

积云暖雨过程及其盐粉催化的 参数化数值模拟

胡志晋 蔡利栋

(中央气象局人工影响天气研究所) (湖南省计算技术所)

我国南方夏季浓积云和积雨云前期的自然成雨过程中,暖雨过程(没有冰相参与的凝结、碰并过程)起着主要的作用。多年来我们进行的盐粉催化积云的人工降雨试验,其作用原理也在于影响积云的暖雨过程。在数值模拟中必须对暖雨过程提出比较切合实际的可用的数值模式。

一、已有的暖雨模式及其存在的问题

暖雨过程从微观上说就是云滴转化为雨滴的过程。Kessler^[1]把这一过程分成两部分:第一是从云滴群中产生出雨滴来(一般以直径200微米作为云滴和雨滴的分界),称为雨雨自我转化过程(PAC);第二是已有雨滴碰并云滴,使云滴水量(Q_c)转化为雨滴水量(Q_r),称为碰并过程。自我转化过程是暖雨过程的关键,而且研究得很不够。

Kessler 根据云滴水量越大,越容易产生雨滴的事实提出了下列云雨自我转化率模式。

$$\text{PAC}(1) \begin{cases} =0, & \text{当 } \rho Q_c \leq A; \\ =K_1(\rho Q_c) - A, & \text{当 } \rho Q_c > A. \end{cases} \quad (1)$$

式中 ρ 为空气密度, ρQ_c 为云滴含水量, K_1 为转化率, A 为转化阈值。当 K_1 和 A 取适当数值后可以得到比较合理的结果。但这些参数随地区而异,差别可能很大。

Berry^[2,3]用数值方法研究了云滴谱的随机重力碰并过程,得出的滴谱演变史比较符合实际。他认为云滴直径六阶矩(d_6)达到80微米的时间(T_1)是很关键的,此时已有少量直径大于100微米的大云滴。此后,碰并过程的增长速率就很快加大了。Berry 综合了28种初始云滴谱的数值计算结果,发现 T_1 同初始云滴谱的浓度(N_b)和相对离散度(D_b)有下列关系

$$T_1 = \frac{60}{\rho Q_c} \left(2 + \frac{0.0266}{D_b} \frac{N_b}{\rho Q_c} \right) \quad (2)$$

他进一步推出自我转化率为

$$\text{PAC}(2) = \frac{Q_c}{T_1} = \frac{\rho Q_c^2}{60} \left(2 + \frac{0.0266}{D_b} \frac{N_b}{\rho Q_c} \right)^{-1} \quad (3)$$

Simpson^[4]根据 Berry 的计算结果得出 $d_6 = 200$ 微米的时刻(T_2)同滴谱有下列关系

$$T_2 = \frac{60}{\rho Q_c} \left(5 + \frac{0.0366}{D_b} \frac{N_b}{\rho Q_c} \right) \quad (4)$$

她进一步推出自我转化率为

$$PAC(3) = \frac{Q_c}{T_2} = \frac{\rho Q_c^2}{60} \times \left(5 + \frac{0.0366}{D_b} \frac{N_b}{\rho Q_c} \right)^{-1} \quad (5)$$

PAC(1) 和(3)曾被广泛地在积云数值模拟中采用。我们曾用 PAC(3) 计算了湖南长沙 1974 年夏季 16 天的积云发展特征, 得出的云顶高度、液水含量、云内温度等同实测的比较一致, 但雨滴含水量和雷达回波反射因子 (Z) 的计算值比实测的大得多(详见表 1)。

表 1 PAC(3) 计算结果同实测对比

积云半径(r) (公里)	计算云厚 (公里)	积云上部雨滴含水量(ρQ_s)		实测降雨 (及雨幡) 机率(%)	雷 达 回 波		
		计算值 (克·米 ⁻³)	飞机实测 (克·米 ⁻³)		反射因子计 算值 $\lg Z_{\max}$	初始回波高度	
						计算值 (公里)	实测值 (公里)
0.5	2.1—3.2	0.3		2	3.0—3.8	0.8—1.0	
1.0	3.2—4.8	1.5	0.02	12	4.5—4.9	0.8—1.0	>2.0
2.0	3.8—6.3	2.8		60	5.1—5.6	0.8—1.0	

