

## 〈特輯/降雨〉

## 강수의 형성

이 승 만\*

## 1. 서 론

구름이 형성되고 이 구름에서 입자들이 성장하여 강수로 낙하하는 과정은 구름역학, 구름미세물리 및 열역학 과정들의 복합과정이며 매우 복잡하다. 습윤한 공기가 역학적 과정에 의해서 과포화상태가 되면 대기중에 흔히 존재하는 응결핵을 중심으로 구름입자를 형성하게 된다.

형성된 구름에서 구름입자가 성장하여 강수로 발달하기 위해서는 구름내에서 구름입자의 현상유지를 깨뜨리는 불안정상태가 형성되어야 한다. 이 불안정상태는 다음 두가지로 생각되며 현재 우리가 가장 인정할 수 있는 두 강수이론이 이에 근거를 두고 있다.

첫째는 구름내에 크기가 다른 입자들이 공존하여 서로 다른 낙하속도로 낙하하는 상태이다. 구름입자들이 서로 다른 속도로 낙하하면서 충돌병합 하여 강수입자로 성장한다는 것이며 둘째는 과냉각 물방울과 빙정이 공존하는 상태이다. 물방울과 빙정에 대한 포화 수증기압의 차이 때문에 물방울이 증발하여 빙정에 승화 하므로써 강수로 발달한다는 이론이다. 이 두 강수이론은 이미 널리 알려져 있다.

그러나 모든 구름에서 강수가 발달하지는 않는다. 외견상 같게 보이는 구름에서도 강수 발달상태는 매우 다를 수 있다. 이것은 구름의 역학적, 미세물리학적 구조가 구름마다 상이하며 강수발달로 이어지는 여러 물리 과정들의 조합이 상이하게 일어나기 때문이라고 생각된다. 이러한

문제를 답 하기 위해서는 구름에 대한 관측연구와 이론적인 연구가 체계적으로 뒤따라야 할 것으로 생각된다. 여기서는 구름형성과정, 구름입자의 성장과정 및 강수발달과 역학과정간의 상호작용에 대해서 언급하고자 한다.

## 2. 구름 형성 과정

구름입자가 형성되기 위해서는 대기내에 과포화상태가 형성되어야 한다. 대규모의 수렴에 의한 광범위한 구역의 대기상승 또는 제한된 구역에서 일어나는 대류는 거의 단열과정으로 볼 수 있다. 따라서 상승하는 공기는 냉각되어 과포화상태에 이를 수 있다. 그리고 상태가 다른 공기가 난류에 의해서 혼합될 때에도 과포화상태를 만들어 낼 수 있다. 이러한 과정에 의해서 일어나는 과포화도는 1% 미만이다. (상대습도 101%)

이와같이 낮은 수준의 과포화상태 속에서는 대기중의 수증기 분자가 모여서 물방울을 만들수는 없다. 기온에 따라 차이는 있지만 상대습도가 수백 %가 넘을 경우에 수증기 분자만의 응결로 물방울이 만들어질 수 있으므로 이 과정은 대기내에서 자연적으로 일어나지 않는다. 따라서 대기중에서 물방울이 형성되려면 응결의 핵이 되는 다른 물질의 도움이 필요하다. 이것을 구름 응결핵이라 하며 대기중에 부유하는 입자의 약 10%가 이에 해당 한다.

대기중의 응결핵은 그 크기와 화학성분이 다양하며 지역에 따라 그 수농도에도 차이가 있다.

