

# 冰雹云中累积区与冰雹的形成的 数值模拟研究\*

周玲<sup>1)</sup> 陈宝君<sup>2,3)</sup> 李子华<sup>2)</sup> 黄美元<sup>1)</sup>  
郭学良<sup>1)</sup> 肖辉<sup>1)</sup> 洪延超<sup>1)</sup>

1) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

2) (南京气象学院, 南京 210044)

3) (中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

**摘要** 应用三维冰雹云模式对陕西旬邑地区的一次降雹过程进行模拟, 结果表明: 冰雹云中存在着过冷雨水的累积区, 其出现在最大上升气流之上, 其中累积的过冷雨水含量随着云的发展而变化。冰雹生长在此累积区内。催化试验结果表明, 在过冷雨水的累积区内播撒 AgI 粒子能取得较好的防雹效果。

**关键词:** 冰雹云模拟; 含水量累积区; 催化防雹

## 1 引言

大约在 60 年代初期, G. K. Sulakvelidze 等<sup>[1]</sup>提出了冰雹形成的累积区理论, 其主要概念为: 对流云中上升速度从云底随高度逐渐增大, 到达高度  $Z_m$  时上升速度为最大值  $W_m$ , 从  $Z_m$  到云顶, 上升速度随高度减小, 这样的云中上升速度分布, 造成了在  $Z_m$  以上大量液态或固态水累积的条件, 如果最大上升速度  $W_m$  大于自然破碎时水滴的降落末速度  $V_m$ , 而  $Z_m$  又低于大水滴的自然冻结高度, 则在云的中上部形成由大水滴组成的含水量累积区, 当累积区处在  $0^\circ\text{C}$  层与  $-25^\circ\text{C}$  层之间时, 就会形成冰雹, 所以累积区是冰雹生长的主要源区, 其体积约在  $1\sim 10\text{ km}^3$ 。在这基础上提出了竞争防雹理论, 认为累积区中含水量很大, 而自然冰雹胚胎数量不多, 它们都能充分并合冰冻长成大冰雹。为了限制这些自然冰雹胚胎的增长, 向云中引进大量人工冰雹胚胎, 去和自然雹胚争食累积区里可利用的液水, 结果每一个雹胚都得不到充足的液水, 从而不能长成大冰雹, 达到人工防雹的目的, 这个理论引导了苏联在 60~70 年代人工防雹方面取得很大的效益, 引起了全世界的高度关注。70 年代到 80 年代美国广泛开展了雹暴的研究, 用雷达 (包括多普勒雷达) 和飞机探测了冰雹云的结构, 分析和数值模拟了冰雹的增长过程, 美国的“国家冰雹研究试验 (NHRE)”发现, 对于冷云底, 大陆性雹暴, 毫米级的雹胚一般是冰晶的初始核化或次级核化形成<sup>[2]</sup>。在美国和加拿大高原上的雹暴情况下, 只有 20% 的雹胚是由冻雨组成<sup>[3]</sup>。Battan<sup>[4]</sup>指出的雹暴与苏联模式不同, 他的观

2000-02-28 收到, 2000-09-22 收到再改稿

\* 国家“九五”攻关项目 96-020-01-07 和国家自然科学基金资助项目 49675247 共同资助

测没有发现准稳定上升气流和累积带, 他假设雹胚是在脉动式上升气流中形成的。Foote 等<sup>[5]</sup>提出了多单体风暴中冰雹增长的概念, 认为冰雹是通过倾斜的上升气流中增长的, 大多数雹块的增长发生在 $-10^{\circ}\text{C} \sim -25^{\circ}\text{C}$  温度范围内。因此, 关于冰雹形成和增长存在着多种多样的观点、概念和模式。有些观念上的差异可能是由于在雹暴运动场, 含水量和微结构存在着地理差异的结果, 而且也由于多普勒雷达与飞机相结合的雹暴观测以及三维数值模拟只限于少数实验个例和地理地区, 因此现有冰雹形成和增长的概念和模式, 都有待于深入和改进<sup>[2,6]</sup>。

国内许多省开展了人工防雹试验, 除了相信爆炸有作用外, 也接受 Sulakvelidze 的竞争防雹原理<sup>[1]</sup>。在广泛采用的雷达识别方法中, 云中负温区强回波区的强度和厚度是一个很重要的指标<sup>[6,7]</sup>, 其实负温区的强回波区与累积区是有密切关系的。

围绕着竞争防雹原理, 80 年代以来国内外已经开展了用 AgI 进行冷云催化数值模拟研究。Hsie 等<sup>[8]</sup>在 Orville 和 Kopp<sup>[9]</sup>的二维模式中加入了 AgI 粒子守恒方程以模拟播云作用, 并研究了 AgI 粒子的成核机制。Farley<sup>[10]</sup>建立冰雹分档模式进行催化试验, 结果表明, 催化后地面降水、降雹 (尤其是大雹) 减少, 但对动力过程影响不明显。Farley 等<sup>[11,12]</sup>、Holroyd 等<sup>[13]</sup>以及 Heimbach 等<sup>[14]</sup>分别在 Clark 的三维时变中尺度模式基础上, 增加了微物理过程模拟 AgI 粒子对地形云的播云效果, 结果表明催化后冰粒子浓度增加, 霰雹等降水物形成时间提前, 地面降雨量增加而降雹量有所减少。黄燕等<sup>[15]</sup>在孔凡铀冰雹云模式<sup>[16]</sup>中考虑了 AgI 粒子的多种成核机制, 模拟了不同环境下的雹暴播撒作用, 表明在一定条件下播撒 AgI 可以取得防雹效果。洪延超<sup>[17]</sup>改进了孔凡铀三维雹云模式, 采用双参数体积水方案, 针对陕西旬邑的雹云个例作了催化试验, 并讨论了催化方雹机理。以上催化的数值模拟其实都涉及到过冷水累积区和竞争防雹理论, 但多数并未深入讨论。本文想在雷达观测的基础上, 主要对陕西旬邑地区的几次冰雹云, 进行数值模拟研究, 讨论雹云中是否有过冷雨水的累积区; 冰雹是否主要生长于累积区内以及针对累积区进行 AgI 催化是否有较好效果。

## 2 三维冰雹云数值模式

### 2.1 模式方程组

模式的动力学框架和微物理过程以及初始条件、边界条件和数值计算技术与文献 [17] 相同, 只是仍将冻滴归为霰一类。模式控制方程如下:

$$\frac{du}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi}{\partial x} = D_u, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi}{\partial y} = D_v, \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi}{\partial z} = g \left( \frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.608 Q_v' - Q_i \right) + D_w, \quad (3)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = D_\theta + S_\theta, \quad (4)$$

$$\frac{dM}{dt} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho} V_M M}{\partial z} + D_M + S_M, \quad (5)$$

其中,  $M = [Q_x, Q_y]$ ,  $Q$  和  $N$  为比含量和比浓度, 下标  $x = [v, c, r, i, s, g, h, X_s]$ ,  $y = [r, i, s, g, h]$  分别代表微物理过程中所考虑的 7 种水物质, 即水汽 ( $Q_v$ )、云水 ( $Q_c$ )、雨水 ( $Q_r$ )、冰晶 ( $Q_i$ )、雪花 ( $Q_s$ )、霰 ( $Q_g$ ) 和冰雹 ( $Q_h$ ), 以及播撒物质 AgI 粒子的比含量 ( $X_s$ )。  $D$  和  $S$  分别代表次网格尺度混合项及微物理过程源汇项。可压缩流体质量连续方程为

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot V = 0. \quad (6)$$

无量纲气压  $\Pi$  的扰动量  $\pi$  的预报方程为

$$\frac{d\pi}{dt} + \frac{\bar{c}^2}{c_p \bar{\rho} \theta_v^2} \frac{\partial \bar{\rho} \theta_v U_j}{\partial X_j} = - \frac{R_d}{c_v} \pi \frac{\partial U_j}{\partial X_j} + \frac{c^2}{c_p \theta_v^2} \frac{d\theta_v}{dt} + D_\pi, \quad (7)$$

式中,  $c^2 = \frac{c_p}{c_v} R_d T_v = \frac{c_p}{c_v} R_d \pi \theta_v$ ,  $\bar{c}^2 = \frac{c_p}{c_v} R_d \bar{\pi} \theta_v$ 。各项符号意义如文献[18]中所述。

## 2.2 对流启动方式

在文献[17]中, 初始对流云都采用热泡扰动方式启动。孙学金等<sup>[18]</sup>通过不同初始扰动对冰雹云发展影响的数值研究表明, 在同样的层结条件下, 以湿热泡扰动触发的冰雹云最强, 其次是湿泡, 而热泡扰动最弱。因此本文采用湿热泡扰动方式激发初始对流云。该启动方式是在模拟域低层加一有限范围的正位温扰动场和水汽场, 通过垂直运动方程的浮力项来建立初始对流, 即湿热泡内位温偏差由下式确定

$$\Delta\theta = \begin{cases} \Delta\theta_c \cos^2 \frac{\pi}{2} \beta, & \text{当 } \beta^2 \leq 1, \\ 0, & \text{其余点,} \end{cases} \quad (8)$$

