

구름-장파복사 상호작용이 아시아 몬순에 미치는 영향

유근혁* · 손병주

서울대학교 지구환경과학부 대기과학전공, 151-742, 서울특별시 관악구 관악로 599

The Impact of Interaction between Cloud and Longwave Radiation on the Asian Monsoon Circulation

Geun-Hyeok Ryu* and Byung-Ju Sohn

School of Environment and Earth Science, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

Abstract Three-dimensional distributions of longwave radiation flux for the April-September 1998 period are generated from radiative transfer calculations using the GEWEX Asian Monsoon Experiment (GAME) reanalysis temperature and humidity profiles and International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) cloudiness as inputs to understand the effect of cloud radiative forcing in the monsoon season. By subtracting the heating of the clear atmosphere from the cloudy radiative heating, cloud-induced atmospheric radiative heating has been obtained. Emphasis is placed on the impact of horizontal gradients of the cloud-generated radiative heating on the Asian monsoon. Cloud-induced heating exhibits its maximum heating areas within the Indian Ocean and minimum heating over the Tibetan Plateau, which establishes the north-south oriented differential heating gradient. Considering that the differential heating is a ultimate source generating the atmospheric circulation, the cloud-induced heating gradient established between the Indian Ocean and the Plateau can enhance the strength of the north-south Hadley-type monsoon circulation. Cooling at cloud top and warming at cloud bottom, which are the vertical distributions of cloud-induced heating, can exert on the monsoon circulation by altering the atmospheric stability.

Keywords: Monsoon circulation, Cloud radiative forcing, Cloud-induced heating

요약: 몬순 기간에 구름의 복사 강제력의 영향을 파악하기 위하여 1998년 4월부터 9월까지 International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) 구름자료와 GEWEX Asian Monsoon Experiment (GAME) 재분석 자료를 입력 자료로 복사 모델을 수행하여 3차원의 장파 복사 플럭스를 구하였다. 구름에 의한 대기 복사 가열은 구름을 포함한 평균 대기와 맑은 대기에서의 복사 가열율의 차이를 이용하여 계산하였다. 구름에 의한 복사 가열율이 아시아 몬순에 미치는 영향을 중점적으로 살펴보았다. 구름에 의한 복사 가열은 인도양에서 최대를 티벳 고원에서 최소를 나타내어, 남북으로 차등 가열의 경도를 나타내었다. 이러한 차등 가열이 대기 순환의 최대 원인임을 고려해볼 때, 인도양과 티벳 고원에서의 구름에 의한 차등 가열의 경도는 해들리 타입의 남북 몬순 순환을 강화시키고 있다. 또한 운정에서의 가열, 운저에서의 냉각의 형태로 나타나는 구름의 복사 가열 분포는, 대기의 불안정성을 높여서 몬순 순환을 증대시킬 수 있는 역할을 하고 있다.

주요어: 몬순순환, 구름 복사 강제력, 구름 복사 가열율

서론

대기 에너지 수지 측면에서 구름의 복사 냉각 또는 가열은 몬순순환에 영향을 준다고 알려져 있다 (Mehta and Smith, 1997). 즉, 구름에 의한 대기의 복사 가열 또는 냉각에 따른 변화는 가용한 열에너지

의 변화로 대기 운동의 기본적인 힘을 제공하고, 대기 대순환을 유지하는 필수적인 요소로 고려되고 있다. 이러한 특징들을 이용하여 열대 대기에서 잠열과 장파 복사 냉각과의 관계(Slingo and Slingo, 1988), 수증기와 복사 냉각(Zhang and Chou, 1999), 그리고 몬순 격년 변화에 대한 영향(Mehta and Smith, 1997) 등이 연구되었다. 하지만 이러한 영향이 실제 몬순 자체에 얼마나 영향을 주는 지는 잘 알려진 바가 없다.

*Corresponding author: ryukh@eosat.snu.ac.kr
Tel: 82-2-880-8166
Fax: 82-2-875-8166

열적으로 유도된 순환은 열의 수평 분포 뿐 아니라 연직 분포에도 의존되는데, 이러한 영향들이 몬순 시기에 구름의 변화와 몬순 순환을 어떻게 변화하는지 이해하기 위해서는 구름에 의한 가열율의 2차원 분포와 더불어 3차원적 분포를 파악하는 것이 필요하다. 그러나 이러한 정보는 대규모 공간 스케일을 커버할 수 있는 위성 관측일지라도 이를 직접적으로 얻을 수는 없기 때문에, 구름으로 인한 복사 가열의 수평적 및 수직적인 분포를 얻기 위해서 복사 전달 모델(Smith and Shi, 1992)의 사용이 필요하다. 이 과정에서 정확한 복사 계산은 가능하지만, 결과의 신뢰도는 모델 입력 자료에 크게 종속된다. 그러나 구름과 복사에 있어서 최근의 향상된 관측을 통해 믿을 만한 자료의 확보가 가능해졌으며, 이를 입력 자료로 사용하는 경우 비교적 정확한 플럭스를 계산할 수 있게 되었다.

본 연구에서는 구름과 장파복사 상호작용으로 인한 복사 가열율이 몬순의 진행에 따른 역할을 이해하고, 구름을 International Satellite Cloud Climatology Project(ISCCP, Rossow et al., 1993) 구름 유형과 비슷하게 세분화 하여 각 유형에 따른 장파복사에의 기여도와, 이 기여가 몬순 순환에 주는 영향을 알아보고자 한다. 또한 대기 가열율은 지표면에서부터 대기 상층까지 연직적인 모습도 살펴보았다. 마지막으로 몬순이 진행되는 과정에서 구름의 역할에 대해서도 살펴보고자 한다.

자료

구름의 복사 강제력 및 가열율을 계산하기 위하여 입력 자료로 GEWEX Asian Monsoon Experiment (GAME)와 ISCCP에서 제공하는 구름 유형 분류 자료를 이용하였다. 기간은 1998년 4월부터 9월까지 자료를 이용하였으며, 격자 간격은 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 로 구성되어 있다. 또한 계산 결과를 비교하기 위하여 NASA의 Earth Observing System(EOS)에서 개발된 위성 관측 센서 중 하나인 Cloud and the Earth's Radiant Energy System(CERES) 지구 장파 복사 자료를 이용하였다. 이들 자료의 영역은 아시아 몬순 지역인 $20^\circ\text{S}-50^\circ\text{N}$, $40^\circ\text{E}-180^\circ\text{E}$ 를 선택하였다.

