

三维冰雹分档强对流云数值模式研究*

I. 模式建立及冰雹的循环增长机制

郭学良 黄美元 洪延超 肖辉 周玲

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 针对现行冰雹云参数化模式中假定冰雹谱服从特定的负指数分布, 冰雹增长率依赖其加权平均未速度以及粒子间的数浓度转换不守恒等局限性, 作者建立和发展了一个包括云滴、云冰、雨滴、雪团、霰和雹的云中主要水成物场及凝结、撞冻等 37 种主要微物理过程, 可用于预测和研究三维强冰雹云降雹过程的冰雹分档模式, 模式能够提供在雹云参数化模式中无法提供的关于冰雹增长与分布的信息。研究共分三部分: 模式的建立及冰雹的循环增长机制; 冰雹的分档分布特征; 冰雹产生与增长的微物理过程。第一部分, 通过建立模式及模拟一个多单体风暴个例, 对多单体中冰雹的增长机制进行了数值模拟研究。

关键词: 冰雹分档模式; 多单体风暴; 冰雹循环增长机制

1 引言

在单体、多单体雹暴中, 风暴的动力、微物理过程及其相互作用如何影响冰雹的产生和增长至今没有得到令人满意的解释。几个世纪以来, 人们通过各种尚未完全证实有效以及已证实无效的方法去阻止和减少冰雹云中冰雹的形成、降落。由于对产生冰雹的复杂动力和微物理过程不甚了解, 从而使得这些活动或多或少带有一定的盲目性。近年来, 由于探测、监测、计算等技术手段的提高及理论的不完善, 人工影响与预测降雹发生的水平有了较大的进步。但是仍有很多问题困扰着关心冰雹的科学家们, 这些问题牵涉到冰雹增长的细微部分, 如雹胚尺度、雹的密度、形状、微物理相互作用以及风暴动力和微物理之间的相互作用等对冰雹产生、增长的影响, 对这些过程以及其他一些过程不了解, 就无法知道冰雹增长的详细过程, 也就无法最终达到预测和消雹的目的。

70 年代早期和中期在美国所进行的国家冰雹研究实验 (NHRE), 实验场地选在冰雹多发区的科罗拉多东北部, 取得了一系列关于雹暴的比较完整的资料, 这些资料用于检验大量关于冰雹增长轨迹的模拟研究^[1]、二维雹暴模拟研究^[2,3]、其他关于冰雹增长和雹暴的诊断和模拟研究^[4]、实验和理论方面的研究^[5]等等。这些研究以及早期的一些研究通过对数据的仔细分析, 简化冰雹增长和雹暴的数值模拟, 考虑了基本动力和微物理过程对大量冰雹和大雹块的总体影响。从观测和数值模拟中, 雹暴的动力过程得到较好

2000-03-29 收到, 2000-09-22 收到第三次修改稿

* 中国科学院院长基金, 中国科学院留学经费择优支持回国工作基金 7-200052, 国家自然科学基金资助项目 49675247, “九五”国家科技攻关项目 96-020-01-07 专题以及中国科学院大气物理研究所创新基金 8-4314 共同资助

的描述,从而发展了一些关于雹暴环流的较精确的概念模式^[6,7]。但是由于观测困难和实验仪器的缺乏,要获得强雷暴天气中复杂降水过程的观测数据非常困难,这阻碍了冰雹及其他水成物增长和分布的完整数据的收集。在多维云模式中,由于计算费用的昂贵,这些过程的数值模拟亦受到限制。另外这些模式中微物理方面的假设由于未得到验证,也不能得到肯定和证实。结果对冰雹云中冰雹及其他水成物的详细情况不甚了解,这就导致了一些研究者^[4]得出风暴动力过程控制着冰雹的增长、微物理过程次之的结论。虽然在很大程度上,这也许是正确的,但是 Nelson 以及其他的研究者忽略了冰雹微物理过程的细节,而这些细节已被证明非常重要地改变一个雹块的增长^[1,3,5]。Orville 等^[8]关于强胞状对流中冰的初始作用的研究认为,不同的胞状对流在冰雹和降水形成与演变中表现出相当大的差异。据此, Farley^[9]模拟研究了一次雷暴天气中冰雹的形成,认为 Orville 等的结论似乎与观测一致。

强对流冰雹云的防雹研究与实验工作在我国一直很活跃,这是因为我国北方的大部分地区是冰雹云的多发区,每年由此而造成的损失极大。尤其在冰雹云的多维模式的模拟、播撒试验等方面取得了重要的发展^[10~15]。

本文将冰雹含水量参数化的微物理模式称为冰雹参数化模式(The Hail Parameterization Model, 简称 HPM),根据 Farley 和 Orville^[16]将可预报冰雹数浓度的微物理模式称为冰雹分档模式(The Hail Category Model, 简称 HCM),HCM 模式主要是依据 Berry^[17]的档与半径的指数关系,预报任意一档冰雹的数浓度。

早期关于冰雹增长的模式研究基本局限于对冰雹的谱进行参数化,如假定冰雹粒子服从负指数分布,然后通过求积分得到总的冰雹含水量分布,即所谓的冰雹参数化模式(HPM)。在 HPM 中,由于假定冰雹服从一特定的谱型,对这种谱分布中的两个参数斜率和截距的确定要求较为严格。由于雹块在较大尺度时,不易破碎,因此雹块的可能尺度范围非常大,可达 5~100 mm。有研究者^[18]指出,霰和雹的尺度分布(谱)函数,当其分布的斜率和截距在时间和空间上趋于变化较大时,要精确表达是非常困难的。这使得冰雹谱精确参数化相当困难,而且过于一般化。另一个不合理的假定是冰雹的增长率依赖于质量的权重平均末速度。当冰雹的尺度范围在整个谱变化很大时,这些假定会导致完全异常的结果。此外,在 HPM 中,由于只考虑了从一种水成物到另一种水成物时的含水量转化,没有考虑数浓度的转化,因此数浓度不守恒(如雨滴的冻结转化为冰雹)。由于本模式没有对除冰雹及霰以外的其他水成物进行分档,因此有关其他水成物的数浓度的计算仍然建立在特定谱分布假定基础上,这对计算结果有一定的影响。在以后的模式改进中,这是需要加强的部分。

