한국대기환경학회지 제 22 권 제 2 호
J. KOSAE Vol. 22, No. 2 (2006) pp. 235~247
Journal of Korean Society for Atmospheric Environment

지상원격탐사를 이용한 에어러솔 간접효과 연구

Aerosol Indirect Effect Studies derived from the Ground-based Remote Sensings

김 병 곤* · 권 태 영
강릉대학교 대기환경과학과

(2005년 12월 26일 접수, 2006년 3월 2일 채택)

Byung-Gon Kim* and Tae-Young Kwon
Department of Atmospheric Environmental Sciences Kangnung National University

(Received 26 December 2005, accepted 2 March 2006)

Abstract

Aerosol indirect radiative forcing of climate change is considered the most uncertain forcing of climate change over the industrial period, despite numerous studies demonstrating such modification of cloud properties and several studies quantifying resulting changes in shortwave radiative fluxes. Detection of this effect is made difficult by the large inherent variability in cloud liquid water path (LWP); the dominant controlling influence of LWP on optical depth and albedo masks any aerosol influences. Here we have used ground-based remote sensing of cloud optical depth (τ_c) by narrowband radiometry and LWP by microwave radiometry to determine the dependence of optical depth on LWP, thereby permitting examination of aerosol influence. The method is limited to complete overcast conditions with liquid-phase single layer clouds, as determined mainly by millimeter wave cloud radar.

The results demonstrate substantial (factor of 2) day-to-day variation in cloud drop effective radius at the ARM Southern Great Plains site that is weakly associated with variation in aerosol loading as characterized by light-scattering coefficient at the surface. The substantial scatter suggests the importance of meteorological influences on cloud drop size as well, which should be analyzed in the further intensive studies. Meanwhile, it is notable that the decrease in cloud drop effective radius results in marked increase in cloud albedo.

Key words : Effective radius, Aerosol, Cloud optical depth, Liquid water path

1. 서 론

에어러솔은 대기중에 부유하는 고체상 혹은 액체상 입자의 화학적 혼합물을 의미한다. 이들은 수 nm (10^{-9} m)에서 수 μm (10^{-6} m) 정도의 크기를 가지며, 이중에서 기후학적으로 중요한 의미를 갖는 에어러솔의 크기는 직경이 0.1~1 μm인 미세 입자(fine 또는 accumulation mode)이다(Chameides *et al.*, 2002). 에어러솔은 직접적으로는 태양빛을 산란 혹은 흡수하여(에어러솔 직접 효과), 간접적으로는 구름의 미세물리과정과 복사 특성을 변화시켜(에어러솔 간접

*Corresponding author.
Tel : +82-(0)33-640-2326, E-mail : bgk@kangnung.ac.kr

효과) 기후변화에 영향을 주고 있다고 알려져 있다 (Kiehl and Briegleb, 1993; Charlson *et al.*, 1992).

아직까지도 에어러솔과 구름간의 상호작용에 대한 상세한 이해가 부족한 관계로 에어러솔 간접효과의 불확실성이 에어러솔 직접효과(에어러솔의 직접적인 빛 산란효과)보다 크게 되며, 이는 결국 인위적으로 발생한 에어러솔이 기후에 미치는 영향에 대한 정량적인 평가를 어렵게 하고 있다(International Panel on Climate Change, 2001).

일반적으로 알려진 에어러솔 간접효과에는 크게 3가지가 있는 데, 구름의 응결핵 역할을 하는 에어러솔의 증가는 구름층내 수함량(Liquid Water Path; LWP)이 일정할 경우, 미세한 크기의 구름방울 개수농도를 증가시키고 결국 구름의 광학적 두께를 증가시키게 되며 이는 구름의 반사도를 증가시킨다 (Twomey, 1977). 이를 기후에 미치는 '에어러솔의 1차 간접효과' 혹은 'Twomey 효과' 라고 부르고 있다. 한편 미세한 크기의 구름방울 농도가 증가하게 되면 이는 상대적으로 강수효율을 떨어뜨리고, 나아가 구름의 대기중 체류시간을 증가시키게 되고 결국 운량을 증가시키는 효과가 있다(Albrecht, 1989). 이를 '에어러솔의 2차 간접효과' 혹은 'Albrecht 효과' 라고 일컫고 있다. 마지막으로 대기 중에 부유하는 검댕(black carbon 혹은 soot)으로 이루어진 스모그층이 태양 복사을 흡수함으로 인해 운량을 감소시키는 효과를 에어러솔의 준직접효과(semi-direct effect)라고 부르고 있다(Ackerman *et al.*, 2000; Hansen *et al.*, 1997). 다시 말해 에어러솔 1차 그리고 2차 간접효과는 지구 대기를 냉각시키는 반면에 준직접효과는 대기 온도를 증가시키는 효과가 있다.

기존의 연구자들은 주로 에어러솔 간접효과나 준직접효과의 증거를 확보하기 위한 경험적인(empirical) 조사나 진단적인(diagnostic) 연구를 수행하여 왔다. 그 중에서 구름방울 개수농도 증가에 따른 구름 알베도 변화에 대한 연구 방법으로는 주로 어떤 집중 측정기간 동안의 지정된 위치에서의 실시간 현장 측정(in-situ)이나 원격탐사(remote sensing)를 통해 수행되었다(Albrecht *et al.*, 1995; Radke *et al.*, 1989). 하지만 단기간의 야외 집중관측을 통해서는 광역적인 그리고 장기간의 통계적인 결과를 얻기가 어려운 단점이 있는 반면에, 위성 원격탐사(Breon *et al.*, 2002; Nakajima *et al.*, 2001; Wetzel and Stowe, 1999; Han *et al.*, 1998)는 광범위한 영역의 구름을 관측할 수 있고, 레이다(radar)나 라이다(lidar) 등을 이용한 지상원격탐사를 이용하면 고정된 지점이긴 하지만 장기간의 자료를 축적할 수 있다(Garrett *et al.*, 2004; Feingold *et al.*, 2003; Kim *et al.*, 2003). 하지만 다양한 구름들 중에서 에어러솔 간접효과 분석이 용이한 상대적으로 균질한 구름을 선택하기 위해서는 장기간의 측정 자료가 요구된다. 그래서 본 연구에서는 고정된 지점에서의 연속 측정을 통해 통계적으로 유의한 수준의 신뢰성 있는 자료 수집이 가능한 지상원격탐사를 이용하여 에어러솔 간접효과를 분석하고자 한다. 이러한 지상원격관측 프로그램의 성공적인 사례가 미국의 에너지성 지원으로 에어러솔, 구름 및 복사에 대한 연속 측정을 실시하고 있는 대기 복사 관측(Atmospheric Radiation Measurement; ARM) 프로그램이 있다. ARM 프로그램의 궁극적인 목적은 에어러솔-구름-복사 상호작용에 대한 정확한 이해를 통해 이를 현실적으로 매개변수화함으로써 전지구 기후모델의 정확도를 향상시키는 데 있다(Ackerman and Stokes, 2003).

