

不同云底温度雹云成雹机制及其 引晶催化的数值研究*

何观芳 胡志晋

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

用二维准弹性冰雹云模式模拟了中国不同地区的冰雹云的成雹机制和人工引晶催化的效果, 结果表明: 强对流云中自然初始降水元的形成主要同云雨自动转化相关; 云底温度较低的冰雹云的雹胚形成以云霰转化过程为主, 暖云底的雹云则以雨霰转化为主。人工引晶的作用有三: (1) 加强云中冰霰转化过程, 雹胚过多争食防雹; (2) 促进雨霰转化过程, 使雹胚浓度增加, 并且减少过冷雨滴, 抑制冰雹碰冻过冷雨滴的增长; (3) 使云的下部霰量增加, 降低降水粒子的增长轨迹, 阻碍霰雹的增长。多次催化有时比一次大剂量催化的防雹增雨效果好。

关键词: 成雹机制, 人工引晶催化, 防雹催化。

1 引 言

人工防雹作业在中国已有相当大的规模, 一些作业显示了减少雹灾的效果。但是防雹的一些科学问题仍急待解决。由于野外作业探测和效果检验的困难, 人们希望数值模拟能够在防雹中起到同气候变化研究中一样的基本科学支柱作用。

强对流云的数值模拟发展很快, 近年来逐步趋于成熟。但防雹的数值模拟刚刚起步, 它对云物理模式要求很高, 一般的单参数模式很难达到。美国 Orville 等在单参数模式基础上采用大冰粒子分档的混合模式模拟了引晶催化防雹过程, 得到了减少降雹同时减少降雨的结果, 对流云的催化能提前降雨减少降雹^[1,2]。但其云雨自动转化和冰晶增长两个最重要的降水元生成过程的模拟尚需改进^[3,4]。毛玉华采用二维滞弹双参数微物理模式模拟了美国一次实测强风暴的自然过程和催化过程, 得到减少降雹同时减少降雨的结果^[4]。

中国各地各季冰雹云的特性差异很大。不同类型的冰雹机制有很大差异, 防雹的原理、效果和技术也应有很大差异, 从云物理学考虑, 除了雹云的动力结构差异外, 云底温度和上升气流速度对雹云单体的降水形成过程有重要作用。前者决定云内液水量和温度; 后者决定着水成物在云中的存留时间和垂直运动。胡志晋曾经指出这两个因子对积云形成暖雨的重要性^[5]。在雹云中暖雨过程在雹胚形成中也起着十分重要的作用, 毛玉华已经指出了这一点。以这两个物理量为指标选取中国各地比较典型的雹云实例, 采用邹光源的二维准弹性雹云模式进行自然过程和引晶催化过程的系统模拟, 比较分析它们的自然成雹

* 初稿时间: 1996 年 8 月 9 日; 修改稿时间: 1997 年 4 月 24 日。

资助课题: 中国气象局“地面防雹人工降水技术研究”重点课题和国家自然科学基金(49675247 号)。

机制和防雷技术的特点, 提供防雷作业参考。

2 雹胚形成过程的模拟

利用邹光源、胡志晋的 CAMS 准弹性对流云模式。在大气弹性动力学方程组中引入胡志晋提出的准弹性系数提高计算速率和稳定性^[6]。微物理学基本采用胡志晋、何观芳的双参数方案^[7]。该模式能够较好地描述下列三种主要雹胚的形成过程。

(1) 冰霰转化过程: 云中核化产生的冰晶凝华增长 (S_{vi}), 等长大到阈值(板状冰晶阈值直径为 $300 \mu\text{m}$, 质量约 10^{-6}g), 以后才开始淞附增长 (C_{eg})。模式中冰晶的凝华增长的速率参照 Koenig 的经验公式:

$$\frac{dm_i}{dt} = A_1 m_i^{A_2} \frac{(Q_v - Q_{si})}{(Q_{sw} - Q_{si})} \quad (1)$$

式中 m_i 为冰晶质量, A_1 和 A_2 为实验归纳参数, 是温度的函数^[8], Q_v 为水汽比湿, Q_{sw} 为水面饱和比湿, Q_{si} 为冰面饱和比湿。通过计算的冰晶比质量和比浓度推出其质量(直径)分布^[7], 让 $D > 300 \mu\text{m}$ 的冰晶自动转化为霰 (A_{eg}), 开始淞附增长。这一过程称为冰霰转化。

在一些参数化模式中冰晶核化生成后就以某速率转化为降冰 ($D_i > 100 \mu\text{m}$) 并开始有效的淞附增长^[1]。这种过分简化显著地夸大了贝吉隆过程在强对流云中的作用。同样人工催化形成的冰晶在模式中也能迅速地长成降冰, 其作用也被夸大。

(2) 雨霰转化过程: 云滴群通过凝结和随机碰并形成一些雨滴胚胎 ($D = 200 \mu\text{m}$), 称为云雨自动转化过程 (A_{α})。此后它们可以碰并云滴而迅速长大, 雨滴在云中过冷区可以通过冻结 (M_{rg}), 与冰晶碰冻 (C_{ri}) 而成为雹胚, 如果冻结时雨滴大于 1mm 形成冻滴胚, 而小于 1mm 的将成为霰胚。这一过程可以称为雨霰转化。

模拟雨霰转化的困难主要在于云雨自动转化过程, 在模式中一般用 Kessler 型的方程来描述, 即

$$\begin{cases} A_{\alpha} = K_{\alpha}(Q_c - Q_{c0}) & \text{当 } Q_c > Q_{c0} \\ A_{\alpha} = 0 & \text{当 } Q_c \leq Q_{c0} \end{cases} \quad (2)$$

式中 Q_c 和 Q_{c0} 为云水量及其阈值, K_{α} 为转化率。其关键缺点在于 Q_{c0} 取值是主观的, 而模拟结果对它又十分敏感。如 Orville 组在不同雹云个例中取 Q_{c0} 为 2g/kg , 4k/kg , 甚至 (即 A_{α} 取为 0 不考虑雨霰过程), 以使模拟结果同实测比较一致^[1-3]。

本模式采用无量纲 F_c 作为阈值。Berry 根据其细致分档模式对随机碰并过程模拟结果综合得出含水量为 Q_c 的初始滴浓度为 N_b 滴分布离散度为 D_b 的云滴谱在经历 T_1 时间后即能开始产生雨滴胚胎^[9]。

$$T_1 = (120\rho / Q_c + 1.6 \frac{N_b}{D_b}) / (\rho / Q_c)^2 \quad (3)$$

由于 Q_c 在对流云上升过程中变化很快, 采用 F_c 来描述其滴谱拓宽接近于产生雨滴胚胎的程度。

$$F_c = \int_0^t \frac{dt}{T_1} \quad (4)$$

$$\begin{cases} A_{cr}^* = 0 & \text{当 } F_c < 1 \text{ 时} \\ A_{cr}^* = \frac{J_1 Q_c}{T_2 - T_1} = J_1 \rho^2 Q_c^3 [360 \rho Q_c + 1.2 \frac{N_b}{D_b}]^{-1} & \text{当 } F_c \geq 1 \text{ 时} \end{cases} \quad (5)$$

