

권운 내 빙정의 종류와 크기에 따른 복사 평형 온도 변화

지준범¹⁾ · 이원학²⁾ · 이규태^{3)*}

¹⁾강릉원주대학교 자연과학연구소

²⁾강원발전연구원

³⁾강릉원주대학교 대기환경과학과

(접수일 : 2010년 8월 11일, 수정일 : 2010년 11월 3일, 게재확정일 : 2010년 11월 9일)

The Variation of Radiative Equilibrium Temperatures with the Ice Crystal Habits and Sizes in Cirrus Clouds

Joon-bum Jee¹⁾, Won-Hak Lee²⁾, and Kyu-Tae Lee^{3)*}

¹⁾Research Institute of Natural Sciences, Gangneung-Wonju National University

²⁾Research Institute of Gangwon Development

³⁾Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-wonju National University

(Received : 11 August 2010, Revised : 3 November 2010, Accepted : 9 November 2010)

Abstract : The single-scattering optical properties of ice crystals in cirrus clouds by the aircraft measurement data were investigated, and the radiative equilibrium temperatures and radiative fluxes were calculated and analyzed by radiative convective model with the variations of ice crystal habits and sizes in cirrus clouds. The homogeneous cloud is assumed to be in the layer 200~260 hPa with an ice crystal content of 10 gm^{-2} for the flux calculation. The profiles of temperature, humidity, and ozone typical of mid-latitude summer are used. The surface albedo is assumed to be 0.2 for all spectral bands and the cosine of solar zenith angles is 0.5. The result of radiative equilibrium temperature at surface was less than surface temperature of the standard atmosphere data in case of smaller effective ice crystal size and larger optical thickness. The column, aggregation and plate in 6 ice crystal habits were the most effective in positive greenhouse effect and bullet-4 was the worst in it. At the surface, the maximum difference of equilibrium temperature by 6 kinds of ice crystal habits were about 3~15 K with 30 sample aircraft measurement data.

Keyword : Ice crystal, Optical thickness, Radiative equilibrium temperature

1. 서 론

권운(cirrus)은 전 지구의 약 20~30% 가량 덮여 있으며 이 속에는 다량의 빙정들이 포함되어 있어 빙정의 크기와 종류에 따라 대기 및 지표면에서의 복사속 밀도가 변화하기 때문에 권운의 복사 효과는 조심스럽게 다루어져야한다(Wylie and Menzel, 1999, Rossow

and Schiffer, 1999). 즉 권운 속의 빙정들은 크기와 종류에 따라 복사를 산란시키는 정도가 다르기 때문에 빙정들의 크기와 종류에 따른 복사의 산란 정도는 지구 대기의 기후 변화 및 온실효과 등에 강한 영향을 미친다(Wang and Penner, 2010, Mitchell and William, 2009).

기후 연구를 위하여 자주 사용되는 기후 모형 및 대기 대순환 모형에는 복사 모수화 과정이 필수적이다. 그러나 기존의 기후 및 대기 대순환 모형 속에 포함된 복사 모수화 과정에는 대부분 다양한 빙정의 크기와 종류를 고려하지 않았기 때문에 권운에 의한 복

†Corresponding Author: Kyu-Tae Lee, Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, Jibyundong, Gangneung 210-702, Korea.
Phone : +82-33-640-2324, Fax : +82-33-640-2324
E-mail : ktlee@gwnu.ac.kr

사 효과를 정확하게 평가하기 힘들다. 따라서 이 연구에서는 Fu(1996)와 Mitchell and Arnott(1994)에 의한 권운의 항공기 관측 자료를 이용하여 권운 속의 빙정들에 의한 복사 특성을 밝히고 이 결과를 토대로 복사 모수화 모형(Chou and Suarez, 1999, Chou and Kovaris, 1991)에 의한 복사 평형 온도를 계산하여 권운 속의 빙정들에 의한 효과를 분석하였다.

지구 대기의 기후 변화에서 구름에 의한 효과는 복사 부분뿐만 아니라 역학적 과정에서도 부 정확성이 큰 부분을 차지한다. 따라서 구름이 기후에 미치는 영향을 정확하게 평가하기 위하여 많은 학자들이 노력을 기울였고 이 연구는 이러한 노력의 일환으로써 구름과 복사의 상호 작용을 간략하고 정확하게 계산하여 기후에 미치는 영향을 조사하는 것이다. 이 연구에서 수행하고자 하는 내용과 유사한 연구로서 Liou(1986), Fu(1996), Chou *et al.*(1998)의 결과가 있으나, 이들의 연구 방법은 권운 속의 빙정을 플레이트(plate) 또는 불렛-로젯 등으로 제한하였다. 그러나 이 연구 결과는 다양한 항공기 빙정의 관측 자료를 근거하여 계산된 것이기 때문에 권운에 의한 복사 효과의 정확성 향상과 이 결과로 인한 기후 및 기후 예측 연구의 발전을 위한 중요한 기초적인 자료로 사용될 수 있을 것이다.

2. 자료 및 방법

2.1. 복사 모수화 모형

평행 평면 대기에서 광학 두께가 τ 인 기층의 복사 휘도(I_ν) 변화를 나타내는 복사 전달 방정식은 다음과 같다.

$$\mu \frac{dI_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi)}{d\tau} = I_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) - J_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) \quad (1)$$

여기서 $\mu = \cos\theta$ 이고 θ 와 ϕ 는 복사의 진행 방향에 대한 천정각과 방위각이며 원천 함수 J_ν 는 아래와 같다.

$$J_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 \omega_\nu I_\nu(\tau_\nu', \mu', \phi') P_\nu(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + Q_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) \quad (2)$$

이 식에서 ω 는 단일 산란 알베도, P 는 위상 함수이며 열역학 평형 상태에서의 원천 함수 $Q_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi)$ 는 다음과 같다.

$$Q_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) = Q_\nu^{(thermal)}(\tau_\nu) + Q_\nu^{(beam)}(\tau_\nu, \mu, \phi) \quad (3)$$

이 식에서 $Q_\nu^{(thermal)}(\tau_\nu)$ 과 $Q_\nu^{(beam)}(\tau_\nu, \mu, \phi)$ 는 각각 대

기 성분 기체들이 방출하는 적외 복사와 태양 복사의 원천 함수를 의미하며 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$Q_\nu^{(thermal)}(\tau_\nu) = [1 - \omega_\nu(\tau_\nu)] B_\nu(T) \quad (4)$$

$$Q_\nu^{(beam)}(\tau_\nu, \mu, \phi) =$$

$$\frac{\omega_\nu(\tau_\nu) F_o P_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi; -\mu_o, \phi_o) \exp(-\tau_\nu/\mu_o)}{4\pi} \quad (5)$$

여기서 B_ν 는 플랑크 함수이며, F_o 는 대기 상단으로 입사되는 태양 복사속 밀도이다.

