

文章编号:1004-9045(2008)01-0009-08

鄂西北夏季对流云降水微物理过程数值模拟

王 斌¹, 石 燕¹, 吴 涛², 陈宝君³

(1. 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074; 2. 湖北省十堰市气象局, 十堰 442000;

3. 南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要: 为了深入研究对流云降水微物理过程特征, 为局地对流降水预报和人工增雨提供更多的参考依据, 利用三维双参数对流云模式, 使用常规单站探空资料, 开展湖北西北部山地夏季对流降水实例的批量数值模拟, 使用地面降水量和雷达回波资料检验模拟效果, 统计分析降水微物理过程特征, 归纳总结冰相粒子的形成、增长机制, 以及液态水和冰相粒子的相互转化机制。结果表明:(1)对流云模式能够较好地模拟实际对流降水的一些宏观微观特征;(2)当地夏季主要是对流冷云降水, 冰相过程是形成降水的主要物理过程;(3)冰相过程中过冷水、霰、冰晶之间的相互转化过程是主要的冷云降水形成机制。

关键词: 对流云; 云微物理过程; 降水; 数值模拟

中图分类号: P426.5¹ 文献标识码: A

1 引言

云中降水微物理过程, 特别是液态水和冰相粒子之间的相互转化过程, 直接影响降水类型和降雨量, 还对降水天气系统的热(动)力过程有着重要影响, 如决定上升、下沉气流和冷出流的强弱等。开展对流云微物理过程的研究, 对于云内成雨机制、人工影响天气以及云场模拟等都具有重要的理论和实际意义。受探测手段限制, 目前开展对流云降水微物理过程的研究, 采用的主要方法是通过数值模式(包括中尺度模式和对流云模式)进行模拟分析。相对中尺度模式, 对流云模式具有更加完整和完善的显示微物理方案^[1], 可更加细致地模拟降水微物理过程特征, 因此得到广泛应用。胡志晋等^[2]、孔凡铀等^[3]、洪延超等^[4]、肖辉等^[5]、陈宝君等^[6]利用不同版本的对流云模式, 模拟了不同强度对流云降水的微物理过程特征, 并对阵雨、霰云、强对流降水云中各种液态水和冰相粒子的生成和演变特征进行了分析, 其结果为强对流降水预报、人工防雹和人工增雨等业务与服务工作提供了有益的指导。

对流降水具有很强的局地性, 在不同大气环境中, 微物理过程对降水的影响大不相同^[7]。因此, 有必要针对不同地区的降水特点, 开展更多的对流云降水微物理过程的数值模拟, 以便加以相互对比和验证。如熊华南等^[8]为给当地开展人工增雨作业提供技术指标, 对湖南省 2001 年夏秋季对流云降水潜力进行了批量模拟。但该文所用模式为二维单参数对流云模式, 只考虑了 10 个微物理过程, 未涉及详细的降水

微物理过程分析。为了深入研究对流云降水微物理过程特征, 为局地对流降水预报和人工增雨提供更多参考依据, 本文利用三维双参数对流云模式, 针对湖北省西北部山地夏季对流降水特点, 开展批量数值模拟, 并与地面降水量和雷达回波资料作对比检验, 统计分析降水微物理过程特征, 归纳总结冰相粒子的形成、增长机制以及液态水和冰相粒子的相互转化机制。

2 资料及方法

数值模拟所使用的积云模式为中科院大气物理研究所发展的三维双参数对流云模式^[9]。该模式动力框架采用完全弹性大气运动方程组, 微物理过程参数化方案采用双参数粒子谱特征和体积水技术。模式中考虑了 7 种水物质(水汽、云水、雨水、冰晶、雪、霰、雹)的七大类共 46 个微物理过程, 即: 凝结(华)、碰并、核化、繁生、融化、融化蒸发和自动转换过程。在计算时, 模式水平网格距 1 000 m, 垂直网格距 500 m, 水平模拟范围 30 km×30 km, 垂直范围根据实际探空资料的 100 hPa 高度确定, 模拟积云发展时间 60 分钟。使用的探空资料是距离鄂西北最近的两个探空站南阳和安康的实测数据, 其选择根据雷达回波观测的降水落区和移动方向来进行。

模拟选取的个例为鄂西北十堰地区 2001~2002 年 6~8 月出现降水并有雷达回波观测记录的 79 次对流降水过程。根据雷达回波强度资料, 结合地面降水量, 将降水个例归类为弱对流降水、强对流降水、混合云降水三类^[10], 各有 25、22、32 个实例。根据降水天气

收稿日期: 2007-05-31; 定稿日期: 2007-11-29

基金项目: 科技部公益性研究专项“南方积云人工催化模型的研究”(2001DIB20105)及湖北省气象局气象科技发展基金项目(2004Y06)共同资助
作者简介: 王斌, 男, 1972 年生, 副研究员, 主要从事大气物理和大气探测研究。E-mail: wangbinwh@hotmail.com

实况,使用实际地面降水量、对应的雷达回波发展特征来验证模拟结果,比较分析对流强弱和降水性质不同的对流云降水微物理过程的异同,重点研究冷云冰相过程中的雨水生成过程、过冷水分布、霰和冰晶生成演变过程等。