本模式利用 Berry^[17]提出的指数分档方法将霰与冰雹划分为 21 档(约 100 μm ~7 cm),对于通过各种收集过程增长出的新冰雹采用类似 Kovetz 和 Olund^[19]提出的方法,将其内插到最近的档上,内插过程中必须保持数浓度和质量守恒。虽然这种方法计算量大,但处理过程更接近实际过程。

模式中将水成物划分为云水、雨水、云冰、雪团以及霰/冰雹五种,再对霰/冰雹按照指数分档方法划分为 21 个档。冰雹与冰雹之间的碰并系数很小,因此本文并没有考虑冰雹之间的碰撞问题。那么每一档的冰雹由于其增长率依赖于其本身档的末速度,对其以外其他粒子的连续收集过程要比将冰雹作为一个档、冰雹粒子服从特定的谱型、

增长率依赖于其质量的权重平均末速度的冰雹参数化模式更接近实际。在保证被收集粒子足够量的情况下, 在冰雹分档模式中, 较大的冰雹由于其末速度较大, 收集率较大。

本研究工作的主要目的是通过建立关于水成物(包括云滴、雨滴、冰晶、雪晶、雪团、霰和雹)的更为详细合理的微物理模式(冰雹分档模式), 研究其分布特征以及相互作用如何影响冰雹的产生及增长过程。并建立一个可用于现场预测及消雹工作指导的优化冰雹云模式。本模式能够预测以往冰雹云参数化模式无法提供的重要冰雹的信息, 如冰雹在某一时间, 某一部位的大小、浓度等。这些信息对于冰雹的形成机制的研究以及防雹作业等方面具有重要意义。

2 模式描述

2.1 模式变量

对任一描述大气状态的变量 Φ 可定义为

$$\Phi(x, y, z, t) = \Phi_0(z) + \Phi'(x, y, z, t) + \Phi''(x, y, z, t), \quad (1)$$

这里 $\Phi_0(z)$ 是满足水平均匀、静力平衡和地转平衡的基本量, $\Phi'(x, y, z, t)$ 是基本量的偏差, $\Phi''(x, y, z, t)$ 是次网格尺度扰动量。本模式中, 水平均匀的基本状态值取自探空观测或中尺度模式输出的满足静力平衡和地转平衡的量。模式变量包括 x 、 y 、 z 方向的速度分量 u 、 v 、 w , 无量纲气压扰动量 π' , 位温 θ , 水汽比含水量 q_v , 云水比含水量 q_c , 云冰比含水量 q_i , 云冰数浓度 N_i , 雨水比含水量 q_r , 雪团比含水量 q_s , 以及霰/雹比含水量 q_h 或分档比含水量 $q_h(i)$ (其中 $i=1, L_h$ 是冰雹的档数)。水成物的基本状态值可视为零。

2.2 控制方程组

本文的三维冰雹分档积云模式是由一组可压缩、时变非静力方程组组成^[20~26]。冰雹的分档档数是一个可调节参数, 本研究取为 21 档。模式所包含的方程组为

$$\frac{du}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial x} = D_u, \quad (2)$$

$$\frac{dv}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial y} = D_v, \quad (3)$$

$$\frac{dw}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial z} = f_w + D_w, \quad (4)$$

$$\frac{d\pi'}{dt} + \frac{\bar{c}^2}{c_p \rho \bar{\theta}_v^2} \frac{\partial \bar{\rho} \theta_v u_j}{\partial x_j} = f_{\pi'} + D_{\pi'}, \quad (5)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = Q_{lm} + Q_{ce} + Q_{ds} + D_\theta, \quad (6)$$

$$\frac{dq_x}{dt} = D_{q_x} + W_{q_x} + I_{q_x} + \frac{\partial}{\partial x_3} (\rho_0 V_x q_x), \quad (7)$$

其中

$$f_w = g \left[\left(\frac{\theta'}{\theta} \right) + 0.608q'_v - q_c - q_i - q_r - q_s - \sum_{i=1}^{L_h} q_h(i) \right], \quad (8)$$

$$f_{\pi'} = - \frac{R_d}{c_v} \pi' \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{c^2}{c_p \theta^2} \frac{d\theta_v}{dt}, \quad (9)$$

其中 D_u 、 D_v 、 D_w 、 D_θ 、 D_{q_x} 和 $D_{\pi'}$ 分别为 u 、 v 、 w 、 θ 、 q_x 和 π' 的湍流量。 Q_{fm} 、 Q_{ce} 和 Q_{ds} 是微物理过程中，由于融化/冻结、凝结/蒸发及凝华/升华所造成的潜热的变化项。 V_x 是水成物 q_x 的末速度，这里 q_x 代表水汽 q_v 、云水 q_c 、雨水 q_r 、云冰 q_i 、雪 q_s 及霰/霰分档的比含水量 $q_h(i)$ ($i=1, 21$)。(7) 式中的 W 及 I 分别代表暖云与冷云过程，云冰数浓度 N_i 的预报方程类似于方程 (7)，在此不再列出。

本模式亦采用标准空间交错网格系统及时间分离技术。除水平平流项采用四阶精度差分以外，空间差分均采用二阶精度。时间差分采用标准二阶蛙跃格式。由于二阶蛙跳格式通常会引入二倍于时间步长的计算波，导致奇偶时步解的分离。模式在每一次大时步积分后，对全部预报变量增加一次时间平滑。