式中 $J_1 = 0.25$, ρ 为空气密度, T_2 为云水量为 Q_c 的云滴谱中产生峰值直径为 $200 \mu\text{m}$ 的第二个极大所需的时间, 其表达式也是从 Berry 结果中综合出来的。这一模式曾用于多种对流云和层状云的模拟都得到了同实测比较一致的合理结果^[4, 10, 11]。

(3) 云霰转化过程: 云雨自动转化过程在低温下产生的初始雨滴一部分会立即冻结, 实际上没有经过雨滴阶段而直接成霰, 本文称之为云霰过程。根据 Bigg 的实验, 单分散的水滴冻结机率为:

$$PF_{rg} = \frac{\pi}{6} D_r^3 B_0 [\exp(A_b T_s) - 1] \quad (6)$$

式中 D_r 为水滴直径, T_s 为过冷却度, A_b, B_0 为实验得出的参数, 根据 Pitter 和 Pruppacher 对自来水的实验结果可取 $A_b = 0.66 \text{ K}^{-1}$, $B_0 = 0.01 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。从式(6)可见水滴的冻结率同它的体积成正比。例如, 在 $-26 \text{ }^\circ\text{C}$, 雨滴胚胎 $D_r = 200 \mu\text{m}$ 的 PF_{rg} 值为 100% , 而大云滴 $D_r = 100 \mu\text{m}$ 的为 15% , $D_r = 50 \mu\text{m}$ 的为 0% 。所以在该温度下如果 $50 \sim 100 \mu\text{m}$ 的大云滴通过随机碰并长大为雨滴胚胎($200 \mu\text{m}$)时它就会即时迅速冻结, 产生霰粒而不是雨滴。所以在低温云区云雨转化产生的粒子一部分实际为霰粒, 一部分为过冷雨滴, 前者称之为云霰转化 A_{cg} , 后者称之为云雨转化 A_{cr} , 即

$$\begin{cases} A_{cg} = A_{cr}^* PF_{rg}^* \\ A_{cr} = A_{cr}^* (1 - PF_{rg}^*) \end{cases} \quad (7)$$

式中 A_{cr}^* 为不考虑即时冻结时的云雨转化率, PF_{rg}^* 为 $D = 200 \mu\text{m}$ 的水滴在环境过冷却温度下的冻结几率。云霰过程形成的雹胚应为霰胚。云雨转化产生的过冷雨滴以后还可以通过雨霰过程转化为霰粒。在低温环境下, 冰晶多, 初始雨滴在云中存留长大的时间很短, 加上目前对小粒子相态检测的技术困难, 这一过程不容易在实测中证实。但是很多实例模拟表明对于冷云底的强对流云这一过程对降水元的形成十分重要。

采用的模式格距为 $dx = 1200 \text{ m}$, $dz = 700 \text{ m}$ 。并用当天07时的探空资料作为输入量。再作白天边界层增温的客观订正, 以一定的温湿泡扰动来开始对流的。

3 典型雹云的实例模拟结果

3.1 高原冷云底冰雹云——甘肃岷县1987年7月24日个例

1987年7月24日, 在中国甘肃省岷县地区发生了强冰雹天气过程, 遭特重冰雹灾。实测当天为多单体雹暴, 最大雷达回波顶高 8.9 km , 宽 20 km 。

该云所在地海拔高, 地面气压仅为 751 hPa , 地表气温为 $22 \text{ }^\circ\text{C}$ 。云底离地面 2.1 km , 温度较低($1 \text{ }^\circ\text{C}$)。模拟结果表明, 云体开始发展较快, 15分钟后云顶高 7 km , 24分钟时达最

高, 为9.1 km(云厚为7.0 km), 云顶温度为 -44°C , 位于高空急流之下(探空得到11 km高度上风速为35 m/s)。云内上升气流也同时达到最大, 为16.7 m/s, 此后云顶下沉, 云内气流升速减小。24分时云水量在7 km(-34°C)处最大为6.64 g/kg(约 3 g/m^3)。21~27分时在云的上部通过云霰转化形成霰粒, 霰粒进一步碰冻云雨而迅速增长(速率为 $6.3 \times 10^{-2}\text{ g/kg}\cdot\text{s}$), 最大霰量达到10.6 g/kg, 而最大雨水量仅为0.89 g/kg, 以后霰粒继续长大, 范围迅速扩大, 云水被消耗, 到30分时最大云水量减少到4.32 g/kg(即 2.0 g/m^3), 不再产生雨滴胚胎($A_{er} = 0$), 此时霰量达到最大为12.3 g/kg($7.7\text{ km}, -37^{\circ}\text{C}$), 开始长大成雹。霰雹都通过碰冻云滴长大, 30分霰量达最大为4.3 g/kg。降雹到地面时, 计算雷达回波顶高最高为8.4 km, 水平宽是20 km, 与实测一致。36~48分时降落到地面的雹量超过0.5 g/kg, 总量达93 t/m。在33~81分时降雨到地面, 雨强不足0.5 mm/3 min。降雨主要由霰雹融化产生。其中霰的融化更为重要。总量达56 t。该例地面温度低(22°C), 降水中冰雹所占比例较大, 为62%。

该例24分时7 km(-34°C)附近过冷水含量最大, 20分云内出现冰晶、雨、霰和冰雹, 开始有初始回波出现, 回波区迅速向上向下扩展。30分时云内霰量和雹量最大并降雹及地, 降雹发展十分迅速。模拟在初始回波出现的20分钟时, $4.8\text{ km} \times 1.4\text{ km}$ 的云区内 -14°C 至 -21°C 处引入浓度为 5×10^5 个/kg的冰晶4次, 每次间隔3 min。人工冰晶在较高温度下形成, 有较好的凝华增长条件和较长的云中停留增长时间可以通过冰霰转化成霰。人工冰晶还可以同雨滴碰并成霰。24分时云内过冷含水量减少94%, 27分时霰量比自然云大16%。云中霰浓度增加, 平均直径减少, 使霰不易长大成雹。模式中霰雹转化是通过霰的比水量和比浓度计算其谱分布, 让质量大于59 mg的霰转化为雹。催化后霰量增加, 但平均质量减少, 转化成雹的量明显减少, 这就是竞争减雹机制。地面降雹总量减少了22%, 并提前3 min结束降雹。地面降雨是由霰雹融化下落形成的。雹的减少导致雨量的减少, 但霰的增加比雹的减少量大并不断下落融化, 总降雨量增加49%。24分钟时在同一部位引进相同的冰晶量。30分钟时冰霰转化加强, 云中霰量增加, 地面总降雨量增加27%, 总降雹减少7.5%, 防雹效果远小于20分钟时催化的, 所以及时催化是必要的。

