

ピナトゥボ火山噴火後の成層圏エアロゾル層のライダー観測
Lidar Observations of Stratospheric Aerosol Layer
after the Mt. Pinatubo Volcanic Eruption

永井 智広, 内野 修, 藤本 敏文
Tomohiro Nagai, Osamu Uchino and Toshifumi Fujimoto

気象研究所, 気象衛星・観測システム研究部
Meteorological Research Institute

<Abstract> The Mt. Pinatubo (15.14°N, 120.35°E) had explosively erupted on June 15, 1991. This eruption is thought to be one of the biggest eruptions in this century and the stratospheric aerosols injected by the eruption cause many meteorological effects globally. We observe the stratospheric aerosol layer at not only Tsukuba (36.05°N, 140.13°E) but also Naha (26.20°N, 127.68°E) using Nd:YAG lidars. Continuous observation is carried out at the former station and fine temporal and vertical variation of the layer was observed. The latter station was urgently developed to study transport process of dust particles in the stratosphere more precisely and some interest phenomena was found.

1. はじめに

1991年6月15日、フィリピン・ルソン島にあるピナトゥボ火山が大規模な噴火を起こした。この噴火の規模は衛星データなどから本世紀最大級のもと考えられており、大気中に放出された火山灰などは、成層圏、高度約30Kmにまで達し、また、その量は25~30Mtにもおよんでいるとの報告がなされている。このような火山噴火によって増加した成層圏エアロゾルは、その後2~3年にわたって成層圏に滞留し、広く地球環境全般に影響を及ぼす。過去何回かの大規模な火山噴火（アグン；1963年，フェゴ；1974年，エルチヨン；1982年など）が気候などに与えてきた影響を考えると、今回のピナトゥボ火山の噴火による成層圏エアロゾルの量、成分などの分布、時間変動などをはじめとするその実態を監視することは、火山噴火が気候などに及ぼす影響を正確に把握するために非常に重要な意味を持っている。

つくばの気象研究所においても、ライダーを用いた成層圏エアロゾルの観測を従来より行っているが、この噴火を契機に、頻度、項目などを強化し、成層圏エアロゾルの鉛直プロファイルの時間的にきめ細かく観測するとともに、粒径分布の情報を得るための多波長ライダーを用いた観測を行っている。また、このような大規模な火山噴火の影響は全地球的な規模の現象として現れるため、この影響を正確に捉えるためには全地球的に観測網を整備する必要がある。しかしながら、ライダーによる観測点は限られており、全地球的な対象を取り扱う際にははなはだ不十分であるのが現状である。

このような現状をふまえ、観測点を追加し、連携した観測を行うことでピナトゥボ山起源の成層圏エアロゾルの輸送過程等をより正確に把握することを目的とし、つくばでの観測に加え、沖縄気象台の協力を得て沖縄県、那覇市での観測を緊急に開始した。また、この観測点においてはエアロゾルの鉛直プロファイルのみでなく、粒子の形状を推定するための偏光解消度の観測も行っている。

2. 観測結果

観測は、つくば、那覇の両地点ともにNd:YAGレーザを用い、つくばでの多波長観測以外は2次高調波(532nm)を使用している。

Fig.1につくば(a)および那覇(b)で観測された成層圏エアロゾルの散乱比の鉛直プロファイルを示す。散乱比Rはエアロゾルと大気分子の混合比にほぼ比例した量で、 $R = (\beta_m + \beta_a) / \beta_m$

と表せる。ここで、 β_m は大気分子の後方散乱係数、 β_a はエアロゾルの後方散乱係数である。ピナトゥボ山より成層圏に注入されたエアロゾルは、噴火後およそ2週間程度でつくば上空まで運ばれ、まず、対流圏界面の直上（高度を入れること）に現れた。この層はその後にも継続して観測されたが、しばらくしてこれよりも若干高い20 Kmから22 Km程度の高度に散乱比が大きくしかし鉛直方向には薄い層が出現した。この層は7月20日頃と8月15日頃にそれぞれ2～3日程度の間に限って観測された。これは、成層圏中では対流圏界面に近い比較的低い高度で拡散が活発におこなわれ、また、20 Km以上の東風が卓越した領域では急速な拡散が起こらず、比較的濃いままのエアロゾルが固まったままで移流している様子を映し出していると考えられる。その後、夏期から秋期への季節の変化にともない成層圏の風系が変わるにつれ、比較的低い緯度帯に集中していたエアロゾルの高緯度への輸送が始まり、9月後半から散乱比が大きくまた鉛直方向にも厚みのある22から25 Km付近をピークとした層があらわれている。これは、Fig. 2 aに示すつくばにおける高度方向の後方散乱係数の積分値（エアロゾルのカラム総量に比例した量）の時間変化にもよく現れている。

