

陈赛男, 郭学良, 付丹红. 2019. 北京一次短时局地大暴雨过程的特征及对云物理方案的敏感性数值模拟试验 [J]. 大气科学, 43(6): 1344–1364. CHEN Sainan, GUO Xueliang, FU Danhong. 2019. Characteristics of a Short-Duration and Localized Severe Rainstorm Event in Beijing City and Sensitivity of Cloud Microphysical Schemes in Numerical Simulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(6): 1344–1364. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18218

## 北京一次短时局地大暴雨过程的特征及对云物理方案的敏感性数值模拟试验

陈赛男<sup>1,2</sup> 郭学良<sup>1,3,4</sup> 付丹红<sup>3</sup>

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

2 湖北省气象局武汉中心气象台, 武汉 430074

3 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

4 中国气象科学研究院云雾物理环境重点实验室, 北京 100081

**摘 要** 云物理过程是云和降水形成的重要环节。本文针对 2011 年 6 月 23 日发生在北京地区的一次大暴雨过程进行了云降水与天气特征分析, 并开展了 WRF 模式中 10 种不同云微物理方案对此次暴雨强度、落区和发生时间的敏感性数值模拟试验。研究结果表明, 此次大暴雨是由多单体组织、合并形成深厚的中尺度对流系统, 并具有明显的短时局地特征和有利的高低空、高低纬度大中尺度天气环流形势及强烈的水汽输送条件。暴雨强度、落区和发生时间的数值模拟结果对云物理方案非常敏感。不同云物理方案对累积降水量 $\geq 50$  mm 和 $\geq 100$  mm 的暴雨模拟的 ETS 评分显示, 只有 Thompson 方案对此暴雨量级的评分均为正, 其他方案的 ETS 评分均不理想, 特别是对累积降水量 $\geq 100$  mm 的大暴雨模拟。在小时暴雨强度和发生时间方面, Thompson 方案模拟效果也较好, 其次是 Lin 方案和 WSM6 方案; 对区域累积最大降水量和落区的模拟方面, Thompson 方案和 Morrison 方案模拟的最大累积降水量更接近观测值, 但在落区方面, 一些具有完整云物理过程的单参数方案 (Lin 方案、WSM6 方案) 模拟效果较好, 但模拟的最大降水量偏小。针对暖雨的双参数方案 WDM6 对区域平均降水模拟较好, 但对暴雨极端降水模拟较差。对造成差异的原因分析表明, 不同云物理方案的差异主要体现在雪和霰的参数化方面, 由于采用的粒子谱分布、密度和末速度不同, 导致云中粒子间的碰并和形成过程不同, 大部分云物理方案模拟的霰含量高, 雪含量低。这种云微物理过程的差异会导致云动力过程的反馈作用出现明显不同, 但这种反馈作用的差异主要体现在降水粒子对上升气流的拖曳作用不同。尽管云中相变潜热过程对云动力过程具有很重要的影响, 但不同云物理方案在相变潜热过程和温度廓线分布方面造成的差异并不明显。因此, 云物理方案中考虑合理的粒子谱分布、形态和密度变化, 有利于提高暴雨的模拟效果。

**关键词** 云物理方案 局地大暴雨 数值模拟 北京

文章编号 1006-9895(2019)06-1344-21

中图分类号 P458

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18218

## Characteristics of a Short-Duration and Localized Severe Rainstorm Event in Beijing City and Sensitivity of Cloud Microphysical Schemes in Numerical Simulations

CHEN Sainan<sup>1,2</sup>, GUO Xueliang<sup>1,3,4</sup>, and FU Danhong<sup>3</sup>

<sup>1</sup> State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

收稿日期 2018-08-17; 网络预出版日期 2019-03-15

作者简介 陈赛男, 女, 1987 年出生, 硕士研究生, 主要从事云物理数值模拟研究。E-mail: 563360839@qq.com

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

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201306047、GYHY201406001

Funded by Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grants GYHY201306047, GYHY201406001)

2 Wuhan Central Meteorological Observatory, Hubei Meteorological Bureau, Wuhan 430074

3 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 Key Laboratory for Cloud Physics, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

**Abstract** Cloud microphysics play a key role in clouds and precipitation. The authors investigated the characteristics of clouds and precipitation, and synoptic conditions of a severe rainstorm in Beijing. The authors conducted sensitivity experiments for ten cloud microphysics schemes with the WRF (Weather Research and Forecasting) model in simulating the intensity, location, and duration of the rainstorm. Results showed that the severe rainstorm had an apparent short-duration and localized properties, and was a deep convective system formed by a merging of multicellular clusters, with favorable conditions for a large, mesoscale weather system and water vapor. Simulated intensity, location, and duration of the rainstorm in the model were very sensitive to the cloud microphysics scheme. The ETS (Equitable Threat Score) of the 18-h accumulated rainfall  $\geq 50$  mm and  $\geq 100$  mm for the different microphysical schemes indicated that only the Thompson scheme had both positive skill while other schemes had very low or negative skill, particularly for rainfall  $\geq 100$  mm. The complicated microphysics schemes had much better performance in the high horizontal resolution condition. Hourly precipitation intensity and duration simulated by the Thompson scheme were closest to observations, followed by the Lin and WSM6 schemes. Maximum area-accumulated precipitation was well-simulated by the Thompson and Morrison schemes. The single moment schemes of Lin and WSM6 better simulated the location of the precipitation, and the simulated precipitation amounts were much smaller. WDM6 scheme could well-simulate the area-mean precipitation, but had worse performance in the simulation of extreme precipitation. The differences were due to the different treatments of snow and graupel processes. Since size distribution, density, and terminal velocity of hydrometeors are usually differently parameterized in different microphysics schemes, this would induce different collision and formation processes of cloud particles. Most schemes produced higher graupel content and less snow content except for the Thompson scheme. Moreover, these differences also induced different feedback of cloud dynamics, primarily for the dragging process of precipitation particles on updrafts rather than the change of temperature profile due to release of latent heat in the phase change process of hydrometeors. Therefore, microphysics schemes including an appropriate parameterization of size distribution, shape, density, and terminal velocity of hydrometers would be beneficial to the improvement of heavy rainfall simulation in a cloud microphysics scheme.

