

B 1

成層圏エアロゾル層の長期変動

On the long term variation of the stratospheric aerosol layer

林田佐智子 笹野泰弘 飯倉善和 清水 浩 (国立公害研究所)

Sachiko Hayashida-Amano, Yasuhiro Sasano, Yoshikazu Iikura,
and Hiroshi Shimizu

国立公害研究所

National Institute for Environmental Studies

SYNOPSIS We have been monitoring the stratospheric aerosol layer by a large lidar in NIES since September, 1982. We have observed the significant volcanic perturbation due to the El Chichon eruption in 1982 and minor perturbations in early 1986. The decay processes after those perturbations will be discussed. The vertically integrated backscattering coefficient is compared with the optical thickness measured in the same period.

はじめに

これまで、成層圏エアロゾルはその気候へ与える影響が重要視されてきたが、最近、エアロゾル表面でのオゾン破壊が中緯度でも起こり得るとの指摘がなされ¹⁾、あらたな興味の対象となっている。観測事実によれば、エルチチョン火山噴火後に成層圏オゾンが減少しており²⁾、オゾンホールと同様な表面反応によるオゾン破壊の可能性が考えられている。

また、これまで中緯度での成層圏エアロゾルの冬季増大が指摘され、圏界面高度の上下による成層圏の容量の変化が原因とされてきた。しかし、最近の成層圏エアロゾルの光学的厚みの長期変動を調べた研究³⁾では、冬季の低緯度から中緯度へのエアロゾル輸送が中緯度での季節変動に寄与していると指摘されている。また、1960年代に比べ、バックグラウンドの成層圏エアロゾルが増加しているとの指摘もあり⁴⁾、人間活動の影響も懸念されている。

これらの問題を検討していく上で成層圏エアロゾルのモニタリングは、ますます重要になっているといえよう。本発表では、国立公害研究所で行なわれてきた1982年以來の成層圏エアロゾル観測の結果をまとめ、上記の問題について議論する。

データ解析法

観測は国立公害研究所の大型レーザーレーダーを用い、以下の方法で観測データを処理した。

(1) 飯倉ら(1987)⁵⁾の方法を用いて、大気分子密度プロファイルに信号をマッチングすることで、後方散乱係数、散乱比を求めた。大気分子密度は館野のゾンデデータと米国標準大気モデルをつないで用いた。

(2) 一部のデータについては Iikura et al. (1987)⁶⁾の方法でS I Nの補正を行った。ただし、ホトマルゲート装備以降のデータについては主としてゲートのタイミングの異なる低ゲイン、高ゲインのデータをつないで用いた。

(3) 減衰補正を行うためにFernald (1984)⁷⁾の式を用いた。境界条件は(1)のマッチングをとった領域の midpoint で後方散乱係数 = 0 とした。

観測結果

(1) 積分後方散乱係数の長期変動

図1に15kmから30kmまで積分した後方散乱係数(以下IBCと記す)、最大後方散乱係数(β_{max})、最大散乱比(SR $_{max}$)の時系列を示した。最小自乗法で関数 $y = a + b \exp(-T/\tau)$ を当てはめて求めた曲線を図中に示した。(Tは日数) IBC、 β_{max} ともおよそ8カ月で減衰している。しかし、1986年1月にはネバドデルルイツ、クリウシェフスコア火山の噴火によるエアロゾル量の一次的増加があり、 β_{max} のこの期間の変化を一様な減衰と考えることはできない。しかし、これらの火山噴火のIBCへの影響は小さく、全球的にみれば光学的厚みへの影響はあまり大きくない。

(2) β_{max} , SRmaxの高度変化

β_{max} , SRmaxの高度の時系列をとると、ばらつきは大きいものの、エルチチョン火山噴火後の1982年から1983年に降下が顕著である。しかし、1984年まででこの傾向は終わっている。このことから、

- ①エルチチョン噴火で生じた火山性エアロゾルは、粒径が大きいため、重力沈降により圏界面近くへ降下し、成層圏・対流圏の空気の交換により対流圏へと流入した。
- ②1985年以降は成層圏エアロゾル層はバックグラウンド状態として説明できる状態に戻ったと考えられる。1986年についてもネバドデルルイツ、クリウシェフスコア火山の噴火の影響とみられる似たような傾向が観測された。