模式对侧边界的法向速度采用辐射边界条件。由于模式采用的是空间交错网格系统，除法向速度以外的其他预报变量在侧边界上的值均可通过求解各自的预报方程求得。模式的垂直速度上下边界取为刚性边界。一般认为，在完全弹性的非静力平衡模式中把上边界取成刚性会反射垂直上传的声波，从而引起域平均压强或域内总质量的振荡。因此模式在上边界附近增加了约 8 个网格的厚度的波吸收层来抑制深厚系统所激发的重力内波在这一强稳定层内的垂直振荡。其他上下边界从预报方程中解出。在模式域低层加一有限范围的正位温扰动场，通过垂直运动方程的浮力项来建立初始对流。

2.3 微物理过程

模式中所包含的容积水成物：(1) 云滴 q_c ，(2) 云冰晶 q_i 与 N_i ，(3) 雨滴 q_r ，(4) 雪晶和雪团 q_s ，(5) 霰/霰 q_h ，对霰/霰，依据 Berry^[17] 的档与半径的指数关系，预报任一档的数浓度：

$$M_h(i) = M_{h0} \exp \left[\frac{3.0(i-1)}{H_0} \right], \quad i = 1, L_h \quad (10)$$

其中， $M_h(i)$ 为 i 档的质量， M_{h0} 为初始档的质量， H_0 为常数， L_h 为总档数。

除云冰晶假定为六角片状外，假定模式中所有的水成物呈球形，不同的水成物微物理过程之间的相互作用由图 1 给出。

同 Lin 等^[2] 的假定，在模式中亦假定若过冷雨滴含水量大于 $10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ 时以概率或异质冻结转化为冰霰或霰的胚胎，反之则转化为雪团。雪团与过冷雨水的碰并属几何碰并过程，若假定两者含水量达到 $10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ 时都转化为冰霰或霰的胚胎，反之则转化为雪团。

3 模拟试验

为了检验模式的模拟能力及可靠性，需将模拟结果与相应的观测结果做详细的

雷达观测, 云底区的飞行观测以及云发展后期所进行的穿云飞观测, 照片拍摄等。本文的模拟研究亦针对风暴 III 进行。风暴 II 和 III 的最大降雹雹块直径尺度约为 1.5~2.0 cm, 这是该地区中等强度雹暴的典型降雹尺度。本模式采用的探空资料是 Sterling 站 16:05 时刻的探空, 此次探空被认为最能代表此风暴产生的环境 (图 2)。

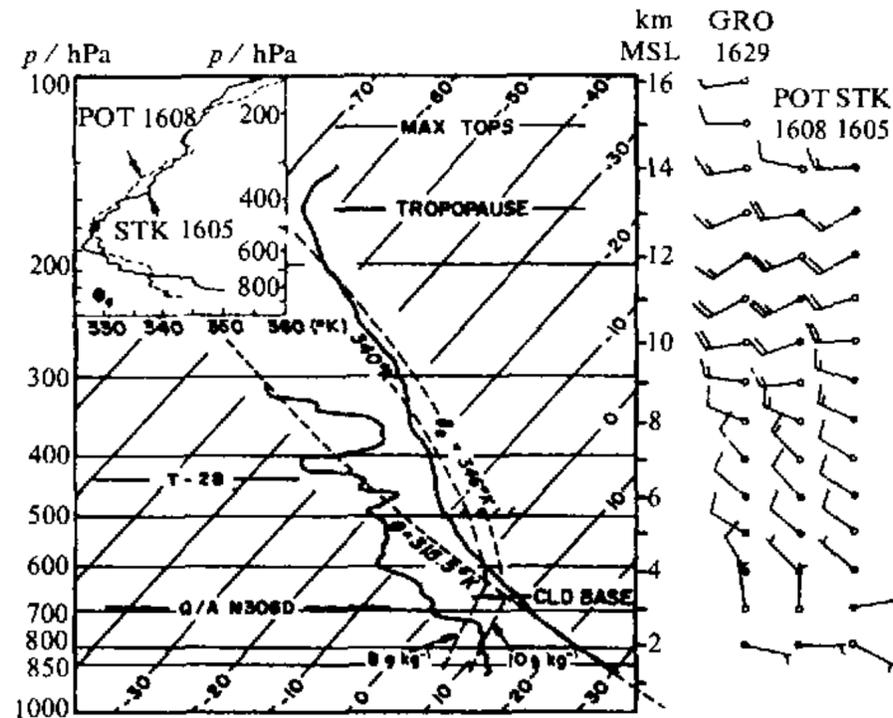


图 2 Sterling 16:05 MDT 的探空

实线是温度和露点温度, 每隔 1 km 的三个探空站的风速在右边给出 (一个完整的风羽表示 5 m s^{-1}) [27]

在较低层空气相对充分混合, 具有几乎为常数的位温值 315.5 K, 在最低层 850 hPa 的平均混合率为 10 g kg^{-1} , 这些值与云底的飞机观测值亦相当一致, 所对应的相当位温为 346 K。当气块抬升达到饱和时, 这些值将导致云底温度为 8°C , 云底高度为 3.6 km (670 hPa), 空气块的抬升指数在 500 hPa 为 -5°C , 空气块在云底的温度仅仅低于环境温度 1°C , 从而在云底只有一个小的“负能量”区, 只需一个相对小的抬升就可达到自由对流层。

在图 2 的右侧给出了 16:00~16:30 时刻期间施放的三个探空环境风廓线, 每一个探空表明, 风场随高度转向, 从近地面的东风转到对流层顶附近的西南风, 这一点在高空风分布图中更为清楚。最大的观测风速为 18 m s^{-1} , 云层 (3.5~13 km) 区的风切变为 $1.8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。

总之, 1976 年 7 月 22 日的风暴是在一个相对弱的天气条件下产生和发展起来的。弱的环境风切变、小的边界层风速及云底的负能量区与相对较高的位势不稳定的结合是产生多单体风暴的有利环境。

为了在模式中触发对流的产生, 本模式亦采用热泡启动技术。将一最大水平直径为 8 km, 垂直直径 2 km 的椭球型热泡置于模拟域的中心, 热泡离地面 1.5 km, 热泡中心的最大扰动温度为 1.5 K。混合率调整到使相对湿度值与未扰动的环境值一致。采用模拟域随风暴移动技术使模拟风暴始终处在模拟域的中央。模拟实验表明, 热泡扰动技术

