

## GIST/ADEMRC 다파장 라만 라이다 시스템을 이용한 안면도 지역에서의 라이다 비 연구

### Determination of the Lidar Ratio Using the GIST/ADEMRC Multi-wavelength Raman Lidar System at Anmyeon Island

노영민 · 김영민 · 김영준\* · 최병철<sup>1)</sup>

광주과학기술원 환경공학과, 환경 모니터링 신기술 연구센터

<sup>1)</sup>기상연구소 지구대기감시관측소

(2005년 11월 21일 접수, 2005년 12월 13일 채택)

Young Min Noh, Young Min Kim, Young Joon Kim\* and Byoung Chul Choi<sup>1)</sup>

*Advanced Environmental Monitoring Research Center,*

*Department of Environmental Science & Engineering, Kwangju Institute of*

*Science & Technology, <sup>1)</sup>Korea Global Atmospheric Watch Observatory (KGAWO)*

*Meteorological Research Institute (METRI), Anmyeon, Korea*

(Received 21 November 2005, accepted 13 December 2005)

#### Abstract

Tropospheric aerosols are highly variant in time and space due to non-uniform source distribution and strong influence of meteorological conditions. Backscatter lidar measurement is useful to understand vertical distribution of aerosol. However, the backscatter lidar equation is undetermined due to its dependence on the two unknowns, extinction and backscattering coefficient. This dependence necessitates the exact value of the ratio between two parameters, that is, the lidar ratio. Also, lidar ratio itself is useful optical parameter to understand properties of aerosols. Tropospheric aerosols were observed to understand variance of lidar ratio at Anmyeon island (36.32°N, 126.19°E), Korea using a multi-wavelength raman lidar system developed by the Advanced Environmental Monitoring Research Center (ADEMRC), Gwangju Institute Science and Technology (GIST), Korea during measurement periods; March 15~April 16<sup>th</sup>, 2004 and May 24~June 8<sup>th</sup>, 2005. Extinction coefficient, backscattering coefficient, and lidar ratio were measured at 355 and 532 nm by the Raman method. Different types of aerosol layers were distinguished by the differences in the optical properties such as Angström exponent, and lidar ratio. The average value of lidar ratio during two observation periods was found to be  $50.85 \pm 4.88$  sr at 355 nm and  $52.43 \pm 15.15$  sr at 532 nm at 2004 and  $57.94 \pm 10.29$  sr at 355 nm and  $82.24 \pm 15.90$  sr at 532 nm at 2005. We conduct hysplit back-trajectory to know the pathway of air mass during the observation periods. We also calculate lidar ratio of different type of aerosol, urban, maritime, dust, continental aerosols using OPAC (Optical Properties

\*Corresponding author.

Tel : +82-(0)62-970-3401, E-mail : yjkim@kjist.ac.kr

of Aerosols and Clouds). Remote sensing of atmospheric aerosol using a multi-wavelength lidar system with Raman channels is quite appropriate and powerful tool to characterize the optical properties of tropospheric aerosols.

**Key words :** Lidar ratio, Lidar, Aerosol

## 1. 서 론

대기 중 존재하는 에어로졸의 수직분포와 그들의 광학적 특성은 에어로졸에 의한 직·간접적인 복사 수지 연구에 있어 중요한 부분이다 (Haywood and Ramaswamy, 1998). 위성으로 후방산란된 자외선을 측정하여 대기 에어로졸의 광학적 두께 (AOD)를 구하는 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)에 있어서도 에어로졸의 수직분포를 가정하는 것은 가장 큰 불확실성의 발생요인이다 (Torres *et al.*, 1998). 이와 같은 이유로 대기 중 에어로졸의 고도분포와 후방산란계수 (Backscattering coefficient)와 소멸계수 (Extinction coefficient)를 실시간으로 관측할 수 있는 라이다 (LIDAR: LIght Detection And Range)는 대기 에어로졸 관측에 있어 매우 유용한 장비이다. 에어로졸의 수직분포 관측의 필요에 의해 지상, 항공기, 그리고 위성에서 라이다 관측이 이루어지고 있으나 대부분의 라이다 장비들은 대기 중 공기분자와 에어로졸의 탄성산란에 의한 산란광을 측정한다. 탄성 산란광만을 측정하여 라이다 식을 이용하여 계산 시 라이다 식에 포함된 두 개의 미지수인 산란계수와 후방산란계수에 의해 식은 복잡한 미분 방정식의 해석 과정을 거치게 된다. 이 과정에서 중요한 것은 에어로졸 산란계수를 후방산란계수로 나눈 값인 라이다 비를 가정하여 넣어주는 것과 데이터의 해석이 시작되는 에어로졸이 존재하지 않고 공기분자만이 존재하는 기준고도를 설정하는 것이다 (Fernald, 1984; Klett, 1981). 라이다 비는 대기중 에어로졸의 입자크기, 모양, 굴절률, 그리고 상대습도의 영향을 받으며 각각의 특성에 따라 다양한 값을 가진다.

라이다 비는 에어로졸의 크기와 조성, 모양을 알면 라이다에 사용되는 레이저에서 조사되는 파장의 함수로서 계산할 수 있다. Ackermann (1998)은 maritime, dust, continental 에어로졸에 대하여 neodymium :

yttrium/aluminum/garnet (Nd : YAG) 레이저에서 만들어지는 355/532/1064 nm의 3파장에서의 라이다 비를 모델을 이용하여 계산하였다. 그는 532 nm의 파장에서 상대습도가 90% 이상의 조건에서 maritime, dust, continental 에어로졸의 라이다 비가 각각 22~25 sr, 20~25 sr, 70~80 sr임을 계산하였다. 그러나, 모델 계산은 여러 종류의 에어로졸의 혼합되어 있을 경우, 다양한 종류의 에어로졸의 혼합도와 혼합시의 특성을 정확한 입력자료로서의 산출이 어려워 정확한 값의 산출이 힘들다. Rosen and Kjöme (1997)은 nephelometersonde와 backscattersonde의 동시 관측을 통하여 지표면 부근에서부터 25 km까지의 라이다 비가 35에서 70 sr의 값을 나타냄을 측정하여 고도에 따라 라이다 비가 변함을 보여주었다. Murayama *et al.* (2004)은 2003년 봄에 동경 (35.66N, 139.80E)에서 관측된 에어로졸의 라이다 비는 355 nm에서 40~80 sr의 다양한 값으로 분포한다고 발표하였다. 이와 같이 라이다 비는 각 지역의 에어로졸의 특성과 관측 당시의 대기 조건에 따라 다양한 값을 가진다. 현재 국내의 라이다 관측 현황은 안면도 지구대기 감시관측소와 서울대학교 (윤순창과 원재광, 1998)에서 Micro-pulse Lidar (MPL)를 관측이 실시되고 있다. 그러나 MPL은 탄성산란광만을 측정하기에 라이다 비를 상수값으로 설정하고 고도와 기간에 무관하게 일정한 값을 입력하거나 지표에서 TOA (Top of Atmosphere)에 이르는 수직분포의 전체대기의 라이다 비를 Sunphotometer로 계산한 값을 사용한다. 라이다를 이용하여 기간별, 고도별로 다양하게 발생되는 에어로졸의 광산란 특성을 정확하게 파악하기 위해서는 관측지역에서 기간과 에어로졸의 종류에 따라 라이다 비의 산출이 필요하나 국내에서는 라이다 비의 관측이 이루어진 경우는 전무하다. 이러한 이유로 국내에서도 라이다 관측이 이루어지고 있는 지역별, 그리고 계절별로 라만 라이다를 이용하여 라이다 비의 변화 특성 관측이 필요하다.

본 연구는 2004년 3월 15일부터 4월 16일과 2005년 5월 24일부터 6월 8일까지 안면도 지구대기감시 관측소에서의 광주과학기술원 환경모니터링 신기술 연구센터의 다파장 라만 라이더 시스템으로 532 nm의 파장에서 낮과 밤의 연속적인 관측과 일몰 후부터 일출 전까지 대기의 N<sub>2</sub> 분자에 의해 라만 산란 신호를 측정하였다. 측정된 라만 산란 신호는 라만 해석 방법 (Ansmann *et al.*, 1992; Whiteman *et al.*, 1992)을 이용하여 355 nm와 532 nm의 에어로졸의 소멸계수와 후방산란계수를 가정 없이 직접 구하고, 소멸계수를 후방산란계수로 나누어서 라이더 비를 구하였다.

