

李喆, 陈小敏, 刘奇俊, 等, 2025. 冰雹微物理过程影响对流云降水的数值模拟个例研究[J]. 气象, 51(2):182-190. Li Z, Chen X M, Liu Q J, et al, 2025. Numerical simulation of convective cloud precipitation affected by hail microphysical processes: a case study[J]. Meteor Mon, 51(2):182-190(in Chinese).

冰雹微物理过程影响对流云降水的 数值模拟个例研究*

李 喆¹ 陈小敏² 刘奇俊¹ 马占山¹ 江 源¹ 黄丽萍¹

¹ 中国气象局地球系统数值预报中心, 北京 100081

² 重庆气象局, 重庆 401147

提 要: 使用高分辨率的中尺度天气数值预报系统 CMA-MESO, 在微物理方案中增加冰雹微物理过程, 对山东一次对流云降水过程进行了数值模拟。通过对比分析, 研究冰雹微物理影响对流云降水过程的机制和该模式对雹云降水过程的预报能力。结果显示, CMA-MESO 模式能够较好地模拟这次对流降水过程, 与观测相比, 模式结果中的飑线生命周期与实况相当, 降水分布及量级与实况接近。模拟区域平均液水、冰水路径, 控制组大于含冰雹的试验组, 在对流发展时, 试验组对流核心区垂直速度略有增强, 其余时刻有所下降。当冰雹产生时, 由于冰雹的下落速度强于其他水凝物, 在下落过程中融化吸热试验组强于控制组, 抑制了对流的发展。增加冰雹会影响对流降水, 试验组的中雨[1~10 mm·(24 h)⁻¹]面积占总降水面积比例减少, 而大雨及以上[>10 mm·(24 h)⁻¹]面积占总降水面积比例稍有增加。就降水量而言, 增加冰雹后, 试验组的中小量级降水强度无明显变化, 而大雨及以上量级降水的强度增大。

关键词: CMA-MESO, 冰雹, 云微物理方案, 对流云降水

中图分类号: P426, P456

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.111802

Numerical Simulation of Convective Cloud Precipitation Affected by Hail Microphysical Processes: A Case Study

LI Zhe¹ CHEN Xiaomin² LIU Qijun¹ MA Zhanshan¹ JIANG Yuan¹ HUANG Liping¹

¹ CMA Earth System Modeling and Prediction Centre, Beijing 100081

² Chongqing Meteorological Service, Chongqing 401147

Abstract: This study employs the high-resolution operational model CMA-MESO to simulate a convective cloud precipitation process in Shandong Province by using a double-moment microphysical scheme with/without hail. The mechanism of hail microphysical effect on convective cloud precipitation and the predictive ability of this model in forecasting hail cloud precipitation are comparatively analyzed. The results show that the CMA-MESO model can simulate this convective precipitation process well. Compared with observations, the squall line life cycle in the model results is similar to the observation, and the distribution and magnitude of precipitation are close to the observation, too. The average liquid water and ice water path of the control group (without hail) in the simulated area is larger than that of the experimental group (including hail). The rising speed of the convective core area in the experimental group slightly

* 全国暴雨研究开放基金项目(BYKJ2024Z09)、国家重点研发计划(2022YFC3004102)、中国气象局高分辨率区域环境数值预报团队(CMA2023QN07)共同资助

2023 年 12 月 17 日收稿; 2024 年 11 月 26 日收修定稿

第一作者: 李喆, 主要从事高分辨数值模式云微物理方案研发. E-mail: liz@cma.gov.cn

通讯作者: 刘奇俊, 主要从事云微物理方案研发. E-mail: liujq@cma.gov.cn

increases during convective development but decreases at other times. When hail occurs, the melting and heat absorption in the experimental group is stronger than in the control group. This might be due to the stronger falling speed of hail compared to that of other water condensates, which suppresses the development of convection during the falling process of hail. In addition, increasing the hail amount can affect convective precipitation. The proportion of moderate rain [$1-10 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$] area to the total precipitation area in the experimental group decreases, while the proportion of heavy rain and above [$>10 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$] area to the total precipitation area slightly increases. In terms of precipitation amount, with the increased hail, there is no significant change in the intensity of medium-to-light precipitation, but the intensity of heavy rain and above increases.

Key words: CMA-MESO, hail, microphysical scheme, convective cloud precipitation

引 言

研究表明冰雹微物理过程会直接影响雹云降水过程。冰雹的湿增长是影响雹云降水过程的首要机制(Rasmussen and Heymsfield, 1987; List, 2014)。冰雹融化制冷会使下沉气流增强,是下击暴流的重要形成因素(Srivastava, 1987; Atlas et al, 2004)。冰雹粒子谱随冰雹融化和湿增长过程变化,冰雹尺度较小的雹云地面总降水范围大、强度小,仅有少量冰雹能降落到地面,冰雹尺度较大的雹云地面总降水范围小、强度大,并伴有大量冰雹落至地面(Gilmore et al, 2004; van den Heever and Cotton, 2004)。相较于同等质量的大冰雹,冰雹尺度较小的雹云低层冷池更强,强冷池会影响雹云的移动和生命时间(van den Heever and Cotton, 2004)。Zeng et al (2001)从微物理角度研究了深对流降水过程,结果表明存在冰雹的深对流云较无冰雹的深对流云降水过程发展更快。Morrison and Milbrandt (2011)研究指出,冰雹的落速增强会抑制上升运动,增强冷池和地面总降水,进而影响雹云的结构和生命时间(Bryan and Morrison, 2012; Adams-Selin et al, 2013)。研究还指出,微物理过程会影响中尺度对流系统的降水特征,包括强度、分布和持续时间,并对大尺度环境特征产生反馈(Feng et al, 2018; Bae et al, 2019)。

