

文章编号: 2096-1618(2016)02-0197-07

三维冰雹云模式对贵州“3.19”冰雹过程的数值模拟

蒋 璘¹, 朱克云¹, 张 杰², 龙天强³

(1. 成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 成都军区空军气象中心, 四川 成都 610041; 3. 贵州黔东南气象局, 贵州 黔东南 556000)

摘要:为了探讨冰雹发生的强对流天气的物理机理和动力过程,利用三维冰雹云模式,对2013年3月19日发生在贵州黔东南地区的强对流天气的宏观及微观发展过程进行数值模拟。结果表明,冰雹云在发展阶段,云中出现较弱的上升气流,在成熟阶段,上升气流不断增强,且在云中出现了较强的垂直风切变,在消亡阶段,云中主要以下沉气流为主。模式较好地模拟出云中各种水物质相态变化微物理过程的演变、转化及分布特征,结果表明冰雹质量和浓度的增长主要由霰自动转化而来,霰粒子质量越大,雹增长得越快,以上模拟结果可为预报该地区的冰雹提供一定的参考和依据。

关键词:气象学;中尺度气象学;云模式;微物理过程;冰雹

中图分类号:P445

文献标志码:A

0 引言

强对流天气对人们生产生活造成极大的危害,然而冰雹云中的强烈的上升与下沉气流及固态降水亦对飞行造成巨大的影响,特别在低空飞行的有限区域内,航空器若突遇强对流单体中的下沉气流或风切变,可直接导致飞行事故发生^[1]。可见,研究冰雹天气的形成机制及微物理过程演变,提高预报准确率,对人们生产生活及飞行安全都十分重要。

前人对冰雹的形成机制做了不少研究,早在20世纪50年代,J Von Neumann^[2]模拟了忽视水分相变影响的干对流过程,20世纪60年代,Sulakvelidze等^[3]研究了冰雹的形成过程,并提出“累积带”理论。Orville等^[4-8]利用对流云模式成功地对不同对流云的动力过程进行研究,并对云中冰相过程进行模拟。20世纪70年代Steiner^[9]首次建立了三维云模式,20世纪80年代G. J. Tripoli^[10]将三维弹性模式加入动力过程中,M. E. Schlesinger^[11]又在其基础上进一步建立了滞弹性模式。中国著名的三维云模式有1990年孔凡铀^[12]建立的完全弹性三位冷云单参数模式,1998年,洪延超^[13]在以上模式的基础上,对微物理过程进行改进,对水物质分得更细,数浓度谱函数假定为GAMMA函数,并结合催化剂的核化过程,可用来研究催化防雹,2001年,郭学良^[14]建立了三维冰雹分档强对流云模式。

贵州地处中国青藏高原东部,为高原山地地形,地形复杂,低空湿度大,强对流天气时有发生。研究该地

区的强对流天气,对加强高原山地地形下强对流天气的认识及预警具有一定的现实意义。利用三维冰雹云模式,对2013年3月19日发生在黔东南的一次冰雹过程进行相关的数值模拟,以探究该地区冰雹产生的微物理过程及动力机制。

1 资料及模式方法简介

文中所用的资料为2013年3月19日micaps资料及贵阳站探空资料、GFS 0.5°×0.5°再分析资料、黔东南地区天气雷达资料。

文中所用模式为中科院大气所孔凡铀及洪延超等研发的三维弹性双参数冰雹云模式,模式采用双参数谱,预报各种水成物粒子的比含量Q和比浓度N^[11],模式假设大气无粘性可压,忽略地转偏向力,且任意时刻预报量场可分解为网格元平均量与次网格湍流脉动量之和。

侧边界条件为辐射边界 $\frac{\partial U_n}{\partial t} + (U_n + C_*) \frac{\partial U_n}{\partial n} =$

0。上下边界 $w|_{z_0, z_t} = 0$ 。初始条件为探空资料(温度、风场),初始扰动场为位温 $\Delta\theta$ 。启动方式有热启动、冷启动和无启动3种。

