

기상 관측선 기상 1호에서 관측한 황해의 에어로졸과 구름응결핵 수농도 특성 연구

박민수¹⁾ · 염성수^{1)*} · 김나진¹⁾ · 차주원²⁾ · 류상범²⁾

¹⁾연세대학교 대기과학과, ²⁾국립기상과학원 환경기상연구과

(집수일: 2016년 2월 12일, 수정일: 2016년 4월 21일, 게재확정일: 2016년 4월 25일)

Characteristics of Aerosol and Cloud Condensation Nuclei Concentrations Measured over the Yellow Sea on a Meteorological Research Vessel, GISANG 1

Minsu Park¹⁾, Seong Soo Yum^{1)*}, Najin Kim¹⁾, Joo Wan Cha²⁾, and Sang Boom Ryoo²⁾

¹⁾Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University, Seoul, Korea

²⁾Environmental Meteorology Research Division, National Institute of Meteorological Research, Jeju, Korea

(Manuscript received 12 February 2016; revised 21 April 2016; accepted 25 April 2016)

Abstract Total number concentration of aerosols larger than 10 nm (N_{CN10}), 3 nm (N_{CN3}), and cloud condensation nuclei (N_{CCN}) were measured during four different ship cruises over the Yellow Sea. Average values of N_{CN10} and N_{CCN} at 0.6% supersaturation were 6914 and 3353 cm^{-3} , respectively, and the minimum value of N_{CN10} was 2000 cm^{-3} , suggesting significant anthropogenic influence even at relatively clean marine environment. Although N_{CN10} and N_{CN3} increased near the coast due to anthropogenic influence, N_{CCN} was relatively constant and therefore N_{CCN}/N_{CN10} ratio tended to decrease, suggesting that coastal aerosols were relatively less hygroscopic. In general N_{CN10} , N_{CN3} , and N_{CCN} during the cruises seemed to be significantly influenced by wet scavenging effects (e.g. fog) and boundary layer height variation. Only one new particle formation (NPF) event was observed during the measurement period. Interestingly, the NPF event occurred during a dust storm event and spatial scale of the NPF event was estimated to be larger than 100 km. These results demonstrate that aerosol and CCN concentration over the Yellow Sea can vary due to various different factors.

Key words: Aerosol number concentration, CCN number concentration, Yellow Sea, ship measurement, new particle formation

1. 서 론

대기 중 에어로졸은 호흡기 질환 등을 야기하여 인체 건강에 영향을 미칠 뿐만 아니라(Davidson et al., 2005) 직접적으로는 태양복사를 산란하거나 흡수하여 지구 복사 평형에 영향을 미치며 간접적으로는 그

중 일부가 구름응결핵으로 작용함으로써 구름의 복사적, 미세물리적 특성을 변화시킨다(Twomey, 1977; Albrecht, 1989). 에어로졸의 간접효과가 지구 복사 평형에 미치는 영향은 종합적으로 음의 강제력을 가지고 있으며, 이것은 온실효과를 상쇄할만한 잠재력을 가지고 있는 것으로 알려져 있지만 아직 음의 강제력을 정량화하는데 있어서 불확실성이 큰 실정이다(Ramanathan et al., 2001; Solomon et al., 2007; Schwartz et al., 2010). 에어로졸 간접효과의 불확실성을 줄이기 위해서 많은 연구가 수행되어 왔으나, 관측 자료의 불충분으로 인하여 불확실성은 여전히

*Corresponding Author: Seong Soo Yum, Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University, 50 Yonsei-ro, Seodaemun-gu, Seoul 03722, Korea.
Phone: +82-2-2123-7613, Fax: +82-2-365-5163
E-mail: ssyum@yonsei.ac.kr

남아있다. 에어로졸과 구름응결핵의 농도는 시·공간적으로 크게 변하므로 각 지역의 에어로졸의 특성을 이해하기 위해서는 다양한 지역에서의 관측이 수행되어야 한다.

최근 동아시아 지역은 경제 발달로 인하여 인위적 에어로졸의 배출이 급증하였지만, 동아시아 지역의 에어로졸 및 구름응결핵 관측 자료는 상대적으로 부족하다. 특히 황해는 중국과 한반도의 사이에 위치하여 있고 중국으로부터 수송되는 에어로졸과 한반도에서 배출되는 에어로졸이 공존하고 있어 해양 경계층에 대륙성 에어로졸이 미치는 영향을 이해하기에 적합한 지역이다. 한반도에서 지상관측을 통해 에어로졸과 구름응결핵의 분포를 관측한 선행연구들이 있으며 그 결과로 한반도의 에어로졸 수농도를 서쪽에서 동쪽으로 갈수록 감소하는 경향을 보였다(Yum et al., 2005; 2007; Kim et al., 2011, 2014). 그러나 에어로졸과 구름응결핵의 해상관측은 부족한 실정이다. Kim et al. (2009)이 2005년 봄에 황해에서의 선박관측을 수행하여 에어로졸의 분포를 관측한 바 있지만 주로 황해 남부에서 관측을 수행하였고 구름응결핵 수농도 관측은 수행되지 않았다.

황해의 에어로졸 및 구름응결핵 수농도는 다양한 요인에 의해 영향을 받는다. 예를 들어 에어로졸 생성 현상이 발생하면 에어로졸 수농도가 급증할 뿐만 아니라, 에어로졸이 점차 성장하여 구름응결핵의 수농도 역시 영향을 받게 된다. 에어로졸 생성은 태양 복사가 강할수록, 상대습도가 낮을수록 대기 중의 에어로졸의 농도가 낮을수록 발생하기 쉽다고 알려져 있지만, 아직 연구가 더 이루어져야 하는 미지의 부분이 많은 현상이다(Pirjola et al., 1999; Boy and Kulmala, 2002; Hamed et al., 2011). 에어로졸 생성 이외에도 다양한 요인이 황해의 에어로졸 수농도에 영향을 줄 수 있다. 본 연구에서는 선행연구에 이어 에어로졸과 구름응결핵의 수농도 관측 자료를 축적하고, 더 나아가 황해의 에어로졸 수농도에 영향을 주는 요인을 분석하여 해양 경계층의 에어로졸의 특성을 이해하고자 한다.

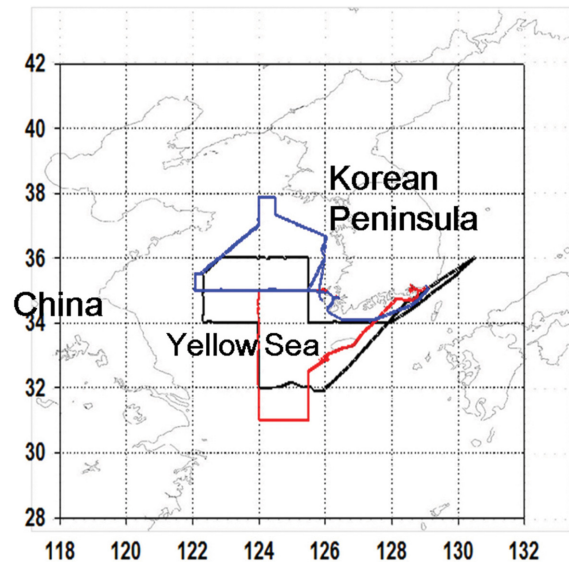


Fig. 1. Area map and the cruise route over the Yellow Sea during 17~26 November 2014 (C1; black), 9~17 April 2015 (C2; red), 24~30 April 2015 and 1~6 May 2015 (C3 and C4; blue) cruises.

2. 연구방법

2.1 관측 장소 및 기간

관측은 국립기상과학원 소속의 기상관측선인 기상 1호에 관측 장비를 설치하여 수행되었다. 해염입자의 직접적인 영향을 최소화하기 위해 선박의 3층에 컨테이너를 설치하고 컨테이너 내부에 관측 장비를 설치하여, 공기 흡입구(inlet)의 높이가 해수 표면으로부터 약 10 m 고도에 위치하도록 하였다. 본 연구에서는 2014~2015년 동안 총 4번의 선박관측을 수행하였으며, 각 선박관측의 항로와 기간은 각각 Fig. 1과 Table 1에 나타내었다. 각 항해는 C1, C2, C3, C4로 명명하였다. C3과 C4는 같은 항로를 반복하여 항해하면서 관측을 수행하였다. 선박관측을 수행하는 동안 수 차

Table 1. Averages of CN number concentration (N_{CN10}), fraction of ultrafine aerosols $(N_{CN3}-N_{CN10})/N_{CN3}$, CCN number concentration at 0.6% supersaturation, and N_{CCN06}/N_{CN10} ratio during each cruise.

	Period	N_{CN10} (cm^{-3})	$(N_{CN3}-N_{CN10})/N_{CN3}$	N_{CCN06} (cm^{-3})	N_{CCN06}/N_{CN10}
C1	2014/11/17-26	5127 ± 2572	-	2486 ± 750	0.55 ± 0.19
C2	2015/04/09-17	5001 ± 2266	0.10 ± 0.06	3361 ± 990	0.71 ± 0.14
C3	2015/04/24-30	8411 ± 4166	0.09 ± 0.05	4583 ± 1345	0.59 ± 0.17
C4	2015/05/01-06	9118 ± 9434	0.14 ± 0.08	2980 ± 1012	0.54 ± 0.25
		$5321 \pm 3850^*$	$0.11 \pm 0.06^*$	$2994 \pm 1051^*$	$0.63 \pm 0.18^*$

*: When NPF events are excluded.

