

郑凯琳, 陈宝君. 2011. 含水量累积区与冰雹增长行为之数值模拟 [J]. 大气科学, 35 (2): 298–310. Zheng Kailin, Chen Baojun. 2011. Numerical simulation of the accumulation zones and hail growth trajectories in hailstorms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (2): 298–310.

含水量累积区与冰雹增长行为之数值模拟

郑凯琳 陈宝君

南京大学大气科学学院, 南京 210093

摘要 利用三维冰雹云模式联合三维粒子增长运行模式, 对一例具有累积区的雹云进一步展开研究。结果表明: (1) 累积区既是雹胚和冰雹的形成区, 也是二者初期的快速增长区, 但并非主要的增长区; (2) 源于累积区的雹胚粒子, 至少要达到毫米以上才有可能最终长成中等以上大小的冰雹, 而且初始粒径越大最终产生的大冰雹的尺度越大、数目越多; (3) 大冰雹增长运行轨迹呈现简单的下一上一下形式, 其中初始粒径较大的粒子运行轨迹与典型超级单体有相似之处, 不同的是, 本文初始于累积区, 而超级单体则来自“胚胎帘”。

关键词 雹云 冰雹 雹胚 累积区 人工防雹

文章编号 1006-9895 (2011) 02-0298-13

中图分类号 P426

文献标识码 A

Numerical Simulation of the Accumulation Zones and Hail Growth Trajectories in Hailstorms

ZHENG Kailin and CHEN Baojun

School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract A three-dimensional hailstorm model and a three-dimensional Lagrange hail growth model were used to do further study of a hailstorm occurring in Xunyi, Shaanxi Province, on 28 July 1997, which was found out that there existed an accumulation zone in the storm in earlier researches. The modeling results showed that: (1) embryos were formed in the accumulation zone, and the accumulation zone was also the area where embryos accreted in their early stages, however, it was not the main growth area of these embryos. (2) Only when there existed millimeter-sized embryos, can large hailstones form. Moreover, the larger the initial size of particles was, the larger the final size of the hails got and more large stones formed. (3) The trajectories of large hailstones in each experiment presented a simple down-up-down manner, and interestingly, the motion of larger embryos showed some similarity to the growth of hails in classical supercell, however, embryos of classical supercell started from a zone called “embryo curtain”.

Key words hailstorm, hail, hail embryo, accumulation zone, hail suppression

1 引言

冰雹是强对流云(冰雹云)中降下来的一种固

态降水物, 一场强烈的降雹会给农作物和人民生活财产造成巨大的损失。形成冰雹至少需要三个条件: 过冷水、适当数量的冰雹胚胎(霰或冻滴), 以及足

收稿日期 2010-06-03, 2010-10-25 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40775005, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY200906003、GYHY200706033

作者简介 郑凯琳, 女, 博士研究生, 研究方向为云降水物理及中小尺度数值模拟。E-mail: catherinezhkl@gmail.com

通讯作者 陈宝君, E-mail: bjchen@nju.edu.cn

以支撑雹块长大的上升气流。缺少任何一个要素, 冰雹都不可能长大。当这三个条件都具备的时候, 雹块最终的大小就取决于可用的过冷水含量和上升气流的强度。理论上, 有限数量的雹胚在有利的上升气流和充足过冷水的环境下都可能会长成大的冰雹。所以, 通过向雹云内播撒大量的人工雹胚, 去和自然雹胚竞争过冷水, 使得自然雹胚增长时能利用的过冷水减少, 就能抑制大冰雹的形成, 这即是“利益竞争”的防雷原理。

要实现“利益竞争”, 首先要存在能与自然雹胚进行平等竞争的人工雹胚。由于现有条件下无法实现直接向云中引入大量的人工雹胚, 因此实际业务中主要向云中播撒人工冰核, 利用它们引起的冰化作用产生出毫米量级大小的人工雹胚。关键问题是, 播撒能否迅速形成直径为毫米量级的人工雹胚。如果云中已经存在毫米级大小的过冷雨滴, 播撒人工冰核后会使得它们更易冻结并迅速变成毫米级的冻滴胚。由此看来, 毫米级过冷雨滴的存在是有利于竞争防雷机制得以实现的前提条件。虽然现有的一些国外试验, 例如美国国家冰雹研究试验 (NHRE) (Foote and Knight, 1979; Knight et al., 1979) 及欧洲随机防雷试验 (Grossversuch IV) (Federer et al., 1986) 观测表明了当地雹云中并不存在大量的过冷雨滴, 但这不代表所有雹云都是如此。不同地区、不同环境条件下的雹云其雹胚组成也有明显差别 (Knight, 1981)。根据我国的雷达观测 (马振骅, 1977) 和数值模拟结果 (周玲等, 2001; 胡朝霞等, 2003; 周毓荃等, 2003), 某些雹云中存在着由大的过冷雨滴所组成的过冷水累积区, 但与 Sulakvelidze (1969) 经典累积带理论不同的是, 这些累积区所含的过冷水量随着时间而变化。对于具有累积区的雹云, 冰雹最初在累积区形成, 并且雹胚多以冻滴为主。由此可见, 在这类雹云里并不缺少毫米级的过冷雨滴。

源于累积区的雹胚粒子, 是否都能增长成为大冰雹, 则是更好地实现“利益竞争”的又一个关键问题。其中涉及到的问题包括大冰雹主要在哪里长大以及雹胚形成后如何进入这个增长区, 它们的运动轨迹又是怎样的。根据 Sulakvelidze (1969) 的理论, 冰雹在累积区形成后, 继续碰撞收集过冷水滴增长, 直到其下落末速大于上升气流而落入累积区。他当时所采用的模型基本上是一个垂直的一维模型, 只

能反映粒子简单的上下增长行为, 而实际雹云具有显著的三维结构特征, 现有的研究也证实水平气流对于冰雹增长具有重要作用 (Nelson, 1983; Foote, 1984; Knight and Knupp, 1986; 许焕斌和段英, 2001; Tessendorf et al., 2005)。因此, 在三维空间里冰雹的增长行为是否仍然是简单的上下型式, 必须结合实际雹云宏微观结构加以验证, 进一步检验冰雹形成的累积带理论和竞争防雷机制。

近几年, 国内利用三维对流云模式研究冰雹云的微物理结构及人工催化得到了很大进展 (陈宝君和肖辉, 2007; 胡朝霞等, 2007; 雷恒池等, 2008; 周志敏和郭学良, 2009; Chen and Xiao, 2010)。但是现有关于累积区的三维数值模拟, 由于采用欧拉差分模式, 因此对冰雹增长运行的轨迹状况仍不清楚。本文在已有工作基础上, 利用三维欧拉模式给出的雹云宏微观背景场, 结合三维粒子增长轨迹模式, 对累积区内雹胚和冰雹粒子的增长运行机制进行模拟, 以检验累积带理论在三维结构下的适用性, 进一步加深对“利益竞争”防雷原理的理解。

2 数值模式

2.1 冰雹云模式

雹云宏微观结构的模拟采用中国科学院大气物理研究所开发的三维冰雹云模式, 具体的动力学框架和各种微物理过程, 以及初始条件、边界条件的处理和数值计算采用的方法可以参考洪延超 (1999) 和洪延超等 (2002)。但是对于冻滴的处理, 与周玲等 (2001) 相同, 将其归为霰一类。模式包含 7 类水成物: 水汽 (v)、云水 (c)、雨水 (r)、云冰 (i)、雪 (s)、霰 (g) 和冰雹 (h)。具体控制方程组如下:

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

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

$$\frac{dw}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial z} = g \left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.608 q'_v - (q_c + q_r + q_i + q_s + q_g + q_h) \right) + D_w, \quad (3)$$

$$\frac{d\pi'}{dt} + \frac{\bar{c}^2}{c_p \bar{\rho} \bar{\theta}_v^2} \frac{\partial \bar{\rho} \bar{\theta}_v u_j}{\partial x_j} = - \frac{R_d}{c_v} \pi' \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{c^2}{c_p \bar{\theta}_v^2} \frac{d\theta_v}{dt} + D_\pi, \quad (4)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = Q_{lv} + Q_{il} + Q_{vi} + D_{\theta}, \quad (5)$$

$$\frac{dq_x}{dt} = S_{qx} + D_{qx} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} q_x V_x), \quad (6)$$

$$\frac{dN_x}{dt} = S_{Nx} + D_{Nx} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} N_x V_x), \quad (7)$$

