이러도 해양종합과학기지에서의 3차원 바람성분에 따른 에어로솔 수 농도 변동 특성

박성화¹⁾ · 장상민²⁾ · 이동인^{2)*} · 정운선²⁾ · 정종훈²⁾ · 정성아²⁾ · 정창훈³⁾ · 김경식⁴⁾ · 김경익⁵⁾

¹⁾부경대학교 지구환경공학협동과정

²⁾부경대학교 환경대기과학과

³⁾경인여자대학 보건의료관리과

⁴⁾부경대학교 물리학과

⁵⁾경북대학교 천문대기과학과

(접수: 2011년 12월 5일, 수정: 2012년 1월 16일, 채택: 2012년 2월 10일)

The Variation of Aerosol Number Concentrations in Relation with 3D Wind Components in the Ieodo Ocean Research Station

Sung-Hwa Park¹⁾, Sang-Min Jang²⁾, Dong-In Lee^{2)*}, Woon-Seon Jung²⁾, Jong-Hoon Jeong²⁾,
Sung-A Jung²⁾, Chang Hoon Jung³⁾, Kyungsik Kim⁴⁾, and Kyung-Eak Kim⁵⁾

¹⁾Interdisciplinary Program of Earth Environmental Engineering, Pukyong National University

²⁾Department of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University

³⁾Department of Health Management, Kyungin Women's College

⁴⁾Department of Physics, Pukyong National University

⁵⁾Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University

(Received: 5 December 2011, Revised: 16 January 2012, Accepted: 10 February 2012)

Abstract To investigate variation of aerosol number concentration at each different size with three-dimensional (3D) wind components in ocean area, aerosol particles and 3D wind components were measured in the Ieodo Ocean Research Station, which is located to 419 km southwest from Marado, the southernmost island of Korea, from 25 June to 8 July 2010. The Laser Particle Counter (LPC) and ultrasonic anemometer were used to measure the size of aerosol particles and 3D wind components (zonal (u), meridional (v), and vertical (w) wind) respectively. Surface weather chart, NCEP/NCAR reanalysis data and sounding data were used to analyze the synoptic condition. The distribution of aerosol number concentration had a large variation from bigger particles more than 1.0 μm in diameter by wind direction during precipitation. In the number concentration of aerosol particles with respect to the weather conditions, particles larger than 1.0 μm in size were decreased and sustained to the similar concentration at smaller particles during precipitation. The increase in aerosol number concentration was due to the sea-salt particles which was suspended by southwesterly and upward winds. In addition, the aerosol number concentration with vertical wind flow could be related with the occurrence and increasing mechanism of aerosol in marine boundary layer.

Keywords: Aerosol number concentration, Laser particle counter, Three-Dimensional wind speed, Ultrasonic anemometer, Ieodo Ocean Research Station, Marine boundary layer

*Corresponding Author: Dong-In Lee, Department of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University, Busan, 608-737, Korea
Phone : +82-51-629-6639, Fax : +82-51-625-2665
E-mail : leedi@pknu.ac.kr

1. 서 론

대기 중에 자연 및 인위적으로 발생된 먼지나 여러 종류의 화학물질들로 구성된 작은 입자를 총칭하여 에어로솔이라 한다 (Willeke and Baron, 1993). 에어로솔은 모래폭풍과 화산활동과 같은 자연적 과정이나 산업활동으로 인한 화석연료의 연소와 같은 인위적 요인에 의해 발생하고 생성원인이 다양하고 물리화학적 특성이 서로 다를 뿐만 아니라 시간공간적으로도 매우 복잡한 특성을 보인다 (Carlson and Caverly, 1997; Duce *et al.*, 1980; Dutton *et al.*, 1994; Smirnov *et al.*, 1998). 또한 입자의 크기가 0.001~100 μm 로 광범위하며, 기상학적으로 태양 에너지의 유입을 차단시키는 직접 효과뿐 아니라 태양복사를 흡수 또는 산란시키고, 구름의 형성과정에서 응결핵으로 작용하는 등의 간접 효과를 통하여 지구 대기의 복사과정에서 매우 중요한 역할을 한다 (Seinfeld and Pandis, 1998; 김지영과 최병철, 2002; IPCC, 1995). 대기 중 에어로솔의 크기 분포에 대한 정보는 에어로솔 복사 강제력을 산출하고 기후변화에 미치는 영향을 평가하는 데 중요한 역할을 한다는 많은 보고가 있다 (Penner *et al.*, 1994; Ogren, 1995; Nemesure, 1995; Alpert *et al.*, 1998). 또한 에어로솔 수 농도 변화는 태양복사에 의한 지구 온난화에 직접적으로 관련이 있으며 그 발생을 알기 위해서는 관측을 통해 해명하는 것이 매우 중요하다.