지상원격탐사를 이용한 기존 연구를 살펴보면, Kim *et al.* (2003), Feingold *et al.* (2003) 그리고 Garrett *et al.* (2004) 등은 ARM 프로그램을 통해 지상에서 관측한 에어러솔 부하량(에어러솔의 빛 산란계수 혹은 빛 소산계수)과 원격탐사로부터 추정한 구름의 광학적 특징(광학두께, LWP, 구름방울 유효반지름 등)과 연관성을 분석한 바 있다. 본 연구는 1년으로 한정되었던 Kim *et al.* (2003)의 연구결과를 3년간(1999년~2001년)으로 확장하고 상대적으로 균질한 대륙성 층운에 대하여 에어러솔의 구름 미세물리과정에 미치는 영향과 구름의 반사도(albedo)에 미치는 영향을 살펴보고자 한다. 특히 다양한 에어러솔 간접효과 중에서 주로 에어러솔 1차 간접효과(Twomey 효과)를 분석하고자 한다.

아시아에는 전 세계 인구의 60%, 약 60억 인구가 살고 있으며, 최근 수십년간 아시아지역의 지속적인 경제발전은 급속도로 진행되었으며, 이로 인한 대기오염물질의 농도는 지역적인 중요 환경 관심사중 하나이다(Ramanathan and Crutzen, 2001). 이와 관련한 가장 뚜렷한 대기오염 형태로써 아시아지역에 나타나는 haze(헤이즈)와 갈색구름을 들 수 있다. 최근에 수행되었던 국제공동연구 Indian Ocean Experiment

(INDOEX)에서는 헤이즈층이 배출원 부근뿐만 아니라 계절풍을 타고 먼지역 바다상공까지 이동하는 것을 확인한 바 있으며, Aerosol Characterization Experiment-Asia (ACE-Asia) 프로그램을 통해서도 동북아시아지역의 에어러솔 이동 및 특성에 대한 심도 있는 연구가 진행되었다 (Huebert *et al.*, 2003). ACE-Asia는 황사 발생 기간중에 황사먼지의 성분, 입자의 크기분포 등에 대한 이해를 통해 기후예측을 위한 에어러솔 직접효과의 불확실성을 줄이는 데 기여한 바 크다. 하지만 이들은 에어러솔에 의한 직접적인 복사효과만을 주로 대상으로 한 연구로써 동북아시아 지역에서 에어러솔 간접효과에 대한 연구는 아직 미흡한 실정이다.

고로 본 연구는 국내에서 에어러솔이 구름의 미세물리과정을 변화시켜 대기복사 특성을 변화시키는 등의 기본적인 메카니즘을 이해하기 위한 기초 선행연구로써 활용할 수 있을 것이다. 특히 동북아지역에서 최근 빈번하게 발생하고 있는 황사나 중국의 산업화로 인한 인위적인 오염물질 증가로 지역적인 기후변화에 상당한 영향을 미칠 것으로 추정되고 있으며, 이는 지역적인 이해관계를 떠나 전지구적인 관점에서도 향후 주요한 연구과제가 될 전망이다. 이를 대비하여 우리나라에서도 향후 주체적으로 이와 관련한 연구를 수행할 수 있는 능력을 함양하여 동북아시아 지역에서 에어러솔(주로 인위적인 오염물질에 의한 미세입자) 증가에 따른 구름 미세물리 변화나 기후변화 특성을 이해하고자 한다.

본문은 크게 세부분으로 구성되는 데, 2장과 3장에서는 에어러솔 간접효과 분석을 위한 사례 선정방법과 본 연구를 위한 지상원격탐사의 원리를 소개하고, 4장에서는 관측된 구름의 물리적 구조 및 광학적 특성에 대해 설명한다. 5장에서는 에어로졸과 구름 미세물리 특성과의 연관성 분석 등으로 구성되고 마지막으로 연구 요약 및 향후 연구 방향을 간단히 서술하고자 한다.

2. 연구 방법

본 연구에서 사용된 자료들은 주로 ARM 프로그램의 데이터 베이스(archive)에서 수집되었으며 (http://www.archive.arm.gov), ARM 프로그램에서 운영중인 North Slope Alaska (NSA), Southern Great Plain (SGP), Tropical Western Pacific (TWP)의 3개 관측소 중에서 주로 활용한 자료는 미국 오클라호마에 위치한 SGP 대표 측정소 (super site; 97°48′W, 36°61′N)로부터 얻어졌다. SGP 관측소는 미국 대륙의 중심에 위치하고 있어 균질한 지표면 상태에서의 대륙성 구름 특성을 대변하는 곳이다.

에어러솔 간접효과를 분석하기 위해서는 유사한 구름 주변 환경을 가진 이상적이고 상대적으로 균질한 특정 구름을 주관적으로 선별하는 과정이 필요하게 된다. 우선 레이다를 통해 얻어진 구름의 경계에 대한 시계열 분석을 통해서 넓게 분포한 하층의 비강수형 액상 구름을 우선적으로 선정하였으며, Kim *et al.* (2003)과는 달리 보다 지상의 에어로졸 부하량과 구름층내의 미세물리변수와의 연관성을 확보하기 위해서 운정 (cloud top)이 지상에서 2 km 이하인 경계층 층운 혹은 층적운만을 연구대상으로 선정하였다. 그리고 문제를 보다 단순화하기 위해서 상층의 빙정으로 구성된 구름은 분석에서 제외하였다. 구름의 경계는 Millimeter Wave Cloud Radar (MMCR), micro-pulse lidar (MPL), 그리고 ceilometer를 통해 수집된 구름 경계자료를 종합하여 재가공 (Value-Added Products) 되는 데, 이를 Active Remotely Sensed Cloud Locations (ARSCL)라고 부른다. 대부분의 하층운을 판별하는 데 활용되는 MMCR은 35 GHz 주파수의 전자파를 연직으로 발사하여 구름의 반사도 (cloud reflectivity)와 다층 구조의 운저 (cloud bottom)와 운정 (cloud top)을 측정한다. MMCR의 연직 해상도는 약 45 m이다 (Clothiaux *et al.*, 2000).

연직으로 누적된 구름 수함량 (LWP)의 시계열 자료는 Microwave Radiometer (MWR)로부터 얻어진다. 연직 방향으로 23.8 GHz와 31.4 GHz 주파수대에서 작동하는 MWR (WVR-1100)에서 각각 수증기량 (water vapor)과 누적 수함량 (liquid water)을 측정한다. LWP의 평균 오차는 200 g m^{-2} 이하에서는 20 g m^{-2}이고, 200 g m^{-2} 이상에서는 10%이다 (Liljegren *et al.*, 2001). 한편 구름의 광학두께 (τ_c)는 Multi-Filter Rotating Shadow-band Radiometer (MFRSR)에 의해서 구해지는 데 이 방법은 구름내의 광자 확산 (photon diffusion)과 측정기기의 넓은 시야 (field of view) 때문에 구름이 완전히 하늘을 뒤덮은 상태 (overcast)에서 정확성이 향상된다. 그리고 자료 분석을 위해

Table 1. Summary of primary instrumentation and value-added products[a].

Instrument	Measured quantities	Comments	Temporal resolution	References
FRSR (Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer)	Cloud optical depth (τ_c)	Measures direct and total-horizontal irradiances at 415 nm.	20 s	Min and Harrison (1996)
MWR (Microwave Radiometer)	Liquid water path (LWP)	Uses microwave brightness temperature, Accuracy 30 g m^{-2}	20 s	Liljegren *et al.* (2001)
Nephelometer	Scattering coefficient (σ_{sp})	At 450, 550, 700 nm for the size of aerodynamic diameter less than 1 μm	1 min	Sheridan *et al.* (2001) http://www.cmdl.noaa.gov/aero/data/.
ARSCL (Active Remotely-Sensed Cloud Locations)	Cloud boundaries	Best estimates from MMCR, Ceilometer and Lidar	10 s	Clothiaux *et al.* (2000)

[a]Value-added products refer to data sets resulting from assimilation and analysis of data from multiple instruments.