## 2. 연구 방법

### 2.1 라만 방법을 이용한 소산계수, 후방산란 계수, 라이더 비의 계산

수신된 탄성 산란 신호를 해석하기 위한 라이더 방정식은 이미 많은 연구자들에 의해서 연구되었다 (Fernald *et al.*, 1972). 라이더 방정식을 이용하여 에어로졸의 소산계수와 후방산란계수를 구하기 위한 방법들로는 투과모델 방법 (Russell *et al.*, 1979), 기울기 방법, slant path 방법, Fernald 방법 (Fernald, 1984), Klett 방법 (Klett, 1981) 등 여러 가지가 있다. 탄성 산란 신호를 해석하는 여러 방법들 중 현재 사용되는 것은 Klett 방법과 Fernald 방법이다. 그러나 두 방법은 모두 신호의 해석을 위해서는 모델 계산이나 기존에 연구된 라이더 비를 입력 자료로 넣어주는 것이 필요하다. 이때의 라이더 비는 에어로졸의 고도에 따른 분포와 종류에 무관한 상수값으로 입력되어 서로 다른 종류의 에어로졸들이 다양한 고도로 분포할 때 높은 오차를 발생한다 (Bissonnette, 1986). 본 연구에서는 대기 중으로 조사된 355, 532 nm의 레이저 빛이 N<sub>2</sub> 분자에 의해 라만 산란을 일으켜 발생되는 387,607 nm의 라만 산란광과 355, 532 nm의 탄성 산란광을 해석 신호로 사용하는 라만 해석 방법을 사용하여 직접적으로 에어로졸의 소산계수, 후방산란계수를 구하였다. 그리고 계산된 두 값으로 라이더 비를 구하였다.

라만 신호를 이용한 에어로졸의 소산계수의 해석은 Ansmann *et al.* (1990)이 해석 방법을 제시하였다. 라

이다 해석의 기본이 되는 라이더 식은 식(1)과 같다.

$$P(z, \lambda_R) = \frac{BO(z)}{z^2} \beta(z, \lambda_L, \lambda_R) \times \exp\left\{-\int_0^z [\alpha(\lambda_L, \xi) + \alpha(\lambda_R, \xi)] d\xi\right\} \quad (1)$$

여기서, P는 파장 λ<sub>L</sub>의 레이저가 대기로 조사되었을 때 z의 거리에서 공기분자에 의해 파장 λ<sub>R</sub>으로 라만 산란된 빛 중 수신된 후방산란광의 강도이다. O(z)는 레이저 빔의 발산각과 telescope의 field of view에 의해 결정되는 중첩함수 (overlap function)로서 0에서 1 사이의 값을 가진다. 본 연구에서는 중첩함수가 1 이상이 되는 고도부터 해석을 실시하였다. α는 파장 λ<sub>L</sub>과 λ<sub>R</sub>에서의 지표에서 고도 z까지의 에어로졸의 산란계수이다. B는 고도변화에 무관한 시스템 상수 값이다. 후방 산란 계수인 β는 공기분자의 수 농도 (number density) N에 비례하는 라만 후방 산란단면적  $\frac{d\sigma}{d\Omega}$  으로 계산되며 식(2)로 표현되어진다.

$$\beta(z, \lambda_L, \lambda_R) = N(z) \frac{d\sigma(\lambda_R, \pi)}{d\Omega} \quad (2)$$

공기분자의 수 농도는 표준대기 자료나 존데 자료로부터 구할 수 있는 산소(O<sub>2</sub>)나 질소(N<sub>2</sub>)의 고도 분포자료를 이용하며, 본 연구에서는 관측지역인 안면도에서 동북방향으로 50 km 거리에 위치한 오산에서 측정되는 존데 자료를 이용하여 질소의 수 농도를 산출하였다. 식(1)과 (2)로부터 식(3)이 구하여진다.

$$\alpha(\lambda_L, z) + \alpha(\lambda_R, z) = \frac{d}{dz} \left[ \ln \frac{O(z)N(z)}{z^2 P(z)} \right] \quad (3)$$

식(3)에서 레이저 파장과 라만 파장의 산란계수는 식(4)로 표현된다.

$$\alpha(\lambda_{L,R}, z) \equiv \alpha_{mol}(\lambda_{L,R}, z) + \alpha_{aer}(\lambda_{L,R}, z) \quad (4)$$

여기서, α<sub>aer</sub>과 α<sub>mol</sub>는 각각 에어로졸과 공기분자에 의한 소산계수이다. 이 관계로부터 식(3)은 다음과 같은 형태로 나타내어진다.

$$\alpha_{aer}(\lambda_L, z) + \alpha_{aer}(\lambda_R, z) = \frac{d}{dz} \left[ \ln \frac{N(z)}{z^2 P(z)} \right] - \alpha_{mol}(\lambda_L, z) - \alpha_{mol}(\lambda_R, z) \quad (5)$$

에어로졸의 소산 값의 파장 의존성은 식(6)과 같

으며, 에어로졸에 의한 소산계수가 파장

$$\frac{\alpha_{aer}(\lambda_L)}{\alpha_{aer}(\lambda_R)} = \frac{\lambda_R}{\lambda_L} \quad (6)$$

에 따라 파장역지수,  $\ddot{a}$  (Angstrom Exponent)에 비례한다고 가정하면 식 (5)와 (6)으로부터 식 (7)이 유도되어진다. 본 연구에서는 라만 방법에 의한 에어로졸 소산계수 산출 시 파장역지수를 1로 가정하여 계산하였다.

$$\alpha_{aer}(\lambda_L, z) = \frac{\frac{d}{dz} \left[ \ln \frac{N(z)}{z^2 P(z)} \right] - \alpha_{mol}(\lambda_L, z) - \alpha_{mol}(\lambda_R, z)}{1 + \left[ \frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right]^{\ddot{a}}} \quad (7)$$

에어로졸의 후방산란계수의 계산은 Ansmann *et al.* (1992)의 방법을 사용하였다. 에어로졸 후방산란계수  $\beta_{aer}(\lambda_i, z)$ 는 에어로졸과 공기분자에 의한 탄성산란 신호와 공기분자에 의한 라만 산란 신호 그리고 기준 고도( $z_0$ : 에어로졸의 밀도 변화가 거의 없거나 존재하지 않으며  $\beta_{mol}(\lambda_i, z_0) \gg \beta_{aer}(\lambda_i, z_0)$ 를 만족하는 고도)를 이용하여 구하여진다. 탄성 산란 신호와 라만 산란 신호는 각각 식(1)과 (8)로 나타내어진다.

$$P(z, \lambda_R) = \frac{BO(z)}{z^2} N(z) \frac{d\sigma(\lambda_R, \pi)}{d\Omega} \times \exp\left\{-\int_0^z [\alpha(\lambda_L, \xi) + \alpha(\lambda_R, \xi)] d\xi\right\} \quad (8)$$

탄성산란신호[식 (1)]로부터 기준고도와 목적고도의 두 식과 라만 산란 신호[식 (8)]로부터의

$$\frac{P(z_0, \lambda_R) P(z, \lambda_L)}{P(z_0, \lambda_L) P(z, \lambda_R)} \quad (9)$$

두 식을 식 (9)와 같은 형태의 비로 나누어 주면 에어로졸의 후방산란계수  $\beta_{aer}(\lambda_i, z)$ 를 구할 수 있으며 다음과 같은 형태를 나타낸다.

$$\beta_{aer}(\lambda_i, z) = -\beta_{mol}(\lambda_i, z) + [\beta_{aer}(\lambda_i, z_0) + \beta_{mol}(\lambda_i, z_0)] \times \frac{P(z_0, \lambda_R) P(z, \lambda_L) N(z)}{P(z_0, \lambda_L) P(z, \lambda_R) N(z_0)} \times \frac{\exp\left\{-\int_{z_0}^z [\alpha_{aer}(\lambda_R, \xi) + \alpha_{mol}(\lambda_R, \xi)] d\xi\right\}}{\exp\left\{-\int_{z_0}^z [\alpha_{aer}(\lambda_L, \xi) + \alpha_{mol}(\lambda_R, \xi)] d\xi\right\}} \quad (10)$$

