

大気オゾンの研究 (総合報告) (1)*

清 水 正 義**

1. はしがき

今までのオゾン観測は地表面から大気上限までの全オゾン量を測ることが主眼であり、オゾンの鉛直分布を測ることはかなり困難であった。このために、ある地点における全オゾン量と気象要素との関係は比較的容易に調査できるけれども、オゾン鉛直分布に関しては、その鉛直分布の出し方自体、または計算した鉛直分布自体が問題であつて、気象現象との関連まで調べられないきらいがあった。

しかし IGY 以後は、オゾンの資料は世界的規模で収集され、全オゾン量と気象との関連についても、(a) 世界的規模での調査が可能となつたし、鉛直分布についてもオゾンゾンデの開発が進み、(b) オゾン鉛直分布に関する知識は急速に増しつある。また極夜ジェット流・成層圏の突然昇温などが注目されるにつれて、(c) 成層圏循環におけるトレーサーとしてのオゾン分布とその変化、(d) 成層圏温度の分布と変化に果たすオゾンの役割、などが関心の的となりつつある。したがって今後の大気オゾン研究の主な方向も、(a) (b) の知識を使って (c) (d) の解明への手がかりとすることにあると思われる。

すでに日本語による大気オゾンの総合報告¹⁾²⁾³⁾⁴⁾もいくつか出ているが、ここにあらためて総合報告を試みるのも、上記のような観点にたつて最近の研究成果を紹介しようと考えたからである。(観測法には言及しない)。

2. 単位の換算式

大気オゾンに関する諸記号と単位は、次のものを使うことが一般化しつつある (Godson⁵⁾)。

Ω : total ozone (in a vertical column of 1cm² cross-section).

ρ_3 : ozone density (mass of ozone per unit volume of air).

r_3 : ozone mixing ratio (mass of ozone per unit mass of air).

p_3 : ozone partial pressure.

「全オゾン量 Ω 」は、地球表面上の全オゾン量という意味ではなく、地表面から大気外にまでのびる単位断面の鉛直気柱内の全オゾン量であつて、物理的ディメンションは g/cm² であるが、普通はこの鉛直気柱内のオゾンを標準状態 (1013.25 mb, 273.15 °K) に圧縮した高さで表わし、長さのディメンションでないことを示すために atm-cm (または cm \cdot STP) またはその 1/1000 を単位として matm-cm で現わす。

「オゾン濃度 concentration」としては、オゾン密度 ρ_3 、オゾン混合比 r_3 、オゾン分圧 p_3 の表わし方がある。

$$\text{オゾン密度 } \rho_3 = m_3/V = -\partial\Omega/\partial Z \quad (1)$$

(m_3 はオゾンの質量、 V は体積、 Z は高さ、 Ω は下向きに増えるようにとる。) 大気オゾンに適切な単位は $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (すなわち $10^{-12}\text{g}/\text{cm}^3$) である。大気オゾンの光化学反応の計算などでは、 ρ_3 は単位体積中のオゾン分子の数 (molecules/cm³) で現わされる。オゾン 1 モル (48.0 g) は 6.02486×10^{23} (アボガドロ数) ケのオゾン分子よりなるから、オゾン 1 分子の重さは $7.97 \times 10^{-23}\text{g}$ である。したがって、

$$\rho_3(\mu\text{g}/\text{m}^3) = 7.97 \times 10^{-11} \times \rho_3(\text{molecules}/\text{cm}^3)$$

$$\rho_3(\text{molecules}/\text{cm}^3) = 1.255 \times 10^{10} \times \rho_3(\mu\text{g}/\text{m}^3)$$

数年前までは、オゾン鉛直分布すなわちある高さにおけるオゾン濃度を現わすのに、単位断面積高さ 1 km の鉛直気柱内のオゾンを標準状態に圧縮した高さ (cm) を使い、 $\rho_3(\text{cm-STP}/\text{km})$ とするのが普通であつた。

$$\begin{aligned} \rho_3(\text{cm-STP}/\text{km}) &= \rho_3(\text{atm-cm}/\text{km}) \\ &= \rho_3(\text{cm}^3\text{-STP}) \times 10^5 \end{aligned}$$

* Synthetic Report on Study of Atmospheric Ozone (I).

** Masayoshi Shimizu, 気象庁観測部。
—1965年3月3日受理—

標準状態 1 cm³ 中には 2.68719 × 10¹⁹ (ロシュミット数) のオゾン分子があるから

$$\rho_3 (\text{molecules/cm}^3) = 2.687 \times 10^{14} \times \rho_3 (\text{cm-STP/km})$$

$$\rho_3 (\mu\text{g/m}^3) = 2.141 \times 10^4 \times \rho_3 (\text{cm-STP/km})$$

$$\text{オゾン混合比 } r_3 = m_3/m_a = g \partial\Omega/\partial p \quad (2)$$

($m_a = -Vdp/gdZ$: 空気の質量) これはデメンションの無い量であるが, 大気オゾンに適切な単位は $\mu\text{g/g}$ である.

$$\rho_3 = m_3/V = \frac{m_3}{m_a} \cdot \frac{m_a}{V} = r_3 \rho = r_3 p/RT$$

(T は大気の絶対温度, ρ は空気密度, p は気圧, $R = 2.8705 \times 10^6 \text{ erg/g}^\circ\text{K}$ は空気の気体常数.)

$$\text{オゾン分圧 } p_3 = N_3 P \quad (3)$$

$$N_3 = \frac{m_3/M_3}{m_a/M} = r_3 \frac{M_a}{M_3} = \frac{r_3}{\epsilon_3}$$

(N_3 はオゾンのモル数/空気のモル数, $M_a = 28.966 \text{ g/mol}$ は空気 1 モルの質量, $M_3 = 48.0 \text{ g/mol}$ はオゾン 1 モルの質量, $\epsilon_3 = M_3/M_a = 1.6571$.)

$$p_3 = r_3 p / \epsilon_3 = \rho_3 RT / \epsilon_3$$

大気オゾンに適切な p_3 の単位は μmb ($= 10^{-6} \text{ mb} = 10^{-3} \text{ dyne/cm}^2$) である.

$\rho_3 \rightarrow p_3$, $p_3 \rightarrow r_3$ の換算は

$$p_3 (\mu\text{mb}) = 1.732 \times 10^{-3} \times T (^\circ\text{K}) \rho_3 (\mu\text{g/m}^3)$$

$$= 1.380 \times 10^{-13} \times T (^\circ\text{K}) \rho_3 (\text{molecules/cm}^3)$$

$$= 37.1 \times T (^\circ\text{K}) \rho_3 (\text{cm/km})$$

$$r_3 (\mu\text{g/g}) = 1.657 \times \rho_3 (\mu\text{mb}) / p (\text{mb})$$

などの式で行なえる. $\rho_3 \rightarrow r_3$ の換算も上の式を組合わせればよい.

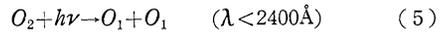
・二つの高度 z_1 , z_2 (または等圧面 p_1 , p_2) 間のオゾン量 $\Delta\Omega$ は (1) より ($z_1 < z_2$, $p_1 > p_2$)

$$\left. \begin{aligned} \Delta\Omega &= - \int_{z_2}^{z_1} \rho_3 dz = \int_{z_1}^{z_2} \rho_3 dz \\ &= \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} r_3 dp \\ &= \frac{\epsilon_3}{g} \int_{p_2}^{p_1} p_3 \frac{dp}{p} = \frac{\epsilon_3}{g} \int_{p_2}^{p_1} p_3 d \ln p \end{aligned} \right\} (4)$$

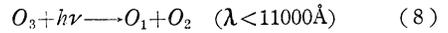
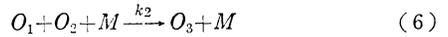
すなわち, ある層内のオゾン量は, よこ軸・たて軸をそれぞれ $\rho_3 \cdot z$ または $r_3 \cdot p$ または $p_3 \cdot \ln p$ にとった図表のその層に相当する面積に比例する. Godson⁵⁾ が提唱し, オゾン鉛直分布の図示に広く用いられ始めた Ozonagram は, よこ軸に p_3 (右向きに増大), たて軸に $\ln p$ (下向きに増大, 近似的に z を表わす) をとり, 図中に種々の値の等混合比線を入れたものである.

