

熱帯圏界面付近で観測された火山性エアロゾル層とその中での巻雲生成

Volcanic aerosol layer observed at around the tropical tropopause and formation of cirrus cloud in it

柴田隆¹、林政彦²、原圭一郎²、長沼歩²、原直子²、岩崎杉紀³、稲飯洋一⁴、清水健作⁵、長谷部文雄⁵、ニノイコマラ⁶、サイプルハムディ⁶

Takashi Shibata¹, Masahiko Hayashi², Kei-ichirou Hara², Ayumi Naganuma², Naoko Hara², Suginori Iwasaki³, Youichi Inai¹, Kensaku Shimizu⁴, Fumio Hasebe⁴, and Saipul Hamdi⁵

1 名古屋大学、2 福岡大学、3 防衛大学校、4 東北大学、5 北海道大学

6 インドネシア航空宇宙庁

1 Nagoya University, 2 Fukuoka University, 3 National Defence Academy of Japan,

4 Tohoku University, 5 Hokkaido University, 6 LAPAN,

Abstract

Volcanic aerosol layer has been found just above tropical cold point tropopause by observations using lidar and balloon borne optical particle counter (OPC) in January 2011. The aerosols have one or two layers structure within the campaign period from 6th to 13th January. The width of the layer was 1-2 km. The depolarization ratio of the layer was very small (or nearly zero), and the wavelength dependence of the backscattering coefficients were similar to that of the stratospheric aerosols. The backscattering coefficient of the layer was about five times larger than the background aerosols. Cirrus cloud appeared within this aerosol layer. The estimated number concentration of the cloud particles is $\sim 1000 / \text{m}^3$. The relative humidity over ice before the ice formation is estimated to be about 110%. These microphysical characteristics of the cloud are consistent with the recent formation studies of the cirrus cloud particles nucleating on the solid aerosol particles like ammonium sulfate particles.

1. はじめに

下部成層圏の水蒸気は全球的な気候に影響を与えている¹⁾。しかしながら、下部成層圏水蒸気混合比の長期的な変動の原因は明らかでない。成層圏水蒸気の主な起源は大循環（ブリュワードブソン循環）もしくは熱帯の活発な対流活動で輸送された対流圏の水蒸気である。いずれの力学過程においても、水蒸気を含んだ空気塊は熱帯対流圏界面を通過する。低緯度対流圏界面の温度は非常に低温($\sim 180\text{K}$)であるため、水蒸気は巻雲を生成し重力沈降によって空気塊から除去される。このような対流圏から成層圏への輸送と圏界面での凍結乾燥が成層圏への水蒸気のフラックスを決定する。故に、氷雲生成は成層圏水蒸気の全球的な気候への影響を評価する際に鍵になる過程である²⁾。

薄い巻雲はしばしば熱帯圏界面直下で観測される。このような巻雲は目視限界以下の光学的厚さしか有しないため未可視巻雲 (sub-visible cirrus clouds, SVC) と呼ばれている。氷粒子は気相からこの高度のエアロゾル粒子を氷晶核として核生成する。しかしながらどの種類のエアロゾルが氷晶核として働いているかいまだに明らかではない。この点は熱帯圏界面における脱水の評価と下部成層圏水蒸気の変化の予測を困難にしている。

我々は2011年1月インドネシア、ビアク(-1°S, 136°E)において熱帯上部対流圏と下部成層圏のエアロゾル、巻雲、および水蒸気を観測するキャンペーンを実施した。キャンペーンは巻雲の生成とその結果としての脱水過程を明らかにするような鍵となる情報を得ることを目的

とした。キャンペーンでは温度極小圏界面高度付近に火山性と考えられるエアロゾルの層が観測された。またこの層内での巻雲生成事象が捉えられた。この火山エアロゾル層と巻雲発生事象について報告する。

2. 測定手法

エアロゾルはミー偏光ライダーと気球搭載光学粒子計数計 (optical particle counter、OPC)^{3)・4)}を用いて測定した。ライダー観測では波長 1064 nm と 532 nm におけるエアロゾルと巻雲の後方散乱係数を測定した。偏光解消度は532 nm で測定された。ライダーは約1週間のキャンペーン期間中連続的に動作させた。