복사 전달 모델

본 연구에서 사용한 복사모델은 Smith and Shi (1992)에 의해 기술된 무작위 비산란 중간 밴드모델

이다. 이 모델은 산란을 고려하지 않은 상태에서 기체 분자에 의한 복사 흡수영역을 고려하였으며, 2-250 μm 의 적외선 영역을 27 개 스펙트럼 밴드(Table 1)로 나누어 계산을 수행한다. 흡수 기체로는 H_2O , O_3 , CO_2 와 균등 혼합기체인 N_2O , CH_4 , CO , N_2 , O_2 를 포함한다. 구름에 의한 효과를 계산하기 위해 우적과 빙정의 양을 매개변수화 하여 계산하였다(Stephens, 1978a, 1978b). 또한 모델에서의 지표의 경계층 조건은 지표의 방출율과 함께 하층 대기온도와 지표면 온도와의 차이로 정의되었다.

맑은 대기에서의 복사 전달: 산란이 없는 맑은 대기의 경우 주어진 파 수 간격 $\Delta\nu$ 평평한 대기층의 기압면 p 에서 장파 복사의 상향 복사속과 하향 복사속 [$F_{\Delta\nu}^\uparrow(p)$, $F_{\Delta\nu}^\downarrow(p)$]은 다음과 같이 주어진다(Liou, 2002).

$$F_{\Delta\nu}^\uparrow(p) = \int_{\Delta\nu} B_\nu(T_s)\tau_\nu(p, p_s)dv + \int_{\Delta\nu} \int_{p_s} B_\nu[T(p')] \frac{\partial\tau_\nu(p', p)}{\partial p'} dp'(dv) \quad (1)$$

$$F_{\Delta\nu}^\downarrow(p) = \int_{\Delta\nu} \int_{p_s} B_\nu[T(p')] \frac{\partial\tau_\nu(p', p)}{\partial p'} dp'(dv) \quad (2)$$

여기서 ν 는 파수, $B_\nu[T(p')]$ 는 플랑크 함수, $\tau_\nu(p, p')$ 는 기준 기압면 (p)과 임의의 기압면 (p') 사이의 확산 투과도(diffuse transmittance), T 는 온도, 아래 첨자 s 는 지표면 값을 의미한다. 주어진 기압면 p 에서 상향과 하향 장파 총 복사속은 27개의 스펙트럼 밴드에서 계산된 각각의 밴드 복사속을 적분하여 얻는다. 즉, 식 (3), (4)와 같이 표현할 수 있다.

$$F_{ctr}^\uparrow(p) = \sum_{i=1}^{27} [F_{\Delta\nu}^\uparrow(p)]_i \quad (3)$$

$$F_{ctr}^\downarrow(p) = \sum_{i=1}^{27} [F_{\Delta\nu}^\downarrow(p)]_i \quad (4)$$

여기서 아래 첨자 ctr 은 맑은 대기를 지칭한다.

흐린 대기의 복사 전달: 흐린 대기에서는 구름의 중첩을 고려하지 않으며, 구름의 기하학적 모양을 간단화한 평행 수평면 이론(plane-parallel theory)을 적용한다. 이러한 단순한 접근이 시도되는 이유는 대기층 내에 중첩된 구름이 인공위성을 통해 식별 불가능할 뿐 아니라, 구름의 기하학적 모양을 복사전달 모델에 사실 그대로 기술하는 것이 매우 어렵기 때문이다.

Table 1. Definition of spectral bands in infrared radiative transfer model (from Smith and Shi, 1992)

Band	Bandpass (μm)	Bandwidth (μm)	Bandpass (cm ⁻¹)	Bandwidth (cm ⁻¹)
1	2.00-3.57	1.57	5000-2800	2200
2	3.57-4.00	0.43	2800-2500	300
3	4.00-4.46	0.46	2500-2240	260
4	4.46-5.05	0.59	2240-1980	260
5	5.05-5.81	0.79	1980-1720	260
6	5.81-7.35	1.54	1720-1360	360
7	7.35-8.33	0.98	1360-1200	160
8	8.33-9.26	0.93	1200-1080	120
9	9.26-10.20	0.94	1080-980	100
10	10.20-11.36	1.16	980-880	100
11	11.36-12.50	1.14	880-800	80
12	12.50-13.16	0.66	800-760	40
13	13.16-13.51	0.35	760-740	20
14	13.51-13.89	0.38	740-720	20
15	13.89-14.29	0.40	720-700	20
16	14.29-14.71	0.42	700-680	20
17	14.71-15.15	0.44	680-660	20
18	15.15-15.63	0.48	660-640	20
19	15.63-16.13	0.50	640-620	20
20	16.13-16.67	0.54	620-600	20
21	16.67-17.24	0.57	600-580	20
22	17.24-17.86	0.62	580-560	20
23	17.86-20.00	2.14	560-500	60
24	20.00-26.32	6.32	500-380	120
25	26.32-35.71	9.39	380-280	100
26	35.71-62.50	26.79	280-160	120
27	62.50-250.00	187.50	160-40	120

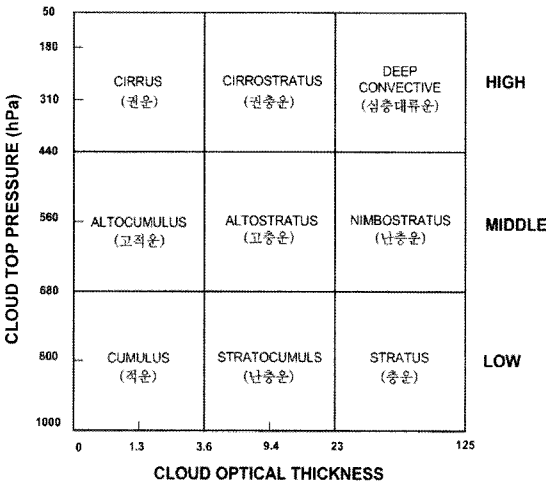


Fig. 1. ISCCP cloud classification.

