

盐粉催化不同生命史的浓积云的数值模拟

胡志晋 严采紫

(国家气象局气象科学研究所)

提 要

用改进的一维时变参数化模式计算了浓积云自然发展和盐粉催化过程。在不同的地面温度条件下积云的动力过程和自然雨量有显著差异,其催化效果也不同。一般的自然降水浓积云,其动力过程演变较快,雨量较小,催化增雨量则较大,可达50%以上。动力过程长期维持的自然降水云,雨量较大,而催化增雨量较小,个别情况下催化后雨量稍减。自然不降水的浓积云催化后可能产生降水。它们的动力过程越稳定,催化后的雨量越大。文中还讨论了增雨机制,对盐粉的最佳粒度、剂量、播撒时机和部位也作了一些数值试验。

一、引 言

我国用盐粉催化积云降雨的试验已进行了二十多年,提出了大颗粒、大剂量的催化方法,取得了一定成效^[1,2]。近年来国外(特别是东南亚国家)也作了大量试验。我们曾用一维定常参数化模式计算得出在积云云底播撒0.1克/千克的大水滴或者半径为12—56微米、 10^{-4} — 10^{-3} 克/千克的盐粉可以提前形成雨滴,降低初始雷达回波高度,增大云中雨水量^[3]。Johnson(1980)用定常上升气流和详细微物理模式得出了同我们类似的结果^[4]。但是定常模式不能计算积云整个生命史的降雨总量。Nelson(1972)用一维时变但上升气流定常的模式得出播撒大水滴可以使雨滴提前形成,但云下降雨总量却反而减小^[5]的结果。Farley(1975)用一维时变模式模拟了自然不降雨而长期维持(生命史大于120分)的积云撒少量盐粉的试验,得出催化可以通过雨滴破碎增生而激发降雨^[6]。看来盐粉催化会提前形成雨滴,但可能使积云提前消散,妨碍自然成雨过程,总的增雨效果将是正是负?在什么条件下催化能够增雨?这是盐粉人工降雨原理的关键问题。本文试图分析大量算例来作出解答。

二、模 式

计算云体半径 R ,云内温度 T ,气流升速 W ,单体质量空气中水汽、云滴、雨滴和盐溶滴的质量 Q_v 、 Q_c 、 Q_R 、 Q_N ,雨滴和盐溶滴的数浓度、平均落速、平均半径 N_R 、 N_N 、 V_R 、 V_N 、 R_R 、 R_N 和云滴谱拓宽度 A_c 的方程组为:

1983年11月30日收到修改稿。

$$\begin{aligned}
\frac{\partial R}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial R}{\partial z} + k \frac{\partial^2 R}{\partial z^2} + (1 - c_a) \left(u_a + \frac{\alpha}{2} |W| \right) \\
\frac{\partial W}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial W}{\partial z} + k \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - E_1 \cdot W + \frac{1}{1.5} \left(\frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - Q_h - Q_c - Q_v \right) \cdot g \\
\frac{\partial T}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial T}{\partial z} + k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{k}{T} \frac{g}{c_p} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) \\
&\quad - \bar{W} \frac{g}{c_p} - E_1 (T - T_e) + \frac{L}{c_p} (P_5 - P_3) \\
\frac{\partial Q_v}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial Q_v}{\partial z} + k \frac{\partial^2 Q_v}{\partial z^2} - E_1 (Q_v - Q_c) - P_5 + P_3 + PN_1 \\
\frac{\partial Q_c}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial Q_c}{\partial z} + k \frac{\partial^2 Q_c}{\partial z^2} - E_1 Q_c - P_1 - P_2 + P_5 - PN_1 - PN_2 \\
\frac{\partial Q_h}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial Q_h}{\partial z} + k \frac{\partial^2 Q_h}{\partial z^2} - E_2 Q_h + P_1 + P_2 - P_3 + Q_h \frac{\partial V_h}{\partial z} + V_h \frac{\partial Q_h}{\partial z} \\
\frac{\partial N_h}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial N_h}{\partial z} + k \frac{\partial^2 N_h}{\partial z^2} - E_2 N_h + \frac{P_1}{Q_{h0}} - 2P_3 \frac{N_h}{Q_h} + P_4 + N_h \frac{\partial N_h}{\partial z} + V_h \frac{\partial N_h}{\partial z} \\
\frac{\partial A_c}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial A_c}{\partial z} + k \frac{\partial^2 A_c}{\partial z^2} + \frac{\rho^2 Q_c^2}{120 \cdot \rho \cdot Q_c + 1.6 \cdot N_h / D_b} \\
\frac{\partial Q_N}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial Q_N}{\partial z} + k \frac{\partial^2 Q_N}{\partial z^2} + E_2 Q_N + PN_1 + PN_2 - PN_3 + Q_N \frac{\partial V_N}{\partial z} + V_N \frac{\partial Q_N}{\partial z} \\
\frac{\partial N_N}{\partial t} &= -\bar{W} \frac{\partial N_N}{\partial z} + k \frac{\partial^2 N_N}{\partial z^2} + E_2 N_N + N_N \frac{\partial V_N}{\partial z} + V_N \frac{\partial N_N}{\partial z}
\end{aligned}$$

