Takahashi 구름모형에서의 얼음입자 충돌효율 개선

이한아 · 염성수*

연세대학교 대기과학과

(접수: 2011년 11월 22일, 수정: 2012년 1월 1일, 게재확정일: 2012년 1월 25일)

Implementation of Improved Ice Particle Collision Efficiency in Takahashi Cloud Model

Hannah Lee and Seong Soo Yum*

Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea

(Received: 22 November 2011, Revised: 1 January 2012, Accepted: 25 January 2012)

Abstract The collision efficiency data for collision between graupel or hail particles and cloud drops that take into account the differences of particle density are applied to the Takahashi cloud model. The original setting assumes that graupel or hail collision efficiency is the same as that of the cloud drops of the same volume. The Takahashi cloud model is run with the new collision efficiency data and the results are compared with those with the original. As an initial condition, a thermodynamic profile that can initiate strong convection is provided. Three different CCN concentration values and therefore three initial cloud drop spectra are prescribed that represent maritime (CCN concentration = 300 cm^{-3}), continental (1000 cm^{-3}) and extreme continental (5000 cm^{-3}) air masses to examine the aerosol effects on cloud and precipitation development. Increase of CCN concentration causes cloud drop sizes to decrease and cloud drop concentrations to increase. However, the concentration of ice particles decreases with the increase of CCN concentration because small drops are difficult to freeze. These general trends are well captured by both model runs (one with the new collision efficiency data and the other with the original) but there are significant differences: with the new data, the development of cloud and raindrop formation are delayed by (1) decrease of ice collision efficiency, (2) decrease of latent heat from riming process and (3) decrease of ice crystals generated by ice multiplication. These results indicate that the model run with the original collision efficiency data overestimates precipitation rates.

Keywords: Ice particle collision efficiency, Takahashi cloud model, bin microphysics

1. 서 론

에어로솔 (aerosol)의 일부는 대기 중에서 구름응결 핵(cloud condensation nuclei, CCN)으로 작용하여 구름입자의 성장과 발달 및 강수 생성에 결정적인 역할을 한다. CCN 수농도의 증가가 구름의 수명을 연장시키고 강수량을 감소시킬 수 있다는 여러 연구가 발

표된 바 있다 (e.g., Rosenfeld, 1999; Andreae *et al.*, 2004; Hudson and Yum, 2001). 그러나 CCN 수농도가 강수 발달에 미치는 영향은 대기의 열역학적 상태와 구름의 형태에 따라 다르게 나타날 수 있다. 일부 관측 결과와 모형 실험에서는 CCN 수농도가 높은 경우 오히려 더 많은 비를 내리기도 하였다 (Khain, 2009). 따뜻한 구름 (warm cloud)의 경우 대체로 CCN 수농도 증가에 따라 강수량이 감소하는 경향을 보이나, 얼음입자 (ice particle)를 포함하는 찬 구름 (cold cloud)에서는 반대의 경향을 보이기도 한다. 이것은 얼음입자의 생성과 발달 과정이 에어로솔 간접적 효과의 판

*Corresponding Author: Seong Soo Yum, Department of Atmospheric Sciences, College of Sciences, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea.
E-mail:ssyum@yonsei.ac.kr

도를 좌우하는 결정적 역할을 할 수 있음을 나타낸다. 따라서 구름모형에서 얼음입자 성장과정은 더욱 정확하게 처리되어야 함에도 불구하고 현실적으로 여러 가지 한계를 갖는다. 우선 얼음입자는 온도와 습도에 따라 다양한 밀도와 형태로 성장하지만, 모형 계산 과정에서는 이것을 모두 반영할 수 없다. 따라서 밀도에 따라서 우박 (hail)과 싸락눈 (graupel), 빙정 (ice crystal)으로 분류하고, 그 모양은 구 또는 원판으로만 한정한다. 또한 이 얼음입자들 사이의 충돌 (collision)을 고려하는 것은 더 복잡한 과정을 필요로 한다. 우박과 싸락눈은 수적 (cloud drop)보다 밀도가 낮아 구름 내에서 상승기류에 의한 성장을 더 오래 지속하게 되어 종종 큰 우박으로까지 성장하고 또한 영상의 기온에서는 용해되어 큰 빗방울을 형성한다 (Johnson, 1987). 싸락눈의 착빙 (riming)에 의한 성장은 적운의 얼음입자 성장 과정과 밀접한 관련이 있다 (Khain *et al.*, 2001). 따라서 싸락눈과 수적 또는 우박과 수적간의 충돌은 적운 발달에 결정적 역할을 할 수 있다.

몇몇 선행 연구에서 얼음입자를 포함하는 구름에 대한 모형 연구가 이루어졌으나 얼음입자와 수적간의 충돌효율 (collision efficiency)에 대한 자료가 절대적으로 부족하기 때문에 얼음입자의 성장과정에 대해서는 많은 가정이 포함될 수 밖에 없었다. 그 중에서도 얼음입자들 간의 충돌과정을 모두 고려하는 것은 매우 어려운 문제이다. Beheng (1978)은 싸락눈과 수적의 충돌 효율을 싸락눈과 동일한 부피를 갖는 수적과의 충돌효율과 같다고 가정하였다. 반면 다른 연구에서는 (e.g., Khain and Sednev, 1996; Khain *et al.*, 1999) 싸락눈과 수적의 충돌 효율을 싸락눈과 동일한 질량을 갖는 수적과의 충돌효율과 같다고 가정하여 계산하였다. Takahashi (1976a)의 구름모형 역시 싸락눈 혹은 우박과 수적의 충돌 효율이 동일한 부피를 갖는 수적과의 충돌효율과 같다고 가정하였다. 그러나 충돌 효율은 입자의 밀도에 따라 다르게 나타나므로 찬 구름에서 구름입자의 성장과정이 정확하게 묘사되지 않을 우려가 있다 (Khain *et al.*, 2001). 본 연구의 목적은 Khain *et al.* (2001)이 제시한 밀도에 기반한 싸락눈과 우박의 수적과의 충돌효율 값을 Takahashi 구름모형에 적용하여, 얼음입자를 포함하는 찬 구름의 발달과정을 더 현실적으로 묘사할 수 있는 방법을 모색하는 것이다.