3. オゾン層の光化学反応

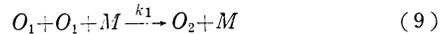
大気オゾン層の生成に關与する反応は (Dütsch,⁶⁾ Craig,⁷⁾ Götz⁸⁾),



(O_2 の Schumann-Runge 帯・Herzberg 帯による吸収)



(O_3 の Hartley 帯・Huggins 帯・Chappuis 帯による吸収). これらの式で, O_1 , O_2 , O_3 , M は酸素原子, 酸素分子, オゾン, 空気中の分子を意味すると同時に, それぞれの単位体積内の原子または分子の数を表わすものとする. h はプランクの常数, ν は光の振動数, λ は波長, k_2 , k_3 は反応速度係数である. 50~60km より高い所では, 酸素原子を除去する次の反応:



も重要になる (Johnson et al.⁹⁾).

(5)~(9)より

$$\frac{\partial O_1}{\partial t} = 2f_2 O_2 + f_3 O_3 - k_2 O_1 O_2 M - k_3 O_1 O_3 - 2k_1 O_1^2 M \quad (10)$$

$$\frac{\partial O_3}{\partial t} = -f_3 O_3 + k_2 O_1 O_2 M - k_3 O_1 O_3 \quad (11)$$

ここに f_2 , f_3 はそれぞれ酸素分子またはオゾンの 1 分子に毎秒吸収される光子数の数 (式(14)) である. 平衡状態 $\frac{\partial O_1}{\partial t} = 0$, $\frac{\partial O_3}{\partial t} = 0$ の条件を入れ, O_1 , O_3 の平衡値をそれぞれ O_{1e} , O_{3e} と書くと, Johnson 等⁹⁾ が使った式:

$$O_{1e} = \frac{f_2 O_2}{k_1 O_{1e} M + k_3 O_{3e}}, \quad O_{3e} = \frac{k_2 O_{1e} O_2 M}{f_3 + k_3 O_{1e}} \quad (12)$$

を得る. また, (10)(11)に平衡条件を入れ, O_{1e} を消去すると

$$(f_3 k_3^2) O_{3e}^3 + (f_2 k_3^2 O_2 - f_3 k_2 k_3 M O_2 - f_3^2 k_1 M) O_{3e}^2 + (-2f_2 k_2 k_3 M O_2^2) O_{3e} + f_2 k_2^2 M^2 O_2^3 = 0$$

となり, 各項のオーダーをあたりながら近似をとれば, London¹⁰⁾ が使った式:

$$O_{3e} \doteq O_2 \sqrt{\frac{k_2 M O_2 f_2 / f_3}{O_2 + f_3 k_1 / (k_2 k_3)}}, \quad k = k_2 / k_3 \quad (13)$$

となる. 高さ 50~60km 以下では (9) の反応が無視でき ($k_1 = 0$), (10)(11) から

$$\begin{aligned} O_{3e} &= \frac{O_2}{2f_3} \left\{ -f_2 + \sqrt{f_2^2 + 4f_2 f_3 k M} \right\} \\ &\doteq O_2 \sqrt{k M f_2 / f_3} \quad (\because f_2^2 \ll 4f_2 f_3 k M) \quad (13') \end{aligned}$$

((13') は (13) に $k_1=0$ を入れても導かれる。) この式は Dütsch⁶⁾ により使われた。

以上の諸式における f_2, f_3 は次のようにあらわされる。

$$f_2 = \int_0^{2400\text{\AA}} I_\lambda \alpha_{2\lambda} d\lambda, \quad f_3 = \int_0^{11000\text{\AA}} I_\lambda \alpha_{3\lambda} d\lambda \quad (14)$$

$$I_\lambda = I_{0\lambda} \exp\left\{-\int_z^\infty (\alpha_{2\lambda} O_2 + \alpha_{3\lambda} O_3) \mu dh\right\} \quad (15)$$

ここに、 $I_{0\lambda}, I_\lambda$ はそれぞれ波長 λ の太陽光線の大気外および任意の高さ z における強さ、 h は高度変数、 $\alpha_{2\lambda}, \alpha_{3\lambda}$ はそれぞれ波長 λ の光に対する O_2, O_3 の吸収係数 μ は optical path ratio $\left(= \frac{\text{太陽高度角 } \theta \text{ の時の光路程}}{\theta=90^\circ \text{ の時の光路程}}\right)$ であるが、地球が平面でないために h の関数である (§8 参照)。Gast¹¹⁾ は信頼し得る $I_{0\lambda}, \alpha_{2\lambda}, \alpha_{3\lambda}$ の数値表と参考文献をあげている。

k_1 については、Dütsch⁶⁾, Johnson 等⁹⁾ は $k_1=2 \times 10^{-32} \sqrt{T/T_0}$ を使い、Bates and Nicolt や Horiuchi¹²⁾ は $k_1=5 \times 10^{-34} \sqrt{T}$ を使った。 $k=k_2/k_3$ については、Dütsch⁶⁾ や Craig⁷⁾ は $k \propto e^{q/RT}$ を使ったが、Prabhakara¹³⁾ は最近の Campell and Nudelman (1960)¹³⁾ の研究結果:

$$k_2 = 1.87 \times 10^{14} \cdot \exp(1.49 \times 10^3/T) \text{ cm}^6 \cdot \text{g/molecule}^2 \cdot \text{sec.}$$

$$k_3 = 5.44 \times 10^{12} \cdot \exp(-2.133 \times 10^3/T) \text{ cm}^3 \cdot \text{g/molecule} \cdot \text{sec.}$$

を使った。したがって、

$$k = 34.4 \exp(2.28 \times 10^3/T) \text{ cm}^3/\text{molecule.}$$

となり、(13') から温度が高いほどオゾン平衡値は小さくなる。

三体衝突(6)に必要な M は主として酸素分子と窒素分子とである。Dütsch⁶⁾ は窒素の約半分がこの衝突に効くとして $M=O_2 + \frac{1}{2}N_2 \doteq 3O_2$ としたが、Craig⁷⁾, Johnson 等⁹⁾ London¹⁰⁾ のように $O_2=0.21M$ または $M \doteq 5O_2$ とすると (13') は

$$O_3/M = \frac{\sqrt{M}}{5} \sqrt{kf_2/f_3}$$

となる。 O_3/M はオゾン混合比に相当する量であり、この式から、光化学平衡が成立つ高さではオゾン混合比が空気密度の平方根に比例することがわかる。

(14)(15) において $I_\lambda, \alpha_{2\lambda}, \alpha_{3\lambda}$ が波長の関数であって計算を複雑にしているが、もっと面倒なことには、 I_λ は、 O_{3e} を計算しようとする高さ z より上のオゾン量に

も関係している。したがって実際に O_{3e} を計算するには、オゾンがほとんどないと考えられる 80km ぐらゐの高さから始めて、数 km ごとに順次下の方へ進むのである。

このようにして計算した光化学平衡にあるオゾン鉛直分布を第 1 図に示す。Johnson 等⁹⁾ の理論値は彼等のロケット観測 (1949 年 6 月 14 日, White Sands (32°N, 106°W)) とよく一致しているが、この一致は計算に使っ

