

北京“7·20”特大暴雨降水物理过程模拟诊断研究

陆婷婷^{1,4,5*}, 崔晓鹏^{1,2,3,4**}

- 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 宁波市气象台, 宁波 315012

摘要 利用 WRF 模式, 结合三维降水诊断方程, 对北京“7·20”特大暴雨过程主降水时段的强降水物理过程开展了高分辨率模拟诊断分析, 结果显示, 降水峰值时刻前, 强盛水汽辐合支撑强降水, 同时加湿大气, 后期, 水汽辐合显著减弱, 降水造成局地大气中水汽含量明显减少; 降水峰值时刻前, 水汽辐合、凝结和液相水凝物辐合共同助力强降水云系快速发展, 后期, 动力辐合作用减弱以及水凝物持续消耗和辐散, 导致水凝物含量显著减少, 降水系统逐步瓦解; 主降水时段, 垂直上升运动强度和垂直扩展范围逐步增大, 并在降水峰值时刻达最大, 之后减弱收缩; 上升运动峰值高度从初期位于零度层上逐步降到零度层附近, 进而回落到零度层之下, 伴随“弱-强-弱”的降水强度变化; 上升运动控制下, 水凝物含量变化明显, 但不同水凝物变化幅度不一, 霰粒子和雨滴增幅最显著, 并于降水峰值时刻含量达最大, 随后减小, 其他水凝物由于微物理转化和动力辐散等过程, 导致其含量的变化幅度弱于上述两者。本文研究同时指出, 不同微物理参数化方案对“7·20”特大暴雨强降水物理过程的可能影响以及不同强度降水物理过程的差异, 值得深入研究。

关键词: “7·20”特大暴雨、降水物理过程、三维降水诊断方程

文章编号: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2104.20232

Simulation and diagnosis of physical process of “7·20” heavy rainfall in Beijing

Lu Tingting^{1,4,5*}, CUI Xiaopeng^{1,2,3,4**}

- 1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
- 2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China
- 3 The Institute of Atmospheric Environment, China Meteorological Administration, Shenyang 110166, China
- 4 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China
- 5 Ningbo Meteorological Observatory, Ningbo 315012, China

Abstract Using WRF model and three-dimensional precipitation diagnostic equation, the high-resolution simulation and diagnosis analysis of the physical process of heavy precipitation in the main precipitation period of the heavy rain process in Beijing happened on July 20 has been carried out. The results show that before the peak of precipitation, the strong water vapor convergence supports the strong precipitation, while humidifying the atmosphere. In the later stage, the water vapor convergence is significantly weakened, and the precipitation causes the obvious reduction of

收稿日期: 2021 年 7 月 19 日 网络预出版日期:

资助项目 国家自然科学基金面上项目 42075009, 中国气象局沈阳大气环境研究所基本科研业务费重点项目 2020SYIAEZD4

Funded by National Natural Science Foundation of China (42075009), The Institute of Atmospheric Environment of China Meteorological Administration (2020SYIAEZD4)

*作者简介 陆婷婷, 女, 1993 年出生, 博士研究生, 主要从事暴雨相关研究, E-mail: lutingting@mail.iap.ac.cn

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

water vapor content in the local atmosphere. Before the peak time of precipitation, water vapor convergence, condensation and liquid-phase condensate convergence jointly contribute to the rapid development of heavy precipitation cloud system. In the later stage, the weakness of the dynamic convergence effect and the continuous consumption and divergence of water condensate lead to the significant decrease of water condensate content and the gradual disintegration of precipitation system. During the main precipitation period, the intensity and range of vertical upward motion gradually increased, and reached the maximum at the peak of precipitation, and then weakened and contracted. The peak height of the ascending motion is located on the zero level at the initial stage, and then decreases to the lower part of the zero level, accompanied by a "weak-strong-weak" precipitation intensity change. Under the control of ascending motion, the change range of water condensate is obvious, but the change range of different water condensate is different. Graupel particles and raindrops increase most significantly, and the contents reach the maximum at the peak of precipitation, and then decrease. The variation range of other water condensates is weaker than the above two due to the process of microphysical transformation and dynamic divergence. This paper also points out that the possible influence of different microphysical parameterization schemes on the physical process of heavy rain happened on July 20 and the differences of physical processes of precipitation with different intensities are worthy of further study.

Key words: "7·20" torrential rain, precipitation processes, three dimensional precipitation equation

1、引言

中国地处著名的亚洲季风区,地形复杂多样,受季风系统影响,暴雨频发,灾害重,暴雨研究历来受到广泛和高度关注(陶诗言, 1980; 郁淑华等, 1998; 吴国雄等, 1995; 陶诗言等, 2001; 贝耐芳和赵思雄, 2002; Cui et al., 2003; 赵思雄等, 2004; 孙建华等, 2004; Cao and Gao, 2007; 高守亭等, 2008; 赵宇和高守亭, 2008; 卢萍等, 2009; 陈斌等, 2011; 钱维宏等, 2012; 冯志刚等, 2013; Xu et al., 2013; 李琴等, 2014; Huang and Cui, 2015a, 2005b, 2015c; Zhou and Cui, 2015; Gao et al., 2015; 钱维宏等, 2016; 李琴等, 2016; Huang et al., 2016; Li et al., 2017a; Huang et al., 2019; 罗亚丽等, 2020)。而伴随我国近年来快速城市化进程,大城市和城市群迅猛发展,人口密度高度集中、城市区域下垫面愈发复杂,加之局地复杂地形影响,局地或区域性暴雨多发,暴雨致灾风险严峻(Song et al., 2014; Wu et al., 2019; Jiang et al., 2020),同时,气候变化可能造成的未来降水复杂性和极端性增强(Geert and Erik, 2008; Song et al., 2014; Pendergrass and Knutti, 2018; Supantha et al., 2018),进一步加剧了城市区域的暴雨致灾风险。

我国华北地区城市密集、人口聚集度高,建国以来,屡遭特大暴雨袭击(丁一汇等, 1980; 张文龙和崔晓鹏, 2012),例如,“63·8”暴雨、“96·8”暴雨等,造成巨大人员伤亡和经济损失;首都北京地处华北平原北端,局地地形复杂,暖季暴雨多发,致灾风险严峻,“7·21”特大暴雨灾害至今记忆犹新,众多学者也对北京暴雨机理开展了持续和深入的研究,取得了显著进展(吴正华和储锁龙, 1992; 孙继松, 2005a, 2005b; 郭虎等, 2006; Miao et al., 2009; 张文龙等, 2011; 李青春等, 2011; 张文龙和崔晓鹏, 2012; 张文龙等, 2013; 全美兰等, 2013; 张文龙等, 2014; 周玉淑等, 2014; 孙继松等, 2015; 曹伟华等, 2016; Li et al., 2016, 2017b, 2017c; 杨默远等, 2018; Ning et al., 2020; 雷蕾等, 2020)。例如,张文龙等(2013)分析了对流层低层偏东风对北京局地暴雨的影响,发现浅薄偏东风暖湿能量的局地集中特征更为显著,而深厚偏东风则更有利于强对流风暴发展的低层垂直风切变的形成;张文龙等(2014)借助精细化观测数据,探讨了局地复杂地形和雷暴冷池出流等对北京局地暴雨触发的可能作用,复杂地形使得流出冷空气在边界层内碰撞辐合,触发和增强对流,同时影响对流风暴的形态和走向;而孙继松(2014)借助对垂直运动强度和大气层结特征的研究,间接探讨了暴雨过程中云物理过程的特征和演变,发现,不同结构特征的云在降水强度上表现出来的差异,是云中凝结与蒸发以及与环境大气相互作用的结果,等等。但以往相关研究,对北京暴雨形成过程中宏微观降水物理过程的深入认识仍不足,预报能力距离需求仍存较大差距。

众所周知,降水是宏、微观物理过程复杂相互作用的产物,降水的形成过程一般需要三个条件:水汽条件、垂直上升运动以及云滴增长(朱乾根等, 2000),前两者为降水的宏观条件,而后者与降水云系形成以及地面降水直接关联,宏微观条件相互联系,共同造成地面降水。Gao et al (2005) 基于二维云尺度模式方程组,将地面降水率(降水强度)与大气水汽

收支以及云水凝物收支建立联系,推导出二维地面降水诊断方程,用于宏微观过程相结合的降水物理过程量化分析(Cui and Li, 2006; Cui and Li, 2009; Cui and Xu, 2009; Shen et al., 2011a; Shen et al., 2011b; Shen et al., 2011c), 尽管一些研究(Tao et al., 1987; Tompkins, 2000)表明, 二维和三维云模式在热力场、质量垂直输送等过程方面相似,但由于二维模式的积分由空间均一的大尺度场强迫,同时较大程度上忽视了地形的作用和影响,因此,基于三维物理过程完善的云尺度模式开展降水物理过程研究十分必要。Huang et al (2016)在 Gao et al (2005)的基础上,重新推导并且建立了基于 WRF 模式的三维地面降水诊断方程,并已被成功应用于热带气旋暴雨和地形暴雨降水物理过程等方面的研究中(Huang et al., 2016; 刘圣楠和崔晓鹏, 2018; 王晓慧等, 2019a; 王晓慧等, 2019b; Wang et al., 2019; Huang et al., 2019; 薛一迪和崔晓鹏, 2020), 例如, Huang et al., (2016)研究表明,水汽相关过程对暴雨具有重要贡献,而地面蒸发强度和日变化对云系特征、降水强度和分布起着重要的非线性作用;云相关过程作用不容忽视(Huang et al., 2016; 王晓慧等, 2019a、b),其变化较之水汽相关过程更为复杂(王晓慧等, 2019a),且宏微观降水物理过程受到海表温度等下垫面特征的明显调制(王晓慧等, 2019b; 薛一迪和崔晓鹏, 2020)。融合了宏微观物理过程的三维降水诊断方程已逐步展现出其在降水物理过程综合诊断分析中的优势,但到目前为止,利用三维降水诊断方程针对不同降水过程开展的诊断和机理分析工作还不多见。鉴于上述北京地区暴雨过程的显著影响和气候变化条件下持续加剧的暴雨致灾风险隐患,利用三维降水诊断方程开展北京暴雨过程机理研究十分必要和重要。

2016年,在“7·21”特大暴雨灾害发生四年之后,北京地区再次遭受特大暴雨(“7·20”特大暴雨)袭击,北京区域暴雨机理研究迫在眉睫。本文在前人研究(刘圣楠和崔晓鹏, 2018; 王晓慧等, 2019a、b; Wang et al., 2019; 薛一迪和崔晓鹏, 2020)基础上,选取“7·20”特大暴雨过程,利用 WRF 模式结合三维降水诊断方程(Huang et al, 2016),针对“7·20”特大暴雨主要强降水时段展开研究,揭示强降水形成的宏微观物理过程。本文第二部分首先对“7·20”特大暴雨过程做简要回顾,并对 WRF 数值模式方案设置和三维降水诊断方程做简要介绍;第三部分则是利用再分析数据、雷达拼图数据、加密自动站数据等对模式模拟结果进行对比验证;第四部分借助三维降水诊断方程和高分辨率数值模拟结果,对“7·20”特大暴雨主要强降水时段开展模拟诊断分析;第五部分为文章的结论和未来可开展工作的展望与讨论。

2、“7·20”特大暴雨过程、数值模式方案设置和三维降水诊断方程简介

2.1 “7·20”特大暴雨过程简介

“7·20”特大暴雨过程降水开始于2016年7月19日01时(北京时,下同),至21日08时结束,历时55小时,全市平均过程降水量达214.67 mm。特大暴雨过程基本上可分为两个阶段:第一阶段从7月19日01时开始,至20日00时结束,降水量相对较少(但累积降水超过50 mm 区域亦覆盖了北京西部山区较大范围),降水落区集中在北京西部山区附近(图略);第二阶段从20日01时开始,至21日08时结束,累积雨量大(图1a),全市累积降水量普遍超过100 mm,其中,17个站点累积降水量超300 mm(图1a中灰色圆点),最大值出现在门头沟区的东山村站,达401.3 mm(图1a中黑色圆点),降水持续时间长,强降水集中出现在中心城区、海淀、丰台、石景山、房山、大兴、门头沟和昌平等地,200 mm 以上的累积降水区接近覆盖北京一半区域。

图1 2016年7月20日00时至21日08时(北京时)(a)实况和(b)模拟(分辨率为1.33 km)的累积降水量(彩色阴影,单位:mm)。紫色实线为200 m地形等高线,(a)中灰色圆点为累积降水量大于300 mm的观测站点,黑色圆点为累积降水量最大的观测站(东山村站,累积降水量为401.3 mm);(b)中色方框所示区域为文中降水物理过程分析区域。

Fig.1 The distribution of the (a) observed, (b) simulated (with the resolution of 1.33 km) cumulated rainfall from 0000 LST 20 to 0800 LST 21 July 2016 (shaded, unit: mm). A thick purple line denotes the 200-m terrain elevation. The gray and black dots in (a) represent the stations with the cumulated rainfall more than 300 mm and maximum cumulated rainfall (Dongshancun station, 401.3 mm), respectively. The gray box in (b) indicates the analysis area of precipitation physical process.

