

文章编号: 2096-1618(2022)02-0177-09

贵州威宁一次雹暴过程的雷达观测与数值模拟研究

周 昱¹, 尹志聪², 周筠珺^{2,3}

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044; 3. 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)

摘要:为系统了解中国西南复杂地形区域雹暴的动力及微物理特征, 聚焦贵州威宁, 主要利用多普勒双偏振雷达对该地区发生的典型雹暴进行观测, 并通过三维对流云模式对雹暴进行数值模拟。观测中, 在对雷达观测资料进行质量控制的基础上, 通过模糊逻辑的算法识别雹暴系统中的水成物粒子; 数值模拟中, 利用模式对雹暴的动力与微物理过程进行模拟, 并对雹暴的人工消雹潜力进行分析。研究结果如下: (1) 高原小槽东移及高低空急流的配合导致研究区域内产生雹暴; (2) 雹暴的发展期及成熟期是冰雹形成的关键时段, 雹暴系统中冰雹主要是低密度霰粒子及高密度霰粒子在过冷的环境下, 与过冷水及其他水成物粒子相互作用后形成的; (3) 利用三维对流云模式可以较好地再现雹暴的发展过程, 模拟与观测结果基本一致, 模拟也证实霰粒子与过冷液滴相互作用对于冰雹的形成至关重要; 研究对于中国西南复杂地形区域雹暴预警预报及人工消雹具有一定的指导意义。

关键词: 大气物理学与大气环境; 强对流天气过程; 观测与数值模拟; 雹暴

中图分类号: P406

文献标志码: A

doi: 10. 16836/j. cnki. jcuit. 2022. 02. 011

0 引言

雹暴是强对流天气中的一种, 多发生在中纬度内陆的山区。其多数是在一定低值系统的影响下产生的, 通常持续时间较短, 多在1 h以内; 发生时天气系统内水汽条件充足, 上升气流强烈, 并能产生冰雹, 有时还会发生大风、龙卷及雷电过程, 是典型的极端灾害性天气。雹暴不仅在中国是典型的灾害性天气, 而且在世界上很多国家也是如此。Cecil 等^[1]利用 AMSR-E 卫星观测资料系统地分析了全球范围的雹暴分布, 其主要分布于南北半球的中纬度陆地区域。雹暴较多的区域有: 阿根廷北部、巴拉圭、北美中部、孟加拉国、巴基斯坦、非洲中西部与东南部及东亚地区。在中国青藏高原及其邻近的云贵高原也是雹暴的多发区。雹暴的发生较多地受局地因素的影响, 利用 TRMM 卫星的观测资料可知, 雹暴主要发生观测站当地时间 15:00–21:00。

目前学术界对于雹暴产生的天气环境条件已经有了一定的认识。雹暴系统中存在高度组织化的上升与下沉气流, 二者之间相互配合, 但并不“阻断”各自的“路径”, 因此系统中垂直风切变异常强烈^[2]; 雹暴虽属于中小尺度系统, 但产生冰雹需要有持续性的上升

气流, 因而为抑制湍流耗散, 其中的相对螺旋度较强^[3]; 雹暴中冰雹要有足够的“生长”空间, 所以系统中抬升凝结高度需较低; 雹暴中冰雹若要长得足够大, 系统还需要有充足的水汽条件(如较高的相对湿度); 破坏性强的雹暴持续时间较长, 这就要求雹暴的移动速度与边界层的气流速度要相当^[4]。

学术界利用普通多普勒雷达、卫星及雷电定位系统对雹暴进行系统观测, 并对降雹发生前后系统的热动力过程、雷达的回波特征及其中的雷电活动都有了一定的认识^[5]。普通的观测设备较难探测到雹暴系统中的微物理过程。在各类雷达中, 双线偏振雷达由于同时发射横波与纵波, 可以得到除反射率以外的差分反射率、差分传播相移率和共极化相关系数等反映雹暴云中水成物粒子基本状态的偏振参量, 对于了解雹云中的微物理特征尤为重要。基于此, 尝试利用双偏振雷达对雹暴进行观测^[6–9]。这些研究主要分析了偏振参量与冰雹产生之间的对用关系; 或者针对雹云中某类水成物粒子的演变进行了演变过程的分析。李晓敏等^[10]则利用双偏振雷达的偏振参量对雷暴云中水成物粒子识别进行了初步的研究, 分析了该方法的有效性。

虽然对于雹暴的直接观测是对其研究的基础, 但是数值模式则可以较好地分析雹暴发生及发展的基本物理过程及各类物理过程之间的相互作用。三维对流

云模式与中尺度模式各具优势,云模式要求的计算资源较少,且可以设计更为详细的微物理过程,计算时效性较高;中尺度模式模拟的尺度大,要求计算资源较多,计算时效性较低。洪延超等^[11]与王凯等^[12]分别利用三维对流云模式研究了雹云中冰相水成物粒子特征及霰在雹粒子形成中的作用。付烨等^[13]与张小娟等^[14]则是利用中尺度模式对雹云中各类水成物粒子对于雹粒子形成的贡献。

研究区域聚焦于世界及中国雹暴多发区之一的西南复杂地形区域——地处云贵高原的贵州威宁;采取观测结合数值模拟的研究方法。观测主要利用多普勒双偏振雷达,通过粒子识别的算法对研究区域中典型的雹云中水成物粒子的发生发展与风场特征进行系统的观测分析,同时利用三维对流云模式对其进行模拟;旨在揭示雹暴系统中热动力及微物理过程的相互作用机制,一方面可以更好地对雹暴进行有效的预警,另一方面还可科学地指导人工防雹作业。

1 研究资料及主要方法

1.1 研究区域特征

选取地处中国西南复杂地区云贵高原的贵州威宁地区作为研究区域,位于 103°36′–104°45′ E、26°36′–27°26′ N,详见图 1。



图 1 雹暴研究区域示意图

境内山峰沟壑纵横交错,横贯有乌蒙山脉,2800 m 以上的山峰有 4 座,平均海拔为 2200 m,地形十分复杂。区域内气候多变、气象灾害较多,冰雹灾害尤为严重,年平均冰雹日数多达 25 天,雹暴天气过程主要出现在 4–8 月。

