

에어로솔-구름-강수 상호작용 (CAPI) 연구를 위한 관측 방법론 고찰

김병곤*

강릉원주대학교 대기환경과학과

(접수: 2012년 8월 13일, 게재확정일: 2012년 9월 25일)

A Review of the Observation-based Framework for the Study of Aerosol-Cloud-Precipitation Interactions (CAPI)

Byung-Gon Kim*

*Department of Atmospheric Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University,
Gangneung 210-702, Korea*

(Received: 13 August 2012, Accepted: 25 September 2012)

Abstract There is still large uncertainty in estimating aerosol indirect effect despite ever-escalating efforts and virtually exponential increase in published studies concerning aerosol-cloud-precipitation interactions (CAPI). Probably most uncertainty comes from a wide range of observational scales and different platforms inappropriately used, and inherent complex chains of CAPI. Therefore, well-designed field campaigns and data analysis are required to address how to attribute aerosol signals along with clouds and precipitation to the microphysical effects of aerosols. Basically, aerosol influences cloud properties at the microphysical scales, “process scale”, but observations are generally made of bulk properties over a various range of temporal and spatial resolutions, “analysis scale” (McComiskey & Feingold, 2012). In the most studies, measures made within the wide range of scales are erroneously treated as equivalent, probably resulting in a large uncertainty in associated with CAPI. Therefore, issues associated with the disparities of the observational resolution particular to CAPI are briefly discussed. In addition, the dependence of CAPI on the cloud environment such as stability and adiabaticity, and observation characteristics with varying situations of CAPI are also addressed together with observation framework optimally designed for the Korean situation. Properly designed and observation-based CAPI studies will likely continue to accumulate new evidences of CAPI, to further help understand its fundamental mechanism, and finally to develop improved parameterization for cloud-resolving models and large scale models.

Key words: Aerosol, cloud, precipitation, interactions, observation, scale

1. 서 론

전지구적 기후예측에 있어서 에어로솔 간접효과가 갖는 중요성이 부각된 이후로 에어로솔-구름-강수 상

호작용 (Aerosol-Cloud-Precipitation Interactions: CAPI)에 대한 연구가 비약적으로 증가하고 있다. Twomey (1974)가 항공 직접관측을 통해서 구름방울응결핵 (Cloud Condensation Nuclei: CCN)이 증가할 경우 구름수함량 (Liquid Water Path: LWP)이 일정한 조건에서 보다 작은 크기의 구름방울 개수 증가에 의해 구름의 반사도가 증가함(Twomey 효과)을 제시한 이후, 다수의 지상원격관측 (Feingold *et al.*, 2003, 2006; Kim *et al.*, 2003, 2008; McComiskey *et al.*, 2009) 및 위성

*Corresponding Author: Byung-Gon Kim, Department of Atmospheric Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, 123, Jibyun, Gangneung, Gangwon 210-702, Korea.

Phone : +82-33-640-2326, Fax : +82-33-640-2320
E-mail : bgk@gwnu.ac.kr

원격관측 (Sekiguchi *et al.*, 2003; Kaufman and Koren, 2006; Quass *et al.*, 2008, 2009) 연구 결과가 이를 뒷받침하고 있다.

최근에는 에어로솔의 강수에 미치는 영향 차원에서 다량의 에어로솔에 의해 크기가 감소한 구름방울의 충돌병합 효율 감소에 따른 강수 감소 현상이 다양한 관측을 통해 확인되고 있지만 (Albrecht, 1989; Rosenfeld and Lensky, 1998; Rosenfeld *et al.*, 2001), 상반되는 관측결과 및 해석을 내놓는 연구들 (Ayers, 2005; Lin *et al.*, 2006; Alpert *et al.*, 2008)도 있다. 구름방울 크기가 작아질 경우 작은 입자 크기로 인한 구름방울의 충돌병합과정이 억제되고, 강수로의 전환 (autoconversion) 과정이 지체되면서 빙결고도 (freezing level) 위까지 상승하게 되어 구름방울이 빙결에 도달할 가능성이 증가한다. 결국, 응결과 비교하여 빙결과정에서 발생하는 추가적인 잠열 (약 300 kJ kg^{-1})로 인해 구름의 연직 발달과 강수가 활성화 된다 (Rosenfeld and Woodley, 2000; Rosenfeld *et al.*, 2008). 이는 최근 CAPI 연구 분야에서 중요한 주제중의 하나로 에어로솔 연직활성화 (invigoration) 효과라고 부르고 있다. 이와 같이 다양한 CAPI 관련 연구들이 진행되면서 새로운 효과와 미지수들이 계속 등장하고 있다.

CAPI 메커니즘은 에어로솔, 구름, 복사, 강수, 기후 등의 복잡한 피드백 (feedback) 과정이 상호 연결되어 있어 메커니즘 자체의 단순한 선형적인 이해가 어려운 측면이 있고, 단계별로 일어나는 과정의 시공간 규모 (process scale)와 실제 관측 해석의 시공간 규모 (analysis scale) 간의 불일치로 인해 유발되는 오차 및 부적절한 정의로 인한 오해로 혼란이 가중되고 있는 측면이 있다 (McComiskey and Feingold, 2012). 예를 들면, Feingold (2012)는 에어로솔 간접효과 관련 여러 현상에 대한 정의가 불분명하기 때문에 잘못 해석되는 문제점을 지적하면서 해결책으로 적절한 정의에 기반한 새로운 관측 패러다임의 필요성을 강조한 바 있다. 그리고 메커니즘의 규모 및 자료 처리과정을 세심하게 고려하지 않고 구름모델이나 기후모델 등에 간접효과 결과를 모의할 경우 큰 오차를 야기할 수 있음을 주장하였다. 관측을 통해 CAPI 단계별 과정 (process-level)에 대한 이해가 계속 필요하지만, 지역 규모 모델이나 전지구 모델 등에 필요한 선형적인 경험식을 다양한 관측을 통해 직접적으로 얻기에는 여전히 제한사항이 많고, 최근 들어 에어로솔 간접효과를 모델 내에서 고려할 경우 단일 구름 규모에서의 CAPI를 고려하는 수준을 넘어 중간규모, 다중 구름 시스템을 고려한 CAPI의 해석이 이루어져야 한다는 주장이 설득력을 얻고 있다 (Tao *et al.*, 2012).

한편 현재까지의 다양한 관측기반 (지상원격관측, 위성원격관측, 항공관측 등)의 여러 접근 방법들에서

도출되는 추정 값들의 차이 역시 규모 간의 불일치 및 계산에 활용되는 자료 간의 조합 과정에 문제가 있음을 의미하는 것이다. 다양한 연구결과와 관측기술의 지속적인 진보에 따라 CAPI에 대한 이해도가 증가하고 있는 것도 사실이지만, 에어로솔 변동에 따른 구름 미세물리 특성 (반사도 포함) 및 강수에 미치는 영향에 대한 논란은 여전히 줄어들지 않고 있는 실정이다. 본 연구에서는 에어로솔-구름-강수 상호작용 (CAPI) 연구의 최근 동향과 함께 관측해석 관점에서 CAPI의 시공간적인 규모를 고려한 관측자료의 조합 방법 및 CAPI 관측이 갖는 한계 등을 검토하고 현재 관측기술 수준을 고려한 한반도에서 최선의 CAPI 관측 연구 방법 및 전략에 대해 살펴보고자 한다.