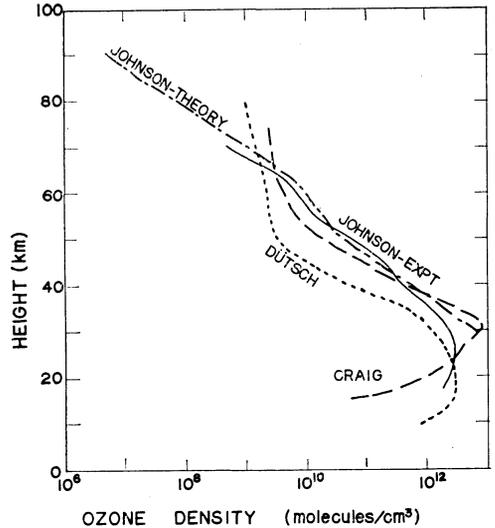


Fig. 1 オゾンの光化学平衡値とロケットによる観測値 (Johnson et al.⁹⁾)

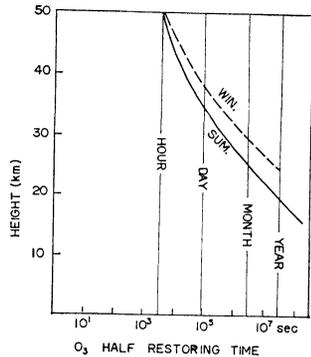


Fig. 2 オゾンが光化学平衡値に回復する時間 (Dütsch¹⁴⁾)

た諸常数がたまたまよかったというに過ぎず、これら諸常数が真に正しかったということにはならない。Dütsch⁶⁾ や Craig⁷⁾ の計算値が 50~60 km 以上で立ちあがっているのは $k_1=0$ としたことによる。なんらかの

じょう乱によってオゾン量が平衡値から δO_3 だけ離れた時、光化学反応によってこれが平衡値に回復する状態は次式によって与えられる (Dütsch⁶⁾。

$$\delta O_3 \doteq (\delta O_3)_0 \exp \left\{ -4 \sqrt{\frac{f_2 f_3}{kM}} t \right\} \quad (16)$$

(t は時間, $(\delta O_3)_0$ は δO_3 の初期値.) $\left(4 \sqrt{\frac{f_2 f_3}{kM}} \right)^{-1}$ は δO_3 が 0 に近づく時定数で, その数値は Dütsch⁶⁾ の Table 26 に与えられているが, ここでは同じ著者¹⁴⁾ による図を第 2 図に示す。これからわかるように, 40 km 以上のオゾン量は太陽位置の季節変化に追従して変化し得るが, 30km 以下ではオゾンは実質的には光化学平衡値に達することなく空気によって運ばれ, その混合比は非常によい保存性 (恐らく温位の保存性よりよい) をもつ。

(10)(11)において太陽光線の強さを含む f_2, f_3 を 0 とすると日没後 (あるいは極夜期間中) の O_1, O_3 の変化が求まる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{dO_1}{dt} &= -(2k_1M)O_1^2 - (k_2O_2M)O_1 - (k_3O_3)O_1 \\ \frac{dO_3}{dt} &= (k_2O_2M)O_1 - (k_3O_3)O_1 \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

$dO_1/dt < 0$ であるから日没後は酸素原子は次第に減少する。 k_1 の項を無視すれば

$$O_1 = (O_1)_0 \exp \left\{ -(k_2O_2M + k_3O_3)t \right\}$$

($(O_1)_0$ は日没時の O_1 の値.) さらに $k_3O_3O_1$ が無視できるので

$$O_1 + O_3 = \text{const.}$$

こうして計算した夜間のオゾン濃度の変化を第 3 図 (Horiuchi¹²⁾) に示す。日没とともに 50~70 km 間のオゾン量は O_1 を消費しながら急速に増し, 数時間で昼間

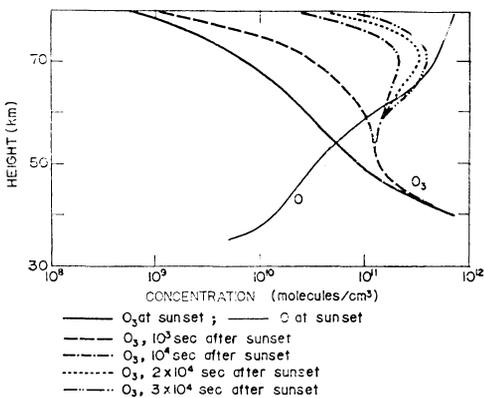


Fig 3 夜間のオゾン濃度の変化 (Horiuchi¹²⁾。

の O_1 濃度に達する。高さ 70km ぐらいに第 2 の極大層ができるが, その極大値は高さ 20~30km のオゾン最大値の 1/10 以下のオーダーで, 翌日の日出とともに光化学平衡値に回復する。

4. オゾンの北半球分布・鉛直分布 (観測), 光化学平衡値との比較

前章で述べたように, 高さ 30km 以下では大気オゾンは保存量とみなすことができ, 大気の水平流・鉛直流・乱流によって運ばれるので, その地理上の分布・時間変化は, 光化学理論から予想される結果と著るしく異なってくる。

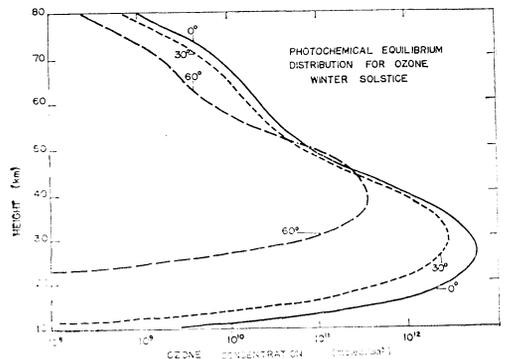


Fig. 4 a オゾン光化学平衡値一冬 (London¹⁰⁾),

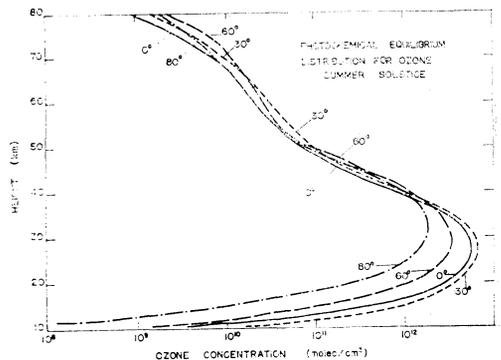


Fig. 4 b オゾン光化学平衡値一夏 (London¹⁰⁾。

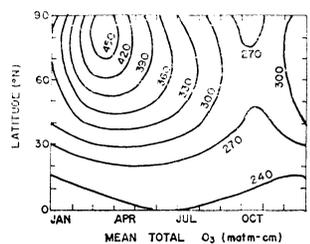


Fig. 5 全オゾン量の緯度・季節変化 (Godson¹⁵⁾)

London¹⁰⁾ は(13)式に最近の諸常数を使って季節緯度別に光化学平衡値を計算した. その結果を第4 a・b図に示す. これによると太陽高度が高いほどオゾン濃度の最大値が大きく(緯度から見ても, 季節から見ても), 濃度最大の高度(25~35km)は低くなる.

これに対して, 観測された全オゾン量 Ω は, 第5図(Godson¹⁵⁾)に示すように低緯度で小さく緯度 60° より

高緯度側で最大となり, 各緯度について Ω が最大になる季節は冬から春にかけて起る(高緯度で2・3月, 中緯度で3・4月, 低緯度で5・6月).