其中,各种变量的具体物理意义见文献[12]~[13],模式预报量主要包括宏观物理量如最大上升气流,云中及地面冰雹直径、地面降水量、降雹量等,微观物理量有冰雹云中Qv(水汽)、Qc(云水)、Qr(雨水)、Qi(冰晶)、Qs(雪)、Qg(霰)、Qf(冻滴)、Qh(冰雹)的数浓度,并考虑各种水物质之间的核化、碰并、凝结凝

华、融化、蒸发、繁生、自动转化等微物理过程^[11],共 20 个预报变量。

此次冰雹发生在贵州省东南部,东临怀化,西临贵阳,由于天气系统配置偏西,因此模式的初始场选为贵阳测站 2013 年 3 月 19 日 20 时的探空资料。模拟区域的水平范围为 35 km×35 km,模拟的垂直范围为 18.5 km,水平分辨率 1 km×1 km,垂直分辨率 0.5 km,扰动区域长度和宽度为 10 km。设定不同的参数方案(如表 1),目的是对比找出适合该地区的参数方案,并进行相关动力过程和物理机理分析,为该地区冰雹预报提供相关的预报依据。

表 1 为采用热启动方式不同参数方案的模拟结果,经对比从中选择与实况观测结果相近,且其模拟结果能够较好地体现整个对流风暴完整演变过程的方案,因此本次过程分析选择的扰动厚度为 4 km,扰动位温为 2.0℃,整个强对流过程共模拟 28 min,以下将对此参数方案模拟结果进行相关分析。

表 1 不同参数方案模拟的最大上升气流和地面最大冰雹直径

扰动厚度 r_h/km	扰动位温 $s_0/^\circ\text{C}$	最大上升气流/ m/s	地面冰雹最大直径/ mm
3	0	16.172	0
4	0	90.626	11.469
3	0.4	6.288	5.970
4	0.4	6.379	6.727
3	0.5	8.318	6.685
4	0.5	28.276	6.797
3	1.0	11.924	2.773
4	1.0	27.249	3.191
3	1.5	14.595	2.610
4	1.5	18.201	3.328
3	2.0	12.308	2.148
4	2.0	12.565	3.165
3	2.5	14.047	2.643
4	2.5	23.647	3.595

2 个例介绍

本次强冰雹天气的主要影响系统为 500 hpa 高空槽,700 hpa 低空急流、低空辐合线和地面冷锋。由图 1 贵阳地区的探空的 Tlogp 图可以看到,08 时整层大气呈下湿上干的状态,cape 值几乎为零,从风向随高度的变化可以看到,整层大气处于锋前的暖平流区域,且低层出现较强的风的垂直切变。到 20:00 近地层空气湿度减少,水汽向上输送,中层湿度增大,低层湿度减小,而不稳定能量大大增加,为 819.6 J/kg,由风向随

高度的变化可知,整层大气仍处于锋前的暖平流区,但风的垂直切变增强,为冰雹强对流天气的产生提供了有利的条件。据不完全统计资料分析,2013 年 3 月 19 日主要降雹集中的时间段为 20:30~22:30,降落到地面的最大冰雹直径为 2~10 mm。

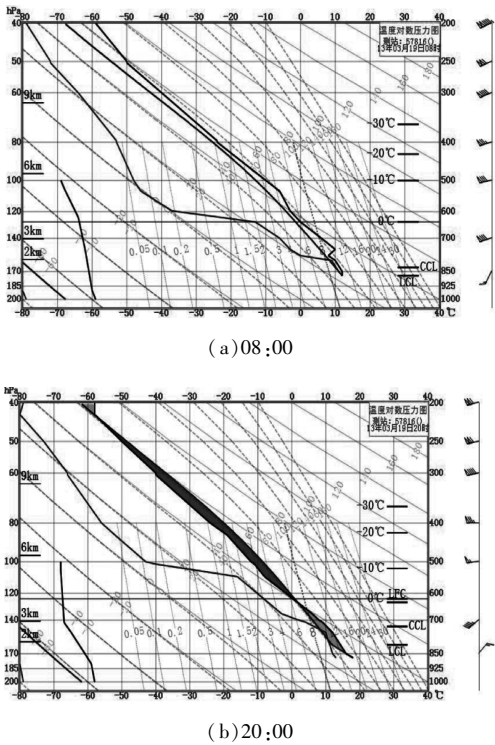


图 1 2013 年 3 月 19 日贵阳站探空资料

3 模拟结果及分析

3.1 宏观动力特征

图 2 为模拟的最大上升气流随时间的演变,可以看出最大上升速度变化呈单峰型,阶段性特征明显,0~4 min 为发展阶段,4~20 min 为成熟阶段,20~28 min 为消亡阶段。风暴发展阶段的最大上升速度小于 8 m/s,成熟阶段第 12 分钟时最大上升速度极大值为 12.565 m/s,消亡阶段速度为 6 m/s 以下。