**Keywords** Cloud microphysics schemes, Localized heavy rainfall, Numerical simulation, Beijing

## 1 引言

暴雨是我国夏季常见的高影响灾害性天气之一, 因暴雨导致的洪水、泥石流、滑坡等灾害往往造成严重的财产损失和人员伤亡。因此, 我国对暴雨的研究一直非常重视, 研究取得了重要成果(丁一汇等, 1980; 陶诗言, 1980; 丁一汇, 1994, 2015)。同时, 对暴雨天气的研究也促进了中小尺度天气学的理论与观测技术的发展。

通过这些研究揭示了暴雨产生的天气动力、热力和水汽条件及其相互作用机制, 包括暴雨触发机制(李志楠和李廷福, 2000; 王迎春等, 2003; 李青春等, 2011)、高低空急流和多尺度系统相互作用(陶祖钰和黄伟, 1994; 刘还珠等, 2007; 全美兰等, 2013; 孙建华等, 2013; 张文龙等, 2013; 周放等, 2014; 冉令坤等, 2014; 孙继松

等, 2015)、异常水汽输送(廖晓农等, 2013; 徐洪雄等, 2014), 暴雨云团和对流结构特征(陈明轩等, 2006; 2013; 郭虎等, 2006; 孙靖和王建捷, 2010; 王丽荣等, 2011; 李娜等, 2013)以及地形(矫梅燕和毕宝贵, 2005)和边界层(孙继松等, 2006; 孙继松和杨波, 2008)等方面的影响。

随着我国城市化快速发展和污染气溶胶浓度的增加, 也开展了一些城市下垫面、气溶胶对暴雨过程的影响(孙继松等, 2006; Guo et al., 2006, 2014; 董昊等, 2012; Xu et al., 2017)。随着计算机能力和数值模式分辨率的提高, 可分辨云数值模式从云尺度发展到中尺度, 并应用到暴雨天气过程的动力和微物理结构及其相互作用研究中(许焕斌和王思微, 1990; 付丹红等, 2003; 毛冬艳等,

2008; 刘香娥和郭学良, 2012; 盛春岩等, 2012)。一些学者采用可分辨云数值模式研究了多尺度云体合并过程对 MCS (Mesoscale Convective System) 和强降水形成的机制 (Fu and Guo, 2006, 2012; 付丹红和郭学良, 2007)。

以上研究表明, 产生暴雨的天气系统非常复杂, 是动力、热力和水汽以及多尺度天气系统相互作用的结果, 同时也受到地形、下垫面、气溶胶等因素的强烈影响。但是目前针对暴雨天气, 特别是局地短时暴雨天气的数值预报仍然是天气预报的重大挑战之一。数值天气预报模式中包含很多物理过程的参数化方案, 评估这些参数化方案在暴雨预报中的作用, 开展具有针对性的模式物理过程的改进研究, 对提高暴雨定时、定点和定量化数值预报水平, 无疑具有十分重要的作用。

前期的一些研究表明, 不同可分辨云模式的主要差别是云物理方案 (Xu et al., 2002), 而同一模式的各种物理方案中, 云物理方案对强降水模拟的敏感性更高, 影响更大 (Jankov et al., 2005)。在我国梅雨锋暴雨、江淮暴雨和华北暴雨的数值模拟试验中发现, 不同云物理方案在不同地区暴雨的模拟效果也不尽相同, 即使同一地区的不同个例, 云物理方案表现也差异明显, 而且与模式分辨率也有密切的关系 (张曼等, 2006; 孙晶等, 2011; 郁红弟等, 2011; 马严枝等, 2012; 朱格利等, 2014)。在粗分辨率情况下, 对流参数化方案的影响也很大 (薛根元等, 2007; Rao et al., 2007), 研究表明, 目前模式中的云物理方案存在很大的不确定性。由于云微物理过程是数值模式中最重要的非绝热加热过程之一, 其产生的潜热释放通过反馈作用影响大气层结和动力结构。因此, 在数值天气预报模式中准确描述云物理过程, 对提高暴雨预报能力十分重要。

由于受所处地理位置和大城市背景等因素的影响, 北京地区的暴雨有其独特性和复杂性 (丁一汇等, 1980; 孙继松等, 2015)。本文选择 2011 年 6 月 23 日北京一次较为典型的局地短时大暴雨过程, 通过采用 WRF 模式中不同云物理方案对此次大暴雨过程进行了数值模拟敏感性试验, 以检验不同云物理方案对此类局地大暴雨的模拟能力, 揭示差异产生的云微物理和动力学原因, 为改进云物理方案提供依据。

