

A-1 オゾン層の時間的・空間的変動の動態解明に関する研究

(5) 火山噴火がオゾン層に及ぼす影響に関する研究

研究代表者

国立環境研究所 中根 英昭

環境庁 国立環境研究所

地球環境研究グループ	オゾン層研究チーム	中根英昭・林田佐智子
	衛星観測研究チーム	笹野 泰弘
大気圏環境部	高層大気研究室	杉本 伸夫
		松井 一郎

郵政省 通信総合研究所

電波応用部	光計測研究室	板部 敏和・水谷耕平
(委託先)	名古屋大学太陽地球環境研究所	
		岩坂 泰信
		松永 捷司
		柴田 隆
		林 政彦

4年度合計予算額 15,815千円

〔要旨〕ピナツボ火山噴火による成層圏エアロゾルは1991年6月12日から15日にかけて噴火したが、このエアロゾル層をつくば（国立環境研究所）、稚内（通信総合研究所）、アラスカ（名古屋大学太陽地球環境研究所）で観測した。エアロゾル層は、6月28日には早くもつくばにその一部が現れた。エアロゾル層の主要部は9月以降、成層圏の西風の到来とともに北上した。稚内では11月に最大のピークを迎えたが、変動は大きかった。アラスカではエアロゾル層の主要部の上に、南方から大きな速度で輸送されてきた層があった。また、輸送、光学的厚さ、粒径分布について検討した。

〔キーワード〕ピナツボ火山、成層圏エアロゾル、レーザーレーダー、オゾン層、南北輸送

1. 序

成層圏エアロゾルの起源は、通常は地表起源の硫黄化合物と考えられている。しかし、大規模な火山噴火があると、大量の二酸化硫黄（SO₂）が成層圏に直接注入されるため、SO₂の酸化によって成層圏エアロゾルが飛躍的に増加する。この成層圏エアロゾルの表面で不均一反応（触媒反応）が引き起こされ、その結果、オゾンを破壊する物質（塩素酸化物、水素酸化物）が増加し、オゾ

