

寒冷前線通過時にライダーで観測された黄砂層の光学特性

Optical properties of Kosa layer detected by lidar during the passage of a cold front

白石浩一¹ 木附雅貴¹
高島久洋¹ 水谷耕平²

Koichi Shiraishi¹, Masaki Kizuki¹,
Hisahiro Takashima¹,
Kohei Mizutani²

平成27年11月30日受理

¹ Fukuoka University

² National Institute of Information and
Communication Technology

Abstract

The vertical distributions of aerosol and cloud backscattering were observed using lidar during the passage of a cold front with incoming Kosa event on 26 May 2014 over Fukuoka, Japan. Kosa layers were detected below the height of 4km after 1400 JST after the passage of a cold front. The time-height variation of scattering ratio for Kosa aerosol showed a good corresponding with the cold air current shown by gravity current models and corresponding changes in surface meteorological parameters such as temperature, pressure, wind. In the region of upward gravity current of cold air around the frontal head, the temporal and vertical variations of optical properties of Kosa layer were detected.

はじめに

黄砂は春季、日本で頻繁に観測される。黄砂は、中国国内陸部でダストストームにより巻き上げられ、長距離輸送して日本に飛来する。大気中では、粒子表面での化学反応により大気化学過程に影響を与える。また、氷晶核として作用し [Pruppacher and Klett, 1997], 地球放射収支に直接、間接的に影響を与えている [Nakajima et al., 1989]。飛来時には、気管支炎や循環器系疾患等の人間の健康被害にも影響している [Matsukawa et al., 2014]。黄砂は、大気環境や人間環境、生物圏環境など多岐にわたり影響を及ぼすと考えられるため、非常に関心が高い。しかしながら、日本に飛来する黄砂は、長距離輸送過程でエージングが進み、PM2.5などの汚染大気や海洋大気等と内部混合し、化学反応により変質し、その物理特性が変化することが報告されている [Niimura et al. 1998; Zhang and Iwasaka, 2006]。そのため、飛来する黄砂の大気科学や人間の健康被害へ与える影響は単純ではない。それらの影響を定量・定性的に評価するためには、他の組成のエアロゾルとの混合過程や日本に到達時の混合状態（内部混合、外部混合）、黄砂と種々のエアロゾルの空間分布等について、綿密に調べる必要がある。

黄砂は、しばしば寒冷前線の通過とともに飛来する。そのような黄砂は、前線型黄砂と呼ばれ、境界層内の比較的低い高度を高い数濃度で飛来する。混合層内を移動してくるため、海塩粒子や汚染大気等と混合しながら飛来する例がしばしば報告されている [高見ら, 2006]。寒冷前線は、地表付近での空気塊の混合や境

界層内の空気塊を自由対流圏へ供給するプロセスとして働く可能性が指摘されている [Sohl, 2001]。しかしながら、前線通過時の大気エアロゾルの空間分布や光学特性に関する報告は非常に少ない。

福岡大学と情報通信研究機構は、合同で黄砂や汚染大気、都市大気エアロゾル、花粉などの大気エアロゾルの光学特性を測定するため、蛍光ラマンライダーを開発し、2014年5月から連続観測を開始した。2014年5月26日には、前線型黄砂が福岡に飛来し、降雨のない状況下での、前線通過時のエアロゾルの光学特性の高度分布を計測することができた。本論文では、ライダーで観測された前線通過時の黄砂を含む大気エアロゾルの光学特性の変動や高度分布について報告する。

観測装置

観測に使用したライダー装置の概略図を Fig. 1 に示す。光源として Nd:YAG レーザーの基本波 1064nm、倍波 532nm、3 倍波 355nm の 3 波長を使用した。送信レーザー光は、ビームエキスパンダーを通過して、ミラーにより鉛直上空に打ち上げられる。打ち上げられたレーザー光は大気中の空気分子やエアロゾルによって散乱される。大気からの後方散乱光を口径 28cm と 35cm のシュミットカセグレン望遠鏡で集光し、ダイクロックミラーや干渉フィルターを通過させて分光する。光信号は、光電子増倍管で電気信号に変換して、オシロスコープにより計測し、パソコンで記録した。