## 2 数值模拟试验方案

本文采用 WRF3.2.1 版本模式。为提高模拟分辨率, 采用双向三层嵌套方案, 中心位置为 (40.05°N, 116.30°E), 水平网格距分别为 18 km、6 km、2 km, 格点数分别为 121×104、157×136、187×178, 垂直方向为不等距的 46 层, 模式层顶为 50 hPa。采用 1°×1°的 fml 资料和 0.5°×0.5°海表温度 (SST) 资料作为模式初始场。侧边界采用松弛边界条件, 6 h 更新一次环境场。为反映实际城市下垫面状况, 采用 MODIS 下垫面资料, 三层嵌套网格分别采用分辨率为 5'、2'、30" 的高分辨率地形数据。模式初始时刻为 2011 年 06 月 23 日 08 时 (北京时, 下同), 共积分 18 h, 三层网格的积分步长分别为 90 s、30 s、10 s。

为检验不同云微物理方案对此次降水模拟的影响, 根据 WRF 模式中云物理方案的种类, 共选择了 Lin、WSM3、WSM5、Eta、WSM6、Goddard、Morrison、WDM5、WDM6、Thompson 方案共 10 个云物理过程方案, 开展了敏感性数值对比试验。表 1 列出了开展敏感性试验的云物理方案及其特点。其中 Lin 方案来源于 Purdue 云模式中的云物理方案, 尽管该方案是一个单参数方案, 仅预报水汽、云水、雨水、云冰、雪、霰粒子的混合比含量, 不对其浓度进行预报, 但在 WRF 模式中是相对比较复杂的云物理方案, 适合高分辨率模拟研究。WSM3、WSM5、WSM6、WDM5、WDM6 系列方案均是对 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 模式云方案的改进, 其中 WSM 系列是单参数化方案, WDM 系列是仅对云滴和雨滴的双参数化方案。WSM3 只有简单的冰相过程, WSM5 包含云水、雨水、云冰和雪过程, 但不含霰粒子过程, 而 WSM6 包含了霰粒子过程。Eta 云物理方案来自 NCEP 业务预报模式, 云物理过程处理相对简单, 仅预报云水、云冰含量混合比, 其他物理量靠诊断计算获得。Goddard 方案是包含 6 种云物理量的单参数方案。Morrison 方案是对云冰、雪、雨和霰的双参数方案 (Morrison and Pinto, 2005)。Thompson 方案包含了 6 种微物理量, 但仅对云冰和雨预报浓度 (Thompson et al., 2004)。可见不同云物理方案对云微物理量的处理具有较明显的差异。

为了排除模式初始场误差和其他物理方案带来



表1 数值模拟敏感性试验的不同云物理方案及其特点

Table 1 Different microphysical schemes and their characteristics in sensitivity experiments

云物理方案	参数化方式	混合比预报量	浓度预报量	备注
Lin	单参数	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g$		
WSM3	单参数	$Q_c, Q_r$		简单冰相
WSM5	单参数	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s$		无 $Q_g$
Eta	单参数	$Q_c, Q_r, Q_s$		无 $Q_i, Q_g$
WSM6	单参数	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g$		
Goddard	单参数	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g$		
Morrison	双参数	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g/Q_h$	$N_i, N_r, N_s, N_g$	无 $N_c$
WDM5	部分双参	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s$	$N_{ccn}, N_c, N_r$	无 $Q_g$
WDM6	部分双参	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g$	$N_{ccn}, N_c, N_r$	无冰相浓度
Thompson	部分双参	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g$	$N_i, N_r$	

注:  $Q_c$ 、 $Q_r$ 、 $Q_i$ 、 $Q_s$ 、 $Q_g$ 、 $Q_h$ 分别为云水、雨水、云冰、雪、霰和冰雹的质量混合比;  $N_{ccn}$ 、 $N_c$ 、 $N_r$ 、 $N_i$ 、 $N_s$ 、 $N_g$ 分别为云凝结核、云水、雨水、云冰、雪和霰的数浓度。

的不确定性可能引起的降水模拟误差,除使用相同的初始场外,还选择了相同的其他物理过程。第一、二层网格都选用BMJ积云对流方案,而第三层网格采用显示云物理方案,不考虑积云对流参数化过程。其他主要采用的物理方案包括RRTM长波辐射方案,Dudhia短波辐射方案,MYJ边界层方案及Noah陆面过程方案。

### 3 暴雨过程的云降水及天气特征

2011年6月23日北京地区出现了大范围雷雨天气过程,而且北京城区出现了局地短时大暴雨。图1为当天北京全市6h(14~20时)累积降水量分布(图1a)及部分站点小时降水量(图1b)情况。可以看到,此次降水空间分布极不均匀,暴雨范围很小,具有明显的局地性特征,暴雨强降水中心主要集中在北京西南部的石景山区、丰台区和海淀区的交界地带,6h累积最大降水量出现在北京西南的石景山模式口站,为185.8mm。从代表站点的小时降水量可以看到(图1b),此次降水强度大,但强降水持续时间短,降水主要集中在14~20时段,每个站强降水持续时间基本1~2小时内。15时首先在北京北部的延庆白河堡站出现53.9mm h<sup>-1</sup>的最大雨强。17时,在石景山区模式口站出现最大雨强128.9mm h<sup>-1</sup>,18时,在北京南郊观象台出现最大雨强54.7mm h<sup>-1</sup>,19时最大雨强出现在大兴的定福庄站,为69.4mm h<sup>-1</sup>,20时在大兴区东南的南各庄站出现最大雨强,为41.3mm h<sup>-1</sup>。20时以后主要雨带已经移出北京地区,局部地区仍有