태양 복사의 경우에 식 (4)에서 플랑크 함수 $B_\nu(T)$ 는 무시되나, 여러 기층에 대한 다중 산란에 의한 식 (1)의 정확한 해를 구하기는 쉽지 않다. 이 연구에서는 태양 복사 모수화를 위하여 Chou and Suarez(1999)의 방법을 사용하였다.

적외 복사의 경우는 식 (2), (4) 및 (5)에서 단일 산란 알베도 ω 가 무시되므로 식 (1)의 형태는 단순화되고 기압 p 인 층에서 파수 영역에 대한 상향 및 하향 복사속 밀도는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$F^\uparrow(p) =$$

$$\left[B_\nu(T_s) \tau_\nu(p, p_s) - \int_p^{p_s} B_\nu(T') \frac{\partial \tau(p, p')}{\partial p'} dp' \right] \quad (6)$$

$$F^\downarrow(p) = \left[\int_0^p B_\nu(T') \frac{\partial \tau(p, p')}{\partial p'} dp' \right] \quad (7)$$

이 식들에서 T_s 와 p_s 는 각각 지표면의 온도와 기압이고 투과율 $T_\nu(p, p')$ 는 다음과 같다.

$$\tau_\nu(p, p') = 2 \int_0^1 e^{-u_\nu(p, p')/\mu} \mu d\mu \quad (8)$$

이 식에서 $\mu = \cos\theta$ 로서 θ 는 복사의 진행 방향에 대한 천정각이고 du_ν 는 기압 두께가 dp' 인 층의 광학 두께이며, $u_\nu(p, p')$ 는 기압 p 에서 p' 까지 흡수 기체들에 의한 광학 두께이다.

적외 복사 영역에서 식 (6)과 (7)의 계산을 위하여 Chou and Kovaris(1991)의 모수화 방법을 사용하였다.

2.2. 빙정의 산란 특성 모수화

복사의 산란에 영향을 미치는 단일 산란 특성은 소산 계수(β_λ), 단일 산란 알베도(ω_λ) 그리고 비대칭 인자(g_λ) 등으로서 다음과 같이 정의된다.

$$\beta_\lambda = \int \sigma_\lambda(r)n(r)dr/C \tag{9}$$

$$\omega_\lambda = \beta_\lambda^s / \beta_\lambda \tag{10}$$

$$g_\lambda = \frac{1}{2} \int_1^{-1} P_\lambda(\mu)\mu d\mu \tag{11}$$

여기서 $\sigma(r)$ 은 크기가 r 인 빙정의 소산 단면, $n(r)$ 은 빙정의 수, C 는 구름물질량, 그리고 $P_\lambda(\mu)$ 는 산란 위상 함수이다.

태양 복사 파수 영역에서 단일 산란 특성의 모수화는 Chou *et al.*(2002)를 사용하였다. 그의 방법에서 각 파수 영역에 따른 단일 산란 특성은 다음과 같다.

$$\beta = a_0 + a_1/D_e \tag{12}$$

$$1 - \omega = b_0 + b_1 D_e + b_2 D_e^2 \tag{13}$$

$$g = c_0 + c_1 D_e + c_2 D_e^2 \tag{14}$$

식 (12)~(14)에서 β 와 ω 그리고 g 는 11개의 파수 영역에 대한 소산 계수, 단일 산란 알베도 그리고 비대칭 인자이다. 그리고 a 와 b , c 는 회귀 계수들이며 D_e 는 유효 입자 크기로서 산란체의 직경을 의미한다.

이 연구에서는 권운 속 빙정들에 의한 복사의 산란 과정을 모수화 하였다. 이 연구에서 구름 속의 빙정들의 크기 분포 자료는 항공기에 의하여 관측된 권운 속 빙정으로, Fu(1996)가 사용한 28종과 Mitchell and Amott(1994)의 2종을 사용하였으며 이들 30종 중 21종은 중위도 지방, 9종은 적도 지방의 권운 속의 관측된 자료를 사용하였다. Key *et al.*(2002)은 개별적 빙정 모양에 따른 광학적 특성을 모수화하는데 이 자료를 사용하였다. 이러한 빙정관측 자료는 Yang *et al.*(2001)의 방법에 따라 식 (12)-(14)는 다음과 같이 모수화된다.

$$\beta = \int_{L_{min}}^{L_{max}} (\sum_i C_{ext,i}(L)f_i(L)n(L))dL \tag{15}$$

$$\omega = \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \sum_i C_{scat,i}(L)f_i(L)n(L)dL}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \sum_i C_{ext,i}(L)f_i(L)n(L)dL} \tag{16}$$

$$g = \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \sum_i C_{scat,i}(L)g_i(L)f_i(L)n(L)dL}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \sum_i C_{scat,i}(L)f_i(L)n(L)dL} \tag{17}$$

이 식들에서 C_{ext} 와 C_{scat} 는 평균 소산 단면과 산란 단면을 의미한다. 그리고 f_i 는 빙정의 종류를 나타내는 함수로서 이 연구에서는 플레이트, 컬럼, 홀로우-컬럼, 블렛-4, 블렛-6, 어그리게이션의 6종류에 대하여 계산하였고 이들 중에서 일부의 모양은 Fig. 1과 같고 Yang *et al.*(2001)의 단일산란특성 자료를 이용하였다. 이 단일산란특성 자료는 0.25~5.0 μm 의 파장 영역에 대하여 2~5000 μm 의 빙정크기를 가정하여 빙정 모양에 따라 계산된 자료이다. 그리고 n 은 빙정들의 수밀도로서 Fu(1996)과 Mitchell and Amott(1994)에 의한 30 종류의 빙정 크기 분포를 의미하며, L_{min} 와 L_{max} 는 빙정들의 최대 및 최소 크기이다. 식 (15)-(17)의 f_i 에 대한 값들은 Yang *et al.*(2000)의 값들을 사용하였으며 빙정의 크기가 70 μm 이하인 경우 블렛-로젯, 플레이트, 홀로우-컬럼에 대하여 f_i 는 각각 0.50, 0.25, 0.25이고, 빙정의 크기가 70 μm 이상인 경우는 어그리게이션, 블렛-로젯, 홀로우-컬럼, 플레이트에 대하여 0.30, 0.30, 0.20, 0.20이다.