London¹⁶⁾は大気オゾンの組織的観測が始まって(Oxford 1925年, Arosa 1926年)以来1959年までの全ての資料をまとめ, 冬(12, 1, 2月), 春(3, 4, 5月), 夏(6, 7, 8月), 秋(9, 10, 11月)について全オゾン量 Ω

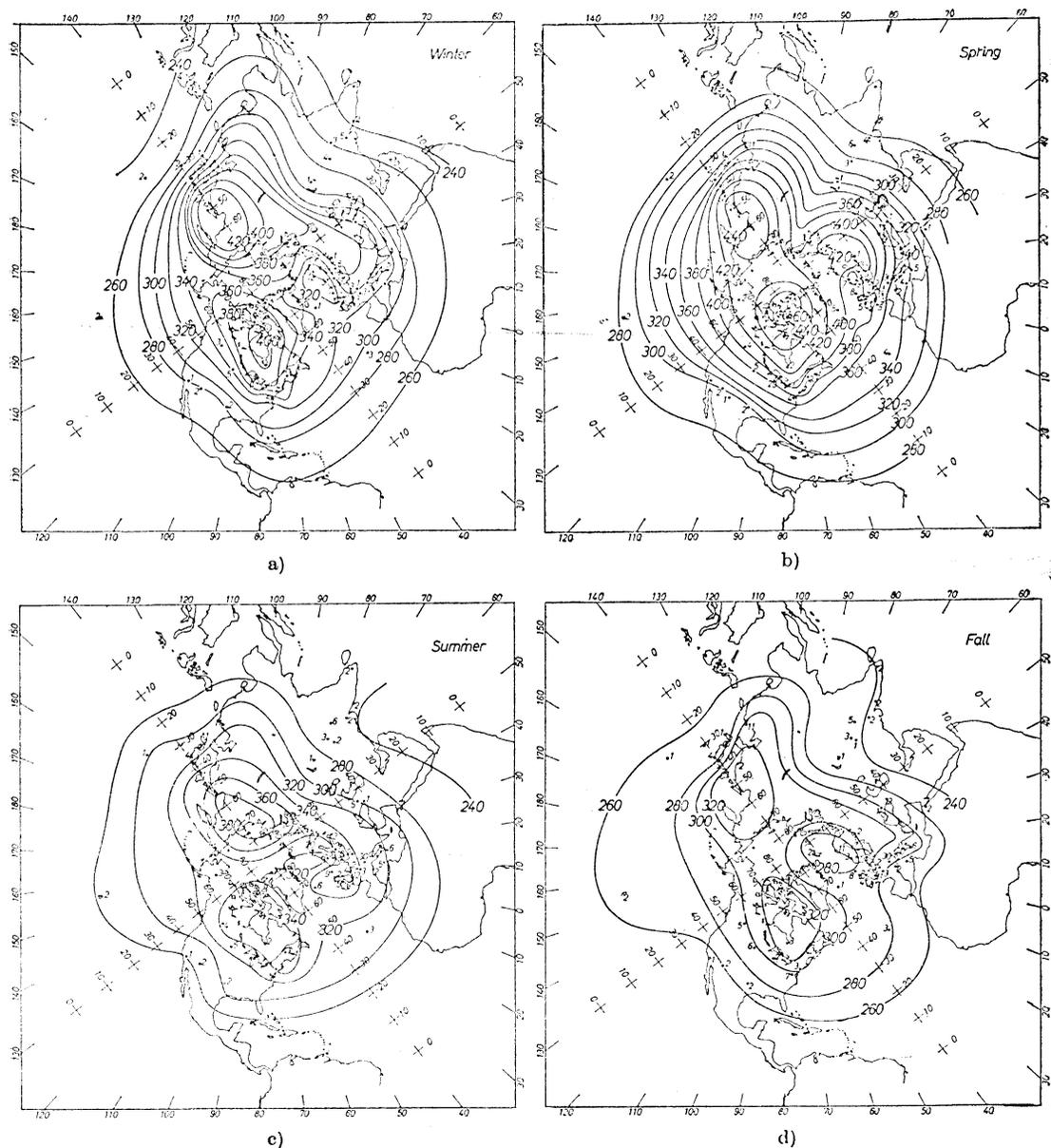


Fig. 6 全オゾン量 (matm-cm) の北半球分布図 (London¹⁶⁾). (a)冬, (b)春, (c)夏, (d)秋.

の北半球分布図を作った (第6図)。(オゾン量の算出には、IGY 以前は Ny and Choong の吸収係数, 以後は Vigroux の値が使われているので, London¹⁶⁾ は IGY 前のオゾン量を1.35倍して Vigroux scale に換算した。)この図から次の諸事実があらかになる。全ての季節を通じて赤道地方で Ω は最小 (240 matm-cm) であり, 緯度傾度は春に最大, 秋に最小である。赤道付近では全季節を通じて経度変化も小さいが, 高緯度ではカナダ東部・北欧・シベリヤ東部に3つの high O_3 center があり, この中心の強さは冬から春にかけて増し (最大 460 matm-cm) 春から秋に向かって減る。これら3つの O_3 中心から北米東岸・中欧・アジア東岸にのびる O_3 リッジはかなり持続的で, 冬春に最も発達し夏秋に弱い。

冬の 200mb ないし 50mb の平均循環を見ると, O_3 リッジと同じ場所に3つのよく発達した気圧の谷があるが, 夏の気圧の谷は200mbに見られるだけで100mbや50mbには見られない。このことからオゾン量の経度変化は下

部成層圏の定常波と関連していることが推察される。

第4a. b 図 (光化学平衡値) に基づく全オゾン量と, 第6図 (観測値) の全オゾン量とを緯度別に比較すると第1表のようになる。理論値と観測値との差は冬の高緯度で特に大きい。

Table 1. 全オゾン量 (matm-cm) の光化学平衡値と観測値 (London¹⁰⁾).

緯度	0°	30°	60°	80°
光化学平衡値	345	400	204	105
夏 観測値	255	290	345	345
差	-90	-110	+141	+240
光化学平衡値	345	167	027	—
冬 観測値	240	285	372	362
差	-105	+118	+345	(+362)

以上は全オゾン量について見たのであるが, 次に鉛直分布について見よう。大気オゾンの鉛直分布は, IGY以

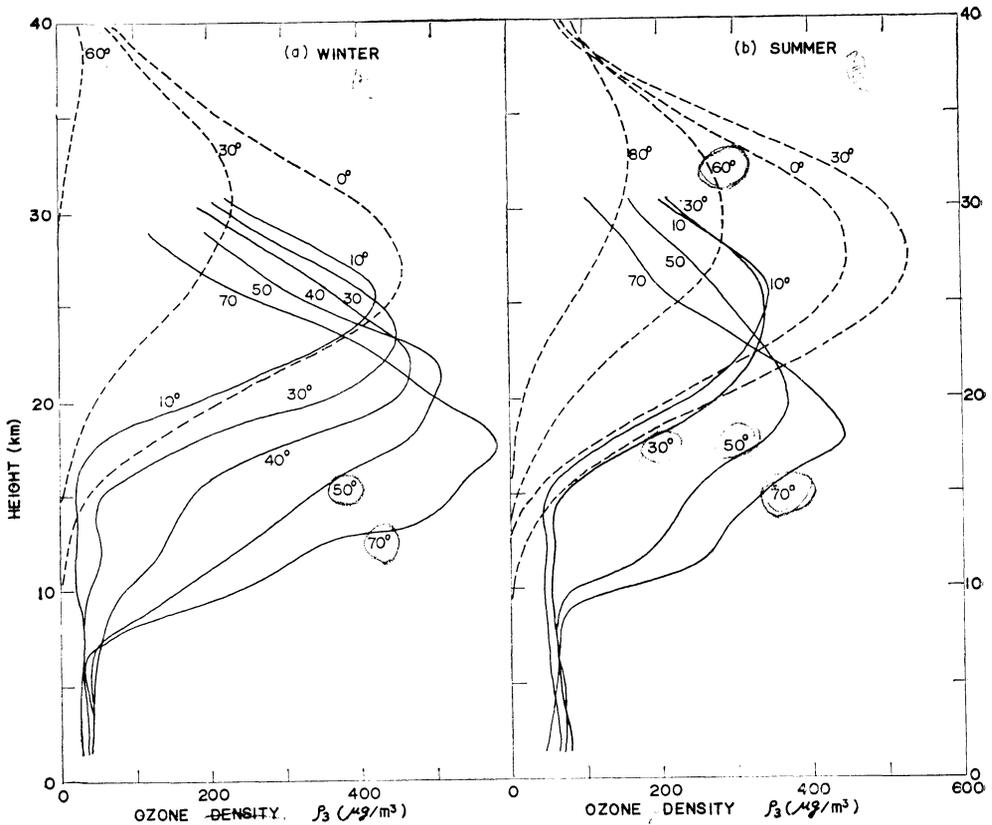


Fig. 7 実線—オゾンゾンデ観測による北米上のオゾン鉛直分布 (1963) (Hering et al²⁰⁾). 破線—オゾン光化学平衡値 (London¹⁰⁾). (a) 理論値は冬至, 観測値は1・2月. (b) 理論値は夏至, 観測値は7・8月.

