

## 层状暖云降雨及其催化的数值模拟\*

胡志晋 严采蘩 王玉彬

(国家气象局气象科学研究所)

(内蒙气象研究所)

### 提 要

本文提出层状暖云降水的一维时变模式, 用数值试验方法探讨了层状暖云降水的临界条件, 各种物理参量对降水过程的作用以及播撒盐粉的增雨效果和最佳催化技术。

### 一、引 言

层状云是一种主要的降水云。我国一些地区观测到层状暖云降雨, 并对层状暖云进行了很多人工降雨试验。国内外对层状暖云的降水过程研究较少<sup>[1]</sup>。层云的数值模拟仅限于成云过程和冰相降水过程<sup>[2,3]</sup>, 层状云的暖雨过程及其人工催化的数值模拟未见报导。

### 二、模 式

本文假定层状云水平均匀。上升运动由大尺度天气系统决定, 随高度成抛物线分布, 在云的中下部达到最大值 ( $W_m$ )。云内温度梯度等于湿绝热递减率, 不受微物理过程的影响。这一模式主要研究在给定的宏观条件下, 云和降水发生、发展, 达到平衡的微物理过程。

在成云致雨过程中凝结形成的云滴大小比较均匀。通过云滴间的随机重力碰并过程可以较快地形成一批大云滴, 使云滴谱逐渐拓宽, 最后产生雨滴。根据 Berry (1965) 对这一过程数值模拟的综合结果<sup>[4]</sup>, 云滴谱拓宽发展到其特征半径 (半径的六阶矩, 同滴谱中大滴峰值的半径大致相当) 达到 40 微米所需的特征时间为  $T_1$ 。此时云中开始产生极少量的毛毛雨滴 (半径 100 微米)。特征时间 ( $T_1$ ) 同云中含水量 ( $\rho \cdot q_c$ ) 和初始滴谱特征 ( $N/D$ ) 有关:

$$T_1 = \frac{1}{\rho q_c} \left[ 120 + 1.596 \cdot N/D \cdot \frac{1}{\rho q_c} \right] \quad (1)$$

我们用参量  $A$  来表征云滴谱的演变进程, 即云滴谱的拓宽程度。定义  $\frac{dA}{dt} = \frac{1}{T_1}$ , 初始云滴谱 ( $t=0$ ) 的  $A$  值为 0, 特征半径达到 40 微米时  $A$  值为 1。在 Berry 所模拟的云块中, 含水量不变,  $T_1$  随时间不变,  $A$  值随时间线性增长 ( $A = \frac{t}{T_1}$ )。到  $t=T_1$  时,  $A=1$ , 开始产生

\* 本文于 1981 年 4 月 22 日收到, 1982 年 1 月 15 日收到修改稿。

雨滴。在积云云泡模式中,云泡中含水量是不断变化的,所以云滴谱的  $A$  值为:  $A = \int_0^t \frac{dt}{T_1}$ 。我们曾用于积云暖雨过程的数值模拟和降雨形成条件的理论研究中<sup>[6,6]</sup>,得到的结果同实测比较一致。在本文中,我们进一步把  $A$  值看作是滴谱特征半径的单调函数。 $A$  值将随云滴群一起传输。同时,在不同云滴群的混合过程中,由于相互影响而使  $A$  值趋于均匀。作为初步近似,我们把云滴谱特征参量  $A$  看作像质量、热量那样的保守量,其演变方程为:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \bar{\nabla} A + \bar{\nabla} \cdot (K \cdot \bar{\nabla} A) + \frac{1}{T_{11}} \quad (2)$$

