

文章编号: 2096-1618(2022)05-0574-10

# 孤立单体爆发性增长过程中的宏微观物理特征研究

刘霭薇<sup>1</sup>, 周筠珺<sup>1,2</sup>, 曾勇<sup>3</sup>, 邹书平<sup>3</sup>, 杨哲<sup>3</sup>

(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警预报与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044; 3. 贵州省人工影响天气办公室, 贵州 贵阳 550081)

**摘要:**为探究贵州威宁地区雹暴爆发性增长过程热动力、微物理和闪电活动特征,利用贵州威宁 X 波段双偏振雷达观测资料对 2018–2019 年 23 个降雹个例进行统计分析,对 2018 年 4 月 25 日一次具有“累积带”特征的孤立单体降雹过程的爆发性增长阶段热动力、微物理及雷电活动进行详细分析。结果表明:(1)通过统计,0℃层以上 45 dBZ 体积增长最大速率出现时间较降雹时间提前 5~15 min,与最大上升气流(本文用径向速度垂直分量表征上升气流强度)提前量相关性最大,相关系数达到 0.778。(2)在爆发性增长阶段上升气流对低密度霰(LDG)数量增长的贡献最大,上升气流强度与低密度霰最大增长速率相关系数达到 0.62。(3)孤立单体雹暴爆发性增长阶段单体内上升气流强度大,正径向速度垂直分量最大值维持在 2 m/s 以上。(4)爆发性增长前期强上升气流将大量水汽输送至 -10℃ 高度以上形成大量冰晶和低密度霰,同时 0℃~-20℃ 高度范围内过冷水大量堆积形成“累积带”,过冷水粒子增长速率最高达到每分钟 17.8 距离库数。(5)爆发性增长后期雨夹雹大量生成,其主要贡献源为高密度霰在“累积带”区域过冷水条件下进行转化,高密度霰粒子库数占比减少 1.94 个百分点。(6)爆发性增长阶段雹云内冰晶和霰的数量急剧增多,动力场剧烈变化,非感应起电率增加,闪电频数显著增加。这些指标反映出贵州威宁孤立单体雹暴及其内部“累积带”在爆发性增长阶段的特征变化,为监测孤立单体雹暴爆发性增长以及冰雹预警提供一定参考依据。

**关键词:**大气科学;大气物理与大气环境;雹暴;爆发性增长;微物理;热动力;闪电活动;累积带

**中图分类号:**P401

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2022.05.014

## 0 引言

冰雹是严重的自然灾害之一,具有突发性和极强的致灾性,对农业、交通、通讯、城市建筑等方面都可能造成很大的危害,给人们带来经济损失和安全隐患。雹暴发展过程以及其中雹胚生成增长等微物理演变过程的研究对于防雹减灾作业至关重要。

20 世纪 80 年代中国学者提出:降雹前云参量跃增与冰雹在云中的关系甚大<sup>[1]</sup>。段鹤等<sup>[2]</sup>在对滇南冰雹的统计研究中得出冰雹的初始特征和发展阶段特征预报方法,指出冰雹云发展阶段有回波中心强度跃增和回波顶高跃增。孙传东等<sup>[3]</sup>在对六盘水市冰雹时空分布特征、雷达回波特征进行分析时发现,降雹前 45 dBZ 回波顶高出现跃增可作为该市冰雹预警的一个重要参考指标。李成鹏等<sup>[4]</sup>在对人工防雹过程的雷达回波对比分析中发现回波强度跃增和回波顶高跃增相对应是冰雹发生的重要物理量临界指标。曾勇

等<sup>[5]</sup>在对贵州中西部一次多站次降雹过程冰雹云单体发展演变进行分析时发现冰雹云经历两次跃增阶段,一次跃增阶段属于递增式增长,二次跃增阶段属于波动型增长。上述研究都从侧面证明了雹暴爆发性增长是降雹前的重要征兆,但都缺乏对雹暴爆发性增长阶段及其前后热动力、微物理、闪电活动相互作用的研究,对这一阶段内雹暴云体热动力如何作用于微物理演变以对成雹产生贡献的过程缺乏深入理解分析。

几十年来,中国通过影响云微物理过程减少雹灾的催化技术主要是基于 Sulakvelize 提出的“累积带”理论<sup>[6]</sup>,其基本依据是认为雷达强回波区是由大量过冷却大水滴组成,认为累积带是冰雹生成主要场所和主要生长区域。根据这一原理形成了“利益竞争”(beneficial competition)的防雹方法,虽然防雹效果存在一定争议<sup>[7-8]</sup>,但仍有不少学者已在研究中证实过冷水累积带或累积区存在。周玲等<sup>[9]</sup>应用三维冰雹云模式对陕西旬邑地区的一次降雹过程进行模拟发现冰雹云中存在过冷雨水的累积区,其出现在最大上升气流之上,是冰雹生长的区域,累积区里过冷雨水量变化趋势为先增加后减少,在雹形成期间达到最大;胡朝霞等<sup>[10]</sup>通过对旬邑 1997–1999 年 14 例冰雹云过程的

收稿日期:2022-03-28

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41875169);第二次青藏高原综合科学考察研究资助项目(2019QZKK0104);国家重点研发计划资助项目(2018YFC1505702);贵州省科技计划项目黔科合支撑资助项目[2019]2387号,四川省教育厅资助项目(16CZ0021)

模拟发现雹云中大多存在累积带,持续时间约6 min,厚度4 km左右,是雹胚产生的源地;郑凯琳等<sup>[11]</sup>利用三维冰雹云模式和三维粒子增长运行模式,进一步证实了雹云中存在过冷水累积区,并且发现累积区是大冰雹形成的雹胚源地,但并非是雹胚和冰雹最主要的增长区;郭欣等<sup>[12]</sup>通过数值模拟的方法研究 2014 年北京一次大冰雹形成过程发现-35 ℃ ~ -10 ℃ 层存在高过冷水累积区,冰雹增长过程主要依靠雹胚撞冻过冷水。上述研究均证实雹云中累积带多出现于雹暴发展阶段,雹云中过冷水累积带的存在是雹胚形成和冰雹初期增长的重要条件。然而由于冰雹形成机理十分复杂,雹暴爆发性增长阶段热动力达到怎样的条件形成累积带,以及累积带成雹机制在爆发性增长阶段如何作用使雹增长的过程尚不清晰,并且雹暴在不同地形和气候因素影响下差异较大,探寻雹云内部成雹机制需要精细的观测和局地特征的研究。

利用贵州威宁雪山 X 波段双线偏振雷达体扫数据,对贵州威宁地区 2018–2019 年共 23 个降雹单体进行统计分析,从雹暴中强回波体积增长、上升气流强度变化两个参量划分雹暴的爆发性增长阶段,以此为基础对微物理演变和闪电活动过程进行分析。由于贵州雹暴天气中孤立单体降雹样本数大于其他 3 种类型,其中 2018 年 4 月 25 日降雹密度达到 200 ~ 300 粒/m<sup>2</sup>,降雹强度大。以 2018 年 4 月 25 日的一次孤立单体降雹为例,从动力、微物理和闪电活动特征进行详细分析。旨在探究孤立单体雹暴爆发性增长过程热动力结构变化对“累积带”微物理过程及雹暴闪电活动带来的影响,为雹暴的监测预警和人工防雹作业提供一定的参考。