마지막으로 라이다 비는 식 (7)과 (8)에 의하여 구해진 에어로졸 소산계수와 후방산란계수의 비로써 계산되며 식은 다음과 같다.

$$S_{aer}(z, \lambda_L) = \frac{\alpha_{aer}(\lambda_i, z)}{\beta_{aer}(\lambda_i, z)} \quad (11)$$

## 2.2 GIST/ADEMRC 다파장 라만 라이다 시스템

본 연구에서 사용된 GIST/ADEMRC 다파장 라만 라이다 시스템은 2000년 일본 나고야 대학과 공동으로 개발하여 제주도 고산에 설치하여 관측을 해오다 2002년 3월에 광주과학기술원 (35° 10', 126° 53'E)으로 옮겼으며 이때, 이동형 트레일러 안에 라이다 시스템을 설치하여 이동의 편리성을 높였다. 시스템의 전체 구성도는 그림 1에 나타내었고 전체 사양은 표 1에서 보여준다. 송신부의 광원으로 펄스 반복율이 20 Hz인 Nd:YAG 레이저를 사용하였다. 이 레이저는 2차, 3차 조화파를 포함하여 1,064, 532, 355 nm의 총 3개의 파장을 만들어 내며 각각의 펄스당 에너지는 400, 230, 60 mJ이다. 또한 송신부에 Wave plate

Table 1. System parameters of GIST/ADEMRC Multi-wavelength Raman LIDAR system.

Transmittance (Laser)	Laser type	Nd: YAG (CFR 400 Big Sky Laser)
	Wavelength (nm)	355, 532, 1064
	Energy/pulse (mJ)	60, 230, 400
	Repetition rate (Hz)	20
	Beam divergence (mrad)	< 0.2 (after passing through the beam expander)
Receiver	Telescope type	Cassegrain
	Diameter (inch)	8, 14
	Field of view (mrad)	0.5~4
	Detector	PMT (HAMAMATSU R3234-01 for 355 & 532, R3236 for 1064)
	Signal detection	Photon counting
	Range resolution (m)	7.5

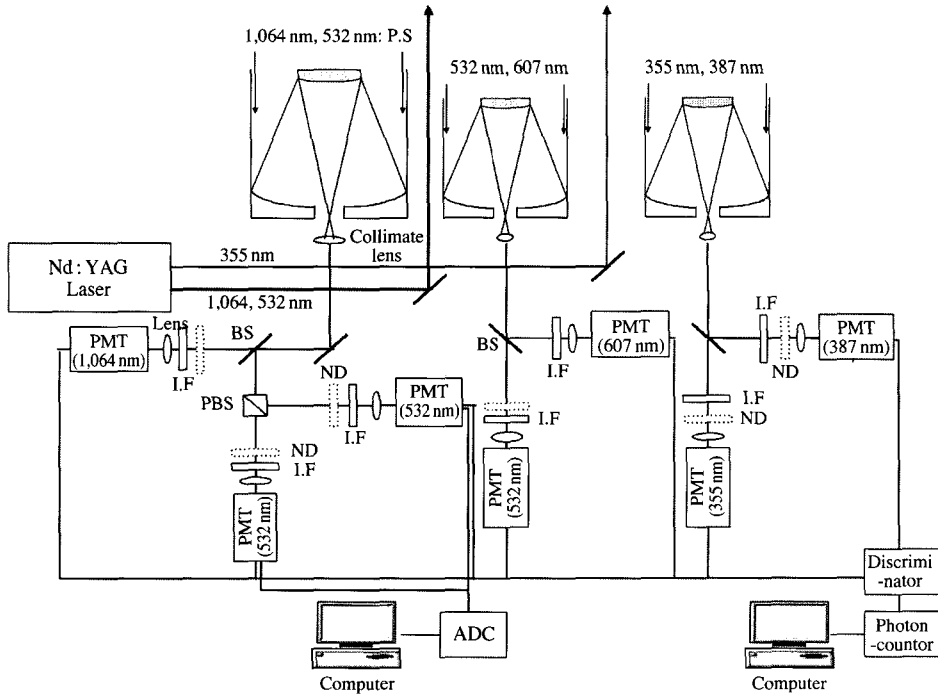


Fig. 1. Schematic diagram of GIST/ADEMRC multi-wavelength Raman lidar system.

( $\lambda/2$  polarizer)를 설치하여 수신단의 편광 빔 분리기 (polarizer beam splitter)에 입사되는 빔 각도를 조절 하였다. 또한 5배의 빔 확대기를 설치하여 0.2 mrad 이하로 줄여서 레이저 빔을 대기로 조사하였다. 수신 부는 하나의 14 inch Cassegrain telescope와 2개의 8 inch Cassegrain telescope와 검출기로 7개의 Photo-multiplier tube (PMT)로 구성되어 있다. 7개의 검출기는 각각 355, 532, 1,064 nm의 탄성 산란 신호 수신 채널과 편광소멸도 관측을 위한 532 nm의 수평편광 (532p)과 수직편광 (532s) 채널 및 공기 중  $N_2$  분자에 의한 라만 산란 신호 관측을 위한 387, 607 nm 채널로 구성되어 있다. 이중 두 개의 편광관측용 532 nm 채널은 낮과 밤의 연속 관측을 실시하여 검출기로부터 송신된 산란 신호를 analog to digital converter (ADC)를 이용하여 신호를 컴퓨터에 저장하였다. 나머지 5개의 채널은 밤에만 관측을 실시하여 검출기로부터 보내어진 신호를 photon counter를 이용하여 저장하였다. ADC와 photon counter의 두 방법으로 컴퓨터에 저장된 신호의 거리 분해능은 7.5 m이고 시간 분해능은 10분이다. 여기서 ADC로 수신된

532p와 532s 신호는 7.5 m, 10분의 거리·시간 분해능으로 편광소멸도 측정과 획득된 신호에 거리 제곱만을 곱하여 고도별 에어로졸의 분포특성을 관측하였다. 이 때 관측된 편광소멸도는 일반적으로 동북아시아 지역에서 황사의 편광소멸도 값인 0.15~0.3 사이의 값이면 황사가 관측된 것으로 판명하였다. Photon counter로 수신된 5개의 신호를 7.5 m, 10분의 거리·시간 분해능으로 라만 방법으로 해석 시 계산 값이 발산하였다. 이는 라만 산란 신호는 탄성 산란 신호에 비하여  $10^{-3}$ 에서  $10^{-4}$ 배 정도 약하게 산란되는 특성으로 인하여 수신된 라만 신호가 미약하여 발생하는 것으로 판단되었다. Photon counter 신호 해석을 위해 본 연구에서는 7.5 m, 10분의 거리·시간 분해능으로 관측된 신호를 거리 분해능은 아래에서부터 16개의 신호를 더하여 120 m로, 시간 분해능은 일몰 후부터 일출까지 관측된 신호를 모두 합하여 3 시간에서 8시간의 시간 분해능이 되도록 획득된 신호를 합하여 라만 방법으로 계산하였다. 이 때 ADC로 수신하고 이 신호를 거리 제곱한 신호를 이용하여 대기중의 에어로졸의 고도분포가 일정한 구간만

을 합산에 사용하였으며 에어로졸과 구름이 동시에 같은 고도에 존재하여 구분이 어려운 구간도 제거 후 계산에 사용하였다. 계산된 에어로졸의 소산계수와 라이다 비의 분석을 통하여 에어로졸의 층을 구분하였다. 구분된 에어로졸 층에서 식(12)를 같이 소산계수의 적분을 통하여 구분된 층만의 에어로졸 광학 두께  $\gamma$ (aerosol optical depth: AOD)를

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} \sigma dz \quad (12)$$

355 nm와 532 nm에 대하여 산출하고, 이 값으로 식(13)과 같은 방법으로 두 파장에서의 파장 역지수  $\ddot{a}$ 를 계산하였다.

$$\ddot{a} = - \frac{\ln(\tau_{355}/\tau_{532})}{\ln(355/532)} \quad (13)$$

### 3. 결 과

본 연구에서 관측은 안면도의 해안지역에 위치한 지구대기감시관측소(KGAWO, 36.32N, 126.19E)에

서 실시되었다. 안면도 지역은 태안 반도에 연륙교로 이어져 있고 수도권에서는 약 100 km 남쪽으로 거리에 위치해 있다. 2004년 관측은 3월 15일부터 4월 16일까지 실시되었고 2005년 관측은 5월 24일부터 6월 8일까지 관측이 진행되었다. 관측기간 동안 ADC 방식의 신호수신장치를 이용하여서는 편광소멸도를 측정할 수 있는 두 개의 532 nm 채널을 24시간 연속적으로 관측하였고, 387, 607 nm의 라만 산란 신호를 포함하는 5개의 채널로는 photon counting방식을 이용하여 일몰 후부터 일출 전까지 밤 시간대에만 관측을 실시하였다.