对产生强的、缓慢发展的多单体风暴具有较好的能力。但是值得注意的是,大量的模拟实验表明,对于一些风暴系统仅靠热泡扰动技术是不够的,还需要考虑中尺度辐合抬升的影响。在雹暴多发区的山区考虑地形抬升的影响非常重要。模拟域的水平范围为 $36 \text{ km} \times 36 \text{ km}$, 垂直为 19 km 。网格间距 $\Delta x = \Delta y = 1 \text{ km}$, $\Delta z = 0.5 \text{ km}$ 。

3.2 雹暴的运动学与雷达回波特征

本模式能够对风暴的运动学和热力学特征定量化地反映出来,在开始时出于对初始条件的响应,一个强的单体迅速形成,约 24 min 左右,雨水开始降到地面, 40 min 左右冰雹开始降落到地面。由于地面冰雹的融化过程及雨水蒸发的冷却过程的开始,地面冷池和阵风锋亦开始在风暴底部发展。低层的风暴相对人流来自东边和南边,高层的风暴相对出流指向北边及南边。约 32 min 左右,风暴开始进入分离阶段,随着阵风锋的加强,在风暴左右下部的两侧周期性地分离出新单体,新单体风暴迅速长大成熟后,以 $10 \sim 12 \text{ m s}^{-1}$ 的速度向北或西北方向移动,在移动过程中,一些单体消耗在由于降水产生的冷池上。一些新单体可能会成为子单体最终替代了旧单体,这是典型的多单体型风暴的演变过程。另一类是所谓的超级型单体风暴。超级单体风暴在发展过程中一般处于准稳定状态,没有分离过程产生。

图 3 为 2 km 高度上垂直气流的水平分布随时间的演变情况。从图中可以看到,在

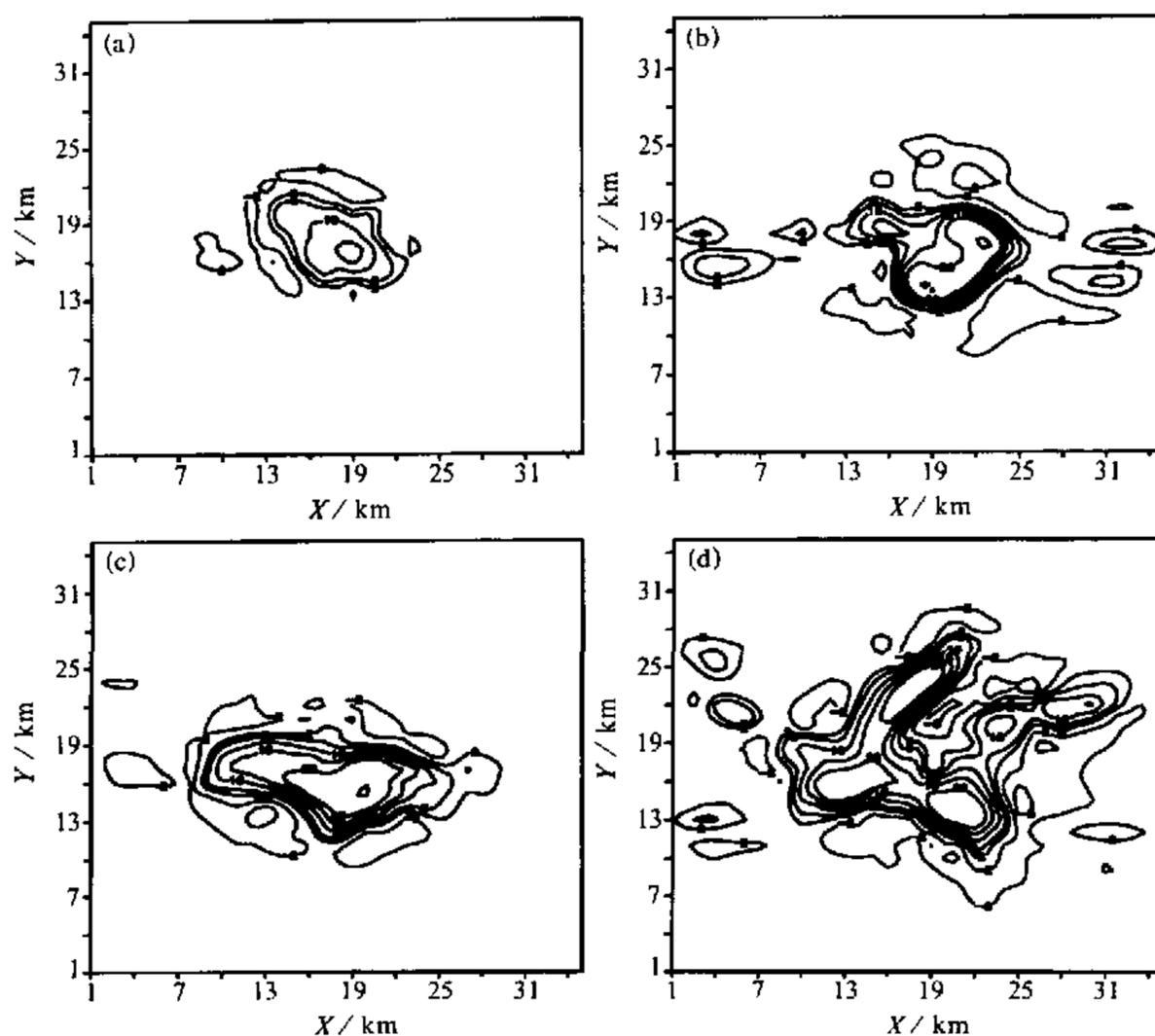


图 3 模拟的 2 km 高度上的垂直气流时间演变分布
(a) 40 min ; (b) 48 min ; (c) 56 min ; (d) 70 min

风暴的两侧不断分离出弱的次级单体。70 min 时, 风暴已发展为具有复杂结构的多个强单体中心。图 4 给出了风暴处于成熟阶段的垂直气流的垂直剖面分布 ($Y = 16 \text{ km}$), 可以看到有较为明显的新旧单体替代过程: 56 min 时, 在旧主单体 J 的左右侧所产生的新次级单体 K 与 L, 在 70 min 时 K 已替代了 J 成为主单体, 次级单体 L 也较原来加强了许多。这种在主单体的两侧所产生的次级单体对冰粒子的再增长具有重要意义。

