾンの年変化が説明できないことを計算によつて示した。彼は、夏半球と冬半球の間にはとくに 20 km 以上の上層において、大きい気圧勾配ができるので、夏半球では高層大気の上昇、冬には下降が起ると考えた。その結果は、子午線方向の環流を生じこれがオゾンの年変化をもたらす。この上昇、下降流のはやさは最大 0.06 cm/sec の程度で、水平流のはやさは $10^2 \sim 10^3$ cm/sec のオーダーであろうとしている。

これらの研究の結果を総合して考えると、オゾンの年変化と子午線分布の秘密をとく鍵は高層大気の運動にかかっているようである。これを逆にいえば、オゾンの観測からわれわれはまだ直接には観測されていない成層圏内の風系を推察することも可能であろう。

ここで注意すべきことは、オゾン値は、年変化の他に、日日変動を示すことである。この日日変動の振幅は冬に大きく、緯度が高いほど大きい。この日日変動をしらべてみると、オゾン値は地上の低気圧の背後で増し、高気圧の背後では減ずる。この極大、極小の中間に地上の不連続があることが多い。また、高層の温度、温位とは正相関が認められる。低緯度からの空気の流入があればオゾン値は減じ、高緯度からの流入によりオゾン値は増加する。

この日々の変動の原因については、M. Nicolet,⁽⁴⁾ Moser,⁽¹⁰⁾ Dütsch,⁽⁹⁾ Reel⁽¹¹⁾ 等の研究により、上層大気 (5 km ~ 20 km) の上昇、下降および水平移流によるものであることが、ほぼ確実となつた。オゾン値の日日変動が冬に大きく、夏に小さいこと、高緯度に大きく、低緯度に小さいことは、これが大気の擾乱の度合の季節変化に比例していることは明らかである。

このオゾンの日日変動は、直接には年変化と関係はないが、日日変動の季節と地域による振幅の相違はオゾンの年変化の問題と密接に関連しているらしく思われる。

われわれの研究は、これらの問題の合理的な解釈を得るための一つの試みであるが、それは、單にオゾンの年変化と子午線分布を説明するばかりでなく、高層大気、とくに 20 km から 30 km くらいの層の運動にたいして一つの示唆を与えるであろう。

第 2 章 地球上におけるオゾンの質量分布と全オゾン量の一定性

いままで、大気オゾンの年変化や、子午線分布を考察するときは、多くの場合一つの半球だけに ついて考えて来た。しかしそれでは不十分なことは明らかであつて、地球全体について考えるのが合理的である。

また、オゾン量の表わし方として、従来は標準状態に換算したときの厚さ x cm によつて示すことが慣習となつている。この表現法は、ある一地点上のオゾン量の時間的变化、あるいは、二つの地点上のオゾン量の多少を比較するには、よい表わし方であるが、ある面積上にあるオゾンの質量 (M) を問題にするときには、不十分な表現法である。

いま、オゾン値 x が、緯度線上では一定で、子午線方向にのみある分布をもつとする。このときある狭い緯度範囲 ($\Delta\varphi$) でかこまれる緯度圏上のオゾンの質量 M_φ は次式で与えることができる。

$$M_\varphi = \frac{2m}{V} \cdot x_\varphi \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \cos \varphi \cdot \Delta\varphi \quad (1)$$

ここに R は地球の半径、 m はオゾンの分子量、 V は標準状態における 1 モルのオゾンの容積である。

地球上のオゾン値 x の分布は、才 1 図に見るように、高緯度に近づくにしたがつて、相当地に大きい傾きをもつて増加しているが、ここで注目すべきことは、緯度が高くなるとともに、単位経度の長さは減少するから、 M_φ の大きさは、必ずしも x_φ のように増加するとはいえないということである。

つぎに注意すべきもつとも重要なことは、北半球においては、オゾン値はその春に極大となり、秋に極小を示すが、南半球ではその逆になるという事実である南半球におけるオゾン値の観測例は比較的少ないが、才一近似としては、北半球のオゾン値の変化の位相を半年ずらせたものと考えて大きいちがいはない。このようにして、赤道において $\varphi=0$ とし、北極で $\pi/2$ 、南極で $-\pi/2$ とし、全地球上のオゾン質量の子午線上の分布を月別に求めてみると、才 2 図の点線のようなになる。

Fig. 2 Meridional mass distribution of ozone.

