

2020-11-02T18: 00

尊敬的各位专家、老师:

你们好!首先,非常荣幸和感谢您能于百忙之中接受和审阅我的稿件。我是成都信息工程大学大气科学学院的一名在读硕士研究生,我的研究方向是大气物理学。这篇稿子的内容是我在课题研究过程中取得的一些成果。本着导师的期望和支持以及我对贵刊的敬仰以及信任的态度,我把这篇稿件投到贵刊,得偿所愿,荣幸之至!

论文科学创新性及其意义:(1)利用 X 波段双线偏振雷达数据对西南复杂地形区域的典型雹暴微物理过程进行系统研究;(2)质量处理模块采用更为复杂有效的差分相移滤波方法,减小了差分相移零值所带来的误差;(3)利用 C 波段天气雷达对反射率衰减订正效果进行印证;(4)运用 Barnes 插值方法对雷达体扫数据进行插值来分析雹暴云的内部结构;(5)通过径向速度以及反射率相结合的方式来分析单体的动力结构;(6)分别对低密度雹和高密度雹在雹暴过程中的发展演变进行了分析;(7)对提高西南复杂地形区域雹暴预警预报准确率以及人工消雹效率有重要指示作用。声明:论文没有任何利益方面的冲突,这篇论文之前没有发表过,也没有同时在其他期刊投稿。

再次希望专家、老师们能于百忙中予以审阅。学生真诚期待您的答复,并向您致以最诚挚的谢意!祝老师、专家们身体健康,工作顺利,阖家安康,福禄双至!

此致
敬礼!

学生:黄海迅

推荐审稿人:段树、苏德斌。

稿件编号:2020105B

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.20105

基于 X 波段双线偏振雷达的贵州威宁雹胚演变特征观测研究

黄海迅¹ 周筠珺^{1,2} 曾勇³ 邹书平⁴ 杨哲⁵

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, 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, 南京 210044

3 贵州省冰雹防控技术工程中心, 贵阳, 550081

4 贵州省山地气候环境研究所, 贵阳, 550001

5 贵州省人工影响天气办公室, 贵阳 550081

摘要 为探究威宁地区雹暴过程中雹胚粒子的演变特征, 本文在对 X 波段双线偏振雷达数据经过退折叠、滤波、自适应衰减订正后, 运用 Barnes 插值方法对偏振参量进行插值, 并结合模糊逻辑算法进行水成物粒子识别, 然后对威宁县的两次典型雹暴过程进行了系统的分析, 得到以下结论: (1) 两次过程中高密度霰的来源均为冰晶聚合物和冻滴, 低密度霰粒子的来源均为冰晶粒子; 单体雹暴过程中高密度霰粒子对冰雹的产生贡献最大, 多单体雹暴过程中低密度霰粒子对冰雹的产生贡献最大。(2) 多单体雹暴中, 衰减单体的高空辐合以及低空辐散对发展单体的雹胚形成有促进作用。(3) 单体雹暴降雹前: 低密度霰粒子数量近乎不变; 由于冰晶聚合物增多使得消耗过冷水粒子速度加快, 导致过冷水粒子减少, 而且有部分高密度霰粒子坠落至地面, 导致高密度霰粒子数量减少, 变化率为-10 库/分钟(库为单体的粒子识别结果中水成物粒子的所占的库数); 降雹时: 高密度霰粒子淞附过冷水粒子增长形成冰雹, 导致高密度霰粒子减少, 变化率为-12.1 库/分钟; 而在‘贝吉龙过程’以及冰晶聚合物的淞附作用下, 低密度霰粒子迅速增多, 变化率为 36 库/分钟; 降雹后: 低密度霰粒子坠落, 数量快速减少, 变化率为-36.6 库/分钟; 低密度霰粒子在下降过程中淞附过冷水、冰晶聚合物等粒子转化成高密度霰粒子, 导致高密度霰粒子总量几乎不变, 变化率为 2 库/分钟。(4) 多单体雹暴降雹前与单体雹暴类似, 不同的是在消散单体的促进作用下, 发展单体的发展速度、雹胚数量、回波强度均高于单体雹暴; 降雹时: 低密度霰粒子在下降过程中淞附过冷水滴增长形成冰雹, 导致数量迅速减少, 变化率为-62.6 库/分钟; 高密度霰粒子数量增加, 变化率为 16.5 库; 由成熟到降雹的时间比单体雹暴长 15 分钟左右; 降雹后与单体雹暴类似。(5) 通过对威宁地区雹暴机制的分析, 分别建立了单体雹暴、多单体雹暴的概念模型。本文针对两种典型雹暴的各个过程中雹胚的演变特征研究得到了初步结果, 这对于雹暴预警、预报以及人工消雹具有较高的应用价值。

关键词 粒子识别 X 波段双线偏振雷达 微物理 雹胚

Observational Study on the Evolution Characteristics of Hail Embryos in Weining, Guizhou Based on X-band Dual Linear Polarization Radar

HUANG Haixun¹, ZHOU Yunjun^{1,2}, Zeng Yong³, Zou Shuping⁴, Yang Zhe⁵

1 Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Science, Chengdu University of

收稿日期 2020-01-15; **网络预出版日期**

作者简介 黄海迅, 1994 年出生, 男, 硕士研究生, 大气科学, E-mail: 1016481908@qq.com

通讯作者 周筠珺, 男, 教授, 大气物理学, E-mail: zhouyj@cuit.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目(41875169), 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0104), 国家重点研发计划(2018YFC1505702), 贵州省科技计划项目(黔科合支撑[2019]2387 号), 成都市科技治霾新技术新产品应用示范项目(2018-ZM01-00038-SN), 四川省教育厅项目(16CZ0021)

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41875169), The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research(STEP) program(Grant 2019QZKK0104), National Key Research and Development Project(Grant 2018YFC1505702), Science and technology project of Guizhou Province(Grant [2019]2387), Demonstration Project of Technology Application for Haze Control of Chengdu (Grant 2018-ZM01-00038-SN), Education Department Project of Sichuan Province(Grant 1-6CZ0021)

Abstract In order to explore the evolution characteristics of hail embryo particles during the hailstorm in Weining area, this paper uses the Barnes interpolation method to interpolate polarization parameters after unfolding, filtering, and adaptive attenuation correction of X-band dual polarization radar data. The fuzzy logic algorithm was used to identify the particles of the aquatic objects, and then, two typical hailstorm processes in Weining County were systematically analyzed, and the following conclusions were obtained: (1) The sources of high-density graupel were aggregates and frozen drops during the two processes, and the sources of low-density graupel particles were ice crystal; high-density graupel particles contributed the most to hail production during the single-cell hail storm, the low-density graupel particles contributed the most to hail during the multi-cell hailstorm. (2) In a multi-cell hailstorm, the high-altitude convergence and low-level divergence of the attenuating cell can promote the formation of hail embryos in developing cell. (3) Before the hailfall for single-cell hailstorm: the number of low-density graupel particles is almost unchanged; due to the increase of the aggregates, the consumption of supercooled water particles is accelerated, resulting in a decrease in supercooled water particles, and some high-density graupel particles fall to the ground, which eventually leads to a decrease in the number of high-density graupel particles, with a rate of change of -10 pools per minute(The pool is the number of pools of aqueous particles in the particle recognition result of the cell); during hailfall: high-density graupel particles attach to supercooled water particles and then grow to form hail, resulting in a decrease in high-density graupel particles with a rate of change of -12.1 pools per minute; and under the “Bergeron process” and the adhesion of the aggregation, the low-density graupel particles increased rapidly, with a rate of change of 36 cells per minute; after hailfall: low-density graupel particles fall, and the number decreases rapidly, with a rate of change of -36.6 pools per minute; during the descent process, low-density graupel particles that are attached to supercooled water, aggregates, etc. are converted into high-density graupel particles, resulting in the total amount of high-density graupel particles almost unchanged, with a rate of change of 2 pools per minute. (4) Multi-cell hailstorm are similar to single-cell hailstorms before the hailfall, except that the development speed, number of hail embryos, and echo intensity of the single-cell hailstorm are higher than that of the single-cell hailstorm under the promotion of dissipating cells; during hailfall: low-density graupel particles attach to supercooled water droplets to form hail during the falling process, resulting in a rapid decrease in the number of -62.6 pools per minute; high-density graupel particles increase in the rate of 16.5 pools; the time from mature phase to hailfall of the multi-cell hailstorm is about 15 minute longer than the single-cell hailstorm; it is similar to a single-cell hailstorm after the hailfall; (5) Based on the analysis of the hailstorm mechanism in Weining area, the conceptual models of single-cell hailstorm and multi-cell hailstorm were established respectively. This paper studies the evolution characteristics of hail embryos in each process of two typical hailstorms and obtains preliminary results, which has high application value for hailstorm early warning, prediction, and artificial hail suppression.

Keywords Particle recognition, X-band dual polarization radar, Microphysics, Hail embryo

1 引言

雹暴天气给人们带来巨大的经济损失以及安全隐患,为降低雹暴天气所带来的危害,需要对雹暴天气的机理进行研究,雹胚作为冰雹的前体物,对其进行细致研究很有必要。霰粒子作为雹胚的主要来源(徐戈等,2016;郭恩铭,1983;胡志晋和何观芳,1987;List and Roland,1960;Knight, Charles A and Knight, Nancy C,1970),其形成方式已有较多学者进行研究:Arenberg(1941)和List(1958)发现,霰粒子的来源有两种:一种是冻滴,另一种是冰晶粒子;Harimaya(1975)和Heymsfield et al(1980)发现冰晶聚合物也可以发展成为霰粒子;而陈宝君等(陈宝君和肖辉,2007)通过研究发现:过冷雨水低含量条件下,霰主要来自冰雪晶与过冷小水滴的碰冻,其次来自雪的积聚转化。可以总结为:霰粒子的来源主要为冰晶粒子、冻滴以及冰晶聚合物。

霰粒子成雹过程也有较多相关研究。唐洁等(2018a,2018b)通过分析,得出:在-40℃以下层,霰粒子的增长主要依靠淞附过程以及聚并雪晶过程;洪延超等(2002)利用三维冰雹云模式通过实例模拟研究了云中

冰相物理过程, 结果表明: 在冰雹形成过程中, 作为雹胚的霰粒子主要通过撞冻过冷水增长。王凯等 (2017) 通过三维冰雹云模式模拟了巴彦淖尔市的一次雹暴过程, 得出此次过程冰雹增长以霰粒子转化为主, 碰并雪增长为辅; 付焱等 (2016) 通过中尺度数值模式模拟了一次雹暴过程, 得出结论: 冰雹通过碰冻过冷水滴和碰撞收集冰雪晶快速增长; 张小娟等 (2019) 通过中尺度数值模式模拟了一次冰雹天气过程, 得出: 霰撞冻过冷云水和霰的自动转化是冰雹形成的主要微物理机制; 樊明月等 (2013) 利用三维全弹性冰雹云模式分析了一次山东境内的降雹过程, 分析表明: 冰雹主要质量来源是霰的自动转化以及碰并过冷云水增长; 可见霰粒子的增长方式主要为碰并过冷水增长。梅垚等 (2018) 利用可移动式 C 波段双线偏振雷达对 2014 年西藏那曲的一次强对流过程进行分析, 其中简单分析了天气过程中由湿雪演变至冰雹的动力和热力过程; 冯晋勤等 (2019) 利用双线偏振雷达对 2016 年发生在福建的一次降雹过程进行了分析。

上述研究主要针对雹暴某一个阶段的霰粒子进行分析, 对雹暴整个过程中霰粒子的发展、演变研究较少, 缺乏较细致的定量研究。此外, 在运用双线偏振雷达进行粒子识别的研究中, 对雷达资料的预处理中的滤波模块内, 均忽略了差分相移零值所带来的误差。