式中 $\bar{W}$ 为平均升速, 取 $\bar{W}_i = \frac{1}{2} W_i + \frac{1}{4} (W_{i+1} + W_{i-1})$; T_e , T_{ve} , Q_c 为环境大气的温度、虚温、比湿; k 为云内湍流混合系数, 取 $k = 100$ 米²/秒; N_h/D_b 为云底滴谱特性值, 取为 1200.

方程组考虑了云滴群产生雨滴的自动转化 P_1 、雨滴碰并云滴 P_2 、雨滴蒸发 P_3 、雨滴间碰并和破碎 P_4 、云滴凝结和蒸发 P_5 以及盐溶滴的凝结 PN_1 、碰并云滴 PN_2 、蒸发 PN_3 等八种微观过程. 假定雨滴谱分布为 $N_h(D) = N_{0h} \cdot e^{-\lambda_h D}$, 式中 N_{0h} 和 λ_h 均为变量, 同 Q_h 和 N_h 相当, 这比 P - M 分布更接近实测结果^[1,8]. 假定盐滴是均匀的. 当 $A_c \leq 1$ 时, $P_1 = 0$; $A_c > 1$ 时, $P_1 = \frac{0.25 \cdot \rho^2 \cdot Q_c^2}{360 \cdot \rho \cdot Q_c + 1.2 N_h / D_b}^{[9]}$;

$$P_2 = 0.00247 \cdot \rho \cdot Q_c \cdot Q_h \cdot E \cdot \lambda_h^{0.2};$$

$$P_3 = \frac{4.5 \cdot 10^{-7} \cdot \rho \cdot (Q_{sw} - Q_v) \cdot \lambda_h^2 \cdot (1 + 44.8 \sqrt{\rho \cdot \lambda_h^{0.9}}) \cdot Q_h}{1 + 0.162 [1 - 0.0066(T - T_0)] \cdot \rho \cdot Q_{sw}};$$

$$P_4 = 2.8 \cdot 10^{-4} \cdot N_h^2 \cdot \lambda_h^2 [-\exp(-0.152 \lambda_h) + S_h \cdot \exp(-0.231 \lambda_h)]^{[11]};$$

$$\begin{aligned}
PN_1 &= \frac{4.19 \cdot N_N}{Dt} \left\{ \left[R_N^3 + \frac{2.02 \cdot 10^{-7} \cdot M_N \cdot \rho \cdot Q_{sw} (1 + 7.85 \sqrt{V_N R_N \rho}) \cdot Dt}{1 + 0.162 [1 - 0.0066(T - T_0)] \rho \cdot Q_{sw}} \right]^{0.6} \right. \\
&\quad \left. - R_N^3 \right\};
\end{aligned}$$

$$PN_1 = N_N \cdot \pi \cdot R_N^2 \cdot V_N \cdot \rho \cdot Q_c \cdot E_N;$$

$$PN_2 = \frac{2.83 \cdot 10^{-6} \cdot N_N \cdot R_N (Q_{sw} - Q_v) \cdot \rho \cdot (1 + 7.85 \sqrt{V_N \cdot R_N \cdot \rho})}{1 + 0.162[1 - 0.0066(T - T_0)] \cdot \rho \cdot Q_{sw}};$$

其中 P_1 是根据文献^[10]的数值计算结果综合得出的, 式中 S_h 为雨滴碰并破碎的次生滴数, 取 $S_h = 3$; PN_1 的形式保证在盐滴初始增长阶段可用一般时间步长 (dt) 计算。 V_N 、 E_N 都取为 R_N 的函数。云滴凝结假定是瞬时完成的, 过饱和度为 0, 由于凝结潜热对温度和饱和比湿 (Q_{sw}) 的影响, P_2 和 T 是用迭代法求出的。