2. 모형 및 실험 설계

2.1. 모형

본 연구에서 사용된 Takahashi구름모형은 2차원 비정수계 비탄성 모형으로서 깊은 대류계를 묘사하며, 모든 격자점에서 수문입자 (hydrometeors)의 크기 별

수농도가 계산되는 상세 미세물리 모형 (spectral bin microphysics model) 이다 (Takahashi, 1976a). 또한 물 입자뿐 아니라 빙정, 우박, 싸락눈으로 이루어진 찬 구름의 미세물리과정도 포함되어 있다. 수적, 우박, 싸락눈은 그 크기에 관계없이 모두 구형으로 가정하였으며, 반경에 따라 $2\mu\text{m}$ 에서 5.19 cm 까지 45개의 구간으로 세분화하였다. 수적의 밀도는 1 g cm^{-3} 이고, 우박과 싸락눈의 밀도는 각각 0.9 g cm^{-3} 과 0.3 g cm^{-3} 로 가정한다. 작은 입자 구간에서는 성장이 빠르기 때문에 지수분포를 사용하였으며, 각 bin에서 다음 구간의 bin에 속하는 입자의 질량이 2배가 되도록 설정되었다. 빙정은 온도와 습도에 따라 여러 가지 모양이 존재하나 본 모형에서는 원반형으로 가정하며, 밀도는 0.1 g cm^{-3} 로 가정하였다. 빙정은 반경에 대해 $20\mu\text{m}$ 에서 2.05 cm 까지 21 구간으로, 두께에 대해서는 5 구간으로 세분화 하며, 두께는 최소값이 $10\mu\text{m}$ 가 되도록 하였다. 각각의 강수입자에 대한 낙하속도를 계산하는 식은 Takahashi (1976a)에 자세히 설명되어 있다.

수적은 응결과 충돌병합과정에 의해 성장한다. 응결과정은 Kovets and Olund (1969) 방안 (Scheme)을 이용하여 수적의 수와 질량이 보존되도록 계산하였다. 충돌병합과정은 Berry (1967) 방안을 사용하여 계산하였으며, 충돌계수는 충돌하는 수적의 반경이 $30\mu\text{m}$ 이하일 경우 Klett and Davis (1973)의 값을, 그보다 큰 입자에 대해서는 Shafir and Neiburger (1963)의 값을 사용한다. 어느 과정을 살펴보면 수적 중에 반지름이 $20\mu\text{m}$ 이하의 작은 것이 얼면 빙정의 싹이 되어 눈으로 성장하는데, 이것은 Nakaya (1954)와 Aue (1971)가 관측한 빙정의 중심에 존재하는 구형의 입자를 고려한 것이다. 언 수적의 반지름이 $20\mu\text{m}$ 이상일 경우에는 밀도에 따라 우박이나 싸락눈으로 분류된다. 우박과 싸락눈은 착빙과 승화 (deposition)에 의해 성장한다. 성장 과정에서 밀도가 0.7 g cm^{-3} 이상인 입자는 우박으로 분류하고, 이보다 작은 입자는 싸락눈으로 분류한다. 언 수적의 밀도 ρ_f 는 얼 때의 낙하속도와 표면 온도에 의해 결정된다 (Macklin, 1962).

$$\ln \rho_f = 0.77 \ln Z_m - 2.3 \quad (1)$$

여기서 $Z_m = [\bar{r} V_s / (T_0 - T_s) 10^2]$ 이고, $\bar{r}$ 는 체적 class의 중앙이 되는 값이며, V_s 는 수적의 낙하속도, T_0 는 273 K , T_s 는 언 수적의 표면온도이다. 언 수적의 표면온도는 Mason (1956)을 참고하여 계산한다. Takahashi 구름모형에서 우박과 싸락눈은 서로 충돌병합과정을 하지 않는다고 가정한다.

2.2. Ice particle의 충돌과정

Fig. 1은 Takahashi 구름모형에서 얼음입자들의 충돌병합과정이 어떻게 처리되는지 그 과정을 간략하게

Fig. 1. A diagram of the collisional growth processes of ice particles in the Takahashi model.

나타낸 것이다. 수적이 싹라눈이나 우박과 충돌하여 어는 착빙과정을 통해 이들 얼음입자들이 성장하는데 이때 밀도에 따라 우박과 싹라눈으로 다시 분류된다. 빙정은 3가지 과정을 통해 생성된다. 첫 번째는 반경 $20\mu\text{m}$ 이하의 수적이 얼어서 생성되는 과정이고, 두 번째는 빙정핵 (Ice nuclei)의 활성화를 통해서, 마지막으로는 얼음입자와 수적과의 착빙과정에서의 빙정증식 (ice multiplication)에 의해 생성되는 것이다. Hallett and Mossop (1974)은 싹라눈과 큰 수적 (반경 $> 12.5\mu\text{m}$)의 충돌 시 빙정핵이 생기는 것을 실험실 연구에서 확인하였다. 큰 수적이 싹라눈과 착빙되면 표면부터 얼기 시작하는데 얼음층이 내부로 두꺼워지면서 내부 체적이 증가하게 되면 먼저 언 표면의 얼음층이 분열하여 작은 얼음입자들이 생성되고, 이것들은 각각 빙정의 싹이 된다. 이 현상은 온도가 너무 높으면 얼음층이 생기지 않고, 온도가 너무 낮으면 얼음층이 단단하고 견고하여 분열되지 않는다. 따라서 빙정증식 과정은 온도 -4°C 에서 -7°C 사이에 한정되며 그 확률은 1회 충돌에 0.003이다 (Takahashi, 1976a).