本文针对上述问题, 利用 X 波段双线偏振雷达数据, 运用综合小波去噪 (赵川鸿等, 2018) 和自适应约束算法进行资料预处理, 基于模糊逻辑算法, 对雷暴单体内七种水成物粒子进行识别, 包括: 毛毛雨 (Drizzle Rain, DR)、雨 (Rain, RN)、低密度霰 (Low Density Graupel, LDG)、高密度霰 (High Density Graupel, HDG)、冰雹 (Rain Hail, RH)、冰晶聚合物 (Aggregation, AG)、冰晶 (Crystal, CR)。其中低密度霰粒子密度区间为 $(0.25\text{g}/\text{cm}^3 < \text{密度} \leq 0.55\text{g}/\text{cm}^3)$ (Ludlam and Mason, 1962; Locatelli and Hobbs, 1974; Pruppacher and Klett, 1979; Heymsfield et al, 2004), 高密度霰粒子密度区间为 $(0.55\text{g}/\text{cm}^3 < \text{密度} < 0.9\text{g}/\text{cm}^3)$ (Auer et al, 1972; Locatelli and Hobbs, 1974; Heymsfield, 1978)。将雨 (RN) 分为温度低于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和高于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 两个种类, 温度低于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 仍为液态的水成物粒子称之为过冷水粒子 (SWA)。根据反演结果对威宁地区单体雹暴、多单体雹暴的整个过程中雹胚的演变特征进行详细的分析, 并据此分别建立单体、多单体雹暴概念模型。

威宁县是云贵高原的东延部分, 由于海拔高, 夏季 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度也适宜冰雹发展, 使得其单点性局地强对流雹灾较多 (柯莉萍等, 2016)。本文对发生在威宁县的两次雹暴微物理过程进行分析, 重点研究雹胚在雹暴过程中的演变特征, 以期为人工消雹以及提高当地雹暴天气预警预报的准确率提供相关理论依据。

2 数据来源和预处理

2.1 数据来源

本文利用位于威宁县 (104.08° E , 27.05° N) 的 X 波段双线偏振天气雷达 (YLD1-D) 数据, 以及位于昭通市 (103.72° E , 27.35° N) 的 C 波段多普勒天气雷达 (CINRAD/CC) 数据, 结合地面观测站资料和探空资料, 对 2018 年 5 月 8 日和 2019 年 6 月 11 日两次雹暴过程进行分析。两部雷达的技术指标如表 1 所示。图 1 展示了威宁县各个地面观测站以及两部雷达的相对位置。

为更好地了解雹暴云的内部结构, 需要对雹暴单体进行垂直剖面, 但雹暴当天并没有 RHI 数据资料, 为了使分析更加清晰、直接, 本文采用 Barnes 插值方法来对多层雷达数据进行插值 (黄云仙等, 2008)。

表 1 两部雷达的主要性能配置参数

Tab1 Main performance configuration parameters of the two radars

雷达型号	YLD1-D radar	CINRAD/CC radar
雷达技术指标	波长 (cm)	3.2
	天线增益 (dB)	44
	最大探测范围 (km)	175
	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 (分钟)	6

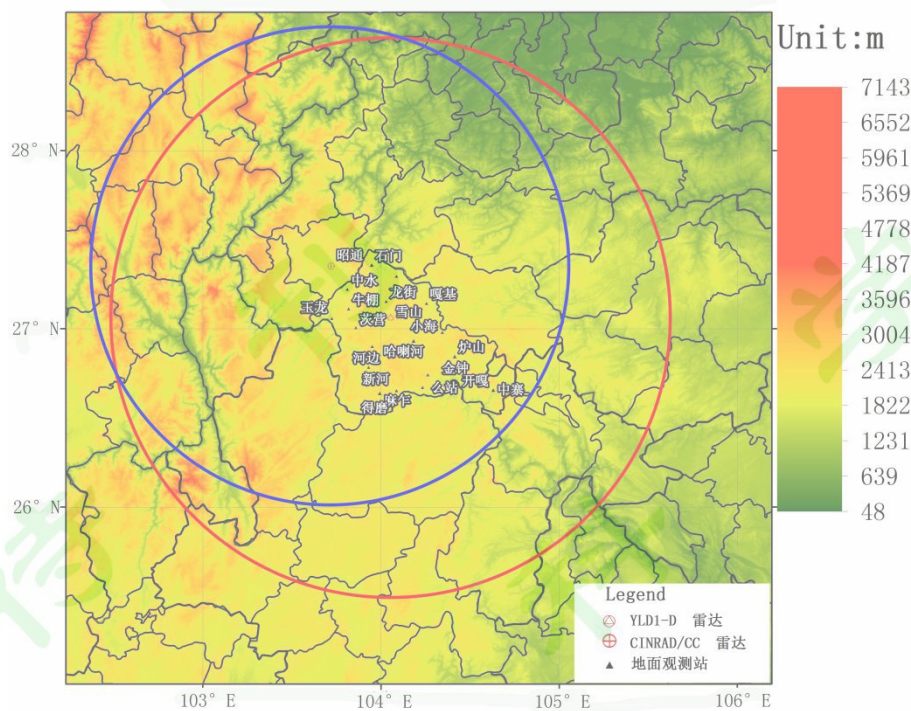


图 1 威宁地面观测站、YLD1-D radar、CINRAD/CC radar 的相对位置以及最大水平扫描范围
(红色、蓝色圆圈分别为 YLD1-D radar 和 CINRAD/CC radar 的最大水平扫描范围)

Fig1 The relative position of the Weining ground observatory, YLD1-D radar and CINRAD/CC radar and the horizontal maximum radar scanning range (red and blue circles are the maximum horizontal scanning range of YLD1-D radar and CINRAD radar respectively)

2.2 数据预处理

在进行水成物粒子识别之前,需要对雷达偏振数据进行质量控制。如图 2 所示,本文的数据预处理包括差分相移退折叠、滤波、衰减订正三个步骤。退折叠采用径向连续性检查法来退差分相位折叠(肖娇艳等, 2012); 滤波采用综合小波去噪,相比于其他去噪方法(滑动平均, 中值滤波、卡尔曼滤波、FIR 滤波、小波去噪),它对差分传播相移的滤波效果更好,可使得差分传播相移率(K_{DP})质量提升,有助于提高粒子识别的准确性; 衰减订正采用自适应约束算法(park 等, 2005)对反射率(Z_H)以及差分反射率(Z_{DR})进行订正,该方法通过不断的自动调整,得到最佳参数 α 。



图 2 资料预处理流程图
Fig2 Data preprocessing flowchart

2.2.1 滤波效果

以 2018 年 5 月 8 日 18: 09 时刻(降雹时段内)、仰角 0.5° 、径向 180° 、库数 335~584 的差分传播相移为例(图 3)。相比于滤波前(图 3 虚线), 滤波后(图 3 实线)的差分传播相移不仅数据脉动得到很好的抑制, 其整体趋势也得到了保留。

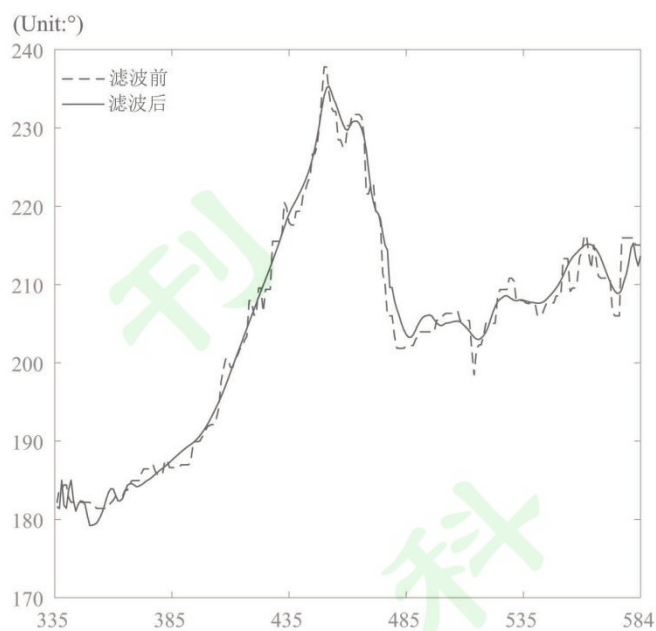
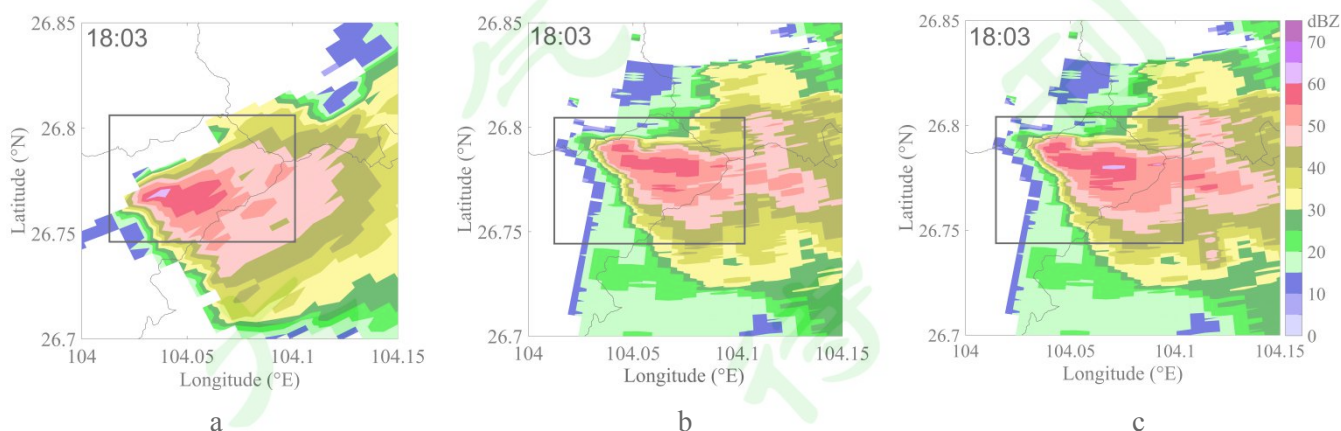


图 3 滤波订正前后对比
Fig3 Comparison before and after filter correction

2.2.2 衰减订正效果

C 波段雷达信号在穿过云体时的衰减比 X 波段小，即 C 波段雷达信号更加接近真实情况，所以将经过衰减订正的 X 波段雷达组合反射率与 C 波段多普勒雷达反射率进行比较，可以验证衰减订正的效果。考虑到雹暴云在降雹时反射率最强，本文分别选择两次过程中靠近降雹时段的数据来进行衰减订正效果验证。图 4 中，a、b、c 分别为 2018 年 5 月 8 日 18: 03 时刻 C 波段、订正前和订正后的 X 波段组合反射率图，d、e、f 分别为 2019 年 6 月 11 日 15: 13 时刻 C 波段、订正前和订正后的 X 波段组合反射率图。观察图 4 (a) 可以发现，长方形内的反射率有较多区域大于 55dBZ ，并且中心最强处大于 60dBZ ，而订正前（图 4 (b)）相应区域的组合反射率在大值区域（大于 55dBZ ）面积以及最大值这两方面都差距较大。订正过后（图 4 (c)），大值区域明显增多，而且存在大于 60dBZ 的极大值；2019 年 6 月 11 日 15: 13 时刻，订正后数据（图 4 (f)）相比于订正前（图 4 (e)），从反射率大小和大于 50dBZ 的反射率区域面积来看都更接近于 C 波段雷达（图 4 (d)）。

通过以上比较可以看出：在经过衰减订正过后，威宁的雷达反射率与 C 波段雷达观测较为一致。



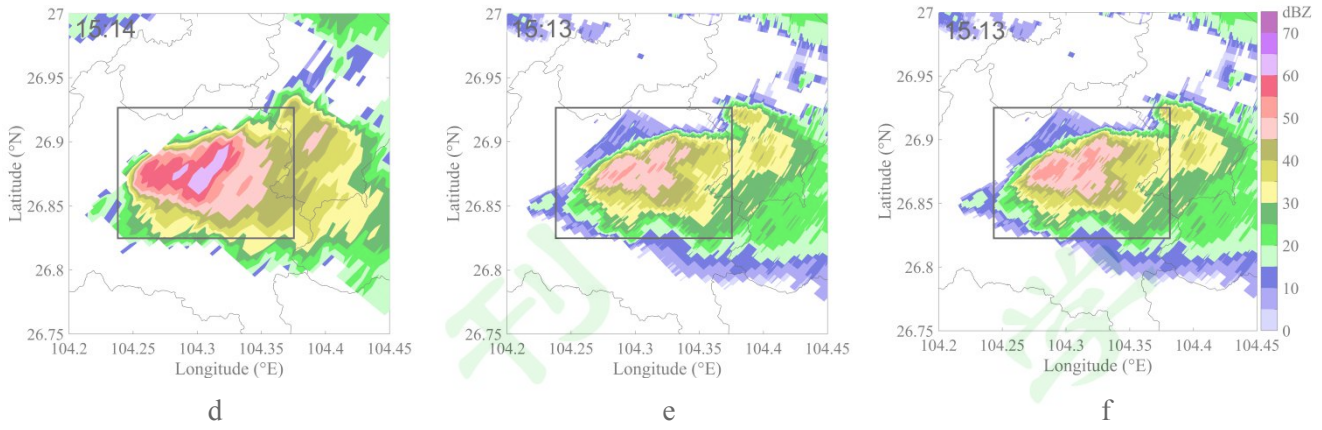


图 4 2018 年 5 月 8 日 18: 03 时刻以及 2019 年 6 月 11 日 15: 13 时刻组合反射率衰减订正前、后与同时刻昭通组合反射率的对比图（左：昭通，中：订正前，右：订正后）

