

偏光特性から見た成層圏エアロゾル層
Stratospheric Aerosol Layer and
Depolarization Properties of It

岩坂泰信、今須良一、荒木真一

Y. Iwasaka, R. Imasu, S. Araki

名古屋大学水圏科学研究所

Water Research Institute, Nagoya University

1. 序

エアロゾル粒子による偏光解消度: D_p の有効性を指摘する報告は有るが、その測定は火山、黄砂現象、雲などの比較的短い時間スケールで、しかも、散乱体の同定がたやすいものに限られている。また、この場合、散乱比: S が十分大きいため、観測される全偏光解消度: D をそのまま $D_p \sim D$ とすることができる。しかし、比較的平穏な時期におけるエアロゾル層の生成、消滅等を論ずる場合、 $S \sim 1$ であるために、 D より D_p を分離する必要がある。

こうした D_p について平均的な高度プロファイルや季節的な特徴について述べるが、成層圏エアロゾルの成因を考える上で、有効なアプローチかもしれない。

2. D_p の分離

S : 散乱比、 D_m : 空気分子による偏光解消度、とすると、 S 、 D 、 D_p 、 D_m について

$$D_p = \frac{DS(1+D_m) - D_m(1+D)}{S(1+D_m) - (1+D)} \dots \dots (1)$$

の関係が導かれる。4つのパラメータのうち、 S と D は観測によって得られ、 D_m を表1のように仮定することにより、 D_p をもとめることができる。

図1、図2は、(1)式の関係を図に示したものであり、図1より $D \sim D_p$ が成り立つのは、およそ $S > 3$ の範囲であることがわかる。また、実際の観測値 S 、 D は図2上にプロットされることになり、 D_p 一定のもとで、かつ、散乱比: S が変化すれば、 D は $S \rightarrow 1$ で D_m の値に収束することがわかる。

3. 観測結果

1985年9月から1986年4月までの観測によって得られた、 D_p の値の頻度の割合を、高度別に示したものが図3である。(1)式に従い D_p を求めると、Photon Count に伴う統計誤差によって、高度10km付近において30~50%ほどの誤差を含んでいる

特徴的なこととしては、高度が増すにつれて、 D_p の値の小さなものの割合が徐々に増えていき、高度15km~20km付近において最も割合が大きくなっていることがあげられる。また、高度21~22km付近には、ネバドデルルイツ火山の影響と思われるピークが現われている。

季節的な特徴としては、春期における対流圏や、低気圧が近付いている時の圏界面付近における D_p の増大などが見られ、対流圏から成層圏への物質の流入などと関係があることも考えられる。