그리고 권운 속의 빙정들에 의한 권운의 광학 두께 (τ_c)는 다음과 같다.

$$\tau_c = \beta Ca \tag{18}$$

이 식에서 C 는 단위 체적당 빙정의 질량(gcm^{-3})이고 z 는 구름의 높이를 의미한다.

2.3. 복사 및 복사 대류 평형 온도

임의의 대기 기층에서 복사 평형 상태는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

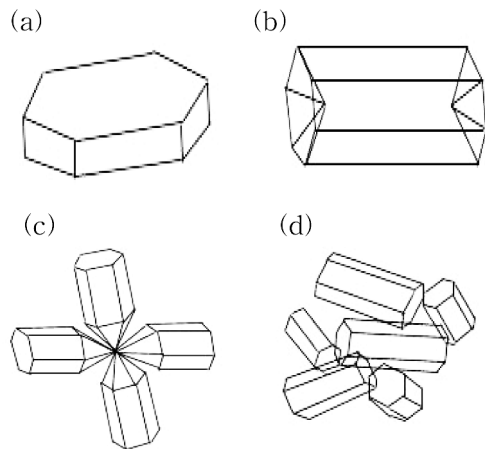


Fig. 1. The ice crystal habits. Panel (a), (b), (c) and (d) are plate, hollow-column, bullet rosette(bullet-4), and aggregation, respectively.

$$\left[\frac{\partial T}{\partial t} \right]_R = \frac{g}{C_p} \frac{\partial F_{NET}(p)}{\partial p} = 0 \quad (19)$$

여기서 T , t , p , g , C_p , $F_{NET}(p)$ 는 각각 기온, 시간, 기압, 중력가속도, 정압비열, 순 복사속 밀도이다. 그러나 식 (19)를 직접 계산하여 모든 기층에서 복사 평형 온도를 계산하는 것은 쉽지 않다. 그러므로 이 연구에서는 초기의 기온 분포를 가정하고, 식 (19)에 의하여 주어지는 복사속 밀도의 변화에 따른 기온의 변화율을 계산하며 이 변화율을 이용하여 점차적으로 온도 분포를 수정하여 평형 분포에 도달하게 된다. 이 과정을 식으로 표시하면 다음과 같다.

$$T(p, t_{n+1}) = T(p, t_n) + \left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{R, t=t_n} \Delta t, \quad (n = 0, 1, \dots, N) \quad (20)$$

$$\text{MAX}[T(p, t_{n+1}) - T(p, t_n)] < \delta \quad (21)$$

여기에서 $T(p, t_{n+1})$ 와 $T(p, t_n)$ 은 시간 $t = t_{n+1}$ 과 $t = t_n$ 일 때 기압이 p 인 기층의 온도이고 Δt 는 온도 분포를 수정하는 시간 간격($\Delta t = t_{n+1} - t = t_n$)이다. 복사 평형 온도를 계산하기 위하여 식 (20)의 수렴 조건이 필요하고 이 때 δ 는 아주 작은 정수이다.

복사 대류 평형 상태는 연직 방향의 에너지 수송이 복사와 대류에 의하여 일어나는 것으로 가정된 상태로서 대류권의 기온 감률이 임계 기온 감률(건조 및 습윤단열감률) 이하인 경우는 식 (20)에서 다음을 만족한다.

$$\left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{RC, t=t_n} = \left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{R, t=t_n} \quad (22)$$

여기서 $[\partial T(p, t)/\partial t]_{RC, t=t_n}$ 은 시간 $t = t_n$ 에서 복사 대류에 의한 온도 변화를 의미하고 기온 감률이 임계 기온 감률을 초과할 경우는 다음을 만족한다.

$$T(p, t_{n+1}) = T(p, t) + \left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{RC, t=t_n} \Delta t, \quad (n = 0, 1, \dots, N) \quad (23)$$

그리고 지표면에서의 경계 조건은 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{C_p}{g} \int_{p_T}^{p_0} \left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{RC, t=t_n}$$

$$dp = \frac{C_p}{g} \int_{p_T}^{p_0} \left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{R, t=t_n} dp + (-F_0 + S_0) \quad (24)$$

이 식에서 p_T 와 p_0 는 대류 층 상부와 지표면 기압이며 F_0 와 S_0 는 지표면에서 상향 적외 복사속 밀도와 하향 태양 복사속 밀도이다. 그리고 대류 층이 지표면에 접하고 있지 않은 경우는 지면과 대기 사이에 대류에 의한 에너지 교환이 없으므로 다음과 같다.

$$\frac{C_p}{g} \int_{p_T}^{p_B} \left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{RC, t=t_n} dp = \frac{C_p}{g} \int_{p_T}^{p_B} \left[\frac{\partial T(p, t)}{\partial t} \right]_{R, t=t_n} dp \quad (25)$$

여기서 p_B 는 대류층 하부의 기압이다.

3. 결과 및 토의

3.1. 빙정 종류와 크기에 따른 권운의 광학 두께와 복사속 밀도

이 연구에서 식 (12)-(14)의 빙정들의 유효 입자 크기는 Fig. 2에 나타내었다. 이 그림에서 표본 구름은 항공기에 의하여 관측된 30종류의 권운 속 빙정을 의미하는 것으로서, 1~21까지는 중위도 지방의 권운이고 22~30은 적도 지방의 권운 속 빙정이다. 이 그림에서 보는 바와 같이 권운 속 빙정 유효 입자 크기는 관측된 구름의 30 종류에 따라 6~220 μm 까지 변화가 다양하다. 식 (15)-(17)에 의하여 혼합된 빙정들의 유효 입자 크기도 9~146 μm 의 범위에서 변화하였고 빙정들의 크기가 변화하면 식 (12)-(14)에 의하여 빙

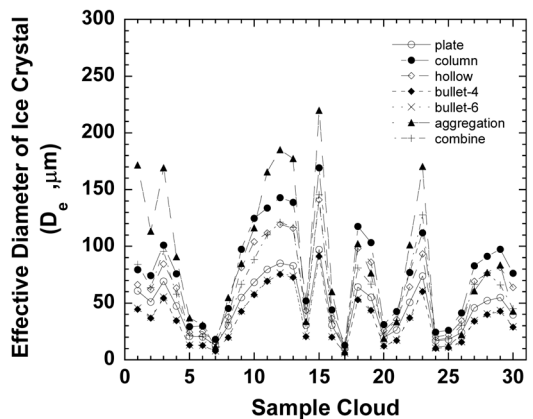


Fig. 2. The effective particle size of the 30 sample clouds when assuming different ice particle habits.