この図で明らかなように、オゾン質量が一つの半球で少なくなれば、他の半球では増し、またその逆になる。したがって地球上のオゾン質量の総和は一年中ほとんどひとしくなることが期待される。実際にオゾン質量の総和 M (total) は次式によつて計算することができる。

$$M_{\text{total}} = \frac{2m\pi R^2}{V} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} x \cdot \cos \varphi \cdot d\varphi \quad (2)$$

計算の結果は予想の通りであつて才 1 表にみるように地球上のオゾンの全量は一年中ほとんど変化しないことが分る。地球上の両半球ではそれぞれ、いちじるしいオゾン値の年変化を示すが、オ

ゾン値の全量について考えれば、その増減は互に補償し合う結果、年中一定になることは、当然なことではあるが、今まで見おとしていた重要な事実ということができよう。

Table 1. The total amount of ozone on the earth and its annual variation

	N-Hemisphere		S-Hemisphere		Total	
	obs.	calc.	obs.	calc.	obs.	calc.
Jan.	1.26	0.70	1.36	1.64	2.62	2.34
Feb.	1.35	0.85	1.20	1.62	2.52	2.47
Mar.	1.40	1.11	1.16	1.50	2.56	2.61
Apr.	1.39	1.36	1.19	1.24	2.58	2.60
May.	1.35	1.65	1.17	0.94	2.52	2.59
June.	1.27	1.72	1.19	0.71	2.47	2.43
July.	1.36	1.64	1.26	0.70	2.62	2.34
Aug.	1.20	1.62	1.35	0.85	2.52	2.47
Sep.	1.16	1.50	1.40	1.11	2.56	2.61
Oct.	1.19	1.24	1.39	1.36	2.58	2.60
Nov.	1.17	0.94	1.35	1.65	2.52	2.59
Dec.	1.19	0.71	1.27	1.72	2.47	2.43

(unit: 10^8 ton)

第 3 章 オゾンの光化学的平衡量の分布と年変化について

1. 太陽高度によるオゾン値の変化

前章において、観測値をもととして、オゾン質量の子午線分布と、その年変化を求めた。この章では、オゾンの光化学的平衡量の計算値から、その子午線分布と年変化を求めてみたい。

著者たちは⁽¹⁾、さきに大気オゾンの形成に関する光化学的理論を出したが、この理論においては、次のような光化学反応を、オゾンの光化学的平衡の基礎とした。

前報における計算はすべて、太陽は天頂にあるものとした場合で、太陽高度の変化については考えなかつた。しかし、子午線上の光化学平衡量の分布、あるいはその年変化は、当然、太陽高度の差異による輻射量の変化に伴うものであるから、日射の路程を考慮に入れる必要がある。

われわれの導いた光化学平衡の基本式は Mecke⁽²⁾ のものと同じ形であるが、Mecke の理論と異なるところは、太陽輻射の波長分布と、オゾン及び酸素の光吸収係数の波長分布を考慮に入れたことである。それは次式によつて表わされる。

$$[O_3]^2/[O_2]^2 = K \cdot p \cdot \alpha_q / \beta_{q'} \quad (8)$$

ここで K は光化学反応の速度定数、 $[O_3]$ と $[O_2]$ はそれぞれ、ある高さ h におけるオゾン及び

酸素の分圧, p はその高さの気圧, α, β はそれぞれある波長における酸素及びオゾンの光吸収係数, q, q' はそれぞれその波長において酸素分子を励起し, オゾンを分解するのに有効な光量子数である. ある高さ h における q と q' とは, 太陽の天頂角を z とすれば, 次のようにして求めることができる.