模拟在20分钟时 $4.8 \times 1.4\text{ km}$ 的云区内 -10°C 至 -19°C 处一次引进 2×10^6 个/kg人工冰晶。24分时负温区含水量总量从1.6 t减少到0.16 t, 30分钟时云内霰量增加17%。33分时云下部霰量明显多于自然云, 格点值最多增加约2 g/kg, 云内雹的总量减少20%, 平均直径最大减小0.8 mm。霰粒碰冻云滴长大下落。地面降雹强度减小, 总量减少22%。降雨以霰雹在暖区融化产生, 降雨总量增大到105 t/m。

综上所述, 该云自然降水是通过云霰转化形成霰粒, 人工引晶后则主要通过冰霰转化过程, 通过竞争机制减少成雹。这些结果同毛玉华模拟的美国COOPE个例相似。但本例催化对降雨的影响较大, 可能是由于地处高原, 云底低(2.1 km), 雨滴蒸发少, 催化增大的霰量下落融化远远超过了雹量融化减少对降雨的作用。但不同引晶部位和时间对防雹增雨效果的影响很大。

3.2 较冷云底的冰雹云——河北省张家口1980年7月20日个例

该例地面温度为 29°C , 云底高约2 km(10°C), 从9分钟起云顶就以7.8 m/s的速度迅速向上生长, 27分时达到最大为11.2 km, -50°C , 与实测一致。云内上升气流达到最大,

为 23 m/s 。21 分时云水量最大为 6.02 g/kg (-27°C 附近), 并通过云霰转化过程形成霰。霰粒碰冻云滴增长十分迅速, 27 分时最大值发展到 19.7 g/kg 。大于 0.5 g/kg 的区域扩展到 $4 \sim 10 \text{ km}$ 。同时在 $5 \sim 6 \text{ km}$ 附近产生了冰雹, 最大值为 3.1 g/kg 。云水被大量消耗, 云滴不再长成雨滴胚胎。该例云底温度虽然较高, 但上升气流和云顶发展速度较大。降水粒子首先在 7 km (-27°C) 处形成。过程跟例 1 十分相似, 发展也很迅速。冰雹下落, 部分融化为雨。30 分钟时云下出现下沉气流, 云的上部云水量急速减少, 冰雹的碰冻增长较弱 (0.001 g/kg s)。冰雹主要依靠霰粒长大转化 ($A_{gh} > 0.007 \text{ g/kg s}$), 所以直径较小, 下落损失较大。30 分钟时暖区雨滴主要由霰融化 (M_{hr}) 生成, 它是霰融化 (M_{gr}) 的 4 倍。36 分时霰粒下落, 它的融化成为雨的主要来源 ($M_{hr} = 0.001 \text{ g/kg s}$, $M_{gr} = 0.006 \text{ g/kg s}$)。42 ~ 51 分钟期间地面雨水量超过 0.5 g/kg , 地面降水中雹占 45%。

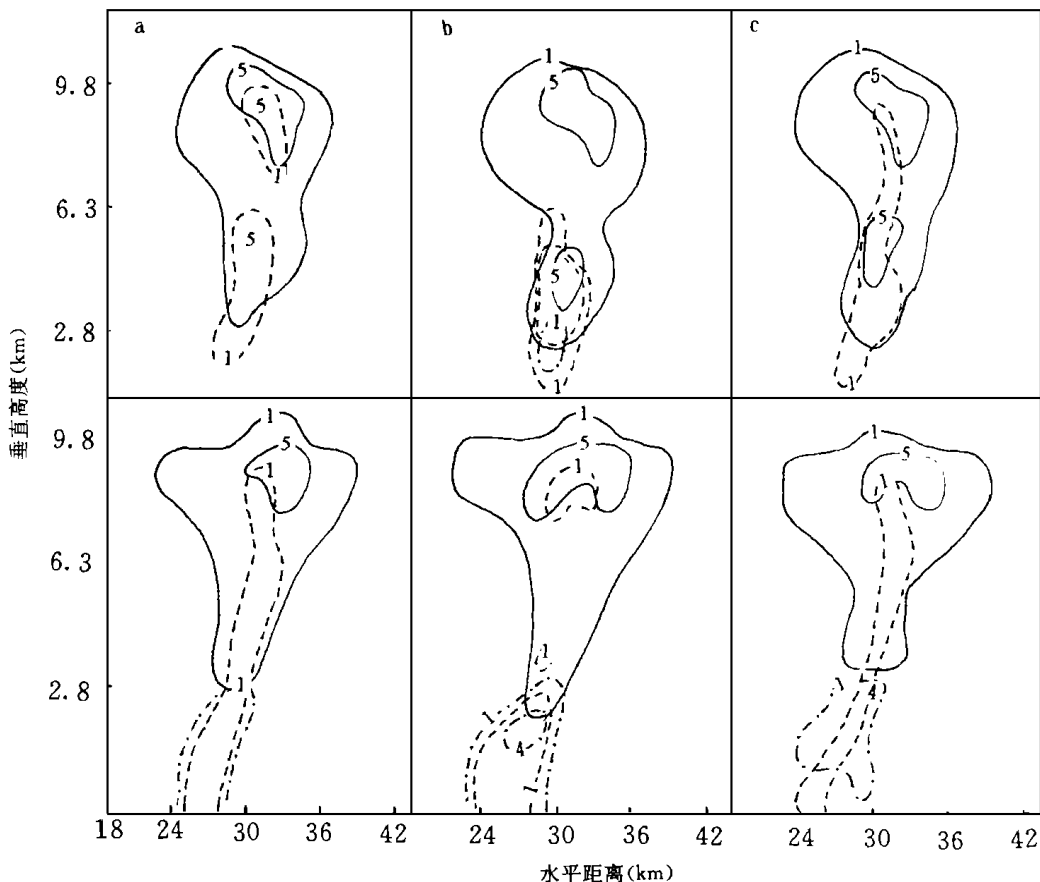


图1 1980年7月20日张家口霰云第30(上)和36(下)分钟的霰(实线)、(霰(虚线)和雨(点划线)的比含水量(g/kg)分布
(a. 为自然云, b. 为4次播云, c. 为1次播云)

实测当天是一次典型的飏线雹暴天气过程。雷达回波个体很多, 降雹前(约14min)强单体的强回波区是菱形, 在 $8 \sim 10 \text{ km}$ 处最宽, 向下缩小^[12]。也就是说强回波出现在中高