지면 반사도의 민감도를 최소화할 수 있는 415 nm 파장대 자료를 이용하였다. MFRSR은 차폐 (blocking) 방법을 이용하여 수평산란 일사량과 전천일사량을 측정하고 두 일사량의 차로 직달일사량을 구할 수 있다. 구름 광학 두께는 관측된 대기투과도와 지표면 반사도를 이용하여 구할 수 있는 데 지표면에서 특정파장대의 복사속 (irradiance)로부터 액상 구름의 광학특성을 역으로 유추하는 방법 (inversion)을 통해 계산하게 된다. 그리고 구름방울의 유효반지름 (r_e)은 Mie 이론에 근거하여 소산 효율을 고려하고 반복 계산 과정을 거쳐 얻어지게 된다 (Kim *et al.*, 2003; Min and Harrison, 1996; Harrison and Michalsky, 1994). 구름의 광학두께, LWP 그리고 r_e 등 모든 구름의 광학 변수들은 MFRSR의 연직 시야 (field of view, 120°)와 LWP의 연직 시야 (4.5°)와 일치하는 시간대인 매 5분 평균자료로 재생산된다.

에어로졸중 구름방울로 핵화되는 구름의 응결핵 (CCN) 대신에 약 0.1 ~ 1.0 μm의 에어로졸 (accumulation mode)을 네펠로메터 (Nephelometer, TSI Model 3563)을 이용하여 측정하였다. 두 대의 네펠로메터와 습도 조절기를 통해 에어러솔 부하량을 대변할 수 있는 인자 (proxy)로 3개의 파장대 (450, 550, 700 nm)에서 상대습도에 따른 에어러솔 빛 산란 계수 (σ_{sp})를 측정하였다 (Sheridan *et al.*, 2001). 본 연구에서는 550 nm 파장대에서 수증기 효과를 최소화하기 위해서 상대습도가 40% 이하인 건조 에어러솔의 산란계수를 이용한다. 그리고 인위적으로 발생한 에어러솔에 해당하는 1.0 μm 이하 크기에 관심이 있기 때문에 임팩터를 통해 미세 입자를 선택적으로 측정한다. 이러한 방법이 과연 구름 내에 유입되는 에어러솔을 대표할 수 있는 가에 대한 의문이 제기될 수도 있지만, 최근의 항공기에 Nephelometer를 탑재하여 5년간 σ_{sp}의 연직 분포를 살펴본 결과 지상에서 관측한 σ_{sp}와 대기 하층의 σ_{sp}의 상관성이 큰 것으로 나타났다 (R^2=0.9, 기울기=0.99; Andrews *et al.*, 2004). 그리고 이상에서 설명한 관측 장비들의 구체적 사양은 표 1에 제시하였다.

3. 구름방울 유효반지름 (r_e)

태양복사 전달과정을 이해하기 위해서는 구름입자의 크기 분포를 먼저 알아야 하는 데 현재까지 개발된 측정 장비를 통해서 구름 전반에 대한 구름방울 크기 spectrum을 얻는 데는 한계가 있다. 그러므로 구형 입자의 산란 특성을 고려하면서 실제 크기분포를 대변할 수 있는 평균 유효 반지름을 정의할 필요가 있다. 이 변수는 식 1과 같이 구름개수농도 크기분포의 3승 모멘텀에 대한 2승 모멘텀의 비로써 표현된다 (식 1).

Table 2. Episodic average cloud (cloud base and top, LWP, τ_c, and r_e) and aerosol properties for each analysis period.

Date	Duration	Cloud base (m)	Cloud top (m)	Thickness (m)	LWP (g m^{-2})	τ_c	r_c (μm)	σ_{sp} (Mm^{-1})
1999/02/01	16:00~23:00	240±40	890±70	650	78±34	22.1±5.5	7.2±0.7	48.5±3.2
1999/03/23	16:00~22:00	390±140	1010±140	620	93±38	27.5±9.3	6.6±0.9	41.7±5.9
1999/04/28	14:00~20:00	210±90	330±130	120	119±23	39.2±7.2	5.4±0.3	42.6±6.8
1999/05/17	16:00~18:30	280±160	1160±210	880	259±103	45.9±16.3	10.0±1.1	7.9±0.8
2000/02/18	14:20~23:00	220±130	1070±220	850	143±55	41.5±17.6	5.8±0.7	73.7±10.5
2000/03/15	14:00~17:30	180±80	890±170	710	164±53	33.5±8.9	7.8±0.9	68.5±6.8
2000/03/19	13:30~17:00	410±50	920±180	510	109±50	31.8±15.0	5.6±0.6	28.3±2.3
2000/04/13	13:00~18:30	410±90	910±100	500	104±33	27.7±9.9	6.2±0.7	50.5±25.9
2000/05/19	15:00~19:00	610±360	1000±390	390	172±116	34.0±16.6	7.8±1.7	20.3±10.2
2000/07/23	13:00~16:30	190±90	740±130	550	128±59	35.5±15.5	5.7±0.5	45.8±5.1
2000/10/05	18:30~23:00	430±60	580±70	150	440±103	89.8±20.5	7.9±1.7	12.2±4.9
2000/10/21	14:00~19:00	320±150	1060±400	740	144±79	31.3±20.2	7.9±1.4	122.7±13.7
2000/10/26	14:20~19:00	240±150	910±330	670	291±116	46.9±22.7	10.2±1.6	65.4±2.3
2000/11/06	15:30~22:00	500±230	800±160	300	240±155	30.0±10.1	12.1±5.2	4.2±1.6
2001/05/31	16:00~21:00	670±80	1400±170	730	106±70	25.1±16.1	8.8±4.5	15.1±4.5
2001/11/24	19:00~20:00	1150±50	1310±60	160	368±97	78.2±15.2	8.1±0.7	10.2±1.4

*Event-averages of cloud base and top height, LWP, τ_c, r_e, and σ_{sp} are shown together with their standard deviations.

$$r_e=\frac{\int_z\int_r N(r,z)r^3drdz}{\int_r\int_z N(r,z)r^2drdz} \quad (1)$$

여기서 $N(r,z)$은 구름방울의 크기분포, r은 구름방울의 반지름, 그리고 z는 고도이다. 구름 방울 유효반지름은 구름 방울의 단순한 평균 반지름과는 구름방울의 단면적으로 가중 평균(weighted average)했다는 점에서 다르다. 반사되거나 투과되는 태양광선은 방울크기분포보다는 일차적으로 r_e에 의해 결정된다(Hansen and Travis, 1974). 이 변수는 구름층내의 연직으로 누적된 수함량(LWP)과 구름 광학 두께(cloud optical depth)와 연관되어 있는 데, 이를 설명하기 위하여 LWP는 구름방울이 구형이라고 가정할 경우 다음 식 2와 같이 LWP를 정의할 수 있다.

$$LWP=\frac{4\pi}{3}\rho_w\int_r\int_z r^3N(r,z)drdz \quad (2)$$

여기서 ρ_w는 물의 밀도이다. 이와 함께 구름방울 개수분포를 알면 구름의 광학두께를 정의할 수 있는 데, 구름의 광학두께는 빛의 소산 효율(Q_e), 구름방울의 단면적, 그리고 구름방울 개수농도에 의해 아래와 같이 결정된다.