#### 3.1 2004년 관측

2004년 관측기간은 3월 15일부터 4월 16일로 봄철에 이루어졌다. 그림 2는 관측기간 동안 ADC로 수신한 532 nm 파장의 후방산란 신호를 거리의 제곱만을 곱한 거리 보정 값을 시간변화에 따라 0.5~6.5 km의 고도분포로 연속적으로 나타내었다. 강우 발생 시에는 관측을 중단하였으며, 낮 관측 시 레이저의 출력이 저하되는 현상이 낮 11시부터 15시 사이에 발생하여 제대로 관측이 이루어지지 않은 시간대의

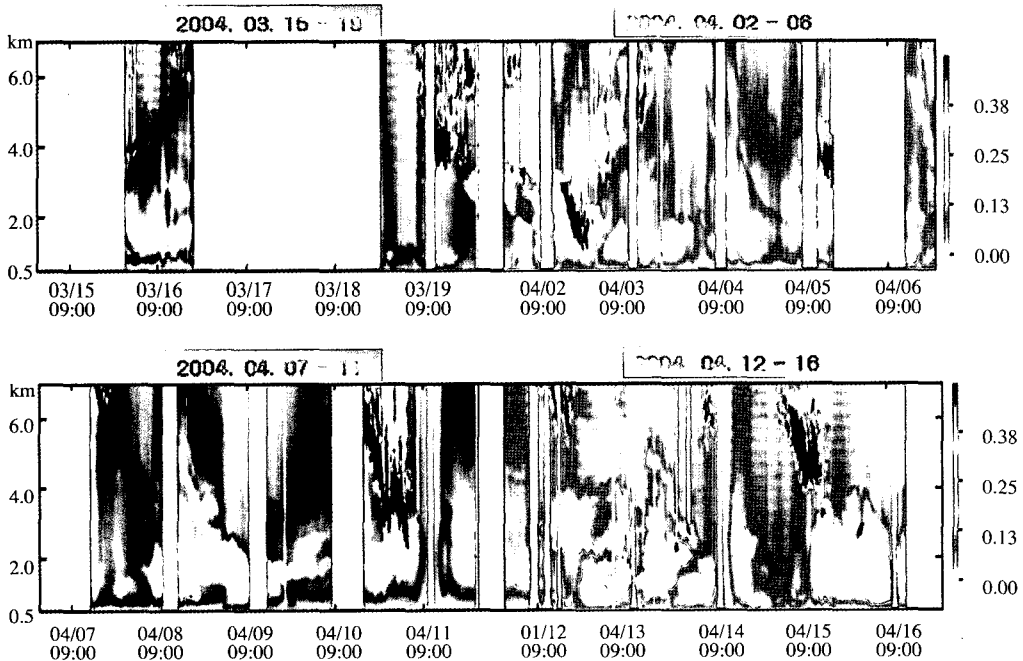
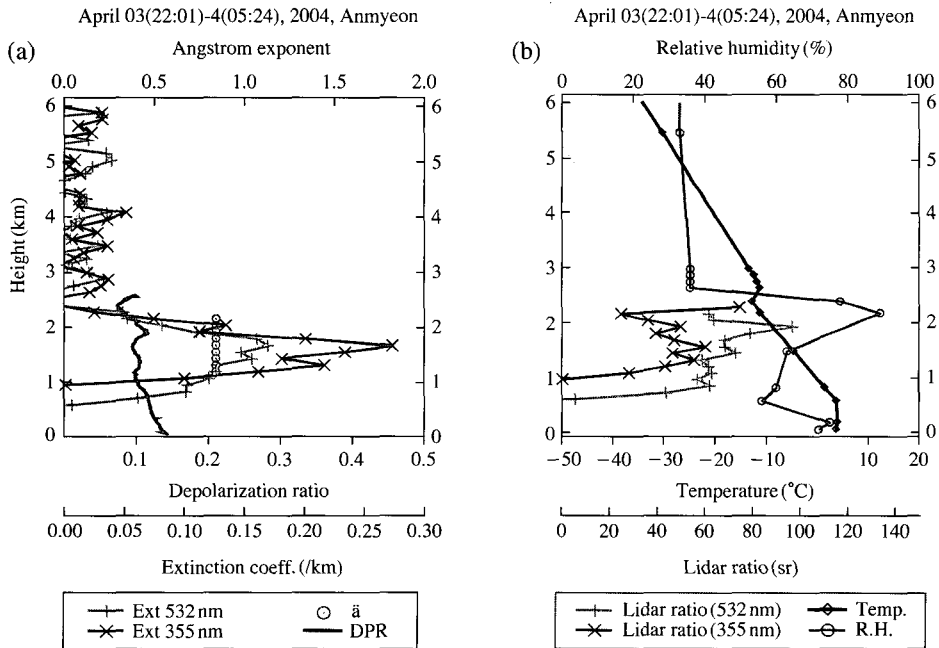


Fig. 2. Range-corrected signal of 532 nm observed ADC system from March 15<sup>th</sup> to April 16<sup>th</sup>, 2004 at Anmyeon island.

**Table 2. Lidar ratio and AOD of 532 nm and 355 nm observed from March 15 to April 16, 2004 at Anmyeon island.**

2004	Lidar ratio			$\gamma_{532}$	$\gamma_{355}$	$\ddot{a}$	Height (km)
	532 nm (sr)	355 nm (sr)	532-355				
March 15 <sup>th</sup>	28.5 ± 8.3	52.3 ± 11.2	23.9	0.100	0.147	0.94	2.16 ~ 3.48
	34.7 ± 24.9	55.4 ± 18.0	20.8	0.036	0.056	1.09	3.48 ~ 4.32
April 2 <sup>nd</sup>	69.2 ± 10.4	51.2 ± 9.5	18.0	0.268	0.381	0.87	1.08 ~ 2.28
	49.5 ± 18.2	43.4 ± 19.3	6.1	0.307	0.390	0.58	3.12 ~ 5.64
April 3 <sup>rd</sup>	70.1 ± 11.8	44.8 ± 10.6	25.3	0.136	0.191	0.84	1.20 ~ 2.16
April 8 <sup>th</sup>	53.5 ± 10.5	57.3 ± 6.6	3.9	0.109	0.144	0.70	1.44 ~ 3.00
April 12 <sup>nd</sup>	62.9 ± 12.6	53.3 ± 14.9	9.7	0.181	0.236	0.66	2.16 ~ 4.2
April 15 <sup>th</sup>	51.1 ± 12.2	49.1 ± 6.1	1.8	0.223	0.342	1.06	1.30 ~ 3.48
Total ave.	52.4 ± 15.2	50.9 ± 4.9	13.7	0.170	0.236	0.84	
Dust remove	60.6 ± 9.8	48.4 ± 4.2	12.5	0.22	0.31	0.80	



**Fig. 3. Raman analysis results observed from April 3<sup>rd</sup> 22:01 to 4<sup>th</sup> 05:24.**

데이터는 제거하여 주었다. 그림 2에서 노랑과 녹색 계열로 나타낸 것이 에어로졸이 많이 분포하는 영역이고 파랑과 흰색 계열이 에어로졸의 거의 존재하지 않는 깨끗한 대기영역이다. 구름에 의한 강한 후방산란 신호는 검은색으로 표시하였다. 관측기간 중 구름을 제외한 에어로졸 고도분포는 그림 2에서 볼 수 있듯이 5 km 고도까지 다양하게 분포하며 여러 층으