层, 模拟在 7.7~9.9 km 处最强, 与实测一致。观测到地面最大降雨量 1.8 mm, 降霰 436 个/ m^2 。

初始回波出现后的 24 分钟时 4.9~5.6 km (-10 至 -15) 云层中 $3.6 \times 0.7 \text{ km}^2$ 区域内一次引进 10^6 个/kg 人工冰晶。从第 27 分钟开始冰霰转化加强, 通过竞争机制减少冰霰, 从图 1(a, c) 可见云的下部霰量增加, 冰霰则明显少于自然云。地面降霰减少 14%, 降雨增加 14% (表 1)。

从 24 分开始每隔 3 min 在上述区域连续 4 次引进 10^5 个/kg 的人工冰晶, 使地面降霰总量减少 10%, 降雨量增加 24%。从图 1(a, b) 可见催化使低层霰量增加, 冰霰量减少, 特别在中层更为显著。从微物理过程来看, 27 分时冰霰转化增大, 27~36 分钟霰转化减少 50% 以上。说明催化通过冰霰转化和竞争减霰。本例中 30 分钟后升速减小很快, 限制了云水的供应, 有利于减霰效果。地面降雨主要由霰下落融化产生, 霰的融化仅为它的 1/24。催化后霰的增加有利于降雨的增多 (33 至 39 分霰的融化增加 1 倍)。催化还有一定的动力效应, 从 24 到 30 分钟之间云内最大上升气流速度比自然云大 1 m/s 。还试验了把催化时间推迟 3 min。其增雨和防霰效果就要差一些 (表 1)。所以初始回波出现后尽早及时催化是取得良好效果的一个关键。

3.3 暖云底冰霰云——中国河北省张家口 1982 年 7 月 24 日个例

该例云底温度较高为 19。自然云发展迅速, 24 分钟在中高层 (4.8~11.2 km) 云的中心部位上升气流超过 20 m/s , 最大达 30.2 m/s , 云顶升速 8 m/s , 30 分钟时云顶最高超过 16 km, 实测雷达回波顶高 16 km。云发展至 18 分钟时云水量达到最大, 最大值为 7.8 g/kg , 此时, 由云雨自动转化过程产生出较多雨滴 ($A_{\alpha} = 0.03071 \text{ g/kg s}$), 并碰并云滴长大, 形成初始回波。24 分过冷雨水量最大值为 10.5 g/kg 。雨滴直接冻结成霰 ($M_{rg} = 1.4 \times 10^{-3} \text{ g/kg s}$) 或被冰晶碰冻成霰 ($C_{ri} = 5.7 \times 10^{-2} \text{ g/kg s}$), 霰主要靠碰并云滴 ($C_{eg} = 0.02 \text{ g/kg s}$) 和雨滴 ($C_{rg} = 0.034 \text{ g/kg s}$) 长大, 部分长大成霰。由于霰的形成和增长消耗过冷云水和雨水, 27 分以后云雨转化停止。霰碰并云滴和雨滴的增长速率最大达 10^{-2} g/kg s 的量级。33 分钟时在 -6 以上过冷区的雨水消耗殆尽。但 45 分以前冷区云水维持, 较高部位的霰粒和霰仍能碰并云滴长大。

由于本例云发展迅速, 上升速度大, 降水水质点形成早且部位高, 负温层最大时达 8.4 km, 增长轨迹长, 有利于降水粒子的增长, 所以它们的尺度较大, 降落早。33 分时云的中心部位下沉气流贯通, 36 分雨, 霰, 霰降落及地。降雨主要由霰融化形成 (最大融化率分别为 0.15 和 0.049 g/kg s)。地面单点最大降雨为 17.8 mm, 霰为 7.9 mm。从上所见本例暖云底霰云主要通过雨霰转化形成霰胚, 多数应为冻滴胚, 通过碰冻云滴和雨滴长大。该例为张家口一强飚线天气过程, 虽然其整体结构为东北-西南带状结构, 并向东南方向移动, 但飚线内单体生消较快, 存在不连续传播, 区域内降雨差异较大。模拟结果与当天实测到的中等强度单体降水量相当。

作者模拟了 3 种播云方式对其降水过程的影响: (1) 18 分钟时一次引入浓度为 2×10^6 个/kg 的人工冰晶; (2) 18 分钟时第 1 次引进浓度为 2×10^5 个/kg, 又在 21 分和 24 分时二次引进 10^5 个/kg 人工冰晶; (3) 18 分钟时引晶浓度为 10^6 个/kg, 21, 24, 27 分时分别为 10^5 个/kg。播云部位均位于 -7~-9 高度上云的中心部位 $3.6 \times 1.4 \text{ km}^2$ 范围内, 模拟结果列

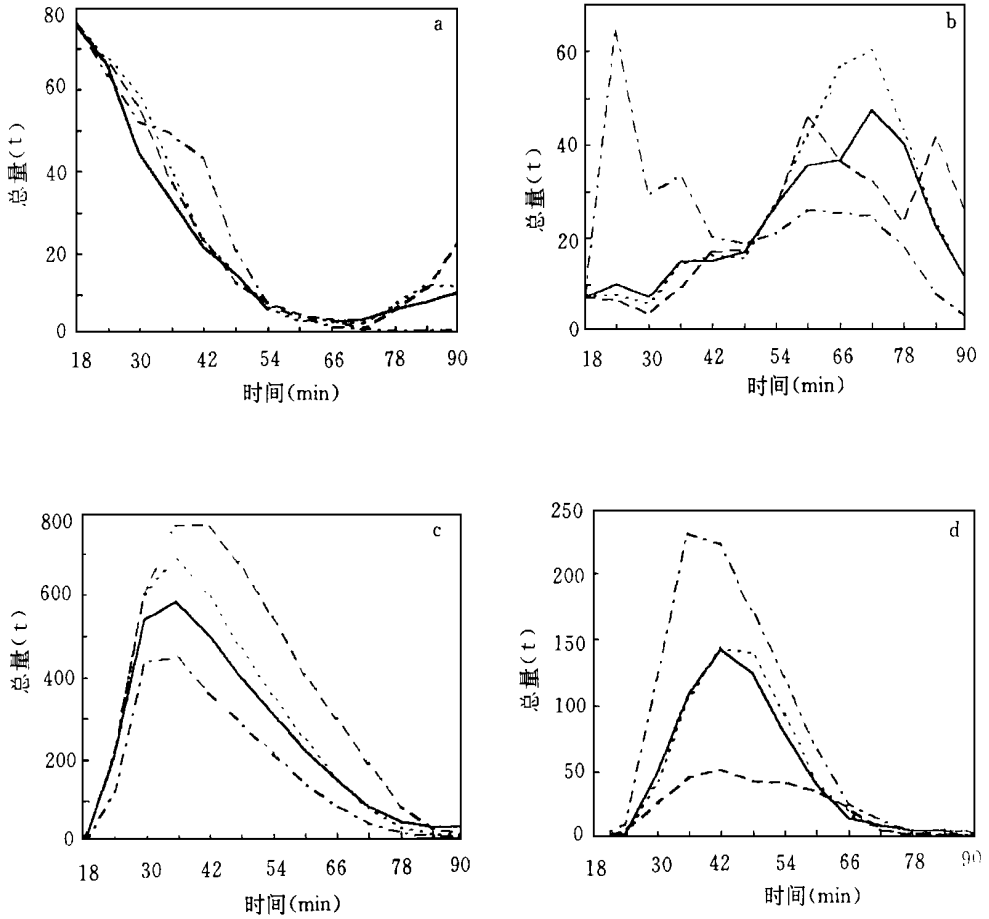


图2 1981年7月24日张家口强雹云的自然和催化云中
云水(a), 雨水(b), 霰(c), 霰总量及转化总量(d)的比较
(点划线为自然云, 虚线为1次播云, 点线为3次播云, 实线为4次播云)