복사 전달 모델의 입력 자료로 사용된 각 유형별 자료는 ISCCP 자료를 사용하였다. ISCCP에서는 총 9개의 유형(Fig. 1)으로 분류 하였으나, 복사 모델에

적용할 때 유형의 특징이 비슷한 유형들을 Sohn (1999)의 분류에 따라 여섯 가지 유형 각각에 대하여 구름 복사 특성을 다음과 같이 정의된 Liquid Water Path(LWP)의 함수로 진단하였다(Rossow and Schiffer, 1991).

$$LWP = \int_{Z_B}^{Z_T} \rho_l(Liquid\ Water\ Content) dz \quad (5)$$

ρ_l 은 구름 내부의 수액밀도이며 Z_T 와 Z_B 는 각각 운정과 운저의 고도를 나타낸다. 구름이 긴 대기의 총 복사속은 맑은 대기와 6가지 유형에 대한 복사속을 각각 계산한 후 이들을 맑은 대기의 비율과 각 운량으로 가중하여 계산한다.

$$F^{\uparrow} = (1 - A_T)F_{clr}^{\uparrow} + \sum_{i=1}^6 (F_{cld}^{\uparrow})_i A_i \quad (6)$$

즉, 여기서 F_{cld}^{\uparrow} 는 구름층을 통과하는 복사속이며 A_T 은 ISCCP 자료에 근거한 6가지 종류의 운량(A_i)을

합한 총 운량이다. 따라서 $A_T = \sum_{i=1}^6 A_i$ 이다. 여기에서 중첩하는 구름은 고려하지 않는다. 식 (6)과 유사하게 어떤 기압면 p 에서 총 하향 복사속은 다음과 같이 주어진다.

$$F^{\downarrow} = (1 - A_T)F_{clr}^{\downarrow} + \sum_{i=1}^6 (F_{cld}^{\downarrow})_i A_i \quad (7)$$

구름의 복사 강제력: 어떤 대기층에서 구름이 복사장에 미치는 영향은 흐린 대기와 맑은 대기의 복사속 차이로 구할 수 있다. 특히 대기 상부 총 복사량에 미치는 구름의 효과를 구름복사력(cloud radiative forcing: CRF)이라 부른다. 즉 CRF는

$$CRF = F_{clr}^{\uparrow} - F^{\uparrow} \quad (8)$$

이때의 복사속 F_{clr}^{\uparrow} 와 F^{\uparrow} 는 대기 최상층에서의 값을 의미한다. 각 유형에 의한 CRF는 다음과 같이 얻을 수 있다.

$$(CRF)_i = [F_{clr}^{\uparrow} - (F_{cld}^{\uparrow})_i] \cdot A_i \quad (9)$$

대기 가열율: 장파 복사 과정을 통한 대기층에서의 복사 가열은 그 층에서의 순 장파복사 수렴에 비해

하므로, 복사 가열율은 주어진 층에서 다음과 같이 구할 수 있다.

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_T = \frac{g F(p) - F(p - \Delta p)}{C_p \Delta p} \quad (10)$$

여기서 $F(p)$ 는 기압면 p 에서의 순 복사량을 나타내고, g 는 중력가속도를, C_p 는 정압비열을 나타낸다. 또한 장파 복사 가열에 있어서 각각의 유형에 따라 구해질 수 있으며 각각의 대기층에서의 가열율과 함께 총 대기로 인한 복사 가열을 또한 구할 수 있다. 또한 순수하게 구름으로 인한 대기의 가열율을 다음과 같은 식으로 구할 수 있다(Shi and Smith, 1992).

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{cld} = \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_T - \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{clr} \quad (11)$$

식 (11)에서, 맑은 대기에서의 가열율 $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{clr}$ 는 식 (3)과 (4)에서 유도된 맑은 대기에서의 플럭스로부터 구해지고, $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{cld}$ 는 여름 몬순 순환에서 구름의 열적 영향을 조사하기 위해 분석할 양이다.

모델로 계산된 Outgoing Longwave Radiation (OLR)의 검증을 위해 CERES 관측 값과 비교하였다

Outgoing Longwave Radiation

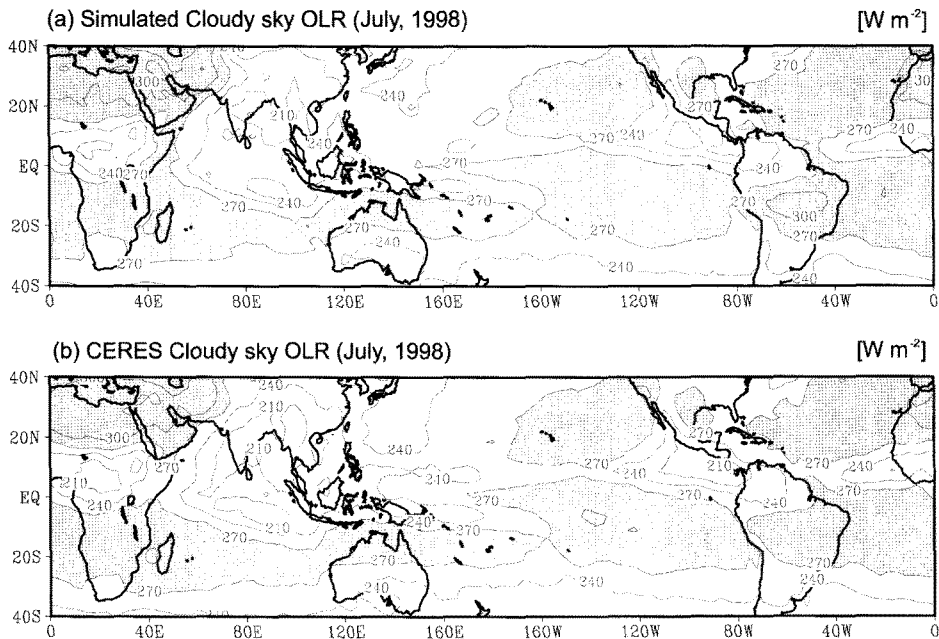


Fig. 2. Comparison of model simulated OLR with CERES cloudy sky OLR at top of atmosphere for July 1998.