我们认为云内气流辐合应由水平外流和云半径改变来平衡, 设前者所占的比例为 C_a , 则 $-\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho_w}{\partial z} \right) = \frac{2}{R} C_a u_a + \frac{2}{R} \frac{dR}{dt} - (1 - C_a) \frac{\alpha}{R} |W|$, 式中 $u_a = -\frac{R}{2} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho_w}{\partial z} \right)$, $C_a \cdot u_a$ 为云边水平外流速度。由此推出方程组中 $\frac{dR}{dt}$ 的表达式。这时运动学夹卷率为 $E_1 = -\frac{2}{R} C_a \cdot u_a \cdot C_b$, 式中 C_b 当 $u_a \geq 0$ 时为 0, $u_a < 0$ 时为 1。本文采用综合夹卷率, $E_1 = -\frac{2}{R} C_a u_a C_b + (1 - C_a) \frac{\alpha}{R} |W|$, 式中第二项为参数化夹卷率, $\alpha = 0.2$ 。

我们根据 1962—1964 年江西积云观测结果, 先从早上探空资料算出大气饱和比湿等于近地层最大比湿的高度 H_c , 作为预报云底高度。 H_c 以下的大气温度取干绝热递减率以模拟白天的增温, 其余不变, 作为预报环境大气状态, 这同文献^[12, 13]是一致的。

边界条件为: $z = 0$; $W = Q_c = A_c = 0$; $R = R_c$; 湍流输送项和夹卷项为 0。 $z = H$; $R = W = Q_c = A_c = Q_h = N_h = Q_N = N_N = 0$; $Q_v = Q_c$, $T = T_c$ 。

初始扰动为: 当 $z < H_c$ 时, $R = R_c$, $Q_v = Q_{vc}$, $W = W_c \cdot \sin\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{z}{H_c}\right)$; 当 $H_c < z < 2H_c$ 时, $R = R_c \cdot \sin\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{z}{H_c}\right)$, $W = W_c \cdot \sin\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{z}{H_c}\right)$, $Q_v = Q_{sw}(T_c)$ 。式中 Q_{vc} 为云底高度 H_c 处的饱和比湿, R_c 为初始云半径, W_c 为初始风速, 取 $W_c = 1$ 米/秒。其余均假定同环境大气一样。

三、积云发展和盐粉催化的一般情况

1. 我们用武汉 1978 年 8 月 7 日 7 时探空资料, 令 $Q_N = N_N = M_N = 0$, 计算了自然发展过程。表 1 中列有 $R_c = 0.5, 1, 2$ 公里; $C_a = 0, 0.6, 1$; $\Delta T_0 = 0, -1.1, -2.7^\circ\text{C}$ 的 21 个算例结果。以 $R_c = 2$ 公里, $C_a = 1$, $\Delta T_0 = -1.1^\circ\text{C}$ 为例, 计算的积云云底为 1.6 公里。16 分钟时, 风速在 3.6 公里处达到最大, 为 7.7 米/秒。22 分时云顶最高, 为 4.8 公里。这段时间里云顶平均上升速度约 2 米/秒。24 分时, 云滴水量在 4.4 公里处达到最大, 为 4.5 克/千克, 同时, 在云顶附近产生雨滴, 并有雷达初始回波。雨滴在 14 分钟内迅速增大并达到最大值 (2.5 克/千克), 风速和云水量逐渐减小。36 分时, 下部出现下沉气流。38 分时降雨及地。44 分时雨强最大, 为 0.5 毫米/分。下沉气流也同时达到最强, 为 -3.6 米/秒。45 分时, 积云消散。50 分时, 地面降雨结束。这同观测的降雨浓积云的生命过程大致相符。

表 1 (a)