于表1和图2。结果表明播云后云内凝华和增生过程很快加强, 24分时云内的冰晶增加12.5%~25%。由于冰晶碰冻雨滴和冰霰转化加强, 霰量明显多于自然云(见图2c)。由于催化后霰浓度大, 而平均直径则明显减小, 不易长成冰雹。如24分时自然云中有大片区域霰平均直径大于2 mm, 而第1种催化后大部分云区霰直径只有0.2 mm, 导致雹量大大减少(见图2d)。地面降雹随之减少72%。第2, 3种人工冰晶浓度较低, 但持续催化, 冰雹量及其平均直径都比自然云小, 地面降雹减少38%和46%。霰雹的发展消耗较多的云水和雨水, 初期云雨自动转化率减小0.5到1个量级。云中过冷雨水量从自然云的68 t减少到不足1 t。48分以后暖区雨水量逐渐增大, 这是霰雹融化形成降雨的结果。催化后霰的融化量增加0.5~3倍, 弥补了冰雹融化减少对降雨的影响, 所以从48分以后催化云的雨水总量增大了, 而且(2) > (1) > (3)。30分钟以前因播云后冰相粒子加速增长提前释放出来的潜热使云中上升气流速度在24~27分时加大了3~6 m/s。短小时内云水量增加但又很快减少(见图

2a)。30到42分时反而比自然云小1~5 m/s。42分以后冷区云水和雨水基本耗尽,限制了霰的增长。

综上所述,该云自然降水过程发展迅速,暖雨过程作用明显,初始回波出现后及时采用多次催化(方法2)通过碰冻雨滴和冰霰转化增加霰胚浓度减小过冷雨水量限制霰的形成可以减少地面降雪量,从而减少降雪造成的灾害,而且地面雨量有较大的增长(29%),效果较为理想。

3.4 暖云底冰霰云——中国湖南省长沙1976年7月17日个例

该云地面温度为32℃,云底20℃。云体初期发展比较缓慢,云顶升速4 m/s。24分云顶高7 km,以后云顶迅速发展,云顶升速达9 m/s。39分云顶高15 km,云内上升气流达到最大为23.8 m/s。36分时云中出现了下沉气流降雨及地。该例自然降水是在24分通过云雨自我转化过程在3.5~5.6 km(8~5℃)处首先出现雨滴,雨区在上升气流作用下向上发展,30分钟时达到7 km(-13℃)。雨滴碰并云滴长大下落,36分及地。由于云水的消耗和升速的加大,云雨转化过程迅速减弱,33分以后小于 10^{-4} g/kg s。雨滴主要通过碰并云滴长大(0.06 g/kg s);同时因碰冻冰晶(0.01 g/kg s),被冰霰和霰碰冻(0.003 g/kg s和0.06 g/kg s)以及自发冻结成霰(0.01 g/kg s)等过程减少,至42分时冷区雨水几乎被耗尽。在暖区霰和霰的融化(0.01 g/kg s和0.05 g/kg s)成为雨的主要来源,云水量在27分时最大,后因各种降水粒子的碰冻而减少。由于上升气流在中上部持续维持,在60分钟以前冷区云水仍能维持在3 g/kg以上。冰霰主要依靠霰粒子的增长(0.07 g/kg s)产生。通过碰并云滴(0.03 g/kg s)和雨滴(0.003 g/kg s)长大,42分降落及地。霰由过冷雨滴碰冻冰晶和自发冻结(0.017 g/kg s)产生。通过碰并云滴(0.05 g/kg s)和雨滴(0.06 g/kg s)长大。冻结成霰的雨滴由于已经经历相当时间的碰并增长,尺度已经很大多数应为冻滴胚且极易长成冰霰。降水发展过程十分迅速,雨和冰霰及地离初始回波出现相隔仅12和18 min。但由于上升气流和云体维持,地面降雨到51分时才达到最强。所以尚有人工影响的机会。

模拟了从24分开始在-5~-9℃层 $2.4 \times 0.7 \text{ km}^2$ 范围内每隔3 min 4次引入 10^5 个/kg的人工冰晶的催化过程。27分时冰晶长大成霰的速率(A_{ig})增加0.0011 g/kg s。30分钟时雨滴碰冻冰晶成霰(C_{ri})的速率由0.042 g/kg s提高到0.35 g/kg s。霰量增加70%,雨水减少25%。霰碰冻云滴和雨滴长大的速率加快,到39分时云下部霰量显著加大(见图3和图4)。消耗大量过冷云水和雨水,-5℃以上云层内云水和雨水量明显小于自然云。如33分时分别减少39%和28%,导致云中霰量的减少,使云雨自动转化过程的停止时间从42分提前到36分。但从42分起在暖区的雨水量由于霰粒融化量的显著加大而增加,致使地面雨量增加。因霰的落速小于冰霰和雨滴,地面降雨峰值推迟6 min。单点最大雨强8mm/3 min。地面总雨量增加27%,总霰量减少12%,单点最大霰量减少52%。催化具有明显的动力效应,36分时在云内7~10 km高度上上升气流加大4 m/s,但很快减弱。

另外,模拟了在27分钟时在同一部位一次引入浓度为 10^6 个/kg的人工冰晶。33分以前冰霰转化率比自然云和4次引晶云大2~6.5倍,但冰晶碰冻雨滴成霰的速率明显小于4次引晶云(少0.31 g/kg s),所以在42分以前霰量少于4次引晶云,云内过冷水维持。人工引晶产生的霰粒能持续碰并云滴和雨滴长大,42分以后在云的中部霰量增加并超过4次引