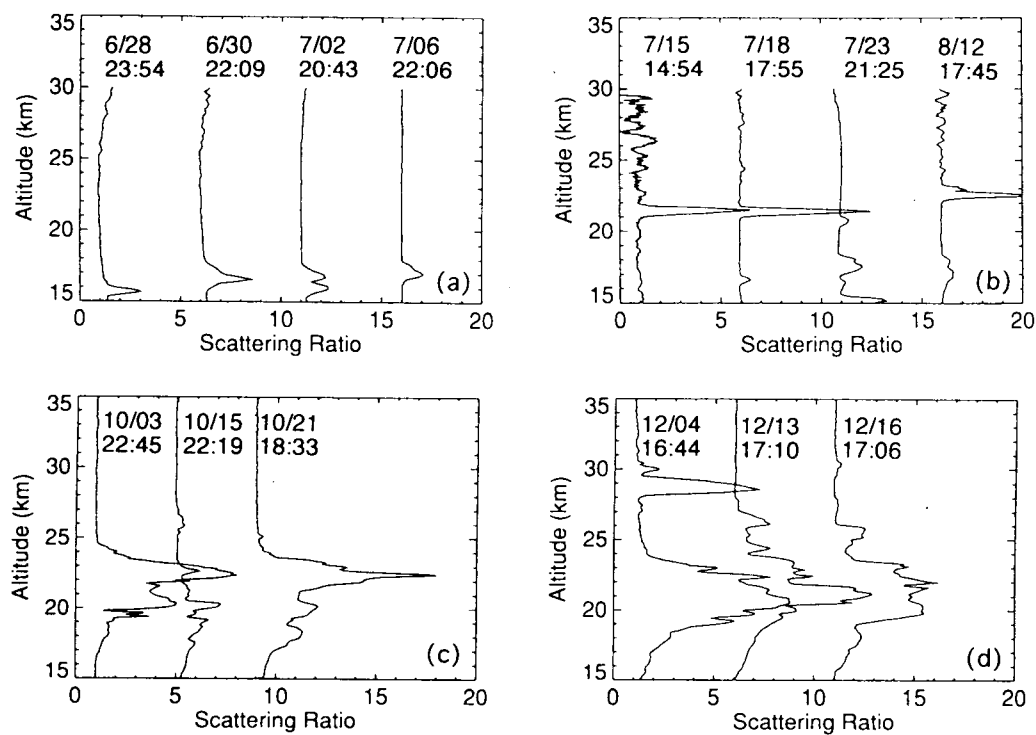


図1 つくばにおいて観測されたエアロゾル散乱比の鉛直分布

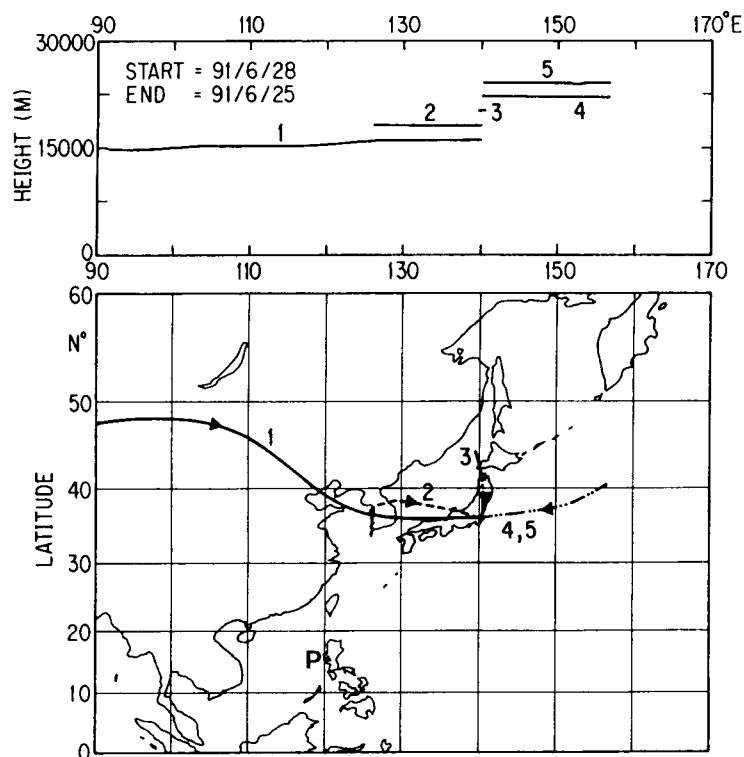


図2 等温位面上の後方流跡線解析結果。1991年6月28日、つくば上空に16、18、20、22、24kmの5つの空気塊を設定して後方流跡線を計算した。データは気象庁全球客観解析データを用いた。

ンが破壊されると考えられている。とりわけ、そのエアロゾルが極地方へ拡散していった「極成層圏雲 (Polar Stratospheric Clouds; PSCs)」の活動と重なり合うことがあれば、PSCsのオゾンホール形成への影響は極めて複雑な様相を示すことが予想される。また、日本の北部付近は、成層圏から対流圏へ輸送が世界的にみても最も盛んな地域であり、成層圏エアロゾルの輸送、及び対流圏への除去過程の研究の観点からも重要である。

1991年6月12日から15日に、フィリピンでピナツボ火山が大噴火を起こしたが、噴火の規模は今世紀最大規模と言われており、成層圏気温の上昇、熱帯成層圏におけるオゾン高度分布の変化等、様々な変化が成層圏に生じていることが報告されている。しかし、地球規模でのオゾン層への影響についてはそれ程明らかになっていない。

本研究では、つくば (国立環境研究所)、稚内 (通信総合研究所)、アラスカ (名古屋大学太陽地球環境研究所) において成層圏エアロゾルの動態を明らかにし、オゾン層への影響に関する研究に必要なデータを蓄積することを目的として、レーザーレーダー観測とデータの解析を行った。