而水汽混合比由下式给出:

$$Q_v = Q_{v0} + (Q_{vs} - Q_{v0}) \cos^2 \frac{\pi}{2} \beta \left( \beta = \left[ \left( \frac{x - x_c}{x_r} \right)^2 + \left( \frac{y - y_c}{y_r} \right)^2 + \left( \frac{z - z_c}{z_r} \right)^2 \right]^{1/2} \right), \quad (9)$$

其中,  $(x_c, y_c, z_c)$  是扰动场中心坐标,  $(x_r, y_r, z_r)$  分别是扰动区在三个坐标方向的半径,  $\Delta\theta_c = \Delta\theta(x_c, y_c, z_c)$  是中心最大扰动位温值,  $Q_{vs}$ 、 $Q_{v0}$  分别为饱和混合比和初始水汽混合比。

## 3 冰雹云数值模拟

### 3.1 雹云一般概况

陕西省北部的渭北地区在夏季频繁遭受冰雹袭击。作为渭北地区防雹计划的一部

分, 1997 年 6~8 月中国科学院大气物理研究所和陕西人工影响天气办公室合作在该地区旬邑县进行冰雹云野外观测实验。本文选取实验期间 7 月 28 日一次降雹过程进行模拟研究 (简称 97728 降雹过程)。图 1 为当天 13 时初始环境场廓线。由廓线可以看出, 这次过程环境风速和风向垂直切变都很小,  $0^{\circ}\text{C}$  层约在 4 km 高度。从当天 18 时雷达回波 (图略) 看, 云顶高约 14 km, 最大云宽约 30 km, 强回波区 (大于 45 dBZ) 中心高度 5~6 km。

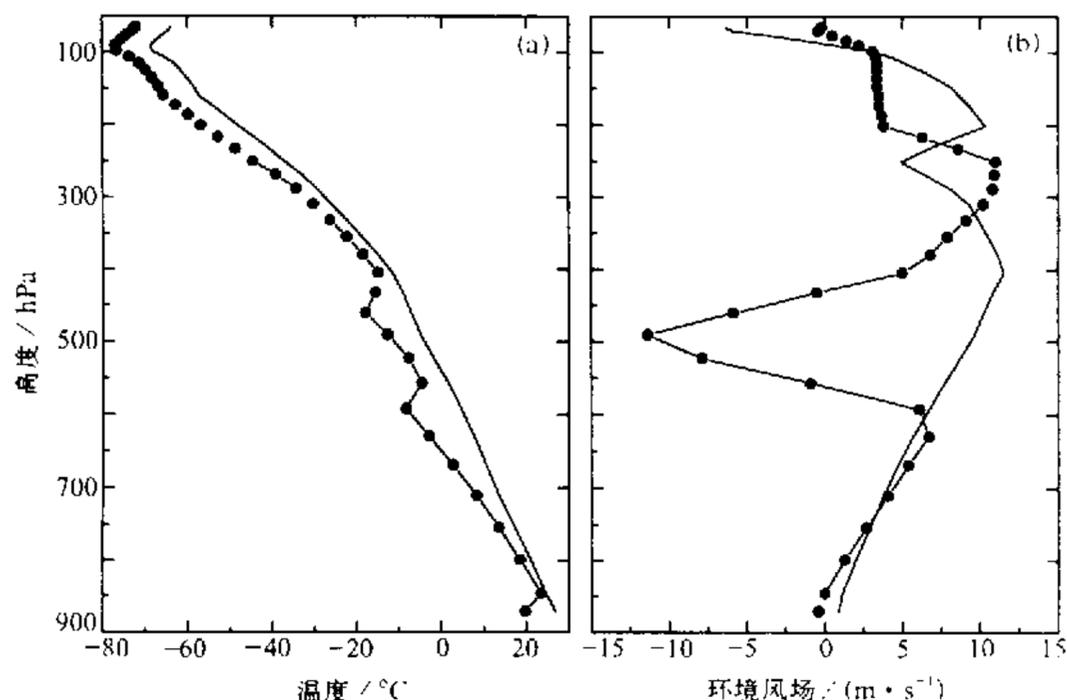


图 1 初始环境层结 (a) 和风廓线 (b)

(a) 实线为温度, 点实线为露点; (b) 实线代表经向风, 点实线代表纬向风

### 3.2 雹云模拟

为方便问题研究, 在模拟算例中把经向环境风设为沿模拟域  $x$  方向, 纬向环境风沿  $y$  方向。模拟区域水平尺度取 35 km, 垂直尺度 18.5 km; 水平格距 1 km, 共 36 个格点, 垂直格距 0.5 km, 共 38 个格点。时间积分采用时步分离技术, 即大时步取 10 s, 小时步取 2 s 分步积分。采用模拟域随风暴质心移动技术以保证风暴始终处于模拟域内。积云对流用中心位于域中央 2 km 高度的湿热泡扰动方式激发, 扰动区半径 5 km, 厚 4 km, 中心最大位温偏差  $1.0^{\circ}\text{C}$ 。模拟时段取 60 分钟。

自然云模拟结果表明, 4 分钟时, 云水出现在 2.5 km 高度, 随着云的发展含水量增大, 其中心有所上升。到 13 分钟时过冷水中心位于 6 km 高度, 最大值达到  $13.6 \text{ g m}^{-3}$ , 此时在主上升气流区的同一高度上冰雹最大含量达到了  $0.46 \text{ g m}^{-3}$ 。17 分钟时, 在 8.5 km 高度左右上升气流最大达  $37 \text{ m s}^{-1}$ , 此时冰雹含量达到最大, 为  $5.39 \text{ g m}^{-3}$ 。第 19 分钟时地面开始降雹, 含水量最大值和中心位置有所下降, 但云顶却高达 13.5 km。此后, 云体逐渐消亡。另外, 云内  $0^{\circ}\text{C}$  等温线在主上升气流区由于潜热释放略有抬升, 在云发展成熟阶段最高达 5 km, 比云外高 1 km 左右。计算结果表明, 60 分钟地面累积降雨量为 1321 t, 降雹量 319 t, 地面单点最大降雨量 21 mm, 最大降雹量 12.6 mm, 地面平均雹块直径 5.72 mm, 最大降雹动能  $118 \text{ J m}^{-2}$ , 所模拟的冰雹云

与实况接近。

表 1 给出了冰雹形成（云中冰雹最大含量超过  $0.1 \text{ g m}^{-3}$ ）前 5 分钟和后 5 分钟（即 8~18 分钟）的云中上升气流和过冷雨水及冰雹含量的最大值及相应出现位置。从表 1 看出，最大上升气流、过冷水以及冰雹中心都出现在模拟域中央区域（即水平位置在 17~19 格点）。对于上升气流，其最大值随着云的发展而增大，中心位置也逐渐上升，到第 16 分钟达到最大值  $38.4 \text{ m s}^{-1}$ ，而后逐渐减小，但中心位置继续上升。与之相类似，过冷雨水含量也是随着云的发展而呈现出先增加后减小的特点，其最大值出现在第 13 分钟，以此时刻为界，其中心位置也是先升后降。从两者极值中心相对位置来看，13 分钟前过冷雨水中心都位于上升气流中心上方，这种配置有利于下层水分向上层输送，为冰雹的生长提供充足的水分来源。从表 1 还可以看出，第 12 分钟时，在过冷雨水中心偏上方，冰雹开始形成，但含量只有  $0.02 \text{ g m}^{-3}$ ，因此可以认为冰雹是由过冷雨滴冻结而形成的。当过冷水含量达到最大时，冰雹含量也迅速增大到  $0.46 \text{ g m}^{-3}$ 。此后雹的含量逐渐增加，到第 17 分钟含量达到最大  $5.39 \text{ g m}^{-3}$ ，之后逐渐减小。从过冷雨水和冰雹的极值中心配置看，虽然略有偏移但相差很小，基本上冰雹中心都位于过冷雨水中心前上方，这样冰雹可以得到充足的水分供应而增长。因此，可以认为冰雹是在累积区内形成和增长的。而累积区内的过冷雨水在云的发展过程中不断变化，其变化趋势是先增大后减小，这与 Sulakvelidze<sup>[1]</sup>所假定的含水量保持恒定特点有所不同。