光学的厚みについて

積分後方散乱係数を他の研究者による光学的厚みの観測結果と比較した。例えば、1983年12月12日の観測では、仰角30度と45度の観測を南北にそれぞれ行ない、信号誘起雑音を除くために、フォトマルゲートのタイミングの異なる2つの信号(低ゲイン、高ゲイン)を得た。これらの信号比が一定になるところでふたつの信号をつないだところ、高度50km付近まで、大気分子密度プロファイルによく一致した。後方散乱対消散係数の比(S1)をいくつか設定し、減衰補正を含めて、光学的厚み(14km-30km)を計算した。仰角、南北方向の異なる4組のデータ間で、信号誘起雑音や、モデル大気の不確定さ、エアロゾルの空間的・時間的・非一様性などの系統誤差が要因と考えられる差が、光学的厚みにして約0.01みられたものの、1984年1月に航空機観測で得られている光学的厚み0.07²⁾を仮定すると、S1が約65と求められた。

参考文献

- 1) J. Geophys. Res., 94, 5029, 1989.
- 2) Month. Weath. Rev., 113, 641, 1985.
- 3) J. Geophys. Res., 1989 (to be published)
- 4) Hofmann, presented at NOAA/GMCC Annual Meeting, 1988.
- 5) 計測自動制御学会論文誌 23-1, 1987.
- 6) Appl. Opt., 26, 5299, 1987.
- 7) Appl. Opt., 23, 652, 1984.
- 8) 早坂、学位論文, 1988.

Fig. 1 Time variation of the vertically integrated backscattering coefficient (IBC), the peak value of the backscattering coefficient (β_{max}) and the peak value of the scattering ratio (SRmax).

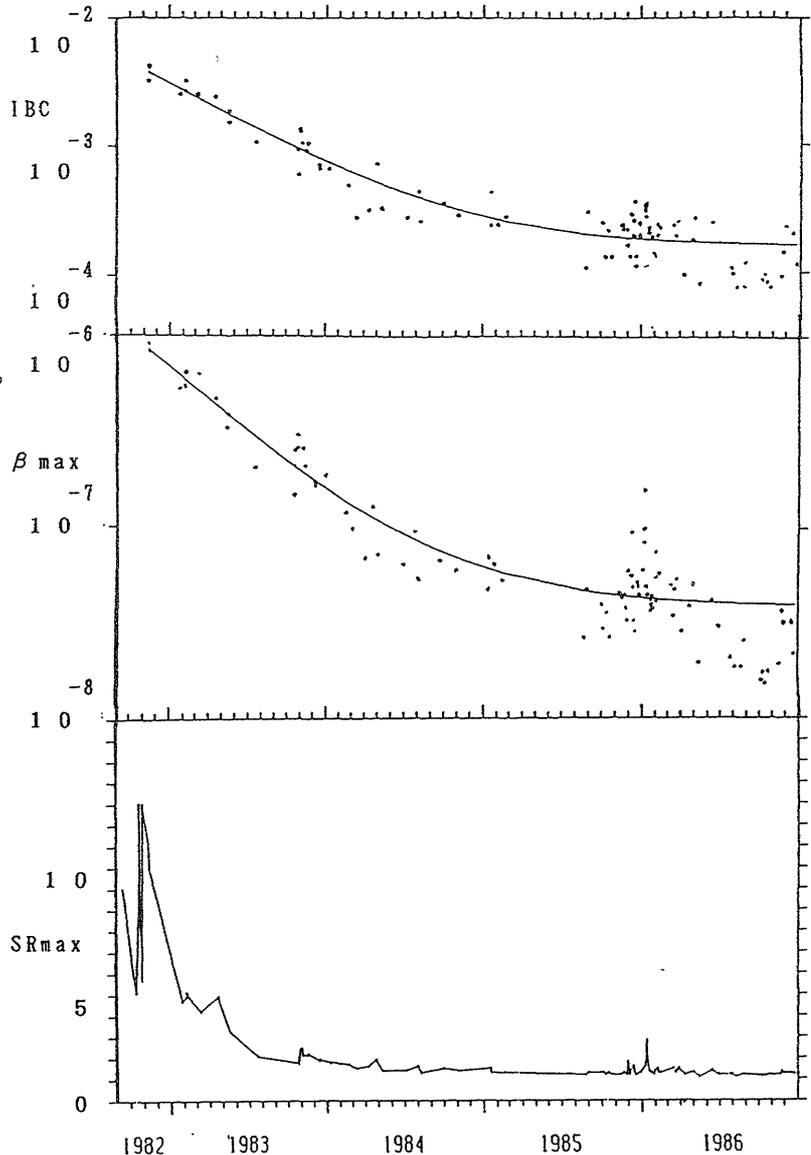


Fig. 1