2. 噴火直後の火山性エアロゾルの輸送過程

つくばにおいて最初にピナツボ火山起源と思われる成層圏エアロゾルの増加を観測したのは1991年6月28日、圏界面付近であった (図1)。噴火からわずか2週間後のことである。高度16、18、20、22、24 kmの後方流跡線を等温位面で解析した結果と天気図解析の結果、ピナツボ火山から発生したエアロゾルは、高度16 km付近では、北緯30度、東経90度付近にある高気圧に巻き込まれるようにしてつくば上空へ輸送されたことがわかった (図2)。下部成層圏での子午面輸送が、必ずしも一様におこるのではなく、高気圧 (あるいは低気圧) の存在によってイベント的に引き起こされる、興味深い事例である。

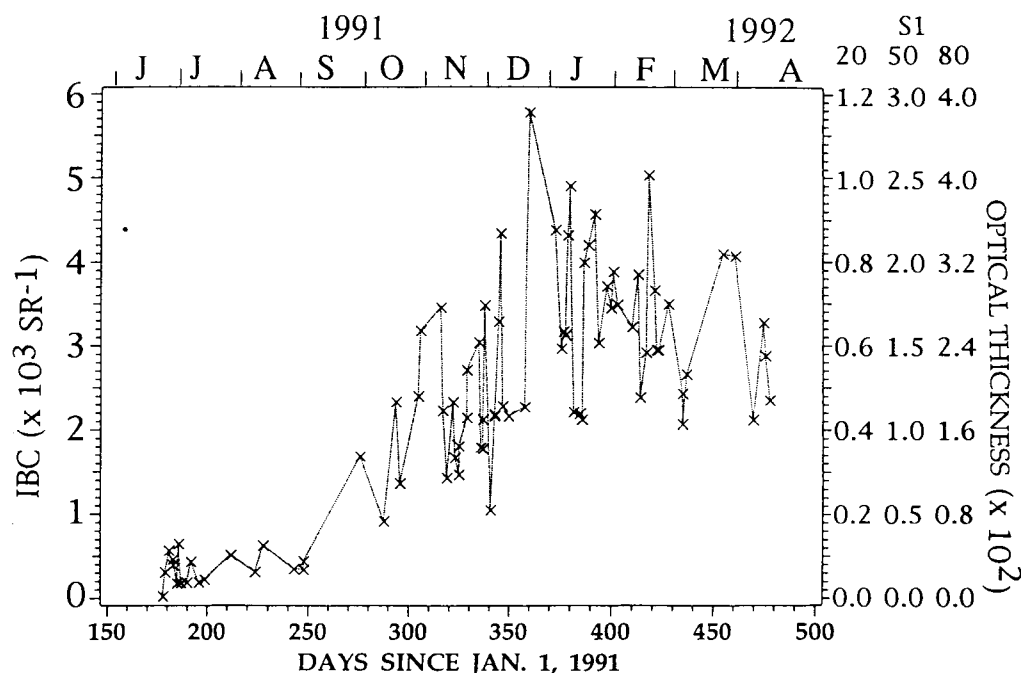


図3 高度15 kmから30 kmまで高度積分した後方散乱係数の時間変化。右側に光学的厚さを $s1 = 20, 50, 80$ に対応して示した。 $s1$ は消散係数と後方散乱係数との比。

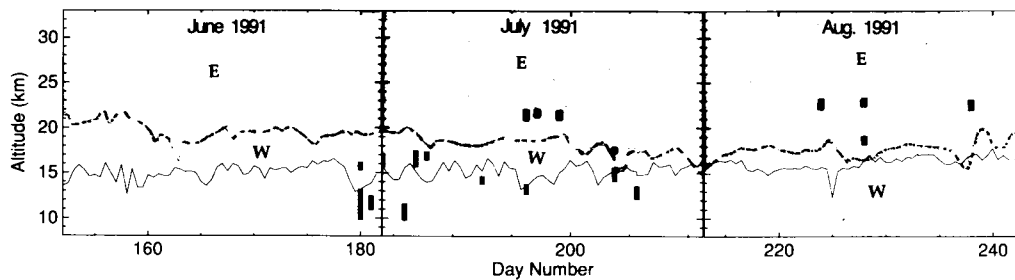


図4 つくば上空における風の東西成分の時間高度断面図。太い実線はエアロゾル層の領域を示す。散乱比2.0以上の領域を示した。細い実線は圏界面高度を示す。データは館野高層気象台の観測による。

