

## 云南一次典型降雹过程的冰雹微物理形成机理数值模拟研究

刘春文 郭学良 段玮 李辰 尹丽云

### Numerical Simulation on the Microphysical Formation Mechanism of a Typical Hailstorm Process in Yunnan, Southwestern China

LIU Chunwen GUO Xueliang DUAN Wei LI Chen YIN Liyun

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2104.20152>

#### 您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

气溶胶对新疆冰雹形成物理过程影响的数值模拟研究

Numerical Simulation of Aerosol Effects on the Physical Processes of Hail Formation in Xinjiang

大气科学. 2021, 45(1): 107 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19214>

北京北部山区两次降雪过程微物理形成机制的观测—模拟研究

Numerical Simulation and Observation Study on Microphysical Formation Processes of Two Different Snowfall Cases in Northern Mountain Area of Beijing

大气科学. 2020, 44(2): 407 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18172>

新疆西部一次大暴雨形成机理的数值模拟初步分析

A Preliminary Analysis of the Formation Mechanism for a Heavy Rainstorm in Western Xinjiang by Numerical Simulation

大气科学. 2019, 43(2): 372 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1804.18106>

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

Cloud Microphysics and Regional Water Budget of a Summer Precipitation Process at Naqu over the Tibetan Plateau

大气科学. 2018, 42(6): 1327 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17202>

北京城区相继多次降雹的一次强雷暴的闪电特征

Lightning Activity of a Severe Thunderstorm with Several Hail-Fall Stages in Beijing Metropolitan Region

大气科学. 2020, 44(3): 601 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1910.19134>

沙尘气溶胶作为冰核对阿克苏地区一次多单体型强对流风暴降水及其微物理过程影响的数值模拟研究

A Numerical Study of the Effect of Aerosols Acting as Ice Nuclei on the Precipitation and Microphysical Processes in a Multi-size Convective Storm Occurring in Aksu in Xinjiang, Northwest China

大气科学. 2017, 41(1): 15 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1605.15246>



关注微信公众号，获得更多资讯信息

刘春文, 郭学良, 段玮, 等. 2021. 云南一次典型降雹过程的冰雹微物理形成机理数值模拟研究 [J]. 大气科学, 45(5): 965–980. LIU Chunwen, GUO Xueliang, DUAN Wei, et al. 2021. Numerical Simulation on the Microphysical Formation Mechanism of a Typical Hailstorm Process in Yunnan, Southwestern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(5): 965–980. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2104.20152

# 云南一次典型降雹过程的冰雹微物理形成 机理数值模拟研究

刘春文<sup>1</sup> 郭学良<sup>2</sup> 段玮<sup>3</sup> 李辰<sup>1</sup> 尹丽云<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 云南省人工影响天气中心, 昆明 650034

<sup>2</sup> 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

<sup>3</sup> 云南省气象科学研究所 昆明 650034

**摘 要** 冰雹形成的微物理机理是人工防雹的重要科学依据, 但对我国西南地区冰雹形成的微物理机理研究很少。利用中国科学院大气物理研究所三维冰雹分档云模式对云南 2016 年 7 月 11 日一次冰雹云过程进行了数值模拟研究, 揭示了冰雹形成的微物理机理。此次冰雹云生成发展快, 强度大, 是西南山区典型夏季冰雹云。数值模拟的降水、降雹和回波强度等物理量与对应的观测量基本一致。模拟的冰雹云的最大上升气流速度达到  $28.7 \text{ m s}^{-1}$ 。通过对冰雹形成的微物理过程分析研究表明, 雹/霰胚的主要生成来源是通过过冷雨滴的概率冻结产生的冻滴, 占 95%, 而冰晶碰冻雨滴产生的雹/霰胚仅占 5%, 这与国外和我国其他地区雹/霰胚产生的来源和冻滴所占比例有明显差别; 形成的雹/霰胚直径多数集中在 0.3 mm 至 3.0 mm 范围, 雹/霰胚主要通过过冷云水的碰并过程实现增长, 直径小于 0.3 mm 的雹/霰胚较难增长; 大雨滴冻结成较大直径的雹胚, 可促成短时间内形成冰雹; 在雹云发展过程中存在短时的过冷雨水累积带, 但过冷雨水累积带对雹/霰胚的增长贡献不大。

**关键词** 冰雹形成 冰雹分档模式 过冷雨水累积带 云南

文章编号 1006-9895(2021)05-0965-16

中图分类号 P482

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2104.20152

## Numerical Simulation on the Microphysical Formation Mechanism of a Typical Hailstorm Process in Yunnan, Southwestern China

LIU Chunwen<sup>1</sup>, GUO Xueliang<sup>2</sup>, DUAN Wei<sup>3</sup>, LI Chen<sup>1</sup>, and YIN Liyun<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Yunnan Weather Modification Center, Kunming 650034

<sup>2</sup> Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

<sup>3</sup> Yunnan Institute of Meteorological Sciences, Kunming 650034

**Abstract** The microphysical formation mechanism of hailstones is the scientific basis of hail suppression operation. However, the relevant study on this issue in southwestern China is few. A hailstorm case on July 11, 2016, in Yunnan is numerically simulated using the three-dimensional cloud model with hail-bin microphysics developed by the Institute of

收稿日期 2020-05-06; 网络预出版日期 2021-06-03

作者简介 刘春文, 男, 1965 年出生, 高级工程师, 主要从事人工影响天气工作。E-mail: chwliu@126.com

通讯作者 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

资助项目 第二次青藏高原科学考察-极端天气气候事件与灾害风险 (2019QZKK0104), 中国气象局关键技术集成与应用面上项目 CMAGJ2015M56

**Funded by** The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition (Grant 2019QZKK0104), Key Technology Integration and Application Project of China Meteorological Administration (Grant CMAGJ2015M56)

Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, and the microphysical formation mechanism of the hailstorm is investigated. The hail cloud developed rapidly with high intensity and is a typical summer hail cloud in the southwest mountainous region. The simulated physical parameters such as rainfall, hailfall, and reflectivity are generally consistent with those observed. The simulated maximum updraft is 28.5 m/s. The microphysical processes of the hailstorm indicate that the main source of hail/graupel embryos is produced by the probability freezing process of supercooled raindrops, which is accounted for 95%, whereas the source via the collision between ice crystals and supercooled raindrops is only accounted for 5%, which are significantly different from other regions in both China and other countries. The diameters of hail/graupel embryos mainly range from 0.3–3.0 mm. The growth of hail/graupel embryos depends on the collision process with the supercooled cloud water, in which the embryos with a diameter less than 0.3 mm are hard to grow. Larger raindrops can directly freeze into larger hail embryos, which can contribute to the formation of hailstones in a short period. A short-lasting accumulation zone of supercooled rainwater occurs in the development process of the hail cloud, and it has little contribution to the growth of hail/graupel embryos.

**Keywords** Hailstone formation, Cloud model with hail-bin microphysics, Supercooled rainwater accumulation zone, Yunnan Province

## 1 引言

云南位于低纬高原地区, 地形地貌复杂, 天气气候特殊 (秦剑等, 1997; 陈宗瑜, 2001; 许美玲等, 2011), 由强对流天气过程产生的冰雹灾害, 给农业生产造成了严重损失。通过开展人工防雹保护露天农作物顺利生长已成为重要的防灾减灾科技手段, 而对冰雹生成和发展进行准确的预报和识别是保证人工防雹有效性的重要前提 (Adams-Selin and Ziegler, 2016; 段玮等, 2017)。由于冰雹云形成与演变过程复杂 (Doswell III, 2001; 蔡淼等, 2014; 范皓等, 2019), 目前的观测手段难以满足对其动力、热力和微物理过程的观测 (Battan, 1975; Anderson et al., 2011; Skripniková and Řezáčová, 2014), 云模式数值模拟的最大优势在于能够以高时空分辨率将云内各种微物理过程与宏观动力、热力过程实现有机结合, 可模拟研究冰雹云的宏、微观结构、演变特征和形成机理。

在强对流云体中, 冰雹的形成与雹胚类型、数量, 过冷水含量和上升气流强度密切相关。已有的研究表明, 雹胚主要来源于霰、冻滴 (Macklin, 1977; Knight, 1981; Knight and Knight, 2001)。雹胚的不同来源会影响冰雹的形成和增长过程 (Knight and Knight, 1970)。雹云中霰胚和冻滴胚的占比数因地区而异, 与雹云的云底温度有较好的相关性, 云底温度高则冻滴胚占比大, 这是因为云底温度高有利于暖雨过程和过冷雨滴的形成, 或与雹胚再循环有关 (Knight, 1981)。对美国国家冰雹研究试验 (NHRE) 1972~1974 年期间收集的科

罗拉多州东北部高原冰雹过程分析发现, 雹云中主要是霰胚, 只有 20% 雹胚是来源于冻滴, 而催化云中的冻滴胚占比数要高于非催化云 (Knight et al., 1974; Knight and Knight, 1979)。我国江苏大冰雹中以霰粒为雹胚的占 70%, 新疆的小冰雹中冻滴胚约占 52% (王鹏飞和李子华, 1989)。陕西咸阳 (胡朝霞等, 2003) 和华北 (刘术艳等, 2004) 冰雹过程中, 雹胚主要为冻滴。青藏高原东部玛曲地区冰雹过程中雹胚主要是霰胚 (胡朝霞等, 2007a), 德国南部慕尼黑 1990 年 6 月的一次混合型雹暴中, 冻滴与霰粒在数量上基本相同 (胡朝霞等, 2007b)。陈宝君等 (2012) 对美国堪萨斯州 2000 年 6 月的一例典型超级单体风暴模拟研究表明, 在风暴发展早期有少量霰胚出现, 但对冰雹形成贡献不大, 在风暴成熟期, 雹胚主要来源于雨滴的冻结。郭欣等 (2019) 的冰雹分档模拟显示, 北京大冰雹胚胎的主要来源以冰晶与过冷雨滴碰撞造成的异质冻结过程为主。

累积带模型是冰雹增长的重要概念模型, 也是当前我国开展人工防雹的重要依据。Sulakvelidze et al. (1967) 就冰雹的增长提出累积带模型: 在 0°C 层以上存在过冷雨滴的高含量区。周玲等 (2001) 对 1997 年 7 月发生在陕西咸阳地区的一次降雹过程模拟表明, 雹云中存在过冷雨水累积区, 其出现在最大上升气流之上, 冰雹生长在此累积区内。胡朝霞等 (2003) 利用改进的三维参数化冰雹云模式, 对 1999 年 7 月发生在陕西咸阳地区的一次强冰雹天气过程模拟发现在雹云初期存在过冷雨水累积带。马振骅 (1977) 根据北京地区对冰雹云的雷达观测

分析指出，至少在某些风暴的云体中上部的雨水累积带是确实存在的。郭欣等(2019)利用三维冰雹分档模式对北京一次大冰雹过程模拟发现在冰雹云-35°C~-10°C层存在含量达12~16 g kg<sup>-1</sup>的高过冷雨水累积区。但NHRE(Foote and Knight, 1979)观测的多个冰雹过程中很少发现存在过冷雨水累积区，即使存在，对冰雹的增长贡献也不大。郑国光(1987)对新疆地区的冰雹过程分析后也提出过冷雨水累积区是否存在的讨论。陈宝君等(陈宝君和肖辉, 2007)对美国对流降水协作试验(CCOPE)期间的1981年8月一次雹云过程进行模拟，未发现有过冷水累积带存在。胡朝霞等(2007a)利用三维参数化冰雹云模式，对青藏高原东部玛曲地区1998年7月的一次冰雹云过程模拟也发现在雹云中存在过冷雨水累积带，但维持时间很短。