$$\tau_c=\int_r\int_z Q_e\pi r^2N(r,z)drdz \quad (3)$$

여기서 Q_e는 빛의 소산효율로써 방울의 크기, 빛의 파장, 그리고 굴절지수에 의한 함수인 인 데, 가시광선영역(Mie 산란영역)에서는 거의 2로 가정할 수 있다. 고로 r_e를 LWP(식 2)와 구름광학두께(식 3)의 비로써 나타낼 수 있다(Stephens, 1984; 식 4).

$$r_e\cong\frac{3}{2\rho_w}\frac{LWP}{\tau_c} \quad (4)$$

4. 구름의 특성

4.1 전반적인 특성

1999년부터 2001년까지 경계층내의 액상 층운 혹은 층적운이면서 최소한 overcast 상태가 1시간 이상 지속된 경우만을 분석대상으로 하였다. 상층의 구름(주로 권운형)이 중첩되어 있는 다층구조일 때는 분석에서 제외하였으며, 액상구름만을 선별하기 위하여 구름의 온도가 0℃ 이상인 경우만을 분석 대상으로 하였다. 3년간 자료 중에서 구름선별기준을 만족하는 16개 에피소드를 선정하였고 각 구름의 광학특성을 표 2에 제시한다.

구름의 운저와 운정고도는 각각 약 100~1,200 m, 300~1,400 m 정도로 경계층 내에 주로 위치하고 있으며, 평균 구름의 두께는 100~900 m 정도로 매우

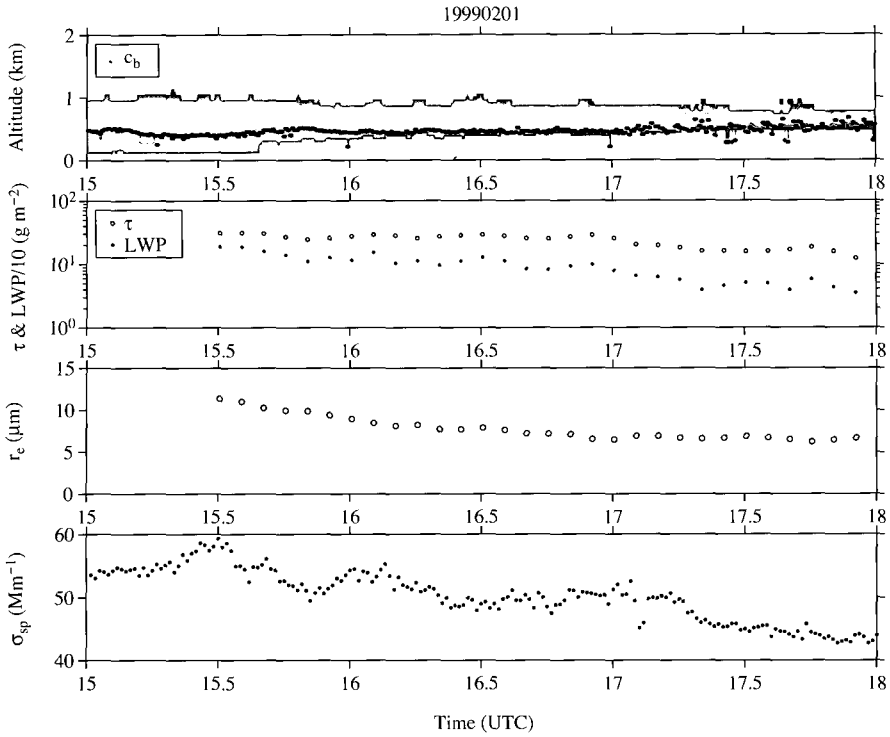

Fig. 1. Time series of cloud boundary and reflectivity, cloud optical depth (τ_c), LWP, effective radius of cloud droplet (r_e) and aerosol light scattering coefficient on February 1, 1999. The color scale in the top panel, proportional to cloud reflectivity, indicates the cloud drop size.

얇은 층운형 구름들이 선택되었다. 이들의 평균 누적 수함량(LWP)은 약 30~440 μg m^{-3}으로 변동폭이 컸고, 전반적으로 평균 LWP 증가함에 따라 편차 역시 증가하는 경향을 보였다. 구름의 광학두께(τ_c)는 13.1~89.8로 나타났는데, 이는 LWP의 변동과 직접적으로 관련되어 있음을 알 수 있다. 즉, LWP가 증가함에 따라 τ_c도 증가하고 LWP가 감소하면 τ_c 역시 감소하는 경향을 보였다. 다음 그림 1의 일변화 분석에서도 이를 확인할 수 있었다. LWP와 τ_c로부터 계산된 구름방울의 유효반지름(r_e)는 5.1~12.1 μm로 나타났다.

선택된 사례들 중 구름의 연직 분포와 구름의 광학적 특성을 대변하는 두가지 사례를 그림 1에 제시하였다. 그림 1은 1999년 2월 1일의 층운형 액상 구름이 1 km 내에서 잘 발달 되어 있음을 보여주고 있다. 컬러 스케일은 레이다를 통해 관측된 구름의 반사도를 의미하는 데, 반사도가 강할수록(적색) 구름방울 크기가 증가함을 의미한다. 검은색 점선으로 표시된 것은 ceilometer를 통해 관측된 운저를 의미한다. 15UTC(오전 9시) 부근에 운저의 아래부근에도 구름의 반사도가 나타나는 것은 drizzle(약한 가랑비)이 내리고 있음을 의미한다. ceilometer와 레이다의 운저 고도가 다른 이유는 레이다의 반사도는 구름방울 크기의 6승에 비례하고, ceilometer의 경우는 구름방울 크기의 3승에 비례하기 때문에 레이다의 반응 민감도가 ceilometer의 경우보다 10^3 만큼 크기 때문이다. 16UTC(오전 10시) 이후부터는 레이다를 통해 관측한 운저와 ceilometer로 관측된 운저가 거의 일치하고 있음을 알 수 있다.

구름의 광학두께와 누적수함량(LWP)의 시간 변화는 시간이 경과함에 따라 점차 감소함을 나타내는 데, 광학두께와 LWP가 서로 같이 변동하는 것을 보여 광학두께는 LWP의 변화에 일차적으로 좌우되는 것을 알 수 있다. 구름이 태양 복사에 가장 민감한

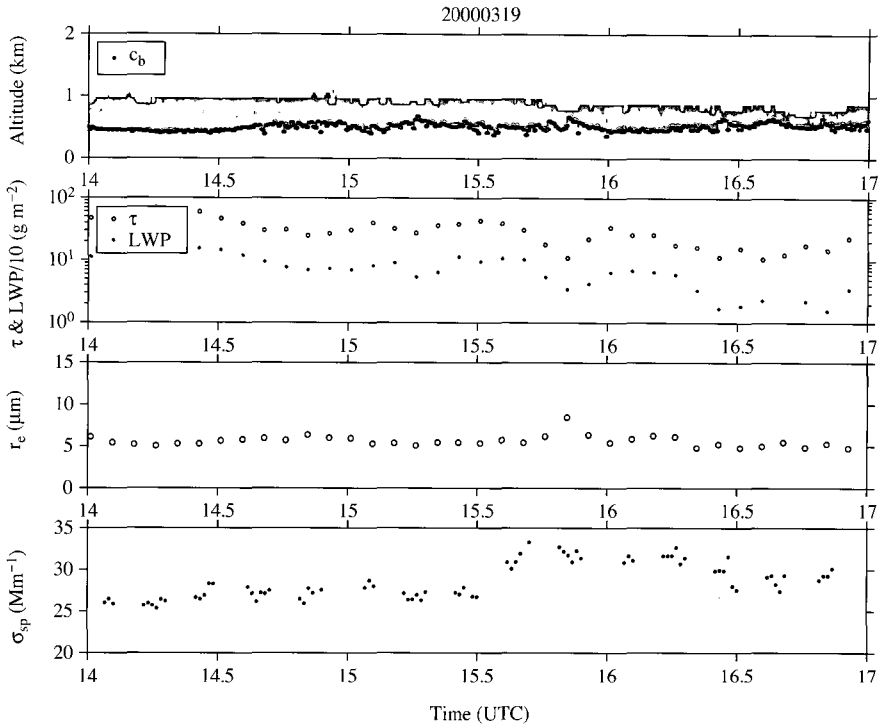

Fig. 2. Same as in Fig. 1 except for March 19, 2000.