반경 R 의 얼음입자와 반경 r 의 수적이 충돌할 때의

충돌 인자 (collision kernels), K 와 충돌 효율 (collision efficiency), E 는 다음과 같다.

$$K(R, r) = \pi(R+r)^2 E(R, r)^2 |V_R - V_r|, \quad (2)$$

$$E(R, r) = Y_c / (R+r), \quad (3)$$

여기서 Y_c 는 얼음입자의 중심으로부터 수적이 포착 가능한 영역까지의 반지름이고, V_R 와 V_r 은 얼음입자와 수적의 낙하속도이다. 얼음입자와 충돌하는 모든 수적은 얼어 얼음입자로 포함되는데 이때 상변화에 의한 잠열이 발생한다. 따라서 충돌효율이 감소하면 충돌로 어는 수적의 수도 감소하여 잠열 발생 역시 줄어들게 된다. 여기서 빙정입자들끼리의 충돌은 고려되었으나 싹라눈과 우박은 수적 외의 다른 수문입자들과의 충돌은 고려하지 않는다. 즉 싹라눈과 빙정, 싹라눈 혹은 우박과의 충돌, 우박과 빙정 혹은 우박과의 충돌은 고려하지 않는다. 그 주된 이유는 이들 수문입자들의 충돌효율 값이 불분명하기 때문이다.

Khain *et al.* (2001)은 1에서 100 사이의 레이놀즈 수 구간에서 밀도에 따른 구형 입자의 충돌 효율과

Fig. 2. Collision efficiencies of cloud drop (dotted lines), graupel (solid lines) and hail (dashed lines) for 50 and 100 in radius.

Fig. 3. Initial cloud drop size distributions of the maritime, continental and extreme continental clouds simulated in this study.

충돌 인자 (collision kernel)을 계산하였다. 여기서 레이놀즈수는 관성력과 점성력의 비율을 나타내는 무차원수로, 얼음입자의 모양이 구에 가까울수록 레이놀즈수는 큰 값을 갖고, 얼음입자가 구의 형태와 거리가 멀거나 거칠기 (roughness)가 클 경우 0에 가까운 값을 갖는다. 1에서 100 사이의 레이놀즈 수를 갖는 입자들은 구의 형태를 갖는 입자로 가정할 수 있다. Khain *et al.* (2001)의 연구에 따르면 충돌효율은 입자의 밀도가 감소함에 따라 감소하는 경향을 보인다. 본 연구에서는 Khain *et al.* (2001)이 계산한 충돌효율을 Takahashi 구름모형의 싼락눈과 우박의 수적과의 충돌효율에 적용하였다. Fig. 2는 Khain *et al.* (2001)이 계산한 충돌효율 값의 예를 보여주는 것이다. 반경 50 μm 와 100 μm 를 갖는 싼락눈과 우박의 경우에 대해 밀도에 기반한 충돌효율 값을 기존의 동일한 부피를 갖는 수적으로 간주한 경우의 충돌효율과 비교한 것으로, 밀도가 작은 입자일수록 충돌효율 값이 작아지는 것을 볼 수 있다. 이것은 기존의 부피에 기반한 싼락눈과 우박의 수적과의 충돌효율 값을 사용한 Yang and Yum (2007)의 연구에서는 싼락눈과 우박의 착빙에 의한 성장과정을 과대모의 했을 가능성이 높다는 것을 시사한다.

2.3. 초기 조건 및 실험 설계

본 연구에서는 새로운 싼락눈과 우박의 수적과의 충돌효율을 적용하여 CCN 수농도 차이에 따른 구름과 강수 발달을 모의하고, 이를 기존의 싼락눈과 우박의 수적과의 충돌효율을 적용했을 때의 결과와 비교하였다. 먼저 초기 조건으로 주어지는 CCN 수농도에 따라 해양성 (maritime cloud, M)과 대륙성 (continental cloud, C), 오염된 대륙성 구름 (extreme continental

cloud, EC)으로 분류한다. 각각의 수농도는 300 cm^{-3} , 1000 cm^{-3} , 그리고 5000 cm^{-3} 으로 설정하였는데 이 값은 Yum and Hudson (2002)과 Yum *et al.* (2005)에 제시된 각 기단을 대표하는 CCN 수농도 관측 값에 근거한다. 공기 덩어리가 상승하여 포화되면 CCN으로

Fig. 4. Vertical profiles of temperature (solid line) and dew point temperature (dashed line) used as initial conditions for the model runs.