式中

$$c^2 = \frac{c_p R_d T_v}{c_v} = \frac{c_p R_d \pi \theta_v}{c_v}, \quad \bar{c}^2 = \frac{c_p R_d \pi \theta_v}{c_v},$$

其中, u 、 v 、 w 、 π' 、 θ 、 θ_v 分别是直角坐标系中的三个速度分量、无量纲气压扰动量、位温和虚位温, q_x ($x=v, c, r, i, s, g, h$) 代表水成物的混合比, N_x ($x=r, i, s, g, h$) 代表比浓度, D_u 、 D_v 、 D_w 、 D_{π} 、 D_{θ} 、 D_{qx} 和 D_{Nx} 分别是 u 、 v 、 w 、 π' 、 θ 、 q_x 以及 N_x 的次网格尺度混合项, Q_{lv} 、 Q_{il} 和 Q_{vi} 分别为凝结/蒸发、冻结/融化和升华/凝华而引起的相变潜热, V_x 是水成物的下落末速度 (忽略云滴下落末速), S_{qx} 和 S_{Nx} 则是微物理过程的源汇项。对无量纲气压扰动量 π' 的预报方程即 (4) 式中的具体符号的意义可以参见孙学金等 (1999) 和周玲等 (2001)。

2.2 粒子增长轨迹模式

采用三维粒子增长运行模式 (许焕斌和段英, 2001) 对雹胚粒子在云中的运行增长行为进行模拟。该模式采用全拉格朗日算法对目标粒子的运行增长进行全程追踪, 由粒子所在位置 (X, Y, Z) 的场值内插决定流场、温度场、气压场、水汽场和背景含水量场, 再利用这些值来计算粒子的增长, 而

运动轨迹则由流场 (u, v, w) 和粒子的现时末速度 V 来决定。微物理过程考虑了冰粒子与过冷云水、雨水的干、湿碰冻增长, 以及淞附、融化对粒子体密度的影响等, 较完整地描述了粒子的增长及密度和下落末速的变化。详细内容参见许焕斌等 (2004)。

3 冰雹云模拟

3.1 试验设计

模拟区域水平范围取 $79 \text{ km} \times 79 \text{ km}$, 垂直为 18 km ; 水平和垂直格距分别取 1 km 和 0.5 km 。规定经向环境风沿模拟域的 X 方向, 纬向环境风沿 Y 方向。时间积分采用时步分离技术, 大时步取 10 s , 小时步取 2 s 。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。初始对流采用湿热泡扰动方式激发, 水平扰动中心位于模拟域中央, 高度在 2 km , 扰动半径水平方向为 8 km , 垂直方向为 2 km , 中心最大位温偏差取 1.5 K , 积分时间 3600 s 。模拟个例是 1997 年 7 月 28 日陕西旬邑一次降雹过程 (简称 97728)。周玲等 (2001) 模拟表明该例雹云中存在过冷雨水累积区, 其位置在最大上升气流之上, 而冰雹就生长在这一累积区内。作为对累积带问题的进一步探讨, 选取此例是希望借助于轨迹模式对累积区内的冰粒子之运行增长行为有进一步深入的了解。当日 13 时 (北京时, 下同) 初始环境场 (图 1) 显示, 风暴发生前环境风切变很小, 0°C 层位于 4.1 km 高度, 云底位于 1.2 km

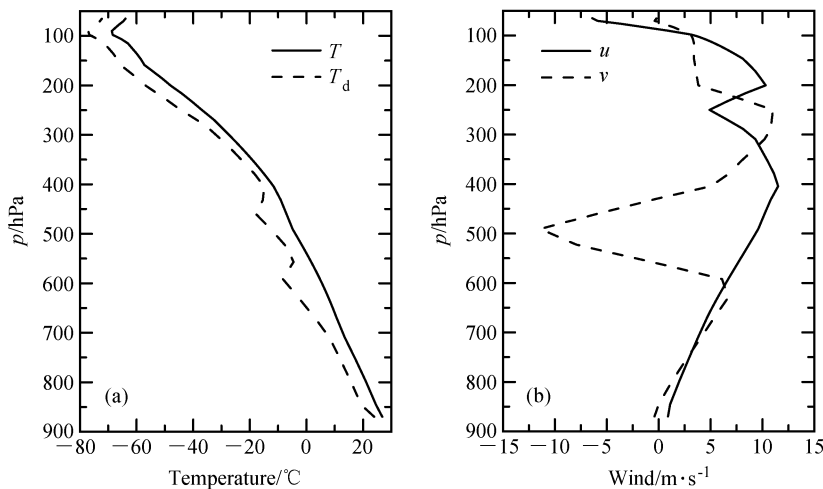


图 1 模式所用的初始环境 (a) 温度 (实线: 温度; 虚线: 露点) 和 (b) 风廓线

Fig. 1 Vertical profiles of (a) temperature (solid line) and dew point (dashed line), and (b) environmental wind at Xunyi at 1300 LST 28 Jul 1997

高度上(约 18°C), 雹云具有暖底的特性。大气中水汽含量充沛, 近地层水汽混合比高达 21 g/kg 。当天 18 时的雷达回波显示, 雹云实际云顶高达 14 km 的高度上, 云宽覆盖最大达到 30 km 。强回波区中心 ($>45\text{ dBZ}$) 分布在 $5\sim 6\text{ km}$ 高度上(图略)。

3.2 累积区的模拟

图 2 给出了模拟的最大上升气流速度和雨水含量随时间和高度的变化。由于热泡扰动的作用, 云内对流很快被激发。如图 2a 所示, 上升气流的速度随时间呈现先增后减的变化, 在第 20 分钟时达到最大, 为 49 m/s 。上升气流的中心位置在前 20 分钟内也随时间而上升, 当上升气流速度达到最大时, 其中心位置也最高, 约 10 km 。20 分钟以后, 上升气流的强度和中心位置都快速降低, 这是由于降水物下落拖曳的作用。从中还发现, 超过 30 m/s 的强上升气流区在整个模拟过程中大约持续了 10 分钟左右, 从第 13 分钟到第 22 分钟, 而在这段时间内, 强上升气流在垂直空间上覆盖了很大的一个区域, 从 4 km 一直延伸到 12 km 的高空。更详细的有关最大上升气流强度和中心位置随模拟时间的变化如表 1 所示。

模拟的前 20 分钟, 云内雨水绝大部分由过冷雨组成, 之后雨水几乎都位于暖区内, 过冷雨极少(图 2b), 且云内雨水分布与雷达观测的强回波分布基本一致。而云水(图 2c)则多分布在 0°C 层以下, 中心位于约 3 km 的高度上。结合雨水源项过程(图 3a), 发现前 20 分钟雨水是通过暖雨过程即云雨自动转换(CNcr)和碰并云水过程(CLcr)产生的。20 分钟以后, 雨水的最主要产生机制是霰的融化(MLgr)过程, 暖雨过程的贡献很小, 导致过冷雨含量降低。结合图 4 和表 1 可以看出, $9\sim 16$ 分钟期间, 过冷雨水中心一直处于上升气流中心的前上方, 随着雹云的发展, 过冷雨水含量增加的同时, 其中心位置也逐渐上升。第 16 分钟时, 过冷雨水上升到 7 km 高度同时含量达到最大, 为 12 g/m^3 。16 分钟以后, 过冷雨水含量降低, 其中心位置也下降到上升气流的下方。根据 Sulakvelidze (1969) 对累积带的定义: 过冷雨水区存在于 0°C 层之上, 且过冷雨水含量中心在最大上升气流的偏上方, 以此判断从第 9 分钟至第 16 分钟, 云内存在累积带, 累积带的维持时间 $7\sim 8$ 分钟。