C_a, R		$C_a = 0 \quad R = 2.0$ (公里)				$C_a = 0 \quad R = 1.0$ (公里)				$C_a = 0 \quad R = 0.5$ (公里)			
ΔT_0 (24分)		0.0	-1.1		-2.7	0.0	-1.1		-2.7	0.0	-1.1		-2.7
自然或催化		白 催	白 催		白 催	白 催	白 催		白 催	白 催	白 催		白 催
最大升速 (米/秒)	时间(分)	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
	升速 (米/秒)	12.9	12.9	12.9	12.9	9.9	9.9	9.9	9.9	6.9	6.9	6.9	6.9
最高云顶 云高(公里)	时间(分)	44	38	26	26	26	30	24	24	20	20	20	20
	云高(公里)	7.4	7.4	6.8	6.8	6.6	6.8	5.6	5.4	4.2	4.2	4.2	4.2
最大雨强 (毫米/2分)	时间(分)	50	40	44	38	50	40	46	38	—	40	—	38
	雨强 (毫米/2分)	10.9	13.5	5.6	11.2	6.2	6.7	3.3	5.6	—	2.5	—	1.4
消亡时间(分)		80	70	74	66	72	62	64	56	不消	60	88	54
雨量(毫米)		90.2	96.2	41.6	66.1	36.9	37.9	14.4	25.9	—	10.3	6.6	—
催化增雨 增量(毫米) %	增量(毫米)	6.0	24.5	24.6	99	1.0	11.5	11.8	165	10.3	6.6	6.6	4.8
	%	6.7	59	99	99	3	80	80	165	∞	∞	∞	∞
自然 雨		✓	✓	✓	✓	×	×	×	×	—	—	—	—
40分 升速 (米/秒) 云高 (公里)	升速 (米/秒)	8.9	4.4	3.8	6.5	6.5	4.0	4.0	2.8	5.2	3.5	2.4	2.4
	云高 (公里)	7.2	6.0	6.0	5.8	5.8	5.6	5.6	5.0	4.0	3.8	3.6	3.6

表 1 (c)

C_n, R		$C_n = 1.0 \quad R = \begin{matrix} 2.0 \\ 1.0 \\ 0.5 \end{matrix}$ (公里)					
ΔT_0 (24分)		0.0		-1.1		-2.7	
自然	或催化	自	催	自	催	自	催
最大升速	时间(分)	18	18	16	16	16	16
	升速(米/秒)	7.7	7.7	7.7	7.7	7.7	7.7
最高云顶	时间(分)	36	36	22	22	22	22
	云高(公里)	5.8	5.8	4.8	4.8	4.8	4.8
最大雨强	时间(分)	46	46	44	36	42	36
	雨强	3.2	2.9	1.0	1.8	0.3	1.0
消亡时间(分)		60	52	58	60	56	52
雨量(毫米)		11.2	11.1	2.5	4.5	0.7	2.3
催化	增量(毫米)	-0.1		2.0		1.6	
增雨	%			84		230	
自然雨		×		√		√	
40分	升速(米/秒)	3.9		0.3		—	
	云高(公里)	5.8		4.4		—	

2. 在一维积云模式中广泛采用运动学夹卷和参数化夹卷两种模式,但其直接比较未见报道。本文的综合夹卷模式中,如果令 $C_a = 1$ 就是运动学夹卷模式,如果 $C_a = 0$ 就是参数化夹卷。比较这两种计算结果(参见表 1a 和 1c)可见,(1)参数化夹卷模式对云柱初始半径 R_c 十分敏感, R_c 越大,云发展越强。云体外形 $R(z)$ 在云中出現下沉气流以后显得不太合理,云体最小处的半径只有初始半径的 20%。(2)运动学夹卷模式与云柱初始半径 R_c 无关,按计算得出的积云升速、云高、降雨量大致相当于参数化模式中 $R_c = 0.5-1$ 公里的结果。这说明运动学夹卷率是很大的。如果像有的模式那样加上云内外湍流混合项,那末总的夹卷混合率更为可观。(3)本文的综合模式(取 $C_a = 0.6$)介乎两者之间,它受初始云半径影响,但没有参数化夹卷那么强。外形 $R(z)$ 比较合理,云体最小处的半径约为初始半径的 60—80%,看来这一模式有一定优点。