小雨。

图2是2011年6月23日北京SA(S-band A type)雷达的组合反射率分布及时间演变情况。上午10:30时的雷达回波显示,在北京西北方向的河北境内山区仅仅出现零星对流回波,回波强度大约是40dBZ,这些零星回波很快受地形影响,加强合并发展,并向东南方向移动。14时(图2a),已经形成一条长约200km左右,呈西南—东北走向强对流云带。雷达回波中存在多个发展旺盛的 $\beta$ 和 $\gamma$ 中尺度对流单体,回波强度达到50~60dBZ。在14:00~14:54时,回波带中的中尺度对流单体发展、合并形成三个强回波带,其中位于北京东北端的强回波带很快减弱分散,并移出北京地区,对北京地区降水的影响较小。而西南端和中间的带状回波的移动造成了强降水。15:54时在门头沟和石景山交界处的 $\beta$ 中尺度对流单体开始强烈发展,最大组合反射率因子达到了65dBZ以上。该对流单体在16时位于石景山区,最大组合反射率因子达到70dBZ,在16:18时发展到最强盛(图2c)。大于70dBZ的强回波在石景山区停滞了半个小时后,17时,在石景山区模式口站出现最大雨强128.9mm h<sup>-1</sup>。随后系统向东南方向的丰台移动,直到17:06时该对流单体开始减弱。在它影响北京的这一个小时内给北京城区造成了30mm h<sup>-1</sup>以上的强降水,其中有19个测站观测到的降水大于50mm h<sup>-1</sup>。图2d为对流单体最强回波时刻的反射率因子垂直剖面,可见最强回波达到70dBZ,垂直厚度从2km伸展到3km,55dBZ的回波从地面一直延

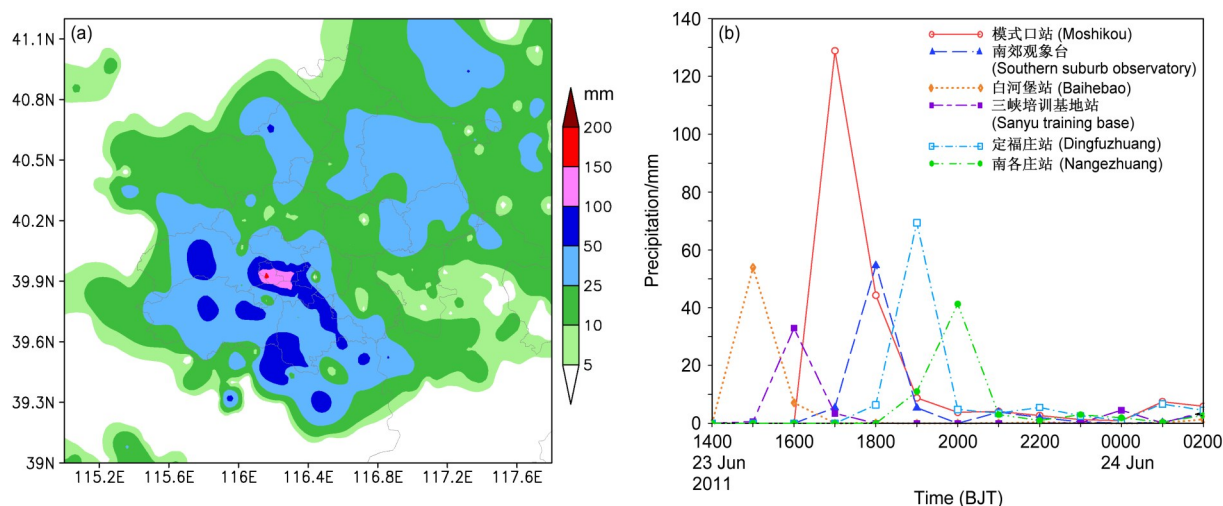


图1 2011年6月23日北京地区观测的降水情况: (a) 6 h (14~20时) 累积降水量 (单位: mm) 分布; (b) 代表站点小时降水量 (单位: mm) 的时间演变

Fig. 1 Observed rainfall in Beijing on 23 June 2011: (a) 6-h accumulated rainfall (units: mm) for 1400–2000 BJT (Beijing time); (b) time series of hourly rainfall (units: mm) at representative stations