2. CAPI의 다양한 스케일 문제

서론에서 언급한 에어로솔-구름-강수 상호작용 (CAPI) 연구의 어려움은 현상 자체가 수 μm (10^{-6} m)에서 시작하여 수천 km (10^6 m)까지 스케일의 차이가 대략 10^{12} 배에 달할 정도로 변동 범위가 크다는 점에서 시작된다. 구름방울의 응결핵 역할을 하는 구름방울응결핵 (CCN)은 에어로솔 (응결핵 CN: Condensation Nuclei) 중에서 흡습성이 크고 화학적인 활성화도에 따라 일부가 CCN으로 활약하게 된다. 대략 크기는 $0.1\sim 1 \mu\text{m}$ 이고, 과포화도 (supersaturation)에 따라 수증기 확산에 의한 응결 (condensation) 성장 과정을 거쳐 $10\sim 20 \mu\text{m}$ 로 성장한다. 그리고 임계 크기까지 성장한 구름 방울들은 구름방울 간의 낙하 속도차에 의한 충돌 병합과정을 거쳐 수 mm 의 빗방울에 이르게 된다. 하지만 구름방울 생성 및 성장 단계에서 단순히 미세물리 (microphysical) 및 열역학적인 변화만 발생하는 게 아니라 개개 구름들이 모여 구름 시스템 (중간규모: $10\sim 100 \text{ km}$ 의 mesoscale) 차원에서의 거시적인 (macroscopic) 변화를 동반하게 된다. 이렇게 광범위한 범위의 현상들을 해석할 경우 스케일 간의 적절한 구분 없이 관측자료를 해석하거나, 혹은 CAPI 모델링에 스케일이 일치하지 않는 관측 결과를 반영할 경우 엉뚱한 결과를 초래할 수 있다.

일례로, 생태학이나 지리학 분야의 연구 (Robinson, 1950)에 의하면, 주어진 영역 (domain)내에 존재하는 개개 변수들 상호간의 유의한 수준의 상관성을 구할 때, 영역 평균을 취하는 과정에서 변수들 간의 상관성을 감소시킬 우려가 있다고 한다. 즉, CAPI 스케일이 관측 분석 스케일보다 작을 경우 성긴 (coarse) 관측 해상도로 인해 분석 과정에서 CAPI가 제대로 구현되지 않을 가능성이 크다. 결국 CAPI의 정확한 이해를 위해서는 실제 현상이 일어나는 스케일에 대한 정보가 필요하고, 적절한 규모 분석을 위해서 에

어로솔과 구름 특성들의 시공간적인 변동성에 대한 조사가 선행되어야 한다. Anderson *et al.* (2003)는 에어로솔 산란계수 관측결과를 이용하여 40-400 km의 수평적인 스케일(meso- α & β)과 시간적인 스케일은 2-48시간으로 제시한 바 있지만 Shinozuka and Redmann (2011)는 배출원 부근의 비균질한 조건에서는 수 km까지 작아질 수 있음을 보였다. 한반도의 경우 광범위하게 산재해 있는 오염원들로 인해서 에어로솔의 시공간적인 변동성이 클 것으로 추정되지만 아쉽게도 이에 대한 연구는 부족한 실정이다. 또한 한반도는 중국의 풍하추에 위치하고 있기 때문에 중국으로부터 오염물질의 영향을 직·간접적으로 받고 있다. Kim *et al.* (2009)은 에어로솔의 주별 주기성 분석결과, 한반도 전체 영역에서 에어로솔의 주별 변동 경향이 유사하게 나타나 수백 km (mesoscale) 규모에서의 에어로솔 변동 가능성을 제시한 바 있지만 장기간 (30년)의 평균적인 상태를 의미하는 것으로 실제 단기적인 현상까지 일반화하기에는 무리가 있다.

또한, 대류를 유발하는 구름의 수평적인 규모는 10~100 m, 혹은 작은 규모의 구름미세물리현상은 수 mm까지도 작아질 수 있기 때문에 반응시간이 짧은 관측기기가 필요하다. 이를 관측할 수 있는 관측 플랫폼 (platform)은 직접 현장관측 (지상 및 항공 포함)이 적절한 수단으로 생각된다. 한편으로는 연속적인 연직 구조를 얻는 차원에서 레이더나 라이다 등의 능동형 (active) 지상원격관측과 구름의 광학적인 특성 파악을 목적으로 한 복사측정기 (Microwave Radiometer: MWR, Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer: MFRSR)도 유효할 것으로 생각된다. 지상원격관측은 한 지점에서 일정 컬럼 (부피) 내의 조밀한 시간 간격의 에어로솔과 구름 특성을 얻을 수 있는 장점이 있다. 특히 구름 하부에서 구름 내로 유입되는 에어로솔 관측이 가능하다는 점 역시 장점중의 하나이다. 개략적인 고정 관측지점에서 지상원격관측 플랫폼 기

반의 관측 도식도를 Fig. 1에 제시하였다.

반면에, 앞에서 언급한 다중 (multiple) 구름 시스템 (수십~수백 km 규모)의 거시적인 구름 시스템 (구름의 수평적인 분포, 두께 혹은 지속시간 등)의 공간적인 분포를 이해하는 데에는 지상원격관측보다 위성원격관측이 유리한 측면이 있다. 위성원격관측의 경우에는 광범위한 영역의 에어로솔, 구름, 강수 분포 등에 대한 정보를 얻는 장점이 있는 반면에 한 지점에서 에어로솔과 구름에 관련한 정보를 동시에 얻을 수 없다는 단점이 있고, 특히 CAPI 연구 차원에서는 구름 하부의 에어로솔 정보를 파악하기 어려운 측면이 있다. 에어로솔과 구름 상호작용에 있어서 주로 에어로솔을 포함한 공기가 상승하면서 구름을 생성하고 성장하기 때문에 구름 하부 영역의 에어로솔 정보가 CAPI 이해에 결정적인 역할을 하게 되는 점을 상기하면, CAPI 연구 측면에서 구름 하부 에어로솔 관측이 어려운 점은 위성원격관측이 갖는 중요 단점 중의 하나이다. 위성원격 관측자료를 이용한 CAPI 연구를 위해서는 에어로솔이 수평방향으로 충분히 균질하여 구름 간의 에어로솔이 구름 내로 유입되는 에어로솔을 대변한다는 가정이 성립해야 하지만 구름주변 에어로솔은 상대적으로 높은 습도에 의한 영향과 구름 경계부근의 증가된 광산란에 의한 영향으로 다소 과대 예측되는 경향이 있다. 결과적으로 위성관측의 경우 에어로솔과 구름의 시공간적으로 분리된 정보는 두 변수 간의 상관성을 감소시키고, 나아가 ACI를 과소 추정할 수 있다.