3. 盐粉催化的模拟:我们在催化时刻 $t = t_N$,在一定高度上($H_1 \leq z \leq H_2$)引入盐粉,其含量为 Q_{N0} ,浓度为 N_{N0} , (相应的单粒质量为 M_N) 然后按方程组继续计算。表 1 中列有 21 例计算结果,其 $t_N = 12$ 分, $H_2, H_1 = H_c \pm 0.3$ 公里, $Q_{N0} = 10^{-3}$ 克/千克, $N_{N0} = 10^3$ /千克,相应盐粒为 $M_N = 10^{-6}$ 克,半径为 56 微米。这是模拟大颗粒大剂量云底播撒的催化方法。仍以 $R_c = 2$ 公里, $C_a = 1, \Delta T_0 = -1.1^\circ\text{C}$ 为例,在云顶达到最高之前催化云和自然云的动力过程大致相同,但盐滴上升长大形成人工雨滴。20 分时盐滴含量在 3.6—4.0 公里处达到 0.1 克/千克,产生初始雷达回波。这比自然云的回波提前 6 分钟,高度降低 1 公里,与美国南达科他州盐粉催化积云的试验结果一致^[16]。此后盐滴继续长大下落,30 分时及地,36 分时雨强最大(0.9 毫米/分)。两者都比自然云提前 8 分钟,雨强增大 1 倍。盐滴浓度则因平流和扩散而迅速减小,到雨强最大时,浓度只有播入值的十分之一。催化云中自然雨滴的发展受到抑制,降雨主要由盐溶滴组成(催化剂量过大),总雨量(盐溶滴和自然雨总和)为 4.5 毫米,比自然云(2.5 毫米)增多 2.1 毫米,即 84%。

四、不同地面温度下的积云发展和催化效果

1. 在模式中我们取下边界温度在初始时刻比绝热递减率高 0.5°C , 10 分起由于云影效应降温,到 24 分时下边界气柱内外的温差 ΔT_0 。在不同算例中分别达到 0°C , -1.1°C , -2.7°C ,以后就只受雨滴蒸发等过程的影响。下边界温度的作用由于地面升速为零只能通过湍流上传。计算表明,地面降温对积云的最大升速和最大云顶高度影响不大,但对积云的生命时间和雨量有明显影响。以表 1(a)中 $R_c = 0.5$ 公里的弱积云为例,云顶高为 4.2 公里,自然不降雨(这同我国观测结果一致^[17]), $\Delta T_0 = 0^\circ\text{C}$ 的积云长期维持不消(实测很少有这种情况);地面降温越强,生命时间越短(68 分钟)。再以表 1(a)中 $R_c = 2$ 公里的为例,降温越强,生命时间越短,最大雨强减小,时间提早,总雨量越小。不同的 ΔT_0 下总雨量相差达几倍之多。看来积云雨量不仅同大气层结有关,而且同低层温湿状况有密切关系,这同热带积云降雨量的研究结果一致^[14]。分析积云发展过程的计算结果得出,云中雨滴出现后的十多分钟是雨水增长和积累的关键阶段。地面降温较强时,积云升速在这段时间里已经变得很小(参看表 1 中“40 分”栏),云水的供应和对雨滴抬举较弱,雨水的增长和积累较少,落地较早。同我国南方积云观测结果相比,同本文模拟的降温较强的例子都

表 2 不同播撒技术的对比

例		一	二	三	四	五	六	七
积云参数	C_u	0	1	1	0	1	0	1
	R_c	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
	ΔT_0	-2.7	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1
播撒技术	t_N	18 12	18 12	12	12	12	12	12
	Q_N	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}
	H_N	1.3 -1.9	1.5 -1.7	1.2 1.6 2.0 2.8	1.6 2.0	1.6 1.6	2.0	1.3 -1.9
	R_N	56	56	56	26	56 26 26	56 26	56
降水及地时间		34 28 (34)	36 (38) 30	32 30 30 28		30 34 34		30 32 32
最大雨强	时	42 38	42 44	44 44 44 44	40 42	44 38 38	42 42	36 36 44
	毫米/2分	6.9 9.8	1.0 0.8	0.8 0.8 0.6 0.9	10.1 8.6	0.8 2.2 1.3	7.9 8.6	1.8 0.8 0.9
雨仁时间雨量	分	62 62	56 60	56 60 60 58	66 66	60 50 54	66 66	60 58
	毫米	30.1 49.4	3.1 3.9	3.7 3.9 3.7 2.9	58.9 54.5	3.9 4.9 4.3	54.2 54.5	4.5 4.0 3.2
	毫米	5.3 24.6	0.6 1.5	1.3 1.5 1.2 0.4	17.3 12.9	1.5 2.4 1.9	12.6 12.9	2.0 1.5 0.7
增雨量	%	21 99	25 60	52 60 50 17	42 31	60 99 76	30 31	84 61 30
	毫米	17.1 43.6	0.8 2.4	1.7 2.4 2.0 0.5	44.9 29.2	2.4 4.9 3.0	27.4 29.4	4.5 2.4 0.9
盐滴雨量	%	57 86	26 62	47 62 54 17	76 54	62 100 7.0	51 54	100 60 28
	1/千克			41 51 27 3				
盐滴浓度	最大雨强时			12 24 3 1				
单位盐粉增雨量				6.5 7.5 6.0 2.0		3.0 12.0 28.5		3.3 7.5 11.7