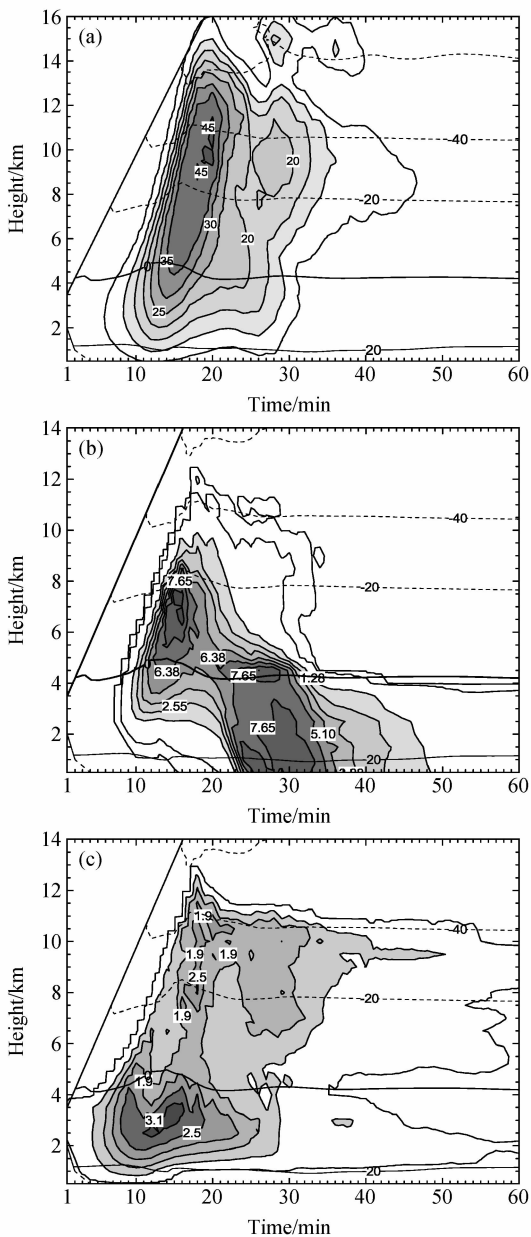


图 2 (a) 最大上升气流速度(单位: m/s)、(b) 雨水和 (c) 云水含量(单位: g/m^3) 随时间和高度的分布(图中叠加了 20°C 、 0°C 、 -20°C 和 -40°C 的平均温度曲线)

Fig. 2 Time-height sections of (a) the maximum updraft velocity (m/s), (b) rain water content (g/m^3), (c) cloud water content (g/m^3) in the model domain. The temperature fields within the cloud are also shown every 20°C . Data are from instantaneous model output every 1 min

16 分钟以后, 虽然过冷雨水仍存在, 但由于过冷雨水中心在最大上升气流下方, 过冷雨水含量也逐渐减小, 不再是过冷雨水的累积过程, 不符合 Sulakvelidze (1969) 的经典定义。

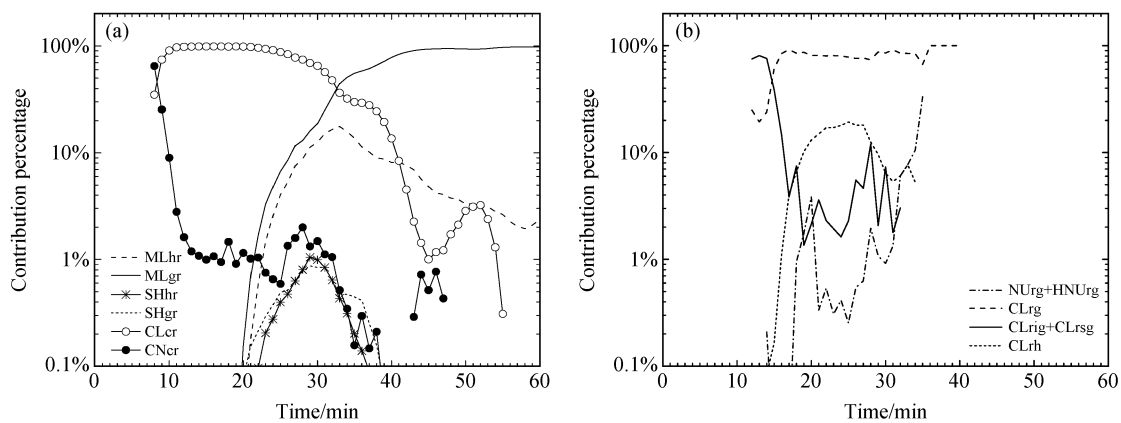


图 3 雨水的 (a) 源、(b) 汇项产生率贡献百分比随时间的变化 (各种源汇项的注释详见附录 A)

Fig. 3 Contribution percentages of (a) rain water sources and (b) rain water sinks (see details about the various symbols in Appendix A)

表 1 模拟的雹云内上升气流速度、过冷雨水、霰和冰雹含量的最大值及最大值出现的位置 (X,Y,Z)

Table 1 The maximum updraft velocity, and the maximum supercooled rain water, graupel, and hail content in the hail cloud and the corresponding locations (X,Y,Z)

时间	上升气流速度		过冷雨水		霰		雹	
	最大值/ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	X,Y,Z/km	最大值/ $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$	X,Y,Z/km	最大值/ $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$	X,Y,Z/km	最大值/ $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$	X,Y,Z/km
第 9 分钟	11.9	41,40,3.0	0.01	40,40,4.5	—	—	—	—
第 10 分钟	15.7	41,40,3.0	0.16	42,40,5.0	—	—	—	—
第 11 分钟	20.0	40,40,3.5	1.03	41,39,5.0	—	—	—	—
第 12 分钟	25.3	40,39,3.5	2.77	41,39,5.5	0.001	41,40,6.5	—	—
第 13 分钟	30.3	40,39,4.0	4.83	41,39,6.0	0.013	41,40,7.0	0.0001	42,40,7.0
第 14 分钟	34.9	40,39,4.5	7.82	41,39,6.5	0.251	42,40,7.5	0.0013	42,40,7.5
第 15 分钟	38.5	39,40,5.5	9.76	41,40,7.0	4.153	41,41,8.0	0.0240	42,41,8.0
第 16 分钟	43.5	39,40,6.5	12.0	40,41,7.0	13.305	41,41,8.0	0.6973	42,40,8.0
第 17 分钟	43.2	39,40,7.5	8.80	40,40,6.5	12.125	40,40,8.0	1.9816	42,40,8.0
第 18 分钟	45.5	39,40,8.0	8.14	39,41,6.5	10.685	39,40,9.0	3.4552	42,40,7.5
第 19 分钟	45.9	39,41,9.0	5.95	39,41,6.5	8.736	39,40,11.0	4.7246	43,40,7.0
第 20 分钟	49.0	39,41,10.0	5.91	40,41,6.0	8.596	39,39,12.0	5.7351	43,40,6.5

注：表中各项均为 1 分钟内 6 个时步的平均值，X、Y 取整。

3.3 冰雹的形成与增长

从表 1 给出的霰和冰雹的信息发现，霰出现在第 12 分钟，位于 6.5 km 高度；而冰雹出现在第 13 分钟，位于 7.0 km 的高度上，尽管此时含量很小。1 分钟后，冰雹含量增大了 10 倍，出现在 7.5 km 高度。为了更直观地了解霰粒子和冰雹粒子的形成区域，图 5 分别给出了 12 分钟和 14 分钟时在上升气流区内的垂直速度、过冷雨水、霰和冰雹的垂直剖面分布图，实线代表上升气流区，虚线代表过冷雨水区。图 5a、b 中的阴影代表第 12 分钟时的霰集中区域，而图 5c、d 的阴影代表第 14 分钟时冰雹的区域，图中标示的过冷雨水、霰、冰雹的最小值

分别为 0.5、0.001、0.001 g/m^3 。很容易看出，霰和冰雹最初都出现在累积区偏上部。模拟结果表明，霰和冰雹最初都形成于累积区中。表 1 还表明，从霰出现开始的 4 分钟内，含量迅速增加，从 0.001 g/m^3 增加到 13.3 g/m^3 ，增长率达到了 3.325 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{min}^{-1}$ 或者 0.0554 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$ 。随着霰的增加，上升气流区内的过冷雨水总含量开始下降，说明霰粒子在累积区中是依靠碰撞收集过冷雨水而长大。图 3b 清晰地表明了雨水的最主要消耗项是霰的碰冻 (CLrg)，并且，这一过程对雨水的消耗在短短的 5 分钟内就从 20% 迅速增加到 90% 左右。与霰相比，冰雹尽管也在累积带内形成并且长大，

