

# 2020年“6·26”冕宁暴雨降水物理过程模拟诊断研究

齐铎<sup>1,4,5\*</sup> 崔晓鹏<sup>1,2,3,4\*\*</sup> 邹强利<sup>1,4</sup> 姜柔伊<sup>1,4</sup> 高华<sup>6</sup>

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

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, 南京 210044

3 中国气象局沈阳大气环境研究所, 沈阳 110166

4 中国科学院大学, 北京 100049

5 黑龙江省气象台, 哈尔滨 150030

6 北京城市气象研究院, 北京 100089

**摘要:** 利用 WRF 模式, 借助三维降水诊断方程和降水效率定义, 针对 2020 年 6 月 26 日四川冕宁一次突发性暴雨过程开展高分辨率数值模拟诊断研究, 从不同强度降水的垂直动力结构、水凝物分布及各种宏微观过程对降水的贡献等角度进行对比分析, 进一步揭示复杂地形区强降水过程中与水物质(水汽和各种水凝物)相关的宏微观特征。结果表明, 此次冕宁暴雨过程可分为两个阶段: 第一阶段(6 月 26 日 18~22 时), 强降水区上升运动强度最大, 在水汽辐合达最强的同时, 促使较弱降水区的液相水凝物向强降水区辐合, 强降水区收集的丰富液相水凝物一部分转化为冰相水凝物供应云系增长(此时>35 dBZ 的对流性回波伸展高度最高), 另一部分转化为强降水降至地面, 造成第一阶段的强降水发生; 第二阶段(26 日 23 时~27 日 01 时), 强降水区的局地上升运动有所减弱, 导致强降水区液相水凝物辐合减弱, 但仍保持强烈的水汽辐合, 上升运动极值中心有所降低, 有助于云、雨滴碰并和水汽凝结等过程发生, 上升运动呈现双极值分布, 回波强度在垂直方向表现为强—弱—强的结构, 高层云中的冰相粒子对低层云系具有一定播撒效应, 有助于液相水凝物高效转化为强降水。不同降水强度间的降水效率差异显著, 变化范围为 5%~70%, 越大的降水效率对应越强的地面降水。

**关键词:** 四川暴雨, 高分辨率数值模拟, 三维降水诊断方程, 降水效率

**文章编号:** 2023026B

**doi:** 10.3878/j.issn.1006-9895.2304.23026

## Simulation and Diagnosis of the Physical Process for the Heavy Rainfall Case in

### Mianning on 26 June 2020

QI Duo<sup>1,4,5\*</sup>, CUI Xiaopeng<sup>1,2,3,4\*\*</sup>, ZOU Qiangli<sup>1,4</sup>, JIANG Rouyi<sup>1,4</sup>, and GAO Hua<sup>6</sup>

1 Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms (LACS), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

收稿日期 2023-02-14; 网络预出版日期

作者简介 齐铎, 女, 1988 年出生, 博士研究生, 主要从事暴雨研究。E-mail: qiduo@mail.iap.ac.cn

通讯作者 崔晓鹏, E-mail: xpcui@mail.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项(A类) XDA23090101

Funded by Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA23090101)

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Institute of Atmospheric Environment, China Meteorological Administration, Shenyang 110166

4 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

5 Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150030

6 Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089

**Abstract:** Using high-resolution simulation produced by the WRF (weather research and forecasting) model, three-dimensional precipitation equation, and definition of precipitation efficiency, a heavy rainfall event occurred in Mianning on 26 June 2020 is studied. The vertical dynamic structure, hydrometeor distribution and various physical processes of precipitation are compared and analyzed. The characteristics related to water substances (water vapor, rain, snow, hail, graupel, ice and liquid cloud) in complex terrain areas are further revealed. The results indicated that the rainstorm process can be divided into two stages. In the first stage, from 1800 BJT (Beijing time) to 2200 BJT 26 June 2020, the sharp ascending motion in the strong precipitation area promotes the convergence of water vapor and liquid-phase hydrometeors from the weak precipitation area. The abundant liquid-phase hydrometeors collected in the strong precipitation area are converted into heavy rainfall and ice-phase hydrometeors to supply cloud growth. At this time, The strong convective echo with the reflectivity of  $>35$  dBZ reached the highest level. In the second stage, from 2300 BJT 26 to 0100 BJT 27 June 2020, the local ascending motion in the strong precipitation area is weakened, which leads to the weakening of the convergence of liquid-phase hydrometeors, but the convergence of water vapor is still strong and the location of maximum ascending motion is descended, which is helpful for the condensation of water vapor and the collision of clouds and raindrops. There are two maximum centers of ascending motion in the vertical direction. The echo intensity shows profile of strong-weak-strong. The ice particles in the upper atmosphere may be as seeds for the lower cloud, which is helpful for the conversion of liquid-phase hydrometeors into heavy rainfall. The precipitation efficiency varies significantly among different rainfall intensity ranges, from 5 % to 70 %. The greater the precipitation efficiency, the stronger the surface precipitation.

**Keyword:** Sichuan rainstorm, High-resolution numerical simulation, Three-dimensional precipitation equation, Precipitation efficiency

## 1 引言

四川地区地形、地貌复杂，山脉河谷纵横，地震频发，突发强降水或持续性暴雨极易引发山洪、滑坡、泥石流等地质灾害，造成严重人员伤亡和经济损失。2020年6月26日夜間，受突发强降水影响，凉山州北部冕宁县境内发生严重山洪灾害 (<https://baike.so.com/doc/29784298-31337330.html> [2023-02-10])，陈博宇等 (2023) 和齐铎等 (2023) 基于多源观测资料，从大尺度环流背景、水汽条件、不稳定特征、对流触发机制等多种角度，分析了此次强降水过程发生的原因。整个突发暴雨过程中，多尺度宏观大气条件有利于强降水发生，但复杂地形背景下，强降水落区和强度呈现显著非均匀性，局地云尺度动力和微观云物理过程可能在其中起到重要作用 (朱乾根等, 2014)。

充沛水汽是产生强降水的基础“原料”，水汽受局地辐合、动力抬升作用，经过凝结和冻结过程，形成云滴和云冰等水凝物，并进一步通过云中一系列复杂云微物理过程，转化成雨滴，最终形成降水。水汽收支相关过程 (水汽辐合/辐散、地表或海面蒸发等) 和云水凝物收支相关过程 (水凝物辐合/辐散、云微物理转化过程等) 共同制约了降水的最终强度。以往强降水机理的相关研究工作，或从水汽来源、辐合及抬升等角度分析宏观水汽凝结条件对强降水发生的作用 (徐洪雄等, 2013; Huang et al., 2015a, 2015b; Zhao et al., 2016; Qi et al., 2022)，或借助云微物理观测及不同微物理方案的敏感性试验等探讨降水微物理特征和形成过程 (Huang et al., 2021; Hu et al., 2021; Chen et al., 2022; 张哲等, 2022; Yin et al., 2023)。

Gao et al. (2005) 基于二维云尺度模式建立的降水诊断方程, 可同时从宏观水汽收支过程与微观水凝物收支过程协同诊断降水形成机理 (Cui and Li, 2006, 2009; Wang et al., 2007; Gao and Li, 2010; Shen et al., 2011)。Huang et al. (2016) 借助 WRF 模式, 将上述二维降水诊断方程拓展到三维大气, 建立的基于 WRF 模式的三维降水诊断方程能更充分和真实地考虑区域不均匀的天气条件和下垫面强迫, 可为强降水宏微观成因的综合诊断提供强有力的工具。目前, 三维降水诊断方程已广泛应用于热带气旋暴雨、区域暴雨及局地短时强降水过程形成机理的诊断研究中 (刘圣楠和崔晓鹏, 2018; 王晓慧等, 2019; 薛一迪和崔晓鹏, 2020; Lu et al., 2021; 陆婷婷和崔晓鹏, 2022)。

为深入探究“6·26”冕宁暴雨过程中降水宏微观物理过程, 本文将借助高分辨率数值模拟结果和基于 WRF 模式的三维降水诊断方程 (Huang et al., 2016), 开展“6·26”冕宁强降水物理过程模拟诊断研究, 进一步分析导致冕宁强降水的宏微观物理过程特征, 为提高对冕宁强降水形成机理的认识提供参考。

## 2 数据、模拟方案设置和研究方法

### 2.1 研究数据

本文研究所用到的数据主要包括:

(1) 国家气象信息中心提供的自动站逐小时降水实况数据。数据空间范围:  $27^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\sim 104^{\circ}\text{E}$  (图 1a); 数据时间范围: 2020 年 6 月 26 日 17 时~27 日 01 时 (北京时, 以下如无特殊说明, 所有时间均为北京时)。

(2) 西昌站雷达体扫基数据。雷达所在位置如图 1a 中五角星所示, 受资料获取限制, 数据时间范围: 2020 年 6 月 26 日 19 时~27 日 02 时, 此时段涵盖此次过程的最强降水阶段。

(3) 欧洲中期天气预报中心 (The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 简称 ECMWF) 的 ERA5 再分析数据 (Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalysis of the global climate, <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels> [2023-04-07]), 时间分辨率为 1 h, 空间分辨率为  $0.25^{\circ}$ , 选取数据的时间范围为 2020 年 6 月 26 日 08 时~27 日 08 时, 用于模式模拟及结果验证。