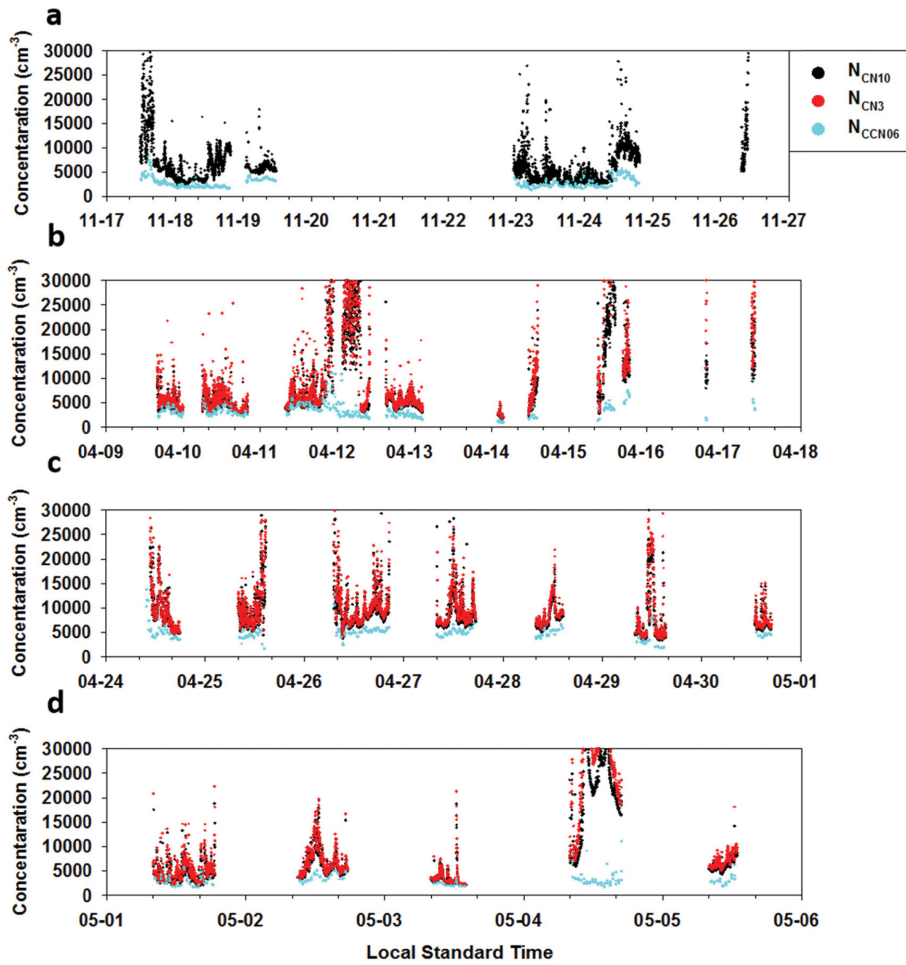


Fig. 2. Time variation of N_{CN10} , N_{CN3} , N_{CCN06} during the (a) C1, (b) C2, (c) C3, and (d) C4.

례의 묘박과 정박이 있었다. 묘박은 선박이 바다 위에서 닻을 내리고 머무는 상태를, 정박은 선박이 항구에서 닻을 내리고 머무는 상태를 의미한다. 선박의 전방부분에 관측용 컨테이너를 설치하여 선박이 이동할 때 선박에서 배출되는 에어로졸에 의한 영향을 최소화하였지만 선박이 묘박하거나 정박할 때에는 배가 이동하지 않으므로 풍향에 따라 관측자료가 선박에서 배출되는 에어로졸의 영향을 받았을 가능성이 있다. 그러므로 묘박 및 정박기간의 관측 자료는 분석에서 제외하였다.

2.2 관측장비

본 연구에서는 에어로졸 및 구름응결핵 수농도 관측을 위해 미국 TSI사에서 제작한 Condensation Particle Counter (CPC) 2대와 미국 DMT사에서 제작한 Cloud Condensation Nuclei Counter (CCNC)를 사용하였다.

본 연구에서 사용된 CPC는 CPC3772와 CPC3776로 CPC3772는 직경 10 nm 이상, CP3776은 직경 3 nm 이상의 에어로졸 수농도(N_{CN10} , N_{CN3})를 측정한다. CPC는 매초마다 관측을 수행하였으며, 본 연구에서는 1분 평균 자료를 분석에 사용하였다. CCNC는 특정 과포화도에서 구름응결핵의 수농도(N_{CCN})를 관측할 수 있는데, 본 연구에서는 과포화도를 10분 또는 5분 간격으로 5단계(0.2%, N_{CCN02} ; 0.4%, N_{CCN04} ; 0.6%, N_{CCN06} ; 0.8%, N_{CCN08} ; 1.0%, N_{CCN10})로 바꾸어 가면서 관측하여 30분마다 구름응결핵 분광 자료를 얻었다. 관측을 수행하기에 앞서 각 관측 장비들의 유량 보정 및 CCNC의 과포화도 보정을 실시하였다. CCNC의 내부 과포화도 보정은 각각의 선박관측 이전에 지상 실험실에서 수행되었다. NaCl 단분산 에어로졸을 다양한 크기로 발생시켜가면서 CCN 활성화가 일어나는 크기를 찾아 임계과포화도를 계산하였다. 임계과포화도

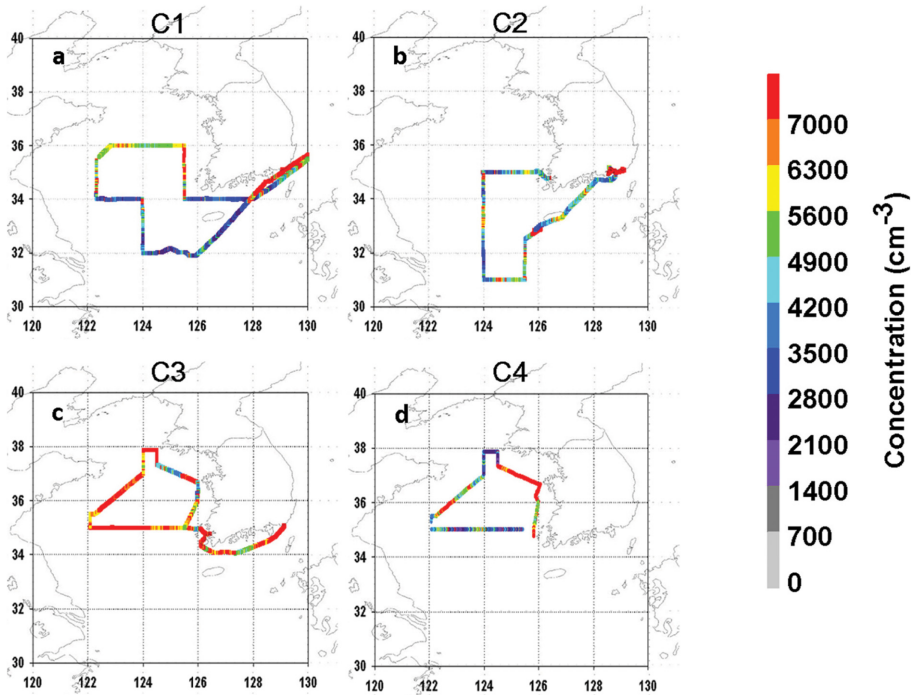


Fig. 3. Geographical distribution of N_{CN10} during (a) C1, (b) C2, (c) C3, and (d) C4. N_{CN10} above 7000 cm^{-3} are colored red.

계산에는 Rose et al. (2008)이 analytical approximation 1이라 명명한 Köhler 모델을 사용하였다. 이를 식으로 나타내면 (1)과 같다.

$$s_c = \exp\left(\sqrt{\frac{4A^3 M_s \rho_w}{27i_s M_w \rho_s D_s^3}}\right) \quad (1)$$

A 는 켈빈 항 매개변수, M_s 는 에어로졸의 분자량, ρ_w 는 물의 밀도, i_s 는 van't hoff 인자, M_w 는 물의 분자량, ρ_s 는 에어로졸의 밀도, D_s 는 에어로졸의 직경을 의미한다. Rose et al. (2008)의 analytical approximation 1 방법의 경우 NaCl의 van't hoff 인자로 2를 사용하였다.

안면도에 위치한 기후변화감시소(36°32'N, 126°19'E)에서는 미국 TSI사에서 제작한 scanning mobility particle sizer (SMPS; TSI3034)와 aerosol particle sizer (APS; TSI 3321)로 에어로졸의 크기분포를 지속적으로 관측하고 있다. 본 연구에서는 C2, C3, C4 동안의 SMPS와 APS 자료를 받아 분석에 사용하였다.