에어로솔 농도 변화에 관한 연구로 Pruppacher와 Klett (1978), Wark와 Warner (1976), Khemani *et al.* (1987)은 대기의 에어로솔 농도가 풍향이나 풍속에 의한 기상학적인 상태에 따라 크게 변화하고, 특히 큰 입자의 에어로솔 수 농도와 풍속과의 상관관계가 높게 나타남을 보였다. Lee (1991), Kikuchi *et al.* (2003)은 일본 최북단 Rebun Island와 Ishikari Bay에서 겨울철 계절풍 발달시 해안에서의 에어로솔 총 농도가 수렴에 의한 상승류로 해양입자가 증가하고, 수렴역이 약하였을 때 에어로솔 수 농도가 적어 바람장의 변동에 따라 에어로솔이 크게 변화한다는 연구 결과를 보고하고 있다. 내륙지역과 남서해안 지역에서의 강설 시 레이더 바람장 변화에 따른 에어로솔 수 농도 변동에 관한 연구 (강미영, 2003; 이동인 등, 2008)와 해양에서의 에어로솔 변동에 관한 연구 (박성화 등, 2009)에서는 강설 시와 강수 시 바람장의 수렴과 발산에 따라 지표면 근처 대기 경계층 내 에어로솔 수 농도 변동이 일어났고, 이는 대기 중 에어로솔 수 농도 변동이 대기 바람장의 수렴 발산과 크게 상관이 있음을 밝혔다. 대부분의 연구들은 내륙지역과 해안지역에서 관측된 에어로솔 수 농도에 관한 연구이며, 관측선을 통한 해상에서의 에어로솔 수 농도에 관한 연구 (김중환 등, 2005; Peng *et al.*, 2007)가 있으나, 이를 통하여 얻어지는 자료는 매우 한정적이

며 부족한 실정이다. 해상에서의 관측은 주로 관측선의 이동경로, 매연, 선체의 요동, 그리고 이동에 따른 기상 변화 등에 따른 관측상의 오차가 크게 나타날 수 있어 분석하기가 어렵다. 그러나 이어도 해양종합과학기지에서의 연구는 내륙지역과 해안지역과 비교하여 국지적인 오염원이 전혀 발생하지 않는 배경지역에서 관측선이 아닌 공해상의 고정관측지점에서 장시간 수행할 수 있다. 따라서, 본 연구에서는 실제 강수 전·후의 수 시간 동안 해상의 고정점에서의 3차원 바람성분과 에어로솔 수 농도 변동에 관한 연구를 위하여 이어도 해양종합과학기지에서의 종관기상상태와 라디오존데, 3차원 바람성분, 에어로솔 수 농도 관측을 실시하였으며, 강수 시스템의 이동에 따른 에어로솔의 변동과 수 농도 분포특성을 알아보았다.

2. 자료 및 분석 방법

2.1. 조사대상지역 및 분석장비

점오염원이 없는 해상지역에서 여름 강수시 대기 중 에어로솔의 직경별 수 농도 변동특성을 파악하기 위하여 2010년 6월 25일부터 7월 8일까지 제주도 남쪽 마라도에서 남서쪽으로 149 km, 일본의 도리시마에서 서쪽으로 276 km, 중국의 칭타오로부터 북동쪽으로 247 km 떨어진 곳에 위치한 이어도 해양종합과학기지 (높이 36 m, 북위 32°07', 동경 125°10')에서 기상관측과 에어로솔 수 농도 관측을 실시하였다 (Fig. 1). 이어도 해양종합과학기지는 지리적으로 원거리 해상에 위치하고 있으며, 또한 태양열과 풍력을 주 에너지원으로 이용하는 무인기지로 국지적인 오염원이 없는 청정 지역에 설치되어 배경 대기의 특성을 정확히 파악할 수 있는 이점이 있다. 관측기간 동안 지상의 기상상태를 파악하기 위하여 자동기상관측장비 (Automatic Weather System (AWS), Vaisala, Finland, Model: WXT520)를 설치하여 매 1분 간격으로 기온, 습도, 풍향, 풍속을 관측하였고 0.1 mm와 0.5 mm 전도형 우량계를 이용하여 매 1분마다 강수량을 측정하였다. 종관기상상태는 지상 일기도와 NCEP/NCAR 재분석자료를 이용하였고, 고층기상상태는 라디오존데 (GRAW, Germany,

Fig. 1. The location of study area.

Model: DFM-06)를 이용하여 시간에 따른 고도별 기온, 습도, 기압, 풍향 및 풍속 등의 고해상도 연직자료를 관측, 분석하였다. 3차원 풍향·풍속계 (Ultrasonic Anemometer, R. M. Young Company, USA Model: 81000)를 이용하여 수평·수직풍을 측정하였다. 에어로솔 분석을 위해서 레이저 입자 계수기 (Laser Particle Counter, KANOMAX, Japan, Model: KR-12A)를 이용하여 2.831 min^{-1} 의 유량으로 매 10분 간격으로 입경별 에어로솔 샘플링을 실시하였다. 입자 채취관내의 수분 흡착을 최소화 하기 위하여 흡입관 길이를 최소 50 cm 이내로 하였으며, 별도의 보조장치를 달진 않았다. LPC에 대한 세부설명 및 각 채널별 입자의 직경 범위는 Table 1에 나타내었고, 3차원 풍향·풍속계에 대한 세부설명은 Table 2에 나타내었다.

2.2. 에어로솔 분석 방법

대기 중 에어로솔은 크기 범위가 매우 폭 넓어 수 농도를 적절히 표현하기 위해서는 일반적으로 대수적 방법으로 입자의 크기 분포를 표현하게 된다. 이때 측정된 에어로솔은 동일한 광학적 성질을 가진 구형의 물질로 구성됨을 가정하였다.