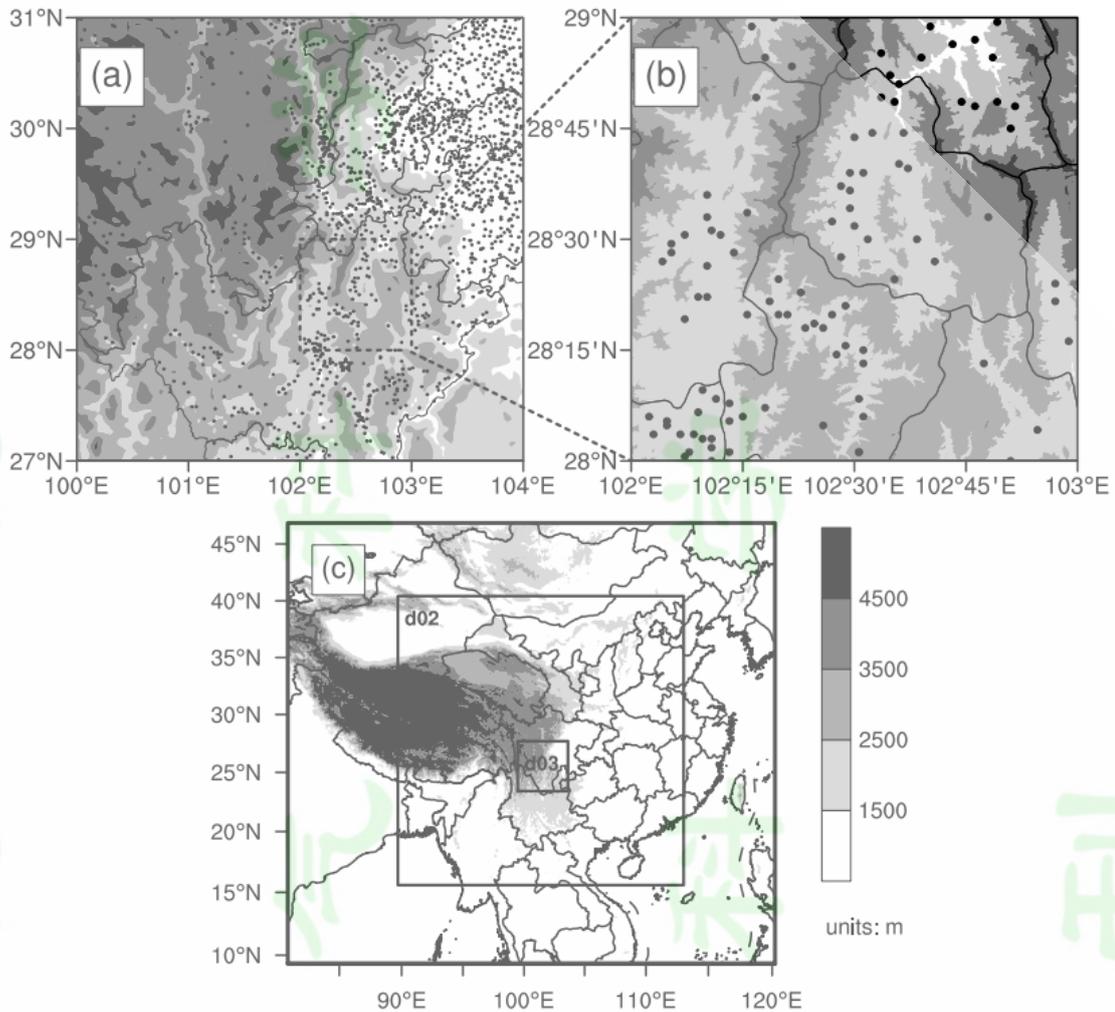


图 1 区域自动站分布 (a, b) 及 WRF 模式模拟区域设置 (c) (图 1a 中五角星代表西昌站雷达所在位置, 图 1b 为冕宁暴雨区, 圆点均为区域自动站所在位置, 阴影代表地形高度, 单位: m)。

**Figure 1** The distribution of auto weather stations (AWS) (a, b) and the three nested domains of WRF simulation (c) (star and spots indicate the location of Xichang radar station and AWS, respectively. The region of Mianning rainstorm (MR) is shown as Figure 1b. The shaded terrain height is in meters).

## 2.2 数值模拟方案设置

本文利用 ERA5 再分析数据驱动 WRF ARW V4.1 模式, 针对此次冕宁暴雨过程开展数值模拟, 模拟区域如图 1c 所示, 采用三层 (D01、D02 和 D03) 单向嵌套网格, 最高分辨率 1 km (D03), 模式垂直层次共 49 层, 模式顶气压为 50 hPa, 2 个外层模拟区域 (D01 和 D02) 的模拟时段均为: 2020 年 6 月 26 日 08 时~27 日 08 时 (共 24 小时), 最内层区域 (D03) 的模拟时段为: 2020 年 6 月 26 日 14 时~27 日 02 时 (共 12 小时)。模拟的详细设置与物理过程参数化方案选取如表 1 所示。

表 1 WRF 模式参数和物理过程参数化方案设置。

Table 1 WRF settings and physics schemes.

	D01	D02	D03
水平分辨率	9km	3km	1km
水平网格数	550×501	967×985	511×511
微物理方案	NSSL 2-mom	NSSL 2-mom	NSSL 2-mom
长波辐射方案	RRTM	RRTM	RRTM
短波辐射方案	Dudhia	Dudhia	Dudhia
近地面层方案	Revised MM5 Monin-Obukhov	Revised MM5 Monin-Obukhov	Revised MM5 Monin-Obukhov
陆面过程方案	Thermal Diffusion	Thermal Diffusion	Thermal Diffusion
边界层方案	YSU	YSU	YSU
积云方案	-	-	-

### 2.3 三维降水诊断方程

Huang et al. (2016) 基于 WRF 模式原始方程组，建立了三维降水诊断方程：

$$P_s = Q_{wv} + Q_{cm} \quad (1)$$

$$Q_{wv} = Q_{wvl} + Q_{wva} + Q_{wvd} + Q_{wve} \quad (2)$$

$$Q_{cm} = Q_{ccl} + Q_{cla} + Q_{clD} + Q_{cil} + Q_{cia} + Q_{cid} \quad (3)$$

其中， $P_s$  为地面降水率（降水强度），其变化由水汽收支相关过程变率（ $Q_{wv}$ ）和云水凝物收支相关过程变率（ $Q_{cm}$ ）共同决定。 $Q_{wv}$  包括：垂直积分水汽局地变化率的负值（ $Q_{wvl}$ ）、垂直积分三维水汽通量辐合/辐散率（ $Q_{wva}$ ）、垂直积分三维水汽扩散率（ $Q_{wvd}$ ）以及地面/水面蒸发率（ $Q_{wve}$ ）； $Q_{cm}$  包括：垂直积分液相水凝物（云水和雨水）局地变化率的负值（ $Q_{ccl}$ ）、垂直积分液相水凝物三维通量辐合/辐散率（ $Q_{cla}$ ）、垂直积分液相水凝物三维扩散率（ $Q_{clD}$ ）、垂直积分固相水凝物（冰晶、雪、霰、雹）局地变化率的负值（ $Q_{cil}$ ）、垂直积分固相水凝物三维通量辐合/辐散率（ $Q_{cia}$ ）、垂直积分固相水凝物三维扩散率（ $Q_{cid}$ ）。方程中各项的具体表达式参见 Huang et al. (2016)。

### 2.4 降水效率

参考 Sui et al. (2007) 的定义，将地面降水率（ $P_s$ ）与上述三维降水诊断方程右端各项正值（代表降水来源项）之和的比值，定义为降水效率（ $PE$ ），表达式为，

$$PE = \frac{P_s}{\sum \text{sgn}(Q_i) Q_i} \quad (4)$$

其中， $\text{sgn}(x) = \begin{cases} 1, & x > 0 \\ 0, & x \leq 0 \end{cases}$ ,  $Q_i = (Q_{wvl}, Q_{wva}, Q_{wvd}, Q_{wve}, Q_{cm})$ 。

### 3 模拟结果验证

利用西昌站雷达组合反射率、自动站逐小时降水观测数据和 ERA5 再分析数据，对模式模拟结果进行验证。需要指出的是，本次暴雨个例模拟中，模拟的冕宁暴雨区强降水演变过程与实况较为一致，但实况存在 2 h 的相位差，模拟的降水峰值较实况提前 2 h 出现，因此，在后续模拟验证以及降水物理过程分析中，模拟结果选取比观测超前 2 h 的模式输出产品与实况进行对比验证，后续所有图表中标注的时间均为实况时间。

此次冕宁暴雨过程观测分析结果（齐铎等，2023）表明，盆地西侧低层偏北风向攀西地区爬升、攀西地区上空近地面偏南暖湿气流辐合对强降水系统的发生、发展至关重要。因此，首先对比主要降水时段（26 日 17 时~27 日 01 时）D03 模拟区域范围内，700 hPa 流场的模拟效果（图 2）。整体上看，模拟的 700 hPa 流场分布特征及其随时间的演变与实况基本一致，均呈现出盆地内偏南气流逆时针转向，于盆地西部陡峭地形附近逐渐转为偏北风的过程；伴随盆西陡峭地形附近偏北气流的加强，以及攀西地区上空偏南暖湿气流的影响，冕宁暴雨区发生强降水，模拟的降水分布和演变与实况大体一致，尤其是冕宁暴雨区，伴随南北气流局地辐合增强，降水逐渐增强（图 2）。

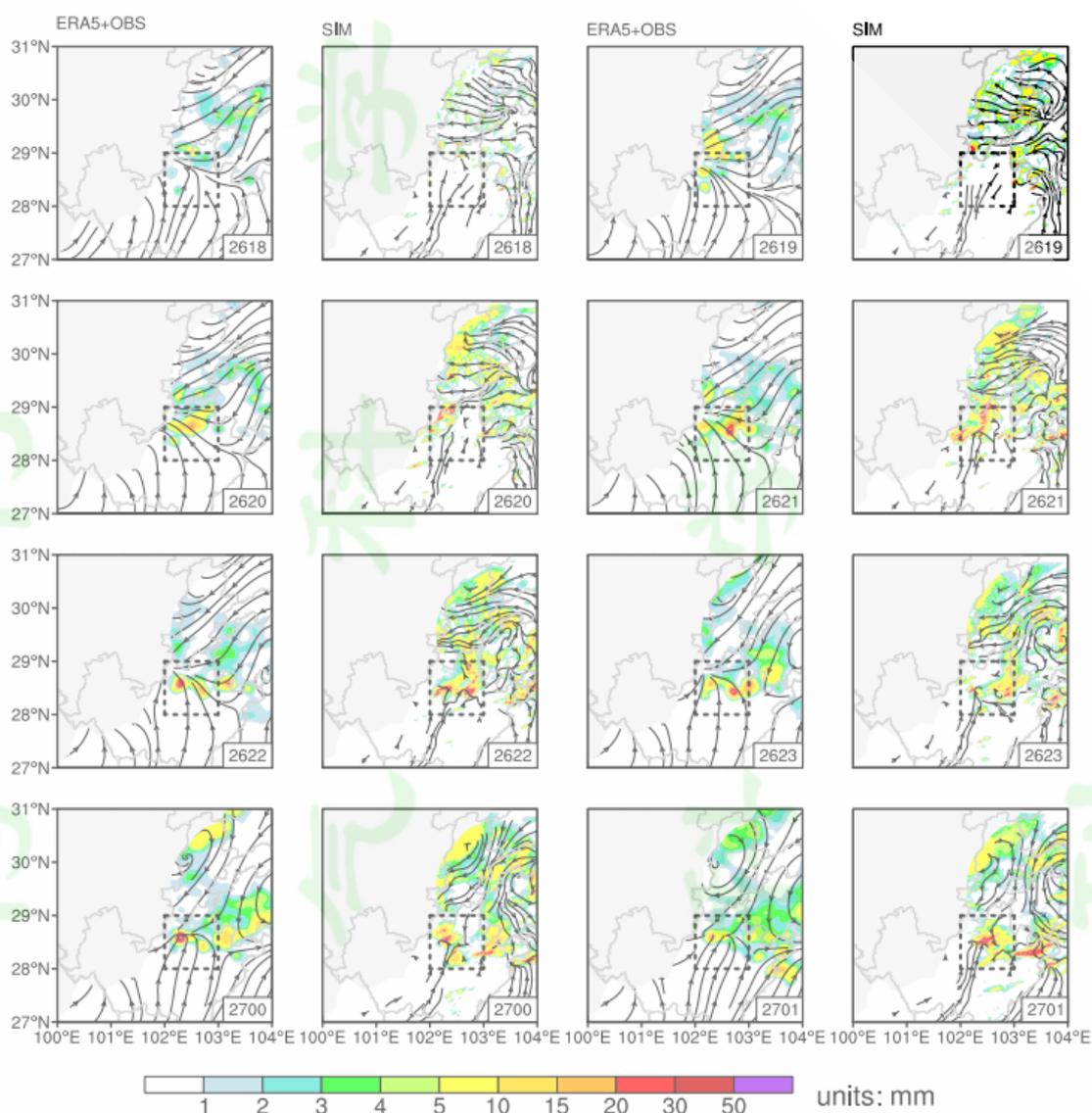


图 2 2020 年 6 月 26 日 17 时~27 日 01 时，实况（ERA5+OBS）与模拟（SIM，D03 区域）的 700 hPa 流场和小时降水量（彩色阴影，单位：mm）。实况流场数据来自 ERA5 再分析资料，实况降水为站点降水插值（插值分辨率为  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ）；图中黑色虚线框代表本文关注的冕宁暴雨区（范围同图 1b），灰色阴影代表 700 hPa 以上的地形高度。