부터 수직으로의 변화는 순간적으로 일어나는 것으로 가정한다. 이때 생성되는 초기 수적크기분포는 다른 모형으로 미리 계산한 것을 사용한다. Takahashi (1976b)는 1차원 모형을 이용해 해양성 구름과 대륙성 구름의 연직 구조를 조사했는데, 이 실험에서 구름 하층부의 입자들은 CCN이 활성화된 직후의 크기 분포를 갖는다고 간주하였다. Fig. 3은 각 CCN 수농도에 대한 초기 수적크기분포를 보인 것으로 해양성 구름과 대륙성 구름의 분포는 Takahashi (1976b)의 실험

로부터 얻은 것이다. 오염된 대륙성 구름의 경우는 선행 연구에서 계산된 초기 값이 없으므로 작은 크기의 수적의 비율이 대륙성 구름보다 높을 것으로 가정하여 임의로 구성하였다.

초기의 대기연직구조는 Yang and Yum (2007)이 사용한 것으로 대류가용잠재에너지 (convective available potential energy, CAPE)가 3002 J kg^{-1} 이고 어는 고도 (freezing level, FL)가 3.1 km로 강한 대류가 발생하여 찬 구름이 발달하기에 좋은 조건이다. Fig. 4는 실험

Fig. 5. Vertical cross sections of hydrometeor mixing ratios (g kg^{-1}) for maritime (M), continental (C) and extreme continental (EC) clouds at 40 min of simulation with the original and new schemes; cloud drop (a), graupel (b), hail (c) and ice crystal (d).

에 사용된 대기 조건의 단열선도를 보인 것이다. 계산영역 중심부에 일부 공기덩어리의 온위를 0.3°C 증가시키고 그 부분이 과포화 되도록 처리함으로써 부력이 발생할 수 있는 자극을 주었다.

3. 결과 및 분석

3.1. CCN 수농도에 따른 차이

먼저 CCN 수농도의 차이에 따른 차이를 개선된 충돌효율을 사용했을 때의 결과를 바탕으로 살펴 보고, 나중에 기존의 충돌효율을 사용했을 때의 결과와 상

세히 비교하고자 한다. Fig. 5는 구름 발달 시작 40분 후의 수적과 싸락눈, 우박, 빙정의 혼합비 (mixing ratio)를 나타낸 것이다. Fig. 5(a)에서 새로운 충돌효율을 사용한 실험의 수적의 혼합비를 살펴보면 CCN 수농도 증가에 따라 혼합비가 감소하는 것으로 나타났다. Table 1은 실험 결과를 요약한 것으로 각 결과 값들은 전체 격자점과 시간에 대해 평균한 것이다. Table 1의 강수량 평균값 역시 CCN 수농도가 증가함에 따라 감소하고 있음을 확인할 수 있는데, 그에 반해 총 수액 혼합비 (Total hydrometeors mixing ratio)는 해양성과 대륙성, 오염된 대륙성이 큰 차이를 보이지 않

Fig. 5. Continued.

아 CCN 수농도가 높은 구름의 입자들이 구름 속에 체류하는 시간이 길다는 것을 알 수 있다. 수적들의 일부는 어느 고도인 3.1 km 위에 과냉각 수적의 형태로 남아 있으나 대체로 어느 고도 아래에 존재하며 지면에 닿아 있는데 이는 지면에 도달하는 강수입자들 때문이며, 실제 구름의 하단은 대략 1 km 고도에 존재한다. 과냉각 수적들은 얼음입자들과 충돌하여 싹라눈이나 우박이 된다. 또한 얼음입자들이 낙하하면 어느 고도 아래에서는 녹아 다시 수적이 되기도 한다. 따라서 얼음입자들 특히 우박 혼합비 증가는 어느 고도 아래에서 수적 혼합비 증가로 이어져 강수량을 증가시키는 원인이 된다. Fig. 5(b)와 5(c)는 각각 싹라눈과 우박의 혼합비를 보인 것이다. 우박의 경우 밀도가 크고 입자의 크기도 상대적으로 크기 때문에 어느 고도 아래에서도 미처 다 용해되지 못하고 지면 가까이 내려와 있는 것을 볼 수 있다. Fig. 5(d)의 빙정의 혼합비는 해양성 구름 보다는 대륙성 과 오염된 대륙성 구름에서 더 높게 나타난다. 빙정은 수적과 충돌할 경우 낮은 밀도로 인해 대체로 싹라눈으로 분류된다. CCN 수농도가 높을 경우 수적의 수농도도 높아지게 되고 크기는 작아지게 되는데 작은 수적들은 빙정과 충돌 효율이 낮아 싹라눈으로 발달할 확률도 낮아지게 된다. Fig. 5(b)에서 오염된 대륙성 구름의 싹라눈 혼합비가 낮은 이유 역시 Fig. 5(d)의 오염된 대륙성 구름의 빙정 혼합비가 높은 것과 관련이 있다.

Fig. 6은 수적과 얼음 입자들의 혼합비와 수농도를 전체 격자점에 대해 평균하여 시간에 따른 변화를 본 것이다. Fig. 6(a)의 수적 혼합비는 CCN 수농도가 높을수록 낮게 나타났으나 비교적 큰 차이를 보이지 않은 반면 Fig. 6(b)의 수적 수농도는 CCN 수농도에 따른 차이가 분명히 보인다. CCN 수농도가 가장 높은 오염된 대륙성 구름의 수적 수농도가 가장 높다는 것은 이 구름의 수적들의 크기가 다른 구름들에 비해 작다는 것을 나타낸다. 이것은 결과적으로 강수입자 성