Fig4 Comparison of the combined reflectivity before the attenuation correction, after the attenuation correction, and at the same time at Zhaotong at 18:03 on May 8, 2018 and 15:13 on June 11, 2019 (Left: Zhaotong, middle: before correction, right: after correction)

2.3 水成物粒子识别

2.3.1 选择参数

选择四个偏振参数（ Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} ）来构建粒子识别模型，并且引入温度参数 T ，由海平面高度代替。

2.3.2 水成物粒子分类

将水成物粒子识别结果分为毛毛雨（DR）、雨（RN）、冰晶聚合物（AG）、低密度霰（LDG）、高密度霰（HDG）、冰雹（RH）、冰晶（CR）。这种分类方式既能达到识别冰雹落区的目的，也能避免因分类过细而导致的与雷达探测精度不匹配的问题，为后文的微物理过程分析做铺垫。

2.3.3 选取成员函数

目前隶属成员函数主要有三种，分别是：（1）Liu H chandrasekar（2000）率先提出的 beta 型函数；（2）Zrnić et al（2001）提出的对称梯型函数；（3）Parketal（2009）在 Zrnić 的基础上提出的不对称 T 型函数。对称函数并不适用于所有的粒子类型，为了符合实际的反演结果，本文采用不对称 T 型函数（公式 1），用最大集成法进行水成物粒子识别。

$$T(x, X_1, X_2, X_3, X_4) = \begin{cases} 0, & x < X_1 \\ \frac{x - X_1}{X_2 - X_1}, & X_1 \leq x \leq X_2 \\ 1, & X_1 \leq x \leq X_2 \\ \frac{X_4 - x}{X_4 - X_3}, & X_3 \leq x \leq X_4 \\ 0, & x \geq X_4 \end{cases} \quad (1)$$

其中 X_1 、 X_2 、 X_3 、 X_4 为函数阈值， x 为雷达探测值，7 种水成物粒子的成员函数阈值设置见表 2。根据雷达数据质量好坏，分别将偏振参数 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 以及温度参数 T 的权重设为 0.3、0.2、0.1、0.1、0.3。

表 2 7 种水成物的成员函数阈值设置

Tab2. Member function threshold setting for 7 kinds of aquatic products

		DR	RN	AG	CR	LDG	HDG	RH
Z_H	X_1/dBZ	0	25	0	0	14	31	45
	X_2/dBZ	0	25	0	0	14	31	45
	X_3/dBZ	31	59	33	19	44	55	55
	X_4/dBZ	31	59	33	19	44	55	55
Z_{DR}	X_1/dB	0	0.07	0	0.6	-0.7	-1.3	-2

	X_2/dB	0	0.07	0	0.6	-0.7	-1.3	-2
	X_3/dB	0.9	3.6	1.3	5.8	1.3	3.7	1.2
	X_4/dB	0.9	3.6	1.3	5.8	1.3	3.7	1.2
K_{dp}	$X_1/(\circ) \cdot km^{-1}$	0.01	0.004	0	0	-1.4	-2.5	-0.5
	$X_2/(\circ) \cdot km^{-1}$	0.01	0.004	0	0	-1.4	-2.5	-0.5
	$X_3/(\circ) \cdot km^{-1}$	0.05	25.5	0.3	0.3	2.8	7.6	0.8
	$X_4/(\circ) \cdot km^{-1}$	0.06	25.5	0.3	0.3	2.8	7.6	0.8
ρ_{HV}	X_1	0.993	0.983	0.9979	0.9635	0.999	0.992	0.7
	X_2	0.993	0.983	0.9979	0.9635	0.999	0.992	0.7
	X_3	1	1	1	0.9989	1	1	0.95
	X_4	1	1	1	0.9989	1	1	0.95

3 识别效果验证

2018 年 5 月 8 日 18: 03 时刻，水平粒子识别结果图中（图 5（a2））：在黑石头镇和麻乍乡交界处识别出 RH；在垂直剖面图上（图 5（a3）），距雷达 31km 的近地面识别出 RH。这与地面观测站记录的降雹地点以及时间一致；2019 年 6 月 11 日 15: 26 时刻也是如此，在水平以及垂直的粒子识别结果图中，识别出 RH 的时间以及地点均与地面观测站记录的一致。

通过以上对比，我们验证了本文构建的水成物粒子识别算法在水平方向以及垂直方向的准确性，该算法可以用来进行后续研究。

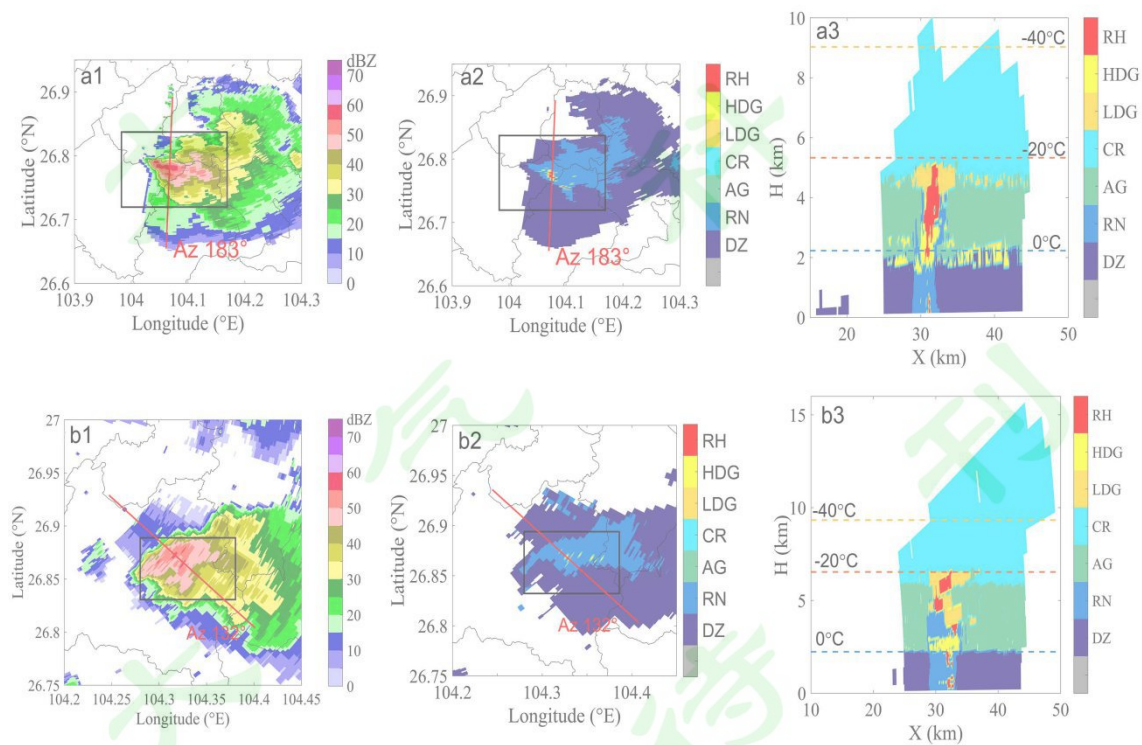


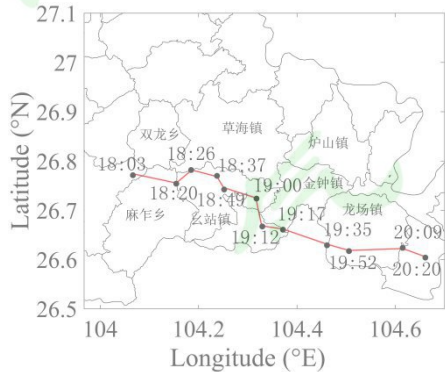
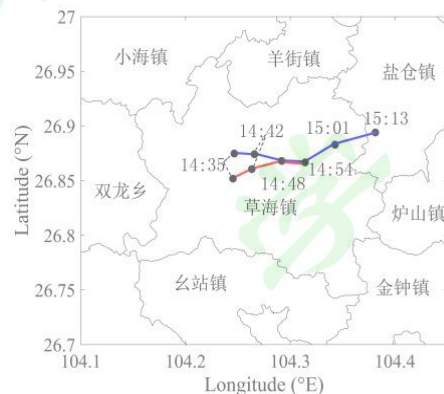
图 5 2018 年 5 月 8 日 18: 03 时刻、2019 年 6 月 11 日 15: 26 时刻的组合反射率、1.45° 仰角粒子识别结果以及垂直方向上的粒子识别结果

（a1、a2、a3 为 2018 年 5 月 8 日，b1、b2、b3 为 7 月 22 日，红色实线表示剖面方向）

Fig5 Combined reflectivity at 18:03 on May 8, 2018, 15:26 on June 11, 2019, 1.45 ° elevation angle particle recognition results and particle recognition results in the vertical direction (a1, a2 , a3 is May 8, b1, b2, b3 is July 22, red solid line indicates the section direction)

本文选择的两次过程为 2018 年 5 月 8 日以及 2019 年 6 月 11 日，分别为单体雹暴和多单体雹暴，两次过程的基本信息如表 3 所示。

表 3 2018 年 5 月 8 日、2019 年 6 月 11 日雹暴过程基本信息对比

Tab 3 Comparison of basic information of the hailstorm process on May 8, 2018 and June 11, 2019		
	2018 年 5 月 8 日	2019 年 6 月 11 日
雹暴类型	单体降雹	多单体降雹
降雹持续时长（分钟）	10	5
天气形势	冷锋与切变线系统扰动不稳定层结形成对流	西南低涡与青藏高原冷高压以及西南暖湿气流配合形成不稳定层结
最大回波高度（km）	10	16
雹暴路径		

4 个例 1 分析

2018 年 5 月 8 日威宁县发生了一次降雹过程，降雹地点为麻乍镇，持续时间为 10 分钟，造成的灾害是 2018 年最严重的一次。从 2018 年 5 月 8 日 12:00 的环流形式（图 6）来看：500hPa，威宁地区位于一个小脊前方，受脊前偏北冷气流影响；700hPa，威宁地区受来自西南方向的暖湿气流影响。上冷下暖的不稳定层结，再加上冷锋的扰动，促成了此次强对流天气的形成。

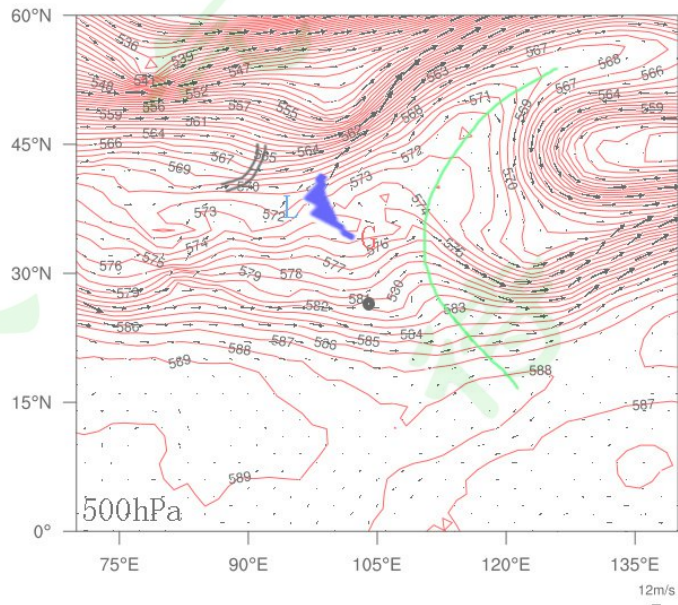


图 6 2018 年 5 月 8 日 08 时天气形势图（黑点为威宁位置，冷锋（蓝色形状）位于近地面，

槽（绿线）位于 500hPa，切变线（双实线）位于 700hPa

Fig6 At 08:00 on May 8th, the weather situation map (the black point is the Weining position, Cold front (blue shape) is near the ground, The groove (green line) is located at 500hPa and the shear line (double solid line) is located at 700hPa)