弾性散乱光である波長 532nm と 355nm の後方散乱

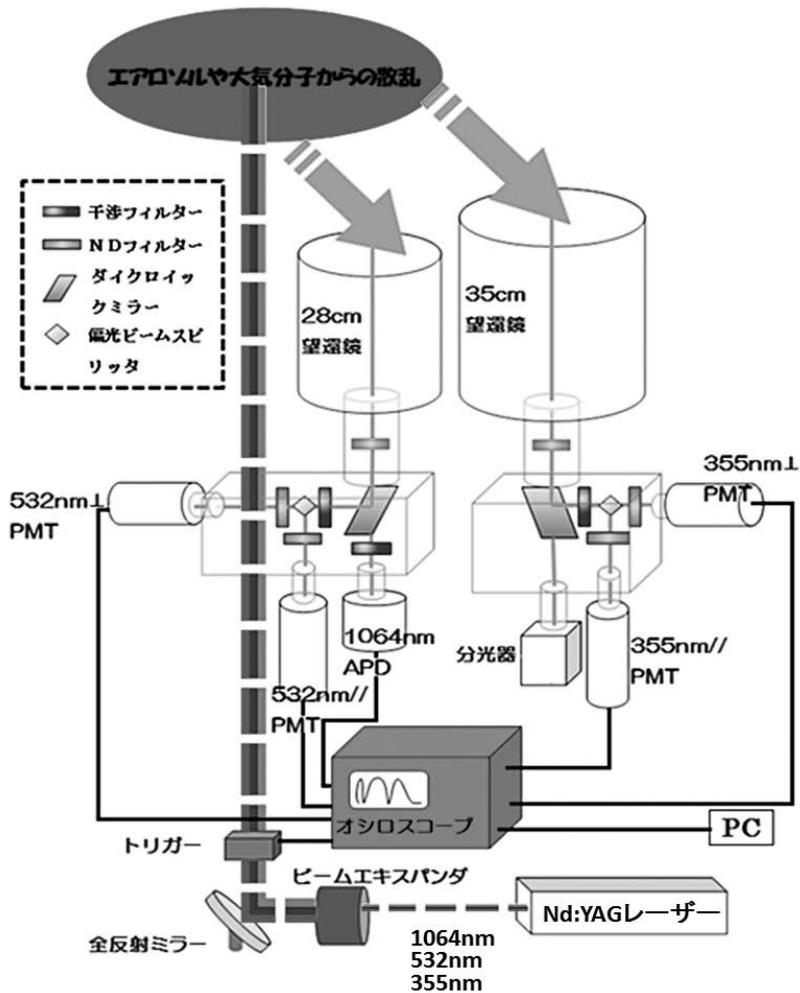


Fig.1. Block diagram of lidar system at Fukuoka University

光の射出したレーザー光の偏光面に対して平行な成分と垂直な成分、1064nmの後方散乱光の成分（平行+垂直）は、それぞれ分光して計測される。さらに、35cm望遠鏡では、大気エアロゾルの蛍光計測のため、360-520nmの波長域での後方散乱光を分光器で分光し、多チャンネル光電子増倍管で計測する。ライダーシステムは18号館5階に設置された。天井に天窓を設置し、雨天でも継続して観測できるようにしている。弾性散乱光の計測は、24時間連続で行い、蛍光計測は夜間のみ行った。本研究では、532nmと1064nmで計測された信号をもとに、次のようなパラメータの導出を行い、解析を行った。

解析方法

ライダーの測定データから、エアロゾルの後方散乱係数、散乱比と偏光解消度を導出した。散乱比は、 $R(z)=1+\beta_M(z)/\beta_R(z)$ で定義される。ここでの $\beta_M(z)$ と $\beta_R(z)$ は、高度Zでのエアロゾルと空気分子それぞ

れの後方散乱係数である。エアロゾルの偏光解消度 $\delta_M(z)$ は、 $\beta_{M\perp}(z)/\beta_{M\parallel}(z)$ で定義される。ここでの $\beta_{M\parallel}(z)$ と $\beta_{M\perp}(z)$ は、送信レーザー光の偏光面に対して平行と垂直な偏光面のエアロゾルの後方散乱係数をそれぞれ示している。エアロゾルが球形のエアロゾルの場合には、 δ_M は0になる。黄砂のような非球形粒子の場合には、0.2-0.3の高い値を示す [Murayama et al., 2002]。

オングストローム係数 $\alpha(z)$ は波長 λ に対して、 $\beta_M \propto \lambda^{-\alpha}$ の関係を仮定した場合のエアロゾル後方散乱係数の波長依存性を示す。2波長(λ_1, λ_2)での後方散乱係数 $\beta_{M\lambda_1}(z)$ と $\beta_{M\lambda_2}(z)$ を用いて、 $\alpha = -\ln(\beta_{M\lambda_2}(z)/\beta_{M\lambda_1}(z))/\ln(\lambda_2/\lambda_1)$ で定義される。

エアロゾルの後方散乱係数は、Fernald法 [Fernald et al., 1971]により導出した。エアロゾルのライダー比50srを仮定し、基準高度は対流圏界面高度近くの10-13kmでの散乱比が低い高度で $R(z)=1.05$ を仮定し計算を行った。空気分子の後方散乱係数は、福岡管区気象台で行われたレーウィンゾンデの定常観測により得

