

多波長太陽放射計による成層圏エアロゾルの気球観測*

近藤 豊**・高木 増美**・岩田 晃**

(1982年6月1日受理)

Measurements of Stratospheric Aerosol by Balloon-Borne Sun-Photometers

By

Yutaka KONDO, Masumi TAKAGI and Akira IWATA

Abstract: Measurements of aerosol extinction coefficient β_a in the altitude region of 5-25 km were made by balloon-borne sun-photometers which covered the wavelength region of 400-1000 nm, in 1978, 1979 and 1981. In 1978 and 1979 when the volcanic activity was low, β_a at $\lambda=1 \mu\text{m}$ ranged $2-4 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ at 16-20 km. β_a obtained in 1981, with higher volcanic activity, increased to $\sim 1 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ around 15 km where β_a reached maximum. Wavelength dependence of β_a obtained in 1981 at this altitude was derived with good accuracy to be $\propto \lambda^{-(1.5 \pm 0.1)}$.

概 要

1978, 1979 及び 1981 年の 3 回にわたって、波長 400-1000 nm の領域で気球に積んだ放射計により、5-25 km の間の領域のエアロゾルの消光係数 β_a の垂直分布を測定した。火山活動が静かな 1978, 1979 年の場合、高度 16-20 km の領域で $\lambda=1 \mu\text{m}$ での β_a は $2-4 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ であったが、1981 年は 15 km 付近で $\beta_a \sim 1 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ と増加していた、また 1981 年の場合、15 km 付近で β_a の波長依存性が精度良く求まり $\beta_a \propto \lambda^{-(1.5 \pm 0.1)}$ となることがわかった。

* 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

1. 序

成層圏エアロゾルは Mie 散乱によって太陽直達光を減衰させる性質を持っている。この減衰効果が特に日没時に大きくなることを利用して、消光係数の垂直分布を求めることができる。消光係数は

$$\beta_a(\lambda) = \int \sigma_a(\lambda, r, m^*) \frac{dN(r)d(\log_{10} r)}{d(\log_{10} r)} \quad (1)$$

によってエアロゾル濃度 $N(r)$ と関係づけられる。ここに $\sigma_a(\lambda, r, m^*)$ は波長 λ に対する半径 r 及び屈折率 m^* を有するエアロゾルの吸収断面積、 $\frac{dN(r)}{d \log_{10} r}$ はエアロゾルの粒径分布関数である。我々はこの消光係数を 400-1000 nm の間の幾つかの波長で求める為に、1978 (B 5-85), 1979 (B 5-95) 及び 1981 (B 5-106) に三陸から放球された大気球に多波長放射計を搭載し日中から日没にかけて太陽直達光の測定を行った。([5], [7])。 $\lambda=1 \mu\text{m}$ での β_a の観測は、2つの人工衛星に積まれたセンサー SAM II 及び SAGE による地球規模でのエアロゾルのリモートセンシングとして行なわれ幾つかの結果も既に発表されている ([8], [12])。

我々のこの観測の目的は、1) 1984年に打ち上げが予定されている我が国の人工衛星 EXOS-C による $\lambda=1 \mu\text{m}$ でのエアロゾル観測の精度を実験的に調べる事、2) エアロゾル濃度の経時変化を調べる事、3) 多波長での $\beta_a(\lambda)$ を求めることによってエアロゾルの粒径分布に関する知見を得る、ということにあった。ここでは既に発表した 1978年のデータも含めて3年間の観測データを、新たに開発した方法により解析した結果を報告する。

2. 測定器

3回の実験に用いられた放射計はいずれもほぼ同じ構成のもので、基本的には 1.5 rpm で回転する円板に組み込まれた数枚の 10-20 nm のバンド巾を持つ干渉フィルターと、光電管の組み合わせから成る。放射計の視野は 10-20° で、ゴンドラ (水平方向) と放射計架台 (垂直方向) の姿勢制御により、太陽を 1-2° の精度で追尾する。この放射計は視野の大きさから言って太陽全体の輝度を測定していることになる。測定器に関するさらに詳しい記述は [5], [7] を参照。

3. 気球観測

放射計による消光係数の観測は 1978年5月29日, 1979年5月31日及び 1981年9月29日の計3回行なわれた。実際に観測された波長が年により多少異なるので表1に示した。解析に必要な中性大気密度を求める為に、圧力・温度の垂直分布も同時に測定され、日没から2時間以内の時刻の秋田, 仙台の気象ゾンデのデータも考慮して用いられた。またオゾンの吸収効果を計算するのに必要なオゾン分布は、同時に搭載されたオゾンゾンデの観測値を利用した。このゾンデの測定精度は絶対値として 10% 程度であると予想される。

1979年の場合、オゾンゾンデの動作が不良の為、オゾン分布が得られずオゾンによる吸収のない 1,060 nm の波長のみ解析が可能であった。

表1. 放射計観測波長

年	1978	1979	1981
波 長 (nm)	400	600	530
	500	700	600
	600	750	650
	800	1060	750
	900		815
	1000		900
			1000