Feingold *et al.* (2006)은 구름반사도 효과 산정시에 중요 변수중의 하나인 구름방울 유효반지름(r_e)을 다양한 크기들을 이용하여 추정할 경우, 기기 특징과 오차 등을 비교한 바 있다. MFRSR의 경우 5분 간격으로 관측되는데, 수평적인 이류속도를 3 m s^{-1} 로 가정할 경우 약 900 m 공기 궤적 (footprint)에 대한 관측이 이루어지는 반면에 구름 레이더 (Cloud radar: Ka-band 8.6 mm 파장)의 경우는 약 1 km 정도 높이에서 700 m^3 공기부피에 대한 관측이 이루어진다. 이상의 원격관측과 달리 Solar Spectral Flux Radiometer (SSFR: 300-1700 nm)를 이용한 항공 직접관측의 경우는 1 Hz 자료 수집률을 고려할 경우 약 2.7 km 공기 궤적을 관측하게 되지만, Cloud-Aerosol-Precipitation-Spectrometer (CAPS: 0.5-50 mm) 기기는 항공기가 50 m s^{-1} 로 비행할 경우 관측 길이는 약 50 m이다. 이와 같이 관측 플랫폼과 관측방법의 차이에 따라 관측 부피 및 궤적이 수 cm~수 km까지 차이가 있다. 광범위한 영역 관측에 유리한 위성관측의 경우, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 위성의 수평적인 공간해상도는 태양 고도각에 따라 변동이 있지만 약 1 km 정도라고 할 수 있지만, 구름광학두께, 관측 위

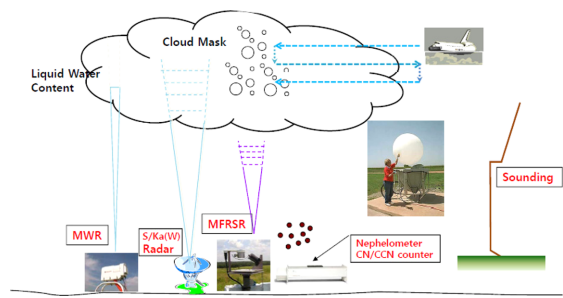


Fig. 1. A simplified schematic diagram of main ground-based remote sensings suggested in this study. Modified from Kim *et al.* (2012).

치, 지표면 반사도 등에 의해 영향을 받는다. 이상의 결과를 종합할 경우, 다른 관측 플랫폼의 경우 관측하는 부피나 관측대상이 서로 상이하기 때문에 관측 변수나 추정값들의 비교 및 다른 변수들을 유도할 경우에 자료가 갖는 한계에 주의할 필요가 있다.

3. CAPI 물리적인 특성

에어로솔-구름-강수 상호작용 (CAPI) 연구는 우선적으로 에어로솔-구름 상호작용 (Aerosol-Cloud Interactions: ACI)에 대한 이해가 선행되어야 한다. 기존의 연구들

Table 1. ACI values with temporal/spatial resolution in various references.

	References	Method/Instrument	ACI*	Resolution	L**	
Ground	Feingold <i>et al.</i> (2003)	RS (remote sensing)	0.10	20 s	yes	
	Feingold <i>et al.</i> (2006)	RS (remote sensing)	0.14-0.26 (0.20)	20 s	yes	
	Garrett <i>et al.</i> (2004)	RS + in situ	0.15	30 min	yes	
	Kim <i>et al.</i> (2008)	RS + in situ	0.15	5 min	yes	
	Lihavainen <i>et al.</i> (2008)	in situ	0.24	1 h	yes	
	McComiskey <i>et al.</i> (2009)	RS + in situ	0.16	20 s	yes	
	Pandithurai <i>et al.</i> (2009)	RS (remote sensing)	0.02-0.18 (0.10)	1 min	yes	
	Kim <i>et al.</i> (2012)	RS+in situ	0.17-0.29 (0.21)	5 min	yes	
Airborne	Twohy <i>et al.</i> (2005)	in situ	0.27	10-60 min		
	Raga and Jonas (1993)	in situ	0.09	NA	no	
	Martin <i>et al.</i> (1994)	in situ	0.25	30 km		
	Gultepe <i>et al.</i> (1996)	in situ	0.22	~12 km	yes	
	O'Dowd <i>et al.</i> (1999)	in situ	0.20			
	McFarquhar and Heymsfield (2001)	in situ	0.11			
	Ramanathan (2001)	in situ	0.21-0.33 (0.27)			
	Lu <i>et al.</i> (2007)	in situ	0.19	30 km		
	Lu <i>et al.</i> (2008)	in situ	0.14	leg means		
	Pandithurai <i>et al.</i> (2012)	in situ	0.07	6 km	no	
Satellite	Nakajima <i>et al.</i> (2001)	AVHRR	$N_{d_s}; N_a$	0.17	0.5°	yes
	Bulgin <i>et al.</i> (2008)	ASTER-2	$r_e; \tau_a$	0.13	1°	no
	Kaufman <i>et al.</i> (2005)	MODIS	$r_e; AI$	0.10	1°	no
	Sekiguchi <i>et al.</i> (2003)	AVHRR	$r_e; N_a$	0.10	2.5°	no
	Lebsock <i>et al.</i> (2008)	MODIS	$r_e; AI$	0.07	1 km~1°	no
	Sekiguchi <i>et al.</i> (2003)	POLDER	$r_e; N_a$	0.07	2.5°	no
	Quaas <i>et al.</i> (2006)	MODIS	$N_{d_s}; \tau_a$	0.04	3.75° × 2.5°	yes
	Quaas <i>et al.</i> (2004)	POLDER	$r_e; AI$	0.01	3.75° × 2.5°	no
Satellite + Model	Breon <i>et al.</i> (2002)	POLDER	$r_e; \tau_a; AI$	0.04	150 km	no
				0.09	150 km	no
	Chameides <i>et al.</i> (2002)	ISCCP + CTM	$\tau_c; \tau_a$	0.17	280 km	no
			0.14	280 km	no	

*ACI denotes $\partial \ln \tau_c / \partial \ln A$ where τ_c is cloud optical depth, A can be N_a or τ_a , such as aerosol proxy.

**Liquid water constraint used.

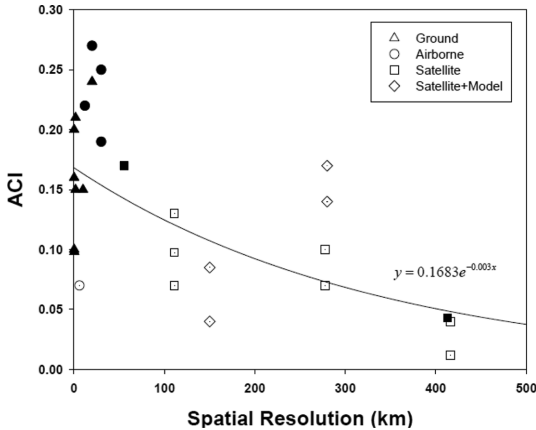


Fig. 2. ACI values from the literature quantifying aerosol-cloud interactions using Eq. (1), and plotted as a function of scale/resolution of the study (refer to Table 1). Filled symbols are ACI values calculated with constraint on cloud water and open symbols are those without constraint.