浓积云($r = 1$ 公里)的计算雨滴含水量达到 1.5 克·米⁻³, 比实测值大几十倍, 按理应能观测到它们降雨或雨幡, 但湖南这类云的实测降雨机率还不到 20%。计算的雷达反射因子值也明显偏大; 初始回波高度明显偏低。总之, PAC(3) 模式比实际暖雨过程偏早偏快。PAC(1) 和 PAC(2) 也存在着同样的缺点。国外也发现了这一点。Cotton (1972)^[5] 指出 Berry 的自我转化公式比自然云中过程的效率偏高。Silverman (1973)^[6] 把积云一维时变模式同 Berry 的云滴随机碰并增长的非参数化模式结合起来, 模拟了积云降雨过程, 同实测的大体相符。他在文中用参数化模式 PAC(1) (2) (3) 计算结果进行对比, 发现这些模式明显偏快。以雷达初始回波的出现时刻和高度为例, PAC(1) (2) (3) 计算值为 4—8 分钟, 1.0—1.6 公里, 而非参数化模式算出的是 15 分钟, 2.6 公里。由于非参数化模式需要 67 个滴谱方程, 计算复杂得多, 不适于一般分析之用, 所以必须提出更为合理的暖雨参数化模式。

二、暖雨模式

我们把云滴产生雨滴的自我转化过程分成两个阶段。第一阶段是酝酿阶段, 云滴谱通过各种过程缓慢拓宽, 逐渐产生一批直径大于 60—80 微米的大云滴, 但至此几乎还没有雨滴形成。第二阶段大云滴通过碰并迅速增长, 不断产生出雨滴来, 云雨自我转化率迅速加大而后趋于稳定。Kessler 的模式实际上就是用含水量阈值 A 来区别这两个阶段。据 Weinstein (1970)^[4] 的敏感性分析表明 A 值的大小对积云降雨过程计算结果关系很大, 而转化率 (K_1) 的作用较小。这说明了划分两个阶段的重要性。目前的暖雨理论^[7] 还不能充分阐明云滴如何超越直径为 40—60 微米的临界大小。随机碰并理论比较接近实际, 我们用“暖雨酝酿时间”作为划分两个阶段的阈值, 具体取 Berry 的 T_1 。在第二阶段中我们取自我转化率为常数, 从 Weinstein 的敏感性分析结果来看这样做的误差估计不大。我们认为从式(2)的 T_1 到式(4)的 T_2 时间内大约有一半的液态水量转化为雨滴, 平均云雨转

化率为

$$\frac{Q_e}{2(T_2 - T_1)} = \frac{\rho Q_e^2}{60} \left(6 + \frac{0.0200 N_b}{D_b \rho Q_e} \right)^{-1} \quad (6)$$

这里面包括了自我转化率和碰并转化率,若以 J_1 表示自我转化率所占的比重,则

$$\text{PAC}(4) \begin{cases} = 0, & \text{当 } t < T_1; \\ = \frac{J_1 \cdot \rho \cdot Q_e^2}{60} \left(6 + \frac{0.0200 N_b}{D_b \rho Q_e} \right)^{-1}, & \text{当 } t > T_1. \end{cases} \quad (7)$$

式中 t 为时间。

Cotton (1972)^[1] 考虑了云雨转化率随时间的变化,他重复了 Berry 的工作并把雨滴对云滴碰并从总的云雨转化率中扣除,得出了自我转化率为

$$\text{PAC}(5) = \exp \left[K' - \frac{1}{4a'} (t - h') \right]^2 \quad (8)$$

式中 K' , a' , h' 为参数, Cotton 给出了两种滴谱、三种含水量的参数值,我们把这些几种自我转化率列于图 1 和表 2 以便对比。PAC(4) 中的 J_1 值取 0.5。