정의 산란 특성이 변화하는 것을 의미한다.

식 (18)에 따라 구름의 광학 두께는 소산 계수의 합수로 나타내어지고 소산 계수는 빙정 종류에 따른 빙정의 유효 입자 크기에 따라 좌우되며 빙정의 크기에 따른 소산 계수는 Fig. 3에 나타내었으며 빙정의 소산 계수는 빙정의 크기에 따라 지수적으로 감소한다.

그리고 빙정의 종류에 따른 권운의 광학 두께 변화를 Fig. 4에 나타내었다. 이 그림에서 권운은 200~260 hPa의 기압 고도의 3개 기층에 존재하는 것으로 가정하였고 각 기층 속 빙정의 질량은 10 gm^{-2} 로 가정하여 관측자료에 대한 광학두께가 계산되었다. 권운의 광학 두께는 Fig. 2에서 빙정 크기가 작을수록 증가하는 것을 볼 수 있다. 그리고 항공기 관측 자료에 따라 빙정의 종류별 권운의 광학 두께 변화는 평

균 약 160% 차이가 있었고 6가지 빙정 종류 중 불렛-4일때 광학 두께가 가장 크게 나타났으며 컬럼과 어그리게이션일 때 광학 두께는 가장 작았다.

Fig.4에서 가정된 구름내 빙정의 질량(광학두께)에 따라 계산된 태양 복사속 밀도를 Fig. 5에 나타내었으며 계산을 위하여 지표면의 알베도는 0.2로 가정하였으며 중위도 지방을 가정하여 태양 천정각의 코사인 값은 0.5로 계산하였다. 이와 같은 구름 조건에 따라 중위도 여름철 표준 대기 자료를 사용하여 대기의 상한과 지표면에서의 태양 복사속 밀도를 계산하였다. 관측 자료 17의 경우 권운의 광학 두께는 빙정 종류에 따라 $2.5\sim 5.6 \text{ gm}^{-2}$ 로 가장 크게 나타났고 이때 대기 상한에서의 순 하향 태양 복사속 밀도는 가장 적게 나타났으며 빙정 종류에 따라 $180\sim 257 \text{ Wm}^{-2}$ 까지

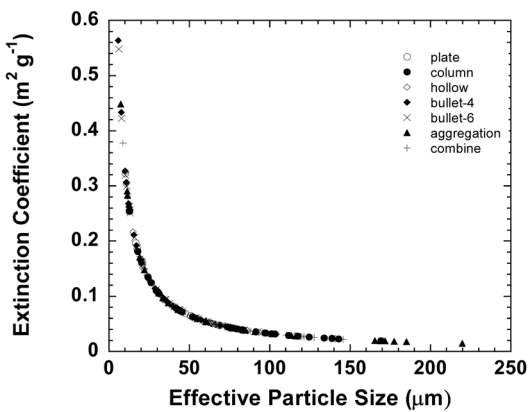


Fig. 3. The extinction coefficient as a function of the effective particle size.

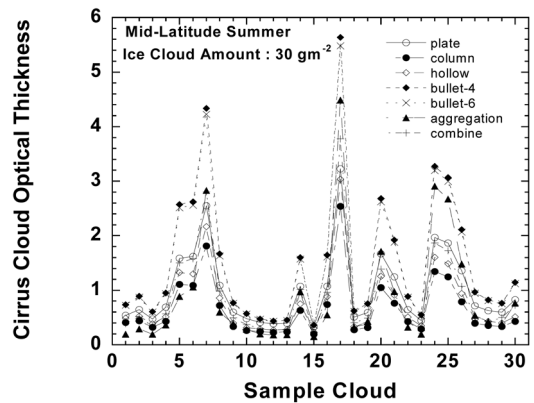


Fig. 4. The cirrus cloud optical thickness of 30 sample cloud when assuming different ice particle.

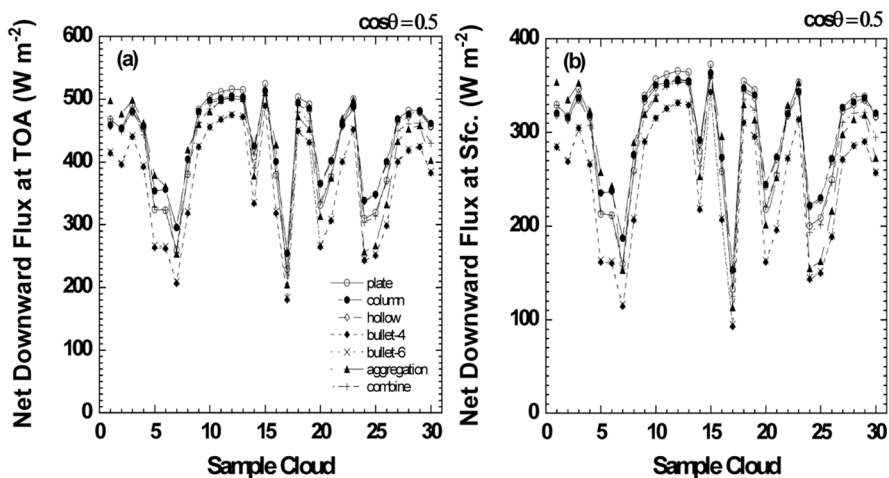


Fig. 5. The effect of particle habits on flux calculations at TOA(a) and surface(b) for a $\cos \theta = 0.5$.

변화하였다. 그러나 태양 복사속 밀도의 계산에 영향을 미치는 요소는 빙정의 광학 두께를 결정하기 위하여 사용된 소산 계수뿐만 아니라 단일 산란 알베도와 비대칭 인자도 중요한 역할을 하기 때문에 태양 복사속 밀도는 권운의 광학 두께만의 함수로 나타나지 않는다. Fig. 4에서 플레이트 형태의 빙정은 다른 종류의 빙정들의 광학 두께 값의 중간 정도이나 Fig. 5(a)에서는 순 하향 태양 복사속 밀도 값이 다른 종류의 빙정들에서보다 큰 경우가 나타난다. Fig. 5(b)는 지표면에서의 순 하향 태양 복사속 밀도 값으로서 Fig. 5(a)와 마찬가지로 경향을 나타내고 있다.