图 7 为降雹单体的演变过程，2018 年 5 月 8 日威宁县西部有一个对流单体形成并向东发展，于 17: 55~18: 05 降雹。

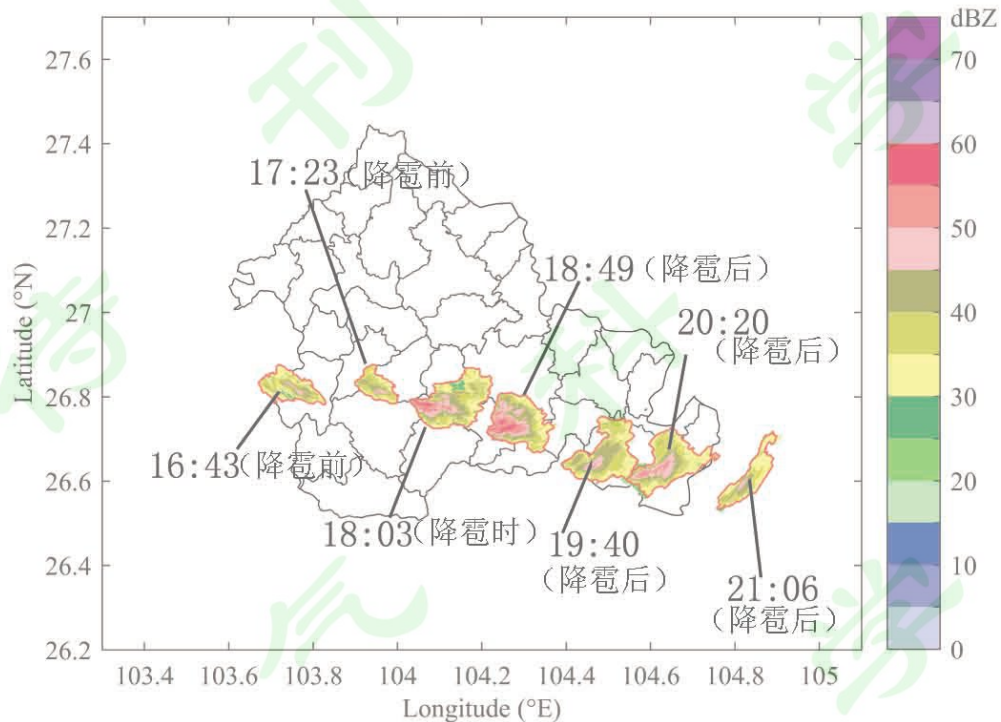


图 7 2018 年 5 月 8 日雹暴单体的演变过程

Fig7 The evolution of hailstorms on May 8, 2018

由于冰雹出现在回波反射率较强的区域，故为研究冰雹云在垂直方向上的微物理结构，本文选择的剖面方向为组合反射率最强的方向（图 8）。

17: 46（图 8（a））时刻，在威宁县黑石头镇与双龙乡的交界处出现一个较强对流单体，其组合反射率最大值大于 50dBZ；17: 52（图 8（ab））时刻，单体中心加强到 55dBZ 以上，单体西边出现‘V 型缺口’，有偏西北气流流入；17: 57（图 8（c））、18: 03（图 8（d））时刻单体发展至最强，反射率最大值大于 60dBZ，‘V 型缺口’加深；18: 09（图 8（e））、18: 15（图 8（f））时刻，分散为多个小单体，反射率大值区域减少，西侧‘V 型缺口’开始消散。根据上述分析，将此次雹暴过程分为发展阶段（17: 46、17: 52）、成熟阶段（17: 57、18: 03）、消散阶段（18: 09、18: 15）。

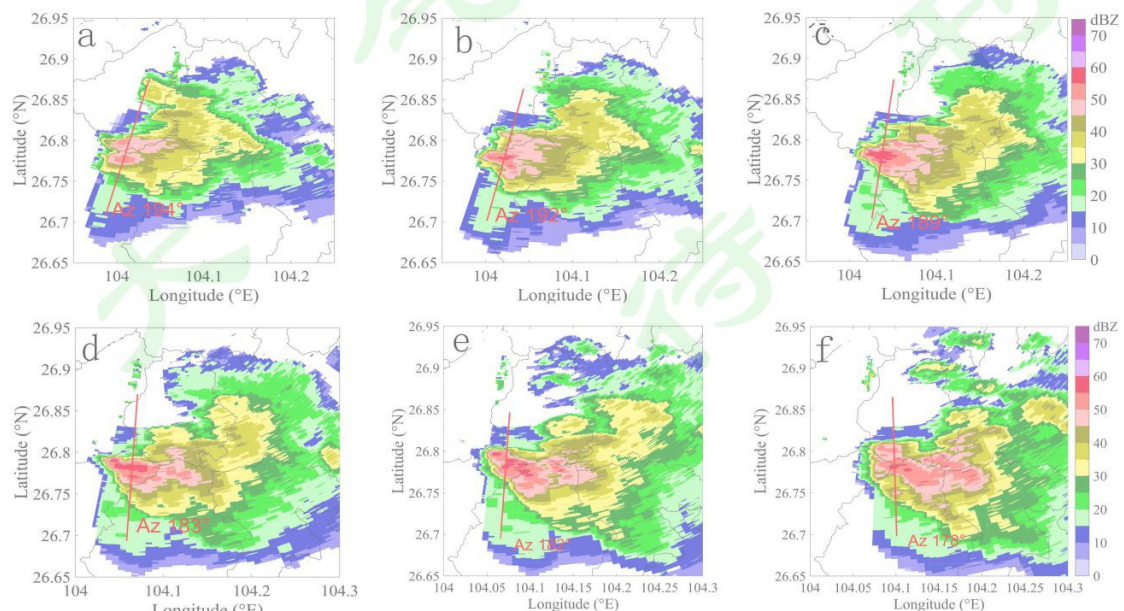


图 8 2018 年 5 月 8 日单体的演变过程以及剖面角 (a、b、c、d、e、f 分别为 17: 46、17: 52、17: 57、18: 03、18: 09、18: 15 六个时刻的组合反射率, 红线代表剖面方向)
Fig8 The evolution of the cells and the profile angle on May 8, 2018(a,b,c,d,e, and f are combined reflectivity at 17:46, 17:52, 17:57, 18:03, 18:09, 18:15, respectively, the red line represents the section direction)

4.1 发展阶段

17: 46 时刻 (图 9 (a)) , 回波高度达到 8km。在 1.45° 水平径向速度图 (图 9 (c)) 上存在一个辐合区域 (黑圈), 12° 径向速度图上则对应着一个辐散区域 (红框), 与高组合反射率值对应, 近地面气流辐合上升, 暖性水成物粒子被抬升至 0℃以上, 部分被冻结形成冻滴, 部分仍然保持液态, 成为 SWA; -20℃以上, 高空的冰核粒子吸附过冷云滴增长, 形成冰晶粒子 (CR), 数量为 3359 库, 分布在 5km 高度以上; CR 淞附高空的过冷云滴形成以 CR 为核心的低密度霰粒子 (LDG), 数量为 175 库, 分布在 5km 高度左右; CR 通过 ‘贝吉龙过程’ (即: Wegener-Bergeron-Findeisen 过程, 下文简称 WBF) (Pruppacher and Klett, 1997) 形成冰晶聚合物 (AG), 分布在 2~5km 高度; 在 0~-20℃高度层内, 温度相对较高, 且 SWA 充足。SWA 遇到 AG 时, 不会马上冻结, 而是铺展在 AG 表面形成冰层, 冰层不断累积, 形成密度相对较大的高密度霰 (HDG), 冻滴通过淞附 SWA 也能形成 HDG, HDG 数量为 517 库, 分布在 1~3km 高度; 在 SWA 相对较少且温度更低的 -20℃以上, 过冷云滴碰到 CR 会立即结冰, 而不是均匀分布在 CR 表面, 淞附的过冷云滴越多, 则 CR 表面的冰层空隙越多, 形成密度相对较小的低密度霰 (LDG)。17: 52 时刻 (图 9 (b、d)) , -20℃以上过冷云滴增多, CR 淞附过冷云滴效率增加, 使得 LDG 数量有所增加, 为 186 库; HDG 变化较小, 小部分 HDG 降落至 0℃以下, 在下落过程中融化成雨, 造成降雨增强。

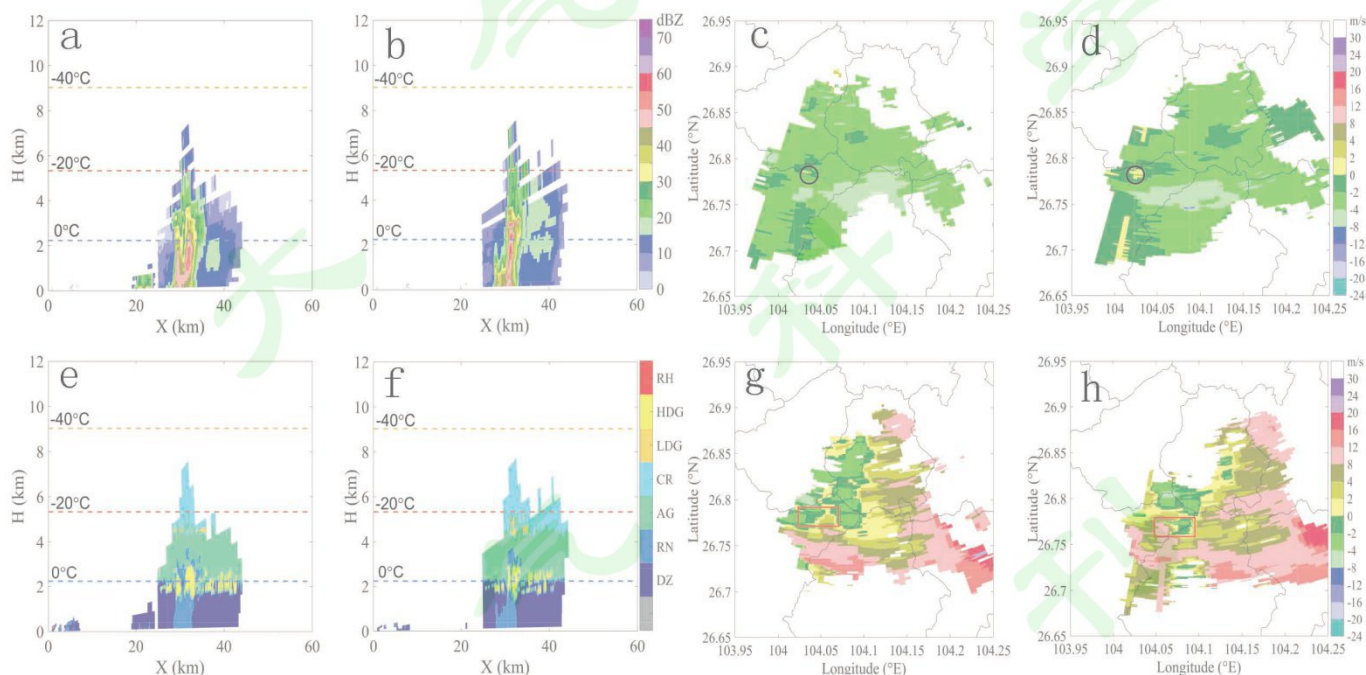


图 9 2018 年 5 月 8 日 17: 46 (a、c)、17: 52(b、d) 时刻反射率和粒子识别结果的剖面图 (194°、192°) 以及两个时刻在 0.5°、12° 仰角的径向速度图 (黑圈代表辐合, 红框代表辐散)
Fig9 May 8, 2018, 17:46 (a, c), 17:52 (b, d) section of reflectivity and particle identification profile (194°, 192°) and Radial velocity diagram at 0.5° and 12° elevation angles (black circles represent convergence and red boxes represent divergence)

