

ピナトゥボ火山噴火による 成層圏エアロゾルのライダー観測

小林 啓二・斉藤 保典・鹿野 哲生・野村 彰夫
信州大学工学部情報工学科

Lidar measurements of the stratospheric aerosols injected by the volcanic eruption of Mt. Pinatubo

Keiji KOBAYASHI, Yasunori SAITO, Tetsuo KANO and Akio NOMURA
Department of Information Engineering, Faculty of Engineering, Shinshu University

Abstract: We have made lidar measurements of the vertical distribution of stratospheric aerosols over Nagano-shi (36.6°N, 138.2°E) for 35 months since the volcanic eruptions of Mt. Pinatubo on June 15, 1991. On the bases of lidar data of scattering ratio, backscattering coefficient, integrated backscattering coefficient and centroid height of aerosols, the time variations of stratospheric aerosols by the Pinatubo volcanic eruption are discussed in detail compared with other lidar data, satellite data and meteorological data.

Key words: ピナトゥボ, 成層圏エアロゾル, 火山性エアロゾル, ライダー
Mt. Pinatubo, Stratospheric aerosols, Volcanic aerosols, Lidar

はじめに

1991年6月15日にフィリピンのピナトゥボ火山(15.14°N, 120.35°E)が大噴火を起こした。その規模は、それまで今世紀最大と言われたエルチチョン火山噴火(1982)の規模を遥かにしのぎ、大気に注入された火山性エアロゾルは20~30メガトン(エルチチョン火山噴火の際は12メガトン)に達した¹⁾。大量の火山性エアロゾルは太陽光を反射し(日傘効果)、気温の低下を招く。また、最近ではフロンガスと反応してオゾン層を破壊しオゾンホールを拡大しているという研究報告も出されている²⁾。火山性エアロゾルは地球大気環境を悪化させる要因となりうるのである。

本研究で用いたライダーとは、レーザー光を大気中に射出し、その散乱強度からエアロゾル量を推定するものであり、優れた時間及び空間分解能を持つものである。ライダー観測は1963年にアメリカのMITのFiocco及びSmullinによるルビーレーザーを用いた大気観測が行われて以来³⁾、世界各地で行われている。

本論文では高層大気観測用ライダーシステムを用いたピナトゥボ火山噴火による火山性成層圏エアロゾル

の観測結果から、火山性エアロゾルの形態及び量の経時変化について検討した結果を述べる。

ライダーシステム

本研究で用いたライダーシステムの構成図をFig. 1に示す。送信系には波長589nmのフラッシュランプ励起色素レーザーと波長532nmのYAGレーザーの第二高調波を用いている。レーザー光はビームエキスパンダーを通して45°ミラーを介して上空に射出される。受信望遠鏡には直径1mのニュートン型望遠鏡を用いている。望遠鏡で集光された光は干渉フィルターを通して光電子増倍管で光電変換される。光電変換された信号は前置増幅・波高弁別器を通して、Multi channel counterに送られ、時間分解光子計数が行われる。その出力がパーソナルコンピュータに転送され、積算処理されて1次データとして保存される。パーソナルコンピュータに取り込まれた信号は距離自乗補正を施されて、Aスコープ(距離-受信信号強度)としてリアルタイム表示と同時にプリンターにも出力される。また、1次データベースに保存されたデータは、散乱比、積算後方散乱係数の解析に用いられ、特に長