3.2. 구름 없는 맑은 대기에서 복사 평형 온도의 연직 분포

식 (19)-(25)에서 논의한 방법으로 구름 없는 맑은 대기에서의 복사 평형 온도를 계산하여 Fig. 6에 나타내었다. 이 그림에서 복사 평형 온도를 계산하기 위하여 여름철 표준 대기 자료를 사용하였고 복사 평형에 도달하기까지 수증기 혼합비 변화와 상대습도의 변화가 없는 두 경우를 가정하였다. 수증기 혼합비가 일정한 경우는 기온 변화에 따라 수증기량의 변화를 고려하지 않은 것을 의미한다. 그리고 상대습도의 변화가 없는 경우는 기온 변화에 따라 포화 수증기압이 변화하므로 상대습도가 일정하기 위해서는 물의 상변화를 통하여 수증기압이 변화해야 한다. 따라서 복사 평형을 계산하는 과정에서 상대습도가 일정하다는 것은 기온 변화에 따라 수증기량이 변화하는 것을 의미

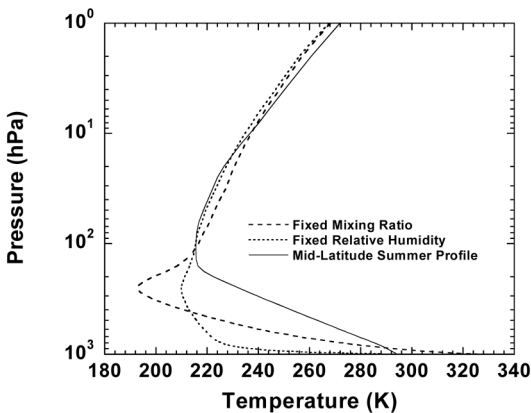


Fig. 6. The pure radiative equilibrium temperature profiles with mid-latitude summer standard atmosphere. The solid line is mid-latitude summer profile, dotted is the equilibrium temperature with fixed relative humidity, and dashed line is the equilibrium temperature with fixed mixing ratio of water vapor.

하고 이 경우 증감하는 수증기량에 의한 온실효과가 나타난다. 이 그림에서 보는 바와 같이 100 hPa 이상의 기압 고도에서는 중위도 여름철 표준 대기 자료에 의한 기온과 복사 평형 온도의 변화 경향이 비슷하게 나타난다. 그러므로 성층권 이상의 기온은 복사 효과가 매우 중요한 것을 알 수 있다. 그러나 대류권에서는 표준 대기 자료와 복사 평형 온도의 차이가 크다. 즉 대류권 상부에서 혼합비를 일정하게 놓았을 경우의 복사 평형 온도는 190 K로서 표준대기 자료보다 약 40 K 정도 낮고 지표면에서는 30 K 이상 복사 평형 온도가 크게 나타난다. 이러한 대기권의 기온 분포는 매우 불안정하여 연직 대류 현상을 유발하게 된다. 따라서 대류권에서의 기온 분포는 복사 평형 이외에 대류 현상을 포함한 역학적 측면이 중요함을 알 수 있다. 이러한 경향은 상대습도를 일정하게 놓았을 경우도 마찬가지로서 고도 증가에 따른 기온 감소가 급격히 이루어지기 때문에 불안정하다. 그러나 상대습도가 일정한 것으로 가정하였을 경우는 기온 감소에 따라 수증기량의 감소가 수증기에 의한 온실효과를 낮추기 때문에 지표면에서의 복사 평형 온도가 혼합비를 일정하게 놓았을 경우 보다 작게 나타난다.

Fig. 6은 대류권에서 대류 현상이 포함되어있지 않기 때문에 이 지역에서 복사 평형 온도가 실제 대기의 기온과 큰 차이를 보였다. 따라서 대류권에서 대류 현상이 포함된 복사 대류 평형 온도를 계산하여 Fig. 7에 나타내었다. 이 그림에서 대류 현상은 지표면에서부터 200 hPa까지 나타나는 것으로 가정하였고 200 hPa 기압 고도 이하에서 기온의 연직 분포는 습윤 단열에 따라 변화하는 것으로 하였다. 대류 현상을 포함시켰을 경우 대류권의 온도는 표준 대기 자료와 기온 변화 경향이 유사하게 나타났다. 수증기 혼

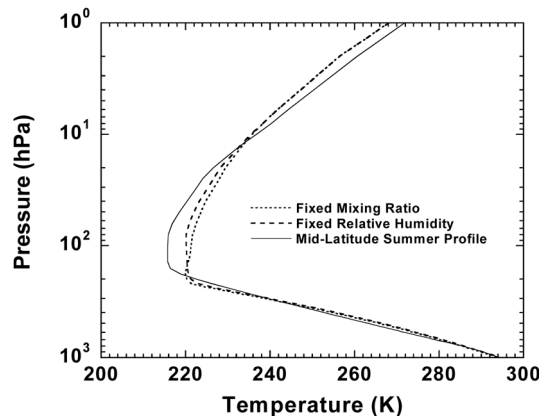


Fig. 7. Same as Fig. 6, except for radiative convective equilibrium.

합비와 상대습도가 일정할 경우 모두 여름철 표준 대기 자료와의 온도 차이가 0.3 K 이하였다. 이 계산을 위하여 대류 현상이 일어나는 기압 고도를 200 hPa로 가정하였으나 이 기압 고도가 변화하면 복사 평형 온도는 다소 변화한다.

3.3. 구름이 존재하는 대기에서 복사 평형 온도 변화

구름 속의 빙정의 역할을 알아보기 위하여 모형 내에 구름층을 가정하여 복사 속 밀도 및 복사평형 온도를 계산하였다. 구름은 그 종류 및 고도가 지역과 시간에 따라 다양하다. 그러므로 구름의 형태와 종류 등을 정확하게 분리하기는 쉽지 않다. 일반적으로 상층운이 -40°C 이하일 경우 구름 속의 수액은 대부분 빙정화되기 때문에 이 구름의 성분은 빙정으로 간주한다(Kärcher and Spichtinger, 2009; Koop *et al.*, 2000). 그리고 중층운 및 하층운은 물방울과 빙정이 섞여있으나 그 비는 지역과 정확한 구름의 고도에 따라 변화한다. 그러나 이와 같은 빙정과 물방울의 비가 연구의 핵심이 아니므로 이 연구에서는 구름을 상층운(200~260 hPa), 중층운(500~600 hPa) 그리고 하층운(800~900 hPa)으로 분리하였고 이들 중에서 중층운과 하층운은 물방울로만 구성된 것으로 가정하였으며 상층운은 빙정으로 가정하였다. 그리고 운량도 지역과 시간에 따라 크게 변화하나 이 연구에서는 빙정 종류별 상대적인 기후 효과를 추정하는 것이 목적이므로 운량은 1로 가정하였다.