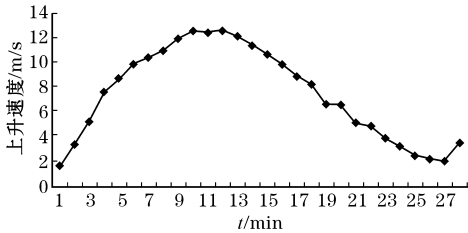


图 2 模拟最大上升速度大小随时间的演变

实况垂直速度场(图 3)与模拟结果(图 4)对比分析可知,模拟的第 4 分钟(图 4a),区域中心开始出现弱

的上升气流,上升区中心速度最大值为4 m/s,实况速度场(图 3a)在贵阳东部地区为负速度区,负值区中心为-2.5 hPa/s,上升气流区后部由于中层冷空气补充为正速度区,气流下沉,在模拟的速度图(图 4a)中也可以看到,模拟中心区域的后部也存在弱的下沉区,与实况相符。成熟阶段(图 4b),模拟的风暴区域上升速度不断增大,正速度区面积也在扩大,且上升速度强中心逐渐东移,中心强度已达到-12 m/s,后部中层冷气流下沉,形成水平方向的较强的垂直风切变,这种流场有利于强对流风暴的发展。如图 4(c)所示,模拟区域偏东位置已出现大片的下沉气流区,为风暴的消亡期,由 3 月 20 日 00:00 实况(图 3b)显示贵阳以东地区为大片的正速度区,预示着此次强对流过程已经接近尾声,由以上分析可以得出,此次模拟结果与实况符合得较好。

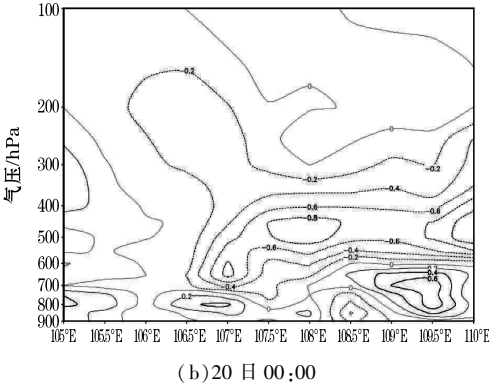
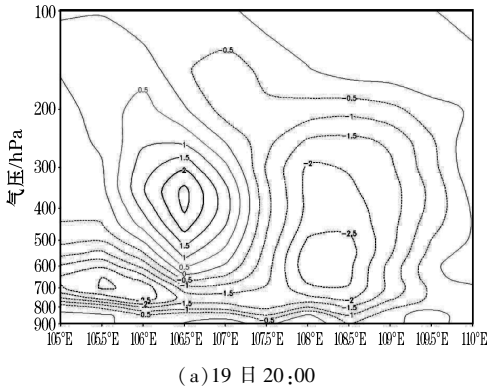