지수인 구름방울 유효반지름(effective radius)의 시간변화는 광학두께와 LWP와는 달리 변화 정도가 작았지만, 약간 감소하는 특성을 보였다. 한편 에어러솔의 빛산란계수(σ_{sp})는 구름방울 유효반지름이 감소할 때 증가할 것(Twomey effect)이라는 예상과는 달리 감소하는 특성을 보였는데, 이 이유로는 여러 가지 요인이 제시될 수 있을 것이다. 그 첫째는 대기 중에 부유하는 에어러솔 대부분이 구름의 응결핵(Cloud Condensation Nuclei; CCN)으로 작용하는 것이 아니기 때문이며, 그 다음 중요한 이유는 구름방울 크기 변동에 구름 주변의 서로 다른 기상변화가 영향을 주기 때문이다. 예를 들면 경계층 상층 운정 부근에서 상층 건조한 공기의 유입(entrainment)에 따른 구름방울 증발에 의한 구름방울 크기 스펙트럼(spectrum)변화가 발생할 것이다. 이와 함께 그림 1에서도 알 수 있듯이 경계층내에서 발달하는 대륙성 층운에서 주로 관측되는 약한 drizzle의 영향으로 LWP가 감소할 것이며, 이는 구름의 미세물리 특성에 영향을 미치게 된다. 마지막으로 구름층내의 정적 안정도에 따른 구름응결핵의 활성화 정도가 다르기 때문으로 생각된다.

그림 2는 2000년 3월 19일의 그림 1과 같이 구름의 연직분포와 광학적 특성을 나타낸 것인데, 그림 1과는 달리 ceilometer에서 추정한 운저고도와 레이다에서 추정한 운저고도가 잘 일치하고 있는 것을 알 수 있다. 고로 이 사례의 경우는 drizzle이 관측되지 않았음을 의미한다. 그림 1과 마찬가지로 구름의 광학두께는 LWP가 증가하면 같이 증가하고 LWP가 감소하면 따라서 감소하는 경향을 보여, 광학두께는 일차적으로 LWP에 의해 결정되고 있음을 알 수 있다. 반면에 r_e는 광학두께와 LWP의 큰 폭의 변동에 비해 일부 기간을 제외하고는 상대적으로 일정함을 알 수 있다. 사례 선정기준을 만족하는 대륙성 액상 overcast 층운의 경우 이 값이 수평적으로 변화 정도가 작음을 알 수 있다. 한편 그림 1과 마찬가지로 에어러솔 빛 산란계수는 r_e와는 연관성이 적은 것으로 나타났다. 이상의 결과에서 각 사례별로 에어러솔과 구름의 미세물리변수와의 연관성을 확인할 수는 없

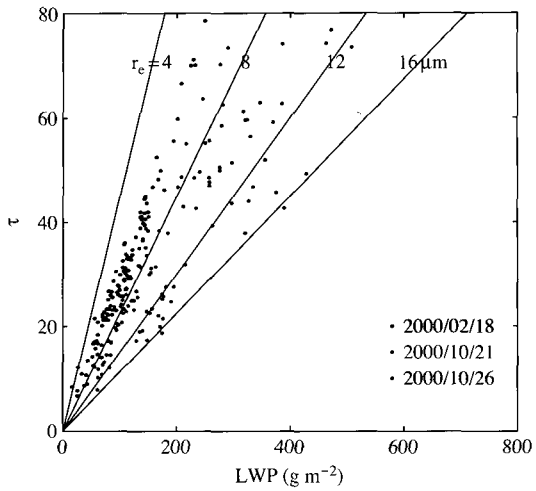

Fig. 3. Scatterplot of cloud optical depth (τ_c) against cloud LWP for the selected days (February 18, October 21 and October 26, 2000) when the systematic segregation can be represented. Lines denote cloud optical for the indicated constant values of effective radius (r_e).

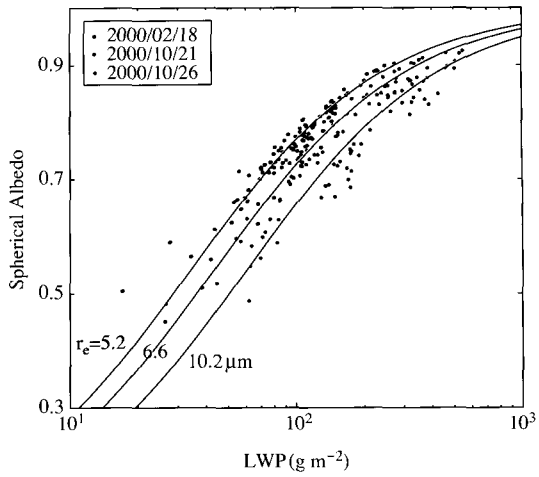

Fig. 4. Cloud top spherical albedo as a function of cloud LWP calculated for measured LWP and τ_c for February 18, October 21 and October 26, 2000. Curves denote cloud albedo for indicated constant values of effective radius (Modified from Kim *et al.*, 2003).

었지만, 광학두께와 LWP의 선형적인 상관성은 뚜렷이 확인되었다.

4. 2 광학특성

4.1절에서 구름의 광학두께와 LWP의 시간변화를 분석한 결과, 두 변수사이에 뚜렷한 선형 의존도가 있었는데, 이들의 연관성을 확인하기 위해 그림 3에 광학두께와 LWP의 산포도(scatter plot)를 제시하였다. 그림 3에서 나타낸 실선은 식(4)를 이용하여 일정 r_e에 대한 광학두께를 의미한다. 결국 산포도의 점들이 어느 실선사이에 위치하는 가에 따라 대략의 r_e을 추정할 수 있다. 그림 3은 분석 대상 중 구름방울 크기가 현저한 차이를 보이는 3가지 사례(2000년 2월 18일, 10월 21일 그리고 10월 26일)를 나타낸 것이다. 앞 절에서 확인한바 대로 구름의 광학두께와 LWP의 선형적인 상관성을 잘 알 수 있었고, 서로 다른 사례별로 구름 방울의 유효 반지름 r_e가 현저하게 분리되어 있음을 확인하였다.