## 1 资料与方法

文中采用的雷达资料主要来自贵州省威宁县雪山镇 X 波段双偏振雷达(27.06 °N,104.09 °E),雷达天线海拔高度为2.472 km,扫描方式 VCP11,最大探测

范围175 km,采用双发双收模式,可探测 7 个参量,包含:反射率( $Z_H$ )、径向速度( $V$ )、谱宽( $W$ )、差分反射率( $Z_{DR}$ )、差分传播相移率( $K_{DP}$ )、差分传播相移( $\Phi_{DP}$ )和零滞后相关系数( $\rho_{HV}$ )。

卫星资料来源于中国气象局国家卫星气象中心网站([www.nsmc.org.cn/](http://www.nsmc.org.cn/)),探空资料来源于贵州省气象局,再分析资料来自欧洲中心 ERA5 数据。

由于 X 波段双线偏振天气雷达的探测资料受雷达站周围环境噪音和信号衰减等原因影响,存在相位折叠和回波衰减等问题,所以在使用 X 波段双偏振雷达数据时需要进行相应的预处理,包括差分相移退折叠、滤波、衰减订正 3 个步骤。使用径向连续性检查法退差分相位折叠<sup>[13]</sup>;采用综合小波去噪<sup>[14]</sup>进行滤波;采用自适应约束算法<sup>[15–16]</sup>对反射率( $Z_H$ )以及差分反射率( $Z_{DR}$ )进行衰减订正。由于雹暴过程没有 RHI 数据资料,为使分析更加清晰直接,采用 Barnes 插值方法来对多层雷达数据进行插值<sup>[17]</sup>。

采用模糊逻辑粒子识别的方法对水成物粒子进行识别,该算法总体分为 4 个步骤:模糊处理、规则推导、集成和退模糊处理。将雷达反射率( $Z_H$ )、差分反射率( $Z_{DR}$ )、差分传播相移率( $K_{DP}$ )、相关系数( $\rho_{HV}$ )、温度参数( $T$ )作为参数建立粒子识别模型,将水成物粒子识别结果分为 7 种<sup>[18–24]</sup>:毛毛雨(DZ)、雨(RN)、聚合物(AG)、低密度霰(LDG)、高密度霰(HDG)、雨夹雹(RH)、冰晶(CR),其中低密度霰粒子密度区间为 0.25 g/cm<sup>3</sup> < 密度 ≤ 0.55 g/cm<sup>3</sup>,高密度霰粒子密度区间为 0.55 g/cm<sup>3</sup> < 密度 < 0.9 g/cm<sup>3</sup>。将高于 0 ℃ 高度的雨(RN)称为过冷水(SWA)。采用不对称 T 型函数,函数阈值设置参考已有的研究成果,根据贵州威宁 X 波段雷达的数据特征进行适当调整。

根据威宁地区 2018 和 2019 年的降雹记录,整理了 23 个冰雹天气过程。根据雹云的不同形态、结构将雹暴单体分为孤立单体、多单体(非飚线,下同)、飚线和 MCS 4 个类型<sup>[25–26]</sup>(表 1)。

表 1 2018–2019 年降雹个例基本情况表

类型	降雹时间	爆发性增长阶段	降雹地点
孤立单体	2018 年 3 月 13 日 17:02–17:05	16:39–16:50	牛棚
	2018 年 3 月 31 日 02:21–02:22	02:11–02:22	中寨
	2018 年 4 月 25 日 13:41–13:45	12:58–13:15	得磨
	2018 年 4 月 28 日 15:29–15:31	15:08–15:19	金钟
	2018 年 5 月 8 日 17:55–18:05	17:40–17:52	么站
	2019 年 6 月 11 日 15:20–15:25	15:01–15:13	城关
	2019 年 6 月 14 日 18:55–19:00	18:43–18:49	秀水

续表 1

类型	降雹时间	爆发性增长阶段	降雹地点
多单体	2018 年 4 月 18 日 17:10–17:20	单体 1 16:53–17:04 单体 2 17:04–17:21	威宁县城内
	2018 年 6 月 27 日 20:30–20:32	20:01–20:14	石门
	2019 年 4 月 27 日 19:45–19:50	单体 1 19:21–19:34 单体 2 19:34–19:47	羊街
飚线	2018 年 3 月 12 日 17:45–17:55	单体 1 17:23–17:40 单体 2 17:29–17:40	么站
	2018 年 3 月 30 日 17:36–17:38	17:18–17:35	羊街
	2018 年 3 月 30 日 22:55–22:58	单体 1 21:17–21:27 单体 2 21:17–21:34	炉山
MCS	2018 年 4 月 30 日 16:01–16:04	单体 1 14:53–15:05 单体 2 15:45–15:56	开嘎
	2018 年 4 月 30 日 17:07–17:08	16:48–16:59	石板河
	2018 年 3 月 26 日 14:45–14:50	14:40–14:46	么站
	2018 年 4 月 1 日 19:43–19:46	19:37–19:42	得磨
	2018 年 5 月 17 日 16:55–17:60	16:36–16:48	麻乍
	2018 年 6 月 28 日 15:40–15:41	15:13–15:27	牛棚
	2018 年 7 月 21 日 16:51–16:52	16:29–16:41	迤那
	2018 年 7 月 22 日 12:24–12:26	12:13–12:20	龙场
	2019 年 4 月 11 日 18:03–18:08	17:07–17:19	双龙
	2019 年 4 月 25 日 16:15–16:20	15:49–16:02	双龙

2 威宁爆发性增长特征

爆发性增长阶段为单体降雹前雹暴核心强回波体积增长快、上升气流强的时段。利用 2018–2019 年 23 个降雹个例的双偏振雷达数据首先对雹暴爆发性增长阶段回波特征、动力特征及微物理特征进行统计分析。

2.1 四种类型雹暴回波及动力特征

为研究单体爆发性增长特征,首先从单体的体积增长发展情况分析。由于降雹前云体内关键微物理过程主要发生在0℃层以上,利用威宁 X 波段双偏振雷达体扫数据提取反射率三维数据统计单体降雹前体积增长变化,根据前后两次体扫统计出的0℃层以上 30 dBZ、40 dBZ、45 dBZ 3 个强度等级回波库数差表示在两次体扫时间间隔内单体体积变化,计算公式如下:

ΔV<sub>n</sub> = (V<sub>n</sub> - V<sub>n-1</sub>) / Δt

其中:V<sub>n</sub> 及 V<sub>n-1</sub> 分别表示第 n 时刻及上一时刻的回波体积;Δt 为体扫时间间隔,统一采用6 min进行计算。提取单位时间体积增长的最大速率 ΔV<sub>max</sub> (单位:库/min) 和该最大速率出现时间相比降雹时间的提前量 T<sub>lead</sub>-ΔV<sub>max</sub> (单位:min)。