OPCはゴム気球で高度30km付近まで到達し、その際の上昇速度は5 m/secであった。最小検出粒径は直径0.3 μm で、10 μm までの間の10の粒径閾値以上の粒子数を計数する。OPCは2台を用い、1台のOPC測定は加熱吸入口を用いて行われ、エアロゾルの揮発特性を同時に測定した。今回の観測では加熱温度を200°Cとした。この温度では硫酸水溶液および硫酸アンモニウム等の硫酸塩も揮発するため、主な残存粒子は海塩や鉱物粒子と考えられる。

水蒸気はコロラド大学露点湿度計 (Colorado University, cryogenic frost point hygrometer, CU-CFH)⁵⁾。CU-CFHは熱帯圏界面や成層圏の低温・乾燥状態での測定に最適化されている。

3. 結果と論議

Fig. 1は2011年1月11日から12日にかけて観測された後方散乱比から1を引いた値 (R-1) のプロットである。高度15から16km付近の白くスケールアウトした部分は巻雲からの強い後方散乱を示している。

この巻雲の上、高度17.5から18.5kmにかけてエアロゾル層が見える。ただし、12日の午前3時から6時にかけて高度17.5から18kmの間に巻雲が観測されていることに注目されたい。

Fig. 2はFig. 1の白点線で囲まれた領域のR-1、粒子偏光解消度 (PDR)、および1064 nm と 532 nm の後方散乱係数の比 (カラー比、CR) を示す。

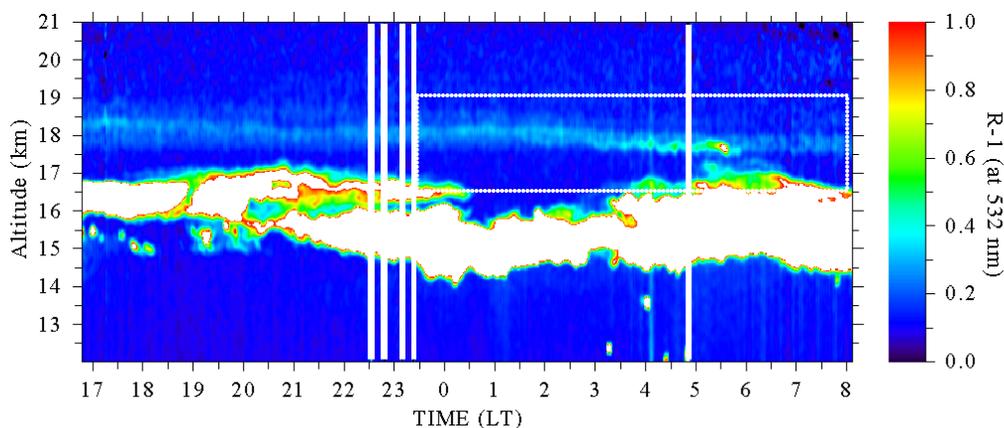


Figure 1 R-1 at the wavelength of 532 nm observed from January 11 to 12, 2011. Aerosol layer was seen at around 18 km in altitude above cirrus cloud layer that is almost scaled out by the used range of the color scale. At the local time around 3 to 6, cirrus cloud was observed within the aerosol layer. The periods with low data quality are masked by white bars. Rectangular by the dotted line is the expanded area of the next Figures 2 and 3.