장이 더디게 일어나고 있다는 것을 의미한다. Fig. 6(c)의 얼음입자 혼합비 역시 CCN에 따른 차이는 크지 않았다. 반면 얼음입자 수농도는 대륙성 구름이 가장 높게 나타났으며 오염된 대륙성 구름의 수농도는 오히려 해양성 구름보다 낮았다(Fig. 6(d)). 얼음입자의 수농도가 오염된 대륙성이 아닌 대륙성 구름에서 가장 높게 나타나는 것은 어느 확률과 관련이 있다. Fig. 7은 Takahashi 구름모형에서 사용하고 있는 Vali (1968)의 어느 확률을 나타낸 것이다. 본 실험에 사용된 사례에서 수적은 대부분 6 km 아래 존재하는데 Fig. 4에 의하면 6 km 부근의 온도는 영하 20°C이므로 수적의 반경이 100 μm 이상 되어야 얼 가능성이 높아진다. 따라서 대부분 100 μm 이하의 작은 수적으로 이루어진 오염된 대륙성 구름의 경우 얼음입자의 수농도가 상대적으로 낮다. Table 1의 결과에서도 대륙성 구름의 얼음입자 수농도가 가장 높게 나타났으며 오염된 대륙성 구름의 수농도는 해양성 구름보다 낮다. 이것은 오염된 대륙성 구름의 얼음입자들의 평균 크기가 다른 두 구름의 얼음입자들의 평균 크기보다 월등히 크다는 것을 말해준다. 대륙성 구름의 얼음입자 수농도가 가장 높은 이유는 대륙성 구름의 수적들이 열기 좋은 조건을 가졌기 때문이다. 해양성 구름의 수적은 크기가 커서 열기는 좋으나 수농도가 낮고, 오염된 대륙성 구름의 수적은 수농도는 높으나 너무 작아 거의 열지 못한다. 그러나 대륙성 구름의 수적들은 해양성 구름에 비해 수농도도 높으면서 얼 수 있는 임계치를 넘는 크기를 갖는 입자들이 오염된 대륙성 구름보다 많다. 따라서 대륙성 구름에서 가장 높은 얼음입자 수농도를 갖게 되며, 이로 인해 개선된 방법에서 얼음입자의 충돌효율이 감소한 효과가 가장 두드러지게 나타난 것으로 보인다. 얼음입자 충돌효율이 감소하면 충돌로 인해 입자 수농도가 감소하는 속도가 줄어들게 되는 반면, 빙정증식 효과의 감소와 대류의 약화는 전체적인 구름 입자들의 수농도를 감소시킨다. 즉, 서로 상반되는 두 효과를 모두 가지므로 주변 조

Table 1. Detail features of the simulated clouds using the original and new model. Precipitation amount is the hourly average accumulated value at a surface grid and others are the whole integration time and grid averages.

	M		C		EC	
	Original	New	Original	New	Original	New
Precipitation rate (mm h^{-1})	1.27	1.21	0.99	0.71	0.84	0.65
Total hydrometeors mixing ratio (g kg^{-1})	0.46	0.43	0.53	0.48	0.48	0.41
cloud drop mixing ratio (g kg^{-1})	0.17	0.16	0.14	0.11	0.11	0.09
Ice particles mixing ratio (g kg^{-1})	0.29	0.26	0.39	0.37	0.37	0.32
Ice particles conc. (cm^{-3})	0.026	0.020	0.163	0.164	0.017	0.015
Ice crystal conc. by ice multiplication (10^{-5}cm^{-3})	5.67	2.58	109.12	99.41	4.70	3.31

Fig. 6. The whole grid averages of mixing ratios and number concentrations of cloud drop and ice particles (graupel + hail + ice crystal) using the original and new schemes; cloud drop mixing ratios (a), cloud drop concentrations (b), ice particle mixing ratios (c) and ice particle concentrations (d).

Fig. 7. Freezing probability of cloud drop.

건에 따라 어느 효과가 우선되어 나타날지는 시간에 따라 다를 수 있다. Table 1의 대륙성 구름의 얼음입

자 수농도에서 기존 방법과 개선된 방법이 큰 차이를 보이지 않는 것도 이러한 이유 때문이다.

Fig. 8은 각 CCN 수농도에 대해 구름발달 시작 40 분 후의 수적과 싹라눈, 우박의 크기분포를 비교한 것이다. 수적의 크기분포는 초기 수적크기분포의 양상과 비슷하게 나타난다. 그러나 싹라눈과 우박의 경우 CCN 수농도가 높을수록 전체 수농도는 낮고 입자 크기는 더 크다. 오염된 대륙성 구름의 싹라눈과 우박 크기분포를 살펴보면 반경 $1000\mu\text{m}$ 이상의 입자들이 상당수 포함된 것을 알 수 있다. Fig. 5(c)에서 해양성 구름과 대륙성 구름의 우박은 2 km 고도 위에 존재하는 반면 오염된 대륙성 구름의 우박은 지면까지 내려온 이유도 큰 입자크기분포를 갖기 때문이다.

일반적으로 CCN 수농도의 증가는 수적의 성장을 방해하는 요소로 작용하여 구름의 지속시간을 증가시키고 강수 입자의 생성을 어렵게 하는 것으로 알려져 있으나, 본 결과에서 CCN의 수농도나 연직 온도분포, 상대습도, 불안정도 등 여러 가지 조건에 의해 반대의 현상이 나타날 수도 있음을 확인할 수 있

Fig. 8. The whole grid averages of cloud drop, graupel and hail size distributions at 40 min of simulation using original and new schemes.