另外,为定量分析雹暴动力场特征,利用威宁 X 波段双偏振雷达体扫数据中的径向速度计算径向速度

垂直分量,正值(或负值)可在一定程度表征上升(或下沉)气流强度。根据雹暴单体的核心位置(雹暴中心反射率30 dBZ以上区域)提取每一个体扫时间的上升速度最大值 UP<sub>max</sub> (单位:m/s),用以表征这一时刻单体内上升气流强度。记录最大上升速度出现时间相比降雹时间的提前量 T<sub>lead</sub>-UP<sub>max</sub>。

为了将上升气流和体积增长结合起来更精确地定义单体爆发性增长的时间,将各强度等级的回波增长最大速率出现时间较降雹时间提前量 T<sub>lead</sub>-ΔV<sub>max</sub> 与最大上升速度出现时间较降雹时间提前量 T<sub>lead</sub>-UP<sub>max</sub> 的相关性进行分析。其中0℃层以上45 dBZ回波最大增长速率出现时间提前量 T<sub>lead</sub>-ΔV<sub>max</sub> (45 dBZ) 与最大上升速度出现时间较降雹时间提前量 T<sub>lead</sub>-UP<sub>max</sub> 的相关性最高,相关系数为0.77821;T<sub>lead</sub>-ΔV<sub>max</sub> (40 dBZ) 与 T<sub>lead</sub>-UP<sub>max</sub> 的相关系数为0.743;T<sub>lead</sub>-ΔV<sub>max</sub> (30 dBZ) 与 T<sub>lead</sub>-UP<sub>max</sub> 的相关系数为0.66947(均通过显著性检验)。

图 1 为0℃层以上强回波中心(指0℃高度以上大于45 dBZ范围,下同)体积增长速率最大值与单体内径向速度垂直分量最大值进行分类对比,由图 1 可知,多单体个例总体积增长最大速率和最大上升气流强度均为 4 个类型中最高的;飚线系统的最大体积增长速率和上升气流强度均略低于多单体系统;孤立单体上升气流强度差异较大,体积增长最大速率总体略低于多单体及飚线系统;MCS 各个例的体积增长速率和上升气流强度差异较大。



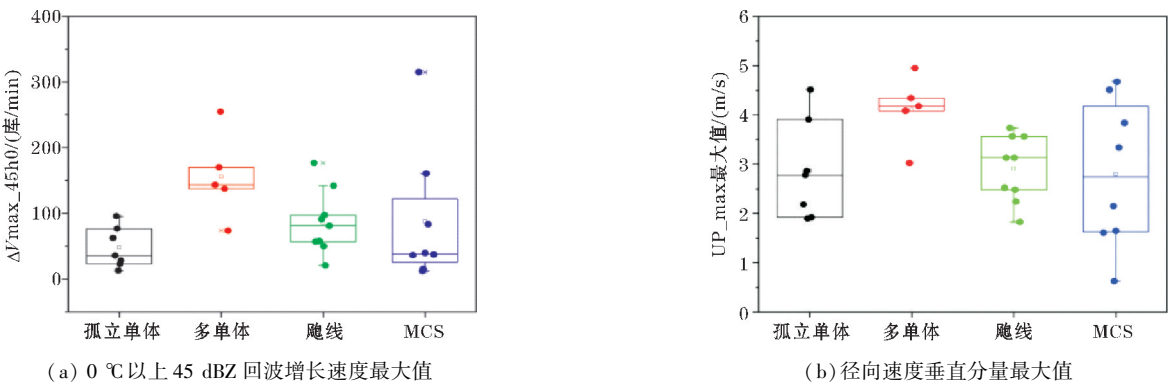


图1 各类型单体0℃层以上大于45 dBZ回波体积最大增长速率箱线图与径向速度垂直分量最大值箱线图

2.2 電暴微物理特征

利用模糊逻辑算法识别垂直剖面水成物粒子分布。由于冰雹出现在组合反射率强的雹云核心区域,为研究冰雹云垂直方向微物理结构,本文选择的剖面方向为0℃层高度以上反射率最强的方向。

统计爆发性增长阶段内水成物粒子数量,计算得出各项水成物粒子增长速率。根据各项水成物粒子增

长速率与上升气流强度的拟合结果(图2),发现单体爆发性增长阶段各冰晶(CR)、低密度霰(LDG)、雨夹雹(RH)、过冷水(SWA)最大增长速率与上升气流强度相关性较高,相关系数分别为0.41267、0.62082、0.47799、0.43822,均通过95%显著性检验。表明在爆发性增长阶段,强上升气流主要对以上水成物粒子有贡献作用,其中对低密度霰的贡献最大。在后续个例分析中将具体分析水成物粒子之间转化机制。

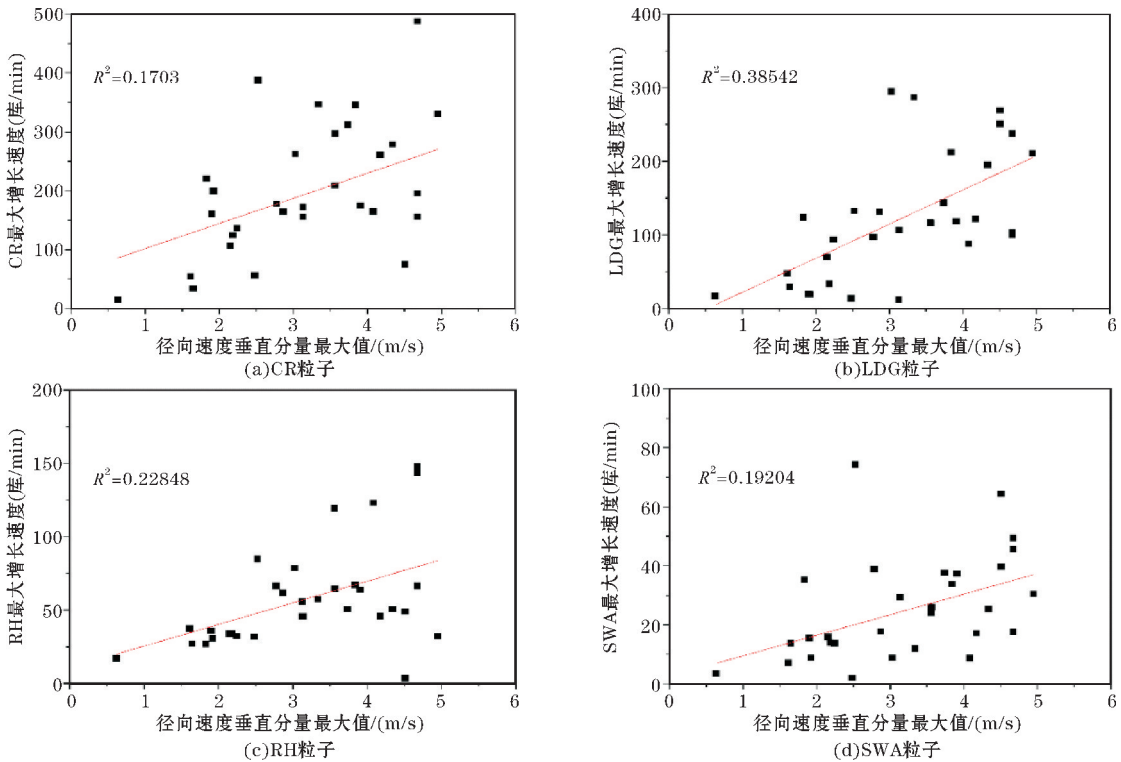


图2 爆发性增长时段径向速度垂直分量最大值与水成物粒子单位时间最大增长速率的拟合结果

3 个例分析

由于威宁地区孤立单体降雹频繁,结构较为典型,选取一次具有“累积带”特征的孤立单体降雹过程进行详细个例分析。2018年4月25日下午在贵州威宁发生降雹过程,降雹地点为得磨,根据记录降雹时间在13:40左右,降雹颗粒达包谷子大小,降雹密度达200~300粒/ $\text{m}^2$ 。