式中  $\bar{V}$  为气流速度矢量,  $\bar{\nabla}$  为拉普拉斯符号。当  $A < 1$  时,云滴谱的特征半径小于 40 微米,云滴群中产生雨滴的速率为 0; 当  $A \geq 1$  时,云雨转化速率按照文献<sup>[6]</sup>取为含水量的函数。雨滴形成以后,还将通过碰并云滴而增大,碰并速率采用 Kessler 的参数化模式<sup>[7]</sup>。层云方程组如下:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -W \frac{\partial q}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 q}{\partial Z^2} - \text{转化} - \text{碰并} \quad (3)$$

$$q_c = \begin{cases} 0 & \text{当 } q \leq q_{sw} \text{ 时} \\ q - q_{sw} & \text{当 } q > q_{sw} \text{ 时} \end{cases} \quad (4)$$

$$\frac{\partial q_h}{\partial t} = -W \frac{\partial q_h}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 q_h}{\partial Z^2} + \frac{\partial q_h V_h}{\partial Z} + \text{转化} + \text{碰并} \quad (5)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -W \frac{\partial A}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 A}{\partial Z^2} + \frac{\rho^2 q_c^2}{1.596 N/D + 120 \rho q_c} \quad (6)$$

其中  $q$  为水汽和云滴的总量,  $q_c$  为云滴水量,  $q_h$  为雨滴水量,  $K$  为湍流混合系数,  $\rho$  为空气密度,  $q_{sw}$  为饱和比湿。  $W$  为空气垂直速度。  $V_h$  为雨滴相对空气的平均落速。(5) 式右边第 3 项是雨滴相对空气下落造成的平流和辐合。

$$\text{转化} = \begin{cases} 0 & \text{当 } A \leq 1 \text{ 时} \\ \frac{0.25 \rho^2 \cdot q_c^3}{120 N/D + 360 \rho q_c} & \text{当 } A > 1 \text{ 时} \end{cases} \quad (7)$$

$$\text{碰并} = 0.0052 E (\rho \cdot q_h)^{0.875} q_c \quad (8)$$

$$\text{雨滴落速 } V_h = 5.12 (\rho q_h)^{0.125} \quad (9)$$

初始条件为:  $q = q_{sw}$ ;  $q_c = q_h = A = 0$ ;

边界条件为: 云顶  $Z = H$ ,  $q(H) = q_{sw}(H)$ ,  $q_c(H) = q_h(H) = A(H) = 0$ ; 云底  $Z = 0$ ,  $q(0) = q_{sw}(0)$ ,  $q_c(0) = A(0) = 0$ ,  $\frac{\partial^2 q_h}{\partial Z^2} = 0$ 。

用向前迎风格式在 DJS-6 机上算出。时间步长为 10 秒,垂直步长为 100 米或 150 米。

### 三、计算结果

#### 1. 一般情况

我们取云厚为 1800 米,云底温度为 288°K,  $K = 20$  米<sup>2</sup>/秒,  $N/D = 1200$ , 最大升速  $W_m = 0.2$  米/秒作为标准算例。计算结果得出,随着云的发展,云滴含水量( $q_c$ )不断增大,

最大值从最大升速处逐渐向上部移动。到 70 分钟，降水酝酿过程在云的中上部完成 ( $A > 1$ )，那里就产生雨滴，并下落碰并云滴而增大。中下部的云滴水量逐渐减少，最后达到定常(见图 1)。此时， $q_c$  在云的上部最大，为 0.96 克/千克。雨滴( $q_r$ ) 在云的上部生成，向下增大，在云底最大(0.1 克/千克)。云底降水在 70 分钟出现，85 分雨强最大(2.2 毫米/小时)，以后逐渐减小，趋于定常(1.1 毫米/小时)(见图 2)。

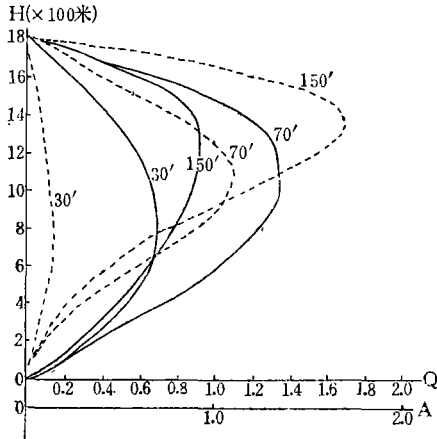


图 1 层状云特征量垂直分布演变图  
(实线:  $Q_c$ , 云水量, 克/千克; 虚线:  $A$ )