图 3 2013 年 3 月 19 日 20:00 和 20 日 00:00 沿 26.5°N 实况垂直速度纬向剖面图

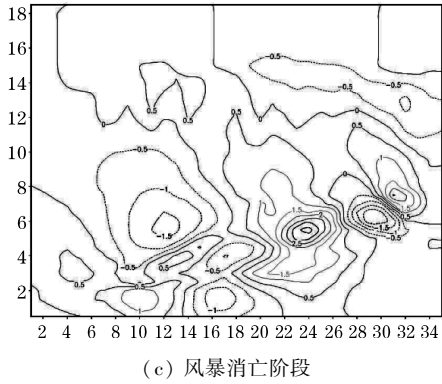
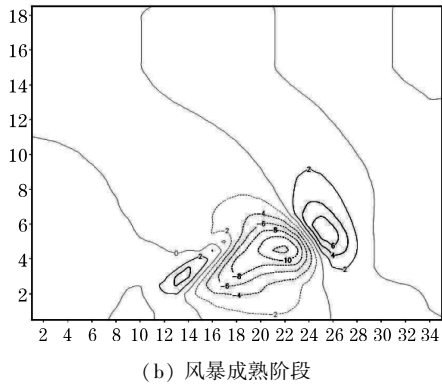
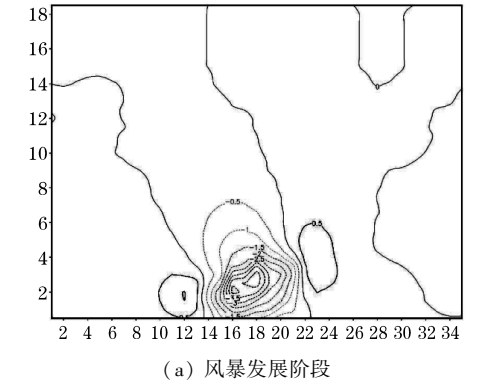


图 4 模拟垂直速度的垂直剖面图

3.2 流场及总含水量分析

图 5 中的流场为纬向速度 u_1 与垂直速度 w_1 的矢量和,填色部分为云中总含水量,在模拟的第 4 分钟(图 5a),冰雹云中开始出现明显的上升气流,低层吹偏东风,在 4 km 高度上转为西风,上升气流将低层的水汽带到高空,总的含水量在 3 km 以下开始积累,由图 5(a)可以看出,云顶高度约为 3 km,最大含水量中心强度为 1 g/kg。4 分钟后(图 5b)云中上升气流逐渐增强,第 8 分钟云中上升气流最大值大于 10 m/s,云中总含水量在第 12 分钟时增加到 4 g/kg(图 5c),且云顶总含水量大值中心高度不断升高,在第 16 分钟云顶升高到 7km 以上(图 5d),云中含水量最大值中心高度升高至 5 km。第 20 分钟时(图 5e),云中下部的后方已经出现明显的下沉气流,总含水量中心减少到 2 g/kg,20 分钟后云中含水量迅速减少(图 5f),云体中下层完全被下沉气流所占据,云顶高度下降至 6 km 左右。不难发现,整个模拟过程,冰雹云中水含量总体偏少,总含水量最大值为 4 g/kg,可见,贵州地区与东部地区相比,风暴云团中的含水量偏少。