4.2 成熟阶段

如图 10 所示, 回波高度达到 10km。从水平径向速度图来看, 地面径向速度辐合梯度变大 (图 10 (c、g)), 高空的辐散速度梯度也变大 (图 10 (d、h)) , 说明上升气流增强。17: 57 时刻, SWA 首次出现在 4km 高度以上; 在多处识别出 RH, 从 RH 出现的环境 (HDG 中 (最先出现)、SWA 中、LDG 中) 以及数量来看, RH 的来源有两个, 分别为由 LDG 转化以及由 HDG 转化, 位于 HDG 中的 RH 数量是 LDG 中的 11.2 倍, 由此可

以推测出 HDG 为 RH 的主要来源；由图 10 (e) 可知，3~5km 为 SWA 分布密集区，HDG 在上升气流作用下被抬升至 3km 高度以上，在 0~20℃ 高度层内，淞附 SWA，进行湿增长，在 -20℃ 以上则进行干增长，最终形成 RH；RH 形成后通过碰并 SWA 以及吸附 AG、CR 等粒子增长，当增长到上升气流不足以支持 RH 继续滞空时，RH 降落地面产生降雪；18: 03 时刻，SWA 数量减少 45%，空间分布的密度减小，导致高空 RH 增长减缓，虽数量多但质量小，仅有少数质量较大的 RH 能够降落至地面，其余的均堆积在高空，数量达到 828 库，分布于 2~5km 高度。虽 LDG 在上升气流作用下缓慢下降，在下降过程中捕获 SWA 增长，最终也能形成 RH，但 LDG 在降雪期间数量增加两倍，而 HDG 在降雪期间数量减少 20%，由此也可侧面印证 HDG 为 RH 的主要来源。

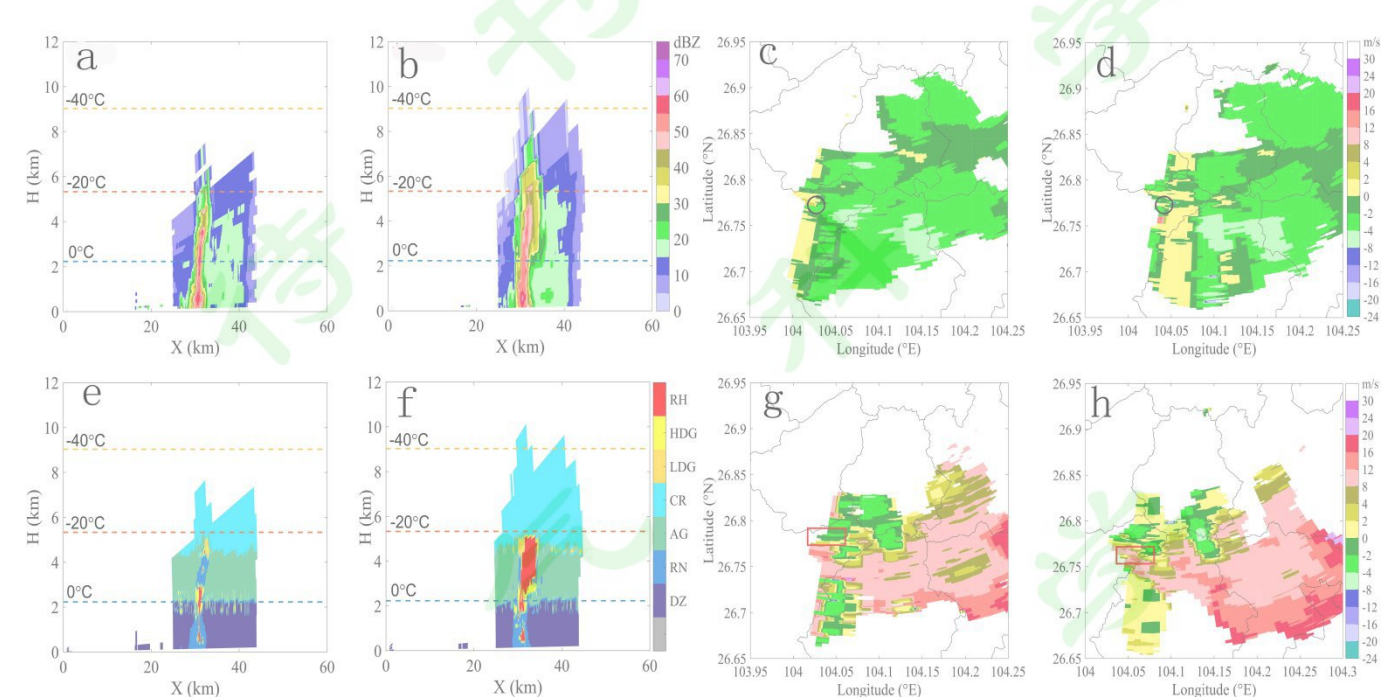


图 10 2018 年 5 月 8 日 17: 57 (a、c)、18: 03(b、d) 反射率、粒子识别结果的剖面图 (189°、183°) 以及两个时刻在 0.5°、12° 仰角的径向速度图 (黑圈代表辐合，红框代表辐散)

Fig10 May 8, 2018, 17:57 (a, c), 18:03 (b, d) section of reflectivity and particle identification profile (189°, 183°) and Radial velocity diagram at 0.5° and 12° elevation angles (black circles represent convergence and red boxes represent divergence)

4.3 消散阶段

如图 11 (a) 所示，18: 09 时刻以后，回波高度降低至 10km 以下，反射率大值区域明显减小；从图 11 (e) 中可以看出，单体后方的‘V 型缺口’开始消散，而从 1.45° 水平径向速度来看，辐合梯度相比于上个时刻减小，高空辐散也减弱，说明近地面后方入流的上升气流开始减弱，RH 生成效率降低，消耗 HDG、LDG、SWA 的速度减小，导致 HDG、LDG 以及 SWA 堆积，HDG 数量增加 67%，LDG 数量增加 16%，SWA 数量增加 136%；由于 RH、HDG、LDG 等粒子均在重力作用下坠落，而 RH 在下落过程中融化为 HDG，以及 LDG 在从 5km 高度坠落过程中也可能逐步转化为 HDG，所以 HDG 增加量远远大于 LDG 增加量。在 18: 15 时刻，单体回波顶高度继续下降；绝大多数 RH 降落至 0℃ 以下并且数量减少 20%；HDG 数量有所增加；LDG 数量则减少 60%。

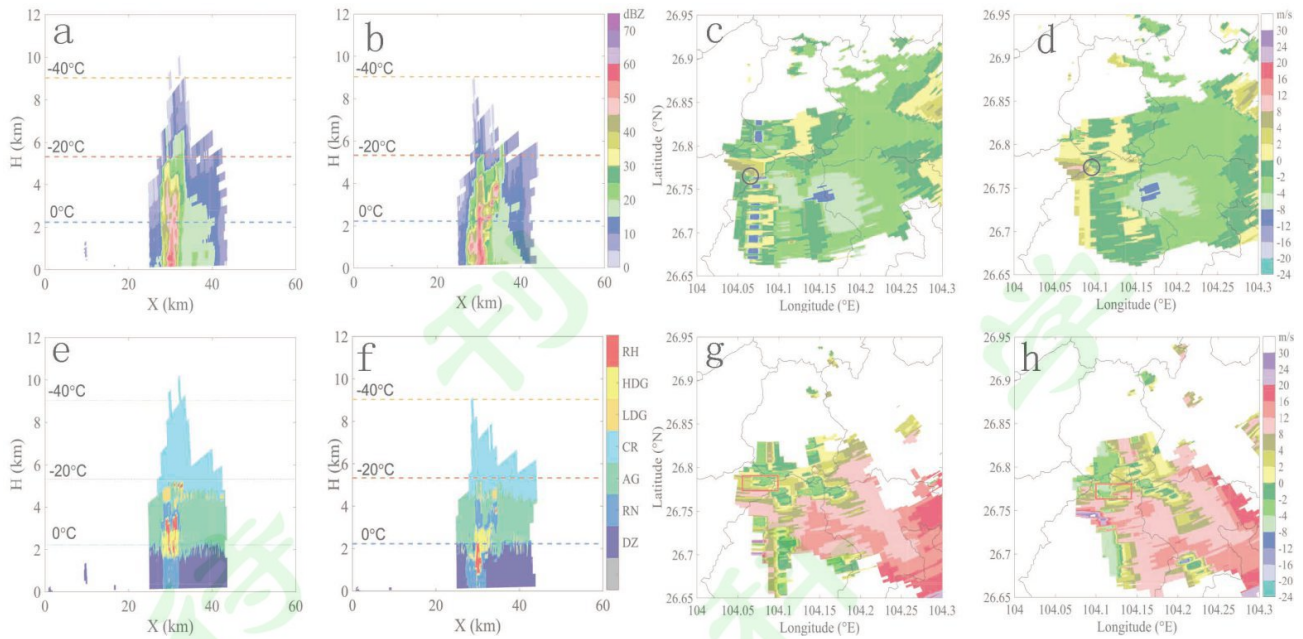


图 11 2018 年 5 月 8 日 18: 09 (a、c)、18: 15 (b、d) 时刻反射率以及粒子识别结果的剖面图 (182°、178°) 以及两个时刻在 0.5°、12° 仰角的径向速度图 (黑圈代表辐合, 红框代表辐散)

Fig11 May 8, 2018, 18:09 (a, c), 18:15 (b, d) section of reflectivity and particle identification profile (182°, 178°) and Radial velocity diagram at 0.5° and 12° elevation angles (black circles represent convergence and red boxes represent divergence)

图 12 为本次雹暴过程中关键粒子数量随时间的变化图, 可以发现: RH 在成熟时期出现, 在 SWA 减少时急剧增加; 当 RH 数量增加到一定程度, 且其消耗 SWA 的速度大于底层水成物粒子被带上高空而形成 SWA 的速度时, SWA 则开始减少; 当 RH 数量增加到最大时, SWA 数量由减少转变为增多; 在 HDG 增多时 RH 数量开始减少; 当 HDG 生成 RH 这一过程减慢, 使得 HDG 消耗速率小于 HDG 生成速率, 意味着单体对流开始减弱, 开始进入消散阶段。

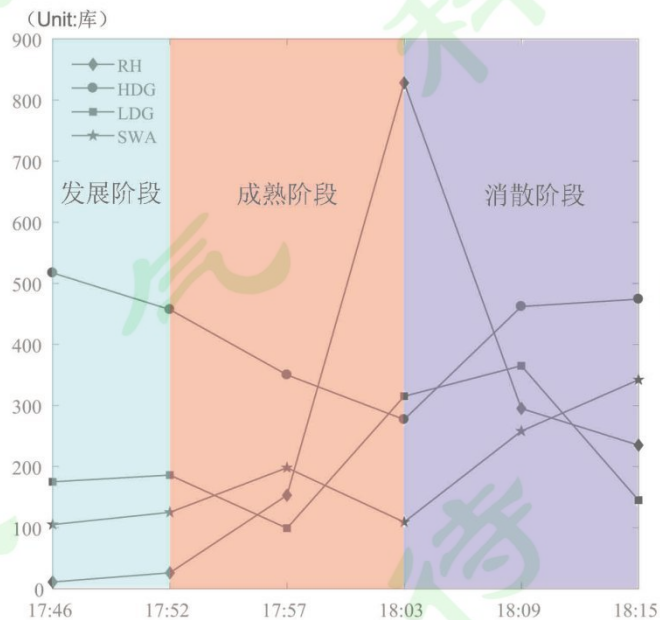


图 12. 2018 年 5 月 8 日雹暴过程关键粒子 (HDG、LDG、RH、SWA) 随时间的变化趋势

Fig12 Time-varying trends of key particles (HDG, LDG, RH, SWA) during the hailstorm process on May 8, 2018

5 个例 2 分析

2019 年 6 月 11 日在威宁县草海镇发生了一次降雹过程，此次过程回波高度达到 16km，回波中心强度大于 55dBZ，冰雹最大直径达到 10mm，是 2019 年上半年记录的最强雹暴过程。降雹时间为 15：20~15：25，由多个单体相互作用而形成。

图 13 为该日 12:00 时 700hPa、500hPa 的天气形势图，从图中可以发现：500hPa（图 13（b）），威宁处于脊前，受偏北冷气流影响；700hPa（图 13（a）），威宁西部存在西南低涡，再加上西藏地区的冷高压影响，不断有小脊向东移动，而西南方向有暖湿气流从孟加拉湾向威宁输送，上冷下暖的结构使得空气层结不稳定，这是本次强对流天气形成的主要原因。