比较一致,只有个别的积云群同降温少的例子相近。

2. 盐粉催化的增雨效果: 从表 1 可见地面降温越强,积云自然雨量越小,人工增雨的百分比越大。(如 $C_0 = 0$, $R_c = 2$ 的例子中,人工增雨量从 7 毫米、7% 增大到 24 毫米、99%)。分析计算结果得出: 当地面降温较强时,积云后期升速减小较快。播撒盐粉提早和加速了(人工)雨滴的形成增长过程,使雨滴增长的关键时段正处于积云发展的稳定阶段,云中升速较大,提供了较好的增长条件,因此雨量增大。在 $\Delta T_0 = 0$ 的条件下,积云升速在长时间内维持少变,自然过程中雨滴即使形成较迟,但仍处于动力稳定阶段而得以充分增长形成较大的自然雨量。播撒盐粉只是使整个雨滴发展和积云消亡过程提前,而不能显著增大雨量,在有的情况下反而稍稍减少雨量(见表 1)。Nelson (1972) 模式中假定云中升速不变,它的动力过程同本文 $\Delta T_0 = 0$ 的相近。他用详细微物理模式计算得出云中播入半径为 400 微米的大水滴可使降雨提早落出云底但雨量稍减^[5]。这同本文结果是一致的。

3. 人工激发降水: 对于自然不降雨的积云播撒盐粉,有时可以激发降水(如表 1(a)中 $R_c = 0.5$ 的人工激发的雨量为 5—10 毫米)。动力过程越稳定(地面降温越少),水分潜力越大,催化后雨量越大。看来这种催化具有一定经济价值,而且从物理上检验效果比较容易。Farley (1975) 用详细微物理模式模拟了动力过程比较稳定,自然不降雨积云的小剂量盐粉激发降雨^[6]。在他们的模式中,为了形成足量的雨滴必须通过破碎增殖过程,要求的时间大大超过我们采用的大剂量盐粉直接形成足量雨滴的方法。所以对于生命时间较短的一般积云,播撒小剂量盐粉估计不易奏效。

五、播撒技术同增雨效果的关系

我们用不同的播撒时间、部位、剂量和粒度作了一些数值试验,结果列于表 2。(1)播撒时间: 我们采用 18 分同 12 分对比(表 2—一、二)得出推迟播撒时间使降雨及地的时间推迟,增雨量减小,人工雨滴在总雨量中所占比例减小。(2)播撒部位: 我们模拟了在 1.2、1.6(云底)、2.0、2.8 公里处播撒盐粉(表 2 三、四),当播撒部位向上移到云中时降雨及地的时间提早,但增雨效果以云底播撒为最好。盐滴在增长初期被气流带向上方,在云中播撒的盐粉来不及长大就被带到云顶而耗掉,数浓度减小(参看表 2),所以在云中上部播撒的效果较差。(3)盐粉粒度: 我们模拟了半径为 56 和 26 微米两种盐粉(表 2 五),结果用同样剂量,半径 26 微米的盐粉增雨效果较好。这主要由于 26 微米的盐粉数浓度在同样剂量下增大了 9 倍。每公斤 26 微米盐粉的增雨量(10—12 吨)比 56 微米的(6—7 吨)大得多,前者的经济效益也更好。但在表 2(六)中差别较小。(4)盐粉剂量: 我们模拟在云中 ΔH 层内播入 Q_{N0} 的盐粉,相当于在每平方米截面内播入 $\rho Q_N \Delta H$ 的盐粉。采用 $Q_{N0} = 10^{-4}—10^{-3}$ 克/千克, $\Delta H = 200—600$ 米,相当于 20—600 公斤/公里²。用 600 公斤/公里² 的 56 微米盐粉(表 2 七)或者用 200 公斤/公里² 的 26 微米盐粉(表 2 五),雨滴全部由盐溶滴组成,因此可以看作是剂量的上限。当剂量减小时增雨量减小,但平均每公斤盐粉的增雨量则增大(3.3 吨到 11.7 吨)经济效益提高了。