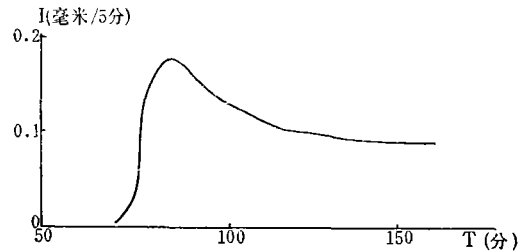


图 2 层状云雨强随时间的演变

## 2. 各种物理量对层云降水过程的作用

我们计算了不同升速、云厚、云底温度、湍流混合系数和滴谱稳定度( $N/D$ )条件下的降水过程,结果列于表 1。表 1 中标准过程的物理量列于上述“一般情况”中。计算表明:(1)升速大,云发展快;成雨迅速,开始降雨早,定常时云滴水量在云上部的极大值增大,但下部的云滴水量则因碰并增强而减小; $A$  值减小,产生雨滴的层次( $A > 1$ )变薄。定常雨强同升速几乎成正比。(2)云层厚,成雨迅速,定常时云滴水量减小, $A$  值增大,产生雨滴的层次厚,雨强显著加大。(3)云底温度高,饱和比湿大,云滴水量大,成雨过程快,雨强加大。(4)湍流混合系数大,外流损失增大,云滴水量和雨强减小,成雨缓慢,产生雨滴的层次变薄。(5)滴谱稳定度( $N/D$ )反映云滴的胶体稳定度, $N/D$  大,微观成雨过程缓慢,雨强减小。总的说来,层云雨强主要决定于升速和云厚;其次是云底温度和湍流强度;微结构稳定度的作用较小。

## 3. 形成降水的临界条件

我们通过大量算例归纳得出层状暖云形成降水的临界条件。发现云厚最重要,因为它不但同全云凝结水量有关,而且和湍流混合造成的全云水分损失有关。计算表明层状暖云降水临界云厚一般为 1000 米左右。这和观测的一般结果一致<sup>[1]</sup>。只有在相当优越的其它条件下云厚为 800 米的层状暖云才会降雨。云厚更小时,一般不可能产生降雨。其他物理量对降雨能否形成的作用,我们在表 2 内列有一系列计算结果。(1)升速在薄的层状云(降水临界云)降水过程中的作用比较复杂。当最大升速从 0.2 米/秒增大到 0.5 米/秒

表 1 各种物理参量对成云降水过程的作用

物 理 量		计 算 特 征 量	定常雨强 (毫米/小时)	云滴水量极大值 (克/千克)		定 常 时 $A$ 值		开始降雨时间 (分)
				全 过 程	定 常 时	极 大 值	$A > 1$ 层厚	
标 准 过 程			1.08	1.36	0.96	1.51	600	80
最大升速 ( $W_m$ ) (米/秒)	0.1	0.60	1.06	0.79	1.64	800	120	
	0.5	2.58	1.84	1.33	1.20	200	50	
云 厚 (米)	2700	2.16	1.39	0.88	2.16	1200	70	
	3600	3.16	1.43	0.84	2.45	1600	65	
云底温度 (°K)	278	0.77	1.15	0.85	1.34	600	100	
湍流混合系数 (米 <sup>2</sup> /秒)	10	1.20	1.35	0.98	1.85	800	80	
	40	0.90	1.30	0.91	1.26	600	90	
滴谱稳定度 ( $N/D$ )	600	1.20	1.06	0.85	2.27	800	70	
	2400	0.96	1.37	1.12	1.08	400	110	