表 1 雹云中上升气流、过冷雨水及冰雹含量最大值及出现位置

| 时刻<br>(min) | 上升气流                         |              |            |                              | 过冷雨水                         |              |            |                              | 冰雹                           |              |            |                              |
|-------------|------------------------------|--------------|------------|------------------------------|------------------------------|--------------|------------|------------------------------|------------------------------|--------------|------------|------------------------------|
|             | 最大值<br>( $\text{m s}^{-1}$ ) | 位置<br>(grid) | 高度<br>(km) | 温度<br>( $^{\circ}\text{C}$ ) | 最大值<br>( $\text{m s}^{-1}$ ) | 位置<br>(grid) | 高度<br>(km) | 温度<br>( $^{\circ}\text{C}$ ) | 最大值<br>( $\text{m s}^{-1}$ ) | 位置<br>(grid) | 高度<br>(km) | 温度<br>( $^{\circ}\text{C}$ ) |
| 8           | 15.9                         | 18,18        | 3.0        | 13.3                         | 0.03                         | 18,19        | 4.5        | -0.12                        | -                            | -            | -          | -                            |
| 9           | 20.6                         | 19,18        | 3.2        | 13.1                         | 0.79                         | 19,18        | 5.0        | -1.54                        | -                            | -            | -          | -                            |
| 10          | 25.2                         | 19,18        | 3.5        | 11.2                         | 2.54                         | 20,18        | 5.1        | -0.49                        | -                            | -            | -          | -                            |
| 11          | 29.0                         | 18,18        | 4.0        | 8.65                         | 6.39                         | 19,18        | 5.5        | -0.17                        | -                            | -            | -          | -                            |
| 12          | 31.8                         | 18,18        | 4.5        | 5.06                         | 11.1                         | 19,17        | 5.7        | -0.92                        | 0.02                         | 19,17        | 6.0        | -2.22                        |
| 13          | 33.9                         | 19,18        | 5.0        | 1.10                         | 13.6                         | 19,16        | 6.0        | -3.28                        | 0.46                         | 20,18        | 6.1        | -4.23                        |
| 14          | 36.1                         | 18,18        | 6.0        | -3.02                        | 9.64                         | 18,18        | 5.9        | -3.10                        | 2.38                         | 19,18        | 6.5        | -7.59                        |
| 15          | 37.5                         | 18,19        | 6.5        | -6.90                        | 8.60                         | 18,19        | 5.8        | -3.01                        | 4.11                         | 20,18        | 6.5        | -9.17                        |
| 16          | 38.4                         | 18,19        | 8.0        | -15.9                        | 7.83                         | 18,19        | 5.6        | -2.61                        | 5.25                         | 20,18        | 6.5        | -10.3                        |
| 17          | 37.2                         | 17,19        | 8.5        | -19.5                        | 7.18                         | 17,19        | 5.5        | -2.29                        | 5.39                         | 20,19        | 6.6        | -11.3                        |
| 18          | 35.5                         | 18,19        | 9.5        | -27.6                        | 6.48                         | 18,19        | 5.3        | -1.29                        | 5.15                         | 19,19        | 7.5        | -16.6                        |

注：表中某一时刻物理量的值用包括该时刻在内的前后 5 次平均值代替

图 2 给出了云中冰雹形成（第 13 分钟）前后各 3 分钟内（第 10 分钟至第 16 分钟）的最大上升气流和过冷雨水含量随高度的分布。从时间序列看，随着云的发展，最大上升气流值也随之增大，位置上抬，而过冷水则呈现先增大后减小的趋势，即在第 13 分钟前过冷水逐渐增大，中心位置也上升，雹形成后（第 13 分钟）随着降水出现其中心位置下降。从分布形态看，上升气流和过冷水随高度都呈抛物型分布，即随着高度的增加其量值先增大，到某一高度达到最大，而后随高度逐渐减小。而且在雹形成前，

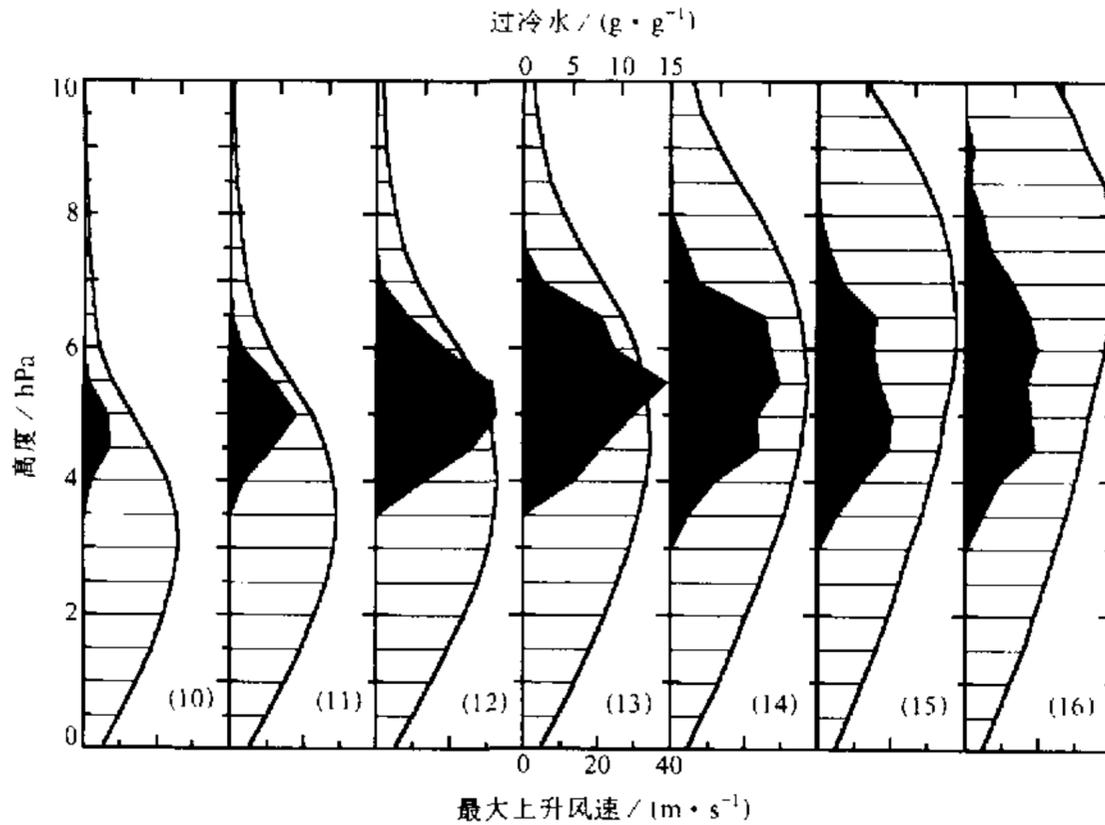


图2 最大上升气流和过冷雨水随高度分布  
横线区为上升气流, 阴影区为过冷水

液态水中心部位居于上升气流上方。上升气流和过冷雨水的这种配置关系造成了云中大量的过冷液态雨水累积, 当累积的液态水处于负温区时, 其中部分雨滴就冻结形成冰雹。由于冰雹生长区位于过冷雨水累积区, 在强上升气流支撑下, 冰雹能得到充足的时间有利于冰雹与大量过冷水滴的碰并而迅速增长。

图3给出第10至13分钟时云中过冷雨水比含量( $Q_r$ )和垂直上升气流速度以及温度分布。图中阴影区表示含量超过  $1 \text{ g kg}^{-1}$  的过冷雨水分布, 等值线间隔  $3 \text{ g kg}^{-1}$ , 但第10分钟等值线间隔为  $1 \text{ g kg}^{-1}$ 。图4给出了第13~16分钟云中过冷雨水 $Q_r$  (虚线) 和冰雹 (实线) 比含量分布 ( $X-Z$ ,  $Y-Z$ ), 其中过冷雨水比含量最低一条等值线为  $1 \text{ g kg}^{-1}$ , 次之为  $3 \text{ g kg}^{-1}$ , 以后间隔为  $3 \text{ g kg}^{-1}$ ; 而雹比含量第13分钟时最小值  $0.1 \text{ g kg}^{-1}$ , 等值线间隔  $0.1 \text{ g kg}^{-1}$ , 此后时刻最小值为  $1 \text{ g kg}^{-1}$ , 等值线间隔  $1 \text{ g kg}^{-1}$ 。由图3可以看出, 第10至13分钟 $Q_r$ 的中心都位于最大上升气流中心偏上一点的区域, 而且 $Q_r$ 和上升气流的中心位置都随着时间而上升, 中心最大值也随时间而增大。第13分钟,  $Q_r$ 的最大值达到  $12 \text{ g kg}^{-1}$ , 此时在其运动的前上方开始有冰雹形成, 但中心最大值仍低于  $0.5 \text{ g kg}^{-1}$ ; 随着云的进一步发展, 冰雹含量逐渐增大, 但中心位置仍维持在含水量的累积区内。与冰雹含量随时间增加相反, 过冷雨水则相应有所减小。这说明大部分过冷水被冰雹所碰并收集而消耗, 也正反映了冰雹是在累积区内增长的事实。

本文还对1998年7月24日和1999年8月1日二次降雹过程进行了模拟分析 (简称为98724个例和99801个例), 图5~8分别给出了在冰雹形成前及形成初期98724个例和99801个例的云中过冷雨水比含量、冰雹比含量、垂直上升气流速度及温度分布。图中阴影区表示比含量超过  $6 \text{ g kg}^{-1}$  的过冷雨水, 等值线间隔为  $3 \text{ g kg}^{-1}$ , 98724个例