3. 결 과

3.1 에어로졸 수농도 분포

Figure 2는 총 네 번의 항해 동안 관측한 N_{CN10} , N_{CN3} , N_{CCN06} 의 시계열도를 나타낸 것이다. 일부 고농도 사

례를 제외하면 전반적으로 C3의 N_{CN10} , N_{CN3} , N_{CCN06} 이 높게 나타났다. 각 항해마다 항로가 다르지만 중복되는 지점의 에어로졸과 구름응결핵 수농도도 C3에서 가장 높게 나타났다. 즉 C3의 높은 수농도 특성은 관측 위치에 의한 것이 아니라 관측 시기에 기인한 것으로 생각된다. C2와 C4에서는 매우 높은 N_{CN10} , N_{CN3} 이 관측된 시기가 있었는데 C2의 고농도 사례는 선박이 육지에 매우 근접해 있을 때 관측된 것으로 육지에서 발생한 오염원에 기인한 것으로 추정된다. C4의 고농도 사례는 에어로졸 생성에 의한 것으로 보이며 자세한 것은 4.1장에서 다루도록 하겠다. 에어로졸 수농도의 고농도 사례 동안 구름응결핵의 수농도는 큰 변화를 보이지 않았다. C2와 C4의 고농도 사례 때 관측한 에어로졸은 구름응결핵으로 작용하기 어려운 에어로졸이 주를 이루었다는 것을 의미한다. 에어로졸은 크기가 크거나 흡습성이 높을수록 구름응결핵으로 작용하기 쉽다. 즉 C2와 C4의 고농도 사례가 관측된 기간에는 그 크기가 작거나 흡습성이 낮은 에어로졸의 비율이 높았다는 것을 알 수 있다. 각 항해의 수농도 평균값은 Table 1에 나타내었다. C1 동안은 관측장비 문제로 N_{CN3} 관측은 수행하지 못하였다. 수농도의 평균값을 계산할 때에는 항구에서 배출된 오염물질의 직접적인 영향을 최소화하기 위해 선박이 항구 근처에 위치할 때 관측한 값은 제외하였다.

C4의 경우 에어로졸 생성에 의한 고농도 사례가 평균값에 큰 영향을 미치지므로 생성일을 포함한 것과 포함하지 않은 것으로 구분하여 나타내었다. 본 연구에서 관측한 황해의 N_{CN10} 은 서울에서 관측한 N_{CN10} (17811 cm^{-3})보다 낮았으며, 영종도에서 관측한 값(3011 cm^{-3})보다는 높았고, 대관령과 고산에서 관측한 값 ($5069, 4600 \text{ cm}^{-3}$)과 유사하였다(Yum et al., 2007; Kim et al., 2011, 2012, 2014). 반면 Kim et al. (2009)이 2005년 황해에서 관측한 값과는 유사하였다.

Figure 3은 각 항해 별 N_{CN10} 의 수평분포를 나타낸 것이다. C1과 C2의 경우 항구 근처를 제외한 대부분의 지역에서 N_{CN10} 이 7000 cm^{-3} 이하였지만, C3의 경우 대부분의 지역에서 N_{CN10} 이 7000 cm^{-3} 이상이었으며, C4에서는 에어로졸 생성으로 인해 한반도 인근 해역에서 N_{CN10} 이 매우 높게 나타났다. 황해 한가운데 비해 육지에 인접한 해역에서의 N_{CN10} 이 비교적 더 높았으며, 중국 인근 해역뿐만 아니라 한반도 인근 해역에서도 N_{CN10} 이 높은 경향을 보였다 만약 황해의 에어로졸 수농도가 중국으로부터의 영향만 주로 받는다면 황해의 서부가 가장 수농도가 높고 동쪽으로 갈수록 농도가 점차 감소할 것이다. 그러나 황해의 중앙부분까지는 동쪽으로 갈수록 에어로졸 수농도가 점차 감소하지만 그 이후로부터는 다시 증가하는

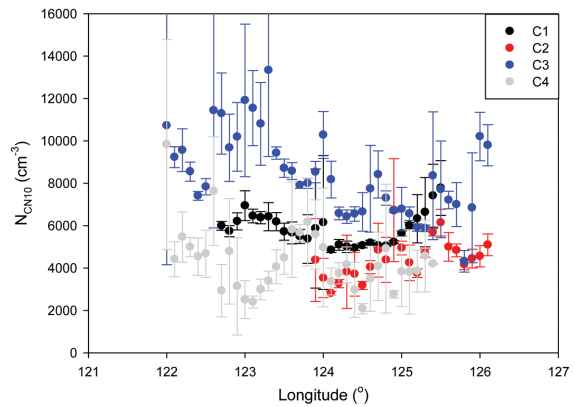


Fig. 4. N_{CN10} during longitudinal transect at latitude of 36°N (black) and 35°N (red, blue, grey).

양상을 보였다. 즉 황해가 중국의 풍하층에 위치해 있지만, 중국뿐만 아니라 한반도의 영향도 크게 받는다는 것을 의미한다. Figure 4는 등위도 항해를 하였을 때의 N_{CN10} 분포를 나타낸 것이다. 등위도 항해는 C1에서는 북위 36° , 그 외의 항해에서는 북위 35° 에서 수행되었다. 등위도 항해 동안 N_{CN10} 의 최소값은 중국과 한반도의 중간이라 할 수 있는 동경 124° 부근

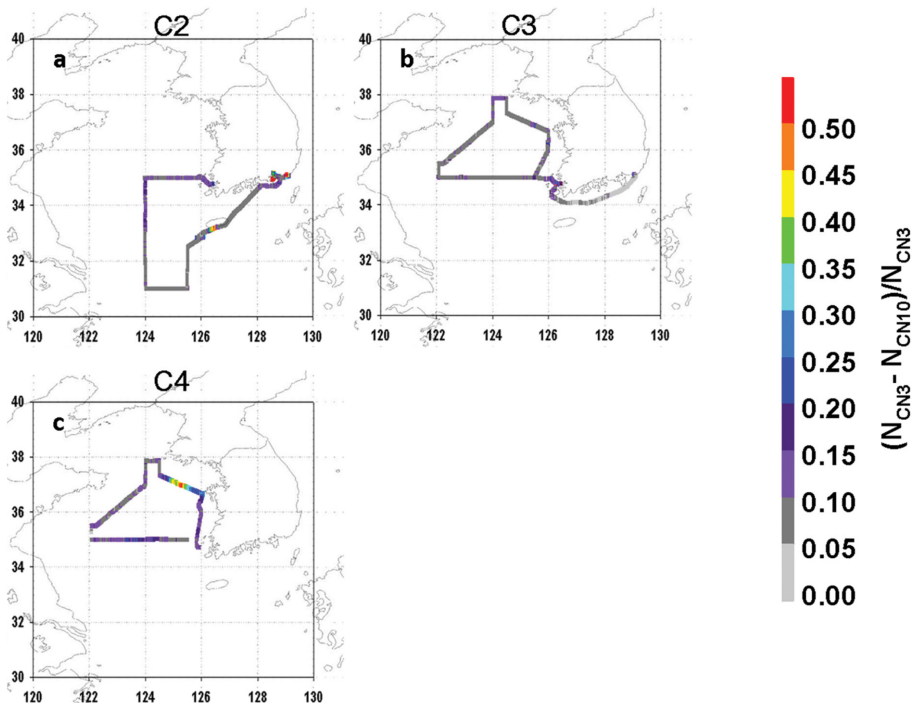


Fig. 5. Geographical distribution of fraction of ultrafine aerosol $(N_{CN3} - N_{CN10})/N_{CN3}$ during the (a) C2, (b) C3, and (c) C4. The ratios above 0.5 are colored red.