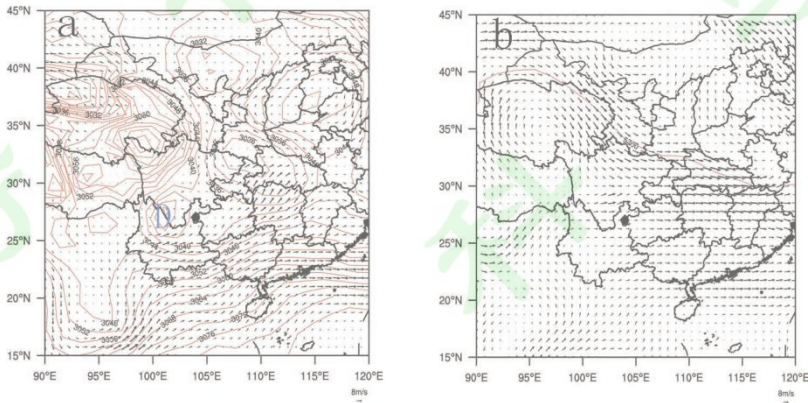


图 13 2019 年 6 月 11 日威宁县 12：00 等高线、风向图
（a、b 分别对应 700hPa、500hPa，黑点为威宁位置）

Fig13 Contour line and wind direction at 12:00 in Weining County on June 11, 2019
(a, b corresponds to 700hPa, 500hPa, The black dot is the location of Weining)

图 14 为 2019 年 6 月 11 日雹暴过程中相互作用的两个单体发展过程图，根据反射率大小以及降雹时间，将此次雹暴过程分为 3 个过程：发展阶段（14：35~15：13）、成熟阶段（15：20~15：26）、消散阶段（15：33~15：39）。

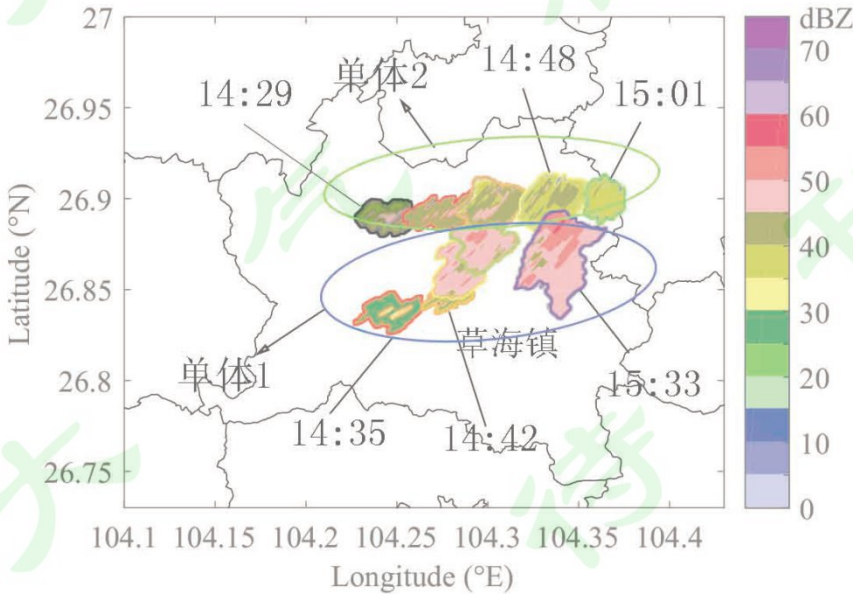


图 14 2019 年 6 月 11 日雹暴单体的演变过程（图中黑、红、橙、黄、绿、紫分别代表 14:29、14:35、14:42、14:48、15:01、15:33 时刻，上方为单体 2，下方为单体 1）
Fig14 The evolution of the hailstorm cell on June 11, 2019 (black, red, orange, yellow, green, and purple in the figure represent 14:29, 14:35, 14:42, 14:48, 15:01, 15:33 respectively, The top is

cell 2 and the bottom is cell 1)

5.1 发展阶段

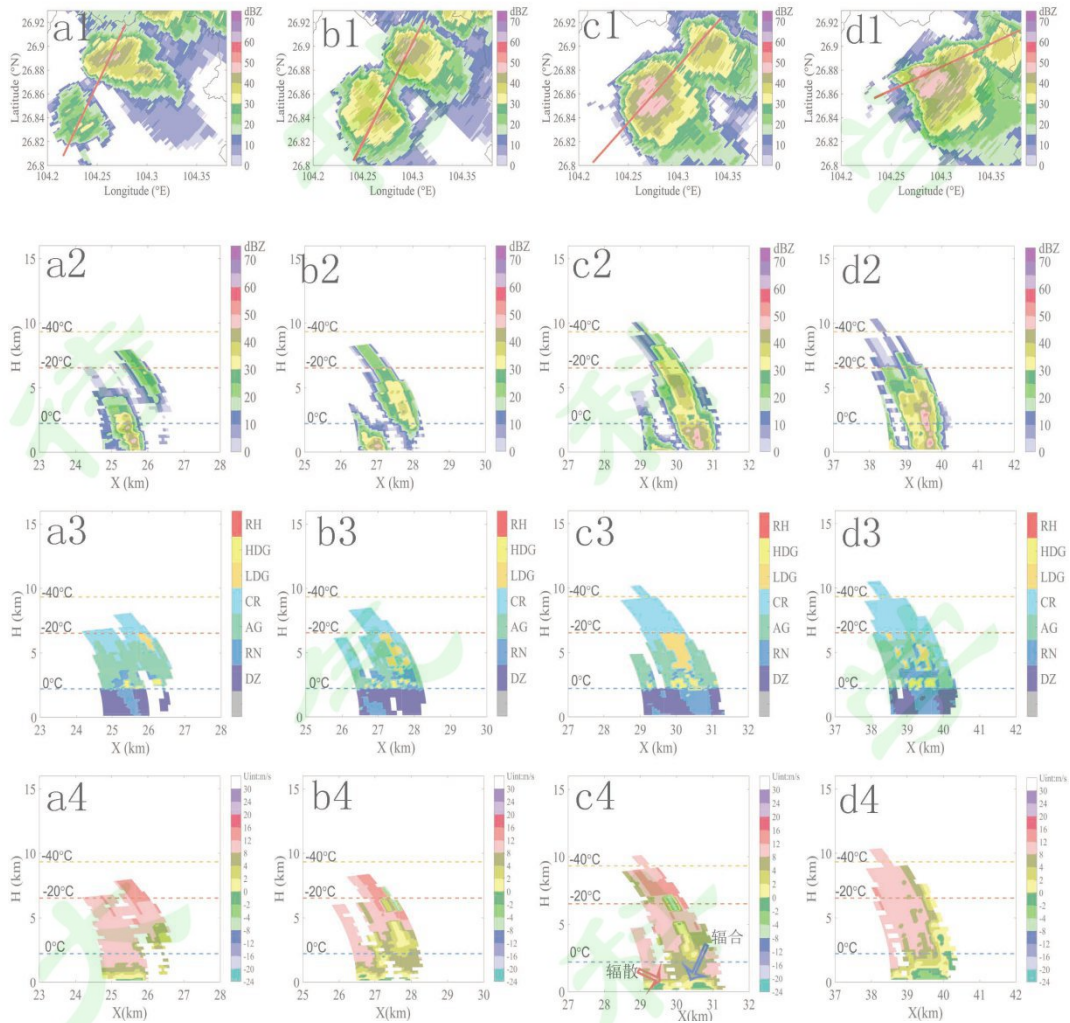


图 15.2019 年 6 月 11 日两个单体在 14: 35、14: 42、14:48、14: 54 相互作用的水平及剖面图 (a1~d1 为组合反射率图, 红线为剖面方向, a2~d2 为反射率剖面图, a3~d3 为粒子识别剖面图, a4~d4 为径向速度剖面图, a1~a4 为 14: 35 时刻, b1~b4 为 14: 42 时刻, c1~c4 为 14: 48 时刻, d1~d4 为 14: 54 时刻)

Fig15.Horizontal and cross-sectional views of the interaction of two cells at 14:35, 14:42, 14:48, and 14:54 on June 11, 2019 (a1 to d1 are combined reflectivity, and the red line is the section direction., a2 to d2 are reflectivity sections, a3 to d3 are particle recognition sections, a4 to d4 are radial velocity sections,

a1 to a4 are at 14:35, b1 to b4 are at 14:42, c1 to c4 are at 14:48, d1 to d4 are at 14:54)

由于发展阶段时间较长, 本文挑选多单体的相互作用过程 (14: 35、14: 42、14: 48、14: 54) 来进行分析, 如图 15。从图中可以发现: 单体 2 由最开始的强盛逐渐衰减, 直至 14: 54 时刻完全消失; 单体 1 逐渐发展, 在 14: 54 时刻回波高度达到 10km, 反射率最大值大于 50dBZ。从径向速度剖面图可知: 14: 48 时刻, 单体 2 近地面为辐散, 单体 1 近地面为辐合 (图 15 (c4)) , 此时单体 1 内 HDG 的变化率为 40 库/分钟, 相比于上一个时刻快了一倍, 单体内反射率的最大值从小于 40dBZ 增大到大于 55dBZ, 并且回波体积显著增大。由上分析可以推测: 单体 1 内的辐散下沉气流对单体 2 内雹胚的增长有促进作用。

从粒子识别结果来看: 14: 42 时刻 (图 15 (b3)) , 在上升气流内, 低层的暖性液态水部分被送至 0℃ ~ -20℃, 形成较大的过冷雨滴或冻滴, 还有一部分分散为更小的水滴, 被带上 -20℃ 高空, 形成过冷云滴, 冰核淞附过冷云滴形成 CR, CR 相比上一时刻增加了 3175 库; CR 在 -20℃ 以上高空淞附增长, 在 7km 高度形成了 165 库 LDG; CR 增多导致 CR 通过 WBF 形成 AG 的效率增大, AG 也由 2605 库增多到 3970 库; 由 CR 淞附过冷云滴形成的 LDG 也增多至 1096 库; 相比于单体雹暴, 较强的上升气流虽然能为 0℃ ~ -20℃ 提供充足 SWA, 但 AG 吸收 SWA 的时间也会减少, 大量 AG 在形成 HDG 之前就被上升气流带上 SWA 较少的更高地区,

导致 HDG 的数量较少, 仅有 211 库; 14: 48 时刻 (图 15 (c3)) , 单体 2 低层的辐散气流对单体 1 低层的辐合有促进作用, 使得上升气流增强, 单体 1 加速发展, 近地面更多的暖性液态水被送至 0°C 以上, SWA 相比于上个时刻增多了 50%, 冰核与过冷云滴相遇的几率大大提高, CR 相比上个时刻数量增多 719 库; CR 增多, 合成 LDG 的效率增加, LDG 数量相比上一时刻增加了 567 库, 垂直厚度超过了 3km; 较强的上升气流使得 HDG 数量增加较少, 但相比于上个时刻还是增多了将近一倍; 14: 54 时刻 (图 15 (d3)) , 在 1km 高度识别出 HDG, 说明高空已经存在质量较大的固态粒子, 能够穿过上升气流达到近地面。

5.2 成熟阶段

在 15: 26 时刻, 单体 1 回波高度达到了 15km。从 1.45° 和 12° 仰角的径向速度图 (图 16 (c、d)) 可以看出: 在单体前方, 存在着较大范围的辐散, 而在单体后方则存在较大范围的辐合, 在 12° 仰角则相反, 由此可以看出单体 1 前方为上升气流, 后方为下沉气流。在持续的上升气流中, -20°C 以上的冰核与过冷云滴淞附加剧, CR 迅速增多, 达到 9784 库; 相应的 LDG 数量也增加至 2077 库, 为整个过程的最大值; 大量的 LDG 在上升气流中缓慢下降, 在此过程中, 不断淞附 SWA 增长, 最终形成 RH, 数量为 154 库, 从 RH 出现位置以及 LDG 的数量可推断, LDG 为本次过程中 RH 的主要来源; HDG 相比于发展阶段数量有所减少, 可见 HDG 对 RH 的形成也有贡献。15: 26 时刻: 从 1.45° 仰角的径向速度图 (图 16 (g)) 来看, 辐合速度梯度减小, 可知此时的上升气流相比于上一个时刻减弱; RH 数量相比于上个时刻有所增加, 为 206 库; RH 在上升气流内不断变大、变重, 最终降落地面, 形成降雹; LDG 数量减少约 18%, 而 HDG 数量增加 21%, 由此也可验证此次过程雹胚的主要来源为 LDG。