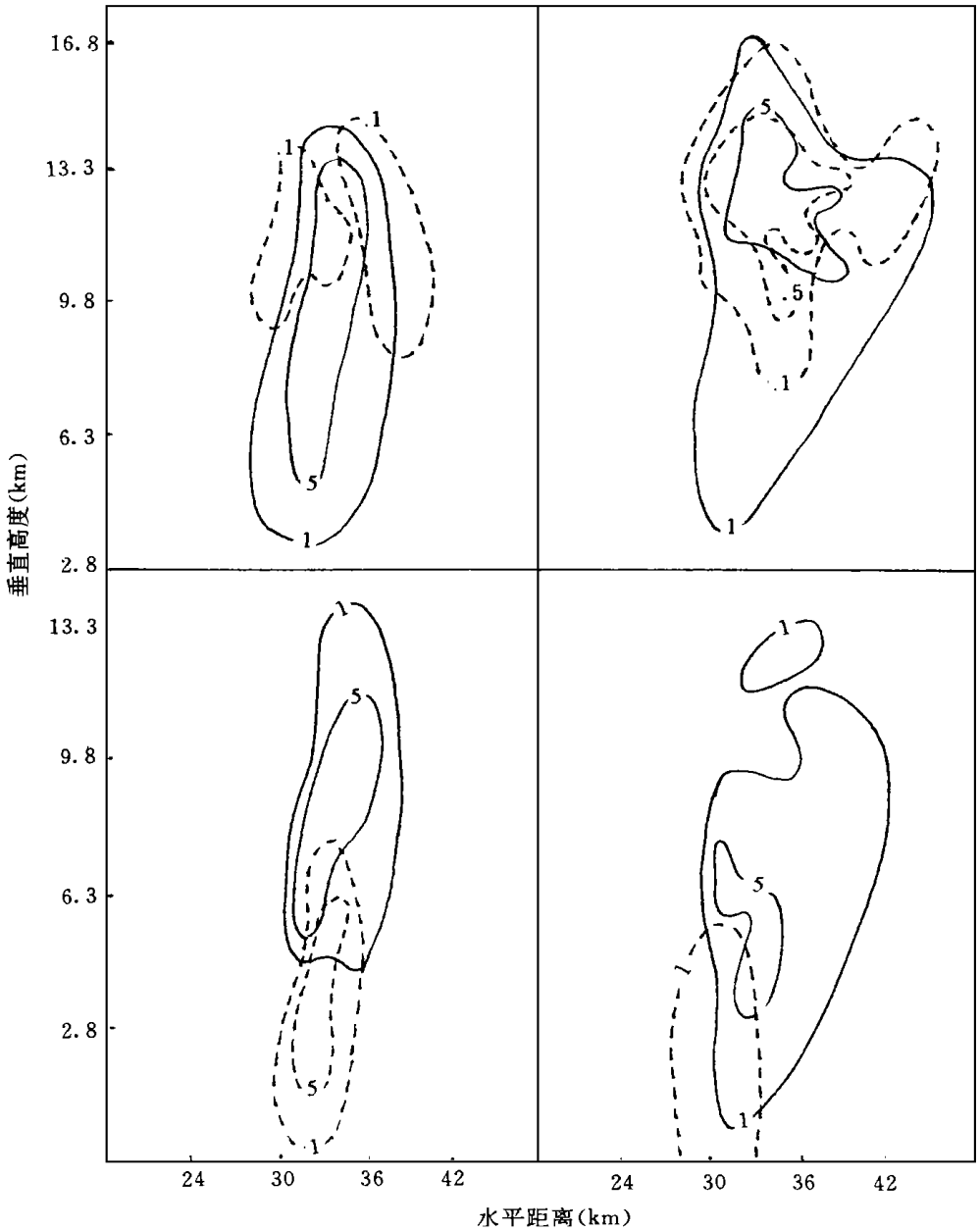


图3 1976年7月17日湖南霰云个例自然云第39和54分钟的冰晶(虚线)和霰(实线)(上图), 霰(实线)和雨(虚线)的比含水量(g/kg)分布(下)

