

名古屋ライダーと衛星搭載ライダーで観測されたイエメン領アルタイール火山噴火雲
Volcanic clouds from Jebel at Tair (Yemen) detected by ground based and space borne lidar

柴田隆、瀬瀬丈晴

Takashi Shibata, Takeharu Kouketsu

名古屋大学大学院環境学研究科

Graduate School of the Environmental Studies, Nagoya University

Abstract

Volcanic clouds from the eruption of Jebel at Tair (south-central Red Sea, Yemen) on 30th September 2007 were observed by ground based lidar at Nagoya, Japan, and also by the space borne lidar CALIOP. The cloud was detected as a non-depolarized cloud layer in the upper troposphere by ground based Mie/Depolarization lidar at Nagoya. Clouds with similar characteristics were observed by both lidars at ground level and in space. By tilted lidar observations it was demonstrated that these clouds were not composed of ice particles. Back trajectory analysis confirmed their origin to be the said eruption. The estimated total mass of the cloud particles by lidar-observed data coincides with the estimated sulfuric acid oxidized from SO₂ included in the volcanic cloud observed by AURA satellite. All of the clouds were observed at altitudes lower than the cold point tropopause for a week after the eruption. Since then parts of the clouds were observed in the stratosphere, indicating transport from the troposphere to the stratosphere.

1. はじめに

1982年に噴火したエルチヨン火山や1991年に噴火したピナツボ火山のような大規模噴火によって成層圏に直接注入される噴火雲は、影響大で注目を浴び、噴火直後から種々の方法によって観測される。これらの観測の結果、大噴火の噴火雲がもたらす気候影響は現在極めて詳細に評価されている¹⁾。対照的に、比較的小規模な火山噴火の噴火雲は限られた測定が行われるのみで、その気候影響は明らかでない。噴火雲が対流圏に止まった場合、降雨による除去過程が有効であるため大気中に滞留する時間は数週間程度であり、影響は限定的である。一方、降雨が無く大気安定な成層圏では、エアロゾルの寿命は数年となる。このため、もし小規模火山噴火の噴火雲が成層圏に入った場合、その気候影響は無視できない程度となる可能性があり、検討を要する。

2007年10月に上部対流圏、圏界面直下に偏光解消を示さない雲の層が観測された。この高度の温度は-60℃以下であるため通常雲は氷雲として存在し、偏光解消度は数10%の大きな値を示す。圏界面直下で観測される雲はほとんどこの程度の偏光解消度を示すことが観測されている。このような無偏光解消の圏界面直下の層が観測された事例の報告は2例あるが^{2,3)}、その正体は明らかにされていない。

本講演では上記の雲に関して以下の結果を示す：(1)この無偏光解消雲を、天頂方向から20度傾けたライダーを用いて観測した結果、液滴粒子からなることを確認した。(2)流跡線解析、CALIPSO衛星搭載ライダー観測、AURA衛星観測による火山噴出SO₂からの酸化量の見積、などは、この雲が9月30日に噴火した紅海南部、イエメン領にあるアルタイール火山噴火を起源とする硫酸液滴からなることを示す。(3)名古屋ライダーやCALIPSOが観測した雲は、噴火直後1

週間程度は例外なく圏界面より低い高度で検出されたが、その後しばしば圏界面より高い高度で観測された。このことは火山雲の一部が噴火後、対流圏から成層圏への大規模循環により輸送されたことを示唆する。

2. 観測

名古屋大学で通常用いているライダーはNd:YAGレーザの基本波と直線偏光した第二高調波を利用したミー偏光ライダーであり、二波長における後方散乱係数、および第二高調波における偏光解消度を測定する。このライダーは天窓を通して、天頂方法を測定する。これに加え10月下旬から12月にかけて、天頂から20度傾いた方向を測定する第二のライダーを一次的に動作させた。このライダーは上記ライダーと同様、Nd:YAGレーザを用い、第二高調波のみの後方散乱係数と偏光解消度を測定する。