1.2 研究区域特征

采取观测结合数值模拟的研究方法,使用的观测资料主要包括:地面常规气象观测资料、探空观测资料及 X 波段多普勒双线偏振雷达观测资料。模式主要采用三维对流云模式(IAP-CSM3D)。

资料的处理主要是针对 X 波段多普勒双线偏振雷达观测资料实施的质量控制,主要包括:(1)地物回波识别与消除。(2)异常干扰回波识别与消除。(3)差分传播相退折叠与滤波。(4)衰减订正。

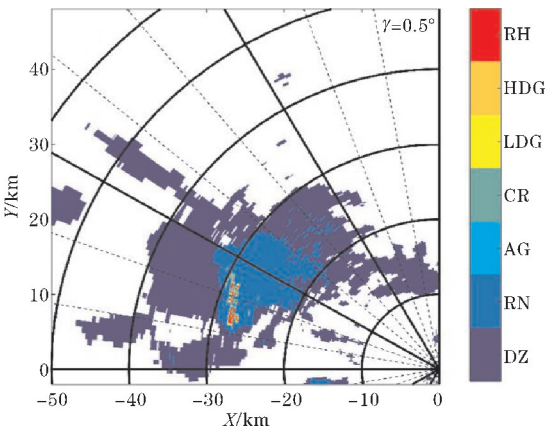
1.3 观测研究方法

重点的观测设备为 X 波段多普勒双线偏振雷达 YLD1-D Radar,其主要硬件指标见表 1。

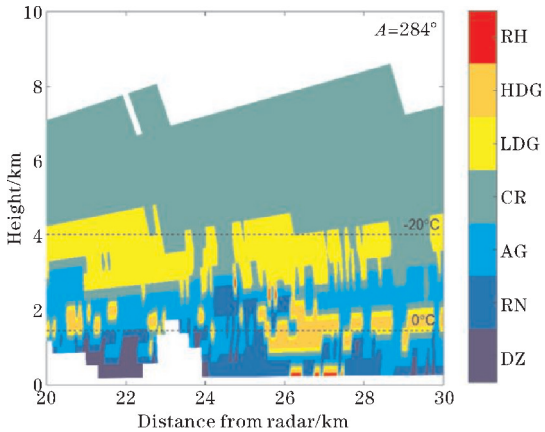
表 1 X 波段多普勒双线偏振雷达主要硬件指标

技术指标	取值
波长/cm	3.2
天线增益/dB	44
最大探测范围/km	150
垂直波束宽度/°	0.97°
水平波束宽度/°	0.97°
库长/m	75
单个体扫时间/min	6
经纬度/°	27.06°N,104.09°E
天线高度/m	2472
发射频率/GHz	9.6
扫描模式	VCP11
观测仰角/°	0.5°~19.5°

在对 X 波段多普勒双线偏振雷达资料进行质量控制的基础上,利用该雷达的特征参量反射率(Z_H)、差分反射率(Z_{DR})、差分传播相移率(K_{DP})、零延迟相关系数(ρ_{HV})及环境温度(T),通过非等权重分配、梯形函数计算与最大集成法(模糊逻辑法:模糊化、规则推断、集成和退模糊^[15–16],将回波识别为毛毛雨(DZ)、雨(RN)、聚合物(AG)、冰晶(IC)、低密度霰(LDG)、高密度霰(HDG)、雨夹雹(RH)7 种水成物粒子。识别结果示意见图 2,由图 2(a)可知在低仰角 0.5°的 PPI 中已识别出冰雹,这一点在图 2(b)中也可以得知,同时对比同一时刻的地表冰雹记录可知双偏振雷达的识别是成功的。



(a) 低仰角0.5°的雹暴中水成物粒子的识别结果



(b) 沿(a)中径向284°的剖面图

图2 双偏振雷达水成物粒子识别结果示意及验证

1.4 模拟研究方法

在数值模拟研究中,使用了三维对流云模式(IAP-CSM3D),含有催化模块。该模式最早是孔凡铀等^[17]开发的,后续又经过洪延超等^[18]的改进而构建的。该模式为三维弹性对流云含有催化模块的数值模式,特别是可以针对雹暴系统进行模拟,对其中的微物理过程“刻画”得较细致,雹云中的水成物主要涉及气态、液态、固态3种相态的8类,并设计了人工冰核引入后

对云微物理过程的影响。由于模式可以模拟热力过程,因而该模式还有利于研究雹暴热力过程与微物理过程的相互作用。

1.5 观测与模拟研究的对比方法

主要基于X波段双偏振雷达对于贵州威宁雹暴的热动力及微物理特征的观测结果,进而利用三维对流云模式对其进行模拟而实施的。研究将对观测与模拟结果进行对比,以便对研究区域的雹暴发生发展机制有更加深入的了解。

2 雹暴天气观测研究

2.1 雹暴天气特征概述

雹暴过程发生于2018年3月12日威宁境内,在小槽影响下产生,自西北向东南移动并不断发展。其单体回波强度最强处接近60 dBZ,并在17:45–17:55研究区域内发生短时强降雪,降雪密度达到700~1000粒/m²,冰雹直径达到10 mm。

2.2 雹暴天气过程背景

2018年3月12日08时,雹暴天气过程发生前的天气背景场如图3所示。200 hPa存在高空急流,500 hPa冷空气沿偏西气流向东传播,不断有小槽分裂东移。高原地区小槽东移至四川地区触发威宁强对流发展,稳定的冷空气输送使小槽维持发展,受西北干冷气流影响降雪地500 hPa为干区,低空急流带来充足水汽促进700 hPa湿区形成。干冷空气和低空急流带来的暖湿空气交汇形成不稳定层结。高低空急流的耦合促进整层垂直运动发展。小槽在东移传播的过程中受贵州乌蒙山地形的强迫抬升,触发了雹暴天气过程。