Table 1 ライダーシステムの性能

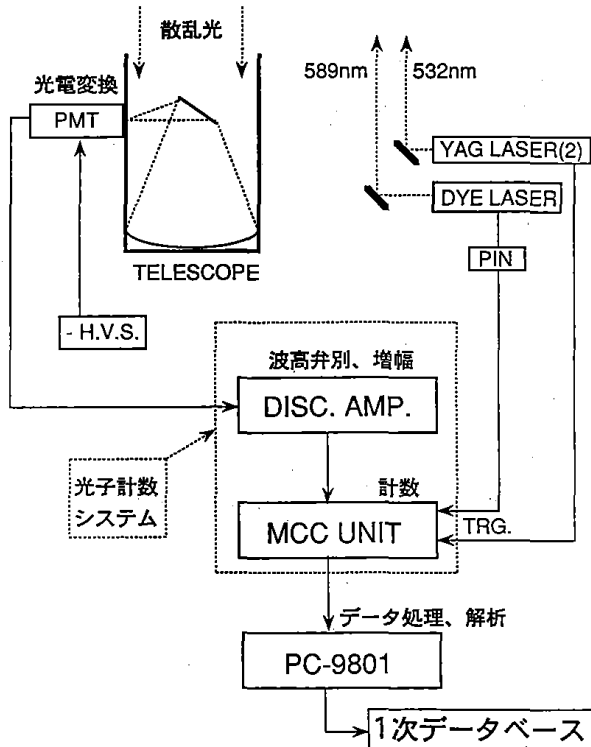


Fig. 1 ライダーシステムの構成図

期間の季節変化の解析に用いられる。ライダーシステムの性能を Table 1 に示す。詳しい観測システムと解析方法については信州大学工学部紀要第75号 (1995)⁴⁾ を参照されたい。

観測結果

ここでは、観測結果を散乱比 R 及び後方散乱係数 (Backscattering Coefficient) β を高度方向に積算した積算後方散乱係数 (1/sr) で示す。散乱比 R は以下の式で定義される。

$$R(z) = \frac{\beta_M + \beta_A}{\beta_M} = 1 + \frac{\beta_A}{\beta_M}$$

- β_M : 大気分子によるレーラー散乱体積後方散乱係数
- β_A : エアロゾル粒子によるミー散乱体積後方散乱係数

散乱比の日変化を Fig. 2 に示す。グラフは縦軸に高度、横軸に散乱比がとってあり、1991年6月14日～1994年4月21日までの観測解析結果を示している。矢印は第1対流圏界面高度を示している。1991年6月14日～1994年8月4日までの積算後方散乱係数の日変化を Fig. 3 に示す。積算後方散乱係数とは光学的にみたエアロゾル層の全量を表す。グラフ中の直線は成層圏エアロゾルのライフタイム (decay time) を表している。また、エアロゾル重心高度及び第1対流圏界

Transmitting system		
Laser	DYE (SLL-500)	YAG(Surelite-10)
Wavelength	589.0 nm	532.0 nm(SHG)
Linewidth	3.0 pm	0.1 nm
Output energy	80-100 mJ	110 mJ
Pulse length	500 ns	6 ns
Pulse rate	0.2 Hz	10 Hz
Beam divergence	< 1.0 mrad	< 1.0 mrad
Receiving system		
Telescope	Newtonian (diameter 1 m)	
Field of view	0.5~6 mrad (variable)	
Optical bandwidth	1.0 nm	3.0 nm
Optical efficiency	9 %	
Quantum efficiency	15 % (R943-02)	16 % (R943-02)
Signal processing system		
Detection	Range-gated photocounts	
Height resolution	0.1~9.9 km(variable)	
Processing unit	Personal computer	

面高度の季節変化を Fig. 4 に示す。

6月14日のデータは噴火の前日の観測データであり、火山性エアロゾルは存在していない。高度25~30km に存在している層はノイズであると考えられる。この日の積算後方散乱係数の値から、火山性エアロゾルの存在しない通常の成層圏の積算後方散乱係数はおよそ 3×10^{-5} (1/sr) であることがわかる。7月18日のデータでは高度15km に層が存在している。後述するが、これは火山性エアロゾル層である可能性が高い。成層圏エアロゾル層は長野市上空に18日前後に到達したものと考えられる。7月21日には、高度18km 付近、対流圏界面真上にエアロゾル層が観測された。高度11km の散乱比の大きな層は対流圏内の雲 (シーラス) である。この日の積算後方散乱係数は 3.4×10^{-4} (1/sr) であり、通常の成層圏の値と比べて10倍にもなっている。8月17日には、7月21日に観測された高度18km 辺りの層とは別に、22km 付近に散乱比の大きな薄い層が現れ、2層構造を成しているが、9月28日には、2層あったエアロゾル層が1つにまとまって高度16km ~25km の非常に厚い層となった。この日の積算後方散乱係数は 2×10^{-3} (1/sr) を越えており、上空のエアロゾル量が8月17日と比べて4倍以上に増加した事を示している。10月からは、9月28日のデータの大きな層が複数のピークを持つ多層構造になっていることがわかる。12月5日には高度21km を中心とする大きな層に加えて高度29km 付近に散乱比の大きな層が出現し、積算後方散乱係数値が 2×10^{-3} (1/sr) を越えた。12