Monthly Mean OLR of Clear and Cloudy sky

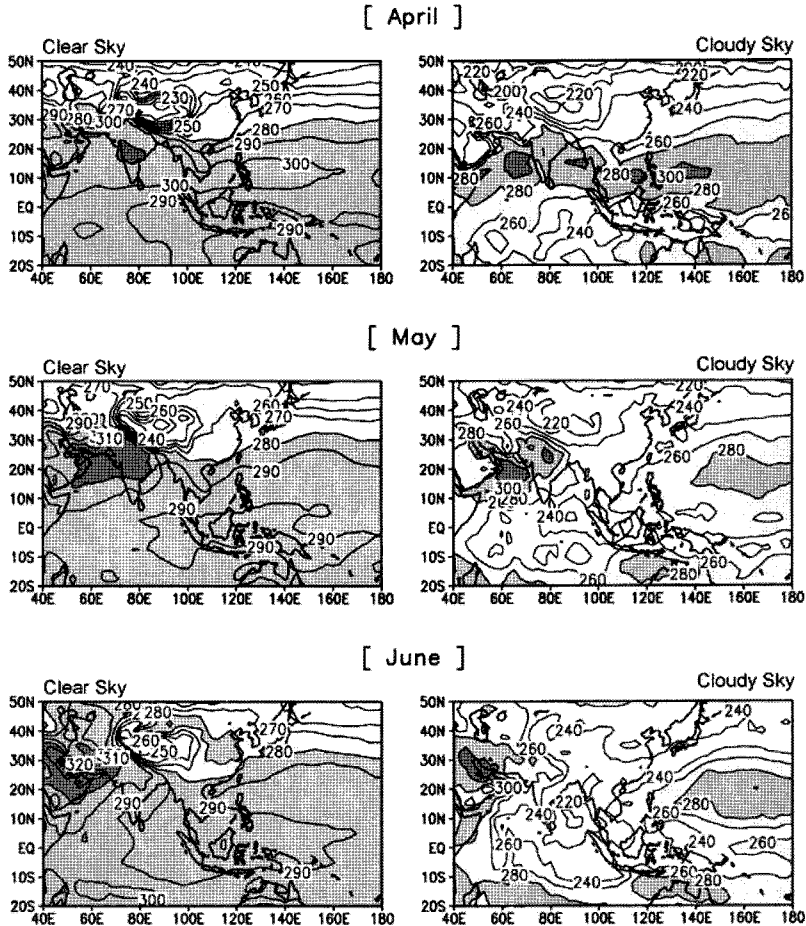


Fig. 3. Monthly mean OLR (Wm^{-2}) of clear and cloudy sky for April, May, and June 1998.

(Fig. 2). 전반적으로 OLR 수치들이 잘 일치하였고, 인도 부근, 서태평양 및 페루 연안 등 지역적인 모습도 잘 반영되고 있는 것을 확인 할 수 있었다. 이를 바탕으로 4월부터 9월까지 모델 모의를 수행하였다.

결과 분석

Outgoing Longwave Radiation (OLR): 일반적으로 아시아 여름 몬순은 5월 중순부터 시작하여 6월, 7월에 최대를 이루고 8월 중순 이후부터 약해지기 시작한다(Ramage, 1971). Fig. 3과 Fig. 4에서 확인할 수 있듯이 총 대기의 경우 4월에 10°N-20°N까지 걸쳐있는 280 Wm^{-2} 이상의 밴드가 5월에 몬순의 시작으로 인해 인도와 타이 및 필리핀까지 확장하고 있음을 알 수 있다. 본격적인 몬순이 진행되는 6월의 경우 벵갈만에서 OLR 플럭스의 최저치가 나타난다. 최저

치 구역은 점차 북상하다가 8-9월 동안 남하하고 있음을 알 수 있다. 그리고 시간이 지남에 따라 해양에서의 낮은 OLR 분포 지역이 점점 북상을 해서 8월에 티베트 고원 지역까지 이르고 9월에 다시 남하하는 모습을 보이고 있다.

복사 강제력: 복사 전달 계산에서 얻어진 1998년 여름철, 대기상부에서의 구름 복사 강제력을 CERES 관측자료와 비교하였다(Fig. 5). 계산된 구름 복사 강제력은 6월 그 최대지역이 벵갈만 남부에 위치하고 있으며, 7월과 8월 동안 점차 북상을 하여 인도 내륙에 위치하고 있음을 알 수 있다. 또한 그 전반적인 형태가 CERES 관측치와도 잘 일치하는 것을 보여준다. 그러나 정량적인 면에서 CERES 관측치와 비교하여 열대 우림지역, 적도지방의 태평양 지역에서 북