作为农业大国,冰雹灾害是中国最为严重的自然灾害之一。我国每年因冰雹灾害造成的经济损失高达数十亿元(张芳华和高辉, 2008),严重的冰雹灾害还可能导致人员伤亡和房屋破坏。目前,受限于分辨率的限制,常用业务数值预报模式鲜少将冰雹作为预报量。随着模式分辨率的提高,达到 1 km 甚至百米级别,区域高分辨率模式已经能够模拟出

有利于冰雹形成的强烈上升气流。因此,在区域高分辨率模式中引入冰雹微物理过程,将有助于更准确地模拟包括强对流天气如飑线在内的天气过程。本研究采用中国气象局自主研发的中尺度天气数值预报系统(CMA-MESO, 原 GRAPES_MESO),分别运用无冰雹和含冰雹微物理过程的方案进行模拟,来研究对流云降水过程。通过对比观测数据与模拟结果,分析对流云的宏观和微观结构、降水特征以及相关微物理过程的差异,旨在评估现有业务模式对冰雹云降水过程的预报能力,为提高强对流性天气的精细预报能力奠定研究基础。

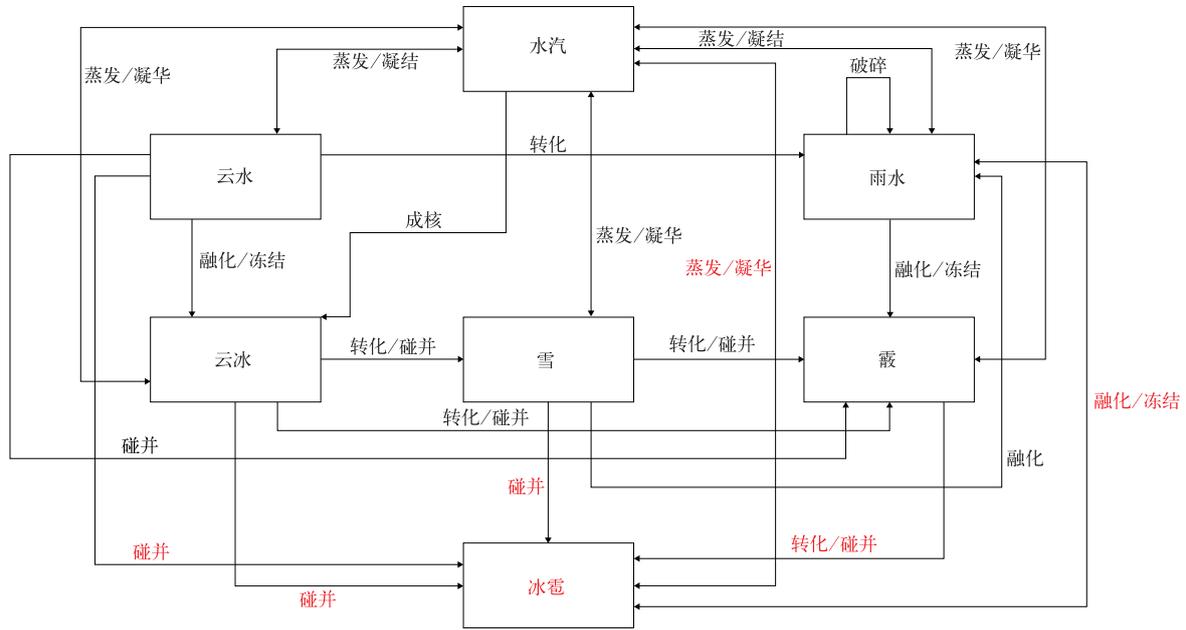
1 模式介绍与试验设计

1.1 模式介绍

本研究所使用的模式为中尺度天气数值预报系统 CMA-MESO。2006 年,该模式正式业务运行并为各级气象机构提供产品。经过不断研发,其业务预报能力得到提高,也适宜开展多种科学研究(邓华等, 2008; 黄丽萍等, 2012; 王金成等, 2014; 2024; 万子为等, 2015; 2024; Wang et al, 2017; 徐枝芳和王瑞春, 2022; 王瑞文等, 2023; 蔡怡等, 2023)。CMA-MESO 中使用双参数混合相态云微物理方案(胡志晋和何观芳, 1987), 该方案包含 5 种水凝物作为预报量,除云滴只可预报质量混合比外,可预报雨滴、冰晶、雪、霰的质量混合比和数量混合比。在本研究中,增加了新的预报量冰雹及相关微物理过程,见图 1。

1.2 试验设计

2018 年 6 月 13 日,华北地区出现了一次强对流天气过程。从 6 月 12 日下午开始,一条强飑线袭



注:红色字体为本研究新增过程。

图 1 CMA-MESO 双参数微物理方案示意图

Fig. 1 Schematic diagram of the CMA-MESO double-moment microphysical scheme

击了内蒙古南部、山西、河北、北京和山东。图 2 显示 13 日 00 时至 14 日 00 时(全文均为世界时)期间,山东省出现的灾害天气(强降水和冰雹),数据来自中国气象数据服务中心(<http://data.cma.cn/>)。这一过程中,青岛市风速约为 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大风速为 $34.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,小时降水量甚至超过 50 mm 。图中蓝色三角形表示观测到冰雹的位置,在这一过程中,冰雹的典型直径约为 $5 \sim 20 \text{ mm}$,最大超过 20 mm 。相关的冰雹造成了重大人员伤亡和经济损失。近 86 万人受灾,2 人死亡,1 人失踪,4100 多所房屋受损。农作物受损面积为 10.58 万 m^2 ,直接经济损失近 10 亿元。