**Figure 2** The stream at 700 hPa (black streamline) and hourly rainfall (shaded, units: mm) of actuality(ERA5+OBS, the stream and hourly rainfall from the ERA5 reanalysis data and  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  grid data interpolated by the rain gauge data) and simulation (SIM, results of the third nested domain) from 1700 BST (Beijing time) 26 to 0100 BST 27 June 2020, the black dashed rectangles represent MR region, the gray shaded is the terrain over the height of 700 hPa.

进一步细致对比冕宁暴雨区（图 1b）的降水模拟效果（图 3、4）。过程累积雨量分布（图 3）显示，模式能很好再现冕宁局地强降水中心的大致位置及累积雨量，实况和模拟区域内均存在两个主要的强降水中心，其中，位于冕宁县东部（与越西交界处附近）（图 3a、b 左侧）的主要强降水中心位置和强度的模拟与实况整体一致，累积雨量均可达到 50 mm 以上（中心强度超过 100 mm），但模拟的大值中心分裂成两个（一个位于冕宁县东部，与实况一致；另一个位于冕宁、越西、喜德等三县交界处）；模拟的越西县境内强降水中心（图 3a、b 右侧）较实况略偏东南（中心位置偏差约 10 km）、强度偏强。值得指出的是，冕宁暴雨区内的实况观测站点稀疏且分布极不均匀，站点多分布在山谷，而山脊陡峭地形附近极少（如图 1b），因此，现有观测站网可能无法完全准确地捕捉到强降水的细节特征，例如，喜德县境内在站点观测中无降水，但在模拟中有明显的降水分布（图 3、4），从实况雷达组合反射率分布上可以看出（图 5 中 OBS 列），整个过程中喜德县境内均存在强度超过 20 dBZ 的雷达回波，特别是在 26 日 19 时~22 时，喜德县北部有超过 55 dBZ 的强回波出现，因此，实况和模拟的降水分布偏差可能是由于降水观测站点分布不均导致站点观测无法完全捕捉到实际降水所造成的。冕宁暴雨区模拟的逐小时降水分布和演变亦与实况基本相近（图 4），较强降水均从区域北部开始出现，并逐步向东南推进；尽管可能由于实况站点分布稀疏，导致实况降水分布相对平滑，而模拟降水呈现出更多的细节特征，但模式很好地再现了冕宁东部和越西县境内两个主要强降水中心的分布、中心强度和演变，实况与模拟均显示出，越西县境内强降水先于冕宁东部强降水发生、发展，冕宁县境内强降水从 26 日 20 时开始增强，于 26 日 23 时~27 日 00 时达到最强，WRF 模式对此次过程的两个强降水中心的落区和强度以及时间演变均给出了很好的模拟再现，尤其是对冕宁东部的局地强降水中心，模拟效果相对更好。

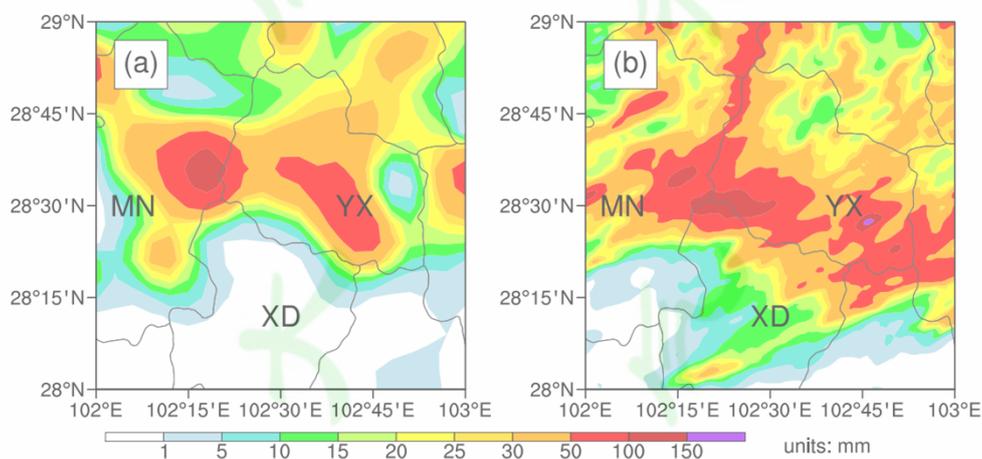


图 3 2020 年 6 月 26 日 17 时~27 日 01 时，（a）实况和（b）模拟的冕宁暴雨区累积降水分布（彩色阴影，单位：mm），字母表征信息为 MN（冕宁县）、YX（越西县）和 XD（喜德县），下同。

Figure 3 The accumulated rainfall of (a) observation and (b) simulation in the region of MR from 1700 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020 (shaded, units: mm), letters representation information: MN (Mianning), YX (Yuexi), and XD (Xide), the same as follows.

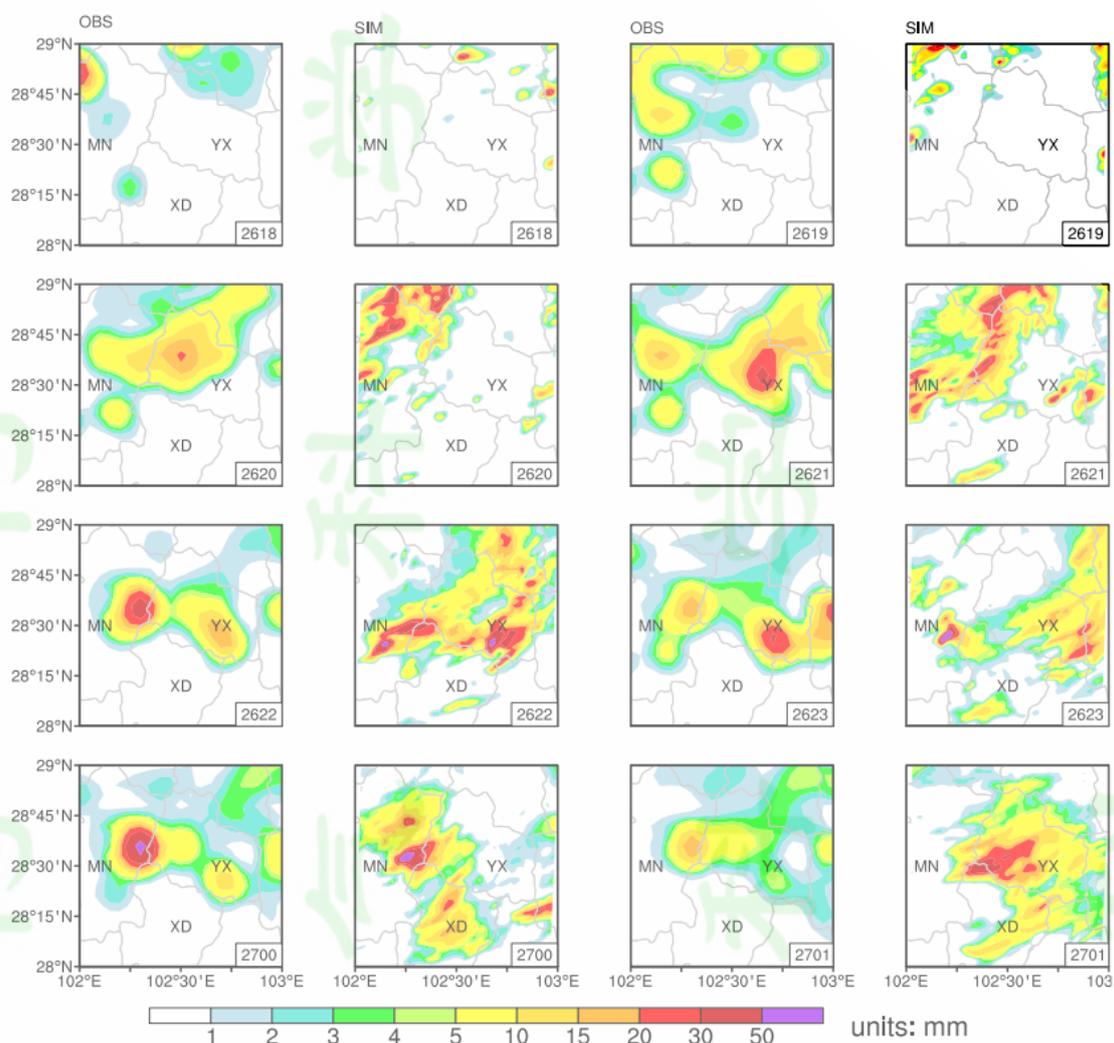


图 4 2020 年 6 月 26 日 17 时~27 日 01 时，实况（OBS）和模拟（SIM）的冕宁暴雨区逐小时降水分布（彩色阴影，单位：mm）。

Figure 4 The hourly rainfall of observation (OBS) and simulation (SIM) in the region of MR from 1700 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020 (shaded, units: mm).