表 2 各种自我转化率公式值比较

云滴初始谱特征值		$N_b = 100 \text{ 个} \cdot \text{厘米}^{-3}, D_b = 0.25$			$N_b = 300 \text{ 个} \cdot \text{厘米}^{-3}, D_b = 0.25$		
云滴含水量(克·米 ⁻³)		2.0	1.5	1.0	2.5	2.0	1.5
自我转化率 (克·公斤 ⁻¹ ·秒 ⁻¹)	PAC(1) ($A = 0.5$)	1.5×10^{-3}	1.0×10^{-3}	0.5×10^{-3}	2×10^{-3}	1.5×10^{-3}	1.0×10^{-3}
	PAC(3)	5.0×10^{-3}	2.5×10^{-3}	0.8×10^{-3}	4.0×10^{-3}	2.5×10^{-3}	1.0×10^{-3}
	PAC(5) 极大值	4.0×10^{-3}	2.0×10^{-3}	0.6×10^{-3}	3.0×10^{-3}	1.0×10^{-3}	0.2×10^{-3}
	PAC(4) ($J_1 = 0.5$)	3.0×10^{-3}	2.0×10^{-3}	0.7×10^{-3}	3.0×10^{-3}	1.7×10^{-3}	0.7×10^{-3}

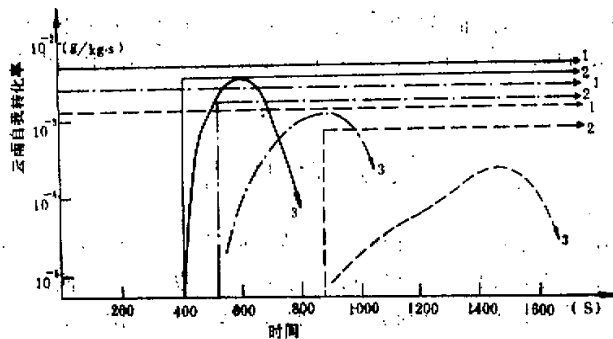


图 1 各种参数化模式云雨自我转化率的比较。

1. Simpson 模式, 即 PAC(3); 2. 本文模式, 即 PAC(4);
3. Cotton 模式, 即 PAC(5)。大陆云, $N_b = 300 \text{ 个} \cdot \text{厘米}^{-3}$,
 $D_b = 0.25$; 含水量——2.5 克·米⁻³, ——2 克·米⁻³,
..... 1.5 克·米⁻³。

在图 1 里 PAC(1) (2) (3) 都是定常的, 都是直线; PAC(5) 是条曲线; PAC(4) 是条折线。PAC(4) 的阈值 T_1 同 PAC(5) $= 10^{-3}$ 克·公斤⁻¹·秒⁻¹ 的时刻相当。PAC(5) 后一

阶段曲线的下降主要是由于 Cotton 所用的含水量是云滴和雨滴的总量,随着雨滴的比重加大,云滴减少,自我转化率就降低。实际云中不断有凝结补充,当云滴含水量不变时自我转化率不会降低而可能趋于定常。PAC(1)(2)(3)的缺点不仅在于它们的数值偏大,从 T_1 、 T_2 推导 PAC(2)、(3) 有不妥之处,更重要的在于它们从一开始就有雨滴产生,这些雨滴就会通过碰并云滴而迅速增大,造成云雨转化率偏早偏快。PAC(5) 应该避免了这个缺点,但是 Silverman 用 PAC(5) 同非参数化模式比较,结果也偏早偏快。这是因为在云体上升过程中云滴水量不断增大,初期(云的下部)特别显著。PAC(5) 所用含水量是一个定值,直接在积云模式中应用,等于假定在计算时刻之前的含水量都保持这一数值,这样就夸大了实际的云中含水量发展过程和自我转化速率。