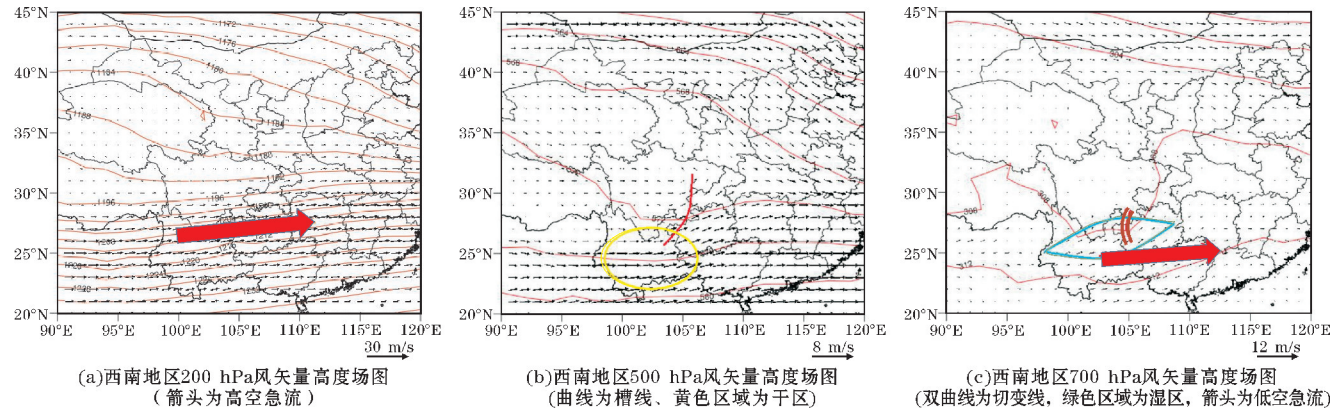
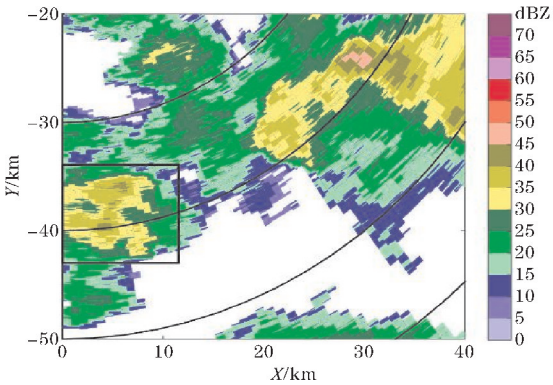


图3 雹暴过程天气背景场

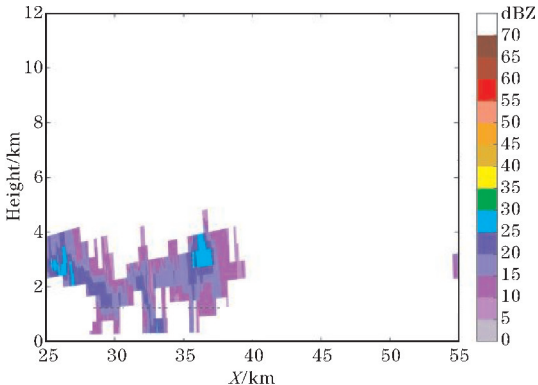
2.3 雹暴天气的双偏振雷达观测研究

为了解雹暴天气中冰雹的形成过程,主要针对冰

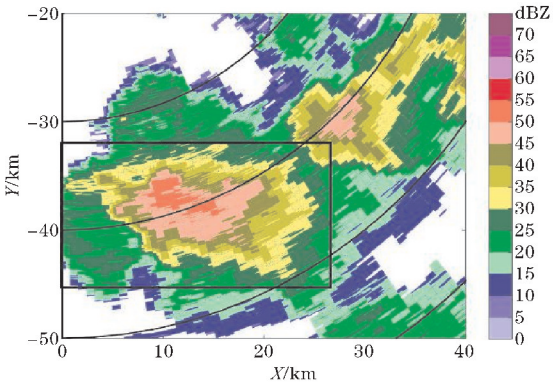
雹生成前(包括生成时)的阶段重点进行讨论,将该阶段主要分为生成期、发展期与成熟期。