冕宁暴雨区雷达组合反射率逐小时演变对比（图 5）显示，强回波首先从区域北部发展，并逐渐向东南推进，与小时雨量分布和演变（图 4）有较好地对应。初期（26 日 19~22 时），于冕宁和越西交界附近发展起来的回波群较为快速地东移，在越西境内发展成大片较强回波（图 5），引发越西境内强降水（图 4），但随后变得松散并逐步消散；其上游冕宁境内的回波群初期亦移动较为快速，但移动到小相岭迎风坡附近时，移速放缓、组织化和强度增强（齐铎等，2023），小尺度强回波相对较长时间维持在冕宁东部及小相岭山脊附近（图 5），引发该区域显著的强降水（图 3、4），27 日 01 时开始，回波强度逐渐减弱（图 5），降水也随之减弱（图 4）。需要指出的是，实况雷达数据来自冕宁局地暴雨区南侧的西昌站雷达，该

雷达站距离冕宁和越西的两个强降水中心约 100 km，且该区域地形极为复杂（图 1a），由于地形遮挡和雷达扫描仰角等问题，实况雷达对局地暴雨云团的监测难以全覆盖，造成模拟的较强雷达回波面积显著大于实况，在距离西昌站雷达较远处，模拟中仍存在较强回波，但实况中并未出现（图 5）。另外，由于模拟中局地小尺度地形及流场辐合位置的细微偏差（图 2），造成 26 日 22 时及之后越西境内较强回波更多出现在喜德县境内（图 5），这与模拟的越西强降水中心较实况略偏东南（图 3a、b 右侧）的特征一致，尽管如此，本文的数值模拟仍较好的再现了此次复杂地形区的强降水过程，相关模拟结果可用于后续的降水宏微观物理过程研究。

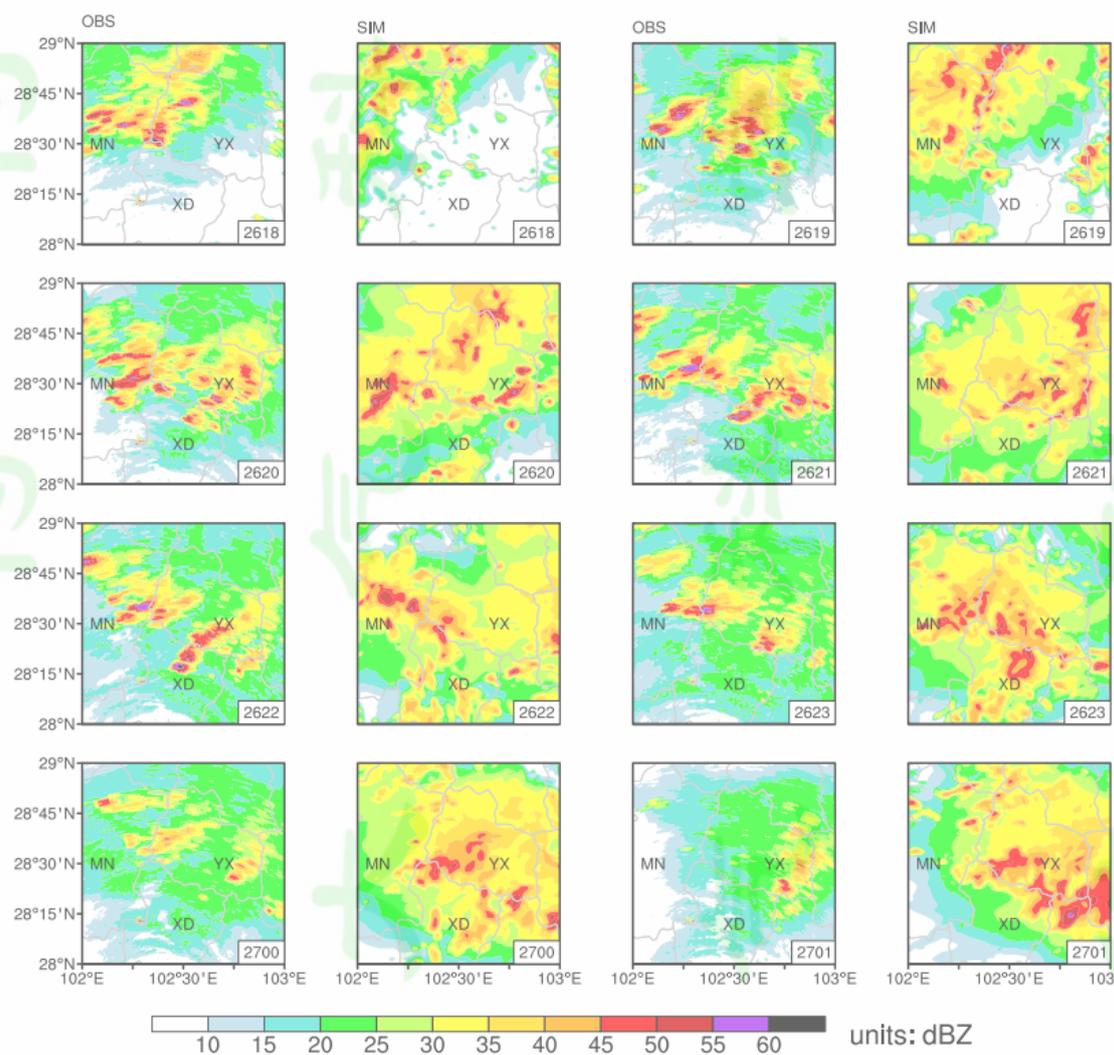


图 5 2020 年 6 月 26 日 19 时~27 日 02 时，实况（OBS）和 WRF 模拟（SIM）的冕宁暴雨区逐小时雷达组合反射率（彩色阴影，单位：dBZ）。

Figure 5 The composite reflectivity of observation (OBS) and simulation (SIM) in the region of MR from 1900 BST 26 to 0200 BST 27 June 2020 (shaded, units: dBZ).

## 4 强降水物理过程模拟诊断分析

降水是宏微观物理过程复杂作用的产物，降水强度由水汽收支过程和水凝物收支过程共同制约（Huang et al., 2016）。为深入分析与不同降水强度相关的宏微观物理过程，将 D03 区域模拟的冕宁暴雨区小时降水量按强度分为 4 个等级：[0.1, 5) mm、[5, 20) mm、[20, 30) mm 和 [30, ∞) mm，利用高分辨率模拟结果，针对不同强度等级的降水特征和宏微观物理过程开展模拟统计分析。

冕宁暴雨区总雨量于 26 日 19 时开始迅速增加，20~22 时达峰值，此后总雨量一直维持在较高的水平（图 6a 折线所示），其中 [5, 20) mm 档的总雨量占比最大，[30, ∞) mm 档总雨量和其占比整体上高于 [20, 30) mm 档，而最弱降水档 ([0.1, 5) mm) 仅在过程初期和后期总雨量及其占比略高于 [30, ∞) mm 和 [20, 30) mm 两档（图 6a、c）；区域内所有降水格点（图 6b、d）中，最弱降水档 ([0.1, 5) mm) 格点数占比显著高于其他三档，其次为 [5, 20) mm 档（占比最高超过 20%），而 [20, 30) mm 和 [30, ∞) mm 两档占比显著偏低（图 6d）；[30, ∞) mm 档平均雨强可达 40 mm h<sup>-1</sup>，所有降水格点（小时降水量 ≥ 0.1 mm）的平均雨强均低于 8 mm h<sup>-1</sup>（图 6e）；此过程降水分布极不均匀，对流性强降水特征显著。

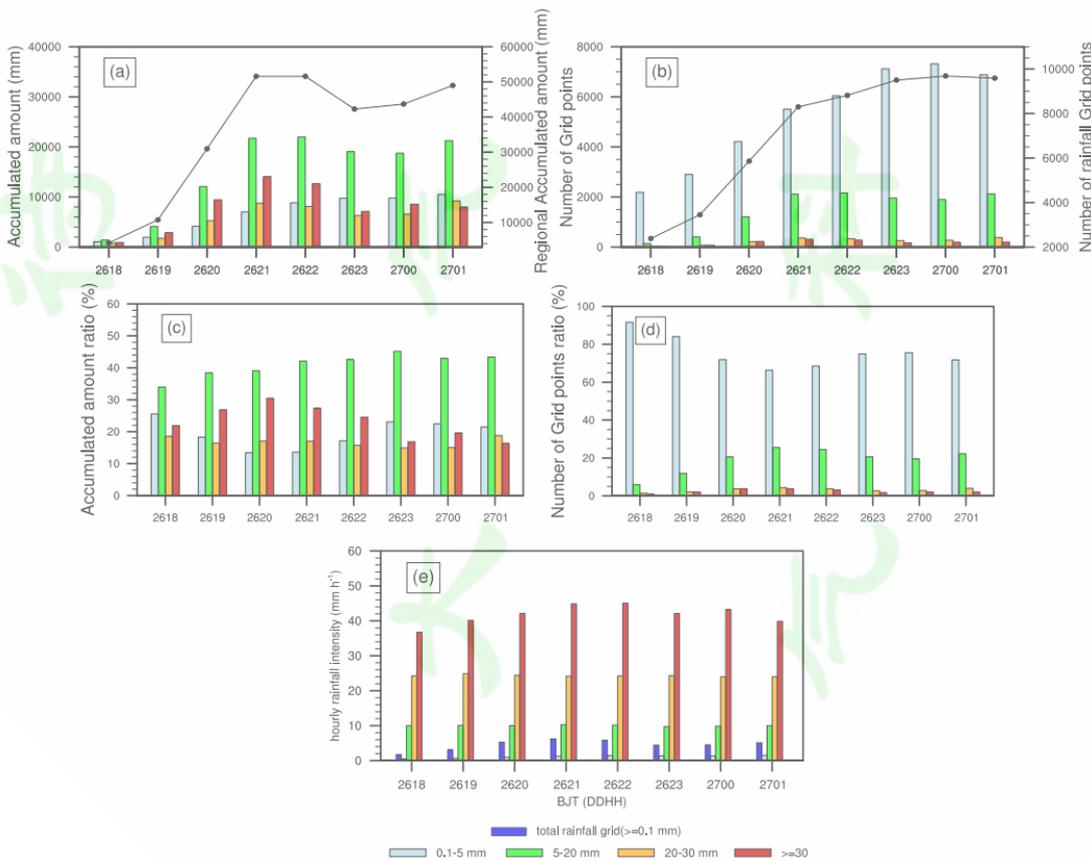
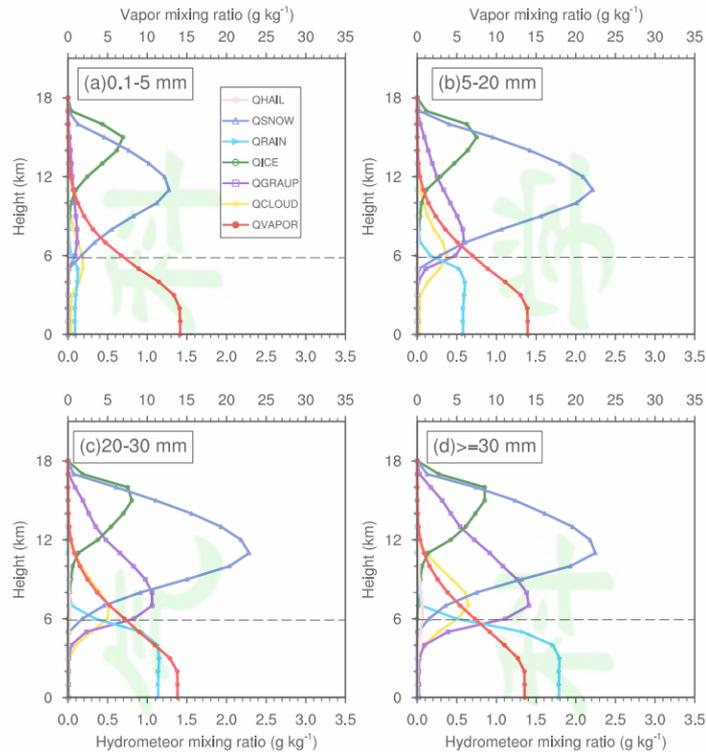


图 6 2020 年 6 月 26 日 17 时~27 日 01 时，冕宁暴雨区 (a) 区域降水格点 (折线) 和不同降水强度等级格点 (柱状图) 总雨量 (单位: mm)，(b) 区域降水格点 (折线) 和不同降水强度等级格点 (柱状图) 总格点数，不同降水强度等级格点的 (c) 总雨量在区域总雨量中的占比 (单位: %) 和 (d) 总格点数在区域降水总格点数中的占比 (单位: %)，(e) 区域降水格点和不同降水强度等级格点的平均雨强 (单位: mm h<sup>-1</sup>)。

**Figure 6** Time series of (a) accumulated amount (units: mm) and (b) numbers of grid points for different rainfall intensity ranges (bar) and regional rainfall (lines), percentage of (c) accumulated rainfall amount and (d) numbers of grid points (units: %), and (e) averaged hourly rainfall intensity of different rainfall intensity ranges ( $\text{mm h}^{-1}$ ) in MR region from 1700 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020.