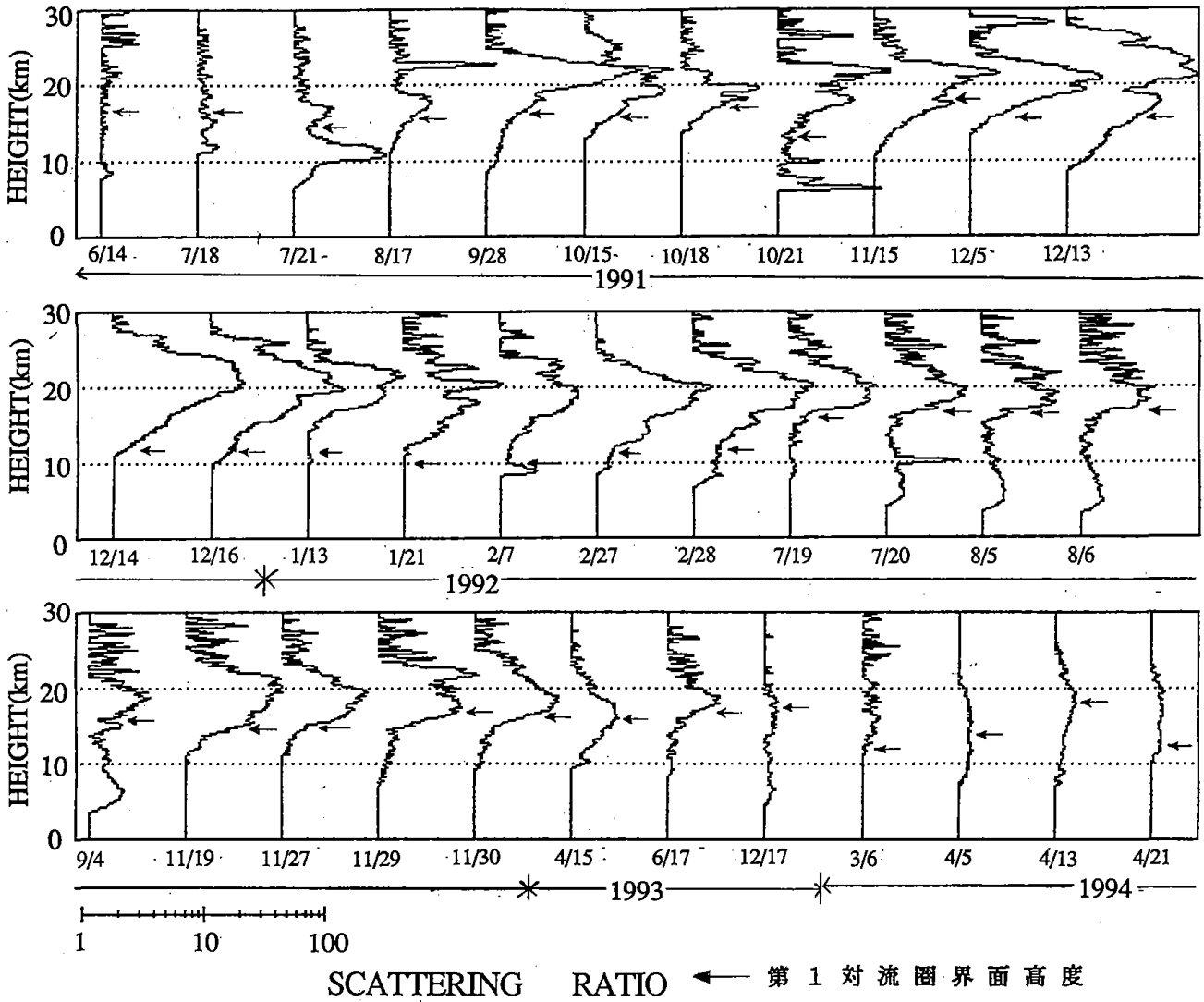


Fig. 2 散乱比の日変化

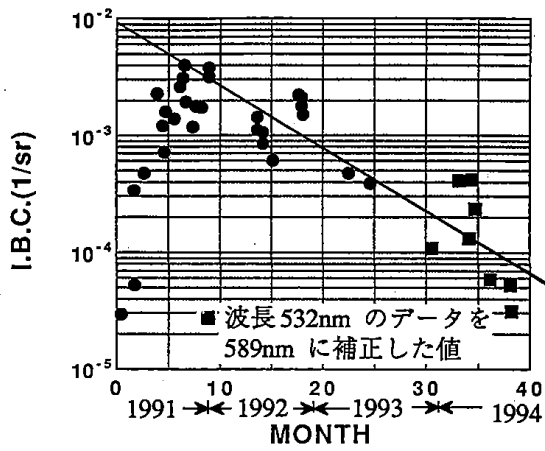


Fig. 3 積算後方散乱係数の日変化

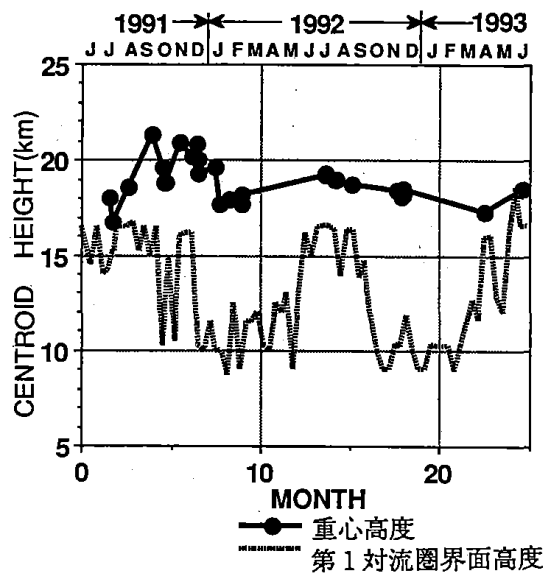


Fig. 4 エアロゾル重心高度及び第1対流圏界面高度の季節変化

月13日には、4つのピークを持っていた層が14日の観測では1つのまとまった層になっている。同月5日のデータで出現した高度29kmの層は消えている。16日には14日の時の層に加えて高度26kmに薄い層が出現した。13日～16日の僅か4日間で層の形態が大幅に変化していることから、この時期の成層圏エアロゾル層は激しく動いていた事がわかる。また、この4日間で積算後方散乱係数はピークに達し、特に同月14日には観測上最高値である積算後方散乱係数値 3.98×10^{-3} (1/sr) が得られている。