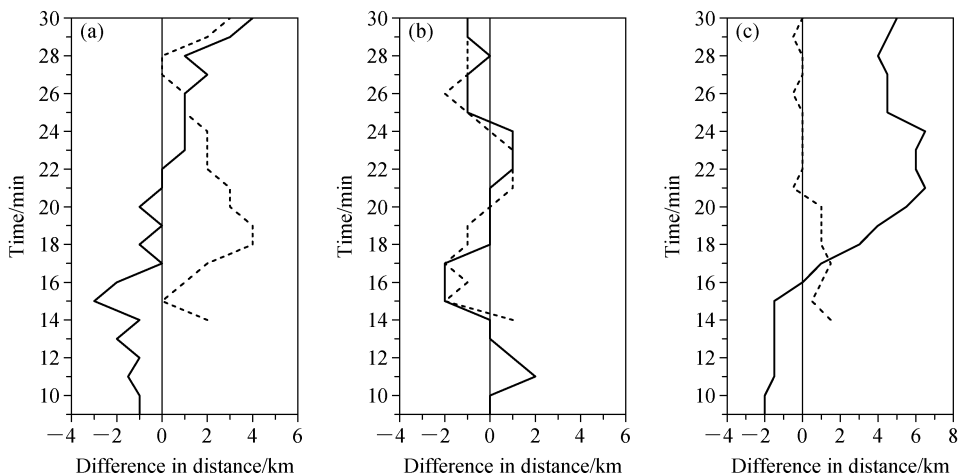


图4 上升气流与过冷雨水(实线)以及冰雹与过冷雨水(虚线)的中心距离差:(a) X方向;(b) Y方向;(c) Z方向。过冷雨水和冰雹的出现阈值为 0.001 g/m^3

Fig. 4 Curves of the distances between the maximum updraft and supercooled rain water (solid lines), and between the maximum hail and supercooled rain water (dashed lines): (a) X direction; (b) Y direction; (c) Z direction

但是冰雹含量的增加却相对较缓慢,并且对雨水的消耗也很小。

可以从图4进一步了解冰雹集中区与累积区和上升气流区的位置关系。在Y方向上,冰雹含量中心点与过冷水中心的位移很小,在冰雹主要的增长阶段即前30分钟以内这种差异都在1.5 km以下。在X方向上,12~16分钟期间两者中心距离差维持在1 km内,19~25分钟内超过了2 km,其余时段基本都在1 km以内。而在Z方向上,冰雹中心与过冷水中心差则一直维持在1 km之内。图4还反映出冰雹最初形成于过冷雨水中心前上方,随着冰雹的增长,其中心位置向着X增大方向移动,在Y方向上则呈现左右摆动,但幅度都在1.5 km以内。在Z方向,20分钟前冰雹中心基本都在过冷雨水之上,此后则基本处于过冷雨下方,但相差很小。

为了分析霰粒子的形成和增长机制,图6分别给出了第12分钟和第14分钟时霰的各种微物理过程的产生率随高度的变化。其中,霰粒子的形成过程有冰雪晶自动转换过程CNig、过冷雨滴和冰雪晶碰撞冻结过程CLirg以及过冷雨滴冻结核化过程NUrg,而霰粒子的增长过程则包括碰并冰雪晶(CLig)、碰冻过冷云水(CLcg)、过冷雨水(CLrg)以及凝华增长(VDvg)过程。第12分钟时,霰粒子形成的主要机制是CLirg过程,该过程发生在

4.5~7 km高度上,峰值位于6.5 km,而此时CNig和NUrg两个过程对霰的形成相对不重要。CLcg和CLrg是霰粒子的主要增长机制,且集中在5.5~6.5 km区域。结合表1,我们进一步明确了霰最初是在累积区内由冰雪晶与过冷雨滴碰撞冻结产生。模拟进行到第14分钟时,各种微物理过程的产率都显著提高,并且发生高度都有所上升,虽然霰粒子形成的最主要过程仍是CLirg,但CNig和NUrg的贡献变得比之前重要。通过两个时刻的分析也可以发现,虽然霰粒子形成并增长于累积区,但是峰值区域并不在过冷水中心,而在其上方1.0~1.5 km处。

模式中规定冰雹由霰转化而来,靠碰撞收集云滴和雨滴以及冰雪晶而增长。图7给出了第14、16、18分钟时冰雹源项微物理过程的产生率随高度的变化。其中,CNgh为霰向雹的自动转化过程,是冰雹的形成项,对雹块的增长没有贡献,其余如CLih、CLsh、CLgh、CLch和CLrh是冰雹的增长项。分析各项的贡献后,发现对雨水(CLrh)和云水(CLch)的碰撞收集是冰雹增长的两个最主要微物理过程,而冰雹碰撞收集冰粒子增长的贡献很小。第14分钟时(图7a),冰雹开始出现,CNgh峰值出现在7.5 km高度,对应着霰的中心区(如图6b),而CLrh和CLch也发生在此区域内。这说明,冰雹最初的确是在累积区内形成并增长。第16