この観測期間における S の値は、およそ1.5~2.5の程度であり、これらの特徴は D で見た時よりも、顕著に表われている。

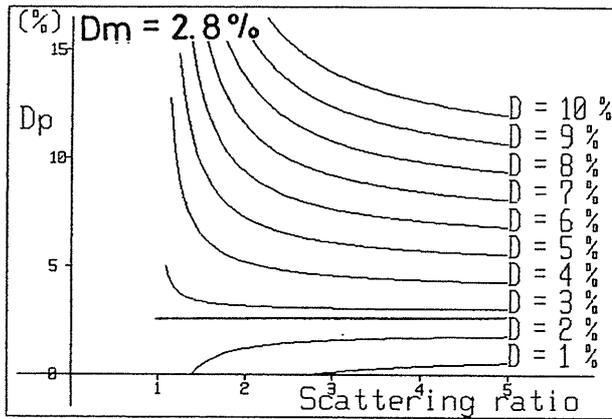


図. 1

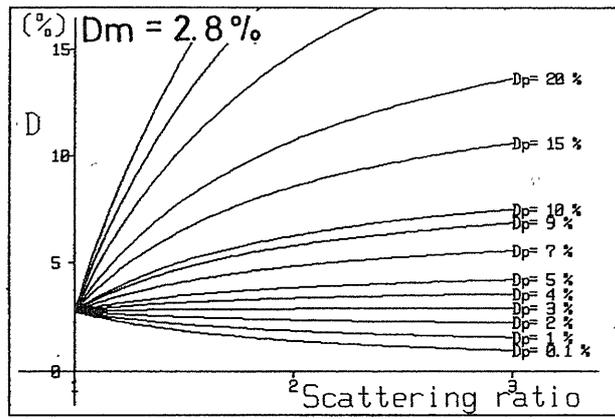


図. 2

Particle Depolarization Ratio

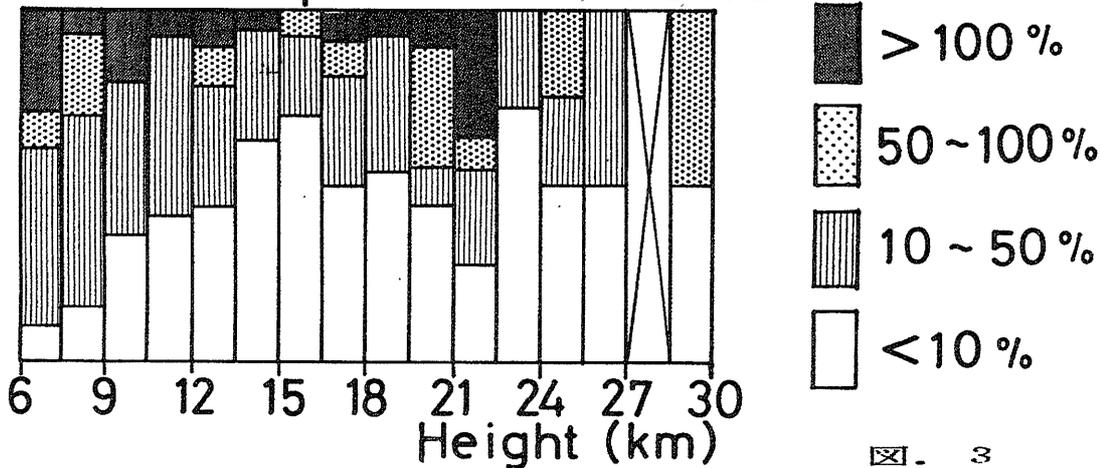


図. 3

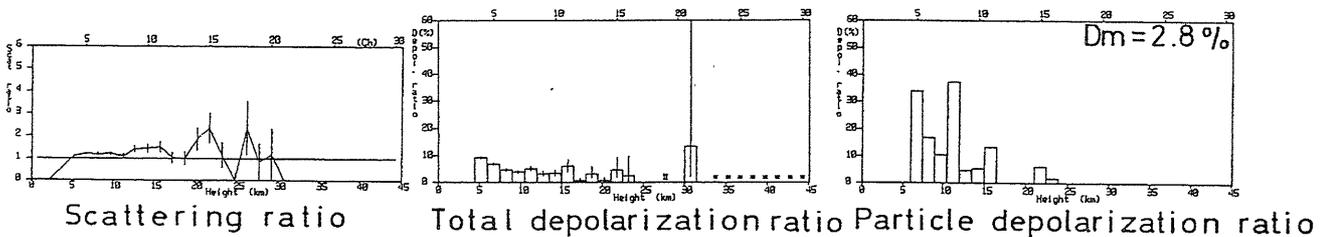


図. 4 春期における観測例 1986. 4. 16.

表. 1 Depolarization Ratio for atmospheric Gasea (%)

Gas	Rowell et al. (488nm)	Alms et al. (515nm)	Bass & v. d. Hout (515nm)
N ₂	2.14 , 2.42	2.10 ± 0.04	2.00 ± 0.06
O ₂	5.66 , 5.87	...	5.8 ± 0.2
CO ₂	7.3 , 7.5	7.97 ± 0.10	7.7 ± 0.2