3. 南北輸送について

3-1. つくばでの観測

図3に高度15 kmから30 kmまで積分した後方散乱係数の時間変化を示した。後方散乱係数はエアロゾルの質量濃度と対応する量と考えてよい。図3から、9月後半以降、エアロゾルの量が増えていることがわかる。つくば上空の風の時間高度断面を図4に示す。この解析によると、西風の卓越する季節に、エアロゾル層の幅が広がっている。西風領域では、プラネタリー波の存在が子午面輸送を促進し、低緯度の高濃度のエアロゾルを中緯度にもたらしたと考えられる。

3-2. 稚内での観測

稚内での観測は1991年8月28日が最初で、18 km付近に小さなピークが見られたが、つくばで高度22 km付近に見られたような鋭いピークは観測されなかった。10月に入ってから20 kmより高い成分も観測されるようになり、11月22日に最大の後方散乱比を観測した。この間、エアロゾル濃度の変動は極めて激しかったが、1992年に入ってから分布は比較的落ち着いてきており、高度分布が広がると共に、分布の中心が下がってきている(図5)。

3-3. アラスカでの観測

アラスカ大学の協力をえて1991年末にレーザーレーダー建設が終了し、その後1991年12月-1992年3月、1993年1月-1993年3月に観測が実施された。観測のためにアラスカ入りした1991年の11月には、地元では急に赤い夕焼けが出現しはじめたことに強い関心が見られていたことを考えると、この時期にピナツボ火山雲がアラスカ上空に到達していたと考えられる。ライダー観測はそのようなことが起きてから1ヶ月後に開始された。12月には本格的な観測が開始された。その時に得られた結果は、きわめて大きい散乱比を持った成層圏エアロゾル層が観測され、既に火山噴火の影響がアラスカ上空にも達していたこと明確にした(図6)。日本では、火山雲到来後、一ヶ月経過したときの状態を図7に示す、また、アラスカでのデータが得られた時期に対応する日本での結果は図8に示す。

Scattering Ratio

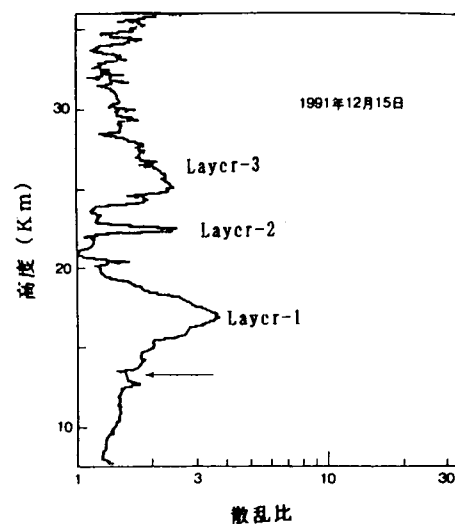
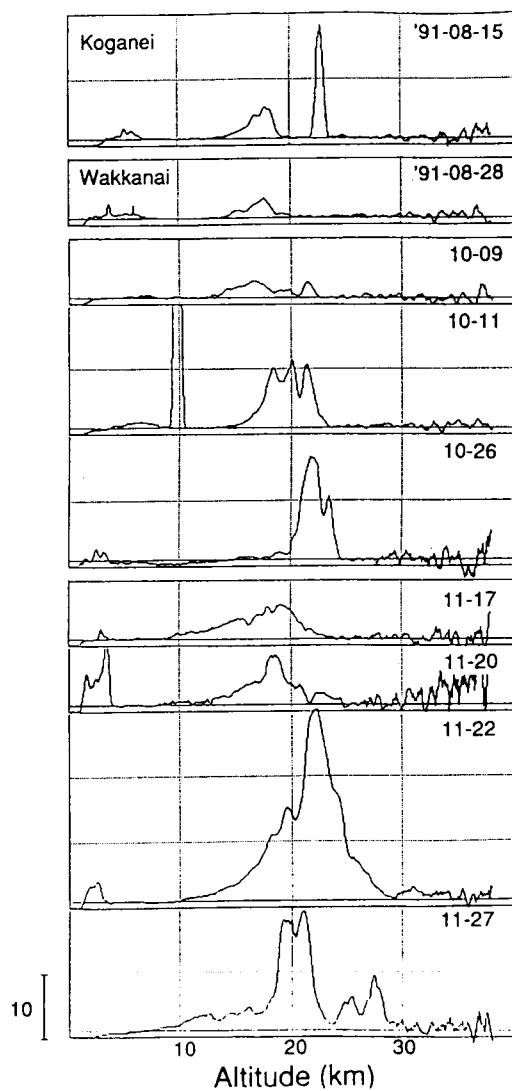