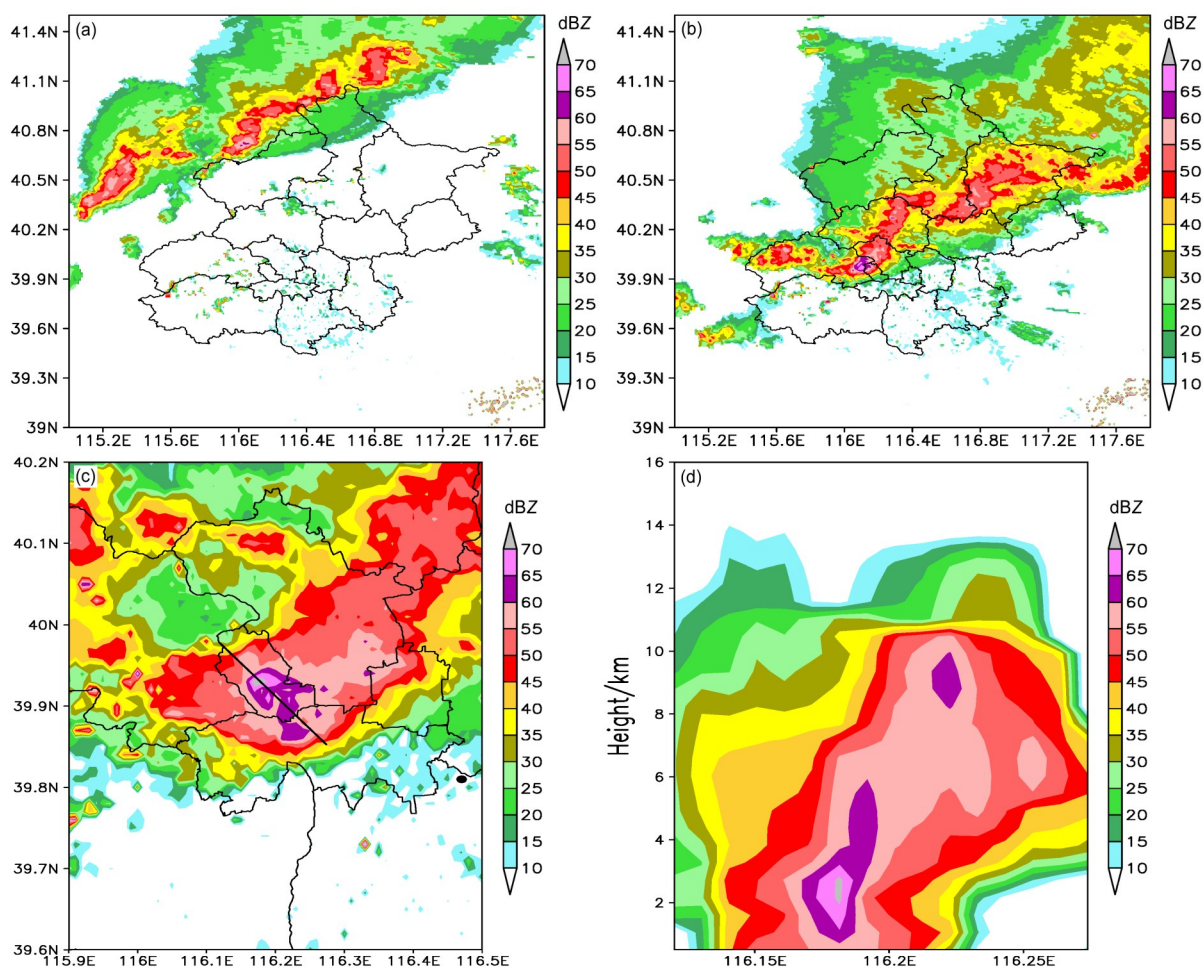


图2 2011年6月23日 (a) 14:00、(b) 15:54、(c) 16:18北京SA雷达组合反射率 (单位: dBZ) 和 (d) 16:18沿图2c黑色线的垂直剖面

Fig. 2 Combined radar reflectivity (units: dBZ) from Beijing SA (S-band A type) radar at (a) 1400 BJT, (b) 1554 BJT, (c) 1618 BJT on 23 June 2016, (d) vertical cross section of radar reflectivity at 1618 BJT on 23 June 2016 along the black line in Fig. 2c

伸到 10 km，云顶高度达到 14 km 以上，是一次非常深厚的强对流活动。

孙继松等（2015）利用大量观测资料总结了北京近 10 年极端暴雨事件的基本天气学特征，认为 2011 年 6 月 23 日的北京大暴雨事件，是由多单体组织、合并形成深厚的中尺度对流系统造成的，属于深对流主导的极端暴雨事件，并且短时强降水具有显著的间歇性特征。从此次中尺度对流系统的形成过程可以看到，系统形成过程中经历了多次云团并合过程，而且并合过程发生最明显的时段是系统处于北京西北部的山区，因此地形抬升起到重要促进作用，这与该地区在 2001 年 8 月 23 日发生的另一次中尺度强对流系统的形成和演变过程相似，地形对低层大尺度气流的抬升作用对促进不同尺度对流云团合并具有重要作用（Fu and Guo, 2012）。

暴雨事件往往是多尺度天气系统相互作用的产物。从 23 日 08 时北京南郊观象台探空（图 3）可知，从地面到 650 hPa 相对湿度均高于 75%，说明暴雨发生前北京地区上空的暖湿层比较深厚，650 hPa 到 500 hPa 空气相对湿度急剧减小，说明有干冷空气侵入。同时探空得到的假相当位温  $\theta_{se}$  的垂

直廓线从地面到 500 hPa 随高度迅速减小，表明大气呈明显的对流性不稳定层结，500 hPa 以上的  $\theta_{se}$  随高度迅速增加，表现为对流性稳定层结。北京处在这个上冷下暖的不稳定层结中，具有对流发生、发展的热力条件。从风的垂直廓线看，900 hPa 以下风随高度顺转，为暖平流，900~300 hPa 风随高度逆时针转动，为冷平流。可见来自东南的暖湿平流基本局限在边界层内，是水汽的主要来源。08 时对流有效位能（CAPE）为  $701 \text{ J kg}^{-1}$ ，K 指数为  $33^\circ\text{C}$ ，TT 指数为  $43^\circ\text{C}$ ，表明北京地区的大气处于比较强的潜在不稳定状态，有利于对流的触发产生，0~6 km 风切变达到  $14 \text{ m s}^{-1}$ ，有利于对流组织化发展。