3 积云模式模拟结果与分析

3.1 模拟结果

由于对流云内观测资料很难获得,要验证模式模拟结果是否正确,主要方法就是用地面气象站降水量资料和雷达回波资料与模式模拟的地面格点降水量、云顶高、最大含水量所在高度等进行比较,定性地检验每次实例模拟的结果。表 1 即为鄂西北对流降水实测和模拟结果的统计特征,各特征量分别为实测平均:最大雷达回波顶高(H_{RM})、实测平均最大雷达回波强度(I_{RM})、实测平均 24 h 最大单站降雨量(P_{R24})、实测平均地面温度(T_{RG})、模拟的平均地面降雨总量(P_{SG})、模拟的平均地面最大格点降雨量(P_{SGM})、平均地面降雹总量(R_{SG})、模拟的平均云内最大上升速度(P_{SMM})、平均最大上升速度出现时间(T_{SMM})、模拟的平均最大每分钟降雨量(R_{SMM})、平均降雨开始时间(T_{SPS})、平均最大每分钟降雨量出现时间(T_{SRM})、平均模拟的最大云顶高(H_{SM})、平均最大云顶高出现时间(T_{SHM})、平均模拟的云内最大比含水量(Q_{SM})、平均最大比含水量所在高度(H_{SQM})、平均最大比含水量出现时间(T_{OSM})、平均云内外最大温差(T_{SCM})等。

表 1 鄂西北对流降水实例模拟结果统计

宏观特征量	弱对流降水类		强对流降水类		混合云降水类	
	平均值	最大值	平均值	最大值	平均值	最大值
H_{RM}/km	9	12	14	17	10	16
I_{RM}/dBz	47	55	51	60	43	56
P_{R24}/mm	7	47	30	85	36	166
$T_{RG}/$	25	31	30	33	28	33
$P_{SG}/10^3\text{t}$	482	794	1044	1729	736	2099
P_{SGM}/mm	14	25	22	37	17	44
$R_{SG}/10^3\text{t}$	62	300	178	349	78	366
$P_{SMM}/(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$	19	40	34	58	19	37
T_{SMM}/min	17	54	17	23	15	32
$R_{SMM}/10^3\text{t}$	52	110	105	154	77	172
T_{SPS}/min	13	16	14	16	13	15
T_{SRM}/min	27	36	30	38	27	36
H_{SM}/km	8	13	13	16	11	15
T_{SHM}/min	16	20	20	24	21	28
$Q_{SM}/(\text{g}\cdot\text{kg}^{-1})$	8	12	14	17	12	18
H_{SQM}/km	4.8	7	6.3	8.5	4.5	8.0
T_{OSM}/min	16	20	18	24	20	24
$T_{SCM}/$	5.3	11.0	10.8	16.0	6.3	10.0

从表 1 中可知,三维积云模式模拟的对流云在地面降水总量(P_{SG} 、 P_{SGM})、云顶高(H_{SM})等特征量上与实际降水量(P_{R24})和雷达回波资料统计结果(H_{RM})符合比较好,也反映出三种不同类型对流降水在降水量、上升速度及含水量上存在较为明显的差异。因此,通过数值模拟来研究对流云详细的微物理过程特征是可行的。

3.2 对流云降水宏观特征

3.2.1 地面降水特征

对流云降水的普遍特征是阵性强、起伏大。图 1 是模式模拟的弱对流云、强对流云、混合云三种类型对流降水平均每分钟地面降雨强度(以降雨粒子总质量千吨为单位)的时间变化曲线。

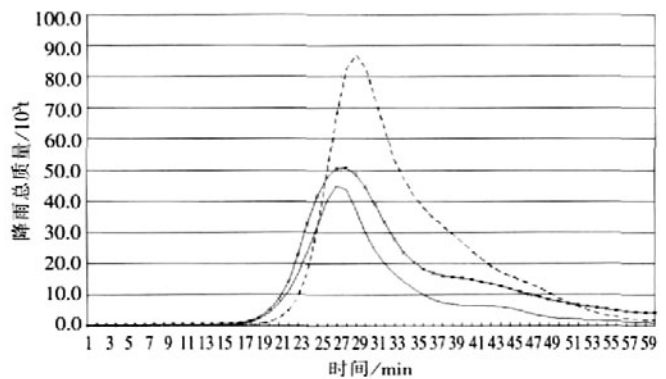


图 1 各类型对流云平均降雨强度的时间变化

— 弱对流降水 - - - 强对流降水 -x- 混合云降水

由图 1 可见,就单次过程平均的地面降雨总量而言,强对流降水过程最多,其最大雨强 $87 \times 10^3 \text{ t}$; 其次是混合云降水,其最大雨强 $51 \times 10^3 \text{ t}$; 而弱对流降水则产生降雨最少,其最大雨强 $45 \times 10^3 \text{ t}$ 。模式模拟地面降水一般在第 13~14 分钟开始,峰值出现时间在 27~30 分钟之间,其中弱对流降水峰值出现时间相对较早。弱对流降水总量平均为 $482 \times 10^3 \text{ t}$,雨强时间变化曲线一般为单峰型,降水时间短、集中;强对流降水总量平均为 $1\ 044 \times 10^3 \text{ t}$,降水时间较长,有的个例的雨强时间变化曲线呈双峰型;混合云降水总量平均为 $736 \times 10^3 \text{ t}$,降水时间最长,雨强时间变化曲线一般为双峰型。模式模拟的结果反映出这三种类型对流降水的不同特点,特别是混合对流降水由于同时包含层云降水和对流云降水,虽然雨强并不大,但降水时间长,地面降水量大,平均单站 24 h 降水要高于强对流降水,这一特点在模式模拟中也得到很好体现。