4. 解析法

観測で得られるのは、時間の経過に対する太陽面全体の放射強度の変化である。他に必要な資料はセンサーの空間位置で、緯度、経度、時刻からその場所の太陽天頂角(χ)が求まり、気球の高度も入れて光路の接線高度(h)が決定される(図1)。この際大気密度の高度分布からおこる光路の大気屈折の効果をray-tracing法を用いて計算した。気球から実際に太陽を見る天頂角(ψ)は、屈折角の分だけ天文学な太陽天頂角より小さくなる。太陽高度が高い時に得られている太陽光強度を標準として光学的厚さ(τ)と光路の接線高度(h)の関係が求められる。気球より上の高度で受ける減光分は、気球から見た太陽天頂角が $\pi - \psi$ であった時の光学的厚さ $\tau(\pi - \psi)$ を、 $\tau(\psi)$ から差引くことによって補正できる。このようにして求めた観測値 $\tau_{06} = \tau(\psi) - \tau(\pi - \psi)$ は、みかけの太陽天頂角 ψ の時、観測気球高度 A より下での吸収や屈折により生じる光の減衰に相当する光学的厚さを与えることになる。解析にあたって更に考慮しなければならないのは、地表に近い所を通る光路ほど大気屈折を強く受けることである。この為、太陽からの平行光束は大気中を通過する間に拡がるようになる。この現象は逆に気球から太陽を見る場合、太陽が扁平に見えることと同じことを意味する。この効果は太陽光強度を減衰させる働きをする。この減衰項 $D(h)$ の計算法については[13]に詳しく述べた。

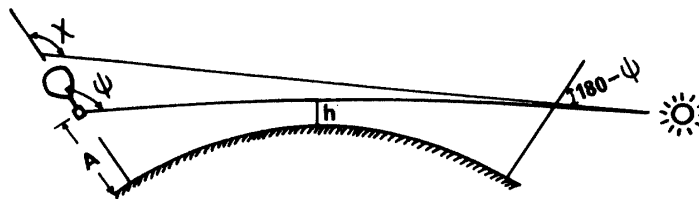


図1 気球観測時における太陽とセンサーの位置関係

今、1981年9月29日の気球実験の条件、つまり気球高度が約26 kmの場合の $D(h)$ の値を接線高度に対し求めた例を図2に示す。大気密度が大きい程、この補正は重要になり10 kmでは約25%の減衰になる。太陽光の減光にあずかるものとしてはエアロゾルのみではなく、今の場合、中性大気分子によるレイリー散乱、600 nmを中心にしたオゾンのChappuis帯での吸収、400 nm付近では更にオゾンより小さいながら、 NO_2 の吸収項も与

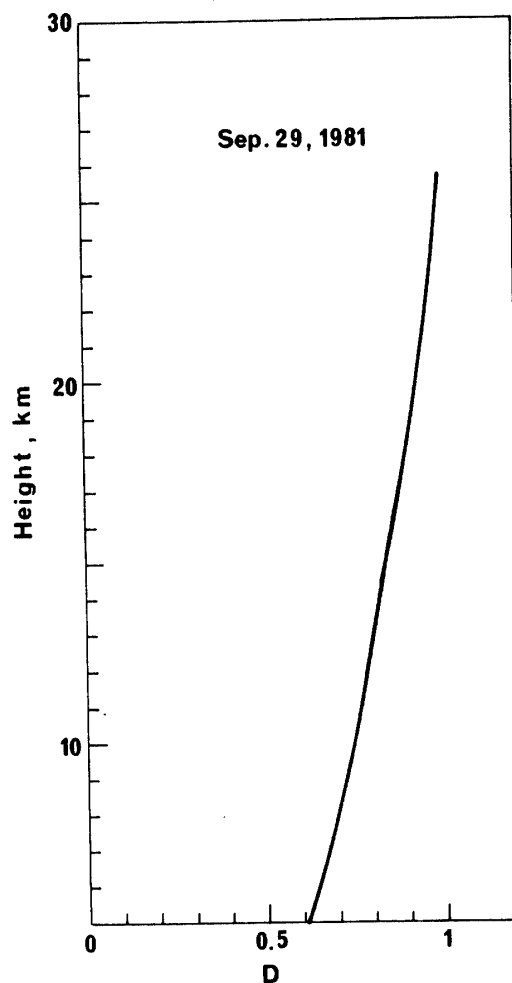


図 2 26 km の高度から太陽を見た時の D の値

えなければならない。

この他、太陽面が有限の巾を持っていることも含めて、エアロゾルによる吸収以外の全ての効果に対応する光学的厚さ $\tau^*(\lambda, h)$ を求める。詳しくは [13] を参照。