为分析此次暴雨过程的大、中尺度天气特征，图 4 给出了 14 时不同高度风、温度、湿度场分布。可以看到，14 时对流层高层 200 hPa 存在明显的西风急流，北京位于高空急流入口区的右侧，并且西风急流有明显增强趋势（图 4a）。500 hPa 环流场（图 4b）显示，贝加尔湖东侧为高压脊区，影响华北地区的冷空气有两支，一支从河套地区东部东移南下，另一支从内蒙东部南下，而 700 hPa、

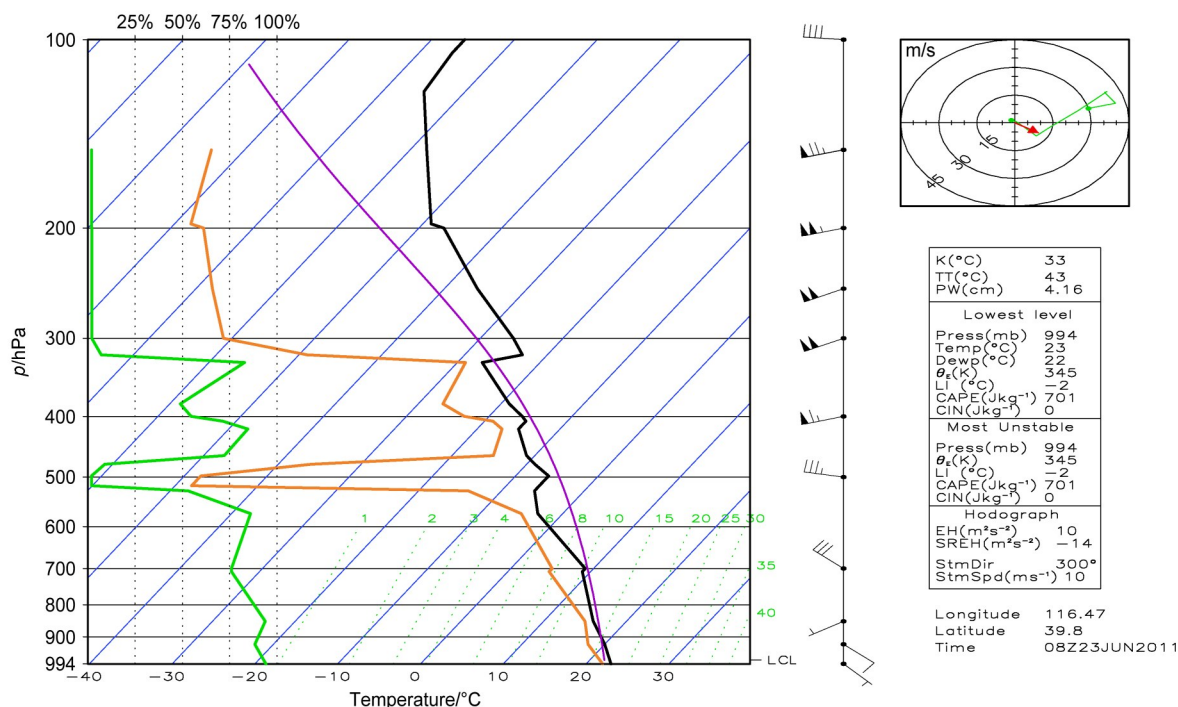


图3 2011年6月23日08时北京南郊观象台探空曲线。紫色线：气块路径曲线；绿色线：相对湿度；橙色线：露点温度；黑色线：温度廓线

Fig. 3 Sounding from Beijing Nanjiao Observatory Station at 0800 BJT on 23 June 2011. The purple line: air parcel path; the green line: relative humidity; the orange line: dew point temperature profile; the black line: temperature profile