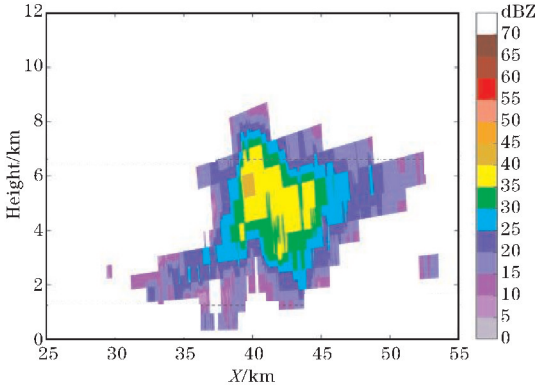
(a)生成期代表时段(17:11-17:17)雷达组合反射率



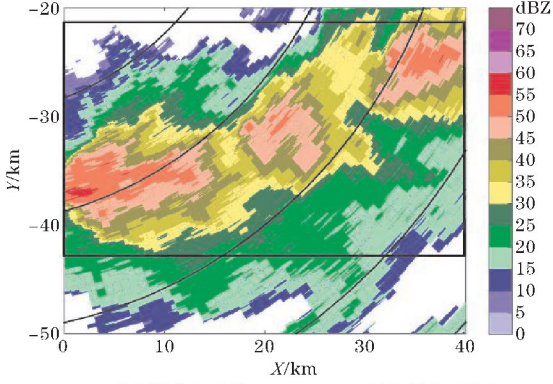
(b)生成期代表时段(17:11-17:17)方位角150° 反射率径向剖面



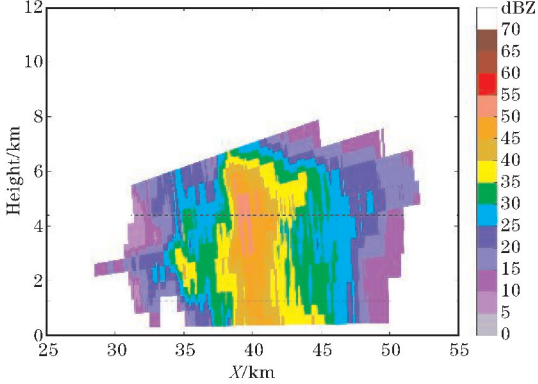
(c)发展期代表时段(17:28-17:34)雷达组合反射率



(d)发展期代表时段(17:28-17:34)方位角150° 反射率径向剖面



(e)成熟期代表时段(17:40-17:46)雷达组合反射率



(f)成熟期代表时段(17:40-17:46)方位角150° 反射率径向剖面

图 4 X 波段多普勒双偏振雷达观测的雹暴系统中冰雹生成前(包括生成时)生成期、发展期与成熟期代表时段的雷达组合反射率与方位角 150°反射率径向剖面图(黑色方框中最左侧的单体)

图 4 给出了 X 波段多普勒双偏振雷达观测的雹暴 3 个主要阶段的雷达组合反射率与雷达扫描方位角为 150°反射率径向剖面图。由图可知,在 17:11-17:46 的半个小时内经历了“生成期”至“发展期”再至“成熟期”的转变。

生成期代表时段的雹暴(17:11-17:17),最初为较小较弱的单体,面积不足 100 km²,中心回波强度超过 30 dBZ,强中心高度距离地面为 3 km。

发展期代表时段的雹暴(17:28-17:34),系统持续发展,雹暴的面积已发展至约 300 km²,中心回波强度接近 50 dBZ,强中心距离地面的高度接近 6 km。

成熟期代表时段的雹暴(17:40-17:46),出现多个单体,核心单体继续发展,面积超过 320 km²,中心回波强度超过 55 dBZ,强中心距离地面的高度接近 7 km(实际高度更高,这里是沿方位角 150°切的剖面图),达到普通冰雹云的标准。此时强中心已经开始接地,

接地处的强度也超过45 dBZ,表明已经出现了强降水;从剖面图还可以看出单体主体出现了倾斜,且在单体

主体右边4 km处出现了“穹窿”,这是雹暴成熟的重要标志之一。

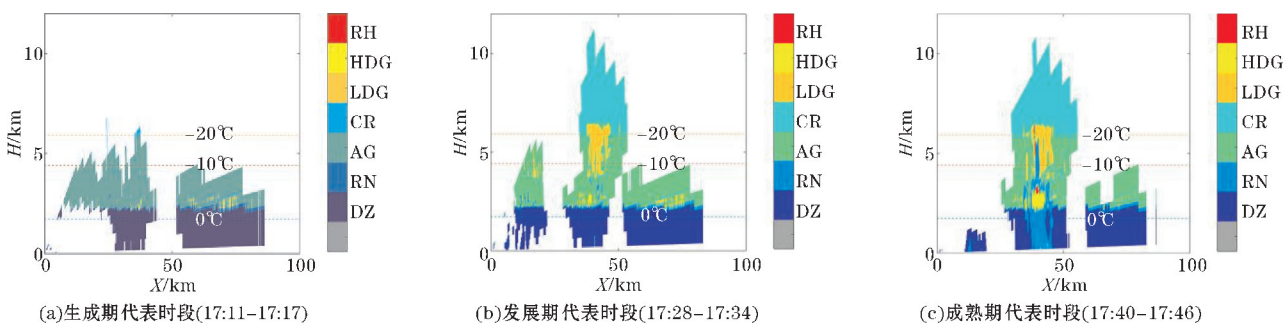


图 5 X 波段多普勒双偏振雷达观测的雹暴系统中冰雹生成前(包括生成时)生成期、发展期与成熟期代表时段的沿雹暴强中心的水成物粒子识别剖面图(其中蓝色虚线为 0℃高度、橙色虚线为-10℃高度、黄色虚线为-20℃高度)

图 5 给出了 X 波段多普勒双偏振雷达观测的雹暴系统中冰雹生成前(包括生成时)生成期、发展期与成熟期代表时段的沿雹暴强中心的水成物粒子识别剖面图。由图 5 可知,在生成期、发展期与成熟期内雹暴系统中的水成物粒子发生了明显的变化。

生成期代表时段的雹暴(17:11-17:17),雹暴主体在5 km以下,或在-10℃以下;在0℃~-10℃主要为聚合物(AG),0℃高度以下则主要为小雨滴(DZ)。

发展期代表时段的雹暴(17:28-17:34),雹暴主体快速发展,主体高度已经超过10 km。在0℃以下的高度仍然为小雨滴(DZ);在0℃~-10℃则主要为聚合物(AG),同时其间出现少部分的高密度霰粒子(HDG)与低密度霰粒子(LDG)及一些过冷雨滴(RN);而在-10℃~-20℃则主要为低密度霰粒子(LDG)与聚合物(AG);而在-20℃高度以上则主要为冰晶(CR)及少部分的低密度霰粒子(LDG)。低密度霰粒子(LDG)纵贯了-10℃~-20℃,其可成为冰雹形成主要前提物质(雹胚)。在这个阶段雹胚已经开始大量形成了。