六、结 语

1. 我国夏季浓积云的演变一般较快。从本文计算结果看, 采用半径 40 微米左右, 剂量为 100 公斤/公里² 的盐粉在积云发展初期从云底播撒, 可以增加雨量 2—20 毫米, 即 50% 以上。每公斤盐粉的增雨量约为 20 吨左右。对自然不降雨的浓积云采用上述方法有时能激发降雨。

2. 本文采用改进了一维时变参数化积云模式使计算简化。同已有的详细微物理模式相比, 在相似的动力过程中计算的催化结果比较一致。但是由于模式的局限性, 应考虑用多维时变详细微物理模式进行个例计算, 作直接的对比验证。同实测结果的对比则尤为必要。

参 考 文 献

- [1] 顾展潮, 云雾降水物理基础, 科学出版社, 1980.
- [2] 郭恩铭, 人工影响对流云降水研究, 科学出版社, 1981.
- [3] 胡志晋、蔡利栋, 积云暖雨过程及其盐粉催化的参数化数值模拟, 大气科学, 3 卷, 4 期, 334—342, 1979.
- [4] Johnson, Hygroscopic Seeding to initiate precipitation, Proc. Third WMO Sci. Conf. on Weather Modification, Clermont-Ferrand, France, 41, 1980.
- [5] Nelson, L. D., A numerical Study on the initiation of warm rain, *J. Atmos. Sci.*, 28, p. 752, 1971.
- [6] Farley, R. D. and C. S. Chen, A detailed microphysical simulation of hygroscopic seeding on the warm rain process, *J. Appl. Meteor.*, 14, p. 718, 1975.
- [7] 胡志晋等, 江西九江地区夏季积云宏观特征, 气象科学技术集刊, 2, p. 97, 气象出版社, 1982.
- [8] H. R. Pruppacher and J. D. Klett, Microphysics of clouds and precipitation, D. Reidei Publishing Comp., 1978.
- [9] 胡志晋、严采繁, 层状暖云降雨及其催化的数值模拟, 气象学报, 41, p. 79, 1983.
- [10] Berry E. X., Modification of the warm rain process, Proc. 1st Nat. Conf. on weather Modification, Albany, 81—88, 1968.
- [11] Srivastava R. C., Parameterization of raindrop size distributions, *J. Atmos. Sci.*, 35, p. 108, 1978.
- [12] Cotton W. R., R. A. Pielke and P. T. Gannon, Numerical Experiments on the influence of the Mesoscale circulation on the cumulus scale, *J. Atmos. Sci.*, 33, p. 252, 1976.
- [13] Kuo, H. L., Further Studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, 31, p. 1232, 1974.
- [14] Krishnamurti, T. N., et al, Cumulus parameterization and rainfall rates I, *Month. Wea. Rev.*, 108, p. 465, 1980.
- [15] 胡志晋, 积云形成暖雨的条件, 气象学报, 37, p. 72, 1979.
- [16] Koscielski A. and A. S. Dennis, Seeding effects in convective clouds in western South Dakota, Proc. Third Conf. on weather Modification, Amer. Meteor. Sci., Rapid City, p. 186, 1972.

NUMERICAL SIMULATION OF SALT-SEEDING IN WARM CUMULUS WITH VARIOUS LIFE-TIMES

Hu Zhijin Yan Caifan

(Academy of Meteorological Science, State Meteorological Administration)

Abstract

The natural development of warm cumulus and its evolution after salt-seeding are studied by using an one-dimensional time-dependent model. Calculations show that the life-time and rainfall amount of cumulus are closely related with the change of the surface temperature. For those cumuli whose life-time is short and updraft decays rapidly, the natural rainfall amount is small and the effect of salt-seeding is obvious. In most cases the increase of rainfall amount due to seeding reaches 50% or more of its natural rainfall. On the other hand, for those cumuli whose updraft keeps for a long time, the original rainfall amount is large and the seeding effect is insignificant. Even on some occasions the rainfall amount slightly decreases due to seeding. Calculations also show that rain can be stimulated by salt-seeding from some cumuli which did not rain naturally. In such a case, the longer the natural life-time is, the larger the artificial rainfall amount is. The mechanism for rain-enhancement by salt-seeding in warm cumulus is discussed. The optimum seeding rate, location, time and the optimum size of salt particles are also examined.