로 존재하는 경우도 빈번하여 깨끗하지 않은 대기 상태를 보여준다. 한달 동안의 관측 기간 중 밤 시간대에 photon counter로 신호를 수신하고, 수신된 신호를 라만 방법을 이용하여 데이터를 해석하여 에어로졸의 소산계수, 후방산란계수, 그리고 라이더 비를 산출한 날은 총 6일이었다. 관측 기간 동안 시스템의 중첩고도가 1 km 이상의 높은 고도로 설정이 되어

있어 1 km 이하의 고도에서는 측정이 이루어지지 않아 라이다 비 산출이 가능한 날이 총 관측일에 비하여 적은 것으로 사료된다. 표 2는 2004년에 라만 방법으로 계산된 결과들 중 관측된 에어로졸 층의 라이다 비와 AOD를 532,355 nm의 파장별로 정리하고 각 파장의 AOD 값을 이용하여 두 파장에 대한 파장역지수를 계산한 것이다. 라이다 비를 계산한 6일의 관측일 중 3월 15일과 4월 8일에 황사가 관측되었다. 황사가 관측된 날의 편광 소멸도는 0.2~0.3을 나타내었고 관측되지 않은 날은 0.1 이하의 값을 나타내었다. 그림 3의 a는 4월 3일 22시부터 다음날 05시까지 관측된 데이터를 이용하여 계산된 532 nm와 355 nm에서의 에어로졸의 소산계수와 편광소멸도, 그리고 두 파장에서의 파장역지수 값을 나타낸다. 관측 시 시스템의 중첩합수가 1이 되는 고도가 1.2 km 이고 에어로졸 층은 1.2 km부터 2.16 km 구간에 존재하며 이 에어로졸 층의 파장역지수는 0.84를 나타내었다. 에어로졸 층의 편광소멸도 값은 0.1 전후로 황사가 아님을 보여준다. 그림 3의 b는 라만 라이다로 관측된 355, 532 nm 파장에서의 라이다 비와 03시, 09시, 15시, 21시의 1일 4회 오산 비행장에서 관측이

실시되는 존데 자료로부터 얻어진 고도별 상대습도와 온도분포이다. 온도분포로부터 대기 경계층의 고도는 2.2 km 부근이고 이 고도는 라이다로 관측된 에어로졸의 상층고도인 2.16 km와 거의 일치함을 알 수 있고 경계층 하부의 상대습도는 60~80%의 값을 나타내나 층의 상부에서는 35%의 낮은 값을 보인다. 관측기간 중 존데 자료에 의한 고도별 온도 분포 특성으로 파악되는 대기 경계층의 고도와 라이다로 관측된 에어로졸의 고도별 분포 특성으로부터 파악되는 대기경계층의 고도는 관측일 중 대부분의 경우에 일치하였으며, 이는 Cooper and Eichinger (1994)와 Santacesaria *et al.* (1998)가 라디오 존데와 라이다를 이용하여 지구대기 경계층(PBL)을 관측한 결과로서도 뒷받침 되어진다. 그러나 대기 경계층 상부로 에어로졸이 장거리 수송되어 오는 황사와 같은 경우에는 라이다와 존데, 두 자료 모두에서 대기경계층의 고도를 명확하게 파악하기 힘들었다. 그림 4의 a와 b는 3월 15일 20시부터 05시까지 관측된 신호를 그림 3과 같은 형태로 그린 것이다. 편광 소멸도 값이 0.2~0.37 정도로 명확하게 황사가 발생하였음을 알 수 있다. 이때의 에어로졸 층은 4.5 km까지 분포하였

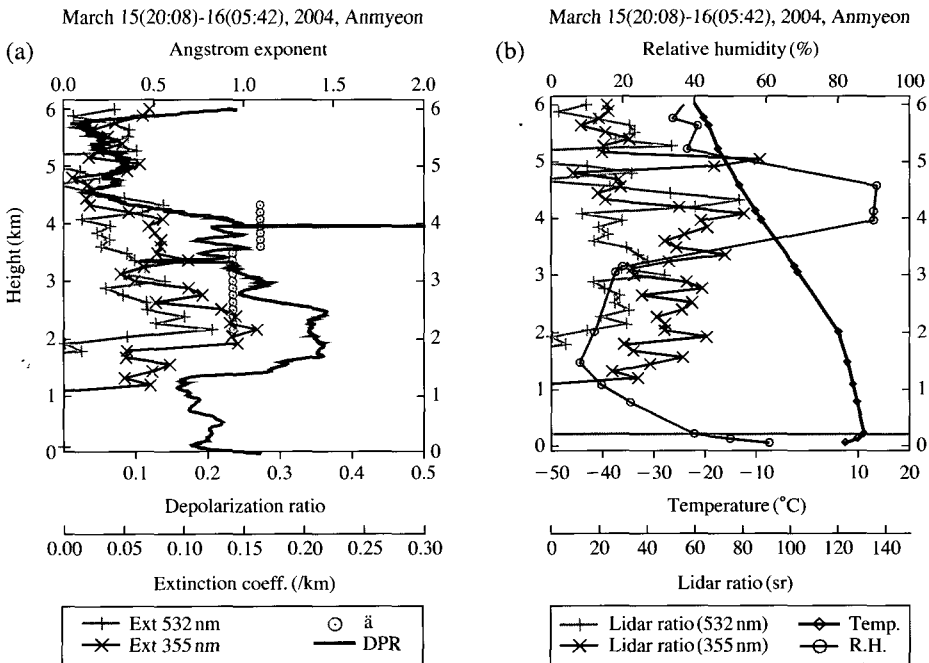


Fig. 4. Raman analysis results observed from March 15<sup>th</sup> 22:08 to 16<sup>th</sup> 05:42.



으나 존데 자료의 온도분포는 이 층의 분포와 무관한 경향을 보였다. 2004년 총 6일의 라만 라이다 관측 결과에서 라이다 비는 532 nm와 355 nm에서 각각 28.5~70.1 sr, 43.4~57.3 sr의 분포를 보였으며 파장별 평균값은 각각  $52.4 \pm 15.2$  sr과  $50.9 \pm 4.9$  sr으로 큰 차이를 보이지 않았다. 3월 15일과 4월 8일의 황사가 발생한 날을 제외한 나머지 4일의 라이다 비 평균값은 532 nm와 355 nm에서 각각  $60.6 \pm 9.8$  sr과  $48.4 \pm 4.2$  sr으로 532 nm 값이 355 nm의 값보다 12 sr 높게 나타났으며, 황사기간을 제외하면 532 nm의 라이다 비는 증가하고 355 nm의 값은 감소되는 경향을 보였다. 황사가 관측된 3월 15일과 4월 8일의 라이다 비는 황사가 관측되지 않은 날과 비교할 때 355 nm에서의 라이다 비가 532 nm의 라이다 비보다 높은 경향을 보여 주었고, 특히 3월 15일의 경우는 그 값이 차이가 24 sr으로 Ackerman(1998)이 실시한 모델 분석 결과에서 desert 에어로졸의 특성과 일치하였다.

### 3. 2 2005년 관측

그림 5는 2005년 5월 24일부터 6월 8일까지 ADC로 관측된 532 nm의 신호를 거리 보정하여 시간 변

화에 따라 연속적으로 표현한 것이다. 관측 기간 동안 에어로졸은 대부분 3 km 이하의 고도에서 측정되었으며, 3 km 이상의 고도에서는 구름을 제외하고는 깨끗한 대기 상태를 보였다. 2005년 관측 기간에는 시스템의 중첩 함수가 1이 되는 고도가 0.6 km 되도록 시스템을 설정하였다. 그 결과 photon counter로 수신한 탄성 및 라만 산란 신호를 라만 해석 방법으로 분석한 결과 총 11일의 결과를 얻을 수 있었다. 그 관측 결과를 정리하여 표 3에 나타내었다. 이 기간 동안에 황사는 관측되지 않았으며 대부분의 에어로졸은 고도 2 km 이내에 존재하였으며 가장 높게 분포한 에어로졸 층의 상층 고도는 3.12 km이었다. 라이다 비는 532, 355 nm에서 최저값과 최고값이 각각 59.6~111.5 sr과 34.0~67.6 sr로 532 nm에서는 51.9 sr의 변화폭을 보였으나 355 nm에서는 33.6 sr의 차이만 보였다. 평균값은 각각  $82.2 \pm 15.9$  sr과  $57.9 \pm 10.3$  sr이다. 관측 기간 동안 모든 결과에서 532 nm의 라이다 비가 355 nm의 라이다 비보다 높게 나타났으며 두 파장의 라이다 비의 차이값을 평균한 값은 24.3 sr이었으며 평균 파장 먹지수 a는 1.14이었다.