3.2.2 对流云生命期特征

由于模式模拟采用的是单热湿泡启动,对流云于发展初期(0~8 分钟,模式时间,下同)在垂直方向上基本都呈圆柱体形状,云底高度平均 1.5 km,云顶高度 5~6 km,水物质的平均最大混合比为 $3\text{--}5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,主要

是暖雨过程产生的云水和雨水粒子。在发展强盛期(12~24分钟),对流云云顶进一步升高(在此期间一般会达到最大高度),不同类型的降水云在宏观特征上也有明显的差异(图 2)。

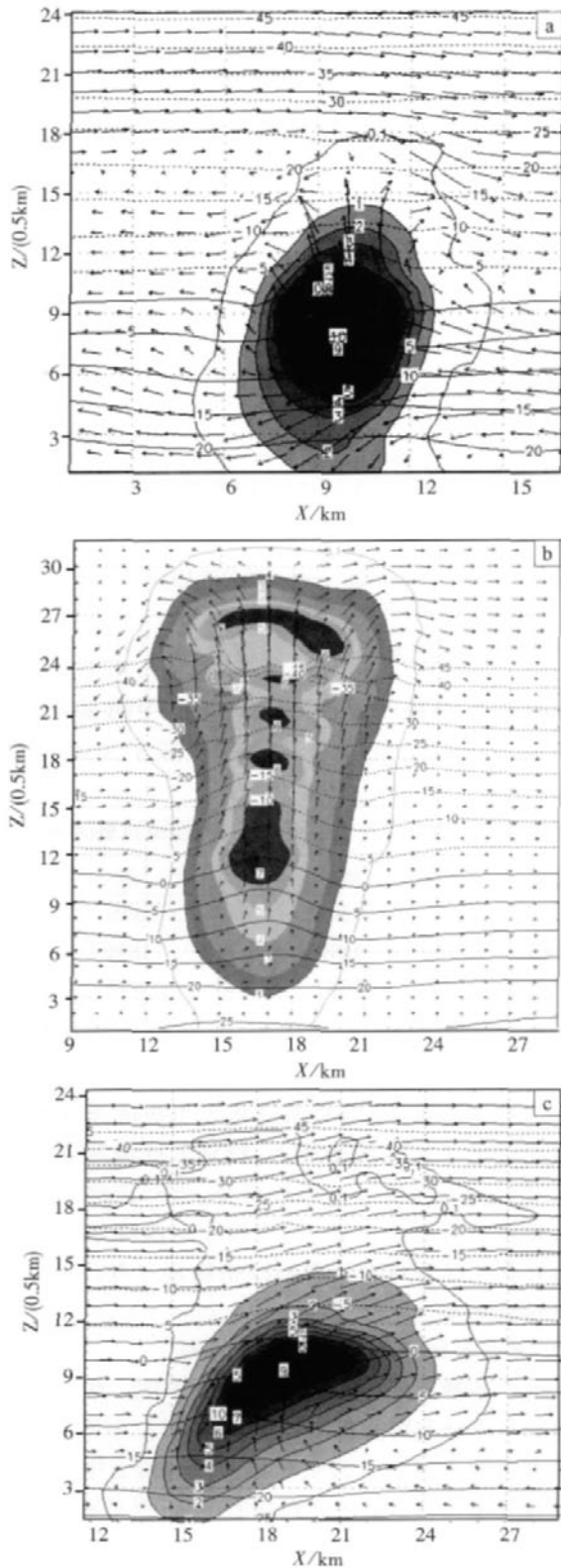


图 2 弱对流云(a)、强对流云(b)和混合对流云(c)的垂直剖面形状特征(模拟时间 20 分钟)

从图 2 中可见,弱对流云顶高度小,垂直方向上呈纺锤状,这与雷达回波的 RHI 图像特征很相近;强对流云顶高更高,由于环境风场不同,宏观形状也各有不同,云内各种水物质粒子分布也比较复杂,一般在垂直方向上出现 3~5 个水物质比含水量中心,高度分别在 4~5 km、6~7 km、8~10 km,这与雷达观测中经常遇到的多个强回波中心高度相一致;混合对流云的明显特征之一是具有层云状的云砧。弱对流云平均云顶高为 8 km,水物质的平均最大混合比为 $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,高度在云中部;强对流云平均云顶高为 13 km,水物质的平均最大混合比为 $14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;混合对流云平均云顶高为 11 km,水物质的平均最大混合比为 $12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。随后的对流云发展特征为,云中上升气流在降水粒子作用下减弱,云顶迅速回落,直至云体消失,这一时期是地面降水高峰期(24~36分钟)。