表 2 各种物理量对降水形成过程的作用

物 理 量		计 算 特 征 量	定常雨强 (毫米/小时)	云滴水量极大值 (克/千克)		定 常 时 $A$ 值		开始降雨时间 (分)
				全 过 程	定 常	极 大 值	$A > 1$ 层厚	
标 准 过 程*			0.18	1.00	0.88	1.03	200	110
最大升速 (米/秒)	0.1	0.06	0.75	0.71		100	220	
	0.5	0.11	1.35	1.30	0.94		100	
云底温度 (°K)	278	无雨	0.84		0.94	—	—	
	293	0.18	1.05	0.93	1.07	200	100	
湍流混合系数 (米 <sup>2</sup> /秒)	10	0.30	1.08	0.91	1.23	400	80	
	40	无雨	0.77		0.58	—	—	
滴谱稳定度 ( $N/D$ )	600	0.24	0.91	0.79	1.11	600	90	
	1200	无雨	1.07		0.98	—	—	

\* 物理量为云厚 1000 米, 最大升速 0.2 米/秒, 云底温度 288°K, 湍流混合系数 20 米<sup>2</sup>/秒, 滴谱稳定度 800。

时, 云滴水量增大, 成雨过程加快, 湍流混合损失相对减少。但是单个云滴在云中停留时间缩短, 不易形成大滴,  $A$  值减小, 产生雨滴的层次变薄。结果开始降雨的时间提前了 10 分钟, 但定常时的雨强反而减小, 降水成阵性。当最大风速从 0.2 米/秒降低到 0.1 米/秒时, 云滴水量因湍流混合作用的相对加强而明显减少, 成雨过程缓慢, 开始降雨时间大大推迟。雨强大大减小。(2) 云底温度越低, 云水量越小, 产生雨滴时间推迟, 甚至不能成雨。(3) 湍流混合系数增大时, 水的外流损失增多, 云滴水量减小, 开始降雨时间推迟, 雨强减小。若混合太强则没有降雨。(4) 滴谱稳定度越大, 成雨过程越慢。 $N/D$  值太大则不降雨。

#### 四、盐粉催化的数值模拟

##### 1. 方程组

在云中播撒一定剂量一定粒度的盐粉后, 盐粉吸湿、碰并增长, 影响整个云中的水平衡。我们在模式中增添了盐滴含量( $S$ )和盐滴浓度( $N_s$ )两个变量, 计算了盐滴的增长。增长包括吸湿凝结和碰并两个过程。凝结增长的速率( $dr_s/dt$ )同盐滴半径( $r_s$ )的 4 次方成反比。在初始阶段这项很大, 而且变化很快, 直接用差分法计算必须采用很小的时间步长。由于其它参量的变化较慢, 我们根据  $dr_s^5 = B \cdot m_s \cdot F_1 \cdot dt$  得出

$\Delta r_s = \sqrt[5]{r_{s0}^5 + B \cdot m_s \cdot F_1 \cdot \Delta t} - r_{s0}$ , 可以采用较长的时间步长而不致产生很大误差。整个方程组如下:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -W \frac{\partial q}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 q}{\partial Z^2} - \text{转化} - \text{碰并} - \text{增长}$$

$$q_c = \begin{cases} 0 & \text{当 } q \leq q_{sw} \text{ 时} \\ q - q_{sw} & \text{当 } q > q_{sw} \text{ 时} \end{cases}$$

$$\frac{\partial q_h}{\partial t} = -W \frac{\partial q_h}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 q_h}{\partial Z^2} + \frac{\partial q_h V_h}{\partial Z} + \text{转化} + \text{碰并}$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -W \frac{\partial s}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 s}{\partial Z^2} + \frac{\partial s V_s}{\partial Z} + \text{增长}$$

$$\frac{\partial N_s}{\partial t} = -W \frac{\partial N_s}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 N_s}{\partial Z^2} + \frac{\partial N_s V_s}{\partial Z}$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -W \frac{\partial A}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 A}{\partial Z^2} + \frac{(\rho q_c)^2}{1.596 \cdot N/D + 120 \rho q_c}$$

$$\text{增长} = s \cdot \left\{ \left[ \sqrt[5]{r_s^5 + B \cdot m_s \cdot F_1 \cdot \Delta t} + \frac{1}{4} E_s V_s \rho q_c \Delta t \right]^3 / r_s^3 - 1 \right\} / \Delta t$$

$$\text{式中 } B = 5 \times \frac{3}{4} \cdot \frac{i}{\pi} \cdot \frac{M_w}{M_s} \cdot D \cdot \rho \cdot q_s \left[ 1 + \frac{D_1 \rho q_s L}{K_1 T} \left( \frac{L}{RT} - 1 \right) \right]^{-1}$$