与本次对流云降水过程相关的天气尺度背景如图 3 所示,6 月 13 日 06 时,500 hPa 的大气环流特征为来自华北平原东北方向的冷涡,如图 3b 所示。山东省位于冷涡底部、东亚槽前方,有利于垂直向上运动。同时,华北平原存在暖低压,该地区来自北方的强中层冷空气平流与来自南方的低层暖平流叠加,导致大气不稳定。

研究中使用 CMA-MESO 模拟此次对流云降水过程时,初始和边界条件由美国国家环境预测中心(NCEP)6 h 再分析数据提供。模式水平分辨率为 0.01° ,模拟区域覆盖山东省,模拟期从 2018 年 6 月 12 日 12 时开始,持续 36 h。采用无冰雹(控制组)

和含冰雹(试验组)两组情况进行模拟。

1.3 结果验证

图 4 选取了 2018 年 6 月 13 日 3 个时次的实际观测与控制组模拟的雷达组合反射率,雷达观测资料来源于 MOSAIC 雷达网。从观测的雷达组合反射率中可以看出本次飚线对流的移动过程。4 h 内,飚线由山东西北向东南方向移动,并最终移出山东省。观测的飚线具有较高的组合反射率,最高可

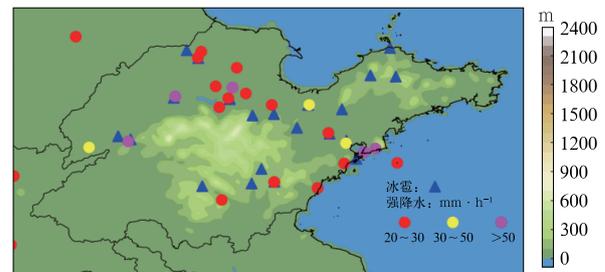


图 2 2018 年 6 月 13 日 00 时至 14 日 00 时山东省的灾害天气实况(符号)和地形高度(填色)

Fig. 2 Hazard weather reports (symbol) in Shandong Province from 00:00 UTC 13 to 00:00 UTC 14 June 2018 combined with terrain height (colored)

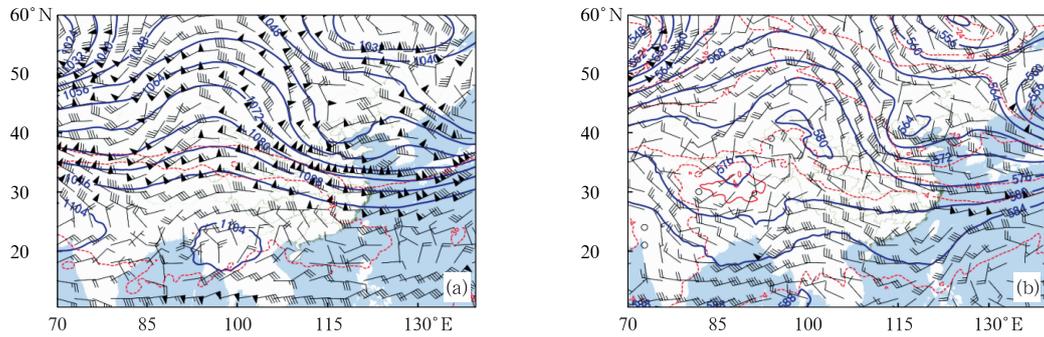


图 3 2018 年 6 月 13 日 06 时(a)200 hPa、(b)500 hPa 的位势高度(蓝色实线,单位:dagpm)、温度(红色虚线,单位:℃)和 wind 场(风羽)

Fig. 3 Geopotential height (blue solid line, unit: dagpm), temperature (red dashed line, unit: ℃) and wind field (barb) at (a) 200 hPa and (b) 500 hPa at 06:00 UTC 13 June 2018

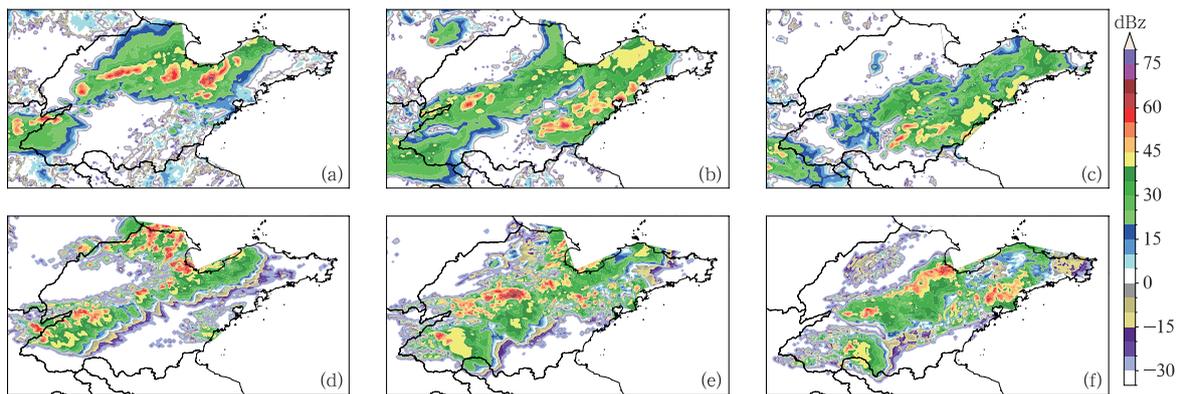


图 4 2018 年 6 月 13 日(a~c)观测和(d~f)控制组模拟的雷达组合反射率 (a,d)07 时,(b,e)09 时,(c,f)11 时

Fig. 4 Composite reflectivity from (a-c) operational radars, and (d-f) model simulation of the control group on 13 June 2018 (a, d) 07:00 UTC, (b, e) 09:00 UTC, (c, f) 11:00 UTC