从天气系统来看（图 2），第一阶段天气尺度低涡气旋对北京区域的影响相对不显著，19 日 08 时（图 2a），东亚地区 500 hPa 高度场呈现“两脊一槽”形势，高空槽主体位于河套地区，北京位于高空槽前，但受到低涡气旋系统环流的影响，低空暖湿急流主体尚未到达北京区域，随后（图 2b、c），高空槽逐步东移、加强，天气尺度涡旋系统逐步加强北上，携带暖湿气流向北京区域推进，此阶段，在局地地形和低涡气旋系统环流的相互作用下，多个中小尺度对流系统在北京西部、南部地区发生发展，引发局地较强降水（图略）；第二阶段（图 2d-h），天气尺度涡旋进一步发展北上，引导大范围强盛暖湿空气进入北京区域，在有利天气尺度环流形势下引发大范围强降水。

图 2 2016 年 7 月 19 日 08 时~21 日 02 时（北京时）逐 6 小时（a-h）的 500 hPa 位势高度场（黑色实线，单位：位势米）和 850 hPa 大于 12 m/s 的风场（风向杆）。

Fig.2 500 hPa geopotential height(height, unit:gpm),850 hPa wind field(wind bar,>12m/s) at (a)0800 LST 19, (b)1400 LST 19, (c)2000 LST 19, (d)0200 LST 20, (e)0800 LST 20, (f)1400 LST 20, (g)2000 LST 20, (h)0200 LST 21 July 2016.

2.2 WRF 模式模拟方案

相较于第一阶段（2016 年 7 月 19 日 01 时~20 日 00 时），“7·20”特大暴雨过程第二阶段（2016 年 7 月 20 日 01 时~21 日 08 时）累积降水量更大、雨势更强、范围更广，因此，本文重点关注第二阶段。利用中尺度模式 WRF（V3.5.1）对本次特大暴雨过程第二阶段展开高分辨率数值模拟，模拟采用三重单向嵌套网格（图 3），垂直 50 层，模式层顶取为 50 hPa；三个模拟区域水平网格分辨率分别为 12（D01）、4（D02）和 1.33（D03）km，格点数分别为 560*480，640*640，328*328，分别覆盖 6720 km*5760 km，2560 km*2560 km，437.224 km*437.224 km 区域范围，其中，最外层模拟区域（D01）基本涵盖了对“7·20”特大暴雨过程发生可能产生影响的大尺度环流，以保障模式对暴雨过程大尺度环境流场模拟的准确性；D02 区域包含了中国中东部地区及沿海大部分地区，基本上覆盖了此次北京暴雨最重要的影响系统（天气尺度涡旋）的活动区域，以求模式对该系统较为准确的模拟再现，而 D03 区域（分辨率 1.33 km）则主要关注北京降水区域。

图 3 数值模拟区域。

Fig.3 Model domain configuration.

模拟使用如下物理过程参数化方案组合：WSM6 微物理参数化方案、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案、YSU（Yonsei University）边界层方案和 KF（Kain-Fritsch）积云对流参数化方案等，其中，KF 积云对流参数化方案只用于最外层（D01）区域。同时，为了节省计算资源，有效提高计算效率，模拟过程中采用“ndown”方式，由外层区域为内层区域提供初、边值，而最外层区域（D01）的初、边条件则是由欧洲中心（ECMWF）ERA-interim 再分析资料（空间分辨率为 0.25°×0.25°，时间分辨率为 6 小时）计算得到；D01 区域积分时段为 2016 年 7 月 19 日 00 时至 21 日 00 时（共 48 小时，世界时），为了得到更好的模拟效果，D02、D03 区域推迟 12 小时启动积分，即从 19 日 12 时积分至 21 日 00 时（共 36 小时，世界时），具体模拟方案设置如表 1 所示。

此外，为了深入分析降水宏微观物理过程，模式除了输出 WRF 标准变量外，还在最内层区域（D03）输出了与三维降水诊断方程相关的各项，用于后续降水物理过程诊断分析研究。

表 1 模拟方案设置
Table 1 The model configurations

	D01	D02	D03
分辨率	12km	4km	1.33km
积分时段(UTC)	7 月 19 日 00 时~21 日 00 时（48 h）	7 月 19 日 12 时~21 日 00 时（36 h）	7 月 19 日 12 时~21 日 00 时（36 h）

微物理参数化方案	WSM6	WSM6	WSM6
长波辐射方案	RRTM	RRTM	RRTM
短波辐射方案	Dudhia	Dudhia	Dudhia
近地面层方案	MM5 Monin-Obukhov	MM5 Monin-Obukhov	MM5 Monin-Obukhov
陆面过程方案	unified Noah land-surface model	unified Noah land-surface model	unified Noah land-surface model
边界层参数化方案	YSU	YSU	YSU
积云对流参数化方案	Kain-Fritsch (new Eta)	-	-

2.3 三维降水诊断方程

从 WRF 模式中的水物质方程 (Skamarock et al., 2008) 出发, Huang et al (2016) 推导建立了基于 WRF 模式的三维降水诊断方程, 即:

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

其中, P_s 为地面降水率/降水强度, Q_{wv} 为水汽相关过程总体变率, $Q_{wv} = Q_{wvl} + Q_{wva} + Q_{wvd} + Q_{wve}$; Q_{cm} 为云相关过程总体变率, $Q_{cm} = Q_{cl} + Q_{ci}$, 其中, Q_{cl} 、 Q_{ci} 分别为液相、固相云水凝物相关过程变率, $Q_{cl} = Q_{cLL} + Q_{cLA} + Q_{cLD}$, $Q_{ci} = Q_{ciL} + Q_{ciA} + Q_{ciD}$ 。

上述方程涉及的各项的具体数学表达式 (Huang et al., 2016) 如下:

$$P_s = \int_{z_s}^{z_t} [-\sum_{x \in (r,i,s,g,h)} \partial(\rho_a Q_x V_{Q_x}) / \partial z] dz \quad (2)$$

$$Q_{wvl} = \int_{z_s}^{z_t} [-\partial(\rho_a Q_v) / \partial t] dz \quad (3)$$

$$Q_{wva} = \int_{z_s}^{z_t} [-\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_v V)] dz \quad (4)$$

$$Q_{wve} = \int_{z_s}^{z_t} E_s dz \quad (5)$$

$$Q_{wvd} = \int_{z_s}^{z_t} DIFF_{Q_v} dz \quad (6)$$

$$Q_{cLL} = \int_{z_s}^{z_t} [-\sum_{x \in (c,r)} \partial(\rho_a Q_x) / \partial t] dz \quad (7)$$

$$Q_{cLA} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (c,r)} [-\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_v V)] dz \quad (8)$$

$$Q_{cLD} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (c,r)} DIFF_{Q_x} dz \quad (9)$$

$$Q_{ciL} = \int_{z_s}^{z_t} [-\sum_{x \in (i,s,g,h)} \partial(\rho_a Q_x) / \partial t] dz \quad (10)$$

$$Q_{ciA} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (i,s,g,h)} [-\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_x V)] dz \quad (11)$$

$$Q_{ciD} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (i,s,g,h)} DIFF_{Q_x} dz \quad (12)$$

其中, z_t 、 z_s 分别为模式层顶、底的高度, ρ_a 为大气密度, Q_v 为水汽混合比, 而 Q_x 代表各类云水凝物的混合比 (Q_c 、 Q_r 、 Q_i 、 Q_s 、 Q_g 、 Q_h 分别代表云水、雨滴、冰粒子、雪粒子、霰粒子、雹粒子), V_{Q_x} 为降水粒子的下落速度, V 为三维风速, $DIFF_{Q_v}$ 、 $DIFF_{Q_x}$ 和 E_s 分别代表水汽、云水凝物的耗散率和地表蒸发速率。各项具体物理含义如表 2 所示。

表 2 三维降水诊断方程各项物理含义

Table 2 Physical descriptions of the terms in the 3D WRF-based precipitation equation

方程项	物理含义
P_s	地面降水率/降水强度
Q_{wvl}	水汽局地变化率垂直积分的负值
Q_{wva}	水汽三维通量辐合/辐散率垂直积分
Q_{wve}	地(海)面蒸发率
Q_{wvd}	水汽三维耗散率垂直积分
Q_{cLL}	液相水凝物(云滴和雨滴)局地变化率垂直积分的负值
Q_{cLA}	液相水凝物(云滴和雨滴)三维通量辐合/辐散率垂直积分
Q_{cLD}	液相水凝物(云滴和雨滴)三维耗散率垂直积分
Q_{ciL}	冰相水凝物(云冰、雪、霰等)局地变化率垂直积分的负值
Q_{ciA}	冰相水凝物(云冰、雪、霰等)三维通量辐合/辐散率垂直积分

3、模拟验证

3.1 高低空环流

欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的ERA-interim再分析数据(空间分辨率 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 时间分辨率 6 小时)显示(图 4a1-f1), 19 日 20 时(图 4a1), 500 hPa 高空槽(涡)中心位于北京西南偏西侧的山西北部地区, 其东南侧与副高形成对峙, 并且这种对峙形势在“7·20”特大暴雨过程中一直相对稳定维持, 期间, 500 hPa 高空槽先加强和小幅东移, 后期伴随副高的加强和向西北小幅推进, 略有减弱(图 4a1-f1), 这样相对稳定的环流形势有利于暖湿空气的输送和强降水的发生。19 日 20 时(图 4a1), 850 hPa 天气尺度涡旋中心位于 500 hPa 高空槽(涡)中心东南侧的河南省境内, 其东南侧伴随一条强盛的西南-东北走向低空急流, 有利于西南水汽不断向北输送, 之后, 伴随 500 hPa 高空槽与副高对峙的加强和天气尺度涡旋的发展, 该低空急流不断发展加强, 急流核北推(图 4b1-c1), 20 日 08 时(图 4c1), 急流强度达到最强, 并已进入北京区域, 急流北部气旋性旋转特征明显, 20 日 14 时(图 4d1), 低空急流强度减弱, 急流核分裂为两个, 北部一个仍然控制北京区域, 后期(图 4e1-f1), 低空急流强度进一步减弱, 并移出北京区域。

D01 区域(12 km 分辨率)模拟结果显示(图 4a2-f2), 尽管模拟的高低空环流形势及其演变与 ERA-interim 再分析数据相比, 存在一些细节上的差异, 例如, 副高前期小幅东南退特征未有很好的再现, 后期副高向西北小幅推进特征偏强, 模拟的低空急流宽度偏宽、强度偏强, 后期急流减弱趋势模拟不足、移出北京区域偏慢等, 这些差异直接导致了北京区域模拟雷达回波消散和移出偏慢(图 5-6)、降水强度偏强(图 9)、强降水落区偏大(图 1a、b)和后期降水强度衰减偏慢(图 7-8)等; 但从总体上看, 模式仍很好地把握住了主要环流系统的主体演变特征(图 4), 使得模拟的回波结构与实况较为一致(图 5-6), 模拟的急流进入北京区域时间与 ERA-interim 再分析数据接近, 使得模拟的强降水开始时间与实况较为一致(图 7-9)。

图 4 2016 年 7 月 19 日 20 时~21 日 02 时(北京时)的逐 6 小时 500 hPa 位势高度(蓝色实线, 单位: 位势米, 蓝色粗实线为 5880 位势米等高线)、850 hPa 风矢量(风向杆)和大于等于 12 m/s 的风速(彩色阴影, 单位: m/s)。左列(a1-f1)为 ERA-interim 再分析数据, 右列(a2-f2)为 D01 区域(分辨率为 12km)模拟结果。

Fig.4 500 hPa geopotential height (blue counter, unit: gpm, the thick lines indicate 5880 gpm), 850hPa wind field (vector) and 850hPa wind field (shaded, unit: m/s, ≥ 12 m/s) from ERA-interim reanalysis data (a1, b1, c1, d1, e1, f1) and numerical simulation data with 12 km horizontal resolution (a2, b2, c2, d2, e2, f2) at (a1)(a2)2000 LST 19, (b1)(b2)0200 LST 20, (c1)(c2)0800 LST 20, (d1)(d2)1400 LST 20, (e1)(e2)2000 LST 20, (f1)(f2)0200 LST 21 July 2016.

3.2 雷达反射率

华北区域实况雷达组合反射率分布与演变(图 5)显示, “7·20”特大暴雨过程源于 500hPa 高空槽逐步东移、加深背景(图 2、4)下, 天气尺度涡旋系统的发展加强和向北京区域的逐步推进(图 2、4-5); 该天气尺度涡旋的雷达反射率场上呈现出一个庞大的近似“逗点状”的回波结构, “7·20”特大暴雨过程第二阶段强降水初始阶段, “逗点状”的回波结构相对松散, 其回波范围内镶嵌着面积占比达一半以上的对流性回波(35 dBz 以上), 体现出显著的对流性回波特征, “逗点状”回波头部主体位于河北, 其尾部横扫山东、河南、湖北、安徽、江苏等地, 尾部回波相对更强, 强对流系统发展旺盛, “逗点”头部回波边缘接触北京区域(这可能一定程度上促成了第一阶段的降水)(图 5); 随后, “逗点状”回波头部逐渐发展加强, 范围扩大, 影响河北、山西、山东、天津、北京等大范围地区, 并伴随着显著的变化(图 5); 随着 500 hPa 高空槽进一步东移和涡旋系统的逐步东移、发展、北进, 头部回波进一步发展, 对流性回波加强, 北京区域内强回波的面积和强度明显增强, 伴随着北京区域特大暴雨过程的发生发展, 但“逗点状”回波的头部和尾部逐渐分离, 山东境内强回波逐渐消散, 而尾部仍然在河南、安徽、湖北、江苏等地区维持较强回波(图 5); 随着高空槽和涡旋云系的进一步东移, “逗点状”回波尾部逐渐减弱和消散, 对各省的影响逐渐结束, 而头部强回波亦逐渐减

弱、变得松散和东移出北京,“7·20”特大暴雨过程主降水时段逐渐结束(图5)。由于模式对高低空环流、天气尺度涡旋系统等发展和演变过程的较准确模拟再现,模拟的雷达反射率(图6)特征和演变与实况(图5)呈现出很好的一致性,35 dBZ 以上的对流性回波面积占据整个回波面积一半以上(图6);尽管仍存在细节上的差异,但模式很好地再现了“逗点状”回波结构及其发展和演变特征,尤其是头部回波的发展演变,以及尾部回波的发展、变化和与头部回波的分离(图6);北京区域内,对流性回波的发展和演变(图6)也与实况(图5)具有较好的一致性,这使得模拟(图8)的北京区域强降水演变特征与实况(图7)也具有较好的一致性,但模拟的回波强度(图6)与实况(图5)相比偏强,强回波面积偏大,这造成了模拟的北京区域降水强度(图8-9)与实况(图7、9)相比偏强,强降水面积偏大(图7-8)。

图5 2016年7月20日00时~20日23时(北京时)华北区域雷达组合反射率(彩色阴影,单位: dBZ)。

Fig.5 The combined radar reflectivity in North China (shaded, unit: dBZ) from 0000 LST 20 July to 2300 LST 20 July 2016.