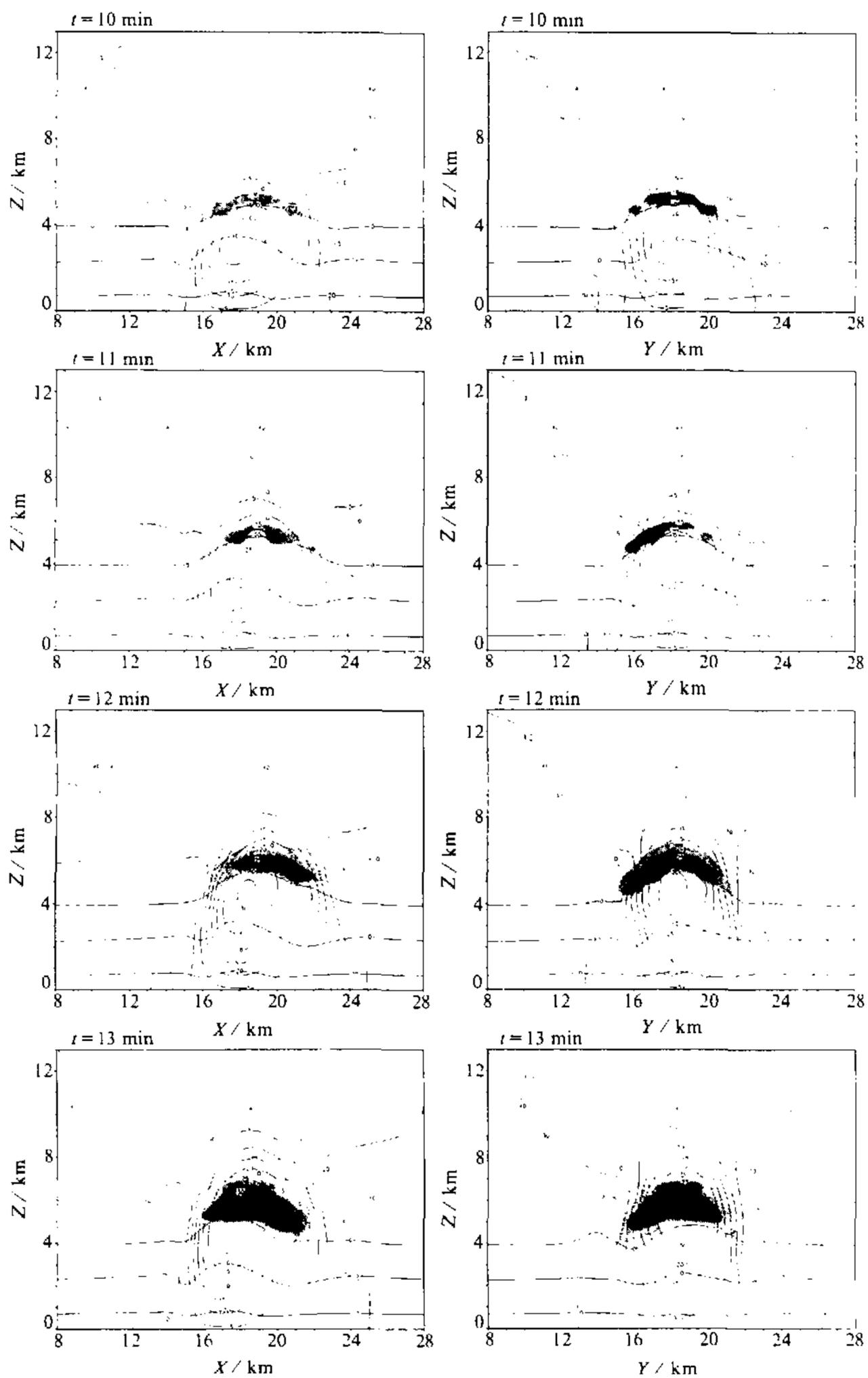


图3 云中过冷雨水含量(阴影区)和垂直上升气流(实线)及温度(虚线)分布

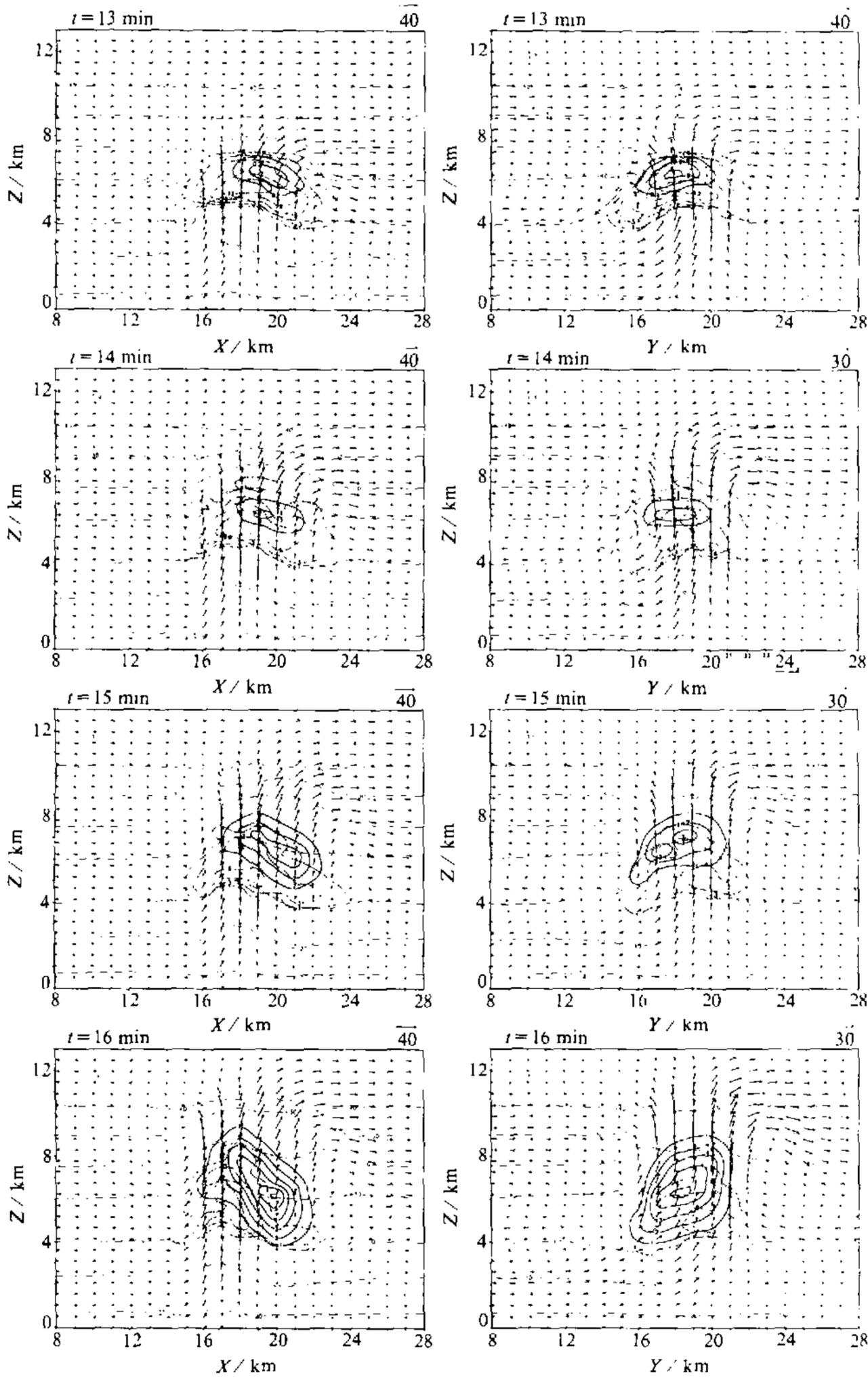


图4 云中过冷雨水(虚线)和冰雹(实线)比含量分布

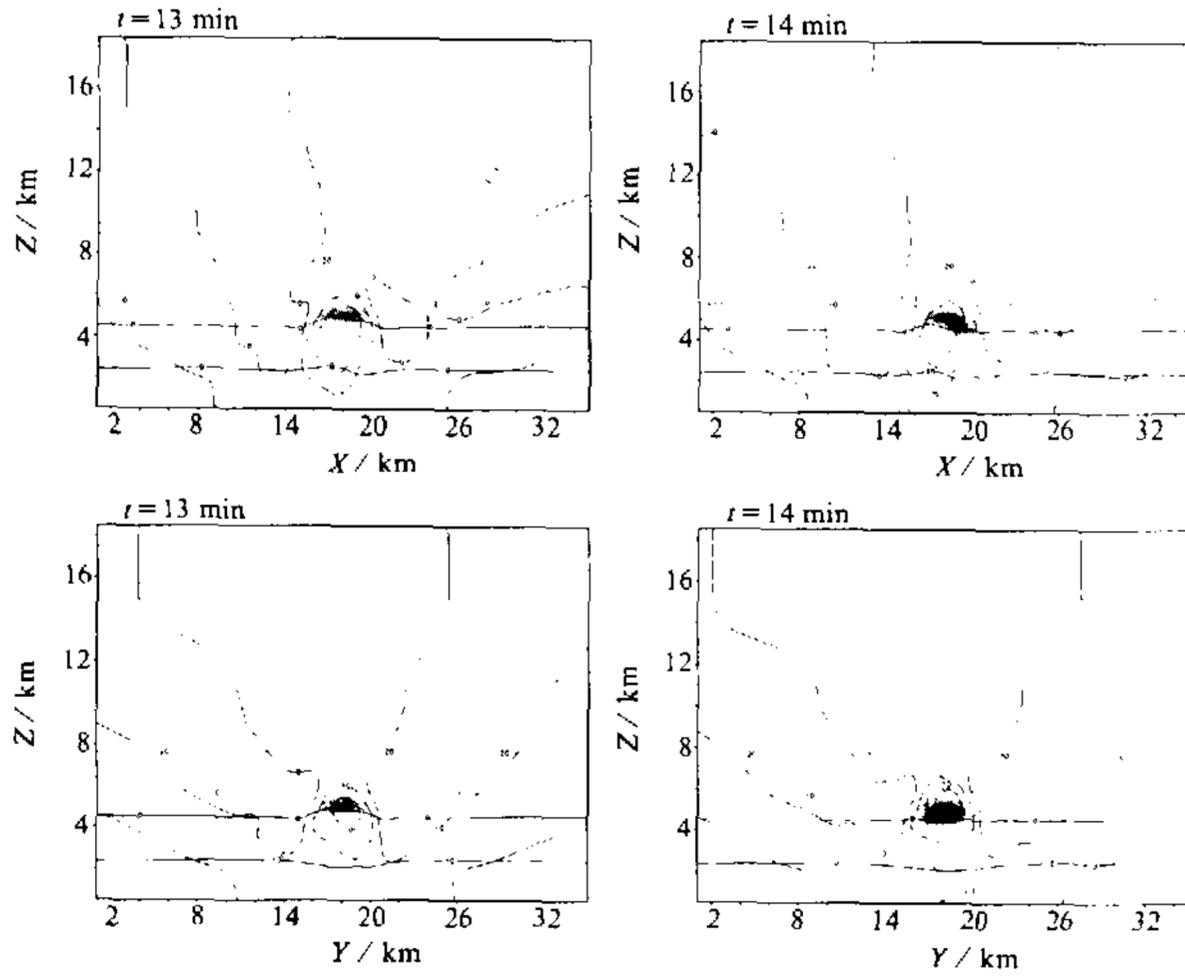


图5 个例98724云中过冷雨水含量和垂直上升气流及温度分布

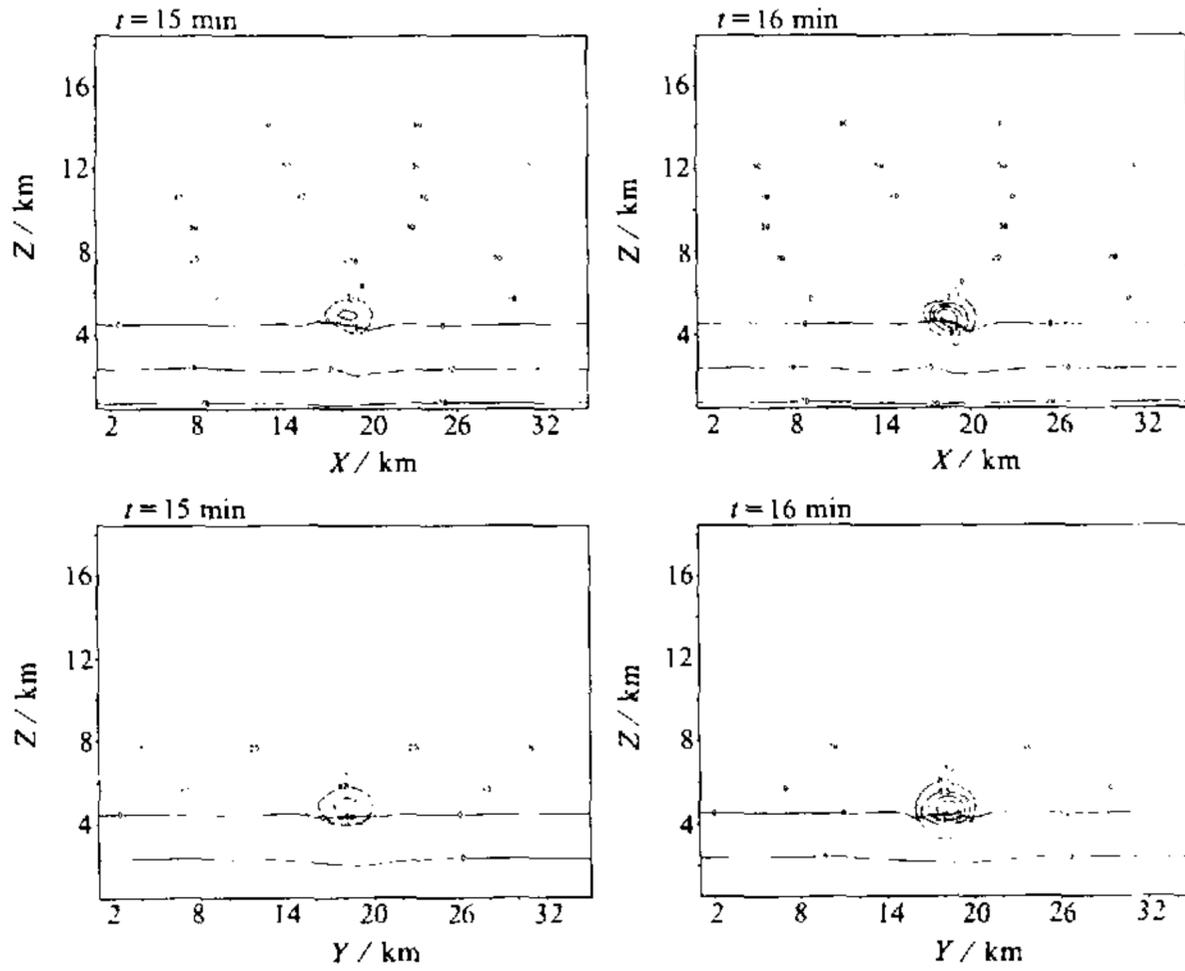


图6 个例98724云中过冷雨水含量和冰霰比含量及温度分布

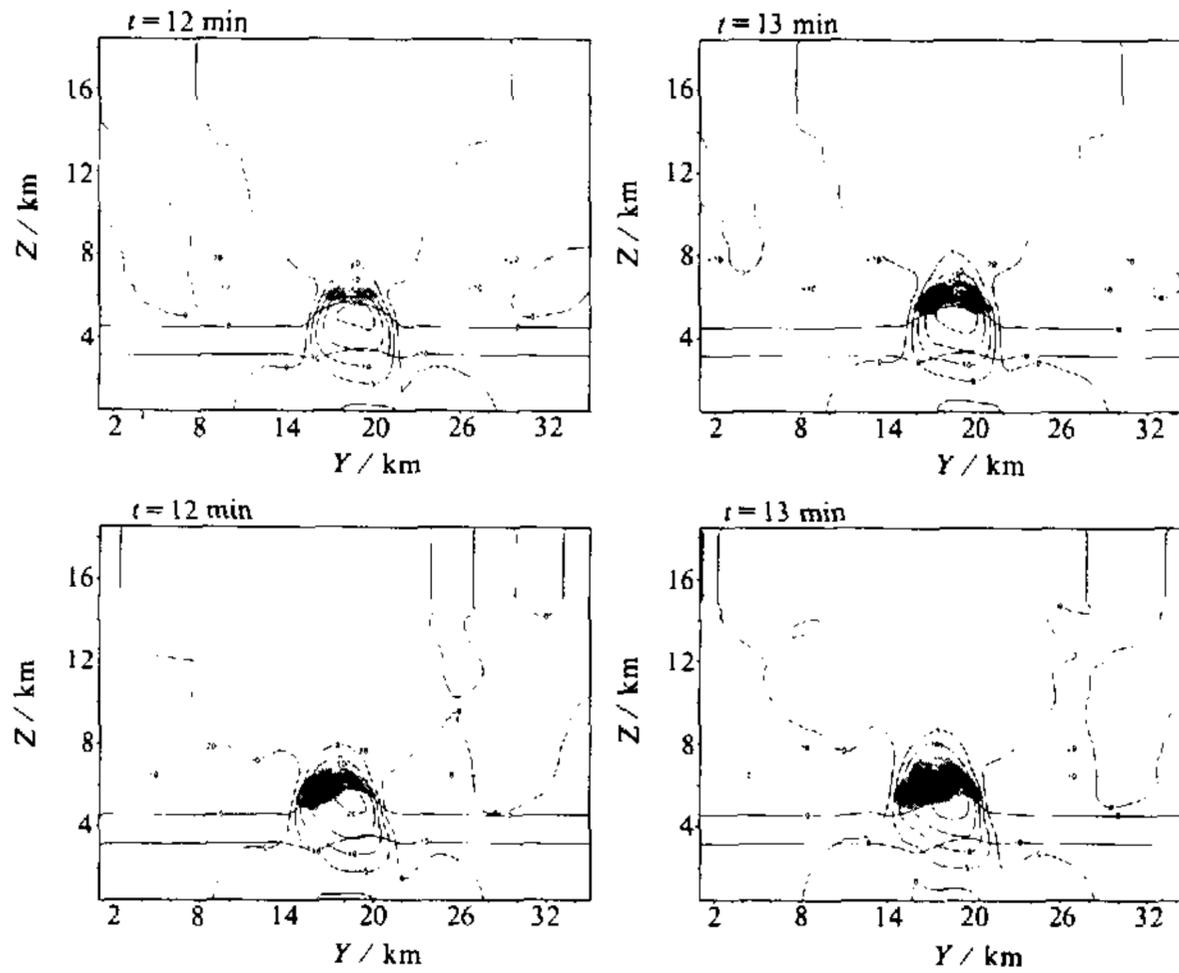


图7 个例 99801 云中过冷雨水含量和垂直上升气流及温度分布

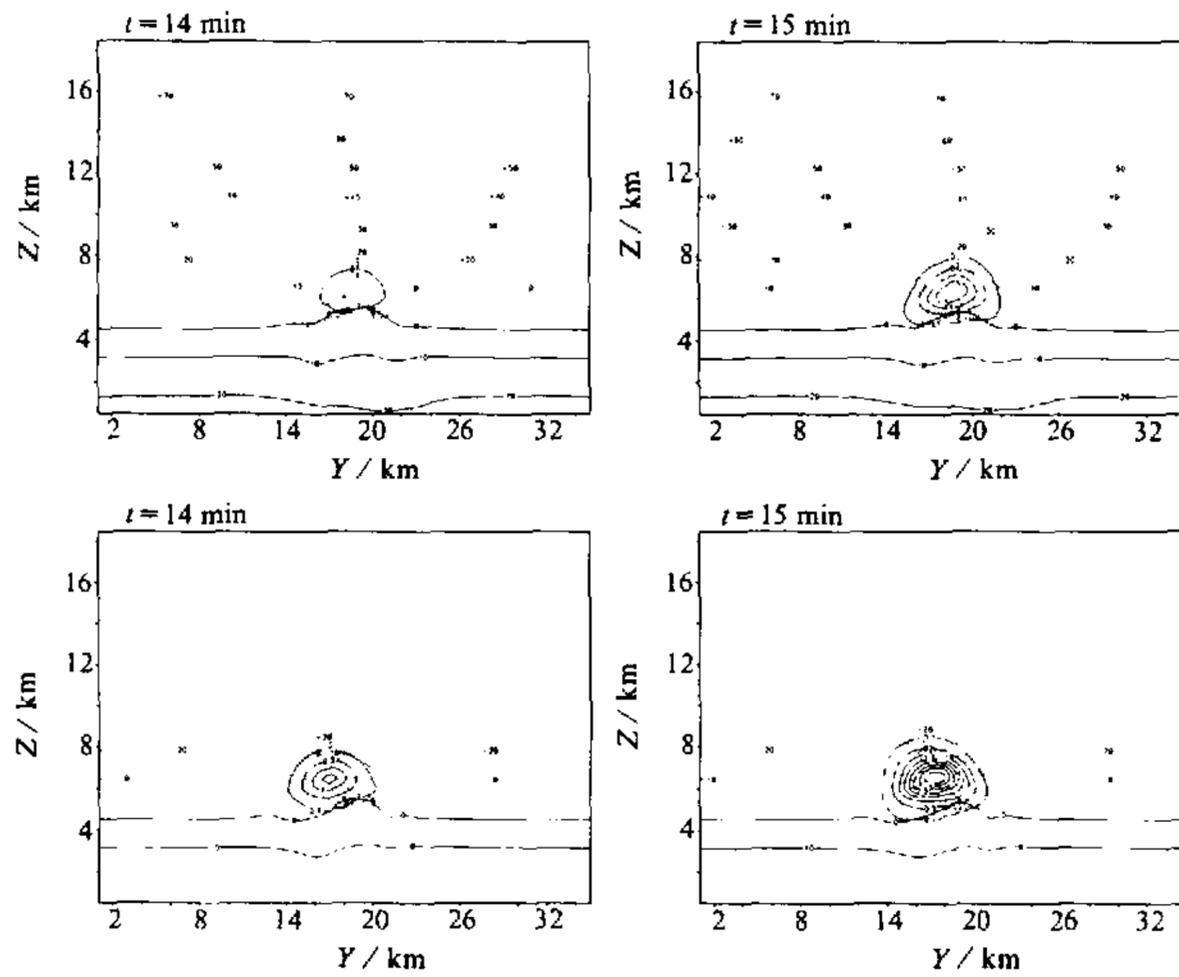


图8 个例 99801 云中过冷雨水和冰雹含量及温度分布

第 15 分钟和 99801 个例第 14 分钟的冰雹比含量等值线间隔为  $0.1 \text{ g kg}^{-1}$ ，98724 个例第 16 分钟和 99801 个例第 15 分钟的冰雹比含量等值线间隔为  $0.5 \text{ g kg}^{-1}$ 。从图中可以看到，在这两个例子中，冰雹形成前，在上升气流上方均有一过冷雨水累积区存在，当液态水最大值区进入负温区时，冰雹开始在含水量区前方偏上位置形成，并在含水量累积区内增长。

从以上三例分析说明，雹云中确实存在含水量的累积区，位置在最大上升气流层偏上一点，其中积累了大量的过冷却大水滴，当累积区抬升进入到负温层以后，就开始形成冰雹，当累积区进入到  $-4^\circ\text{C} \sim 10^\circ\text{C}$  时，冰雹迅速增长。累积区的含水量随时间并非稳定，有一定变化，但其最大值一直维持在  $6 \text{ g kg}^{-1}$  以上的高值。