**图 7** 2020 年 6 月 26 日 17 时~27 日 01 时，冕宁暴雨区 (a)  $[0.1, 5)$  mm, (b)  $[5, 20)$  mm, (c)  $[20, 30)$  mm, (d)  $[30, \infty)$  mm 小时降水强度等级格点平均水汽 (上部横坐标) 和云水凝物 (下部横坐标) 混合比垂直分布 (单位:  $\text{g kg}^{-1}$ )，虚线代表不同降水强度档平均  $0^\circ\text{C}$  层高度。

**Figure 7** The averaged profiles of water vapor (top) and hydro-meteor (bottom) mixing ratio (units:  $\text{g kg}^{-1}$ ) for rainfall intensity ranges of (a)  $[0.1, 5)$  mm, (b)  $[5, 20)$  mm, (c)  $[20, 30)$  mm, (d)  $[30, \infty)$  mm in MR region from 1700 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020. The black dashed lines represent the averaged melting level of precipitation grid points for different intensity ranges.

不同小时降水强度等级格点上空，特定水物质混合比的垂直分布形态大体相近。水汽混合比垂直分布和量值在不同档之间基本一致，变化不明显，但水凝物混合比量值存在显著差异，整体上均随着平均小时降水强度增强而增大 (图 7)。伴随平均雨强增强，雨滴和霰粒子混合比量值的变化最为显著，雨滴基本分布在  $0^\circ\text{C}$  层高度 (约 6 km) 以下， $0^\circ\text{C}$  层高度之上至 8 km 高度亦有少量分布，峰值位于 4 km 左右，从  $[0.1, 5)$  mm 档到  $[30, \infty)$  mm 档，雨滴混合比峰值增大大约 18 倍；霰粒子多分布于  $0^\circ\text{C}$  层高度以上，但  $0^\circ\text{C}$  层高

度以下至 3 km 高度亦有相当量级的分布（尤其是强降水档），峰值位于 7 km 左右，从[0.1, 5) mm 档到 [30, ∞) mm 档，霰粒子混合比峰值增大近 15 倍；云滴垂直分布横跨 0°C 层，从[0.1, 5) mm 档到 [30, ∞) mm 档，云滴混合比峰值增大约 3 倍，同时，其峰值高度由[0.1, 5) mm 档的 0°C 层之下约 5 km，抬升至 [30, ∞) mm 档的 0°C 层之上约 7 km（与 0°C 层附近垂直上升运动强度的增强有关），降水强度越强，云滴混合比的峰值高度越高（在 [30, ∞) mm 档几乎与霰粒子的峰值高度一致），云中过冷水更为丰富，有利于碰冻或贝吉隆过程发生(Mitchell et al., 1990; Lowenthal et al., 2011, 2019)，这与较为平坦地区云滴更多分布在 0°C 层之下的特征有所不同（王晓慧等，2019；陆婷婷和崔晓鹏，2022）；所有水凝物中，雪粒子和冰晶混合比的峰值变化幅度最小。不同小时降水强度档之间，水汽混合比无明显差异，其原因主要由于水汽混比较水凝物混合比量级大（图 6 各小图上、下部横坐标），水汽对强降水至关重要，但直接与降水相关联的是水汽变率（Huang et al., 2016）；不同小时降水强度档之间，霰粒子、雨滴和云滴混合比量值存在较明显的差异，伴随地面雨强增大，这些水凝物的量值不同程度地一致增大，可能与地面降水强度有着更为紧密的联系，尽管云滴混合比变化幅度和量值均明显小于其他两者，但水汽凝结为云滴是形成降水系统最为关键的云物理过程（朱乾根等，2014），不同档之间相对小的云滴混合比差异，源于云滴大量生成的同时，通过复杂云物理相态转化造成云滴大量消耗。上述判断仅通过分析水物质垂直分布而得到，未来需要借助云中微物理收支转化过程的细致和定量分析加以证实。

平均降水强度越强，强回波（大于等于 35 dBZ）格点占比越大，最大占比接近 70%（图 8a），除最弱降水档（最大占比约 5%）之外，其他 3 档的强回波格点数最大占比均超过 50%，此次暴雨的对流性降水特征极为显著；较强的 3 个降水档中，0°C 层高度以下的占比峰值主要与雨滴有关，而 0°C 层以上的占比峰值（位于 8~10 km 附近）则主要与霰粒子等较大冰相粒子有关。平均雨强越强，4 km 高度以上较强垂直上升运动（大于等于 2 m s<sup>-1</sup>）格点数的占比越大（最大接近 70%），而 4 km 高度以下相反，但不同档之间的差异在 4 km 高度以上更为明显（图 8b）；更大范围的较强上升运动有助于低层水汽和水凝物的辐合，加速强降水系统的发展，同时有助于不同水凝物之间相对运动的维持和增大，加大水凝物碰并等云微物理转化过程发生的概率，进而加速降水云系的发展和强降水的发生（Cui et al., 2015; Huang et al., 2015a）。

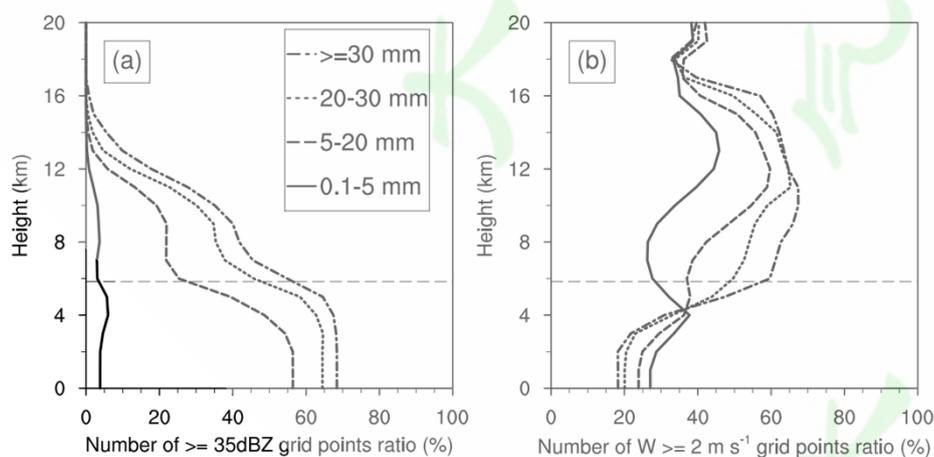


图 8 2020 年 6 月 26 日 17 时~27 日 01 时，冕宁暴雨区不同小时降水强度等级中，（a）反射率因子大于等于 35 dBZ 和（b）垂直速度大于等于 2 m s<sup>-1</sup> 的格点数在该档所有格点数中占比的垂直分布（单位：%），

各小图中水平虚线代表冕宁暴雨区所有降水格点平均的 0°C层高度。

**Figure 8** The different rainfall intensity ranges averaged profiles for grid points number percentage of (a)  $\geq 35$  dBZ reflectivity and (b)  $\geq 2 \text{ m s}^{-1}$  vertical velocity in MR region from 1700 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020 (units: %), the horizontal dashed lines indicate the averaged melting level with rainfall in MR region.

模拟的垂直上升运动（图 9）和反射率因子（图 10）的高度—时间分布显示，整个降水过程大体可以分成两个阶段：6 月 26 日 18~22 时，6 月 26 日 23 时~27 日 01 时。各档垂直上升运动（图 9）和雷达回波（图 10）垂直分布的时间演变特征整体相似，但平均雨强越大，垂直上升运动和回波强度越强。6 月 26 日 18~22 时，最强档中垂直上升运动发展最为旺盛，极值超过  $6 \text{ m s}^{-1}$ （图 9d）， $\geq 35$  dBZ 的对流性回波伸展高度可达 10 km 以上（图 10d），深对流特征显著，此阶段在云中有雹粒子存在（图略），说明云中存在较强垂直运动使水凝物在云中上升下沉循环往复，增加碰并机率，有利于其迅速增长（丁一汇，2016），平均降水强度达到最强（图 6e）。26 日 23 时~27 日 01 时，强降水（ $[30, \infty)$  mm）对应的平均上升运动在垂直方向上出现两个中心，其中，低层的中心位于 7~10 km 高度附近，主要由地形和冷空气抬升等因素造成（齐铎等，2023），高层的中心位于 12 km 以上，可能对应于对流层高层反气旋性辐散抽吸作用（图略），这种垂直结构一般是地形降水过程中播撒机制发生的主要环流背景（Browning et al., 1974; Houze, 2012; Ramelli et al., 2021）；另外，因降水物质的拖曳效应，导致近地层上升气流受到抑制，使因受近地层的抬升而产生的上升运动反而在近地层表现不明显，这种拖曳效应随降水强度增大而增强（图 8b）；虽然上升运动强度较上一阶段减弱，但亦可达  $3 \text{ m s}^{-1}$  以上（图 9d），高层上升运动有利于高层云形成，对应于反射率因子上表现为回波伸展高度较高（图 10），而中低层上升运动促使大量水汽向强降水区辐合（图 11），因垂直运动主要集中在 0°C 层之上（图 9），云水也主要以分布在 0°C 层之上的过冷水为主（图略），高层云中冰相水凝物在沉降过程中对低层云存在播撒效应，通过与低层云中过冷水碰并或贝吉隆效应使粒子半径迅速增长（Rutledge and Hobbs, 1983; Fernández-González et al., 2015; Fan et al., 2017），形成尺度较大粒子，造成低层超过 40 dBZ 的强回波（图 10），并且在水汽供应充分的条件下，低层云中的云水可以得到有效补充（图 11），使此过程得以维持；在此阶段强降水区冰相过程旺盛，冰相水凝物被大量消耗（图 11），高效转化为降水，造成此阶段强降水的发生。以上关于强降水微物理过程的相关讨论还是基于模拟的水凝物分布、垂直运动、反射率因子及降水方程诊断特征的综合推断，未来还需借助模式输出的微物理收支转化过程的定量结果、不同粒子半径、数浓度的变化及粒子追踪等手段来证实以上推论。