为了解决这一问题我们采用“累计酝酿过程”作为阈值。可以认为在 t 到 $t + dt$ 时间内酝酿过程完成了 $\frac{dT}{T_1}$ 部分, T_1 按式(2)是 $\rho Q_c(t)$ 的函数。当 $\int_0^t \frac{dT}{T_1} = 1$ 时,酝酿过程完成, t^* 即为阈值。

$$\text{PAC}(4) \begin{cases} = 0, & \text{当 } t \leq t^*; \\ = \frac{J_1 \rho Q_c^2}{60} \cdot \left(6 + \frac{0.0200}{D_b} \frac{N_b}{\rho Q_c} \right)^{-1}, & \text{当 } t > t^*; \end{cases} \quad (9)$$

在一维定常模式中采用下述形式

$$\text{PAC}(4) \begin{cases} = 0, & \text{当 } \int_0^H \frac{dH}{W \cdot T_1} \leq 1; \\ = \frac{J_1 \rho Q_c^2}{60} \cdot \left(6 + \frac{0.0200}{D_b} \frac{N_b}{\rho Q_c} \right)^{-1}, & \text{当 } \int_0^H \frac{dH}{W \cdot T_1} > 1. \end{cases} \quad (10)$$

式中 H 为高度, W 为积云升速, T_1 用该高度的云滴水量按式(2)算出。

三、模式在积云数值模拟中应用计算结果

我们参照 Simpson 的工作^[4], 采用下列方程组:

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dH} &= \frac{-\frac{A_s}{C_p} \left(1 + \frac{L q_s}{RT} \right) - \mu(T - T_c) - \mu \frac{L}{C_p} (q_s - q_c)}{1 + \frac{\sigma L^2 q_s}{C_p R T^2}} \\ \frac{dW^2}{dH} &= \frac{2g}{1 + \gamma} \left[\frac{T_E - T_{YE}}{T_{YE}} - Q_c - Q_h \right] - 2\mu W^2 \\ \frac{dQ_c}{dH} &= \frac{1}{W} \frac{V_h}{r} Q_h \\ \frac{dQ_h}{dH} &= \frac{1}{W} [\text{PAC} + 6.96 \cdot 10^{-4} \cdot n_s^{0.25} \cdot (\rho Q_h)^{0.75} \cdot Q_c] - \frac{dQ_c}{dH} + \frac{S}{\partial H} \\ \frac{dQ_s}{dH} &= -\frac{dq_s}{dH} - \mu(q_s - q_c + Q_c) - \frac{dQ_h}{dH} - \frac{dQ_c}{dH} \end{aligned}$$

式中 T 、 T_v 为云内温度和虚温; T_e 、 T_{ve} 、 q_e 为环境温度、虚温和比湿; A 、 L 、 g 、 C_p 、 R 为常数; Q_c 、 Q_h 、 Q_r 为云水量、雨水量和落水量; n_0 为雨滴谱 ($n_D = n_0 e^{-\lambda D}$) 参数; 挟卷系数 $\mu = \frac{0.2}{r}$; r 为积云上升气流半径; γ 为参数, 取 0.5; S 为盐粉催化模拟项, 在本节自然降水过程中 $S \approx 0$ 。PAC 取 Simpson 的 PAC(3) 同本文 PAC(4) 对比。根据庐山和长沙的实例计算结果, 这一模式计算的升速比实测云顶升速大。为了订正这一误差我们在 PAC(4) 的升速项里引入系数 J_2 , 并取 0.5。这样

$$\text{PAC(4)} \begin{cases} = 0 & \text{当 } \int_0^H \frac{dH}{J_2 \cdot W \cdot T_1} \leq 1; \\ = \frac{J_1 \cdot \rho Q_c^2}{60} \left(6 + \frac{0.0200 N_b}{D_b \cdot \rho Q_c} \right)^{-1}, & \text{当 } \int_0^H \frac{dH}{J_2 \cdot W \cdot T_1} > 1. \end{cases}$$

$$T_1 = \frac{60}{\rho Q_c} \left(2 + \frac{0.0266 N_b}{D_b \cdot \rho Q_c} \right).$$