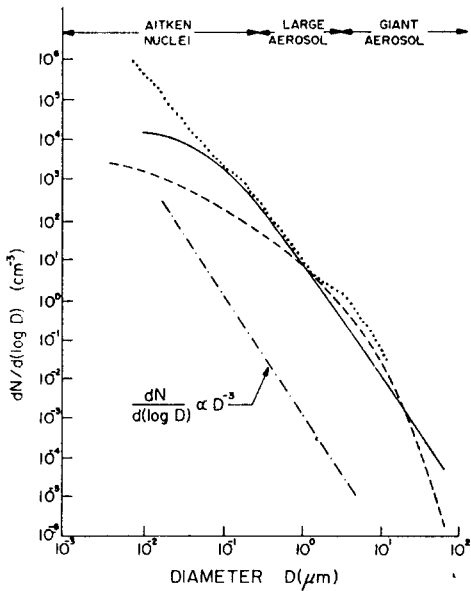


Fig. 1 Number distributions of aerosol obtained from averaging many sets of measurements made in continental air(—), marine air(---), and urban polluted air(···). Also plotted is Eq.(4.1) with  $\beta=3$  but the line is displaced from the other curves for the sake of clarity.

크게 나누어 대륙형과 해양형으로 나누어 본다. (Fig.1) 대륙성 공기중에 구름 응결핵의 수농도는  $800\text{cm}^{-3}$ 이며 해양성 공기중에는  $100\text{cm}^{-3}$  정도이다. 관측결과에 의하면 해양에서 생긴 것에는 NaCl이 많고 대륙에서 생긴 것에는  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 가 많은 경향을 보인다.

구름입자의 크기분포와 수농도는 과포화도와 대기중에 부유하는 응결핵의 수농도 및 크기분포에 좌우된다. 따라서 해양성 구름의 미세물리구조와 대륙성 구름의 미세물리구조에 차이가 생기게 된다. 해양성 구름입자의 평균 반지름은 15m이며 가장 큰 것은 20m이 넘는 것도 있다. 그리고 대륙성 구름의 경우는 평균 반지름이 7m 정도이며 가장 큰 것은 10m 미만이다. 따라서 해양성 구름이 충돌 병합과정에 의해 강수로 발달하기 쉬우며 대륙성 구름은 그렇게 되기 어렵다. (Fig.2)

그러나 대륙성 구름도 크게 발달하여 구름도

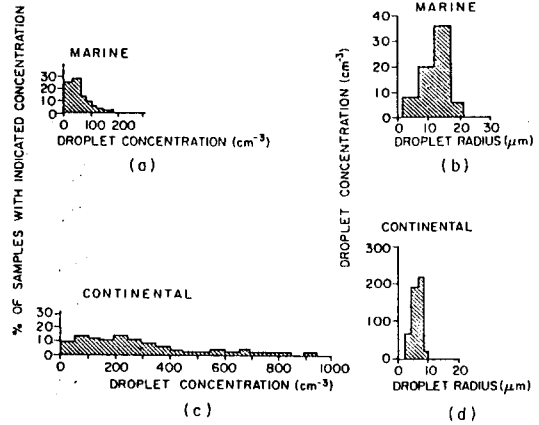


Fig. 2 (a) Percentage of marine cumulus clouds with indicated droplet concentrations. (b) Droplet size distributions in a marine cumulus cloud. (c) Percentage of continental cumulus clouds with indicated droplet concentrations. (d) Droplet size distribution in a continental cumulus cloud. Note change in ordinate from (b). [From *Tellus*10, 258-259(1958)]

크게 발달하여 구름상부에 얼음입자를 포함하게 되면 강수가 발달하게 된다. 대기중에서 얼음입자가 형성되는 과정은 구름입자가 처음 형성되는 과정과 마찬가지로 어렵다. 구름의 키가 커져서 0°C 이하의 대기권에 돌입하면 구름입자들은 과냉각 상태의 물방울로 존재한다. 관측에 의하면 구름정상 온도가  $-15^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$ 가 되면 이 구름에 얼음입자가 거의 생겨난다고 한다.

대기중의 수증기 분자가 스스로 승화하여 얼음입자를 만드는 경우는 자연상태에서는 일어나지 않으며 승화핵이라는 이물질의 도움으로 얼음입자를 형성할 수는 있다. 그리고 과냉각 상태의 물방울은  $-40^{\circ}\text{C}$  이하가 되면 자연적으로 얼게 된다.