#### 4 催化数值试验

前述分析说明，冰雹云中存在过冷雨水的累积区，那么对具有过冷雨水累积区的冰雹云催化是否有效？为此，对该例雹云进行催化数值试验。AgI 由高炮送入云中，成核率根据“三七”聚能炮弹的 B 型弹平均状况<sup>[19]</sup>进行拟合，得到公式 (10)，代入到模式计算：

$$N_a(\Delta T) = \begin{cases} 0, & \Delta T < 4^\circ\text{C} \\ 10^{-6} \exp(-0.009\Delta T^3 + 0.324\Delta T^2 - 1.90\Delta T + 4), & 4^\circ\text{C} \leq \Delta T < 18^\circ\text{C} \\ 5 \times 10^5 \exp(-0.009\Delta T^3 + 0.324\Delta T^2 - 1.90\Delta T + 4), & 18^\circ\text{C} \leq \Delta T < 20^\circ\text{C} \\ 9.9 \times 10^{15}, & \Delta T \geq 20^\circ\text{C} \end{cases} \quad (10)$$

其中  $N_a(\Delta T = T_0 - T)$  的单位是个  $\text{g}^{-1}$ 。考虑三种 AgI 粒子的成核机制<sup>[8]</sup>，即由于布朗运动和惯性碰撞而发生在人工冰核和云、雨滴之间的接触冻结核化以及水汽在人工冰核上的凝华核化（包括凝结—冻结核化）。由于 AgI 粒子的成核作用，使得水成物和冰晶浓度发生变化，相应的过程是：云滴冻结成冰晶、雨滴冻结成雹、水汽在人工冰核上凝华成冰晶。具体过程如文献[14]。