$m_s$  为盐粉单粒质量;  $F_1$  为吹风系数;

$$F_1 = \begin{cases} 1.0 & \text{当 } r_s < 10 \text{ 微米} \\ 0.97 + 0.0063 r_s & \text{当 } 10 \leq r_s \leq 70 \text{ 微米} \\ 0.82 + 0.0084 r_s & \text{当 } r_s > 70 \text{ 微米} \end{cases}$$

$V_s$  为盐滴落速:

$$V_s = \begin{cases} 1.19 \times 10^{-4} \cdot r_s^2 & \text{当 } r_s \leq 20 \text{ 微米} \\ 5 \times 10^{-4} r_s^{1.6} & \text{当 } 20 < r_s \leq 100 \text{ 微米} \\ -0.166 + 0.98 \times 10^{-2} \cdot r_s - 0.36 \times 10^{-5} r_s^2 + 0.44 \times 10^{-9} \cdot r_s^3 & \text{当 } r_s \geq 100 \text{ 微米} \end{cases}$$

$E_s$  为碰并系数, 根据 Mason 的综合<sup>[1]</sup>取下列值

$$E_s = \begin{cases} 0.0006 \times 10^{\frac{r_s}{14.5}} & \text{当 } r_s \leq 40 \text{ 微米} \\ 0.20 + 0.0038 r_s & \text{当 } 40 < r_s \leq 100 \text{ 微米} \\ 0.46 + 0.0012 r_s & \text{当 } 100 < r_s \leq 200 \text{ 微米} \\ 0.60 + 0.0005 r_s & \text{当 } 200 < r_s \leq 400 \text{ 微米} \\ 0.80 & \text{当 } r_s > 400 \text{ 微米} \end{cases}$$

$r_s$  为盐滴半径:

$$r_s = \sqrt[3]{\frac{3s}{4\pi N_s} \times 10^6 \times 10^2} \text{ (微米)}$$

初始条件为  $s = N_s = 0$ ; 在催化时刻  $t = t^*$ , 或者某几个催化时刻, 在  $H_1 \leq Z \leq H_2$  的高度上令  $S = S_1, r_s = r_1, N_s = N_1$ 。边界条件:  $S$  和  $N_s$  同  $q_s$  类似。时间步长仍为 10 秒; 垂直步长 150 米或 100 米。

## 2. 催化过程的计算结果

我们计算了云厚为 2700 米,  $W_m = 20$  厘米/秒,  $K = 20$  米<sup>2</sup>/秒,  $N/D = 1200$ , 盐粉半径  $R_1 = 6$  微米, 剂量  $S_1 = 10^{-4}$  克/千克, 浓度  $N_1 = 10^5$  个/千克。在云发展后 60 分钟在 2175—2625 米处播撒的例子。这大致相当于飞机在该层以 45 千克/公里<sup>2</sup> 的剂量播撒。计算表明, 盐粉播入后吸湿碰并增长, 同时扩散, 下降(参看表 3 和图 3)。云水量、 $A$  值和自然雨水量都减少(参看图 4, 5)。盐溶滴入云后约 1 小时就形成人工雨落入云底, 造成明显的雨强峰值, 持续约 20 分钟, 短时增雨量约为自然雨量的 70% 左右。盐滴大部落入云外后雨强减小, 且少于自然过程的相对值。以后云滴水量和雨滴水量逐渐增大, 到播撒后 140 分钟时云和降水就恢复自然状态。由于在人工增雨峰值时段的前面和后面雨强小于自然雨强, 所以总的增雨量十分有限, 只有 3% 左右。从本文模式计算的云底降水来看, 播撒盐粉的效果主要是改变了降雨分布, 总的净增量较少。