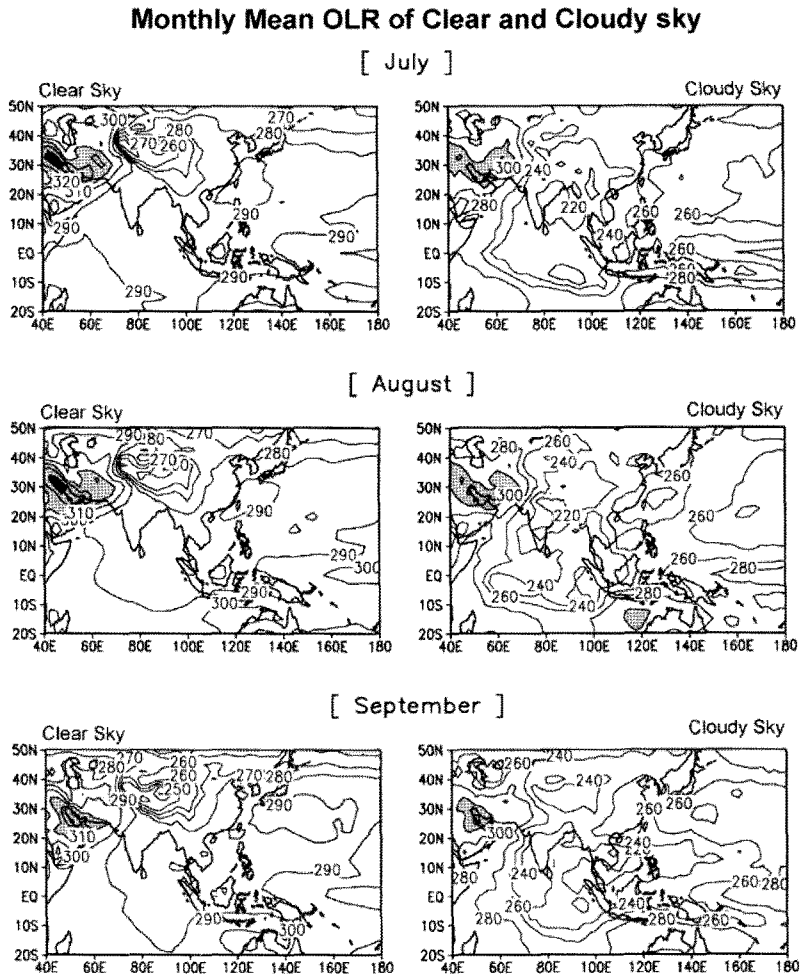


Fig. 4. Same as Fig. 6 except for July, August, and September 1998.

아프리카로 이어지는 ITCZ (Intertropical Convergence Zone), 서태평양 난수역등 대류활동이 왕성한 지역에서는 약 $10\text{-}20\text{ Wm}^{-2}$ 정도의 복사속 차이가 나타나고 있다. 이와 같은, 오차가 나타나는 이유는 복사전달 모델의 결함, 입력 자료의 오차 같은 모델에서 발생되는 원인이 있을 수 있다. 즉, 서태평양의 수온이 높은 지역(warm pool)이나 인도양의 벵갈만 지역에서 발생하는 권운은 주로 광학적 두께가 얇은 구름 (Prabhakara et al., 1988)이므로, 이러한 지역에서 ISCCP 알고리즘(Rossow et al., 1993)으로 산출된 구름 자료는 CERES보다 작은 구름 복사 강제력을 유도할 수 있다. 한편으로, 위성에서는 맑은 날에 해당하는 대기가 모델보다 건조한 대기를 대표하는 값으로 편이 되기 때문이다(Sohn and Bennartz, 2008). 실제보다 건조한 대기의 상태를 대표하는 CERES의

맑은 대기 결정은 대기상부에서 평균 대기의 복사속보다 더 큰 장파복사속을 유도하게 되며, 구름 복사 강제력은 더 큰 쪽으로 편향된 것이다.

대기 가열율: 식 (10)에 제시한 방법을 이용하여 1998년 4월부터 9월까지 맑은 대기와 총 대기에서의 대기 전체 복사 가열율을 계산하였다. 더불어 각 유형에 의해서 유도되는 복사 가열율도 계산하였다. 일반적으로 아시아 몬순 지역에서는 권운형 구름이 가장 많은 분포를 보이며 그 양은 20-40% 정도로 풍부한 반면 하층 구름의 양은 서태평양과 인도양에서 10%이하에 불과하다(Hartmann et al., 1992). Fig. 6은 4월부터 9월까지 월 평균 맑은 대기와 흐린 대기에서의 가열율의 차를 나타내고 있다. 즉, 이는 식 (11)으로 구해진 것으로 구름에 의한 대기 가열율을

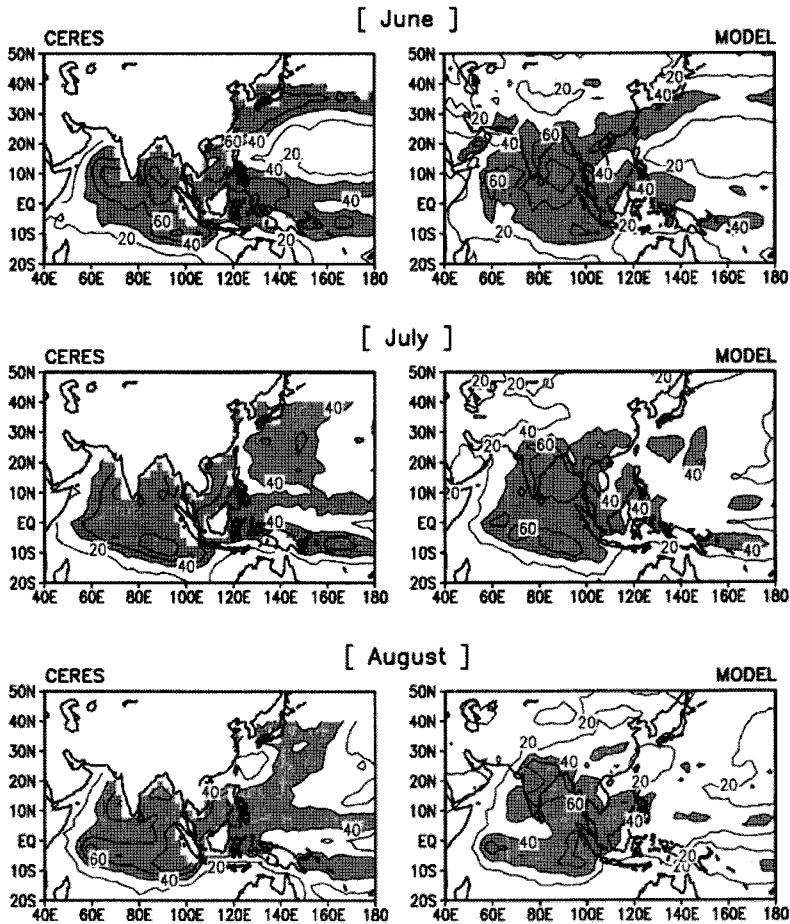


Fig. 5. Longwave CRF [Wm^{-2}] at the top of the atmosphere observed by the CERES and the simulated cloud radiative forcing for the June, July and August 1998.

나타내는 것이다. 전반적으로 대기는 가열되고 있으며, 특히 구름이 많이 형성되는 곳에서 그 정도가 높은 것을 알 수 있다. 즉, 구름에 의해 대기가 가열되고 있음을 보여주는 것이다. 주로 인도양에서 구름에 의한 복사 가열이 나타나며, 티벳 고원 지역을 중심으로 복사 냉각이 나타남을 보여준다(Sohn, 1999). 또한 몬순이 진행됨에 따라서 동서보다는 남북으로 그 가열차가 더 많이 남을 알 수 있다. 이는 7월에 그 최고치가 되며, 8월부터는 가열 영역이 줄어들고 있음을 알 수 있다.