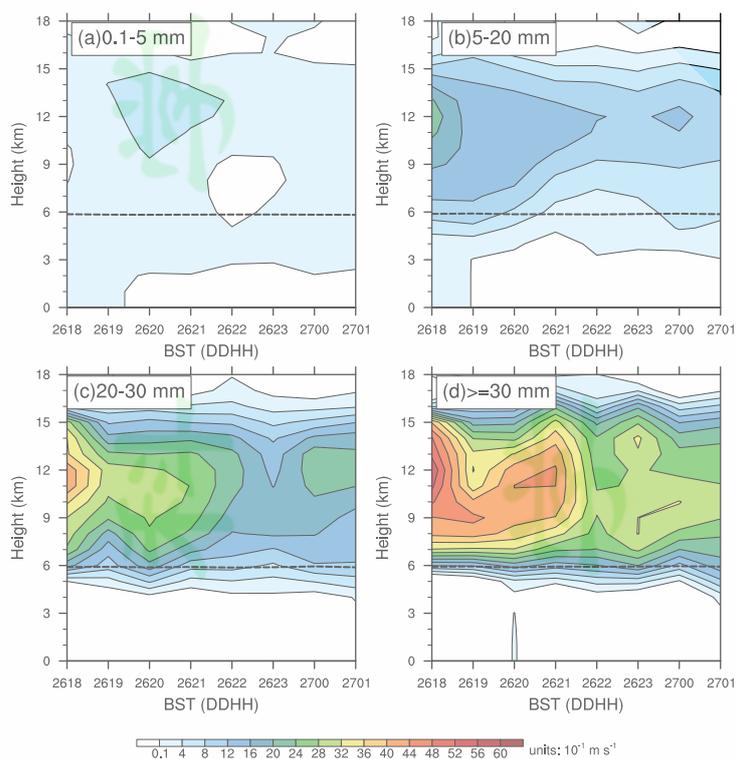


图9 2020年6月26日18时~27日01时, 冕宁暴雨区 (a) [0.1, 5) mm, (b) [5, 20) mm, (c) [20, 30) mm, (d) [30,  $\infty$ ) mm 小时降水强度等级格点的平均垂直速度时间—高度分布 (彩色阴影, 单位:  $10^{-1} \text{ m s}^{-1}$ ), 各小图中水平虚线含义同图7。

**Figure 9** The height—time series of the averaged vertical velocity (shaded, units:  $10^{-1} \text{ m s}^{-1}$ ) for rainfall intensity ranges of (a) [0.1, 5) mm, (b) [5, 20) mm, (c) [20, 30) mm, (d) [30,  $\infty$ ) mm in MR region from 1800 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020, the black horizontal dashed lines have the same meanings as Figure 7.

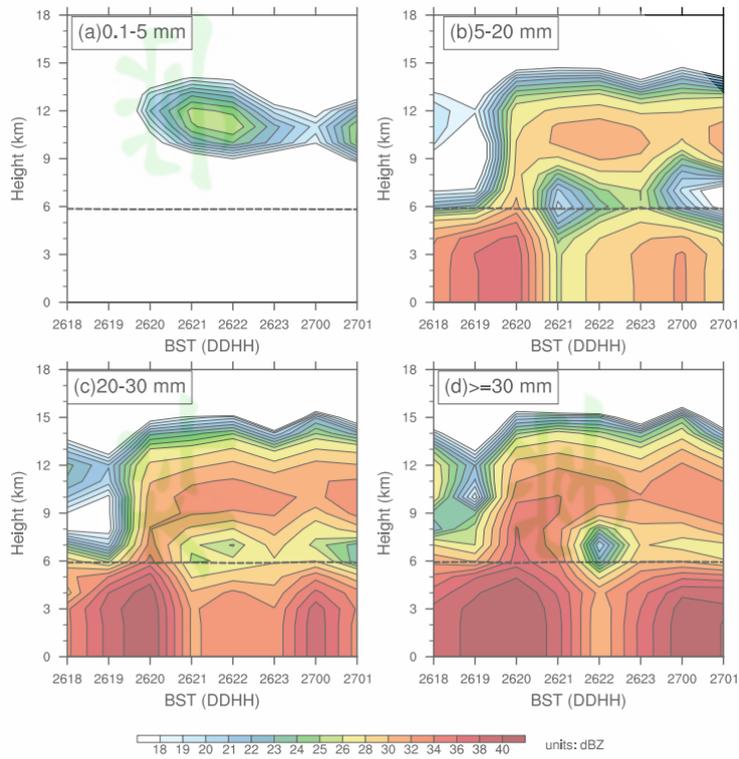


图 10 同图 9，但为反射率因子（彩色阴影，单位：dBZ）。

Figure 10 As Figure 9, but for reflectivity (shaded, units: dBZ).

上述分析从不同降水强度等级分类统计角度，对比分析了强、弱降水的水物质垂直分布、上升运动和雷达回波垂直分布与时间演变，初步探讨了此次局地暴雨过程的宏微观物理特征。下面利用三维降水诊断方程（Huang et al., 2016），对与不同强度等级降水形成相关的水汽收支变率和水凝物收支变率开展定量诊断分析，揭示水汽及水凝物收支过程在强降水过程中的作用。

三维降水诊断方程分析（图 11）显示，对于不同强度等级的降水而言，地面降水率（ $P_S$ ）均由水汽收支相关变率（ $Q_{WV}$ ）和水凝物收支相关变率（ $Q_{CM}$ ）共同调控（图 11a–d 第一行），但不同强度降水的具体物理过程不同，整体上看，平均雨强越强，各个物理过程的强度变率量级越大。对于不同强度等级的降水，水汽辐合（ $Q_{WVA}>0$ ）都是地面降水（ $P_S$ ）的主要源项（图 11a–d 第二行）；不同降水强度档的水汽收支相关过程（ $Q_{WV}$ ）之间最大差异表现在，[0.1, 5) mm 档（图 11a 第二行）弱降水中，充沛的水汽辐合（ $Q_{WVA}>0$ ）除了用于地面降水（ $P_S$ ）之外，多余的水汽还显著加湿局地大气（ $Q_{WVL}<0$ ），而其他档降水（图 11b–d 第二行）一般表现为局地大气变干（ $Q_{WVL}>0$ ），水汽通过凝结（华）作用贡献云系增长和地面降水，并且随着降水强度增强，这种贡献占比增大。随着降水强度增加，云的液相水凝物收支变率（ $Q_{CL}$ ）对地面降水贡献增大，不同降水强度档间的具体差异表现为，[0.1, 5) mm 档（图 11a 第三行）弱降水中，云滴和雨滴等液相水凝物含量持续增长（ $Q_{CLL}<0$ ，尤其是前后两个阶段强降水期间），同时向其他降水档上空输送（ $Q_{CLA}$  基本为负值，尤其是过程前期），有助于较强降水系统的发展，随降水强度增强（图 11b–d 第三行），云滴和雨滴辐合（ $Q_{CLA}>0$ ）越强，云滴和雨滴向地面降水及冰相水凝物转化（ $Q_{CLL}>0$ ）

的过程越剧烈。云的冰相水凝物收支过程 ( $Q_{CI}$ ) 在不同强度档的相关特征表现为,  $[0.1, 5)$  mm 档 (图 11a 第四行) 弱降水中的冰晶、雪粒子和霰粒子等冰相水凝物通过微物理转化过程支撑云系发展 ( $Q_{CIL}<0$ ), 而其他档 (图 11b-d 第四行) 主要为冰相水凝物转化为液相水凝物或供应地面降水 ( $Q_{CIL}>0$ ); 另外, 降水强度越强一般高层辐散也越强, 导致强降水档 (图 11b-d 第四行) 的冰相水凝物以动力辐散 ( $Q_{CIA}<0$ ) 为主, 而  $[0.1, 5)$  mm 档弱降水高层辐散不明显, 所以强降水档向外辐散的冰相水凝物, 更多的被  $[0.1, 5)$  mm 档 (图 11a 第四行) 弱降水上空云系所收集 ( $Q_{CIA}>0$ )。

纵观整个暴雨过程 (图 11), 第一阶段, 初期液相水凝物动力辐合/辐散过程显著, 主要体现在较弱降水区液相水凝物向较强降水区的辐合, 并配合强降水区局地水汽凝结 (华) 和云微物理转化过程一起, 共同支撑强降水云系的快速发展; 第二阶段, 上升运动有所减弱, 较强降水区液相水凝物辐合相对较弱, 但上升运动极值中心有所降低 (图 9d), 可能有助于云滴和雨滴碰并等液相云微物理过程的发生, 水汽凝结和云、雨滴碰并等微物理过程共同支撑液相水凝物发展, 同时通过产生强降水以及向冰相水凝物转化, 液相水凝物被大量消耗。

在复杂的宏微观物理过程共同影响下, 冕宁暴雨过程发生。此次暴雨过程的区域内所有降水格点 (小时降水量  $\geq 0.1$  mm) 的平均降水效率不高 (图 12), 最高仅约为 30%; 降水效率随着降水强度增强而增大, 不同降水强度档之间的降水效率差异明显,  $[0.1, 5)$  mm 档降水效率最低, 最高不足 15%, 出现在冕宁暴雨过程第二阶段,  $[5, 20)$  mm 档降水效率基本维持在 30% 左右,  $[20, 30)$  mm 档降水效率进一步提升至 50% 左右 (在第一和第二阶段初期相对更高),  $[30, \infty)$  mm 档的降水效率超过 60%, 最强接近 70%, 同样在第一和第二阶段初期相对更高。降水效率由降水强度和水汽收支与水凝物收支过程强度共同决定 (方程 (5.4)), 随着降水强度增强, 水汽通过凝结 (华) 作用对云系增长和地面降水贡献占比增大、水凝物收支相关过程 ( $Q_{CM}$ ) 对地面降水直接贡献增大 ( $[30, \infty)$  mm 档, 26 日 18 时接近 50%) (图 11) 等因素, 是造成降水效率因降水强度不同而差异显著 (图 12) 的主要原因。