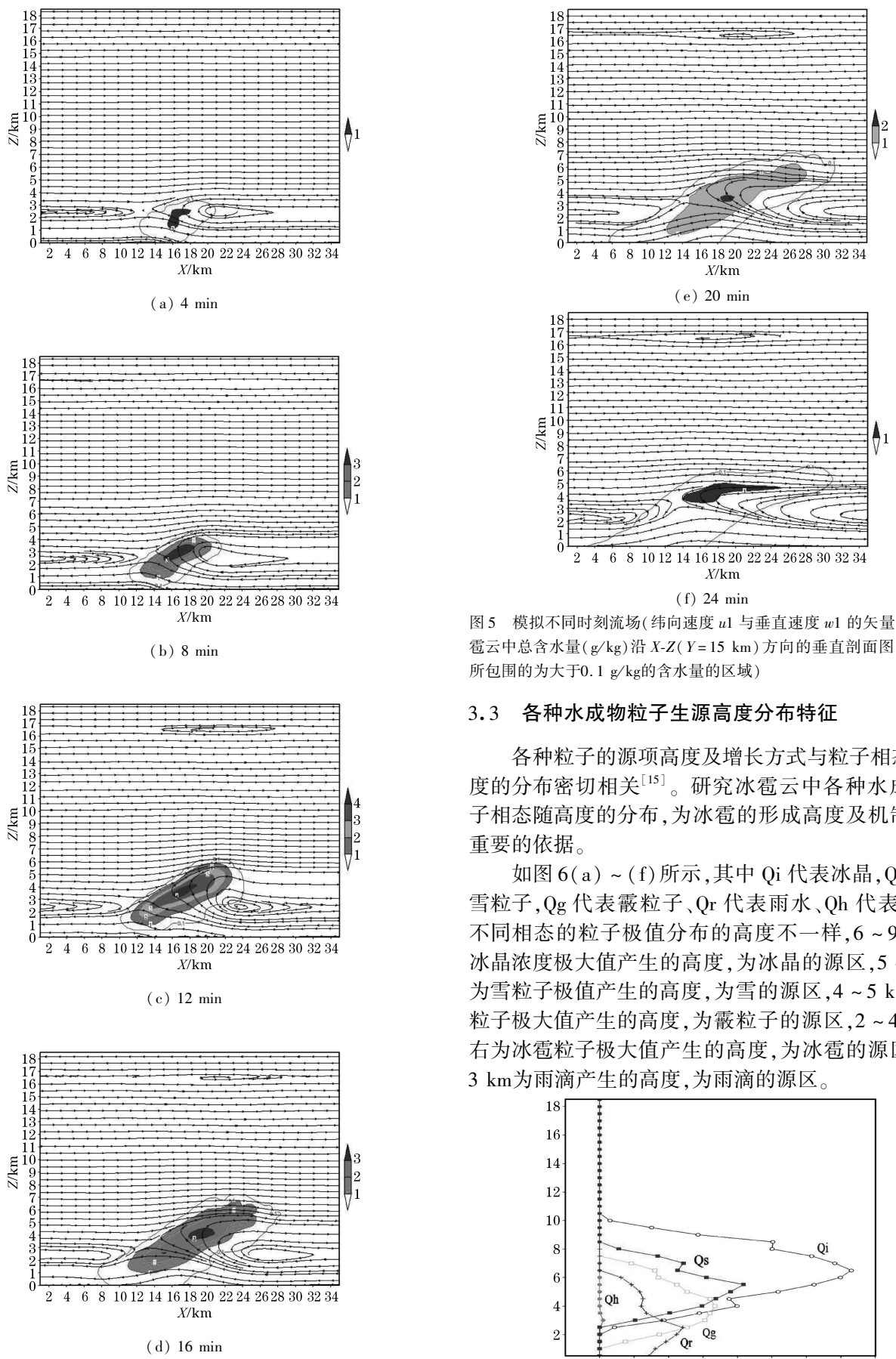
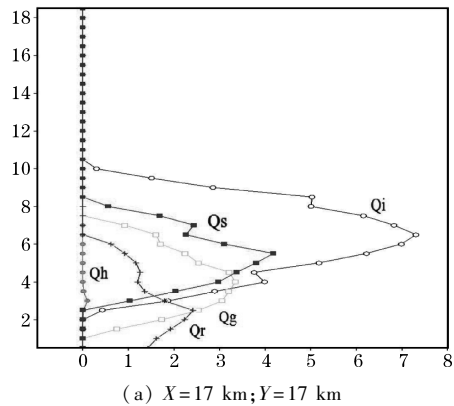


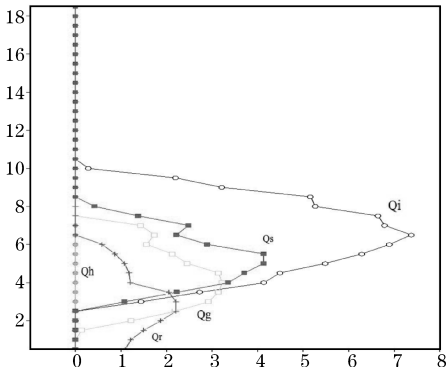
图5 模拟不同时刻流场(纬向速度 $u1$ 与垂直速度 $w1$ 的矢量和)与冰雹云中总含水量(g/kg)沿 X - Z ($Y=15\text{ km}$)方向的垂直剖面图(等值线所包围的为大于 0.1 g/kg 的含水量的区域)

