

强降水云物理过程的三维数值模拟研究^{*}

肖 辉 王孝波^{**} 周非非 洪延超 黄美元

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 利用改进的三维完全弹性强对流云模式, 模拟了 1998 年 7 月 21 日晨发生在武汉附近的特大暴雨个例, 结果显示, 该模式模拟得到的降雨量与实测接近, 计算得到的雷达回波强度最大值也与实际观测相一致, 说明该模式对实际对流性强降水具有较好的模拟能力。在此基础上, 通过冷云和暖云两种不同情况的比较分析, 研究了云微物理过程在强降水形成过程中的作用。模拟结果表明, 详细云物理过程的考虑对深入理解武汉这次强降水的形成过程是有意义的。该个例雨水的形成主要是暖雨过程, 冰相微物理过程对该对流性强降水过程的发展和演变有重要的促进作用。在形成雨水的冷相过程中, 霰的融化及其在 0℃层下碰并云水形成雨水的过程是主要的。模式云在 0℃层附近存在明显的雷达回波亮带, 亮带中间含有强回波核和及地下挂回波。分析表明, 这种强回波核和地下挂回波的产生主要是由于冰相粒子在 0℃层融化形成的, 融化的冰相粒子与云滴碰并又加速雨水的产生。在这些融化的冰相粒子中, 贡献最大的是霰粒。文中还分析了该强降水暴雨云维持长时间强降水的云物理机制。在低层大气温暖高湿和环境风切变有利条件下, 倾斜上升气流和下沉气流之间的准稳态结构可能是暴雨强降水得以长时间维持的重要原因。

关键词: 强降水; 云物理过程; 雷达回波亮带; 三维数值模式

文章编号 1006-9895 (2004) 03-0385-20 **中图分类号** P426. 5⁺¹ **文献标识码** A

1 引言

1998 年夏季发生在长江中下游地区频繁的强降水给当地工农业生产和人民生命财产造成了极大的损失, 这是该地区 1954 年以来发生的最大的洪涝灾害损失。例如, 仅 1998 年 7 月 20~22 日连续两天的特大暴雨就使湖北省经济损失达 73 亿元之巨^[1]。洪涝灾害过后, 针对这场强降水系统发生的原因、过程和机理先后进行了许多研究^[2~9], 表明这次暴雨强降水是对流性的, 是多种尺度天气系统综合作用的结果。这些研究大多从气候、大气环流、天气学、中小尺度动力学和中尺度数值模拟等方面进行的, 而对这种暴雨云产生强降水的详细云物理过程的研究还很少。现有的中尺度暴雨预报模式大多考虑比较简单的云和降水物理过程, 也使得其很难深入了解这场局地特大暴雨产生的内在物理过程。

1998 年 7 月 21 日凌晨在武汉地区突然发生 1 h 内局地降雨量高达 107.6 mm, 并持续 3 天、雨量高达 458 mm 的大暴雨和特大暴雨过程^[6]未能预报出来。赵思雄等^[4]在

2002-10-30 收到, 2003-03-10 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究规划项目 G1998040907-02-03、国家“十五”科技攻关计划 2001BA610A-06-05 专题、国家自然科学基金资助项目 40175001 和中国科学院大气物理研究所创新基金领域前沿项目 8-4605 共同资助

^{**} 现工作单位: 广东省防雷中心

后来的分析研究中指出,在“二度梅”期间,造成武汉这次强暴雨灾害的原因可能是尺度较小的 β 中尺度强对流性天气系统在局地短时间内引发的。最近,贝耐芳^[7]和程麟生等^[8]分别用 ARPS 和 MM5 中尺度模式对这次强降水过程进行了数值模拟,研究了中尺度系统的发生、发展过程及其结构。贝耐芳^[7]还讨论了水汽辐合、辐散对系统发生、发展,以及局地地形对暴雨落区的影响。贝耐芳和赵思雄^[10]的分析表明,除了有利的大尺度背景场(风的水平切变、对流不稳定和水汽条件等)外, β 中尺度天气系统的发生发展是造成 1998 年 7 月 20~22 日期间强降水的直接原因,而且这种系统的发生发展具有很强的局地性和突发性。张小玲等^[11]的分析也指出,1998 年 7 月 21 日发生在武汉地区的这场突发性特大暴雨是 β 中尺度天气系统强烈发展引起的。在暴雨发生前,该系统在武汉地区停滞少动数小时,积聚了大量的可降水量,引发了这场突发性特大暴雨。他们进一步给出了这场突发性特大暴雨的 β 中尺度对流系统发生的一个概念模型。张小玲等^[11]和郑新江等^[12]分析了武汉地区“98.7”连续性暴雨的 GMS-5 卫星水汽图像结构。陶诗言等^[13]还利用热带测雨卫星(TRMM)资料分析了 1998 年 7 月 21 日 05:40(北京时,下同)武汉及其附近地区梅雨锋中的降水系统结构,指出该强降水系统是由一系列自西向东移动的 γ 中尺度和 β 中尺度对流性降水塔组成的,这些对流塔发展很深厚,水平尺度可达几十公里。王孝波等^[14]对这个武汉强降水云个例和陕西旬邑地区强降水云的形成特征作了初步的对比分析。雷恒池等^[15]利用云微物理过程,采用单参数粒子谱方案的三维强对流云模式,对这次过程的积云动力学特征以及近地层散度场、水汽通量等对积云降水发展、维持的贡献进行了研究,指出特殊的大气温、湿层结配置是这次强降水对流云发生的主要原因和强降水积云长时间维持的能量来源。然而,对武汉这次强降水发生发展的云物理过程仍需要进行深入的分析研究。

为此,本文利用最近发展的云和降水微物理过程采用双参数粒子浓度谱方案的三维完全弹性强对流云模式,对 1998 年 7 月 21 日晨发生在武汉附近的特大暴雨个例进行模拟,以期从云微物理学角度研究这次特大暴雨形成的云物理过程及其对暴雨形成的影响,并分析研究积层混合云中雷达亮带形成的过程和原因以及该强降水长时间维持的云物理机制。

2 三维强对流云物理数值模式

本文所用模式为中国科学院大气物理研究所建立并发展的三维强对流云模式(简称为 IAP-CSM3D)。该模式的动力学框架是一个非静力可压缩的完全弹性方程组,采用双参数(即比含量 Q 和比浓度 N)粒子谱微物理方案,详细考虑了水汽、云水、雨水、冰晶、雪花、霰、冻滴和冰雹等 8 种水物质的微物理过程,并可根据需要通过开关参量的设置取舍后 5 种水成物及其微物理过程。该模式能较详细地描述云中各种粒子的形成、演变过程。有关该模式的详细介绍可参考文献[16~18]。本文运用云物理学方法,对该模式的过冷云滴数浓度和冰晶初始化过程进行了改进,使其更为合理。此外,冰晶的聚并系数 e_{ii} 则采用较新的研究成果。

2.1 模式方程组

云的动力学模式主要采用非静力可压缩的完全弹性方程组作为基本动力学框架,

并采用交错网格、时间分裂和质心跟踪等技术求解方程组。初始条件、边界条件和数值计算技术详见文献 [16]。

模式控制方程如下：

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi}{\partial X} &= D_u, \\ \frac{dv}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi}{\partial Y} &= D_v, \\ \frac{dw}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi}{\partial Z} &= g \left(\frac{\theta'}{\theta} + 0.608 Q'_v - Q_t \right) + D_w, \\ \frac{d\theta}{dt} &= D_\theta + S_\theta, \\ \frac{d\psi}{dt} &= \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho} \bar{V}_\psi \psi}{\partial Z} + D_\psi + S_\psi,\end{aligned}$$

其中， $\psi=[Q_x, N_y]$ ， Q 和 N 为比含量和比浓度，下标 $x=[v, c, r, i, s, g, f, h]$ ， $y=[r, i, s, g, f, h]$ ，分别代表微物理过程中所考虑的 8 种水物质，即水汽(v)、云水(c)、雨水(r)、冰晶(i)、雪花(s)、霰(g)、冻滴(f)和冰雹(h)。 Q_t 为总比含量 ($Q_t=Q_c+Q_r+Q_i+Q_s+Q_g+Q_f+Q_h$)， ρ 为空气密度。不考虑水汽和云水的沉降作用。 D 和 S 分别代表次网格尺度混合项及微物理过程源汇项。从可压缩流体质量连续方程

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{V} = 0,$$

可以推导出无量纲气压 Π 的扰动量 π 预报方程：

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

式中

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

c 为云中大气声速， $\bar{c}$ 为环境大气声速。其他各项符号的物理意义如文献 [16~18] 中所述。

2.2 云微物理过程参数化

在模式中采用双参数（比含量 Q 和比浓度 N ）粒子浓度谱微物理方案，考虑到本模式的多种用途，详细考虑了水汽、云水、雨水、冰晶、雪花、霰、冻滴和冰雹等 8 种水物质的微物理过程。微物理过程引自文献 [17, 18]。

2.3 过冷云滴的数浓度诊断方案和冰晶初始化过程的调整

在该对流云模式中，原来不管云水含量多少，云滴浓度 N_c 均取为常数（一般 $N_c=3 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ ），然而，当云体发展到高空云水较少时，云滴仍保持这样大的数浓度显然是不合理的。本文对此作了如下改进。

因云滴较小，在模式中云滴的平均直径 D_c 取为 $15.63 \text{ }\mu\text{m}$ ，相应质量 M_c 为 10^{-9} g ，则新的云滴浓度为 $N'_c=Q_c/M_c$ ，并且，当 $N'_c>N_c$ 时，取 $N'_c=N_c$ 。