云南属于低纬高原地区，夏季受午后太阳照射加热易出现地面热扰动触发局地对流，加之云南地形地貌复杂，局地对流受地形抬升作用，在适合天气背景下，这类局地强对流易快速发展增强为强度大、云体高的雹云(周泓等, 2014)，但对这类低纬高原夏季雹云的微物理形成机理研究很少。鉴于雹胚类型和过冷雨水累积区研究对于人工防雹催化作业的重要性(Young, 1977; Knight, 1981)，本研究采用中国科学院大气物理研究所建立的冰雹分档

云模式(郭学良, 1997)，对云南2016年7月11日一次典型降雹过程进行了数值模拟，通过对该冰雹过程的冰雹微物理形成机理研究，揭示和认识低纬高原夏季雹云的特征，对提高人工防雹催化作业技术有重要作用。

## 2 降雹实况与天气形势

2016年7月11日在云南的昆明、曲靖、玉溪、红河、昭通和文山等多地出现雹灾，近2万亩的农经作物受灾，其中，位于玉溪市红塔区的玉屏村，在15:00~16:00(北京时，下同)出现降雹，降雹持续时间5 min，冰雹最大直径10 mm，农经作物受灾640余亩，绝收360余亩。分析降雹前500 hPa环流形势可以看到(图1)，2016年7月11日14:00 588 dagpm等值线西伸至124°E附近，青藏高压范围缩小但稳定维持在105°E的云南东北部，随着副热带高压西进北抬，与青藏高压之间的高空槽发展加深，槽后干冷空气沿青藏高压东南侧向云南中东部地区入侵。700 hPa(图略)上孟加拉湾北部为低压中心，低压东侧西南急流明显，高温高湿能量源源不断向云南输送，温度场上，云南中东部850 hPa与500 hPa温度差 $T_{850-500} \geq 30^\circ\text{C}$ ，形成上层干冷、下层暖湿的垂直结构，不稳定层结加大，为此次强对流天气过程提供了有利的中尺度环境场。

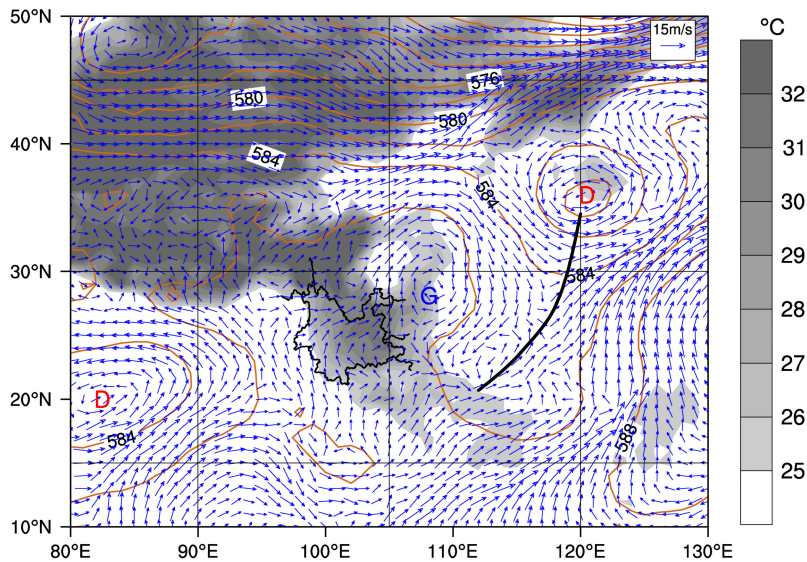


图1 2016年7月11日14:00(北京时，系统)天气环流形势，粗黑实线为低压倒槽线，橙色实线为500 hPa高度场(单位：dagpm)，箭头为500 hPa风场(单位：m s<sup>-1</sup>)，阴影为850 hPa与500 hPa温度差 $T_{850-500}$ (单位：°C)

Fig. 1 Synoptic situation at 1400 BJT (Beijing time) on July 11, 2016. Thick black solid lines indicate the inverted trough with low pressure and orange solid lines indicate the height field of 500 hPa (units: dagpm), arrows indicate the wind field of 500 hPa (units: m s<sup>-1</sup>), and the shaded areas are the temperature difference between 850 hPa and 500 hPa ( $T_{850-500}$ ; units: °C)

图 2 是利用中尺度模式 WRFV4, 采用三层嵌套, 选用 KSAS 积云对流参数化方案 (Han and Pan, 2011)、Morrison 2-moment 云微物理显式方案 (Morrison et al., 2009), 以分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 时间间隔为 6 小时的 NCEP 再分析资料作为模式初始场和侧边界条件, 模拟时间为 2016 年 7 月 10 日 08:00 至 12 日 08:00, 模拟获得的 2016 年 7 月 11 日 15:00 玉屏村 ( $24.21^\circ\text{N}$ ,  $102.52^\circ\text{E}$ ) 处的模拟探空曲线。15:00 玉屏村上空  $0^\circ\text{C}$  层位于 5.8 km 高度,  $-20^\circ\text{C}$  层位于 9.1 km 高度, 湿对流有效位能 (CAPE) 为  $1270 \text{ J kg}^{-1}$ 。低层 (750 hPa 附近) 相对湿度大, 中层 (700~400 hPa 间) 相对干冷 (图 2a)。600 hPa 以下经向风 ( $U$ ) 和纬向风 ( $V$ ) 都出现波动 (图 2b), 造成近地面为西南风, 700 hPa 层为偏西风, 500 hPa 以上纬向风 ( $V$ ) 转为偏西风并随高度不断加强, 造成 500 hPa 层附近由西南风逆转偏南风, 400 hPa 层为偏东风。风向随高度逆转, 说明有冷平流存在。低层饱和、中层干冷, 加之风向逆切变冷平流的存在, 将有利于风场和水汽的辐合和进一步的抬升。综合而言, 大气垂直层结是有利于在该地区出现对流天气的。

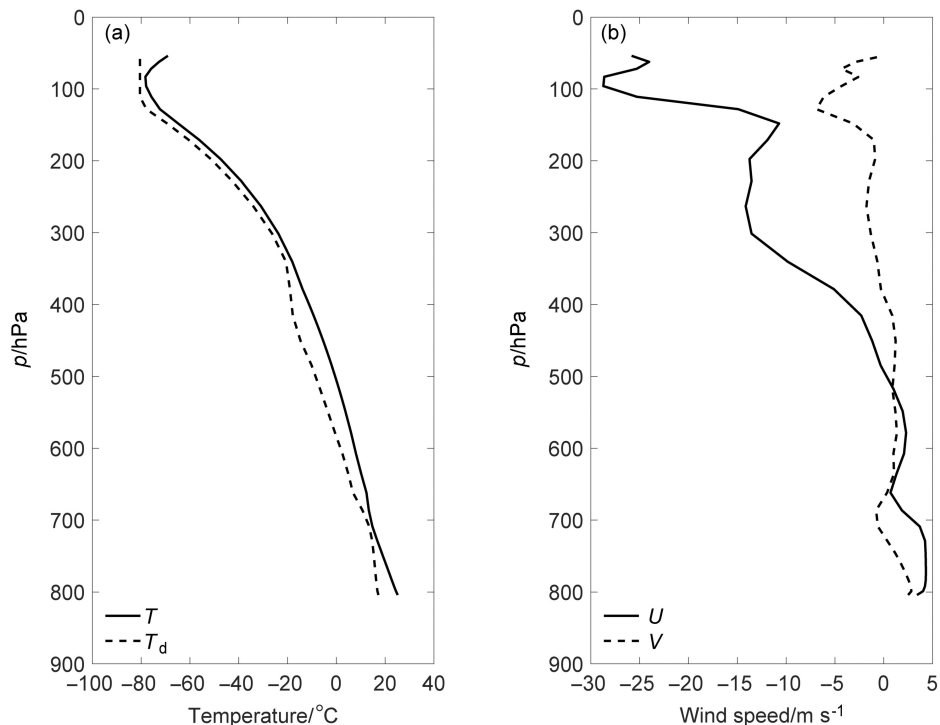


图 2 昆明 2016 年 7 月 11 日 15:00 的玉屏村处模拟探空曲线: (a) 温度廓线 ( $T$ , 实线) 和露点温度廓线 ( $T_d$ , 虚线); (b) 风廓线 (实线为  $U$  分量, 虚线为  $V$  分量)

Fig. 2 Atmospheric sounding curves from the simulation at 1500 BJT (Beijing time) on July 11, 2016, Kunming: (a) Temperature profile ( $T$ , solid line) and dew point temperature profile ( $T_d$ , dashed line), (b) wind profiles ( $U$ -wind, solid line;  $V$ -wind, dashed line)

### 3 冰雹分档模式及模拟设置

本研究采用的模式 (郭学良, 1997; 郭学良等, 2001a, 2001b) 的动力学框架是一组时变、非静力以及可压缩的完全弹性方程组, 模式将水成物划分为云水、雨水、云冰、雪团和霰/冰雹, 再利用 Berry (1967) 提出的指数分档法将霰和冰雹划分为 21 档 (粒子直径约  $100 \mu\text{m} \sim 7 \text{ cm}$ ), 微物理过程考虑了云水、雨水、云冰、雪团和霰/冰雹等云中主要水成物的核化、凝结/蒸发、冻结/融化、凝华/升华、自动转化、连续碰并、冰晶丛集/繁生以及贝吉隆过程等。模式对侧边界的法向速度采用辐射边界条件, 其它预报量在侧边界的值可通过求解预报方程获得。模式的上下边界取为刚性边界, 并在上边界附近增加一定厚度的波吸收层来抑制深厚系统所激发的重力内波在这一强稳定层内的垂直振荡。模式采用标准交错网格和时间分离技术, 以及选用模拟域随风暴移动技术。

模拟采用热泡启动方法触发对流的产生。模拟域的范围为  $36 \text{ km} \times 36 \text{ km} \times 19 \text{ km}$ , 水平格距为 1 km, 垂直格距为 0.5 km, 大时步长为 5 s, 小时

步长为 0.25 s，积分时间为 80 min，热泡扰动位温取为 2.5°C。模拟采用 2016 年 7 月 11 日 15:00 WRF 中尺度模式输出探空数据作为冰雹模式初始场。

#### 4 模拟结果与观测对比

为检验冰雹模式对云南 2016 年 7 月 11 日冰雹过程的模拟能力，将模式输出与观测实况进行比较。昆明 C 波段多普勒雷达 (25.05°N, 102.58°E; 2482 m) 观测，造成此次玉屏村雹灾的对流云体于 14:56 在距昆明雷达站 94 km 偏南方向，距玉溪市 23 km 西南方向开始出现，随后向偏东方向移动发展，至 15:08 回波增强至 44 dBZ，回波高度达 8.9 km，15:13 最强盛，回波顶高达 17 km，50 dBZ 强回波达 9.5 km 高度，随后回波开始减弱下降。模拟在 5 min 有回波出现 (超过 5 dBZ)，11 min 模拟回波顶高达 6 km，回波强度已达 56 dBZ，21 min 模拟回波最强达 59.8 dBZ，回波顶高达 16 km，55 dBZ 强回波达 9.5 km 高度，随后回波开始减弱下降。图 3 是 2016 年 7 月 11 日 15:13 昆明多普勒雷达观测与模式模拟 21 min 输出雷达回波的沿西南向的垂直剖面图。从图 3 比较来看，实况观测与模拟的回波最强盛期，回波顶高差 1 km，考虑到实况观测的垂直剖面图是由 14 层 PPI (Plan Position Indicator)