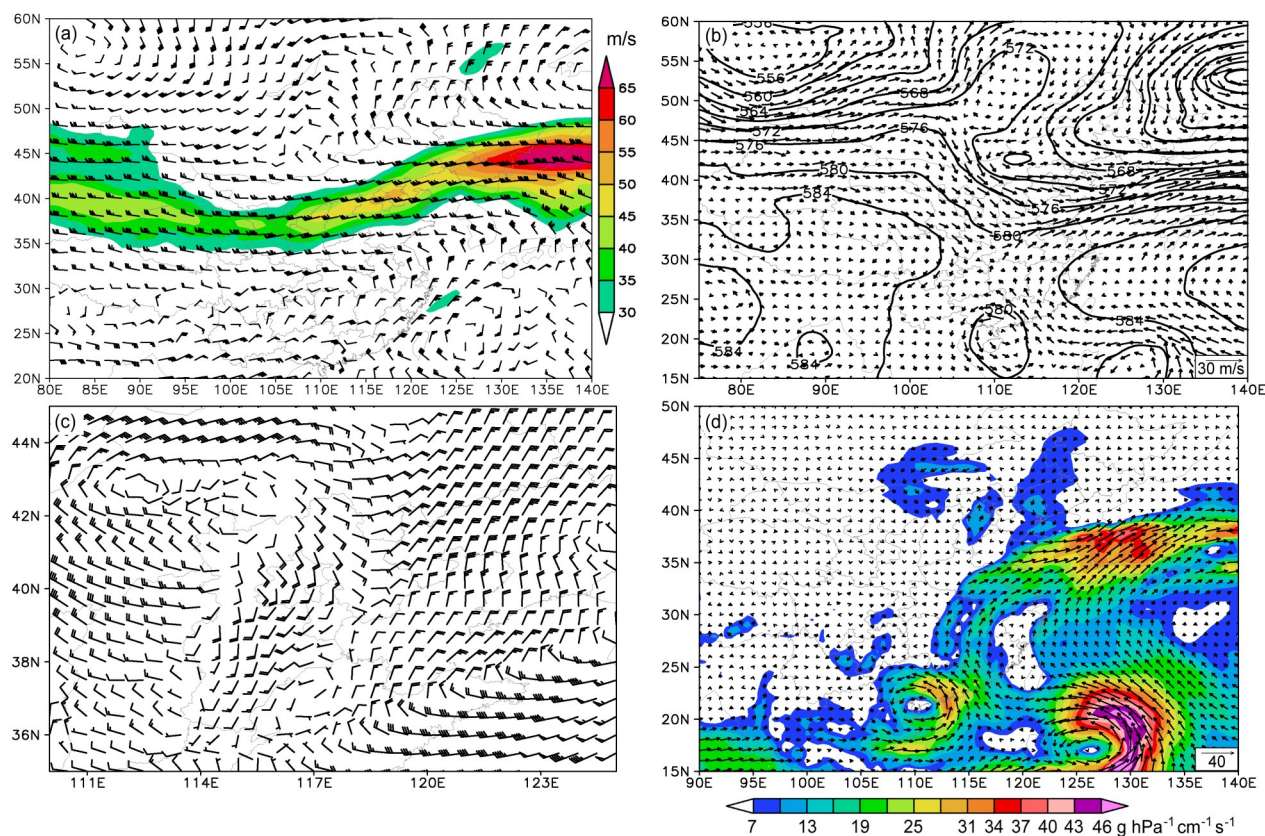


图4 2011年6月23日14时 (a) 200 hPa 风场 (彩色阴影为高空西风急流, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、(b) 500 hPa 位势高度场 (等值线, 单位: dagpm) 与风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、(c) 850 hPa 风场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、(d) 850 hPa 水汽通量 (单位:  $\text{g hPa}^{-1} \text{cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ )

Fig. 4 (a) 200-hPa wind field (color shadings indicate upper-level westerly jet, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (b) 500-hPa geopotential height (contours, units: dagpm) and 500-hPa wind (arrows, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (c) 850-hPa wind (units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (d) 850-hPa moisture fluxes (units:  $\text{g hPa}^{-1} \text{cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) at 1400 BJT on 23 June 2011

850 hPa 北京地区有暖平流, 有利于不稳定天气产生。低纬地区, 沿西太平洋副热带高压西侧, 有强偏南暖湿气流向北输送。冷暖空气在北京地区相遇, 形成强辐合区, 并形成一个低涡系统。850 hPa 风场 (图4c) 显示, 在河北西部有一条南北向切变线, 在河北北部则存在明显的西南风和东北风的辐合, 925 hPa 形势和 850 hPa 类似, 中低层的动力条件较好。低层这支偏东风一方面有利于将渤海的水汽向北京输送, 另一方面有利于在西部山前形成辐合, 加强上升运动。850 hPa 的水汽通量分布 (图4d) 显示, 自南海和西太平洋到北京地区的水汽通道已经建立, 这支较强的偏南气流将暖湿水汽向北输送, 为此次北京暴雨的产生提供了充足的水汽条件。这种高低空、高低纬度系统配合形成大、中尺度天气环流形势及强烈的水汽输送, 非常有利于暴雨天气的产生 (陶祖钰和黄伟, 1994; 孙建华等, 2013; 孙继松等, 2015)。

## 4 试验结果分析

### 4.1 云物理方案对区域累积降水量的模拟影响

图5和图6分别显示了各物理方案在模式水平分辨率 6 km 和 2 km 情况下, 区域 ( $39^{\circ} \sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ} \sim 117.8^{\circ}\text{E}$ ) 平均累积降水量和最大累积降水量的时间变化。可以看到, 6 km 分辨率情况下 (图5a), 各云物理方案模拟的平均累积降水量变化趋势在模拟的前 12 h 内与观测相比一致性均较好, 但在后期的 6 h 各云物理方案的表现差异开始变得明显, 而且大部分模拟平均值远大于观测值, 最大达到 19 mm。18 h 区域平均累积降水量观测值为 30 mm, 最接近观测值的是 WDM6 方案模拟的 29 mm, 该方案具有霰粒子过程, 但仅对暖云过程实行了双参数处理。其次比较接近观测值的是 Goddard、WSM3 和 WDM5 方案, 差值达到 1~5 mm。然后依次是 Eta、Morrison、WSM6、Lin 方

案, 差值在 10~15 mm。差距最大的是 Thompson 和 WSM5 方案, 差值在 17~19 mm。

在 2 km 分辨率情况下 (图 5b), 与 6 km 分辨率结果非常相似, 说明不同云物理方案模拟的区域平均降水量, 对水平分辨率并不敏感。

可见, 对区域累积平均降水量的模拟, 整体而言, 具有较完整云物理过程的单参数方案 (WSM6、Lin、Thompson 和 WSM5) 的模拟值差于双参数方案 (Morrison) 或部分双参数方案 (WDM5、WDM6), 甚至差于简单冰相方案 (WSM3) 和简单参数化方案 (Eta)。但需要说明的是, 对于局地大暴雨, 云物理方案模拟的累积降水的平均值与观测值接近, 并不能代表模拟是成功的, 因为对大暴雨而言, 最重要的是直接导致洪涝灾害的极端暴雨的强度、发生时间和落区。