成熟期代表时段的雹暴(17:40-17:46),雹暴系统的水平尺度比发展期明显增加。在0℃以下的高度除了小雨滴(DZ)以外,同时出现了大量大雨滴(RN)。在0℃~-10℃雹暴系统核心处以雨夹雹(RH)、高密度霰粒子(HDG)、低密度霰粒子(LDG)、大雨滴(RN)为主,外围则主要为聚合物(AG)。在-10℃~-20℃核心处则主要为雨夹雹(RH)、低密度霰粒子(LDG)、过冷雨滴(RN),外围同样是聚合物(AG)。-20℃高度以上主要为冰晶,并伴有下方输送上来的低密度霰粒子(LDG)。

冰雹的形成主要是以低密度霰粒子(LDG)与高密度霰粒子(HDG)消耗过冷液滴形成的;其中在高度

较高的区域聚合物(AG)可转变为低密度霰粒子(LDG),而在高度较低区域含水量较高,较易形成高密度霰粒子(HDG)。高密度霰粒子(HDG)率先淞附过冷液滴形成冰雹,同时低密度霰粒子(LDG)也会消耗过冷水形成冰雹;较高位置的冰雹一部分是下层对流输送上去的,另一部分是低密度霰粒子转变而成的。

3 雹暴天气数值模拟研究

3.1 模式的启动

所用模式为三维对流云模式(IAP-CSM3D),模式为地形追随坐标,考虑地形强迫触发以后,地面以上发展起来的雹暴系统的宏微观物理过程。模式的启动初始场为贵州威宁2018年3月12日08:00的探空资料,详见图6。

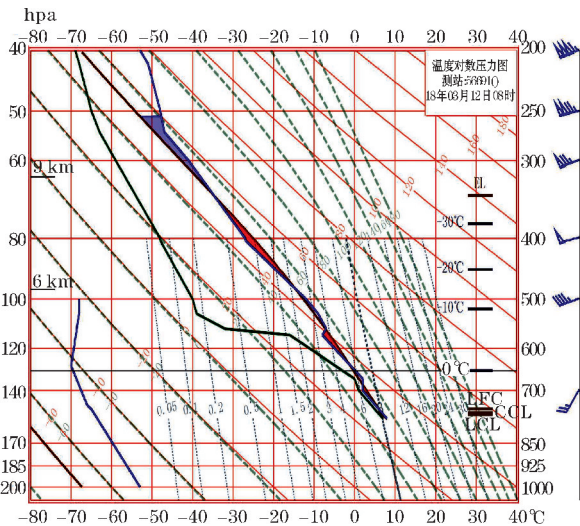


图 6 贵州威宁2018年3月12日08:00T-logP图

3.2 雹暴动力场特征模拟

利用三维对流云模式对此次雹暴过程进行模拟,首先分析模式模拟的雹暴动力场。

图 7 为模式模拟的 X-Z 剖面的风矢量与温度等值线以及风速等值线图。由图可知,当模式模拟至

14 min时,雹暴系统的主对流单体开始发展,大值速度区(大于2 m/s)主要在距离地面2 km高度处;8 min后,当模式模拟至22 min时,雹暴单体的上升气流已经发展至超过8 km高度,速度大值核心区位于距离地面6 km的高度,核心区速度在12 m/s以上。