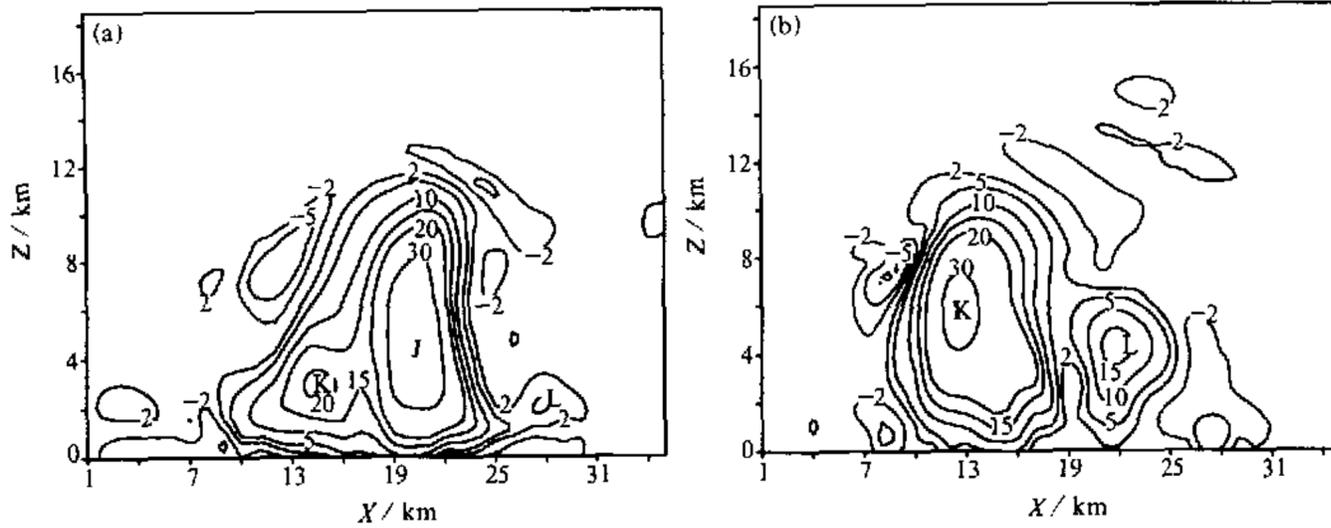


图 4 风暴处于强盛时期模拟的 XZ 垂直气流剖面 ($Y = 16 \text{ km}$) 分布
(a) 56 min; (b) 70 min

图 5 给出了模拟的 5 km 高度上的雷达回波水平分布演变情况。图 5a 代表在风暴发展的初期此多单体风暴的雷达回波。图 5c 为模拟风暴处于成熟阶段时雷达回波的典型水平分布。雷达回波所反映的是具有一定尺度的水成物在风暴中的分布状况, 从图 5c 可以看到, 在 5 km 高度上强雷达回波主要集中在强上升气流的边缘。图 6 是风暴发展成熟阶段雷达回波的垂直剖面分布, 将图 6a 与图 4a 比较可以看到, 在主次单体的上方都存在较强回波, 表明由主单体上方强辐散出流带出的较大尺度水成物有进入次级单体的趋势。成熟单体的上升气流及最高云水含量中心区一般标志着弱降水效率区, 通常称之为穹窿。在雷达回波图上, 穹窿表现为弱回波区。模拟的穹窿直径尺度约为 3~4 km 且位于强降水区的右侧及南侧 (图 6a)。图 6a 所显示的回波穹窿结构非常接近观测的结构。回波结构的演变过程也与观测非常接近。

3.3 冰雹的循环增长机制

关于多单体风暴中冰雹的增长机制问题, 有两种基本的观点, 一种观点^[6]认为, 冰雹胚胎的形成以及长大成冰雹都是在同一个发展的上升气流中完成的, 而另一种观点^[28]则认为, 到达地面之前, 冰雹的增长过程经历了多个上升气流区。本文利用前面建立的模式, 对一个多单体冰雹云进行了模拟分析, 对多单体中冰雹的增长机制问题进行了探讨。

首先分析与冰雹增长有关的其他水成物的分布特征。模拟 56 min 时, 云水和云冰场的 XZ 剖面分别由图 7a 及图 7b 给出。云水和云冰主要在上升流区出现, 在数值模式中, 只有云水的情况允许在 0°C 层以下, 而只有云冰的情况在 -40°C 以上层。在 $0^\circ\text{C} \sim$