我们用长沙、南昌、海口等地一些探空资料进行了计算对比, 结果两种 PAC 模式计算的云顶高度、升速、云内外温差和液水总量 ($Q_c + Q_h$) 值差别很小, 但雨水量和雷达回波反射因子的计算值差别很大。以长沙 1974 年 9 月 2 日 13 时探空为例, 计算结果列于图 2 和表 3。

表 3 两种暖雨模式计算结果对比, 长沙 1974 年 9 月 2 日 13 时, 云底高 1.2 公里。

云 状	中 积 云		弱 浓 积 云		强 浓 积 云	
上升气流半径 r (公里)	0.5		1.0		2.0	
模 式	本文	Simpson	本文	Simpson	本文	Simpson
云厚(公里)	2.8	2.8	3.6	3.6	5.0	4.8
初始 { 出现时间(分)	没有	7	18	7	15	7
雨水 { 出现高度(公里)	没有	0.4	3.4	0.4	3.0	0.4
雨水量极大值(克·米 ⁻³)	0	0.25	0.11	1.1	1.6	2.7
全云雨水总量	0	0.27	0.03	1.4	1.4	5.1
初始 { 出现时间(分)	没有	9	18	11	15	10
回波 { 出现高度(公里)	没有	1.2	3.4	1.0	3.0	1.0
反射因子极大值 (毫米 ⁶ ·米 ⁻³)	0	2500	1000	41000	10000	255000

当天长沙雷达实测回波顶高为 5.5—6.3 公里, 云体较宽, 生命较长, 顶高 6.3 公里的回波向下发展及地。计算结果表明: (1) 中积云: 按 Simpson 模式计算的雨水量最大为 0.25 克·米⁻³, 反射因子达 2500 毫米⁶·米⁻³; 按本文模式没有雨滴生成, 也没有雷达回波。后者同当地实测的中积云结果一致。(2) 弱的浓积云, 顶高为 4.8 公里, 按 Simpson 模式计算的雨水量最大达 1.1 克·米⁻³, 反射因子达 41000 毫米⁶·米⁻³, 这比实测的大得多。本文模式计算值相应为 0.11 克·米⁻³和 1000 毫米⁶·米⁻³同实测比较接近。(3) 初始回波出现的时间和高度按 Simpson 模式为 9—11 分钟, 距云底 1.0 公里; 按本文模式为 15—18 分钟, 距云底 3.0—3.4 公里。后者同 Silverman 的非参数化模式计算结果一致。美国南达科他州^[9]观测到积云初始回波的中值高度距云底 3.0 公里, 长沙实测的初始回波高度的个别值亦大于 2 公里, 同本文模式比较一致。总之, 本文模式改进了已有参数化模式成雨