3.3 各种水成物粒子生源高度分布特征

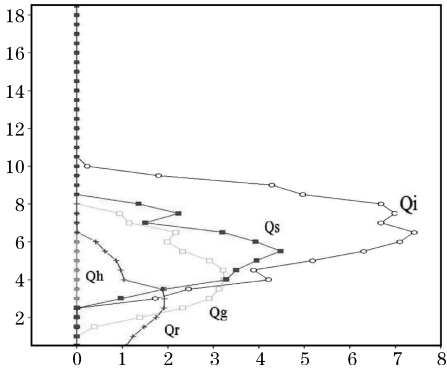
各种粒子的源项高度及增长方式与粒子相态随高度的分布密切相关^[15]。研究冰雹云中各种水成物粒子相态随高度的分布,为冰雹的形成高度及机制提供重要的依据。

如图6(a)~(f)所示,其中 Q_i 代表冰晶, Q_s 代表雪粒子, Q_g 代表霰粒子, Q_r 代表雨水、 Q_h 代表冰雹。不同相态的粒子极值分布的高度不一样,6~9 km为冰晶浓度极大值产生的高度,为冰晶的源区,5~6 km为雪粒子极值产生的高度,为雪的源区,4~5 km为霰粒子极大值产生的高度,为霰粒子的源区,2~4 km左右为冰雹粒子极大值产生的高度,为冰雹的源区,2~3 km为雨滴产生的高度,为雨滴的源区。

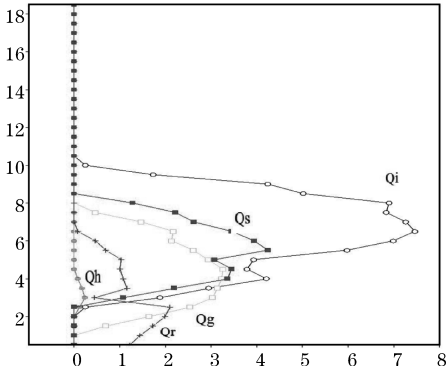




(b) $X=17\text{ km}; Y=18\text{ km}$



(c) $X=18\text{ km}; Y=18\text{ km}$



(d) $X=18\text{ km}; Y=17\text{ km}$

图6 模拟不同空间点各种水成物粒子浓度随高度的变化
($t=16\text{ min}$ (单位 10^x个/kg))

4 地面降水情况分析

如图7所示,为3月19日黔东南雷达观测到的一次降雹个例的实况,云雹初生时刻分别为20:26(图7a),实况观测在20:37出现降雹(图7c),如图9所示,模拟第13分钟开始出现降雹,峰值出现在第20分钟,为1.022 t/min,模拟结果与雷达观测结果比较接近。模拟与实况降水趋势(如图8、图9)对比可以看出,模拟在第11分钟出现降雨,在第22分钟出现降雨量峰值,为7.759 t/min,降雨开始在第5分钟(即

20:31),在第28分钟出现过程最大值,模拟与实况对比可知,模拟降雨开始时间偏晚,雨量峰值出现时间偏早。结合图5可知,云中总含水量最大值出现在第12分钟,而在之后的第13分钟开始降雹,由此说明云中含水量的大小对形成固态粒子和固态降水的作用较明显。



(a)20:26 (b)20:31 (c)20:37



(d)20:26 (e)20:31 (f)20:37

图7 雷达反射率(单位:dBZ)及冰雹指数实测情况

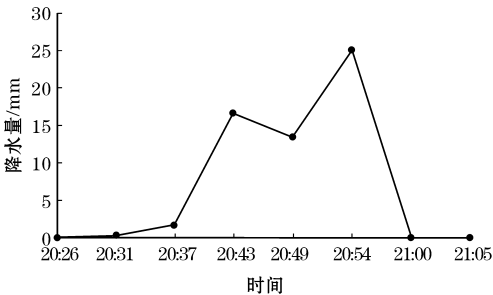


图8 实况降水观测值

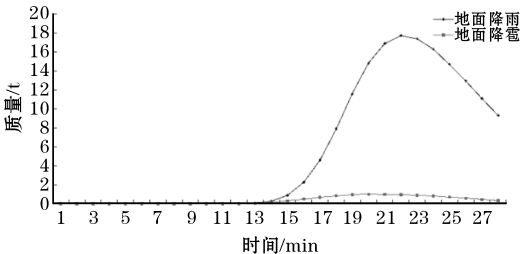


图9 模拟地面降雹量和降雨量变化特征

从图10可以看到在模拟的第9分钟,云中冰雹直径突增到整个过程的最大值8.358 mm,最后直径维持在3.065 mm,地面冰雹直径在第13分钟达到此过程最大值3.165 mm,最后维持在2.577 mm,据实况不完全统计,大部分地区地面最大冰雹直径为2~10 mm(个别地形复杂的山区除外),此结果在实况统计范围内。