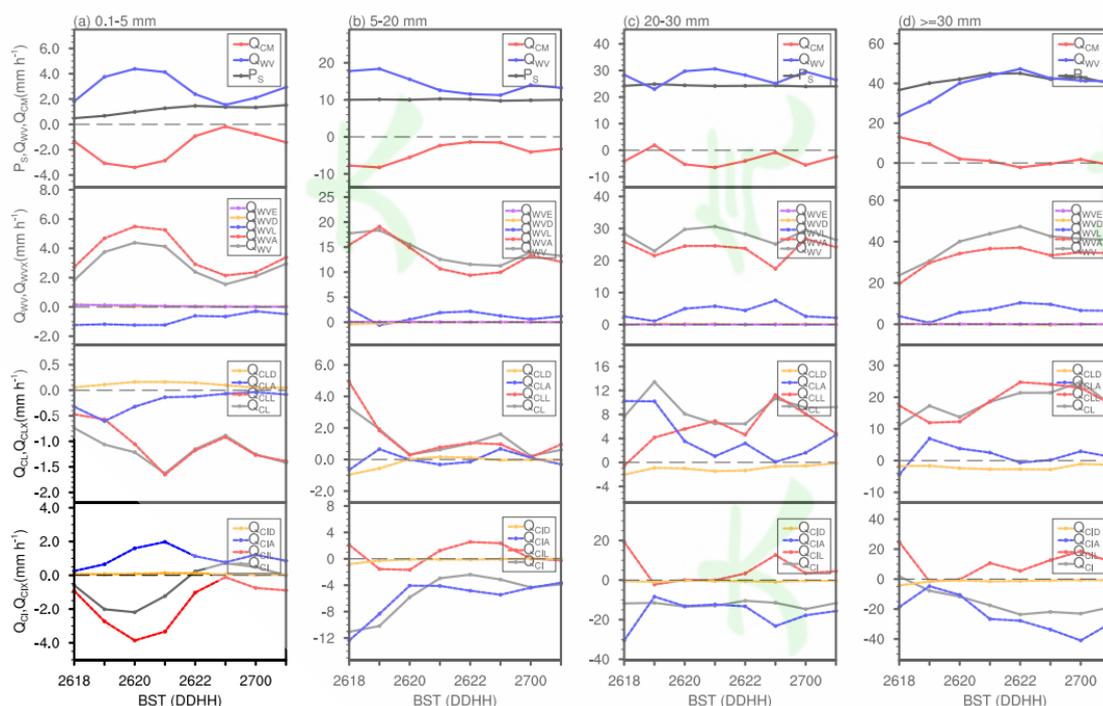


图 11 2020 年 6 月 26 日 18 时~27 日 01 时，冕宁暴雨区 (a) [0.1, 5) mm, (b) [5, 20) mm, (c) [20, 30) mm, (d) [30, ∞) mm 小时降水强度等级格点平均的三维降水诊断方程项 (单位: mm h<sup>-1</sup>)。 (第一行)  $P_S$  (黑色实线)、 $Q_{WV}$  (蓝色实线) 和  $Q_{CM}$  (红色实线); (第二行)  $Q_{WV}$  (灰色实线)、 $Q_{WVA}$  (红色虚线)、 $Q_{WVL}$  (蓝色虚线)、 $Q_{WVD}$  (黄色虚线) 和  $Q_{WVE}$  (紫色虚线); (第三行)  $Q_{CL}$  (灰色实线)、 $Q_{CLL}$  (红色虚线)、 $Q_{CLA}$  (蓝色虚线) 和  $Q_{CLD}$  (橙色虚线); (第四行)  $Q_{CI}$  (灰色实线)、 $Q_{CIL}$  (红色虚线)、 $Q_{CIA}$  (蓝色虚线) 和  $Q_{CID}$  (橙色虚线)。

**Figure 11** The averaged time series of surface precipitation rate ( $P_S$ ), the rates of moisture-related processes ( $Q_{WV}$ ), cloud-related processes ( $Q_{CM}$ ) (units: mm h<sup>-1</sup>) for rainfall intensity ranges of (a) [0.1, 5) mm, (b) [5, 20) mm, (c) [20, 30) mm, (d) [30, ∞) mm in MR region from 1700 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020, the black, blue and red solid lines represent  $P_S$ ,  $Q_{WV}$  and  $Q_{CM}$  in the first row, the gray, red, blue, yellow and purple dashed lines represent  $Q_{WV}$ ,  $Q_{WVA}$ ,  $Q_{WVL}$ ,  $Q_{WVD}$  and  $Q_{WVE}$  in the second row, the gray, red, blue and orange dashed lines represent  $Q_{CL}$ ,  $Q_{CLL}$ ,  $Q_{CLA}$  and  $Q_{CLD}$  in the third row, the gray, red, blue and orange dashed lines represent  $Q_{CI}$ ,  $Q_{CIL}$ ,  $Q_{CIA}$  and  $Q_{CID}$  in the third row.

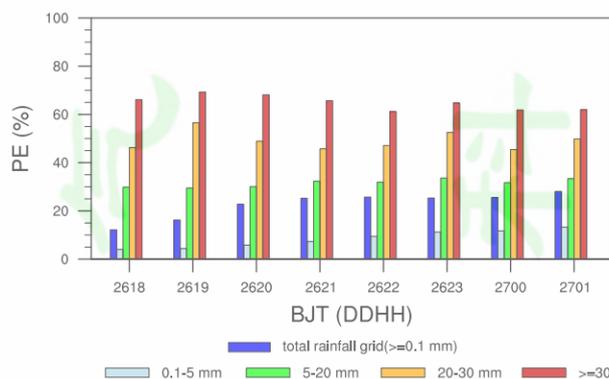


图 12 2020 年 6 月 26 日 18 时~27 日 01 时，冕宁暴雨区所有降水格点和不同小时降水强度等级格点平均的降水效率 (单位: %)。

**Figure 12** The averaged precipitation efficiency of different rainfall intensity ranges from 1700 BST 26 to 0100 BST 27 June 2020 (units: %).

## 5 小结与讨论

在观测分析 (齐铎等, 2023) 基础上, 本文利用 WRF 模式, 成功模拟再现了 2020 年 “6.26” 冕宁局地突发暴雨过程, 借助高分辨率数值模拟结果, 将冕宁暴雨区小时降水量按强度分为 4 个等级 ([0.1, 5) mm、[5, 20) mm、[20, 30) mm 和 [30, ∞) mm), 从不同强度等级分类统计角度, 详细对比分析了强、弱降水的水物质垂直分布、上升运动和雷达回波垂直分布与时间演变等, 进一步, 利用三维降水诊断方程 (Huang et al., 2016), 定量对比分析了冕宁暴雨过程中, 与不同强度等级降水形成相关的宏微观物理过程

以及降水效率的差异，为进一步认识此次局地暴雨过程的形成机理提供参考。主要结论如下：

(1) 不同降水档格点平均水凝物混合比量值差异显著，整体上随平均雨强增强而增大；雨滴和霰粒子混合比量值增大最显著，云滴混合比次之，雪粒子和冰晶混合比的增幅最小；云滴垂直分布横跨  $0^{\circ}\text{C}$  层，伴随平均雨强增强，云滴混合比峰值高度抬升，在  $0^{\circ}\text{C}$  层之上，云滴以过冷水形式大量存在。

(2) 平均雨强越强，强上升运动和强回波范围越大，降水相关物理过程的强度变率量级越大；较大范围的较强上升运动有助于低层水汽和水凝物辐合，加速强降水系统发展，同时有助于不同水凝物之间相对运动增大，加大碰并等云物理转化过程发生的概率，进而加速降水云系发展和强降水发生。

(3) 整个暴雨过程可分为两个阶段，第一阶段（6月26日18~22时），上升运动最旺盛，较弱降水区的液相水凝物向较强降水区辐合，配合水汽凝结（华）和云微物理转化过程一起，共同支撑强降水云系快速发展，对流性回波伸展高度最高。第二阶段（26日23时~27日01时），上升运动有所减弱，导致较强降水区液相水凝物辐合减弱，但垂直方向上出现两个上升运动极值中心，低层上升运动中心的存在，可能有助于云、雨滴碰并增强， $0^{\circ}\text{C}$  层以下回波强度与第一阶段大体相当，降水强度仍较大；另外，此阶段对流层中层存在弱回波区，其上的对流层高层又出现较强回波，这种垂直结构与播撒效应发生的背景相似，在此背景下，高层云中的冰相粒子可能对低层云系具有一定播撒效应，也有助于强降水发生。

(4) 降水效率随降水强度增强而增大，变化范围为  $5\% \sim 70\%$ ；水汽凝结与水凝物收支过程差异，导致不同降水强度档降水效率的显著差异。

本文在前期观测分析（齐铎等，2023）基础上，从不同强度降水分档统计角度，借助数值模拟分析和降水物理过程诊断，分析了冕宁局地暴雨过程中与水物质有关的宏微观物理特征。此次暴雨过程发生在海拔高度较高的复杂地形区，降水系统形成机理复杂，预报难度大，其垂直动力结构和温度、湿度廓线特征等动、热力环境条件与相对平坦地区不同，造成水凝物垂直分布和降水物理过程等与相对平坦地区的云和降水过程（刘圣楠和崔晓鹏，2018；王晓慧等，2019；薛一迪和崔晓鹏，2020；Lu et al., 2021；陆婷婷和崔晓鹏，2022）有所不同，相关差异主要表现在，此次过程较大上升运动主要出现  $0^{\circ}\text{C}$  层之上，云中过冷水和冰相粒子共存的特征明显，冰相过程旺盛，存在比较明显的混合云(Mixed-phase clouds, MPCs)，研究表明，MPCs 是播撒机制发生的有利环境，容易造成降水强度的增加，提升降水效率（Lowenthal et al., 2011, 2019；Mülmenstädt et al., 2015；Ramelli et al., 2021；He et al., 2022），另外，较强上升运动所处高度较高，可使大量液相水凝物被抬升至  $0^{\circ}\text{C}$  层之上，有利于霰粒子吸湿增长过程的发生（Thomas et al., 2023），而平坦地区  $0^{\circ}\text{C}$  层之下亦有较强上升运动存在，液相过程更为旺盛。未来需要借助更多个例的分析，寻找较高海拔地区暴雨形成过程的共性特征和机理，提升对地形暴雨的预报能力；同时，未来还需要利用微物理转化过程的模式输出结果，进一步深入揭示地形暴雨系统的云体结构和云微物理转换过程与机理；此外，复杂地形区域建站困难，降水观测站点稀疏，雷达监测又常受到地形遮挡，未来除了继续利用高分辨率数值模式研究地形暴雨形成机理之外，还可利用风云四号卫星、闪电、雨滴谱等监测手段，弥补雷达和自动站监测的不足，从观测角度，进一步揭示地形暴雨形成过程。