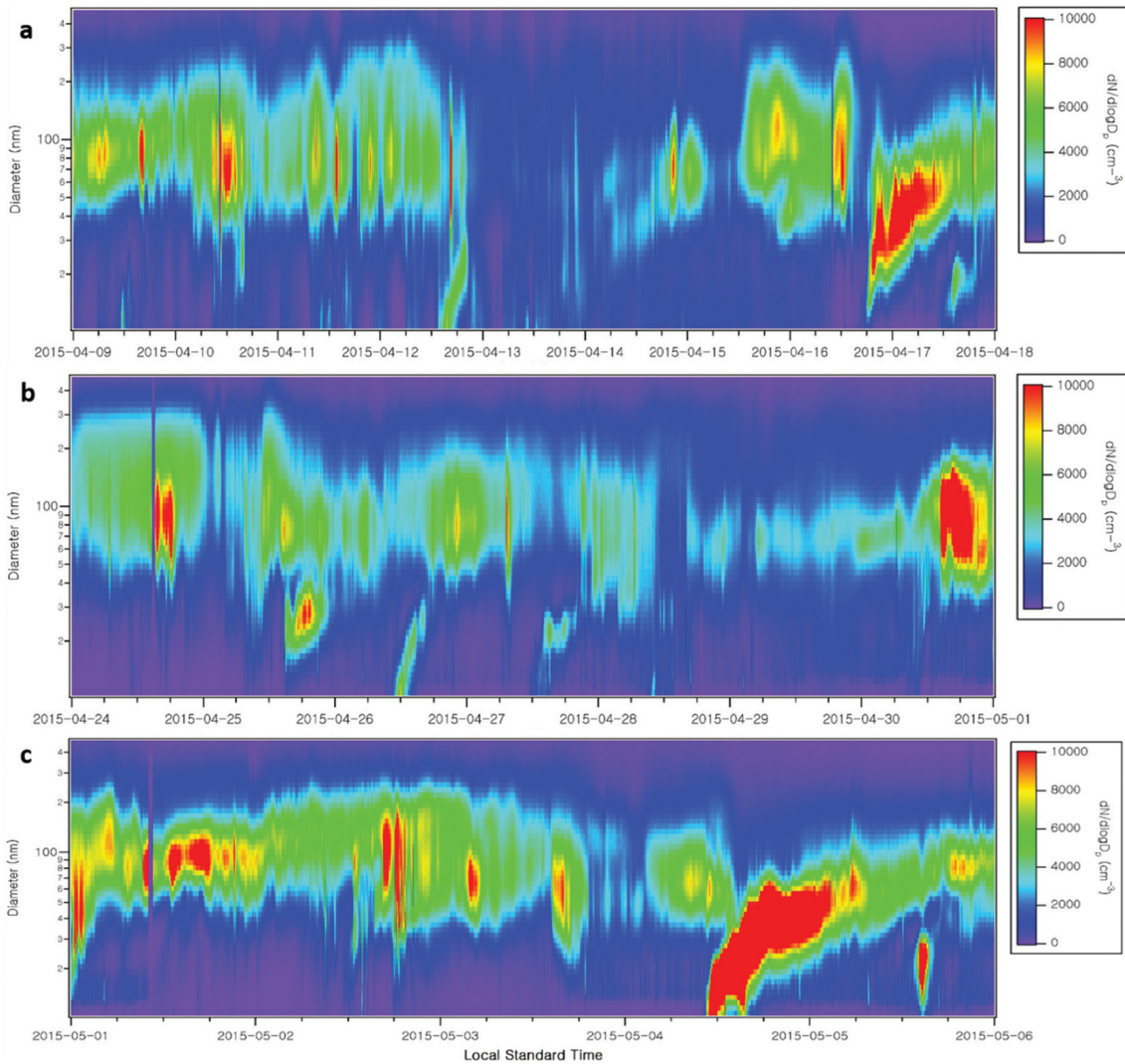


Fig. 6. Aerosol size distribution measured using an SMPS during the (a) C2, (b) C3, and (c) C4 cruises at Anmyeon-do Korea Global Atmosphere Watch Center (KGAWC).

이며, 육지에 인접할수록 중국과 한반도의 영향을 받아 N_{CN10} 이 증가하는 것을 알 수 있다. 한반도에서 관측을 수행한 선행연구들에 의하면 한반도의 에어로졸 수농도는 서쪽에서 동쪽으로 갈수록 감소하는 경향을 보인다(Yum et al., 2005, 2007; Kim et al., 2011, 2012, 2014). 이는 한반도가 중국의 영향을 지속적으로 받는 것을 의미한다. 반면 본 연구의 결과에서는 황해의 에어로졸 수농도가 중국뿐만 아니라 한반도의 영향도 크게 받는 것을 알 수 있다. 즉 큰 규모로 봤을 때 한반도의 에어로졸 수농도는 중국의 영향으로 서에서 동으로 갈수록 감소하는 경향을 보이지만, 작은 규모로 봤을 때 에어로졸 수농도는 한반도내의 오

염원의 영향을 받아 오염원에 가까울수록 증가하는 경향을 보이는 것으로 생각된다. 등위도 항해 동안의 N_{CN10} 최소값은 약 2000 cm^{-3} 으로 Kim et al. (2009) 이 2005년에 관측한 황해 남부의 N_{CN10} 의 최소값인 837 cm^{-3} 보다는 두 배 이상 높았는데 이 값은 황해 남부에서 남쪽으로부터 유입된 공기피를 관측했을 때 나타났다. 본 연구에서는 공기피가 주로 북서쪽이나 동쪽에서 유입되어 2005년에 비해 높은 N_{CN10} 의 최소값이 관측된 것으로 보인다. 즉 남쪽, 청정한 지역에서 공기피가 유입되었을 때의 황해의 N_{CN10} 의 배경값은 약 800 cm^{-3} 이며, 서쪽이나 동쪽으로부터 공기피가 유입되었을 때의 황해의 N_{CN10} 의 배경값은 약 2000 cm^{-3}

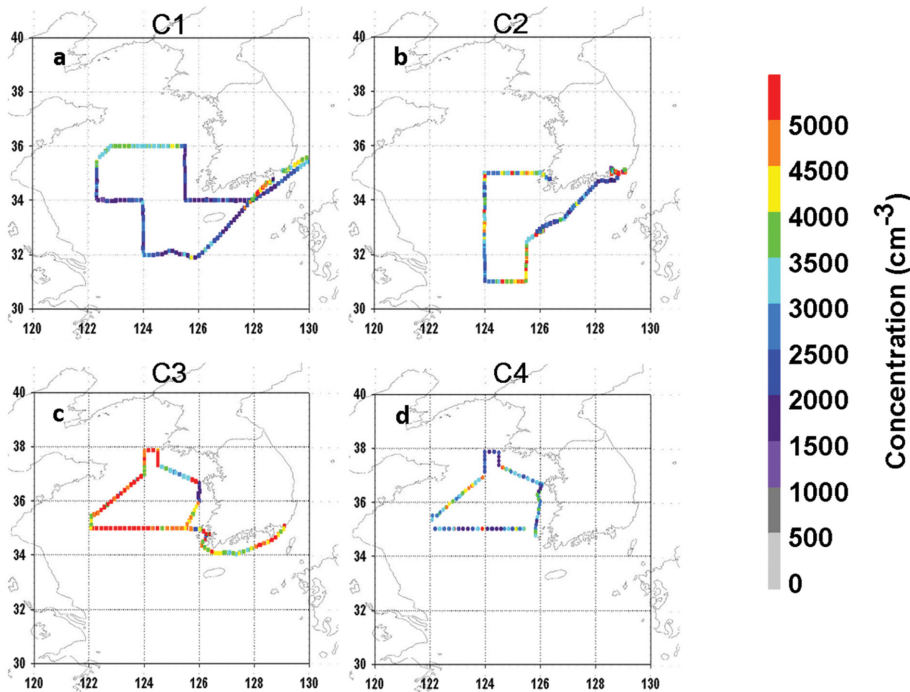


Fig. 7. Same as Fig. 3 except for N_{CCN06} . N_{CCN06} above 5000 cm^{-3} are colored red.

인 것으로 보인다. 청정한 해양의 배경대기에서 관측한 N_{CN10} 이 약 400 cm^{-3} 인 것에 비해(Yum and Hudson, 2001) 황해의 N_{CN10} 의 배경값은 매우 높았으며 이는 황해가 지속적으로 대륙의 영향을 받는 것을 의미한다.

3.2 초미세 에어로졸 분포

본 연구에서는 직경 3~10 nm 크기의 에어로졸을 초미세 에어로졸로 정의하고, N_{CN3} 중에서 초미세 에어로졸이 차지하는 비의 수평분포를 Fig. 5에 나타내었다. 초미세 에어로졸의 비는 C4의 일부 사례를 제외하면 0.2 이하로 낮은 값을 보였다. 즉 황해의 에어로졸 총 수농도 중에서 직경 10 nm 이하의 에어로졸이 차지하는 비는 매우 작았으며, C4를 제외하면 에어로졸 생성을 직접적으로 관측하지는 못한 것으로 보인다. 에어로졸 생성이란 이산화황 등의 전구기체로부터 매우 작은 입자가 생성되어 직경 수 nm 이하의 에어로졸의 수농도가 급격하게 증가하는 현상을 말한다(Kulmala et al., 2004, 2013). 즉, 에어로졸 생성이 일어나는 순간에는 직경 10 nm 이하의 초미세 에어로졸의 비가 매우 높아야 하는데, 본 연구에서는 C4의 5월 4일을 제외하면 초미세 에어로졸의 비가 매우 낮았다. Figure 6은 C2, C3, C4의 기간 동안 안면도 기후변화감시소에서 SMPS로 관측한 에어로졸 크기분포의 시계열을 나타낸 것이다. 에어로졸 생성이 발생

하면 매우 작은 크기의 에어로졸의 수농도가 급증한 후 점차 그 크기가 성장하는 바나나 모양의 형태가 SMPS 관측 결과에 나타난다(Kulmala et al., 2004; Kim et al., 2014). 안면도에서는 2015년 4월 12일과 26일에 에어로졸 생성이 약하게 관측되었으며 5월 4일에 뚜렷한 에어로졸 생성이 관측되었다. 4월 12일(C2 기간)과 26일(C3 기간)에 기상1호에서 에어로졸 생성을 관측하지 못한 것으로 보아 안면도 인근의 좁은 지역에서 매우 약한 에어로졸 생성이 일어난 것으로 보이며 뚜렷한 에어로졸 생성이 관측된 5월 4일에는 황해와 안면도에서 모두 에어로졸 생성이 관측되었다. 즉 에어로졸 생성이 일어난 지역의 범위가 적어도 100 km에 이르는 것으로 추정된다. 비슷한 결과는 황해상에서 항공관측을 수행한 Kim et al. (2014)에서도 확인된 바 있다. 5월 4일 사례의 자세한 분석은 4.1장에서 다루도록 하겠다.