에서 ACI를 평가하는 일반적인 방법 중 ACI를 대변하는 인자로 에어로솔과 구름의 연관성을 아래 식 1과 같이 표현하는 방법이 있다. 즉, 에어로솔 변화량(A: 에어로솔 개수농도 N_a , 에어로솔 광학두께 τ_a , 산란계수 σ_{sp} , 에어로솔지수 AI 등)에 대한 구름물리특성(C: 구름방울크기 r_c , 구름광학두께 τ_c , 구름방울개수농도 N_c 등)의 민감도를 산정하는 것이다. Table 1과 Fig. 2는 다양한 관측 플랫폼에 따른 ACI의 관측공간 스케일 민감도를 보여주는 것이다. 공간적인 스케일이 증가할수록 ACI 민감도가 감소하는 것을 잘 보여주는데, 구름미세물리규모에 해당하는 스케일 (수 μm , $x \approx 0$)을 회귀식에 대입하면, ACI는 대략 0.16에 대응하는 것을 알 수 있다. 중요한 것은 실제로 일어나는 미세물리규모의 현상에 비해 분석 해상도가 엉성할 (coarse) 경우 ACI 민감도가 감소하고 있는데, 이는 결국 에어로솔 간접효과의 복사강제력 역시 과소 모의할 수 있음을 의미한다.

$$ACI = \frac{d \ln C}{d \ln A} \quad (1)$$

전반적으로 ACI 지수는 에어로솔과 구름의 상호작용이 일어나는 미세규모 연관성을 살피는 연구에 적합하지만, 광범위한 영역의 여러 관측 플랫폼 자료를 조합해서 분석하는 위성활용 연구에는 적합하지 않을 것으로 판단된다. 특히 ACI 계산시에 구름수함량(LWP)을 제한하기 어려운 위성원격관측의 경우는 기상학적인 요인에 의한 구름광학두께의 변동성으로 인하여 ACI를 과소평가하는 경향이 있고 구름의 종류

나 구름의 변동성에 의해 영향을 받기 때문에, 구름의 비균질성이 증가할수록 ACI 산정 오차 역시 증가하게 된다.

에어로솔 간접효과는 기본적인 정의에 따라 LWP가 일정한 조건에서 에어로솔과 구름 특성을 비교해야 되는데 예상외로 이 조건이 지켜지지 않는 연구들이 다수 존재한다. 흥미로운 점은 Fig. 2에서 LWP를 일정하게 제한을 두고 분석한 경우 (filled symbol)가 그렇지 않은 경우보다 민감도가 큰 것으로 나타나고 있다. ACI가 큰 경우는 에어로솔 증가에 따라 구름미세물리특성이 민감하게 변화한다는 것을 의미하는데, LWP를 제한하지 않은 경우에는 에어로솔 이외의 특성 (주로 중규모의 기상 조건)에 따라 LWP가 영향을 받고, 구름광학두께 역시 변하기 때문에 ACI 민감도에 영향을 준다. 하지만 LWP를 제한하지 않은 ACI 연구의 긍정적인 측면은 단순히 구름복사효과에 그치지 않고 에어로솔-구름-강수 시스템과 피드백 메커니즘까지 포함한 전체 CAPI 시스템이 관측을 통해 나타날 수 있다는 점이다 (McComiskey & Feingold, 2009).

최근에 구름주변으로부터 건조공기의 유입(entrainment)에 의한 구름 미세물리특성 변화에 대한 관심이 고조되고 있는데 (Lu *et al.*, 2011, 2012), ACI 역시 구름 주변 환경에 직접적인 영향을 받게 된다. Shao *et al.* (2006)는 위성원격 관측자료를, Kim *et al.* (2008)은 지상원격 관측결과를 이용하여 관측구름이 단일 구름에 가까울수록 에어로솔-구름 상호작용이 관측하기 용이하고, 아단열 (subadiabatic) 구름의 경우에는 에어로솔-구름 상호작용이 약화되는 경향이 있음을 보인다. 이는 구름 주변조건에 따라 구름 단열도가 결정되는데, 구름단열도가 높은 것은 주변 환경에 의한 구름의 변동성이 작거나 유입 (entrainment)이나 강수 (drizzle 포함)작용 등에 의해 CAPI 원래 메커니즘이 희석되거나 약화되지 않는 것을 의미한다.

최근 Kim *et al.* (2012)는 경계층 내의 층운형 구름 분석결과, 구름주변 조건이 보다 안정한 조건의 층운형 구름은 단일구름을 유지하는 경향이 있고, 에어로솔과 구름 미세물리특성 (주로 구름방울크기) 간의 상관성이 크게 증가하는 것을 보여주고 있다 (Fig. 3). 하지만 에어로솔에 의한 구름방울의 활성화 정도 (ACI)와 단열도의 상관성은 높지 않아, ACI는 에어로솔 성분이나 크기 등의 에어로솔 내재적인 (intensive) 특성과 밀접하게 연관되었을 가능성을 보여준다. 구름 주변 환경이 에어로솔의 구름미세물리 특성과의 상관성을 증가시킬 수 있지만 ACI 민감도는 주로 에어로솔 크기나 화학적 조성 등의 내재적인 특성에 영향을 받을 것으로 판단되기 때문이다. 결론적으로 CAPI는 구름의 주변환경 조건에 의존적이기 때문에 (regime-dependent: Stevens and Feingold, 2009) 특정한 구름

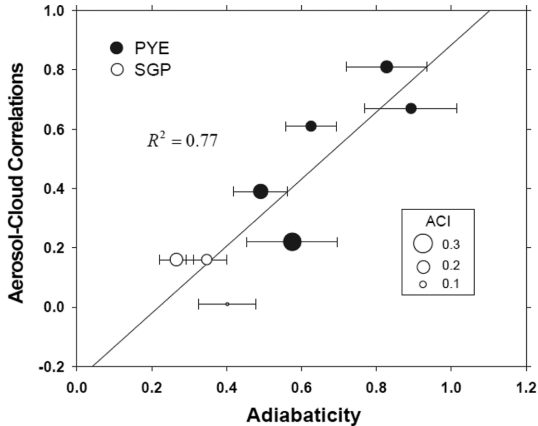


Fig. 3. Relationship of aerosol-cloud correlations (ACC) to adiabaticity. The error bar denotes standard deviation of adiabaticity corresponding to ACC, and the scale of circle is proportional to aerosol-cloud interactions, the sensitivity of cloud droplets to aerosol variations. Reproduced from Kim *et al.* (2012).

주변 환경에 따라 (예를 들면 단일조건) 에어로솔에 따른 구름 특성 간의 관련성을 분석해야 됨을 의미한다. 만약, 그렇지 않은 경우는 에어로솔에 의한 구름의 변화보다는 기상학적인 요인들로 인한 구름미세물리 특성의 변화로 에어로솔 효과가 과대 혹은 과소 평가될 소지가 있다. 다수의 연구결과에도 불구하고 여전히 CAPI 이해가 어려운 것은 다양한 기상학적인 요인들에 의해 구름의 미세물리 및 거시물리 특성이 결정되고 있는데, 이를 효과적으로 제거하거나 감소시킨 상태에서 에어로솔 효과만을 분리하는 방법이 현재는 어렵기 때문이다.