$$q_{\lambda} = q_{0\lambda} e^{-\int_n^{\infty} \alpha_{\lambda} \sec z [O_2] dh} \quad (9)$$

$$q'_{\lambda'} = q_{0\lambda'} e^{-\int_n^{\infty} \beta_{\lambda'} \sec z [O_3] dh} \quad (10)$$

ここで, $q_{\lambda}, q'_{\lambda'}$ は波長 λ, λ' における q と q' を示し, $q_{0\lambda}, q_{0\lambda'}$ はそれぞれの波長における大気外の光量子数, $\alpha_{\lambda}, \beta_{\lambda'}$ はそれぞれ λ, λ' における α, β を表わす.

q_{λ} と $q'_{\lambda'}$ は種々の $\sec z$ についてそれぞれある小さい波長領域について計算し, それをある波長領域にわたって積分する. ついで, h を 5 km ずつ変えて各高さの αq と $\beta q'$ を計算する. このようにして各高さのオゾンの分圧を次式から求める.

$$[O_3] = K^{1/2} [O_2]^{3/2} \cdot p^{1/2} \cdot (\alpha q)^{1/2} \cdot (\beta q')^{-1/2} \quad (11)$$

つぎに, これを地上から大気外まで積分し,

$$x = \int_0^{\infty} [O_3] dh \quad (12)$$

によつて, 太陽高度を異にする場合のオゾン値 x を求めることができる.

K の値は, オゾンの生成反応 (4), (5) 及び分解反応 (7) の活性化エネルギーが不明なので, 理論的に求めることはいまのところ不可能であるが, 前報においては, $z=0$ のときに $x=0.26$ cm を仮定して

$$K^{1/2} = 3.54$$

を求めた.

前章においてのべた如く, 地球上のオゾンの全量は, つねに一定であるから, 光化学的平衡量の全量と, 実際に存在するオゾンの全量はひとしいものとすれば, $z=0$ のときの平衡量は, 当然 0.26 cm より大となり, 0.4 cm 位にえらぶのが妥当である. このことから, K の値としては,

$$K^{1/2} = 4.02$$

とするのが, 実さいに近いと考えられる. K の値を定めて, $\sec z$ の変化に伴うて, オゾン値 x の値がいかに変わるかを計算した結果を図 2 に示す. この図から分るように, オゾンの平衡量は太陽高度が高いほど大きくなり, 太陽高度が低くなると急激に減少する.

天頂距離 z と緯度 φ , 及び時刻 t との関係は,

$$\cos z = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t \quad (13)$$

という周知の式で与えられる. ここに δ は日赤緯である. この式から各緯度ごとの毎月のオゾン平

Fig. 3 Relation between x and $\sec z$.

Fig. 4 Meridional variation of the photochemical formation of ozone

衡量を求めることができる。その結果は才4図に示すようになり、赤道では平衡量は最も大きく、春分と秋分に極大を示す。夏至（北半球）には北回帰線上で、冬至（北半球）には南回帰線上で、平衡量は最大となる。緯度が高くなると、北半球では夏至に極大、冬至に極小をもつ単純な年変化となり、緯度とともに、オゾン平衡量は急激に減少する。これからみて、オゾンの生成は、極の近くではきわめて少ないことがわかる。

2. 光化学平衡にあるオゾンの質量分布と総量

上の計算により、各緯度における光化学的平衡にあるときのオゾン値の年変化が分つたから、これから(1)式によつて、オゾン質量の子午線分布に直すことができる。その結果は才2図の点線によつて示す。図で分るように、光化学的平衡によるオゾン質量は、赤道地帯で大となり、極大は、南北回帰線の間を動いている。北半球の夏には、北半球で多く、南半球で少くなり、冬にはその反対となる。この分布が実さいに観測される分布と全く異なることは才2図の点線と比べてみればよく分る。光化学平衡量の分布は山型をしているが、観測される分布は平らな丘型である。