에어로솔 수 농도 $dN = n_N(Dp)dDp$ 가 크기 범위(Dp , $Dp + dDp$)내의 에어로솔 입자의 수를 나타낸다고 할 때, $n_N(Dp)$ 는 식(1)과 같이 쓸 수 있다.⁷⁾

$$n_N(Dp) = \frac{dN}{dDp} \quad (1)$$

여기서 N 은 단위 체적(cm^3)당 입자의 개수, Dp 는 입자의 직경을 나타낸다.

이들 에어로솔 크기 별 입자의 수 농도를 상용 대수적으로 표현하면 식(2)와 같이 나타낼 수 있다.

$$dN/d\log Dp = 2.303 Dp \cdot n_N(Dp) \quad (1/\text{cm}^3) \quad (2)$$

Table 2. Specification of an ultrasonic anemometer

Variable	Resolution	Accuracy
Wind speed	0.01 m s^{-1}	$\pm 1\%(\pm 0.05 \text{ m s}^{-1})$ for $\leq 30 \text{ m s}^{-1}$ $\pm 3\% \leq 30 \text{ m s}^{-1}$
Wind direction/speed	0.1 degree	$\pm 2 \text{ degrees}$ for $\leq 30 \text{ m s}^{-1}$ $\pm 5 \text{ degrees}$ for $\leq 30 \text{ m s}^{-1}$

3. 결과 및 고찰

3.1. 종관 기상 상태

2010년 7월 2일 한반도 중부지역 서해상에 존재하는 강한 저기압을 동반한 전선이 남쪽으로 이동하면서 7월 3일 06시에 이어도 종합해양과학기지를 포함한 동중국해역에 영향을 미쳤고, 이어도 종합해양과학기지는 7월 3일 00시 50분부터 12시 20분까지 약 10.2 mm의 누적 강수량을 기록하였다 (Fig. 2).

NCEP/NCAR 재분석자료를 이용하여 강수가 발생한 2010년 7월 3일 09시의 종관 기상상태를 Fig. 3에 나타내었다. Fig. 3(a)에서 Fig. 3(d)까지의 높이는 각각 지표면, 850, 500, 및 300 hPa이며, 실선은 각각 해면기압 (sea level pressure, 단위: hPa), 상당온위 (equivalent potential temperature, 단위: K), 상대와도 (relative vorticity, 단위: 10^{-5} s^{-1}), 지위고도 (geopotential height, 단위: m)를 나타낸다. 풍향과 풍속은 화살표로 나타내었으며, 음영으로 표시된 영역은 풍속이 각각 8, 12, 16, 20 m s^{-1} 이상인 곳을 나타낸다. 이어도 종합해양과학기지 해상에서는 한반도의 서해상에 존재하는 저기압과 북태평양에 위치한 고기압의 영향으로 12 m s^{-1} 이상의 강한 남서풍계열의 바람이 유입되고 있다. 850 hPa에서는 상당온위 350 K 이상의 습윤한 상태로 15 m s^{-1} 이상의 서풍계열의 바람이 유입되고 있다. 500 hPa에서는 상대와도가 0 이상의 양의

Table 1. Specification of an aerosol sampler(Laser Particle Counter, LPC)

Item	Contents
Optical system	Sideway light-scattering method
Light source	Laser diode(wavelength 790 nm, maximum output 50 mW)
Light detector	Photodiode
Particle size (6 channels)	$\geq 0.3 \mu\text{m}$, $\geq 0.5 \mu\text{m}$, $\geq 0.7 \mu\text{m}$, $\geq 1.0 \mu\text{m}$, $\geq 2.0 \mu\text{m}$, and $\geq 5.0 \mu\text{m}$
Sample flow rate	2.83 L/min
Memory	500 data points can be stored for standard functions
Display	Graphic LCD
Power supply	Ni-MH battery with AC adaptor

Fig. 2. Surface weather chart at (a) 1200 LST on 2 July and (b) 0600 LST on 3 July 2010.

Fig. 3. Synoptic weather conditions using NCEP/NCAR reanalysis data at 0900 LST 3 July 2010: (a) pressure and wind vector at the surface, (b) equivalent potential temperature and wind vector at 850 hPa, (c) relative vorticity and wind vector at 500 hPa, and (d) geopotential height and wind vector at 300 hPa.

값으로 저기압성 회전을 나타내며, 약 15 m s^{-1} 이상의 서풍계열의 바람이 유입되고 있다. 300 hPa에서는 북위 39° 에서 42° 사이에서 강한 제트기류가 나타났고 이에도

해상에는 북풍류의 바람이 나타났다. 풍향은 해상에서는 남동풍이 불다가 상층으로 갈수록 서풍, 북풍으로 변하며 연직으로 시계방향의 순전 (veering)이 나타났다.

3.2. 상층 기상변화

2010년 7월 3일 01시부터 21시까지 3회에 걸쳐 라디오존데를 비양하여 고층기상관측을 실시하였고, 관측된 고도별 풍향, 풍속, 기온과 노점온도를 Fig. 4(a)~(c)에 나타내었다.