さらに、11月22日には、那覇において30 Kmを越え33 Kmにいたる層にエアロゾルが現れ、その後一旦無くなったあと、12月に入って再び現れしばらく継続して観測された。つくばにおいては那覇で30 Kmを越える層が観測された数日後にほぼ同じ高度に似通った層が現れ、数日後には消えたことが確認された。この層はその後間欠的に数回観測されている。この層の両地点での出現の時間差、継続時間などは成層圏での物質輸送の過程を反映した結果と考えられる。

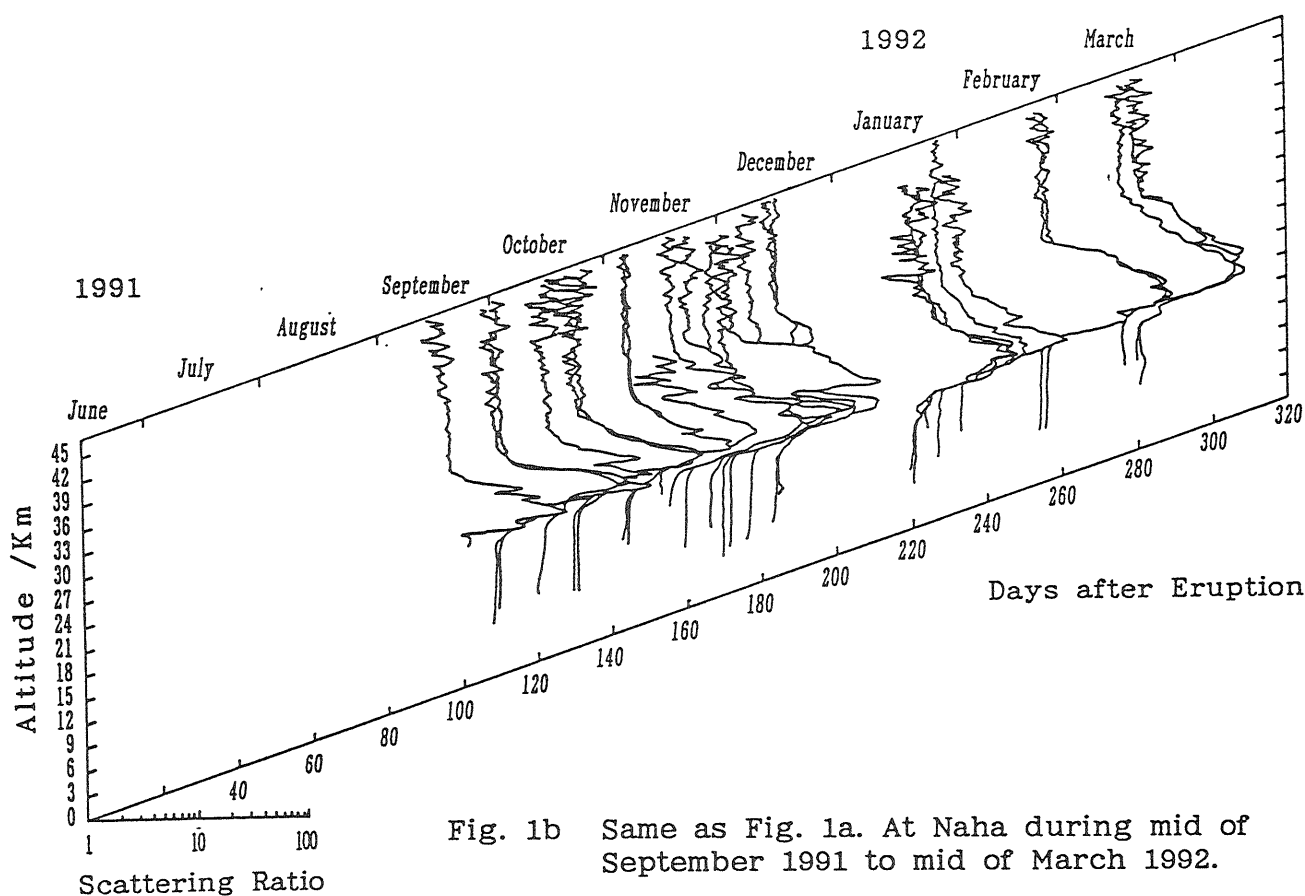
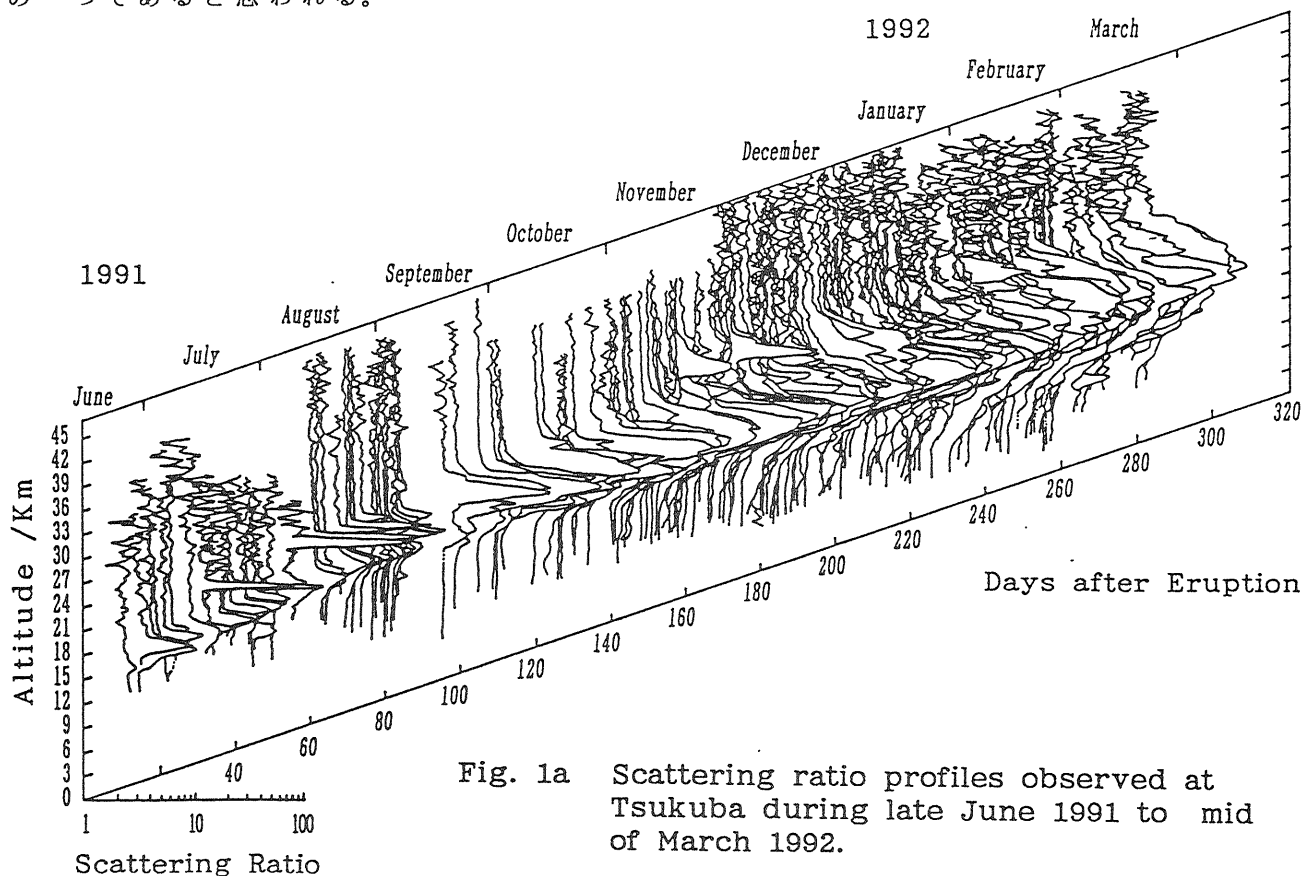
3. 偏光観測