이는 여러 가지 요인이 있을 수 있겠지만 서로 다른 사례별로 각각 에어로졸의 부하량 차이에 따라 구름 방울 크기분포가 영향을 받고 있음을 의미한다. 물론 서로 다른 사례별로 구름의 미세물리 특성이 다를 수 있지만 본 연구에서는 이러한 문제를 최대한 피하기 위해 분석방법에서 제시한 바와 같이 액상 구름이며 overcast(운량 100%) 지상 2 km 내에서 발달한 하층운으로 분석 대상을 제한하였다. 결국 그림 3에서 알 수 있는 것은 구름방울 크기분포의 현저한 차이는 구름의 반사도에 영향을 주게 되고 이는 지상에 도달하는 태양 복사 에너지의 차이를 초래하게 될 것이다. 구름의 반사도는 아래 식(5)와 같이 구름의 광학두께와 비대칭성(asymmetry parameter; g)에 의해 결정된다(Schwartz *et al.*, 2002; Harshvardhan and King, 1993). 이는 구름의 광학두께가 두꺼울수록 구름의 반사도가 증가하게 됨을 의미한다.

$$\alpha_{sph} \approx \frac{\tau_c(1-g)+0.097}{\tau_c(1-g)+1.43} \tag{5}$$

여기서 g는 구름방울의 비대칭도(asymmetry parameter)를 의미한다.

그림 4는 그림 3에서 제시한 세 가지 사례별 구름 반사도 변화를 나타낸 것이다. 구름의 반사도가 LWP에 대해 S형으로 분포하고 있음을 알 수 있는데 이는 Twomey(1977)가 이론적으로 제시한 결과

와 유사하게 나타나고 있다. 우선적으로 LWP가 증가하게 되면 구름의 광학두께를 증가시킬 것이고 나아가 이는 식(5)에 의하여 구름의 반사도를 증가시키게 된다. 하지만 세 가지 사례별로 현저하게 산포도가 각각 분리되어 있음을 알 수 있는 데, 이는 앞에서 제시한 바와 같이 구름방울 유효크기가 서로 뚜렷한 차이를 보이기 때문이다. 만약 일정한 LWP (예를 들어 LWP가 100 g m^{-2}일 때)가 주어졌다고 가정할 경우 그림에서 알 수 있듯이 r_e가 감소함에 따라 구름의 반사도는 증가함을 알 수 있는 데, 이는 결국 지상에 도달하는 태양복사에너지를 감소하는 역할을 하게 된다.

5. 에어러솔의 구름광학특성에 미치는 영향

4절에서 서로 다른 사례별로 r_e의 변화에 따른 구름의 반사도가 영향을 받고 있음을 지상원격탐사를 통해 확인할 수 있었다. 그렇다면 과연 왜 r_e가 사례별로 변하는 것 일까? 일차적으로 검토할 수 있는 가능성이 본 연구에서 주된 관심사인 에어러솔 농도와의 연관성이다. 이를 분석하기 위해 에어러솔 농도를 대표할 수 있는 인자의 선정이 필요한 데, 2절에서 제시하였듯이 지상에서 Nephelometer를 이용하여 측정한 에어러솔 빛산란계수를 에어러솔 농도를 대변하는 인자로 이용하였다. 이 방법은 이미 Kim *et al.* (2003)과 Garrett *et al.* (2004)의 연구결과에서도 활용된 바 있다. 반면에 Feingold *et al.* (2003)은 Lidar를 이용하여 운저부근의 에어러솔 빛소산계수를 구름층내로 유입되는 에어러솔 부하량으로 가정하고 분석한 바 있다.

그림 5는 에어러솔 빛산란계수(σ_{sp})와 구름방울 유효반지름(r_e)과의 산포도를 나타낸 것인데, 산포도가 광범위하게 퍼져 있지만 전반적인 경향은 에어러솔 빛 산란계수가 증가함에 따라 r_e가 감소함을 잘 보여주고 있다. 물론 상관계수는 0.6으로 높지 않은 데, 이는 앞에서 언급한 바와 같이 엄격한 기준에 의해 에어러솔 간접효과 연구가 가능한 균질한 구름을 선별했음에도 불구하고 구름의 자체 변동성이 상관성을 낮게 하는 요인일 것으로 생각된다. 구름 자체의 변동성은 구름 주변 환경의 역학적 난류(dynamic turbulence)와 정적 안정도(static stability) 등에 의해 좌우된다. 고로 에어러솔 간접효과에 대한 보다 정확히 이해하기 위해서 향후 이들에 대한 연구가 필요하다. 한편 에어러솔 간접효과 지수(Indirect Effect; IE)를 아래 식(6)과 같이 정의할 수 있다.

$$IE = -d \log r_e / d \log \sigma_{sp} \quad (6)$$

IE는 에어러솔 부하량에 따른 구름의 미세물리과정 변화의 민감도를 의미하는 것인데, IE값은 원격탐사를 통해 측정된 자료들이 갖는 bias를 제거하기 위해 절대적인 민감도가 아닌 식(6)과 같이 상대적인 민감도를 의미하게 된다. 전체 산포도에 대한 IE값은 0.17 ± 0.01 (R=0.6)로 Kim *et al.* (2003)의 연구결과 (IE=0.13)보다 약간 큰 값이다. 하지만 에어러솔의 구름미세물리과정에 미치는 영향을 이해하기 위해서는 우선적으로 LWP의 양이 일정하다는 가정하에서 에어러솔과 구름방울크기의 상대적 비교가 이루어져야 한다. 고로 LWP를 3개의 등급(40 ~ 100 g m^{-2}, 100 ~ 200 g m^{-2}, 200 ~ 400 g m^{-2})으로 나누어 IE 값을 계산한 결과 0.07 ~ 0.19로써 (그림 5), LWP가 증가할수록 기울기와 상관성 모두 증가하는 것으로 나타났다. 이는 LWP의 증가에 따라 에어러솔 간접효과가 민감하게 작용한다는 것을 의미한다. 이 수치와 선행 연구들에서 제시된 IE 값들을 표 3에서 비교하였다. Feingold *et al.* (2003)은 처음으로 지상원격탐사를 통해 에어러솔 간접효과를 확인한 바 있는 데, IE 값이 0.02 ~ 0.16으로 상대적으로 변동폭이 크게 나타났다. Feingold *et al.* (2003)은 에어러솔 빛소산계수를 이용한 것을 제외하고는 본 연구와 거의 유사한 방법을 채택했다. 에어러솔 빛소산계수를 이용하는 방법은 수증기에 의한 흡수효과가 크다는 점에서 에어러솔을 대표하는 데 단점이 있다. 반면에 Garrett *et al.* (2004)는 ARM 프로그램이 운영하고 있는 알라스카 관측소(North Slope Alaska)의 자료를 이용하여 본 연구와 같이 에어러솔 빛산란계수를 이용하였는 데 IE값이 0.13 ~ 0.19로 본 연구에서 얻은 값과 유사하다. 한편 Breon *et al.* (2002)은 위성관측을 통해 IE값을 추정했는데, 지상원격탐사를 이용한 연구결과보다 민감도가 상당히 낮은 것을 보여주고 있다. 이는 지상원격탐사에서 유도된 r_e는 구름층내의 연직평균된 대표 값인 반면에 위성을 이용하여 추정된 r_e는 구름의 운정부근을 대표하는 값이기 때문으로 생