このようにして、

$\tau_a(\lambda, h) = \tau_{ob}(\lambda, h) - \tau^*(\lambda, h)$ がエアロゾルのみの吸収効果を与える。1981年9月の観測の場合について、このような手続きに従って求めた $\tau^*(\lambda, h)$ と $\tau_{ob}(\lambda, h)$ の値を $\lambda = 600$ 及び 1000 nm の2つの波長で図3に比較した。

この τ_a と β_a は、

$$\tau_a(\lambda, h) = 2 \int_h^A \beta_a(\lambda, z) \frac{ds}{dz} dz$$

で関係づけられている。ここで $\beta_a(\lambda, h)$ は消光係数、 s は光路にそった長さである。幾つかの h に対応する $\tau_a(\lambda, h_i)$ の組が与えられているので h_i の高い方から onion peeling 法

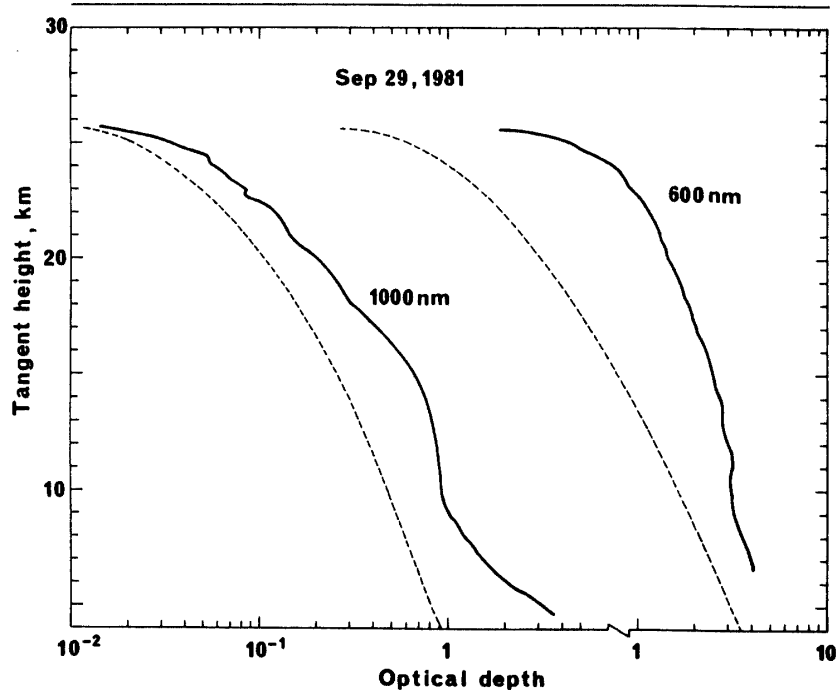


図3 1981年9月29日の観測における $\tau_{00}(\lambda, h)$ (実線) と $\tau^*(\lambda, h)$ (点線)

により逐次、 $\beta_a(h_i)$ を求めることができる。onion peeling法を適用する場合、上限の h_i で β_a を与える必要がある。充分 A が高ければ、これを0とおけるが今の場合 $A=20-26$ kmであり、この仮定は正しくない。 $\beta_a(\lambda, h_i)$ を $0-10^{-8} \text{ m}^{-1}$ の値で変化させて、それより数 km 下での $\beta_a(\lambda, h_i)$ が smooth になるように $\beta_a(\lambda, h_i)$ を選んだ。 $\beta_a(\lambda, h_i)$ の選び方は上限から2-3 km 下までの $\beta_a(\lambda, h_i)$ に影響を及ぼすが、それより離れた下の領域では境界値の選び方にほとんど影響されない。従って上限から3 km 位までは $\beta_a(\lambda, h)$ の値には上記の事情に伴う不確定性がある。

5. 結果及び議論

《5-1. 高度分布》

得られた3回のエアロゾルの消光係数 $\beta_a(\lambda, h)$ の高度分布のうち、 $\lambda=1 \mu\text{m}$ の値を図4に比較した。1978年の結果は基本的には既に発表したものだが([5])、これと50%程度値が異なっているのは解析方法を以前のMiller([9])の方法に基づくものから今回の改善された方法に変えた為に生じたものである。この比較で各年によって波長が $1 \mu\text{m}$ からわずかに異なっている(表1)が、この差は大きなものではない。1978年と1979年の観測値では12-13 kmに位置する対流圏界面を境にしてそれより上で β_a の値が急速に小さくなる。これに比べて1981年の場合、 β_a は圏界面高度を中心とする10-17 kmで1つの大きな層状をなし、15 kmで最大値を取っている。また15 kmでのこの最大値は他の2回の成層圏での値と比べると3~5倍の大きさになっている。1981年の場合圏界面高度が15 kmとやや高いのは、高層気象データから季節変化によるものであることが言える。また逆に