3.1 天气背景

2018年4月25日08时500 hPa环流形势(图3)显示中国西南地区处于南支槽前西南气流控制下,绕青藏高原南下的冷平流沿西南气流影响降雹地。中层干冷空气向降雹地输送,上干下湿的层结条件(图4)形成对流不稳定环境。

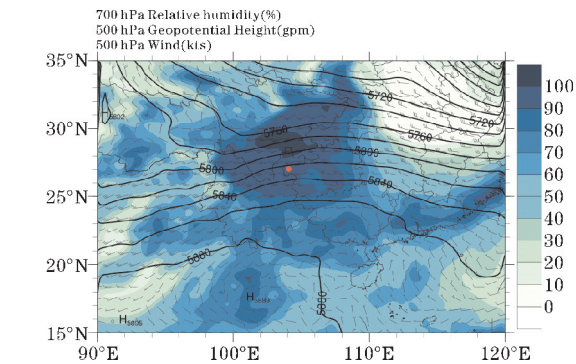


图3 2018年4月25日12时500 hPa 环流形势(黑色实线为等高线, 风矢量标为水平风)和700 hPa 相对湿度(填色图)

3.2 雷达回波及径向速度演变特征

根据威宁雪山的 X 波段双偏振雷达数据所作的组合反射率图,确定降雹单体,分析组合反射率回波演变特征。图 5 为降雹单体演变过程,组合反射率显示 2018 年 4 月 25 日 12:40 左右在威宁西南部形成并向东发展,于 13:20–13:38 降雹。

12:40 左右威宁县西南边界处生成一个对流单体;12:52 其组合反射率最大值大于45 dBZ,12:58 单体中心强度增强至50 dBZ以上;13:09 单体中心强度增强至55 dBZ以上并且单体西侧出现“V 型缺口”,有偏西北气流流入;13:20、13:26 单体发展至最强,单体中心反射率最大值达到60 dBZ,“V 型缺口”维持但呈减弱趋势;13:43 后1.45°仰角已识别不到地面降雹,但单体在降雹结束后经历了一个短暂的减弱阶段后

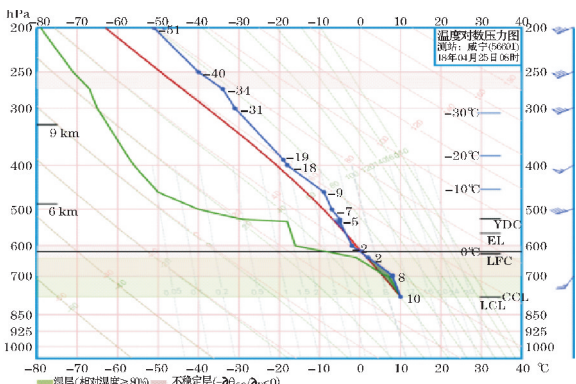


图4 2018年4月25日威宁站08时 T-logP 图

(13:38–13:55),在 14:00 又有第二次发展,并且单体再次出现“V 型缺口”的特征;14:12 单体中心强度达到第二个峰值,反射率最大值为58.5 dBZ;14:18 后单体呈减弱消散趋势快速向东移动。

图 6 为单体 0℃层以上大于45 dBZ回波体积及径向速度垂直分量最大值的时间序列图,由图可见在 12:58–13:15 上升气流和强回波体积增长均达到最大值。根据上述组合反射率演变分析及回波体积和径向速度垂直分量随时间变化情况将此次雹暴过程划分为生成阶段(12:40–12:58)、爆发性增长阶段(12:58–13:15)、成熟稳定阶段(13:15–13:38)、降雹后减弱阶段(13:38–13:55)、二次增长阶段(13:55–14:18)、减弱消散阶段(14:18–14:46)。本文主要分析雹暴爆发性增长特征,故主要对爆发性增长阶段及其前后单体热动力、微物理过程进行详细分析。