由表 1 可知，10 分钟时液态水中心位于主上升气流区 4 km 高处，为检验在累积区催化的效果，选择第 10 分钟在主上升气流区上方 4 km 高处播撒 300 g 碘化银粒子进行催化。图 9 给出了自然云和催化云第 14 分钟至 20 分钟时冰雹比含量  $Q_h$  的分布。从图上可以看出，第 14 分钟，自然云冰雹最大比含量  $2.0 \text{ g kg}^{-1}$ ，而催化云只有  $1 \text{ g kg}^{-1}$ ；2 分钟后，自然云  $Q_h$  最大值为  $6 \text{ g kg}^{-1}$ ，而催化云为  $5 \text{ g kg}^{-1}$ ，比自然云少了  $1 \text{ g kg}^{-1}$ ；到了第 18 分钟，自然云  $Q_h$  有所减少，最大值为  $5.5 \text{ g kg}^{-1}$ ，此时催化云中  $Q_h$  最大值也减为  $4 \text{ g kg}^{-1}$ ；第 20 分钟，自然云出现两个极值中心，上部中心位于 9 km 高处，中心最大值  $4.5 \text{ g kg}^{-1}$ ，下部中心高 5 km 左右，中心最大值为  $4 \text{ g kg}^{-1}$ ；而催化云只在 4 km 高处出现一最大值为  $3.5 \text{ g kg}^{-1}$  的中心。从相应时段冰雹比浓度  $N_h$  变化来看，同样  $N_h$  在催化后也有所减少（图略），说明催化起到了减雹效果。为了分析催化机理，研究催化对雹云主要微物理过程的影响，表 2 给出了地面降雹前 1 分钟即第 18 分钟时冰相物质主要微物理过程产生的总量（表中各项符号的物理意义见表 3）。可见，催化后冰晶和雪的总质量  $T_{Q_i}$  和  $T_{Q_s}$  分别增加了 13.8% 和 2.5%，而数量分别增加了 0.7% 和