3.3 구름응결핵 수농도 분포

N_{CCN06} 와 전체 에어로졸 중 구름응결핵으로 작용할 수 있는 에어로졸의 비(N_{CCN06}/N_{CN10})의 수평분포를 Figs. 7과 8에 나타내었다. N_{CCN06} 역시 C3에서 가장 높았으며, N_{CCN06}/N_{CN10} 는 50~70%였다(Table 1). 그러나 구름응결핵의 수농도는 에어로졸의 수농도에 비해 위치 별 편차가 크게 나타나지 않았고, 심지어 육지

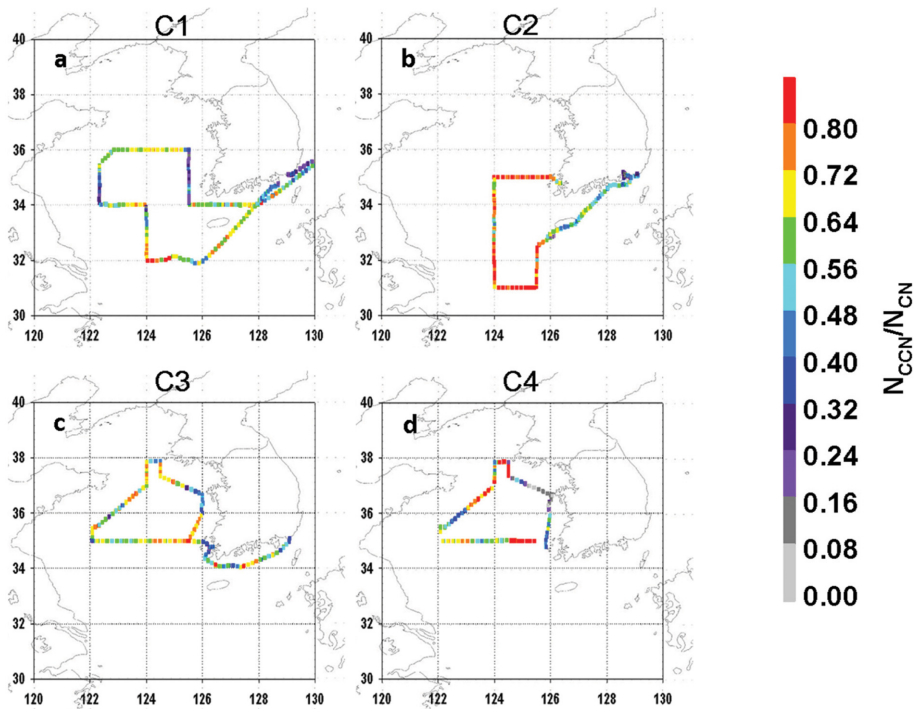


Fig. 8. Same as Fig. 3 except for N_{CCN0}/N_{CCN06} . The ratios above 0.8 are colored red.

근처의 구름응결핵 수농도가 황해 중앙의 구름응결핵 수농도보다 낮은 사례도 있었다. 황해에 구름응결핵으로 작용할 수 있는 에어로졸의 수는 거의 균질하며, 육지 근처에 근접할수록 구름응결핵으로 작용할 수 없는 에어로졸의 수가 증가하는 것이다. N_{CCN06}/N_{CN10} 도 일관성 있는 결과를 보여준다. 황해 한가운데에 비해 육지에 인접한 해역에서 N_{CCN06}/N_{CN10} 이 낮은 경향을 나타냈는데, 육지 근처에서 관측되는 에어로졸은 상대적으로 구름응결핵으로 작용하기 어려운 에어로졸의 비율이 큰 것을 의미한다. 에어로졸이 구름응결핵으로 작용하기 위해서는 크기가 크거나 흡습성이 높아야 한다. 즉 육지에서 직접적으로 영향을 받은 에어로졸은 해양 경계층 내의 에어로졸에 비해 그 크기가 작거나, 흡습성이 낮은 것을 알 수 있으며 이는 선행 연구의 결과와 일맥상통한다(Andreae and Rosenfeld, 2008).

4. 토 의

4.1 에어로졸 생성

선박관측 수행기간 중 에어로졸 생성은 한 차례 관측되었다. 에어로졸 생성은 광화학반응 중 하나이므로, 에어로졸 생성이 일어나기 위해서는 강한 태양복사가 필요하다. 여러 선행연구에서도 태양복사가 강

하고 상대습도가 낮을 때 에어로졸 생성이 더 빈번히 관측된다고 보고한 바 있다(Boy and Kulmala, 2002; Hamed et al., 2011). 본 연구의 선박관측 동안 상대습도가 비교적 높고, 안개가 짙어 지표면까지 도달하는 태양복사량이 감소되는 때가 많아 에어로졸 생성이 잘 관측되지 않은 것으로 보인다(Fig. 10). 반면 5월 4일에는 오전 10시경부터 안개가 걷히기 시작하면서 에어로졸의 수농도가 급증하기 시작하였다(Figs. 5c, 9a와 10b). 5월 4일 사례의 경우 안개가 걷히면서 지표면에 도달하는 태양복사량이 증가하고 상대습도가 감소하여 에어로졸 생성이 일어나기 좋은 기상조건이 형성된 것을 알 수 있다. Kim et al. (2009)도 황해에서 안개 지역을 벗어난 직후 에어로졸 생성이 발생한 것을 관측한 바 있다. 안면도 기후변화감시소에서도 기상 1호에서 에어로졸 수농도가 급증한 시각보다 약 1시간 후인 오전 11시경 뚜렷한 에어로졸 생성을 관측하였다(Fig. 9b). 기상 1호와 안면도에서 각각 관측한 에어로졸 생성이 같은 현상인지 알아보기 위해 역궤적 분석을 수행하였다. Figure 11은 HYSPLIT 모형(Stein et al., 2015; Rolph, 2016)을 사용하여 안면도 기후변화감시소의 100 m, 300 m, 500 m 고도에 대한 72시간 역궤적 분석을 수행한 결과이다. 공기괴가 북서쪽으로부터 유입되었으며, 안면도 기후변화감시소에 도달하기 이전에 기상 1호가 위치한 지역을

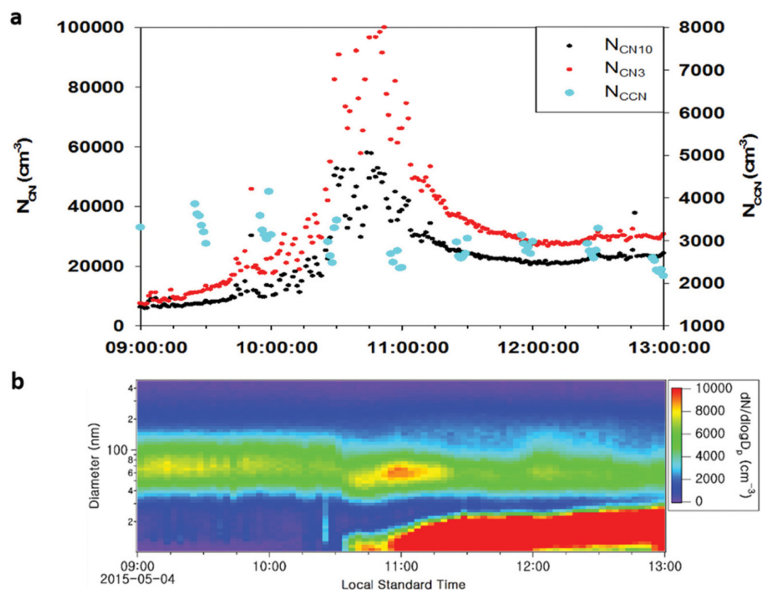


Fig. 9. (a) N_{CN10} , N_{CN3} , N_{CCN06} during the fourth cruise and (b) aerosol size distribution at Anmyeon-do KGAWC on 4 May 2015.

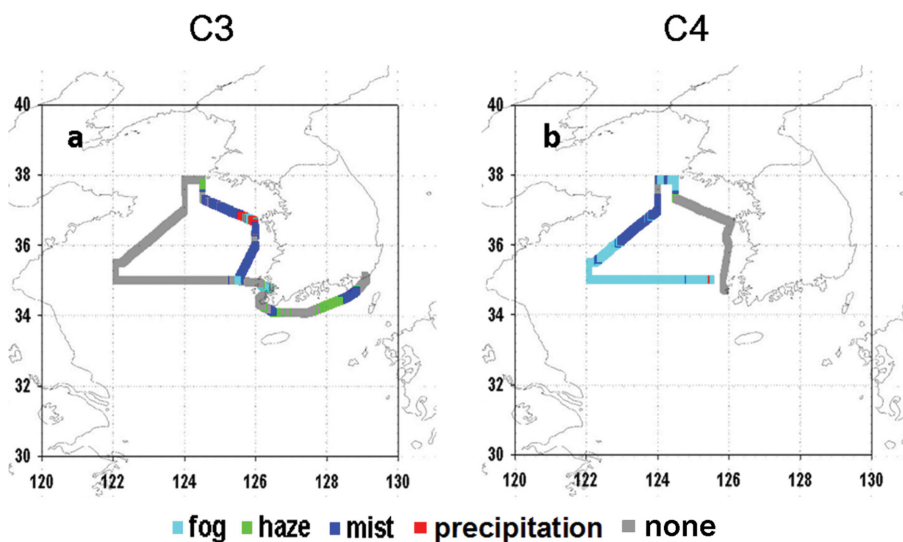


Fig. 10. Weather conditions during the (a) C3 and (b) C4.