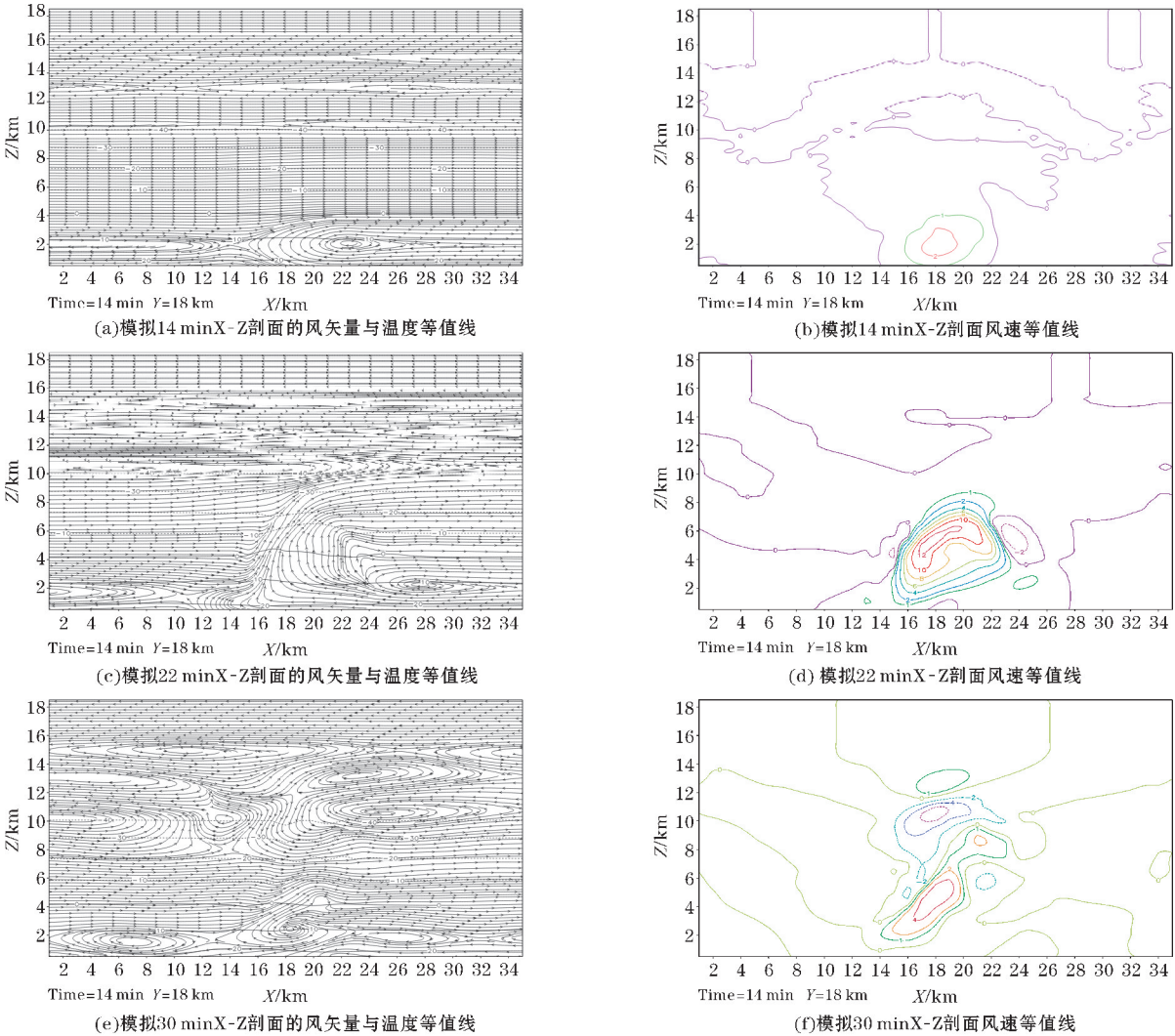


图 7 模式模拟的 X-Z 剖面的风矢量与温度等值线及风速等值线图

当发生至30 min时,虽然单体发展到了更高的高度,但在距离地面9 km的高度出现了辐散,这说明其发展的高度已经受到了限制,且呈现衰减的趋势;上升气流的大值区核心位于距离地面5 km的高度,中心速度大于4 m/s,已经比22 min时的大为减小。

3.3 雹暴微物理场模拟研究

在雹暴的发展过程中,不仅有着强烈的动力过程,而且还有着复杂的微物理过程。图 8 为模式模拟的 X-Z 剖面的总含水量。

模拟12 min时,在上升气流的作用下,云中总含水

量迅速形成,其大值中心为5 g/kg,距离地面的高度为3 km,总水含量分布的最大高度超过了4 km。

模拟20 min时,云中总含水量快速增加,其大值中心增加至9 g/kg,距离地面的高度为4 km。水汽最高的外缘已随上升被推升至7.5 km高度。

模拟28 min时,雹暴系统已进入了成熟期,总含水量的最顶端已发展至11 km的高度。此时系统出现了两个分离的总含水量中心,一个为9 g/kg,在距离地面0.5 km的高度处,这是强降水造成;另一个为5 g/kg,在距离地面8.5 km的高度处。

模拟32 min时,雹暴系统开始由成熟期向消散期

转变,接近地面的强中心已减弱至3 g/kg,说明降水强度已开始明显减弱;高空的大值区位于9 km的高度,其值减弱为4 g/kg,这是对流将要结束时在系统顶部剩下的冰相粒子残留造成。

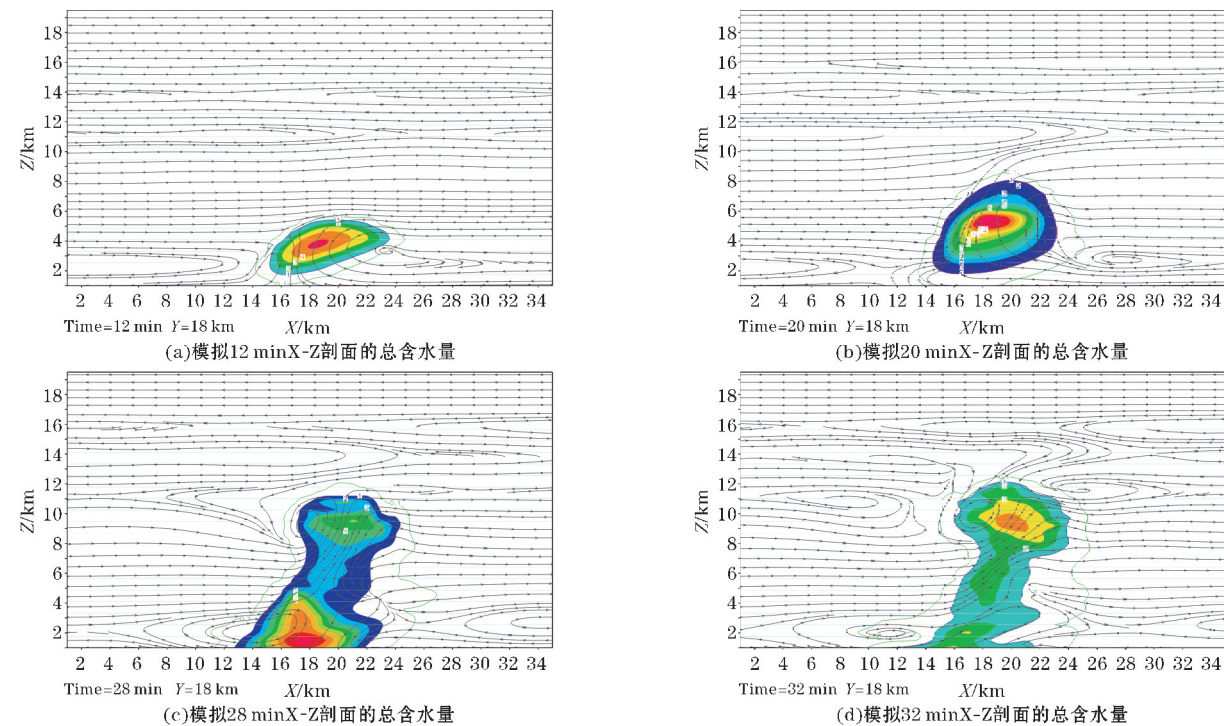


图8 模式模拟的 X-Z 剖面的总含水量

由于霰粒子是冰雹粒子的前提物质,其发展演变与冰雹的形成有着直接的关系。图 9 为模式模拟的 X-Z 剖面的霰粒子含量。

模拟22 min时,霰粒子分布区域顶部已达到7 km的高度,其发展已进入旺盛期;大值中心为6 g/kg,位于距离地面5 km的高度处,这与多普勒双偏振雷达观测到的