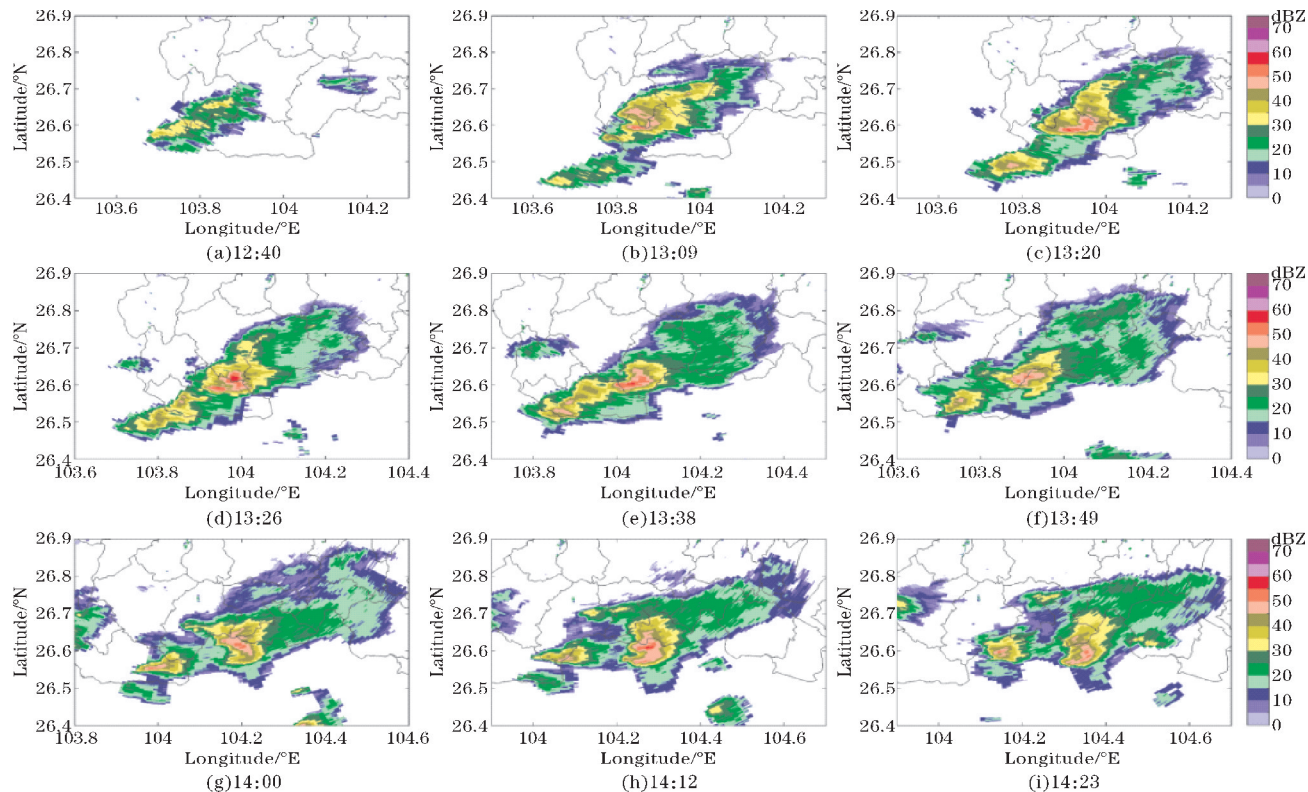


图5 2018年4月25日降雹单体组合反射率图



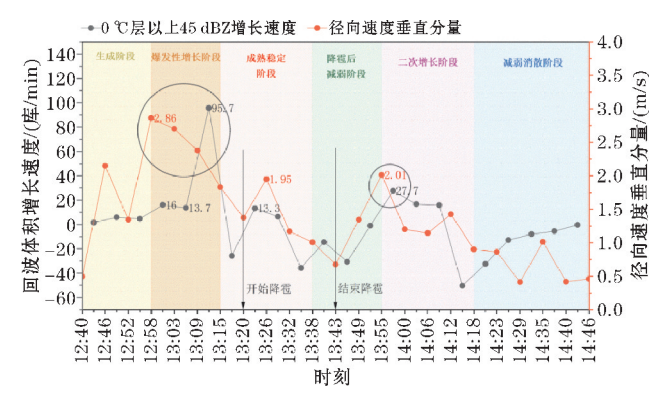


图6 2018年4月25日降雹单体0℃层以上45 dBZ回波体积增长速率和径向速度垂直分量最大值随时间变化

### 3.3 热动力及微物理特征

利用威宁X波段双偏振雷达径向速度数据提取径向速度垂直分量,其中核心区域(反射率>30 dBZ)正径向速度最大值表征上升气流强度随时间变化,负径向速度最小值表征下沉气流强度随时间变化(图略)。结果显示,爆发性增长阶段开始时上升气流强度达到最大值,径向速度分量最高达2.86 m/s;爆发性

增长阶段中下沉气流强度也有所增加,13:03达到-3.13 m/s。在爆发性增长阶段雹暴内部动力场变化剧烈,且最下沉气流的出现晚于最大上升气流,与固态粒子在这一阶段大量形成以及拖曳作用有关。

图7为爆发性增长阶段(12:58、13:03、13:09、13:15)单体组合反射率及其垂直剖面反射率、粒子识别和径向速度的对比图。根据垂直剖面粒子识别结果,在爆发性增长中后期(13:03、13:09、13:15)发现水成物粒子具有“累积带”特征(图7c2~c4),爆发性增长阶段后“累积带”特征消失。径向速度垂直剖面显示累积带存在时中层有风速辐合,说明此时上升气流增强。过冷水“累积带”大概位于2.5~4 km高度,处于0℃~-20℃;低密度霰(LDG)和冰晶(CR)主要分布于3.6~6.5 km高度(-10℃高度以上);高密度霰主要分布于1~3.5 km高度(-10℃高度以下)。单体爆发性增长时段中期(13:03、13:09)低密度霰(LDG)和高密度霰(HDG)数量明显增多,并且在爆发性增长时段后期(13:15)有大量雨夹雹(RH)形成。下面根据粒子数量统计结果进行分析,其中过冷水(SWA)粒子数量用高于0℃层高度的RN粒子数量代表。