고층관측결과, 풍속은 약 12.5 km 고도에서 최대 약 14 m s^{-1} 로 나타났고, 이후 약 6.5 km에서 5 m s^{-1} 이하로 나타났으며 다시 고도에 따라서 증가하는 흐름이 나타났다. 풍향은 약 6 km 이하의 고도에서 남서풍에서 북서풍으로 순전의 흐름이 나타났고, 그 이상의 고도에서는 북풍계열의 흐름이 나타났다. Fig. 4(a)는 첫 번째 강수가 시작하는 시간으로 지상에서 약 2.8 km 고도에서 풍향은 서풍으로 나타났고, 이때 풍속이 12.5 m s^{-1} 까지 지속적으로 상승하였으며, 습수는 약 6.3°C 로 나타났다. 약 2.87 km 고도에서 서풍에서 북서풍으로 변하면서 풍속은 4.2 m s^{-1} 까지 감소하였으며, 이후 10 km 까지의 고도에서 약 10 m s^{-1} 의 북동풍이 나타났고, 습수는

3.3°C 로 나타났다. Fig. 4(b)는 두 번째 강수가 끝나는 시간으로 풍속은 지상에서 약 4 km까지 증가한 후, 약 7 km까지 감소하였고, 다시 10 km까지 상승하였다. 풍향은 지상에서 약 300 m까지 남풍에서 서풍으로 급격히 변하였고, 이후 약 6 km까지 서풍으로 일정하게 나타났다. 이후 10 km까지 북서풍과 북동풍의 북풍류가 주로 나타났다. 습수는 전체적으로 평균 4.2°C 로 나타났고, 특히 6.8 km의 고도에서는 2.6°C 로 습하게 나타났다. Fig. 4(c)는 강수가 종료된 시간으로 풍속이 앞선 시간에 비하여 약하게 나타났고, 최대 풍속은 약 800 m 고도에서 11.6 m s^{-1} 로 나타났다. 이후 약 7 km까지 지속적으로 감소 후 다시 증가하였다. 풍향은 약 7 km까지 서풍계열로 나타났고, 풍속이 다시 강해지는 7 km 이상의 고도에서는 북서풍의 흐름이 나타났다. 습수는 전체적으로 약 6.2°C 로 건조하게 나타났고, 특히 7 km 이상의 고도에서는 평균 10.9°C 로 북서풍의 건조한 바람이 유입되었다.

Fig. 4. Vertical profiles of wind direction, wind speed, temperature and dew-point temperature by radiosonde at (a) 0100 LST, (b) 0900 LST, and (c) 2100 LST on 3 July 2010.

Fig. 5는 7월 3일 01시, 09시, 그리고 21시에 라디 오존데를 이용하여 관측된 고도별 풍향과 풍속으로 총 연직 바람 시어 (total vertical wind shear, TVWS)와 방향 성 연직 바람 시어 (directional vertical wind shear, DVWS)를 나타낸 것이다. 연직 바람 시어는 집중호우와 많은 관련이 있고, 특히 동아시아의 여름철에 발생하는 중 규모 대류 시스템의 대류권 하층의 연직 바람 시어와 큰 관련성이 있는 것으로 알려져 있다 (Shimizu *et al.*, 2001). 연직 바람 시어를 통하여 수평 기온 경도의 크기를 총 연직 바람 시어로 나타내고, 고도에 따라 시

계방향으로 변하는 순전 (veering), 반시계방향으로 변하는 반전 (backing)을 통하여 온난이류와 한랭이류를 방향성 연직 바람 시어로 나타낼 수 있다 (Neiman and Shapiro, 1989).

총 연직 바람 시어와 방향성 연직 바람 시어는 각각 식(3), (4)와 같이 쓸 수 있다.

$$\left| \frac{dV}{dz} \right| = \sqrt{\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2} \quad (3)$$

$$\frac{dD}{dz} = \left(\bar{u} \frac{dv}{dz} - \bar{v} \frac{du}{dz} \right) \quad (4)$$

Fig. 5. Time variation of (a) total vertical wind shear, and (b) directional vertical wind shear from 0100 LST to 2100 LST on 3 July 2010.

총 연직 바람 시어에서 V 는 $u^2 + v^2$ 로 표현되는 수평 바람 벡터이고 값의 크기가 큰 곳은 수평 기온경도가 큼을 의미한다. 방향성 연직 바람 시어에서 $\bar{u} = (u(k+1) + u(k-1))/2$, $\bar{v} = (v(k+1) + v(k-1))/2$ 는 연직 평균된 수평 바람의 남북 및 동서 성분을 나타내고 는 연직 층을 의미한다. DVWS가 양의 값이면 순전에 의한 온난이류, 음의 값을 가지면 반전에 의한 한랭이류를 나타낸다.

강수가 내린 기간(7월 3일 01시부터 09시까지)에서는 1 km 이하의 하층에서 약 $0.015 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ 의 강한 수평 기온경도와 $-0.034 \text{ degree km}^{-1}$ 의 반전이 나타났다. 특히 강한 강수가 나타난 08시에서 09시까지는 2.7~3.1 km, 4.1~4.9 km, 5.8~6.3 km, 7.8~8.6 km, 그리고 9.4~9.6 km의 고도에서 평균 10^{-1} 이상의 강한 기온경도와 순전의 흐름인 온난이류가 나타났다. 이후 강수 후 (약 12시 이후)에는 약 1 km 이하의 하층에서 기온 경도와 반전의 한랭이류가 점차 약해졌다.

3.3. 지상 기상변화

2010년 7월 2일 18시부터 3일 15시까지 AWS로 측정된 강수량, 기온, 습도, 그리고 기압을 Fig. 6에 나타내었다.