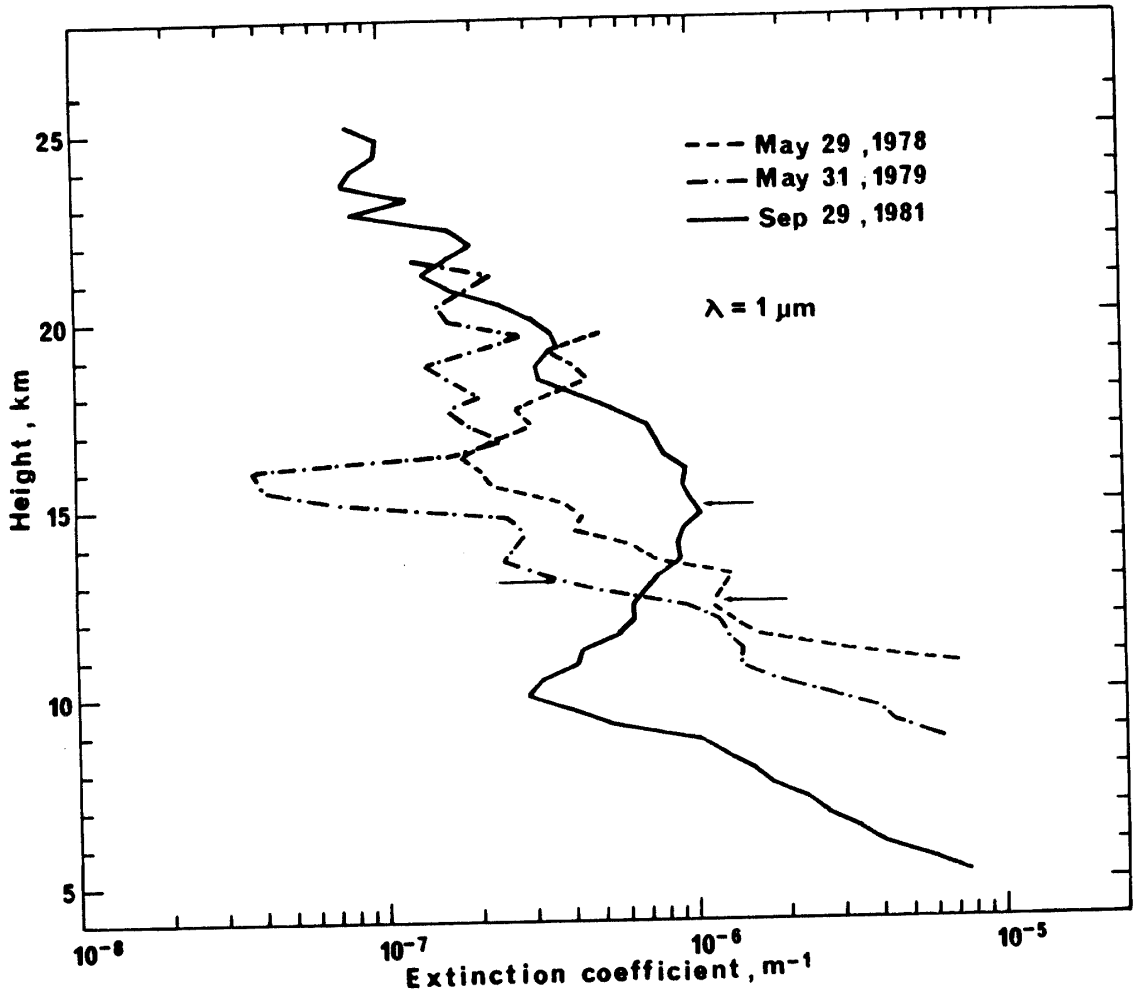


図4 1978, 1979 及び 1981 年に観測された $\lambda=1 \mu\text{m}$ での消光係数
矢印は対流圏界面高度を示す。

1981 年の場合, 12 km 以下の領域では β_a は他の 2 例に比べ 1 ケタ近く小さな値となっている。

以上の変化を解釈する場合, 過去の他の方法による時間的に連続した観測結果が役に立つ。ダストゾンデ [2] やライダー [11] の観測結果によると, 1978 年—1979 年には Fuego 火山の噴火の影響がほぼなくなり, 成層圏エアロゾル濃度が background レベルに達していたと考えられる。従ってこの時期 15-20 km で観測された $1 \sim 5 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ の値は background レベルの β_a の値を与えていると解釈される。もちろんこの 2 例だけでは, 自然の変動による揺らぎの中をカバーしているとは言えないが 1 つの目安と見てよい。

1980 年 5 月にセントヘレンズ火山の噴火がおこったが, この影響自体は 1981 年の初めまでには大巾に減少していることがダストゾンデの観測で分っている [3]。しかし, 1981 年 4 月 28 日に Alaid 火山 (50.8° N , 155° E) 及び 1981 年 5 月 15 日に Pagan (18.13° N , 145.8° E) が噴火し前者の影響は上記のダストゾンデの観測で検知された。さらに日本上空

でも九州大学のライダー観測によってこれらの噴火に起因すると思われる濃度の高いエアロゾル層が見つかった[1].