扫描插值获得，其回波顶高存在插值分辨误差。因此，实况观测的 17 km 高度与模拟的 16 km 高度应该可以认为是相符的。强回波的高度上，实况观测的 50 dBZ 回波顶高 9.5 km，与模式 55 dBZ 强回波顶高一致。两者相差 5 dBZ，考虑到实况观测的探测距离衰减引起的误差，两者强回波的高度也可以认为是相符的。但两者在回波的水平尺度上存在差异，模拟垂直剖面宽度约 18 km，而实况观测垂直剖面仅约 14 km，相差约 4 km。从时间上比较，实况回波 14:56 开始生成，至 15:13 最强盛，从回波出现至最强，形成时间仅 17 min。模拟回波从 5 min 出现至 21 min 最强，形成经历了 16 min。实况回波与模拟回波的演变时间大致相同，回波顶高上实况的略大于模拟的，强回波高度上模拟的要大于实况的，回波水平尺度上模拟要大于实况的，综合之，模拟回波与实况回波基本一致。

从降水实况看，玉溪市玉屏自动气象站 2016 年 7 月 11 日的降水从 15:09 开始至 15:49 结束，降水主要集中在 15:14~15:22，9 min 累积降水 11.5 mm，其中 15:15 和 15:21 降水 1.7 mm (降水强度为 102 mm h<sup>-1</sup>)。模拟降水从 12 min 时出现，至 68 min 结束，降水强度最大出现在 31 min，为 129 mm h<sup>-1</sup>，模拟的降水强度略大于观测实况值。

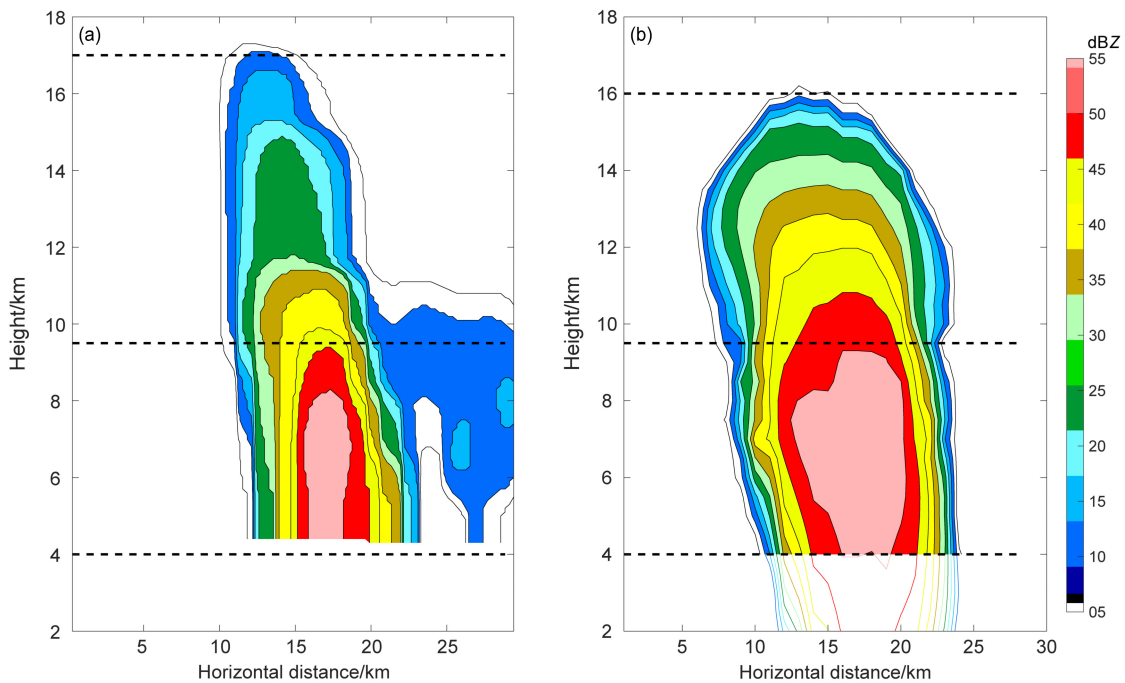


图 3 2016 年 7 月 11 日 15:13 昆明 (a) 多普勒雷达观测与 (b) 模式模拟的 21 min 雷达回波垂直剖面分布

Fig. 3 Vertical distributions of reflectivity factor (a) observed by Kunming Doppler radar at 1513 BJT and that (b) simulated by hail model at 21 min on July 11, 2016

图 4 是 2016 年 7 月 11 日红塔区玉屏自动站 14:50~16:10 之间的实况观测的分钟降水强度与模拟输出最大降水强度的变化对比图, 图 4 中实线为自动站观测降水强度值 (单位:  $\text{mm h}^{-1}$ ), 虚线为模式输出最大降水强度值 (单位:  $\text{mm h}^{-1}$ )。以实况雷达回波为参照, 将模拟过程与实况过程在时间上进行对应, 实况是 15:09 (19 min) 出现降水, 模拟是 15:02 (12 min) 出现降水。实况最大降水

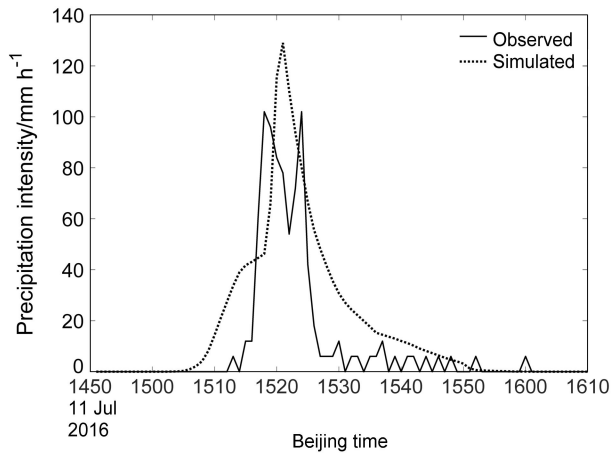


图 4 2016 年 7 月 11 日玉屏自动气象站观测的分钟降水强度 (单位:  $\text{mm h}^{-1}$ ) 与模式输出最大降水强度 (单位:  $\text{mm h}^{-1}$ ) 变化对比  
Fig. 4 Comparison of the temporary variations of precipitation intensity (units:  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ) in one minute observed by Yuping automatic weather station and the maximum precipitation intensity (units:  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ) output by the model on July 11, 2016

出现在 15:15 (25 min), 而模拟最大降水出现在 15:21 (31 min)。从时间上看, 模拟产生降水早于实况降水, 而模拟的最大降水时间则晚于观测的最大降水时间, 模拟输出降水持续 58 min, 实况观测降水持续 39 min。从最大降水强度看, 模拟最大降水强度为  $129 \text{ mm h}^{-1}$ , 而实况最大降水强度为  $102 \text{ mm h}^{-1}$ , 模拟的最大降水强度大于实况的。从累计降水量上看, 模拟最大累计降水为 19.6 mm, 红塔区玉屏自动站在此过程观测降水为 14.2 mm。对比实况降水与模拟降水, 总体来看, 模拟较好地再现了此次降水的形成、演变过程。对于模拟中出现降水时间早于观测以及模拟降水持续时间大于观测的情况, 可能由两方面的原因引起, 一是自动站的位置与回波的强降水区的对应可能不一致, 以及实况降水云体处于移动中, 二是模拟的误差 (如初始场、物理过程) 等原因。进一步比较分析发现, 实况观测降水呈双峰型, 而模拟降水是单峰形, 说明实况对流云体的变化比模拟的要复杂。

2016 年 7 月 11 日约 15:00 在玉屏村出现降雹, 实况观测到降雹持续 5 min, 降雹最大直径 10 mm, 但实况记录中无降雹的具体起止时间。对模拟输出雹/霰粒子 9~15 档 (即粒子直径 1.38~9.85 mm) 在近地面层的变化与分布进行分析, 以比较实况降雹与模拟降雹。图 5 是模拟近地面层 9~15 档雹/霰最大数浓度变化时序图与地面降雹分布平面图,

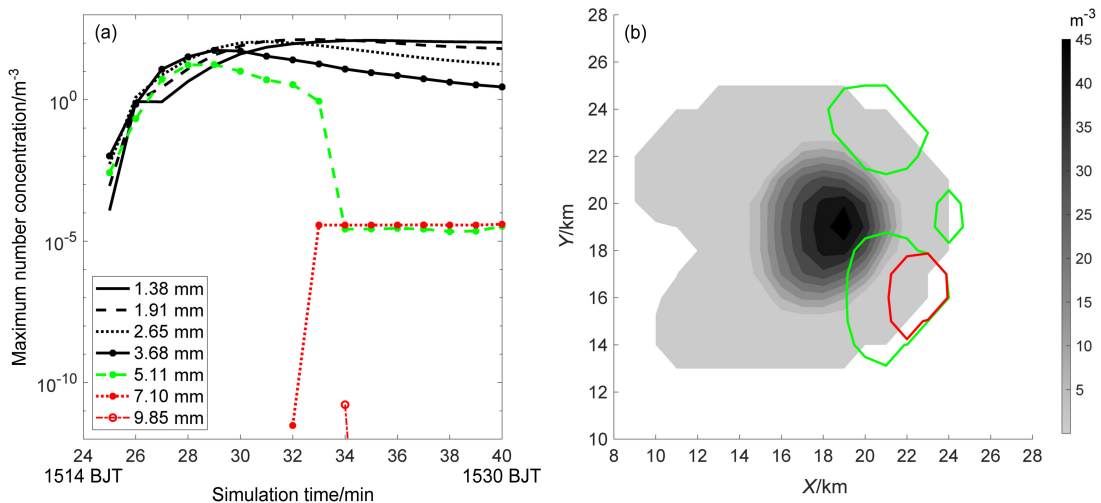


图 5 2016 年 7 月 11 日模拟的近地面层 9~15 档雹/霰粒子 (a) 最大数浓度在 24~40 min 期间的变化与 (b) 降雹浓度水平分布。图 5b 中绿色线和红色线分别表示直径为 7.10 mm 和 9.85 mm 的冰雹数浓度分布区, 灰色阴影为 5.11 mm 的冰雹数浓度分布区  
Fig. 5 (a) Temporal evolution of the modeled maximum number concentration during 24~40 min and (b) horizontal distribution of hail/graupel in 9~15 bins at the near-surface on July 11, 2016. The green line in Fig. 5b is the number concentration of hailstones in diameters of 7.10 mm, red line is for 9.85 mm, and the shaded area is for 5.11 mm.