氷雲粒子は、形状が板状であることが時々あり、その板面を水平方向にとることが空気力学的に安定である。この場合天頂方法を向いたライダー(天頂ライダー)のレーザ光は鏡面反射され、偏光解消度は非常に小さくなる⁴⁾。このため、液滴からの無偏光解消度と見分けが付かなくなる。このような水平に面をそろえた板状の氷粒子の偏光解消度は、天頂から数度以上傾けたライダー(傾斜ライダー)の場合数10%の大きな値をとり、一方、後方散乱は小さくなることがPlattら(1978)⁵⁾により示されている。従って、天頂ライダーと傾斜ライダーを用いて同時に観測することにより、無偏光解消を示す雲が水平方向に向きをそろえた板状氷雲粒子によるか、もしくは液滴粒子によるかを見分けることができる。

2006年に打ち上げられた衛星CALIPSOは雲・エアロゾル偏光ライダーCALIOPを搭載しており、一日二回、極軌道ではほぼ全球を網羅しながら

ら観測を続けている。CALIOP は名古屋大学の天頂ライダーと同様に Nd:YAG レーザの二波長を用い、二つの波長での後方散乱と第二高調波での偏光解消度を提供している。衛星搭載ライダーの観測結果により、地上観測では得られない、雲・エアロゾルの空間的な分布を知ることができる。