최근의 에어로솔 간접효과 연구는 에어로솔에 의한 구름의 미세물리적인 변화에 따른 복사 특성 변화에서 에어로솔의 구름 미세물리적인 변화를 통한 열역학적인 특성 변화 그리고 연직발달 활성화 (invigoration) 와 같은 역학적 (dynamic) 효과까지 확장되고 있으며, 대류운의 연직발달에 국한되지 않고 에어로솔에 의한 장거리 순환 변화에도 관심이 확대되고 있다. Ballasina *et al.* (2011)은 최근 인도 북동쪽 지역의 건조 경향을 에어로솔에 의한 대기 가열효과로 인해 자오면 온도 경도를 감소시켜 인도 몬순이 약화되고 있다고 주장한 바 있다. 즉, 에어로솔 부하량이 많은 지역에 에어로솔 효과가 제한되지 않고 먼 지역까지 영향을 주는 것이다 (Lau and Kim, 2006). 특히 지구온실가스과 달리 에어로솔은 수평적으로 비균질하게 분포하는 경향이 있기 때문에 에어로솔의 미세물리 및 복사 특성 변화에 의해 대기 순환에까지 변화를 일으키는 것이

다. 이러한 에어로솔 원격상관 연구를 위해서는 수십 년간 그리고 수천 km 범위에서의 에어로솔 특성과 함께 구름 및 강수 변동 관측이 장기적으로 이루어져야 한다. 물론 관측을 보완하고 검증하기 위해서는 상호 간의 물리적인 의미를 해석하고 현상을 설명할 수 있는 모델 분석이 뒷받침되어야 할 것이다. 이와 같이 최근 에어로솔 간접효과 연구는 에어로솔-강수 메커니즘 영역까지 확장되고 있는데, 강수는 에어로솔-구름 상호작용에 의해 비롯되는 다양한 현상의 마지막 단계로 에어로솔 세정효과가 있기 때문에 피드백과정에서 에어로솔 효과를 상쇄시킬 수 있다. 단, 에어로솔 원격상관 효과처럼 강제력이 미치는 영향 범위가 공간적으로 차이가 있는 영역에서는 세정효과가 크게 영향을 주지 않는다.

4. 관측기반 CAPI 연구 방향

대부분의 실제 기상 현상은 대기 컬럼 내에서 연직으로 발달하거나 수평방향으로 진행하면서 일어나게 되는데, 기상관측은 특정 플랫폼 (지상, 항공, 위성 등)에서 다양한 변수들, 즉 에어로솔, 구름, 복사, 강수 등에 대한 순간적인 값 (snapshot)들을 관측하게 된다. CAPI 현상의 이해를 위해서는 이러한 시공간적인 불일치 특성을 고려하면서 관련 변수들 간의 연관성 분석이 필요하다.

우선 현재 관측기술 수준을 고려할 경우, 기상 변수가 정상 상태 (steady state)가 아닌 조건에서는 어떠한 관측 프레임에도 한계가 있다. 하지만, 에어로솔의 시·공간적인 변동성이 작거나, 지표면 특성의 수평적인 변화나 지형 고도차가 작은 지역에서는 고정된 지점에서 에어로솔, 복사, 구름 및 강수 등의 장기 간의 관측을 통해 CAPI 이해가 가능할 것으로 판단된다. 이러한 지상원격관측 프로그램의 성공적인 사례가 미국 에너지성 (Department of Energy) 지원으로 에어로솔, 구름 및 복사에 대해 지상 원격관측 중심의 연속 측정을 실시하고 있는 대기 복사 관측 (Atmospheric Radiation Measurement: ARM) 프로그램이 있다 (김병근과 권태영, 2006). ARM 프로그램은 에어로솔-구름-복사 상호작용에 대한 정확한 이해와 관측결과의 현실적인 매개변수화를 통해 전지구 기후 모델의 정확도를 향상시킬 목적으로 1989년부터 현재까지 진행 중인 관측 프로그램 가운데 하나이다 (Ackerman and Stokes, 2003). 미국의 ARM 프로그램과 같은 경우는 고정된 지점에서 연속적으로 대기 컬럼 내에서 일어나는 현상을 장기간 연속 관측하여 통계적으로 유의한 수준의 자료들 간의 연관성 분석이 가능하다는 장점이 있지만, 발생하는 CAPI 메커니즘은 지상원격관측을 통해 바라보는 영역보다 넓은 영

역에서 실제로 일어난다는 단점이 있다. 이런 단점에도 불구하고 지표면 특성이 균질하거나 지형이 편평하고, 에어로솔 및 구름의 변동성이 수평적으로 작고 상대적으로 균질한 조건에서는 ARM 프로그램과 같은 통합 (comprehensive) 및 집중 (intensive) 관측을 통해 다양한 CAPI 관측연구가 가능하다 (Feingold *et al.*, 2003, 2006; Kim *et al.*, 2003, 2008; McComiskey *et al.*, 2009).

한반도에서 CAPI 관측을 위해 ARM 관측 프로그램을 벤치마킹할 경우 한반도 주변 지역에서 에어로솔과 더불어 구름 변동성의 수평적인 규모에 대한 사전 조사가 선행되어야 한다. 한반도는 복잡한 지형과 삼면이 바다에 인접해 있고 중국의 풍하측에 위치하는 등 에어로솔과 구름의 시공간적인 변동성이 클 것으로 추정되기 때문에 CAPI 연구를 위해서는 관측지점 풍상측의 정보 (특히 에어로솔)가 특히 중요할 것이다. 또한 CAPI 이해를 위해서는 여러 가지 기상학적인 요인들로부터 에어로솔에 의한 영향만을 분리해 내는 과정이 필요하다. 예를 들면 기상환경에 의한 지배나 에어로솔-구름-강수-에어로솔 간의 피드백(feedback) 메커니즘에 의한 강화 및 약화 작용들을 관측 및 자료 분석 과정에서 적절히 제거하거나 추출해야 한다. 3장에서 제시한 구름 단열도를 이용해 구름 주변 환경에의 의존도에 대한 검토가 가능할 수 있고, 구름

단열도에 따른 구름의 구분을 통해 CAPI 분석이 가능할 것이다. 즉, 단열구름에 가까울수록 기상학적인 요인을 최대한 제거한 상태에서 CAPI 메커니즘 중에서 에어로솔 효과만을 선별해낼 수 있을 것이다.

또한 한반도는 북반구 중위도의 편서풍대에 위치하고 있고, 한반도 중부지방의 경우는 에어로솔 및 도시화 효과의 강제력 (forcing)이 영향을 미치는 영역 (수도권)과 강제력의 영향을 받아 기상 변화 (response)가 나타나는 영역 (수도권 풍하측)이 분리될 수 있는 조건을 가지고 있기 때문에 다른 차원의 관측 전략이 필요하다. 일례로 은승희 등 (2011)은 한반도 중부지역을 대상으로 수도권 지역의 급속한 도시화가 풍하측의 층운형 구름 및 약한 강수에 미치는 영향을 장기간의 관측자료와 Weather Research and Forecasting (WRF) 모델을 통해 분석한 바 있다.

만약 외부에서 관측 영역 내로 구름이 이루어질 경우, 관측 영역 내에서 발생한 대류작용에 의해 하층의 수증기가 상승하고, 구름방울 응결 및 성장 후에 빗방울의 생성에 도달하기 때문에 지역적인 에어로솔과 이동해온 구름 간의 연계 가능성은 증가한다. 이러한 측면에서 살펴볼 때 지역적으로 발생하는 에어로솔은 상승작용이 활발한 대류를 동반한 적운형 구름이 층운형 구름보다 CAPI가 활발할 가능성이 있지만, 관측기술 차원에서는 적운형 구름보다 시공간적으로 변

Table 2. Summary of core instruments for the CAPI study.