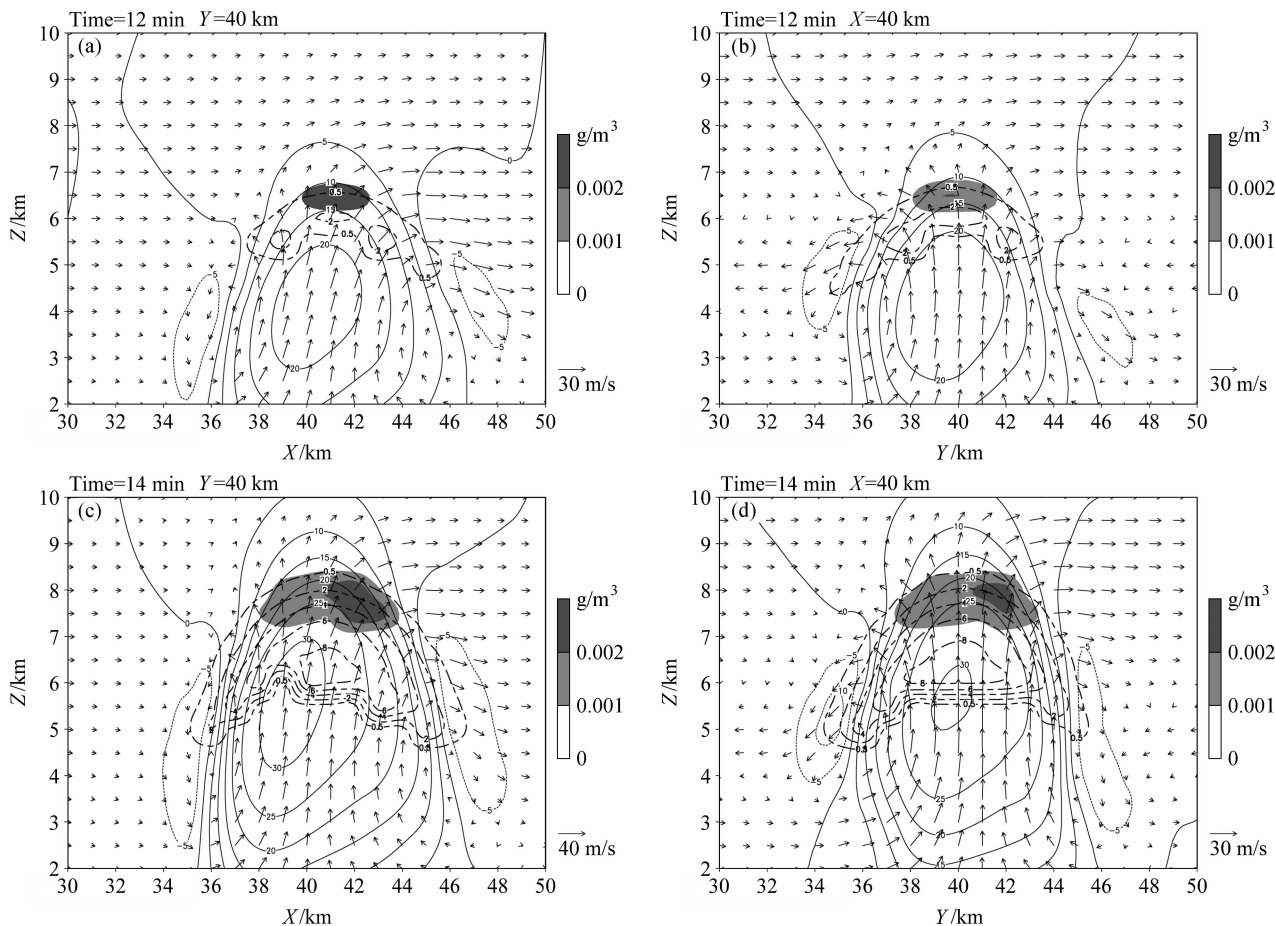


图5 (a、b) 第12分钟和(c、d)第14分钟的垂直速度(单位: m/s, 实线区)、过冷雨水含量(单位: g/m^3 , 虚线区)、霰含量(单位: g/m^3 , a、b中的阴影区)、冰雹含量(单位: g/m^3 , c、d中的阴影区)的分布及云内流场:(a、c) $Y=40$ km的 $X-Z$ 剖面;(b、d) $X=40$ km的 $Y-Z$ 剖面。过冷雨水含量等值线的最小值为 $0.5 \text{ g}/\text{m}^3$

Fig. 5 Distributions of vertical velocity (m/s) (solid), rain water (g/m^3) (dashed), graupels (g/m^3) (shaded areas in a, b) and hail contents (g/m^3) (shaded areas in c, d), at (a, b) 12th minute and (c, d) 14th minute: (a, c) Vertical cross sections along $Y=40$ km; (b, d) vertical cross sections along $X=40$ km. Arrows: wind field in the cloud; the minimum value of contours for supercooled rain water content is $0.5 \text{ g}/\text{m}^3$

分钟情形与第14分钟类似,除了各项微物理过程产生率增大以及增长区范围有所扩大。但18分钟以后,随着过冷雨水含量的减少和中心降低,CLrh发生的区域也有降低的趋势。另外,冰雹前期增长主要是通过CLrh,后期由于过冷雨水的减少,CLch的贡献明显增大。

3.4 小结

通过数值模拟,进一步证实了97728暖底雹云内存在着由过冷雨水所组成的含水量累积区,其维持时间达到7~8分钟,内含过冷雨水的量高达 $12\text{g}/\text{m}^3$ 以上,主要由暖雨过程形成。霰和冰雹最初都在累积区内形成,但位置在过冷雨水中心偏上

方。累积区也是霰和冰雹初期主要增长区域。

4 冰雹运行增长轨迹模拟

4.1 试验设计

为了考察冰雹粒子的运行增长行为,从前述三维雹云模拟结果中提取13~60分钟(间隔1分钟)的三维风、温度、湿度、雨水及云水场,作为三维粒子增长运行模式的环境场。运用随时间变化的动态背景场试图模拟得到比只给定某一个时刻的静态背景场更为合理、更接近现实情况的结果。事实上,除了超级单体风暴能够保证环境场维持较长时间的稳定态,一般的雹云内就冰雹增长期间的环境

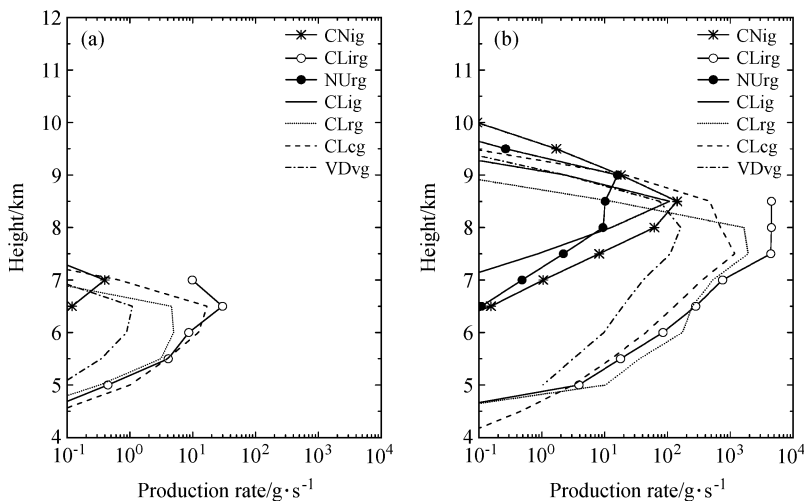


图 6 水平模拟域中各层上霰的各种源项微物理过程平均产生率（各种微物理过程参见附录 A）：(a) 第 12 分钟；(b) 第 14 分钟

Fig. 6 Graupel production rate of various sources averaged for the horizontal domain at each level at (a) 12th min and (b) 14th min (see details about the various symbols in Appendix A)

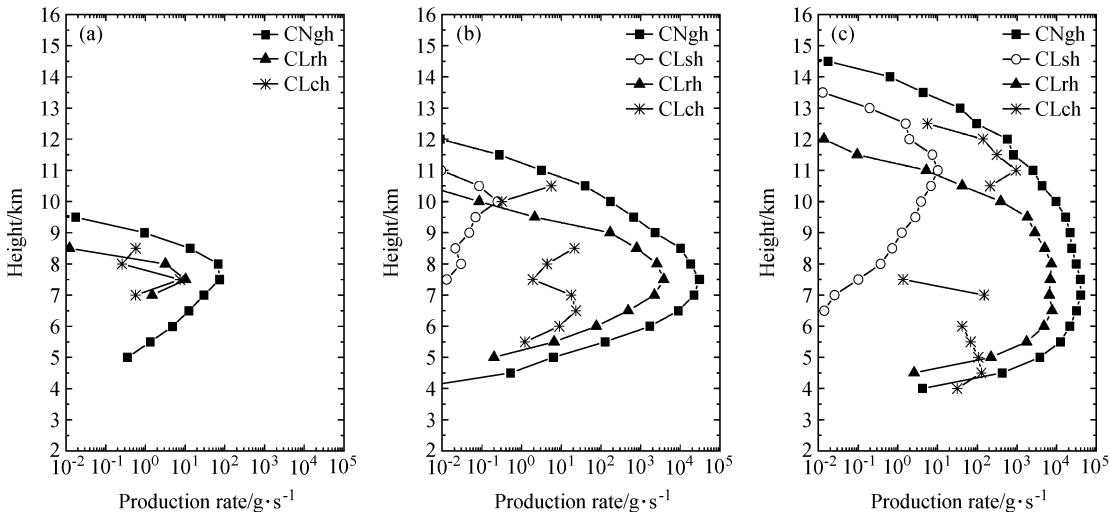


图 7 冰雹主要源项微物理过程的平均产生率随高度的分布（各种微物理过程参见附录 A）：(a) 第 14 分钟；(b) 第 16 分钟；(c) 第 18 分钟

Fig. 7 Hail production rate of various sources averaged for the horizontal domain at each level at (a) 14th min, (b) 16th min, and (c) 18th min (see details about the various symbols in Appendix A)

场而言是在变化的。因为利用雹云模拟的结果作为背景场，所以轨迹模拟的模拟域初始网格设计与之前的雹云模拟相同。

根据前述雹云模拟结果，冰粒子最初是在第 13 分钟出现的，尽管含量比较小，所以初始冰粒子播撒时间选择在第 13 分钟，而播撒区域设定在水平 30~50 km、高度 4~10 km，每个格点上播撒一个冰粒子，总共有 5733 个粒子。每个粒子对应一个编号以便对粒子的轨迹进行跟踪。轨迹计算的时间步长取 3 s。共进行 8 组试验，每组试验的初始粒

子大小对应不同等级，其初始粒径分别为 1、2、3、4、5、6、7、8 mm，分别用 R1、R2、R3、R4、R5、R6、R7、R8 代表，8 组试验结果的各种参数统计如表 2 所示。

4.2 轨迹模拟结果

由表 2 可见，最大雹块的大小对初始雹胚的大小比较敏感，随着初始雹胚的增大，雹块最终的尺度也随之增大。例如，当初始雹胚仅为 1 mm 时，最终只能长成 0.72 cm 的小冰雹；当初始雹胚为 2 mm 时，最终能够长到 1.27 cm 的中等冰雹；而