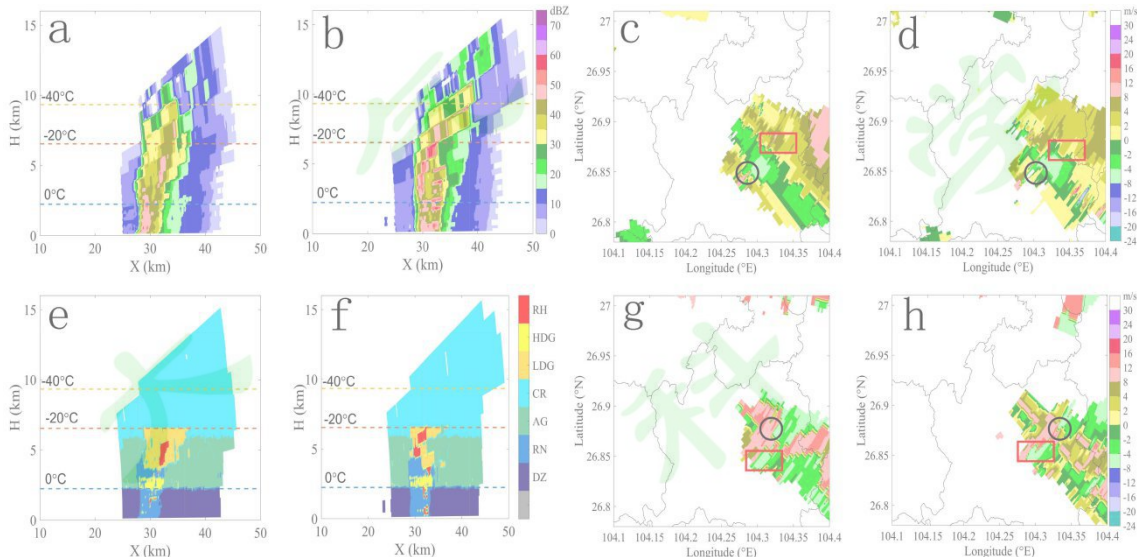


图 16 单体 1 在 15: 20、15: 26 时刻的反射率和粒子识别结果剖面图以及两个时刻在 1.45° 和 12° 仰角的径向速度图 (黑圈代表辐合, 红框代表辐散)

Fig16 The reflectivity of the cell 1 at 15:20, 15:26 and the profile of the particle recognition result and the radial velocity diagram of the elevation angles of 1.45° and 12° at these two moments (black circles represent convergence and red boxes represent divergence)

5.3 消散阶段

15: 33 时刻, 单体 1 内反射率相比于上一个时刻减小, 云体变窄, 高反射率区域下移, 单体后侧有一个新的单体生成。在 1.45° 水平径向速度图上 (图 17 (c)) , 单体 1 内存在两处辐散, 而对应着 12° 高度上则分别为辐合和辐散, 说明此时单体内下沉气流占主导地位; CR 在重力作用下落向 SWA 相对较多的区域, CR 淞附 SWA 效率增大, 使得 LDG 数量增加; 部分 LDG 进一步转化为 HDG, 故虽然 HDG 在重力作用下坠落, HDG 的总体数量却有少许的增多; SWA 急剧减小, 相比于上个时刻减少 68%; 由于 SWA 大量减少, 生成的 RH 体积较小, 在下降过程中融化为液态水, 使得此时的降雨仍然较强; 15: 39 时刻, 后方新生成的单体与单体 1 合并, 从径向速度图来看, 合并后的单体的前方低层为辐合, 高层为辐散, 表明单体 1 前方出现新的上升气流, SWA 相比于上个时刻增多 94%, HDG、LDG 数量分别增多 59%、81%, 单体再次发展。自此进入另一个多单体相互作用的循环阶段。

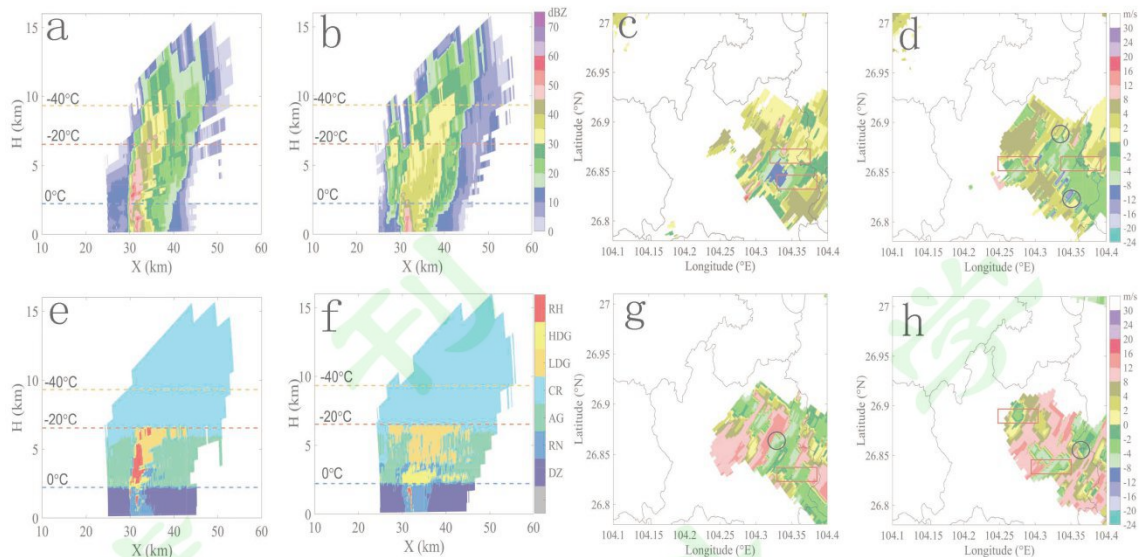


图 17 单体 1 在 15: 33、15: 39 时刻的反射率和粒子识别结果剖面图以及两个时刻在 1.45° 和 12° 仰角的径向速度图（黑圈代表辐合，红框代表辐散）

Fig17 The reflectivity of the cell 1 at 15:33, 15:39 and the profile of the particle recognition result and the radial velocity diagram of the elevation angles of 1.45° and 12° at these two moments (black circles represent convergence and red boxes represent divergence)

图 18 为此次雹暴过程中关键粒子数量随时间的变化趋势图。从图中可以发现：当 LDG 由减少转为增多时，RH 开始出现；当 SWA 开始增多时，RH 开始减少；RH、LDG、HDG 在进入消散阶段时，有一个阶段性的增多；当 SWA 迅速减少时，进入衰减阶段。

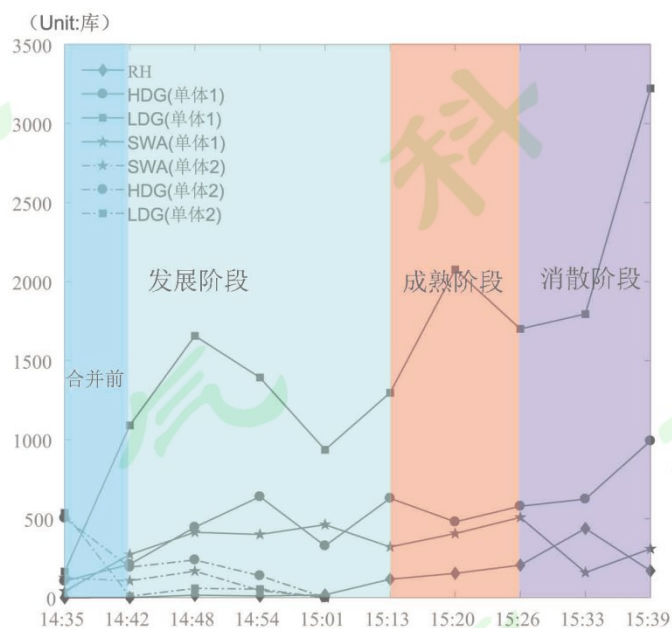


图 18 2019 年 6 月 11 日雹暴过程关键粒子（HDG、LDG、RH、SWA）随时间变化趋势

Fig18 Time-varying trends of key particles (HDG, LDG, RH, SWA) during the hailstorm process on June 11, 2019

6 讨论与结论

表 4 两次雹暴过程特征对比

Tab4 Comparison of characteristics of two hailstorm processes

	2018 年 5 月 8 日	2019 年 6 月 11 日
降雹类型	单体降雹	多单体降雹

CR 分布高度 (km)	>5	>7
AG 分布高度 (km)	2~5	2~5
LDG 分布高度 (km)	4~5	4~7
HDG 分布高度 (km)	2~3	2~3
冰雹生长区高度 (km)	4	5
降雹前 LDG、HDG 变化率(库/分钟)	-1.8、-10	-130、24.8
降雹时 LDG、HDG 变化率(库/分钟)	36、-12.1	-62.6、16.5
降雹后 LDG、HDG 变化率(库/分钟)	-36.6、2	238、61
RH 主要来源	HDG	LDG

表 4 为两次雹暴过程的特征对比，通过分析可以发现：在单体降雹阶段，作为 RH 主要来源的 HDG 的变化率为负，在多单体降雹阶段，作为 RH 主要来源的 LDG 的变化率也为负；单体降雹时：发展阶段：HDG 分布在 3km 高度左右，LDG 分布在 6km 高度左右，两者均被 AG 包围；SWA 出现在 LDG、HDG 之间。成熟阶段：HDG、LDG 迅速增多；HDG 通过淞附 SWA 以及吸收 CR、AG 等粒子增长是成雹的主要机制；消散阶段：下沉气流占主导，固态水成物粒子在重力作用下垂落，在下落途中融化成液态水。

多单体降雹前：两个单体相互靠近，消散单体内下沉气流占主导，发展单体内上升气流占主导；消散单体近地面的辐散气流对发展单体近地面的辐合有促进作用，使得发展单体内 LDG 迅速增多，HDG 增长缓慢且数量较少。降雹时：LDG 在缓慢下降的过程中淞附 SWA 增长成雹是主要的成雹机制，SWA、LDG 数量减少，HDG 数量几乎维持不变；消散阶段：与单体雹暴类似，各种粒子均在重力作用下坠落，RH、LDG、HDG 有一个阶段性的增多。

基于以上分析，本文得出两次雹暴过程的各种水成物粒子在垂直方向上的分布，其结果与 Dolan(2005)的研究结果基本符合。结合雹暴过程中的微物理过程以及气流结构，建立了威宁地区单体以及多单体雹暴的概念模型，如图 19 所示。