これは、低緯度地帯から、中高緯度地帯へのオゾンの移動を考えなければ、計算されたオゾンの質量分布が、実際の分布にはなり得ないことを物語っている。

光化学的平衡量の分布は春秋には、ほぼ、南北対称となり、夏と冬では、それぞれ北と南に分布が移動するが、地球上の総量に着目すれば、一年中、一定と思われる。(2)式にしたがつて、地球上の光化学的平衡量の総量を計算してみると、才1表の如く、その全量はつねに、ほぼ一定となり、地球上で観測されるオゾンの全量とひとしいことがわかる。実さいには、オゾンは赤外線の吸収、還元性物質との接触などによつて、一部には破壊されるが、これらの分解作用は才一近似としては一応無視して考えることにする。

以上から、つぎのようなことが考えられる。

1. オゾンの総量は全地球についてみれば一定であり、これは、オゾンの分解を一応無視すれば、光化学平衡量とも一致する。このことは、太陽が南北両半球を6ヶ月の位相のずれをもつて、ひとしい強さで照らしていることから、当然予想できることである。

2. しかし、実さいに存在するオゾンの子午線分布と、光化学平衡量の分布とはひとしくない。光化学平衡量は赤道地帯で多く、中高緯度では激減するが、観測される分布は、平らな丘状を呈している。また、光化学平衡量は、春分、秋分のころは、ほぼ南北対称になるが、実際の分布は、8月～4月は北に多くなり、9月～10月では南に多くなる。北半球の光化学平衡量は、冬にはきわめて少くなるが、実さいに観測される分布は、南に比べて、それほど小さくはならない。

3. これから、当然つぎのように推察される。すなわち、オゾンの全量と、初期分布を決定するのは、輻射強度であり、輻射の分布に対応して、光化学平衡量の分布がきまる。この初期分布が、極方向の水平移流の影響によつて実さい観測される分布に変形する。移流の勢力は、時期により、また、地域によつて異なるから、これが光化学平衡量の年変化、子午線分布と重なつて、オゾンの特異な年変化と分布を生ずる。これらの考えを実証するためにさらに、考察をすすめてみよう。

第3章 オゾンの子午線方向への輸送

1. 輸送による説明の可能性

さきに述べたように、Brewer⁽⁸⁾によれば、赤道地帯では対流圏の空気が上昇し、それが圏界面の上部に沿うて、極方向に流れ、中、高緯度帯では再び圏界面を通つて空気が下降する。この環流のつよさは冬に大、夏に小であり、低緯度で小さく、高緯度で大きい。Dütsch⁽⁹⁾の考えもほぼこれと同じであるが、彼はオゾンの最も多い20 km以上の層内の子午線方向の環流を考えた。この環流勢力の年変化と子午線分布が、輻射強度の変化と重なる結果、オゾンの特異な年変化と子午線分布をもたらすと考えすることは、合理的であろう。ここではこれらの考えを発展し、さらにいくらか定量的にあつかつてみよう。

まず、光化学平衡量とオゾンの輸送の関係を概略的に考察してみよう。光化学平衡量はつねに赤道附近で多いが、これは移流によつて、それぞれ南北の中、高緯度方向にはこぼれる。北半球の冬には光化学平衡量は南半球で多くなるが、移流勢力は逆に北半球側でつよいから、大量のオゾンは赤道をこえて北にはこぼれる。夏はこの逆になる。北半球の春には、光化学平衡量と輸送勢力との重なりで、オゾン極大を生ずる条件ができる。オゾンの全量は一定であるから、当然、南半球ではオゾン極小となる。秋はこの逆。