강수량은 7월 3일 00시 50분부터 01시 40분까지 0.9 mm를 기록하였고, 05시부터 09시 40분까지 9.2 mm를 기록하였다. 기온은 $24.2 \sim 25.6^\circ\text{C}$ 범위로 나타났으며, 7월 3일 00시 20분부터 강수 중인 01시 30분까지 상승하였다가 강수 후인 02시 20분까지 감소하였다. 이후 일정하게 유지되던 기온은 두 번째 강수가 시작될 때 상승과 하강을 반복하였고, 강수가 끝난 후 약 12시까지 지속적으로 상승하였다. 습도는 강수 전, 중, 후에 각각 평균 89.4%, 90.4%, 89.1%로 높게 나타났다. 기압은 7월 2일 18시부터 21시까지 지속적으로 증가하였고, 이후 강수 시작 전인 7월 3일 00시까지 일정하게 증가한 후, 강수 중과 소강시인 03시 50분까지 하강하였으며, 두 번째 강수가 지속되는 08시 10분까지 증가 후, 지속적으로 감소하였다. 최대 기압은

Fig. 6. Time variation of rain rate, temperature, humidity, and pressure from 1800 LST on 2 July to 1500 LST on 3 July 2010.

두 번째 강수 중인 7월 3일 07시 30분에 998.8 hPa로 나타났고, 가장 낮은 기압은 소강상태인 7월 3일 03시 50분에 996.2 hPa로 나타났다. 두 번의 강수기간 동안 기압은 하강과 상승을 반복하였으며, 기온은 하강하였다.

3.4. 수평 (u, v)·수직풍 (w)에 따른 입경별 에어로솔 수 농도 분포 특성

3차원 바람성분에 따른 에어로솔 수 농도 변동특성을 보고자 Ultrasonic anemometer를 이용하여 수평 (u, v)·수직풍 (w)를 측정하였고, Laser Particle Counter를 이용하여 0.3 μm 에서 5 μm 이상의 6개 채널의 입경별 수 농도를 측정하였다.

Fig. 7(a)는 2010년 7월 2일 18시부터 7월 3일 15시까지의 3차원 초음파 풍향·풍속계 측정된 동서풍 (zonal wind), 남북풍 (meridional wind), 그리고 강수량을 나타내었다. Fig. 7(b)는 수직풍 (vertical wind)과 강수량, Fig. 5(c)는 입경별 에어로솔 수 농도와 강수량을 나타낸 것이다. 동서풍 (u), 남북풍 (v), 그리고 수직풍 (w)의 양의 값은 각각 서풍, 남풍, 그리고 상승류를 나타내고, 음의 값은 각각 동풍, 북풍, 그리고 하강류를 나타낸다. 7월 2일 18시부터 7월 3일 00시 20분까지 동서풍은 평균 1.32 m s^{-1} 의 서풍으로 나타났고, 남북풍은 평균 0.32 m s^{-1} 로 약한 북풍이 나타났다. 수직풍은 7월 2일 23시 30분까지 평균 0.16 m s^{-1} 의 상승류가 나타났고, 이후 7월 3일 00시 20분까지 최대 0.2 m s^{-1} 의 하강류로 변하였다. 이때 1.0 크기 이상의 에어로솔 수 농도가 상승류가 강해질수록 증가하였고, 이후 상승류가 약해졌을 때 수 농도가 감소하였다. 처음의 강수가 끝나는 7월 3일 01시 50분까지 동서풍의 경우, 서풍이 약 1.0 m s^{-1}

Fig. 7. Time variation of (a) zonal and meridional wind speed, (b) vertical wind speed, and (c) the number concentration of aerosol particles at each channel and rain rate from 1800 LST 2 July to 1500 LST on 3 July 2010.

에서 3.3 m s^{-1} 로 강해졌고, 남북풍의 경우는 약한 북풍에서 3.0 m s^{-1} 의 강한 남풍류로 변하였다. 수직풍은

7월 3일 01시 10분까지 약 0.2 m s^{-1} 의 하강류가 감소하여 0.6 m s^{-1} 의 상승류로 변화였고, 이후 다시 0.3 m s^{-1} 의 하강류가 나타났다. 하강류에서 상승류로 변환에 따라 모든 에어로솔 입자의 수 농도가 증가하였고, 상승류에서 하강류로 변환에 따라 다시 감소하였다. 첫 번째 강수 후인 02시부터 06시 20분까지 서풍이 시간에 따라 약해졌고, 남풍이 크게 증가하였다. 04시 20분에 남풍에서 북풍으로 급격히 변화였고 이후 06시 20분까지 북풍에서 남풍으로 변화였다. 수직풍은 04시 20분까지는 하강류가 나타났고, 이후 06시 20분까지 서풍이 약해지고, 북풍에서 남풍으로 변할 때 상승류가 나타났다. 이때 모든 에어로솔 입자의 수 농도가 하강류가 시간에 따라 약해지면서 상승류로 변할 때 크게 증가하였다. 두 번째 강수 시간인 06시 30분부터 10시까지 서풍은 평균 1.8 m s^{-1} 로 나타났고, 남북풍은 두 번째 강수 초기인 06시 30분부터 07시 30분까지는 북풍, 07시 30분부터 11시 50분까지는 남풍, 그리고 11시 50분 이후에는 다시 북풍이 나타났다. 수직풍은 강수가 $1.3 \text{ mm } 10 \text{ min}^{-1}$ 이상의 강한 강수가 나타난 07시 30분부터 08시까지 하강류에서 평균 0.62 m s^{-1} 의 상승류가 나타났고, 강수 후기인 09시 10분부터 30분까지 평균 0.3 m s^{-1} 의 상승류가 나타났다. 이때 모든 입자크기의 에어로솔 수 농도가 첫 번째 상승류가 나타날 때까지 상승 후 하강류가 나타남에 따라 감소하였다. 이후 강수 후기인 09시부터 09시 40분까지 시간에 따라 하강류에서 상승류, 다시 하강류로 나타났을 때 1.0 이상의 입자의 수 농도가 상승류가 강해짐에 따라 증가하였고 이후 감소하였다. 강수 후인 10시 10분부터 15시까지 동서풍은 평균 2.5 m s^{-1} 로 강한 서풍이 나타났고, 남북풍은 12시 10분까지 남풍이 나타났고, 이후 평균 0.58 m s^{-1} 의 북풍이 나타났다. 수직풍은 11시 40분까지는 하강류가 나타났고, 이후 14시 20분까지 평균 0.22 m s^{-1} 의 상