られた気圧，気温の鉛直分布から導出した．ライダーの信号は，5分間のデータで積算を行い，高度分解能120mで光学パラメータの導出を行った．

観測結果と考察

Fig. 2 に，2015年5月26日の12時と15時の天気図（日本気象学会 tenki.jp）を示す．北緯42度，東経133度付近に中心を持つ低気圧から寒冷前線が南西に伸びている．12時から15時にかけて寒冷前線が東進し，その間に前線は福岡大学上空を通過した．Fig. 3には，5月26日の福岡管区気象台で計測された地上での気温，湿度，気圧の時間変化を示す．気象台は福岡大学から北に約3km離れた場所に位置する．14-16時頃に断続的に気温の低下が見られ，湿度は14時以降急激に低下した．気圧の変動はあまり見られていない．Fig. 4に福岡管区気象台で測定された風向風速の時間変化を示す．風速（実線）の変化はあまり見られないが，風向（矢印）が13時を境に南寄りの風から西寄りの

風に変化していた．Fig. 2からFig. 4に示した気象条件の変化から13時-14時の時間帯に福岡大学上空を寒冷前線が通過したことが推測される．

Fig. 5に2014年5月26日0時から23時59分にかけてライダーにより観測された散乱比，偏光解消度，波長指数の時間高度断面図を示す．雲の出現により，散乱比が10を超えた高度域と精度の悪い高度域は，黒色で示した．AM7時くらいから寒冷前線の通過した時間（13-14時付近）まで，高度1kmから3km付近まで雲が観測されており，時間とともに下方に分布している様子が確認できた．6-8時の高度1-1.5kmの雲の下の高度域では，散乱比と偏光解消度は比較的低い値（ $R < 1.5$, $D < 0.05$ ）を示した．13時30分くらいから17時にかけて4km以下の高度域で，散乱比と偏光解消度の高いエアロゾル層（ $R2-4$, $D0.1-0.25$ ）が観測された．18時以降も高度0.7kmから1.5kmまで散乱比と偏光解消度が共に高いエアロゾル層が観測された．オンゲストローム係数は，散乱比と偏光解消度の高い高度域において，0.0-1.0の低い値を示した．これは，

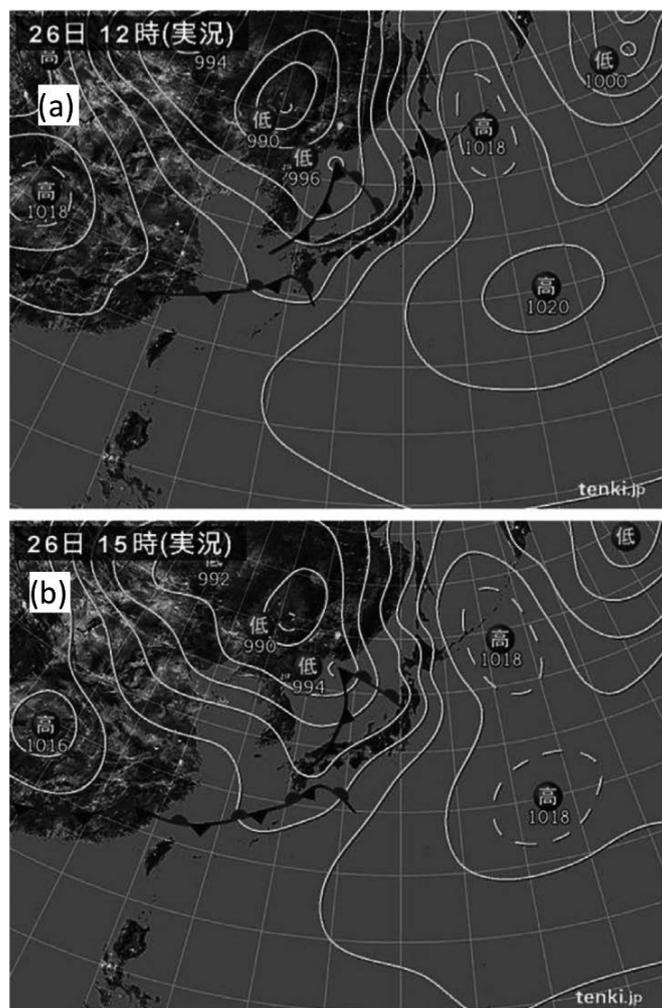


Fig.2. Commentary weather map at (a) 12JST and (b) 15JST on May, 2014 (<http://www.tenki.jp/past/>).