达 65 dBz。与观测相比,模式结果中的飊线移动方向及速度较为符合。模拟的雷达组合反射率较观测的雷达组合反射率稍大。图 5 为 2018 年 6 月 13 日 24 h 累计降水量,从图 5 可见,观测降水量最大在 50 mm 以上,降水中心位于山东东北部沿海;模拟结果中最大也达到 50 mm,强降雨区同样位于山东东北部沿岸。与观测相比,模拟的降水雨带在山东

省内更为窄长,这可能是与观测资料分辨率为 5 km,无法刻画降水更加细致的结构有关。

总之,本次模拟的组合反射率移动路径与实况基本一致,生命周期与实况相当,并且模拟的降水量与观测的量级大小、位置均较为吻合,具有合理性,此次过程基本被模拟再现。

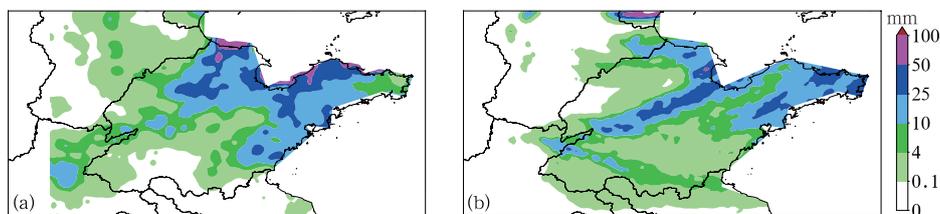


图 5 2018 年 6 月 13 日 00 时至 14 日 00 时(a)观测与(b)控制组模拟的 24 h 累计降水量
Fig. 5 The 24 h accumulated precipitation of (a) observation and (b) model simulation of the control group from 00:00 UTC 13 to 00:00 UTC 14 June 2018

2 结果分析

2.1 对流云宏观特征

本文使用云水路径描述对流云发展的特征,单位面积柱内液水、冰水及总水质量混合比的垂直积分分别称为液水路径、冰水路径、总水路径,冰雹质量混合比的垂直积分称为冰雹路径。云水路径受环流、地形、湿度分布及水汽传输影响,研究表明气溶胶也会影响云水路径(石茹琳等,2021;张喆等,2017)。图6为2018年6月13日06—16时对流云发展过程中区域平均的云水路径随时间的变化。由图可见,增加冰雹后,云中液水路径、冰水路径均有变化。13日08时起,对流云开始发展,10时后较为稳定,并在12时减弱,其中冰雹路径在08—12时较多,在08:40左右达到高峰。对流发展旺盛期,冰水路径显著大于液水路径。对流发展前期(06时),控制组CAPE区域平均为 $810.36 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,试验组则为 $812.08 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,稍强于控制组;而对流发展中后期,试验组的液水路径、冰水路径均小于控制组。这可能与对流发展前期,试验组对流更加旺盛,而对流发展中后期,冰雹微物理过程的增加促进了云中水

凝物的消耗有关。

在后续分析中,本文将着重讨论对流核心区(垂直速度峰值大于 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域)的云宏观和微观结构特征。图7为6月13日06—16时对流核心区面积占模拟总区域面积的比例。由图可知,随着对流过程的发展,对流核心区的面积占比先上升、后下降,其中08—11时超过总模拟区域面积的5%。与控制组相比,试验组的对流核心区面积占比有所下降,差值最大可达1%。

增加冰雹对气流垂直运动有一定的影响(Chen et al,2020;石茹琳等,2021)。本文选取6月13日06—16时对流核心区垂直速度及变温率垂直分布随时间变化的情况(图8)进行分析。由图8可知,对流核心区垂直速度峰值位于400 hPa, 0°C 以上的过冷区内。08—12时,相较控制组,试验组对流核心区垂直速度略有增大(差值可达 $0.15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,图略),其余时刻略有减弱。在冰雹产生的初期(08—09时),试验组的总水凝物在对流核心区更多(差值可达 $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,图略),试验组通过微物理成冰及冰相粒子生长过程释放潜热更多(如图8c,8d)。

2.2 微物理结构特征

图9为6月13日06—16时控制组和试验组水

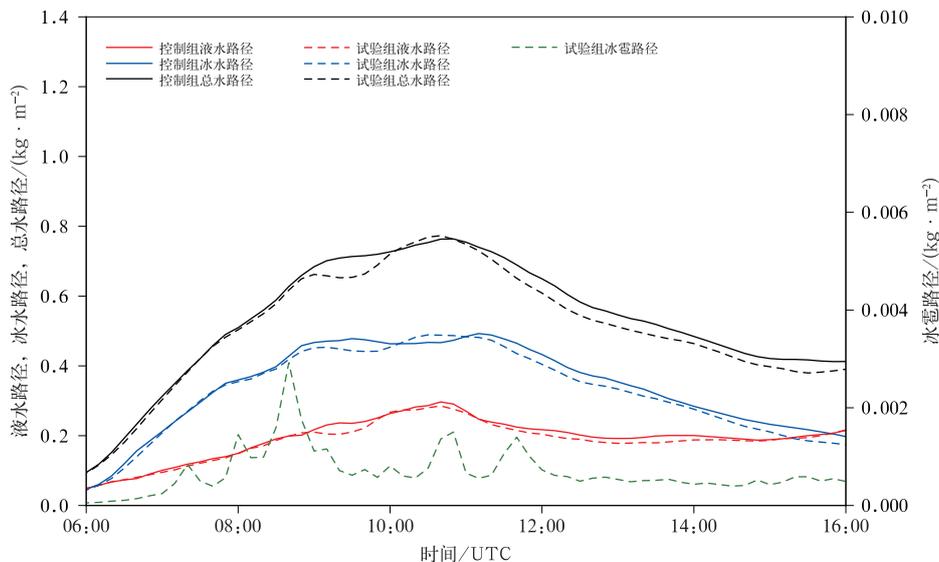


图6 2018年6月13日06—16时控制组(实线)和试验组(虚线)模拟的区域平均的云水路径随时间的变化

Fig. 6 Time evolution of regional averaged cloud water path in control (solid line) and experimental (dashed line) groups from 06:00 UTC to 16:00 UTC 13 June 2018