거쳐왔음을 알 수 있다. 즉 황해에서 발생한 에어로졸 생성이 유입되어 안면도 기후변화감시소에서도 관측된 것으로 보인다. 생성된 에어로졸의 성장속도를 알아보기 위해 Kulmala et al. (2004)이 제안한 입자 성장률(GR; Growth Rate)을 계산하였다.

$$GR = \frac{\Delta D_m}{\Delta t} \quad (2)$$

입자 성장률은 식 (2)와 같이 정의할 수 있으며 이 때

는 시간, D_m 은 최빈값이 나타나는 크기를 의미한다. 본 연구에선 안면도 기후변화감시소에서 관측한 에어로졸 크기분포 자료를 기반으로 생성된 에어로졸이 10 nm에서 25 nm로 성장하는 시간으로 입자 성장률을 계산하였다. 5월 4일 에어로졸 생성 사례의 입자 성장률은 3.38 nm h⁻¹로 2008~2010년 동안의 고산과 안면도 기후변화감시소의 평균 입자 성장률인 4.4, 4.7 nm h⁻¹보다는 낮았다(Kim et al., 2013). 느린 성장 속도로 인해 황해에서 생성된 에어로졸이 안면도 기후

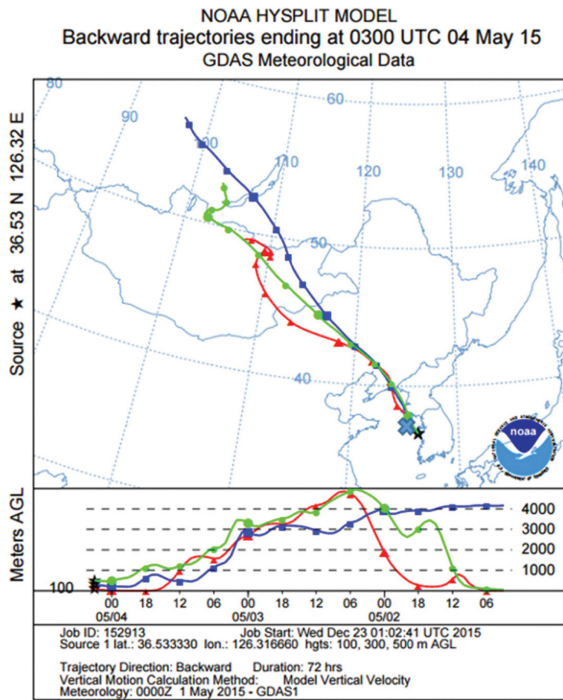


Fig. 11. 72-h air mass back trajectories for Anmyeon-do KGAWC at 0300 UTC 4 May 2015. Different colors indicate different altitudes of the back-trajectories as shown in the lower part of the panel. Blue cross denotes the location of the ship when new particle formation was observed.

변화감시소에 도달할 때까지 충분히 성장하지 못해, 안면도 기후변화감시소에서도 에어로졸 생성이 관측된 것으로 생각된다. 즉 입자 성장률이 낮을 경우엔 에어로졸 생성이 광범위하게 관측될 수 있다는 것을 의미한다.

특이하게도 5월 4일에는 한반도에 약한 황사가 관

측되었다. 일반적으로 황사가 발생할 때는 에어로졸 생성이 일어나기 어렵다고 알려져 있다. 에어로졸 생성이 일어나기 이전에 대기 중에 존재하는 에어로졸의 표면적 농도가 높으면 기체로부터 새로운 입자가 생성되기보다는 기체가 이미 존재하는 에어로졸에 응결되는 반응이 더 잘 일어나기 때문이다(Pirjola et al., 1999). 황사입자는 큰 입자들이 주를 이루기 때문에 에어로졸의 표면적 농도가 크게 증가할 수 있다. 그럼에도 불구하고 약한 황사가 관측된 5월 4일 에어로졸 생성이 관측되었다. 에어로졸 생성이 일어나기 전에 대기 중 에어로졸의 표면적 농도와 부피농도를 살펴보기 위해 안면도 기후변화감시소의 APS 관측자료를 분석하였다. Figure 12는 에어로졸 생성이 일어난 시기에 안면도 기후변화감시소에서 APS로 관측한 크기별 부피농도를 나타낸 것이다. 에어로졸 생성이 일어난 시기에 2~3 μm 크기의 에어로졸 부피농도는 증가하였지만 1.5 μm 이하의 에어로졸 부피는 상당히 감소하였다. Lee et al. (2008)은 안면도 기후변화감시소에서 대기오염물질의 영향을 강하게 받을 때는 1.2 μm 이하의 에어로졸의 부피농도가 높은 반면 중국에서 황사가 유입되었을 때에는 2~3 μm 크기의 에어로졸의 부피농도가 높게 나타난다고 보고한 바 있다. 즉 5월 4일 에어로졸 생성 사례의 경우 황사가 유입되어 2~3 μm 크기의 에어로졸의 농도는 급증했지만 그 외의 대기오염물질의 농도는 낮았다는 것을 알 수 있다. 5월 4일의 에어로졸 부피농도는 4, 5월 평균에 비해 높았지만 에어로졸 표면적 농도는 평균보다 낮았다(Fig. 13). 에어로졸의 표면적 농도는 부피농도에 비해 작은 크기의 에어로졸에 더 많은 영향을 받기 때문이다. 즉 황사가 유입되더라도 그 시기에 지역 배출원에서 배출된 대기오염물질에 의한 영향이 감소한다면 에어로졸의 표면적 농도는 오히려 감소할 수 있다. 앞서 언급한 바와 같이 에어로졸 생성은 대기 중에 이미 존재하는 에어로졸의 표면적 농도가 낮

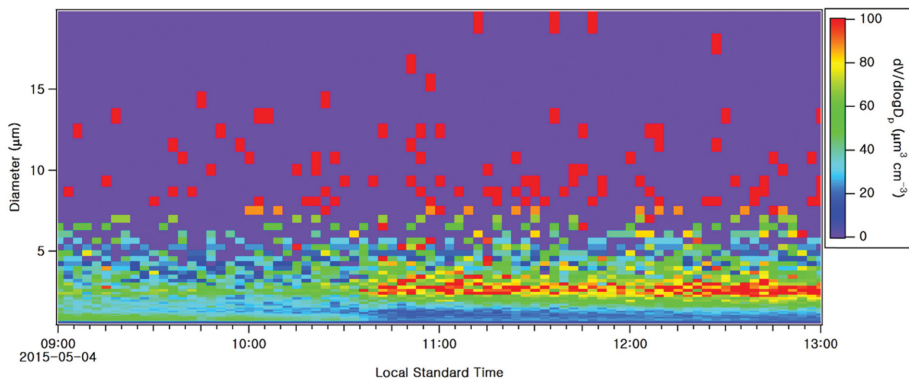


Fig. 12. Volume size distribution measured by an APS on 4 May 2015 at Anmyeon-do KGAWC.

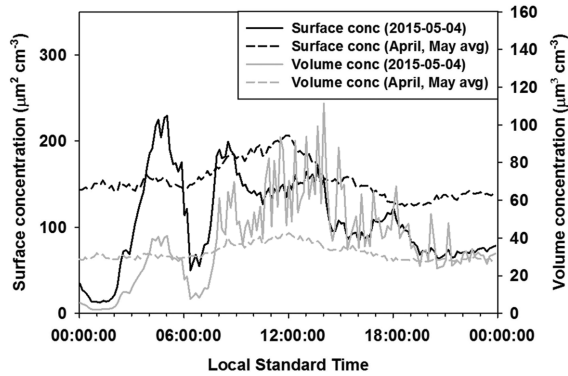


Fig. 13. Surface and volume concentrations of aerosols on 4 May 2015 and the monthly average of those in April and May 2015 measured by an APS at Anmyeon-do KGAWC.

을수록 일어나기 쉬우므로 황사가 유입될 때에도 에어로졸 생성이 일어날 수 있다.

4.2 에어로졸의 수농도에 영향을 주는 요인

본 연구의 C3와 C4의 결과는 비슷한 시기에 같은 항로를 향해했음에도 불구하고 큰 차이를 보였다(Fig. 2). 전반적으로 C3의 수농도가 C4의 수농도보다 높은 경향을 보였다. 본 연구에서는 수농도의 차이가 발생

하는 요인을 분석하기 위하여 대기 역학적, 행성경계층 고도, 기상현상에 대한 분석을 수행하였다. 먼저 HYSPLIT 모형을 사용하여 100 m 고도에 대한 72시간 역학적 분석을 수행하였다(Fig. 14). C3 때의 역케적을 보면 대부분 공기괴가 장거리 이동을 하지 못하고 황해에 오랫동안 정체되어 있는 반면 C4 때의 역케적을 보면 대부분 공기괴가 북서쪽으로부터 장거리 수송된 것을 알 수 있다. 역케적의 고도도 유사한 결과를 보여준다. C3 때에는 공기괴가 낮은 고도에 정체되어 있지만 C4 때에는 공기괴가 높은 고도에서부터 유입된 것을 알 수 있다. 즉 C3 때에는 공기괴가 오랫동안 정체되어 있으면서 에어로졸이 축적되어 고농도의 에어로졸이 관측된 것으로 보인다.