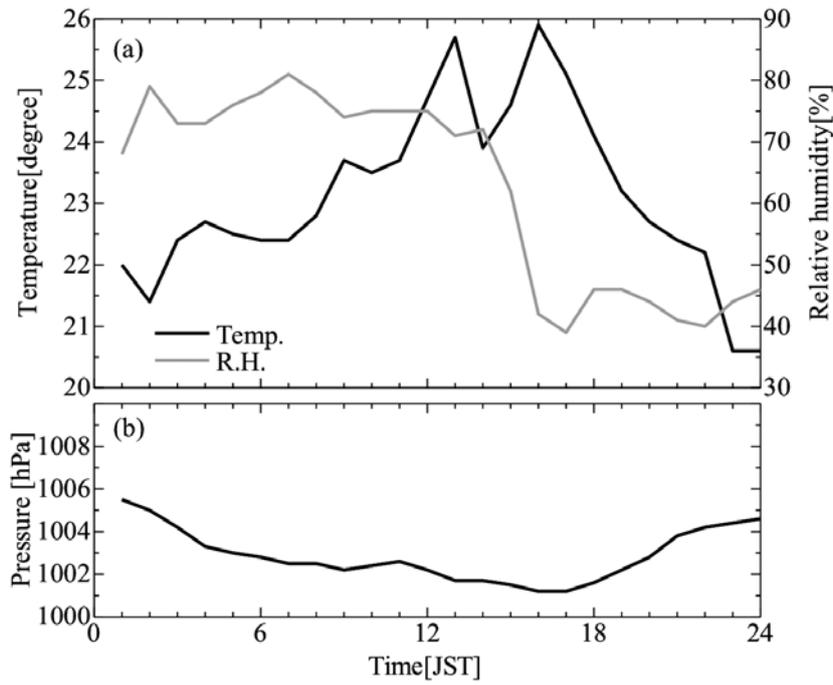


Fig.3. Temporal variation of (a) temperature and relative humidity, (b) pressure measured at Fukuoka meteorological observatory on May 26, 2014. (Homepage of Japan Meteorological Agency, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>)

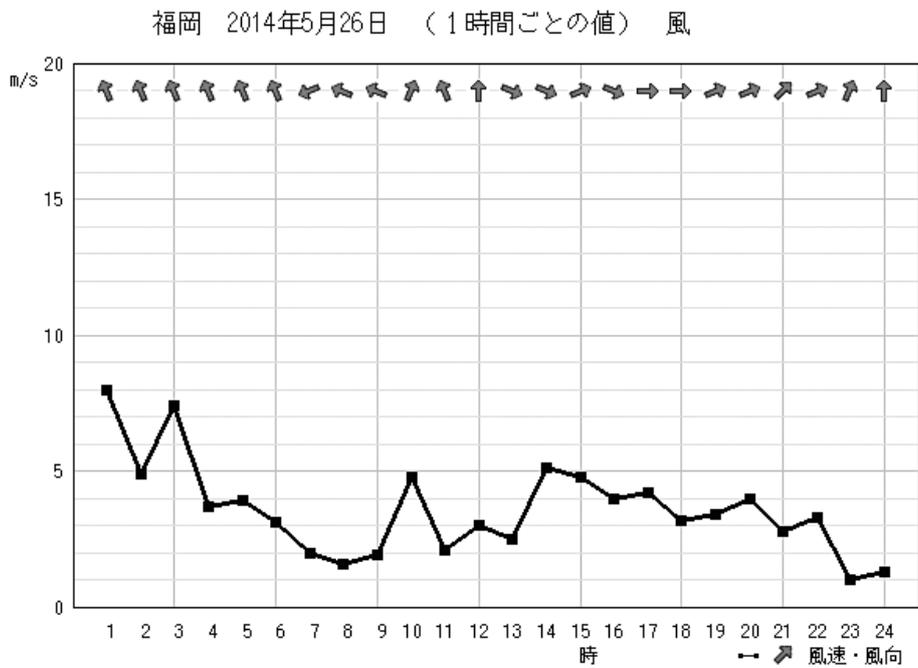


Fig.4. Temporal variation of surface wind direction and wind speed measured at Fukuoka meteorological observatory on May 26, 2014. (Homepage of Japan Meteorological Agency, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>)