当然，更为合理的方法应该是为云滴浓度 N_c 建立相应的预报方程。

当温度低于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 时，云中初始冰晶的产生一般考虑四个主要过程：（1）过冷水滴因浸没冻结核活化而冻结；（2）过冷水滴因与接触冻结核碰并而冻结；（3）水汽在凝华核

或凝结—冻结核上的非均相核化；(4) 当温度降到 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下时过冷水滴的均相核化。根据 Ovtchinnikov 等^[19]的理论研究，过程 (1) 的作用很小，可以不考虑。过程 (2) 已在文献 [17, 18] 中考虑了，这里不再重复。对过程 (3)，由于原模式中采用 Fletcher^[20]的活化冰核浓度公式，使得由此计算出的高空云中活化冰晶数浓度过高（达 $10^8\sim10^9\text{ m}^{-3}$ ），而且范围过大，这与许多观测事实^[21]不符。为此，本文参考 Ferrier^[22]的方法，按不同的温度范围使用 Fletcher^[20]、Huffman 等^[23]和 Meyers 等^[24]计算活化冰核浓度 N_{in} 的公式。

当温度 $268.15\text{ K} < T < 273.15\text{ K}$ 时，

$$N_{\text{in}} = N_{\text{in}0} \exp(b\Delta T) \left(\frac{S_i - 1}{S_{i0} - 1} \right)^{\beta},$$

这里， $N_{\text{in}0} = 6.53\text{ m}^{-3}$ 和 $b = 0.342\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ，取自游来光和石安英^[25]1963 年春季在北京的观测结果。 $\Delta T = 273.15 - T$ ， T 为云中温度（单位： K ）， S_i 是水汽对冰面的过饱和度， S_{i0} 是水汽对水面过饱和条件下的 S_i 。 β 为常数（ $\beta = 4.5$ ）。

当温度 $248.15\text{ K} < T < 268.15\text{ K}$ 时，

$$N_{\text{in}} = N_{\text{in}0} \exp[a + b(S_i - 1)],$$

这里， $N_{\text{in}0} = 10^3\text{ m}^{-3}$ ， $a = -0.639$ ， $b = 12.96$ ， S_i 是对冰面的过饱和度。

在对水面接近过饱和的条件下，Meyers 等^[24]的参数化公式，在较暖的温度区（ $T > 263.15\text{ K}$ ），可给出较高的活化冰核浓度，而 Fletcher-Huffman-Vali 的参数化公式^[20,23,24]，在较低的温度区（ $T < 253.15\text{ K}$ ）则产生出较高的活化冰核浓度。

在云内过冷水滴的均相核化冻结过程中，假定当温度降到 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时过冷水滴全部自然冻结。

2.4 冰晶聚并系数

冰晶之间的聚并系数(e_{ii})是雪花聚并长大过程的主要因子之一。这里采用范蓓芬等^[26]根据美国 Pre-STORM 计划观测资料分析得到的聚并系数依温度的经验公式：

$$e_{ii} = 10^{0.0633T_s + 0.235}, \quad \text{当 } 260.15\text{ K} < T < 273.15\text{ K}.$$

在温度更低的大气层，仍然按照 Cotton 等^[27]的方法采用如下公式：

$$e_{ii} = \min(10^{0.035T_s - 0.7}, 0.2), \quad \text{当 } T < 260.15\text{ K}.$$

这里 $T_s = T - 273.15$ ， T 为冰晶表面温度。范蓓芬等^[26]利用 RAMS 模式对不同的聚并系数对冰相微物理过程的效应作了敏感性数值试验，结果表明，根据上述公式模拟得到的对流云系统的微物理结构更合理。

2.5 模式初始化和对流启动方式

本文用单点探空构造水平均匀的模式初始场。方法是根据地面和高空各层的气压、温度、露点和风向、风速经插值并诊断出各模式层上的空气密度、无量纲气压、位温、比湿、风速分量等模式所用的初始值。本文模拟域水平尺度长宽均取 36 格点，垂直取 38 格点，水平和垂直格距分别为 1000 m 和 500 m。用 i 、 j 、 k 分别表示向东、向北和向上的 X 、 Y 、 Z 轴上格点序列。整个模式域随云体的质心水平移动。模式计算的时间步长取 10 s，而对于计算含声波项的时间步长则用 2 s。整个模拟时间为 120 min。

对流云激发因素很多，目前尚无满意的模式初始扰动模型，因此本文仍采用湿热泡扰动方式激发初始对流云，即在模拟域低层加一水平半径为 16 km 和 $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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。湿热泡内位温偏差由下式确定：

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

水汽混合比由下式给出：

$$Q_v = Q_{v0} + (Q_{vs} - Q_{v0}) \cos^2 \frac{\pi}{2}\beta,$$
$$\beta = \left[\left(\frac{X - X_c}{X_r} \right)^2 + \left(\frac{Y - Y_c}{Y_r} \right)^2 + \left(\frac{Z - Z_c}{Z_r} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}},$$

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，取为 $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。 Q_{vs} 、 Q_{v0} 分别为饱和混合比和初始水汽混合比。由于本文个例大气层结低层很潮湿，模式仅给出位温初始扰动即可启动对流。

3 强降水的模拟

3.1 强降水个例的概况

1998 年 7 月 20 日到 22 日长江流域一直维持着一条切变线，在这条切变线上有低压发展并维持稳定，长江流域处于西南低空急流的西北侧，武汉则处于西南低空急流的最大风速处，低空急流带稳定维持，水汽源源不断的输送到暴雨区^[1]。因此，在 7 月 20 日 20 时至 22 日 20 时，湖北省发生了一次持续性特大暴雨过程。过程总雨量分布很不均匀，局地雨量极大，维持时间较长。这次降雨主要集中在该省东南部，暴雨中心位于黄石市和武汉市，最大累积分别达到 499 mm 和 457 mm，而其他地区雨量不大^[9]。两天来持续性特大暴雨造成武汉市和黄石市等地外洪内涝，湖北省遭受了巨大的经济损失。贝耐芳^[7]分析表明，强降水系统发生主要在低层辐合和高层辐散区域内，水汽通量辐合值很大。

本文主要对 7 月 21 日早晨发生在武汉市的特大暴雨过程进行较详细的三维强降水云物理数值模拟研究，所用探空为武汉市汉口探空站 7 月 21 日早晨 08：00 探空，并参考 05：00 地面状况作适当调整（图 1）。由图 1 可见，在近地层风随高度顺转并增强，表明汉口上空近地层为暖平流控制。从 850 hPa 的 NE 风 10 m s^{-1} 到 700 hPa 逆转为 NW 风 14 m s^{-1} ，表明汉口上空有冷空气活动。 0°C 层约在 5.7 km 高度，929～500 hPa 的中低层大气层结很潮湿，相对湿度在 90% 以上。从 918 hPa 到 276 hPa 的气层有弱对流不稳定。Showalter 指数（SI）为 -1.2 ，K 指数为 40.1，总指数 TI（total index）为 41.8，抬升指数（LI）为 -2.1 。对流有效位能（CAPE）为 584.5 J kg^{-1} ，对流抑制有效位能（CIN）仅为 -2.9 J kg^{-1} 。根据探空曲线可以得到 θ_{se} 随高度变化的廓线（图略）可见，地面 θ_{se} 为 358.9 K，500 hPa 达到极小值为 347.9 K， $\Delta\theta_{se}$ 达到 -11 K 。这些指数和参数均表明当地有大片强烈暴雨云发生。根据实际观测^[6,28]，当天早晨强降水大约从 5：30 开始，持续了 2～3 h，造成武汉地区当日第一次雨峰。此次强降水过程中，武汉市汉口气象站实测 06：00～07：00 正点 1 小时雨量为 88.4 mm^[1]，滑动

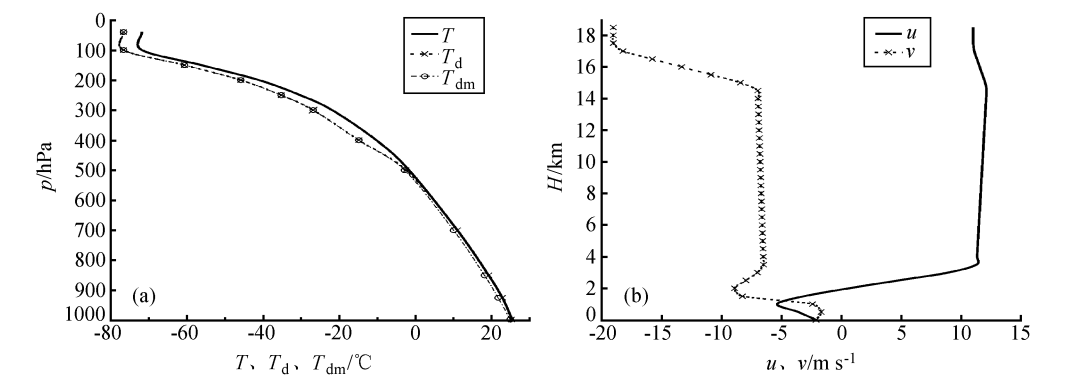


图1 1998年7月21日08:00时武汉的温度廓线和风廓线
(a) 温度 T (实线)、露点 T_d (圆虚线)和调整后的露点 T_{dm} (叉虚线)廓线;
(b) 风廓线 u (实线)、 v (叉虚线)分量

1 小时雨量最大值为 107.6 mm, 10 min 雨量最大值为 22 mm^[9]。

3.2 模式暴雨云的宏观结构

图2给出模拟暴雨云总含水量 ρQ_t 分别在 X 轴和 Y 轴方向上通过总含水量中心($X=18, Y=18$)的垂直剖面。图3是5 km高度上模拟暴雨云各时刻的 ρQ_t 水平分布。表1列出冷云和暖云(即在模式中关闭冰相过程)算例的一些主要参量。

