

# 成層圏エアロゾル及びオゾンの気球観測\*

近藤 豊\*\*・高木増美\*\*・石川晴治\*\*

## Balloon Observations of Stratospheric Aerosol and Ozone

By

Y. KONDO, M TAKAGI and H. ISHIKAWA

**Abstract:** Observation of the extinction of the solar radiation in the region of 400–1000 nm in the stratosphere was carried out by using balloon-borne radiometer on 29 May, 1978 at Sanriku, Japan. Aerosol extinction coefficient obtained by this experiment shows layered structure centered at 18 km and is in agreement with the value independently calculated by using the averaged observed aerosol number density at mid-latitude. Derived extinction coefficient at 600 nm near 20 km after subtracting the calculated molecular scattering effect is close to the value expected from the simultaneously measured ozone number density. These results suggest the possibility of the stratospheric and mesospheric ozone and aerosol monitoring via satellite by solar extinction measurement at 600 nm and at longer (800–1000 nm) wavelength region respectively.

### 概 要

1978年5月29日に気球に乗せた放射計を用いて、成層圏エアロゾル及びオゾンによる可視域での太陽光の減衰を日中より日没にかけて行った。この結果得られた成層圏エアロゾルの消光係数は、従来ダストカウンターにより得られたエアロゾル密度より予想される値と一致する。また、オゾンの大きな吸収帯である600 nmでの消光係数の垂直分布は、同時にオゾンゾンデにより測られたオゾンの密度分布を15–20 kmでよく反映している。この結果、成層圏エアロゾル及びオゾンの飛しょう体を用いたエアロゾル及びオゾンのリモートセンシングの手段としてこのような手法が有意義であると考えられる。

### 1. 序

ミー散乱を利用した particle counter による成層圏エアロゾルの個数密度の測定を我々は三陸、米国ワイオミング、及びドイツにおいて行ってきた[1]。このような成層圏エアロゾルの研究の一つの目的は、地球放射場に対する影響を調べることにある。太陽光のエアロ

---

\* 宇宙研特別事業費による研究論文

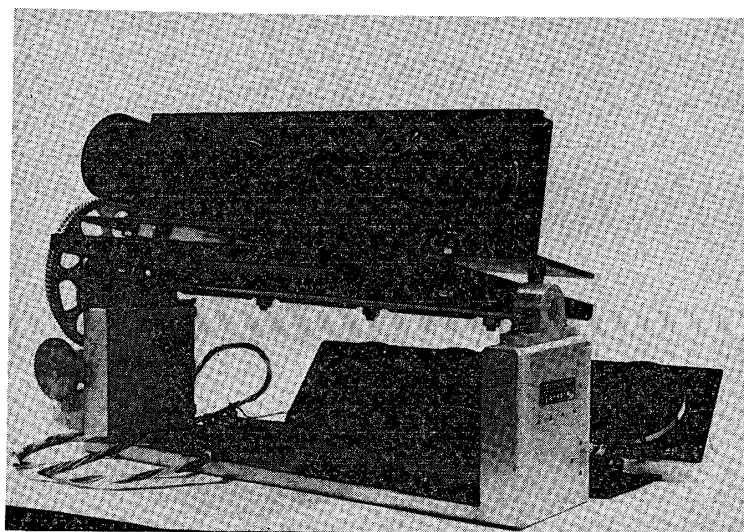
\*\* 名古屋大学空電研究所

ゾルによる散乱効果を調べるという観点から言えば、エアロゾルの個数密度と同時にエアロゾルによる太陽光の減衰を可視部の種々の波長において成層圏で直接測定することも重要である。エアロゾルの消光係数は、エアロゾルの粒径分布及びエアロゾルの屈折率（エアロゾルがどのような物質で構成されているかによる）が正確に求めれば決まるものであるが、そのいずれもある不確定性をもっているため、消光係数を測定することは放射の議論に目安を与えることに役立つ。また、このような方法は、人工衛星によるグローバルなスケールでの成層圏エアロゾルのモニタリングという応用面をもっている。

この種の測定は、すでに他の飛しょう体を使ってある程度行われている[2], [3]が、今回の実験の特長は、測定波長として400-1000 nmの広範囲の波長域をサーベイしてより多くの情報を得、今後の観測への参考となるようにしたことにある。また、今のように気球で低高度より観測する場合、高さ分解能が向上し、より細かな分布の構造が観測できる。600 nm付近ではオゾンのchappius帯による吸収が大きいため、この波長域での吸収係数の観測によるオゾン密度の測定の可能性を追求してみた。