3.3 暖云微物理过程特征

模式中暖云微物理过程采用 Kessler 参数化方法,包括 4 个主要过程:(1)水汽凝结形成云滴(VDvc);(2)云水自动转化为雨水(Acr);(3)雨滴通过重力碰并收集云水(CLcr);(4)云滴和雨滴在云外未饱和区的蒸发(VDcv、VDrv)。云水和雨水粒子的生成时间及通过暖云过程增长特征为:云水粒子在云发展初期主要在 1~4 km 高度上生成,随后雨水粒子生成并迅速增长,12 分钟时积聚在 3~6 km 高度上;16 分钟以后雨水粒子主要积聚在 0 层附近,且已有雨水落地形成降雨,同时雨水粒子向上扩展到低于 0 的云中上部,成为过冷雨水;几乎全部的云水粒子受上升气流携带进入云顶附近 10 km 高度上,形成过冷云水,云水粒子在云中下部高于 0 的区域含量很少。模式中 CLcr 过程产量的峰值时间出现在 12~16 分钟之间,随后急剧减少,可见该过程的效率很高,可快速将云水粒子消耗形成雨水。

通过分析模式中各生成雨水粒子的微物理过程的产量可知,暖云过程生成的雨水粒子最多,其中 CLcr 过程是主要的生成雨水的暖云过程。Clcr 过程生成雨水质量的比例,在弱对流降水中占 70%,强对流降水占 60%,混合对流降水占 70%。Acr 则占比例小于 1%。在对流云发展初始阶段,暖云过程为主要微物理过程,平均雨水粒子直径为 0.58~1.19 mm,Clcr 峰值均出现在 10~16 分钟间,平均 13 分钟,一般为单峰特征,而混合性降水有的表现为多峰特征。

在 79 个降水实例模拟中,纯粹的暖云降水个例并不多,只出现了 7 次,其中 5 次为弱对流降水,另 2 次为混合云降水。这说明鄂西北夏季对流降水云主要的还是冷云(或暖云底冷云)。由模拟结果可知,地面降雨由雨水降落形成,生成雨水的过程主要有暖云过

程中雨水粒子的碰并增长和冷云过程中冰相粒子融化, 图 3 为 CLcr 和 MLgr(霰融化为雨水, 为主要形成

雨水的冰相过程, 见后文)以及地面每分钟降雨总量的时间变化图。

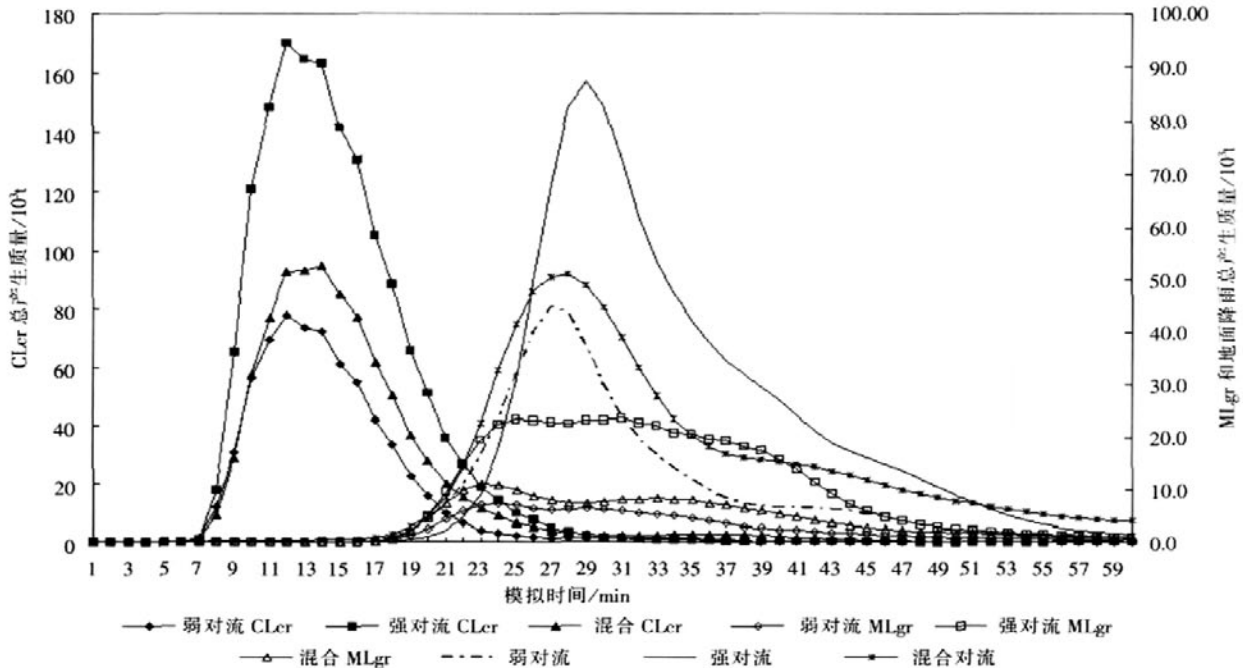


图 3 CLcr 和 MLgr 过程以及地面降雨分钟强度时间变化

由图 3 可知, 地面降雨一般在 CLcr 的峰值时间(14 分钟)开始, 主要为暖雨降水。之后地面降雨的峰值对应的是 MLgr 峰值, 各种类型降水都有相似表现。可见, 这两种微物理过程在对流降水的不同阶段起到了重要作用, 那么最终地面降雨量的多少与二者的关系密切程度如何呢? 表 2 给出了模式模拟的地面降雨总量与暖云和冷云生成雨水粒子总质量的相关关系。