기상 1호에서는 대기의 연직분포를 살펴보기 위해 하루에 2회 레윈존대를 비양시켰다. Figure 15는 C3와 C4 도중 같은 위치에서 동일하게 오전 9시에 비양시킨 레윈존대의 자료를 나타낸다. 레윈존대에서는 온도, 상대습도, 풍향, 풍속을 관측하였다. 선행연구들에 의하면 레윈존대 관측자료로부터 다양한 방법으로 행성경계층의 고도를 추정할 수 있다(Zeng et al., 2004; Liu and Liang, 2010). 본 연구에서는 행성경계층의 고도를 추정하기 위해 가운데위, 상대습도, 총체 리처드슨수를 사용하였다. 지표면에서부터 고도가 증가할수록 가운데위가 급증하다가 경사가 완만해지는 고도, 상대

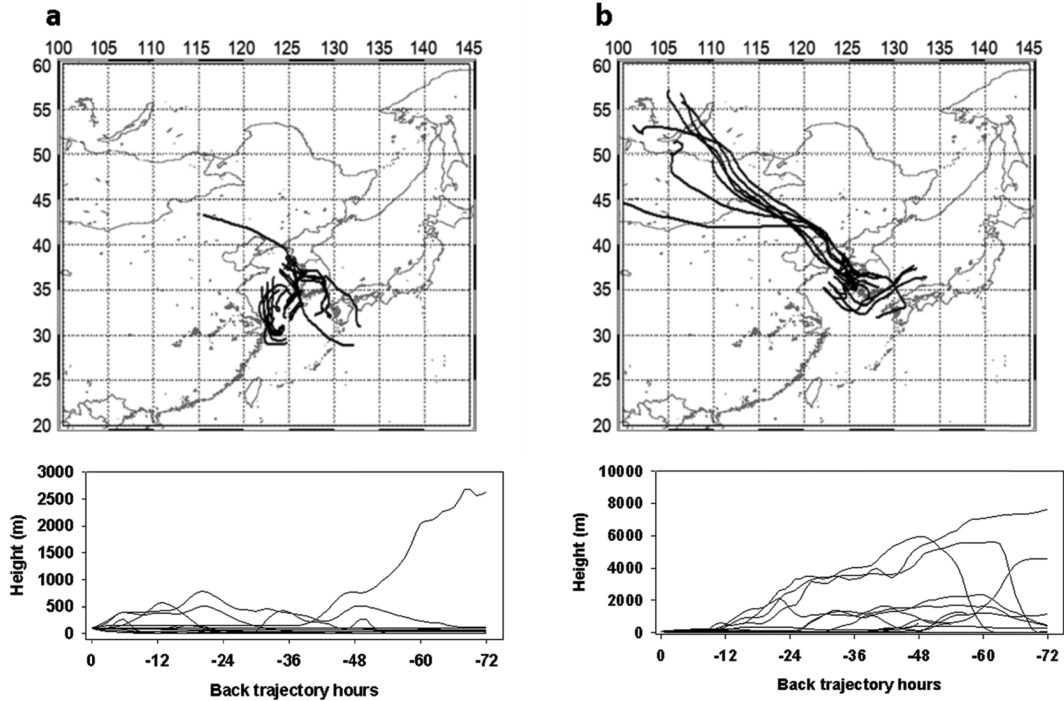


Fig. 14. 72-h air mass back trajectories for several ship locations (100 m ASL) during the (a) C3 and (b) C4.

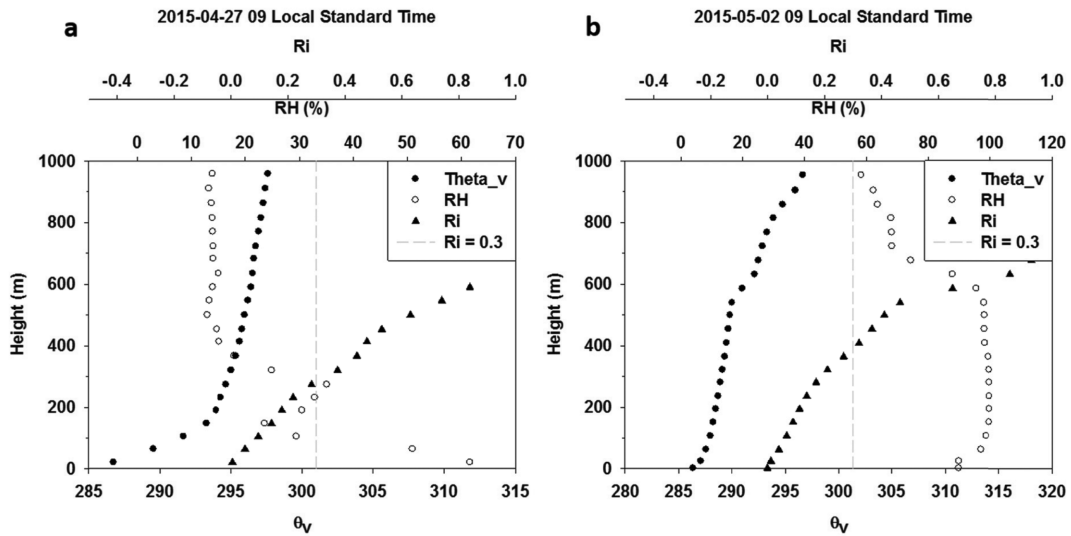


Fig. 15. Vertical soundings of θ_v , relative humidity, and bulk Richardson number on (a) 27 April and (b) 2 May 2015.

습도의 감률이 최대인 고도, 총체 리처드슨 수가 0.3 이상이 되는 고도를 행성경계층의 고도로 간주할 수 있다. 각 방법으로 추정된 행성경계층의 고도가 조금 달랐지만 오전 9시 C3 시기의 행성 경계층의 고도는 약 200~300 m, C4 시기의 행성 경계층의 고도는 400~700 m로 C4의 행성경계층의 고도가 C3의 행성경계층의 고도보다 높았다. 물론 오전 9시 이후에 행성경계층이 발달하여 고도가 증가하였을 수도 있지만 레윈존대를 하루에 두 번만 띄워 이를 확인하는 것에는 한계가 있다. 그러므로 본 연구에서는 오전 9시에 관측된 행성경계층 고도만 비교하였다. 행성경계층의 고도가 낮으면 대기가 안정하여 혼합되지 못하고 낮은 고도에 정체되어 좁은 연직고도범위 내에 에어로졸이 축적된다. 오전 9시에 비양시킨 레윈존대의 자료로부터 C3 시기의 행성경계층 고도가 C4 시기보다 낮고 발달되는 속도도 느린 것을 알 수 있다. 즉 C3 동안에는 대기가 정체되어 에어로졸의 농도가 증가한 것을 알 수 있으며, 이는 앞에서 기술한 역제적 분석 결과와 일맥상통한다.

안개와 같은 기상현상 역시 에어로졸 수농도에 영향을 줄 수 있다. Figure 10은 선박관측시의 안개, 연무, 박무, 강수와 같은 기상현상을 나타낸 것이다. 안개, 박무 모두 에어로졸 수농도를 감소시킬 수 있는 기상현상이므로 앞으로는 안개, 박무 모두 안개로 기술하도록 하겠다. C3 시기에는 안개, 강수가 발생하지 않은 시기가 긴 반면, C4 시기에는 안개, 강수가 발생한 기간이 더 길었다. 그리고 Fig. 3의 빨간색으로 표시된 지역과 Fig. 10의 회색으로 표시된 지역이 거의 일치하는 것을 확인할 수 있다. 즉 안개, 강수가

관측되지 않은 기간에 고농도의 에어로졸 및 구름응결핵의 수농도가 관측된 것이다. 안개와 같은 기상현상이 발생하면 습식 포집과정에 의해 에어로졸 수농도가 감소할 수 있다(Noone et al., 1992; Sasakawa et al., 2003). C4 시기에는 C3 시기보다 안개, 강수가 더 빈번히 발생했기 때문에 습식 포집과정이 더 빈번히 일어나 에어로졸 수농도가 감소한 것으로 보인다.

5. 요약 및 결론

본 연구에서는 황해에서의 선박관측을 통해 해양 경계층 내의 에어로졸과 구름응결핵 특성 분석을 수행하였다. 네 번의 항해 동안 관측한 황해의 직경 10 nm 이상의 에어로졸 총 수농도 평균은 각각 5127, 5001, 8411, 9118 cm^{-3} 이었으며, 과포화도 0.6%에서의 구름응결핵 수농도 평균은 각각 2486, 3361, 4583, 2980 cm^{-3} 였다. 황해의 에어로졸 수농도는 육지에 인접할수록 농도가 증가하는 경향을 보였으며 황해 중앙에서 최소값을 보였다. 이는 황해의 에어로졸 수농도가 중국뿐만 아니라 한반도의 영향도 받는 것을 의미한다. 본 연구에서의 에어로졸 수농도의 최소값은 약 2000 cm^{-3} 으로 공기가 남쪽에서 유입되지 않는 한 에어로졸 수농도의 배경값은 약 2000 cm^{-3} 이란 것을 의미한다. 반면 구름응결핵의 수농도는 지역에 따라 큰 변화를 보이지 않았다. 따라서 육지 주변에서 증가하는 에어로졸들은 대부분 그 크기가 작거나 흡습성이 낮아 구름응결핵이 되기에 적합하지 않은 것을 알 수 있다.