Property	Instruments	Variables	Temporal Resolution
Aerosol	Nephelometer	Scattering coefficient (σ_{sp})	1 min
	Condensation Particle Counter (CPC)	Condensation nuclei (> 3 or 10nm)	1 min
	Sunphotometer	Aerosol optical depth (τ_a) at multiple wavelengths	10 min
	CCN counter	CCN	1~2 sec
Cloud & Precipitation	Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR)	Cloud Optical Depth (τ_c) at multiple wavelengths	5 min
	Microwave Radiometer (MWR)	Liquid Water Path, Precipitable Water Vapor	5 min
	Ka(W)-band ARM Cloud Radar (WACR)	Cloud Boundaries (Cloud Bottoms and Tops)	2 sec
	S(X)-band ARM Cloud Radar (SACR)	Precipitation	2 sec
	Micropulse Lidar (MPL)	Cloud Base/Top Height	0.2~2 s
	Vaisala Ceilometer	Cloud Base Height	2 sec
	Total Sky Imager (TSI)	Fractional Sky Coverage, Sky Image	30 sec
Meteorology	Radar Wind Profiler at High Frequency (RWP)	Horizontal Wind, Vertical Temperature	-
	Balloon-borne Sounding System	Temperature, humidity, wind speed and directions, etc.	2 sec

동성이 작고 지속성이 있는 층운형 구름이 CAPI 메커니즘을 감지하기 쉬운 측면이 있다. 현재의 관측기술 수준 및 CAPI 물리적 특성을 고려할 때, CAPI 이해를 위한 다음과 같은 최선의 관측연구 전략이 가능하다.

첫째 시간변화에 따른 에어로솔 농도 증감 경향에 따른 구름미세물리 특성 변화를 면밀히 검토하는 관측 연구가 있을 수 있다 (Feingold *et al.*, 2003, 2006; Kim *et al.*, 2003, 2008). 주로 ARM 프로그램과 같이 지상원격관측을 이용하는 게 유리한데, 우선 구름 하부 영역의 에어로솔 및 CCN 농도를 지상에서 직접 관측하고, 에어로솔 (응결핵) 수농도는 응결핵 계수기 (CPC), 에어로솔 산란계수는 Nephelometer, CCN 농도는 CCN 계수기 (CCN Counter)를 통해 얻을 수 있다. 한편 구름수함량 (LWP)은 마이크로파 복사 측정기 (Microwave Radiometer: MWR), 구름광학두께는 다중 필터 회전차폐형 복사측정기 (MultiFilter Rotating Shadowband Radiometer), 구름의 위치 및 크기 등은 구름레이더 (Ka 혹은 W band)를 통해 관측이 가능하기 때문에 CAPI의 미세물리적인 연관성을 찾는 연구로써 이상적이다. CAPI 연구에 필요한 지상원격관측 차원에서의 핵심적인 관측 기기와 변수들을 Table 2에 제시하였다 (Fig. 1 참조).

하지만 3장에서 언급한 바와 같이 기상 자체의 변동성과 같은 외부적인 요인이 억제되는 조건을 객관적으로 선별하여 에어로솔 효과만을 분석할 수 있는 에피소드를 찾는 것이 최우선 과제이다. 하나의 방법

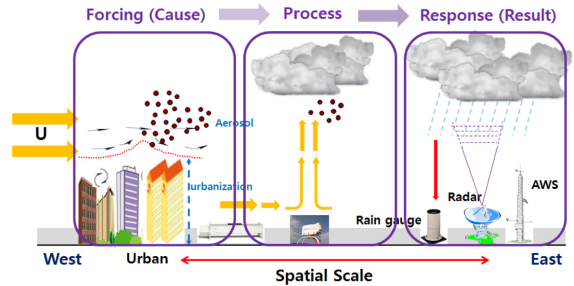


Fig. 4. A simplified schematic diagram of instrument arranged for the CAPI study in case of dominant westerly flow such as the mid-Korean peninsula.

으로 제시하고자 하는 것은 3장에서 언급된 단일도를 이용하여 구름이 보다 단일 조건에 가까운 사례를 선택하여 분석하는 것이다 (Kim *et al.*, 2012). 반면에 에어로솔의 구름 연직활성화 효과를 포함한 CAPI 연구 차원에서 고려할 점은 CAPI 메커니즘에는 강수에 의한 에어로솔 세정효과가 포함되기 때문에 관측되는 에어로솔 부하량이 강수에 의해 감소할 수 있다는 점을 상기할 때 에어로솔 강제력 (forcing)이 주어지는 영역과 영향 반응 (response) 영역이 분리되는 조건이 CAPI 연구에 적절하다. 강제력 (forcing)으로 작용하는 원인 (주로 에어로솔 크기, 성분, 농도 등)에 대한 관측과 강제력의 결과물로 나타나는 영향 반응 (response)에 대한 관측 (구름방울 개수농도, 크기, 구

Table 3. Arrangement and priority of main instruments needed for the observation-based CAPI study such as Fig. 4.

Property	Instrument	Forcing Domain	Process Domain	Response Domain
Aerosol	CCN counter	●●●*	●●●	○
	Nephelometer	●●●	●●●	○
	Condensation Particle Counter (CPC)	●●●	○○	○
	Sunphotometer	○○	○○	○
Cloud	Ka (W) radar	○	●●●	●●●
	MWR	○○	●●●	●●●
	MFRSR	○	●●●	●●●
	Ceilometer	○	○○	○○
	Lidar	○	○○	○○
	Total sky imager	○	○○	○○
Precipitation	S (X) band radar	○	○○	●●●
	Disdrometer	○	○○	○○
Meteorology	Radiosone	●●●	●●●	●●●
	3-D sonic anemometer	○○	○○	○○
	AWS	○	○	○

*The number of circle denotes the priority of the instrument at each domain for the CAPI study with core instruments in filled circle.

름수함량, 강수 등)이 적절히 구분되어야 한다. 이를 위해서는 CAPI 현상의 시공간적인 스케일에 대한 사전 조사가 필요하며, 강제력과 영향 반응 (forcing and response)을 분리해 내는 전략 및 관측 시스템 구축이 필수적이다. Fig. 4는 한반도 중부지방과 같이 편서풍 지대에서 서쪽에는 에어로솔이나 도시가 위치하고 있고, 풍하측 지역에 에어로솔이나 도시의 영향을 파악할 수 있는 지역이 위치한 조건일 경우의 개략적인 관측 도식도를 나타낸 것이다. 관측 영역을 크게 3개 구역 (Forcing, Process, Response)으로 나누어 구역별로 필요한 관측기기 (주로 지상원격관측 중심)의 우선순위를 Table 3에 제시하였다. 그리고 구역별로 필수장비는 검은 색 원 (filled circle)으로 표시하였는데, 강제력 (Forcing & Cause) 구역은 주로 에어로솔과 기상 변수, 중간의 진행 (Process) 구역은 에어로솔-구름 상호작용 (ACI), 그리고 영향 반응 (Response & Result) 구역은 구름 및 강수 특징을 포함한 CAPI에 대한 관측이 우선시 되어야 할 것이다.