## 3. 不同条件下的催化效果

我们对不同云厚、升速、湍流混合系数作了催化的数值模拟, 结果列于表 4。

表 3 盐溶滴半径和浓度的演变

时 间 (分)	70	80	90	100	110	120	130	140	150
云内最大半径(微米)	33	44	59	82	124	185	292	520	871
云底半径(微米)		41	52	67	97	155	225	318	485
云内最大浓度(个/克)	73	49	33	23	17	14	(12)	(2)	(0.007)
云底浓度(个/克)				0.000	0.5	7.0	12	2	0.007

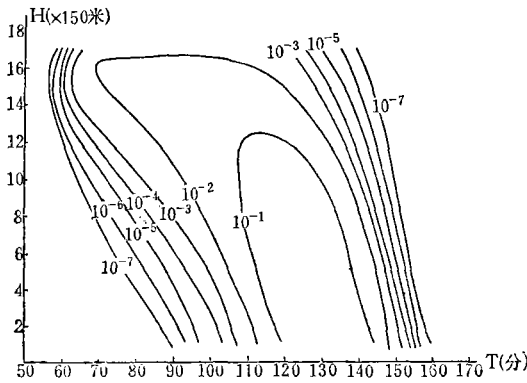


图 3 催化后盐滴含量(克/千克)的时空分布

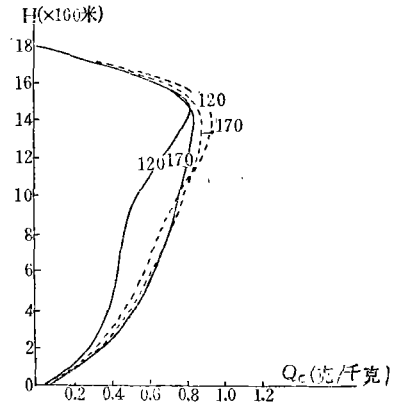


图 4 盐粉催化后云中云水量分布的演变 (实线：催化云，虚线：自然云)

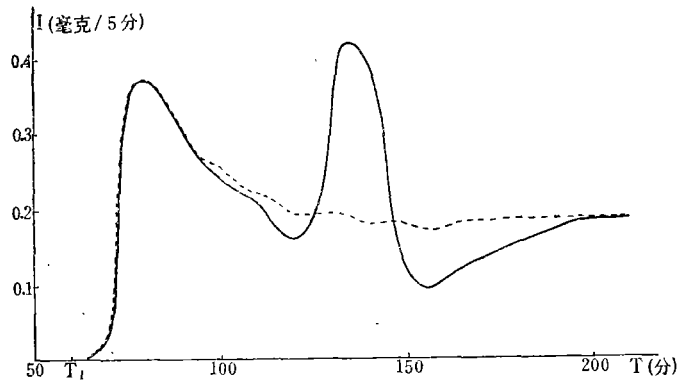


图 5 盐粉催化后雨强随时间的变化 (实线：催化，虚线：未催化；图中  $T_1$  为播撒时刻)

从表 4 可见：(1) 云厚大的，增雨量大，增雨持续时间长，人工增雨的开始时间推迟；(2) 升速大的，增雨绝对值大，但相对比例小，持续时间短；(3) 湍流混合系数大的，盐溶滴损失大，增雨量少；(4) 云滴谱稳定度大的，自然成雨比较困难，定常时云滴水量较大，催化后增雨量及其比例都明显增大，人工降雨开始时间也提早。

我们模拟了不同时刻和不同播撒高度的催化试验，结果列于表 5。看来，播撒时刻对催化效果的影响不大，这同层状云在成云后 1 小时就趋于定常状态有关。播撒高度以云的中部偏上较好。在云的上部播撒虽能通过碰并比较充分地利用云中全部水分，但云顶的外流损失量较大，增雨效果较差。