## 2. 測定器

太陽直達光の強度の測定のために4連（各連7色計28色）の放射計を用いた（第1図）。各連は、地表面のアルベードや大気による散乱光の影響の有無を調べる目的で、それぞれ $\pm 3$ , 5, 10, 20°の視野をもたせてあり、フィルターホイールに組み込まれた半値幅が20 nm程度の干渉フィルターと、受光部である光電管から成っている。ホイールの回転周期は約40秒である。第1表に各連のフィルターの中心波長及び光電管の種類を示した。この放射計は、天頂角方向に駆動される架台の上に乗せられ約7.4°/分の速度で太陽を追尾する。太陽追尾の原理は2枚の太陽電池の前にしゃへい板をおき、その影により生じる起電力の差が常に0になるように架台を駆動させる方法によった。この起電力の差のモニターから推定すると放射



第1図 観測に用いた放射計

第1表

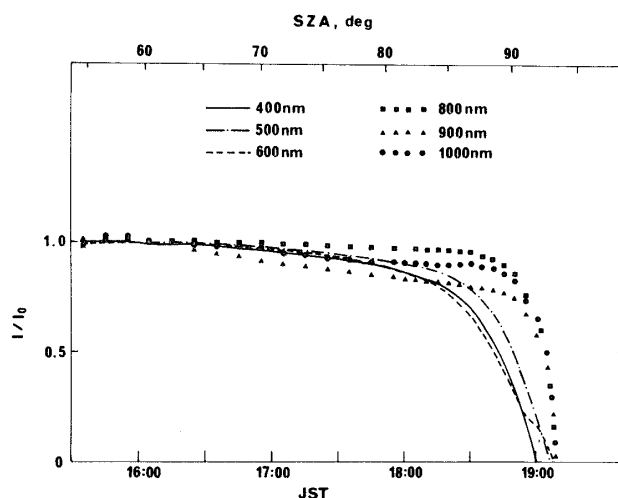
RADIOMETER	A	B	C	D
FIELD OF VIEW (DEG)	3	5	10	20
DETECTOR	R 925	R 727	R 925	R 925
FILTER (NM)				
1	320	360	300	300
2	500	400	320	320
3	600	400	400	400
4	700	500	500	500
5	800	600	600	600
6	900	700	800	800
7	1000	700	900	1000

計の光軸と真の太陽方向とのずれは日中で約  $1.5^\circ$  であった。この差は気球の振動がなければ約 1 秒角の精度で一定であると推定される。日没にかけては、太陽光強度の減衰により多少増加するであろう。方位角方向の姿勢制御は、ゴンドラ全体を制御するという気球工学の方法に依存した。この方向の pointing の精度は  $\pm 1\sim 2^\circ$  程度であったと観測データから推定された。

### 3. 観測及び解析結果

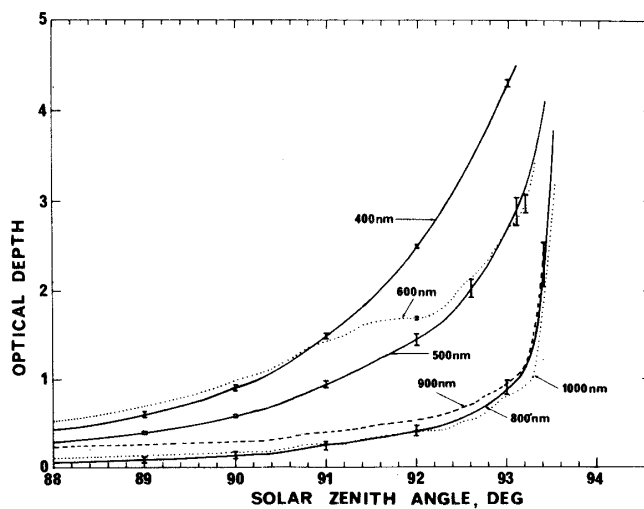
1978年5月29日6h32mJST に三陸気球センターにおいて放球され、上昇時にオゾンゾンデにより 23 km の高さまでのオゾンの垂直分布が測定された。放射計による観測は、太陽南中後の 14h0m JST 頃より開始され、地上日没後 19h10m 頃まで行われた。気球は、最初 23 km 高度でレベルフライトに入った後少しずつ高度を下げ、日没時には約 20 km の高度になった。A及びBのチャンネルのセンサー出力は、姿勢のわずかな変動に対し敏感に応答し、データの解析が困難であるため本論文では特にこのデータについて議論しない。一方、C、Dの出力はこのような変動に対し安定であり、ここではそのうち 400, 500, 600, 800, 900及び1000 nm の波長のデータの解析を行った。