1992年1月に入ると積算後方散乱係数が一旦減少したが、2月27,28日の観測では1991年12月に記録した値に匹敵するほど積算後方散乱係数が再び増加している。成層圏エアロゾル層は1月、2月を通して高度19km付近を中心とする1つの大きな層として存在しているが、例外的に1月21日は、高度18km, 20km, 22kmに散乱比の大きなピークを持ち、それ以上の高度では多数の細かなピークを持つ多層構造を成している。Fig. 4から、噴火後、重心高度が高くなり、1991年12月頃から低くなりはじめている事がわかる。これは初期に高い高度に注入されたエアロゾルが徐々に降下している事を示している。7月のデータでは、散乱比及び積算後方散乱係数が1月～2月のデータと比べて減少している事がわかる。依然として高度19kmを中心とする散乱比の大きな層が存在し、24km以上の高度では散乱比が2～3程度の薄い層が多数存在している。11月の観測データでは同年9月の時のデータと比べて散乱比及び積算後方散乱係数が再び大きくなった。11月29日のデータでは、散乱比の大きな層の高度が19kmから17km付近まで下がり、新たに高度21kmにエアロゾル層が出現した。しかし翌30日のデータではその層は存在していない。11月に観測したデータの積算後方散乱係数が9月の積算後方散乱係数と比べて再び増加した事に関しては考察で検討を行う。