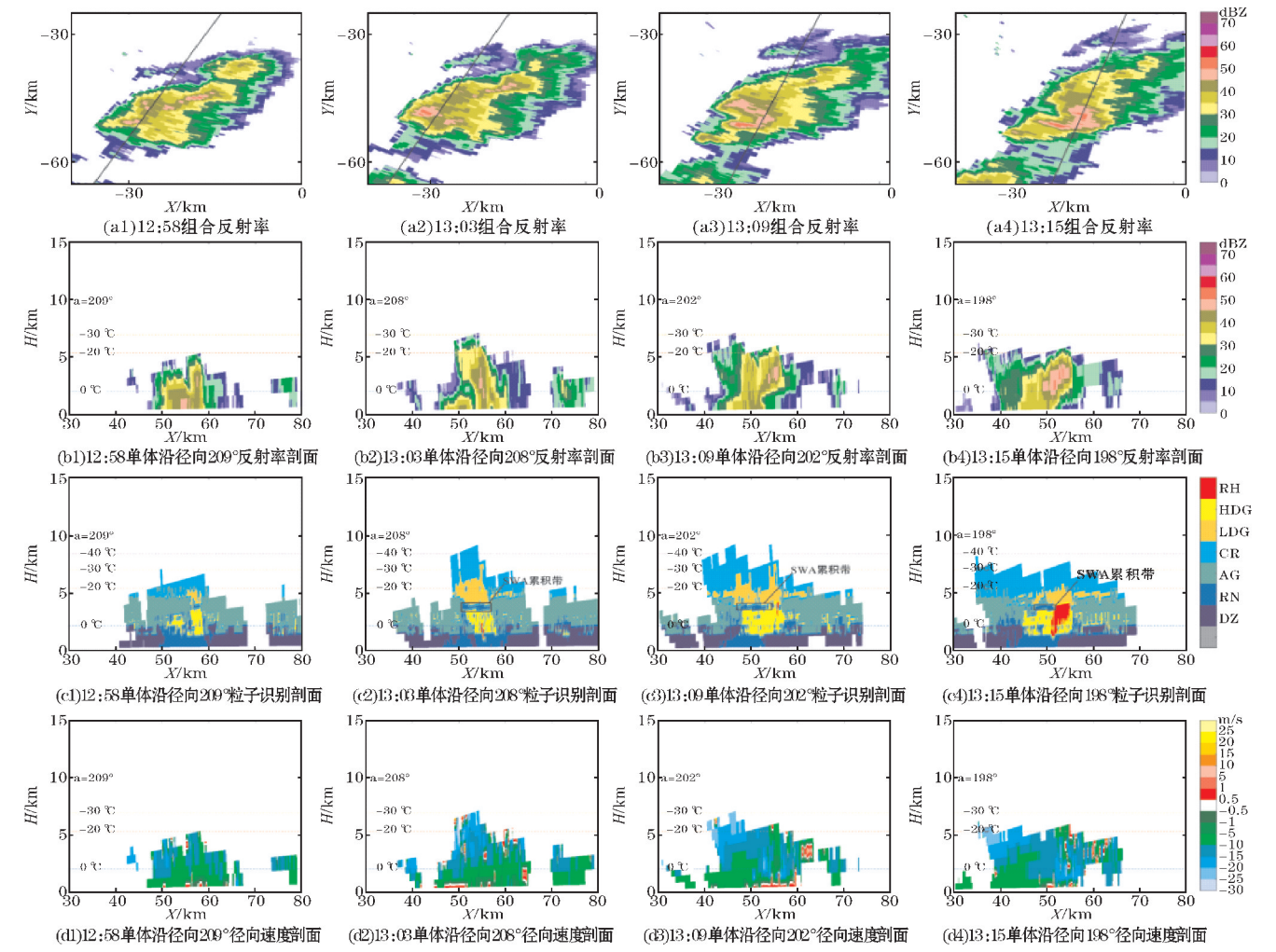


图7 2018年4月25日爆发性增长阶段单体组合反射率(黑色实线代表垂直剖面位置)及其垂直剖面反射率、粒子识别(黑色方框标出累积带位置)、径向速度

图 8 为各项水成粒子每个时刻在垂直剖面中库数占比,由图知,CR、LDG 粒子库数占比在爆发性增长开始后有明显上升,均在爆发性增长时段内达到峰值;SWA、HDG 粒子库数占比在爆发性增长时段中后期同样有所提高。图 9 为各项水成物粒子单位时间增长速率随时间变化,显示在爆发性增长前期 LDG 和 SWA 粒子增长速率均达到峰值,分别为 132 库/min、17.8 库/min;爆发性增长中期,HDG 粒子增长速率达到峰值79.7 库/min;爆发性增长后期 RH 粒子增长速率在达到峰值61.7 库/min。根据粒子识别出的雨夹雹 (RH)分布位置 (图 7c4),处于 2~4 km高度,与高密度

霰(HDG)分布位置更接近,并且雨夹雹粒子增长速率峰值出现在高密度霰增长速率峰值后一个体扫间隔,从而推断在这一时段高密度霰为雨夹雹的主要转化源。

综上,在爆发性增长前期单体内上升气流强度突增,正径向速度垂直分量最大值在爆发性增长前期达到最大值2.86 m/s,并且在爆发性增长阶段维持在 2 m/s以上,将大量水汽输送至-10℃高度以上形成大量冰晶和低密度霰,同时0℃~-20℃高度范围内过冷水堆积形成“累积带”,过冷水粒子增长速率最高达到17.8 库/min;爆发性增长后期大量雹的产生主要依靠高密度霰在“累积带”区域撞冻过冷水形成雹。

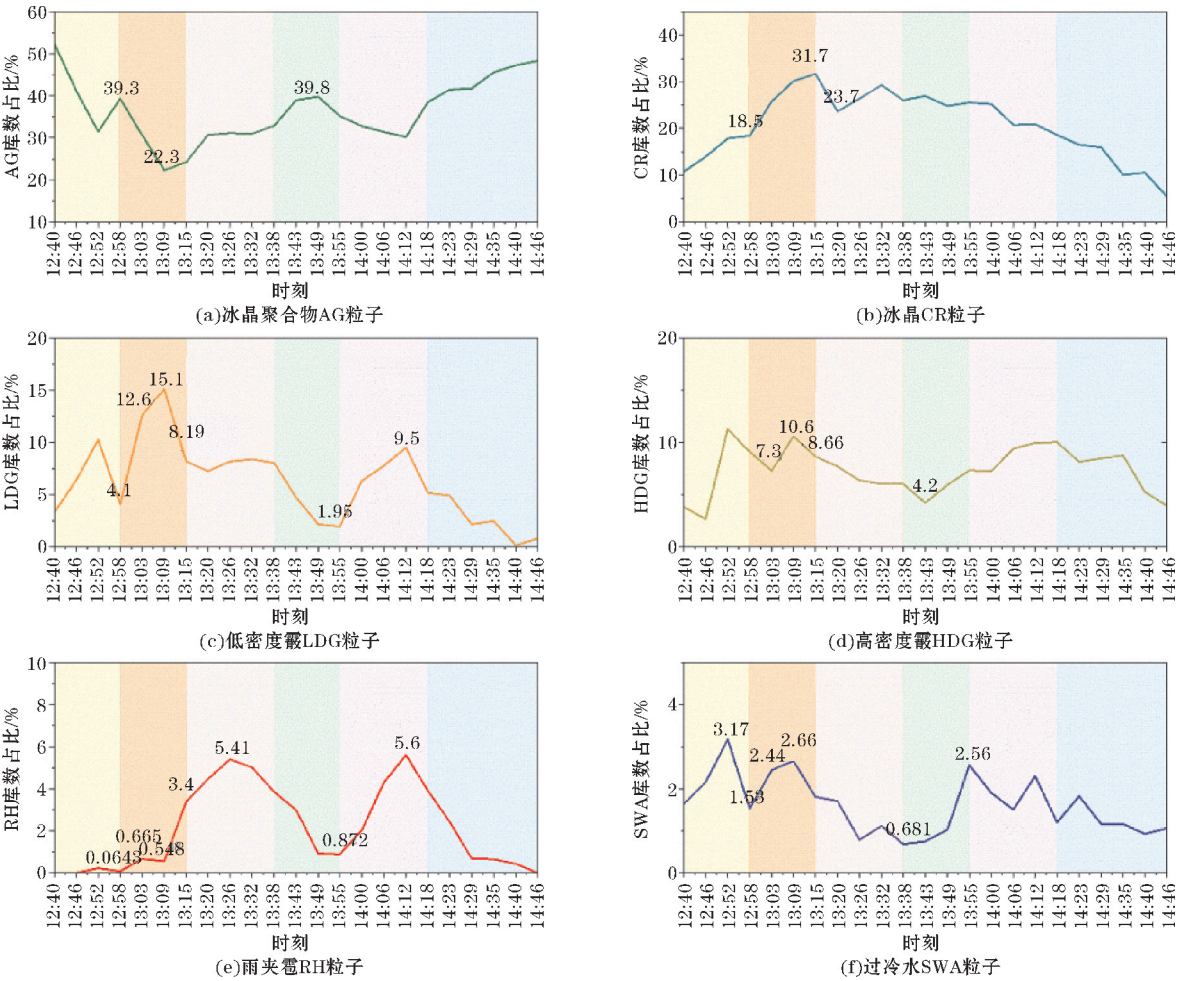


图 8 2018 年 4 月 25 日 12:40–14:46 库数占比随时间变化(背景颜色区分单体演变阶段,同图 6)

3.4 雷电活动与微物理相互作用特征

对贵州三维闪电数据进行统计,本次过程总闪次数为 68 次,其中正地闪占5.9%、负地闪占55.9%、云闪占38.2%。图 10 为 12 分钟闪电频次与水成物粒子库数占比随时间变化,由图所示,贵州三维闪电探测到本次降雹过程的首次闪电发生在爆发性增长开始后,爆发性增长阶段中期闪电频次跃增,对应 CR、LDG 增长速率较快。闪电位置与单体中心基本吻合,大多数

云闪在粒子识别图中位于低密度霰和冰晶混合区域 (图略)。在第一个闪电峰值(13:09)和第二个闪电峰值(13:38)前冰晶粒子库数占比也达到峰值,与曾勇等<sup>[27]</sup>的观测研究结论一致。根据非感应起电机理<sup>[28–29]</sup>,爆发性增长阶段受上升气流影响雹云内冰晶和霰的数量增多,存在大量粒子间转换过程,加大了霰和冰晶之间非感应起电率,使闪电频次在爆发性增长时段突增。