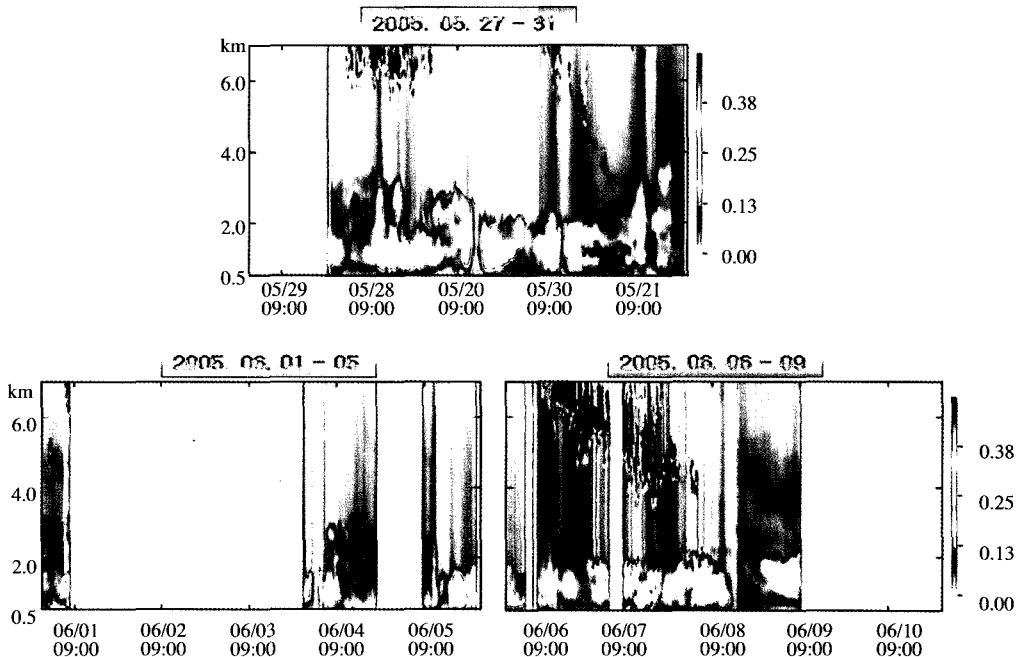


Fig. 5. Range-corrected signal of 532 nm observed ADC system from May 24<sup>th</sup> to June 8<sup>th</sup>, 2005 at Anmyeon island.

Table 3. Lidar ratio and AOD of 532 nm and 355 nm observed from May 24 to June 8, 2005 at Anmyeon island.

2005	Lidar ratio			$\gamma_{532}$	$\gamma_{355}$	$\ddot{a}$	Height (km)
	532 nm (sr)	355 nm (sr)	532-355				
May 24 <sup>th</sup>	59.6±10.3	56.1±22.6	3.47	0.144	0.235	1.20	1.56~2.88
May 27 <sup>th</sup>	74.3±8.8	64.6±10.4	9.61	0.302	0.539	1.42	0.60~2.04
	65.8±12.5	45.2±41.9	20.6	0.054	0.101	1.63	2.16~3.12
May 28 <sup>th</sup>	74.4±8.4	60.8±12.1	13.7	0.257	0.382	1.00	0.60~1.80
May 29 <sup>th</sup>	77.3±7.1	62.5±11.8	14.9	0.462	0.742	1.21	0.60~2.28
May 30 <sup>th</sup>	102.8±10.7	67.6±9.7	35.1	0.247	0.403	1.21	0.60~2.16
May 31 <sup>st</sup>	98.9±11.4	58.1±7.7	40.7	0.104	0.209	1.72	0.60~1.44
June 1 <sup>st</sup>	111.5±14.9	64.1±11.2	47.5	0.134	0.210	1.11	0.60~1.68
June 4 <sup>th</sup>	93.2±25.9	59.4±18.3	33.9	0.149	0.203	0.76	0.60~2.28
	85.8±12.2	46.3±8.8	39.5	0.228	0.321	0.84	0.60~2.04
June 7 <sup>th</sup>	78.5±6.1	66.8±7.5	11.7	0.292	0.448	1.05	0.60~1.68
	62.4±10.5	34.0±7.7	28.4	0.203	0.242	0.43	1.68~2.28
June 8 <sup>th</sup>	84.6±8.8	67.7±5.2	16.9	0.203	0.334	1.22	0.60~1.92
Average	82.2±15.9	57.9±10.2	24.3	0.214	0.336	1.14	

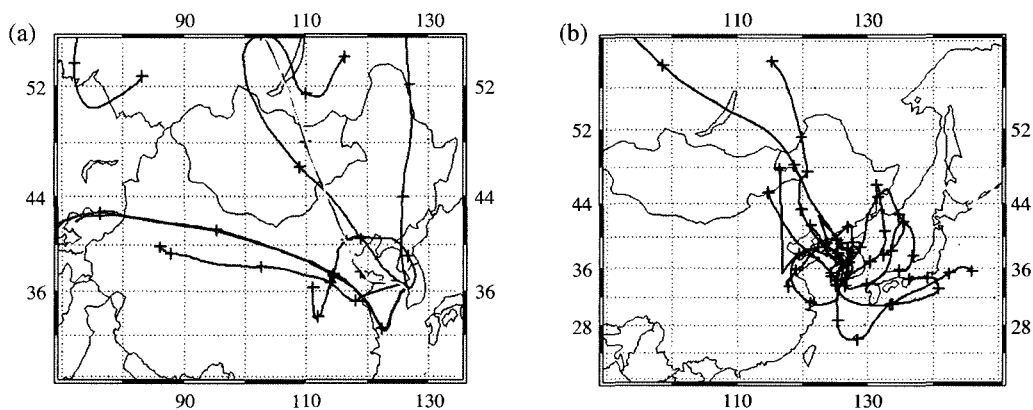
### 3.3 기간에 따른 라이다 비 특성 및 모델 결과와의 비교

2004년 관측 결과와 2005년의 관측 결과를 라이다 비의 분포 특성의 관점에서 볼 때 2004년의 3월 15일부터 4월 16일중 6일에 걸쳐 관측된 라이다 비는 2005년 5월 24일부터 6월 8일에 관측된 11일의 값보다 낮게 나타났다. 2004년 결과에서 황사가 발생한 경우를 제외하고 비교하면 두 기간의 라이다 비의 차이는 줄어들거나 경향은 바뀌지 않았다. 또한 두 기간 모두에서 황사 기간을 제외하고 532 nm의 라이다 비는 355 nm보다 높은 값이 관측되었다. 다른 지역에서 관측된 에어로졸의 종류에 따른 라이다 비의 특성을 비교하기 위하여 표 4에 각 지역에서 라만 라이다를 이용하여 관측된 결과를 정리하였다. Ansmann *et al.* (2005)은 10월에 22일에 걸쳐 관측된 532 nm에서의 라이다 비의 평균값이 46.7±5.6값임을 파악하였다. Muller *et al.* (2004)은 독일에서 Arctic haze와 도시 에어로졸이 혼합된 경우에 532,355 nm 두 파장대에서 35~75 sr의 값으로 분포함을 관측하였다. 또한 본 연구에서는 두 번의 관측 기간에 안면도에 도착하는 기단의 성질과 이동경로를 파악하기 위하여 미국의 NOAA/ARL에서 개발한 HYSPLIT-4 (HYbrid Single-Particle Lagrangian Intergrated Trajectory) 모델을 이용하여 유적선 분석을 하였으며 (Draxler, 1999), 기상입력자료로서는 미국 NCEP