여름 몬순 순환

여름 몬순의 순환은 크게 수평적인 모습과 연직적인 모습으로 나누어 볼 수 있다. 수평 순환의 모습으로 하층 순환은 아프리카 동해안을 거쳐 남반구에서 북반구로 향하는 흐름과 남반구 적도 태평양에서 서

쪽으로 향하는 무역풍을 들 수 있다. 이에 반해 상층의 순환은 티벳 고원에 중심을 둔 거대한 고기압 순환으로, 북반구에서 남반구로 적도를 가로지르는 바람이 티벳 고원 남동쪽 부근에 나타나고 있다(Lau and Li, 1984). 이러한 상하층 순환은 연직으로 바람 강도 차에 의해서 바람 시어가 나타나게 되고, 몬순이 진행과 함께 바람 시어의 강도 역시 증가하게 된다(Friedrich and McCreary, 2001).

연직 순환의 모습으로는 남북방향과 동서 방향으로 나누어 볼 수 있다. 경도 75°E-115°E 지역에서 평균한 남북방향의 연직 바람장은 해들리 순환의 모습을 뚜렷이 보이고 있으며, 이러한 모습은 몬순 지역에서의 활발한 연직 운동이 일어나고 있음을 의미한다(Lau and Li, 1984; Li and Yanai, 1996). 실제로 몬순이 강화되면서 구름의 양이 증가하는 것은 이를 반증하는 결과라 할 수 있다. 동서 방향의 모습으로

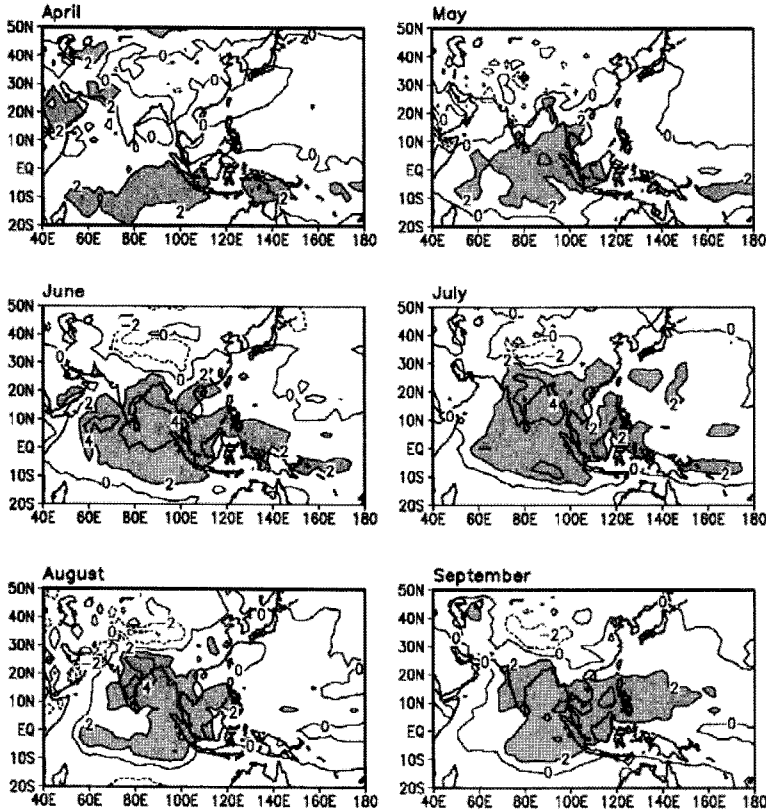


Fig. 6. Monthly mean Cloud-Induced heating rate differences. Values are multiplied by 10 with units given in $^{\circ}\text{C day}^{-1}$.

는 위도 10°N 부근에서 나타나는 서태평양과 인도양 사이의 워커 순환(Walker Circulation)을 들 수 있다. 해들리 순환의 역할과 유사하게 워커 순환은 몬순 지역에서의 연직 운동을 강화 또는 유지시키는 역할을 통해 몬순지역에서 연직적으로 불안정한 대기의 조건을 형성하고 있음을 알 수 있다(Friedrich and McCreary, 2001).

토의 및 결론

본 연구에서는 구름에 따른 장파 복사에 의한 대기 가열율과 장파복사 가열이 몬순에 미치는 영향을 추론하였다. 이를 위해 1998년 4-9월 동안 대기 가열율을 복사 전달 모델을 이용하여 계산하였다. 모델 입력 자료로서 GAME 재분석 온도와 수증기 연직 자료와 6가지 유형에 대한 운량과 운정 기압, 그리고 연직 우적량을 사용하였다. 이로부터 구름-복사 상호작용이 몬순에 미치는 영향을 조명할 수 있었다.

각 유형에 대한 CRF의 기여도는 Hartman et al. (1992)에서 제시한 것과 같이, 아시아 몬순 지역에서

도 권운형 구름이 모든 지역에서 복사 강제력에 가장 크게 기여하고 있으며 따라서 권운의 분포가 아시아 몬순순환에 가장 큰 영향을 미칠 수 있음을 유추할 수 있었다(Fig. 7) (Oetker-Bell and Hartmann, 1992).