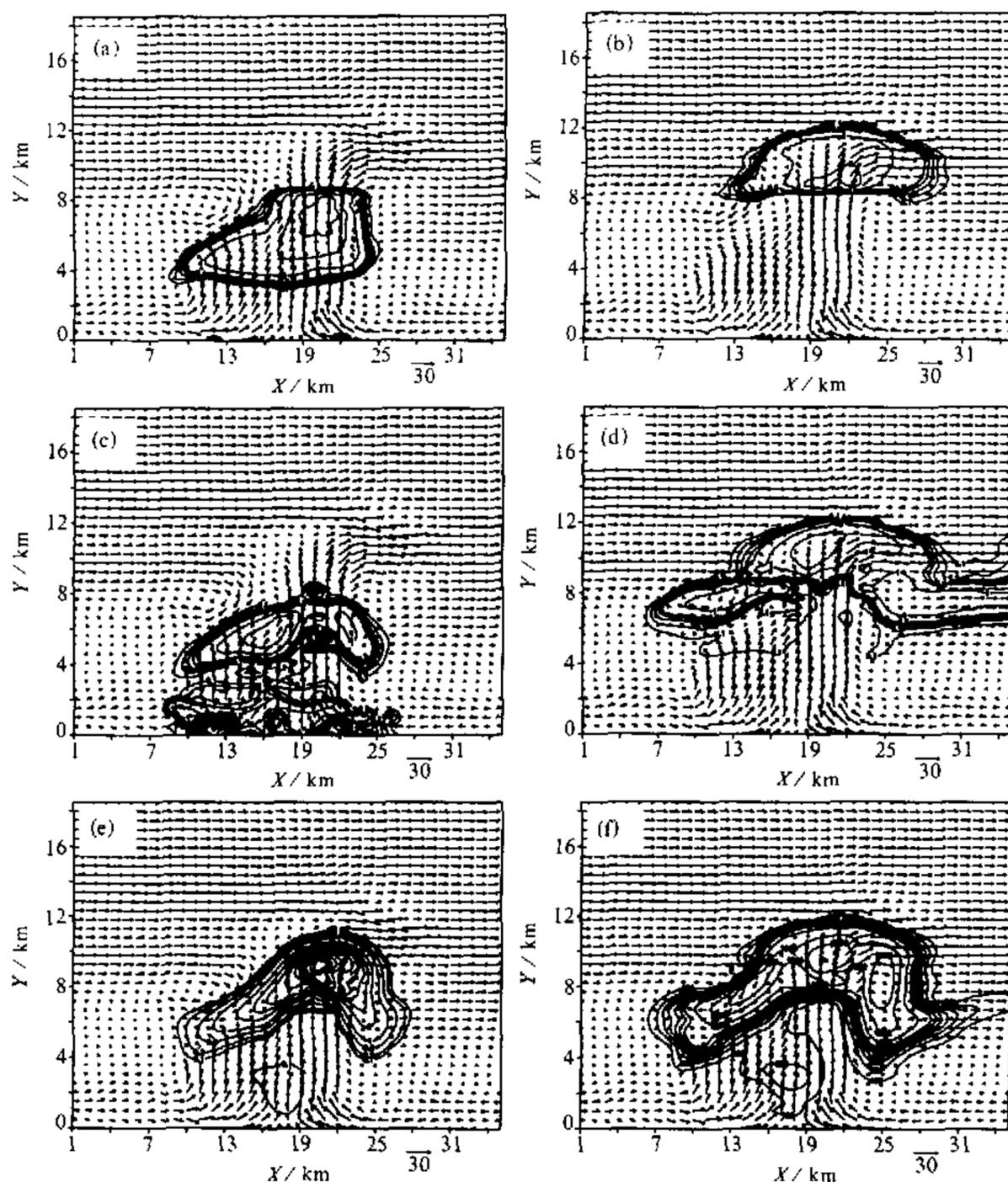


图7 风暴强盛时期模拟水成物的XZ剖面 ($Y=17\text{ km}$) 分布
 (a) 云水比含水量; (b) 云冰比含水量; (c) 雨水比含水量;
 (d) 雪比含水量; (e) 冰雹/霰比含水量; (f) 冰雹/霰数浓度
 除 (f) 的单位为个 m^{-3} 外, 其余的单位为 g kg^{-1}

升气流中心的 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层 (约 7.0 km) 发现最大的云水含量约为 3 g kg^{-1} 。最大的云冰值约 2.0 g kg^{-1} ，主要在 9.0 km 附近，在成熟的上升气流中心以上发现。

观测和模拟的云底温度约 $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，模拟的云底高度约 $3.5\sim 4.0\text{ km}$ ，与观测的云底高度 3.6 km 接近。模拟的云顶高在 $12\sim 13\text{ km}$ 左右，与观测值 13 km 也基本符合。值得一提的是在本模式中，云冰粒子浓度是可预报量，这对于提高模式质量有重要意义，因为冰晶已被证明对降水的形成具有重要意义。从发展后期的云冰场可以看到，由于高层西风气流及强的辐散气流，在下游形成一长的由冰晶粒子组成的云砧。这些被气流拖带

出去的冰粒子部分重新随气流进入上升气流中, 对于进一步形成雪和霰等粒子具有重要的作用。

雨水场的 XZ 剖面由图 7c 给出。雨水可分为两部分, 一部分主要分布在融化层之上为过冷雨水, 对冰雹的长大具有重要的意义。另一部分主要存在于 2~3 km 以下, 主要由冰雹融化形成。模拟的雨水约在 24 min 到达地面, 地面的降水范围很集中, 冰雹降到地面后, 由于风暴多单体发展, 地面出现多个降水中心。在模拟中, 雨水一般落在主上升气流区的北边和西边。

模拟 56 min 时, 雪的 XZ 剖面由图 7d 给出。约 24 min 左右随着云冰的出现, 雪很快出现, 主要由云冰撞冻过冷云水过程在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层 (约 8.2 km) 产生, 而且雪团的范围很快扩大, 特别在 7 km 以上。在主上升气流区附近甚至超过 2.0 g kg^{-1} 。雪团也在阵风锋之上产生的新单体顶部发展, 在阵风锋单体顶部的雪团, 如果它们处于重结淞状态, 被气流带入主上升气流区, 将会成为长成较大雹块的主要候选者。由图中还可看到, 明显的雪云砧一直延伸到很远的下游区。这与观测完全一致。风暴加强后, 上冲的雪团顶部将伸展到 12~13 km 附近, 可以认为对应于观测的云顶盖, 约高达 13 km。雪主要由小雨滴冻结及过冷云水与云冰通过 Bergeron 过程形成, 一些雪团在中层和高层由聚合过程形成。雪团在冰雹和霰的产生和增长中具有重要的作用。特别在上升气流中, 暖于 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的重结淞区显得尤为重要。在此状态下, 雪晶和雪团容易沾结在一起, 也容易通过碰撞与霰沾结在一起。在穹窿区或其附近, 大量的雹胚由重结淞的雪团形成。