図 6 アラスカ（ポーカフラット）で観測されたエアロゾル層

図 5 稚内で観測されエアロゾル層

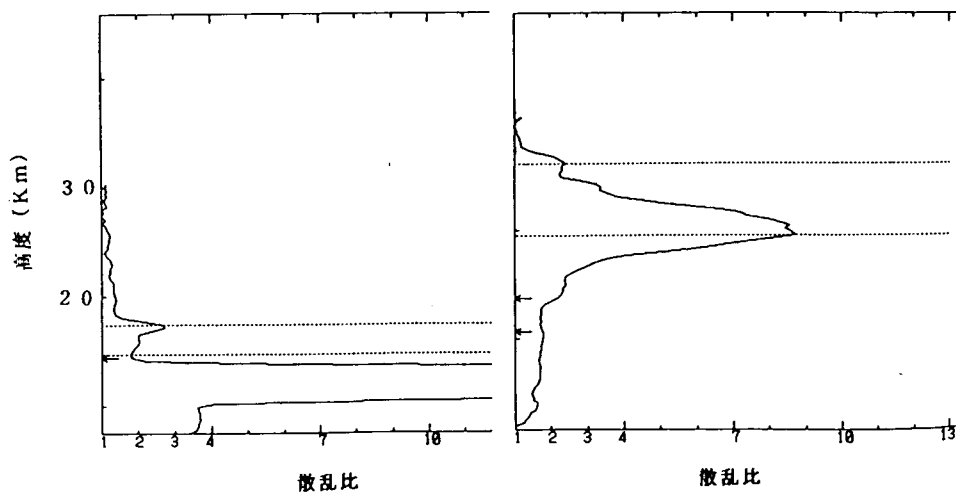


図 7, 8 豊川で観測されたエアロゾル層。図 7 は左（7 月 28 日）。図 8 は右（12 月 15 日）

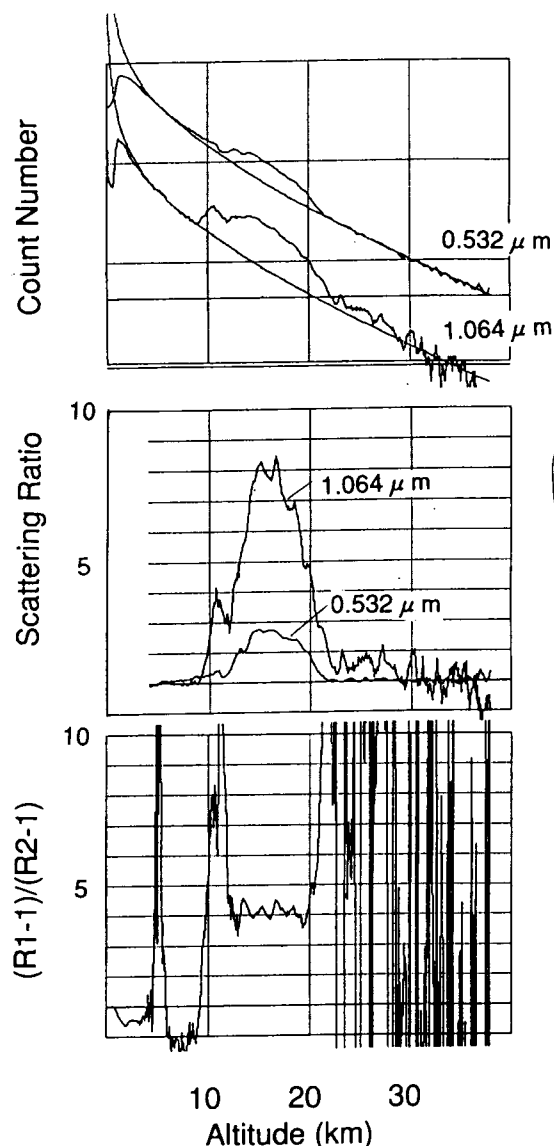


図 10 稚内における二波長レーザーレーダー観測

ライダーの観測結果は、図 6 に示すように全体的にきわめて高い散乱比を示している。対流圏界面の直上に見られるエアロゾル層 (Layer-1) は、日本の観測でもしばしば見られており特に火山噴火直後に急増した高度はこの高度であった。この層は、時にきわめて小さくなるもののかなり頻繁に観測されてきた。22 km 付近の比較的薄い層 (Layer-2) は、国内でも 8 月すぎからはきわめてつよく成長した層である。この Layer-2 の変動はおおきいものの秋以降はエアロゾル層の最も散乱比の大きい場所となっている。12 月に入ってから 25 km 以上に独立した層状の構造が認められるようになってきた。国内で見られているこの層が Layer-3 に対応すると考えられるが今後の検討が必要であろう。国内で観測しているかぎり、Layer-2 に相当する部分が圧倒的な大きさを占めてるのに対しアラスカでの観測結果が Layer-3 の大きさがかなり目立つと考えられるからである。