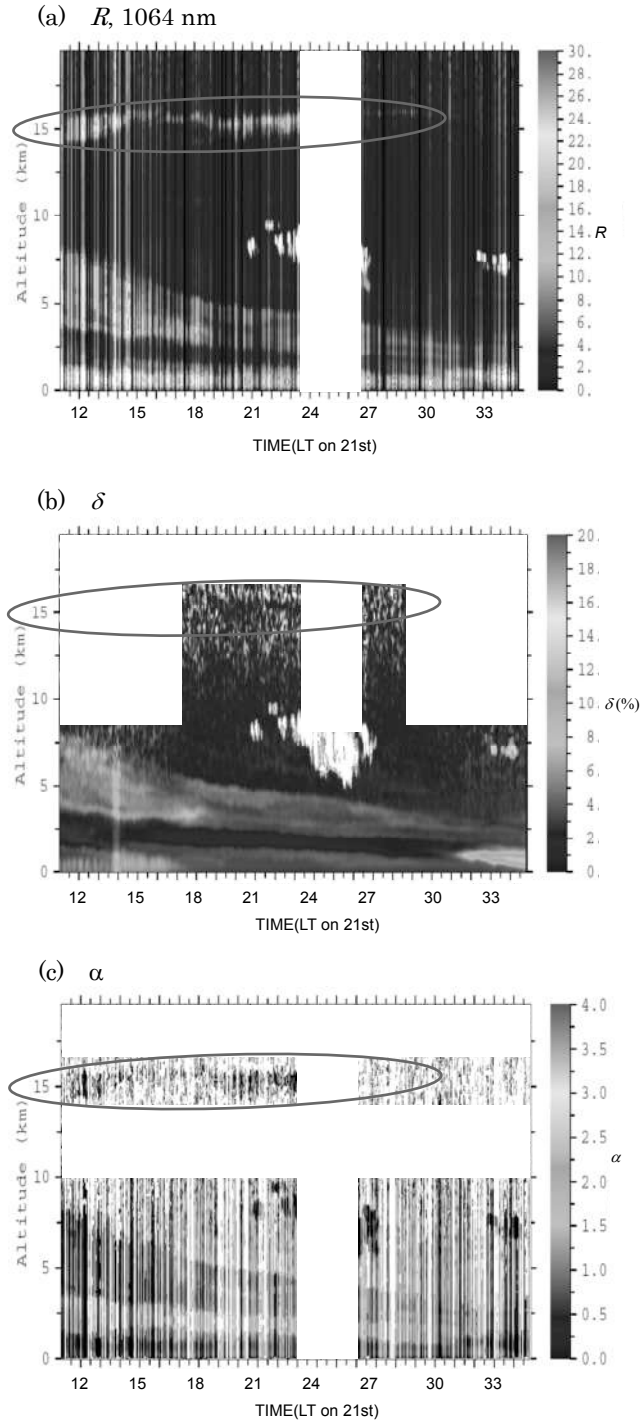


Fig. 1. Lidar profiles observed over Nagoya on 21-22 October 2007: (a) Backscatter ratio at the wavelength 1064 nm. (b) Depolarization ratio at 532 nm. (c) Angstrom exponent of backscattering coefficient. The clouds are found in the ellipses. The time-height range with low SN ratio is masked.

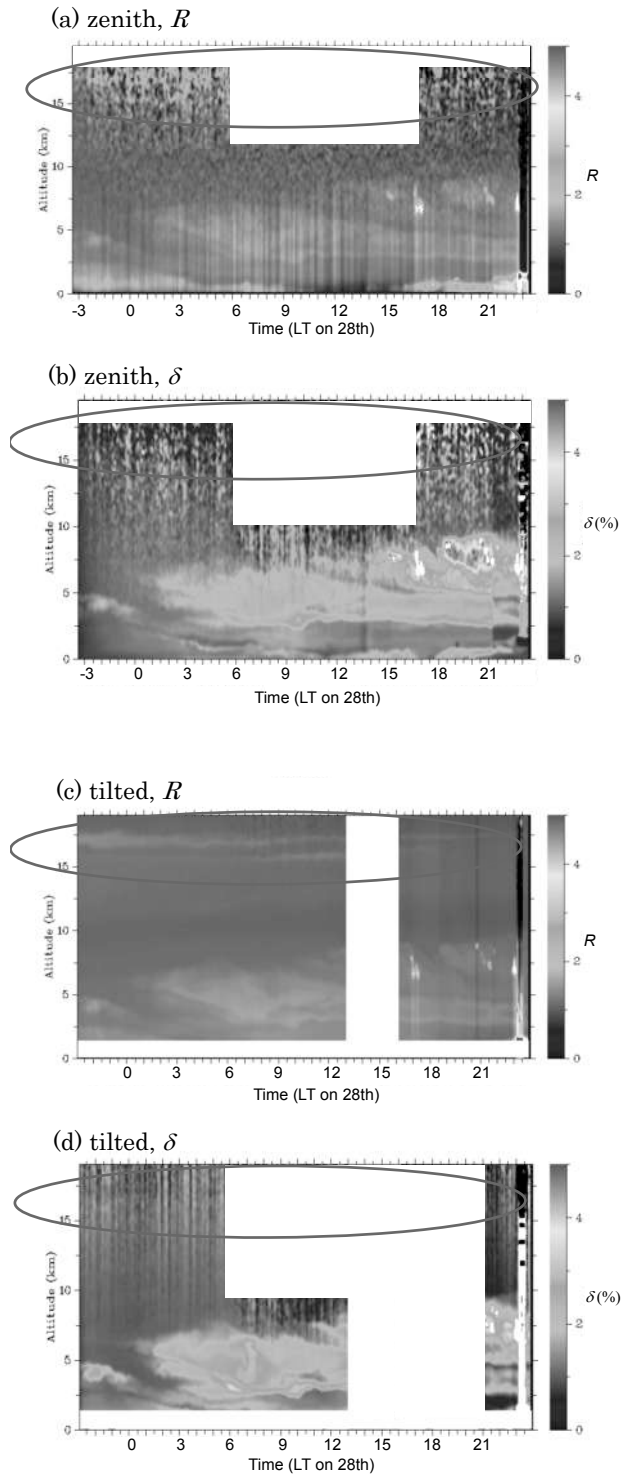


Fig. 2. Lidar profiles observed over Nagoya on 27-28 October 2007: (a) backscatter ratio, and (b) depolarization ratio at 532 nm by zenith pointed lidar. (c) backscatter ratio, and (d) depolarization ratio at 532 nm by the lidar 20 degrees tilted from zenith. The clouds are in the ellipses. The cloud is clearly seen at the altitude of around 17 km in (c) by tilted lidar. The observed values of δ for the clouds at the altitude around 17 km are small by both lidars. Because of the system configuration, the data quality by tilted lidar ((c), (d)) is better.