表 2 8 组试验得到的最大雹块的各种增长参数

Table 2 Growth parameters of the maximum-sized hailstones in eight experiments

序号	D_0/mm	N_1	N_2	$D_{\max}/\text{cm}$	K_0	X_0/km	Y_0/km	Z_0/km	t_m/min	$R/\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$
R1	1	0	0	0.72	2862	35	40	7.0	20.7	0.299
R2	2	18	0	1.27	217	36	40	4.0	18.6	0.578
R3	3	58	0	1.54	2865	38	40	7.0	18.7	0.665
R4	4	100	0	1.73	2865	38	40	7.0	16.9	0.788
R5	5	161	0	1.98	3306	38	40	7.5	16.6	0.892
R6	6	206	2	2.12	3747	38	40	8.0	15.5	0.981
R7	7	234	4	2.25	3747	38	40	8.0	15.1	1.027
R8	8	273	7	2.33	3747	38	40	8.0	14.7	1.043

注: D_0 : 初始雹胚的直径; $D_{\max}$: 云内最大雹块的直径; t_m : 从 D_0 到 $D_{\max}$ 的增长时间; R : 增长率 ($R=dD/dt$); K_0 : 最大冰雹的起始编号; X_0 、 Y_0 、 Z_0 : 最大冰雹的起始雹胚初始位置; N_1 、 N_2 : 最终长成直径超过 1 cm、2 cm 的雹胚数目。

当初始雹胚增大到 5 mm 以上时, 最终的冰雹尺度能够达到约 2 cm 以上。并且, 要形成 1 cm 以上的大冰雹, 初始雹胚的大小至少要 1 mm 以上, 这点与 Tessendorf et al. (2005) 的研究结果类似。另外, 初始冰粒子的尺度越大, 最终形成的大冰雹数也越多。例如, 当初始冰粒子只有 2 mm 大小时, 只有 18 个长到了 1 cm 以上, 占总粒子数的 0.3%; 当粒子为 4 mm 时, 有 100 个长到了 1 cm 以上, 占总数的 1.7%; 当增大到 6 mm 时, 有 206 个长到 1 cm 以上, 占 3.6%, 且有 2 个粒子最终长到了 2 cm 以上。所以初始雹胚粒子的尺度越大, 最终产生的大冰雹数越多, 最终形成的大冰雹粒径也越大。

考察大冰雹起始位置可见, 试验 R3~R7 都有冰雹最终达到 1.5 cm 以上, 其对应的雹胚初始位置集中在水平 (X : 38 km, Y : 40 km)、高度 7~8.0 km 的区域。而将 R6、R7、R8 中长到 2 cm 以上的雹胚初始位置进行统计后发现, 它们多起源于水平 (X : 37~38 km, Y : 39~40 km)、高度 7.5~9 km 的区域内, 这个区域正好对应着前面雹云模拟中的过冷雨水累积区的后上部, 也处在主上升气流区的后部边缘, 这里上升气流相对较弱。值得提出的是, 那些从主上升气流中心、过冷雨水含量高值区出发的雹胚粒子, 并没有长成最大的冰雹, 可能是因为此区域的上升气流太强, 雹胚来不及长大就被吹出生长区了。而对试验 R2, 初始给定的雹胚比较小, 其最大冰雹起源于 4 km 的高度上, 即主上升气流区后部的中层入流区而非累积区 (参考图 8), 与其它试验有很大的不同。

图 8 给出了各组试验中最大冰雹的增长运行轨迹。总体而言, 这些大冰雹的运行轨迹都呈现下一上一下型式, 即粒子被释放后首先下落然后上升, 到达最高点后因下落末速大于上升气流而下降, 且上升的历程集中在主上升气流区, 这里上升气流强、过冷水含量高, 除了可以获得很高的增长率外, 也使得粒子能够上升到很高的部位才下降, 多数粒子都能达到 10~12 km 的高度上, 因而经历了更长的增长路径。另外, 粒子在水平方向上的运动随 Y 方向的变化很小, 集中在 39~41 km 的范围内, 表现出准二维的“带状”增长运动型式。除了 R1 和 R2 两个试验, 其余试验的 6 个粒子都起源于累积区, 并且增长运行轨迹也很相似, 除粒子起源的高度和在 X 轴方向上的位移有点不同。

从表 2 还可看出, 各组试验中大冰雹经历的增长时间较短, 增长率很高, 总的平均增长率也跟初始雹胚的大小成正比。例如, 直径 3 mm 的胚粒子经历了 18.7 分钟增长到 1.54 cm, 平均增长率为 0.665 mm/min, 而 7 mm 的雹胚花费了 15.1 分钟的时间就长到了 2.25 cm, 平均增长率高达 1.027 mm/min。雹块增长得如此之快, 说明其所处的增长环境十分有利。强的上升气流携带着大量的过冷水, 以及雹胚适当的增长轨迹, 例如进入上升气流区内, 在上升气流区内碰并大量的过冷水, 都为冰雹的快速增长提供了有利的条件。

但是, 进一步分析发现冰雹在运行过程中的各阶段的增长率是不同的, 在某一特定的阶段, 冰雹的增长率相对比较大。图 9 给出了直径 6 mm、初始编号为 3747 的雹粒子的增长率随时间和空间的

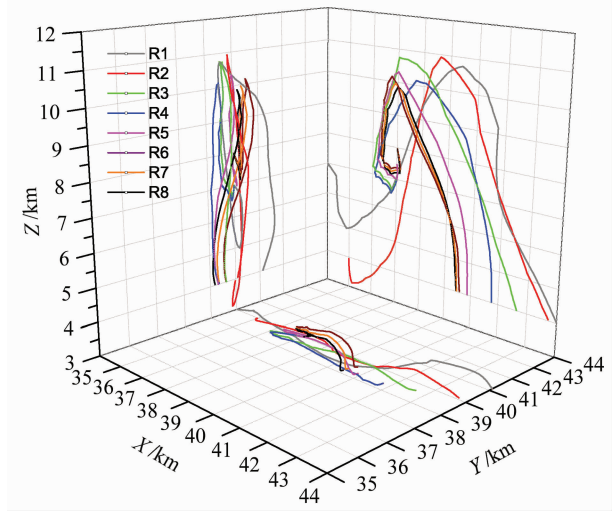


图 8 表 2 中各组试验对应的最大冰雹粒子的增长运行轨迹（分别投影在 X - Z 、 Y - Z 、 X - Y 平面）
Fig. 8 Representative maximum-sized hailstone growth trajectories in eight experiments projected on X - Y plane, Y - Z plane, and X - Y plane

变化。分析各色块区增长率后发现，目标雹粒子的快速增长（增长率大于 1 mm/min ）发生在粒子被释放后的两个阶段。第一个是雹粒子被释放后的 $1\sim 6$ 分钟内，位于 X : $37.33\sim 38.1\text{ km}$, Y : $40.29\sim 40.47\text{ km}$, Z : $7.36\sim 8.5\text{ km}$ 的区域，平均增长率达到了 1.3 mm/min ；第二个阶段发生在粒子上升到最高点后下落阶段，即释放后的 $9\sim 13.5$ 分钟内，位于 X : $38.0\sim 39.83\text{ km}$, Y : $40.18\sim 40.66\text{ km}$, Z : $6.76\sim 9.85\text{ km}$ 的区域内，平均增长率为 1.16 mm/min 。对应于前面的雹云模拟，粒子释放后 $1\sim 6$ 分钟即雹云模拟中的 $14\sim 19$ 分钟，云内过冷雨水累积区开始塌陷，而第二个阶段即 $22\sim 26.5$ 分钟内不仅累积区已经不存在，而且过冷雨水都极少（图 2b），可见该粒子增长最快的阶段并不是在累积区内实现的。然而，粒子最初在累积区内的快速增长后下落从而在新位置上找到动态平衡点，则是其进一步长成大冰雹的关键。同样以编号为 3747、初始粒径 6 mm 的冰雹为例（图 10）。粒子从源点 A 处（ 38 km , 40 km , 8 km ）释放后大约经过 1 分钟下落到新位置 B 点（ 38.15 km , 40.29 km , 7.36 km ），但只增长了约 0.1 mm ，平均增长率约 0.1 mm/min ；在随后的 3 分钟内，粒子快速增长并缓慢上升到 C 点（ 37.34 km , 40.38 km , 7.71 km ），增长了 2.5 mm ，平均增长率迅速增长达到了约