다. 찬 구름의 경우 어느 고도 위에서는 물에 대해서는 포화되지 않더라도 얼음에 대해서는 포화될 가능성이 높아 상대적으로 수농도가 적은 오염된 대륙성 구름의 얼음입자가 승화에 의해 가장 빠르게 성장할 수 있다. 그러나 Table 1의 지표 강수량은 CCN 수농도 증가에 따라 감소하는 경향이 분명하게 나타났는데, 이것은 초기 수적크기분포의 영향이 컸을 것으로 생각된다. Fig. 3을 보면 해양성 구름의 초기 수적크기분포가 이미 상대적으로 큰 입자들로 이루어진 것을 알 수 있다. 오염된 대륙성 구름의 초기 수적입자들은 대부분 $5\mu\text{m}$ 이내에 분포하나 해양성 구름은 $10\mu\text{m}$ 이상의 입자를 상당부분 포함하고 있다. 이것은 CCN 수농도 증가가 강수량 감소를 유발한다는 에어러솔의 간접적 효과를 인위적으로 유도하는 효과를 가져올 수 있다. 즉, 초기 수적크기분포의 영향이 아니라면 지표 강수량은 얼음입자 발달 정도에 따라 본 실험의 결과와 다르게 나타날 수도 있으나 초

기분포에 의해 에어러솔 간접적 효과가 강제되어 나타났을 위험이 있으며 이는 향후 개선되어야 할 부분이다.

3.2. 싸락눈과 우박의 수적과의 충돌효율 개선 효과

3.2.1. 싸락눈과 우박의 성장속도 둔화

Khain *et al.* (2001)의 싸락눈과 우박의 수적과의 충돌효율을 Takahashi 구름모형에 적용한 실험 결과를 기존의 충돌효율을 사용한 결과와 비교하고자 한다. 우선 새로 적용된 충돌효율은 기존 충돌효율보다 값이 작기 때문에 일차적으로 싸락눈과 우박의 성장이 둔화될 것으로 예상할 수 있다. Fig. 8에서 구름발달 시작 40분 후 싸락눈과 우박의 크기분포를 살펴보면, 개선 방법의 분포가 기존 방법의 분포보다 전체적으로 낮게 나타난 것을 볼 수 있다. 이 결과는 개선 방법의 얼음입자들의 성장 뿐 아니라 생성도 적게 일어나고 있다는 것을 의미한다. 싸락눈의 오염된 대륙성

그림에서는 개선 결과의 수농도가 더 높게 나타난 것으로 보이나 200 μm 이상의 크기에서는 기존 방법의 수농도가 더 높으며 이는 큰 크기의 입자가 더 많음을 나타낸다. 즉 기존 방법에서 충돌에 의한 성장이 더 분명하게 나타남을 알 수 있다. 싹라눈과 우박의 혼합비 역시 개선된 방법의 결과에서 낮게 나타났다 (Fig. 5(b),(c)). 뿐만 아니라 충돌효율 값의 변화가 없었던 빙정의 혼합비 역시 개선모형이 기존모형보다 낮게 모의되었다 (Fig. 5(d)). 이것은 싹라눈과 우박의 충돌효율 감소가 단지 싹라눈과 우박의 성장을 더디게 하는 것에 그치지 않고 전체적인 수문입자들이 성장을 더디게 하는 영향을 주고 있음을 보여준다. Table 1에서 CCN 수농도에 관계 없이 모든 결과에서 강수량과 혼합비는 기존 모형보다 새로운 모형의 값이 작게 나타났다. 대륙성 구름의 얼음입자 수농도는 기존 방법의 값보다 개선 방법의 값이 약간 높았으나 그 차이는 크지 않다. Fig. 6의 결과에서도 모든 값들이 기존 방법보다 개선 방법에서 낮게 나타나는데 그 차이가 얼음입자가 생성되기 시작하는 15분 이후부터 나타나기 시작하는 것을 확인할 수 있다.

3.2.2. 대류의 약화

개선된 충돌효율을 적용했을 때 수문입자들의 혼합비와 수농도 감소 이유가 싹라눈과 우박의 충돌효율 감소로 인한 입자의 성장 둔화 때문이라는 것만으로는 설명이 충분하지 않다. Fig. 9는 연직 상승 속도 평균값의 시간에 따른 변화를 나타낸 것이다. 구름 발달 초반에는 기존 방법과 개선 방법의 결과가 큰 차이를 보이지 않거나 개선 방법의 상승속도가 약간 더 크게 나타났으나 얼음입자들의 성장이 본격화되기 시작하면 기존 방법의 상승속도가 더 높게 나타난다. 두 방법의 속도가 역전되는 시간은 오염된 대륙성 구름이 가장 늦게 나타나는데 이것은 앞서 설명한 바와 같이 오염된 대륙성 구름에서 싹라눈과 우박의 생성이 가장 더디게 일어나 개선된 충돌효율의 영향을 가장 늦게 받았기 때문인 것으로 생각된다. 얼음입자 충돌효율의 감소로 인해 싹라눈과 우박이 수적과 충돌할 때 착빙에 의해 발생하는 잠열이 감소하고, 이것은 적운 발달의 주 에너지원인 대류를 약화시키는 결과를 가져온다. 따라서 Table 1, Fig. 5, Fig. 6에서 개선 방법의 값들이 모두 기존 방법의 값들보다 작게 나온 주된 원인의 하나로 잠열 방출량 감소에 의한 대류의 약화를 지목할 수 있을 것이다.

3.2.3. 빙정증식에 의한 빙정 생성의 감소

앞서 설명한 바와 같이 빙정 생성 메커니즘 중의 하나는 착빙 과정에서 생성되는 빙정증식이다. 싹라눈과 우박의 충돌효율 감소는 바로 빙정증식에 의해

Fig. 9. The whole grid averages of updraft using original and new schemes.