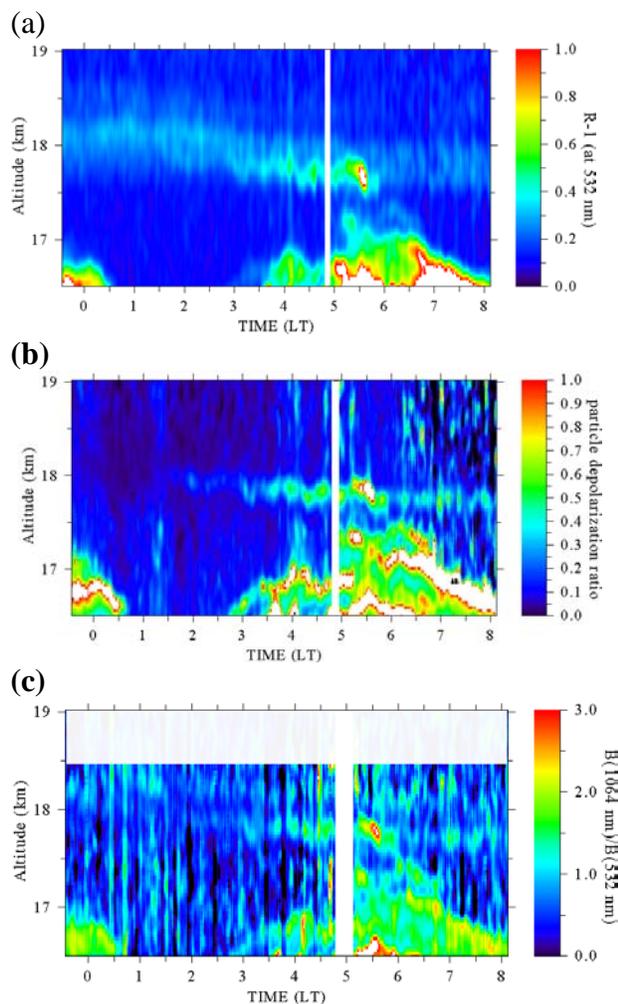


Figure 2

(a) The R-1 for the expanded time-height region on January 12th in the Figure 1.

(b) Depolarization ratio at the wavelength of 532 nm for the same time-height region of (a). The depolarization by aerosol layer was not detectable, or very small, and is indicating that the aerosol particles are spherical shape. Enhancement of depolarization was seen at the local time around 3 to 6 and at the altitude between 17.5 and 18 km. The value of the depolarization is as large as 0.5 at this enhanced layer. This is the typical value for the cirrus clouds.

(c) Color ratio of the backscattering coefficient by the particles between at the wavelength of 1064 nm and of 532 nm. The enhanced layer shows the similar value of the lower cirrus clouds. The color ratio at the aerosol layer is smaller than 1, and is typical value for aerosols. Upper noisy area is masked.

PDRは12日午前1時ごろから増加を始め、午前5時30分ころ極大値をとった(Figure 2 (b))。PDRの増加した時間一高度領域はR-1の増加領域とちょうど重なる。増加したPDRの値は巻雲に対する典型的な値である³⁾。同様の増加はカラー比でも見られる、CR (Figure 2 (c))。増加したCRの値は、再び、巻雲に対する典型的な値に一致する⁶⁾。増加したCRの周辺のCRの値は1より小さい値を示している。この小さいCRの値はエアロゾルによるカラー比に一致する。

このように、2011年1月12日の午前1時から8時にかけて、高度18km付近で観測された後方散乱が増加した層の散乱特性は巻雲の特徴を示している。この事象は、2011年1月6日から12日にかけて、ほぼ連続的に存在していたエアロゾル層での巻雲層の発生と解釈することができる。さらにこの巻雲発生はエアロゾル層内のエアロゾル粒子が氷晶として働いたことを示唆する。

Fig. 3 は上記の結果とミー散乱理論から計算した (a) 巻雲粒子の個数密度と、(b) 飽和水蒸気量に対する氷水量の比 (ISR) である。エアロゾル層中に現れた巻雲の雲粒子個数濃度は $\sim 1000 / \text{m}^3$ であった。この個数濃度はOPCによって観測されたエアロゾル個数濃度より二桁小さいが、最近の先行研究の値には良く一致している²⁾。ISRは数%であり、もし氷粒子がその場で形成された場合、氷生成前の飽和率は5時30分付近で110%以下であったことを示唆している。この飽和率は水溶液エアロゾル中での氷粒子生成の際の過飽和率より数10%低い⁷⁾ が、最近の研究の値に一致している⁸⁾。エアロゾル層の下半では対氷相対湿度101-105%が気球搭載CU-CFHによって観測された。この測定は上記推定を支持する。