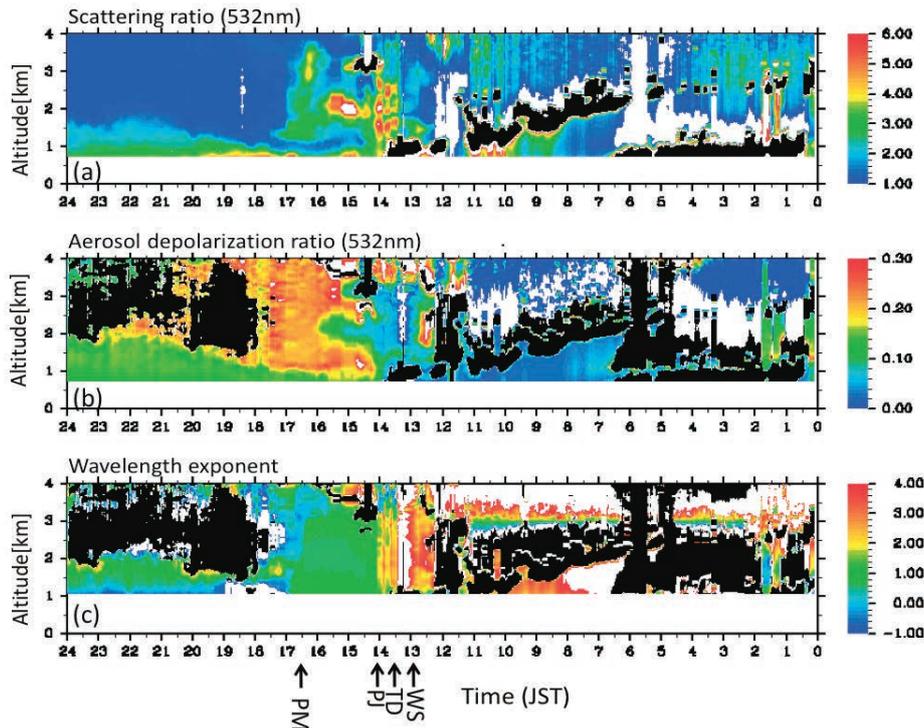


Fig.5. Temporal and vertical cross section of (a) scattering ratio, (b) aerosol depolarization ratio, (c) angstrom coefficient on 26 May 2014 over Fukuoka. The corresponding changes in surface meteorological parameters, WS: wind shift, TD: temperature drop, PJ: pressure jump (maximum), PM: pressure minimum to the passage of the cold front over Fukuoka.

寒冷前線が通過した13-14時以降に、比較的大きい非球形エアロゾル粒子(黄砂粒子)が頻りに観測されたことを示唆している。14時から17時にかけて観測した偏光解消度は、高度1km以下では0.1~0.15の幾分低い値を示した。

Fig. 6に、Droegemeier and Wilhelmson (1987)によって示されたサンダーストームの重力流モデルの模式図(彼らの論文中のFig. 1)を示す。冷たい空気が前線に近づくにつれて、地表近くの空気の流れは、地表での摩擦により下向きになる。そして、暖かい空気の下に潜るように、歪んで、図中の上方へ反時計回りに環状に輸送される。一方の暖かい空気は、前線に近づくにつれて、冷たい空気の上方に輸送され(持ち上げられ)、上方でしばしば雲を形成する。Fig. 6には、前線通過時の地上での気象パラメータ(風、気圧、気温)の一連の時間変化も示している。冷たい空気が地上を通過する前に、風向が変化し始め、気圧も一時的に上昇する(WS, PJ)。続いて、気温が低下する(TD)。前線通過後、気圧は下降し、局所的な最小値に達する(PM)。これらの地上での気象パラメータの変動は、Droegemeier and Wilhelmson (1987)により、重力流の流れとの関係から、詳細に述べられている。今回の観測でも、Fig. 3とFig. 4で示した地上での気圧、気温、風向の時間変化において、対応するような気象データ

の変動が観測された。WS~PMの気象パラメータの変化が観測された時刻もFig. 5に示した。

Fig. 7に、13時40分から17時40分にかけてFig. 5の時間軸を拡大した散乱比、偏光解消度、オングストローム係数の時間高度断面図を示す。散乱比の時間高度断面図(Fig. 7(a))でも、前線が通過時に冷たい空気の上方に暖かい空気が押し上げられることで生じるアーク雲らしい雲が14時から14時40分にかけて高度3-3.5kmに観測された(Fig. 7(a)でのA)。冷たい空気塊の重力流の前面で生じている管状の流れに沿って、散乱比が3よりも高いエアロゾルが分布し、環状の流れの内側では、散乱比の低い領域が観測された(Fig. 7(a)でのB)。Fig. 6では、環状流の上方でTURBULENT WAKE(ケルビンヘルムホルツ波による流れの不安定領域)が示されているが、その乱流によって巻き上げられたと考えられるエアロゾル層が確認できた(Fig. 7(a)でのC)。

Sakai et al. (2005)は、つくばにおいて黄砂飛来の伴った寒冷前線の通過時にライダーとウインドプロファイラーを用いてエアロゾルと風の時空間分布の観測を行った。彼らは、前線通過時の空気塊の流れに沿って、Droegemeier and Wilhelmson (1987)によって示された重力流の流れとライダーで観測されたエアロゾル後方散乱係数により対応が見られたことを