図 6 に得られた観測結果のうち注目される点は、1991 年 12 月の 25~28 km のピークである。現地の対流圏界面が 11 km 程度であったことを考えると、この高度は日本では 30 km

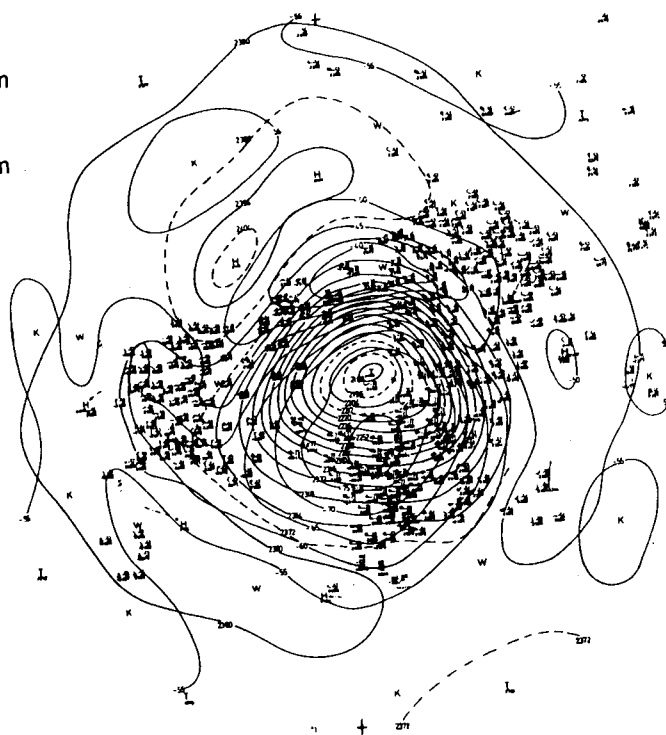


図 9 12 月 15 日の高層天気図
(図 6 の観測日)

m以上の領域に相当する。17 kmに中心をもつエアロゾル層は、世界各地で観測されているように広範囲に広がったピナツボ火山噴火物質を運んだ層に対応しており、アラスカにおいても観測されるのは当然視される。この火山性エアロゾルを含んだ空気塊の流跡線を追跡してみると、17 km主層は極渦の動きに対応して極の周辺を回っているが、27 kmの空気塊はかなり南方から直接観測点上空に運ばれたものと考えられた。観測当日の30 hPaの天気図を図9に示す。当日のポーカフラット上空は、極渦の中に入っているものの気温は -50°C と比較的暖かくPSCsの発生を促すものではなかった（水蒸気量や硝酸蒸気量が通常考えられる程度と仮定した場合には）。