图6 同图5, 但为模拟结果。

Fig.6 The same as Fig.5, but for the simulated radar reflectivity (dBZ).

3.3 逐小时雨量

实况逐小时降水分布及演变(图7)显示,伴随天气尺度涡旋云系逐渐侵入北京(图5),较强降水开始从南部逐步进入北京,20日08时(北京时)开始,北京南部开始出现较大范围的短时强降水(小时雨强大于等于20毫米),20日10-12时左右,短时强降水面积达到最大,强度达30-50 mm/h,随后,短时强降水面积逐渐收缩和变化,但主体仍位于北京西南部地区,造成这一地区200 mm/h 以上的过程累积降水(图1a),主降水时段后期,短时强降水落区面积进一步收缩,并在北京北部山区和城区之间先后出现,20日20时之后,伴随“逗点状”回波头部逐渐东移出北京(图5),北京区域内的短时强降水结束,“7·20”特大暴雨过程主降水时段的降水也逐渐减弱和结束。WRF 模式较好地模拟再现了“7·20”特大暴雨过程主降水时段强降水的发展和演变(图8),尽管仍存在一些细节上的差异,例如,降水进入北京区域偏早、北京区域内在主降水时段前期零星出现一些小范围的短时强降水分布、小时降水强度比实况(图7)偏强、短时强降水面积比实况(图7)偏大、北京西北部山区降水也比实况(图7)偏强等,但系统性、大范围的短时强降水基本在20日07时左右开始,从南部进入北京,强降水在北京(西)南部区域具有大范围分布,后期,短时强降水落区面积逐步收缩,并且也在北京北部山区和城区之间先后出现。由于模式对于500 hPa 高空槽发展和演变(图4)、主要降水系统(天气尺度涡旋)发展和演变(图5-6)等较好的模拟再现,使得模式对于北京区域内强降水的模拟(图8)与实况(图7)也呈现出较好的一致性,造成过程雨量的模拟(图1b)也和实况观测(图1a)具有较为一致的分布特征。高分辨率的模拟结果可用于本文后续的降水物理过程诊断分析。

图7 2016年7月20日00时~20日23时(北京时)北京地区逐小时实况降水分布(彩色阴影,单位: mm),其中,灰色实线为200 m地形等高线。

Fig.7 The distribution of hourly rainfall observations in Beijing (shaded, unit: mm) from 0000 LST 20 July to 2300 LST 20 July 2016. A thick gray line denotes the 200-m terrain elevation.

图8 同图7, 但为模拟结果。

Fig.8 The same as Fig.7, but for the simulated rainfall.

4、降水物理过程诊断

为了分析“7·20”特大暴雨过程主降水时段的降水物理过程,利用三维降水诊断方程,选

取主要降水区域 ($39.5^{\circ}\sim 40.9^{\circ}\text{N}$, $115.6^{\circ}\sim 117.3^{\circ}\text{E}$) (图 1b 中灰色矩形区域), 借助高分辨率 (D03, 分辨率为 1.33 km, 图 3) 数值模拟结果和三维降水诊断方程相关项的输出, 开展降水物理过程诊断分析。图 9 给出了 2016 年 7 月 20 日 00 时–21 日 08 时上述区域平均的观测和模拟降水率时间演变。由图可见, 该区域平均降水率从 20 日 06 时 (北京时) 左右开始显著增强, 20 日 12 时左右达到最强, 区域平均降水率由 20 日 06 时左右的约 2.5 mm/h 上升至 20 日 12 时左右的约 10.4 mm/h (图 9 中实线所示), 短暂维持之后, 于 20 日 15 时左右开始, 迅速降低 (图 7、9); 模拟的区域平均最大降水率 (图 9 中虚线所示, 最强达约 18 mm/h) 较明显强于实况 (图 10 中实线所示), 峰值时刻 (20 日 16 时左右) 落后于实况 (20 日 12 时左右), 后期降水率亦强于实况 (图 9), 但由于模式对于 500 hPa 高空槽发展和演变 (图 4)、主要降水系统 (天气尺度涡旋) 发展和演变 (图 5-6) 等较好的模拟再现, 区域平均的模拟降水率亦从 20 日 06 时左右开始显著增强, 并在达到峰值后迅速回落。模拟降水过程的演变与实况较为一致。

图 9 2016 年 7 月 20 日 00 时~21 日 08 时 (北京时) 区域 ($39.5^{\circ}\sim 40.9^{\circ}\text{N}$, $115.6^{\circ}\sim 117.3^{\circ}\text{E}$) 平均的实况 (实线) 和模拟 (虚线) 降水率 (单位: mm/h) 的时间序列。

Fig.9 Time series of area averaged ($39.5^{\circ}\sim 40.9^{\circ}\text{N}$, $115.6^{\circ}\sim 117.3^{\circ}\text{E}$) observation (solid line) and model (dashed line) precipitation rate (units: mm/h) from 0000 LST 20 July to 0800 LST 21 July 2016.

利用 D03 区域高时空分辨率 (空间分辨率: 1.33 km, 时间分辨率: 1 h) 的模拟数据, 借助三维降水诊断方程, 对“7·20”特大暴雨过程主降水时段强降水收支、水汽收支和云水凝物收支开展模拟诊断分析 (图 10)。从总体降水收支来看 (图 10a), 水汽收支相关变率 (Q_{wv}) 与降水强度 (P_s) 的量值和变化非常一致, 体现了强烈水汽辐合过程 (图 10b) 在强降水形成过程中的重要贡献, 降水强度达到峰值之前, 三维水汽通量辐合率 (Q_{wva}) 略大于 P_s , 强盛的水汽辐合除了用于降水形成之外, 还起着加湿局地大气 (负值 Q_{wvl} , 图 10b) 的重要作用, 而强降水后期, 伴随“逗点状”回波头部强度逐步减弱和移出北京区域 (图 6), 北京区域内强对流性回波逐渐消散, Q_{wva} 显著减弱, 三维水汽通量辐合率量值较明显低于降水强度 (P_s), 水汽辐合量不足以供应仍具有一定强度的降水的消耗, 此时, 局地大气水汽含量明显减少 (正值 Q_{wvl} , 图 10b), 用于维持一定强度的降水 (P_s) (图 10b)。

云水凝物收支相关过程变率 (Q_{cm}) 尽管在量值上远小于水汽收支相关过程变率 (Q_{wv}) (图 10a), 但其变化频率 (图 10c、d) 明显高于水汽收支相关过程变率 (图 10b), 且由于云水凝物收支过程是从水汽收支到地面降水不可或缺的唯一途径, 在降水形成中起着至关重要的桥梁作用, 从云水凝物收支各过程来看, 无论是液相 (云水和雨滴) 水凝物收支 (图 10c), 还是冰相 (冰晶、雪粒子和霰粒子) 水凝物收支 (图 10d), 均主要由水凝物局地变率的负值 (液相: Q_{cLL} 和冰相: Q_{cIL}) 以及水凝物通量辐合/辐散率 (Q_{cLA} 、 Q_{cIA}) 主导, 降水率达峰值时刻前, 强烈水汽辐合和凝结作用下, 液相水凝物含量显著增加, 同时, 区域内已存在的液相云水凝物显著辐合 (Q_{cLA} 呈现明显正值), 水汽凝结等云微物理过程和云尺度动力辐合共同作用下, Q_{cLL} 呈现较明显的负值 (图 10c), 强降水云系快速发展, 可见, 云尺度动力过程和云微物理过程在“7·20”特大暴雨强降水云系快速发展中均起着重要作用, 此阶段, 液相云水凝物辐合率的量值 (图 10c 中 Q_{cLA} 量值) 大于区域内液相云水凝物生成率 (图 10c 中 Q_{cLL} 量值), 这可能是由于, 强降水云系快速建立的同时, 伴随强降水的发生以及液相水凝物向冰相水凝物的不断转化, 液相水凝物被大量消耗所致; 后期, 伴随“逗点状”回波头部强度逐步减弱和移出北京 (图 6), 北京区域内强对流性回波逐渐消散, 动力辐合作用 (图 10c 中 Q_{cLA} 和图 10b 中 Q_{wva}) 减弱, 同时, 由于液相水凝物向冰相水凝物的持续微物理转化以及强降水的消耗, 导致区域内液相水凝物含量显著减少 (Q_{cLL} 呈现较明显的正值) (图 10c), 降水系统逐步瓦解。强降水初始短暂阶段 (图 11d 中 20 日 06 时左右), 冰相云水凝物动力辐合 (Q_{cIA}) 过程强于冰相云水凝物生成率 (Q_{cIL} 量值), 注意到此时段降水强度 (图 10a 中 P_s) 相对较弱, 降水对水凝物的消耗不明显, 冰相水凝物含量的增长可能主要源于云尺度动力辐合 (Q_{cIA}) 作用, 随后, 伴随降水云系快速发展和强降水的到来, 冰相水凝物被强上升运动推向高层, 进而在对流层高层向外辐散 (Q_{cIA} 转变为明显负值, 图 10d), 而强降水后期“逗点状”回波头部强度逐步减弱并移出北京 (图 6)、北京区域强回波逐渐消散, 进一步加

强了 Q_{CIA} 向负值的转变, 同期, Q_{CIL} 先负后正, 其中, 降水强盛期的较明显负值(区域内冰相水凝物含量增加)主要与液相水凝物向冰相水凝物的微物理转化有关, 而之后的明显正值(区域内冰相水凝物含量明显减少)则主要与 Q_{CIA} 大的负值有关。

图 10 2016 年 7 月 20 日 00 时~21 日 08 时(北京时)区域($39.5^{\circ} - 40.9^{\circ} N$, $115.6^{\circ} - 117.3^{\circ} E$)平均的(a)降水率(P_S , 黑色实线)、水汽相关过程变率(Q_{WV} , 蓝色实线)和云相关过程变率(Q_{CM} , 红色实线)的时间演变;(b) Q_{WV} (灰色实线)、 Q_{WVA} (红色虚线)、 Q_{WVL} (蓝色虚线)、 Q_{WVD} (橙色虚线)、 Q_{WVE} (紫色虚线) (单位: mm/h)的时间演变;(c) Q_{cl} (灰色实线)、 Q_{cil} (红色虚线)、 Q_{cla} (蓝色虚线)、 Q_{clid} (橙色虚线)的时间演变;(d) Q_{ci} (灰色实线)、 Q_{cil} (红色虚线)、 Q_{cia} (蓝色虚线)、 Q_{cid} (橙色虚线)的时间演变。

Fig.10 Temporal evolutions of area averaged ($39.5^{\circ}-40.9^{\circ}N$, $115.6^{\circ}-117.3^{\circ}E$) (a) P_S (black solid line), moisture-related processes (Q_{WV} : blue solid line), change rates for hydrometeor-related processes (Q_{CM} , red solid line, units: mm/h); (b) Q_{WV} (gray solid line), Q_{WVA} (red dotted line), Q_{WVL} (blue dotted line), Q_{WVD} (orange dotted line), Q_{WVE} (purple dotted line, units: mm/h); (c) Q_{cl} (gray solid line), Q_{cil} (red dotted line), Q_{cla} (blue dotted line), Q_{clid} (orange dotted line, units: mm/h); (d) Q_{ci} (gray solid line), Q_{cil} (red dotted line), Q_{cia} (blue dotted line), Q_{cid} (orange dotted line, units: mm/h) from 0000 LST 20 July to 0800 LST 21 July 2016.