(National Centers for Environmental Prediction)의 GDAS (Global Data Assimilation System)자료 (Kanamitsu *et al.*, 1997)를 북반구에 대해 극 평사도법을 이용하여 129×129 격자 간격으로 변환한 FNL (Final Run) 자료를 사용하였다. 그림 6의 a와 b는 각각 2004년과 2005년 관측기간 중 라만 분석이 이루어진 날 중 5일 역궤적 유적선 분석 결과이다. 역궤적 분석 시간대는 라만 라이다 관측이 실시된 날의 24시를 분석시작시간으로 하여 2004년은 6일, 2005년은 11일의 역궤적 분석이 이루어졌으며, 분석고도는 2004년의 경우 주로 관측이 이루어진 1,500 m 고도의 유적선 이동특성이고 2005년은 700 m 고도에서 분석이 실시되었다. 그림 6의 a에서 황사발생일인 3월 15일 결과는 붉은색으로 4월 8일은 노란색으로 표시하였다. 두 기간의 유적선 이동 특성은 2004년의 경우는 대부분 북서방향이나 북쪽에서 빠른 속도로 이동하고, 황사발생일의 경우는 그 특징이 더욱 명확함을 보여주나 2005년 결과는 유적선이 한반도 주변을 맴도는 경우가 많고 남쪽으로부터 기단이 이동해 오기도 하였다. 더불어 에어로졸의 종류에 따른 355, 532 nm의 파장별 라이다 비의 변화를 살펴보기 위하여 모델 분석을 실시하였다. 사용된 모델은 Hess *et al.* (1998)이 고안한 OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds)을 이하였으며, continental clean, continental average, continental polluted, maritime

**Table 4. Other area research results of lidar ratio at 532 nm and 355 nm.**

Aerosol type	Value (sr)	Wavelength	Region	Reference
Asian dust	47 ± 18	532 nm	Japan	(Takamura <i>et al.</i> , 1994)
	48.6 ± 8.5	355 nm		(Murayama <i>et al.</i> , 2004)
	43.1 ± 7.0	532 nm		(Liu <i>et al.</i> , 2002)
	42 ~ 55	532 nm		
Saharan dust	50 ~ 80	355 nm	German	(Mattis <i>et al.</i> , 2002)
		532 nm		
Continuous measurement for 213 days through 2 year	68 ± 12	355 nm	U.S	(Ferrare <i>et al.</i> , 2001)
Continuous measurement for 22 days through October	46.7 ± 5.6	532 nm	China	(Ansmann <i>et al.</i> , 2005)
Urban haze	60 ± 16.1	355 nm	Japan	(Murayama <i>et al.</i> , 2004)
	48.1 ± 14.3	532 nm		
Haze	50 ~ 60	532 nm	China	(Ansmann <i>et al.</i> , 2005)
Arctic haze mixed with urban aerosol	35 ~ 75	355 nm	German	(Muller <i>et al.</i> , 2004)
		532 nm		
Smoke plume	~ 40	355 nm	Japan	(Murayama <i>et al.</i> , 2004)
	~ 60	532 nm		
Forest fire	21 ~ 67	355 nm	German	(Muller <i>et al.</i> , 2005)
	26 ~ 87	532 nm		
Pollution plume	50 ~ 75	355 nm	Indian Ocean	(Franke <i>et al.</i> , 2003)
		532 nm		



**Fig. 6. (a) HYSPLIT-4 backward trajectory results at 1,500 m height of 6 measurement cases observed by Raman lidar in 2004 at Anmyeon island. Red and yellow color lines denote March 15<sup>th</sup> and April 8<sup>th</sup>, respectively. (b). HYSPLIT-4 5 days backward trajectory results at 700 m height of 11 Raman lidar measurement days in 2005 at Anmyeon island.**

clean, maritime polluted, maritime tropical, urban, desert의 8종류의 에어로졸로 구분하여 분석을 실시하였고 각각의 입력자료는 Hess *et al.* (1998)에 제안된 자료를 사용하였다. 파장은 350, 550, 1,000 nm로

본 연구에 사용된 레이저 파장과 근접한 파장대를 선정하였으며 상대습도의 변화도 입력하였다. 모델 계산 결과는 그림 7에 보여진다. 표 4의 나타난 다른 지역의 관측 사례와 역학적 분석 결과, 그리고 모델

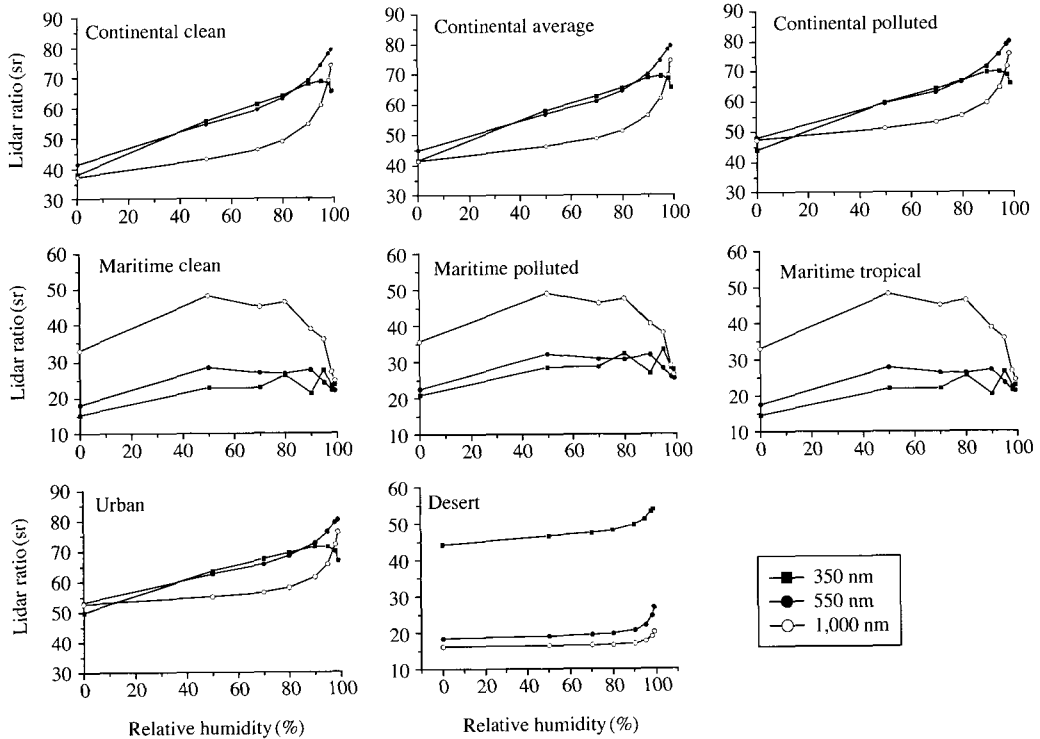


Fig. 7. OPAC simulation results of 8 types aerosol.

결과를 종합할 때 2004년 3월 15일부터 4월 16일에 라만 라이다로 관측된 에어로졸은 중국지역으로부터 장거리 수송된 에어로졸로 사료된다. 이 기간 동안 관측된 에어로졸층의 고도가 대부분 1.2 km 이상으로 국지적인 영향보다는 대기경계층 상부로 이동해 오는 장거리 이동된 에어로졸이고 Ansmann *et al.* (2005)의 라이다 비 결과와 비교해 볼 때 532 nm에서 50 sr 이하로 낮은 라이다 비와도 같은 경향을 보인다.