3. 結果

圏界面直下の無偏光雲の存在をはじめて認知したのは2007年10月21日であった (Fig.1)。通常、15km 付近に見られる巻雲の後方散乱比 (R)、偏光解消度 (δ)、オングストローム指数 (α) は、それぞれ、100 以上 (1064nm にて)、10%以上、ほぼ 0、である。しかしながら、Fig. 1、高度 15km 付近の雲の場合、 R 、 δ 、 α がそれぞれ25 (基本波)、1%以下、1 以下、と巻雲の値とは大きく異なっていた。(δ が小さい値であるので以後 "SD 雲" と略す。)

前節で述べたように、氷粒子の場合でも偏光解消度が小さい値を示す可能性は否定できないため、天頂ライダーと傾斜ライダーの同時観測を試みた。いずれのライダーもほぼ等しいの R と δ の値を示した (Fig.2)。従って、今回観測された SD 雲が、水平方向に面をそろえた氷粒子によって形成されているのではないことを確認することができた。偏光解消度が小さいことから、雲粒子は均一な球形粒子、すなわち自然な大気中では液体粒子である可能性が高い。

CALIPSO 衛星による観測結果では、名古屋ライダーと同様の特徴を持つ SD 雲が、2007年10月2日に、はじめて中東上空に現れている。その後、SD 雲は11月はじめまでアジア域を中心に観測された。Fig.3 は10月21日、CALIOP によって観測された 532nm における R の緯度・高度分布の一例である。

SD 雲粒子として、観測されたような低温下で液滴として存在可能なものとしては、成層圏エアロゾルを形成しているような過冷却の硫酸水溶液である可能性が、まず考えられる。今回のように突然、SD 雲の層として現れる硫酸液滴の起源としては、いずれかの火山噴火によって大気中に放出された硫黄分子を含む気体の可能性が高い。2007年9月から10月にかけて噴火した火山の中で、今回観測された雲の起源となりうるものとして、9月30日に噴火した紅海南部に位置するアルタイール火山の噴火雲が上部対流圏まで達したことがスミソニアン博物館によって報告されている⁶⁾。

一方、Fig.4 は、名古屋ではじめて SD 雲が観測された10月5日を起点とした、SD 雲の観測高度からの後方流跡線解析の結果を示す (HYSPLIT モデルによる⁷⁾)。名古屋を通過した空気塊が9月終わりから10月はじめにかけて、紅海南部付近にあったことがわかる。

NASA、AURA 衛星に搭載されたオゾン測器 (OMI) で観測された SO_2 の解析の結果、アルタイール火山噴火雲に70キロトンの SO_2 が含まれており、ちょうど名古屋上空を通過したことが判明した⁶⁾。AURA 衛星による噴火 SO_2 の水平分布、ライダーによる雲の垂直分布、および雲粒子が硫