승류가 나타났으며, 이후 15시까지 다시 하강류가 나타났다. 이때 $0.7 \mu\text{m}$ 이상의 에어로솔 수 농도가 상승류가 나타남에 따라 증가하였고, 상승류에서 하강류로 변환에 따라 감소하였다. 따라서 비 강수 시 $1.0 \mu\text{m}$ 이상의 에어로솔 수 농도는 하강류에서 상승류로 변하고, 상승류의 강도가 강해질 때 높은 수 농도가 나타났고, 상승류에서 하강류로 변하거나, 하강류가 강하게 나타날 때 낮은 수 농도가 나타났다. 강수 시에는 동서풍이 강한 서풍을 나타내고, 남북풍은 북풍에서 남풍으로 변하고, 강한 상승류가 존재할 때 높은 수 농도가 나타났다. 또한 강수 중 상승류가 나타나는 시간을 제외한 하강류가 존재할 때 점차적으로 수 농도가 감소하였다. 따라서 에어로솔 수 농도는 수평풍 (u, v)의 변화 뿐 아니라 상승류로 인해 해면에서의 조대 입자가 대기 중 부유하여 높은 농도 분포가 나타나는 것으로 사료된다.

3.4.1. 3차원 풍속과 축적모드 에어로솔 (accumulation mode)의 관계

Fig. 8에서 Fig. 9는 2010년 7월 2일 18시부터 7월 3일 15시까지의 3차원 초음파 풍향·풍속계로 측정된 3차원 풍속과 입자의 직경이 $1 \mu\text{m}$ 보다 작은 입자 (accumulation mode) 중 $0.5 \mu\text{m}$ 에서 $0.7 \mu\text{m}$ 크기의 에어로솔 수 농도 분포를 강수시와 비 강수시로 구분하여 나타낸 것이다. 강수시에 동서풍과 남북풍에 따른 축적모드 에어로솔의 분포는 2 m s^{-1} 이상의 서풍과 남풍이 탁월할 때 0.5 cm^{-3} 이하의 낮은 수 농도의 분포가 나타났다. 서풍이 2 m s^{-1} 이하일 때 에어로솔 수 농도 분포는 남북풍의 바람세기와는 무관하게 0.5 cm^{-3} 이상으로 높게 나타났다. 비 강수시 에어로솔의 분포는 강수시의 에어로솔 분포와 비교하여 낮은 농도분포를 보였으며, 약 2 m s^{-1} 부근의 서풍에서 높은 수 농도 분포가 나타났다 (Fig. 8(a), Fig. 9(a)). 강수시에 동서풍

Fig. 8. Relationship between (a) U, V wind speed, (b) U, W wind speed, (c) V, W wind speed, and aerosol number concentration in a range from 0.5 to 0.7 during precipitation.

Fig. 9. Relationship between (a) U, V wind speed, (b) U, W wind speed, (c) V, W wind speed, and aerosol number concentration in a range from 0.5 to 0.7 during non-precipitation.

과 수직풍에 따른 축적모드 에어로솔의 분포는 2 m s^{-1} 이하의 서풍이 나타날 때에는 상승류와 함께 상대적으로 높은 농도의 값이 나타났고, 2 m s^{-1} 이상의 서풍이 나타날 때에는 전체적으로 수직풍이 0 m s^{-1} 에 가깝게 나타나거나 음의 값과 함께 0.5 cm^{-3} 이하의 낮은 농도가 분포하였다. 그러나 비 강수시에는 2 m s^{-1} 이상의 서풍과 약 0.5 m s^{-1} 의 하강류에서 낮은 수 농도 분포가 나타났으나, 2 m s^{-1} 부근의 서풍과 약 0.5 m s^{-1} 의 상승류에서 상대적으로 높은 분포가 나타났다 (Fig. 8(b), Fig. 9(b)). 남북풍과 수직풍에 따른 축적모드 에어로솔의 분포 (Fig. 8(c), Fig. 9(c))는 강수시 남풍과 상승류, 북풍과 약한 하강류가 나타났을 때 상대적으로 높은 농도가 나타났으며, 비 강수시에는 남북풍의 영향보다는 상승류가 나타났을 때 상대적으로 높은 농도의 분포가 나타났다. 따라서 강수시 축적모드 에어로솔의 수 농도 분포는 2 m s^{-1} 이하의 서풍과 남풍, 그리고 상승류가 함께 나타날 때 높은 수 농도 분포를 보였고, 비 강수시에는 1 m s^{-1} 이하의 약한 상승류에서

상대적으로 높은 수 분포를 보였다.