このようなオゾンの輸送がはたして可能かどうかを吟味してみよう。

2. 成層圏内における渦動拡散係数の推算

Brewer はヘリウムの高さによる分離率から計算して、圏界面のすぐ上の鉛直方向の渦動拡散係数として、 10^3 のオーダーの値を得た。これから平均 0.5 m/sec の子午線上の移流が予想されると結論した。

オゾンの場合には、圏界面のすぐ上ばかりでなく、むしろ、オゾンの多い 25 km を中心とした層の流れについて考察する必要がある。したがって 25 km から 40 km 附近までの渦動拡散係数を推定してみよう。

渦動拡散係数の推算には、密度を異にする気体の分離率による方法と、風速の鉛直方向の勾配による方法とがある。

空気と密度を異にする気体の分離については Brewer の用いたつぎの式がある。

$$\frac{\partial p'}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial h} D \left(\frac{\partial p'}{\partial h} - \frac{gp'}{R'T} \right) + \frac{gp'}{\partial h} k \left(\frac{\partial p'}{\partial h} - \frac{gp'}{RT} \right) = 0 \quad (14)$$

ここに D はその気体の分子拡散係数、 k は渦動拡散係数、 p' はその気体（たとえばヘリウム）の分圧、 R' 、 R はそれぞれ、その気体と空気の比気体定数、 t は時間、 T は気温、 h は高さである。この式を解いて書き直すと、

$$\frac{\log(1+f)}{\log p_1/p_2} = \frac{D(R/R'-1)}{D+k} \quad (15)$$

ここで f はその気体の分離率、すなわち組成変化の割合である。

一般に分子拡散係数 D は次式によつて、近似的にもとめることができる。

$$D = 0.0043 \frac{T^{3/2}}{p(V_A^{1/3} + V_B^{1/3})} \sqrt{\frac{1}{M_A} + \frac{1}{M_B}} \quad (16)$$

ここで、 V_A 、 V_B はそれぞれその気体と空気の分子容積に相当する量、 M_A 、 M_B はそれぞれ、その気体と空気の分子量、 p は気圧である。

一方、風速の高さによる傾きから分子拡散係数 k を求めるには次式による。

$$k = A/\rho = l^2 \left. \frac{\partial V}{\partial h} \right|_h \quad (17)$$

ここで、 A は地上からの高さ h における交換係数、 ρ はその高さの空気密度、 l は交換要素の平均自由行路、 V は風速である。

以上の二つの考えから別々に圏界面から 20 km、20~30 km、30~40 km の渦動拡散係数を推算してみよう。

a. 圏界面から 20 km 附近まで

Brewer は 20 km でヘリウム*が 0.5% 多くなるとして, (15) 式によつて, $k \approx 400 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ を求めた. これから, 圏界面のすぐ上では 10^3 , その少し上では 10^2 のオーダーの渦動拡散係数をもつことが妥当であると考えた.

これと同じ方法で, 酸素の高さによる減少率の測定値を用いて, k を計算することもできる. 実測によれば, 20 km の高さで, 酸素は少くとも 0.2% くらいは減少するから⁽¹⁶⁾, D の値を (16) 式により, 10 km では 0.59, 20 km では 2.8 として計算すると,

$$k \approx 140$$

を得る. この値はヘリウムからの計算より, やや小さく, k の最小値を示すものであろう.

一方, 風速の傾きによる計算によれば, Schröer⁽¹⁶⁾ は圏界面の上では $k = 8 \times 10^2$, 20 km の近くでは 4.9×10^2 を得ているから, これらの資料を総合すると, 圏界面から 20 km の間では, 圏界面の上では 10^3 , 20 km の近くで 10^2 という推算はおそらく真に近いものと考えられる.

b. 20 km から 30 km まで

20 km から 30 km までの間では, 風速は, 急に大きくなるので, 当然 k も幾何級数的に大きくなる. この高さでは, 気体の拡散分離のよい測定例がないので, 風速による計算値を用いる. Schröer の計算では, 20 km では $k = 4 \times 10^2$, 30 km では 1.3×10^5 となり, 20 km から 30 km の間で k の値が急激に増すことを示している.