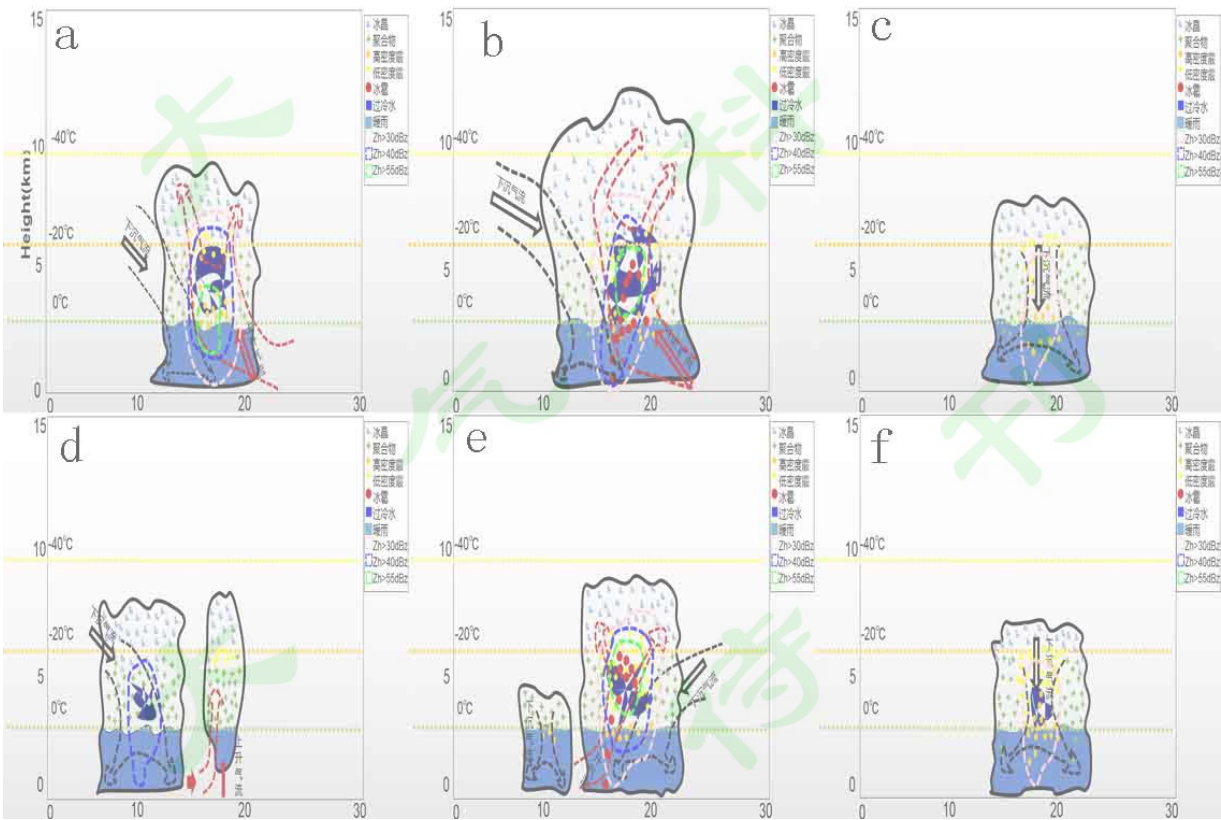


图 19 单体、多单体雹暴的概念模型

Fig19 Conceptual model of single-cell hailstorm and multi-cell hailstorm

本文利用常规观测资料,结合 X 波段双线偏振雷达资料,对 2018 年 5 月 8 日和 2019 年 6 月 11 日两次雹暴过程中雹胚的演变特征进行了分析。结论如下:

1) 两次过程中冰雹生长区均位于 4~5km 高度。

2) 2018 年 5 月 8 日雹暴过程属于单体雹暴,2019 年 6 月 11 日雹暴过程属于多单体雹暴;两次过程中 HDG 的来源均为 AG 和冻滴,LDG 的来源也均 CR;单体雹暴过程 HDG 对于 RH 的产生贡献最大,多单体雹暴中 LDG 对于 RH 的产生贡献最大。

3) 多单体雹暴中,衰减单体的高空辐合以及低空辐散对发展单体内雹胚的发展有促进作用。

4) 多单体雹暴进入衰减状态时,RH、LDG、HDG 会有阶段性的增多,SWA 则急剧减少。

综上所述,本文针对威宁县 2018 年 5 月 8 日和 2019 年 6 月 11 日两次雹暴过程,在对雷达数据进行质量控制的基础上,综合前人研究所构建的 HID 方法,使得本文对雹暴中降水粒子的识别较为准确,然后构建了威宁地区单体雹暴以及多单体雹暴的概念模型,对雹暴过程中水成物粒子分布以及演变有了初步的认识。但也有相应的问题出现:本次研究缺乏 RHI 扫描数据,虽用插值方法代替,但结果仍有少许误差,而且地面观测数据中关于降雹起止时间以及降雹区域的记录也与实际情况不甚吻合。所以这也只是初步的研究,而这些问题与难点都将是今后需要解决和攻克。

参考文献

- [1] 樊明月, 张佃国, 龚佃利, 等. 2013. 山东冰雹形成机制及雹云催化技术模拟——一个例研究[J]. 大气科学学报, 36(1):107-120. Fan Mingyue, Zhang Yiguo, Gong Yuli, et al. 2013. A case study of hail formation mechanism and hail suppression technique in Shandong Province[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 36(1):107-120. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2013.01.012.
- [2] 冯晋勤, 张深寿, 吴陈锋, 等. 2018. 双偏振雷达产品在福建强对流天气过程中的应用分析[J]. 气象, 44(12):1565-1574. Feng Jinqin, Zhang Shenshou, Wu Chenfeng, et al. 2018. Application of Dual Polarization Weather Radar Products to Severe Convective Weather in Fujian [J]. Meteorological Monthly, 44(12): 1565-1574. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.12.006.
- [3] 付焯, 刘晓莉, 丁伟. 2016. 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, 32(4):546-557. FuWei, Liu Xiaoli, Ding Wei. 2016. A numerical simulation of a hail process and the physical structure of the cloud[J]. Journal of Tropical Meteorology, 32(4):546-557.
- [4] 黄云仙, 张英. 2008. 多普勒天气雷达数据插值方法比较研究[J]. 遥感信息, (02): 39-45. Huang Yunxian, Zhang Ying. 2008. Comparison of Interpolation Schemes for the Doppler Weather Radar Data[J]. Remote Sensing Information, (02):39-45.
- [5] 洪延超, 肖辉, 李宏宇, 等. 2002. 冰雹云中微物理过程研究[J]. 大气科学, 26(03): 421-432. Hong Yanchao, Xiao Hui, Li Hongyu, Hu Zhaoxia. 2002. Study on Microphysical Processes in Hail Clouds[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 26(03):421-432.
- [6] 洪延超, 周非非. 2005. “催化-供给”云降水形成机理的数值模拟研究[J]. 大气科学, 29(06):43-54. Hong Yanchao, Zhou Feifei. 2005. A Numerical Simulation Study of Precipitation Formation Mechanism of ‘Seeding Feeding’ Cloud System[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 29(06):43-54.
- [7] 胡志晋, 何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模拟——(一)微物理模式[J]. 气象学报, 45(04):467-484. Hu Zhijin, He Guanfang. 1987. Numerical simulation of microphysical processes of cumulonimbus clouds —— (1) Microphysical model[J]. Acta Meteorologica Sinica, 45(04):467-484.
- [8] 柯莉萍, 刘佳, 谢明, 等. 2016. 威宁县冰雹天气预报指标研究[J]. 贵州气象, 40(05):14-19. Ke Liping, Liu Jia, Xie Ming, Zhang Yan. 2016. Research on forecast index of Weining hail weather[J]. Journal of Guizhou Meteorology, 40(05):14-19.
- [9] 梅垚, 胡志群, 黄兴友, 等. 2018. 青藏高原对流云的偏振雷达观测研究[J]. 气象学报, 76(6):1014-1028. Mei Yao, Hu Zhiquan, Huang Xingyou, Chen Chao. 2018. A study of convective clouds in the Tibetan Plateau based on dual polarimetric radar observations. Acta Meteorologica Sinica, 76(6): 1014-1028. doi:10.11676/qxxb2018.037.
- [10] 唐洁, 郭学良, 常祎. 2018. 2014年夏季青藏高原云和降水微物理特征的数值模拟研究[J]. 气象学报, 76(06):1053-1068. Tang Jie, Guo Xueliang, Chang Wei. 2018. Numerical Simulation of Microphysical Characteristics of Clouds and Precipitation over the Tibetan Plateau in Summer of 2014[J]. Acta Meteorologica Sinica, 76(06):1053-1068.

- [11] 唐洁, 郭学良, 常伟. 2018. 青藏高原那曲地区夏季一次对流云降水过程的云微物理及区域水分收支特征[J]. 大气科学, 42(06):1327-1343. Tang Jie, Guo Xueliang, Chang Wei. 2018. Cloud microphysical and regional water budget characteristics of a convective cloud precipitation process in Naqu area of the Qinghai-Tibet Plateau in summer[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 42(06):1327-1343.
- [12] 郭恩铭. 1983. 冻滴、霰微物理观测及其分析[J]. 气象学报, 41(03):343-347. Guo Enming. 1983. Microphysical observation and analysis of frozen droplets and sputum[J]. Acta Meteorologica Sinica, 41(03):343-347.
- [13] 王凯, 苏立娟, 达布希拉图, 等. 2017. 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, 31(11):194-200. Wang Kai, Su Lijuan, Da Buxi Latu, Fang Xiaohong, Zheng Xucheng. 2017. Numerical simulation on hail weather over Bayannaoer by three-dimensional hail cloud model[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 31(11):194-200.
- [14] 徐戈, 孙继明, 牛生杰, 等. 2016. 冻滴微物理过程的分档数值模拟试验研究[J]. 大气科学, 40(06):1297-1319. Xu Ge, Sun Jiming, Niu Shengjie, Zhou Bi, Wang Yongqing. 2016. Study on the numerical simulation of the differential microphysical process of frozen droplets[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 40(06):1297-1319.
- [15] 张小娟, 陶玥, 刘国强, 等. 2019. 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, 45(3):415-425. Zhang Xiaojuan, Tao Wei, Liu Guoqiang, et al. 2019. Study on the Evolution of Hailstorm and Its Cloud Physical Characteristics [J]. Meteorological Monthly, 45(3): 415-425. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2019.03.011.
- [16] 赵川鸿, 周筠珺, 肖辉, 等. 2018. 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. 大气科学. Zhao Chuanhong, Zhou Wei, Xiao Hui, Zhao Pengguo, Zhang Xiaoling, Hu Tianjie. 2018. Study on filtering method of co-polarization differential phase shift data of X-band dual polarization Doppler radar. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1805.17289.
- [17] Arenberg, D. L., 1941: The formation of small hail and snow pellets. Bull. Amer. Meteor. Soc., 22, 113-116.
- [18] Auer, A. H. . (1972). Distribution of graupel and hail with size. Monthly Weather Review, 100(5), 35-48.
- [19] Dolan, B. , & Rutledge, S. A. . (2009). A theory-based hydrometeor identification algorithm for x-band polarimetric radars. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 26(10), 2071-2088.
- [20] Harimaya, & Toshio. (1975). The riming properties of snow crystals. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 53(6), 384-392.
- [21] Heymsfield, A. J. . (1978). The characteristics of graupel particles in northeastern colorado cumulus congestus clouds. Journal of the Atmospheric Sciences, 35(35), 284-295.
- [22] Heymsfield, A. J. , Bansemer, A. , Schmitt, C. , Twohy, C. , & Poellot, M. R. . (2004). Effective ice particle densities derived from aircraft data. Journal of the Atmospheric Sciences, 61(9), 982-1003.
- [23] Heymsfield, A. J., Jameson, A. R., & Frank, H. W. (1980). Hail growth mechanisms in a colorado storm: part ii: hail formation processes. Journal of the Atmospheric Sciences, 37(37), 1779-1807.
- Knight, C. A. , & Knight, N. C. . (1970). Hailstone embryos. Journal of the Atmospheric Sciences, 27(4), 659-666.

- [24] Liu H, Chandrasekar V. 2000. Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements : Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. J Atmos Ocean Technol, 17: 140-164.
- [25] List, R. . (1958). Kennzeichen atmosphärischer eisparkeln. Zeitschrift Für Angewandte Mathematik Und Physik Zamp,9(3), 217-234.
- [26] List, Roland. (1960). Growth and Structure of Graupel and Hailstones. -1. 317.
- [27] Locatelli, J. D. , & Hobbs, P. V. . (1974). Fall speeds and masses of solid precipitation particles. Journal of Geophysical Research, 79(15), 2185-2197.
- [28] Ludlam, F. H., & Mason, B. J. (1958). The physics of clouds. Physics Today, 11(12), 56-56.
- [29] Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (1979). Cloud processes. (book reviews: microphysics of clouds and precipitation). Science, 204(5751), 381-382.
- [30] Park S G, Bringi V N, Chandrasekar V, Maki M, Iwanami K. 2005a. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part I: Theoretical and empirical basis. J Atmos Ocean Technol, 22: 1621-1632.
- [31] Park S G, Maki M, Iwanami K, Bringi V N, Chandrasekar V. 2005b. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X Band. Part II: Evaluation and application. J Atmos Ocean Technol, 22: 1621-1632.
- [32] Pruppacher, H.R. and J.D. Klett, 1997. Microphysics of Clouds and Precipitation: With an Introduction to Cloud Chemistry and Cloud Electricity, 2nd ed., Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Kluwer Academic Publishers. 954 pp.
- [33] Zrnic D S, Ryzhkov A V, Straka J, Liu Y, Vivekanandan J. 2001. Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. J Atmos Ocean Technol, 18: 892-913.