따라서 그 이상의 온도에서 얼려면 동결핵이라고 하는 이물질의 도움으로 동결이 가능하다. 이외에도 과냉각 물방울이 접촉해서 동결할 수 있는 핵이 있다. 이것을 접촉핵이라 한다. 승화핵, 동결핵 및 접촉핵을 통칭해서 빙정핵이라고 한다.

빙정핵은 구름 응결핵과는 달리 대기중에 그리 흔하지 않다. 수농도도 적을 뿐 아니라 빙정핵의 수는 시공변화가 심하다. 빙정핵이 될 수 있는 물질은 여러가지 있으며 물질에 따라 빙정핵의 역할을 활성화시키는 온도가 다르다. 따라서 빙정핵의 수농도는 시간과 장소의 함수일 뿐 아니라 온도의 함수이기도 하다. 대기중에 존재하는 빙정핵의 수는  $-20^{\circ}\text{C}$ 에서 평균 1 liter의 공기중에 1개 정도이며  $4^{\circ}\text{C}$  낮아질때마다 10배 증가한다.

구름속에서 빙정의 수농도를 관측해 보면 빙정의 수는 평균 빙정핵의 수 보다 훨씬 많다. 이것을 설명하기 위해 빙정이 다른 물리기구에 의해 형성된다는 빙정증식과정(Hallet and Mossop, 1974)이 주장되었다. 이미 형성된 빙정이 부서져서 여러 조각으로 나뉘는 과정을 생각할 수 있으나 가장 유력한 설은 과냉각 입자가 얼음입자와 충돌할 때 2차 얼음결정이 방출된다는 것이다.

### 3. 구름입자의 성장

일단 형성된 구름입자는 여러가지 물리과정에 의해 성장한다. 성장된 입자의 낙하속도가 상승기류 속도보다 커서 구름으로부터 낙하하여 지면에 도달할 수 있을때 강수입자라고 부를 수 있으며 반지름이 0.5mm이상인 경우에 해당한다.

구름입자가 처음 형성되어 작을때에는 수증기 분자의 확산에 의한 응결과정이 가장 효과적이

다. 그러나 구름입자의 성장은 다음 세가지 인자에 의존한다. 구름입자 표면으로부터 밖으로 증가하는 수증기 밀도의 기울기, 수증기의 응결잠열에 의한 표면온도상승 그리고 표면에서 수증기 분자가 부착하는 율이다.

응결에 의한 구름입자의 성장은 유도된 성장공식에 의하면(Mason, 1971) 입자가 작을 때에는 성장속도가 크고 입자가 클때에는 성장속도가 작다는 것을 알수 있다. 따라서 이 과정에 의해 오랜시간 구름입자가 성장 하는 경우에는 크기가 모두 비슷해진다.

Table 1은 핵을 NaCl로 보았을때 기온  $273^{\circ}\text{K}$ , 기압 900mb 그리고 상대 습도 100.05%인 상태에서 주어진 크기로 성장하는데 걸리는 시간을 나타내고 있다. 응결핵의 질량이  $10^{-11}\text{g}$ 인 경우 반지름이  $0.75\mu\text{m}$ 에서  $50\mu\text{m}$ 까지 성장하는데 44,500sec의 시간이 걸린다. 이것은 관측값에 비하면 시간이 너무 길다.

무역풍대의 따뜻한 구름에서는 구름이 형성되고 30분이내에 강수가 시작될 수 있으며 중위도의 층운계 구름에서는 2시간 이내에 강수가 시작될 수 있다. 이것으로 미루어보아 구름입자가 강수입자로 성장하려면 응결과정 이외에 다른 물리과정이 필요함을 알수 있다.