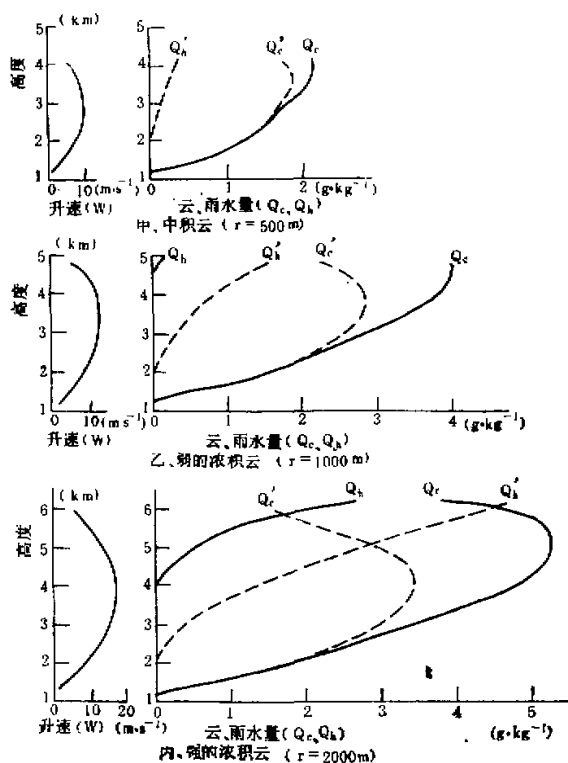


图2 不同模式计算的云水量(Q_c)和雨水量(Q_r)的垂直变化。

实线为本文模式;虚线为 Simpson 模式。湖南长沙 1974 年 9 月 2 日 13 时探空资料。

偏早偏快的缺点,同实测比较一致。

四、盐粉催化的参数化模拟

为了了解盐粉催化过程,过去(如[10])多用盐粉单粒运动增长模式,用盐粒形成的雨滴最终质量来估价催化增雨效果。这种模式虽能帮助我们了解催化的有利条件和最佳粒度,但它们忽视了盐粒群体同积云云雨滴群体和宏观过程的相互制约作用。实际上积云本身进行着自然成雨过程,盐粒群进入云体以后影响着整个成雨过程,其催化效果应根据播盐后雨量和自然雨量之差来估价。Myers 和 Orville 1972^[11]曾经尝试了盐粉催化的参数化模拟。他们假定雨滴谱参数 n_0 在催化后比自然过程减小了 10 倍,即雨滴浓度减少 5.6 倍。计算结果为:一块在自然过程中 75 分钟内不下雨的积云,催化后产生了及地的降雨,同实际试验观测结果比较一致。但是他们的假定是缺乏依据的,播撒盐粉怎么能使得总的雨滴浓度减少 5.6 倍呢? Sutherland (1972)^[12]在尿素人工降水试验中发现催化后雨量加大,大雨滴增多,但雨滴谱型没有明显变化。这同 Myers 的假定不一致。Myers 还尝试了其它的模拟方案但都不大成功。

我们假定盐粉进云之后通过凝结碰并过程很快长大成雨滴, 在 H_N 高度上形成了 S (克·公斤⁻¹) 的雨水量。这时盐溶滴已经大大稀释, 其增长规律已同普通雨滴无异, 在模拟中凝结过程是定常的, 所以盐粒上的凝结水汽量等于云滴蒸发水汽量。对于云体来说没有补充的凝结潜热释放出来, 热力学方程就保持不变。雨滴谱参数 n_0 也假定不变。人工播盐只是提前增大了雨水量, 雨滴浓度 $\frac{\rho Q_h}{\pi} n_0^{\frac{2}{3}}$ 和均立方直径

$$D_3 = 1.8 \left(\frac{\rho Q_h}{\pi n_0} \right)^{\frac{1}{3}}$$

随之增大, 滴谱基本不变而大滴增多, 这样就同 Sutherland 的试验观测结果一致。我们用

$$\begin{cases} S = 0.1 \text{ (克·公斤}^{-1}\text{)}, & \text{当 } H = H_N; \\ S = 0, & \text{当 } H \geq H_N. \end{cases}$$

模拟盐粉催化过程。在自然过程中 $S = 0$ 。用第三节的方程组计算了一些例子。结果表明盐粉催化对云顶高度、云内温度和风速的影响很小, 对成雨过程则有明显作用。仍以长沙 1974 年 9 月 2 日为例, 取 $H_N = 2.0$ 公里, 即云底以上 0.8 公里。计算结果列于图 3 和表 4。