由于“7·20”特大暴雨过程第一阶段降水系统云系的发生发展, 第二阶段(主降水时段)初期(图 11), 北京区域上空已经存在一定量值的冰相和液相云水凝物, 伴随“逗点状”头部回波云系逐步发展和移入北京(图 6), 北京区域对流活动开始活跃, 区域内垂直上升运动逐渐增强(图 11), 20 日 15 时左右, 垂直上升运动强度和垂直扩展范围达到最强(图 11), 伴随着区域内的最强降水时段(图 8-9、10a、11), 之后, 随着“逗点状”回波头部强度逐步减弱和移出北京(图 6), 垂直上升运动逐渐减弱和收缩(图 11), 北京区域内强回波逐渐消散(图 6); 第二阶段初期, 垂直上升运动相对较弱峰值位于零度层以上约 10 km 高度附近, 随后逐步加强和向上向下延展, 期间, 零度层高度附近的垂直上升运动发展更为迅速, 造成上升运动峰值高度逐步下移至零度层附近(图 11), 降水强度峰值过后, 垂直上升运动进一步减弱和收缩, 其峰值高度进一步降至零度层之下(图 11)。

在有利的垂直上升运动支撑下, 北京区域上空的各种水凝物含量均呈现出较明显的变化(图 11), 伴随垂直上升运动的增大, 水凝物含量也逐渐增加, 但不同水凝物增幅不一, 其中, 霰粒子和雨滴增幅最为显著, 并于强降水峰值时刻附近含量达到最大, 随后迅速减小, 雨滴的显著变化直接与地面降水强度(P_S)变化(图 9、10a)相联系, 而霰粒子的变化则可以通过其降落到零度层下(图 11), 进而融化成雨滴的微物理过程(Cui et al., 2015,)与地面降水强度联系起来; 云水、雪粒子和冰晶等其他水凝物含量亦存在较明显的演变, 但变化幅度略弱于霰粒子和雨滴, 但应该注意到, 伴随垂直上升运动的增强, 势必造成水汽辐合的增强(图 10b)以及云尺度动力辐合与水汽凝结等云微物理过程的活跃(图 10c、d), 云水等水凝物含量将增长, 但由于同时活跃的各种水凝物之间的微物理转化过程(例如, 云水和雨滴碰并造成雨滴增长而云水含量减少等, Cui et al., 2015), 以及动力过程(“逗点状”头部回波逐渐移出北京)造成高层冰相粒子辐散(移出分析区域)等的作用, 导致云水、冰晶和雪粒子等水凝物含量变化幅度相对较小(图 11), 其深层次的过程机理值得未来借助三维降水诊断方程, 结合云微物理转化过程输出, 从宏微观物理过程相结合的角度开展深入分析和揭示。“7·20”特大暴雨过程强降水时段后期, 垂直上升运动已基本上整体回落到零度层之下, 这种动力结构有利于零度层下云水通过水汽凝结过程的形成, 而不利于冰相粒子的形成, 水凝物含量以零度层下液相水凝物为主(图 11)。值得注意的是, “7·20”过程强降水时段中, 北京区域平均的垂直上升运动廓线结构(尤其是峰值高度)不断变化(从零度层上逐步降落到零度层附近, 进而回落到零度层之下), 伴随着区域平均降水强度“弱-强-弱”的变化, 其内在的降水云物理过程的变化特征和机理非常值得深入探讨和分析。

图 11 2016 年 7 月 20 日 00 时至 21 日 03 时(北京时)区域($39.5^{\circ} \sim 40.9^{\circ} N$, $115.6^{\circ} \sim 117.3^{\circ} E$)平均的云水凝物混合比和垂直速度廓线(Q_g : 霰粒子, Q_s : 雪粒子, Q_i : 冰晶,

Q_r : 雨滴, Q_c : 云水, 单位: 10^{-3} kg/kg; w : 垂直速度, 单位: m/s) 的逐时分布。小图中
右上角数值 (例如 “20/00”) 代表时间 (例如 20 日 00 时)

Fig.11 Area-averaged (39.5°–40.9°N, 115.6°–117.3°E) vertical profiles of hydrometeor mixing
ratios (Q_g for graupel, Q_s for snow, Q_i for cloud ice, Q_r for raindrops, Q_c for cloud water, units:
 10^{-3} kg/kg, w for vertical speed, unit: m/s) from 0000 LST 20 July to 0300 LST 21 July 2016.

5、结论与讨论

本文重点关注北京“7·20”特大暴雨过程第二阶段 (主降水时段), 利用 WRF 模式对强降水过程开展高分辨率 (最高水平分辨率 1.33 km) 数值模拟, 高低空环流、雷达组合反射率和小时雨量的模拟验证显示, 尽管仍存在一些细节上的差异, 但模式很好地再现了主要高低空环流和天气系统的主体特征和演变, 模拟的雷达回波结构和演变与实况较为一致, 模拟的北京区域强降水开始时间与实况较为接近, 过程雨量、主要强降水落区、强降水发展过程和持续时间也与实况基本一致。利用高分辨率 (1.33 km) 数值模拟结果, 借助三维降水诊断方程, 对“7·20”特大暴雨主降水时段的强降水物理过程开展了模拟诊断分析, 主要结论如下:

降水强度达峰值之前, 强盛水汽通量辐合 (Q_{WVA}) 支撑强降水, 同时加湿局地大气, 强降水后期, Q_{WVA} 显著减弱, 水汽辐合量不足以支撑降水强度, 局地大气中水汽含量明显减少; 水凝物收支过程在“水汽收支——地面降水形成”中起着不可或缺的桥梁作用, 其变化频率快于水汽收支过程; 水凝物收支主要由局地变化 (液相: Q_{CLL} 和冰相: Q_{CIL}) 以及通量辐合/辐散 (Q_{CLA} 、 Q_{CIA}) 控制, 降水率达峰前, 强烈水汽辐合和凝结导致液相水凝物含量显著增加, 同时伴随区域内已存在的液相水凝物显著辐合, 强降水云系快速发展, 后期, 伴随“逗点状”回波头部强度逐步减弱和移出北京, 北京区域内强对流性回波逐渐消散, 动力辐合作用减弱, 同时, 由于液相水凝物向冰相水凝物的持续微物理转化以及强降水的消耗, 导致区域内液相水凝物含量显著减少, 降水系统逐步瓦解; 强降水初始短暂阶段, 冰相水凝物含量的增长主要源于云尺度动力辐合, 而伴随降水云系快速发展, 液相水凝物向冰相水凝物转化, 同时, 冰相水凝物被强上升运动推向对流层高层并向外辐散。

伴随主降水时段对流系统发展, 垂直上升运动强度和垂直扩展范围逐步增大, 并在降水峰值时刻附近达到最大, 之后逐渐减弱和收缩; 垂直上升运动峰值在主降水时段初期位于零度层以上约 10 km 高度附近, 随后伴随降水强度增强逐步下移至零度层附近, 降水峰值后, 进一步降至零度层之下。在上升运动控制下, 水凝物含量呈现明显变化, 但不同水凝物变幅不一, 霰粒子和雨滴增幅最显著, 于降水峰值时刻附近含量达最大, 随后减小, 雨滴变化与地面降水强度变化直接相关, 而霰粒子可通过降落到零度层下的融化过程与地面降水联系起来, 而其他水凝物由于微物理转化和动力辐散等过程, 导致含量变幅弱于霰粒子和雨滴, 其深层次的过程机理需借助三维降水诊断方程和微物理转化过程输出来深入分析和揭示。值得注意的是, “7·20”过程主降水时段中, 北京区域平均的垂直上升运动峰值高度从初期零度层上逐步降到零度层附近, 进而回落到零度层之下, 伴随着“弱-强-弱”的降水强度变化, 其内在的降水物理过程变化特征和机理值得深入探讨。

本文使用 WRF 模式和三维降水诊断方程, 针对北京“7·20”特大暴雨过程主要降水时段 (2016 年 7 月 20 日 01 时~21 日 08 时), 开展了高分辨率数值模拟和强降水物理过程模拟诊断研究, 取得了一些新的认识, 同时也发现了一些需要进一步研究和解答的科学问题。例如, WRF 模式提供了多种云微物理参数化方案选项, 本研究以及以往其他相关研究工作 (Huang et al., 2016; 刘圣楠和崔晓鹏, 2018; 王晓慧等, 2019a; 王晓慧等, 2019b; Wang et al., 2019; 薛一迪和崔晓鹏, 2020) 均仅仅选取其中一个方案, 选取不同的云微物理参数化方案对于“7·20”特大暴雨以及其他降水过程的模拟再现及其强降水物理过程机理是否存在显著影响? 这亟需未来通过选取多种云微物理参数化方案开展敏感性试验来解答; 又如, “7·20”特大暴雨过程中, 不同区域降水强度差异显著, 降水物理过程存在怎样的差异导致了不同区域降水强度的差异? 这同样值得未来深入研究, 相关机理的探讨将十分有助于对强降水成因的深入理解和揭示; 此外, 本文借助数值模式和三维降水诊断方程, 仅仅针对一次北京区域特大暴雨过程开展了初步的机理研究, 未来需要选取更多个例 (例如, “7·21”特大暴雨过程) 开展相似研究工作, 验证本文主要结论、得到更深入的机理认识, 以及为北京暴雨机理研究和预报提供科学参考与预报线索。

参考文献

- 贝耐芳, 赵思雄. 2002. 1998 年“二度梅”期间突发性强暴雨系统的中尺度分析 [J]. 大气科学, 26(4): 526-540. Bei Naifang, Zhao Sixiong. 2002. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 meiyu season[J]. Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 26(4): 526-540.
- Cao J, Gao S. 2007. Extended interpretations in Q vector analyses and applications in a torrential rain event [J]. Geophys. Res. Lett., 34: L15804.
- 曹伟华, 梁旭东, 赵晗萍, 等. 2016. 基于 Copula 函数的北京强降水频率及危险性分析 [J]. 气象学报, 74(5): 772-783. Cao Weihua, Liang Xudong, Zhao Hanping, et al. 2016. Frequency and risk analysis of heavy rainfall in Beijing based on Copula function[J]. Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese), 74(5): 772-783.
- 陈宏, 杨晓君, 尉英华, 等. 2020. 干冷空气入侵台风“海棠”残余低压引发的华北地区大暴雨分析 [J]. 暴雨灾害, 39(3): 241-249. Chen Hong, Yang Xiaojun, Wei Yinghua, et al. 2020. Analysis of the heavy rain in North China for dry cold air intruding into typhoon "Begonia" depression[J]. Torrential. Rain. Disaster. (in Chinese), 39(3): 241-249.
- 陈斌, 徐祥德, 施晓晖. 2011. 拉格朗日方法诊断 2007 年 7 月中国东部系列极端降水的水汽输送路径及其可能蒸发源区 [J]. 气象学报, 69(5): 810-818. Chen Bin, Xu Xiangde, Shi Xiaohui. 2011. Estimating the water vapor transport pathways and associated sources of water vapor for the extreme rainfall event over east of China in July 2007 using the Lagrangian method[J]. Acta Meteor. Sinica. (in Chinese), 69(5): 810-818.
- Cui X P, Gao S T, Wu G X. 2003. Up-sliding slantwise vorticity development and the complete vorticity equation with mass forcing [J]. Adv. Atmos. Sci., 20(5), 825-836.
- Cui X P, Li X F. 2006. Role of surface evaporation in surface rainfall processes [J]. J. Geophys. Res-Atmos., 111 (D17): D17112.
- Cui X P, Li X F. 2009. Diurnal responses of tropical convective and stratiform rainfall to diurnally varying sea surface temperature [J]. Meteorol. Atmos. Phys., 104 (1-2): 53-61.
- Cui X P, Xu F W. 2009. A cloud-resolving modeling study of surface rainfall processes associated with landfalling typhoon Kaemi (2006) [J]. J. Trop. Meteorol., 15 (2): 181-191.
- Cui X P, Wang Y P, Yu H. 2015. Microphysical differences with rainfall intensity in severe tropical storm Bilis [J]. Atmos. Sci. Lett., 16(1), 27-31.
- 丁德平, 李英. 2009. 北京地区的台风降水特征研究 [J]. 气象学报, 67(5): 864-874. Ding Deping, Li Ying. 2009. A study on rainfall features of Beijing associated with typhoons[J]. Acta Meteor. Sinica. (in Chinese), 67(5): 864-874.
- 丁一汇, 李吉顺, 孙淑清等. 1980. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析 [M]. 北京: 科学出版社, 1-13pp. Ding Yihui, Li Jishun, Sun Shuqing, et al. 1980. The analysis on mesoscale systems producing heavy rainfall in North China[C], Papers of Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (CAS), No. 9. Beijing: Science Press, 1-13pp.
- 冯志刚, 程兴无, 陈星, 等. 2013. 淮河流域暴雨强降水的环流分型和气候特征 [J]. 热带气象学报, 29(5): 824-832. Feng Zhigang, Cheng Xingwu, Chen Xing, et al. 2013. The classification of the circulations and the climatic characteristics of rainstorms in Huaihe river basin[J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 29(5): 824-832.
- Gao S T, Cui X P, Zhou Y S, et al. 2005. Surface rainfall processes as simulated in a cloud-resolving

- model [J]. *J. Geophys. Res-Atmos.*, 110 (D10): D10202.
- 高守亭, 孙建华, 崔晓鹏. 2008. 暴雨中尺度系统数值模拟与动力诊断研究 [J]. *大气科学*, 32(4): 854-866. Gao Shouting, Sun Jianhua, Cui Xiaopeng. 2008. Numerical simulation and dynamic analysis of mesoscale torrential rain systems[J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, (04): 854-866.
- Gao S T, Tan Z M, Zhao S X, et al. 2015. Mesoscale Dynamics and Its Application in Torrential Rainfall Systems in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32(2), 192–205.
- GEERT L, ERIK V M. 2008. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes [J]. *Nat. Geosci.*, 1,511-514.
- 郭虎, 季崇萍, 张琳娜等. 2006. 北京地区 2004 年 7 月 10 日局地暴雨过程中的波动分析 [J]. *大气科学*, 30(4): 703-711. Guo Hu, Ji Chongping, Zhang Lingna, et al. 2006. A case study of local rainstorm in Beijing on 10 July 2004: The analysis of the gravity wave[J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 30(4): 703-711.
- Huang Y J, Cui X P. 2015a. Moisture sources of an extreme precipitation event in Sichuan, China, based on the Lagrangian method [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 16(2), 177–183.
- Huang Y J, Cui X P. 2015b. Moisture sources of torrential rainfall events in the Sichuan Basin of China during summers of 2009–13 [J]. *J. Hydrometeorol.*, 16(4), 1906-1917.
- Huang Y J, Cui X P. 2015c. Dominant cloud microphysical processes of a torrential rainfall event in Sichuan, China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32(3), 389-400.
- 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]. *Atmos. Res.*, 169: 54–64.
- Huang Y J, Cui X P, Wang Y P. 2016. Cloud microphysical differences with precipitation intensity in a torrential rainfall event in Sichuan, China [J]. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 9(2), 90-98.
- Huang Y J, Wang Y P, Cui X P. 2019. Differences between Convective and Stratiform Precipitation Budgets in a Torrential Rainfall Event [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 36(5): 495-509.
- Jiang X L, Luo Y L, Zhang D L, et al. 2020. Urbanization Enhanced Summertime Extreme Hourly Precipitation over the Yangtze River Delta [J]. *J. Climate.*, 33: 5809-5826.
- Li H Q, Cui X P, Zhang D L. 2017a. A Statistical Analysis of Hourly Heavy Rainfall Events over the Beijing Metropolitan Region during the Warm Seasons of 2007-2014 [J]. *Int. J. Climatol.*, 37(11): 4027–4042.
- Li H Q, Cui X P, Zhang D L. 2017b. On the initiation of an isolated heavy rain producing storm near the central urban area of Beijing metropolitan region [J]. *Mon. Weather. Rev.*, 145(1): 181-197.
- Li H Q, Cui X P, Zhang D L. 2017c. Sensitivity of the initiation of an isolated thunderstorm over the Beijing metropolitan region to urbanization, terrain morphology and cold outflows [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 143: 3153–3164.
- Li H Q, Cui X P, Zhang W L, et al. 2016. Observational and dynamic downscaling analysis of a heavy rainfall event in Beijing, China during the 2008 Olympic Games [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 17(6).
- 李琴, 崔晓鹏, 曹洁. 2014. 四川地区一次暴雨过程的观测分析与数值模拟 [J]. *大气科学*, 38(6): 1095-1108. Li Qin, Cui Xiaopeng, Cao Jie. 2014. Observational analysis and numerical simulation of a heavy rainfall event in Sichuan province[J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*,

38(6): 1095-1108.