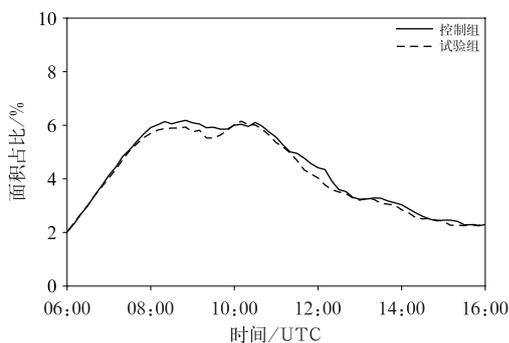


图 7 2018 年 6 月 13 日 06—16 时控制组(实线)和试验组(虚线)模拟的对流核心区面积与总区域面积之比随时间的变化

Fig. 7 Time evolution of the percentage of regional convective core area to total area in control (solid line) and experimental (dashed line) groups from 06:00 UTC to 16:00 UTC 13 June 2018

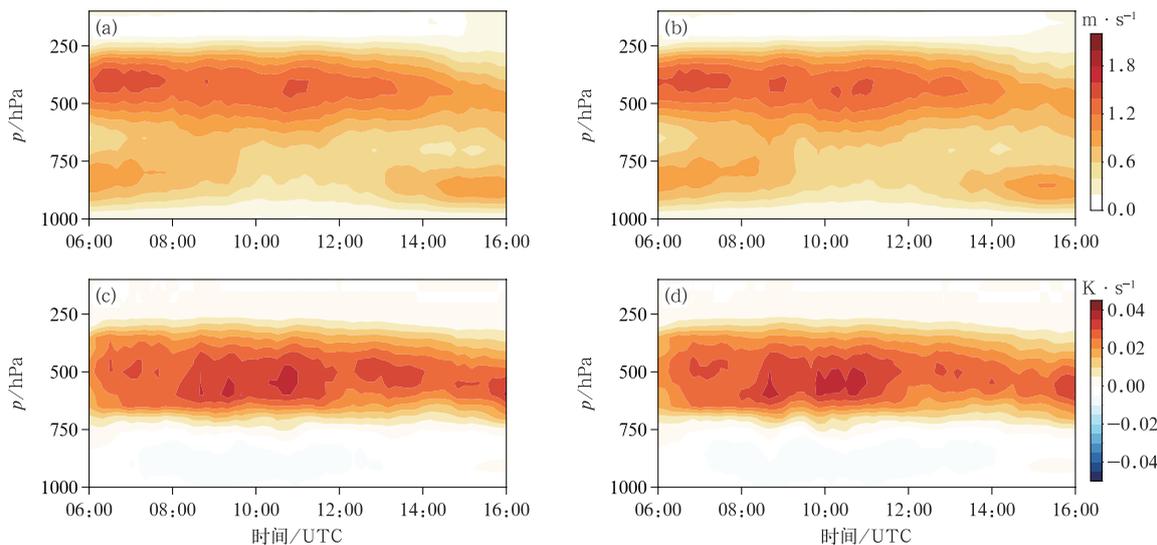


图 8 2018 年 6 月 13 日 06—16 时(a,c)控制组和(b,d)试验组模拟的对流核心区(a,b)垂直速度与(c,d)变温率的垂直分布随时间的变化

Fig. 8 Height-time variation of (a, b) vertical velocity and (c, d) temperature tendency in regional convective core in (a, c) control and (b, d) experimental groups from 06:00 UTC to 16:00 UTC 13 June 2018

由于冰雹出现范围较小而图中展示的仅为平均的结果。在试验组中,冰雹最开始通过霰粒转化产生,通过碰并过程生长,多数冰雹下落至 0℃层后,快速融化。当冰雹产生时,由于冰雹的下落速度强于其他水凝物,在下落过程中融化吸热比控制组更多,抑制对流的发展,因此图 6 中总水路径下降,图 7 中对流核心区面积与总模拟区域面积之比降低,这与以往的研究结果一致(Morrison and Milbrandt, 2011)。

图 10 为对流核心区平均冰雹质量混合比达到

凝物在对流核心区质量混合比的垂直分布情况。由图 9a 可知,云水质量混合比的极大值出现在 650 hPa 附近及以上高度,即 0℃层附近。控制组云水质量混合比峰值为 $0.37 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,试验组峰值为 $0.39 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。雨水质量混合比的极大值位于云水质量混合比峰值以下,即 0℃层以下。相较于控制组,试验组雨水质量混合比峰值较弱。

对冰相水凝物而言,冰晶位于 $-30 \sim -10^\circ\text{C}$ 的高度,峰值约在 250 hPa 附近,增加冰雹对冰晶质量混合比峰值的位置与温度区间影响有限。在 09 时,冰雹生成比较旺盛,试验组雪、霰的质量混合比较控制组有所减少,其中霰的质量混合比下降更为明显。霰的转化生成雹胚,并通过与冰、雪、霰碰并长大,是冰雹的重要来源。冰雹的质量混合比峰值出现时间较短,其峰值相对其他水凝物质量混合比较低,这是