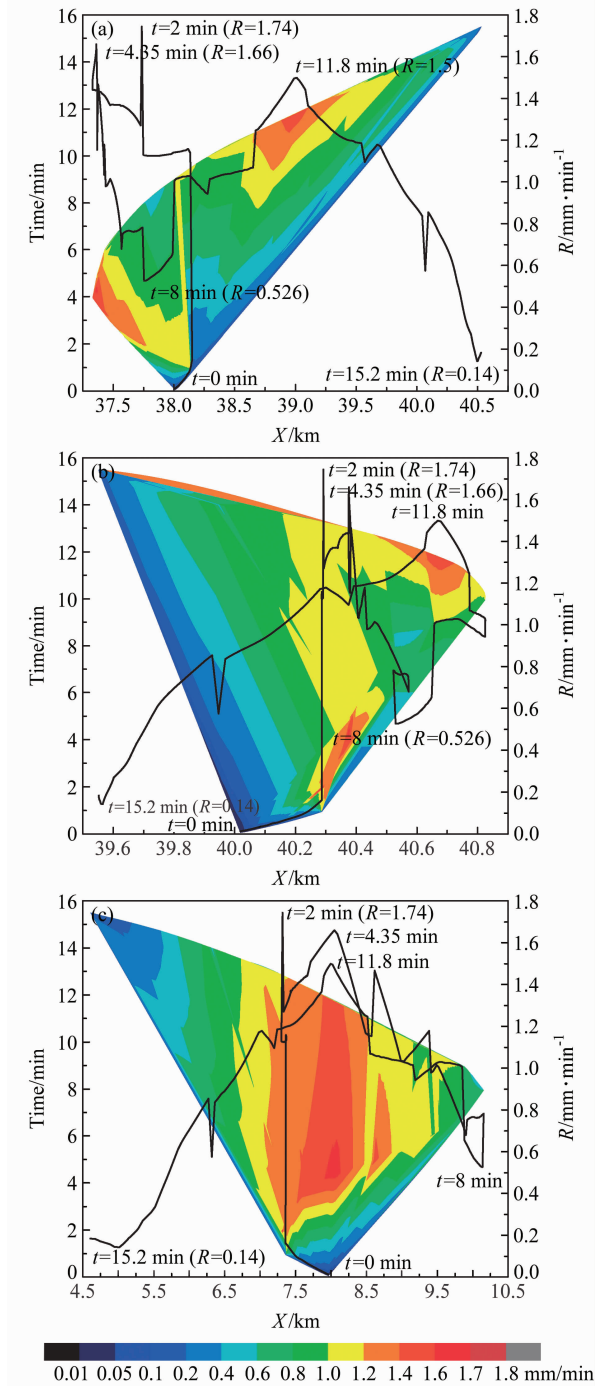


图 9 初始粒径 6 mm 、编号 3747 的大冰雹粒子的增长率：(a) X 方向；(b) Y 方向；(c) Z 方向。彩色：粒子增长率的时一空分布；黑线：粒子不同时刻的位置 (X 、 Y 、 Z 方向) 和增长率 R (对应右侧纵坐标轴)
Fig. 9 Spatial and temporal distribution (shading) in (a) X direction, (b) Y direction, and (c) Z direction for the growth rate for particle No. 3747 with initial diameter 6 mm . The black curves show the locations (in X , Y , Z directions) and the growth rates R (right ordinate) of the particle at each time

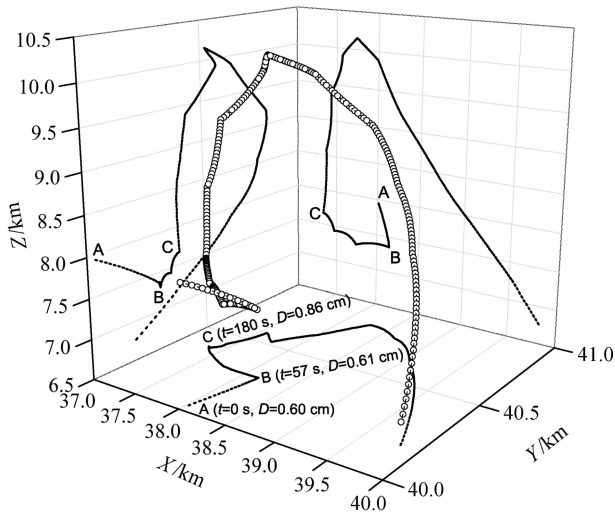


图 10 初始粒径 6 mm、编号 3747 的冰雹粒子的三维运动增长轨迹 (同时标明了粒子增长运行过程中三个特殊位置 A、B、C, 及其对应的时间和粒子的直径 D)

Fig. 10 3D movement trajectories for particle No. 3747 with initial diameter 6 mm in expt R6 (three specific locations of the particle A, B and C are also marked with its corresponding time into the modeling and its diameters)

0.83 mm/min。从 B 到 C 的这 3 分钟累积区还没有塌陷, 粒子都是在累积区内通过碰撞收集过冷雨滴增长的, 而且之前的研究有表明粒子碰撞收集过冷水的效率跟粒子的大小尺度有很大的关系, 正因为粒子在这个阶段的有效增长, 后一阶段的快速增长才能得以实现。所以, 累积区的存在为粒子的初始增长提供了有利条件。另一个冰雹快速增长的时期发生在粒子被释放后的 9~13 分钟, 也是粒子上升到最高点而后下落的 1 分钟以后。由于粒子直径已经达到 1.5 cm, 下落末速大, 所以在下降过程中与过冷水 (主要是云水) 碰并快速增长。

对于累积区中的雹胚, 例如试验 R4 中编号 2865 的粒子, 虽然其起始的位置略有不同, 但是增长行为与试验 R6 中的 3747 号粒子是相似的。

4.3 小结

根据轨迹计算结果, 发现:

(1) 雹云中冰雹最终大小对初始雹胚的尺度是敏感的, 随着初始雹胚的增大, 最终产生的大冰雹的尺度和数目也随之增大。另外, 云内存在毫米级以上的雹胚也是大冰雹形成的前提。

(2) 累积区是大冰雹形成的雹胚源地, 但并非是大冰雹最主要的增长区。然而, 雹胚最初在

累积区内的快速增长后下落从而在新位置上找到动态平衡点, 则是其进一步长成大冰雹的关键。源于累积区的冰粒子, 其运动轨迹为简单的下一上一下型式, 呈现出准二维的“带状”增长运动形式。

(3) 雹胚和冰雹粒子都经历了相似的快速增长阶段, 主要是前期在累积区内的快速增长以及之后的在快速下落过程中的碰撞增长。

5 总结

本文利用三维冰雹云模式和三维粒子增长轨迹模式, 进一步模拟证实了 97728 雹云中存在着过冷雨构成的含水量累积区, 这里既是雹胚和冰雹的形成区, 也是二者初期增长区, 但并非主要增长区。这与早期 Morgan (1972) 的一维数值模拟结果类似。轨迹分析表明, 大冰雹的增长运行轨迹与典型超级单体有相似之处, 都是沿着主上升气流区边缘按照上一下的轨迹运动。不同的是, 在超级单体中长成大冰雹的雹胚起源于“胚胎帘”内 (Browning and Foote, 1976), 而本研究中则形成于位置相对更高的累积区。

源于累积区的雹胚粒子, 其直径至少要达到毫米以上才有可能最终增长成中等以上大小的冰雹。并且随着初始雹胚的增大, 最终产生的大冰雹的尺度和数目也增加。这进一步论证了采用“利益竞争”的原理进行人工防雹是合理的。另外, 大冰雹粒子的主要增长阶段不在累积区内, 也意味着在实施人工催化的时候可以考虑针对增长区作业, 也就是想办法减少累积区外的过冷云水含量, 切断冰雹增长路径上的过冷云水供应而达到抑制冰雹增长的目的。同时, 还应注意从雹胚增长到冰雹所需要的时间很短, 这就要求实施人工防雹作业务必快速、有效。