从模拟结果来看,云水(Q_c)在1 min时开始在3.5 km高度上出现,雨水(Q_r)在9 min时开始出现,高度为4.5 km。10~12 min时霰(Q_g)、雪花(Q_s)和冻滴(Q_f)相继出现,高度为6.5~7.5 km。从微物理过程上看,雨水最初通过云水的自动转换过程产生,霰、雪花和冻滴则由云雨水冻结和在冰核上凝华产生。14 min时冰晶(Q_i)开始出现在8 km高度上。13 min时雨水在模式域中部开始及地,产生降水。

由表1可看到,模式冷云中云水含水量峰值最先出现,接着是雨水、霰、雪花和

表1 模式冷云和暖云的主要参量

参量	冷云	暖云	参量	冷云	暖云
云水含量 Q_c 峰值/ g m^{-3}	2.42	2.42	上升速度 W_u 峰值/ m s^{-1}	5.7 / 7.1	5.7 / 6.8
Q_c 峰值出现的时间/min	9	9	W_u 峰值出现的时间/min	11 / 64	11 / 64
雨水含量 Q_r 峰值/ g m^{-3}	6.30 / 6.90	6.10 / 6.50	下沉速度 W_d 峰值/ m s^{-1}	-2.2 / -2.8	-2.2 / -2.8
Q_r 峰值出现的时间/min	30 / 73	28 / 72	W_d 峰值出现的时间/min	20 / 94	22 / 94
冰晶含量 Q_i 峰值/ g m^{-3}	0.05	—	瞬时雨强 I 峰值/ mm h^{-1}	124 / 144	120 / 134
Q_i 峰值出现的时间/min	56	—	I 峰值出现的时间/min	32 / 76	31 / 80
雪含量 Q_s 峰值/ g m^{-3}	0.10	—	降水开始时间/min	13	13
Q_s 峰值出现的时间/min	54	—	最大云顶高/km	11	8.5
霰含量 Q_g 峰值/ g m^{-3}	1.43 / 1.42	—	120 min 总降水量/kt	33196	30434
Q_g 峰值出现的时间/min	34 / 62	—	固态降水所占的比例/%	<0.1	0
冻滴含量 Q_f 峰值/ g m^{-3}	0.26 / 0.42	—			
Q_f 峰值出现的时间/min	15 / 87	—			

注:斜杠左、右的数字分别表示该参量有第一和第二峰值及对应的出现时间。

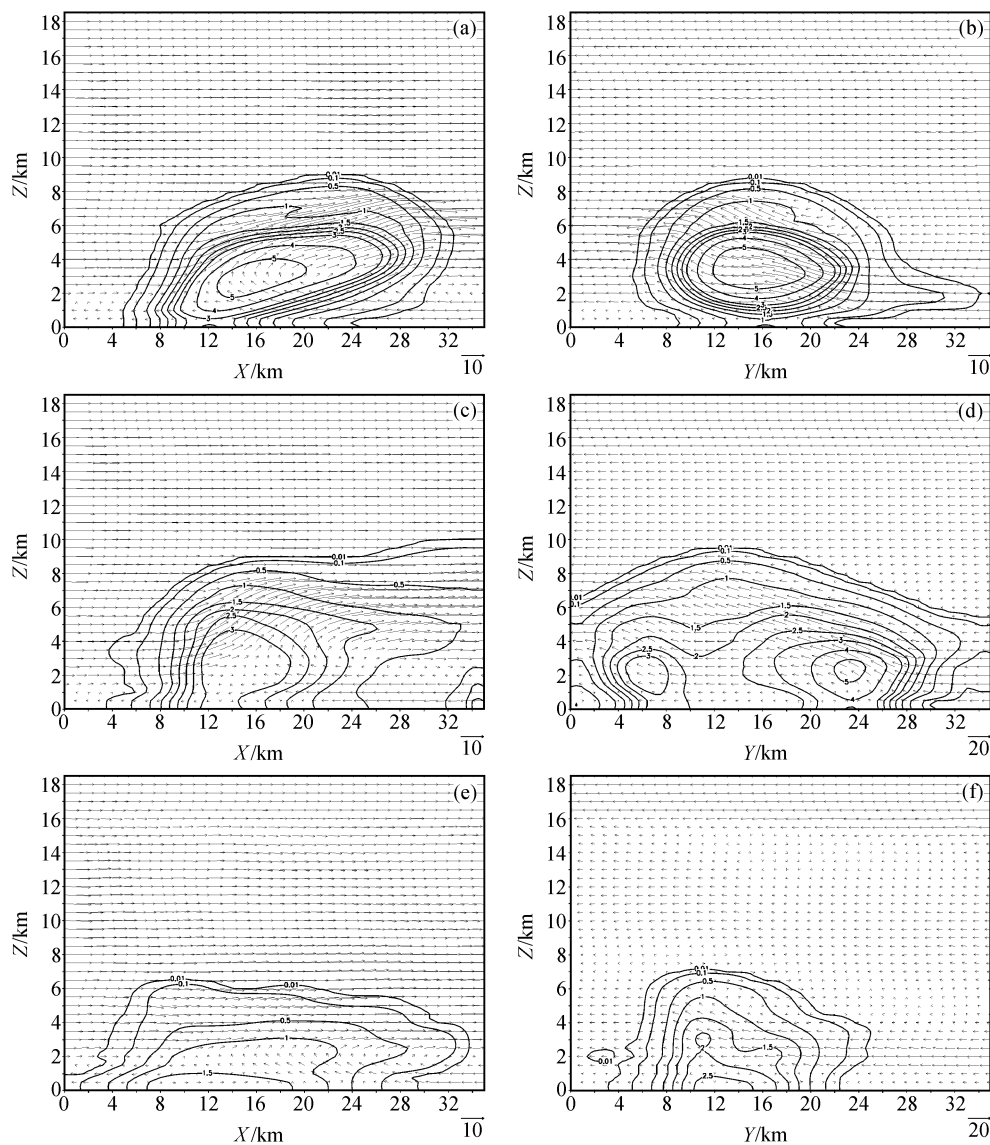


图2 模拟暴雨云总含水量中心垂直剖面结构随时间的演变

(a) 20 min, XZ 剖面, $u-w$ 合成风矢量; (b) 20 min, YZ 剖面, $v-w$ 合成风矢量;
(c) 50min, XZ 剖面, $u-w$ 合成风矢量; (d) 50 min, YZ 剖面, $v-w$ 合成风矢量;
(e) 100min, XZ 剖面, $u-w$ 合成风矢量; (f) 100 min, YZ 剖面, $v-w$ 合成风矢量

冻滴, 冰晶含水量峰值出现较晚且值较小。云中最大总含水量(Q_t)约为 10 g m^{-3} , 雨水含量为 6.9 g m^{-3} , 并且都出现在云体下部, 这一点与一般的暴雨云结构类似。作为对比, 在仅考虑暖云过程的情况下, 雨水含水量峰值比冷云小 0.4 g m^{-3} , 云中最大总含水量仅为 7.8 g m^{-3} , 可见, 冷云微物理过程对雨水含水量峰值无太大影响, 但对总含水量却有明显影响, 使得总含水量较大增加。

从模拟暴雨云(冷云)总含水量垂直剖面随时间的演变上看, 20 min 时总含水量中心位于 $2\sim4\text{ km}$ 高度上(图 2a、b), 主要是由雨水组成的。随着云的发展和降水不

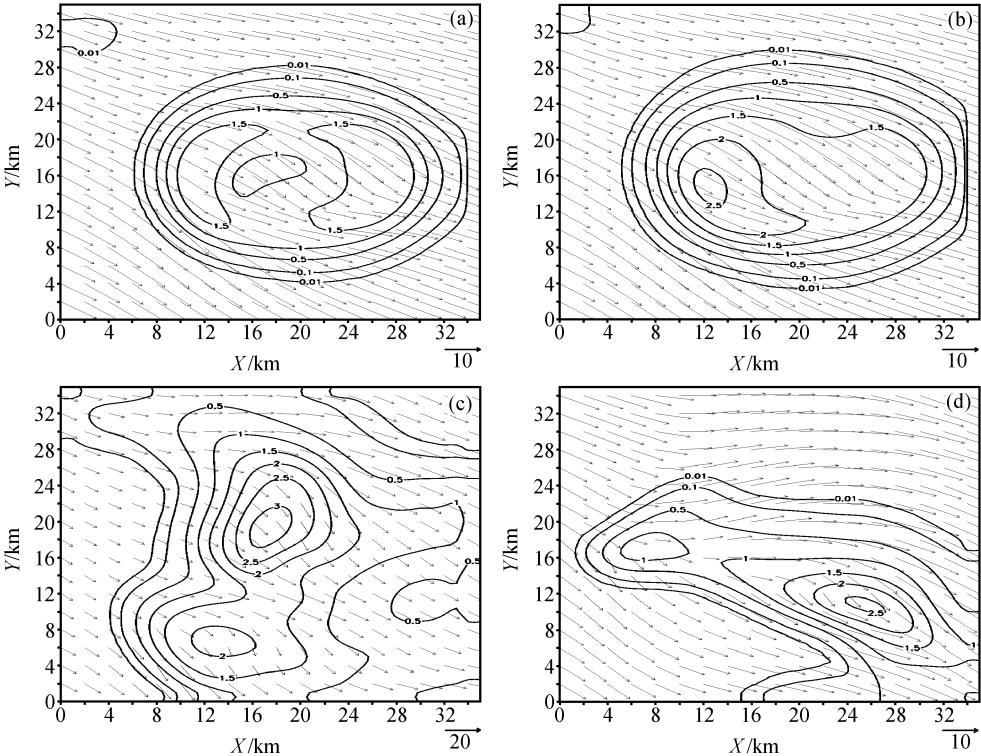


图 3 5 km 高度上模拟暴雨云总含水量水平分布随时间的演变 ($u-v$ 合成风矢量)
(a) 26 min; (b) 30 min; (c) 60 min; (d) 95 min