低密度霰粒子的位置及发展所需的时间基本一致。

模拟24 min时,霰粒子分布区域顶部高度有所增加,其距离地面的高度接近9 km;但其大值中心6 g/kg范围开始缩小,其距离地面的高度降低至4.5 km,这与多普勒双偏振雷达观测到的高密度霰粒子的位置及发展所需的时间较为一致。

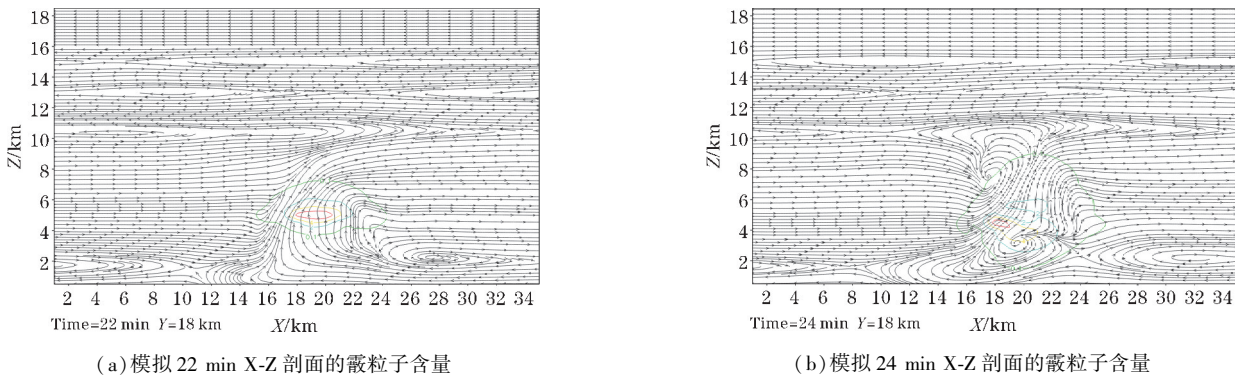
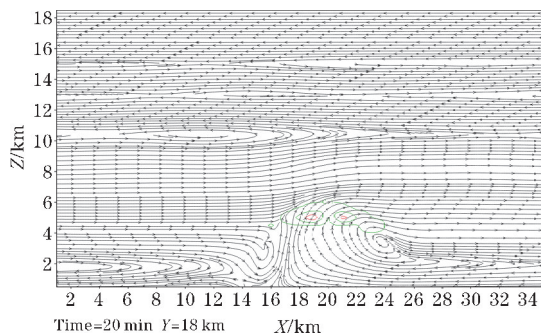


图9 模式模拟的 X-Z 剖面的霰粒子含量

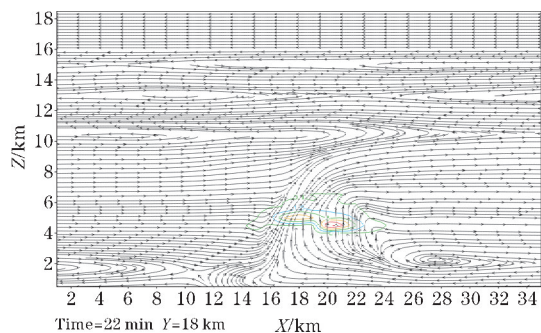
冰雹的形成不仅需要有过冷大液滴核心分布区域,同时还需要有过冷水与其相互作用。图 10 模式模拟的 X-Z 剖面的过冷雨滴含量。

模拟20 min时,过冷大液滴核心分布区域已分布至距离地面5 km高度处,其值为1.5 g/kg。

模拟22 min时,过冷大液滴核心分布区域最大值达到6 g/kg,距离地面的高度为5 km,且与霰粒子在模拟22 min时的大值中心位置一致,这为霰粒子依附过冷大液滴形成冰雹提供了重要的条件保障。



(a) 模拟20 min X-Z 剖面的过冷雨滴含量

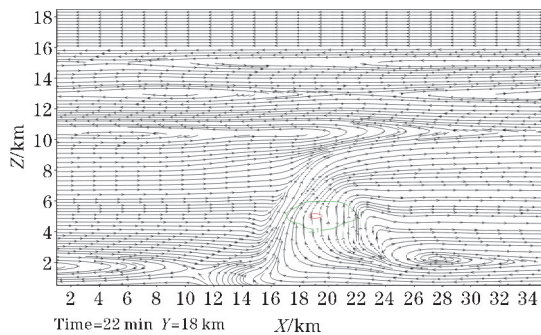


(b) 模拟22 min X-Z 剖面的过冷雨滴含量

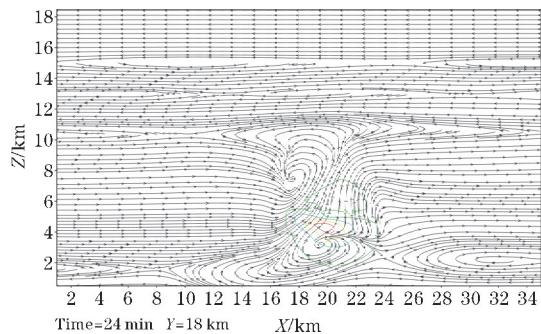
图10 模式模拟的 X-Z 剖面的过冷雨滴含量

图11为模式模拟的 X-Z 剖面的冰雹粒子含量,在雹暴动力与微物理过程的共同作用下,雹暴系统在成熟期产生了雹粒子。

模拟22 min时,此时过冷大液滴与霰粒子发展至最旺盛期,但雹粒子刚开始形成,核心区含量为1 g/kg,其距离地面为5 km的高度。



(a) 模拟22 min X-Z 剖面的冰雹粒子含量



(b) 模拟24 min X-Z 剖面的冰雹粒子含量

图11 模式模拟的 X-Z 剖面的冰雹粒子含量

模拟24 min时,雹暴进入模拟的成熟期,冰雹粒子分布区迅速扩大,核心区含量为3 g/kg,其距离地面为4.5 km的高度,这与多普勒双偏振雷达的观测结果也是基本一致的。