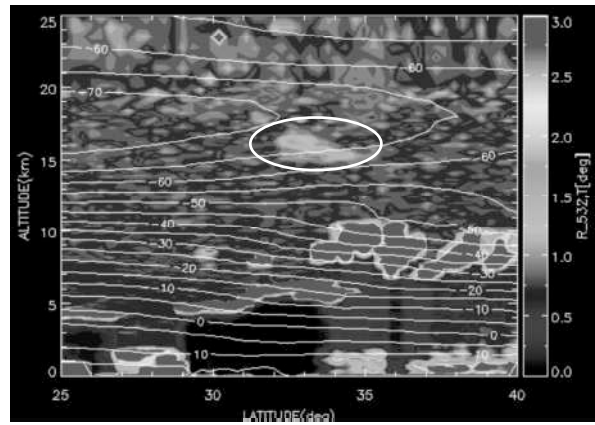


Fig. 3. Backscatter ratio at 532 nm observed by CALIOP at around 17 UT, on 21st October 2007. The longitude is ca. 115 degrees east. The cloud is seen at ca. 15 km altitude, and between 32 and 35 degrees latitude (in ellipse). The lines show temperature contour.

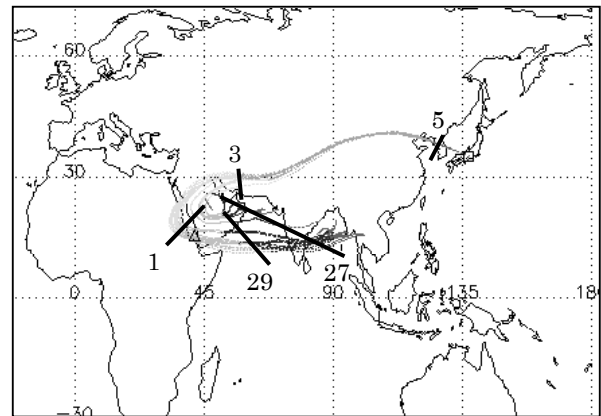


Fig. 4. Backward trajectories calculated from the starting point at the altitude of the cloud over Nagoya on 5th October. The trajectories were calculated from 5, 6, 9 and 10 UT on October 5th, and at top, middle and bottom heights of the cloud layer for each starting time. Each thick solid line crossing the trajectories shows the times (at 0 UT on numbered days: October 5, October 3, October 1, September 29, September 27).

酸水溶液であるとの仮定から見積もられる噴火雲中の硫酸の総質量は約 1.7 キロトンである。一方、70 キロトンの SO_2 から5日間の酸化で生成される硫酸の総質量は約 3.8 キロトンと見積もられる⁸⁾。両者は倍程度の違いであるが、このようなごく荒い概算見積もりとしては、良く一致していると言えるであろう。

以上、流跡線解析、CALIPSO 衛星搭載ライダーの結果、AURA 衛星観測による火山噴出の分布と SO_2 からの酸化量の見積、はいずれも名古屋ライダーで観測された無偏光解消の上部対流圏の雲 (SD 雲) が中東アルタイール火山噴火を起源とする硫酸液滴粒子からなることを示している。

Fig. 5 は、CALIOP によって観測された、SD 雲の

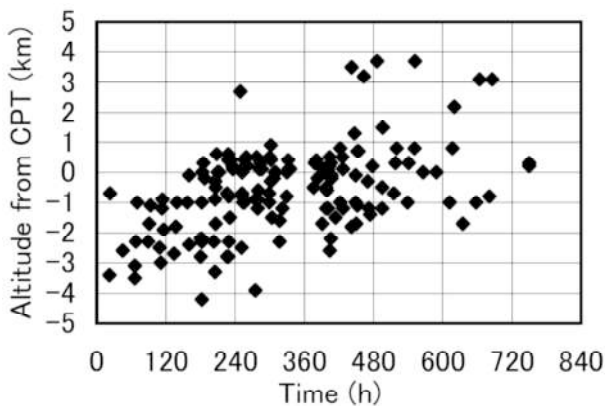


Fig. 5. Temporal variation of the relative altitude above local cold point tropopause (CPT) of volcanic clouds observed by CALIOP. The time is scaled from 0 UT on October 2nd.