このように、層によって観測点までやってきた経歴が大きく異なる場合が存在することが判明した。27 km層の散乱比がきわめて大きいことは、このような特異な経歴を持っていたことと大きな関連があろう。

4. 光学的厚さの推定

積分後方散乱係数は光学的厚さに置き換えることのできる量である。図3の右側に光学的厚みを $S1 = 20, 50, 80$ に対してしめした。 $S1$ はレーザーレーダーの波長における消散係数と後方散乱係数との比を表わすパラメータである。 $S1$ は通常は50程度であるが、火山噴火の後では粒径分布が変化し（大きな粒子が増加する）、 $S1$ が小さくなる。環境研究所の三波長レーザーレーダーによる観測では、 $S1$ が25–50と求められている。 $S1 = 50$ とすると、光学的厚さは最高で約0.03に達している。積分後方散乱係数の値は、エルチチョン火山噴火後の観測値を上回っており、地球熱収支に及ぼす影響が懸念される。

5. エアロゾルの粒径分布に関する観測

つくばでは、レーザーレーダーとオーリオールメータとの同時観測等によって、エアロゾルの粒径分布や表面積の推定を行っている（詳細は課題3にて報告）が、稚内においては $1.064\text{ }\mu\text{m}$ に加えて $0.532\text{ }\mu\text{m}$ での観測を1992年8月に開始した。図10に1992年10月26日の観測結果を示す。2つの波長での R （＝後方散乱比－1）の分布は非常によく似ており、噴火から1年以上経過した時点での火山雲の粒径分布は高度によってあまり変わらないようである。解析方法を改良することにより火山雲の粒径の絶対値を決めることができるようにするつもりである。

6. 極域における成層圏エアロゾル層の減衰過程

その後ほぼ1年経過した1993年2～3月の観測結果から、エアロゾル散乱比は従来指摘されてきた減衰率（あるいは減衰時間）を基に予想した減衰を示していない。すなわち、予想以上にピナツボ火山噴火の影響が長期化することが予想される。

7. まとめと今後の課題

ピナツボ火山噴火の極成層圏エアロゾル層への影響の程度がおおよそ把握できたこと、赤道から中緯度、及び極域へのエアロゾルの輸送が必ずしも単純ではなくきわめて短い期間に急速に輸送される場合があること、アラスカでの火山影響も減衰はきわめて緩慢でありオゾン層への影響

に注意が必要ながことが明らかになると共に、オゾン層への影響にとって重要な粒径分布に関する情報が得られた。1992年のオゾン全量は、グローバルに見て、前年までと比較して異常に小さくなっており、ピナツボ火山噴火との関係の有無が大きな問題となっている。エアロゾル層の減衰が極めてゆっくりしていることも踏まえ、今後さらに観測とデータ解析を強化する必要がある。

国際共同研究の状況

共同研究名 名古屋大学－アラスカ大学共同研究 カウンターパート アラスカ大学（米国）
参加・連携状況 1991年よりレーザーレーダーをアラスカに設置して観測。

研究発表の状況

Hayashida and Sasano, Stratospheric aerosol change in the early stage of volcanic disturbance by the pinatubo eruption observed over Tsukuba, Japan, Geophys. Res. Lett., 20, 575-578(1993).

Hayashida et al., Stratospheric aerosol increase after eruption of Pinatubo observed with lidar and aureolemeter, Proc. of the Quadrennial Ozone Symposium, 1992 (in press).

Iwasaka et al., Lidar measurements of stratospheric aerosols enhanced after the volcanic eruption of Mt. Pinatubo: Alaska, winter 1991/1992, Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 6, 1993 (in press).

水谷耕平他、通信総研におけるピナツボ火山成層圏雲の観測、第三回大気化学シンポジウム講演集、38-41、1992.