偏光解消度の観測結果をFig. 3に示す。今回の偏光解消度の観測では、フォトンカウンタが1チャンネルのため、P成分、S成分、P成分、・・・、P成分のように、偏光2成分の観測を交互に繰り返し行うことで求めたので、天候が安定し晴れ間が多いときのみデータが得られている。Fig. 3 aには大気からの散乱の影響を取り除いたエアロゾルの偏光解消度のプロファイルを、Fig. 3 bには大気からの影響を取り除く計算を行う際に用いた散乱比のプロファイルを示してある。エアロゾルの存在する高度範囲と偏光解消度の大きい高度範囲を比較すると、偏光解消度の大きい領域はエアロゾル層の比較的低い部分に集中しており、また、この層の上端は時間の経過とともに徐々に下降していることがわかる。偏光解消度は反射体（ここではエアロゾルの粒子）がなめらかな球形からずれる度合いを示すパラメータと考えられるが、上記の結果はいびつな形をした比較的大きな粒子の火山灰が層の下部に、 SO_2 から化学的に生成された球形の硫酸液滴が上部にあることを示している。また、9月19日の時点で既に SO_2 が十分生成されていることもFig. 3からわかる。このように散乱比と偏光解消度の観測から、成層圏エアロゾルの組成の分布、また、それらの時間的な変化を追うことで成層圏中の化学変化の過程を調べる手掛かりがつかめる。

4. おわりに

以上、ピナトゥボ火山を起源とする成層圏エアロゾルについてつくばならびに那覇で行っているライダー観測について紹介した。今回のピナトゥボ火山の噴火の影響に対する科学的な興味、社会的な関心などは、地球環境に対する関心の高まりなどもあって過去の火山噴火の時以上の大きなものになっている。また、この間の解析・シミュレーション手法など気象学上の発達からくる観測への要望も高度なものとなり、また、観測手法自身もより高度なものとなっている。このような点をライダーについて考えてみると、過去の火山噴火、例えば1982年のエルチヨン火山の時と比べ、観測装置の進歩、各研究機関でのノウハウの蓄積などにより、個々の観測点をみれば、時間分解能・鉛直方向の空間分解能ともにより高分解能となり、観測頻度も多くなっている。しかしなが

ら、全地球的な観点からみれば、地球上の多地点で連携した観測が必要とされているが、この点に関してはまだまだ不十分な点が多いと考えられる。さらに、火山噴火が気候などへ与える影響の時間スケールは非常に長いこともあり、これらの点について十分な観測体制を整えることが今後の課題の一つであると思われる。



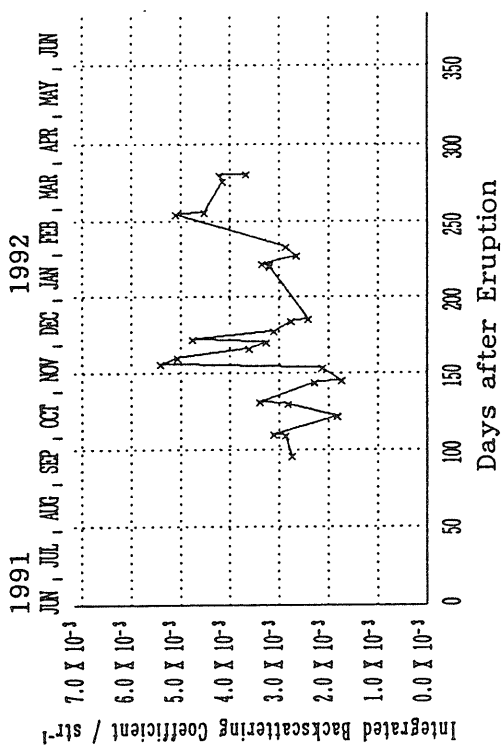


Fig. 2a Time variation of integrated backscattering coefficient (IBC) at Tsukuba.