1993年4月15日と6月17日のデータでは、散乱比及び積算後方散乱係数は共に減少傾向にあることがわかる。長野市上空に成層圏エアロゾルが到達してから2年5カ月経過した1993年12月17日のデータでは、成層圏エアロゾル層はわずかに存在している。積算後方散乱係数の値もまだ成層圏がクリアであった時の値に達していない。1995年になってからは、成層圏エアロゾルはほとんど存在しておらず、8月の積算後方散乱係数の値はほぼ成層圏がクリアになった事を示している。

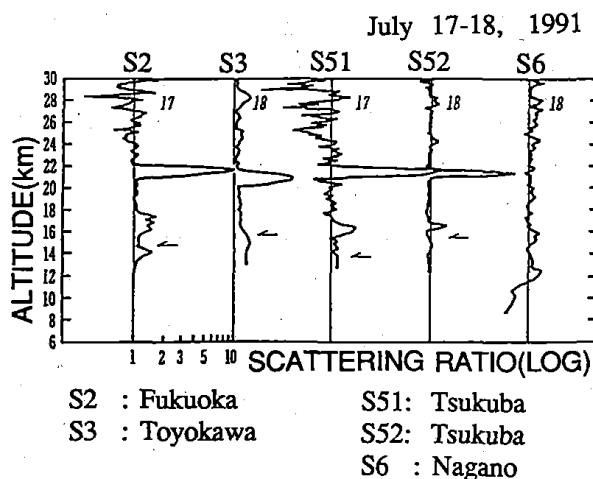


Fig. 5 日本の各観測基地での観測結果

考 察

ピナトゥボ火山による火山性エアロゾルが初めて長野上空に到来したのは1991年7月18日前後であると考えられる。衛星観測 (SAGE II) による火山性エアロゾルの拡散の様子¹⁾をみると、ピナトゥボ火山噴火後上空に上がった火山灰の内、成層圏まで上がったものは赤道付近 (南北20°以内) に留まっていた。しかし、対流圏界面高度付近のものは両極に向かって拡散している。したがって本観測で得られた7月18日のデータの対流圏界面高度直下の層は対流圏界面付近を拡散してきたエアロゾル層である可能性が高い。他のライダー観測基地においても、本観測と同じく最初に対流圏界面付近に火山性エアロゾルが観測されている⁵⁻²¹⁾。

また、7月18日の観測においては特筆すべき事が起こった。それに関して、当日の日本の各観測基地での観測結果を Fig. 5 に示す。各観測基地とも対流圏界面付近に小さな火山性エアロゾル層、高度22km付近に薄い散乱比の大きなエアロゾル層が観測されている。しかし長野での結果 (Fig. 5: S6) では対流圏界面付近のエアロゾルは僅かに存在するものの、高度22km付近には全くエアロゾル層が存在しない。これには以下の2つの理由が考えられる。

1. 火山性エアロゾル層が緯度的に長野まで到達していない。
 2. 火山性エアロゾル層の密度分布が非常に不均一である。
- 1.の理由に関連して7月18日夜9～10時の高度20km (50hPa) における風向きを Fig. 6 に示す。図中の矢

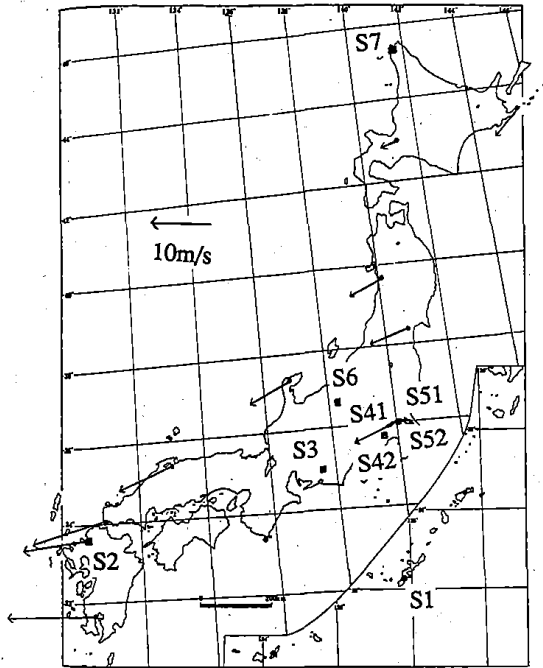


Fig. 6 日本上空（高度20km）の風向
(1991年7月18日21:00~22:00)