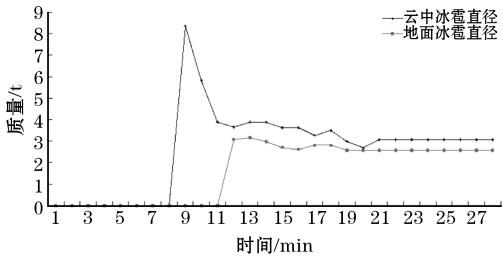


图10 模拟云中及地面冰雹直径随时间的演变特征

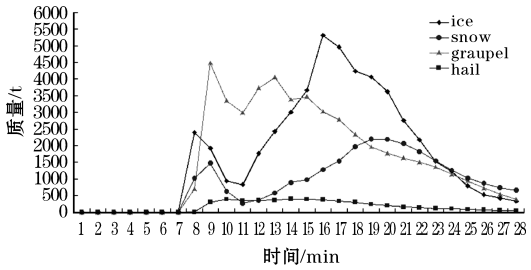


图13 水物质每分钟产量变化

5 模拟微物理过程演变特征

由图 11 可知,雹的质量增长呈单峰型,雹的质量和浓度的增长均开始于第 9 分钟,并在第 10 分钟的质量转化最大,雹质量转化与雹云中霰和云滴的质量大小关系密切,以霰的自动转化(CNgh)和云滴碰并转化(CLch)方式为主。如图 12 所示,雹的浓度转化方式只有一种,为霰的自动转化,因此雹浓度的时空演变规律与霰浓度的演变密切相关。

由模拟结果图 13 可知,在冰雹云中霰先于雹的出现,由图 11 分析结果可知,其原因是雹质量及数浓度的增长主要依赖于霰。如图 13 所示,在第 6~8 分钟,冰晶和雪的产量比其他水物质要高,在冰晶出现极大值之后,霰的质量迅速增大,并在第 9 分钟达到了一个极值,而冰晶产量却在减少。霰在第 9 分钟产量达到极值后,雹的产量迅速增加,由0.809 t/min突增至301.192 t/min,此时正对应着霰的浓度的减少,其原因因为在第 9 分钟,霰自动转变成雹的质量转化率迅速增加(如图 11)。此后,霰的分钟产量在第 13 分钟再次达到极值,此时雹对霰的碰并增长也达到最大,第 14 分钟,雹的分钟产量达到极大值 396.034 t/min。24 分钟后,冰雹云中各种冰相粒子逐渐减少,冰雹过程也趋于结束。

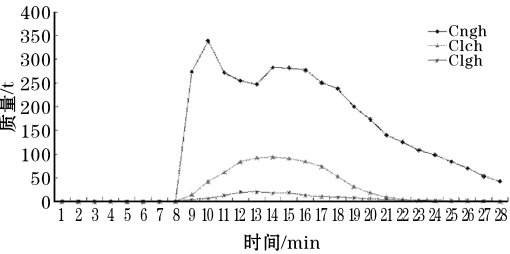


图11 各过程每分钟雹质量转化率

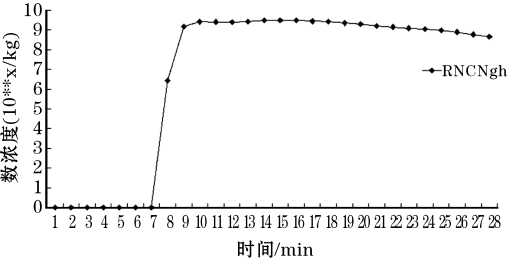


图12 各过程每分钟雹数浓度转化率(10^8 个 \cdot kg $^{-1}\cdot$ min $^{-1}$)