생성되는 빙정의 수농도의 감소를 가져온다. Table 1의 마지막 행은 빙정증식에 의해 생성된 빙정의 수농도를 평균한 것으로 해양성, 대륙성, 오염된 대륙성 모두에서 기존 방법의 값보다 개선 방법의 값이 낮게 나타난 것을 알 수 있다. 싹라눈과 우박에 수적이 착빙하면 다시 싹라눈이나 우박이 되기 때문에 충돌효율의 감소가 싹라눈과 우박의 수농도 자체를 감소시키는 것은 아니나, 착빙에 의해 제거되는 수적의 수는 변화시킬 수 있다. Table 1에서 개선 방법의 얼음입자 수농도가 기존 방법보다 전체적으로 작은 것을 알 수 있다. 이것은 앞서 밝힌 바와 같이 전체적인 대류의 약화로 인해 야기된 부분도 일부 있으나 충돌효율의 감소로 인한 것으로도 설명할 수 있다. 빙정증식에 의한 빙정 생성이 대륙성에서 가장 높게 나타난 이유는 얼음입자들의 수농도가 대륙성 구름에서 가장 높기 때문이다. Fig. 10는 해양성 구름발달 시작 40분 후의 얼음입자들에 대해 각각의 혼합비와 수농도를 수평으로 평균하여 연직분포로 나타낸 것이다. Fig. 10(a)와 10(c)를 비교하면 개선 방법의 혼합비가 기존 방법에 비해 전체적으로 약간씩 감소하였으나 Fig. 10(b)와 10(d)를 비교하면 개선 방법의 빙정과 싹라눈의 수농도가 기존 방법의 결과보다 눈에 띄게 감소한 것을 알 수 있다. 빙정은 밀도가 낮아 수적과 충돌하면 대체로 싹라눈을 생성하므로 빙정 수농도의 감소는 곧 싹라눈 수농도의 감소로 이어질 수 있다. 또한 싹라눈은 다시 수적과 충돌하여 밀도가 0.7 g cm^{-3} 이상이면 우박으로 분류되므로 결과적으로 우박의 수농도까지도 감소시키는 효과가 있다. Fig. 1의 모식도에서 보인 바와 같이 싹라눈과 우박 수농도의 감소는 빙정증식에 의해 생성되는 빙정의 수농도를 감소시키게 되어 결과적으로 전체적인 얼음입자들의 수농도는 감소하게 된다.

Original scheme

(a)

(b)

New scheme

(c)

(d)

Fig. 10. Vertical profiles of mixing ratios (left) and number concentrations (right) for ice particles at 40 min of maritime case simulation; original (upper) and new (lower) schemes.

4. 요약 및 결론

Takahashi 구름모형은 물과 얼음입자의 미세물리과정을 직접 계산하여 찬 구름의 생성과 성장과정을 이해하고 분석하는데 유용한 도구이다. 그러나 관측자료의 미비와 물리과정의 복잡성으로 인한 이해부족 등, 여러 가지 현실적 제약과 불확실성으로 인해 계산과정에서 모수화와 가정이 불가피하다. 싹락눈과 우박의 충돌효율을 같은 부피를 갖는 수적의 충돌효율과 같다고 가정하는 것 역시 실제 관측자료가 절대적으로 부족한 현실적 한계로 인한 것이다. Takahashi 구름모형뿐 아니라 여러 선행 연구에 사용된 몇몇 spectral (bin) 모형들 역시 이와 비슷한 가정을 포함하고 있다. Khain *et al.* (2001)은 얼음입자의 밀도에 따른 충돌효율 값을 계산하였는데 그 연구에 따르면 충돌효율은 밀도가 작을수록 낮게 나타난다. 따라서 수적보다 밀도가 작은 얼음입자에 수적의 충돌효율을 적용할 경우 구름의 수문입자와 강수를 과대모의할 우려가 있다. 본 연구에서는 Khain *et al.* (2001)의 충돌효율을 Takahashi 구름모형의 싹락눈과 우박의 수적과의 충돌과정에 적용하여 찬 구름의 발달과정을 더 현실적으로 모사할 수 있는 방법을 모색하였다.

결과에서 CCN 수농도의 증가는 수적의 수농도를 증가시키는 반면 수적의 크기는 감소시키는 효과를 가져왔다. 그러나 얼음입자의 경우 수적의 어는 확률이 수적이 작을수록 감소하므로 CCN 수농도가 높은 오염된 대륙성 구름에서 가장 낮은 수농도를 보였다. 이는 어는 고도 위에서의 승화에 의한 얼음입자 성장을 용이하게 하여 오염된 대륙성 구름이 큰 얼음입자들을 가장 많이 포함하는 결과를 보여 주었다. 따라서 CCN 수농도의 증가에 따른 강수량의 변화는 얼음입자 생성과 발달에 따라 다르게 나타날 수 있음을 잘 보여 준다. 그런데 Takahashi 구름모형이 초기 CCN 수농도에 따라 이미 결정된 초기 수적크기분포를 따르도록 하기 때문에 에어러솔 간접적 효과가 강제적으로 발현하는 경향이 있으므로 이에 대한 개선이 절대적으로 필요할 것으로 나타났다.

싹락눈과 우박의 수적과의 충돌효율에 개선된 값을 적용하면 대류운의 발달과 강수 생성을 둔화시키는 효과가 있음을 알 수 있었다. 그 원인은 다음의 세 가지로 설명할 수 있다.

수적과의 충돌효율 감소는 싹락눈과 우박의 성장 속도 자체를 완화시킨다. 싹락눈과 우박의 성장은 찬 구름에서 강수 입자를 생성하는 주요 메커니즘이므로 결과적으로 강수 입자의 성장이 둔화된다.