晶云(见图3和图5), 但尺度较小, 抑制了冰霰的生成和长大以及霰霰下落融化成雨的数量, 地面总降雨量和降雪量分别减少40%和59%。

人工催化主要使雨滴超速碰并人工冰晶冻结, 使霰胚提前形成, 数浓度增加。过冷水和雨水的减少阻碍了霰块和霰粒碰冻增长速率, 从而抑制霰块长大和霰粒长成霰, 不同

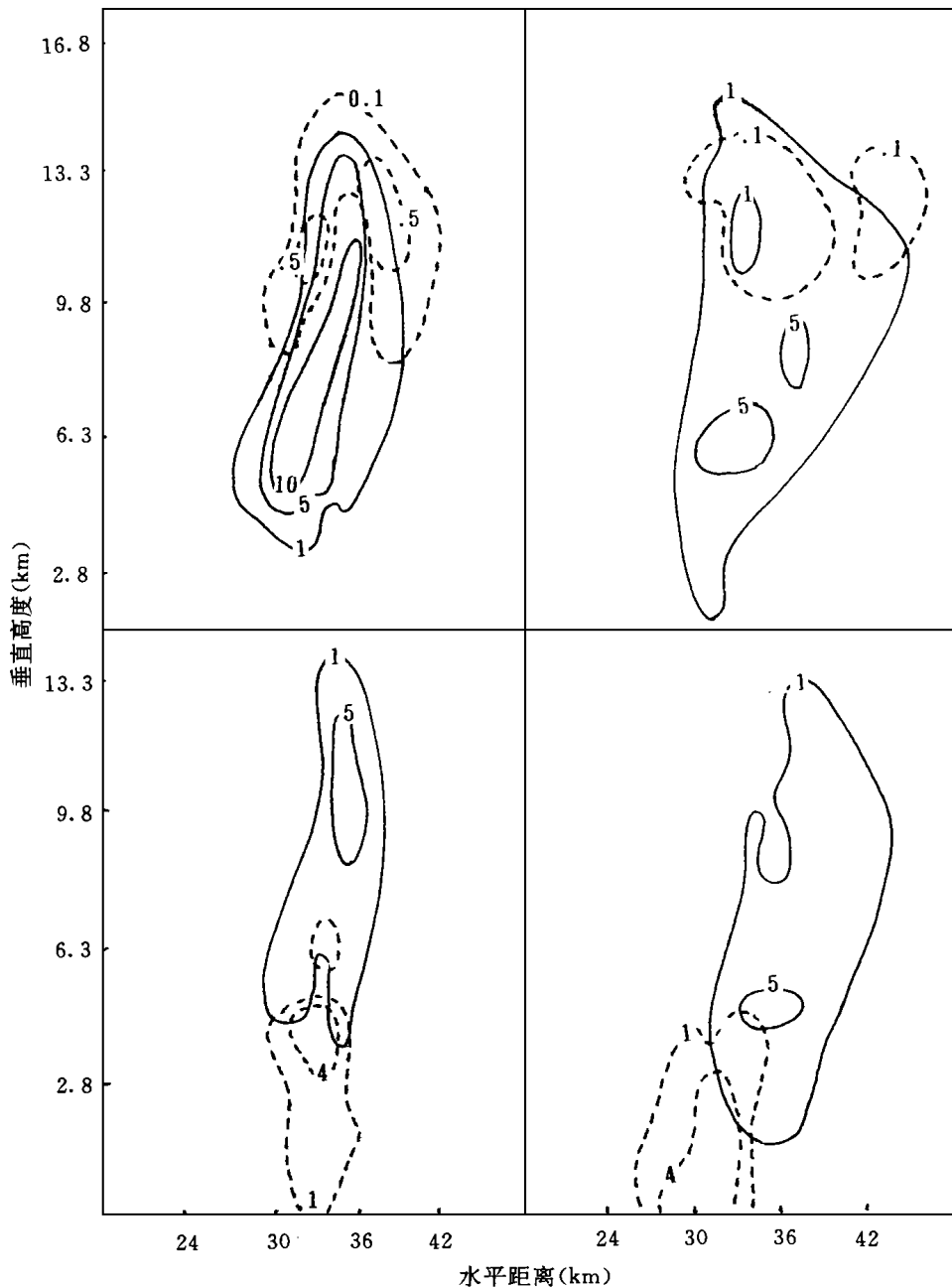


图4 湖南霰云个例4次催化云第39和54分钟的冰晶(虚线)和霰(实线)
(上图), 霰(实线)和雨(虚线)的比含水量(g/kg)分布(下)

于冷云底霰云的防雹机制。该例初始回波产生时(24分)还处于其发展初期, 15分钟后才到鼎盛期。所以连续数次催化要比一次催化效果好。尤其是在增加霰融化产生的地面降雨方面更有效。

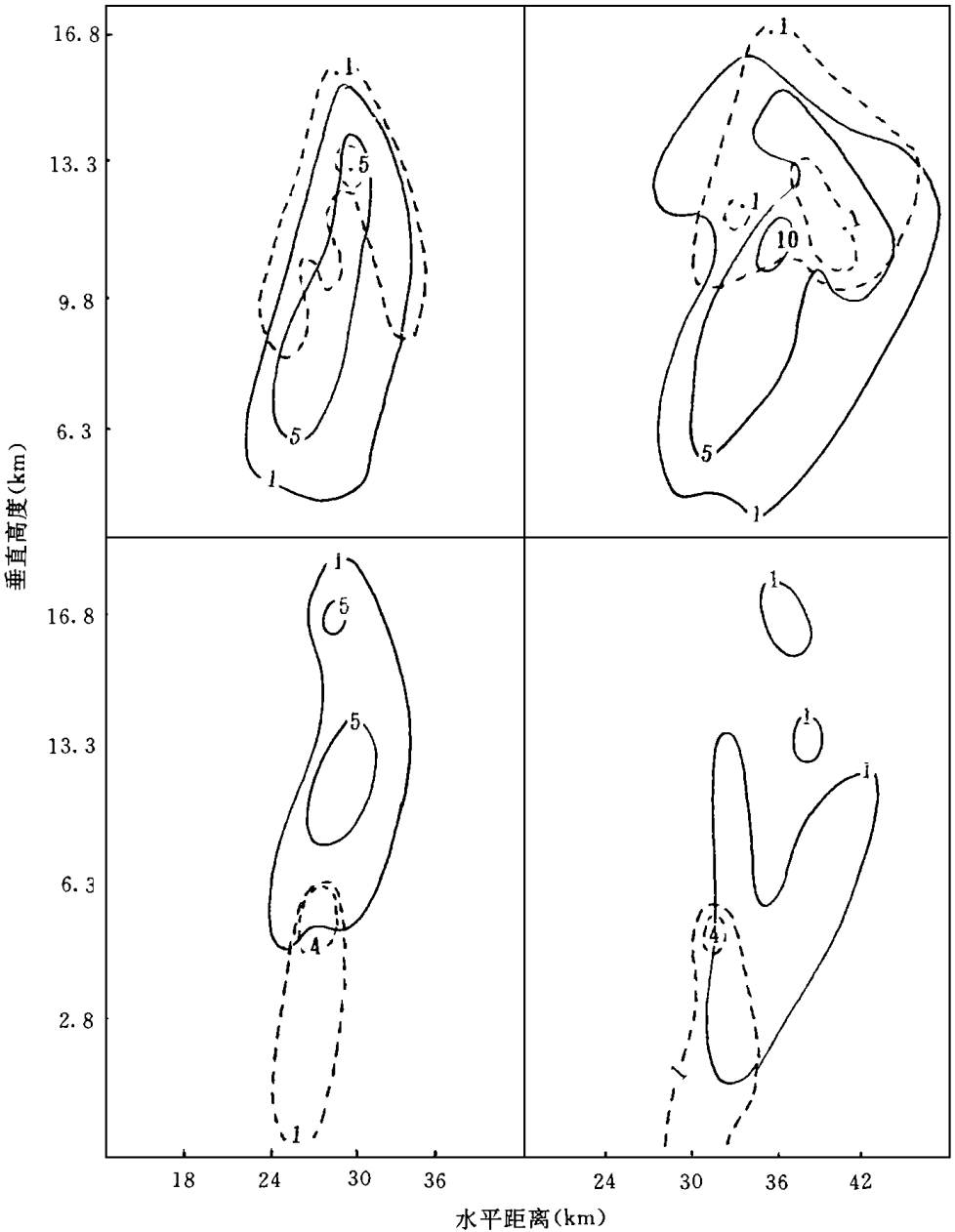


图5 湖南雷云个例一次催化云第39和54分钟的冰晶(虚线)和霰(实线)
(上图), 霰(实线)和雨(虚线)的比含水量(g/kg)分布(下)

4 讨论

1. 本文对中国不同地域和特点的强对流云实例作了模拟和研究。模拟结果表明在模拟的各例强对流云中自然初始降水元的形成主要同云雨自动转化过程(A_{cr})相关联。它的

速率决定于云水量和滴谱属性。在对流云发展阶段云团不断上升, 云水量逐渐加大, 滴谱拓宽, 最后产生初始雨滴, 形成初始雷达回波。当云底温度高时, 云水量一般较大, 这一过程所需时间少, 相应高度低。当云中升速大时, 初始回波高度就高。如表1所示, 本文例3例4的云底温度高(约20), 其初始回波高度就比例1和例2低得多, 例4的初期发展速度慢升速小, 初始回波比例3低得多。对流云升速分布也不均匀, 核心部分升速强初始回波比其周围的高, 形成帽状回波, 中心为无回波穹隆。云的边缘部分云水量少, 不易形成降水。

2. 各例霰胚的形成虽然都与云雨转化过程有关, 但如本文第二节所述由于初始雨滴产生处的温度不同而有不同的霰胚形成过程: 冷云底高升速的霰云(例1, 例2)以云霰转化过程为主, 而暖云底的霰云(例3, 例4)则以雨霰转化过程为主, 前者主要是霰胚, 后者是冻滴胚。