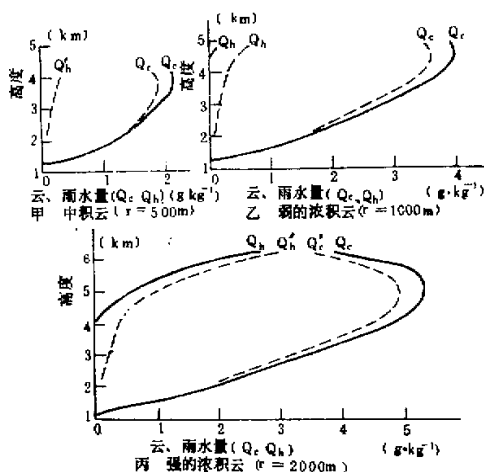


图 3 自然雨水量(Q_r)和催化后雨水量(Q'_r)的垂直变化计算结果。

实线为自然过程, 虚线为盐粉催化后的过程。据湖南长沙 1974 年 9 月 2 日探空计算结果。

表 4 中的全云雨水总量是指 $\int \rho Q_h dH$ 。由于定常模式的限制, 不能计算雨滴在云中下落过程的增长, 所以该值比实际雨量小得多。我们认为其相对比值具有一定的代表性。从表 4 可见, 由于 Simpson 模式的自然成雨效率偏高, 掩盖了盐粉催化的效果, 雨水总量只增加 4—32%, 雷达初始回波高波没有变化。采用本文模式以后盐粉催化积云降雨的效果就明显得多。

(1) 盐粉催化可使某些自然不降雨的积云激发降雨(如云厚为 2.8 公里的中积云), 提高降雨机率。盐粉催化浓积云可以增加雨量 68% 到几倍, 有一定的实用价值。这同我

表 4 盐粉催化积云增雨效果计算值 长沙 1974 年 9 月 2 日 $H_N = 2.0$ 公里

云 状 云 半 径 云 厚 模 式		公 里 公 里	中 积 云		弱浓积云		强浓积云	
			0.5		1.0		2.0	
			2.8		3.6		5.0	
			本文	Simpson	本文	Simpson	本文	Simpson
全云雨 水总量	自 然	毫米	0.0	0.27	0.03	1.40	1.40	5.1
	催化增量	毫米	0.24	0.08	0.53	0.15	0.95	0.2
		%	∞	32	1900	11	68	4
雷达初始 回波距云 底高度	自 然	公里	没有	1.2	3.4	1.0	3.0	1.0
	催化后	公里	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	催化降低	公里		0.2	2.4	0.0	2.0	0.0

国南方夏季大量的人工降雨试验结果一致。

(2) 盐粉催化使雷达初始回波高度从云底以上 3 公里降到 1 公里。这同美国南达科他州^[9]在云底播撒盐粉人工降雨试验的结果一致。

(3) 从图 3 可见,云的中下部云水量向上迅速增大,雨水量很小其增长不受限制,所以催化后的雨水量增值向上不断增大。云的上部,雨水量已经很大,云水量被大量碰并而向上逐渐减小。雨水量的增长受到限制,催化后的雨水增值向上逐渐减小。这说明催化增雨量是受云水量和自然雨水量的制约的。

(4) 我们模拟了从不同高度播撒盐粉的催化效果,令 $H_N = 2.0$ 、3.0、4.0 公里。计算结果列于表 5。看来催化高度低的效果较好,催化高度太高,增雨效果就差。这是由于催化高度低的,盐粉增长路径较长;更重要的是云的下部自然雨滴还没有发展起来,人工增加的雨水量的作用显得十分重要;在云的上部自然雨水量较大,人工增加的雨水量和自然雨水量相比不占重要份量,其作用也就比较有限了。

表 5 盐粉催化高度对催化效果的影响 长沙 1974 年 9 月 2 日 云半径=2 公里

催化高度 (H_N)	公 里	2.0	3.0	4.0
全云总雨量增值	毫米	0.95	0.54	0.22
	%	67	39	15
最大回波反射因子(Z_{max})增量	%	45	28	15
初始回波高度降低值	公里	2.0	1.0	0.0