峰值时(08:40),冰雹来源随高度的相对贡献。由图分析对流核心区自上而下的变化。在 300 hPa,霰自动转换为冰雹胚随后增长;在 500~400 hPa,即冰雹质量混合比垂直极大时,冰雹增长的主要来源为与其他种类水凝物的碰并过程,这是由于该高度冰相水凝物质量混合比较高,有利于碰并过程的发生;在 700~600 hPa,冰雹的增长主要来源于水汽凝华,这与该高度的水汽较多有关。

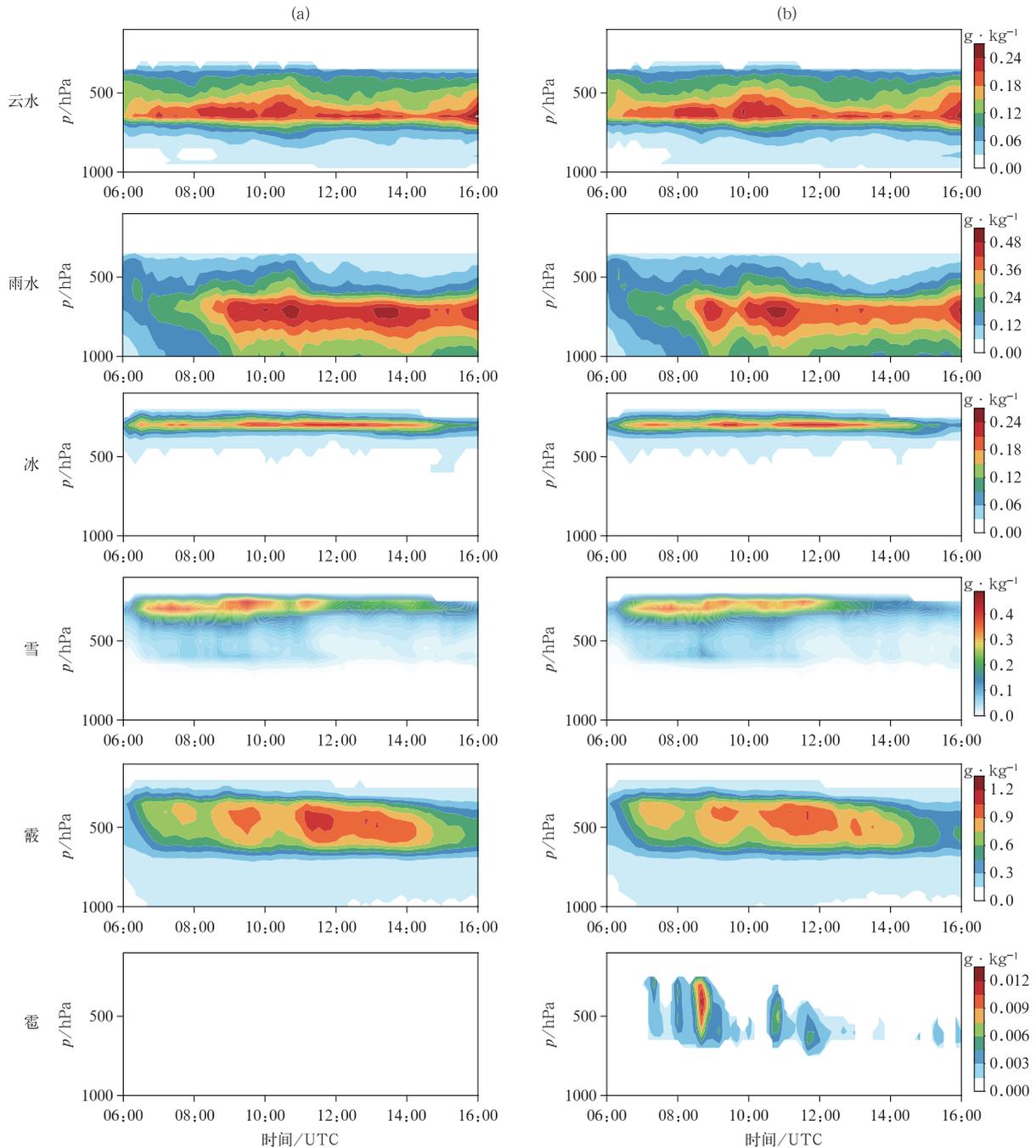


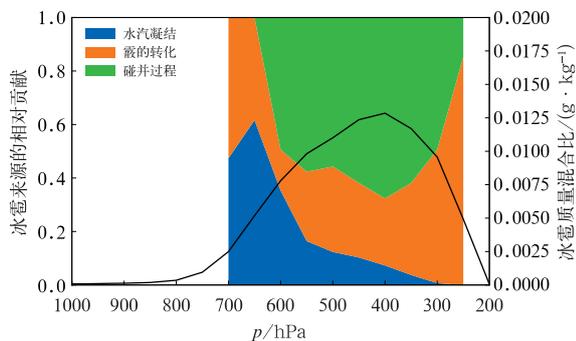
图 9 2018 年 6 月 13 日 06—16 时(a)控制组和(b)试验组模拟的对流核心区云水凝物质量混合比垂直分布随时间的变化

Fig. 9 Height-time variation of cloud hydrometeor mass mixing ratio in regional convective core in (a) control and (b) experimental groups from 06:00 UTC to 16:00 UTC 13 June 2018

2.3 降水特征的影响

图 11 为 6 月 13 日 00 时至 14 日 00 时累计降水中不同量级降水面积占总降水面积的比例, 以及不同量级降水量的平均值。由图所示, 增加冰雹会影响对流云降水过程, 试验组的中雨 [$1 \sim 10 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$] 面积占总降水面积比例减少, 而大雨及以