#### 4. 결 론

GIST/ADERMC 다파장 라만 라이다를 이용하여 안면도 지구대기감시관측소에서 2004년 3월 15일부터 4월 16일과 2005년 5월 24일부터 6월 8일의 2회에 걸쳐 532, 355 nm의 두 파장에서의 라이다 비의 관측이 실시되었다. 2004년 관측 기간에는 총 6일

라이다 비 분석이 실시되어 532 nm와 355 nm의 파장별 평균값은 각각  $52.4 \pm 15.2$  sr과  $50.9 \pm 4.9$  sr을 보였다. 이 기간 중 3월 15일과 4월 8일에는 황사가 관측되었으며 이때의 라이다 비는 532 nm와 355 nm에서 일별로 각각  $28.5 \pm 8.3$  sr,  $52.3 \pm 11.2$  sr과  $53.5 \pm 10.5$  sr,  $57.3 \pm 6.6$  sr으로 355 nm의 라이다 비가 532 nm보다 큰 황사의 특징을 보여주었다. 2005년에는 총 11일의 라이다 비가 분석되었으며 파장별 평균값은 각각  $82.2 \pm 15.9$  sr과  $57.9 \pm 10.3$  sr으로 분석되어 봄철인 3월과 4월의 라이다 비 보다 여름으로 접어드는 5월과 6월의 라이다 비가 높은 특징을 보였다. 2005년에 관측된 이러한 파장별 라이다 비의 특징은 관측된 에어로졸의 대부분이 대기 경계층 내부의 에어로졸이 관측된 것으로 이 기간이 5월 중순 경부터 농촌지역에서 보리 추수 끝내고 발생된 부산물을 태움으로써 많이 발생하는 biomass burning 에어로졸(Ryu *et al.*, 2004)의 영향을 많이 받은 것으로 사료되며, 이러한 결과는 Canadian forest fire smoke

를 라만 라이더로 관측한 Ansmann *et al.* (2005)의 분석결과와도 유사하다. 두 기간의 파장 역지수 값도 각각 0.84와 1.14로 봄철이 높은 경향을 나타내었다. 이는 역계적 분석과 다른 지역에서 관측된 결과를 통하여 2004년 봄철에 중국으로부터 장거리 이동된 에어로졸은 주로 조대 입자로 구성되어 있으나 2005년 국지 에어로졸은 미세입자가 주로 분포하였음을 알 수 있다. 파장별 변화는 황사가 발생한 2004년 3월 15일과 4월 8일을 제외하면 532 nm에서의 라이더 비가 355 nm보다 높게 나타났으며, 두 기간을 합한 파장별 표준편차는 532, 355 nm에서 각각 21.3 sr과 9.1 sr으로 532 nm 파장에서 에어로졸의 종류와 대기 조건에 따라 라이더 비의 변화가 큼을 보여주었다.

결론적으로 안면도 지역의 에어로졸은 계절의 변화에 따라 유입되는 에어로졸의 종류가 다르며, 이에 의해 라이더 비도 많은 차이를 나타내었다. 특히 MPL에서 사용되는 파장대인 523.5 nm와 비슷한 파장인 532 nm의 변화폭은 51.9 sr으로 355 nm에 비해 아주 높은 변화폭을 보였다. 따라서 안면도 지역에서 MPL을 이용하여 탄성 산란 신호로 대기 에어로졸의 광산란 특성을 파악하기 위해서는 대기 조건에 따라 라이더 비를 변화시켜주어야 하며, 이를 위해 라만 라이더를 이용하여 지속적인 라이더 비의 관측이 필요하다고 판단된다.

## 감사의 글

본 연구는 광주과학기술원 환경 모니터링 신기술 연구센터를 통한 한국과학재단 우수연구센터 지원금 및 두뇌한국 21 사업의 일환으로 이루어진 것입니다.

## 참고 문헌

윤순창, 원재광 (1998) 서울에서의 에어로졸 라이더 측정 결과, 1998년도 한국대기보전학회 춘계학술대회 요지집, 272-273.  
Ackermann, J. (1998) The extinction-to-backscattering ratio of tropospheric aerosol: A numerical study, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 1043-1050.  
Ansmann, A., R. Engelmann, D. Althausen, and U. Wandinger

(2005) High aerosol load over Pearl River Delta, China, observed with Raman lidar and Sun photometer, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13815.  
Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis (1990) Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a raman lidar, *Optics letters*, Vol. 15.  
Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis (1992) Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar, *Appl. Opt.*, 31, 7113-7131.  
Bissonnette, L.R. (1986) Sensitivity analysis of lidar inversion algorithms, *Appl. Opt.*, 25, 2122-2125.  
Cooper, D.I. and W.E. Eichinger (1994) Structure of the atmosphere in an urban planetary boundary layer from lidar and radiosonde observations, *J. Geophys. Res.*, 99, 22937-22948.  
Draxler, R.R. and G.D. Hess (1999) An Overview of the Hysplit\_4 Modeling System for Trajectories, Dispersion, and Deposition, *Aust. Met. Mag.*, 47, 295-308.  
Fernald, F.G., B.M. Herman, and J.A. Reagan (1972) Determination of Aerosol Height Distribution by Lidar, *J. Appl. Meteorol.*, 11, 482-489.  
Fernald, F.G. (1984) Analysis of atmospheric lidar observations : Some comments, *Appl. Opt.* 23, 652-653.  
Ferrare, R.A., D.D. Turner, L.H. Brasseur, W.F. Feltz, O. Dubovik, and T.P. Tooman (2001) Raman lidar measurements of the aerosol extinction-to-backscatter ratio over the Southern Great Plains, *J. Geophys. Res.*, 106, 20333-20347.  
Franke, K., A. Ansmann, D. Muller, D. Althausen, C. Venkataraman, M.S. Reddy, F. Wagner, and R. Scheele (2003) Optical properties of the Indo-Asian haze layer over the tropical Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 108, 4059.  
Haywood, J.M. and V. Ramaswamy (1998) Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols, *J. Geophys. Res.*, 103, 6043-6058.  
Hess, M., P. Koepke, and I. Schult (1998) Optical Properties of Aerosols and Clouds: The software package OPAC. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 831-844.  
Kanamitsu, M., R.E. Kistler, and R.W. Reynolds (1997) NCEP/NCAR Reanalysis and the Use of Satellite Data. *Adv. Space Res.*, 19(3), 481-490.  
Klett, J.D. (1981) Stable analytical inversion solution for

- processing lidar returns, *Appl. Opt.* 20(2), 211–220.
- Liu, Z., N. Sugimoto, and T. Murayama (2002) Extinction-to-backscatter ratio of Asian dust observed with high-spectral-resolution lidar and Raman lidar, *Appl. Opt.* 41, 2760–2767.
- Muller, D., I. Mattis, A. Ansmann, B. Wehner, D. Althausen, and U. Wandinger (2004) Closure study on optical and microphysical properties of a mixed urban and Arctic haze air mass observed with Raman lidar and Sun photometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D13206.
- Murayama, T., D. Muller, K. Wada, A. Shimizu, M. Sekiguchi, and T. Tsukamoto (2004) Characterization of Asian dust and Siberian smoke with multi-wavelength Raman lidar over Tokyo, Japan in spring 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23103.
- Muller, D., I. Mattis, U. Wandinger, A. Ansmann, D. Althausen, and A. Stohl (2005) Raman lidar observations of aged Siberian and Canadian forest fire smoke in the free troposphere over Germany in 2003: Microphysical particle characterization, *J. Geophys. Res.*, D17201.
- Mattis, I., A. Ansmann, D. Muller, U. Wandinger, and D. Althausen (2002) Dual-wavelength Raman lidar observations of the extinction-to-backscatter ratio of Saharan dust, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1306.
- Rosen, J.M. and N.T. Kjome (1997) Balloon-borne measurements of the aerosol extinction-to-backscatter ratio, *J. Geophys. Res.*, 11165–11169.
- Russell, P.B., T.J. Swissler, and M.P. McCormick (1979) *Appl. Opt.*, 18, 3783.
- Ryu, S.Y., J.E. Kim, H. Zhuanshi, and Y.J. Kim (2004) Chemical Composition of Post-Harvest Biomass Burning Aerosols in Gwangju, Korea, *AWMA*, 1124–1137.
- Santacesaria, V., F. Marengo, D. Balis, A. Parayannis, and C. Zerefos (1998) Lidar observations of the Planetary Boundary Layer above the city of Thessaloniki, Greece, *Il Nuovo Gimento*, 585–595.
- Takamura, T., Y. Sasano, and T. Hayasaka (1994) Tropospheric aerosol optical properties derived from lidar, sun photometer, and optical particle counter measurements, *Appl. Opt.*, 33, 7132–7141.
- Torres, O., P.K. Bhartia, J.R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason (1998) Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.* 103, 17099–17110.
- Whiteman, D.N., S.H. Melfi, and R.A. Ferrare (1992) Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere, *Applied Optics*, Vol. 31.