表 2 生成雨水的主要微物理过程与地面降雨的相关关系

物理过程类型	弱对流	强对流	混合对流
暖雨过程	0.61	0.59	0.81
冷雨过程	0.68	0.82	0.85

由表 2 可知, 尽管混合对流降水中暖雨过程对地面降雨影响最大, 但对流降水中冷雨过程对地面降雨的贡献更大, 尤其是在强对流降水中。可见, 冰相过程对鄂西北夏季对流降水的影响更加显著。而暖云过程对降雨的作用, 一是直接形成暖雨; 二是当对流云发展到以冷云微物理过程为主之后, 在暖云过程中生成的云水和雨水粒子作为过冷水成为其它冰相微物理过程的源项, 在冰相粒子的生成中起到重要作用。

3.4 冰相微物理过程

3.4.1 总体生成特征

各种冰相粒子在整个对流云生命期内不断生成、转化和消散, 其生成质量总和反映了与之相关

的各冰相微物理过程在对流云发展中的重要程度。表 3 为各类型对流降水冷云过程粒子生成总量的平均结果。

表 3 各类型对流降水冷云过程粒子平均生成总量(单位:10³ t)

类型	冷雨	冰晶	雪	霰	雹
弱对流	375	1541	153	695	157
强对流	1230	5090	426	1846	495
混合对流	582	2685	409	809	229

由表 3 中可知, 对流降水中, 生成的冰相粒子质量以冰晶最多, 其次为霰, 雪和雹的生成相差不大; 在各类型对流降水中, 强对流降水云生成的冰相粒子质量要明显多于其他两类降水, 特别是冰晶和霰的生成远超过另两类对流云。由此可见, 强对流降水云中冰相微物理过程更为活跃, 对于整个对流降水的贡献也更为显著。混合对流云中的冰相物理过程产量则要大于弱对流降水。

3.4.2 云中冰相粒子的垂直分布特征

由于各种冰相粒子的生成条件不同, 因此它们在云中的垂直分布特征也不同。这里, 以三个不同类型对流降水个例说明对流云生命期不同阶段云中冰相粒子的垂直分布特征。图 4 分别是弱对流、强对流和混合云降水个例在发展和成熟时期的云中冰相粒子的垂直分布。

在对流云发展时期(图 4a, c, e), 冰晶积聚在 -20 层附近, 分布垂直范围较小。霰则主要集中在 -10 层

上下,从 0 到 -20 层都有,强对流云甚至在 -30 层也有。霰粒子在此时期生成很少,只在弱对流云中出现在 -5 层上下。雪则在此时没有生成。在对流云成熟时期(图 4b、d、f),霰粒子以 0 层为中心积聚,最低高度可到 10 层,最高则到 -10 层。强对流云中霰粒子在 -50 层形成第二积聚中心。弱对流云和混

合云中冰晶积聚在 -20 到 -30 层之间,与霰积聚中心在高度上分隔明显。但强对流云中的冰晶则分布在 -20 到 -70 层之间,并与霰的第二积聚中心重合。雪在这一时期只在弱对流云中出现,其他类型的云中则要到成熟后期(24 分钟以后)至消散阶段才出现(图略)。