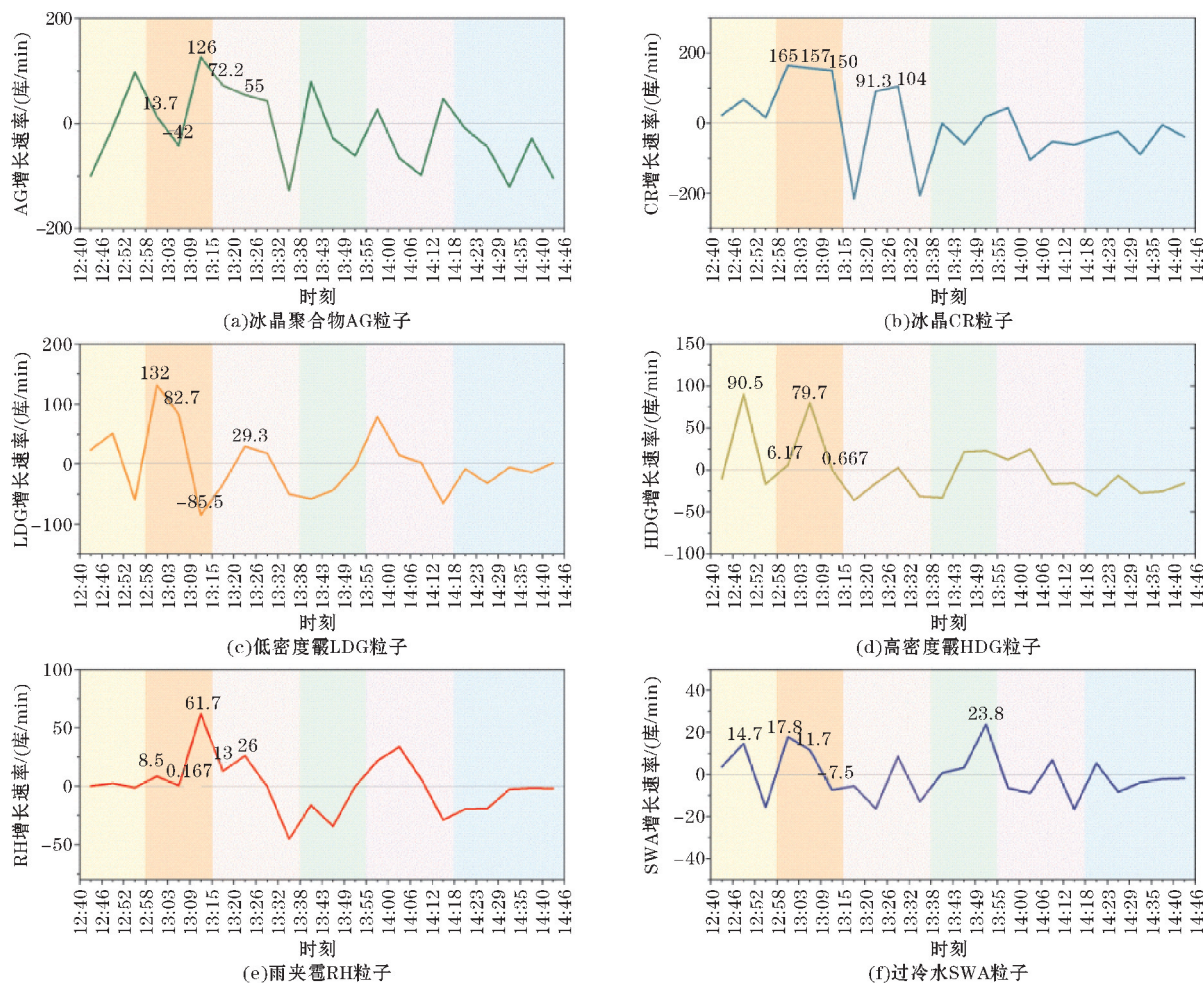


图9 2018年4月25日12:40–14:46增长速率随时间变化(背景颜色区分单体演变阶段,同图6)

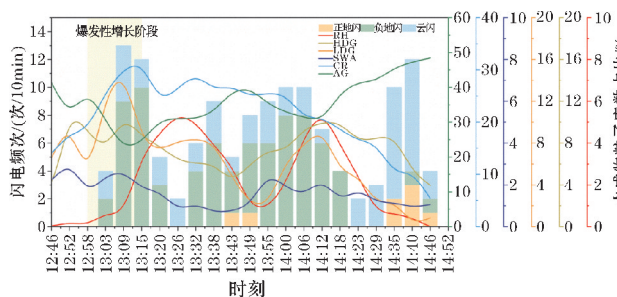


图10 2018年4月25日孤立单体内水成物  
粒子库数占比与闪电频次随时间变化

## 4 结论

为探究雹暴爆发性增长过程热动力、微物理特征,并针对爆发性增长过程热动力和微物理相互作用为降雹前体物所做贡献及影响,利用威宁23次降雹个例统计雹暴爆发性增长阶段回波特征、动力特征、微物理特征,并且以2018年4月25日孤立单体降雹过程为例进行详细的个例分析,对其爆发性增长阶段热动力结构对水成物粒子分布产生的影响、对雹前期生成并堆积过程产生的贡献进行讨论,并且结合闪电讨论了微物理演变

过程和雷电活动的相互作用。主要结论如下:

(1)通过统计,0℃层以上45 dBZ体积增长最大速率出现时间较降雹时间的提前量为5~15 min,与最大上升气流(本文用径向速度垂直分量表征上升气流强度)提前量相关性最大,相关系数达到0.778。

(2)通过统计,在爆发性增长阶段上升气流强度与低密度霰最大增长速率相关系数达到0.62,上升气流对低密度霰(LDG)数量增长的贡献最大;其次对雨夹雹、过冷水、冰晶的贡献略低于低密度霰,相关系数分别为:0.48(雨夹雹)、0.44(过冷水)、0.41(冰晶)。

(3)2015年4月25日雹暴在爆发性增长阶段正径向速度垂直分量最大值阶段维持在2 m/s以上(峰值2.86 m/s)。在缺少垂直风速观测的条件下,孤立单体雹暴径向速度垂直分量大于2 m/s并维持12 min(两个体扫间隔)以上可作为爆发性增长的参考依据。

(4)爆发性增长前期强上升气流将大量水汽输送至-10℃高度以上形成大量冰晶和低密度霰,同时0℃~-20℃高度范围内过冷水大量堆积形成“累积带”,过冷水粒子增长速率最高达到每分钟17.8距离库数。



(5)爆发性增长后期雨夹雹大量生成,其主要贡献源为高密度霰在“累积带”区域过冷水条件下进行转化,高密度霰粒子库数减少1.94%。

(6)闪电活动受上升气流影响雹云内冰晶和霰的数量急剧增多、动力场变化剧烈的影响,非感应起电率增加,在爆发性增长过程探测到首次闪电,并且在爆发性增长后期闪电频次突增达到首个峰值。