需要指出的是, 本研究在试验粒子增长轨迹时, 假定初始冰粒子的大小和密度都是相同的, 而没有考虑粒子谱分布。在未来的工作中, 我们将逐步完善模拟工作, 力求更加真实地再现雹云的宏观结构和冰雹增长物理机制。

致谢 本研究是在黄美元研究员悉心指导下完成的, 谨以此文深切怀念尊敬的黄先生。文中所用的三维粒子增长运行模式由许焕斌研究员提供, 胡朝霞博士也给予了很大帮助, 两位审稿人对本文提出了许多宝贵的意见和建议, 在此一并表示感谢。

附录 A (Appendix A)

CLcg: 霰撞冻云水 (Accretion of cloud water by graupel)
CLch: 冰雹撞冻云水增长 (Accretion of cloud water by hail)
CLcr: 雨水碰并云水增长 (Accretion of cloud water by rain)
CLig: 霰碰并冰晶增长 (Accretion of cloud ice by graupel)
CLirg: 冰雪晶碰冻过冷雨水生成霰 (Accretion of cloud ice and rain by graupel)
CLrh: 冰雹碰冻雨水增长 (Accretion of rain by hail)
CLrg: 霰撞冻雨水过程 (Accretion of rain by graupel)
CLrsg: 雪碰撞收集雨水生成霰 (Accretion of cloud rain and snow by graupel)
CLsh: 冰雹碰撞收集冰雪晶增长 (Accretion of snow by hail)
CNcr: 云水自动转化成雨水 (Autoconversion of cloud water to rain)
CNgh: 霰自动转化成冰雹 (Autoconversion of graupel to hail)
CNig: 冰雪晶自动转化成霰 (Autoconversion of cloud ice to graupel)
HNUrg: 雨水同质核化形成霰 (Homogeneous freezing of rain to graupel)
NUrg: 雨水异质核化形成霰 (Probabilistic freezing of rain to graupel)
MLhr: 冰雹融化形成雨水 (Melting of hail to rain water)
MLgr: 霰融化形成雨水 (Melting of graupel to rain water)
SHgr: 霰碰撞收集雨水时甩脱的雨水 (Rain water shed from graupel)
SHhr: 冰雹碰撞收集雨水时甩脱的雨水 (Rain water shed from hail)
VDvg: 霰的凝华过程 (Vapor deposition from graupel)

参考文献 (References)

Browning K A, Foote G B. 1976. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102: 499–533.

陈宝君, 肖辉. 2007. 过冷雨水低含量条件下冰雹形成和增长机制及其催化效果的数值模拟 [J]. *大气科学*, 31 (2): 273–290.

Chen Baojun, Xiao Hui. 2007. Numerical simulation of hail formation and growth in a storm with low supercooled rain water content and the effect of AgI seeding on hail suppression [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 31 (2): 273–290.

Chen Baojun, Xiao Hui. 2010. Silver iodide seeding impact on the microphysics and dynamics of convective clouds in the high plains [J]. *Atmos. Res.*, 96: 186–207.

Federer B, Waldvogel A, Schmid W, et al. 1986. Main results of Grossversuch IV [J]. *J. Appl. Meteor.*, 25: 917–957.

Foote G B, Knight C A. 1979. Results of a randomized hail suppression experiment in Northeast Colorado. Part I: Design and conduct of the experiment [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18: 1526–

1537.

Foote G B. 1984. A study of hail growth utilizing observed storm conditions [J]. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23: 84–101.

洪延超. 1999. 冰雹形成机制和催化防雷机制研究 [J]. *气象学报*, 57 (1): 30–44.

Hong Yanchao. 1999. Study on mechanism of hail formation and hail suppression with seeding [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 57 (1): 30–44.

洪延超, 肖辉, 李宏宇, 等. 2002. 冰雹云中微物理过程研究 [J]. *大气科学*, 26 (3): 421–432.

Hong Yanchao, Xiao Hui, Li Hongyu, et al. 2002. Studies on microphysical processes in hail cloud [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 26 (3): 421–432.

胡朝霞, 李宏宇, 肖辉, 等. 2003. 旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征 [J]. *气候与环境研究*, 8 (2): 196–208.

Hu Zhaoxia, Li Hongyu, Xiao Hui, et al. 2003. Numerical simulation of hailstorms and the characteristics of accumulation zone of supercooled raindrops in Xunyi County [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 8 (2): 196–208.

胡朝霞, 郭学良, 李宏宇, 等. 2007. 慕尼黑一次混合型雹暴的数值模拟与成雹机制 [J]. *大气科学*, 31 (5): 973–986.

Hu Zhaoxia, Guo Xueliang, Li Hongyu, et al. 2007. Numerical simulation of a hybrid-type hailstorm in Munich and the mechanism of hail formation [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 31 (5): 973–986.

Knight C A, Foote G B, Summers P W. 1979. Results of a randomized hail suppression experiment in Northeast Colorado. Part IX: Overall discussion and summary in the context of physical research [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18: 1629–1639.

Knight C A, Knupp K R. 1986. Precipitation growth trajectories in a CCOPE storm [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 1057–1073.

Knight N C. 1981. The climatology of hailstone embryos [J]. *J. Appl. Meteor.*, 20: 750–755.

雷恒池, 洪延超, 赵震, 等. 2008. 近年来云降水物理和人工影响天气研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 967–974.

Lei Hengchi, Hong Yanchao, Zhao Zhen, et al. 2008. Advances in cloud and precipitation physics and weather modification in recent years [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 32 (4): 967–974.

马振骅. 1977. 一次累积带降雹的雷达观测 [J]. *大气科学*, 1 (2): 149–152.

Ma Zhenhua. 1977. Radar observation of an accumulation zone generating hail fallout [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 1 (2): 149–152.

Morgan G M Jr. 1972. On the growth of large hail [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 100: 196–205.

Nelson S P. 1983. The influence of storm flow structure on hail growth [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40: 1965–1983.

Sulakvelidze G K. 1969. Rainstorm and Hail [M]. Jerusalem: Israel Program for Sci. Transl. 310pp.

孙学金, 宫福久, 李子华. 1999. 初始扰动对冰雹云发展影响的数值研究 [J]. *气象科学*, 18 (2): 113–119.

Sun Xuejin, Gong Fujiu, Li Zihua. 1999. Numerical study on the effect of the initial

- disturbance on the development of hailstorm cloud [J]. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 18 (2): 113–119
- Tessendorf S A, Miller L J, Wiens K C, et al. 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part I: Kinematics and microphysics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 4127–4150.
- 许焕斌, 段英. 2001. 冰雹形成机制的研究并论人工雹胚与自然雹胚的“利益竞争”防雹假说 [J]. *大气科学*, 25 (2): 277–288.
- Xu Huanbin, Duan Ying. 2001. The mechanism of hailstone's formation and the hail-suppression hypothesis: “Beneficial competition” [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 25 (2): 277–288.
- 许焕斌, 段英, 刘海月. 2004. 雹云物理与防雹的原理和设计 [M]. 北京: 气象出版社. 123–125.
- Xu Huanbin, Duan Ying, Liu Haiyue. 2004. *Hail Physics and the Theory of Hail Suppression* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press. 123–125.
- 周玲, 陈宝君, 李子华, 等. 2001. 冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 25 (4): 536–550.
- Zhou Ling, Chen Baojun, Li Zihua, et al. 2001. Numerical simulation of hailstorm accumulation zone and hail formation [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 25 (4): 536–550.
- 周毓荃, 陈宝君, 肖辉, 等. 2003. 播撒碘化银实施雹云催化的数值试验——个例研究 [J]. *大气科学*, 27 (1): 8–22.
- Zhou Yquan, Chen Baojun, Xiao Hui, et al. 2003. A case study of hail suppression by AgI seeding using 3D hailstorm model [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 27 (1): 8–22.
- 周志敏, 郭学良. 2009. 强雷暴云中电荷多层分布与形成过程的三维数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 33 (3): 600–620.
- Zhou Zhimin, Guo Xueliang. 2009. A three-dimensional modeling study of multi-layer distribution and formation processes of electric charges in a severe thunderstorm [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 33 (3): 600–620.