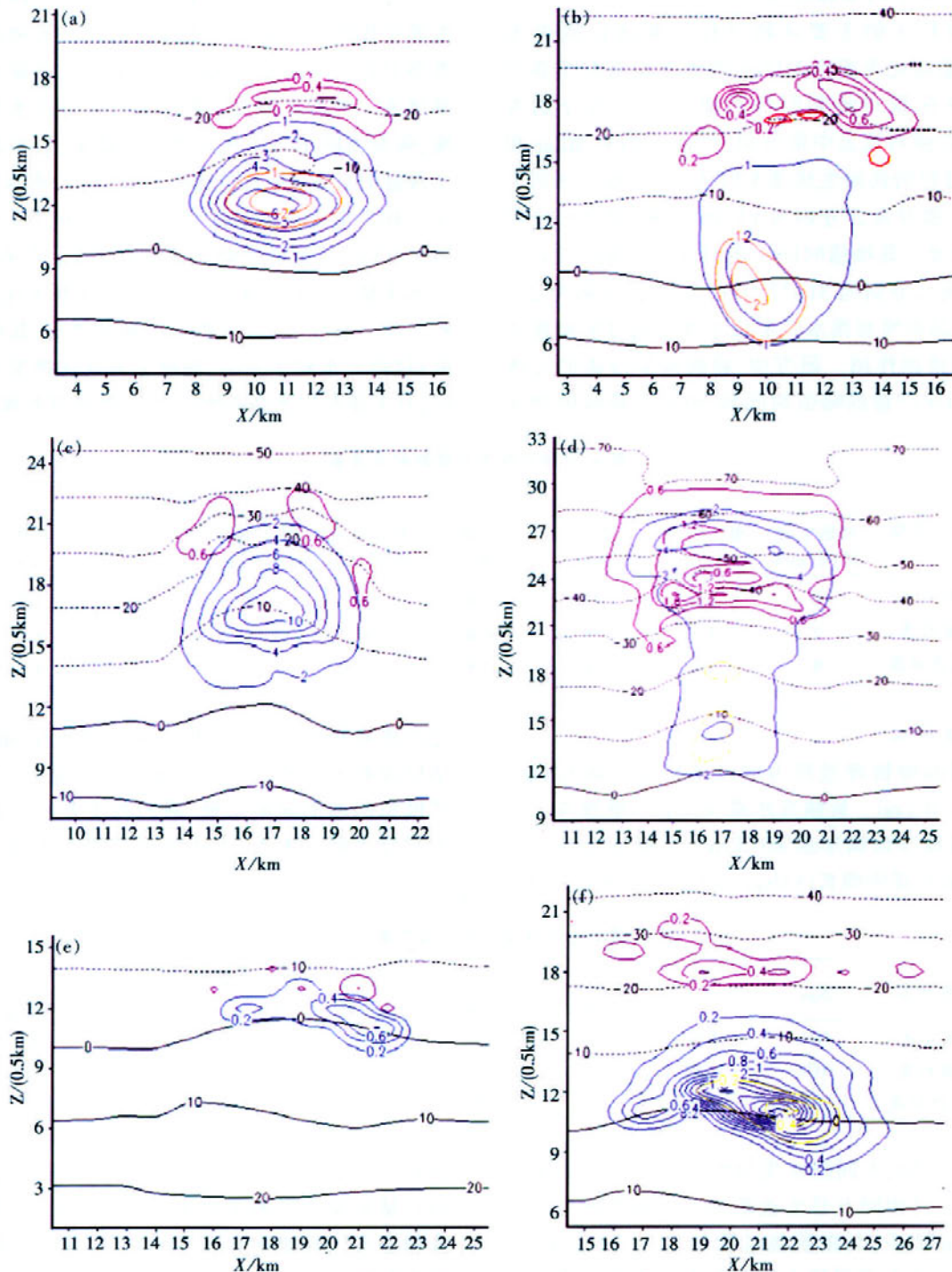


图 4 对流云中冰相粒子比含水量的垂直分布及演变特征(a、b 为 2001 年 7 月 14 日弱对流云降水个例; c、d 为 2001 年 8 月 7 日强对流云降水个例;e、f 为 2001 年 7 月 29 日混合云降水个例; a、c、e 图模拟时间 16 分钟;b、d、f 图模拟时间 20 分钟;比含水量单位为 $g \cdot kg^{-1}$; 各色等值线中,蓝色为霰,黄色为雹,紫色为冰晶,红色为雪)

与弱对流云和混合云相比, 强对流云中冰晶、霰粒子分布高度更高, 垂直范围更大, 这反映了云中强上升气流和充足的水汽供应的作用。将图 4d 与图 2b 进行对比发现(两者为同一个例), 强对流云中垂直方向上出现的几个高含水量中心与冰晶、霰、雹和雨水(图中未显示)的垂直积聚中心有很好的对应关系。

3.4.3 生成雨粒子的冰相过程

生成雨粒子的主要冰相过程为霰融化成雨水(MLgr)以及雹融化成雨水(MLhr), 两者对雨水粒子总产量的贡献率在弱对流和混合对流云中平均分别为 20%、10%, 在强对流云中则分别为 30%、10%。MLgr 和 MLhr 两个过程的初始生成雨水时间, 弱对流云分别为 13、15 分钟, 强对流云分别为 13、16 分钟, 混合云分别为 15、17 分钟; 其峰值时间, 弱对流云分别为 24、22 分钟, 强对流云分别为 31、27 分钟, 混合云分别为 29、27 分钟。冰晶和雪对雨水的形成主要是通过影响霰和雹的形成间接起作用。研究中, 将暖雨到冷雨的过渡期定义为 Clcr 产量的峰值时间到 MIgr 产量峰值时间

的间隔, 弱对流云平均为 11 分钟, 强对流云平均为 18 分钟, 混合对流云平均为 15 分钟。由图 3 可知, 相比较暖雨过程, 生成雨粒子的冰相过程特征差异较大, 总体来说, 强对流降水过程中经常出现 MIgr 发展的第二次高峰, 对流越弱, MIgr 的峰值越低。

3.4.4 过冷水生成特征

过冷水包括过冷云水和过冷雨水, 两者在对流云发展中作用各不相同。表 4 为过冷云水和雨水在不同类型对流云中初始生成时间及最大比含量出现时间和高度表。由表 4 可知, 弱对流云中过冷水出现时间最晚, 强对流降水过冷水出现时间最早; 云中最大过冷云水含量中心高度要比过冷雨水高, 过冷雨水的最大含量中心相对低 2~3 km; 强对流降水云中过冷云水高度高达 9.4 km, 其他两类降水云则在 8 km 左右; 最大过冷云水含量出现时间晚于过冷雨水。其原因在于过冷雨水粒子相对直径大, 且主要参与霰的增长, 其积聚高度较低; 过冷云水粒子更小, 易被上升气流携带入云的更高层, 且主要参与冰晶的增长过程, 因此其积聚高度较高。

表 4 云中过冷水生成时间及含量

降水类型	过冷云水				过冷雨水			
	初始生成时间/min	最大混合比/(g·kg ⁻¹)	时间/min	高度/km	初始生成时间/min	最大混合比/(g·kg ⁻¹)	时间/min	高度/km
弱对流	9	3.6	22	7.9	10	16	16	5.5
强对流	7	5.4	19	9.4	8	15	15	6.1
混合对流	8	3.4	20	7.5	10	17	17	5.4

3.4.5 霰生成特征

生成霰的微物理过程为雪自动转化为霰(CNsg), 霰撞冻雨水(CLrg)、霰撞冻冰晶(CLig)、霰撞冻云水(CLcg)、冰晶撞冻雨滴形成霰(CLrig)、雪撞冻雨滴形成霰(CLsrg)、霰的凝华增长(VDvg)、冰晶自动转化为霰、