얼음입자와 충돌할 수적이 얼면서 방출되는 잠열이 감소하여 구름 내 대류를 약화시킨다. 적운 발달의 주 에너지원인 잠열 방출의 감소는 구름의 성장을 더디

게 한다.

빙정 수농도 감소로 인해 결과적으로 얼음입자들의 전체적인 수농도가 감소된다. 착빙 과정에서 빙정증식을 통해 새로운 빙정이 생성되는데 충돌효율 감소로 인해 새롭게 생성될 수 있는 빙정의 수농도가 감소하고, 빙정과 수적의 충돌로 생성되는 싹락눈의 수농도도 감소하게 된다. 싹락눈은 다시 수적과 충돌하여 싹락눈이나 우박이 되므로 결과적으로 모든 얼음입자들의 수농도가 감소하게 된다.

위의 결과를 종합하면 기존의 충돌효율을 사용할 경우, 구름과 강수의 발달을 과대 모의할 수 있음을 알 수 있었으며, 얼음입자의 특성에 맞는 충돌효율을 사용할 때 신뢰할 수 있는 결과를 얻을 수 있음을 확인하였다. 이를 위해서는 얼음입자의 충돌 효율에 대한 연구와 검증이 필요하나 현재는 자료가 충분치 않다. 또한 Khain *et al.* (2001)에 따르면 고도가 높아짐에 따라 충돌효율이 감소하는 경향을 보이거나 본 실험에서는 고려되지 않았다. 뿐만 아니라 수적과의 충돌 외에 얼음입자들간의 충돌과정은 포함되지 않았는데, 얼음입자들간의 충돌효율에 대한 지식은 매우 미흡한 수준이어서 불확실성이 더 크다. 따라서 앞으로 구름과 강수 발달과정을 더욱 현실적으로 모사하기 위해서는 충돌효율 개선에 대한 연구가 더 필요할 것으로 생각된다. 이러한 연구를 통한 상세 미세물리 모형의 개선은 총괄적 미세물리 모형 (bulk microphysics model)에서의 미세물리과정 모수화의 불확실성을 개선하고 신뢰도를 높이는데 기여할 것이다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업(RACS 2010-5001)의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo and M. A. Silva-Dias, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**, 1337-1342.
- Auer, A. H. Jr., 1971: Observations of ice crystal nucleation by droplet freezing in natural cloud. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 285-290.
- Beheng, K., 1978: Numerical simulation of graupel development. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 683 - 689.
- Berry, E. X., 1967: Cloud droplet growth by collection. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 688-701.
- Flossmann, A. I., Hall, W. D., Pruppacher, H. R., 1985: A

- theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part 1: The redistribution of aerosol particles captured through nucleation and impaction scavenging by growing cloud drops. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 583-606.
- Hallet, J., and S. C. Mossop, 1974: Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, **249**, 26-28.
- Hudson, J. G. and S. S. Yum, 2001: Maritime-continental drizzle contrasts in small cumuli. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 915-926.
- Johnson, D.B., 1987. On the relative efficiency of coalescence and riming. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1671-1680.
- Khain, A., 2009: Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review. *Environ. Res. Lett.*, **4**, 015004 (20pp).
- _____, A. and I. Sednev, 1996: Simulation of precipitation formation in the Eastern Mediterranean coastal zone using a spectral microphysics cloud ensemble model. *Atmos. Res.*, **43**, 77-110.
- _____, A. Pokrovsky, and I. Sednev, 1999: Some effects of cloud - aerosol interaction on cloud microphysics structure and precipitation formation: Numerical experiments with a spectral microphysics cloud ensemble model. *Atmos. Res.*, **52**, 195 - 220.
- _____, M. Pinsky, M. Shapiro and A. Pokrovsky, 2001: Collision Rate of Small Graupel and Water Drops. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2571-2595.
- Klett, J. D. and M. H. Davis, 1973: Theoretical collision efficiencies of cloud droplets at small Reynolds number. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 107-117.
- Kovetz, A. and B. Olund, 1969: The effect of coalescence and condensation on rain formation in a cloud of finite vertical extent. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1060-1065.
- Macklin, W. C., 1962: The density and structure of ice formed by accretion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 30-50.
- Mason, B. J., 1956: On the melting of hailstones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 209-216.
- Nakaya, U., 1954: Snow Crystals, Natural and Artificial. Harvard University Press, 510 pp.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM Observed First Direct Evidence of Smoke from Forest Fires Inhibiting Rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3105-3108.
- Shafir, O. and M. Neiburger, 1963: Collision efficiencies of two spheres falling in a viscous medium. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4141-4148.
- Takahashi, T., 1976a: Hail in an axisymmetric cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 579-1601.
- _____, 1976b: Warm rain, giant nuclei and chemical balance. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 269-286.
- Vali, G., 1968: Ice nuclei relative to formation of hail. Sci. Rept. MW-58, Stormy Weather Group, McGill University, Montreal, Canada, 51 pp.
- Yang, H. J. and S. S. Yum, 2007: Effects of Cloud Condensation Nuclei on Convective Cloud and Precipitation Developments under Different Thermodynamic Conditions: a Modeling and Observational Study. *Atmos. Res.*, **86**, 207-224.
- Yum, S. S. and J. G. Hudson, 2002: Maritime/continental microphysical contrast in stratus. *Tellus*, **54B**, 61-73.
- _____, J. G. Hudson, K. Y. Song and B. -C Choi, 2005: Springtime cloud condensation nuclei concentrations on the west coast of Korea. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09814, doi: 10.1029/2005GL022641.