気球観測を行った9月29日をはさんで9月26日と10月2日の九州大学のライダー観測では、17~18 km を中心として14-20 km の間に大きなエアロゾル層が観測されている。しかし、ピークの高度や層の形状は我々の結果と同一ではない。この時期ライダー観測による高度プロファイルは時間的に大巾には変わっていないことから、ライダー観測と(33° N)と気球観測(39° N)との差は、緯度の違いにより生じているらしいと解釈する。

対流圏以下では β_a の値が個々に非常に異なった様相をしている。これはよく知られているように対流圏界面付近より下でのエアロゾル濃度が、大変変化し易いものであるということ、また上層雲の影響もある程度含まれているという可能性も否定できない。

1979年の観測の場合、米国の人工衛星のセンサーSAGEによる観測との比較がある程度可能である。

図5に気球観測と1979年4月27日の $\lambda=1\mu\text{m}$ でのSAGE観測結果を比較した。SAGE観測の値としては緯度35-36° N, 経度153-177° E, 76-160° Wの値を全てプロットした。

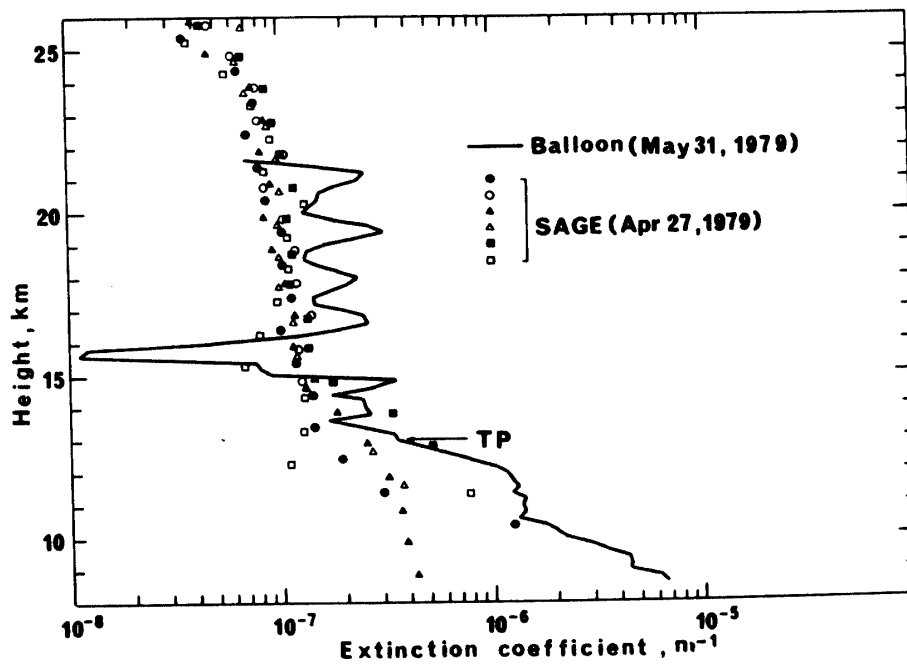


図5 1979年の気球観測とSAGE観測による $\beta_a(\lambda=1\mu\text{m})$ の比較

全体的な垂直分布の形は定性的にはよく一致していると言える。13 kmより上ではSAGEの値は場所によらず一定で $\sim 1 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ の値をとり、気球観測の場合 $2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ 位の値となっている。従って定量的にみると約2倍の差があることがわかる。また気球の場合の方がより細かな構造が目につく。気球観測の場合、 β_a を0.2 kmおきにonion peeling法により求めているが、光線が長いpathを通ってくるので実際の分解能は0.5-1.

0 km 位である。一方, SAGE の測定の場合の視野そのものが最高 1 km の分解能である為に, 気球の場合よりも垂直分解能は多少落ちるはずである。気球の場合 16 km 付近に濃度の低いシャープな層が存在するが, この程度の構造は SAGE の観測ではあったとしても多分再現出来ない。従って SAGE の観測に細かな構造がないことについては両者の分解能の差によるものと一応解釈出来るであろう。

1. 観測日時・場所の違い——自然条件
2. 分解能の差
3. データの処理, 解析方法の違い } 実験誤差

等といった測定結果に差をうみ出す条件の違いは数多くあり, 最初に述べた factor 2 程度の差が, 自然の変動によるものか, 測定・解析上の誤差なのか断定することはかなり困難である。対流圏での気球の値は SAGE の観測の変動巾の中に入っていると言える。