前は主として“反転効果 (Umkehr effect)” または間接的に行なわれる分光器飛揚から得られていた。Götzにより発見 (1931) された反転効果は、大気オゾンに関する知識を飛躍的に増大させるのに役立ったし、IGY以後は Dütsch 等¹⁷⁾の努力によって電子計算機による計算も行なわれた。しかし結局、この方法では地上から高さ 50km ぐらいまでを 4~5 層に分けるぐらいの分解能しか得られず (Mateer¹⁸⁾)、反転効果から計算したオゾン鉛直分布を daily base で見るとは無理なことがわかってきた。一方オゾンゾンデの方は、光学的方法が Paetzold 等により、化学的方法が Brewer 等により開発されてきたが、Regener¹⁹⁾による Chemiluminescence 法が 1963 年より北米の 11 地点で準ルーチンの採用されて以来、オゾン鉛直分布の資料は急速に増しつつある。日本でも以上 3 つの方法が並行して開発されつつある。

Chemiluminescence 法による北米上のオゾン鉛直分布は Hering 等²⁰⁾によりまとめられているが、その結果の一部を第 7 a・b 図に示す。この図は ρ_0 と z とをよこ軸・たて軸にとってあるので(4)式により鉛直分布曲線のかこむ面積がオゾン量となる。また比較のため London¹⁰⁾の計算した光化学平衡値 (第 4 a・b 図) も転写してある。

まず冬の方 (第 7 a 図) を見よう。30km 以上では、観測値はないが、低緯度で光化学平衡値より観測値が小さく、高緯度では逆になっていると推察される。高さ 30~40km では光化学平衡回復の時定数 (第 2 図) は 1 日~数週間であり、この高さですでに光化学反応以外の要因——オゾン輸送が効いていることを示している。高さ 30 km 以下では、赤道地方を除いて、観測値の方が光化学平衡値よりはるかに大きい。しかも 20km 以下では観測値は高緯度ほど大きくなる。対流圏のオゾン量(観測値)は 20~50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ で高さに対してほぼ一定である。それぞれの緯度の圏界面高度の上でオゾン濃度が急増 (高さに対して) しており、オゾン分布に影響する大気機構が成層圏と対流圏とでかなり異なることを示唆している。オゾン濃度の最大値が高緯度ほど大きいことと濃度最大の高度 (18~26 km) が高緯度ほど低いことは、光化学理論と全く逆である。

夏 (第 7 b 図) を見ると、30 km 以上では全ての緯度で観測値は光化学平衡値より小さいと思われるが、20 km 以下の中高緯度では観測値の方が大きい。対流圏のオゾン濃度は 50~70 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ で冬より大きく、それぞれの緯度の圏界面の上でオゾン濃度は急増している。(低

緯度のオゾン濃度の高さに対する急増が冬よりも低い 15 km ぐらいの高さで始まっているのは、西経 80° に沿った熱帯圏界面が冬より夏の方が低いという事実 (Kochanski²¹⁾) と関連しているのかも知れない。) 冬と同様に、オゾン濃度の最大値は高緯度ほど大きく (冬よりは小さいが)、濃度最大の高度は高緯度ほど低い。

夏冬を通じて、ある高さのオゾン濃度の緯度勾配は高さ 10~20km で最大でしかも冬の方が大きく、全オゾン量の緯度勾配の大部分はこの高度範囲内のオゾン量の緯度勾配に帰せられ、約 23km 以上のオゾン量の緯度分布は全オゾン量の緯度分布をゆるめる傾向にある。

オゾン濃度の緯度分布は高度・緯度断面図によってもっとよくわかる。第 8 図は全オゾン量が最大となる 3・4 月の断面図であるが、オゾンの緯度勾配が最も大きいのは高さ 10~18km 緯度 30~50° の範囲であることがはっきりする。オゾン濃度最大の高さは低緯度の 26km か

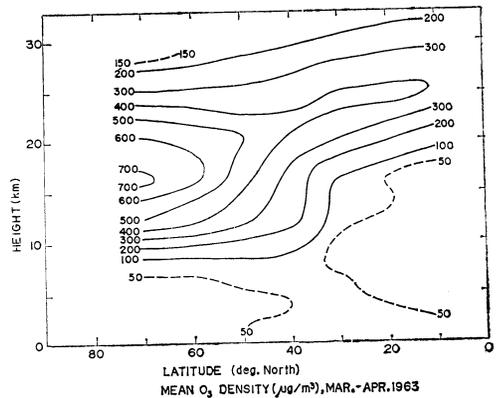


Fig. 8 オゾンの高度・緯度断面図——オゾンゾンデによる実測 (北米, 1963 年 3・4 月) (Hering et al²⁰⁾).

ら高緯度側へ次第に下がり、緯度 50° より高緯度側では急に低くなっている。緯度 70° におけるオゾン濃度の最大値およびその高さはそれぞれ、700 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ 、16km で、1・2 月の対応値 600 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ より大きく 18km より低い。オゾン濃度が 100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ になる高さは緯度季節にかかわらず圏界面より 1~2 km 上にあると見なせる (第 7 図) が、第 8 図で 100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ の等値線が熱帯圏界面と極圏界面とに対応して緯度 30~40° ではっきり段になっていることは非常に印象的で、成層圏の底 (すなわち圏界面) が低い高緯度側でオゾンがより低くまで分布していることがわかる。第 8 図ではさらに、緯度 20° あたりの赤道圏界面の下に、極圏界面の上から低緯度の方へオ

ゾンがもれてきたかの如く 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ の等値線がくびれていることと、高さ 10km 以下では緯度 30~40° の前線帯にそってオゾン濃度が比較的大きいということが注目される。このことは、両圏界面間隙の低緯度側にあるジェット気流の存在と前線帯に沿った寒暖両気団の活動とが成層圏から対流圏へのオゾンの輸送に重要な役割を演じていることを示唆している。

第8図(観測値, 3・4月)に対応する光化学平衡値の断面図(春分・秋分)は第9図に示される。(この図は Prabhakara¹³⁾から採ったものであるが、London 等¹⁰⁾と一緒に計算したものと思われる。) 夏至・冬至の断面図(ここには示さないが)は第9図のパターン全体を緯度20

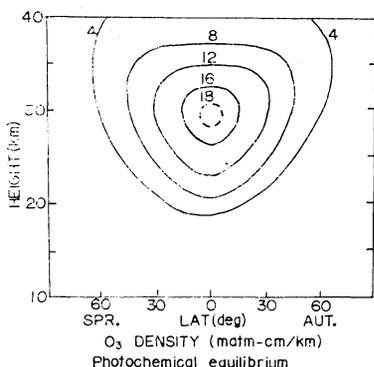


Fig. 9 オゾン光化学平衡値の高度・緯度断面図(春分・秋分) (Prabhakara¹³⁾).