图 7e 与 f 分别给出了模拟 56 min 时总的冰雹与霰的含水量及数浓度的 XZ 剖面分布。最大的冰雹总含水量甚至超过 10 g kg^{-1} 。风暴的一些重要特征, 如穹窿结构以及悬垂区等在冰雹总含水量的 XZ 剖面图上非常明显。但弱回波穹窿区持续时间较为短暂, 这一点与观测情况很一致。穹窿结构或低冰雹含水量区在 56 min 左右最为明显, 在模拟 56 min 以后, 由于风暴表现出更多的多单体结构, 穹窿结构开始消失。比较模拟总冰雹含水量及数浓度与对应的垂直气流的分布结构 (图 4), 可以对此风暴中冰雹形成的一些过程做较多地了解。从 34 min 开始, 风暴的低层入流处不断周期性地分离出新的单体, 本文称此种单体为次级单体或次生单体, 这种相对主上升气流较小的单体产生于由风暴出流形成的阵风锋的上部, 一部分将随时间演变而消散, 另一部分将长大而替代旧的主单体成为新的主单体, 称此种单体为子单体。这种过程在垂直气流分布图上很明显, 而且已被多普勒雷达观测所证实^[29]。主单体与次级单体之间存在一种配置关系, 如果配置关系适当, 将对冰雹的形成与长大具有重要意义。由雪及冰雹/霰的含水量分布图上可以看到, 由于高层的强辐散出流, 质量和末速度较小的粒子 (重结淞雪团、冰粒子聚合体及霰胚等) 将被带到悬垂区进入到次级单体上, 由于次级单体中具有较高的云水含量, 因此这些粒子可继续增长形成较大的雹胚或小冰雹, 有的小冰雹随下沉气流降到地面。有的继续随气流进入主上升气流中继续长大。因此通过高层辐散气流带出粒子, 次级单体则起着继续让冰粒子长大及向主上升气流输送粒子的作用, 这种粒子的传输机制及长大过程可以清楚地从冰雹及对应的风场分布图中看到。

在图中 56 min 的“叉子型”分布是这种机制的典型反映。观测表明, 在次级单体中, 主要由枝状聚合体及单个枝状晶体组成。从模式模拟的雪团含水量分布图上可以看

到长的雪团云砧, 这种冰晶的聚合体对冰雹胚胎的形成具有重要意义。

飞机观测表明, 聚合体的尺度从 1 mm 到超过 5 mm, 而单个枝状体尺度很少超过 1 mm。在次级单体中的上升气流中心内经常可以观测到较大尺度的结凇聚合体, 这充分说明至少在此种风暴情况下, 枝状聚合体是大多数霰粒子和冰雹的胚胎。由于相对较大尺度的聚合体进入到上升气流区, 迅速长大成为霰甚至雹将成为可能。聚合体的迅速增长以及下落到入流区而进入上升气流区大大减小了从冰晶增长到冰雹所需的时间。

由此可见, 本模式模拟的冰雹增长机制完全不同于某些作者提出的此地区单体冰雹的成长机制^[6], 而与 Heymsfield 等^[28]的双波长雷达分析结果很相近。也与较早期的一些概念模型具有一定的相似。本模式的模拟结果表明, 在较强的冰雹云中除了有主上升气流(主单体)外, 在其旁边存在一些次级单体, 冰雹是依赖主单体与次生单体之间的循环而增长的。

4 结果与讨论

本文针对冰雹云参数化模式中关于冰雹谱与增长率参数化的几个不足之处, 建立了一个三维冰雹分档积云模式, 并对一中等强度的多单体风暴中冰雹的增长机制进行了初步的模拟分析研究, 模拟结果与观测结果基本一致, 成功模拟出多单体风暴中冰雹的循环增长机制。

本文的模拟结果表明, 周期性产生于阵风锋上的次级单体对冰雹的形成, 增长与降落具有重要的作用。特别是对冰雹胚胎及小冰雹进入主上升气流区的再增长及循环过程起着非常重要的作用。大致可描述为: 随着上升气流的加强, 大量的水汽从低层输送到高层, 使得高层的部分冰粒子部分处于重结凇状态, 这种冰粒子及结凇的冰粒子被高层的强辐散出流带到主上升气流的两侧形成长的云砧, 云砧中的粒子通过下沉气流或下降过程进入到在阵风锋上不断产生的新单体(次级单体)上, 由于次级单体内较高的含水量, 这些粒子将继续长大, 一部分较大粒子降落到地面形成降雹, 一部分将通过进入入流区输送到主上升气流区继续长大, 这种不断的循环过程最终导致较大冰雹的产生。

值得注意的是, 从模拟结果看, 地面的降雹主要来源于这种次级单体, 由于次级单体中, 上升气流比主上升气流弱得多, 因此冰雹不可能长得很大。这也许是美国科罗拉多地区不易观测到大冰雹(大于 2 cm 以上)的可能原因。

参 考 文 献

- 1 Foote, G. B., A study of hail growth utilizing observed conditions, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1984, **23**, 84~101.
- 2 Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville, Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1983, **22**, 1065~1092.
- 3 Farley, R. D., Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part II: The role of low density riming growth in hail production, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1987, **26**, 234~254.
- 4 Nelson, S. P. and N. C. Knight, The hybrid multicellular supercellular storm—an efficient hail producer Part II: General characteristics and implications for hail growth, *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**, 2060~2073.
- 5 Rasmussen, R. M. and A. J. Heymsfield, Melting and shedding of graupel and hail. Part II: Sensitivity study, *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**, 2764~2782.