c. 30 km から 40 km まで

この間は, 風速の傾きからの計算によると, 平均して $k = 5 \times 10^5$ のオーダーと考えられる. 最近 J. H. McQueen⁽¹⁷⁾ は窒素の同位元素 N^{15} と N^{14} の分離をロケットで採取した空気を用い窒素の分子イオン線の質量分光によつて証明した. McQueen によれば, 40 km 以上になると, N^{15} は明らかに減少を示すという. その分離率は 40 km では $< 0.3\%$ であるが, かりにこれを 0.1% とすれば, N^{15} の大気中の窒素における存在率は 0.14% であるが, (15) 式の $f = 4 \times 10^{-6}$ となり, これから, $k \approx 5 \times 10^5$ を得る. これは, 風速から計算した 30 km と 40 km の間の渦動拡散係数の平均値とよく一致する. 以上を総合して考えると, 高さによる渦動拡散係数の変化は, 大体, 表 2 の如きものとしてよいであろう.

Brewer の k が 2×10^3 のオーダーのときに, 極方向の移流のはやさとして, 平均して $v = 0.5 \text{ m}$ 位の流れが, 圏界面に沿うて低緯度から高緯度に向つて存在することが予想されるといつているが

* ヘリウムの分離については Glückauf-Paneth⁽¹³⁾ 等の研究により, 20 km 附近では 0.5% から数%, その上では 4~5% 位の拡散による分離があるとされている. しかるに, 最近, 同じ Paneth⁽¹⁴⁾ が V₂ 号ロケットにより 70 km の高さの空気を取り分析した結果では, 奇妙にも, ネオンもヘリウムも地上の組成と変りはなく, むしろ, ヘリウムの割合はかえつて減少しているかの観を与えている. しかし, この空気資料については, 地上の空気の混入の心配があるので, まだ決定的な結論とはいえない.

Table 2. The vertical distribution of eddy diffusion coefficient k

高 さ	渦動拡散係数 k	推 算 の 方 法
圏 界 面 の 上	$1 \sim 2 \cdot 10^3$	風速の鉛直分布 He, O ₂ の分離
20 km	$2 \sim 4 \cdot 10^3$	同 上
30 km	ca $1 \cdot 10^5$	風速の鉛直分布
30~40 km	ca $5 \cdot 10^5$	風速の鉛直分布 N ¹⁵ の分離

Brewer の考えを 20km 以上の高さにまで拡張するならば、この高さでは、 k の値が大きくなるから圏界面のすぐ上より、いくらか大きい子午線方向の流れがあつてもよいといふことができる。

3. 大気オゾンの子午線上における輸送速度

いま、太陽輻射によるオゾンの光化学的生成と崩壊が平衡に達しているとしよう。このオゾンの平衡量の子午線分布は才 2 図に示す通りであるが、これは毎月の初日の状態であつて、かりに半月を経て実さい観測されるオゾンの月平均の分布になるとすれば、オゾンはどんなはやさと、速度分布をもつて移動したらよいかを計算してみよう。

オゾンの極方向の輸送のはやさを u としある緯度圏上のオゾンの質量を M 、緯度を φ とすれば、ある緯度圏上におけるオゾン質量の時間的变化は次式で示すことができる。

$$\frac{dM}{dt} = \frac{\partial M}{\partial t} - M \frac{\partial u}{\partial \varphi} - u \frac{\partial M}{\partial \varphi} \quad (18)$$

Fig. 5. The velocity of meridional mass transport of ozone

ここで、右辺の才1項は、光化学反応によるオゾン質量の時間的变化である。(1)式により M を書きかえると、上式は次のようになる。

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\partial x}{\partial t} + u \left\{ x \ln \varphi - \cos \varphi \frac{\partial x}{\partial \varphi} \right\} - x \cdot \cos \varphi \frac{\partial u}{\partial \varphi} \quad (19)$$