~30° ほど夏半球側へ水平に移した形になっている。したがって全季節を通じて、オゾン濃度最大(0.018 matm-cm/km \doteq 386 $\mu\text{g}/\text{m}^3$)の中心は太陽が頭上にくる緯度の高さ約30kmにある。すでに、第7a・b図(冬・夏)で観測値と光化学平衡値との比較をしたので、春秋分に対する比較(第8図と第9図)はここでくり返さない。ただ、第8図は全オゾン量が最大になる春の断面図であり、全オゾン量が最小になる秋の断面図はオゾン濃度の緯度勾配も高度勾配も第8図よりずっと小さくなるはずで、春半球と秋半球の実測断面図をつないでも第9図のように赤道に対して対称にはならない。

5. オゾン分布に対する輸送過程の影響

前章で、高さ 40km以下ですでに光化学平衡値と観測値との差が現われ、高さ30km 以下では光化学平衡理論はまったくオゾンの実際の分布を説明し得ないことを述べた。この差は、30km 以下でオゾン混合比がよい保存性をもつこと(第2図)から、大気中の輸送機構(移流と渦輸送)に帰せられよう。

移流と渦輸送の影響を光化学反応に加味してオゾン分布を計算することは、最初 Ditsch⁶⁾によって試みられた。光化学反応以外の過程によってある体積内にはいるオゾン量を F molecules/cm³ sec とすると、(11)式から

$$\frac{\partial O_3}{\partial t} = -f_3 O_3 + k_2 O_1 O_2 M - k_3 O_1 O_3 + F \quad (18)$$

(10)式で $\partial O_1 / \partial t = 0$ とおき、50 km 以下では $k_1 = 0$ であるから、

$$O_1 = (2f_2 O_2 + f_3 O_3) / (k_2 O_2 M + k_3 O_3) \quad (19)$$

(19)を(18)に入れ、 $k_3 O_3$ で割り、 $N_3^* = k_2 O_2 M / k_3$ と書くと、

$$\begin{aligned} \frac{\partial O_3}{\partial t} \left[\frac{N_3^*}{O_3} + 1 \right] = & -2f_2 O_3 + F \left[\frac{N_3^*}{O_3} + 1 \right] \\ & + 2f_2 O_2 \left[\frac{N_3^*}{O_3} - 1 \right] \end{aligned} \quad (20)$$

平衡条件 $\partial O_3 / \partial t = 0$ を入れ、 $N_3^* / O_3 \gg 1$ で近似すると、輸送過程を加味したオゾン平衡値 O_{3E} は、

$$O_{3E} = \sqrt{\frac{F + 2f_2 O_2}{2f_2} N_3^*} \quad (21)$$

光化学平衡値 O_{3c} の式(13')を使うと

$$O_{3E} = O_{3c} \sqrt{1 + \frac{F}{2f_2 O_2}} \quad (21')$$

Ditsch⁶⁾は(21)式によりオゾン分布を計算し、全オゾン量について定性的に観測された緯度・季節変化に合う結果を得たが、当時の成層圏の輸送過程に関する知識が不完全だったためか、計算で得られた緯度変化の中は実際の20%、季節変化の中は高緯度で実際の5~10%に過ぎなかった。

Prabhakara¹³⁾は成層圏循環と渦拡散に関する最近の知識を総合して実際のオゾンの緯度季節変化とかなり良く合う結果を得た。以下に彼の方法と結果とを述べよう。

オゾン混合比 X を

$$X = \frac{O_3 \text{ (molecules/cm}^3\text{)}}{\text{Air (molecules/cm}^3\text{)}} = \frac{O_3}{M} \quad (22)$$

とする。

気流(風速 \mathbf{V})により単位時間に単位体積にはいるオゾン量は連続の方程式より

$$\left[\frac{\partial (MX)}{\partial t} \right]_a = -\nabla \cdot (MX\mathbf{V}) \quad (23)$$

時間平均項とそれからの偏差である乱流項とにわけると、

$$\begin{aligned} X &= \bar{X} + X', & \mathbf{V} &= \bar{\mathbf{V}} + \mathbf{V}' \\ u &= \bar{u} - u', & v &= \bar{v} + v', & w &= \bar{w} + w' \end{aligned}$$

ここに時間平均

$$\overline{(\quad)} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} (\quad) dt$$

の τ は季節程度の長さにとる. すると,

$$\left[\frac{\partial(M\bar{X})}{\partial t} \right]_a = \left[M \frac{\partial \bar{X}}{\partial t} + \bar{X} \frac{\partial M}{\partial t} \right]_a \\ = -M \bar{V} \nabla \bar{X} - \bar{X} \nabla \bar{V} M - M \bar{X} \nabla \bar{V} \\ - \nabla(M\bar{X} \bar{V}') \quad (24)$$

連続方程式 $\frac{1}{M} \frac{dM}{dt} + \nabla \bar{V} = 0$ より,

$$\bar{X} \left(\frac{\partial M}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla M \right) + M \bar{X} \nabla \cdot \bar{V} = 0$$

故に(24)は

$$\left[\frac{\partial \bar{X}}{\partial t} \right]_a = -\bar{V} \cdot \Delta \bar{X} - \frac{1}{M} \nabla(M\bar{X} \bar{V}') \quad (25)$$

\bar{X} , u (\bar{V} の東西成分)は経度方向に変わらぬ ($\frac{\partial \bar{X}}{\partial x} = 0$, $w = 0$)と仮定して (x, y, z 軸をそれぞれ東, 北, 上方にとり),

$$\left[\frac{\partial \bar{X}}{\partial t} \right]_a = -\left(\bar{v} \frac{\partial \bar{X}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right) - \frac{1}{M} \left(\frac{\partial}{\partial y} M\bar{X} \bar{v}' \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} M\bar{X} \bar{w}' \right) \quad (26)$$

渦拡散仮定から

$$\left. \begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial y} (M\bar{X} \bar{v}') &= \frac{\partial}{\partial y} \left[MK_y \frac{\partial \bar{X}}{\partial y} \right] \\ -\frac{\partial}{\partial z} (M\bar{X} \bar{w}') &= \frac{\partial}{\partial z} \left[MK_z \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right] \end{aligned} \right\} \quad (27)$$

とおく. ここに, K_y, K_z (cm^2/sec) は運動学的渦拡散係数である. $\partial M/\partial y$ を無視すれば, オゾン量の局所変化は結局,

$$\left[M \frac{\partial \bar{X}}{\partial t} \right]_a = -M \left(\bar{v} \frac{\partial \bar{X}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right) + M \left[K_y \frac{\partial^2 \bar{X}}{\partial y^2} \right. \\ \left. + \frac{\partial K_y}{\partial y^2} \frac{\partial \bar{X}}{\partial y} + K_z \frac{\partial^2 \bar{X}}{\partial z^2} + \frac{\partial K_z}{\partial z} \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right. \\ \left. + \frac{K_z}{M} \frac{\partial M}{\partial z} \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right] \quad (28)$$

(20)に平衡条件 $\partial O_3/\partial t = 0$ を入れた式の F に (28) を代入し, すこし変形して

$$-2 \frac{f_3 (M\bar{X})^2}{M(N_3^* + M\bar{X})} + 2f_2 \frac{O_2}{M} \left[\frac{N_3^* - M\bar{X}}{N_3^* + M\bar{X}} \right] \\ - \left(\bar{v} \frac{\partial \bar{X}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right) + \left(K_y \frac{\partial^2 \bar{X}}{\partial y^2} + \frac{\partial K_y}{\partial y} \frac{\partial \bar{X}}{\partial y} \right. \\ \left. + K_z \frac{\partial^2 \bar{X}}{\partial z^2} + \frac{\partial K_z}{\partial z} \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right. \\ \left. + \frac{K_z}{M} \frac{\partial M}{\partial z} \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \right) = 0 \quad (29)$$

これが光化学反応および輸送過程の両方を結合した定常状態の式で, 各季節について境界条件と輸送過程に関する知識を用いて, \bar{X} を緯度(y)・高さ(z)の関数として解

けば子午面内のオゾン分布が得られる.