중층운의 경우 구름의 광학 두께가 16일 때 여름철 표준 대기 자료에 의한 복사 대류 평형 온도를 Fig. 8

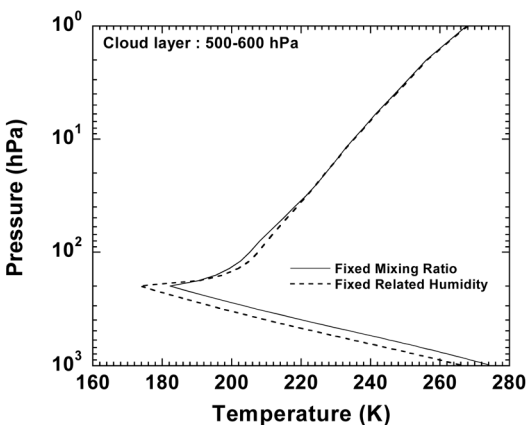


Fig. 8. The radiative convective equilibrium temperature profiles for the middle cloud(500~600 hPa). The dotted is with fixed relative humidity and solid line is with fixed mixing ratio of water vapor.

에 나타내었다. 이 그림에 의하면 구름의 상부에서는 복사 냉각이 일어나기 때문에 평형 온도는 수증기 혼합비 및 상대습도를 일정하게 놓았을 경우 각각 182.2, 173.6 K까지 낮아짐을 볼 수 있다. 이 경우 상대습도가 일정할 경우 기온이 낮아지면서 수증기량이 감소하기 때문에 수증기에 의한 온실효과 감소로 혼합비가 일정할 경우 보다 기온이 낮아진다. 그리고 지표면의 평형 온도 역시 구름에 의한 복사의 흡수 및 차단 효과 때문에 혼합비 및 상대습도를 일정하게 놓았을 경우 각각 274와 266 K로 표준 대기보다 낮게 나타난다.

Fig. 9는 마찬가지로의 중층운에 대하여 여름철 표준 대기 자료를 사용하였을 경우 구름의 광학 두께 변화에 따른 대기 상한과 지표면에서의 복사 평형 온도를 나타낸 것이다. Fig. 9(a)에서 지표면의 복사 평형 온도는 약 260부터 305 K까지 구름의 광학 두께에 따라 변화하고 있음을 볼 수 있다. 중위도 여름철 표준 대기 자료에서 지표면의 온도는 294 K이고 이 온도 값은 구름의 광학 두께가 약 2.5일 경우 나타난다. 구름 광학 두께가 2.5보다 작을 경우는 지표면의 온도가 이 구름의 온실효과에 의하여 상승하게 된다. 그러나 구름의 광학 두께가 2.5이상일 경우 중층운은 태양 복사의 흡수 및 차단 효과 증가로 인하여 지표면 온도는 감소하게 된다. 따라서 구름은 그 위치와 고도 및 광학 두께에 따라 지표면의 온도 변화에 다른 영향을 주게 된다. 상대습도가 일정할 경우는 Fig. 6에서 설명한 바와 같이 구름 아래층의 대기에서 수증기에 의한 온실효과 감소 때문에 혼합비가 일정한 경우 보다 지표면의 복사 대류 평형 온도를 낮게 한다. Fig. 9(b)는 대기 상한에서의 복사 대류 평형 온도를 나타낸 것이다. 여름철 표준 대기 자료에서 복사 대류 평형 온도 272 K이고 복사 대류 평형 온도는 수증기 혼합비와 상대습도가 일정할 경우 및 구름 광학 두께에 따라 267과 269 K 사이에서 변화하였다. 구름이 존재할 경우 Fig. 8에서 본 바와 같이 구름 상층 대기는 복사 냉각이 강하게 일어나기 때문에 대기 상한에서의 복사 평형 온도는 표준 대기의 기온 보다 다소 낮게 나타난다. 특히 대기 상한에서 이러한 복사 평형 온도의 감소는 구름의 광학 두께가 3-7인 경우에 가장 크게 나타났고 이는 구름의 광학 두께에 따른 복사의 산란이 이 근처에서 가장 잘 일어나기 때문이다. Fig. 9와 마찬가지로의 경우로서 하층운인 경우는 Fig. 10에 나타내었다. Fig. 10(a)의 지표면 복사 대류 평형 온도는 약 237~295 K의 범위에서 변화함을 알 수 있다. 이 경우는 Fig. 9의 경우 보다 구름의 고도가 낮기 때문에 구름의 기온이 중층운보다 높고 이에 따른 태양 복사의 흡수가 크다. 따라서 지표면의 온실효과는 중층운의 경우보다 작게 나타나고 이

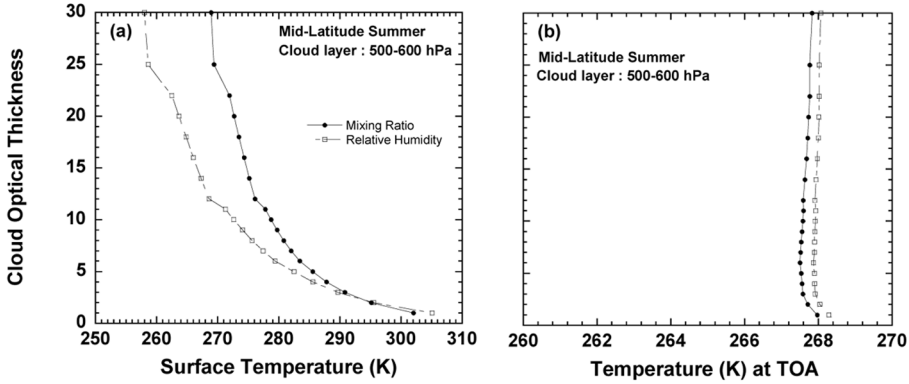


Fig. 9. The variation of radiative convective equilibrium temperatures with cloud optical thickness at the surface(a) and TOA(b) for the middle cloud(500~600 hPa).