구름은 크기가 다른 입자로 형성되어 있기 때문에 구름내에서 서로 다른 속도로 운동을 한다. 즉 큰 구름입자는 작은 입자에 비해 더 빠른 속도로 낙하하므로 그보다 작은 입자와 충돌하게 되

Table 1. Rate of Growth of Droplets by Condensation(initial radius  $0.75\mu\text{m}$ ).(From Mason, 1971)

Nuclearmass (g)		$10^{-14}$	$10^{-13}$	$10^{-12}$
Radius( $\mu\text{m}$ )		Time(sec)to grow from initial radius $0.75\mu\text{m}$		
1	2.4		0.15	0.013
2	130		7.0	0.61
4	1,000		320	62
10	2,700		1,800	870
20	8,500		7,400	5,900
30	17,500		16,000	14,500
50	44,500		43,500	41,500

며 충돌한것의 일부는 병합하여 큰 입자는 더욱 커진다. 이과정은 구름입자 표면의 대전상태, 용해된 핵의 물질 종류, 그리고 구름입자 주위의 공기 역학적 상태에 따라 지배된다. 따라서 구름입자들 사이의 충돌 병합은 실험 또는 이론적으로 결정된 확률로 표시될 수 있다.

이와같이 확률 충돌과정으로 구름입자의 성장을 계산 했을때 상당히 합리적인 시간내에 강수입자의 형성이 가능하다는 것을 보여 주었다. (Bowen, 1950; Ludlam, 1951) 그리고 이때 초기 충돌을 효과적으로 일으킬 수 있는 구름입자가 거대핵으로부터 형성될 수 있다는 것을 관측으로부터 보이게 됨으로서(Woodcock, 1950, 1951) 강수의 충돌병합설이 확립된 것이다.

강수입자는 충돌병합에 의해 한없이 커지는 것이 아니다. 충돌할 때 분열될 수도 있고 어느정도 이상 커지면 물방울이 불안정해져서 스스로 분열 될 수 있다. 이렇게 해서 분열된 작은 방울이 구름속에서 다시 충돌병합을 일으키면서 성장하던 큰 강수입자를 짧은 시간내에 많이 만들어 낼 수 있다. Langmuir(1948)는 이것을 연쇄반응이라고 불렀다.

강수입자 형성에는 여러가지 물리과정이 관여하고 있음을 알수 있다. 구름입자의 성장초기에는 응결과정이 중요하며 이 단계에서는 구름입자의 충돌효율을 높여줌으로서 충돌병합과정이 그 후에 중요해짐을 알수 있다. 이에 더하여 분열과정이 동시에 진행됨으로서 강수입자는 Fig. 3과 같은 분포를 갖게된다. (Marshall and Palmer, 1948) 강수강도가 클때에는 큰 입자의 수가 많으며 강도가 작을 때에는 큰 입자의 수가 적다.

한편 과냉각 입자로된 구름속에 빙정이 생겨나서 공존하게 되면 물방울에 대해 거의 포화된 수증기속에서 성장을 하게 된다. 따라서  $-15^{\circ}\text{C}$ 의 경우 얼음표면에 대해 16%의 과포화상태가 된다. 그리고 구형의 입자에 비해 원판의 빙정은 수증기 확산의 효율이 높아서 성장율이 4.5배나 증가한다. 즉 과포화상태와 확산효과로 빙정의

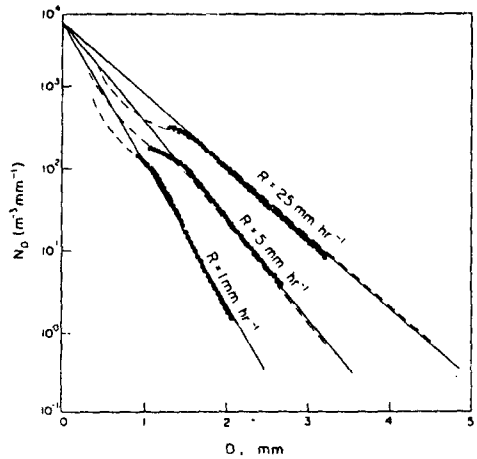


Fig. 3 Measured drop-size distributions (dotted lines) compared with best-fit exponential curves (straight lines) and distributions reported by others (dashed lines). (From Marshall and Palmer, 1948.)