둘째로는 CAPI 메커니즘 이해를 위해서는 여러 가지 기상학적인 주변 환경 (안정도, 습도 등)에 의해 비롯되는 잡음 (noise)을 원천적으로 최소화할 수 있는 사례 분석으로써, 고농도 에어로솔 사례가 발생하여 구름 및 강수에 영향을 주는 특정 에피소드 분석이 있다 (Tao *et al.*, 2012). 예를 들면, 선박구름 (ship track)에 의해 해양성 증적운의 반사도를 증가시키는 위성관측 사례 (Ferek *et al.*, 2000; Coakley *et al.*, 2000), 산불 스모그 사례 (Rosenfeld, 1999; Andreae *et al.*, 2004; Koren *et al.*, 2004), 심각한 대기오염 (Rosenfeld, 2000), 황사 (Rosenfeld *et al.*, 2001) 등의 사례가 있을 수 있다. 한반도의 경우는 봄철에 몽고나 중국 북동부에서 주로 발생한 황사나 시베리아 산불에 의한 구름 및 강수 변동에 대한 연구 등이 가능할 것이다. 두 번째 방법은 첫 번째 방법에서 제시한 관측 항목이나 방법을 통해 상대적으로 쉽게 에어로솔의 구름 및 강수에 미치는 영향을 분석할 수 있다.

셋째는 에어로솔 효과 이외의 다른 영향들을 제거하기 위하여 장기간의 사례들을 선정하여 기상학적 요인들에 의한 잡음을 줄이고, 에어로솔 변동에 따른 구름 및 강수의 통계적으로 유의한 수준의 연관성을 도출하는 것이다. 최근 Li *et al.* (2011)과 Niu and Li (2011)는 ARM 프로그램의 대표측정소인 오클라호마 Southern Great Plains (SGP)에서 약 10여 년 간의 구름 분석을 통해 특히 구름 하부는 따뜻하고, 구름 상부가 0°C인 경우 에어로솔에 의한 구름 연직활성화가 뚜렷함을 보인 바 있다. 광범위한 영역의 자료를 얻는 것이 최우선이기 때문에 위성원격관측을 이용한 Quas *et al.* (2009), 김유준 등(2011)의 접근처럼 장기간의 자료를 이용하여 통계적으로 유의한 수준의

상관성 및 연관 변수 간의 연결고리를 찾을 수 있다. 장기간의 통계적인 분석이 필요하기 때문에 이 전략은 에어로솔과 구름의 미세물리특성의 분석보다는 거시적인 차원의 구름의 체류시간, 운량 및 두께, 그리고 강수의 시공간적인 변동 등에 대한 분석이 용이하다.

5. 결론 및 제언

최근 중요한 주제로 떠오른 에어로솔-구름-강수 상호작용 (CAPI) 이해를 위한 관측은 중규모 구름 모델 혹은 전지구 기후 모델의 초기 조건이나 모델링 결과의 검증 자료로 활용되기 위해서 구름 모의 모델 (cloud resolving model: CRM)의 진보 속도에 상응하는 관측 기술 및 전략의 발달 역시 요구된다. 하지만 현재의 관측기술로 CAPI의 복잡한 연결 고리를 푸는 데에는 한계가 있기 때문에 다양한 플랫폼에서 행해지는 관측방법들의 장단점을 고려한 조합 (combination)과 CAPI의 물리적인 특징과 시·공간적인 스케일을 고려한 관측전략이 요구된다. 본 연구에서는 구체적인 최적의 관측 프레임은 제시하지는 못하지만, 현재의 CAPI 이해도에 기초한 최선의 관측 프레임을 제시하고자 하였다.

에어로솔-구름-강수 상호작용 신호를 감지하고 CAPI에 미치는 에어로솔의 미세물리적 영향을 정량화하기 위해서는 CAPI 스케일과 물리적 특성을 적절히 고려한 (well-designed) 관측 프로그램과 자료 분석이 필요하다. 우선적으로 에어로솔, 구름, 복사 등을 지난 30여 년간 장기 관측해온 ARM 프로그램이 벤치마킹할 수 있는 프로그램이라 할 수 있으나, 에어로솔 및 구름의 시·공간적인 변동성이 클 것으로 추정되는 한반도에 곧바로 적용하기에는 문제가 있다. 우선, 에어로솔 및 구름 특성에 대한 기초 조사가 선행되어야 하고, 이를 토대로 ARM 프로그램을 참조하여 다양한 관측 플랫폼의 장단점을 고려하여 4장에서 제시한 전략을 활용하는 것이 바람직할 것이다. 또한 CAPI를 해석할 때에는 CAPI의 스케일 의존도와 구름 주변 환경 의존성을 고려하고 CAPI 피드백 메커니즘에 의해 CAPI 자체가 상쇄되거나 강화될 가능성을 고려하면서 관측전략 및 자료 분석이 이루어져야 한다.

향후 구름 단열도를 변화시키는 구름주변 기상조건 의 중요성 분석과 함께 CAPI 연구에 적합한 관측 스케일 및 조건에 대한 사전조사가 필요할 것이다. 그리고 최대한 단열구름 조건에서 에어로솔 변동에 대한 구름물리 및 복사 특성의 민감도 (ACI) 이해를 통해서 기상 및 기후 모델에 에어로솔에 의한 구름방울 개수 및 크기 변화가 재현되어야 할 것이다. 반면에 강수를 포함한 CAPI 연구 단계에서는 단열구름 조건보다는 피드백 메커니즘에 의한 순환과정에서 요소

간의 상쇄 및 강화과정 이해에 초점을 맞추어야 할 것이다. 에어로솔에 의한 강수 영향 그리고 최근 관심이 고조되고 있는 장거리 원격 영향 (teleconnection) 등을 파악하기 위해서는 지상원격관측이나 항공관측 뿐만 아니라 광범위한 영역을 조망할 수 있는 위성원격관측 등의 통합 관측이 필요하다.

CAPI 연구를 국내에서 활성화시킬 수 있는 방안중의 하나로써 ARM 이동관측시스템 (AMF)의 국내 유치를 시도하는 것이 필요하다. AMF는 국내에 구축되고 있는 표준관측소의 측기들의 성공적인 장비 운영 및 품질 좋은 자료 생산에도 기여할 것이며, 상대적으로 국내에 부족한 CAPI 연구의 테스트베드 역할을 할 수 있을 것으로 기대된다. 또한 AMF 국제공동 관측 프로그램은 국내에 산재되어 있는 CAPI 분야 관측기술 집약을 통해 에어로솔, 구름, 복사 및 강수 분야의 학제간 연구 활성화 및 추가적인 시너지 효과 창출될 것이다.

감사의 글

본 연구는 기상청 기상기술개발사업 (CATER 2012-6050)의 지원과 연구재단의 일반연구자지원사업 (20120007572)의 일부 지원으로 수행되었습니다. 논문이 완성되는 데에 그림 및 표 작성에 도움을 준 박사과정 김유준과 은승희에게 감사합니다.