过冷雨滴异质核化冻结形成霰和雨水在-40℃ 匀质冻结形成霰等。若以 T_g 表示霰的总产量, 以 S_{MFR} 表示模式模拟的地面降雨总量, 霰的各主要的生成物理过程平均总产量见表 5 (表中未列出的上述最后三个微物理过程, 其产量几乎为 0)。

表 5 霰的生成物理过程平均产量(单位:10³ t)

降水类型	S_{MFR}	T_g	各物理过程平均产量					
			CNsg	CLig	CLcg	CLrig	CLsrg	VDvg
弱对流	484	586	8	116	117	130	2	85
强对流	1071	1782	11	271	323	384	8	132
混合对流	745	763	12	153	161	101	3	97

由表 5 可知, 不同降水类型的对流云中霰的生成有明显差异; 其相同点是生成霰的主要微物理过程为 CLrg, 其产量最多; 而在其他过程如 CLig、CLcg、CLrig 及 VDvg 中, 各自产量所占比重在不同类型的降水云中差异明显。弱对流云和强对流云中生成霰粒子第二多的过程为 CLrig, 混合对流云中则为 CLcg 过程, 表明云水和雨水粒子在不同类型对流云中对霰粒子的

增长贡献率不同。值得注意的是, 在强对流云中 VDvg 的产量明显比另两类降水高很多。可见, 强对流云中高的上升气流速度和充足的水汽, 使得霰的凝华增长更加有利。

分析生成霰的主要微物理过程的时间特征可知(表略), 冰晶撞冻雨滴形成霰过程最早开始, 其后霰粒子碰并云水和雨水粒子过程开始, 在云中 0~10 区

域内为霰碰并增长的主要积聚区。相对来说,霰碰并冰晶增长过程开始相对较晚;强对流云的各种物理过程开始的都较早,这与云中更加强盛的对流有着密切关系。霰碰并过冷雨水增长过程在开始 3-5 分钟后达到峰值,碰并过冷云水增长在开始之后 7-8 分钟达到峰值。这也是因过冷雨水积聚区高度低于过冷云水积聚高度所致。霰的凝华增长和碰并冰晶增长在开始之后 8-13 分钟达到峰值,因此只有对流强盛期能够维持较长时间的云才能生成较高的 CLig 和 VDvg 产量。

3.4.6 冰晶生成特征

产生冰晶的微物理过程有自然冰核活化形成初始冰晶(NUvi)、冰晶的繁生过程(Pci)、冰晶撞冻过冷水滴(CLci)、冰晶凝华增长(VDvi)和云水匀质冻结形成冰晶(HNUci)。表 6 给出生成冰晶的各微物理过程平均产量,其中 T_i 表示冰晶总产量, S_{MFR} 表示模式模拟的地面降雨总量。

表 6 冰晶的生成物理过程平均产量(单位:10³)

降水类型	S_{MFR}	T_i	各物理过程平均产量				
			NUvi	Pci	CLci	VDvi	HNUci
弱对流	484	1541	60	0.5	3.5	1102	375
强对流	1071	5090	260	1.0	4.2	2723	2102
混合对流	745	2686	117	1.1	28.1	1943	597

由表 6 可知,产生冰晶的微物理过程主要有冰晶凝华增长(VDvi)和云水匀质冻结形成冰晶(HNUci),自然冰核活化形成初始冰晶(NUvi)要少很多,冰晶的繁生过程则更少。也就是说,对流云内贝吉隆过程是冰晶增长的主要作用机制。另外,在强对流云中 HNUci 与 VDvi 产量相当,在弱对流云和混合对流云中要差一个数量级。这说明强对流云发展更强,云水被上升气流携带积聚在云上部,由于云顶高能长时间维持在 -20~40 之间的高度上,因此云水匀质冻结形成冰晶效率高、产量大。

3.4.7 冷云降水物理过程响应链

从以上各种冰相粒子的生成增长时间特征的分析中可知,霰最早生成,最早达到峰值;其次为雪的生成和增长;冰晶和霰的生成时间稍晚。霰的增长最迅速,4-8 分钟即达到峰值;冰晶和雪要经历 11-20 分钟达到峰值。霰生成后 2 分钟之内即开始发生融化形成雨水,由于雨霰相互作用集中在云中一个较窄的温度带中(0~10),首先是暖雨过程形成充分雨水在上升气流携带下积聚到雨霰作用带中,这时霰以增长为主,过冷雨水以消耗为主;在达到霰的峰值后,霰以融化成雨水为主,冷云雨水的生成逐渐达到峰值,比霰的峰值时间晚 8-15 分钟。云水由于质量更轻,被带入

更高云层,主要参与到冰晶的形成和增长过程中,并以匀质冻结冰晶为主要微物理过程。由于大量凝华潜热释放,云上层温度升高,形成的冰晶发生升华或蒸发,使得云中水汽压增加,贝吉隆效应明显,于是冰晶的增长以水汽在冰核上凝华为主要物理过程,冰晶再通过淞附和碰并机制,与过冷雨水和云水相互作用形成霰,霰在下落过程中融化成雨,最终形成地面降雨。

4 结论

通过对鄂西北十堰地区 2001-2002 年的 6-8 月 79 次对流降水过程进行三维对流云模式模拟,比较分析了不同对流强弱和降水性质的对流云降水机制,重点研究了冷云冰相过程特征,得到如下结论。