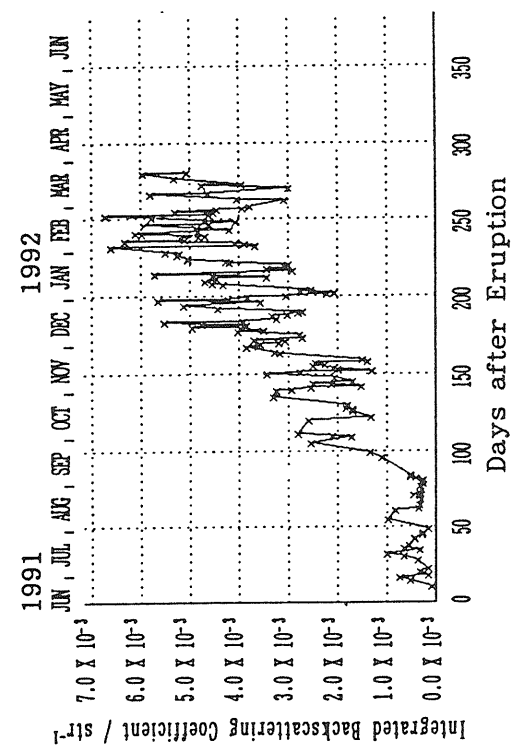


Fig. 2b Same as Fig. 2a. At Naha.

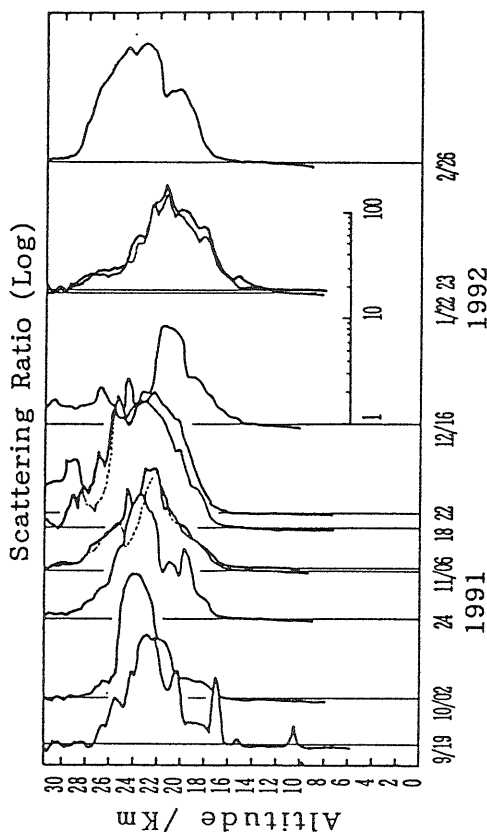


Fig. 3a Depolarization ratio profiles of stratospheric aerosols at Naha.

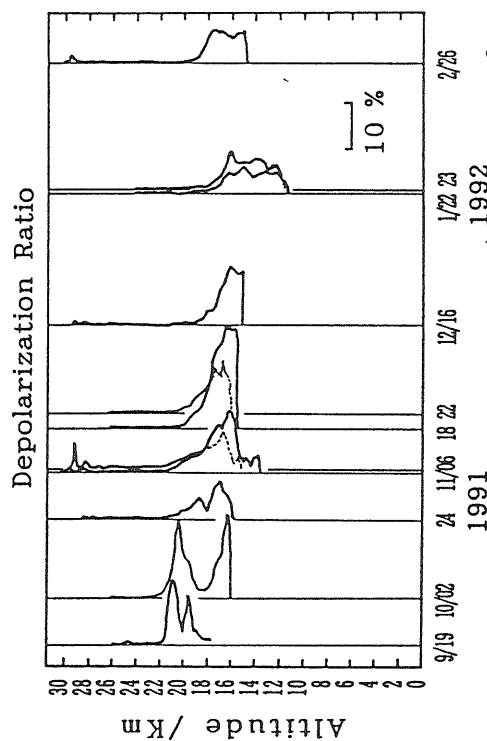


Fig. 3b Backscattering ratio profiles used to calculate true depolarization ratio of aerosols by subtracting the depolarized backscatter by the atmospheric molecules from illusive depolarization ratio.