上 [$> 10 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$] 面积占总降水面积比例稍有增加。就降水量而言, 增加冰雹后, 中小量级降水强度无明显变化, 而大雨及以上量级降水的强度增大, $50 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$ 以上量级降水差值可达 $2.5 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$ 。增加冰雹后, 对流发展前期, 核心区垂直速度增加, 冰相降水增强, 大雨强度增加, 而对流中后期发展受抑制, 中雨面积占总降水面积降低。



注:黑线为该时刻对流核心区冰雹质量混合比廓线。

图 10 2018 年 6 月 13 日 08:40 冰雹各个来源的相对贡献随高度的变化

Fig. 10 Variation of relative contribution of the proportion of hail sources with altitude at 08:40 UTC 13 June 2018

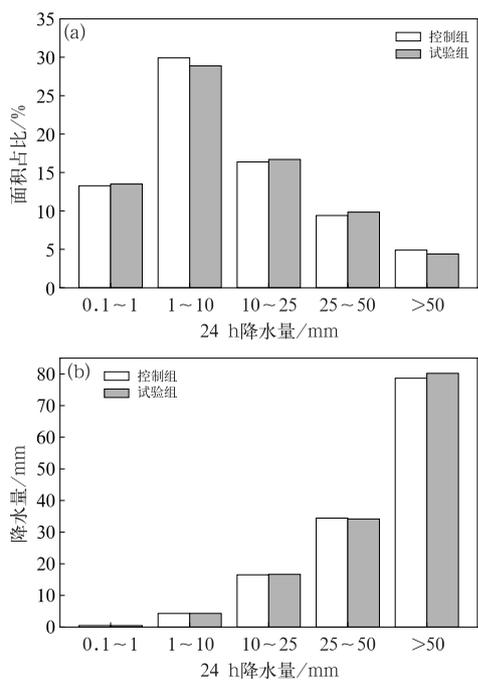


图 11 2018 年 6 月 13 日 13 日 00 时至 14 日 00 时 24 h 累计降水统计

(a)不同量级降水面积占总降水面积的比例, (b)不同量级降水量平均值

Fig. 11 (a) The proportion of areas with different levels of precipitation to the total precipitation area and (b) the average of different levels of precipitation in the 24 h total precipitation from 00:00 UTC 13 to 00:00 UTC 14 June 2018

3 结论与讨论

本文利用 CMA-MESO 业务模式,选用含冰雹

及不含冰雹的两组试验,对山东一次对流云降水过程进行了数值模拟。得到如下结论:

(1)CMA-MESO 较好地模拟了这次对流降水过程,观测的飑线具有较高的组合反射率,最高可达 65 dBz。与观测相比,模式结果中的飑线移动方向及速度基本一致,生命周期与实况相当。24 h 累计降水分布和量级也与观测数据基本一致。

(2)对流发展前期,控制组 CAPE 低于试验组;对流发展中后期,模拟区域的平均液水、冰水路径则是控制组高于试验组。这可能与对流发展前期,产生冰雹的试验组对流更加旺盛,而对流发展中后期,冰雹微物理过程的增加促进了云中水凝物的消耗有关。试验组对流核心区垂直速度在对流发展时略有增强,其余时候有所下降,这是由于冰雹的生成,试验组的总水凝物在对流核心区更多,通过微物理成冰及冰相粒子生长过程释放更多的潜热,垂直速度增加。当冰雹产生时,由于冰雹的下落速度大于其他水凝物,因此在下落过程中融化吸热比无冰雹的控制组更多,这会一定程度上抑制对流的发展。

(3)增加冰雹会影响对流降水,不同量级的降水影响各不相同。增加冰雹后,对流发展前期,对流核心区垂直速度增加,冰相降水增强,大雨强度增加;对流的中后期发展受到抑制,中雨覆盖的区域在总降水面积中的比例有所下降。

参考文献

蔡怡,徐枝芳,朱克云,等,2023. CMA-MESO 3 km 系统 2 m 温度预报诊断[J]. 气象,49(4):400-414. Cai Y, Xu Z F, Zhu K Y, et al, 2023. Diagnosis of 2 m temperature prediction by CMA-MESO system with 3 km resolution[J]. Meteor Mon, 49(4): 400-414 (in Chinese).

邓华,薛纪善,徐海明,等,2008. GRAPES 中尺度模式中不同对流参数化方案模拟对流激发的研究[J]. 热带气象学报,24(4):327-334. Deng H, Xue J S, Xu H M, et al, 2008. Study of different cumulus parameterization schemes of GRAPES-MESO model in simulation of convection provocation[J]. J Trop Meteor, 24(4): 327-334 (in Chinese).

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(4):467-484. Hu Z J, He G F, 1987. Numerical simulation of microprocesses in cumulonimbus clouds (I) microphysical model[J]. Acta Meteor Sin, 45(4): 467-484 (in Chinese).

黄丽萍,陈德辉,马明,2012. 高分辨中尺度雷电预报模式 GRAPES-LM 的建立及其初步应用试验[J]. 气象学报,70(2):291-301. Huang L P, Chen D H, Ma M, 2012. The GRAPES high resolution mesoscale lightning forecast model and its preliminary