(1)三维对流云模式模拟结果在地面降水总量、云顶高等方面与实际降水和雷达回波资料统计结果符合比较好,也模拟出三种不同类型对流降水在降水量、上升速度以及含水量上比较明显的差异,且有些特征与雷达观测结果一致,说明运用三维积云模式模拟实际降水云的发展特征是可行的。

(2)鄂西北夏季对流降水云主要的还是冷云(或暖云底冷云),暖云过程产生的降雨不多,冰相过程对鄂西北夏季对流降水的影响更加显著。暖云过程对降雨的作用,一是直接形成暖雨;二是生成的云水和雨水粒子作为过冷水成为其它冰相微物理过程的源项,在冰相粒子的生成中起到重要作用。

(3)对流降水云中粒子的垂直分布为,过冷云水分布在 0~30 温度层中,过冷雨水在 0~10 之间,过冷雨水主要参与霰的增长,过冷云水粒子主要参与冰晶增长过程。霰分布在 0~30 之间,在 0~10 之间则是霰和雨水相互转化的集中区域。冰晶分布在 -20~70 温度层中,在强对流云中,在 -50 层上下形成霰粒子的第二积聚中心,并与冰晶积聚中心重合,使得云中出现 3-5 个垂直高含水量中心。

(4)生成雨粒子的主要冰相过程为霰融化成雨水。生成霰的主要微物理过程为霰撞冻雨水增长,因过冷雨水积聚区高度低于过冷云水积聚高度,霰碰并过冷雨水增长过程更快。冰晶增长的主要作用机制是对流云内贝吉隆效应,强对流云中云水匀质冻结形成冰晶效率很高。

(5)冷云降雨微物理过程首先是暖雨过程形成的充分雨水在上升气流的携带下,积聚到雨霰作用带中,霰迅速增长;在达到霰的峰值后,霰融化成雨水,冷云雨水大量生成。云水被带入更高的云层,参与冰晶的形成和增长,并以匀质冻结冰晶为主要微物理过程。由于大量凝华潜热释放,云上层温度升高,形成的冰

晶发生升华或蒸发,使云中水汽压增加,贝吉隆效应明显,冰晶大量凝华增长,通过淞附和碰并过冷雨水,促进霰的增长,霰在下落中融化成雨,促进雨水粒子增加,最终形成地面降雨。

本文所得结论是基于对流云模式的模拟结果,虽然部分宏观特征量与实际地面降水量和雷达回波图像特征相比较为符合,但还缺乏直接的微物理探测数据证实。因此,文中结论有待今后结合云粒子探测数据及其他非常规探测资料开展更为深入的模拟分析和对比检验。

参考文献:

- [1] 楼小凤,周秀骥,胡志晋,等.MM5 模式微物理方案的对比分析[J].气象科技,2004,32(1):6-12.
- [2] 胡志晋,何观芳.积雨云微物理过程的数值模拟(二):阵雨、冰雹、暴雨的个例研究[J].气象学报,1988,46(1):28-40.
- [3] 孔凡铀,黄美元,徐华英.对流云中冰相过程在积云发展中的作用的三维数值模拟研究[J].中国科学(B 辑),1991,15(6):78-88.
- [4] 洪延超,肖辉,李宏宇,等.冰雹云中微物理过程研究[J].大气科学,2002,26(3):421-432.
- [5] 肖辉,王孝波,周非非,等.强降水云物理过程的三维数值模拟研究[J].大气科学,2004,28(3):385-404.
- [6] 陈宝君,肖辉.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,2007,31(2):273-290.
- [7] 廖菲,洪延超,郑国光.影响云和降水的动力、热力与微物理因素的研究概述[J].气象,2006,32(11):3-11.
- [8] 熊华南,张国君,周益辉.湖南省 2001 年夏秋季对流云降水潜力数值模拟结果[J].应用气象学报,2003,14(增刊):110-117.
- [9] 洪延超.三维冰雹云催化数值模式[J].气象学报,1998,57(1):30-44.
- [10] 王斌,周勇,杨维军,等.鄂西北夏季对流降水回波特征的研究[J].应用气象学报,2001,12(增刊):151-157.

Numerical Simulation on Precipitation Microphysical Processes of Convective Cloud During Summer in Northwestern Hubei Province

WANG Bin¹, SHI Yan¹, WU Tao², CHEN Bao-jun³

(1.Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074; 2.Shiyan Meteorological Bureau of Hubei Province, Shiyan 442000;

3.Atmospheric Science of Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract: A number of simulation activities are conducted through utilizing a 3-D and 2-parameter convective cloud model, which includes very detailed microphysical processes, in order to analyze characteristics in details of precipitation processes in convective cloud, of which the events often occur during summer in mountainous area of west-northern Hubei Province. This study is expected to enhance understanding of local convection precipitation forecast and rainfall augmentation. Based on the results of simulation, which are comparable to real amount of rainfall and features of radar echoes, warm and cold cloud microphysical characteristics are analyzed and discussed such as vertical distribution natures of ice phase particles and super cool water, accretion mechanisms of graupel, ice crystal and etc. Finally, the main precipitation microphysical mechanism of cold convective cloud is concluded.

Key words: Convective cloud; Microphysical process; Precipitation; Numerical simulation