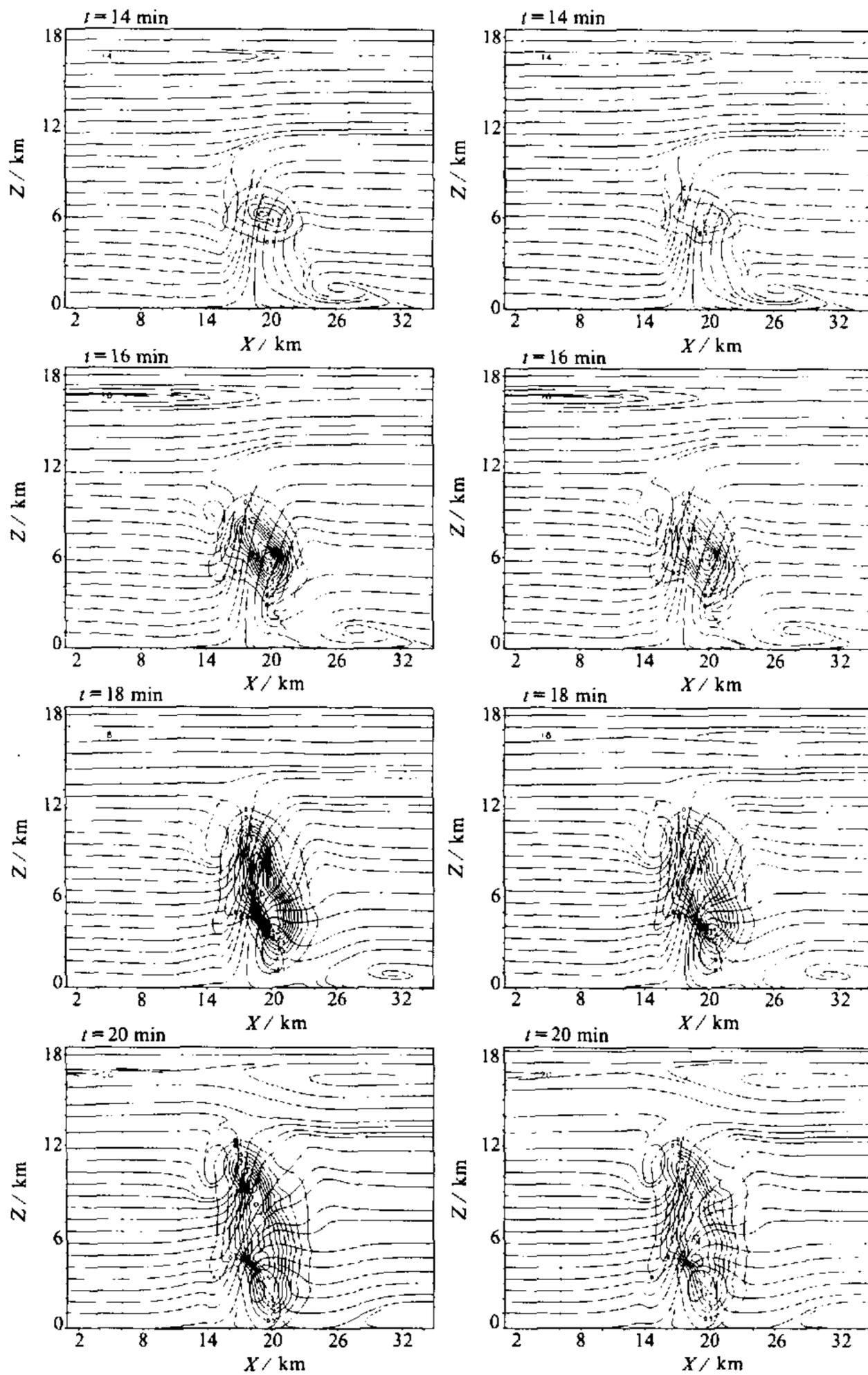


图9 自然云(左)和催化云(右)冰雹比含量分布(在 $Y=18$ 时,  $X-Z$ 剖面)

14.8%。催化的直接结果是使冰晶数量增加了  $10^{18}$  (NNUxai) 个。但冰晶的平均质量  $M_i$  由  $4.27 \times 10^{-7}$  g 增加到  $6.98 \times 10^{-7}$  g, 平均直径  $D_i$  由 0.051 mm 增大到 0.058 mm。因此冰晶向雪花的转化比例  $P_{is}$  (为 NCNis / TNi) 由  $1.36 \times 10^{-7}$  增大到  $1.48 \times 10^{-7}$ , 向霰的转化比例  $P_{ig}$  (为 NCNig / TNi) 由  $0.4 \times 10^{-10}$  增大到  $2.57 \times 10^{-10}$ 。雪花的平均质量  $M_s$  和直径  $D_s$  由  $7.67 \times 10^{-5}$  g 和 0.853 mm 减小到  $4.07 \times 10^{-5}$  g 和 0.626 mm, 使得雪花向霰的转化比例  $P_{sg}$  (为 NCNsg / TNs) 由  $1.92 \times 10^{-2}$  下降到  $1.87 \times 10^{-2}$ 。但是, 冰晶和雪花对霰的质量及数量的贡献比过冷雨滴和冰晶碰撞 (CLrig) 产生的霰过程要小得多, 而且 CLrig 过程对霰数量的贡献分别占 83.1% (自然) 和 83.2% (催化后), 催化后由于此过程使霰的数量由  $10^{14.87}$  增大到  $10^{14.94}$ , 约增加了 17.5%, 占霰数量增加量的 83.2%, 而由催化直接引起的霰数量增加了  $10^{10.78}$  个, 只占霰数量增加量的 0.05%。可见, 催化的作用并不是直接增加了霰的数量, 而是因为冰晶和雪花数量增加使得过冷雨滴和冰晶、雪花的碰撞过程加强, 造成霰数量的增加。由表可见, 催化后霰的总质量增加了 2.5%, 而数量却增加了 17.5%, 因此霰的平均质量  $M_g$  和平均直径  $D_g$  在催化后有所减小, 分别由  $2.51 \times 10^{-4}$  g 减小到  $2.08 \times 10^{-4}$  g 和由 1.17 mm 减小到 1.13 mm。从而霰向雹的转化比例  $P_{gh}$  (为 NCNgh / TNg) 也由  $1.32 \times 10^{-3}$  减小到  $1.04 \times 10^{-3}$ , 约减少 19%。使得云中冰雹的总质量由 216.7 kt 减少到 175.5 kt, 减少了 19%, 数量减少了 27%, 因此催化后雹的平均质量  $M_h$  由 0.101 g 减小到 0.059 g, 平均

表 2 催化对霰云主要微物理过程总量的影响 (第 18 分钟)

|               |                    |                     |                    |                    |                 |               |                 |             |
|---------------|--------------------|---------------------|--------------------|--------------------|-----------------|---------------|-----------------|-------------|
| 冰晶            | $T_Q$              | NUvi                | Pci(t)             | CLci               | VDvi            | HNUci         | NUxai           |             |
|               | 491.9 / 559.9      | 29.62 / 30.89       | 0.21 / 0.23        | 0.07 / 0.11        | 262.9 / 319.7   | 199.3 / 207.2 | 0.0 / 1.96      |             |
| 雪             | $T_{N_i}$          | NNUvi               | NPei               | NHNUci             | NNUxai          |               |                 |             |
|               | 22.246 / 22.249    | 20.11 / 20.14       | 14.3 / 14.37       | 22.24 / 22.24      | 0.0 / 18.3      |               |                 |             |
| 霰             | $T_{Q_s}$          | CNis                | CLcs               | CLris              | CLis            | Chi           | VDvs            |             |
|               | 26.45 / 27.11      | 4.88 / 4.17         | 1.6 / 1.63         | 10.86 / 11.97      | 6.26 / 6.33     | 0.03 / 0.07   | 2.63 / 2.82     |             |
| 霰             | $T_{N_s}$          | NCNis               | NCLii              | NCLris             |                 |               |                 |             |
|               | 15.47 / 15.53      | 15.38 / 15.42       | 14.3 / 14.63       | 14.47 / 14.69      |                 |               |                 |             |
| 霰             | $T_{Q_g}$          | CNi(s)g             | Clig               | CLcg               | CLrg            | CLrig         | CLrsg           | VDvg        |
|               | 1001.9 / 1026.7    | 1.28 / 1.42         | 36.4 / 53.0        | 58.3 / 78.6        | 663.7 / 636.4   | 192.8 / 198.2 | 41.7 / 44.5     | 43.5 / 53.5 |
| 雹             | $T_{N_g}$          | NCNig               | NCNsg              | NCLrig             | NCLrsg          | NNUrg         | NHNUrg          | NNUrg       |
|               | 14.95 / 15.02      | 11.85 / 12.66       | 13.72 / 13.79      | 14.87 / 14.94      | 14.1 / 14.3     | 12.29 / 12.46 | 13.5 / 13.68    | 0.0 / 10.78 |
| 雹             | $T_{Q_h}$          | CNgh                | CLch               | CLrh               | CLih            | CLsh          | CLgh            |             |
|               | 216.7 / 175.6      | 167.3 / 138.3       | 3.41 / 3.12        | 30.53 / 19.48      | 0.33 / 0.42     | 0.04 / 0.05   | 15.13 / 14.14   |             |
| $M_i$ 和 $D_i$ | $T_{N_h}$          | 12.07 / 11.93       |                    |                    |                 |               |                 |             |
|               | $M_i (10^{-6})$    | $D_i (10^{-1})$     | $M_s (10^{-5})$    | $D_s$              | $M_g (10^{-4})$ | $D_g$         | $M_h (10^{-1})$ | $D_h$       |
| 转化率           | $P_{is} (10^{-7})$ | $P_{ig} (10^{-10})$ | $P_{sg} (10^{-2})$ | $P_{gh} (10^{-3})$ |                 |               |                 |             |
|               | 1.36 / 1.48        | 0.40 / 2.57         | 1.92 / 1.82        | 1.32 / 1.04        |                 |               |                 |             |