各波長での日中の 15:10-16:10 (太陽天頂角  $\chi = 55\sim 61^\circ$ ) の間のセンサーの出力は約 2% の範囲内で一定であり、約 60 点の平均値  $I_0$  を求め、各時間での観測値  $I$  を  $I_0$  で割った。この  $I_0$  は大気外での太陽光強度を  $I_{00}$  とすると  $I_0 = I_{00} \exp(-\sigma_R \cdot \sec \chi \cdot N)$ , ( $N = \int_{20 \text{ km}}^{\infty} n(z) dz$ ,  $n(z)$ : 大気数密度,  $\sigma_R$ : レイリー散乱断面積) と表わされるが  $\chi = 55\sim 61^\circ$  で  $\lambda = 400 \text{ nm}$  に対し、 $I_0$  は計算上 1% の範囲で一定である。このようにして得ら



第2図 太陽直達光強度の時間変化

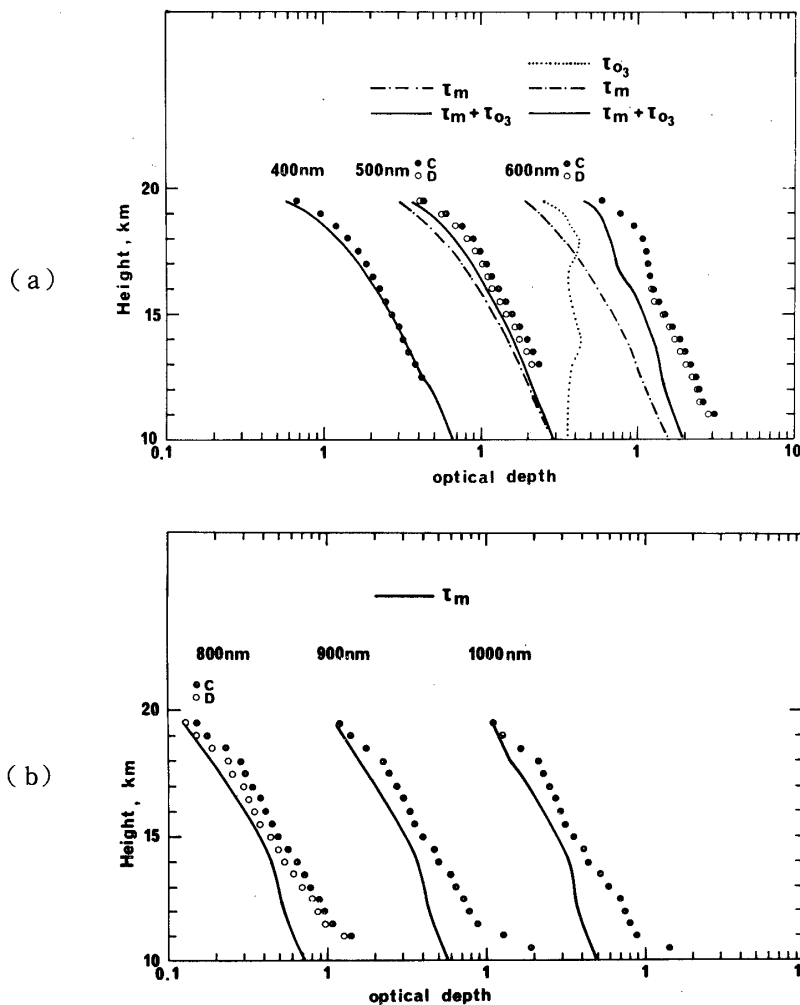
れた  $I/I_0$  の値を種々の波長に対して第2図にプロットした. 800 nm 以上の波長の減衰は 600 nm 以下の波長に比べ日没近くまでゆっくりしており, 日没近くになって急に大きくなるという特性を示している. 日没近くの光学的厚さ  $\tau = \ln(I_0/I)$  の天頂角に対する変化を各波長毎に第3図に示した. 600 nm での変化は他の波長に比べ特異で, これは後で示すようにオゾン分布を反映している. 800, 900, 1000 nm での  $\tau$  は, 第2, 3図から分かるように必ずしも大きさの順序はレイリー散乱やミー散乱から予想されるものとは一致しない. 特に,  $\chi < 80^\circ$  で 900, 1000 nm での減衰が 800 nm より大きくなっている. この理由の一つに姿勢制御の経時変化などに伴う実験の誤差が考えられる. しかし, 20 km 以下のエーロゾ