印は風向を、長さは風速を示す。またS1~S7はライダー基地を示す。日本上空はほとんどの地域で北東~東北東の風である。この風がエアロゾルの北への拡散を妨げ、この当時ライダー基地中最北に位置する長野では観測されなかったと考えられる。しかし、長野とつくばでは0.5しか緯度の差がない事を考慮すると1の理由だけで説明するのは難しい。2の理由を示す例として、700mしか離れていない気象研究所(S51)と国立環境研究所(S52)の観測結果で層の大きさが1.7倍も違ったという事があった⁶⁾。今回のこの高度22kmの層の欠如は、1.と2.の理由が重なって起こったものではないかと考えられる。

1991年8月17日には高度17kmを中心とする層と高度22kmを中心とする層が存在した。しかし9月28日の観測結果では対流圏界面高度から高度25km付近までの大きな1つの層のみ存在する。この1か月の間の層の形態の大きな変化には成層圏における風向きの変化が関与していると考えられる。輪島上空での風向の東西成分の高度分布をFig. 7に示す。このグラフは高層月報²²⁾のデータを用いて作成した。図から、9月までは対流圏は西風、成層圏は東風である(中緯度帯夏の風系)が、9月から10月にかけて冬の風系に変わり、対流圏、成層圏共に西風が卓越する。従って、9月中旬頃までの観測結果のうち、高度22kmに出現した層は東風によって運ばれたエアロゾルであり、対

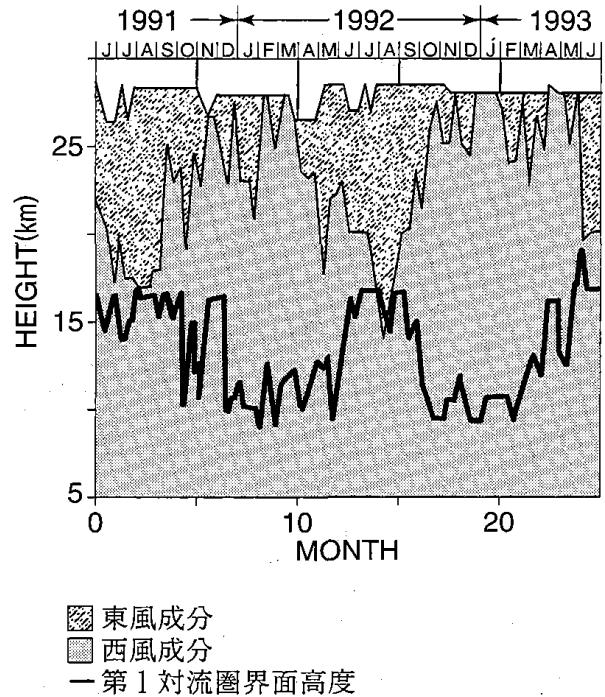


Fig. 7 輪島上空での風向の東西成分の高度分布

流圏界面付近の層は西風によって運ばれたと考えられる。9月下旬以降は冬の風系に変わり、2層に分かれていた層が1つになったと思われる。これはシミュレーション結果²³⁾とも一致している。

他の観測基地においても同様の観測結果が得られている。ドイツのガーミッシュパーテンキルヘン(47.5°N, 11.1°E)での観測結果¹⁶⁾では、最も早く到達した火山性エアロゾルは対流圏界面付近である。8月に入り高度25kmに層が出現し2層構造となるが、冬の風系にかわる10月になると2層が1つに合体し1つの大きな層になっている。