注: (1) 表中各水物质栏上栏为质量 (单位: kt), 下栏为数量 (单位为  $10^x$  个),  $T_Q$  表示总质量,  $T_N$  表示总个数。

(2)  $M$ 、 $D$  分别表示粒子的平均质量 (g) 和平均直径 (mm),  $P_{ab}$  表示向  $b$  类粒子转化的  $a$  类粒子占  $a$  类粒子总数的比例。

(3) 分子和分母分别代表非催化云和催化云相应过程的值。

表 3 表 2 中各符号的物理意义

| 符号       | 物理意义             | 符号    | 物理意义           |
|----------|------------------|-------|----------------|
| VDvi     | 冰晶的凝华过程          | CLrsg | 雪和雨水相互撞冻形成雪或霰  |
| VDvs     | 雪的凝华过程           | CLrg  | 霰撞冻雨水过程        |
| VDvg     | 霰的凝华过程           | CLrh  | 雹撞冻雨水过程        |
| HNUci    | 云水在-40℃匀质冻结形成冰晶  | CLii  | 冰晶积聚形成雪        |
| HNUrg    | 云水在-40℃匀质冻结形成霰   | CLis  | 雪撞冻冰晶          |
| NUvi     | 自然冰核活化形成初始冰晶     | CLig  | 霰撞冻冰晶          |
| NUrg     | 过冷雨滴异质核化冻结形成霰    | CLih  | 雹撞冻冰晶          |
| NUrgs    | 过冷雨滴和人工冰核作用冻结形成霰 | NUxai | 云滴冻结和水汽凝华形成的冰晶 |
| Pci      | 霰附过冷云滴过程中产生次生冰晶  | CLsh  | 雹撞冻雪过程         |
| CLci     | 冰晶结冻增长(冰晶撞冻云水)   | CLgh  | 雹撞冻霰过程         |
| CLcs     | 雪撞冻云水            | CNis  | 冰晶自动向雪转化过程     |
| CLeg     | 霰撞冻云水            | CNig  | 冰晶自动转化向霰转化过程   |
| CLch     | 雹撞冻云水            | CNsg  | 雪花自动转化成霰       |
| CLris(g) | 冰晶撞冻雨滴形成雪或霰 CNgh | CNgh  | 霰自动转化成雹        |

直径 $D_h$ 由 5.86 mm 减小到 5.01 mm。从表中冰雹栏看, 雹质量减少主要是由于霰向雹的转化量(CNgh)的减小, 占总减少量的 70%, 其次是雹收集过冷雨水(CLrh)的减少, 占总减少量的 27%。催化结果表明, 这次降雹过程地面总降雹量减少了 14.6%, 总降雨量增加了 4%左右。

以上分析了第 10 分钟时在 4 km 高度催化结果。为了研究催化的可行性和效果, 还对本次冰雹过程进行不同时间、高度和播撒量的序列催化试验, 结果表明, 针对冰雹云雨水累积区进行催化效果最好, 其次在最大上升气流中心部位。

## 5 结论

通过以上分析, 可得到以下几个结论:

- (1) 有一类雹云中存在一个过冷雨水累积区, 位置在最大上升气流层偏前上方, 冰雹就生长在累积区内。
- (2) 在该类雹云发展过程中, 累积区里的过冷雨水量在不断变化。其变化趋势为先增加后减少, 在雹形成期间达到最大。
- (3) 在过冷雨水累积区催化可以起到减雹、增雨的效果。
- (4) 催化减雹主要是由于霰向雹的转化比例减小以及雹收集过冷水滴的减少。

## 参 考 文 献

- 1 Sulakvelidze, G. K., N. S. Bibilashvei and V. F. Lapcheva, *Formation of Precipitation and Modification of Hail Processes*, Press of Hydrometeorology, 1967.
- 2 Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 叶家东等译, 风暴和云动力学, 北京: 气象出版社, 1993, 949pp.
- 3 Knight, C. A. et al., The mechanism of precipitation formation in Northeastern Colorado cumulus, *J. Atmos. Sci.*, 1974, 31, 2142~2147.
- 4 Battan, L. J., Doppler radar observations of a hailstorm, *J. Appl. Meteor.*, 1975, 14, 98~108.

- 5 Foote, G. B. and C. G. Wade, Case study of a hailstorm in Colorado, *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**, 2828~2846.
- 6 黄美元、王昂生等, 人工防雹导论, 北京: 科学出版社, 1980, 204pp.
- 7 王雨增等, 人工防雹实用技术, 北京: 气象出版社, 1994, 162pp.
- 8 Hsie, E. Y., R. D. Farley and H. D. Orville, Numerical simulation on ice-phase convective cloud seeding, *J. Appl. Meteor.*, 1980, **19**, 950~977.
- 9 Orville H. D. and F. J. Kopp, Numerical simulation of the life history of a hailstorm, *J. Atmos. Sci.*, 1977, **34**, 1596~1618.
- 10 Farley, R. D., Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth, Part III: Simulation of an Alberta hailstorm-Natural and seeded cases, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1987, **26**, 789~912.
- 11 Farley, R. D., P. Nguyen and H. D. Orville., Numerical simulation of cloud seeding using a three-dimensional cloud model, *J. Wea. Mon.*, 1994, **26**, 113~124.
- 12 Farley, R. D., D. L. Hjermstad, et al., Numerical simulation of cloud seeding effects during a four-day storm period, *J. Wea. Mon.*, 1997, **29**, 49~55.
- 13 Holroyd III, E. W., J. A. Heibach and A. B. Super, Observations and model simulation of AgI seeding within a winter storm over UTAH'S Wasatch Plateau, *J. Wea. Mon.*, 1995, **27**, 36~56.
- 14 Heimbach, J. A., W. D. Hall and A. B. Super, Modeling and observations of valley-released silver iodide during a stable winter storm over the wasatch plateau of UTAH, *J. Wea. Mon.*, 1997, **29**, 731~734.
- 15 黄燕、徐华英, 播撒碘化银粒子进行人工防雹的数值试验, 大气科学, 1994, **18**(5), 612~622.
- 16 孔凡铀、黄美元、徐华英, 对流云中冰相过程的三维数值模拟 I. 模式建立及冷云参数化, 大气科学, 1990, **14**(4), 441~453.
- 17 洪延超, 冰雹形成机制和催化防雹机制研究, 气象学报, 1999, **57**(1), 30~44.
- 18 孙学金、宫福久、李子华, 初始扰动对冰雹云发展影响的数值研究, 气象科学, 1998, **18**(2), 113~119.
- 19 石安英、樊慧新、丛澜等, "三七" 炮弹聚能分散碘化银成冰核效率的试验研究, 大气科学, 1982, **6**(3), 315~323.

## A Numerical Simulation of Hailstorm Accumulation Zone and Hail Formation

Zhou Ling<sup>1)</sup>, Chen Baojun<sup>2,3)</sup>, Li Zihua<sup>2)</sup>, Huang Meiyuan<sup>1)</sup>,  
Guo Xueliang<sup>1)</sup>, Xiao Hui<sup>1)</sup> and Hong Yanchao<sup>1)</sup>

1) (Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

2) (Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

3) (Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

**Abstract** Using a 3D cloud model, a hailstorm occurring in Xunyi of Shaanxi Province on July 28, 1997 is simulated. It shows that there is an accumulation zone of super-cooled rainwater in the hailstorm. Amount of super-cooled rainwater (SCR) is accumulated above the position of the maximum updraft and changes with time. The seeding experiment shows that AgI seeding in the accumulation zone can suppress hail formation.

**Key words:** hailstorm simulation; accumulation zone; hail suppression by seeding