从图 5a 可以看出, 26 min 时, 9~13 档雹/霰粒子均在地面层出现, 13 档 (5.11 mm) 即冰雹档, 其数浓度仅为  $4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-3}$ , 至 30 min 增大至  $10.7 \text{ m}^{-3}$ , 34 min 减小至  $8.6 \times 10^{-4} \text{ m}^{-3}$ , 35 min 进一步减小至  $4.3 \times 10^{-7} \text{ m}^{-3}$ , 从 26~35 min, 可视为 5.11 mm 冰雹降雹的开始与结束, 共 10 min。32 min 时 14 档 (7.10 mm) 冰雹在地面层出现, 其数浓度仅  $6.8 \times 10^{-12} \text{ m}^{-3}$ , 33 min 增大至  $9.1 \times 10^{-7} \text{ m}^{-3}$ , 34 min 时 15 档 (9.85 mm) 冰雹在地面层出现, 其数浓度为  $6.5 \times 10^{-11} \text{ m}^{-3}$ , 35 min 降下为  $6.6 \times 10^{-23} \text{ m}^{-3}$ 。以 26~35 min 为降雹时段, 则 7.10 mm 冰雹降雹 4 min (32~35 min), 9.85 mm 冰雹降雹 1 分钟 (34 min)。图 5b 是地面降雹平面分布图, 图中灰色阴影区是 5.11 mm 冰雹 26~35 min 降雹分布区, 绿实线区是 7.10 mm 冰雹降雹分布区, 红实线区是 9.85 mm 冰雹降雹分布区, 从图 5b 可以看出, 5.11 mm 冰雹的分布区远大于 7.10 mm 和 9.85 mm 的冰雹分布区。从降雹的持续时间和降雹的分布区大小都表明此次降雹过程是以 5.11 mm 冰雹为主, 较大冰雹降落产生于降雹过程的后期, 7.10 mm 和 9.85 mm 冰雹的落区并未出现在 5.11 mm 冰雹的降雹中心区。此次降雹过程实况观测冰雹最大为 10 mm, 降雹 5 min, 模拟冰雹直径的大小比实况的是一致的。在降雹持续时间上, 模拟结果为 10 min, 考虑到实况观测到 10 mm 大小冰雹, 说明实况观测点处于较大冰雹的降落区, 而模拟 9.85 mm 冰雹的落区是处于 5.11 mm 降雹分布的东南边沿区, 这一区域 5.11 mm 冰雹的降雹开始要晚。9.85 mm 冰雹分布区的 5.11 mm 冰雹的降雹开始于 29 min, 止于 35 min, 持续时间为 6 min, 与实况其本一致。综上, 数值模拟比较好地模拟出了降雹这一实况。

## 5 模拟结果分析

### 5.1 雹云垂直气流速度

云中垂直上升气流速度是表征云发展状况的一个重要参量。研究表明 (许焕斌等, 2006), 云中上升气流如要支撑雹胚长大到 1~2 cm 以上, 气流上升速度应大于  $15 \text{ m s}^{-1}$ , Miller et al. (1990) 对蒙大拿州迈尔斯附近观测到的超级单体风暴诊断出上升气流值超过  $40 \text{ m s}^{-1}$ 。对模拟上升气流速度沿  $Y=18 \text{ km}$  进行最大值计算, 图 6 是模拟最强上升气流与下沉气流速度时间变化。从图 6 可以看出, 在热泡的扰动作用下, 上升气流迅速增强, 2 min 上

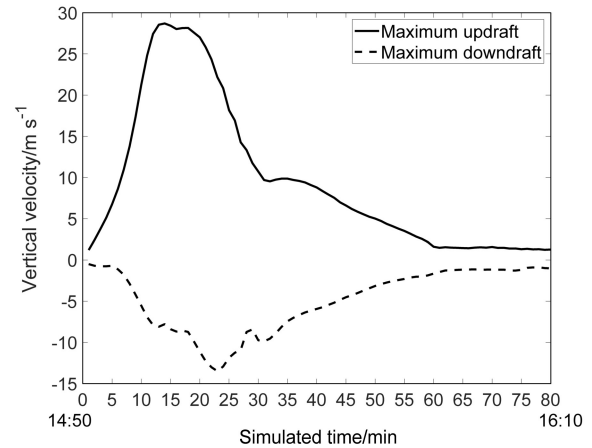


图 6 2016 年 7 月 11 日模拟的最大上升和下沉气流速度时间变化。图中实线为最大上升气流速度, 虚线为最大下沉气流速度  
Fig. 6 Time evolution of the simulated maximum updraft and downdraft. The solid line indicates the updraft, and the dashed line indicates the downdraft on July 11, 2016

升气流速度仅为  $2.4 \text{ m s}^{-1}$ , 7 min 就增强至  $11 \text{ m s}^{-1}$ , 14 min 增强到最大, 为  $28.7 \text{ m s}^{-1}$ 。其上升气流速度比樊明月等 (2013) 模拟获得的上升气流速度要快要强 (22 min,  $24.2 \text{ m s}^{-1}$ ), 比刘术艳等 (2004) 模拟结果 (27 min,  $33.9 \text{ m s}^{-1}$ ) 和付丹红等 (2003) 模拟结果 (18 min,  $48 \text{ m s}^{-1}$ ) 要快但弱。从强上升气流区的位置来看, 14 min 最大上升气流区约位于  $-40^\circ\text{C} \sim -50^\circ\text{C}$  上层区。从 14~18 min, 最大上升气流速度为维持期, 随后开始减弱, 至 31 min 减弱至  $9.7 \text{ m s}^{-1}$ 。上升气流速度的迅速增强和迅速减弱, 说明对流发展快, 衰减也快。在上升气流速度不断增强的同时, 下沉气流也开始被激发。下沉气流的增强与减弱并不与上升气流速度的增强与减弱同步, 下沉气流至 23 min 最大, 为  $13.5 \text{ m s}^{-1}$ , 其后开始减弱。使用最大上升气流速度  $W_{\max}$  和对流有效位能 (CAPE) 关系式 (Cotton et al., 2010):

$$W_{\max} = \sqrt{2 \times \text{CAPE}}$$

对 2016 年 7 月 11 日 15:00  $W_{\max}$  进行计算。模拟探空 CAPE 为  $1270 \text{ J kg}^{-1}$ , 计算出  $W_{\max}$  为  $50.4 \text{ m s}^{-1}$ , 云模拟得到的最大上升气流速度为  $28.7 \text{ m s}^{-1}$ , 约为其二分之一。在模式模拟中, 由于垂直气压梯度力扰动、雨水与雹/霰固态降水下曳等因素共同影响, 理论计算值应减缩 50% 左右 (Bluestein, 1993) 为  $25.4 \text{ m s}^{-1}$ , 与模拟值大致相近。

### 5.2 雹胚产生机理

模式系统对雹/霰胚的生成考虑了 5 个方面:

(1) 雨水在温度低于 $-40^{\circ}\text{C}$ 时匀质冻结核化为雹/霰胚生成率 (HNUrg, 文中用到的云模式变量英文缩写见表 1); (2) 过冷雨滴概率冻结为雹胚生成率 (GNUrg); (3) 冰晶碰冻雨滴形成雹胚生成率 (FRrg); (4) 雪团凇附或雪团间碰并形成霰胚生成率 (Rgaut); (5) 雪团碰冻过冷雨滴形成霰胚生成率 (CLrsg)。图 7 是雹/霰胚产生时序图与高度—时间变化分布图, 图 7a 是 10~35 min 雹胚粒子最大生成率时间变化。从图 7a 可以看出, 此次降雪过程的雹胚主要来自 GNUrg 和 FRrg, 即过冷雨滴冻结为雹胚 (GNUrg) 和冰晶碰冻雨滴形成雹胚 (FRrg), 虽然也有 Rgaut 型雹胚出现, 但其量级相对于 GNUrg 和 FRrg 小约 2 个量级。GNUrg 在 7 min 开始产生, 仅为  $2.0 \times 10^{-13} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , FRrg 从 11 min 开始产生, 为  $2.4 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。随后 GNUrg 和 FRrg 快速增长, GNUrg 14 min 时增长最大, 为  $0.02 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , FRrg 15 min 增长最大, 为  $0.008 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 比较增长最大值, GNUrg 是 FRrg 的 2.5 倍。虽然也有 Rgaut 型雹胚出现, 但出现的时间和量级都要比 GNUrg 和 FRrg 短和小, 7~30 min Rgaut 型雹胚仅在 13 min、14 min 时出现, 且生成率低于  $5.0 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。GNUrg 在

14 min 开始下降, FRrg 在 15 min 开始下降, FRrg 的下降速度要快于 GNUrg, FRrg 的下降速度呈现波动。FRrg 至 21 min 时已低于  $10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  量级, GNUrg 至 32 min 也低于  $10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  量级。

图 7b 是 GNUrg、FRrg、qr 和 qi 的最大值的

表 1 文中符号的物理意义

Table 1 List of Symbols

符号 Symbol	物理含义
qg	雹/霰混合比
Ng	雹/霰数浓度
qr	雨水混合比
qi	云冰混合比
HNUrg	过冷雨水匀质冻结核化为雹/霰胚的生成率
GNUrg	过冷雨滴概率冻结为雹胚的生成率
FRrg	冰晶碰冻过冷雨滴形成雹胚的生成率
Rgaut	雪团凇附或雪团间碰并形成霰胚生成率
CLrsg	雪团碰冻雨滴形成霰胚生成率
CLcg	雹/霰碰并过冷水增长
CLrg	雹/霰碰并过冷水增长
CLsg	雹/霰碰并雪团增长
CLig	雹/霰碰并云冰增长
VDgv	雹/霰的凝华/升华增长率
MLgr	雹/霰融化为雨水的转化率

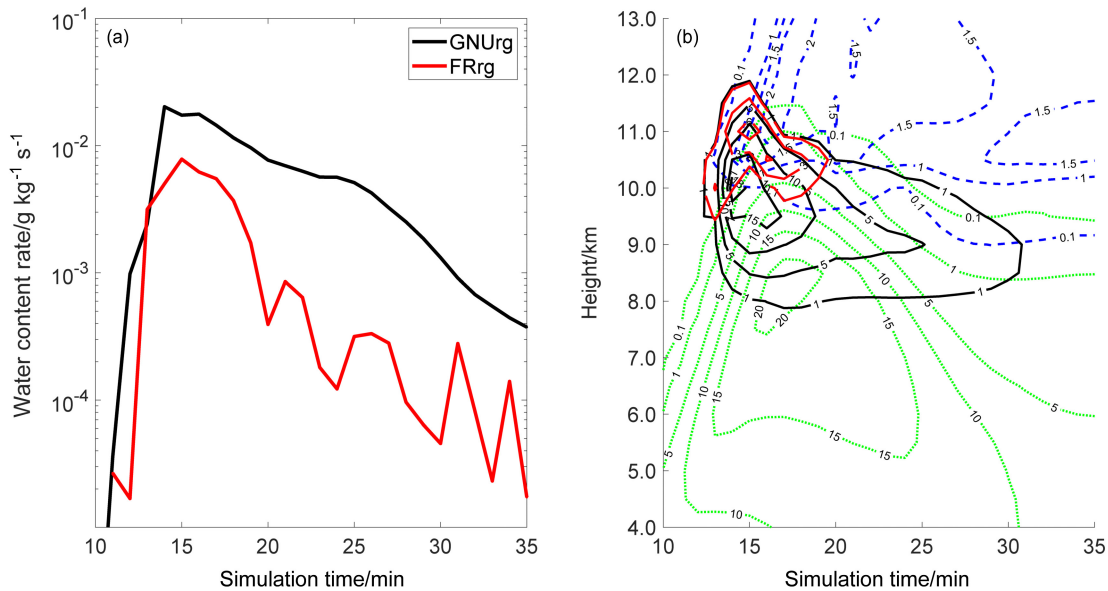


图 7 模式模拟的雹/霰胚 (a) 最大生成率时序图与 (b) 高度—时间分布: (a) GNUrg、FRrg; (b) qr、qi 与 GNUrg、FRrg。(a) 中黑实线、红实线分别代表 GNUrg、FRrg (单位:  $\text{g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ )。 (b) 中黑实线代表 GNUrg, 红实线代表 FRrg, 单位:  $10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; 绿虚线代表 qr, 蓝虚线代表 qi, 单位:  $\text{g kg}^{-1}$

Fig. 7 Time sequence of the simulated hail/graupel embryo production rates and altitude–time distribution: (a) The maximum GNUrg (black solid line), FRrg (red solid line), units:  $\text{g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; (b) height–time variation distribution of the maximum qr (green dotted line, units:  $\text{g kg}^{-1}$ ), qi (blue dotted line, units:  $\text{g kg}^{-1}$ ) and GNUrg (black solid line, units:  $10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) and FRrg (red solid line, units:  $10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ )

高度—时间分布（这里的最大值是求其分析量的同一高度上所有格点上的最大值）。从图 7b 可以看出，qr 分布在 11.5 km 以下，qi 分布在 9.0 km 以上，GNUrg 在 12~31 min 分布于 8~12 km 高度，FRrg 在 12~20 min 分布于 9.5~12 km 高度。qr 强中心区分布于 9.0 km 以下，而 qi 强中心区在 10 km 以上，虽然 GNUrg 和 FRrg 都位于过冷雨水区，但 qi 分布偏高，是造成 FRrg 型雹胚生成数远少于 GNUrg 型雹胚生成数的主要原因。综合图 7ab) 来看，虽然 FRrg 与 GNUrg 大致相当，但在分布范围上 GNUrg 要远大于 FRrg。计算 12~32 min 的 GNUrg 和 FRrg 总量，GNUrg 和 FRrg 分别约占 95% 和 5%，因此，此冰雹过程的雹胚主要来自过冷雨水冻结核化过程的转化。这一结果与国外冰雹个例的相关研究 (Knight et al., 1974; 胡朝霞等, 2007b; 陈宝君等, 2012) 和我国其他地区的研究 (王鹏飞和李子华, 1989; 胡朝霞等, 2003, 2007a; 刘术艳等, 2004; 郭欣等, 2019) 结果比较，在雹胚来源和冻滴胚胎所占比例方面有明显差异。本模拟分析表明，云冰和过冷雨水的分布高度和分布范围影响雹胚来源及其比例。云南地处青藏高原东南侧，靠近孟加拉湾和南海两个热带海洋，夏季受印度西南季风和东亚副热带夏季风的影响，此次天气过程，

孟加拉湾西南暖湿气流 (图 1) 为云南地区提供了丰沛的水汽，过冷雨滴的概率冻结成为冰雹胚胎的比例高，应该与云南地区夏季充足的水汽来源有关。

冰雹分档模式 (Farley and Orville, 1986) 的优势在于可以分档观察不同大小雹 (胚) 的生长变化。图 8 是分档 (1~13 档) 雹/霰最大数浓度的时间变化。图 8 中在 13 min, 1~9 档 (粒子直径 0.10~1.38 mm) 雹/霰粒子开始出现，但雹/霰粒子相对较少；14 min, 10 和 11 档 (1.91 mm、2.65 mm) 雹/霰粒子开始出现；16 min, 12 和 13 档 (3.68 mm、5.11 mm) 雹/霰粒子开始出现。比较图 7 和图 8，虽然雹/霰胚生成率在 7 min 已发生，但雹/霰粒子数浓度在 13 min 才发生，说明如果雹/霰胚生成率太小 (小于  $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  量级) 并不能有效形成雹/霰胚粒子。雹/霰胚粒子出现后，其数浓度快速跃升，如第 6 档 (0.52 mm) 雹/霰胚粒子数浓度由 13 min 的  $0.93 \text{ m}^{-3}$  跃升至 15 min 的  $111.03 \text{ m}^{-3}$ ，18 min 达  $500.03 \text{ m}^{-3}$ ，是分档增长最快的。22 min 第 5 档 (0.37 mm) 雹/霰胚粒子达  $535.06 \text{ m}^{-3}$ ，是分档的最大数浓度。1~13 档的数浓度增长基本呈正态分布 (图略)，中间档次增长快些，两端增长慢些。对雹/霰数浓度累计 (模式所有点上的雹/霰数浓度累加)，其累计增长也是基本呈正态分布，

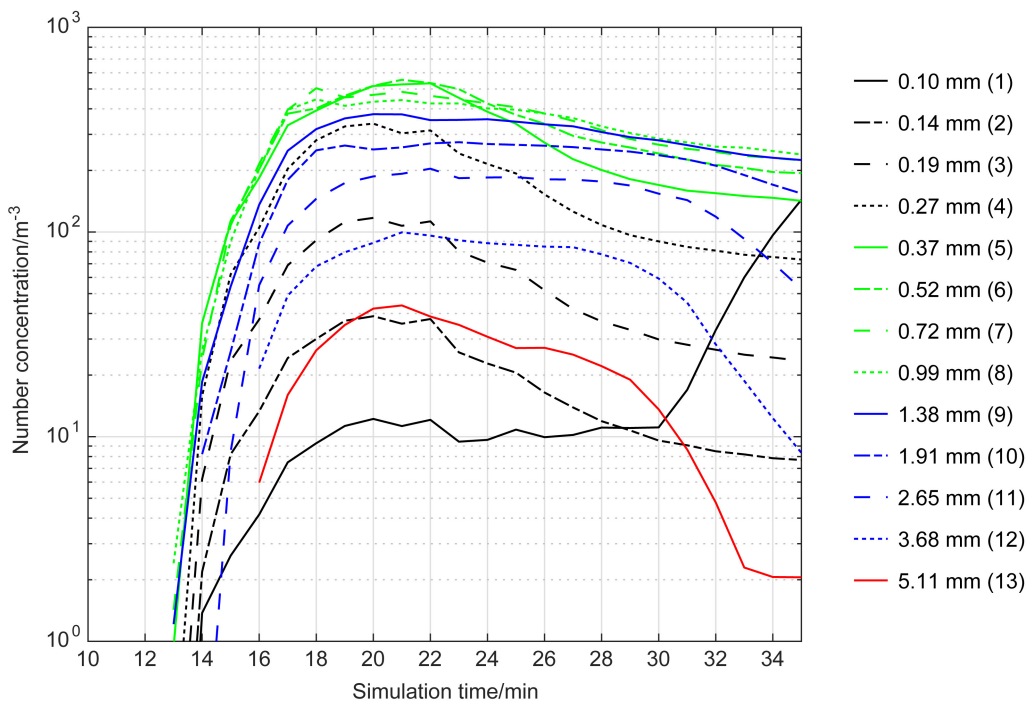


图 8 模式模拟 1~13 档 (按粒子直径分档) 雹/霰胚最大数浓度随时间变化

Fig. 8 Time evolution of the simulated maximum number concentration of hail/graupel embryos in 1-13 bins

最大为第 7 档 (0.72 mm)。

图 9 是 1~13 档雹/霰最大数浓度的高度分布时序图, 其中图 9a 为 1、2 档雹/霰最大数浓度的分布变化图, 图 9b 至图 9l 分别为 3~13 档的雹/霰最大数浓度的分布变化图。从图 9 可以看出, 雹/霰粒子在  $-40^{\circ}\text{C}$  层附近生产, 数浓度最大值与分布范围都呈现出逐档增大又减小的变化, 但各档雹/霰粒子在高度上的分布变化不尽相同。1~4 档 (粒子直径 0.10~0.27 mm), 即图 9a 至图 9c 中的雹/霰粒子主要呈现出向上层发展, 高度增至 16 km,  $-80^{\circ}\text{C}$  层附近, 下向仅延伸至 8 km,  $-20^{\circ}\text{C}$  层附近, 强中心基本处于  $-40^{\circ}\text{C}$  层上下。5、6 档 (0.37 mm、0.52 mm), 即图 9d 和 e 中的雹/霰数浓度最大, 向上向下发展也强, 向上达  $-80^{\circ}\text{C}$  层附近, 向下

达  $0^{\circ}\text{C}$  层附近。从第 7 档 (0.72 mm), 即图 9f 开始, 雹/霰数浓度的最大值逐渐减小, 雹/霰粒子分布强中心也明显向下层延伸, 而且向上发展的高度也开始下降, 至第 13 档 (5.11 mm), 即图 9l 雹/霰粒子分布总体已处于  $-40^{\circ}\text{C}$  层以下。从各档雹/霰粒子在高度上的发展变化看, 较小雹/霰粒子易向上层发展, 较大雹/霰粒子易向下层发展, 这可能与过冷水分布区内上层较小的雨水粒子多, 而下层较大的雨水粒子多, 以及不同大小雹/霰粒子的下落未速度差异有关。综合各档雹/霰粒子的高度-时间变化来看,  $-40^{\circ}\text{C}$  层以上有利于较小雹/霰粒子的生产, 但较小的雹/霰粒子难于下落到  $0^{\circ}\text{C}$  层以下; 适宜的雹/霰粒子大小 (直径) 较有利于雹/霰粒子的生产, 本模拟过程中, 大于 0.3 mm 与小

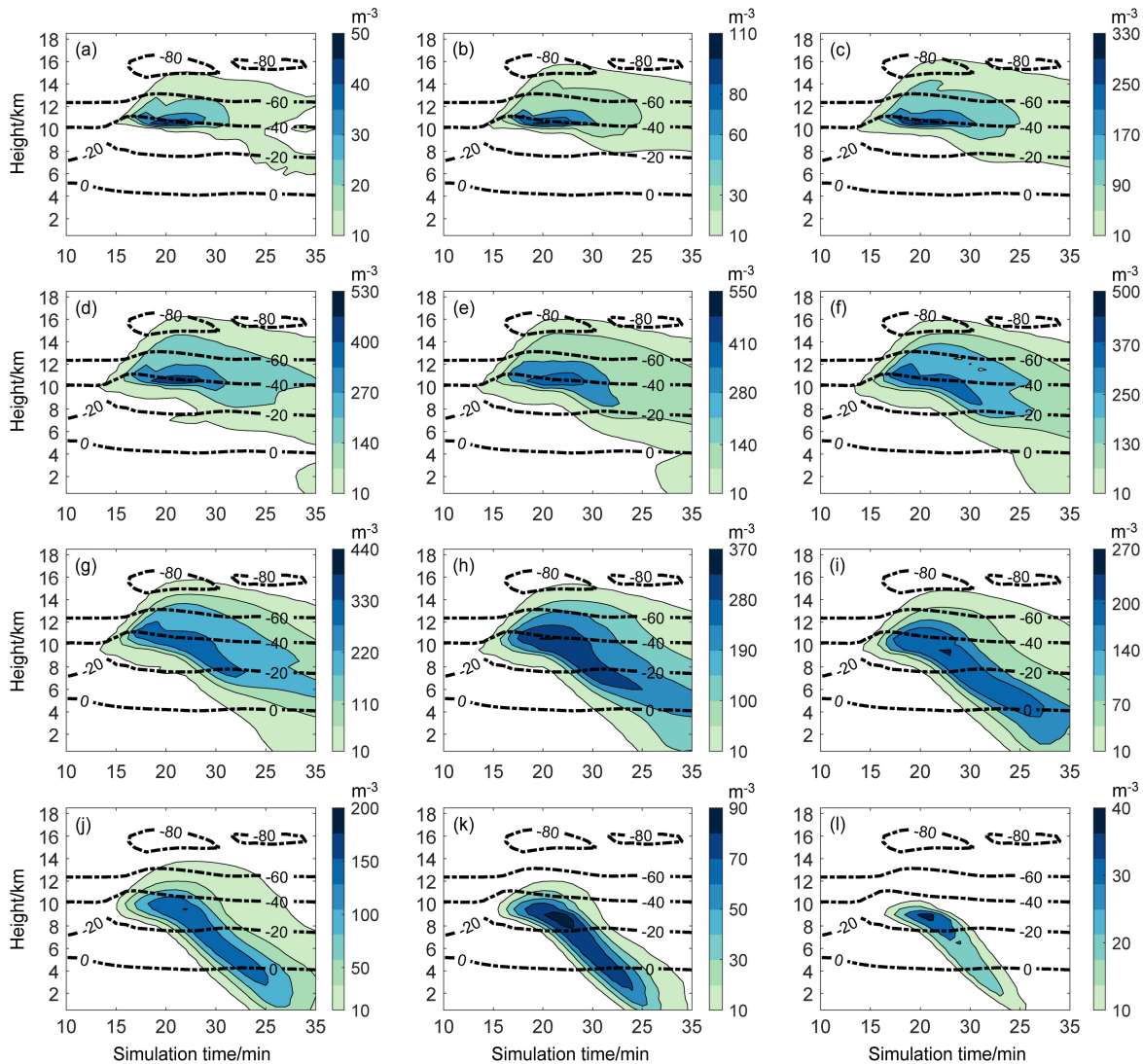


图 9 模式模拟 (a) 1、2 档和 (b-l) 3~13 档雹/霰数浓度 (填色, 单位:  $\text{m}^{-3}$ ) 高度—时间分布

Fig. 9 Height-time distribution of the simulated number concentration (shaded, units:  $\text{m}^{-3}$ ) of hail/graupel embryos in (a) 1 and 2 bins, (b) 3~13 bins