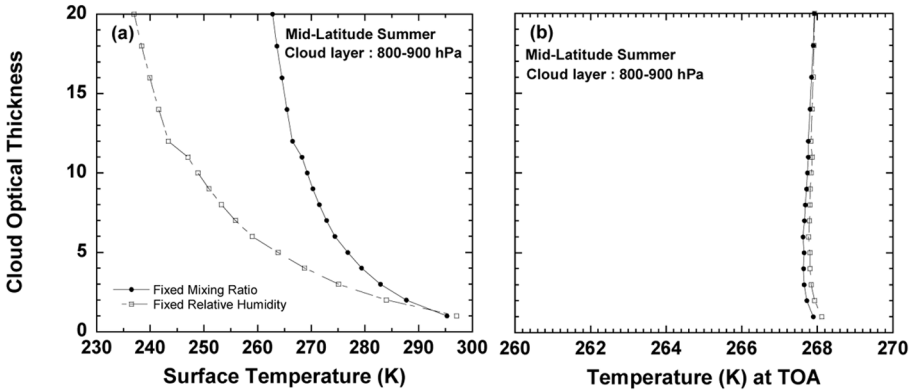


Fig. 10. Same as Fig. 9, except for the low cloud(800~900 hPa).

구름에 의하여 온실효과가 나타나기 위해서는 구름 광학 두께가 2이상이 되어야 함을 알 수 있다. Fig. 10(b)의 대기 상한의 경우 복사 대류 평형 온도는 267.7과 268.2 K 범위에서 변화하며 Fig. 9와 경향이 비슷하다

상층운인 경우는 앞에서 설명한 바와 같이, 구름 입자들이 빙정으로 구성된 것으로서 빙정의 모양은 6가지(plate, column, hollow-column, bullet-4, bullet-6, aggregate)를 고려하였고 이들에 의한 광학 두께는 식 (18)과 같이 계산하였으며 이 식에서 기층 내의 빙정의 질량은 C_z 이다. 따라서 기압이 200 hPa부터 260 hPa 까지 3개의 기층에 권운이 존재하고 각각의 기층에 빙정의 질량이 30 gm^{-2} 인 경우 복사 대류 평형 온도는 Fig. 11에 나타내었다. Fig. 11(a)에서 보는 것처럼 빙정의 종류에 따라, 여름철 표준 대기 자료에 의한 지표면의 기온 294 K 보다 낮은 경우도 있고 반대로 높은 경우도 있음을 볼 수 있다. Fig. 2와 4에서 빙정

의 크기가 작고 광학 두께가 두꺼울수록 권운이라 할 지라도 지표면 온실효과는 거의 없고 태양 복사의 흡수 및 차단 효과가 강하게 나타나기 때문에 지표면에서의 복사 대류 평형 온도는 표준 대기 자료보다 작게 나타난다. 지표면의 온실효과는 30 종류의 구름 관측 자료와 빙정의 종류에 따라 변화한다. 관측 자료의 1~4의 경우는 지표면에서 어그리게이션의 복사 평형 온도가 가장 높고 불렛4가 가장 낮으며 그들의 온도 차이는 약 10 K 내외이다. 그리고 관측 자료의 10~20의 경우는 대부분 플레이트 형태의 빙정에 대한 복사 평형 온도가 가장 높게 나타나며 그 이외의 경우는 컬럼 형태의 빙정이 가장 높은 복사 평형 온도를 나타낸다. 또한 불렛-4는 30종류의 전체 관측 자료에 대하여 가장 낮은 복사 평형 온도를 나타낸다. 빙정의 종류별 복사 평형 온도 차이의 최대는 관측 자료 17의 경우에 나타나고 이때 복사 평형 온도 차이는 약 15 K이며, Yang *et al.*(2000)의 빙정 분포에 따른

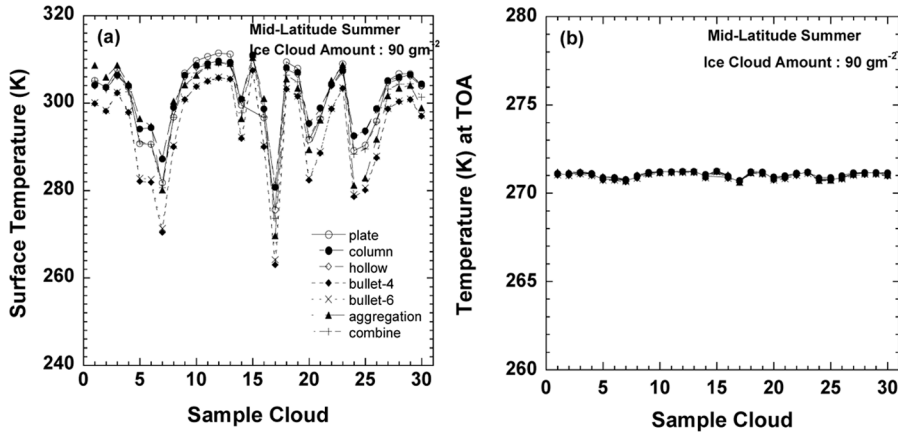


Fig. 11. The variation of radiative convective equilibrium temperatures with ice crystal habits at the surface(a) and TOA(b) for the cirrus cloud(200~260 hPa).

혼합형은 각 빙정들에 의한 최대 및 최소 복사 평형 온도의 중간 정도이다. 이와 같이 구름의 종류와 빙정의 종류에 따라 복사 평형 온도 변화는 구름의 산란 특성(소산 계수, 단일 산란 알베도, 비대칭 인자)에 따라 다양하게 변화하기 때문에 권운 속의 빙정 크기에 따른 복사 과정은 조심스럽게 취급되어야 한다. 이 그림에서 대부분의 관측 자료들은 권운 내에 있는 기층의 빙정 질량이 30 gm^{-2} 인 경우 지표면의 복사 평형 온도는 여름철 표준 대기 자료보다 크게 나타나 중층운이나 하층운에 비하여 온실효과가 강한 것을 알 수 있다. 또한 항공기 관측 자료 중 1~28은 중위도 지방의 권운 자료로서 지역이나 권운의 종류에 따라 복사 평형 온도가 크게 변화함을 알 수 있다. 관측 자료 29~30은 열대 지역의 권운 자료로서 최근의 지구 온난화 현상과 관련하여 관심 대상이 되고 있는 구름이다. 열대 지역의 이러한 권운은 열대 지역 해수면 온도 상승에 중요한 효과를 나타내는 것으로 알려지고 있으며, 이 연구에 의한 복사 대류 평형 온도 계산 결과와 관련이 있을 것으로 분석된다. Fig. 11(b)는 대기 상한에서의 복사 대류 평형 온도로서 권운의 상층 대기에서의 복사 냉각이 중층운과 하층운에 비교하여 크지 않기 때문에 대기 상한에서의 복사 평형 온도는 표준 대기 자료의 272 K와 비슷한 271~272 K 사이의 값을 나타냈으며 빙정의 종류별 차이는 1 K 이내이다.