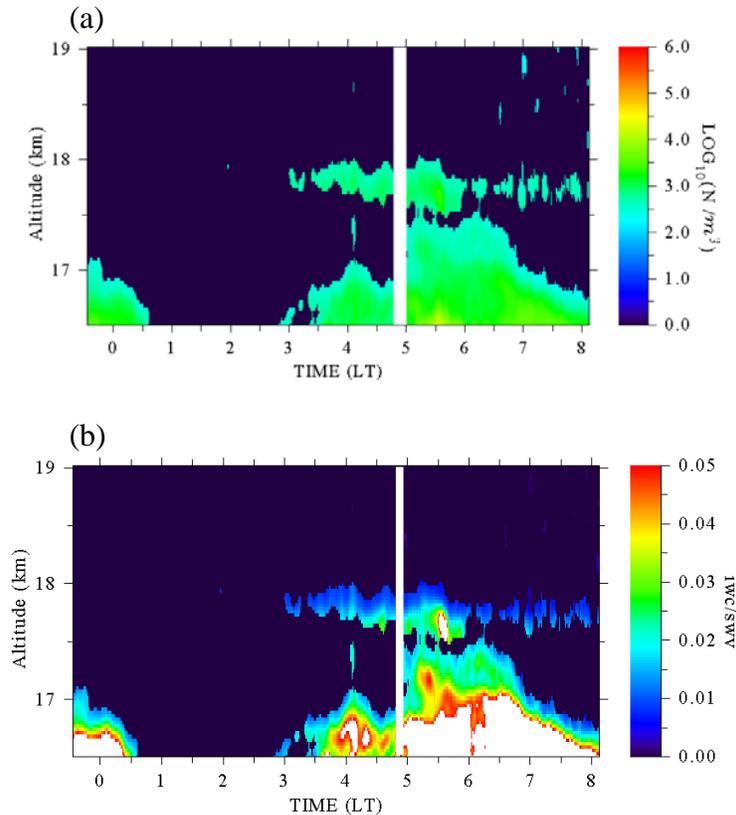


Figure 3 (a) estimated number concentration of cirrus cloud particles. (b) estimated ratio of the ice water content to the saturation water vapor concentration.

4. まとめ

熱帯圏界面付近のエアロゾル、巻雲および相対湿度が、ライダー、気球搭載OPC、CU-CFHによって観測された。安定なエアロゾル層が圏界面の直上に、キャンペーン期間中を通して、観測された。またエアロゾル層中での巻雲生成事象が観測された。見積もられた微物理的な特徴は最近提唱されている熱帯巻雲の生成過程を支持するものである。

References

- 1) Solomon, S.; Rosenlof, K.; Portmann, R.; Daniel, J.; Davis, S.; Sanford, T.; Plattner, G.-K. *Science* 2010, 327, 1219-1223.
- 2) *e.g.* Jensen, E. J.; Pfister, L.; Bui, T.-P.; Lawson, P.; Baumgardner, D. *Atmos. Chem. Phys.* 2010, 10, 1369-1384.
- 3) Shibata, T.; Voemel, H.; Hamdi, S.; Kaloka, S.; Hasebe, F.; Fujiwara, M.; Shiotani, M. *J. Geophys. Res.* 2007, 112, D03210, doi:10.1029/2006JD007361.
- 4) Hayashi, M. *Eurozoru Kenkyu* 2001, 16, 118-124.
- 5) Hasebe, F.; Fujiwara, M.; Shiotani, M.; Voemel, H.; Oltmans, S.; Takashima, H.; Saraspriya, S.; Komala, N.; Inai, Y. *Atmos. Chem. Phys.* 2007, 7, 803-813.
- 6) Vaughan, M. A.; Liu, Z.; McGill, M. J.; Hu, Y.; Obland, M. D. *J. Geophys. Res.*, 2010, 115, D14206, doi:10.1029/2009JD013086.
- 7) Koop, T.; Luo, B.; Tsias, A.; Peter, T. *Nature*, 2000, 406, 611-614.
- 8) Wise, M. E.; Baustian, K. J.; Tolbert, M. A. *PNAS*, 2010, 107, 6693-6698.