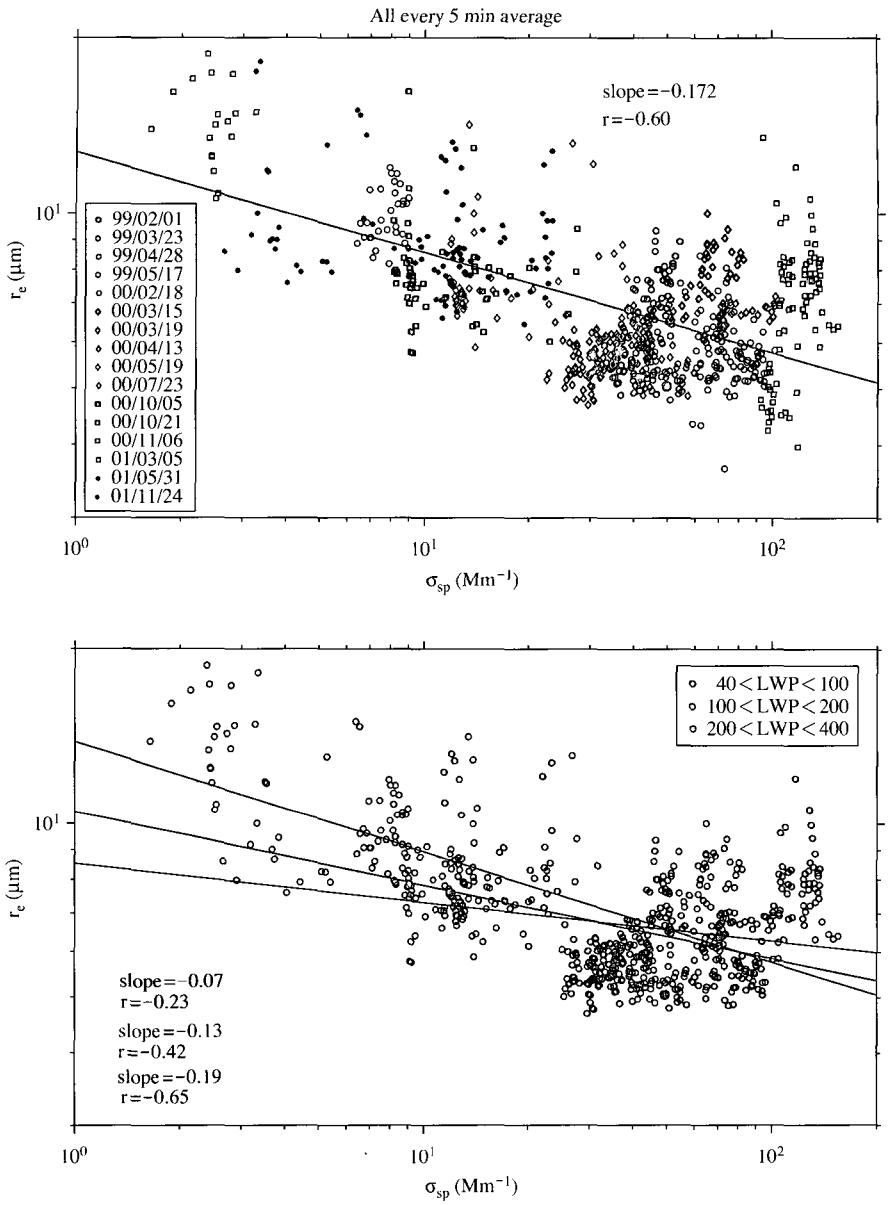

Fig. 5. Scatterplot(decimal logarithmic axes) of 5-minute average cloud drop effective radius (r_e) versus light scattering coefficient (σ_{sp}) for sub-micrometer aerosol at 550 nm (upper panel). Scatterplot is classified according to the level of LWP in the lower panel. Data for individual days are distinguished by symbol. Data for σ_{sp} are interpolated to measurement time of r_e and gaps in σ_{sp} are filled by interpolation.

각된다. 그 이유는 단열 구름(adiabatic cloud)의 경우 운저부근에서 연직으로 상승할수록 구름방울 크기는 높이에 따라 선형적으로 증가하기 때문에 구름층내 평균 r_e보다 운정부근의 r_e가 상대적으로 크게 된다.

에어러솔 부하량 변화에 따라 구름의 미세물리 특성이 변할 것이고, 이는 나아가 태양복사를 반사시킬 것인 데, 그렇다면 과연 이러한 에어러솔 간접효과가 얼마 정도의 복사효과를 줄 수 있는 것일까? Kim *et*

Table 3. Comparison of indirect effect values for each study.

	IE values	Remote sensing	Area[1)]	Aerosol surrogate[2)]
Kim *et al.* (2003) & this study	0.07~0.19	Ground-based	SGP	σ_{sp}
Feingold *et al.* (2003)	0.02~0.16	Ground-based	SGP	σ_{ep}
Garrett *et al.* (2004)	0.13~0.19	Ground-based	NSA	σ_{sp}
Breon *et al.* (2002)	0.04~0.08	Satellite	Global area	AI[3)]

[1)]SGP indicates Southern Great Plain, Oklahoma USA, and NSA indicates North Slope Alaska USA.

[2)]σ_{sp} represents aerosol light scattering coefficient, while σ_{ep} represents aerosol light extinction coefficient.

[3)]AI means aerosol index is proportional to column aerosol number, which can be retrieved from the satellite.

al. (2003)은 r_e의 변화에 따른 태양복사수지의 변화를 SBDART (Santa Barbara DISORT (DIScrete-Ordinate-method Radiative Transfer) Atmospheric Radiative Transfer; Ricchiazzi *et al.*, 1998) 프로그램을 이용하여 계산한 바 있다. 연구결과 LWP가 100 g m^{-2}으로 일정하다는 조건하에서 r_e가 10.2 μm (2000년 10월 26일 평균값)에서 5.8 μm (2000년 2월 18일)으로 감소함에 따라 지상에 도달하는 태양복사에너지가 약 50 W m^{-2} 정도 감소함을 보인바 있다. 물론 이 양은 지역적인 규모에서 산정한 에어러솔의 간접효과이라는 제한성이 있지만 동북아시아 지역과 같이 에어러솔의 부하량이 집중되어 있는 지역 등을 고려할 때 복사 강제력 변동에 상당한 영향을 미칠 수 있음을 의미한다.

6. 결론 및 제언

본 연구에서는 ARM 프로그램의 1999~2001년 3년간의 지상원격탐사자료를 이용하여 에어러솔 간접효과를 확인하고, 에어러솔과 구름미세물리 특성과의 연관성을 분석하였다. MFRSR를 통해 얻어진 구름의 광학두께는 MWR으로 구한 LWP와 선형적인 관련성을 보여 구름의 광학두께는 LWP에 의해 일차적으로 결정된다는 것을 알 수 있었고, 각 사례별로 구름방울 유효반지름의 뚜렷한 차이를 알 수 있었으며 이는 에어로졸 빛산란계수와 연관되어 있는 것으로 나타났다. 즉, 에어로졸 빛산란계수가 증가함에 따라 구름방울의 유효반지름이 감소하는 경향을 보였다. 하지만 광범위한 산포도를 보이며 낮은 상관성을 보이는 데 이러한 현상이 나타난 원인에는 몇가지 가설이 있을 수 있다.

첫째는 에어로졸 빛산란계수가 구름으로 유입되는 에어로졸 부하량을 얼마나 대변하고 있는 가이고, 둘째 에어로졸이 구름의 응결핵으로 작용하여 구름방울로 성장하는 과정에 미치는 구름 주변 환경의 다양한 미기상 요인 등이다. 예를 들면 대기의 정적 안정도나 구름층내의 상승속도는 직접적으로 구름 미세물리 특성에 영향을 줄 것으로 생각된다. 궁극적으로는 향후 에어러솔-구름방울-기상간의 상호작용에 대한 포괄적이고 체계적인 연구가 요구된다. 이와 함께 향후 연구에서 중요한 과제중의 하나는 과연 어떤 구름형태일 때, 에어러솔 간접효과가 뚜렷하게 나타나는 가, 다시 말하면 어떤 조건하에서 발달한 운형에 대해서 에어러솔이 구름의 복사특성을 변화시킬 가능성이 큰 지에 대한 객관적인 관측결과와 기준이 제시되어야 할 것으로 생각된다.