以上结果反映出贵州威宁孤立单体雹暴及其内部“累积带”在爆发性增长阶段的特征变化,为人工防雹作业和冰雹预警提供一定参考。

致谢:感谢成都市科技治霾新技术新产品应用示范项目(2018-ZM01-00038-SN)对本文的支持

## 参考文献:

- [1] 王昂生,黄美元,徐乃璋,等.冰雹云物理发展过程的一些研究[J].气象学报,1980(1):64-72.
- [2] 段鹤,严华生,马学文,等.滇南冰雹的预报预警方法研究[J].气象,2014,40(2):174-185.
- [3] 孙传东,池再香,刘国强,等.六盘水市冰雹时空分布特征及预警指标研究[J].中低纬山地气象,2019,43(2):39-42.
- [4] 李成鹏,金文杰.滇中一次人工防雹过程的雷达回波对比分析[J].云南地理环境研究,2019,31(1):61-65+79.
- [5] 曾勇,李丽丽,李迪,等.贵州一次典型冰雹云单体回波多阶跃增特征分析[J].防灾科技学院学报,2019,21(3):56-65.
- [6] Sulakvelidze G K, Bibilashvili N S, Lapcheva V F. Formation of precipitation and modification of hail processes[J]. Isr. Program Sci. Transl, 1967.
- [7] 安林,张强,康凤琴,等.人工防雹消雹业务技术问题的讨论[J].干旱气象,2006(1):53-56.
- [8] 黄美元,徐华英,周玲.中国人工防雹四十年[J].气候与环境研究,2000(3):318-328.
- [9] 周玲,陈宝君,李子华,等.冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值模拟研究[J].大气科学,2001(4):536-550.
- [10] 胡朝霞,李宏宇,肖辉,等.旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征[J].气候与环境研究,2003(2):196-208.
- [11] 郑凯琳,陈宝君.含水量累积区与冰雹增长行为之数值模拟[J].大气科学,2011,35(2):298-310.
- [12] 郭欣,郭学良,陈宝君,等.一次大冰雹形成机制的数值模拟[J].应用气象学报,2019,30(6):651-664.
- [13] 肖艳姣,王斌,陈晓辉,等.移动X波段双线偏振多普勒天气雷达差分相位数据质量控制[J].高原气象,2012,31(1):223-230.
- [14] 赵川鸿,周筠珺,肖辉,等.X波段双线偏振多普勒雷达共极化差分相移资料的滤波方法研究[J].大气科学,2019,43(2):285-296.
- [15] Park S G, Brangi V N, Chandrasekar V, et al. Correction of Radar Reflectivity and Differential Reflectivity for Rain Attenuation at X Band. Part I: Theoretical and Empirical Basis[J]. J. Atmos. oceanic Technol, 2005, 22(11):1621-1632.
- [16] Park S G, Maki M, Iwanami K, et al. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: Evaluation and application[J]. Journal of Atmospheric & Oceanic Technology, 2005, 22(11):1633-1655.
- [17] 黄云仙,张英.多普勒天气雷达数据插值方法比较研究[J].遥感信息,2008(2):39-45.
- [18] Locatelli J D, Hobbs P V. Fall speeds and masses of solid precipitation particles[J]. J. Geophys. Res., 1974, 79(15):2185-2197.
- [19] Ludlam F H, Mason B J. The physics of clouds [M]. Bartels J. Geophysik II/Geophysics II. Berlin: Springer, 479-540.
- [20] Pruppacher H R, Klett J D. Microphysics of Clouds and Precipitation [M]. 2nd ed. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher. 1997.
- [21] Pruppacher H R, Klett J D, Wang P K. Microphysics of clouds and precipitation[J]. Aerosol Science and Technology, 1998, 28(4):381-382.
- [22] Auer A H. Distribution of graupel and hail with size [J]. Mon. Wea. Rev., 1972, 100(5):325-328.
- [23] Heymsfield A J. The characteristics of graupel particles in northeastern colorado cumulus congestus clouds[J]. J. Atmos. Sci., 35(2):284-295.
- [24] Heymsfield A J, Bansemer A, Schmitt C, et al. Effective ice particle densities derived from aircraft data [J]. J. Atmos. Sci., 2004, 61(9):982-1003.
- [25] 郁青,王雨曾.满城冰雹云类型与特征分析[J].气象,1995(6):33-38.
- [26] 郑冰.毕节雹云的分类[J].贵州气象,1999(4):33-35.
- [27] 曾勇,邹书平,李丽丽,等.贵州中西部冰雹云中闪电特征观测研究[J].气象与环境学报,

- 2019,35(5):123–129.
- [28] Takahashi T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms[J]. J Atmos Soc, 1978, 35(24):1536–1548.
- [29] Saunders C. Charge Separation Mechanisms in Clouds[J]. Space Science Reviews, 2008, 137(1–4):335–353.

## Macroscopic and Microscopic Physical Characteristics of Isolated Storm Cell during Explosive Growth Process

LIU Aiwei<sup>1</sup>, ZHOU Yunjun<sup>1,2</sup>, ZENG Yong<sup>3</sup>, ZOU Shuping<sup>3</sup>, YANG Zhe<sup>3</sup>

(1. Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information & Technology, Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 3. Guizhou Province Weather Influencing Office, Guiyang 550081, China)

**Abstract:** In order to explore the characteristics of thermal dynamics, microphysics and lightning activity in the process of hailstorm explosive growth in Weining, Guizhou, the observation data of X-band dual-polarization radar in Weining, Guizhou were firstly used for statistical analysis of 23 hailstorm cases from 2018 to 2019. Then, the thermal dynamics, microphysics and lightning activity in the explosive growth stage of an isolated monomer hail process with the characteristic of “accumulation zone” on April 25, 2018 were analyzed in detail. The results show that: (1) according to statistics, the occurrence time of the maximum volume growth rate of 45 dBZ above 0 °C-layer is 5 ~ 15 min compared with that of hail falling time, and it has the greatest correlation with the advance amount of the maximum updraft (the vertical component of radial velocity was used to represent the strength of updraft in this paper), with the correlation coefficient reaching 0.778. (2) In the stage of explosive growth, updraft makes the largest contribution to the quantity growth of low-density graupel (LDG), and the correlation coefficient between updraft intensity and maximum growth rate of low-density graupel reaches 0.62. (3) In the stage of hailstorm explosive growth, the updraft intensity in the single cell is large, and the maximum value of the vertical component of the positive radial velocity remains above 2 m/s. (4) In the early stage of explosive growth, a large amount of water vapor is transported by strong updraft above the height of -10 °C-layer to form a large number of ice crystals and low-density graupel. At the same time, a large amount of supercooled water accumulates in the height range of 0 °C ~ -20 °C to form a “accumulation zone”. The growth rate of supercooled water particles reaches the maximum of 17.8 pools per min. (5) In the later stage of explosive growth, rain and hail are generated in large quantities. Its main contribution source is conversion of high-density graupel under super-cold water conditions in the “accumulation zone” area, and the number of high-density graupel particle reservoir decreases by 1.94%. (6) In the stage of explosive growth, the number of ice crystals and graupel in hail cloud increases sharply, the dynamic field changes dramatically, the non-inductive electrification rate increases, and the lightning frequency increases significantly. Consequently, these indexes reflect the characteristic changes of isolated hail storm and its inner “accumulation zone” in the stage of explosive growth in Weining, Guizhou, and provide a certain reference for monitoring the explosive growth of isolated monomer hail storm and hail early warning.

**Keywords:** atmospheric science; atmospheric physics and atmospheric environment; hailstorm; explosive growth process; micro physics; thermal dynamic; lightning activity; accumulation zone