李琴, 杨帅, 崔晓鹏, 等. 2016. 四川暴雨过程动力因子指示意义与预报意义研究 [J]. 大气科学, 40(2): 341-356. Li Qin, Yang Shuai, Cui Xiaopeng, et al. 2016. Diagnosis and forecasting of dynamical parameters for a heavy rainfall event in Sichuan province[J]. Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 40(2): 341-356.

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. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 42(1): 192-208.

卢萍, 宇如聪, 周天军. 2009. 四川盆地西部暴雨对初始水汽条件敏感性的模拟研究 [J]. 大气科学, 33(2): 241-250. Lu Ping, Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2009. Numerical simulation on the sensitivity of heavy rainfall over the western Sichuan Basin to initial water vapor condition[J]. Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 33(2): 241-250.

罗亚丽, 孙继松, 李英, 等. 2020. 中国暴雨的科学 with 预报: 改革开放 40 年研究成果 [J]. 气象学报, 78(3): 419-450. Luo Yali, Sun Jisong, Li Ying, et al. 2020. Science and prediction of heavy rainfall over China: Research progress since the reform and opening-up of the People's Republic of China[J]. Acta Meteor. Sinica. (in Chinese), 78(3):419-450.

李青春, 苗世光, 郑祚芳, 等. 2011. 北京局地暴雨过程中近地层辐合线的形成与作用 [J]. 高原气象, 30(5): 1232-1242. Li Qingqing, Miao Shiguang, Zheng Zuofang, et al. 2011. Formation and Effect of Surface Convergence Line in Local Rainstorm Process of Beijing[J]. Plateau Meteor (in Chinese), 30(5): 1232-1242.

雷蕾, 邢楠, 周璇, 等. 2020. 2018 年北京 “7.16” 暖区特大暴雨特征及形成机制研究 [J]. 气象学报, 78(1): 1-17. Lei Lei, Xin Nan, Zhou Xuan, et al. 2020. A study on the warm-sector torrential rainfall during 15-16 July 2018 in Beijing area[J]. Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese), 78(1): 1-17.

Miao S G, Chen F, LeMone M A, et al. 2009. An observational and modeling study of characteristics of urban heat island and boundary layer structures in Beijing [J]. J. Appl. Meteorol. Climatol., 48, 484-501.

Ning A, Dou J J, González-Cruz J E, et al. 2020. An observational case study of synergies between an intense heat wave and the urban heat island in Beijing [J]. J. Appl. Meteorol. Climatol., 59, 605-620.

Pendergrass A G, Knutti R. 2018. The uneven nature of daily precipitation and its change [J]. Geophys. Res. Lett., 45.

钱维宏, 蒋宁, 杜钧. 2016. 中国东部 7 类暴雨异常环流型 [J]. 气象, 42(6): 674-685. Qian Weihong, Jiang Ning, Du Jun. 2016. Seven anomalous synoptic patterns of regional heavy rain in eastern China[J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 42(6): 674-685.

钱维宏, 单晓龙, 朱亚芬. 2012. 天气尺度扰动流场对区域暴雨的指示能力 [J]. 地球物理学报, 55(5): 1513-1522. Qian Weihong, Shan Xiaolong, Zhu Yafen. 2012. Capability of regional-scale transient wind anomalies to indicate regional heavy rains[J]. Chinese. J. Geophys. (in Chinese), 55(5): 1513-1522.

全美兰, 刘海文, 朱玉祥, 等. 2013. 高空急流在北京 “7.21” 暴雨中的动力作用 [J]. 气象学报, 71(6): 1012-1019. Quan Meilan, Liu Haiwen, Zhu Yuxiang, et al. 2013. Study of the dynamic effects of the upper-level jet stream on the Beijing rainstorm of 21 July 2012[J]. Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese), 71(6): 1012-1019.

- Shen X Y, Zhang N, Li X F. 2011a. Effects of large-scale forcing and ice clouds on pre-summer heavy rainfall over southern China in June 2008: A partitioning analysis based on surface rainfall budget [J]. *Atmos. Res.*, 101: 155-163.
- Shen X Y, Wang Y, Li X F. 2011b. Radiative effects of water clouds on rainfall responses to the large-scale forcing during pre-summer heavy rainfall over Southern China [J]. *Atmos. Res.*, 99: 120-128.
- Shen X Y, Wang Y, Li X F. 2011c. Effects of vertical wind shear and cloud radiative processes on responses of rainfall to the large-scale forcing during pre-summer heavy rainfall over southern China [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137: 236-249.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the Advanced Research WRF version 3 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR.
- Song X, Zhang J, AghaKouchak A, et al. 2014. Rapid urbanization and changes in spatiotemporal characteristics of precipitation in Beijing metropolitan area [J]. *J. Geophys. Res-Atmos.*, 119: 11250-11271.
- 孙继松. 2005a. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响 [J]. *高原气象*, 24(1):62-69. Sun Jisong. 2005a. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location [J]. *Plateau. Meteor. (in Chinese)*, 24(1): 62-69.
- 孙继松. 2005b. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究 [J]. *大气科学*, (03): 445-452. Sun Jisong. 2005b. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing area[J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, (03): 445-452.
- 孙继松. 2014. 从天气动力学角度看云物理过程在降水预报中的作用 [J]. *气象*, 40(1): 1-6. Sun Jisong. 2014. Role of cloud physics in precipitation forecasting by synoptic dynamics[J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 40(1): 1-6.
- 孙继松, 雷蕾, 于波, 等. 2015. 近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征 [J]. *气象学报*, 73(4): 609-623. Sun Jisong, Lei Lei, Yu Bo, et al. 2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing area[J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 73(4): 609-623.
- 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2004. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究 [J]. *大气科学*, 28(5): 675-691. Sun Jianhua, Zhang Xiaolin, Qi Linlin, et al. 2004. A Study of vortex and its mesoscale convective system during china heavy rainfall experiment and study in 2002[J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 28(5): 675-691.
- Supantha P, Subimal G, Micky M, et al. 2018. Increased Spatial Variability and Intensification of Extreme Monsoon Rainfall due to Urbanization [J]. *Sci. Rep.*, 8. 3918.
- 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 2001. 1998 年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究 [M]. 北京: 气象出版社, 184pp. Tao Shiyan, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. 2001. Study on the formation mechanism and forecast of Rainstorm in China in the summer of 1998[M]. Beijing: Meteorological Press, 184pp.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 225pp. Tao Shiyan. 1980. Rainstorm in China [M]. Beijing: China Meteorological Press, 225pp.
- 陶祖钰. 1980. 湿急流的结构及形成过程 [J]. *气象学报*, 38(4), 331-340. Tao Zuyu. 1980. Structure and formation process of moist jet[J]. *Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese)*, (04): 331-340.

- Tao W K, Simpson J, Soong S T. 1987. Statistical Properties of a Cloud Ensemble - a Numerical Study [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3175-3187.
- Tompkins A M. 2000. The impact of dimensionality on long-term cloud-resolving model simulations [J]. *Mon. Weather. Rev.*, 128, 1521-1535.
- Xu F W, Xu X F, Cui X P, et al. 2013. Torrential Rainfall Responses to Radiation and Ice Clouds over Jiang-Huai Valley, China in July 2007, Asia-Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49(4): 401-407.
- 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. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 44(6): 1320-1336.
- 杨默远, 潘兴瑶, 邸苏闯. 2018. 北京 “7·20” 特大暴雨的时空多要素分析 [J]. *水文*, 38(2): 85-92. Yang Moyuan, Pan Xingyao, Pi Suchuang. 2018. Multi-factor analysis of torrential rain occurred in Beijing on July 20, 2016 [J]. *Journal of China Hydrology (in Chinese)*, 38(2): 85-92.
- 郁淑华, 滕家谟, 何光碧. 1998. 高原地形对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验 [J]. *大气科学*, 22(3): 379-383. Yu Shuhua, Teng Jiamo, He Guangbi. 1998. The numerical experiment of plateau terrain influencing for a suddenly arising torrential rain in the west of Sichuan basin [J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 22(3): 379-383.
- 王晓慧, 崔晓鹏, 郝世峰. 2019a. 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(02): 417-436. Wang Xiaohui, Cui Xiaopeng, Hao Shifeng. 2019a. Diagnostic and numerical study on surface rainfall processes associated with tropical cyclone Soudelor (2015) over the ocean [J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 43(02): 417-436.
- 王晓慧, 崔晓鹏, 郝世峰, 等. 2019b. 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——海表温度敏感性试验 [J]. *大气科学*, 43(5): 1125-1142. Wang Xiaohui, Cui Xiaopeng, Hao Shifeng, et al. 2019b. A diagnostic and numerical study on surface rainfall process of tropical cyclone Soudelor (2015) over the ocean: sensitivity experiments on precipitation response to sea surface temperature change [J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 43(5): 1125-1142.
- 王国荣, 王令. 2013. 北京地区夏季短时强降水时空分布特征 [J]. *暴雨灾害*, 32(3): 276-279. Wang Guorong, Wang Ling. 2013. Spatial and temporal distribution characteristics of short-term heavy precipitation in Beijing [J]. *Torrential. Rain. Disaster. (in Chinese)*, 32(3): 276-279.
- Wang Y P, Huang Y J, Cui X P. 2019. Surface rainfall processes during the genesis period of tropical cyclone Dorian (2001) [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 36(4): 451-464.
- Wu F, Cui X P, Zhang D L. 2017. The relationship of lightning activity and short-duration rainfall events during warm seasons over the Beijing metropolitan region [J]. *Atmos. Res.*, 195: 31-43.
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展 [J]. *气象学报*, 53(3): 387-405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. *Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese)*, 53(3): 387-405.
- Wu M W, Luo Y L, Chen F, et al. 2019. Observed Link of Extreme Hourly Precipitation Changes to Urbanization over Coastal South China [J]. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 58: 1799-1819.
- 吴正华, 储锁龙. 1992. 北京泥石流暴雨基本特征 [J]. *大气科学*, 16(4): 476-481. Wu Zhenghua, Chu Suolong. 1992. Basic characteristics of the rainstorm-producing mud-rock flow in Beijing area [J]. *Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 16(4): 476-481.

张文龙, 崔晓鹏. 2012. 近 50a 华北暴雨研究主要进展 [J]. 暴雨灾害, 31(04): 384-391. Zhang Wen Long, Cui Xiao Peng. 2012. Main progress of torrential rain researches in North China during the past 50 years[J]. Torrential. Rain. Disaster. (in Chinese), 31(04): 384-391.

张文龙, 王迎春, 崔晓鹏, 等. 2011. 北京地区干湿雷暴数值试验对比研究 [J]. 暴雨灾害, 30(03): 202-209. Zhang Wenlong, Wang Yingchun, Cui Xiaopeng, et al. 2011. Comparative analysis on numerical test between dry thunder storm and moist thunder storm in Beijing[J]. Torrential. Rain. Disaster. (in Chinese), 30(03): 202-209.

张文龙, 崔晓鹏, 黄荣. 2014. 复杂地形下北京雷暴新生地点变化的加密观测研究 [J]. 大气科学, 38(5): 825-837. Zhang Wenlong, Cui Xiaopeng, Huang Rong. 2014. Intensive Observational Study on Evolution of Formation Location of Thunderstorms in Beijing under Complex Topographical Conditions[J]. Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 38(05): 825-837.

张文龙, 崔晓鹏, 王迎春, 等. 2013. 对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用 [J]. 大气科学, 37(04): 829-840. Zhang Wenlong, Cui Xiaopeng, Wang Yingchun, et al. 2013. Roles of low-level easterly winds in the local torrential rains of Beijing[J]. Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 37(04): 829-840.

张文龙, 尤凤春, 张小玲, 等. 2016. 北京 2013 年 1 月严重霾天气过程的气象成因分析 [J]. 气象与环境科学, 39(2): 46-54. Zhang Wenlong, You Fengchun, Zhang Xiaoling, et al. 2016. Meteorological Characteristics Analysis of Severe Haze Weather Processes in Beijing in January 2013[J]. Meteor. Environ. Sci. (in Chinese), 39(2): 46-54.