〈5-2. エアロゾルの粒径分布〉

表 1 に示した様に放射計は 400-1,000 nm の間の適当な波長を選んで多波長で観測して

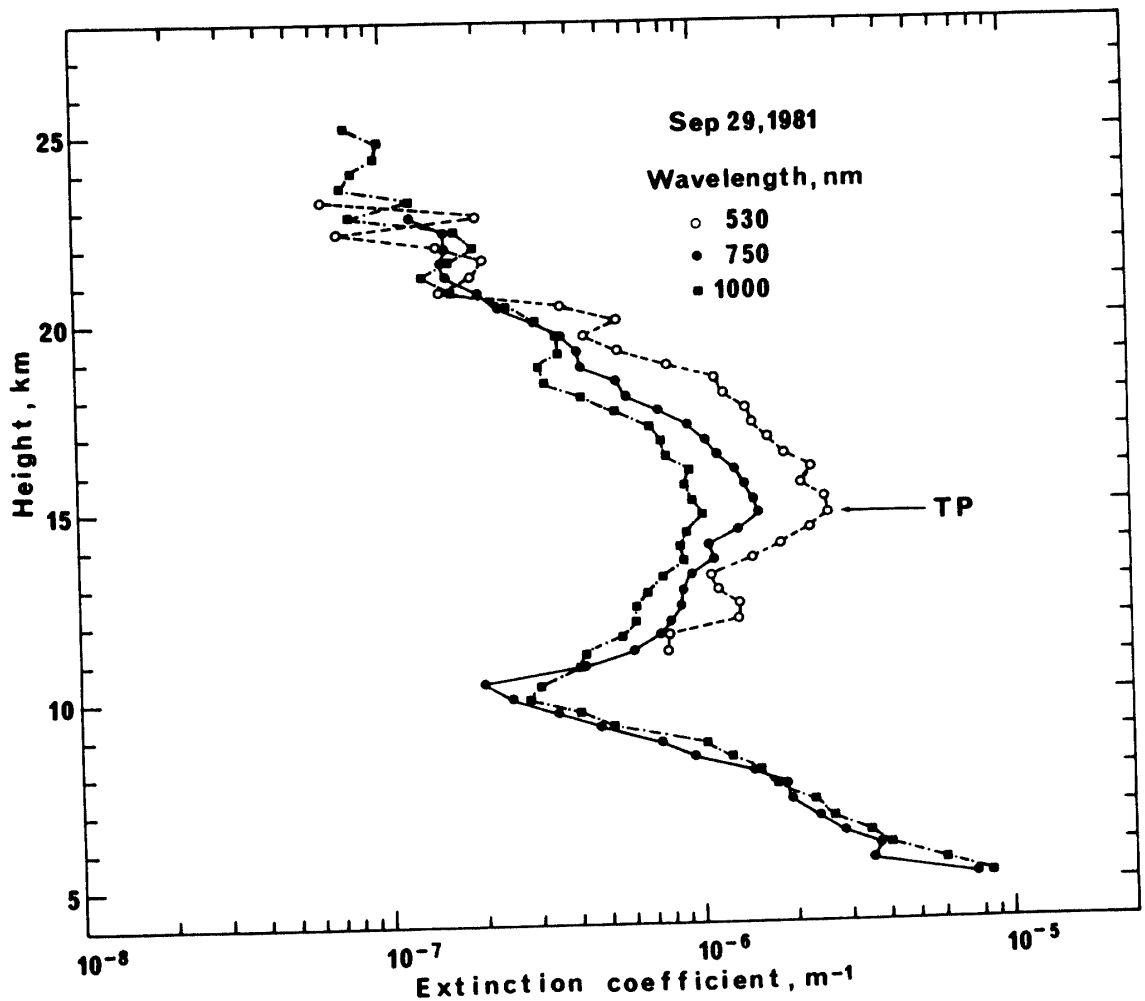


図 6 1981 年 9 月 29 日に得られた $\lambda=530, 750, 1000$ nm での β_a の値

いる。対流圏のエアロゾルに対して幾つかの波長で $\beta_a(\lambda)$ を求め、屈折率を仮定して、 $\sigma(\lambda, r, m^*)$ を与え(1)式より $N(r)$ の形を求める試みもなされている[4]。ここでは後で述べるように $\beta_a(\lambda)$ の測定精度に限界があるので $N(r)$ の形を、 $\frac{dN(r)}{d \log_{10} r} = Cr^{-\beta}$ といったいわゆる Junge の Size 分布を仮定してその傾き β あるいは $\alpha = \beta - 2$ の値を議論する。Junge の Size 分布を仮定すれば $\beta_a(\lambda) \propto \lambda^{-\alpha}$ という形で表わされる。

1981年の場合の3つの波長での $\beta_a(\lambda)$ の高さ分布を図6に示した。12-18 km 位までは、この図からも波長依存性があることが分る。

しかし、それより上では β_a の精度が問題となり波長依存性ははっきりしなくなる。前にも述べたように 15 km 付近で恐らく火山噴火の影響で β_a の値が大きくなっている。600-800 nm で O_3 の吸収があり、この吸収をいかに見積もるかが β_a を求める時の誤差の原因となる。しかし、この時の O_3 分布は[6]の報告にあるように 15 km 付近で $1 \times 10^{12} \text{ cm}^{-3}$ 程度で比較的小さい。この為 $\beta_a(\lambda)$ は特にその最大値付近では精度良く抽出できた。得られた全ての波長に対して β_a を plot したのが図7である。最小自乗直線による近似は良く、14-18 km で 0.95-0.98 の相関係数が得られた。この最小自乗直線の傾き、すなわち α を高度の関数として図8に示した。18 km より上では α の精度は悪くなるので α の高さ依存性