본 연구의 선박관측 기간 동안 황해에서 에어로졸

생성을 관측한 사례는 한 번 있었으며 이 때 안면도 기후변화감시소에서 에어로졸 생성을 관측하였다. 입자 성장률은 3.38 nm h^{-1} 로 느린 입자 성장속도를 보였으며 황해에서 에어로졸 생성이 관측된 시간보다 약 1시간 후에 안면도 기후변화감시소에서 생성이 관측되었다. 느린 입자 성장속도로 인해 광범위한 지역에서 에어로졸 생성이 관측된 것으로 보이며, 이 때 에어로졸 생성이 관측된 공간적 규모는 100 km 이상이었다. 특히하게도 에어로졸 생성이 관측된 5월 4일에는 한반도에서 약한 황사가 관측되었지만 $1.5 \mu\text{m}$ 이하의 대기오염물질의 농도가 낮아 에어로졸의 표면적 농도는 오히려 낮았으며, 기상 1호에서는 안개가 걷힌 직후에 에어로졸 생성이 관측되었다. 이는 태양 복사가 강하고 상대습도가 낮으며 대기 중에 존재하는 에어로졸 표면적 농도가 낮을수록 에어로졸 생성이 일어나기 쉽다는 점을 시사한다.

C3와 C4는 비슷한 시기에 같은 항로를 항해했음에도 불구하고 에어로졸과 구름응결핵의 수농도 차이가 컸다. 두 항해 때의 상이한 공기괴의 역궤적, 해양 경계층의 고도, 기상상황 등이 에어로졸과 구름응결핵의 수농도 차이를 야기한 것으로 보인다. 즉, 해양 경계층의 고도가 낮아 공기괴가 안정되게 정체되어 있었던 C3의 에어로졸과 구름응결핵의 수농도가 더 높았다. 안개 · 박무 등의 기상현상이 발생하여 습식 포집에 의해 에어로졸과 구름응결핵의 수농도 감소에 기여한 것으로 판단된다. 안개, 강수 등의 기상현상이 관측되지 않은 기간과 고농도의 에어로졸 및 구름응결핵의 수농도가 관측된 기간이 거의 일치하는 것을 보아 황해의 에어로졸 및 구름응결핵의 수농도에 영향을 주는 요인 중 기상현상의 기여도가 대기 안정도의 기여도보다 높은 것으로 보이지만 이를 확실시하기에는 아직 관측자료가 부족하다.

본 연구의 결과는 황해의 에어로졸과 구름응결핵의 수농도가 여러 가지 요인에 의해 영향을 받으므로 단발적인 관측으로는 황해지역을 대표하는 에어로졸과 구름응결핵의 특성을 밝히기 어렵다는 것을 보여준다. 본 연구에서는 봄과 가을에 관측한 에어로졸과 구름응결핵 수농도에 대해 분석하였는데 여름과 겨울에는 공기괴의 역궤적, 해양 경계층의 고도, 기상상황 등이 달라지므로 에어로졸과 구름응결핵의 수농도 역시 계절에 따라 크게 달라질 수 있다는 것을 예상할 수 있다. 따라서 황해지역을 대표하는 에어로졸과 구름응결핵의 특성에 대한 정보를 얻기 위해서는 앞으로도 황해지역에서의 지속적인 관측이 필요하다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기술개발사업(KMIPA2015-1030)

의 지원으로 수행되었으며 부분적으로 연세대학교 연세대-서울대 협동연구과제의 지원을 받았습니다. 안면도의 에어로졸 관측자료를 제공해주신 안면도 기후변화감시소 직원들께 감사를 드립니다.

The authors gratefully acknowledge the NOAA Air Resources Laboratory (ARL) for the provision of the HYSPLIT transport and dispersion model and/or READY website (<http://www.ready.noaa.gov>) used in this publication.

REFERENCES

- Albrecht, B. A., 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.
- Andreae, M. O., and D. Rosenfeld, 2008: Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Sci. Rev.*, **89**, 13-41.
- Boy, M., and M. Kulmala, 2002: Nucleation events in the continental boundary layer: Influence of physical and meteorological parameters. *Atmos. Chem. Phys.*, **2**, 1-16.
- Davidson, C. I., R. F. Phalen, and P. A. Solomon, 2005: Airborne Particulate Matter and Human Health: A review. *Aerosol Sci. Tech.*, **39**, 737-749.
- Hamed, A., H. Korhonen, S. L. Sihto, J. Joutsensaari, H. Järvinen, T. Petäjä, F. Arnold, T. Nieminen, M. Kulmala, and J. N. Smith, 2011: The role of relative humidity in continental new particle formation. *J. Geophys. Res.*, **116**, D03202.
- Kim, J. H., M. Park, S. Shim, and S. S. Yum, 2012: On the contrast of aerosol size distribution and cloud condensation nuclei concentrations between the east and the west of the Korean Peninsula. *Atmosphere*, **22**, 87-96 (in Korean).
- _____, S. S. Yum, S. Shim, S.-C. Yoon, J. G. Hudson, J. Park, and S.-J. Lee, 2011: On aerosol hygroscopicity, cloud condensation nuclei (CCN) spectra and critical supersaturation measured at two remote islands of Korea between 2006 and 2009. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 12627-12645.
- _____, _____, W. J. Kim, M. Park, J. Kim, M. Kim, and S. C. Yoon, 2014: On the submicron aerosol distributions and CCN number concentrations in and around the Korean Peninsula. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 8763-8779.
- _____, _____, Y.-G. Lee, and B.-C. Choi, 2009: Ship measurements of submicron aerosol size distributions over the Yellow Sea and the East China Sea.

- Atmos. Res.*, **93**, 700-714.
- Kim, Y., S.-C. Yoon, S.-W. Kim, K.-Y. Kim, H.-C. Lim, and J. Ryu, 2013: Observation of new particle formation and growth events in Asian continental outflow. *Atmos. Environ.*, **64**, 160-168.
- Kulmala, M., H. Vehkamäki, T. Petäjä, M. Dal Maso, A. Lauri, V.-M. Kerminen, W. Birmili, and P. H. McMurry, 2004: Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations. *J. Aerosol Sci.*, **35**, 143-176.
- _____, and Coauthors, 2013: Direct observations of atmospheric aerosol nucleation. *Science*, **339**, 943-946.
- Lee, Y.-G., C.-H. Cho, and M.-S. Kim, 2008: Developing a method for detecting the asian dust event among high PM10 events using aerodynamic particle sizer (APS). *Atmosphere*, **18**, 25-32 (in Korean).
- Liu, S., and X.-Z. Liang, 2010: Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height. *J. Climate*, **23**, 5790-5809.
- Noone, K. J., and Coauthors, 1992: Changes in aerosol size- and phase distributions due to physical and chemical processes in fog. *Tellus B*, **44**, 489-504.
- Pirjola, L., M. Kulmala, M. Wilck, A. Bischoff, F. Stratmann, and E. Otto, 1999: Effects of aerosol dynamics on the formation of sulphuric acid aerosols and cloud condensation nuclei. *J. Aerosol Sci.*, **30**, 1079-1094.
- Ramanathan, V., P. Crutzen, J. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.
- Rolph, G. D. 2016: Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY). [Available online at <http://www.ready.noaa.gov>].
- Rose, D., S. S. Gunthe, E. Mikhailov, G. P. Frank, U. Dusek, M. O. Andreae, and U. Pöschl, 2008: Calibration and measurement uncertainties of a continuous-flow cloud condensation nuclei counter (DMT-CCNC): CCN activation of ammonium sulfate and sodium chloride aerosol particles in theory and experiment. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 1153-1179.
- Sasakawa, M., A. Ooki, and M. Uematsu, 2003: Aerosol size distribution during sea fog and its scavenge process of chemical substances over the northwestern North Pacific. *J. Geophysic. Res.*, **108**, 4120, doi: 10.1029/2002JD002329.
- Schwartz, S. E., R. J. Charlson, R. A. Kahn, J. A. Ogren, and H. Rodhe, 2010: Why hasn't Earth warmed as much as expected? *J. Climate*, **23**, 2453-2464.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, Eds., 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*. Cambridge University Press, 1056 pp.
- Stein, A. F., R. R. Draxler, G. D. Rolph, B. J. B. Stunder, M. D. Cohen, and F. Ngan, 2015: NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 2059-2077.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the short-wave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.
- Yum, S. S., and J. G. Hudson, 2001: Vertical distributions of cloud condensation nuclei spectra over the spring-time Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**, 15045-15052.
- _____, _____, K. Y. Song, and B.-C. Choi, 2005: Springtime cloud condensation nuclei concentrations on the west coast of Korea. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09814, doi:10.1029/2005GL022641.
- _____, G. Roberts, J. G. Kim, K. Song, and D. Kim, 2007: Submicron aerosol size distributions and cloud condensation nuclei concentrations measured at Gosan, Korea, during the Atmospheric Brown Clouds-East Asian Regional Experiment 2005. *J. Geophys. Res.*, **112**, D22S32.
- Zeng, X., M. A. Brunke, M. Zhou, C. Fairall, N. A. Bond, and D. H. Lenschow, 2004: Marine atmospheric boundary layer height over the eastern pacific: Data analysis and model evaluation. *J. Climate*, **17**, 4159-4170.