张京英, 漆梁波, 王庆华. 2005. 用雷达风廓线产品分析一次暴雨与高低空急流的关系 [J]. 气象, 31(12): 41-44. Zhang Jingying, Qi Liangbo, Wang Qinghua. 2005. Analysis of relationship between heavy rain and jet stream with radar VWP product[J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 31(12): 41-44.

赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究 [M]. 北京: 气象出版社, 281pp. Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. 2004. Study on the mechanism of meiyu front rainstorm in the Yangtze river basin[M]. Beijing: Meteorological Press, 281pp.

赵宇, 高守亭. 2008. 对流涡度矢量在暴雨诊断分析中的应用研究 [J]. 大气科学, 32(3): 444-456. Zhao Yu, Gao Shouting. 2008. Application of the convective vorticity vector to the analysis of a rainstorm[J]. Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 32(3): 444-456.

Zhou F F, Cui X P. 2015. The adjoint sensitivity of heavy rainfall to initial conditions in debris flow areas in China [J]. Atmos. Sci. Lett., 16(4): 485-491.

周玉淑, 刘璐, 朱科锋, 等. 2014. 北京“7.21”特大暴雨过程中尺度系统的模拟及演变特征分析 [J]. 大气科学, 38(5): 885-896. Zhou Yushu, Liu Lu, Zhu Kefeng, et al. 2014. Simulation and Evolution Characteristics of Mesoscale Systems Occurring in Beijing on 21 July 2012[J]. Chinese. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 38(5): 885-896.

朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2000. 天气学原理和方法 [M]. 北京: 气象出版社. Zhu Qianggen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2000. Synoptic principles and methods[M]. Beijing: Meteorological Press.

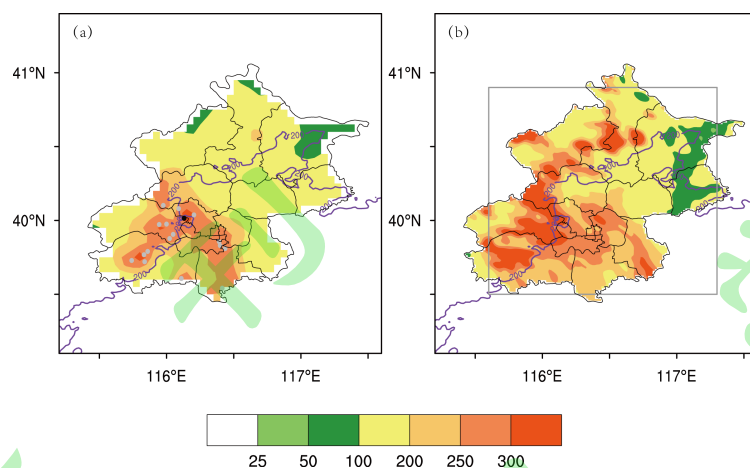


图 1 2016 年 7 月 20 日 00 时至 21 日 08 时(北京时间) (a)实况和(b)模拟(分辨率为 1.33 km) 的累积降水量(彩色阴影, 单位: mm)。紫色实线为 200 m 地形等高线, (a) 中灰色圆点为累积降水量大于 300 mm 的观测站点, 黑色圆点为累积降水量最大的观测站(东山村站, 累积降水量为 401.3 mm); (b) 中色方框所示区域为文中降水物理过程分析区域。

Fig.1 The distribution of the (a) observed, (b)simulated (with the resolution of 1.33km) cumulated rainfall from 0000 LST 20 to 0800 LST 21 July 2016 (shaded, unit: mm). A thick purple line denotes the 200-m terrain elevation. The gray and black dots in (a) represent the stations with the cumulated rainfall more than 300mm and maximum cumulated rainfall (Dongshancun station, 401.3mm), respectively. The gray box in (b) indicates the analysis area of precipitation physical process.

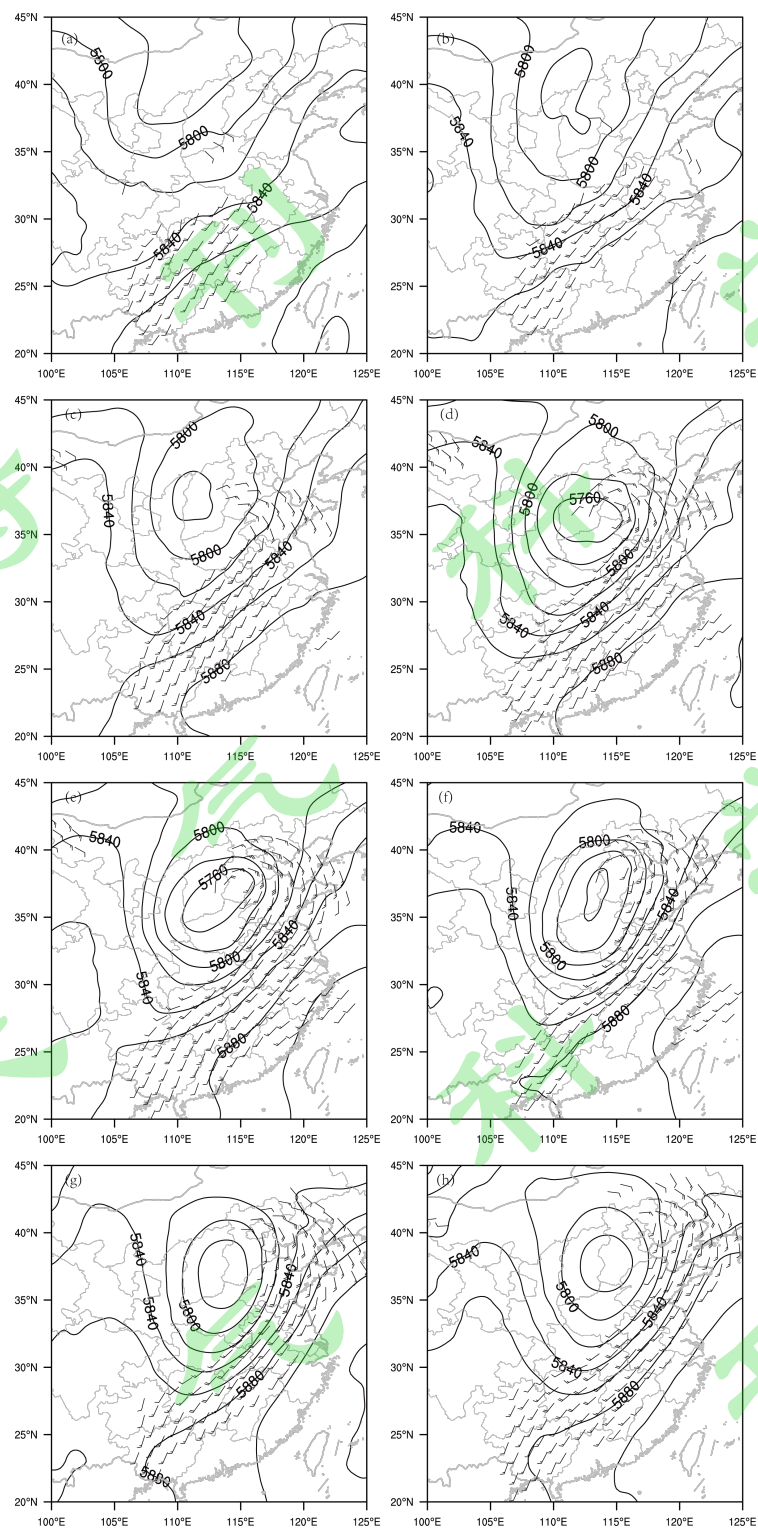


图 2 2016 年 7 月 19 日 08 时~21 日 02 时(北京时间)逐 6 小时 (a-h) 的 500 hPa 位势高度场 (黑色实线, 单位: 位势米) 和 850 hPa 大于 12 m/s 的风场 (风向杆)。

Fig.2 500 hPa geopotential height(height, unit:gpm),850 hPa wind field(wind bar,>12m/s) at (a)0800 LST 19, (b)1400 LST 19, (c)2000 LST 19, (d)0200 LST 20, (e)0800 LST 20, (f)1400 LST 20,(g)2000 LST 20,(h)0200 LST 21 July 2016.

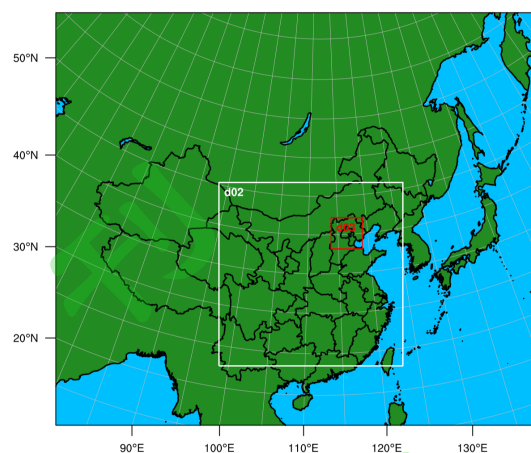


图 3 数值模拟区域。
Fig.3 Model domain configuration.

911
912
913
914
915
916
917
918
919
920
921
922
923
924
925
926
927
928
929
930
931
932
933
934
935
936
937
938
939
940
941
942
943
944
945
946
947
948
949
950
951
952
953
954

第 4 卷

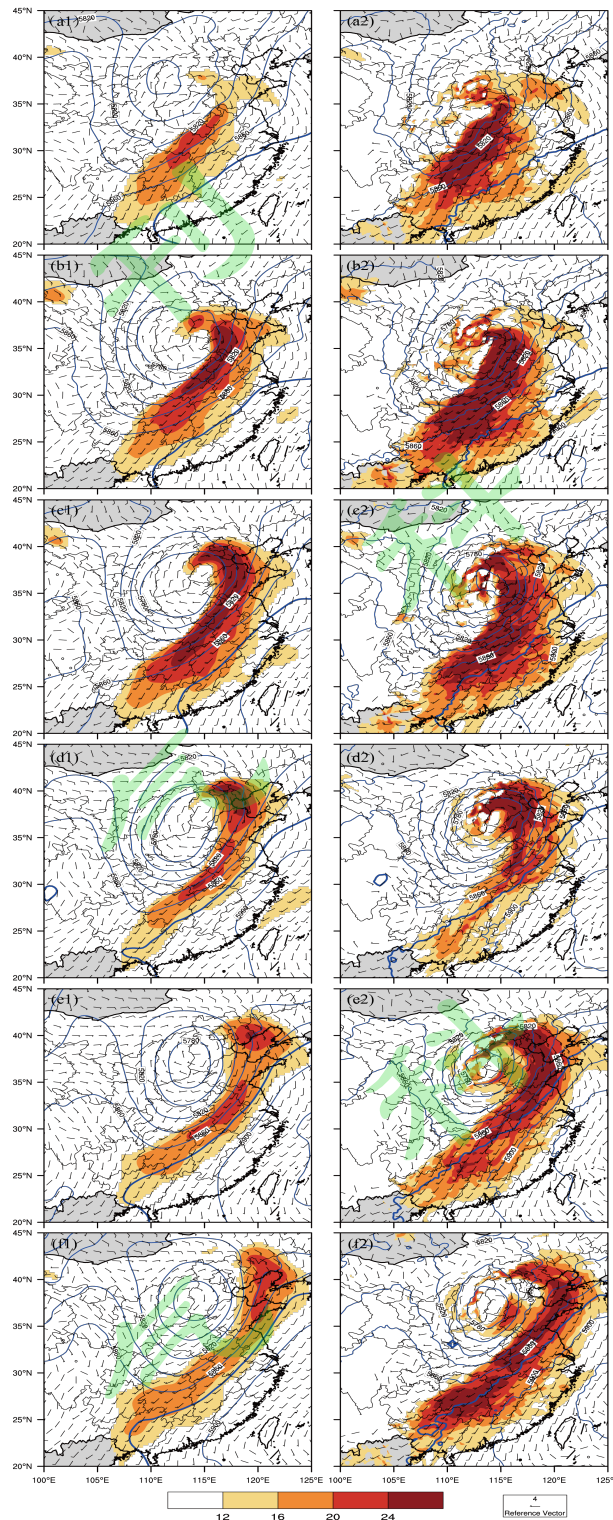


图 4 2016 年 7 月 19 日 20 时~21 日 02 时(北京时)的逐 6 小时 500 hPa 位势高度(蓝色实线, 单位: 位势米, 蓝色粗实线为 5880 位势米等高线)、850 hPa 风矢量(风向杆)和大于等于 12 m/s 的风速(彩色阴影, 单位: m/s)。左列(a1-f1)为 ERA-interim 再分析数据, 右列(a2-f2)为 D01 区域(分辨率为 12km)模拟结果。

Fig.4 500 hPa geopotential height (blue counter, unit: gpm, the thick lines indicate 5880 gpm), 850hPa wind field (vector) and 850hPa wind field (shaded, unit: m/s, ≥ 12 m/s) from ERA-interim reanalysis data (a1, b1, c1, d1, e1, f1) and numerical simulation data with 12 km horizontal resolution (a2, b2, c2, d2, e2, f2) at (a1)(a2)2000 LST 19, (b1)(b2)0200 LST 20, (c1)(c2)0800 LST 20, (d1)(d2)1400 LST 20, (e1)(e2)2000 LST 20, (f1)(f2)0200 LST 21 July 2016.