断的进行，模式域中部云体下方出现下沉气流，导致云体中部总含水量分布下塌。模式中部低层向北的出流与环境风相向而产生较强的局地辐合抬升，结果在模式域的北侧激发出新的对流中心，而南侧的对流中心相对弱一些。在 50 min 时云体下部分裂成南北两个含水量中心，而上部云体仍连成一体。两个强中心相距约 20 km，主要出现在 2~3 km 高度上，表明该暴雨云主要由液态含水量构成，此时云顶高达 10 km（图 2c、d）。该高度与前面所述的实际观测的雷达回波顶高相当。在 40~100 min，北侧含水量中心维持在 $4\sim6\text{ g m}^{-3}$ ，南侧含水量中心维持在 $2.5\sim4\text{ g m}^{-3}$ 。以后，随着云体的逐步发展，南侧强中心逐渐向南移出模式域。100 min 后云体又重新发展。

从总含水量水平分布（图 3）可看到，在 5 km 高度上，含水量中心的强度和位置随时间变化很大。在云发展初期，云中高含水量区位于云的中心。由于降水的拖曳作用，高含水量区在 26 min 时首先分裂为东西两个较弱的中心，4 min 后东面的中心减弱，西面的中心加强，这是模式云出流与环境西北风共同作用的结果。60 min 时，在该中心的南侧又激发、形成一个新的中心，并且加强后成为南北两个强中心。到 95 min 时，南侧的强中心移出模式域，域中只剩下北侧的强中心。一段时间后该中心又分裂成东西两个较弱的中心。

暖云情况（即不考虑冰相过程）时云体发展和冷云情况相似，仅在云体发展中后期含水量中心值略小于冷云情况，这里不再详细描述。

图 4 给出了云中最大上升气流速度 w_u 和下沉气流速度 w_d 随时间的变化曲线，结

合垂直剖面图（图 2）可见，在低层高湿的大气环境中，随着云中凝结潜热的释放，云中上升气流速度在 11 min 时就达到第一个极大值，大小为 5.7 m s^{-1} ，此时云顶高度为 7 km。15 min 内云体迅速地长高到 9 km 以上，并且水平范围增大。随着地面降水的出现，云中上升气流速度维持在相对稳定的范围内，在 50 min 左右云顶达到最大高度 11 km，上升气流速度为 5.9 m s^{-1} ，在 60~65 min，达到最大值 7.1 m s^{-1} 。之后，云中上升气流速度逐渐减小。85 min 后，云体迅速减弱，下沉气流增强，并在 95 min 左右达到极值。100 min 后由前面云体的下沉气流又激发出新的对流。

总的来看，武汉这次强降水的特点是，云中上升气流并不大，云发展并不很高。因为中低层大气很潮湿，降水主要通过中低层水汽的凝结、自动转化及碰并增长形成。雨水量很大，降水的阵性也不明显，但维持时间很长。这与一般的对流性风暴云^[29]相比有显著的不同。

3.3 地面降水量的变化及其与实况的比较

图 5 给出了模式云地面 10 min 雨量分布随时间的变化。在模拟开始的第一个 10 min 内，云体处于初始发展阶段，地面没有降水产生。在 10~20 min 时，地面开始出现降水，10 min 雨量中心值 $>1\text{ mm}$ ，雨区范围为 $14\text{ km}\times 17\text{ km}$ （图 5a）。在中上层西北风的推动下，云体向东南方向移动并发展，地面雨区进一步扩大，强度增大。20~30 min 时雨量 $>10\text{ mm}$ 的区域近似为圆形，面积达到 100 km^2 。到 30~40 min 时，随着云的发展和中心区域降雨产生下沉气流和出流的作用，云体中心分裂为南北两个（图 2d），地面对应出现南北两个 15 mm 的降雨中心（图 5b），而且两个中心的南北距离在增大。到 40~50 min 时，南北两个 15 mm 地面降雨中心强度略微有所减弱。从 50~60 min 开始，降水又有新的发展，地面降水范围已扩大到几乎整个模式域，在中层西北风气流的作用下，北部的降雨中心强度已增大到 20 mm，这个强度一直维持到 90 min，而南部的降雨中心范围和强度在 60~80 min 时没有太大变化，但中心位置逐渐向南移。从 70~80 min 开始，南部的降雨中心范围和强度逐渐减弱，中心位置逐渐从南边移出模式域（图 5c、d）。由于模拟域是随风暴质心位置而水平移动的，因此，从 90~100 min 开始，模拟域内只剩下北部的降雨中心区，其范围和强度逐渐减弱（图 5e、f）。图 5g、h 分别给出了暖云情况下 40 min、80 min 时地面 10 min 雨量分布。与图 5b、d 相比较，不考虑冰相过程时（暖云），降水范围略比冷云的范围小，而且强度也比冷云弱一些，尤其是在南端的强降水区差别更加明显。

模拟的地面降雨从 13 min 开始，在 32 min 模拟域地面最大瞬时雨强达到第一个峰值 124 mm h^{-1} 。之后，最大瞬时雨强在 7 min 内迅速减弱到 78 mm h^{-1} 。显然，这个降水峰值是由对流云降雨造成的。40 min 之后转为积层混合云维持长时间持续性强降水，到 76 min 时达第二个峰值，也是模拟时间内的最大值，大小为 144 mm h^{-1} 。可

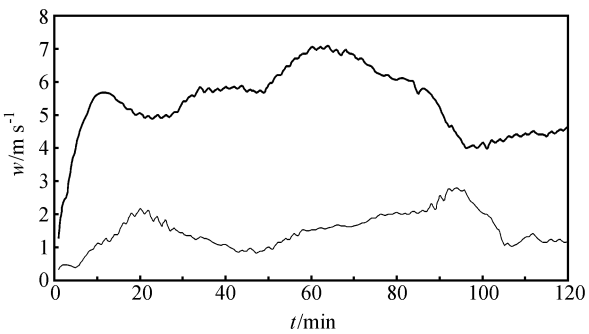


图 4 模拟云中最大上升速度(w_u ，粗实线)和峰值下降速度(w_d ，细实线)随时间 t 的变化

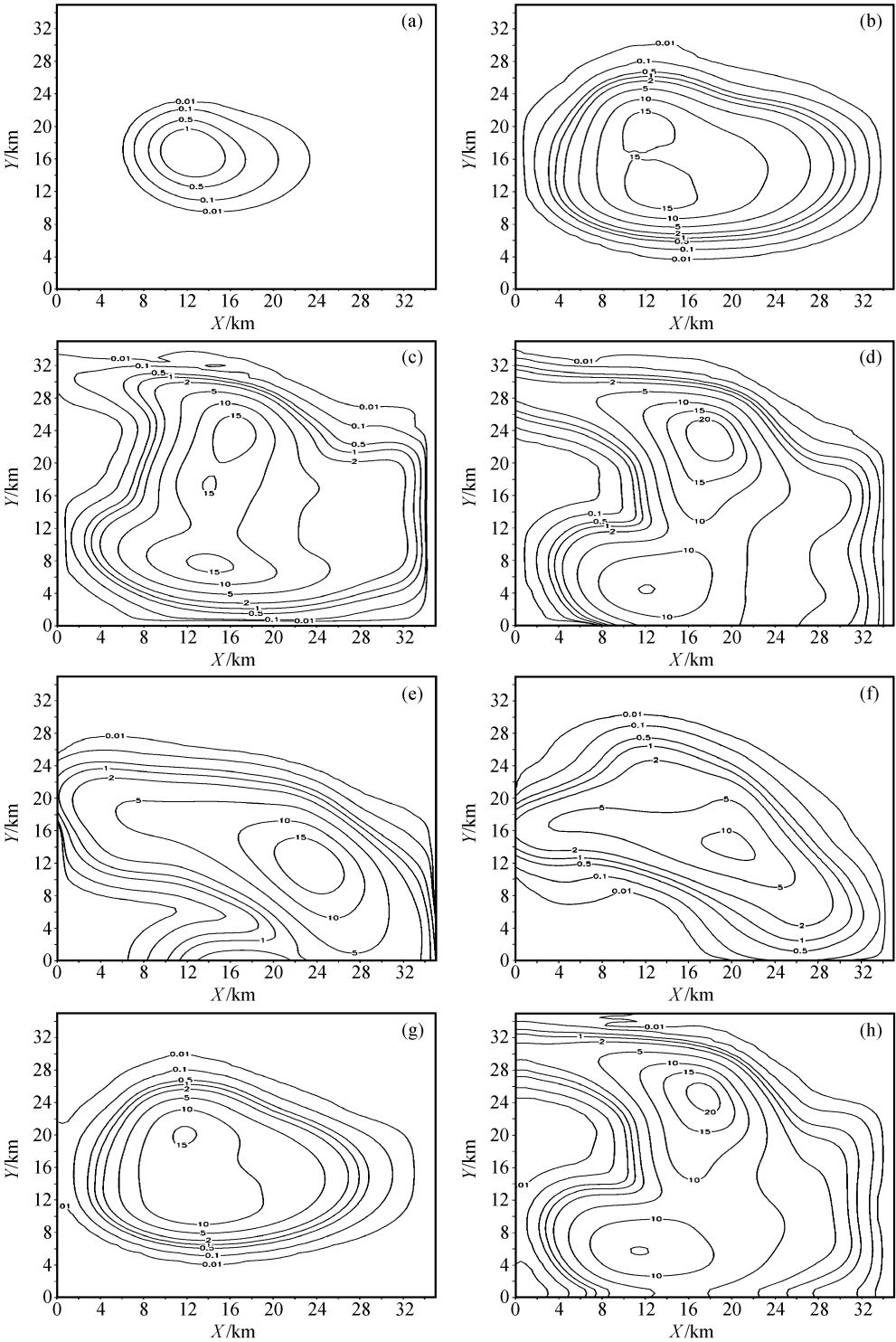


图 5 模式云地面 10 min 雨量分布随时间的变化

(a) 20 min, 冷云; (b) 40 min, 冷云; (c) 60 min, 冷云; (d) 80 min, 冷云;
(e) 100 min, 冷云; (f) 120min, 冷云; (g) 40 min, 暖云; (h) 80 min, 暖云