참고문헌

- 김병곤, 권태영, 2006: 지상원격탐사를 이용한 에어로솔 간 접효과 연구. *한국대기환경학회지*, **22(2)**, 235-247.
- 김유준, 이진화, 김병곤, 2011: 한반도 주변에서 MODIS와 NCEP/NCAR 재분석 자료를 이용한 에어로졸과 구름의 연관성 분석. *한국대기환경학회지*, **27(2)**, 152-167.
- 은승희, 채상희, 김병곤, 장기호, 2011: 한반도 중부지역에서 약한 강수에 미치는 도시화 효과. *대기*, **21(3)**, 229-241.
- Ackerman, T. P. and G. M. Stokes, 2003: The Atmospheric Radiation Measurement Program. *Phys. Today*, **56**, 38-44.
- Albrecht, B. A., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.
- Alpert, P., N. Halfon, and Z. Levin, 2008: Does Air Pollution Really Suppress Precipitation in Israel?, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47(4)**, 933-943.
- Anderson, T. L., R. J. Charlson, D. M. Winker, J. A. Ogren, and K. Holmen, 2003: Mesoscale variations of tropospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 119-136.

- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silvas-Dias, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**, 1337-1342.
- Ayers, G. P., 2005: Air pollution and climate change: has air pollution suppressed rainfall over Australia?. *Clean Air & Environ. Quality*, **39(2)**, 51-57.
- Ballasina, M. A., Y. Ming, and V. Ramaswamy, 2011: Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon. *Science*, **334**, 502-505.
- Coakley, J. A., and Coauthors, 2000: The appearance and disappearance of ship tracks on large spatial scales. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2765-2778.
- Feingold, G., W. L. Eberhard, D. E. Veron, and M. Previdi, 2003: First measurements of the Twomey aerosol indirect effect using ground-based remote sensors. *Geophys. Res. Lett.*, **30(6)**, 1287, doi:10.1029/2002GL016633.
- _____, R. Furrer, P. Pilewskie, L. Remer, Q. Min, and H. Jonsson, 2006: Aerosol indirect effect studies at Southern Great Plains during the May 2003 Intensive Operations Period. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05S14, doi: 10.1029/2004JD005648.
- _____, 2012: Old and New Paradigms for Aerosol-Cloud-Precipitation studies. ASR 2012 annual meeting.
- Ferek, R. J. and Coauthors, 2000: Drizzle suppression in ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2707-2728, doi:10.1175/1520-0469(2000).
- Kaufman, Y. J. and I. Koren, 2006: Smoke and Pollution Aerosol Effect on Cloud Cover. *Science*, **313**, 655-658, DOI: 10.1126/science.1126232.
- 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(D23)**, 4740, doi:10.1029/2003JD003721
- _____, M. A. Miller, S. E. Schwartz, Y. Liu, and Q. Min, 2008: The role of adiabaticity in the aerosol first indirect effect. *J. Geophys. Res.*, **113**, D05210, doi:10.1029/2007JD008961.
- _____, M. H. Choi, and C. H. Ho, 2009: Weekly periodicities of meteorological variables and their possible association with aerosols in Korea. *Atmos. Environ.*, **43(38)**, 6058-6065.
- Kim, Y. J., B.-G. Kim, M. Miller, Q. Min, and C.-K. Song, 2012: Enhanced Aerosol-Cloud Relationships in More Stable and Adiabatic Clouds. *Asia-Pacific J. Atmos.*

- Sci.*, **48(3)**, 283-293.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins, 2004: Measurements of the effect of smoke aerosol on inhibition of cloud formation. *Science*, **303**, 1342-1345.
- Lau, K., M. Kim, and K. Kim, 2006: Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau. *Climate Dyn.*, **26**, 855-864.
- Li, Z., F. Niu, J. Fan, Y. Liu, D. Rosenfeld, and Y. Ding, 2011: Long-term impacts of aerosols on the vertical developments of clouds and precipitation. *Nat. Geosci.*, doi:10.1038/NGEO1313.
- Lin, J. C., T. Matsui, R. A. Pielke Sr., and C. Kummerow, 2006: Effects of biomass burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: Asatellite-based empirical study *J. Geophys. Res.* **111**, D19204, doi:10.1029/2005JD006884.
- Lu, C., Y. Liu, and S. Niu, 2011: Examination of turbulent entrainmentmixing mechanisms using a combined approach. *J. Geophys. Res.*, **116**, D20207, doi:10.1029/2011JD015944.
- _____, S. S. Yum, S. Niu, and S. Endo, 2012: A new approach for estimating entrainment rate in cumulus clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L04802, doi:10.1029/2011GL050546.
- McComiskey, A., G. Feingold, A. S. Frisch, D. D. Turner, M. A. Miller, J. C. Chiu, Q. Min, and J. A. Ogren, 2009: An assessment of aerosol-cloud interactions in marine stratus clouds based on surface remote sensing. *J. Geophys. Res.*, **114**, D09203, doi:10.1029/2008JD011006.
- _____, and G. Feingold, 2012: The scale problem in quantifying aerosol indirect effects. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, doi:10.5194/acp-12-1031-2012.
- Niu, F. and Z. Li, 2011: Cloud invigoration and suppression by aerosols over the tropical region based on satellite observations. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **11**, 5003-5017, doi:10.5194/acpd-11-5003-2011.
- Robinson, W. S., 1950: Ecological Correlations and the Behavior of Individuals. *American Sociological Review*, **15**, 351-357.
- Rosenfeld D., and I. M. Lensky, 1998: Satellite based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2457-2476
- _____, 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **26(20)**, 3105-3108, doi:10.1029/1999GL006066.
- _____, 2000: Suppression of Rain and Snow by Urban and Industrial Air Pollution. *Science*, **287(5459)**, 1793-1796.
- _____, and W. L. Woodley, 2000: Deep Convective Clouds with Sustained Supercooled Liquid Water Down to 37.5 degrees C. *Nature*, **405**, 440-442.
- _____, Y. Rudich, and R. Lahav, 2001: Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **98**, 5975-5980.
- _____, U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae, 2008: Flood or Drought: How Do Aerosols Affect Precipitation?. *Science*, **321**, 1309-1313.
- Sekiguchi, M., T. Nakajima, K. Suzuki, K. Kawamoto, A. Higurashi, D. Rosenfeld, I. Sano, and S. Mukai, 2003: A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosol and cloud parameters. *J. Geophys. Res.*, **108(D22)**, 4699, doi:10.1029/2002JD003359.
- Shinozuka, Y. and J. Redemann, 2011: Horizontal variability of aerosol optical depth observed during the ARCTAS airborne experiment. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 8489-8495, doi:10.5194/acp-11-8489-2011.
- Shao, H. and G. Liu, 2006: Influence of mixing on evaluation of the aerosol first indirect effect. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14809, doi:10.1029/2006GL026021.
- Stevens, B. and G. Feingold, 2009: Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, **461**, 607-613, doi:10.1038/nature08281.
- Tao, W.-K., J.-P. Chen, Z. Li, C. Wang, and C. Zhang, 2012: Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Rev. Geophys.*, **50**, RG2001, doi:10.1029/2011RG000369.
- Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, **8**, 1251-1256.
- Quaas, J., O. Boucher, N. Bellouin, and S. Kinne, 2008: Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. *J. Geophys. Res.*, **113**, D05204, doi:10.1029/2007JD008962.
- _____, and Coauthors, 2009: Aerosol indirect effects- General circulation model intercomparison and evaluation with satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 8697-8717, doi:10.5194/acp-9-8697-2009.