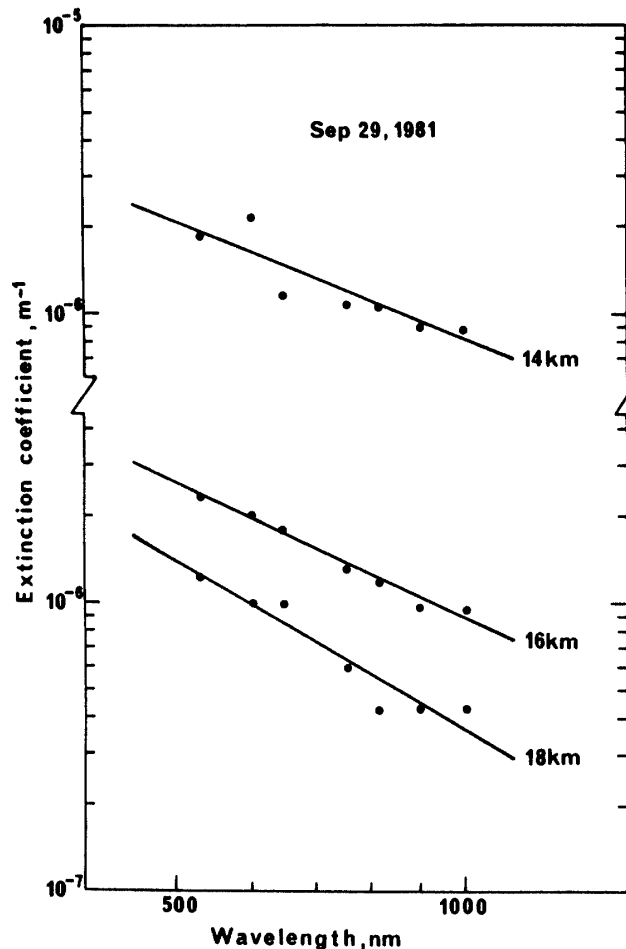


図7 高さ 14, 16, 18 km での波長の関数としての β_a の値。実線は最小自乗直線

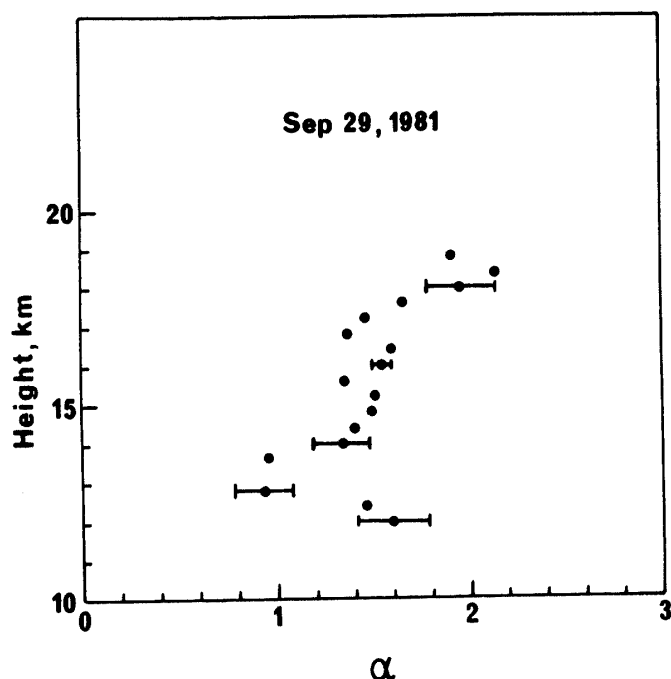


図 8 最小自乗法により求めた α の値の高度依存性

ははっきりしない。エアロゾル層のピーク高度である 15 km 付近では α は精度よく決定され、 $\alpha = 1.5 \pm 0.1$ である。この値は、比較的静穏な成層圏で期待される粒径分布に対応する $\alpha = 1$ [10] に比べ、粒径分布が急であることを意味している。

1978 年にも同様な解析を既に試み [5] $\alpha = 1.5 \pm 1.0$ を得た。しかし、この時エアロゾル濃度はバックグラウンドレベルまで落ちており、またエアロゾルの濃度の高かった 17-18 km はオゾン濃度も大きく、 α の決定精度は悪かった。一方、今回 β_a の解析法を改善し再計算した結果、この α の値が大巾に変わった。新たに求めた α は 18 km 付近で $\alpha = 0.5 \pm 0.2$ である。が、この高度でも最小自乗直線との相関は 0.6-0.7 しかない。他の高度では相関は 0.5 前後であり、有意の α を求めることはできない。