4 结论

本文主要的观测设备为 X 波段多普勒双偏振雷达,通过对雷达观测资料质量控制后,利用模糊逻辑的算法可以反演雹暴系统中水成物粒子分布特征,并与地面的冰雹观测结果进行相应的对比,结果表明水成物粒子识别较成功。在此基础上针对发生在中国西南复杂地形区域典型的雹暴降雹前的主要过程进行了系统分析,揭示冰雹粒子形成的主要微物理过程,特别是低密度霰粒子与高密度霰粒子与其他粒子之间相互作用对于冰雹粒子形成的作用。

本文数值模拟研究使用三维对流云模式,基本模拟出了此次雹暴的核心阶段,特别是涉及冰雹形成的重要阶段,模拟结果与多普勒双偏振雷达的观测结果基本一致。该模式可以“再现”雹暴的动力及微物理过程,通过该模式可以较好地分析雹暴系统的动力与微物理过程的相互作用。

参考文献:

- [1] Cecil D J, Blankenship, C B. Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers [J]. J. Climate, 2012, 25: 687-703.
- [2] Lemon L R. Severe thunderstorm radar identification techniques and warning criteria [M]. NOAA Tech. Memo., 1980: 60.
- [3] Droegemeier K K, S M Lazarus, R Davies Jones. Davies-Jones. The influence of helicity on numerically simulated convective storms [J]. Mon. Wea. Rev., 1993, 121: 2005-2029.
- [4] Wilson J W, D L Megenhardt. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines [J]. Mon. Wea. Rev., 1997, 125: 1507-1525.
- [5] Bedka K M, C Wang, R Rogers, et al. Examining Deep Convective Cloud Evolution Using Total Lightning, WSR-88D, and GOES-14 Super Rapid Scan Datasets [J], Weather and Forecasting, 2015, 30: 571-590.
- [6] 张鸿发, 郝秀书, 王致君, 等. 偏振雷达观测强对流雹暴云 [J]. 大气科学, 2001, 25(1): 38-48.
- [7] Scharfenberg K A, Miller D J, Schuur T J, et al. The

- Joint Polarization Experiment: Polarimetric Radar in Forecasting and Warning Decision Making [J]. *Weather & Forecasting*, 2004, 20(5): 775–788.
- [8] 苏冉, 廖菲, 周芯玉. 双线偏振雷达在广州“3.19”降雹过程中的应用分析[J]. *热带气象学报*, 2018, 34(2): 209–216.
- [9] 梅焱, 胡志群, 黄兴友, 等. 青藏高原对流云的偏振雷达观测研究[J]. *气象学报*, 2018, 76(6): 1014–1028.
- [10] 李晓敏, 周筠璐, 肖辉, 等. 基于X波段双偏振雷达对雷暴单体中水成物粒子演变特征的研究[J]. *大气科学*, 2017, 41(6): 1246–1263.
- [11] 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.
- [12] 王凯, 苏立娟, 达布希拉图, 等. 三维冰雹云模式对巴彦淖尔市一次冰雹天气过程的数值模拟研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2017, 31(11): 194–200.
- [13] 付烨, 刘晓莉, 丁伟. 一次冰雹过程及雹云物理结构的数值模拟研究[J]. *热带气象学报*, 2016, 32(4): 546–557.
- [14] 张小娟, 陶玥, 刘国强, 等. 一次冰雹天气过程的云系发展演变及云物理特征研究[J]. *气象*, 2019, 45(3): 415–425.
- [15] Dolan B, Rutledge S A. A theory-based hydrometeor identification algorithm for x-band polarimetric radars[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26(10): 2071–2088.
- [16] Snyder J C, H B Bluestein, G Zhang, et al. Attenuation correction and hydrometeor classification of high-resolution, X-band, dual-polarized mobile radar measurements in severe convective storms[J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2010, 27: 1979–2001.
- [17] 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): 441–453.
- [18] 洪延超. 积层混合云的数值模拟研究(I)—模式及其微物理过程参数化[J]. *气象学报*, 1996, 54(5): 544–557.

Observation and Numerical Simulation Study of a Hailstorm in Weining Guizhou Province

ZHOU Yu¹, YIN Zhicong², ZHOU Yunjun^{2,3}

(1. College of Atmospheric Sciences, CUIT, Chengdu 610225, China; 2. Meteorological Disaster Warning and Evaluating the Collaborative Innovation Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China; 3. College of Atmosphere Sciences, Plateau Atmosphere and Environment, Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: In order to systematically understand the dynamic and microphysical characteristics of hailstorms over complex terrain areas in southwestern China, Weining of Guizhou province is focused in this paper. The Doppler dual polarization radar and 3D convective cloud model are used to observe and simulate the typical hailstorms that occur in the area respectively. In the observation, based on the quality control of the radar observation data, the hydrometeor particles in the hailstorm system were identified by a fuzzy logic algorithm and in the numerical simulation, the dynamic and microphysical processes of the hailstorm were simulated by using the model. The potential of artificial hail suppression of hailstorm was analyzed. The research results are as follows: (1) The eastward movement of the small plateau trough and the cooperation of high and low altitude jets caused the occurrence of hailstorms in the study area; (2) The developing period and mature period of the hailstorm are the key periods of hail formation, and in the hailstorm system, hail is mainly formed by low-density graupel particles and high-density graupel particles, which interacting with supercooled liquid drops and other hydrometeor particles in a supercooled environment; (3) the use of 3D convective cloud model can better simulate hailstorms during the development process of hailstorm, and the simulation results are basically consistent with the observed results observations. The simulation also confirms that the interaction between the graupel particles and the supercooled droplets is very important for the formation of hails. This study has an identified guiding significance for the early warning and forecast of hailstorms and artificial hail suppression hail over the complex terrain areas in southwest China.

Keywords: atmospheric physics and atmospheric environment; severe convective weather process; observation and numerical simulation; hailstorm