第3図 光学的厚さの太陽天頂角に対する変化

ル、オゾンの分布を求める際には、以下に述べるように  $\chi \geq 80^\circ$  の比較的短時間の相対的な  $\tau$  の変動のみが問題となり、長時間スケールでの  $\tau$  の実験的誤差があったとしてもさほど問題にならない。このほか水蒸気の影響も一つの原因として考えられるが、今回の実験結果では断定的な結論は出ない。

このように観測された可視部の光の減衰に寄与する主たる効果は i) 大気分子のレイリー散乱 ii) エロゾルによるミー散乱 iii) オゾンによる吸収 (500, 600 nm) iv)  $\text{NO}_2$  による吸収 (400, 500 nm) である。太陽天頂角が  $90^\circ$  以上の時の  $\tau$  の観測値 (第3図) を用いて気球高度 20 km より下の密度分布を求める際に、 $\tau$  は 20 km 以上の大気による吸収効果も含んでいるためこれを差し引く必要がある。このために、例えば太陽天頂角が  $91^\circ$  の時の観測値 ( $\tau_1$ ) から  $89^\circ$  の時の値 ( $\tau_2$ ) を引いてやれば 20 km 以下の高さでの optical depth  $\tau = \tau_1 - \tau_2$  が求まる。この  $\tau$  を光線の屈折を考慮して計算した tangent height の関数として第4図 (a) 及び (b) に示した。  $\tau$  に含まれるエロゾルの効果を取り出すために、エロゾル以外の効果を求め、差し引かねばならない。第一にレイリー散乱による



第4図 tangent height の関数としての観測された光学的厚さ (●○)

$\tau_m$  を1966年 US 標準大気モデルの中緯度春/秋の値を用いて計算した. この計算には大気による太陽光の屈折の効果や太陽光源が点でないことによる効果も考慮してある [2]. 500, 600 nm の波長ではオゾンの吸収効果があるためオゾンゾンデにより測られたオゾン密度 (第6図) よりオゾンによる  $\tau_{O_3}$  の値を求めた. この計算に吸収断面積として

$$\sigma_{av} = \int \sigma(\lambda) T(\lambda) d\lambda / \int T(\lambda) d\lambda$$

$\sigma(\lambda)$ :  $O_3$  の吸光断面積

$T(\lambda)$ : フィルターの透過率

を用いた. 第4図 (a) (b) に  $\tau_m$ ,  $\tau_{O_3}$  と観測値  $\tau$  を比較した. 400 nm では15 km 以下での吸収は大気分子の効果が大きく,  $\tau$  と  $\tau_m$  がほぼ一致する. このようにして求めた  $\tau_a = \tau - \tau_m - \tau_{O_3}$  は

$$\tau_a(\lambda) = \int_{\text{Ray}} \beta_a(\lambda) dS$$

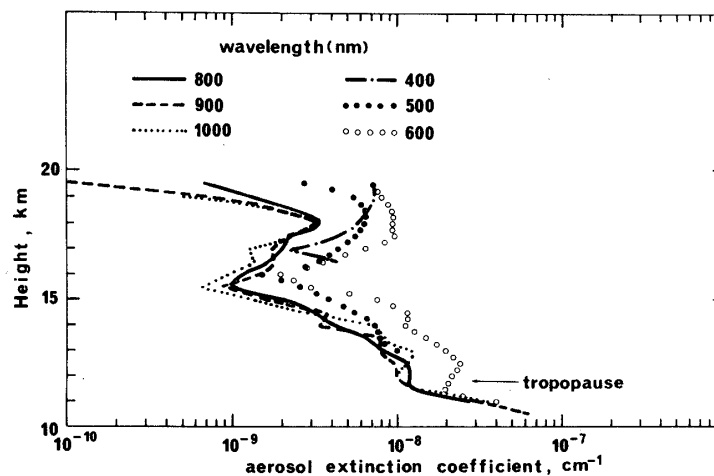
$$\beta_a(\lambda) = \int_0^\infty \sigma_a(\lambda, r) n(r) dr = \pi \int_0^\infty r^2 Q \text{ ext}(\lambda, r) n(r) dr$$