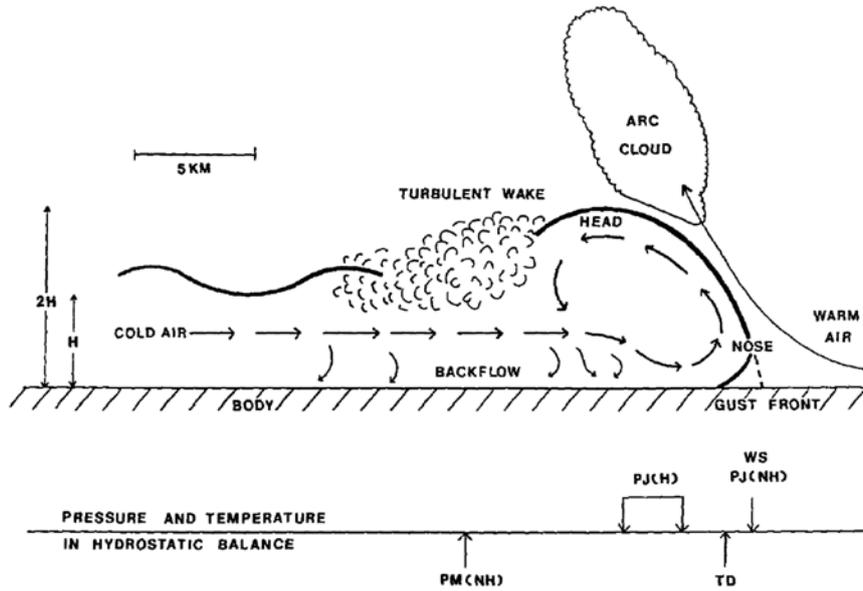


Fig.6. Schematic vertical cross section of frontal system gravity current (Droegemeier and Wilhelmson, 1987). And the corresponding changes in surface meteorological parameters (WS, TD, PJ, PM).

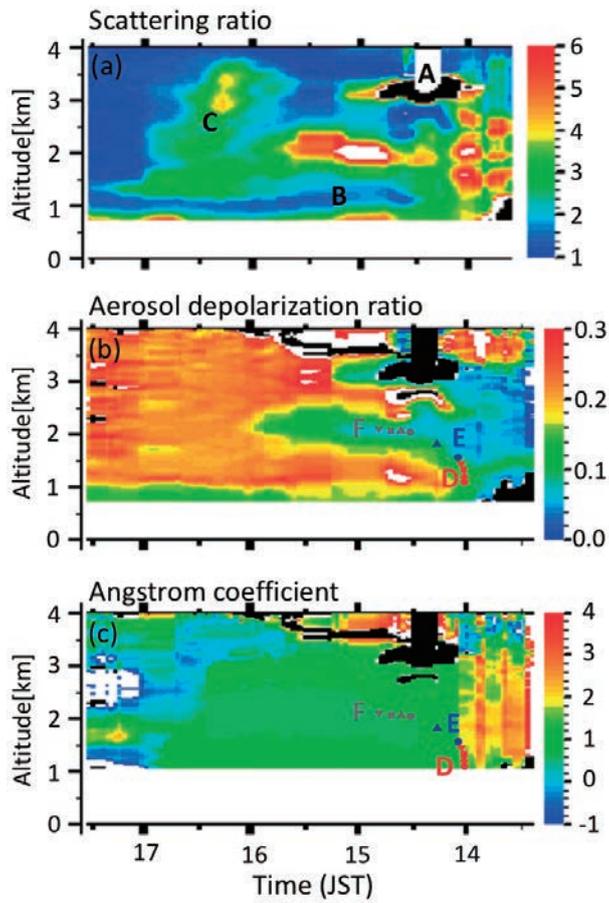


Fig.7. Temporal and vertical cross section of (a) scattering ratio, (b) aerosol depolarization ratio and angstrom coefficient during the period of 1340–1740 JST on 26 May 2014 over Fukuoka. Label 'A', 'B' and 'C' show the regions of the arc clouds, optically thin aerosol layer.

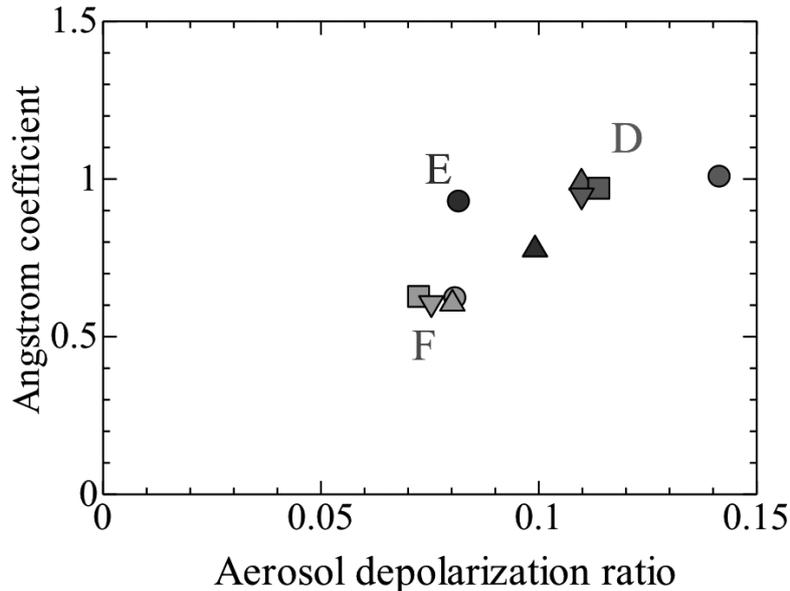


Fig.8. Scatter plot of aerosol depolarization ratio versus angstrom coefficient at the regions of 'D', 'E' and 'F' in Fig.7.