## 参考文献 (References)

- Browning K A, Hill F F, Pardoe CW. 1974. Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector [J]. *Q J R Meteorol Soc*, 100: 309-330. doi: 10.1002/qj.49710042505
- Chen G, Zhao K, Lu Y, et al. 2022. Variability of microphysical characteristics in the “21·7” Henan extremely heavy rainfall event [J]. *Sci China Earth Sci*, 65: 1861–1878. doi: 10.1007/s11430-022-9972-9
- Cui X P, Li X F. 2006. Role of surface evaporation in surface rainfall processes [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111. doi: 10.1029/2005JD006876
- Cui X P, Li X F. 2009. Diurnal responses of tropical convective and stratiform rainfall to diurnally varying sea surface temperature [J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 104: 53-61. doi: 10.1007/s00703-008-0016-1
- Cui X P, Wang Y P, Yu H. 2015. Microphysical differences with rainfall intensity in severe tropical storm Bilis [J]. *Atmospheric Science Letters*, 16(1): 27-31. doi: 10.1002/asl2.515
- Fan J, Leung L, Rosenfeld D, et al. 2017. Effects of cloud condensation nuclei and ice nucleating particles on precipitation processes and supercooled liquid in mixed-phase orographic clouds [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17: 1017–1035. doi: 10.5194/acp-17-1017-2017
- Fernández-González S, Valero F, Sánchez J L, et al. 2015. Analysis of a Seeder-Feeder and Freezing Drizzle Event [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120: 3984–3999. doi: 10.1002/2014JD022916
- Gao S T, Cui X P, Zhou Y S, et al. 2005. Surface rainfall processes as simulated in a cloud-resolving model [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110: D10202. doi:10.1029/2004JD005467
- Gao S T, Li X F. 2010. Precipitation equations and their applications to the analysis of diurnal variation of tropical oceanic rainfall [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 115: D08204. doi:10.1029/2009JD012452
- He Y, Yi F, Liu F, et al. 2022. Natural seeder-feeder process originating from mixed-phase clouds observed with polarization lidar and radiosonde at a mid-latitude plain site [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127: e2021JD036094. doi: 10.1029/2021JD036094
- Hu Y, McFarquhar G M, Wu W, et al. 2021. Dependence of Ice Microphysical Properties on Environmental Parameters: Results from HAIC-HIWC Cayenne Field Campaign [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(9): 2957-2981. doi: 10.1175/JAS-D-22-0008.1
- Huang Y J, Cui X P. 2015a. Dominant cloud microphysical processes of a torrential rainfall event in Sichuan, China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32(3): 389-400. doi: 10.1007/s00376-014-4066-7
- Huang Y J, Cui X P. 2015b. Moisture sources of an extreme precipitation event in Sichuan, China, based on the Lagrangian method [J]. *Atmospheric Science Letters*, 16(2): 177-183. doi: 10.1002/asl2.562
- Huang Y J, Cui X P, Li X F. 2016. A three-dimensional WRF-based precipitation equation and its application in the analysis of roles of surface evaporation in a torrential rainfall event [J]. *Atmospheric Research*, 169: 54-64. doi: 10.1016/j.atmosres.2015.09.026
- Huang Y J, Wu W, McFarquhar G M, et al. 2021. Microphysical processes producing high ice water contents (HIWCs) in tropical convective clouds during the HAIC-HIWC field campaign: evaluation of simulations using bulk microphysical schemes [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21: 6919-6944. doi: 10.5194/acp-21-6919-2021
- Houze R A. 2012. Orographic effects on precipitating clouds [J]. *Rev Geophys*, 50: RG1001. doi:10.1029/2011RG000365
- Lowenthal D H, Borys R D, Cotton W, et al. 2011. The altitude of snow growth by riming and vapor deposition in mixed-phase orographic clouds [J]. *Atmos Environ*, 45: 519–522. doi: 10.1016/j.atmosenv.2010.09.061
- Lowenthal D H, Hallar A G, David R O, et al. 2019. Mixed-phase orographic cloud microphysics during StormVEx and IFRACS [J]. *Atmos Chem Phys*, 19: 5387–5401. doi: 10.5194/acp-19-5387-2019
- Lu T T, Cui X P, Zou Q L, et al. 2021. Atmospheric water budget associated with a local heavy precipitation event near the Central Urban Area of Beijing Metropolitan Region [J]. *Atmospheric Research*, 260: 105600. doi: 10.1016/j.atmosres.2021.105600

- Mitchell D L, Zhang R, and Pitter R L. 1990. Mass-dimensional relationships for ice particles and the influence of riming on snowfall rates [J]. *J Appl Meteorol*, 29: 153–163. doi: 10.1175/1520-0450(1990)029<0153:MDRFIP>2.0.CO;2
- Mülmenstädt J, Sourdeval O, Delanoë J, et al. 2015. Frequency of occurrence of rain from liquid-, mixed-, and ice-phase clouds derived from A-Train satellite retrievals [J]. *Geophys Res Lett*, 42: 6502–6509. doi: 10.1002/2015GL064604
- Qi D M, Li Y Q, Zhou C Y, et al. 2022. Climatic Change of Summer Rainstorms and the Water Vapor Budget in the Sichuan Basin [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 61(5): 537-557. doi: 10.1175/JAMC-D-21-0100.1
- Ramelli F, Henneberger J, David R O, et al. 2021. Microphysical investigation of the seeder and feeder region of an Alpine mixed-phase cloud [J]. *Atmos Chem Phys*, 21: 6681–6706. doi: 10.5194/acp-21-6681-2021
- Rutledge S A, Hobbs P. 1983. The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the “Seeder-Feeder” Process in Warm-Frontal Rainbands [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40: 1185–1206. doi: 10.1175/1520-0469(1983)040<1185:TMAMSA>2.0.CO;2
- Shen X, Wang Y, Li X F. 2011. Radiative effects of water clouds on rainfall responses to the large-scale forcing during pre-summer heavy rainfall over Southern China [J]. *Atmospheric Research*, 99: 120-128. doi: 10.1016/j.atmosres.2010.09.011
- Sui C H, Li X F, Yang M J. 2007. On the definition of precipitation efficiency [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64: 4506-4513. doi:10.1175/2007JAS2332.1
- Thomas J, Barrett, A, Hoose C. 2023. Temperature and cloud condensation nuclei (CCN) sensitivity of orographic precipitation enhanced by a mixed-phase seeder–feeder mechanism: a case study for the 2015 Cumbria flood [J]. *Atmos Chem Phys*, 23: 1987–2002. doi: 10.5194/acp-23-1987-2023
- Wang J J, Li X F, Carey L D. 2007. Evolution, structure, cloud microphysical, and surface rainfall processes of monsoon convection during the South China Sea monsoon experiment [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64: 360-380. doi: 10.1175/JAS3852.1
- Yin L, Ping F, Mao J H, et al. 2023. Analysis on Precipitation Efficiency of the “21.7” Henan Extremely Heavy Rainfall Event [J]. *Advance in Atmospheric Sciences*, 40: 374–392. doi: 10.1007/s00376-022-2054-x
- Zhao Y, Xu X, Zhao T, et al. 2016. Extreme precipitation events in East China and associated moisture transport pathways [J]. *Sci. China Earth Sci*. 59: 1854–1872. doi: 10.1007/s11430-016-5315-7
- 陈博士, 谌芸, 孙继松, 等. 2023. 诱发四川冕宁“6.26”山洪灾害的突发性暴雨特征及其形成机制[J]. *大气科学*, 47(1): 1–19. CHEN Boyu, CHEN Yun, SUN Jisong, et al. 2023. Characteristics and Formation Mechanism of the Sudden Rainstorm Inducing the “6.26” Mountain Torrent Disaster in Mianning, Sichuan Province [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 47(1): 1–19. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21186
- 丁一汇. 2016. 高等天气学[M]. 北京:气象出版社,第二版, 585. Ding Yihui. 2016. *Advanced Synoptic Meteorology [M]*. 2nd ed., Beijing: China Meteorological Press (in Chinese), 585.
- 刘圣楠, 崔晓鹏. 2018. “碧利斯”(2006)暴雨过程降水强度和降水效率分析[J]. *大气科学*, 42(1):192-208. LIU Shengnan, CUI Xiaopeng. 2018. Diagnostic Analysis of Rate and Efficiency of Torrential Rainfall Associated with Bilis (2006) [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 42(1): 192-208. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1704.17148
- 陆婷婷, 崔晓鹏. 2022. 北京两次特大暴雨过程观测对比[J]. *大气科学*, 46(1): 111-132. LU Tingting, CUI Xiaopeng. 2022. Observational Comparison of Two Torrential Rainfall Events in Beijing [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 46(1): 111–132 doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2104.21007
- 齐铎, 崔晓鹏, 邹强利. 2023. 2020年“6.26”冕宁致灾暴雨成因观测分析[J]. *大气科学*, 47(2): 585-598. QI Duo, CUI Xiaopeng, ZOU Qiangli. 2022. Observational analysis of the heavy rainfall case on June 26, 2020, in Mianning [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 47(2): 585-598. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2206.21146
- 王晓慧, 崔晓鹏, 郝世峰. 2019. 热带气旋“苏迪罗”(2015)海上活动时段降水物理过程模拟诊断研究[J]. *大气科学*, 43(2): 417-436. WANG Xiaohui, CUI Xiaopeng, HAO Shifeng. 2019. Diagnostic and Numerical Study on Surface Rainfall Processes Associated with Tropical Cyclone Soudelor (2015) over the Ocean[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 43(2): 417-436. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1804.18118

- 徐洪雄, 徐祥德, 陈斌, 等. 2013. 双台风生消过程涡旋能量、水汽输送相互影响的三维物理图像[J]. 气象学报, 71(5): 825-838. XU Hongxiong, XU Xiangde, CHEN Bin. The structure change and energy moisture transport physical image in the development and decay processes of binary typhoon vortices [J]. Acta Meteorologica Sinica, 71(5): 825-838. doi: 10.11676/qxxb2013.069
- 薛一迪, 崔晓鹏. 2020. “威马逊”(1409)强降水物理过程模拟诊断研究[J]. 大气科学, 44(6): 1320-1336. XUE Yidi, CUI Xiaopeng. 2020. Diagnostic and Numerical Study on Physical Process of Strong Rainfall Associated with Rammasun (1409) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1320-1336. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2003.19224
- 张哲, 戚友存, 李东欢, 等. 2022. 2021年郑州“7·20”极端暴雨雨滴谱特征及其对雷达定量降水估测的影响[J]. 大气科学, 46(4): 1002-1016. ZHANG Zhe, QI Youcun, LI Donghuan, et al. 2022. Raindrop Size Distribution Characteristics of the Extreme Rainstorm Event in Zhengzhou 20 July, 2021 and Its Impacts on Radar Quantitative Precipitation Estimation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 46(4): 1002-1016. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21237
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2014. 天气学原理和方法 [M]. 北京:气象出版社,第四版, 321. Zhu Qangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2014. Theories and techniques of synoptic meteorology [M]. 4th ed., Beijing: China Meteorological Press (in Chinese), 321.