1991年の秋から冬にかけて火山性エアロゾルは急激に増加した。また1992年の秋から冬にかけても再増加が確認されている。地上から高度70kmまでの数値モデルを用いた計算結果によるオイラー的の子午面循環²⁴⁾によると、高度22km付近の夏の風向は極から赤道へ向けての北風になっているが、冬の風向は赤道から緯度35°付近へ向けての南風になっている。よって今まで北風により赤道付近に抑えられていた高度20km以上の成層圏エアロゾルは、冬の南風に乗り中緯度帯へ拡散していったものと考えられる。秋から冬にかけての成層圏エアロゾルの大幅な増加は、この南北輸送によって赤道付近に停滞していた成層圏エアロゾルが大量に中緯度帯に注入された事を示している。また1992年の再増加に関しては、ピナトゥボ火山の二次噴火及

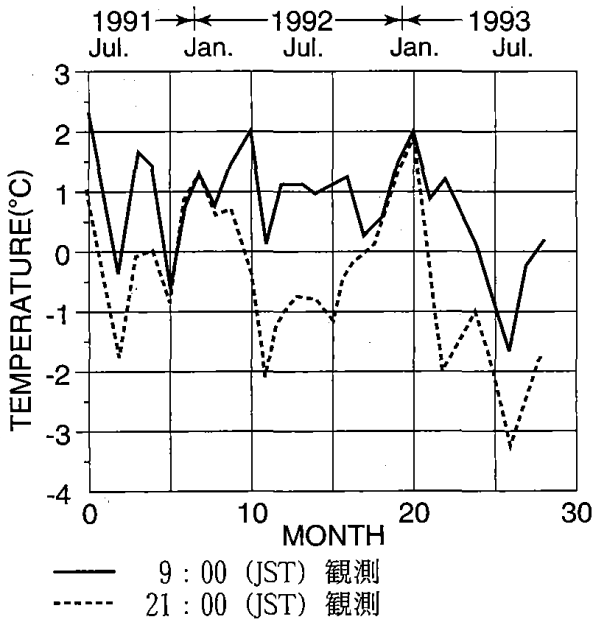


Fig. 8 輪島での地表面付近での、各月全日の朝及び夜観測の平均気温と1961~1990年の各月の平均気温との温度偏差

びアラスカの火山噴火も関与しているという報告もある¹³⁾。

Decay time (Fig. 3) からすると、今後ピナトゥポ火山と同程度の火山噴火が起こった場合、成層圏がクリアになるまでおよそ3年半程度かかるものと思われる。

輪島の地表面付近での、平均気温(1961~1990年の平均値)からの温度偏差を Fig. 8 に示す。火山性エアロゾルが最も増加した1991年冬には太陽光の直達日射量の減少による温度降下は見られず、かえって平年よりも暖かい暖冬傾向であったことがわかる。平均気温より低い傾向を示したのは1993年の夏期における冷夏の時期であるが、その時には成層圏エアロゾル層はピーク時と比べて1/10程度に減少していた。太陽光の直達日射量の減少が2年遅れて地表面温度の降下の原因になったとは考えにくい。従って、ピナトゥポ火山噴火による成層圏エアロゾルは地表面付近の温度変化にはほとんど影響を及ぼしてはいない。むしろ、拡散していった極付近での科学反応によるオゾンホール増大²⁾ に多大な影響を与えたと考えられる。