この式の積分限界をかりに、 $t=0$ 日から $t=15$ 日までとして、既知の値を入れて、 φ 及び t を異にするときのオゾンの輸送速度 u を求めることができる。計算の結果を才3表に示す。ここで注意すべきことは、輸送の速さ u は風速そのものではないということである。なぜなら、オゾンの鉛直方向の移動は気塊の圧縮、膨脹によつて x の変化を伴うからである。したがつて、 u は実さいの水平輸送と鉛直流の結果が重つて生じた、見かけの子午線上の流れの速さとみなし得るものである。

Table 3. The velocity of pole-ward transport of ozone.

(+: North ward) m/sec

Lat.	Jan	Feb	Mer	Apr	May	June	July
N 65	+6.8	+6.0	+3.8	+1.6	+1.5	+0.2	+0.03
55	+7.1	+6.2	+4.0	+1.7	+1.2	+0.4	+0.08
45	+6.9	+5.8	+4.2	+1.7	+1.1	+0.4	-0.1
35	+4.6	+4.2	+3.2	+1.5	+0.9	+0.2	-0.2
25	+3.8	+2.8	+2.2	+1.2	+0.6	-0.3	-0.5
05	+2.7	+2.0	+1.6	+0.8	+0.2	-0.7	-0.9
N 5	+1.8	+1.4	+1.2	+0.4	-0.4	-1.0	-1.4
S 5	+1.4	+1.0	+0.8	-0.4	-0.8	-1.5	-1.8
15	+0.9	+0.8	+0.3	-0.8	-1.3	-2.3	-2.7
25	+0.5	+0.5	-0.25	-1.1	-1.8	-3.2	-3.8
35	+0.2	-0.3	-0.4	-1.4	-2.4	-4.6	-4.6
45	-0.1	-0.1	-0.6	-1.8	-3.3	-6.1	-6.9
55	-0.08	0	-0.6	-2.0	-3.0	-6.6	-7.1
65	-0.03	0	-0.3	-0.8	-2.5	-6.2	-6.8
all	2.9	2.2	1.8	1.2	1.5	2.4	2.9

上の表で分るように、北半球の冬では、南緯 40° 附近から北半球に向つて、オゾンが輸送され、北に行く程そのみかけの速さは大となり、55°N で極大となる。北半球の夏には、これが逆になり南半球にオゾンの一部が流れ出る。上表では、1 月から7月までの輸送の速さの子午線分布を示したが、それ以降は半年前の値を南北逆にしたものとなる。これらの見かけの速さは、風速そのものとはいえないが、少くとも、オーダーにおいては風速に近いものと考えられる。

オゾンの見かけの輸送速度の絶対値の平均は、全地球上では1月と7月に 2.9m/sec, 4 月と10月に 1.2m/sec の最大と最小値をもつ。これは、南北両半球間の高層の気圧勾配の年変化と一致し

ている。Brewer は圏界面の上で、渦動拡散率 $k=2 \cdot 10^3$ として 0.5 m/sec の平均水平流（極方向）を求めた。われわれの計算では、 20 km 以上では渦動拡散率は急激に増し、 10^5 をこえるから、オゾンの多いこの層で 1 m/sec のオーダーの極方向の水平流があることは許容し得ないことではない。しかも、この高さでは偏西風、偏東風とも $10^2 \sim 10^3$ メートル/秒の速さをもつから、これらが $1 \sim 10$ メートル/秒の南北成分をもつこともあり得ないことではない。

Fig 6. Annual variation of transport velocity of ozone

Fig 7. Annual variation of reversing point in transport direction

と、オゾンの子午線方向の輸送を考えることによって、両者を同時に説明することができる。オゾンの光化学平衡量は赤道附近で大であるから、たえまない移流によつて、多量のオゾンが中、高緯度地帯に流れる。その勢力の年変化と、輻射の年変化とが重なる結果、特異な大気オゾンの年変化