4. 결 론

이 연구는 항공기에 의하여 관측된 권운 속 빙정들의 특성에 따라 복사속 밀도 및 복사 평형 온도 변화를 계산하여 권운의 기후 효과를 추정하는 것이다. 이

연구에서는 빙정들의 크기와 종류에 단일 산란 특성을 계산하였고 이 결과를 이용하여 권운의 광학 두께를 결정하였다. 그 결과 권운의 광학 두께는 빙정의 크기가 작을수록 증가함을 알 수 있었고 빙정 종류에 따라 광학 두께가 가장 큰 종류는 불렛-4이었으며 가장 작은 것은 컬럼과 어그리게이션이었다.

이 연구에서 권운은 200~260 hPa의 기압 고도의 3개 기층에 존재하는 것으로 가정하였고 각 기층 속 빙정의 질량은 10 gm^{-2} 로 가정하였다. 그 결과 대기 상한에서의 순 하향 태양 복사속 밀도는 권운 광학 두께와 대체로 반비례하였다. 그러나 태양 복사속 밀도의 계산에 영향을 미치는 요소는 빙정의 광학 두께를 결정하기 위하여 사용된 소산 계수뿐만 아니라 단일 산란 알베도와 비대칭 인자도 중요한 역할을 하기 때문에 태양 복사속 밀도는 반드시 권운 광학 두께의 함수로 나타나지는 않는다.

태양 복사속 밀도를 계산한 경우와 마찬가지로 조건이나 기층의 빙정 량을 30 gm^{-2} 로 복사 대류 평형 온도를 계산하였다. 그 결과 빙정의 크기가 작고 광학 두께가 두꺼울수록 권운에 의한 지표면의 온실효과는 매우 작게 나타나 복사 대류 평형 온도는 표준 대기 자료 보다 작았다. 빙정의 종류별로는 항공기 관측 자료에 따라 다소의 차이가 있지만 컬럼과 어그리게이션 및 플레이트 형태가 지표면의 온실효과를 나타내는데 효과적이고 불렛-4에 의한 평형 온도는 가장 낮아 태양 복사의 흡수 및 차단 효과가 가장 큰 빙정이었으며 이 두 종류에 의한 복사 평형 온도 차이는 항공기 관측 자료에 따라 3~15 K에서 변화하였다.

위의 결과들은 구름의 전운량을 1로 가정하여 계산한 결과이다. 그러나 전 지구대기의 권운이 20~30% 정도이기 때문에 이 결과에 의한 복사 평형 온도 및

온실효과와 실제와 차이가 있을 수 있다. 또한 권운 속의 빙정은 권운의 기온과 기압 등 다양한 변수에 의하여 그 형태가 변화하기 때문에 이들의 정확한 효과를 평가하기 위해서는 다른 관측 자료 등을 포함하여 지속적인 연구가 선행되어야 할 것이다.

기후 모형을 비롯하여 대부분의 수치 모델에서 권운 또는 상층운에 관련된 복사 모수화는 이 연구 결과와 같이 빙정 종류를 고려하지 못하고 있다. 그러나 수치 모형의 정확성 향상을 위하여 이러한 빙정 종류 및 크기 효과에 관한 많은 연구가 진행되고 있기 때문에 이들의 효과가 점차적으로 고려될 것이고 이 경우 빙정의 종류 및 크기에 따른 복사의 산란 과정은 조심스럽게 취급되어야 한다.

사 사

본 연구는 2006년 한국과학재단의 “선도 기초 과학 연구실 지원” 사업의 일환으로 수행되었습니다.

참고문헌

- Chou, M.-D., K.-T. Lee, Ping Yang, 2002: Parameterization of shortwave cloud optical properties for a mixture of ice particle habits for use in atmospheric models. *Journal of Geophysical Research*, **107**, AAC 22-1-9.
- Chou, M.-D., and M. J. Suarez, 1999: A solar radiation parameterization for atmospheric studies. NASA/TM-1999-104606, vol. **15**, 40 p.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, C. H. Ho, M.-H. Yan and K. T. Lee, 1998: Parameterizations for cloud overlapping and shortwave single-scattering properties for use in general circulation and ensemble models. *Journal of Climate*, **11**, 202-214.
- Chou, M.-D., and L. Kouvaris, 1991: Calculation of transmission functions in the IR CO₂ and O₃ bands. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 9003-9012.
- Fu, Qiang, 1996: An accurate parameterization of solar radiative properties of cirrus for climate models. *Journal of Climate*, **9**, 2058-2082.
- Key, J. R., P. Yang, B. A. Baum, and S. L. Naasiri, 2002: Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *Journal of Geophysical Research*, **107**, AAC (D13), 7-1-10.
- Koop, T., Luo, B., Tsias, A. and Peter, T., 2000: Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions. *Nature*, **406**, 611-614.
- Kärcher, B. and Spichtinger, P., 2009: Clouds in the Perturbed Climate System. Cambridge, MA, MIT Press. 597p.
- Liou, K. N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate process. *Monthly Weather Review*, **114**, 1167-1199.
- Mitchell, D. L., and W. P. Arnott, 1994: A model predicting the evolution of ice particle size spectra and radiative properties of cirrus clouds. Part II: Dependence of absorption and extinction on ice crystal morphology. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 817-832.
- Rossow, W.B., and Schiffer, R.A., 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 2261-2288.
- Wang, M. and Penner, J. E., 2010: Cirrus clouds in a global climate model with a statistical cirrus cloud scheme. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 5449-5474.
- Wylie, D. P. and Menzel, W. P., 1999: Eight years of high cloud statistics using HIRS. *Journal of Climate*, **12**, 170-184.
- Yang P., B. C. Gao, B. A. Baum, W. Wiscombe, Y. X. Hu, S. L. Nasiri, P. F. Soulen, A. J. Heymsfield, G. M. McFarquhar, and L. M. Miloshevich, 2001: Sensitivity of cirrus bidirectional reflectance to vertical homogeneity of ice crystal habits and size distribution for two MODIS bands. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 17267-17291.
- Yang P., K. N. Liou, K. Wyser, and D. Mitchell, 2000: Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 4699-4718.