앞에서 언급한 바와 같이 에어러솔의 기후변화에 미치는 영향에 대한 왕성한 연구에도 불구하고 IPCC (2001)에 의하면 현재 정확한 지구기후예측을 위해서 가장 필요한 연구 분야가 에어러솔의 간접효과에 대한 불확실성을 줄이는 것이라고 언급하고 있다. 또한 에어러솔이 구름의 미세물리과정에 미치는 영향을 이해하는 것은 에어러솔 간접효과를 이해하기 위해서 선행되어야 할 중요한 과제로 생각된다. 결론적으로 레이다, 라이다, 복사측정기 등의 지상원격탐사를 이용하여 에어러솔이 구름에 미치는 복사효과를 대륙성 액상 경계층 층운형 구름에서 확인할 수 있었지만 관측과 분석방법이 갖는 불확실성이 여전히 큰 것으로 나타나고 있어 향후 이러한 문제점을 극복하기 위하여 기상효과가 에어러솔 간접효과에 미치는 영향에 대한 연구를 지속적으로 추진할 예정이다.

감사의 글

본 연구는 강릉대학교 학술연구조성비의 지원을 받아 수행된 연구이며, 본 연구 전반에 걸쳐 아낌없는 조언과 관심을 보여준 Brookhaven National Laboratory의 Stephen E. Schwartz박사와 Mark A. Miller 박사에게 감사드립니다.

참 고 문 헌

Ackerman, T.P. and G.M. Stokes (2003) The Atmospheric Radiation Measurement Program, Physics Today, 38-44.

Ackerman, A.S., O.B. Toon, D.E. Stevens, A.J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E.J. Welton (2000) Reduction of tropical cloudiness by soot, Science 288, 1042-1047.

Albrecht, B.A. (1989) Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, Science 245, 1227-1230.

Albrecht, B.A., C.S. Bretherton, D. Johnson, W.H. Schubert, and A.S. Frisch (1995) The Atlantic Stratocumulus Transition Experiment ASTEX. Bull. Amer. Meteor. Soc. 76, 889-904.

Andrews, E., P.J. Sheridan, J.A. Ogren, and R. Ferrare (2004) In-situ aerosol profiles over the Southern Great Plains cloud and radiation test bed sites: 1. aerosol optical properties, J. Geophys. Res. 109, doi:10.1029/2003JD004025.

Breon, F.-M., D. Tanre, and S. Generoso (2002) Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite, Science 295, 834-838.

Chameides, W.L., C. Luo, R. Saylor, D. Streets, Y. Huang, M. Bergin, and F. Giorgi (2002) Correlation between model-calculated anthropogenic aerosols and satellite-derived cloud optical depth: Indication of indirect effect?, J. Geophys. Res 107, doi:10.1029/2000JD000208.

Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.H. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley Jr., J.E. Hansen, and D.J. Hofman (1992) Climate forcing by anthropogenic aerosols, Science 255, 423-430.

Clothiaux, E.E., T.P. Ackerman, G.G. Mace, K.P. Moran, R.T. Marchand, M.A. Miller, and B.E. Martner (2000) Objective determination of cloud heights and radar reflectivities using a combination of active remotesensors at the ARM CART sites, J. Appl. Met. 39, 645-665.

Feingold, G., W. Eberhard, D.E. Lane, and M. Previdi (2003) First measurements of the Twomey effect using ground-based remote sensors, Geophys. Res. Lett. 1287, doi:10.1029/2002GL01633.

Garrett T.J., C. Zhao, X. Dong, G.G. Mace, and P.V. Hobbs (2004) Effects of varying aerosol regimes on low-level Arctic stratus, Geophys. Res. Lett. 31, doi:10.1029/2004GL019928.

Han, Q., W.B. Rossow, J. Chou, and R.M. Welch (1998) Global variation of column droplet concentration in low-level clouds, Geophys. Res. Lett. 25, 1419-1422.

Hansen, J.E., M. Sato, and R. Ruedy (1997) Radiative forcing and climate response, J. Geophys. Res. 102, 6831-6864.

Hansen, J.E. and L.D. Travis (1974) Light-scattering in planetary atmospheres, Space Sci. Rev. 16, 527-610.

Harrison, L.C. and J.J. Michalsky (1994) Objective algorithms for the retrieval of optical depths from ground-based measurements, Appl. Optics 33, 5126-5132.

Harshvardhan and M.D. King (1993) Comparative accuracy of diffusive radiative properties computed using selected multiple scattering approximations, J. Atmos. Sci. 50, 247-259.

Huebert, B.J., T. Bates, P.B. Russell, G. Shi, Y.J. Kim, K. Kawamura, G. Carmichael, and T. Nakajima (2003) An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts, J. Geophys. Res. 108 (D23), 8633, doi:10.1029/2003JD003550.

International Panel on Climate Change (2001) Climate Change 2001: The scientific basis, Cambridge Univ. Press, New York.

Kiehl, J.T. and B.P. Briegleb (1993) The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, Science 260, 311-314.

Kim, B.-G, S.E. Schwartz, M.A. Miller, and Q. Min (2003) Effective radius of cloud droplets by ground-based remote sensing: Relationship to aerosol. J. Geophys. Res. 108, doi:10.1029/2003JD003721.

Liljegren, J.C., E.E. Clothiaux, G.G. Mace, S. Kato, and X. Dong (2001) A new retrieval for cloud liquid water path using a ground-based microwave radiometer and measurements of cloud temperature, J. Geophys. Res., 106, 14485-14500.

Min, Q. and L.C. Harrison (1996) Cloud properties derived

from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, Geophys. Res. Lett. 23, 1641-1644.

Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J.E. Penner (2001) A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters, Geophys. Res. Lett. 28, 1171-1174.

Radke, L.F., J.A. Coakley Jr., and M.D. King (1989) Direct and remote sensing observations of the effects of ships on clouds, Science 246, 1146-1149.

Ramanathan V. and P.J. Crutzen (2001) Asian Brown Cloud Concept paper in the web page.

Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier, and D. Sowie (1998) SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 79, 2101-2114.

Schwartz, S.E., Harshvardhan, and C.M. Benkovitz (2002) Influence of anthropogenic aerosol on cloud optical depth and albedo shown by satellite measurements and chemical transport modeling, PNAS, 99, 1784-1789.

Sheridan, P.J., D.J. Delene, and J.A. Ogren (2001) Four year of continuous surface aerosol measurements from the Department of Energy's Atmospheric Radiation Measurement program Southern Great Plains cloud and Radiation testbed site, J. Geophys. Res. 106, 20735-20747.

Stephens, G.L. (1984) The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models, Mon. Wea. Rev. 112, 826-867.

Twomey, S. (1977) The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, J. Atmos. Sci. 34, 1149-1152.

Wetzel, M.A. and L.L. Stowe (1999) Satellite-observed patterns in stratus microphysics, aerosol optical thickness, and shortwave radiative forcing, J. Geophys. Res. 104, 31287-31229.