见，层云存在的情况下雨强比单纯的积云降水强度要大。为了与武汉市汉口站当天 05：30~07：30 观测的 10 min 降水量（图 6b）进行比较，将模式云地面瞬时雨强峰值每 10 min 平均一次，得到 10 min 累积雨量随时间的变化图（图 6a）。从图 6a 看到，本模式模拟出 10 min 雨量最大值达 23.7 mm 和滑动小时雨量最大达 121.9 mm 的强降水，与实测的 10 min 雨量最大值 22 mm 和武汉市汉口气象站滑动小时雨量最大值 107.6 mm 的结果^[9]很接近，表明本文所用的强对流云数值模式对对流性强降水量具有较好的模拟能力。当然，这里需要指出的是，由于计算机条件的限制，本文采用模拟域随云体的质心移动的方法进行模式模拟，以减少内存空间，因此，图 6a 给出的 10 min 降雨量并不完全等同于定点观测意义上的 10 min 降雨量，这也可能是模拟后期的 10 min 降雨量仍保持较大数值的主要原因。

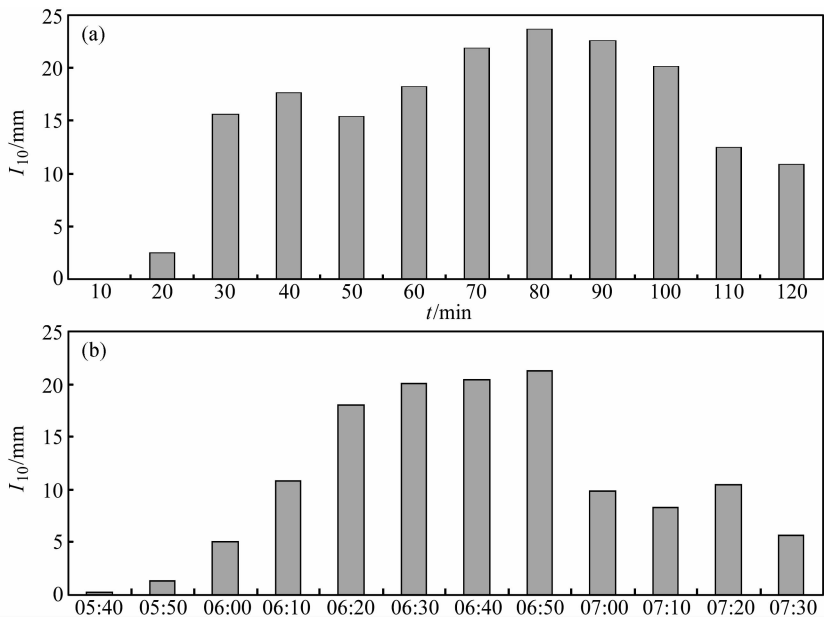


图 6 地面 10 min 累积降雨量 I_{10} 随时间的变化
(a) 模式模拟；(b) 1998 年 7 月 21 日 5：30~7：30 武汉市汉口气象站实测

表 2 给出了冷云和暖云情况 120 min 内最大的 10 min 雨强和各雨强段雨区的累积面积。综合表 1 和表 2 可以看出，模拟的冷云和暖云均从 13 min 开始产生降水，除了较小强度降水的面积是冷云比暖云稍小以外，冷云的降水强度和降水面积都比暖云的值大，并且降水强度越大，差别也越大。例如，冷云情况 10 min 降水强度大于 10 mm 的降水面积为 172 km²，而暖云情况的仅为 160 km²，相差为 7.5%；当降水强度大于 20 mm/10 min 时，二者有显著的差别，达到 40% 以上。比较冷云和暖云情况的 40 min 和 80 min 地面降水量分布（图 5b 与 g 比较，图 5d 与 h 比较）可见，冷云情况的强降水范围明显大于暖云情况。模拟结果进一步显示，冷云情况的 10 min 最大雨强为 23.7 mm，暖云情况不到 21 mm。在 120 min 的模拟时间内冷、暖云情况均存在两个降水强度峰值，冷云情况分别为 32 min 时的 124 mm h⁻¹ 和 76 min 时的 144 mm h⁻¹，暖云情况的两个峰值分别为 120 mm h⁻¹ 和 134 mm h⁻¹，均比考虑冷云情况的降水峰值小。冷云情况 120 min 地面累积降水总量为 33196 kt，而暖云过程为 30434 kt，冷云情况比暖

表 2 120 min 内 10 min 雨强的最大值 ($I_{10,max}$) 和各雨强段雨区的面积 (A)

算例	$I_{10,max}/$ mm (10 min)^{-1}	A / km^2			
		$>5 \text{ mm (10 min)}^{-1}$	$>10 \text{ mm (10 min)}^{-1}$	$>15 \text{ mm (10 min)}^{-1}$	$>20 \text{ mm (10 min)}^{-1}$
冷云	22	360	172	46	13
暖云	21	384	160	40	9

云情况的降水总量多了约 2700 kt，即增加 9%。由此可见，冰相微物理过程的考虑可使模拟降水的最大强度增大，尤其是使强降水的范围显著扩大。

3.4 雷达回波结构及其与实况的比较

模拟云的雷达回波在 8 min 时首先出现在云体中部 0℃层（高度 5.5 km）附近。随着时间的增加，回波向上和向下发展并增强，但强中心位置维持在 0℃层附近。20 min 时强回波中心达到 50 dBZ。图 7 给出了由模拟得到的雷达回波强度在 X 轴方向上通过总含水量中心（Y=17）的垂直分布和 5.5 km 高度上的水平分布。可以看到，模式云最大云顶达到 10 km，40 dBZ 回波的顶高在 8 km 左右，45 dBZ 顶高在 6.5~7 km，50 dBZ 顶高在 6.5 km，云中最大回波强度达到 55 dBZ，其顶高在 5.5~6 km（图 7c、e）。这些模拟云的雷达回波强度比一般观测到的梅雨锋积层混合云系最大回波强度^[30,31]大得多，但与观测事实相当吻合。在 7 月 21 日早晨暴雨期间，武汉实际观测^{①②}^[28]的雷达回波顶高约 9~11 km，水平尺度从 30 km×60 km 至 40 km×60 km，最大回波单体云宽约 30~60 km，38dBZ 的强回波顶高在 6~8 km，且强度大于 45 dBZ 的强回波区中心高度在 5~6 km，最大回波强度达到 55 dBZ。由此可见，本模式对实际的对流性强降水云的雷达回波强度也具有较好的模拟能力。

结合图 2，由图 7、8 还看到，模拟冷云的 50 dBZ 强回波区主要出现在 0℃层（高度 5.5 km 附近）及其以下大气层内，并与上升气流区有较好的对应关系。在 0℃层附近及其下约 2 km 范围模式云存在明显的雷达回波亮带（对应的回波强度>45 dBZ），亮带中间含有强回波核（对应的回波强度>50 dBZ），并且随着模拟时间的增长，从强回波核产生了及地下挂回波，表明该模拟云的雷达回波亮带存在不均匀结构。

黄美元等^[31,32]对梅雨锋云系的结构特征进行了观测分析，发现梅雨锋云系中存在不均匀亮带。洪延超等^[33]曾对造成梅雨锋云系中亮带不均匀性的原因和条件进行过理论探讨，认为这是由于其上方冰相粒子在下落到 0℃层后与融化区中的液态含水量的粘并造成的，但是在该理论分析中没有考虑云动力学、热力学和冰相粒子融化过程对亮带不均匀性的影响。因此，本文利用本模拟的产品对这个问题作进一步分析。图 9 给出由所有冰相粒子融化产生的雨水量（MLxr）累积分布，在 0℃层以下融化的冰相粒子与云水碰并而产生的雨水量（CLcxr）积分分布，以及在 0℃层以上雨水因冰核的活化及其与冰相粒子的碰并而减少的量（Bbr）累积分布。由图 9 清楚地看到，冰相粒子下落到 0℃层附近因融化产生大量雨水。在 60 min 由此累积产生雨水达 20 g m⁻³以上，90 min 达 30 g m⁻³。融化主要集中在 4~6 km 高度间的大气层内，强中心在 0℃层以下，

① 张家国、李德俊、王佑兵，9807 鄂东特大暴雨过程雷达回波分析，“1998 年特大暴雨（洪涝）学术研讨会”论文摘要汇编，中国气象学会，杭州，1999 年 10 月，215 pp.
② 杨洪平、吴翠红、万玉发，联合雷达和卫星定量反演 98.7 特大暴雨面累积量，“1998 年特大暴雨（洪涝）学术研讨会”论文摘要汇编，中国气象学会，杭州，1999 年 10 月，189~192.