于 3 mm 的雹/霰粒子易于生产（数浓度在  $200 \text{ m}^{-3}$  以上）。图 8、图 9 中 13 min 开始出现雹/霰粒子，并在 16 min 就有第 13 档雹粒子（5.11 mm）出现，鉴于此次过程的雹/霰胚主要来源于冻雨滴，可能的情况是有较大雨滴被直接冻结成雹/霰胚。在模拟过程中，在 4 min 就开始出现雨水，随着上升气流的加强，雨水区顶高也不断升高。由于大雨滴易于破碎，自然界很少能观测到大于 6 mm 的大雨滴，实验室中得到雨滴自发破碎的临界半径是 4.3 mm，而自然界中雨滴在半径 3~3.5 mm 时就会自发破碎，雨滴的自发破碎阻止了大于直径 6 mm 的大雨滴冻结成雹/霰胚情况的出现，上升气流超过 3 或  $4 \text{ m s}^{-1}$ ，可产生直径为 5 mm 的雨滴（梅森, 1979），5 mm 大小的雨滴随着上升气流的增强和升高被输送到  $-30^\circ\text{C}$  层附近的高度上，就可能被冻结成大雹/霰胚。综合分析雹/霰胚粒子开始出现的时间和冰雹（第 13 档雹粒子）的出现时间，我们认为大雨滴冻结是此过程冰雹生产快的主要因素。

### 5.3 雹胚增长机理

雹/霰胚碰并过冷云水、过冷雨水是冰雹的主要增长方式。本模式系统冰雹的增长考虑了：（1）雹/

霰碰并过冷云水增长（CLcg）、（2）雹/霰碰并过冷雨水增长（CLrg）、（3）雹/霰碰并雪团增长（CLsg）、（4）雹/霰碰并云冰增长（CLig）、（5）雹/霰的凝华/升华（VDgv）等过程，也考虑了雹/霰融化过程向雨水的转化（MLgr）。对 12~32 min 的 CLcg、CLrg、CLsg 和 CLig 的比含量进行累计（模拟区所有格点逐时间累加）为总碰并量，其中 CLcg 占 99.9% 以上，说明该次冰雹过程的冰雹增长主要是通过 CLcg 过程实现冰雹的增长。虽然 CLrg 和 CLig 过程对冰雹的增长也有贡献（其总碰并量小于 0.1%），但远小于 CLcg 的贡献，而 CLsg 过程的贡献非常小，可忽略。

为进一步分析不同大小雹/霰粒子的 CLcg 碰并过冷云水的差异，对 CLcg 按雹/霰粒子分档进行最大值统计，图 10 是 10~35 min 的 3~13 档的最大 CLcg 的变化时序图。1、2 档（0.10 mm、0.14 mm）CLcg 为零，说明该两档雹/霰粒子的 CLcg 未发生，CLcg 仅在 3~13 档发生。总体上，CLcg 随雹/霰粒子直径的增大而增大，每档的 CLcg 变化都伴随有跃升，随后减弱。从 CLcg 最大增长量来看，第 3 档（0.19 mm）CLcg 小于  $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，第 4 档

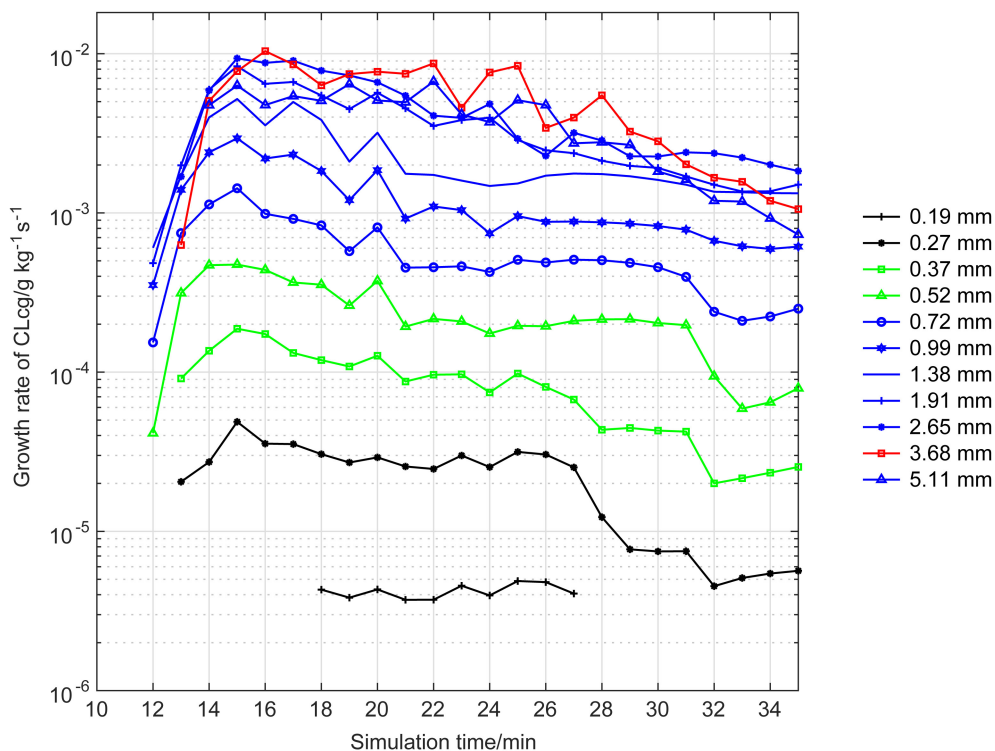


图 10 模拟时间 10~35 min 的 3~13 档雹/霰粒子碰并过冷云水增长率 (CLcg) 最大值的时间变化

Fig. 10 Time evolution of maximum growth rate through collection of supercooled water by gaupel/hail (CLcg) in 3-13 bins for the simulation time 10-35 min

(0.27 mm) CLcg 小于  $10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 5、6 档 (0.37 mm、0.51 mm) CLcg 小于  $10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 7~11 档 (0.72~2.65 mm) 和 13 档 (5.11 mm) CLcg 小于  $10^{-2} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 而 12 档 (3.68 mm) CLcg 可达  $10^{-2} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  为最大, 第 3 档 (0.19 mm) CLcg 增长量较之第 12 档 (3.68 mm), 相差  $10^3$  量级。从各档 CLcg 变化看, 小于 0.3 mm 的雹/霰粒子, CLcg 增长量在  $10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  以下, 而大于 1.5 mm 的雹/霰粒子 CLcg 的增长变化相近, CLcg 增大并没有随着雹/霰粒子直径的增大而一直增大。为进一步分析比较雹/霰粒子对云水、雨水的分档碰并特征, 对 CLrg 的分档碰并进行分析发现, 12~32 min, CLrg 在 1~13 档都有发生, 而 CLcg 仅在 3~13 档间发生, 且 CLrg 的分档碰并是随雹/霰粒子直径的增大而明显增大的, 这也是与 CLcg

不同的。因此, CLcg 和 CLrg 不仅在碰并总量差异大, 而且两者在碰并机理也是有差异的, 但两者差异大的主要还是表现在 CLrg 碰并效率远比 CLcg 的低。CLrg 碰并效率很低, 是否是造成模拟中冰雹较实况小的因素, 有待进一步研究。

为分析 Sulakvelidze et al. (1967) 定义的累积带的分布与变化特征, 图 11 给出了模拟过程沿雹云中心 ( $X=18 \text{ km}$ ,  $Y=18 \text{ km}$ ) 的 12~17 min 上升气流速度与雨水混合比随时间的高度变化。从 12~17 min, 随着雹云的发展,  $0^\circ\text{C}$  层高度略有下降,  $-25^\circ\text{C}$  层高度出现起伏,  $-25^\circ\text{C}$  层高度 12~14 min 上升, 而后下降。雹云中心 ( $X=18 \text{ km}$ ,  $Y=18 \text{ km}$ ) 的气流最大上升速度从 12 min 的  $22.3 \text{ m s}^{-1}$  增大到 17 min 的  $27.9 \text{ m s}^{-1}$ , 同时, 气流最大上升速度的所在高度由 12 min 的  $6.9 \text{ km}$  升高到 17 min

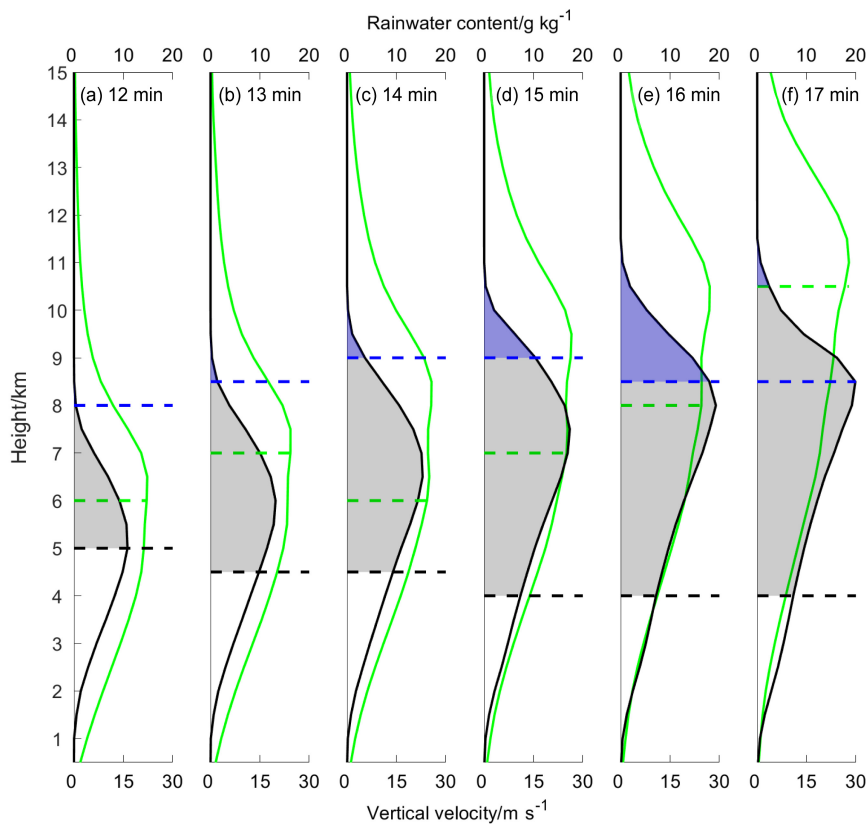


图 11 沿雹云中心 ( $X=18 \text{ km}$ ,  $Y=18 \text{ km}$ ) 的模式时间 (a-f) 12~17 min 上升气流速度和雨水混合比廓线分布。黑实线为雨水含量, 绿实线为上升气流速度, 灰色阴影区为过冷雨水区, 浅蓝色阴影区为累积带区; 黑虚线、蓝虚线分别为  $0^\circ\text{C}$ 、 $-25^\circ\text{C}$  层所在高度位置, 绿虚线为最大上升气流速度所在的高度