- 6 Browning, K. A. and G. B. Foote, Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1976, **102**, 499~533.
- 7 Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35**, 1070~1096.
- 8 Orville et al., On the origin of ice in strong convective cells, Preprints Conf. Cloud Physics, San Francisco, CA, *Amer. Meteor. Soc.*, 1990, 16~20.
- 9 Farley et al., Numerical simulation of hail formation in the 28 June 1989 Bismark thunderstorm, 75th Conference on Cloud Physics, 1995, 298~303.
- 10 黄美元、徐华英, 云和降水物理, 北京: 科学出版社, 1999, 173~186.
- 11 孔凡铀, 冰雹云三维数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1991, 9~10.
- 12 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.
- 13 洪延超, 三维冰雹云催化数值模式, *气象学报*, 1998, **56**(6), 641~653.
- 14 胡志晋、何观芳, 积云微物理过程的数值模拟 (一) 微物理模式, *气象学报*, 1987, **45**(4), 467~482.
- 15 许焕斌等, 二维冰雹云数值模式, *气象学报*, 1988, **46**(2), 227~236.
- 16 Farley, R. D. and H. D. Orville, Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth, Part I: Preliminary model verification and sensitivity test, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1986, **25**, 2014~2035.
- 17 Berry, E. X., Cloud droplet growth by collection, *J. Atmos. Sci.*, 1967, **24**, 688~701.
- 18 Cheng, L. and M. English, A relationship between hailstone concentration and size, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 204~213.
- 19 Kovetz, A. and B. Olund, The effect of coalescence and condensation on rain formation in a cloud of finite vertical extent, *J. Atmos. Sci.*, 1969, **26**, 1060~1065.
- 20 郭学良, 三维强对流云的冰雹形成机制及降雹过程的分档数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1997.
- 21 Guo Xueliang, H. Niino and R. Kimura, Numerical modeling on a hazardous microburst-producing hailstorm, *Towards Digital Earth — Proc. of the International Symposium on Digital Earth*, Vol. 1, Beijing: Science Press, 1999, 383~398.
- 22 Guo Xueliang, H. Niino and R. Kimura, Numerical Simulation of a microburst-and hail-producing storm on 8 September 1994 in Saitama Prefecture, Proc. of 4rd Symposium on Environmental Fluid Mechanics of Japan Soc. Fluid Mech., 1999, 501~502.
- 23 Guo Xueliang, H. Niino and R. Kimura, Three-dimensional simulation of Saitama microburst-producing storm on 8 September 1994, Proc. of Autumn Meeting of Meteor. Soc. Japan, 1999, **76**, 243.
- 24 Guo Xueliang, H. Niino and R. Kimura, Numerical Simulation of a downburst-producing intense convective storm: Some preliminary results, Preprints RIMS Symposium on Mathematical Aspects of Thermal Convection Dynamics: Structure of Flow Fields, Research Institute of Mathematical Science, University of Kyoto, Japan, 1999, **1115**, 165~180.
- 25 Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, Xiao Hui and Lei Hengchi, A three-dimensional numerical simulation of structure and evolution of a multi-cellular hailstorm, *Chinese J. Atmos. Sci.*, 2000, **24**, 51~58.
- 26 Huang Meiyuan, Guo Xueliang, Xiao Hui and Zhou Ling, Three-dimensional hail category numerical simulation of hail formation processes, Proc. of 13th International Conference on Clouds and Precipitation, Reno, Nevada USA, 2000, **2**, 1057~1060.
- 27 Foote, G. B. and C. G. Wade, Case study of a hailstorm in Colorado, Part I: Radar echo structure and evolution, *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**, 2826~2846.
- 28 Heymsfield A. J., A. R. Jameson and H. W. Frank, Hail growth mechanisms in Colorado storm Part II: Hail formation process, *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**, 1779~1807.
- 29 Foote, G. B. and H. W. Frank, Case study of a hailstorm in Colorado Part II: Airflow from triple-Doppler measurements, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 686~707.

A Study of Three-Dimensional Hail-Category Hailstorm Model Part I: Model Description and the Mechanism of Hail Recirculation Growth

Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao,
Xiao Hui and Zhou Ling

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

Abstract To improve unreasonable descriptions with hail / graupel parameterizations in the current hail / graupel parameterization cloud models due to assumptions of an inverse exponential size distribution of hail / graupel, mass-weighted mean terminal velocities of growth rates of hail / graupel and not conservation of number concentrations in conversions from one hydrometeor type to another, developed in this study is a three-dimensional compressible non-hydrostatic hailstorm model including bulk cloud water, bulk cloud ice, bulk rain water, bulk snow, and discrete mass categories of hail / graupel as well as more than 37 kinds of detailed microphysical processes such as condensation and accretion. The model results can provide detailed information about growth and distribution of hail / graupel previously not available. The studies are divided into three parts: model description and the mechanism of hail recirculation growth, characteristics of hail size category distribution, production and growth of hail in hail category model. As the first part, this paper includes model development and a case study of the mechanism of recirculation growth of hail in a multi-cellular storm.

Key words: hail-category model; multicellular storm; hail recirculation growth

A Study of Three-Dimensional Hail-Category Hailstorm Model Part I: Model Description and the Mechanism of Hail Recirculation Growth

Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao,
Xiao Hui and Zhou Ling

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

Abstract To improve unreasonable descriptions with hail / graupel parameterizations in the current hail / graupel parameterization cloud models due to assumptions of an inverse exponential size distribution of hail / graupel, mass-weighted mean terminal velocities of growth rates of hail / graupel and not conservation of number concentrations in conversions from one hydrometeor type to another, developed in this study is a three-dimensional compressible non-hydrostatic hailstorm model including bulk cloud water, bulk cloud ice, bulk rain water, bulk snow, and discrete mass categories of hail / graupel as well as more than 37 kinds of detailed microphysical processes such as condensation and accretion. The model results can provide detailed information about growth and distribution of hail / graupel previously not available. The studies are divided into three parts: model description and the mechanism of hail recirculation growth, characteristics of hail size category distribution, production and growth of hail in hail category model. As the first part, this paper includes model development and a case study of the mechanism of recirculation growth of hail in a multi-cellular storm.

Key words: hail-category model; multicellular storm; hail recirculation growth