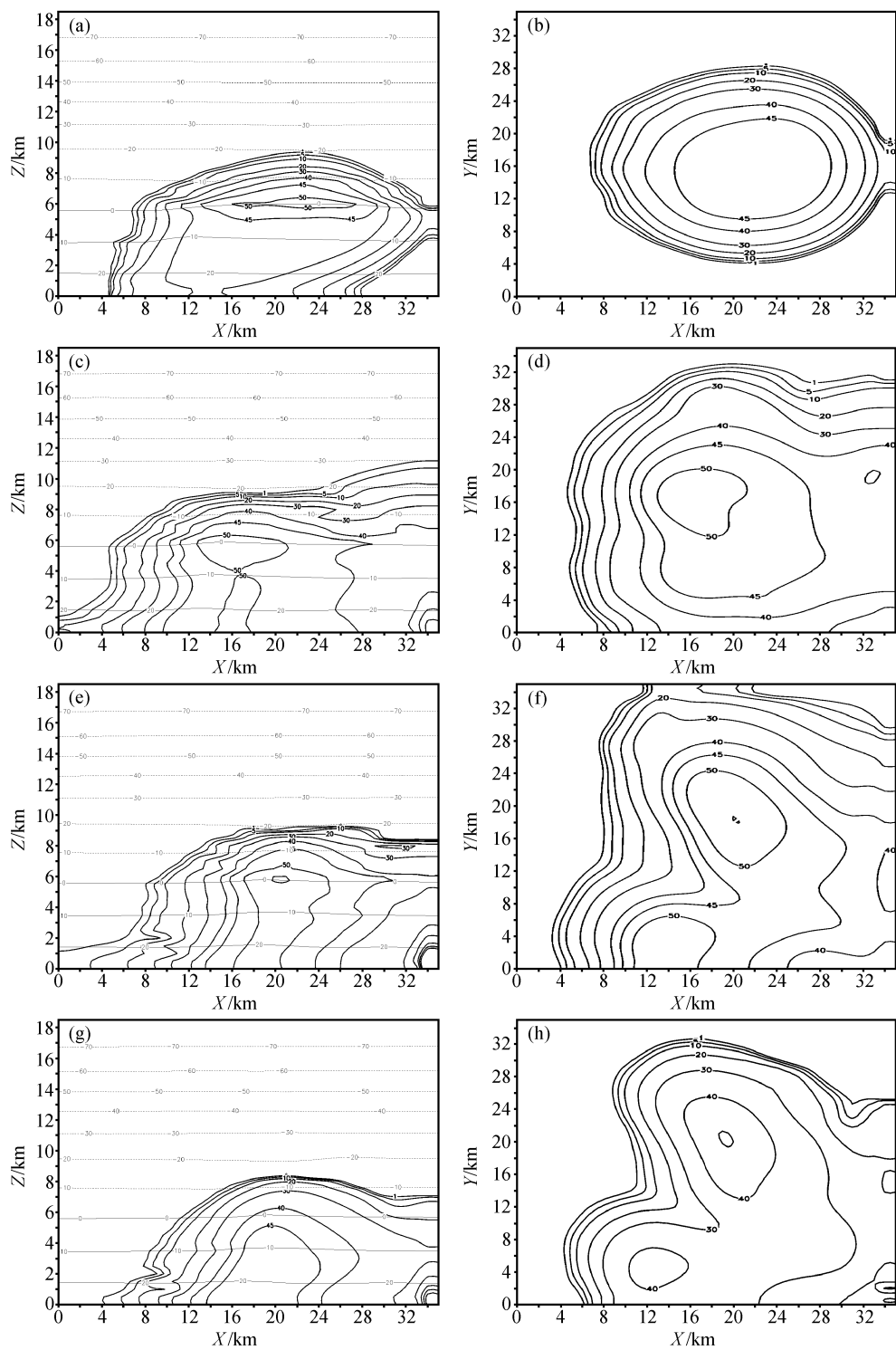


图 7 Y=17 km 处 XZ 剖面的雷达回波分布 (左列) 和 Z=5.5 km 高度上雷达回波水平分布 (右列)
(a) ~ (f) 为冷云情况, (g)、(h) 为暖云情况
(a)、(b) 为 20 min; (c)、(d) 为 55 min; (e)、(f) 为 80 min; (g)、(h) 为 80 min

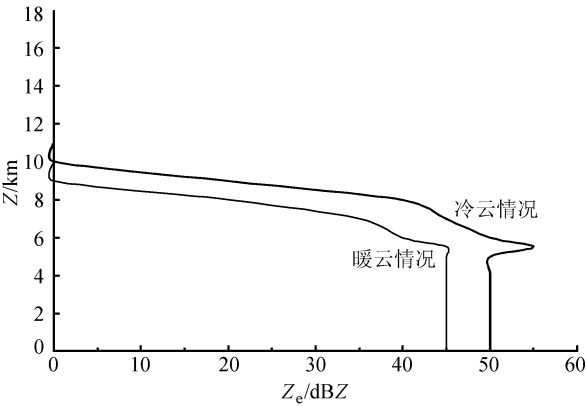


图 8 80 min 时雷达回波强度 Z_e 垂直分布

在水平面上融化粒子的分布也是不均匀的。由冰、液水相碰并而产生的雨水量 (CLcxr) 集中在这一层内, 但其累积产生量到 90 min 只达到 10 g m^{-3} , 远小于 MLxr 的累积量。雨水因冻结转化成冰相粒子而减少的量 (Bbr) 集中在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层之上的 2 km 范围内, 强中心位于 6.5 km 高度, 到 90 min 累积损耗量仅为 2 g m^{-3} 。

为了解雷达回波亮带是否与冰相过程有关, 我们还进行了数值试验, 发

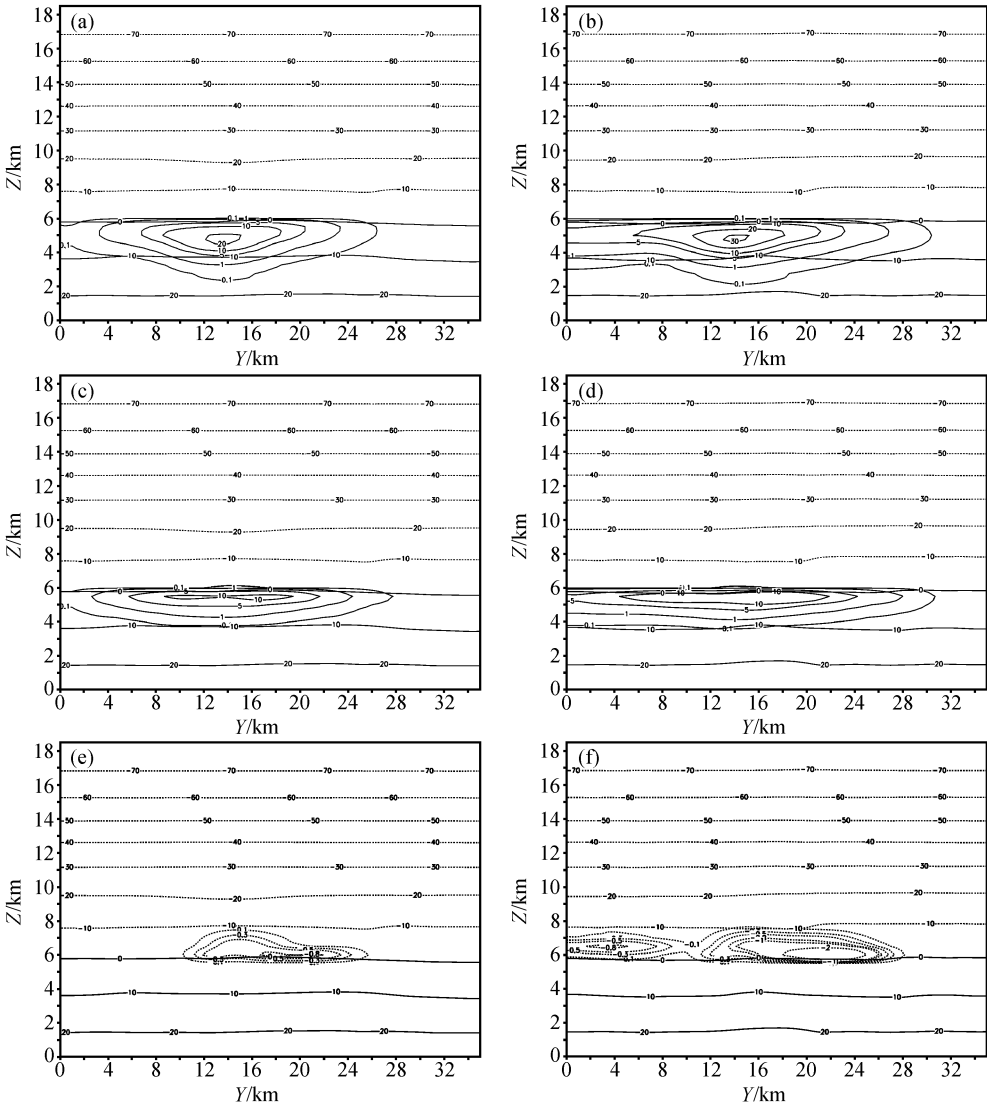


图 9 $X=17\text{ km}$ 处 YZ 剖面上雨水累积量的分布

(a)MLxr, 60 min; (b)MLxr, 90 min; (c)CLcxr, 60 min; (d)CLcxr, 90 min; (e)Bbr, 60 min; (f)Bbr, 90 min