Fig. 11 Profiles of the updraft and rainwater mixing ratio at hail cloud center ( $X=18 \text{ km}$ ,  $Y=18 \text{ km}$ ) during stimulation time 12~17 min. The vertical axis is the height (units: km), the low horizontal axis is updraft (units:  $\text{m s}^{-1}$ ), and the upper horizontal axis is rainwater mixing ratio (units:  $\text{g kg}^{-1}$ ). The black solid line is the profile of the rainwater content, and the green dashed one is the profile of the updraft. The gray shaded area is the supercooled rainwater and the shallow blue shaded area is the accumulation zone. The horizontal black and blue dashed lines are the heights of  $0^\circ\text{C}$  and  $-25^\circ\text{C}$ , respectively. The horizontal green dashed lines are the heights with the maximum updraft

的 10.5 km，雨水混合比 (qr) 的最大值由 12 min 的  $10.8 \text{ g kg}^{-1}$  增大到 17 min 的  $19.9 \text{ g kg}^{-1}$ 。图 11 中以阴影方式表示 12~17 min 过冷水和累积带的高度分布与数量大小，灰色阴影区代表过冷水区，浅蓝色阴影区代表累积带区。从图 11 中可以看出，随着  $0^\circ\text{C}$  层的下降、qr 的增大与抬升，冷过水区随之增大。图 11a 和 b 中，由于  $-25^\circ\text{C}$  层高度基本处于 qr 的顶高，因此累积带区没有出现。图 11c) 至图 11e)，随着 qr 的增大与抬升，以及  $-25^\circ\text{C}$  层高度的下降，累积带开始出现并加厚。图 11f 即 17 min，由于上升气流强中心的快速上升，上升气流衰减线明显抬升并超过  $-25^\circ\text{C}$  层高度，基本达到 qr 顶部，累积带以上升气流衰减线来界定，累积带基本减弱消失。虽然从 13~17 min 都有累积

带阴影区，但 13 min 和 17 min 的阴影区太小，因此，仅 15~16 min 可视为有累积带存在，即累积带存在时间仅 2 min。图 12 是模拟 14~17 min 雹/霰数浓度 (Ng) 与雨水混合比 (qr) 分布垂直剖面图 ( $X=18 \text{ km}$ )。从图 12 可以看出，14~17 min，雹云发展迅速，过冷水区随着  $-40^\circ\text{C}$  层的抬升而升高，Ng 快速增大，由 14 min 的  $138 \text{ m}^{-3}$  增大到 17 min 的  $2099 \text{ m}^{-3}$ ，Ng 中心区位于  $-40^\circ\text{C}$  层附近，并随着  $-40^\circ\text{C}$  层上升而抬升。为考察累积带对不同大小雹/霰粒子增长的作用，图 12 中给出了直径大于 2.0 mm，即 11 档 (2.65 mm) 以上的雹/霰粒子数浓度分布 (图中绿色等值线区)。从图 12a) 可以看出，14 min 大于 2.0 mm 雹/霰粒子开始出现，但其数浓度仅为  $0.1 \text{ m}^{-3}$ ，其生成区在 Ng 中心大值区。

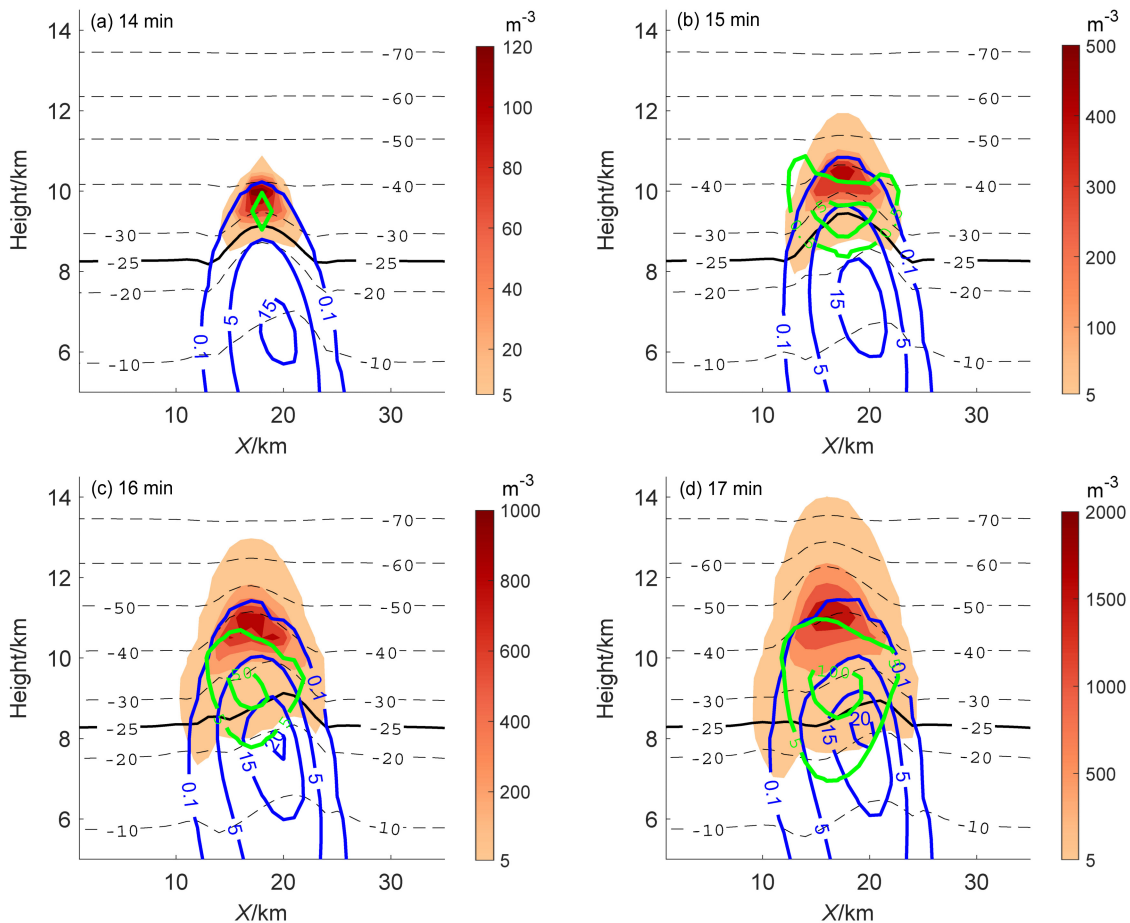


图 12 模式模拟时间 (a-d) 14~17 min 雹/霰数浓度 (Ng) 与雨水混合比 (qr) 垂直剖面 ( $X=18 \text{ km}$ ) 分布。图中水平黑色虚线为温度等值线 (单位:  $^\circ\text{C}$ )，彩色阴影区为 Ng 分布 (单位:  $\text{m}^{-3}$ )，蓝色等值线为 qr 混合比 (单位:  $\text{g kg}^{-1}$ )，绿色等值线为直径大于 2.5 mm 的 Ng (单位:  $\text{m}^{-3}$ )

Fig. 12 Simulated vertical profiles of hail/graupel number concentration (Ng) and rainwater mixing ratio (qr) during stimulation time (a-d) 14-17 min ( $X=18 \text{ km}$ ). Black dashed lines correspond to the temperature (units:  $^\circ\text{C}$ ). The color shaded area is the distribution of Ng (units:  $\text{m}^{-3}$ ), the blue solid lines represent the rainwater content qr (units:  $\text{g kg}^{-1}$ ), and the green solid lines represent the Ng (units:  $\text{m}^{-3}$ ) with a diameter greater than 2.5 mm

15 min, 大于 2 mm 雹/霰数浓度值快速增大, 达  $8 \text{ m}^{-3}$ , 但其中心区明显与 Ng 中心区分离而偏向下方, 在  $-25^\circ\text{C}$  层附近。16 min, 大于 2.0 mm 的 Ng 值增大至  $68.5 \text{ m}^{-3}$ , 其中心区位于  $-25^\circ\text{C}\sim-30^\circ\text{C}$  高度层间。17 min, 大于 2.0 mm 雹/霰粒子的数浓度增大至  $148.8 \text{ m}^{-3}$ , 其中心区仍位于  $-25^\circ\text{C}\sim-30^\circ\text{C}$  高度层间。综合图 11 和图 12, 累积带在 15 min、16 min 存在, 累积带内的过冷水区自下而上减弱, 而较大雹/霰粒子处于累积带下部, 可以获得较多的过冷水, 有利于较大雹/霰粒子的增长。因此, 累积带的存在有利于较大雹/霰粒子的增长, 由于累积带存在时间较短, 对雹/霰胚粒子增长虽有一定贡献, 但并不起决定性作用。

## 6 结论与讨论

通过三维冰雹分档模式对云南 2016 年 7 月 11 日一次冰雹过程的微物理形成机理进行了模拟研究, 得到如下结论:

(1) 模拟结果表明, 此次降雹过程的雹/霰胚主要来源于冻滴, 雹/霰胚主要通过过冷雨水的概率冻结而形成, 过冷雨水的高度分布不利于冰晶碰冻雨滴型雹/霰胚的产生。雹/霰胚粒子的产生, 多数集中在 0.3 mm 至 3.0 mm 大小间。大雨滴的冻结是冰雹胚胎 (5 mm) 形成的主要来源。整个雹胚产生过程中, GNUrg 和 FRrg 生成总量分别为 95% 和 5%, 因此, 此冰雹过程的雹胚主要由过冷雨水冻结核化过程的生成。这一结果与国外和我国其他地区的结果比较, 在雹胚来源和冻滴胚胎所占比例方面有明显的差异, 过冷雨滴的概率冻结成为冰雹胚胎的比例很高, 这应该与该地区充足的水汽来源有关。

(2) 雹胚的增长主要通过碰并云水过程实现, 雹胚的增长跃升快, 直径小于 0.3 mm 的雹/霰粒子难以增长; 较小雹/霰粒子易于向上层发展, 而较大雹/霰粒子易于向下层发展。

(3) 过冷水累积带有利于较大雹粒子的增长, 但因强上升气流中心区的快速提升, 导致过冷水累积带存在时间较短, 过冷水累积带对雹/霰胚的增长有一定贡献, 但并不是决定性因素。

从本个例冰雹的模拟结果看, 过冷雨滴的冻结是冰雹胚胎的主要来源, 在人工防雹作业中应尽可能早地消耗过冷雨滴的量, 由于冰雹云早期的上升气流不强, 通过作业使过冷雨水冰晶化, 快速下落