高度分布から得られた雲の中心高度の変化である。縦軸は温度極小圏界面 (Cold Point Tropopause; CPT) の高度に対する相対的な値であり、横軸は10月2日0 UTを起点とする時間である。噴火から一週間程度の間、SD雲は例外なくCPTより低い高度で観測された。このことは、少なくとも、アルタイル火山噴火が大量の火山物質を、直接成層圏に注入してないことを示している。成層圏高度 (CPTより高高度) で観測された火山雲の後方流跡線解析によると、成層圏SD雲は南アジア域を高気圧性の循環に沿って輸送された後、極東・西太平洋域で成層圏に到達している。この経路は、対流圏から成層圏への循環 (Brewer-Dobson 循環) に関する最近の研究結果による輸送経路⁹⁾とよく一致している。

4. まとめ

名古屋大学 Nd:YAG ミー偏光ライダーによる観測で、2007年10月、対流圏界面直下に偏光解消度がほぼ0の小さい値を示すSD雲が検出された。このSD雲が、水平方向に面をそろえた氷粒子ではなく、球形の液滴粒子からなる可能性が高いことを傾斜ライダーによる観測で確認した。

流跡線解析、CALIPSO衛星搭載ライダーの結果、AURA衛星観測による火山噴出SO₂の空間分布およびその酸化量の見積りにより、SD雲が中東アルタイル火山噴火を起源とする硫酸液滴粒子からなることを確認した。

火山噴火の規模を表す指標としてVEI (Volcanic Explosivity Index) が用いられる¹⁰⁾。VEIが3以下の比較的小規模な噴火は世界的に年間10回以上発生している。ちなみに今回のアルタイル火山噴火のVEIは2である。この程度の小噴火も成層圏に影響を与えることがCALIPSO衛星による観測で明らかとなった。衛星搭載ライダーの観測は、このような小規模火山噴火がどの程度成層圏に影響を与えているか、を定量的に評価するため

に極めて有用であろう。

Acknowledgments

The data taken by CALIOP were obtained from the NASA Langley Research Center, Atmospheric Science Data Center. The authors gratefully acknowledge the NOAA Air Resources Laboratory (ARL) for the provision of the HYSPLIT transport and dispersion model website (<http://www.arl.noaa.gov/ready.html>) used in this publication.

References

- 1) IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- 2) Guasta, M. D., M. Morandi, L. Stefanutti, S. Balestri, E. Kyro, M. Rummukainen, R. Kivi, V. Rizi, B. Stein, C. Wedekind, B. Mielke, R. Matthey, V. Mitev and M. Douard, 1998: Lidar observation of spherical particles in a -65° cold cirrus observed above Sodankyla (Finland) during SESAME, *J. Aerosol Sci.*, 29, 357-374.
- 3) Sassen, K., K. N. Liou and M. Griffin, 1985: Highly supercooled cirrus cloud water: confirmation and climatic implication, *Science*, 227, 411-413.
- 4) Sakai, T., A. Hashimoto, T. Matsumura and T. Shibata, 2006: Optical and microphysical properties of upper clouds measured with the Raman lidar and hydrometeor videonode: a case study on 29 March 2004 over Tsukuba, Japan, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2156-2166.
- 5) Platt, C. M. R., N. L. Abshire and G. T. McNice, 1978: Some microphysical properties of an ice cloud from lidar observation of horizontally oriented crystals, *J. Appl. Meteor.*, 17, 1220-1224.
- 6) Bulletin of the Global Volcanism Network, Vol. 32, No. 10, 2-5, October 2007; <http://www.volcano.si.edu/>
- 7) Draxler, R. R. and Rolph, G. D., 2003: HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- 8) Shibata, T., M. Fujiwara and M. Hirono, 1984: The El Chichon volcanic cloud in the stratosphere: lidar observation at Fukuoka and numerical simulation, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 1121-1146.
- 9) Hatsushika, H. and K. Yamazaki, 2003: Stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 4610, doi:10.1029/2002JD002986
- 10) Newhall, C.G., and S. Self, 1982: The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geophys. Res.*, 87, 1231-1238.