3.4.2. 3차원 풍속과 조대모드 에어로솔 (coarse mode)의 관계

Fig. 10과 Fig. 11은 2010년 7월 2일 18시부터 7월 3일 15시까지의 3차원 초음파 풍향·풍속계로 측정된 3차원 풍속과 입자의 직경이 $1 \mu\text{m}$ 보다 큰 입자 (coarse mode)의 에어로솔 중 $2.0 \mu\text{m}$ 에서 $5.0 \mu\text{m}$ 크기의 에어로솔 수 농도 분포를 강수시와 비 강수시로 구분하여 나타낸 것이다. 강수시에는 남북풍과 수직풍의 영향보다는 2 m s^{-1} 의 서풍을 기준으로 낮은 풍속이 나타났을 때는 0.025 cm^{-3} 이상의 수 농도 분포를 보였으나, 강한 서풍이 존재 시 0.015 cm^{-3} 이하로 상대적으로 낮은 수 농도를 보였다 (Fig. 10(a), (b)). 비 강수시에도 강수시와 비슷한 분포가 나타났으나, 2 m s^{-1} 이하의 서풍이 나타났을 때 동서풍과 수직풍의 변화가 크지 않고 높은 수농도 분포를 보였다 (Fig. 11(a), (b)). 남북풍과 수직풍에 따른 에어로솔 분포는 강수시와 비 강수시 모두 남

Fig. 10. Relationship between (a) U, V wind speed, (b) U, W wind speed, (c) V, W wind speed, and aerosol number concentration in a range from 2.0 to 5.0 during precipitation.

Fig. 11. Relationship between (a) U, V wind speed, (b) U, W wind speed, (c) V, W wind speed, and aerosol number concentration in a range from 2.0 to 5.0 during non-precipitation.

풍과 하강류가 나타날 때 공통적으로 낮은 농도 분포를 보였다. 그러나 강수시에는 남풍과 상승류, 북풍과 하강류가 나타날 때 높은 농도 분포를 보이고, 비 강수시에는 상승류에 따라 높은 농도가 나타났다 (Fig. 10(c), Fig. 11(c)). 따라서 강수시 조대모드 에어로솔의 수 농도 분포는 2 m s^{-1} 이하의 서풍과 상승류, 북풍과 1 m s^{-1} 이하의 약한 하강류가 나타날 때 높은 수 농도 분포가 나타났고, 비 강수시에는 북풍과 1 m s^{-1} 이하의 약한 상승류에서 상대적으로 높은 수 농도 분포가 나타났다.

4. 결 론

본 연구에서는 하계 동중국해역에서 발달하는 강수 시스템에 따라 변동하는 해양성 에어로솔 수 농도 분포 특성을 알아보기 위하여 2010년 6월 25일부터 7월 8일까지 이어도 종합해양과학기지에서 집중기상관측과 에어로솔 수 농도 관측을 실시하였다.

에어로솔 수 농도 분포는 LPC, 지상 기상상태는 AWS와 우량계, 종관 상태는 지상 일기도와 NCEP/NCAR 재분석자료, Ultrasonic anemometer를 이용하여 동서풍, 남북풍, 그리고 수직풍을 조사하였으며 얻어진 결과는 다음과 같다.

본 분석기간에서는 서해상에 존재하는 저기압을 동반한 장마전선이 남하함에 따라 서해상의 저기압과 북태평양의 고기압의 영향으로 이어도 종합해양과학기지를 포함한 동중국해역에 약 10 mm의 강수량을 기록하였다. 라디오존데 관측을 통해 강수시스템의 이동에 따라 강수 전에서 강수가 진행되는 시간까지 1 km 이하의 하층에서 수평 기온경도와 한랭이류가 시간에 따라서 강하게 나타났고, 특히 강수 중에는 고도에 따라 한랭이류와 온난이류가 반복적으로 나타났다. 강수 후에는

약 1 km 이하의 하층에서 기온 경도와 한랭이류가 점차 약해지는 특성이 나타났다. 전체적으로 에어로솔 수 농도 분포는 $0.3\text{--}10 \mu\text{m}$ 범위에서 입자의 크기가 증가함에 따라 수 농도가 감소하였고, 강수 중과 후에 수 농도의 변동이 크게 나타났다. 비 강수 시 $1.0 \mu\text{m}$ 이상의 에어로솔 수 농도는 하강류에서 상승류로 변하고, 상승류의 강도가 강해질 때 높은 수 농도가 나타났고, 상승류에서 하강류로 변하거나, 하강류가 강하게 나타날 때 낮은 수 농도가 나타났다. 강수 시에는 2 m s^{-1} 이하의 서풍과 남풍, 그리고 상승류가 존재하거나, 북풍과 약한 하강류가 나타날 때 높은 수 농도 분포가 나타났다. 그러나 비 강수 시에는 동서풍과 남북풍의 영향보다는 1 m s^{-1} 이하의 약한 상승류가 나타날 때 상대적으로 높은 수 농도 분포를 보였다. 따라서, 외해지역에서의 3차원 바람성분에 따른 에어로솔 수 농도 변동 조사 결과, 독립된 해상에서의 대기 중 에어로솔 수 농도 증감은 수평 바람성분뿐 아니라 연직 바람성분의 변동에 의해서도 수 농도 분포가 크게 다르게 나타나는 것으로 사료된다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업 (CATER 2009-2312)의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 강미영, 2003: 내륙지역 강설시 레이더 바람장을 이용한 에어로솔 농도 변동. 부경대학교 대학원 석사학위논문, 1-54.
- 김종환, 염성수, 최경섭, 2005: 남해, 황해 상에서의 미세 에어로솔 크기별 수농도 분포 관측. *한국대기환경학회 추계 학술대회논문집*, 5, 203-205.