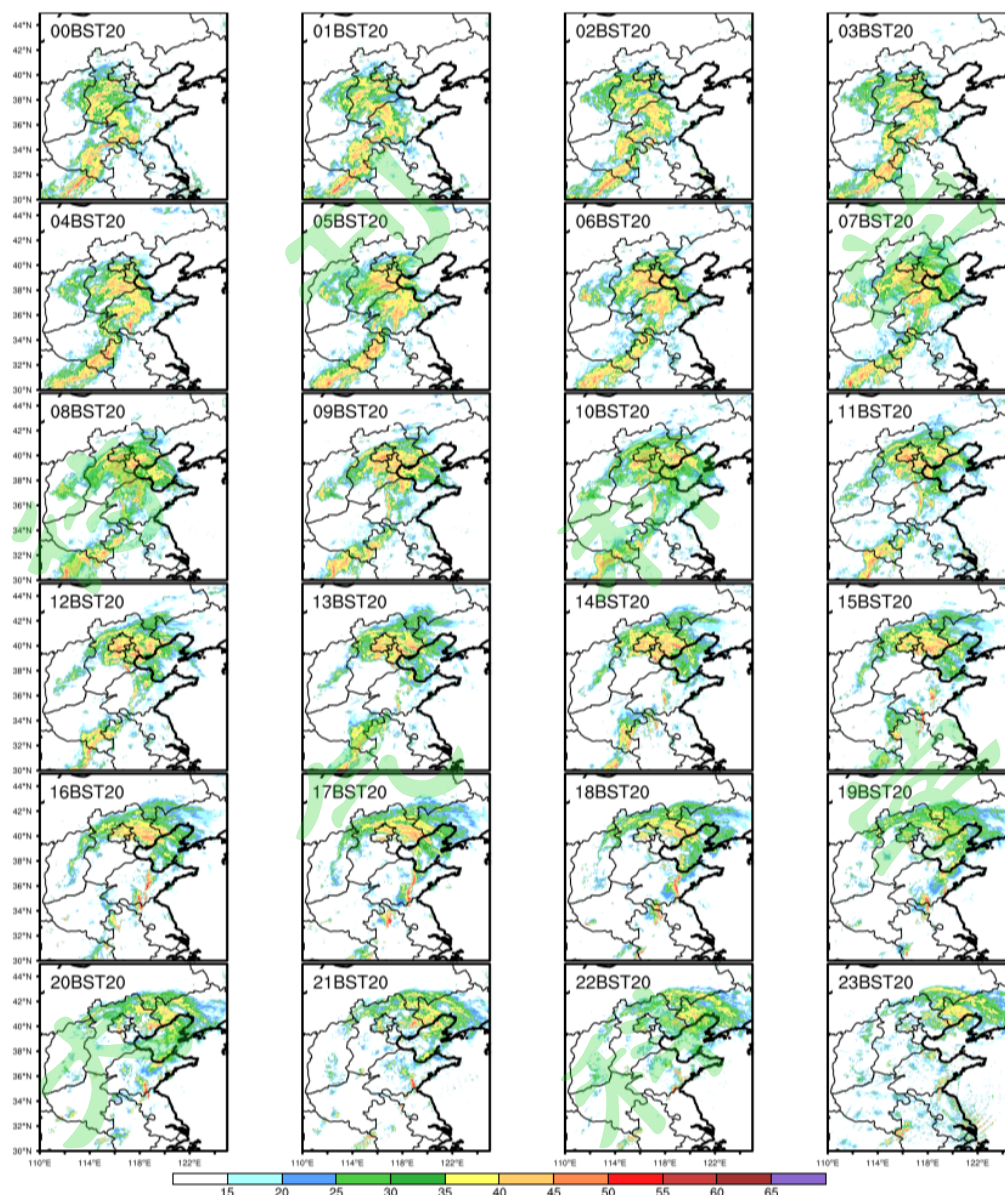


图 5 2016 年 7 月 20 日 00 时~20 日 23 时(北京时)华北区域雷达组合反射率(彩色阴影, 单位: dBZ)。

Fig.5 The combined radar reflectivity in North China (shaded, unit: dBZ) from 0000 LST 20 July to 2300 LST 20 July 2016.

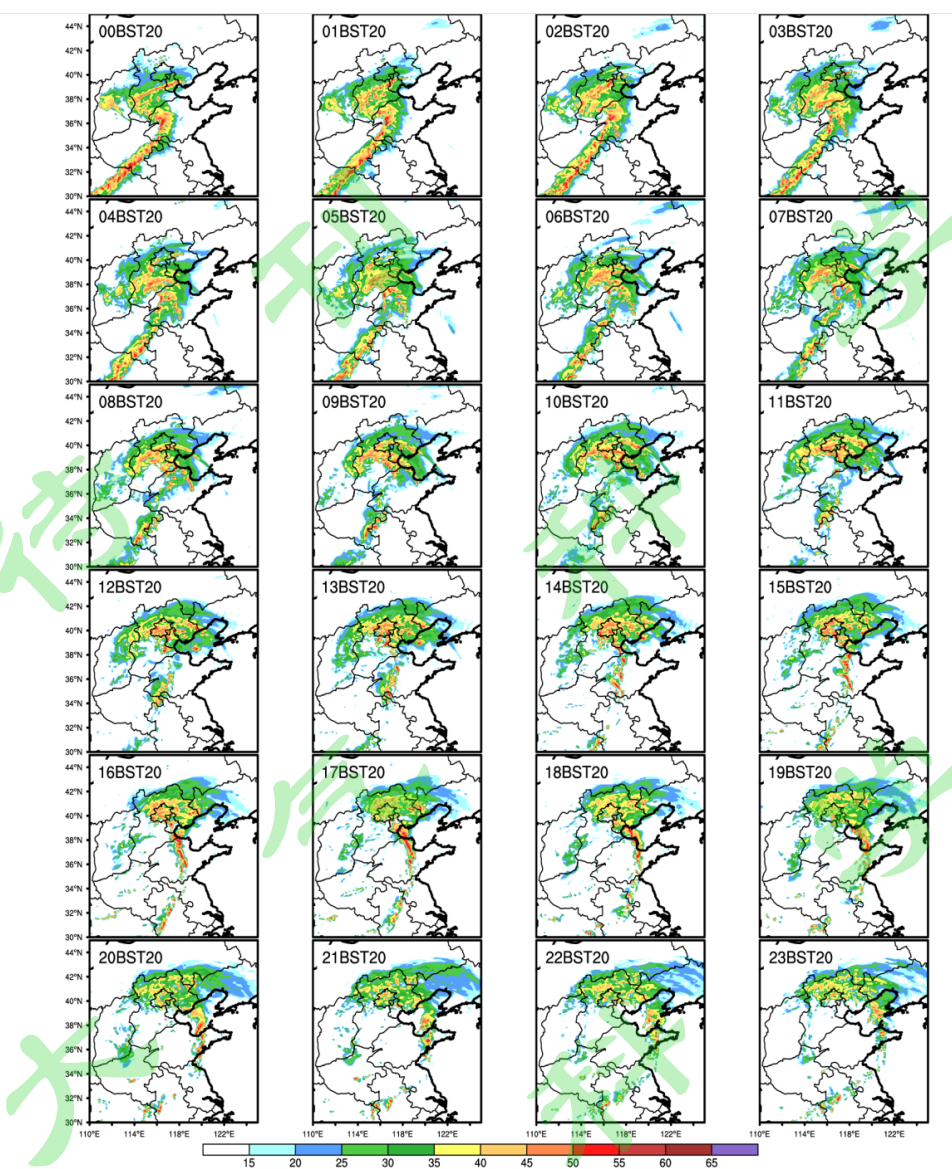


图 6 同图 5，但为模拟结果。

Fig.6 The same as Fig.5, but for the simulated radar reflectivity (dBZ).

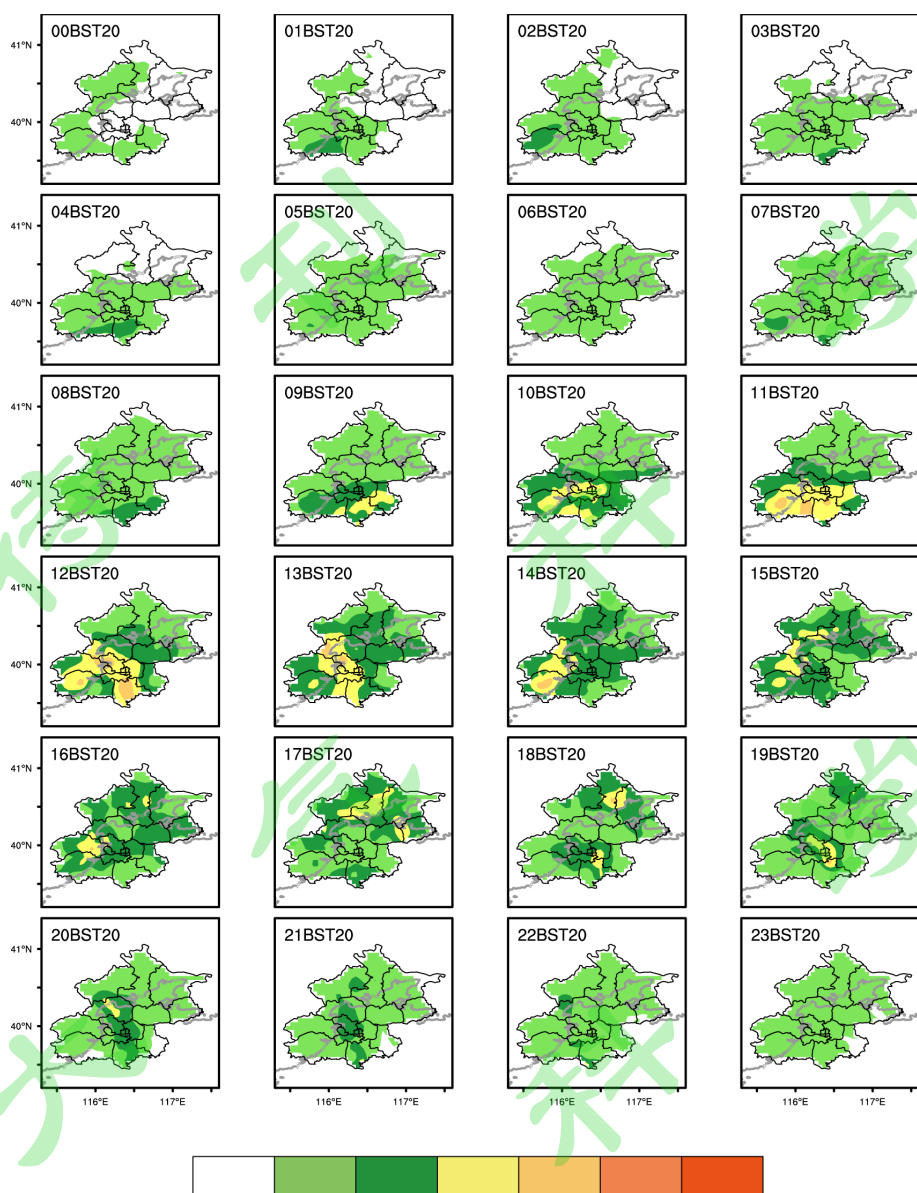


图 7 2016 年 7 月 20 日 00 时~20 日 23 时(北京时)北京地区逐小时实况降水分布(彩色阴影, 单位: mm), 其中, 灰色实线为 200 m 地形等高线。

Fig.7 The distribution of hourly rainfall observations in Beijing (shaded, unit: mm) from 0000 LST 20 July to 2300 LST 20 July 2016. A thick gray line denotes the 200-m terrain elevation.

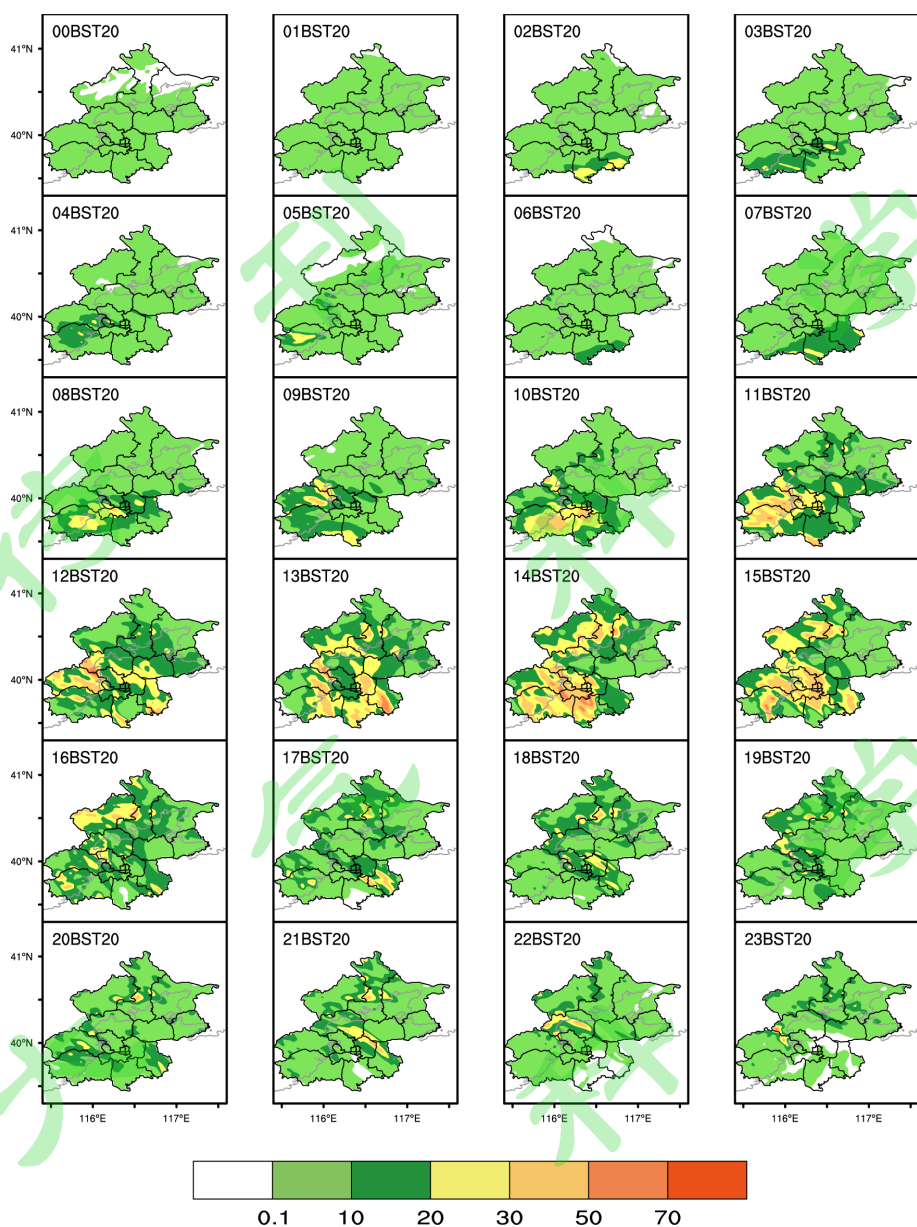


图 8 同图 7，但为模拟结果。

Fig.8 The same as Fig.7, but for the simulated rainfall.