同一の緯度における輸送速度の年変化をみる

とオゾンの図の如く、冬に大、夏に小（低緯度では夏には輸送速度は負になる）となり、これも大気の擾乱度からみて当然の年変化である。また、同一時期では、緯度をますほど速度が大きくなることも常識に一致する。

最近の高層気象の観測結果によれば、 30° N から 40° N 附近では 18 km 以上は、冬にはつよい西風、夏には少しよわく最大 5 m/sec くらいの偏東風であることがたしかめられた。風の交替期は5月はじめごろと9月はじめごろで、この間で偏西風から偏東風になる。このことは、冬は空気の北上、夏は南下することを示し、われわれがオゾンの輸送から得た結論を支持する。オゾン輸送の場合には、輸送方向の交替期は 30° N では6月と8月であつて、風の交替期より間隔が狭いが、輸送方向は風向そのものではないから、これはむしろよい一致とみるべきである。（オゾンの図）

むすび

大気オゾンの年変化と子午線分布とは、オゾンの全量が地球上ではつねに一定であること

と子午線分布ができる。この考えのもとに計算されたオゾン移流のみかけの速度、その分布、年変化等は、一応合理的と思われる。これらの計算の結果は、成層圏内の空気の運動についても価値のある示唆を包含するものと思う。

References

- (1) Y. Miyake and K. Saruhashi: *Geophys. Mag.*, **21** (1950), 99.
- (2) Chapman: *Phil. Mag.* **10** (1930), 345.
- (3) R. Penndorf: *Veröff. Geophys. Inst. Leipzig* **8** (1936), 181, *Naturwiss.* **25** (1937), 774., *Annal. de Geophys.* **6** (1950), 1.
- (4) M. Nicolet: *Inst. Roy. Met. de Belgique Mis. Fasc. XIX* (1944).
- (5) A. Vassy et E. Vassy: *J. de Phys.* **VIII** **2** (1941), 81.
- (6) H. U. Dütsch: *Arch. Met. Geophys. u. Bioklima, Serie A, Bd. 2, Heft 4* (1950), 386.
- (7) G. M. B. Dobson, D. N. Harrison and J. Lawrence: *Proc. Roy. Soc. Londn A.* **122** (1929) 484.
- (8) A. W. Brewer: *Quart. Jour. Roy. Met. Soc.*, **75** (1949), 351.
- (9) H. U. Dütsch: *Inaugural Dissertation, Univ. Zürich, 1946, Zürich.*
- (10) M. Moser: *Ber. deutsche Wetterd. in U. S. Zone, Nr. 11, 1949.*
- (11) R. J. Reel: *Jour. Met.* **7** (1950), 263.
- (12) R. Mecke: *Trans. Faraday Soc.* 1931, *The Photochemical processes, a general discussion.*
- (13) E. Glükauf and F. A. Paneth: *Nature* **138** (1936), 544. **139** (1937), 180, 220.
- (14) K. F. Chackett, F. A. Paneth and E. J. Wilson: *Nature*, **164** (1949), 128.
- (15) Regener: *Nature*, **138** (1936), 544.
Lepape et Colange: *Compt. rend.* **200** (1835), 1872.
Nat. Geogr. Soc. and U. S. Army Air Corps: "Stratosphere Flight of 1935 in the Balloon "Explorer II", Washington, (1936).
- (16) E. Schröder: *Ber. deut. Wetterd. in U. S. Zone, Nr. 11* (1949), 13.
- (17) J. H. McQueen: *Nature* **166** (1950), 100. *Phys. Rev.* **80** (1950), 100.
- (18) C. J. Brasefield: *Jour. Met.* **7** (1950), 66.
B. Gutenberg: *Bull. Am. Met. Soc.* **30** (1949), 62.