복사 전달 계산에서 얻어진 복사량으로부터 계산한 대기 가열율은 인도양에서 구름에 의한 복사 가열이 티벳 고원 지역을 중심으로 복사 냉각이 나타남을 보여준다. 이러한 복사 가열과 냉각의 수평 분포는 몬순지역을 중심으로 남북 방향의 차등가열을 유발하고 있다(He et al., 1987; Yanai and Li, 1994). 몬순 순환에 있어서 이와 같은 차등 가열의 중요성은, 차등 가열이 대기에서의 열 소스와 열 싱크의 직접적인 반응인 동시에 대기 대순환이 차등 가열에 의한 잠재 에너지와 변환된 형태의 운동에너지에 기인하는 것이다. 구름이 장파 복사 전달 과정을 통해 몬순 지역에서 차등 가열을 유발하고 있으며, 이 차등 가열이 몬순의 순환을 강화시키는 것이다. 그리고 몬순이 진행함에 따라 차등 가열의 정도가 더욱 커지므로,

Cloud Radiative Forcing [90°E]

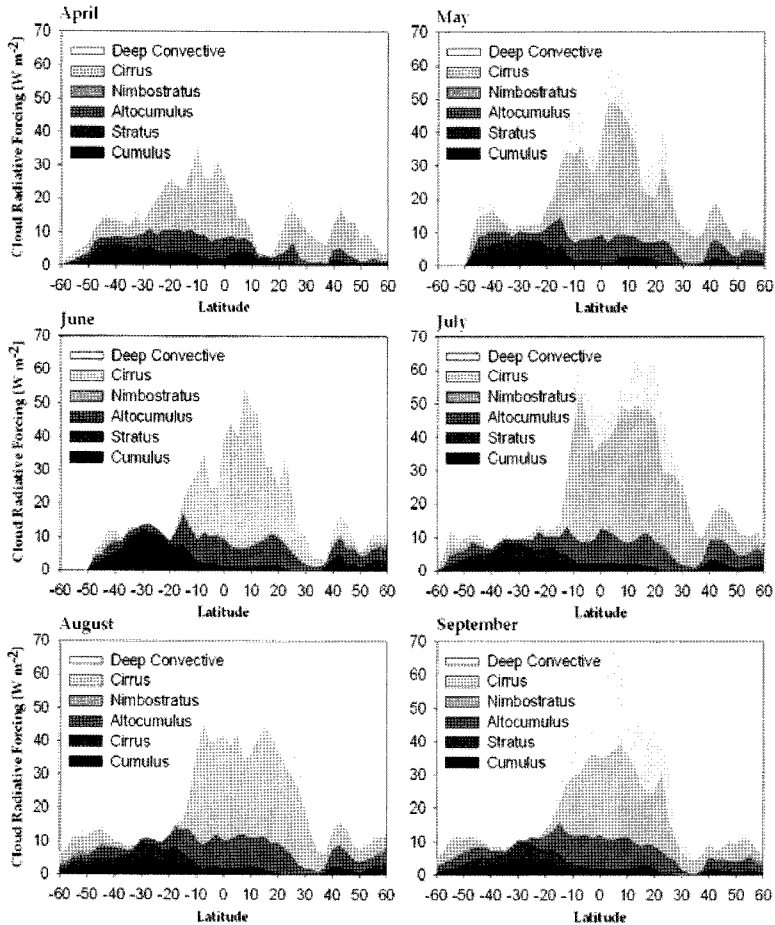


Fig. 7. Cloud radiative forcing by various cloud types.

구름에 의한 차등 가열과 몬순의 순환은 상승 작용을 가지고 발전한다고 할 수 있다. 즉, 몬순이 진행함에 따라 구름의 양이 증가하게 되고, 증가된 구름들은 다시 몬순의 순환을 강화시키는 양의 피드백 효과를 갖는 것이다. 그러나 어느 지역에서 발달한 상승기류는 다른 지역에서의 하강기류의 강화를 의미하므로 무한의 상승작용은 불가능 할 것이다.

연직 방향에서의 구름에 의한 장파 복사 가열 효과(Fig. 8)는 운정과 운저가 위치해 있는 고도에서 각각 복사 냉각과 가열이 뚜렷하게 나타나고 있다. 몬순이 시작되는 시기인 5월부터 서서히 발달하기 시작하여 6, 7, 8월에 더욱 강화되고, 9월에도 약화되지 않고 유지되고 있다. 하지만 육지 지역인 북위 20°N 이상의 살펴보면 해양 지역과 달리 몬순 활동이 활발해 질수록 구름이 있는 지역뿐만 아니라 중층 대

기 전반으로 복사 냉각의 효과가 나타나고 있음을 알 수 있다. 이는, 구름에 의한 대기에서의 가열과 냉각의 효과로 대기의 안정도가 떨어지게 되어 연직 운동이 발생 또는 활성화되는 가능성이 높아지게 된다. 이러한 가정은 열대대기에서의 deep convection 변동성을 연구한 Hu and Randall(1994), Randall et al.(1994), 및 Zhang and Chou(1999) 등에서 제시한 결과와 부합한다. 즉, 몬순 지역에서 구름의 장파 복사에 의한 연직적인 대기 가열 효과 역시 여름 몬순의 순환을 강화시키는 역할을 하는 것이다. 하지만 이러한 효과는 인도지역과는 달리 동아시아지역에서는 비교적 그 크기가 작게 나타나고 있다(Fig. 5). 이는 동아시아 지역의 몬순 시스템이 인도 몬순과 달리 운정 고도가 낮은 전선의 형태로 이루어져 있기 때문이라고 예상할 수 있으나, 이런 차이에 대해서는