Prabhakara¹³⁾ は北極南極間を緯度 10° 毎に区切り, 上限を高さ 41 km, 下限 (圏界面に相当) を 20° より低緯度側で 17 km, 50° より高緯度側で 11 km にとり, この中で高さを 2 km 毎に区切った格子点について(31)を計算した. 境界条件としては, (1)両極の鉛直境界を通るオゾンの流れは無いとし, (2)高さ 41 km で光化学平衡にあり, 極夜 ($60^\circ \sim$ 極) 中では光化学平衡値は高さ 41 km で一定とし, (3) 下限におけるオゾン量として Paetzold and Piscalar¹³⁾ によるオゾン濃度の高度・緯度断面図 (IGY期間中に, Tromsø, Weissenau, Leopoldville, Denver で光学的オゾンゾンデにより測った結果) の値を採用した.

次に輸送過程 ((29)式の $\bar{v}, \bar{w}, K_y, K_z$) にどんな値を採用するかが問題になる. Spar 等¹³⁾ によれば成層圏における K_z は赤道地方で $4 \times 10^8 \text{cm}^2/\text{sec}$, 高緯度で $2 \times 10^4 \text{cm}^2/\text{sec}$ であるが, K_y は $5 \times 10^8 \text{cm}^2/\text{sec} \sim 10^{10} \text{cm}^2/\text{sec}$ というだけでその緯度変化はよくわかっていない. 他方 Murgatroyd and Singleton²¹⁾ は高さ 15~80 km 間の各季節に対する平均子午面循環のモデルを与えたが, 彼等自身このモデルが平均流と渦拡散との合成された結果であることを述べている. そこで Prabhakara¹³⁾ は先ず春秋分について観測された全オゾン量の緯度分布に適するように K_z, K_y をいろいろ変えて試算をくりかえし, 第2表の2行目3行目の値を得た. また同じ試算の過程において, 平均子午面流としては Murgatroyd 等²²⁾ の値の約20%が適当であることを見出した. この20%というのは Friend 等¹³⁾ が成層圏中のタングステン同位元素 W^{185} の雲の観測から平均子午面流は Murgatroyd 等²²⁾ の値の $\frac{1}{5} \sim \frac{1}{10}$ に過ぎないとした (次章参照) ことと一致するし, また Newell²³⁾ が大気オゾンに対する大規模な渦輸送と平均流による輸送との比が 11.5:1.6 とした (次章参照) ことともほぼ一致する. これらの値を使って Prabhakara¹³⁾ が得た結果を第10図に示す.

第10図の左半分 (春分) を実測のオゾン断面図 (第8図, 1063年3・4月平均, 北アメリカ) と比べると (定量的にはオゾン濃度の換算 (§2参照) が必要だが), 両者の全体としてのパターンは非常によく似ている. 第10図に見られる低緯度の高さ30 km ぐらゐの high O_3 center が実測では見られないということを除けば, 第10図でオゾン濃度の緯度勾配が大きいのには中緯度下部成層圏 (高さ20 km 以下) であるということも, オゾン濃度最大の高さが低緯度から高緯度側へ低くなっていることなどの

Table 2. 成層圏における渦拡散係数 K_y, K_z (Prabhakara¹³⁾).

緯度 (度)		0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
春秋	K_y ($10^{10} \text{cm}^2/\text{sec}$)	0.2	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	K_z ($10^4 \text{cm}^2/\text{sec}$)	0.4	0.4	0.6	0.9	1.4	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
夏	K_y ($10^{10} \text{cm}^2/\text{sec}$)	—	0.2	0.2	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0
	K_z ($10^4 \text{cm}^2/\text{sec}$)	—	0.4	0.4	0.4	0.6	0.9	1.4	2.0	2.0	2.0
冬	K_y ($10^{10} \text{cm}^2/\text{sec}$)	—	0.4	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	K_z ($10^4 \text{cm}^2/\text{sec}$)	—	0.6	0.9	1.4	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0

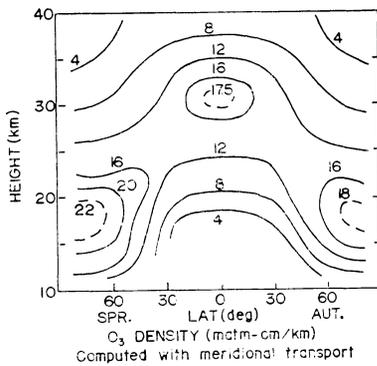


Fig. 10 光化学反応と輸送を考慮したオゾン平衡値 (春分・秋分) (Prabhakara¹³⁾).

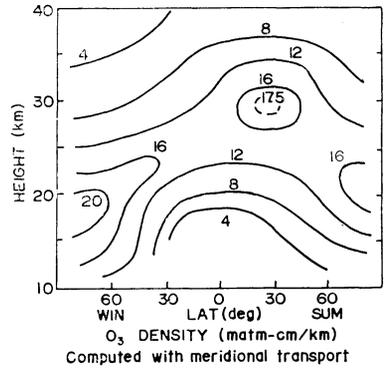


Fig. 11 光化学反応と輸送を考慮したオゾン平衡値 (夏至・冬至) (Prabhakara¹³⁾).

点も、実測で見られた特徴 (§4 参照) である。定量的にも両者のオーダーはほぼ一致するが、実測では高緯度の high O_3 center (高さ約16km) の値が 30matm-cm/km 以上になる。この程度の差は実測断面図 (第8図) が1963年の北アメリカ地域しか代表しないことに帰せられるかも知れない (しかも全オゾン量の北半球分布図 (第6図) でわかるように、high O_3 center がカナダにあることに注意)。

春秋におけるオゾンの緯度・高度分布が以上のようにかなり成功したので、Prabhakara¹³⁾ はさらに夏冬について同様の計算をくり返した。Friend 等¹³⁾ によれば、成層圏におけるタングステン同位元素 W^{185} の雲 (したがって渦拡散の場) の中心は、季節によって太陽とともに動く。このことは拡散場が夏半球では比較的弱く冬半球では比較的強いことを意味している。こういう考えはまた夏の成層圏が冬の成層圏よりも安定な温度減率をもっていることとも対応する。こういうことに基づいて Prabhakara¹³⁾ は夏冬の渦拡散係数を第2表のように選び、平均子午面流として Murgatroyd 等²²⁾ の値の20% を採って、(29)式により夏至・冬至におけるオゾン分布

を計算した (第11図)。

第11図を実測 (第7a・b図) と比べると、(オゾン濃度の単位、座標軸のとり方が異なるので直接は比べられないが) 中緯度下部成層圏でオゾン濃度の緯度勾配が大きい (しかも冬の方が大きい) こと、オゾン濃度が最大になる高さが高緯度ほど低いこと、などの点で全体的な定性的な一致が見られる。

第10図・第11図には共に3つの high O_3 center がある。この中低緯度の高さ30kmにある一つはあきらかに太陽紫外線との光化学反応によって出きたものであり、他の両極地方の高さ16~20kmにある2つは成層圏の輸送過程によって生じたものである。観測結果 (第7図・第8図) では低緯度の high O_3 center は見られない。この点を除けば、成層圏の輸送過程を加味した計算結果は実測と良く合っているとと言えるだろう。

第10図・第11図の計算結果から各季節に対する全オゾン量の緯度分布 (第12a図) が得られる。これに対応する観測結果 (第12b図) は第6図から得られる。計算と実測との一致は、光化学平衡理論のみの計算結果 (第1表) よりはるかによい。このことは成層圏の輸送過程が