おわりに

本論文では1991年6月15日に噴火したフィリピン・ピナトゥポ火山噴火による成層圏エアロゾルのライダー観測結果について述べ、火山性成層圏エアロゾルの

動向について考察を行った結果についてまとめた。

文 献

- 1) L. McClelland, D. Lescinsky and M. Slaboda: Global volcanism network, Smithsonian Institution, 16, No.6, 1991.
- 2) 小口高, 岩坂泰信編: 北極圏大気の変動ピナトゥポ火山とオゾン, 名古屋大学太陽地球環境研究所, 72-76, 1993.
- 3) G. Fiocco and L. D. Smullin: Detection of scattering layer in the upper atmosphere (60-140km) by optical radar, Nature, 199, 1275-1276, 1963.
- 4) 小林啓二, 齊藤保典, 鹿野哲生, 野村彰夫: 信州大学における高層大気観測用ライダーシステム, 信州大学工学部紀要, No.75, 1995. (印刷中)
- 5) S. Hayashida and Y. 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.
- 6) O. Uchino et al: Observation of the Pinatubo Volcanic Cloud by Lidar Network in Japan, J. Meteor. Soc., 71, 285-296, 1993.
- 7) 阿保真, 長沢親生: TMU ライダーによるピナトゥポエアロゾル観測結果の解析, 第1回大気ライダー観測研究会講演集, 28-30, 1993.
- 8) 岩坂泰信, 林政彦, 柴田隆, 長谷正博, 中田, 小塩哲朗: 成層圏ピナトゥポ噴火エアロゾルの変動, 同上, 25-26, 1993.
- 9) 藤原玄夫, 秋吉英治, 井川誠司: ピナトゥポ火山雲-福岡におけるライダー観測, 同上, 27, 1993.
- 10) Q. Jinhuan, S. Jinhui, L. Daren, X. Qilin and Z. Jinding: Lidar measurements of stratospheric aerosol over Beijing and Atractic, 17th International Laser Radar Conference (Sendai, Japan), 363-366, 1994.
- 11) M. Yasui, S. Ikawa, H. Nonaka, K. Shiraishi and M. Fujiwara: Variation of Pinatubo volcanic aerosols observed by lidar in Fukuoka Japan, ibid., 368-370, 1994.
- 12) O. Uchino: Global lidar monitoring of the Pinatubo volcanic aerosols and their effects on climate, ibid., 381-384, 1994.
- 13) T. Itabe and K. Mizutani: Observations of Pinatubo volcanic clouds at Wakkanai (45.4° N,

- 141.7°E), *ibid.*, 434-435, 1994.
- 14) Y. Iwasaka, M. Hayashi, T. Shibata, M. Nagatani, H. Nakada and T. Ojio: Lidar measurements of stratospheric aerosol over Toyokawa, Japan, after the eruption of the June 1991 Mt. Pinatubo--Stratospheric temperature anomalies due to the Pinatubo aerosol--, *ibid.*, 440-441, 1994.
- 15) M. Abo and C. Nagasawa: Pinatubo Stratospheric aerosol layers observed routinely by a 589nm lidar, *ibid.*, 442-443, 1994.
- 16) H. Jager: The Pinatubo eruption cloud observed by lidar at Garmisch-Partenkirchen, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 191-194, 1992.
- 17) J.M. Post and J.G. Grund: Observations of Pinatubo ejecta over Boulder, Colorado by lidars of three different wavelengths, *ibid.*, **19**, 195-198, 1992.
- 18) T. Deshler, D.J. Hofmann, B. J. Johnson and W. R. Rozier: Balloonborne measurements of the Pinatubo aerosol size distribution and volatility at Laramie, Wyoming during the summer of 1991, *ibid.*, **19**, 199-202, 1992.
- 19) P. D. Girolamo, M. Cacciani, A. d. Sarra, G. Fiocco and D. Fua: Lidar observations of the Pinatubo aerosol layer at Thule, Greenland, *ibid.*, **21**, 1295-1298, 1994.
- 20) G. Vaughan, D. P. Wareing, S.B. Jones, L. Thomas and N. Larsen: Lidar measurements of Mt. Pinatubo aerosol at Aberystwyth from August 1991 through March 1992, *ibid.*, **21**, 1315-1318, 1994.
- 21) H. Chen, J.R. Yu and C.Y. She: Arrival of Pinatubo Disturbances in the Stratospheric Aerosol Layer over Fort Collins, CO, Observed by a lidar at 589nm, *Appl. Phys.*, **B55**, 159-163, 1992.
- 22) 気象庁編: 高層月報 AEROLOGICAL DATA OF JAPAN, JUNE 1991-AUGUST 1994, 気象庁
- 23) Y. Nikaidou: A Numerical Simulation of Diffusion of the Pinatubo Volcanic Plume in June 1991. Research activities in atmospheric and oceanic modeling, G. Boer, Ed., CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation, 1993.
- 24) 松野太郎, 島崎達夫: 大気科学講座 3 成層圏と中間圏の大気, 東京大学出版会, 138, 1981.

(受付 1995年2月9日)