1979 年の場合、600-1,060 nm の間の 4 波長で τ_{00} が求めたが、オゾンゾンデの観測が不成功に終わった為、1,060 nm 以外の $\beta_a(\lambda)$ を求めることはできなかった。1981 年の場合のようにオゾンの濃度が小さい領域において、エアロゾル濃度が大きい時は α の値を精度良く決めることは可能である。しかし、成層圏エアロゾルがバックグラウンドレベルまで落ちている時は、20 km 付近の Junge 層の波長依存性を精度良く求めることは、オゾンの吸収効果の見積もり誤差が $\beta_a(\lambda)$ に大きな影響を与える為、非常に困難である。

6. ま と め

火山噴火の影響があったと考えられる 1981 年の β_a は火山活動の静かな時に得られた β_a に比べ、有意な増加を示している。このことからこの方法により、エアロゾルの濃度の変化を観測することは基本的に有効であることが確かめられた。今後エアロゾルの世界分

布や時系列的な変動を調べる為に特に人工衛星を用いたリモートセンシングにこの方法を適用していく必要がある。

1981年の場合、オゾン濃度の低い高度でエアロゾルが異常に高いという偶然的な自然条件のおかげで、限られた領域において、 β_a の波長依存性を比較的精度良く求めることができた。 β_a の波長依存性を可視部の領域で精度良く決定する条件として、

1. オゾンの積分濃度の測定精度を5%以内に上げる。
2. 特にエアロゾル濃度が小さい領域でも optical depth の観測精度を上げることが最低必要である。

しかしある点でのオゾン分布を精度良く求めても水平方向にオゾン濃度の揺らぎがある場合、解析に必要な視線方向に積分された密度に誤差が混入することは避けられない。また、20 km 以上でエアロゾル濃度が小さくなるとともにオゾン濃度が増加するのが一般的な傾向であるが、このことがこの領域で β_a の波長依存性を求めることを困難にしている。

謝 辞

SAGEのデータの提供に関し九州大学の広野教授にお世話になりました。宇宙科学研究所の西村研究室のスタッフの皆様には大気球実験に多大な御助力を頂きました。名古屋大学空電研究所の金田、鳥山両氏には測定器の製作・準備及び観測に全面的に御助力頂きました。あわせて感謝の意を表します。

参 考 文 献

- [1] Hirono, M., Private communication, 1982.
- [2] Hofmann, D. J. and J. M. Rosen, On the background stratospheric aerosol layer, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 168-181, 1981.
- [3] Hofmann, D. J. and J. M. Rosen, Stratospheric aerosol and condensation nuclei enhancements following the eruption of Alaid in April 1981, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 1231-1234, 1981.
- [4] King, M. D., D. M. Byrne, B. M. Herman, and J. A. Reagan, Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2153-2167, 1978.
- [5] Kondo, Y. and M. Takagi, Measurement of lower-stratospheric aerosol by a balloon-borne photometer, *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 858-866, 1980.
- [6] Kondo, Y. and M. Takagi, Measurements of stratospheric ozone by Chappuis band absorption, *Bull. Inst. Space Astr. Sci.*, 1982 (submitted).
- [7] Kondo, Y., M. Takagi, and H. Ishikawa, Balloon observations of stratospheric aerosol and ozone, *Bull. Inst. Space Aeron. Sci., Univ. Tokyo*, **14**, 1195-1202, 1978.
- [8] McCormick, M. P., G. W. Grams, P. Hamill, B. M. Herman, L. R. McMaster, T. J. Pepin, P. B. Russel, H. M. Steele, T. J. Swissler, High-latitude stratospheric aerosols measured by the SAM II satellite system in 1978 and 1979, *Science*, **214**, 328-330, 1981.
- [9] Miller, D. E., Stratospheric attenuation in the near ultraviolet, *Proc. Roy. Soc.*, **A 301**, 57-75, 1967.
- [10] Pinnick, R. G., J. M. Rosen, and D. J. Hofmann, Stratospheric aerosol measurements III: Optical model calculations, *J. Geophys. Res.*, **33**, 304-314, 1976.

- [11] Reiter, R., H. Jäger, W. Carnuth, and W. Funk, The stratospheric aerosol layer observed by lidar since October 1976, A contribution to the problem of hemispheric climate, *Archiv. Met. Geophys. Biokl.*, **B 27**, 121-149, 1979.
- [12] Russel, P. B., M. P. McCormick, T. J. Swissler, W. P. Chu, J. M. Livingston, W. H. Fuller, J. M. Rosen, D. J. Hofmann, L. R. McMaster, D. C. Woods, and T. J. Pepin, Satellite and correlative measurements of the stratospheric aerosol II : Comparison of measurements made by SAM II, Dustsondes and an airborne lidar, *J. Geophys. Res.*, **38**, 1295-1312, 1981.
- [13] Takagi, M. and Y. Kondo, A method of analysis in solar occultation measurement, -Calculation of refraction and absorption in the atmosphere-, *Bull. Inst. Space Astron. Sci.*, 1982 (submitted).