表 6 盐粉催化不同特性的积云的效果 长沙 1974 年 9 月 2 日 $r=2.0$ 公里, $H_N=2.0$ 公里

积云分类	N_b	D_b	初始回波高度(公里)		全云雨水总量(毫米)		
			自然	催化降低值	自然	催化增值	增值百分比
大陆性	500	0.366	3.0	2.0	1.4	0.95	68%
带海洋性	300	0.40	2.4	1.4	2.2	0.70	32%

(5) 我们模拟了盐粉对不同微观特性的积云的催化。大陆性积云的初始云滴谱浓度较大,滴谱较窄,有较高的胶体稳定性,我们取 $N_b = 500$ 个·厘米⁻³, $D_b = 0.366$;海洋性积云的浓度小,滴谱宽, $N_b = 50-100$ 个·厘米⁻³, $D_b = 0.5$;我国沿海地区积云带海洋性,我们取 $N_b = 300$ 个·厘米⁻³, $D_b = 0.4$ 。计算结果列于表 6。看来带海洋性的积云

自然雨量较大,初始回波较低,盐粉催化的效果比较差。所以自然比较稳定的云(大陆性)人工降雨的潜力较大,催化效果较显著。

为了模拟积云降雨的整个过程并计算雨强和总雨量,今后需要在一维时变积云模式中采用本文暖雨模式来计算研究。

参 考 资 料

- [1] R. C. Srivastava (1967), A study of the effect of precipitation on cumulus dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 36—45.
- [2] E. X. Berry, (1967), Cloud droplet growth by collection, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 688—701.
- [3] E. X. Berry, (1968), Modification of the warm rain process, *Proc. First Nat. Conf. on Wea. Mod. Amer. Meteor. Soc.*, Albany, New York, 81—85.
- [4] J. Simpson and Wiggert, (1969), Models of precipitating cumulus towers, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 471—489.
- [5] W. R. Cotton (1972): Numerical simulation of precipitation development in supercooled cumuli-Part I, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 757—763.
- [6] B. Silverman and M. Glass (1973), A numerical simulation of warm cumulus clouds: Part I, Parameterized VS non-parameterized microphysics, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1620—1637.
- [7] B. J. Mason (1971), The Physics of clouds. 云物理学, 中译本, 120—153 页.
- [8] A. I. Weinstein (1970), A numerical model of cumulus dynamics and microphysics, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 246—255.
- [9] A. Kościelski and A. S. Dennis (1972), Seeding effects in convective clouds in western South Dakota, *Proc. Third Nat. Conf. on Wea. Mod., Amer. Meteor. Soc.*, Rapid City, pp. 186—191.
- [10] G. E. Klamra and C. J. Todd (1972), A model of hygroscopic seeding in cumulus clouds, *ibid.*, pp. 158—165.
- [11] C. G. Myers and H. D. Orville (1972), The simulation of salt seeding in a numerical cloud model, *ibid.*, pp. 171—174.
- [12] Sutherland (1972), A study of the precipitation cycle of warm cumuli, A. D. 750889.

A PARAMETERIZED NUMERICAL SIMULATION OF WARM RAIN AND SALT-SEEDING IN CUMULUS CLOUDS

Hu Zhi-jin. Cai Li-dong

ABSTRACT

In this paper a parameterized equation of the autoconversion of cloud water to rain is given. Using the conception of the preparation time for rain formation, the autoconversion is delayed for a time when $\int_0^t \rho Q_c \cdot \left(2 + \frac{0.0266}{D_b} \frac{N_b}{\rho Q_c}\right)^{-1} dt$ is less than unity. Calculation on an one-dimensional model with this equation shows that the rain formation is less efficient, and the height of first echo is higher than that with Berry's equation.

Based on the assumption that in the salt-seeding case some cloud water converts into rain near the cloud base, our calculation shows that the rain is stimulated and enhanced from some natural non-raining cloud, and the height of first echo is lowered.