示した。Droegemeier and Wilhelmson (1987) によって示されたモデルは、サンダーストームの重力流の流れである。重力流による空気塊の流れと Sakai et al (2005) の寒冷前線通過時の風の3次元観測の結果との比較は、時間空間スケールの違いはあるものの、寒冷前線通過時の重力流の流れを説明できることを示していた。我々が観測した冷たい空気塊の流れに沿ったA~Cのエアロゾル後方散乱係数の鉛直分布の時間変化の特徴は、Sakai et al (2005) の結果でもみられた。我々の観測では、風の時間空間分布の計測は行っていない。しかしながら、散乱比の時間高度断面図は、Droegemeier and Wilhelmson (1987) によって示された重力流の流れや Sakai et al. (2005) により得られたエアロゾルの時間空間分布とよい対応を示した。地上での一連の気象パラメータの変動(WS~PM)も加えて考慮すれば、Droegemeier and Wilhelmson (1987) が示したような重力流のもとで、Fig. 7 に示した散乱比の時間空間分布が観測されたのではないかと考えられる。

Fig. 7 のエアロゾルの偏光解消度、オングストローム係数の時間高度断面図に示したD, E, Fの部分は、重力流の環状の流れに沿って、下方から空気塊が上方に運ばれたと考えられる領域である。E, Fの高度域での偏光解消度は、周囲に比べると幾分小さい値を示していた。これは高度0.7~1kmのより低い高度域で観測された低い偏光解消度を示したエアロゾルが、上空に運ばれたためと考えられる。偏光解消度の低くなっている高度域 (Fig. 6 のD, E, Fの部分) での偏光解消度とオングストローム係数の散布図を、Fig. 8 に示す。Dで観測されたエアロゾルはE, Fで観測されたエアロゾルと比較して、偏光解消度の値は大き

く、オングストローム係数も同様に大きい。E, Fで観測されたエアロゾルは、偏光解消度の値は小さく、オングストローム係数も小さい値を示した。これは、非球形度が大きく比較的粒径の小さい粒子が多く存在している状態から、非球形度が小さく粒径の大きい粒子が支配的に存在している状態へ変わったことを意味している。

近年のフィールド観測と室内実験から、黄砂粒子は0.15~0.3の高い偏光解消度、0.5以下の低いオングストローム係数を示すことが報告されている [Murayama et al. 2001; Sakai et al. 2012]。5月26日の14時以降に高度1kmよりも高い高度で観測されたエアロゾルは黄砂であると考えられる。高度1kmより低い高度では、幾分低い偏光解消度のエアロゾルが観測された。これは、飛来した黄砂が福岡にバックグラウンドとして存在する都市大気エアロゾルや海洋性エアロゾルなどの比較的偏光解消度の低いエアロゾル [Omar et al., 2012] と混合した可能性や、長距離輸送して飛来した黄砂が、輸送過程で汚染大気や海塩粒子と内部混合して変質し、粒子の物理特性が変化して、幾分偏光解消度の低い球形性のエアロゾル [Shibata and Yang, 2010; Zhang and Iwasaka, 2006] に変わった可能性が考えられる。

Fig. 6 と Fig. 7 で示したD→E→Fの高度域での、下層の高度からE, Fに輸送されたと考えられる空気塊は、気圧の低下を伴った気温の低下により、水蒸気の飽和度が増加し、吸湿性の高いエアロゾルに水蒸気が凝結することで、球形で大きい粒子が観測された可能性が考えられる。黄砂粒子の吸湿性は低い [Yamashita et al., 2011]、純粋な黄砂粒子が水蒸気の凝

結により、変質した可能性は低い。しかしながら、黄砂粒子が水溶性の高い汚染物質などと内部混合して物理特性が変化し、吸湿性が大きくなるのが近年報告されている [長田和雄, 2014]。その場合には、観測される粒子の大きさも大きくなり、黄砂粒子と比較して、オングストローム係数も小さい値を示すと考えられる。前述したように、1km 以下の高度域では、変質した黄砂が存在していた可能性の他にも、黄砂と球形エアロゾルが外部混合した状態で観測された可能性もある。硫酸エアロゾルや海塩粒子のような球形エアロゾルが外部混合した状態で存在していれば、それら吸湿性の高いエアロゾルが成長した可能性も考えられる。白石ら (2009) は、2003 年春季、黄砂や PM_{2.5} などの光学的に厚いエアロゾルが飛来していない、バックグラウンドと思われる大気状況下で、ライダーとエアロゾルゾンデを用いた大気エアロゾルの同時観測を行った。彼らの結果では、バックグラウンド状態でのエアロゾルのオングストローム係数は、高度 1km 付近で 1.1-1.3 程度であり、ライダーで得られるエアロゾルの後方散乱係数についても、粒径 1 μm 以下の微小粒子の寄与が大きいことを示した。D→E→F で観測されたオングストローム係数の緩やかな減少は、微小粒子の成長では、説明ができない。以上のことから、D→E→F の高度域では、変質した黄砂粒子の水蒸気の凝結による成長が、光学特性の変動の主な要因ではないかと考えられた。