我们模拟了多次催化的试验，结果列于表 6。表中一次催化的剂量为  $3 \times 10^{-4}$  克/千克；三次催化的每隔 1 小时播撒一次，每次剂量为  $10^{-4}$  克/千克；五次催化的每隔 30 分播撒一次，每次剂量  $0.5 \times 10^{-4}$  克/千克。这样它们的总剂量是相近的，总的增雨效果以多次催化的较好。

我们模拟了不同剂量和粒度大小的盐粉催化过程，结果列于表 7。看来当盐粉粒度

表4 不同条件下的催化效果

计算结果 条件		人工增雨峰值段			总增雨量 (毫米)	人工降雨开始 时间 (分)
		雨量(毫米)	增雨率(%)	持续时间(分)		
标准过程 <sup>1)</sup>		0.25	64	20	0.09	50
云厚 (米)	2700	0.62	84	20	0.15	65
	3600	0.96	72	25	0.22	75
最大升速 (米/秒)	0.1	0.23	68	30	0.07	50
	0.5	0.33	48	15	0.15	50
湍流混合系数 (米 <sup>2</sup> /秒)	10	0.29	93	22	0.09	50
	40	0.20	54	20	0.08	50
滴谱稳定度 (N/D)	600	0.17	42	20	0.06	60
	2400	0.47	94	15	0.12	45

<sup>1)</sup> 标准过程为云厚1800米, 升速 $w_m=0.2$ 米/秒,  $K=20$ 米<sup>2</sup>/秒,  $N/D=1200$ ,  $R_1=6$ 微米,  $s_1=10^{-4}$ 克/千克,  $N_1=10^5$ 个/千克, 催化时刻为60分钟, 催化高度为1450—1750米。

表5 在不同时刻和云的不同部位催化的效果

计算结果 条件		人工增雨峰值段			总增雨量 (毫米)	人工增雨开始 时间 (分)
		雨量(毫米)	增雨率(%)	持续时间(分)		
标准过程 <sup>1)</sup>		0.25	64	20	0.09	50
催化时刻(分)	150	0.24	64	20	0.09	55
催化部位 (米)	1500	0.31	77	20	0.11	50
	1300—1500	0.32	81	20	0.14	50
	1300	0.33	82	20	0.12	50

<sup>1)</sup> 标准过程各物理量同表4标准过程。

相同时,在本文所用剂量范围内,剂量越大,人工增雨越显著。当盐粉剂量相同时,盐粉大小对人工增雨量的影响很大。这时,盐粒数浓度同盐粒半径的立方成反比,盐粒越小,浓度越大,人工增雨量较大,增雨峰值段的持续时间也较长。所以在加工保管可能的范围内应选取较小盐粒。但是本文模式没有考虑云下蒸发过程。根据计算,当云底较高,云下湿度较小时,蒸发量是不小的。蒸发量的大小同出云底时的降水滴大小有显著的关系。小的盐粒形成的出云溶滴半径较小,蒸发较强。表7中列有各次算例的出云溶滴的主要半径,这是指盐溶滴降水强度最大时,即人工降水峰值时的盐溶滴出云半径。半径为2.6微



米的盐粒增雨效果虽然较好,但出云半径只有 170 微米左右,受蒸发的影响很大,地面增雨效果不一定最好。

表 6 多次催化的效果

计算结果 催化方式	剂 量 (克/千克·次)	人 工 增 雨 峰 值 段			总增雨量 (毫米)	人工增雨 开始时间 (分)
		雨量(毫米)	增雨率(%)	持续时间(分)		
一次催化	$3 \times 10^{-4}$	0.32	81	20	0.14	50
三次催化	$10^{-4}$	0.13	33	20	0.16	50
		0.11	23	25		50
		0.10	22	25		45
五次催化	$0.5 \times 10^{-4}$	0.10	19	27	0.20	60
		0.07	21	18		57
		0.02	7	20		65
		0.05	10	25		55
		0.03	7	20		60