融化, 达到消减冰雹的目的。因此, 冰雹云的预报和冰雹产生区的早期识别对人工防雹非常重要。

## 参考文献 (References)

- Adams-Selin R D, Ziegler C L. 2016. Forecasting hail using a one-dimensional hail growth model within WRF [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 144(12): 4919–4939. doi:10.1175/MWR-D-16-0027.1
- Anderson M E, Carey L D, Petersen W A, et al. 2011. C-band dual-polarimetric radar signatures of hail [J]. *Electron. J. Oper. Meteor.*, 12(2): 1–30.
- Battan L J. 1975. Doppler radar observations of a hailstorm [J]. *J. Appl. Meteor.*, 14(1): 98–108. doi:10.1175/1520-0450(1975)014<0098:DROOAH>2.0.CO;2
- Berry E X. 1967. Cloud droplet growth by collection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 24(6): 688–701. doi:10.1175/1520-0469(1967)024<0688:CDGBC>2.0.CO;2
- Bluestein H B. 1993. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Mid-Latitudes*. Vol. II: Observations and Theory of Weather Systems [M]. Oxford, U.K.: Oxford University Press, 445pp.
- 蔡森, 周毓荃, 蒋元华, 等. 2014. 一次超级单体雹暴观测分析和成雹区识别研究 [J]. *大气科学*, 38(5): 845–860. Cai Miao, Zhou Yuquan, Jiang Yuanhua, et al. 2014. Observations, analysis, and hail-forming area identification of a supercell hailstorm [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38(5): 845–860. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1402.13107
- 陈宝君, 肖辉. 2007. 过冷雨水低含量条件下冰雹形成和增长机制及其催化效果的数值模拟 [J]. *大气科学*, 31(2): 273–290. Chen Baojun, Xiao Hui. 2007. Numerical simulation of hail formation and growth in a storm with low supercooled rain water content and the effect of AgI seeding on hail suppression [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(2): 273–290. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.02.09
- 陈宝君, 郑凯琳, 郭学良. 2012. 超级单体风暴中大冰雹增长机制的模拟研究 [J]. *气候与环境研究*, 17(6): 767–778. Chen Baojun, Zheng Kailin, Guo Xueliang. 2012. Numerical investigation on the growth of large hail in a simulated supercell thunderstorm [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 17(6): 767–778. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.14
- 陈宗瑜. 2001. 云南气候总论 [M]. 北京: 气象出版社, 3–8. Chen Zongyu. 2001. *Yunnan Climate Overview (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 3–8.
- Cotton W R, Bryan G H, Van den Heever S C. 2010. *Storm and Cloud Dynamics* [M]. London: Academic Press, 49pp.
- Doswell III C A. 2001. Severe convective storms—An overview [M]/Doswell III C A. *Severe Convective Storms*. Boston: American Meteorological Society, 1–26. doi: 10.1007/978-1-935704-06-5\_1
- 段玮, 胡娟, 赵宁坤, 等. 2017. 云南冰雹灾害气候特征及其变化 [J]. *灾害学*, 32(2): 90–96. Duan Wei, Hu Juan, Zhao Ningkun, et al. 2017. Climatic characteristics and changes of hail disasters in Yunnan [J]. *Journal of Catastrophology (in Chinese)*, 32(2): 90–96.

- doi:10.3969/j.issn.1000-811X.2017.02.016
- 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 Dianguo, Gong Dianli, et al. 2013. A case study of hail formation mechanism and hail suppression technique in Shandong Province [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(1): 107–120. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2013.01.012
- 范皓, 杨永胜, 段英, 等. 2019. 太行山东麓一次强对流冰雹云结构的观测分析 [J]. *气象学报*, 77(5): 823–834. Fan Hao, Yang Yongsheng, Duan Ying, et al. 2019. An observational analysis of the cloud structure of a severe convective hailstorm over the eastern foothill of Taihang Mountain [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 77(5): 823–834. doi:10.11676/qxxb2019.063
- Farley R D, Orville H D. 1986. Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part I: Preliminary model verification and sensitivity tests [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 25(12): 2014–2035. doi:10.1175/1520-0450(1986)025<2014:NMOHAH>2.0.CO;2
- Foot G B, Knight C A. 1979. Results of a randomized hail suppression experiment in Northeast Colorado. Part I: Design and conduct of the experiment [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18(12): 1526–1537. doi:10.1175/1520-0450(1979)018<1526:ROARHS>2.0.CO;2
- 付丹红, 郭学良, 肖稳安, 等. 2003. 北京一次大风和强降水天气过程形成机理的数值模拟 [J]. *南京气象学院学报*, 26(2): 190–200. Fu Danhong, Guo Xueliang, Xiao Wenan, et al. 2003. Numerical study on the formation a severe storm accompanied with gale and heavy rain in Beijing [J]. *J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese)*, 26(2): 190–200. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2003.02.006
- 郭欣, 郭学良, 陈宝君, 等. 2019. 一次大冰雹形成机制的数值模拟 [J]. *应用气象学报*, 30(6): 651–664. Guo Xin, Guo Xueliang, Chen Baojun, et al. 2019. Numerical Simulation on the Formation of Large-size Hailstones [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 30(6): 651–664. doi:10.11898/1001-7313.20190602
- 郭学良. 1997. 三维强对流云(雹暴)的冰雹形成机制及降雹过程的冰雹分档数值模拟研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Guo Xuelian. 1997. The studies on three-dimensional hail category numerical simulations of hail formation and hailfall process [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science.
- 郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001a. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 I. 模式建立及冰雹的循环增长机制 [J]. *大气科学*, 25(5): 707–720. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001a. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part I: Model description and the mechanism of hail recirculation growth [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25(5): 707–720. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.05.13
- 郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001b. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 II. 冰雹粒子的分布特征 [J]. *大气科学*, 25(6): 856–864. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001b. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part II: Characteristics of hail-category size distribution [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25(6): 856–864. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.06.13
- Han J, Pan H L. 2011. Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System [J]. *Wea. Forecasting*, 26(4): 520–533. doi:10.1175/WAF-D-10-05038.1
- 胡朝霞, 李宏宇, 肖辉, 等. 2003. 旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征 [J]. *气候与环境研究*, 8(2): 196–208. Hu Zhaoxia, Li Hongyu, Xiao Hui, et al. 2003. Numerical simulation of hailstorms and the characteristics of accumulation zone of supercooled raindrops in Xunyi County [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 8(2): 196–208. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2003.02.007
- 胡朝霞, 齐彦斌, 郭学良, 等. 2007a. 青藏高原东部冰雹形成机理的数值模拟 [J]. *气候与环境研究*, 12(1): 37–48. Hu Zhaoxia, Qi Yanbin, Guo Xueliang, et al. 2007a. Numerical simulation of hail formation mechanism in east of the Tibetan Plateau [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 12(1): 37–48. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2007.01.005
- 胡朝霞, 郭学良, 李宏宇, 等. 2007b. 慕尼黑一次混合型雹暴的数值模拟与成雹机制 [J]. *大气科学*, 31(5): 973–986. Hu Zhaoxia, Guo Xueliang, Li Hongyu, et al. 2007b. Numerical simulation of a hybrid-type hailstorm in Munich and the mechanism of hail formation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(5): 973–986. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.05.20
- Knight C A, Knight N C. 1970. Hailstone embryos [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 27(4): 659–666. doi:10.1175/1520-0469(1970)027<0659:HE>2.0.CO;2
- Knight C A, Knight N C. 1979. Results of a randomized hail suppression experiment in Northeast Colorado. Part V: Hailstone embryo types [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 18(12): 1583–1588. doi:10.1175/1520-0450(1979)018<1583:ROARHS>2.0.CO;2
- Knight C A, Knight N C. 2001. Hailstorms [M]//Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston: American Meteorological Society, 223–254. doi: 10.1007/978-1-935704-06-5\_6
- Knight C A, Knight N C, Dye J E, et al. 1974. The mechanism of precipitation formation in northeastern Colorado cumulus. I: Observations of the precipitation itself [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31(8): 2142–2147. doi:10.1175/1520-0469(1974)031<2142:TMOPFI>2.0.CO;2
- Knight N C. 1981. The climatology of hailstone embryos [J]. *J. Appl. Meteor.*, 20(7): 750–755. doi:10.1175/1520-0450(1981)020<0750:TCOHE>2.0.CO;2
- 刘木艳, 肖辉, 杜秉玉, 等. 2004. 北京一次强单体雹暴的三维数值模拟 [J]. *大气科学*, 28(3): 455–470. Liu Shuyan, Xiao Hui, Du Bingyu, et al. 2004. Three-dimensional numerical simulation of a strong convective storm in Beijing [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28(3): 455–470. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.03.12
- 马振骅. 1977. 一次累积带降雹的雷达观测 [J]. *大气科学*, 1(2): 149–152. Ma Zhenhua. 1977. Radar observation of an accumulation zone generating hail fallout [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 1(2): 149–152. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1977.02.09

- Macklin W C. 1977. The characteristics of natural hailstones and their interpretation [M]//Borland S W, Browning K A, Changnon Jr S A, et al. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression. Boston, MA: American Meteorological Society, 65–91. doi: [10.1007/978-1-935704-30-0\\_3](https://doi.org/10.1007/978-1-935704-30-0_3)
- 梅森 B J. 1979. 云物理学 [M]. 北京: 科学出版社, 336pp
- Mason B. J. 1979. Cloud Physics (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 336pp.
- Miller L J, Tuttle J D, Foote G B. 1990. Precipitation production in a large Montana hailstorm: Airflow and particle growth trajectories [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47(13): 1619–1646. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1619:PPIALM>2.0.CO;2
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing Stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137(3): 991. doi:10.1175/2008MWR2556.1
- 秦剑, 琚建华, 解明恩. 1997. 低纬高原天气气候 [M]. 北京: 气象出版社, 2–8. Qin Jian, Ju Jianhua, Xie Mingen. Weather & Climate Over Low Latitude Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2–8.
- Skripniková K, Řezáčová D. 2014. Radar-based hail detection [J]. *Atmospheric Research*, 144: 175–185. doi:10.1016/j.atmosres.2013.06.002
- Sulakvelidze G K, Bibilashviti N S, Lapcheva V F. 1967. Formation of Precipitation and Modification of Hail Processes [M]. Washington: Israel Programme for Scientific Translations, 208pp.
- 王鹏飞, 李子华. 1989. 微观云物理学 [M]. 北京: 气象出版社, 425pp
- Wang Pengfei, Li Zihua. 1989. Micro Cloud Physics (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 425pp.
- 许焕斌, 段英, 刘海月. 2006. 雹云物理与防雹的原理和设计: 对流云物理与雹云增雨 (第二版) [M]. 北京: 气象出版社. Xu Huanbin, Duan Ying, Liu Haiyue. 2006. Hail Cloud Physics and Principles and Design of Hail Prevention (in Chinese) [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press.
- 许美玲, 段旭, 纪明辉, 等. 2011. 云南省天气预报员手册 [M]. 北京: 气象出版社, 1–9, 158–182. Xu Meiling, Duan Xu, Qi Minghui, et al. 2011. Yunnan Weather Forecaster's Manual (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–9, 158–182.
- Young K C. 1977. A numerical examination of some hail suppression concepts [M]//Borland S W, Browning K A, Changnon Jr S A, et al. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression. Boston, MA: American Meteorological Society, 195–214. doi: [10.1007/978-1-935704-30-0\\_10](https://doi.org/10.1007/978-1-935704-30-0_10)
- 郑国光. 1987. 冰雹生长“水份累积带”存在吗?——对“过量播撒”防雹假说的一点质疑 [J]. *新疆气象* (6): 29–32. Zheng Guoguang. 1987. Does the hail growth "supercooled rainwater accumulation zone" exist?—Some doubts about the hypothesis of "over-seeding" for hail suppression [J]. *Xinjiang Meteorology (in Chinese)*(6): 29–32.
- 周玲, 陈宝君, 李子华, 等. 2001. 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*, 25(4): 536–550. Zhou Ling, Chen Baojun, Li Zihua, et al. 2001. A numerical simulation of hailstorm accumulation zone and hail formation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25(4): 536–550. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.04.10
- 周泓, 段玮, 赵爽, 等. 2014. 滇中地区冰雹的多普勒天气雷达及闪电活动特征分析 [J]. *气象*, 40(9): 1132–1144. Zhou hong, Duan Wei, Zhao shuang, et al. 2014. Characteristics analysis of Doppler radar echoes and lightning of hailstorms in central Yunnan Province [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 40(9): 1132–1144. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.09.011