现当模式中不考虑冰相过程的作用（即只有暖云微物理过程）时，模式云在 0℃层附近不存在雷达回波亮带结构，并且 0℃层的中心强度明显减小（图 7g、h 及图 8b）。因此，可以说，上述强回波核和下挂回波的产生主要是由于冰相粒子在 0℃层的融化以及融化粒子的水平分布不均匀造成的，而冰相粒子融化产生的雨滴与云滴碰并又加速雨水的产生，使得回波亮带进一步增强。

分析还表明，在这些融化的冰相粒子中，贡献最大的是霰粒。在 120 min 的模拟时间内，所有融化成雨水的冰相粒子（MLxr）中，霰融化（MLgr）的贡献为 97%，而冻滴融化（MLfr）、雪花融化（MLsr）和冰晶融化（MLir）的贡献加起来仅为 3%。在模拟的不同时刻，这些冰相粒子对雨水的贡献有些不同。如在云初始发展 16 min 时，霰的贡献为 55%，冻滴的贡献为 44%（图 10），雪花和冰晶的贡献不到 1%。

3.5 雨水形成的主要微物理转化过程

表 3 给出了不同时间段雨水形成的主要微物理过程转化总量。云中各微物理量之间的转化实际上揭示了降水形成的内在过程。可以看出，在 120 min 模拟时间里，武汉强降水个例中雨水的形成主要是暖雨过程（Acr+CLcr），该过程产生的雨水量约占雨水形成总量的 80%左右，其中以雨水碰并云水过程（CLcr）为主，云—雨自动转化过程（Acr）产生雨水的贡献不到 1%，但是它的作用不可忽略，云体发展初期雨水主要

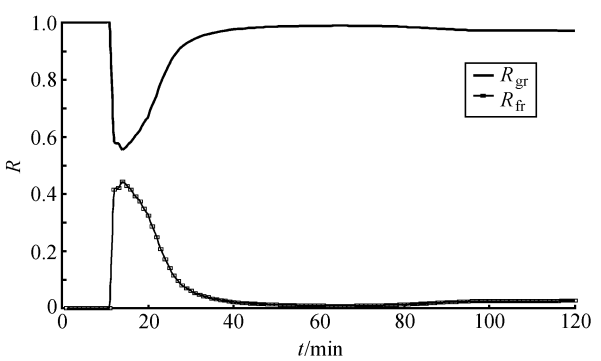


图 10 霰和冻滴的融化总量在所有冰相粒子融化总量 T_{MLxr} 中所占比例 R 随时间 t 的变化

		0~30 min	30~60 min	60~90 min	90~120 min	0~120 min
T_{Acr}	转化总质量/kt	57.5	63.2	81.4	105.0	307.0
	百分比/%	1.0	0.5	0.5	1.4	0.8
T_{CLcr}	转化总质量/kt	4857.0	9815.0	11254.7	6102.3	32029.0
	百分比/%	87.5	75.3	75.5	82.9	78.4
T_{MLgr}	转化总质量/kt	391.8	2218.5	2426.6	735.3	5772.1
	百分比/%	7.1	17.0	16.3	10.0	14.1
T_{MLfr}	转化总质量/kt	26.2	3.9	90.1	54.3	174.5
	百分比/%	0.5	<0.1	0.6	0.7	0.4
T_{CLcfr}	转化总质量/kt	6.5	1.6	30.6	15.8	54.5
	百分比/%	0.1	<0.1	0.2	0.2	0.1
T_{CLegr}	转化总质量/kt	213.5	938.2	1021.5	343.2	2516.4
	百分比/%	3.8	7.2	6.9	4.7	6.2

注： T_{Acr} ：云水自动转化成雨水的总质量； T_{CLcr} ：雨水碰并云水的总质量； T_{CLcfr} ：冻滴在零度层下融化碰并云水的总质量； T_{CLegr} ：霰在零度层下碰并云水的总质量； T_{MLgr} ：霰融化的总质量； T_{MLfr} ：冻滴融化的总质量。

来源于此过程；冰相过程（主要有 MLgr、CLcgr、MLfr 和 CLcfr）产生的雨水量占雨水总量的 20%左右，其中主要是霰的融化及其在零度层下碰并云水形成雨水的贡献（MLgr 和 CLcgr），而冻滴的贡献（MLfr 和 CLcfr）不到 1%。由此可见，虽然冰相过程产生雨水量相对较少，但是它对雨水的形成有着重要的促进作用。在这个强降水个例中，没有冰雹产生。因此，为简化起见，在该强降水的模拟中，可以不考虑与冰雹和冻滴有关的冰相微物理过程。

从表 3 还可以看出，在云的不同发展时段，各微物理转化量所占的百分比略有所不同。如，在模拟的最初 30 min 内，雨水碰并云水过程（CLcr）产生的雨水量在该时段雨水总量中占 87%，而在接下来的 60 min 内只占有 75%。又如，在最初 30 min 内，霰融化过程（MLgr）产生的雨水量只占有 7%，在接下来的 60 min 内达到 16%~17%。

由上可知，霰的融化（MLgr）及其在零度层下碰并云水（CLcgr）是雨水形成的主要冰相过程。那么，霰的来源又是什么？为了回答这个问题，我们给出了不同时段霰形成的主要微物理过程转化量（表 4）。由表 4 可以看到，霰的来源主要是冰晶和雪花长大自动转化成霰两个过程（CNig+CNsg），接着，霰含量的增加主要靠碰并云水（CLcg）和凝华增长（VDvg）两个过程，其中以 CLcg 过程最为重要，由此产生霰的量占到 80%左右，而后者（VDvg）约占 13%。

表 4 不同时间段模拟云中形成霰的各微物理量转化总质量及其百分比

		0~30 min	30~60 min	60~90 min	90~120 min	0~120 min
T_{CNig}	转化总质量/kt	13.3	30.0	30.8	2.6	76.6
	百分比/%	1.8	1.2	1.2	0.4	1.2
T_{CNsg}	转化总质量/kt	7.3	29.3	48.9	39.3	124.7
	百分比/%	1.0	1.2	1.8	5.5	1.9
T_{CLig}	转化总质量/kt	21.1	37.3	51.9	38.2	148.6
	百分比/%	2.8	1.5	1.9	5.4	2.3
T_{CLcg}	转化总质量/kt	630.3	2040.6	2101.1	527.6	5299.6
	百分比/%	84.4	82.7	78.8	74.0	80.3
T_{CLrg}	转化总质量/kt	10.1	13.1	72.4	16.5	112.1
	百分比/%	1.4	0.5	2.7	2.3	1.7
T_{VDvg}	转化总质量/kt	64.6	318.6	362.6	89.0	834.7
	百分比/%	8.7	12.9	13.6	12.5	12.7

注： T_{CNig} ：冰晶自动转化成霰的总质量； T_{CNsg} ：雪花自动转化成霰的总质量； T_{CLig} ：冰晶碰并霰的总质量； T_{CLcg} ：云水碰并霰的总质量； T_{CLrg} ：雨水碰并霰的总质量； T_{VDvg} ：霰凝华增长的总质量。

3.6 强降水暴雨云系统发展、维持的物理机制分析

由图 4 看到，武汉强降水个例的对流性暴雨云中最大上升气流速度比一般的强对流云小得多。一般的强对流云中最大上升气流速度可达 15~20 m s⁻¹，生命史仅为 1 h 左右，而该暴雨云中最大上升气流速度仅 7 m s⁻¹左右，其强降水维持的时间却比这些强对流云要长得多，这说明该暴雨云的维持机理与一般的强对流云是不同的。从图 2

可清楚地看到,在武汉个例低层大气温暖高湿和环境风切变的有利条件下,随着对流云系统的发展,低层辐合加强,使大量潮湿的空气进入云内,凝结和冻结将释放潜热,较大的凝结量在加速雨水产生的同时也会使上升气流受到压制,致使上升气流速度比一般的对流云要小。在模拟域中部,由于降水的拖带作用而在云下四周形成低层出流,它与低层北风入流共同作用在云的边缘形成辐合上升运动,不断地激发和加强云体北部的对流强中心。同时,出流也有助于云体南部强中心的发展。加强后的南部强中心不断地向南移出模拟域。从整个云体流场来看,暴雨云的入流(环境风)主要位于云体的东北方,并倾斜上升进入云内,然后在云的后部上方流出(图 2d),而降水引起的下沉气流则位于云体中下部,上升气流的下方,并在地面附近向四周流出。向北的出流与偏北的入流相向加强了那里的对流,南侧的出流与南部对流中心的上升入流汇合加强了南部的对流。这两个上升气流中心分别支撑着南北两个高含水量区,使雨滴迅速长大。当上升气流不能支托雨滴时便产生降水。降雨产生的下沉气流又使南北对流长时间维持,从而形成一种准稳态的持续上升气流和下沉气流的环流,配合低层高湿空气,使得该暴雨云得以长时间维持。暴雨强降水流场与降水场配合形成的这种准稳态环流结构,从强度上虽然没有超级冰雹云风暴那样强烈,但其作用却有相似之处。雷恒池等^[15]通过人为改变低层环境风方向的数值试验指出,合适的环境风切变是武汉这场暴雨形成不可缺少的因子。王孝波等^[14]的研究也表明,充沛的低层大气水汽供应是武汉这场暴雨长时间维持的重要原因。

4 小结

运用云物理学方法,对原有的详细考虑云物理过程的强对流云模式进行了改进,并模拟了 1998 年 7 月 21 日晨发生在武汉附近的特大暴雨个例,探讨云微物理过程在强降水形成过程中的作用。结果表明,本模式成功地模拟出 10 min 雨量最大值和小时雨量,均与实测的 10 min 雨量最大值和武汉市汉口气象站滑动 1 小时雨量最大值相当接近;模式计算的雷达回波最大强度也与观测较吻合,说明本模式对实际对流性强降水具有较好的模拟能力。在此基础上,分析云物理过程在这次强降水中的作用。试验结果表明,详细云物理过程的考虑对深入理解武汉这次强降水的形成过程是有意义的。