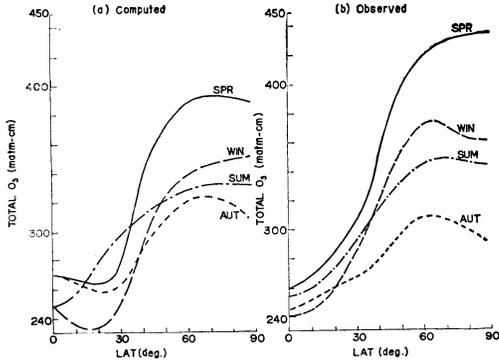


Fig. 12 全オゾン量の緯度分布 (Prabhakara¹³⁾).
 (a) 光化学反応と輸送を考慮した計算値。
 (b) 実測値。

大気オゾンの緯度・季節変化をほぼ説明し得ることを示している。

しかし第12図の計算値 (a 図) と実測値 (b 図) との間に差がないわけではない。計算結果では夏以外の季節には緯度 20°~30° に全オゾン量の最小が見られるが、観測結果では全ての季節を通じて緯度 60° ぐらゐまで単調に増加している。また、冬春夏は計算値の方が実測より小さすぎ (特に春にその差が大きい) 秋だけは計算値がやや大きすぎる。

これらの相異は、計算に採用された子午面循環や渦拡散の値に基づくのかも知れないし、各季節毎に定常状態を仮定したことにもよるだろう。しかし Prabhakara¹³⁾ の議論でもっとも注意すべき点は、実測による大気オゾンの緯度・季節変化に合わずに輸送過程のモデルを選んだのであって、厳密な力学的基礎を欠いているという点であろう。

(以下次号)

参考文献

「まご引文献」については、本文中では原著者名と親文献番号とで示した。

- 1) 川村 清(1954); 大気オゾンと気象現象; 予報研究ノート, 第5巻 p.124~144.
- 2) 山崎正博(1954); 大気オゾンの話; 天気, 第1巻 p. 97~102.
- 3) 山本義一(1956); 気象輻射学第2章オゾン, p. 58~78; 気象学講座, 地人書館.
- 4) 関口理郎(1960); 大気オゾン (I), (II); 天気, 第7巻 p. 129~133, p. 225~230.
- 5) Godson, W.L. (1962); The representation and analysis of vertical distribution of ozone; Quart, J.R. Met. Soc., **88** p. 220~232.

- 6) Dütsch, H.U. (1946); Photochemische Theorie des atmosphärischen Ozons unter Berücksichtigung von Nichtgleichgewichtszuständen und Luftbewegungen; University of Zurich, pp. 113.
- 7) Craig, R. A.: (1950); The observations and photochemistry of atmospheric ozone and their meteorological significance; Met. Monographs. Vol. 1, No. 2, American Met. Soc. pp. 50.
- 8) Götz, F.W.P. (1951); Ozone in the atmosphere; Compendium of Met. p. 275~291.
- 9) Johnson, F. S., J. D. Purcell, R. Tousey and K. Watanabe (1952); Direct measurements of the vertical distribution of atmospheric ozone to 70 kilometers altitude; Journ Geophys. Res. **57** p 157~176.
- 10) London, J. (1964); Absorption processes in the upper atmosphere; Seminars on the stratosphere and mesosphere and polar meteorology, July 1963, Arctic Met. Res. Group. McGill Univ., Pub. in Met. No. 65, AFCRL 64-197, p. 153~156. The distribution of total ozone; Ibid. p. 195~200.
- 11) Gast, P.R.; (1960); Thermal radiation, Chap. 16 in Handbook of Geophysics. p 16-1~16-32, The Macmillan Co., New York.
- 12) Horiuchi, H. (1961); Odd oxygen in the mesosphere and some meteorological considerations; Geophysical Mag. Japan. Met. Agency, **30** p. 439~520.
- 13) Prabhakara, C. (1963); Effects of non-photochemical processes on the meridional distribution and total amount of ozone in the atmosphere; Monthly weather rev. **91**, p. 411~431.
- 14) Dütsch, H.U. (1963); Ozone and temperature in the stratosphere; Met. Abhandlungen. Band XXXVI, Proc. of Int. Symposium on stratospheric and mesospheric circulation, Aug. 1962, Berlin, p. 271~290.
- 15) Godson, W.L. (1960); Total ozone and the middle stratosphere over arctic and sub-arctic areas in winter and spring; Quart. J. R. Met. Soc. **86** p. 301~317.
- 16) London, J. (1963); The distribution of total ozone in the northern hemisphere; Beitrage z. Physik d. Atm. Bd. 36, p 254~263.
- 17) Dütsch, H.U., and C.L. Mateer (1964); Uniform evaluation of Umkehr observations from the world ozone network. Part II. The vertical distribution of ozone. NCAR. p. 91~202.

- 18) Mateer, C.L. (1964); A study of the information content of Umkehr observations. Univ. of Michigan. College of Engineering. Tech. Report No. 2, pp. 199.
- 19) Regener, V. (1960); On a sensitive method for the recording of atmospheric ozone; J. Geophys. Res. **65** p. 3975~3977.
- 20) Hering, W.S. (1964); Hering, W.S. and T.R. Borden Jr. (1964); Ozonesonde observations over North America. Vol. I AFCRL-64-30(1). pp. 512; Vol. II AFCRL-64-30(II), pp 282.
- 21) Kochanski, A. (1955); Cross section of the mean zonal flow and temperature along 80°W; Journ. Met. **12** p. 95~106.
- 22) Murgatroyd, R.J. and F. Singleton (1961); Possible meridional circulation in the stratosphere and mesosphere; Quart. J.R. Met. Soc. **87** p. 125~135.

昭和40年度 日本気象学会賞受賞者推薦理由書
降雪雲の構造的研究

樋口 敬二

(北海道大学理学部地球物理学教室)

局地的な豪雪の現象は綜観気象学的な解析や顕微鏡的な雲物理学の視野からは理解できる見込みはない。このため近年、雲物理学とメソスケールの気象学の見解を統一した研究の必要性が痛感されている。

樋口氏は北海道石狩平野において、多くの高等学校の協力により、密な観測網を設けて雪の結晶形の水平分布の観測を続け雲物理学を加味したメソ解析の第一歩をふみ出した。その結果地上で観測される雪の結晶の分布は中谷メイヤグラムに矛盾せず、また上層の等温線の水平分布と密接な関係のあることを発見した。

この観測を通じて降雪をもたらす雲そのものに注目し、航空写真等によって降雪雲の形態を観測して降雪機構のメソ的解明を更に進めた。

石狩平野においてはいわゆる季節風パターンがゆるみかけた頃に、主風向に大体平行な帯状の豪雪域が観測される。樋口氏は降雪雲の地上写真やTIROSの写真から、帯状の降雪域は帯状の雪雲に由来することを認め、この帯状降雪雲発生を Kuettnner の理論を用いて明快に説明した。石狩平野の局地豪雪の原因には地形その他の多くの要因が考えられるが、帯状降雪雲の発生が最も有力な原因の一つに相違ないと考えられるし、この考え方は他の地方の降雪にも適用される部分が多い。

上述の研究と併行して、雪片に模した紙片を航空機から札幌市に散布して小中学校を通じて回収して分布を測り、雲から落下する雪片の拡散現象を実験的に調べ、このようなスケールにおいても Richardson の関係式が成立することを確めた。この奇抜な着想に基づいた実験は国際的にも有名である。

以上一連の独創的な研究により降雪機構がメソスケールの視野で初めて解明され、またこの分野への有力な進路が開拓された。

氏の業績を高く評価して、ここに日本気象学会賞受賞者として推薦する次第である。

昭和40年度藤原賞受賞者推薦理由書

太陽および大気放射に関する研究

山本 義一

(東北大学理学部地球物理学教室)

単に上記の題目に関する多年にわたる研究のほかに、水面よりの蒸発、大気安定度を考慮に入れた接地気層乱流に関する研究などが国際的にも極めて高く評価されていることはひとり国内のみならず世界各国における気象学者および地球物理学者たちのひとしく認めていることである。

同教授はさらにその豊富な知識により人工衛星による地球上の気象現象の解明にむかって、世界の研究者に率先して今なお努力を続けられている。

日本気象学会は同教授の業績と努力とに対して藤原賞受賞者として推薦する次第である。