まとめ

24 時間連続運転ライダーにより、2014 年 5 月 26 日の寒冷前線通過時のエアロゾルの光学特性の鉛直分布の連続観測を行うことができた。寒冷前線が通過した時間帯に観測された黄砂層は地上 4km 付近まで分布していたことが分かった。散乱比の時間高度断面は、観測されたエアロゾルの散乱比が Droegemeier and Wilhelmson (1986) によって示された重力流モデルと良い対応を示したことが分かった。寒冷前線通過時の冷たい空気塊の重力流の中で、上向きの輸送が予想された高度域で、エアロゾルの偏光解消度の低下 (0.14→0.07) とオングストロームの減少 (1→0.6) が観測された。これは黄砂粒子を含む空気塊で、水蒸気の凝結等によるエアロゾル粒子の成長(非球形→球形)が生じた可能性を示唆していた。

謝辞

本研究に使用した天気図は、日本気象協会 tenki.jp から使用した。福岡管区気象台の気象データは、気象

庁福岡管区気象台のホームページの「過去の気象データ」(<http://www.jma-net.go.jp/fukuoka/>) から使用した。高層気象ゾンデデータは、Wyoming 大学の Wyoming Weather Web (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) から使用した。

Reference

- Droegemeier, K. K. and R. B. Wilhelmson, 1987, Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1180-1210.
- Fernald, F. G., B. M. Herman, J. A. Reagan, 1971, Determination of aerosol height distributions by lidar. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 482-489.
- Matsukawa, R., T. Michikawa, K. Ueda, H. Nitta, T. Kawasaki, H. Tashiro, M. Mohri, Y. Yamamoto, 2014, Desert dust is a risk factor for the incidence of acute myocardial infarction in Western Japan. *Circ Cardiovasc Qual Outcomes.*, **7**(5), 743-748.
- Murayama, T., N. Sugimoto, I. Uno, K. Kinoshita, K. Aoki, N. Hagiwara, Z. Liu, I. Matsui, T. Sakai, T. Shibata, T. Arai, B. -J. Sohn, J. -G. Won, S. -C. Yoon, T. Li, J. Zhou, H. Hu, M. Abo, K. Iokibe, R. Koga, Y. Iwasaka, 2001, Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18345-18360.
- Nakajima, T., M. Tanaka, M. Yamano, M. Shiobara, K. Arai, Y. Nakainishi, 1989, Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki—Part II models. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**(2), 279-291.
- Niimura, N., K. Okada, X. -B. Fan, K. Arai, G. -Y. Shi, and S. Takahashi, 1998, Formation of Asian dust storm particles mixed internally with sea salt in the atmosphere. *J. Met. Soc. Japan*, **76**(2), 275-288.
- Omar, A. H, D. M. Winker, C. Kitataka, M. A. Vaughan, Z. Liu, Y. Hu, C. R. Trepte, R. R. Rogers, R. A. Ferrare, K. P. Lee, R. E. Kuehan, C. A. Hostetler, 2009, The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1994-2014.
- 長田和, 2014, ダスト粒子と水溶性物質との内部混合, *低温科学*, **72**, 15-19.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1997, *Microphysics of clouds and precipitation*, 954, Kluwer, Dordrecht.
- 高見昭憲, 今井孝典, 清水厚, 松井一郎, 杉本伸夫, 畠山史郎, 2006, 沖縄辺戸で観測された人為起源エ

- アロゾルと黄砂の輸送, *J. Aerosol. Res.*, **21**(4), 341-347.
- Sakai, T., T. Nagai, T. Matsumura, M. Nakazato, M. Sasaoka, 2005, Vertical Structure of a Nonprecipitating Cold Frontal Head as Revealed by Raman Lidar and Wind Profiler Observations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**(3), 293-304.
- Sakai, T., T. Nagai, Y. Mano, Y. Zaizen, Y. Inomata, 2012, Aerosol optical and microphysical properties as derived from collocated measurements using polarization lidar and direct sampling, *Atmospheric Environment*, **60**, 419-427.
- Shibata, T. and Y. YANG, 2010, Decrease in Depolarization of Dust over Populated Areas of Eastern Asia Observed by the Space-Borne Lidar CALIOP, *Eurozoru Kenkyu*, **25**, 62-76.
- 白石浩一, 林政彦, 山下克也, 尾塚馨一, 佐賀克己, 神谷佳輝, 芦田政己, 東ひとみ, 藤原玄夫, 2009, 福岡大学理学集報, **39**(2), 115-122.
- Stohl, A, 2001, A one-year Lagrangian "climatology" of airstreams in the Northern Hemisphere troposphere and lowermost stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **106**, 7263-7279.
- Yamashita, K., M. Murakami, A. Hashimoto, T. Tajiri, 2011, CCN Ability of Asian mineral dust particles and their effects on cloud droplet formation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**(5), 581-587.
- Zhang, D. and Y. Iwasaka, 2006, Comparison of size changes of Asian dust particles caused by sea salt and sulfate. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**(5), 939-947.