Difference between clear and cloudy sky Heating Rates

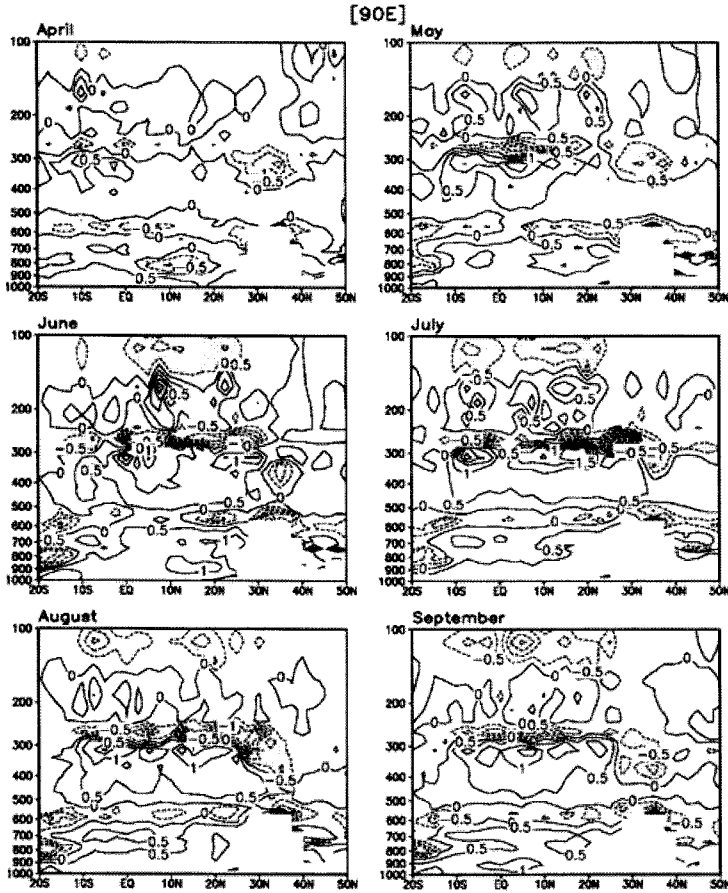


Fig. 8. Vertically averaged bulk longwave radiative heating difference between clear-sky and cloudy-sky atmosphere at 90°E in 1998 with units given in °C day⁻¹.

관측을 통한 구름-복사 관계 연구에서 조명되어야 할 것이다.

구름은 장파 복사 과정을 통해 수평적으로나 연직적으로 아시아 몬순 지역에서 대기의 운동을 매우 활발하게 하는 역할을 한다(손병주, 1996). 몬순이 발달하면서 구름 또한 증가하는데 여러 가지 유형 중에서 권운형 구름에 의한 효과가 전체의 50% 정도를 차지하고 있어 구름이 장파복사와의 상호작용을 통해 몬순순환에 영향을 줌에 있어 상층 구름(권운형, 키 큰 대류형)에 의해 주도되고 있음을 보였다. 이 연구는 단지 장파복사에 대한 효과를 연구하였다. 그러나 복사수지가 단파복사에서도 영향을 받고 있음을 고려할 때 진정한 의미의 복사수지 영향 연구를 위해서는 단파복사의 부분을 추가해야 할 것이다.

사 사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-2103)의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

손병주, 1996, 구름이 지표장파복사 수지에 미치는 영향. 한국기상학회지, 32, 229-242.
 Friedrich, A.S. and McCreary, J.P., 2001, The monsoon circulation of the Indian Ocean. Elsevier Science, Oxford, UK, 123 p.
 Hartmann, D.L., Ockert-Bell, M.E., and Marc, L.M., 1992, The Effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis. Journal of Climate, 5, 1281-1304.
 He, H., McGinnis, J.W., Song, Z., and Yanai, M., 1987,

- Onset of the Asian monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Monthly Weather Review*, 112, 966-989.
- Hu, Q. and Randall, D.A., 1994, Low-frequency oscillations in radiative-convective system. *Journal of Atmospheric Science*, 51, 1089-1099.
- Lau, K.M. and Li, M.T., 1984, The Monsoon of East Asia and its Global Associations: A Survey. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65, 114-125.
- Li, C. and Yanai, M., 1996, The Onset and Interannual Variability of the Asian summer Monsoon in Relation to Land-Sea Thermal Contrast. *Journal of Climate*, 9, 358-375.
- Liou, K.N., 2002, *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, San Diego, USA, 583 p.
- Mehta, A.V. and Smith, E.A., 1997, Variability of radiative cooling during Asian Summer Monsoon and its influence on intraseasonal waves. *Journal of Atmospheric Science*, 54, 941-966.
- Ocker-Bell, M.E. and Hartmann, D.L., 1992, The Effect of cloud type on Earth's energy balance: Results for selected regions. *Journal of Climate*, 5, 1157-1171.
- Prabhakara, C., Fraser, R.S., Dalu, G., Wu, M.L., Curran, R.J., and Styles, T., 1988, The cirrus clouds: Seasonal distribution over oceans deduced from Nimbus-4 IRIS. *Journal of Applied Meteorology*, 27, 379-399.
- Ramage, C.S., 1971, *Monsoon Meteorology*. Academic Press, San Diego, USA, 296 p.
- Randall, D.A., Hu, Q., Xu, K.M., and Krueger, S.K., 1994, Radiative-convective disequilibrium. *Atmospheric Research*, 31, 315-327.
- Rossow, W.B. and Schiffer, R.A., 1991, ISCCP Cloud Data Products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72, 2-20.
- Rossow, W.B., Walker, A.W., and Garder, L.C., 1993, Comparison of ISCCP and ISCCP and Other Cloud Amounts. *Journal of Climate*, 6, 2394-2418.
- Shi, L. and Smith, E.A., 1992, Surface forcing of the infrared cooling profile over the Tibetan Plateau. Part II: Cooling rate variation over large scale plateau domain during summer monsoon transition. *Journal of Atmospheric Science*, 49, 823-844.
- Slingo, A. and Sling, J., 1988, The response of a general circulation model to cloud longwave radiation forcing I: Introduction and initial experiments. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, 1027-1062.
- Smith, E.A. and Shi, L., 1992, Surface forcing of the infrared cooling profile over the Tibetan Plateau. Part I: Influence of relative longwave radiative forcing at high latitude. *Journal of Atmospheric Science*, 49, 805-822.
- Sohn, B.J., 1999, Cloud-Induced Infrared Radiative Heating and Its Implications for Large Scale Tropical Circulation. *Journal of Atmospheric Science*, 56, 2657-2672.
- Sohn, B.J. and Bennartz, R., 2008, Contribution of water vapor to observational estimates of longwave cloud radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, 113, D20107.
- Stephens, G.L., 1978a, Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory. *Journal of Atmospheric Science*, 35, 2111-2122.
- Stephens, G.L., 1978b, Radiation Profiles in Extended Water Clouds. II: Parameterization Schemes. *Journal of Atmospheric Science*, 35, 2123-2132.
- Yanai, M. and Li, C., 1994, Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Monthly Weather Review*, 122, 305-323.
- Zhang, C. and Chou, M.D., 1999, Variability of water vapor, Infrared radiative cooling, and atmospheric instability for deep convection in the equatorial Western Pacific. *Journal of Atmospheric Science*, 56, 711-723.

2008년 9월 1일 접수
 2008년 11월 4일 수정원고 접수
 2008년 12월 5일 채택