$n(r)$ : エロゾルの粒径分布

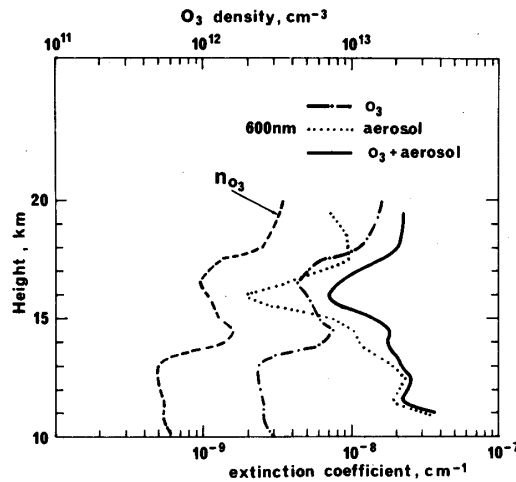
$\sigma_a(\lambda, r)$ : エロゾルの吸収断面積

$Q \text{ ext}(\lambda, r)$ : " 消光効率

という  $\beta_a$  との関係にあり, これを Ogawa et al. [2] の方法で逆変換することにより  $\beta_a$  の値を求めた (第5図). 400 nm に対する  $\tau_a$  は15 km 付近より下でほぼ0となり,  $\tau$  の観測誤差や大気密度の標準大気からのずれによる  $\tau_m$  の見積りの誤差を考えるとこの領域で  $\lambda=400$  nm での  $\beta_a$  は求まらない. また, この波長域で  $NO_2$  の吸収効果は最も大きくなるが, Shibasaki et al. [5] により同時に測定された  $NO_2$  の密度から求めた  $\beta_{NO_2}$  は



第5図 逆変換により求めたエロゾル消光係数



第6図 600 nm でのオゾン及びエアロゾルの消光係数

$\beta_a$  の10%程度であるのでここでは無視した。800, 900, 1000 nm に対する  $\beta_a$  の値はほぼ一致しており, 18 km を中心にしたいわゆるユング層を成している。また12 km 付近の tropopause を境にその高さ分布の傾きが変化していることが大きな特徴である。400, 500, 600 nm に対する  $\beta_a$  の値はより長波長の値に比べ成層圏で2-3倍大きくなっている。18 km を中心としたピーク付近での  $\beta_a$  は  $3 \times 10^{-9} \sim 1 \times 10^{-8} \text{ cm}^{-1}$  となっており, ダストカウンターでの測定を基にした Pinnick et al [4] の予想値とよく一致しているといえる。

次に600 nm での  $\text{O}_3$  とエアロゾルの吸収の内訳を調べてみる。観測された  $\text{O}_3$  密度より導かれた  $\beta_{\text{O}_3}$ , 前記のようにして求めた  $\beta_a$ , 及び  $\tau - \tau_m$  より導かれた  $\beta$  とを第6図に比較した。15 km より上での  $\beta$  は  $\beta_{\text{O}_3}$  とよく似た分布をしている。特に, 18 km より上では  $\beta$  の大部分は  $\beta_{\text{O}_3}$  であり, エアロゾルの補正なしでも600 nm での吸収を測定することにより  $\text{O}_3$  のモニタリングをすることが可能であると考えられる。他の波長で求められた  $\beta_a$  を適当な方法で600 nm での値に直し  $\beta - \beta_a = \beta_{\text{O}_3}$  を計算すればさらに精度は向上するであろう。今後は, particle counter によるエアロゾルの直接測定と  $\beta_a$  の同時観測を行う計画をしている。

### 謝 辞

観測データの解析に際し東京大学の小川助教授及び柴崎氏にご助力頂きました。また, 東京大学宇宙研の西村研究室のスタッフの皆様には観測の際大変お世話になりました。同時に名古屋大学の鳥山・金田両氏には観測器の準備にご助力頂きました。あわせて感謝の意を表します。

1978年11月2日

## 参 考 文 献

- [ 1 ] Y. Morita and H. Ishikawa, J. Geomag. Geoelectr., 28, 309, (1976).
- [ 2 ] T. Ogawa, T. Watanabe and T. Tohmatsu, J. Geomag. Geoelectr., 28, 237, (1976).
- [ 3 ] T. J. Pepin, Inversion methods in atmospheric remote sounding (ed. by Deepak) p.529 Academic Press (1977).
- [ 4 ] R. G. Pinnick, J. M. Rosen and D. J. Hofmann, J. Atm. Sci., 33, 304, (1976).
- [ 5 ] K. Shibazaki, private communication.