在 120 min 的模拟中,考虑冰相微物理过程的作用(冷云)时模拟云中瞬时上升气流速度、雨水含水量峰值、地面雨强、强降水面积、累积降水等均较暖云情况有较大增加,表明冰相微物理过程在对流性强降水的发展和演变都有重要的促进作用,尤其是冰相微物理过程使降水中心的强度显著增大。

模拟结果分析表明,约有 80% 的雨水由暖雨过程提供,另有 20% 通过冰相过程加速产生,地面没有固态降水,说明这次强降水中雨水的形成主要是暖雨过程,而冰相过程则极大地加速雨水的形成,并使强降水区的范围显著增大。在形成雨水的冰相过程中,霰的融化及其在零度层下碰并云水形成雨水的过程是主要的。霰含量的增加主要靠碰并云水(CLcg)和凝华增长(VDvg)两个过程,其中以 CLcg 过程最为重要,其贡献占霰含量的 80%。

从模式计算的雷达回波强度垂直分布上看,云的强回波区出现在 0 °C 层及其以下

大气层内。在 0°C 层附近及其下约 2 km 范围模式云存在明显的雷达回波亮带, 亮带中间含有强回波核 (对应的回波强度 $>50\text{ dBZ}$), 并且随着模拟时间的增长, 从强回波核产生了及地下挂回波。分析表明, 这种强回波核和下挂回波的产生主要是由于冰相粒子在 0°C 层融化形成的, 融化的冰相粒子与云滴碰并又加速雨水的产生。在这些融化的冰相粒子中, 贡献最大的是霰粒。比较发现, 不考虑冰相微物理过程时, 模式云在 0°C 层附近不存在雷达回波亮带结构, 而且中心强度明显减小, 说明雷达回波亮带的形成是由于冰相微物理过程造成的。

文中还对这次强降水暴雨云系统发展、维持的物理机制作了分析。在低层大气温暖高湿和环境风切变有利条件下, 暴雨云中上风方低层倾斜上升的入流和降水产生的下沉流出形成了一种准稳态的持续流场结构, 使强降水得以长时间维持。

参 考 文 献

- 1 国家气象中心、国家卫星气象中心, '98 中国大洪水与天气预报, 北京: 气象出版社, 1999, 137~144, 180~202.
- 2 陶诗言、张庆云、张顺利, 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件, 气候与环境研究, 1998, **3** (4), 290~299.
- 3 黄荣辉、徐予红、王鹏飞等, 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨, 气候与环境研究, 1998, **3** (4), 300~313.
- 4 赵思雄、孙建华、陈红等, 1998 年 7 月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究, 气候与环境研究, 1998, **3** (4), 368~381.
- 5 陈红、孙建华、贝耐芳等, 1998 年 IAP 汛期暴雨短期数值预测, 气候与环境研究, 1998, **3** (4), 382~389.
- 6 邓秋华、王登炎、黄治勇等, "98. 7" 鄂东南持续特大暴雨的分析, 暴雨·灾害, 1999, **3**, 115~124.
- 7 贝耐芳, "98. 7" 突发强暴雨中尺度系统的诊断与模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2000, 10~17.
- 8 程麟生、冯伍虎, 双向三维嵌套网格和 "98. 7" 特大暴雨模拟, 高科技研究中的数值计算, 2000, **6**, 346~351.
- 9 徐双柱, 武汉市特大暴雨的中尺度分析, 暴雨·灾害, 2000, **4**, 111~117.
- 10 贝耐芳、赵思雄, 1998 年 "二度梅" 期间突发强暴雨系统的中尺度分析, 大气科学, 2002, **26** (4), 526~540.
- 11 张小玲、陶诗言、张庆云, 1998 年 7 月 20~21 日武汉地区梅雨锋上突发性中- β 系统的发生发展分析, 应用气象学报, 2002, **13** (4), 385~397.
- 12 郑新江、陶诗言、罗敬宁等, 1998 年 7 月 21~22 日特大暴雨过程的中- β 尺度云团特征分析, 气象学报, 2001, **59** (5), 625~631.
- 13 陶诗言、倪允琪、赵思雄等, 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究, 北京: 气象出版社, 2001, 184 pp.
- 14 王孝波、肖辉、杜秉玉, 对流云强降水的数值模拟研究, 南京气象学院学报, 2002, **25** (5), 656~663.
- 15 雷恒池、王宏、胡朝霞等, 1998 年 7 月 21 日武汉暴雨小尺度动力特征的数值模拟研究, 大气科学, 2002, **26** (5), 647~662.
- 16 孔凡铎、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, 三维冰雹云催化数值模式, 气象学报, 1998, **56** (6), 641~651.
- 18 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.
- 19 Ovtchinnikov, M. V., Y. L. Kogan, and B. N. Sergueev, Study of the ice nucleation mechanisms in a 3-D cloud model with explicit formation of ice-phase and warm rain microphysics, Preprints—Conf. on Cloud Physics, 15–20 Jan. 1995, Dallas, Texas, AMS. 1995, 199~202.

20 Fletcher, N. H. , *The Physics of Rain Clouds* , Cambridge University Press, 1962, 390pp.

21 Hobbs, P. V. , and A. L. Rangno, Ice particle concentrations in clouds, *J. Atmos. Sci.* , 1985, **42**, 2523—2549.

22 Ferrier, B. S. , A double—moment multiple—phase four—class bulk ice scheme, Part I: Description, *J. Atmos. Sci.* , 1994, **51**, 249~280.

23 Huffman, P. J. , and G. Vali, The effect of vapor depletion on ice nucleus measurements with membrane filters, *J. Appl. Meteor.* , 1973, **12**, 1018~1024.

24 Meyers, M. P. , P. J. DeMott, and W. R. Cotton, New primary ice—nucleation parameterizations in an explicit cloud model, *J. Appl. Meteor.* , 1992, **44**, 2712~2726.

25 游来光、石安英, 北京地区 1963 年春季冰核浓度变化特点的观测分析, *气象学报*, 1964, **34** (4), 548~554.

26 Fan Beifen, and Ye Jiadong, Numerical simulation of microphysics in meso- β -scale convective cloud system associated with a mesoscale convective complex, *Adv. Atmos. Sci.* , 1990, **7**, 154~170.

27 Cotton, W. R. , G. J. Tripoli, R. M. Rauber et al. , Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall, *J. Climate Appl. Meteor.* , 1986, **25**, 1658~1680.

28 吴翠红、杨洪平、万玉发, “98. 7” 鄂东特大暴雨的云雨量化特征, *暴雨·灾害*, 1999, **3**, 150~157.

29 Kong Fanyou, Huang Meiyuan, and Xu Huaying, Three—dimensional numerical simulations of the effects of ice phase processes on evolution of convective storms, *Science in China (Series B)*, 1991, **35** (7), 834~846.

30 李子华, 周文贤、章澄昌等, 江淮地区梅雨锋降水回波特征, *中国南方云物理学和人工降水论文集*, 北京: 气象出版社, 1986, 55~59.

31 黄美元、洪延超、吴玉霞, 梅雨云系的若干雷达回波特征, *中国南方云物理学和人工降水论文集*, 北京: 气象出版社, 1986, 46~54.

32 黄美元、洪延超, 在梅雨锋云系内层状云回波结构及其降水不均匀性, *气象学报*, 1984, **42** (1), 80~87.

33 洪延超、黄美元、王首平, 梅雨云系中亮带不均匀性的理论探讨, *大气科学*, 1984, **8** (2), 197~204.

A Three-Dimensional Numerical Simulation on Microphysical Processes of Torrential Rainstorms

Xiao Hui, Wang Xiaobo, Zhou Feifei, Hong Yanchao, and Huang Meiyuan

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

Abstract A three-dimensional numerical model of severe convective rainstorms is developed and used to evaluate its stability and validity on the case study of the torrential rainstorm occurring in Wuhan, Hubei Province, on the morning of 21 July 1998. The modeling results show that the model successfully simulates maximum 10-minutely rainfall and maximum hourly rainfall, which are very close to the observed maximum 10-minutely rainfall of 22 mm and maximum hourly rainfall of 107.6 mm at Hankou Weather Station of Wuhan on this morning. The domain maximum radar reflectivity derived from the simulated total rainwater mixing ratio fields is also in good agreement with observations. The comparisons indicate that the model has an ability to well simulate the extremely and successive heavy rain. The model results also indicate that the consideration of detailed cloud physical processes is significant for further understanding the formation of this heavy rainfall event. The warm-cloud process was the main developing process in the rain formation of this event, but the ice-phase microphysical processes can greatly speed the rain formation. The vertical distributions of simulated radar reflectivity show that the stronger radar echoes appear mainly in the zones from the 0 °C level to the ground. A bright band echo exists inhomogeneously in the zone from the 0 °C level to 2-km range low to the level. Some strong cores with echo intensity of >50 dBZ are involved in the bright band. The overhang echoes from the strong cores come into existence and reach the ground following with time. The further analysis shows that the strong echo cores and their hang echoes are resulted from melting of ice-phase particles in the 0 °C level. The melting particles collecting with cloud drops further increase the production of raindrops. In this simulation the graupel particles contribute the highest to the melting ice-phase particles. In the last part of this paper an analysis from cloud physics shows that this kind of severe convective rainstorm maintaining long-lived torrential rain may result mainly from the quasi-steady-state structure between the slanted up-draft and the downdraft under an appropriate atmospheric environment.

Key words: torrential rainstorm; cloud physical process; radar bright band echo; 3-D numerical simulation