- validation[J]. *Acta Meteor Sin*, 70(2):291-301(in Chinese).
- 石茹琳, 银燕, 陈倩, 等, 2021. 气溶胶对新疆冰雹形成物理过程影响的数值模拟研究[J]. *大气科学*, 45(1):107-122. Shi R L, Yin Y, Chen Q, et al, 2021. Numerical simulation of aerosol effects on the physical processes of hail formation in Xinjiang[J]. *Chin J Atmos Sci*, 45(1):107-122(in Chinese).
- 万子为, 孙思远, 赵滨, 等, 2024. CMA-MESO 模式对“21·7”河南特大暴雨的预报评估与误差分析[J]. *气象*, 50(1):33-47. Wan Z W, Sun S Y, Zhao B, et al, 2024. Evaluation and error analysis of the July 2021 extremely severe rainstorm in Henan Province simulated by CMA-MESO model[J]. *Meteor Mon*, 50(1):33-47(in Chinese).
- 万子为, 王建捷, 黄丽萍, 等, 2015. GRAPES-MESO 模式浅对流参数化的改进与试验[J]. *气象学报*, 73(6):1066-1079. Wan Z W, Wang J J, Huang L P, et al, 2015. An improvement of the shallow convection parameterization scheme in the GRAPES-MESO[J]. *Acta Meteor Sin*, 73(6):1066-1079(in Chinese).
- 王金成, 龚建东, 邓莲堂, 2014. GNSS 反演资料在 GRAPES_MESO 三维变分中的应用[J]. *应用气象学报*, 25(6):654-668. Wang J C, Gong J D, Deng L T, 2014. Operational assimilation of data retrieved by GNSS observations into GRAPES_MESO 3DVar system[J]. *J Appl Meteor Sci*, 25(6):654-668(in Chinese).
- 王金成, 王丹, 王瑞文, 等, 2024. 往返平飘式探空在 CMA-MESO 三维变分中的同化及对模式预报的影响[J]. *气象*, 50(2):159-169. Wang J C, Wang D, Wang R W, et al, 2024. Assimilation of round-trip horizontal drift radiosonde data in CMA-MESO 3DVar and its impact on model forecast[J]. *Meteor Mon*, 50(2):159-169(in Chinese).
- 王瑞文, 王金成, 王丹, 等, 2023. 往返平飘式探空观测系统对 CMA-MESO 的影响研究[J]. *气象*, 49(1):52-61. Wang R W, Wang J C, Wang D, et al, 2023. Study on the influence of return sounding observation system based on CMA-MESO[J]. *Meteor Mon*, 49(1):52-61(in Chinese).
- 徐枝芳, 王瑞春, 2022. 背景误差尺度分离与多尺度混合滤波技术在 CMA-MESO 3 km 系统的应用[J]. *气象*, 48(12):1525-1538. Xu Z F, Wang R C, 2022. Multiscale separation of background error for multiscale filtering in CMA-MESO 3 km resolution system[J]. *Meteor Mon*, 48(12):1525-1538(in Chinese).
- 张芳华, 高辉, 2008. 中国冰雹日数的时空分布特征[J]. *大气科学学报*, 31(5):687-693. Zhang F H, Gao H, 2008. Temporal and spatial features of hail days in China[J]. *Trans Atmos Sci*, 31(5):687-693(in Chinese).
- 张喆, 丁建丽, 王瑾杰, 2017. 中亚地区气溶胶时空分布及其对云和降水的影响[J]. *环境科学学报*, 37(1):61-72. Zhang Z, Ding J L, Wang J J, 2017. Temporal distribution of cloud and precipitation and their possible relationships with surface aerosols in Central Asia[J]. *Acta Sci Circumstantiae*, 37(1):61-72(in Chinese).
- Adams-Selin R D, Van Den Heever S C, Johnson R H, 2013. Impact of graupel parameterization schemes on idealized bow echo simulations[J]. *Mon Wea Rev*, 141(4):1241-1262.
- Atlas D, Ulbrich C W, Williams C R, 2004. Physical origin of a wet microburst: observations and theory[J]. *J Atmos Sci*, 61(10):1186-1195.
- Bae S Y, Hong S Y, Tao W K, 2019. Development of a single-moment cloud microphysics scheme with prognostic hail for the weather research and forecasting (WRF) model[J]. *Asia-Pac J Atmos Sci*, 55(2):233-245.
- Bryan G H, Morrison H, 2012. Sensitivity of a simulated squall line to horizontal resolution and parameterization of microphysics[J]. *Mon Wea Rev*, 140(1):202-225.
- Chen Q, Fan J W, Yin Y, et al, 2020. Aerosol impacts on mesoscale convective systems forming under different vertical wind shear conditions[J]. *J Geophys Res-Atmos*, 125(3):e2018JD030027.
- Feng Z, Leung L R, Houze R A, et al, 2018. Structure and evolution of mesoscale convective systems: sensitivity to cloud microphysics in convection-permitting simulations over the United States[J]. *J Adv Model Earth Syst*, 10(7):1470-1494.
- Gilmore M S, Straka J M, Rasmussen E N, 2004. Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme[J]. *Mon Wea Rev*, 132(11):2610-2627.
- List R, 2014. New hailstone physics. Part I: heat and mass transfer (HMT) and growth[J]. *J Atmos Sci*, 71(4):1508-1520.
- Morrison H, Milbrandt J, 2011. Comparison of two-moment bulk microphysics schemes in idealized supercell thunderstorm simulations[J]. *Mon Wea Rev*, 139(4):1103-1130.
- Rasmussen R M, Heymsfield A J, 1987. Melting and shedding of graupel and hail. Part I: model physics[J]. *J Atmos Sci*, 44(19):2754-2763.
- Srivastava R C, 1987. A model of intense downdrafts driven by the melting and evaporation of precipitation[J]. *J Atmos Sci*, 44(13):1752-1774.
- van den Heever S C, Cotton W R, 2004. The impact of hail size on simulated supercell storms[J]. *J Atmos Sci*, 61(13):1596-1609.
- Wang L L, Chen D H, Bao H J, et al, 2017. On simulation improvement of the Noah_LSM by coupling with a hydrological model using a double-excess runoff production scheme in the GRAPES_Meso model[J]. *Meteor Appl*, 24(3):512-520.
- Zeng Z X, Yuter S E, Houze R A, et al, 2001. Microphysics of the rapid development on heavy convective precipitation[J]. *Mon Wea Rev*, 129:1882-1904.

(本文责编:戴洋)