성장속도는 물방울에 비해 수십배나 빠르다. 따라서 이 경우에는 응결성장 과정만으로 빙정이 성장하여 강수로 낙하할 수 있다. (Bergeron, 1935)

빙정은 응결과정에 의해서만 성장하지 않는다. 빙정은 온도와 습도에 의해 결정되는 동결습성에 따라 여러가지 모양의 결정으로 성장한다. (Fig. 4) 이들의 낙하속도는 빙정의 크기에 크게 의존하지 않으며 낙하속도의 차는 적으나 수평방향으로 흔들리면서 낙하하므로 충돌의 확률이 높다.

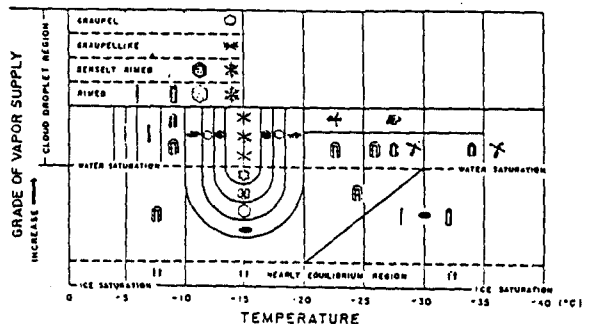


Fig. 4 Temperature and humidity conditions for the growth of natural snow crystals of various types. (From Magono and Lee, 1966; by courtesy of J. Fac. Sci. Hokkaido University.)

빙정이 낙하하면서 과냉각 수적과 충돌하는 것을 착빙이라고 한다. 빙정은 착빙에 의해 싹락우박으로 성장하고 싹락우박이 계속해서 착빙우박으로 성장한다. 이들 강수입자는 밀도가 비교적 커서 낙하속도가 매우 크다. 빙정이 낙하하면서 다른 빙정과 부착되는 것을 결집이라고 한다. 빙정은 결집과정에 의해 눈송이로 성장한다. 눈송이는 평균적으로 지름 1.5cm인 경우에 지름 2mm 정도의 빙정이 약 100개정도 부착하여 이루어진다.

이들 고행강수는 낙하도중에 기온이 높아지면서 0°C 층에 도달하면 녹아서 강우가 된다. Fig. 5에 보이는 바와 같이 레이더의 반사도의 극대가 2.5km 높이에 나타나는데 이 구역이 Bright Band 라고 불리는 층이며 고행강 수가 녹는 구역이다. 이 층을 경계로 윗쪽에서는 낙하속도가 1m/s이며 그 아래에서는 6m/s이다. 이것은 이 층 위에서는 눈송이로 낙하하다가 그 아래에서는 강우로 낙하하고 있음을 보여주는 레이더 관측결과이다.

#### 4. 구름 역학과정과 미세물리과정의 상호작용

구름입자의 형성과 구름내의 기류 사이에는 여

러가지 물리과정을 통해 상호작용을 일으킨다. 상승기류가 강한곳에서는 수증기의 과포화도가 높다. 따라서 수증기의 응결에 의한 구름입자의 성장이 왕성하게 일어난다. 응결량이 많으면 이에 비례하여 많은 잠열이 방출되고 이로 인해 기온이 높아지므로 부력이 증가하게 된다. 결국 강한 상승기류가 상승기류를 강화시키는 셈이 된다.

한편 구름 상부에서는 건조한 공기와 구름이 혼합되어 구름입자는 증발하게 된다. 구름입자의 증발은 주위공기를 냉각시키고 냉각된 공기는 구름속으로 침투하여 하강하면서 구름과 혼합되어 구름을 소멸시키는 작용을 한다. (Paluch, 1979) 구름은 강수입자의 하중을 느낀다. 따라서 구름내에 강수입자가 많이 형성되면 그 하중으로 인해 상승기류의 발달이 저해된다. 강수과정에 의해 강수입자가 구름으로부터 제거되면 상승기류는 다시 발달하게 된다.