- 김지영, 최병철, 2002: 한반도에서 측정된 에어로솔의 크기 분포와 지역별 특성. *한국기상학회지*, **38(2)**, 95-104.
- 박성화, 이동인, 서길중, 유철환, 장민, 강미영, 장상민, 김동철, 최창섭, 이병걸, 2009: 이어도 해양종합과학기지에서의 에어로솔 수 농도 변동. *한국환경과학회지*, **18(7)**, 721-733.
- 이동인, 강미영, 서길중, 유철환, 박성화, 김부경, 박남식, 2008: 남서해안지역 강설시 바람장 변화에 따른 에어로솔 수 농도 변동. *한국환경과학회지*, **17(6)**, 699-709.
- Alpert, P., Y. J. Kaufman, Y. Shay-El, D. Tanre, A. da Silva, S. Schubert, and Y. H. Joseph, 1998: Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere. *Nature*, **395**, 367-370.
- Arao, K., and Y. Ishizaka, 1986: Volume and mass of yellow sand dust in the air over Japan as estimated from atmospheric turbidity. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 79-94.
- Carlson, T. N., and R. S. Caverly, 1997: Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3141-3152.
- Duce, R. A., C. K. Unni, B. J. Ray, J. M. Prospero, and J. T. Merrill, 1980: Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal variability. *Science*, **209**, 1522-1524.
- Dutton, E. G., P. Reddy, S. Ryan, and J. J. DeLuise, 1994: Features and effect of aerosol optical depth observed at Mauna Loa, Hawaii: 1982-1992. *J. Geophys.*, **99**, D4, 8295-8306.
- IPCC, Climate Change 1995: In the science of climate change. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callender, N. Harris, A. Kattenberg, S. K. Maskell, eds. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 572.
- Kikuchi, K., S. Matsuoka, H. Uyeda, O. Kikuchi, and D. I. Lee, 2003: Relationship between aerosol number concentrations and convergence fields in winter monsoon seasons. *J. Geophys. Res.*, **108(D3)**, 4115.
- Khemani, L. T., G. A. Momin, and M. S. Naik, 1987: Influence of atmospheric pollutants on cloud microphysics and rainfall. *boundary-layer meteorology*, **41**, 367-380.
- Lee, D. I., 1991: On the atmospheric aerosol particles in the relation to wind systems. *J. Korean Meteor. Soc.*, **27**, 333-352.
- Neiman, P. J., and M. A. Shapiro, 1989: Retrieving horizontal temperature gradients and advection from single-station wind-profiler observations. *Wea. Forecasting*, **4**, 222-233.
- Nemesure, S., R. Wagener, and S. E. Schwartz, 1995: Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol: Sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. *J. Geophys. Res.*, **100**, 26105-26116.
- Ogren, J. A., 1995: A systematic approach to in situ observations of aerosol properties. In Charlson R. J. and Heintzenberg J. (eds.), *Aerosol Forcing of Climate*. Wiley, New York, 215-226.
- Peng, L., H. Min, W. Zhijun, N. Yuwen, and Z. Tong, 2007: Marine aerosol size distributions in the springtime over China adjacent seas. *Atmos. Environ.*, **41**, 6784-6796.
- Penner, J. E., R. J. Charlson, J. M. Hales, N. Laulainen, R. Leifer, T. Navakov, J. Ogren, L. F. Radke, S. E. Schwartz, and L. Travis, 1994: Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75(3)**, 375-400.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1978: Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Company, 202-218.
- Seinfeld, J. H., and S. N. Pandis, 1998: Atmospheric chemistry and physics-from air pollution to climate change. John Wiley & Sons, Inc., 132.
- Shimizu, S., H. Uyeda, T. Shinoda, K. Tsuboki, H. Yamada, and B. Geng, 2001: The relationship between distribution of humidity and types of rainfall on three rainbands near Shanghai during Meiyu period in 2001. *The proceedings of International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia*, 13-18.
- Smirnov, A., B. N. Holben, I. Slutsker, E. J. Welton, and P. Formenti, 1998: Optical properties of Saharan dust during ACE-2. *J. Geophys. Res.*, **103(D21)**, 28079-28092.
- Wark, K., and C. F. Warner, 1976: Air pollution: its origin control. Harper and Row Pub., New York, 153.
- Willeke, K., and P. A. Baron, 1993: Aerosol measurement principles: Techniques and Applications. Van Nostrand Reinhold, 876.