6 结论

(1) 模拟结果表明,风暴发展初期云内基本为上升气流,成熟期云内的下沉气流逐渐加强,到风暴的消亡期,云内上升气流强度大大减弱,上部大部分为下沉气流控制。

(2) 6~9 km高度为冰晶的源区,5~6 km为雪的源区,4~5 km为霰粒子的源区,2~4 km为冰雹粒子的源区,2~3 km为雨滴的源区。

(3) 模拟降雹开始时间及强度与观测结果较吻合,模拟降雨开始时间偏晚,雨量峰值出现时间偏早,同时云中含水量的大小对形成固态粒子和固态降水的作用较明显。

(4) 冰雹质量和浓度的增长主要由霰自动转化而来,霰粒子质量和浓度越大,雹增长得越快,以上模拟结果可为预报该地区的冰雹提供一定的参考和依据。

参考文献:

[1] 丁立平,低空风切变对飞行的影响及应对措施[J],实践与应用:77-81.

[2] Blair A A. study of a numerical solution to a two dimension dynamical problem, Math [J]. Tables and other Aids to Computation,1959,(3),145.

[3] Sulakvelize,G K N S. Bibilashvei, V F Lapcheva. Formation of precipitation and Modification of Hail process[J]. Press of Hydrometeorology, 1967.

[4] Simpson J,Wiggert V. Model of precipitating cumulus towers, Mon, wea, Rev. , 1969,97:471-489.

[5] Takahashi T. Hail in an axisymmetric cloud model [J]. Atmos. Sci. ,1976,33:1579-1601.

[6] Orville H D,kopp F J. Numerical simulation of the life history of a hailstorm [J]. Atmos. sci. 1977, 34:1596-1618.

[7] Hsie E Y,Farley R D,Orville H. D, Numerical

- simulation of ice-phase convective cloud seeding [J]. Appl. Meteor. , 1980,19:950-977.
- [8] Farley R D, Orville H D. Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth: Part I, Preliminary model verification and sensitivity test [J]. China Appl. Meteor. , 1986,25:2014-2036.
- [9] Steiner J B. A three-dimensional model of cumulus cloud development[J]. Atmos. Sci. , 1973,30:414-435.
- [10] Tripoli G J, Cotton W R. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model [J]. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments [J]. J de Rech Atmos, 1982,16:185-220.
- [11] Shlesinger M E. Effects of the pressure perturbation field in numerical model of unidirectionally sheared thunderstorm convection: two versus three dimensions [J]. J Atmos Sci, 1984,41:1571-1587.
- [12] 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[J]. 大气科学,1990,14(4):441-452.
- [13] 洪延超. 三维冰雹云催化数值模式[J]. 气象学报,1998,56(6):641-651.
- [14] 郭学良,黄美元. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究:(II) 冰雹粒子的分布特征[J]. 大气科学,2001,25(6):856-864.
- [15] 洪延超,肖辉. 冰雹云中微物理过程研究[J]. 大气科学,2002,26(3):421-432.
- [11] Shlesinger M E. Effects of the pressure perturbation field in numerical model of unidirectionally sheared thunderstorm convection: two versus three dimensions [J]. J Atmos Sci, 1984,41:1571-1587.

Numerical Simulation of the “3.19” Hail Weather in Guizhou by Three-dimension Hail Cloud Model

JIANG Ying¹, ZHU Ke-yun¹, ZHANG Jie², LONG Tian-qiang³

(1. Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Air Force Meteorological Center of Chengdu Military Area Command, Chengdu 610041, China; 3. Qiandongnan Meteorological Bureau, Qiandongnan 556000, China)

Abstract: In order to investigate the physical mechanism and dynamic process of severe convective weather, the macro and micro development process of severe convective weather in Qiandongnan area of Guizhou in March 19, 2013 was simulated by using 3D hail cloud model. The results show that the hail cloud in the development stage, the weak upward flow in the cloud, in the mature stage, the rising air flow is enhanced, and the strong vertical wind shear in the cloud, in the extinction stage, the main flow of the main air flow. Model well simulated in all kinds of water substance phase state change in the microphysical processes of evolution, transformation and distribution characteristics. The simulation shows that the quality and concentration of hail grow mainly by graupel automatic conversion, quality of graupel particles hail grow. The above simulation results can provide some reference and basis for forecasting the area of hail.

Key words: meteorology; mesometeorology; cloud model; micro physical process; hail