3. 各例自然降水形成过程中冰晶增长(贝吉龙过程)作用不大。这一点在不同模式对冷云底积云模拟的结果中是有分歧的。早在1950年代初期 Ludlam 通过比较粗略的计算指出云底温度高于5 的云, 虽然云顶温度远低于0, 但降水形成的碰并增长比冰晶增长来得早^[13]。40a 来人们的有关知识大大深化, 可以作出更为精确的估算, 但 Ludlam 比较不同过程形成降水所需云厚的思路还是有指导意义的。凝结碰并过程产生雨滴的时间按 Berry 的方程, 在云水量平均为 1 g m^{-3} 和 2 g m^{-3} 的大陆性云中约为 2040 s 和 540 s; 这一过程是从云底开始的。冰晶过程首先要凝华长到开始淞附的大小 $m_i = 10^{-6} \text{ g}$, 在水面饱和和下所需时间 Δt 按式(1)可得:

$$\Delta t = \frac{1}{A_1(1 - A_2)} m_i^{(1 - A_2)}$$

对于 $-11 \sim -19$ 冰晶快速增长区 $A_1 = 10^{-5}$, $A_2 = 0.5$, 相应 $\Delta t = 200 \text{ s}$; 在 $T < -20$ 和 $T < -11$, 冰晶增长较慢 A_1 约为 0.6×10^{-6} , A_2 约为 0.43, 相应 $\Delta t = 1100 \text{ s}$ 。Knight (1990) 已经注意到了初期凝华增长所需时间(5~20min)对大冰粒子形成的首要影响^[14]。自然云中冰晶核化达到 1/升浓度的温度一般低于 -15 , 冰晶增长要从这一等温层向上计算。所以在云底温度为 5 以上的对流云中形成降水, 碰并过程往往比自然冰晶增长过程有利。

4. 催化中在温度接近 -10 处生成人工冰晶, 它们的生长环境条件和云中存留时间优于多数的自然冰晶。在升速强大的冰霰云中催化后冰霰转化过程成为霰胚的一个重要来源, 导致霰胚过多的竞争防霰机制。对于云底温度较低的例1例2冰霰转化的作用更为明显。在云底温度高的例3例4中人工冰晶除增强冰霰转化外, 还同过冷雨滴碰并冻结成霰大大加速了雨霰转化过程增加了霰胚浓度, 促进竞争防霰机制。还能迅速减少过冷雨水, 抑制冰霰碰冻过冷雨滴的增长, 这是防霰的第二种机制。在这些过程中云的下部霰量增多, 中部减少(见例2和例4的图1和图3), 说明一部分降水粒子不再上升到云的中上部, 其增长轨迹已经降低, 从而阻碍了霰霰的增长, 这是防霰的第三种机制。

5. 不同播云方式对地面降水的影响差异很大。文中例2和例4一次引入较大剂量的人工冰晶(10^6 个/kg)后, 云中产生出过量的小尺度霰粒, 使云中过冷水锐减, 云内冰霰不易形成, 地面降霰明显减少, 但雨量也明显减少。而以一定的时间间隔用较小剂量(10^5 个/

kg) 人工冰晶播云,不但能减少地面降雹量,而且地面雨量有较大的增加,例2的第2种播云方法使地面雨量增加25%。从例1和例2看来,如果催化时间推迟,效果就要差一些。

6. 本文用直接增加人工小冰晶的方式来模拟人工催化的作用。这可以用来研究其作用原理,但同实际作业用高炮或火箭引入碘化银有一定差异。所用二维模式也有一定局限,这些都有待改进。同实际试验作业对比则更显迫切,难度也更大。

参考文献

- 1 Farley R D, Orville H D. Numerical modeling of hail storms and hailstone growth, Part 1: Preliminary model verification and sensitivity test. *J Appl Meteor*, 1986, 25: 2014 ~ 2035
- 2 Farley R D. Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth, Part 2: Simulation of an Alberta hailstorm—Natural and seeded cases. *J Appl Meteor*, 1987, 26: 789 ~ 812
- 3 Farley R D, Wu T, Orville H D, Chen H. The numerical simulation of hail suppression experiments. WMO/TD—596, Sixth WMO Sci Conf on Weather Modification, Paestum, Italy, 1994. 161 ~ 166
- 4 毛玉华,胡志晋. 强对流人工增雨和防雹原理的二维数值研究. *气象学报*, 1993, 51(2), 184 ~ 194
- 5 胡志晋. 积云形成暖雨的条件. *气象学报*, 1979, 37(3): 72 ~ 79
- 6 胡志晋,邹光源. 大气非静力平衡模式和弹性适应. *中国科学, B*, 1991, (5): 550 ~ 560
- 7 胡志晋,何观芳. 积雨云微物理过程的数值模拟, (一) 微物理模式. *气象学报*, 1987, 45(4): 467 ~ 484
- 8 Koenig L R. Parameterization of ice growth for numerical calculations of cloud dynamics. *Mon Wea Rev*, 1972, 100: 417
- 9 Berry E X. Modification of the warm rain process. *Proc First Nat Conf on Weather Modification*, Amer Meteor Soc, Albany, New York, 1968. 81 ~ 85
- 10 胡志晋,何观芳. 积雨云微物理过程的数值模拟, (二) 阵雨,冰雹和暴雨的个例研究. *气象学报*, 1988, 46(1): 28 ~ 40
- 11 胡志晋,严采葵. 层状暖云降雨及催化的数值模拟. *气象学报*, 1983, 41(1): 79 ~ 88
- 12 张沛源. 爬线雷暴不同发展阶段的垂直流场特征. *高原气象*, 1981, 2(3): 40
- 13 Ludlam F H. The production of showers by the growth of ice particles. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1952, 78: 543
- 14 Knight C A. Lagrangian modeling of the ice process: A first-echo case. *J Appl Meteor*, 1990, 29(5): 418 ~ 428

NUMERICAL STUDY ON ICE SEEDING IN HAILSTORMS WITH VARIOUS CLOUD BASE TEMPERATURES

He Guanfang Hu Zhijin

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081*)

Abstract

The result of the numerical simulation of hailstorms in various regions in China showed that the initiation of natural precipitation elements in the strong convective clouds was related with the autoconversion of cloud droplets to raindrops. The hail embryos were formed mainly through conversion of cloud droplets to graupels in the hail clouds of the colder cloud base, while for the warmer cloud base, they were formed through the conversion of raindrops to graupels. After seeding artificial ice crystals, more hail embryos were formed through conversion of ice crystals to graupels, which competed with the supercooled water. Ice seeding prompted the conversion rate of rain to graupels, reduced the supercooled raindrops and suppressed hailstone growth by accretion. Seeding would also increase the number density of graupels at the lower part of clouds, shorten the growing path of precipitation particles. In some cases the hail suppression effect of repeated seeding is better than that of single seeding.

Key words: Mechanism of hail formation, Cloud seeding, Hail suppression.