注：播撒高度为 1400 米，其它参数同表 4。

表 7 不同大小颗粒盐粉的催化效果

盐粒半径 (微米)	剂 量 (克/千克)	浓 度 (个/千克)	人 工 增 雨 峰 值 段			总增雨量 (毫米)	人工降雨 开始时间 (分)	出云溶滴 的主要半径 (微米)
			雨 量 (毫米)	增雨率 (%)	持续时间 (分)			
2.6	$3 \times 10^{-4}$	$3 \times 10^6$	0.64	138	25	0.26	120	172.8
6	$3 \times 10^{-4}$	$3 \times 10^5$	0.33	82	20	0.12	50	251.3
6	$10^{-4}$	$10^5$	0.25	64	20	0.09	50	280.4
	$10^{-5}$	$10^4$	0.02	6	20	0.02	55	300.0
12	$10^{-4}$	$10^4$	0.08	19	15	0.03	30	346.0
	$10^{-5}$	$10^3$	0.003	1	10	0.01	35	367.6

## 五、结 语

本文模式考虑了空气上升和湍流混合这两种主要的层状云宏观过程；用体积水参数化方法计算研究了云中暖雨过程的基本特点和主要制约因子。计算表明，较厚的层状云可以通过随机重力碰并而产生雨滴。雨滴下落时碰并云层下部的云滴，使那里的含水量

减小。由于随机重力碰并增长的速率同含水量有密切的关系,下部含水量的减少导致雨滴主要在云的中上部产生。由于层云中上部雨滴产生速率同下部的含水量之间有这种负反馈作用,所以逐渐达到某种平衡状态而形成稳定的降水。在云的中上部产生的雨滴有较长的下落路径,能增长到较大的尺度并提供较大的降雨量。所以在云层较厚、上升气流较强的暖层云里能够产生较大的降雨。这同我国一些观测实例一致。本文用体积水和滴浓度的双参数方法模拟研究了盐滴在云中的增长过程及其同自然云雨的相互影响。计算表明,播撒一定剂量和大小盐粒可以使层状暖云的降雨在一段短时间内有明显的增加。但是,由于云水量的相应减少,使人工增雨时段前后的自然雨量减少,总的增雨潜力比较有限。本文模式虽然简单,对了解层状暖云的降雨过程以及催化过程有一定帮助。但是,模式假定宏观过程是定常的,不能研究微观过程对宏观特征的反作用;在微物理方面,体积水参数化方法还不能精确描述暖雨过程;在盐粉催化的模拟中还应考虑云下蒸发的作用。今后需要收集层云暖雨过程的观测资料对模式作进一步的检验和改进。

### 参 考 文 献

- [1] 梅森, V. J., «云物理学», 305—328, 科学出版社, 1978.
- [2] Буйков М. В., Пирнач А. М., Численная Модель двухфазного слоистообразного облака с учётом микроструктуры, Изв. А. Н. СССР, *Физика атмосферы и океана*, 1973 No. 5.
- [3] Буйков М. В., Пирнач А. М., Численное Моделирование микрофизических процессов образования осадков в смещенных слоистообразных облаках, Изв. А. Н. СССР, *Физика атмосферы и океана*, 1975, No. 5.
- [4] Berry E. X., Modification of the warm rain process, Proc. First Nat. Conf. on Weather Modification, Amer. Meteo. Soc., Albany, New York, 1968.
- [5] 胡志晋, 积云形成暖雨的条件, 气象学报, 37 卷 3 期 72—79, 1979.
- [6] 胡志晋、蔡利栋, 积云暖雨过程和盐粉催化的参数化数值模拟, 大气科学, 3 卷 4 期 334—342, 1979.
- [7] Srivastava R. C., A study of the effect of precipitation on cumulus dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 24, 36—45, 1967.

## NUMERICAL SIMULATION OF RAIN AND SEEDING PROCESSES IN WARM LAYER CLOUDS

Hu Zhijin, Yan Caifan

(Academy of Meteorological Science, National Meteorological Bureau)

Wang Yu-bin

(Nei Menggu Zizhiqu Meteorological Bureau)

### Abstract

An one-dimensional time-dependent model of precipitation in warm layer cloud is given. The influence of some factors on warm rain process and its initiation is tested. The process of rain enhancement by salt-seeding is simulated and discussed.