구름내의 강수입자나 기류의 분포는 균일하지 않다. 구름내의 어느 구역에서는 상승기류가 강수입자를 위로 수송하고 어떤 입자는 하중으로 인해 낙하하게 된다. 이러한 과정이 진행되는 동안 어느 특정구역에 많은 입자가 집중될 수 있으며 이 구역에서 충돌병합과정이 급속히 진행되

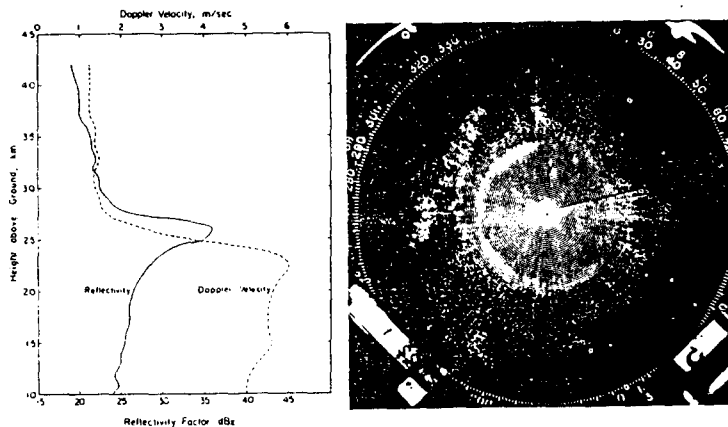


Fig. 5 Two views of the radar bright band: at the left a vertical profile of reflectivity and doppler velocity as measured with a vertically pointing Doppler radar: at the right a PPI map at 8° elevation on which the melting layer appears as a bright ring at a range of about 20 km. (Doppler data from Cornell Aeronautical Laboratory; photograph from McGill Radar Weather Observatory.)

로서 강한 비를 내릴수 있다.

### 5. 결 론

구름과 강수는 대기중에서 일어나는 중요한 현상들이다. 이 현상은 대기중의 열과 수분을 재분배하는 역할을 한다. 구름과 강수는 물순환의 한 연쇄이며 수자원 확보와 매우 중요한 관계를 갖고 있다.

지구상의 강수분포는 균일하지 않을 뿐 아니라 심한 시공간변화를 보이기 때문에 때로는 물이 너무 많아서 피해를 입게 되고 때로는 물이 모자라서 한발을 겪게 된다. 이를 극복하기 위한 수단으로 강수의 인공조절을 시도하고 있으나 아직 실용단계에 이르지 못했다. 앞으로 이 수단을 과학적 근거아래 사용할 수 있게 되려면 구름에 대한 연구는 강수를 예측한다거나 이를 조절하는 실용적 의미 때문에 중요하기도 하지만 구름, 강수 및 대기의 행동은 서로 긴밀히 연결되어 있어 대기의 행동을 좀더 현실적으로 이해하기 위해서도 이 분야의 연구는 중요하다고 생각한다.

### 參考文獻

1. Reference Bergeron, T., (1935): *On the physics of cloud and precipitation*. proc 5th Assembly U.G.G.I. Lisbon, 2, p.156.
2. Bowen E.G., (1950): *The formation of rain by coalescence*. Aust J. Sci. Res., A3, pp193-213.
3. Hallett, J. and S. C. Mossop, (1974): *Production of secondary ice particles during the riming process*. Nature, 249, pp.26-28.
4. Langmuir, I., (1948): *The production of rain by chain reaction in cumulus clouds at temperature above freezing*. J. Meteor., 5, pp.175-192
5. Ludlam, F.H., (1951): *The production of showers by the coalescence ocloud droplets*. Quart. J.Roy. Meteor. Soc., 77, pp.402-417.
6. Marshall, J.S and W.Mck. Palmer, (1948): *The distribution of raindrops with size*. J. Meteor., 5, pp.165-166.
7. Mason, B.L., (1971): *The Physics of Clouds*. Clarendon Press, Oxford 671pp.
8. Paluch, I.R., (1979): *The entrainment mechanism in Colorado cumuli*. J. Atmos. Sci. 36, 2467-2478.
9. Woodcock, A.H., (1951): *Atmospherid salt particles and raindrops*. J. Meteor., 9, pp.200-212.

1. Reference Bergeron, T., (1935): *On the physics of cloud*