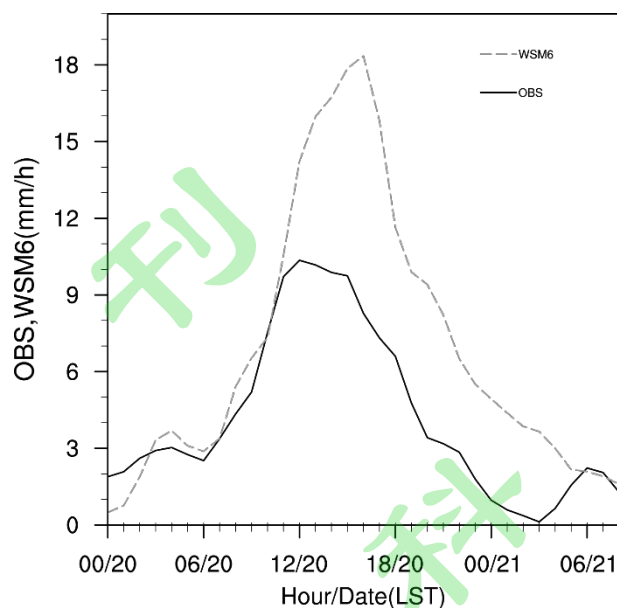


图9 2016年7月20日00时~21日08时(北京时)区域(39.5°~40.9°N, 115.6°~117.3°E)平均的实况(实线)和模拟(虚线)降水率(单位: mm/h)的时间序列。
Fig.9 Time series of area averaged (39.5°~40.9°N, 115.6°~117.3°E) observation (solid line) and model (dashed line) precipitation rate (units: mm/h) from 0000 LST 20 July to 0800 LST 21 July 2016.

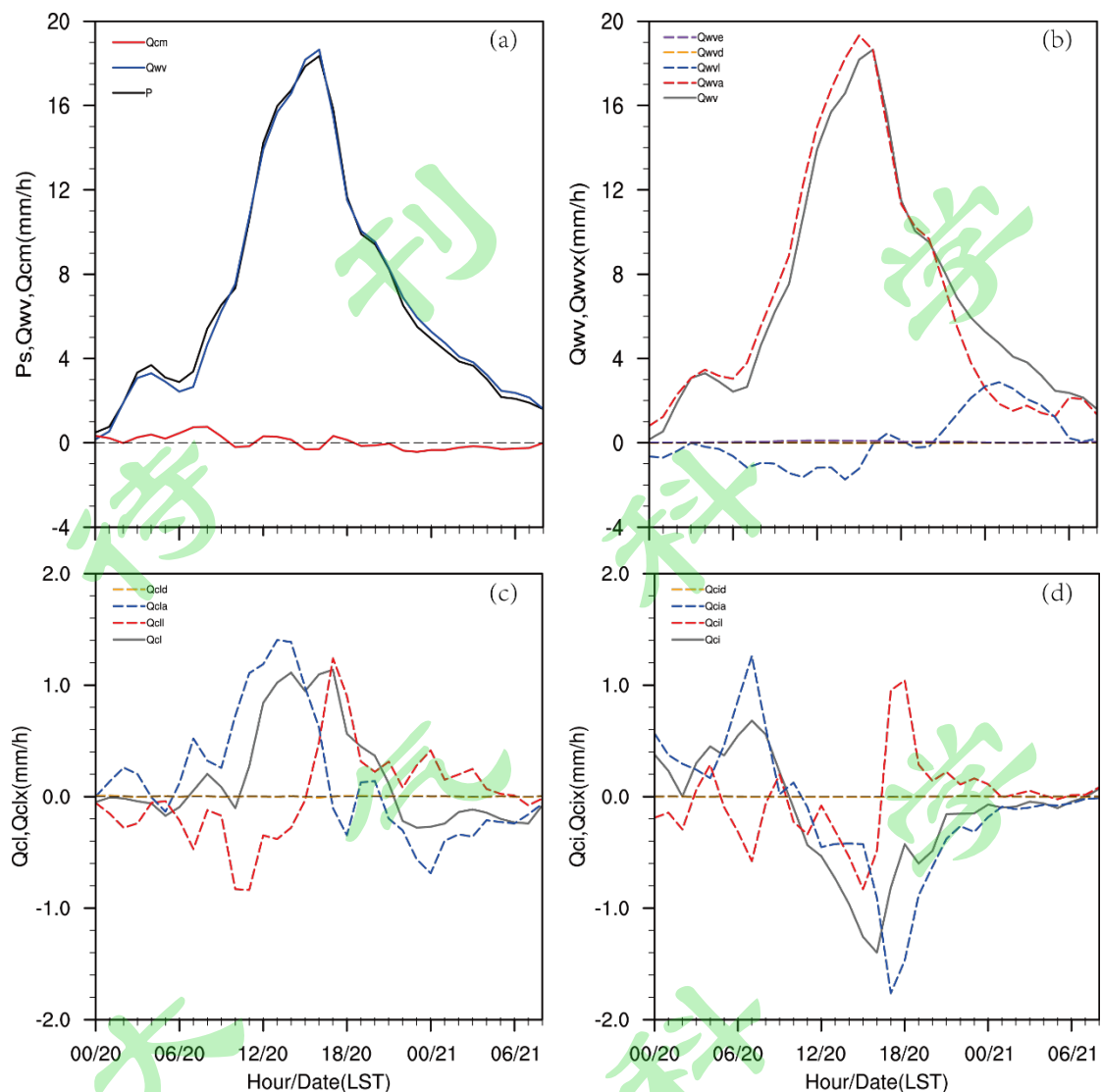


图 10 2016 年 7 月 20 日 00 时~21 日 08 时(北京时间)区域 ($39.5^{\circ} - 40.9^{\circ} \text{ N}$, $115.6^{\circ} - 117.3^{\circ} \text{ E}$) 平均的 (a) 降水率 (P_s , 黑色实线)、水汽相关过程变率 (Q_{WV} , 蓝色实线) 和云相关过程变率 (Q_{CM} , 红色实线) 的时间演变; (b) Q_{WV} (灰色实线)、 Q_{WVA} (红色虚线)、 Q_{WVL} (蓝色虚线)、 Q_{WVD} (橙色虚线)、 Q_{WVE} (紫色虚线) (单位: mm/h) 的时间演变; (c) Q_{cl} (灰色实线)、 Q_{cll} (红色虚线)、 Q_{cla} (蓝色虚线)、 $Q_{cl d}$ (橙色虚线) 的时间演变; (d) Q_{ci} (灰色实线)、 Q_{cil} (红色虚线)、 Q_{cia} (蓝色虚线)、 Q_{cid} (橙色虚线) 的时间演变。

Fig.10 Temporal evolutions of area averaged ($39.5^{\circ}-40.9^{\circ}\text{N}$, $115.6^{\circ}-117.3^{\circ}\text{E}$) (a) P_s (black solid line), moisture-related processes (Q_{WV} : blue solid line, units: mm/h); (b) Q_{WV} (gray solid line), Q_{WVA} (red dotted line), Q_{WVL} (blue dotted line), Q_{WVD} (orange dotted line), Q_{WVE} (purple dotted line, units: mm/h); (c) Q_{cl} (gray solid line), Q_{cll} (red dotted line), Q_{cla} (blue dotted line), $Q_{cl d}$ (orange dotted line, units: mm/h); (d) Q_{ci} (gray solid line), Q_{cil} (red dotted line), Q_{cia} (blue dotted line), Q_{cid} (orange dotted line, units: mm/h) from 0000 LST 20 July to 0800 LST 21 July 2016.

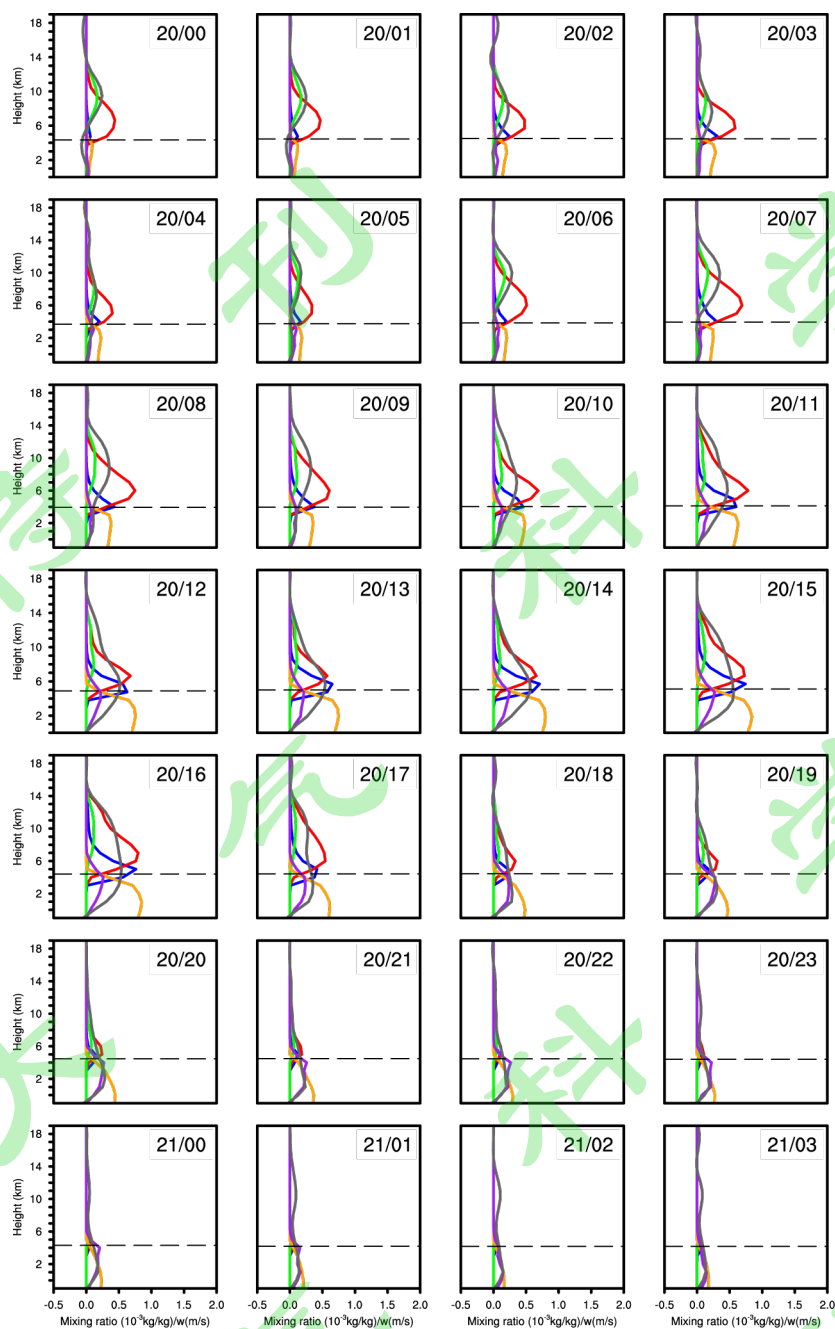


图 11 2016 年 7 月 20 日 00 时至 21 日 03 时 (北京时间) 区域 ($39.5^{\circ} \sim 40.9^{\circ} \text{N}$, $115.6^{\circ} \sim 117.3^{\circ} \text{E}$) 平均的云水凝物混合比和垂直速度廓线 (Q_g : 霰粒子, Q_s : 雪粒子, Q_i : 冰晶, Q_r : 雨滴, Q_c : 云水, 单位: 10^{-3} kg/kg ; w : 垂直速度, 单位: m/s) 的逐时分布。小图中右上角数值 (例如 “20/00”) 代表时间 (例如 20 日 00 时)

Fig.11 Area-averaged ($39.5^{\circ}\text{--}40.9^{\circ}\text{N}$, $115.6^{\circ}\text{--}117.3^{\circ}\text{E}$) vertical profiles of hydrometeor mixing ratios (Q_g for graupel, Q_s for snow, Q_i for cloud ice, Q_r for raindrops, Q_c for cloud water, units: 10^{-3} kg/kg , w for vertical speed, unit: m/s) from 0000 LST 20 July to 0300 LST 21 July 2016.