#### 4.2 云物理方案对区域暴雨强中心及落区的模拟影响

图 6 给出了在 6 km 分辨率网格下, 不同云物理方案模拟的 18 h 累积降水量 (图 6a-j) 和相应观测值 (图 6k) 的分布。从观测降水量分布 (图 6k) 可以看出, 此次降水主要集中在北京南部, 强降水范围小、局地性强。有两个累积降雨量超过 100 mm 的区域, 一个位于北京西南部的石景山、丰台和海淀交界地带, 另一个位于北京南部的大兴与房山的交界地带, 强降水中心最大值分别为 208.5 mm 和 114.2 mm。对不同云物理方案模

拟的 18 h 累积降水量 (图 6a-j) 与观测累积降水量 (图 6k) 比较可知, 不同云物理方案之间及与观测比较, 差异非常明显, 说明在 6 km 水平分辨率条件下, 数值模式中的云物理方案对此次暴雨过程的模拟非常敏感。最明显的差别是所有方案模拟的大于 50 mm 范围的强降水范围偏大很多, 除 WDM6 方案 (图 6i) 模拟的强降水量明显偏小外, 其他所有方案基本能模拟出大于 100 mm 的强降水中心, 但只有 WSM5 和 Thompson 方案能模拟出大于 200 mm 的强中心, 但强降雨中心落区与观测仍然差别较大。

含霰过程的单参数方案 (Lin、WSM6) 对暴雨强中心的落区模拟的较好, 但 Lin 方案模拟的最大累积降水量仅为 125 mm (图 6a), WSM6 方案模拟值更小 (图 6e)。Goddard 方案模拟的强中心位于怀柔地区, 明显偏北, 也没有模拟出大于 200 mm 的强暴雨中心 (图 6f)。含霰过程的完全双参数方案 (Morrison) 和针对暖云的双参数方案 (WDM6) 模拟的强度均偏弱。Morrison 方案 (图 6g) 虽能模拟出大于 100 mm 的强中心, 但比较零散。WDM6 方案 (图 6i) 模拟的最大累积降水小于 100 mm。能模拟出大于 200 mm 的强中心的云物理方案只有 WSM5 和 Thompson 方案。Thompson 方案是包含霰过程, 并具有冰晶和雨滴浓度预报方程, 而且在雪粒子过程的处理方面考虑了雪的谱分布和密度变化, 尽管其模拟的暴雨和大暴雨降水范围偏大, 强中心偏西偏北, 但模拟的最大累积降水

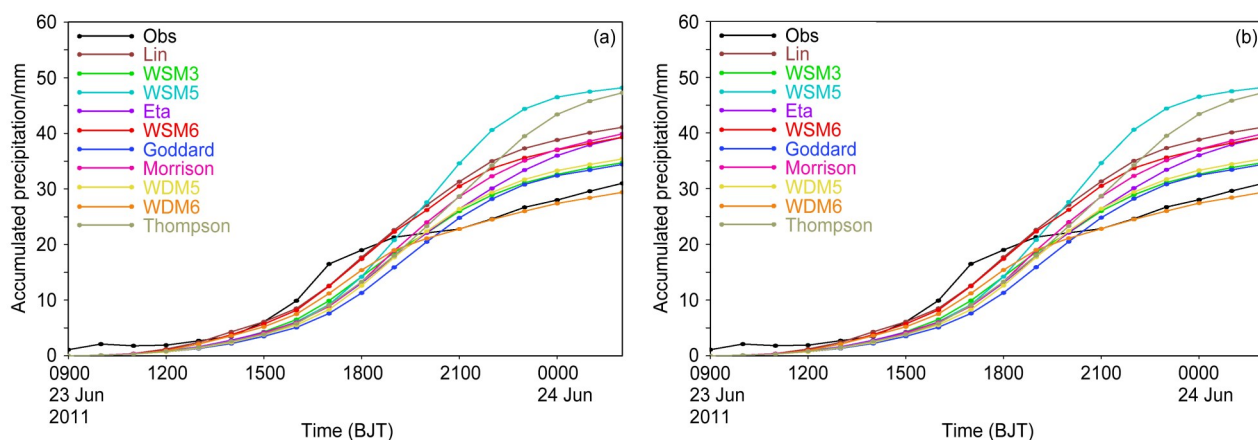


图 5 不同云物理方案在 (a) 6 km、(b) 2 km 水平分辨率下模拟的 2011 年 06 月 23 日 08 时至 24 日 02 时区域 ( $39^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ}\sim 117.8^{\circ}\text{E}$ ) 平均累积降水量 (彩色线条, 单位: mm) 的时间演变。黑色线条表示观测值

Fig. 5 Time series of simulated accumulated precipitation (colored lines, units: mm) averaged over the area ( $39^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ}\sim 117.8^{\circ}\text{E}$ ) for different microphysical schemes under (a) 6-km, (b) 2-km horizontal resolutions from 0800 BJT 23 June to 0200 BJT 24 June 2011. Black line is observed accumulated precipitation



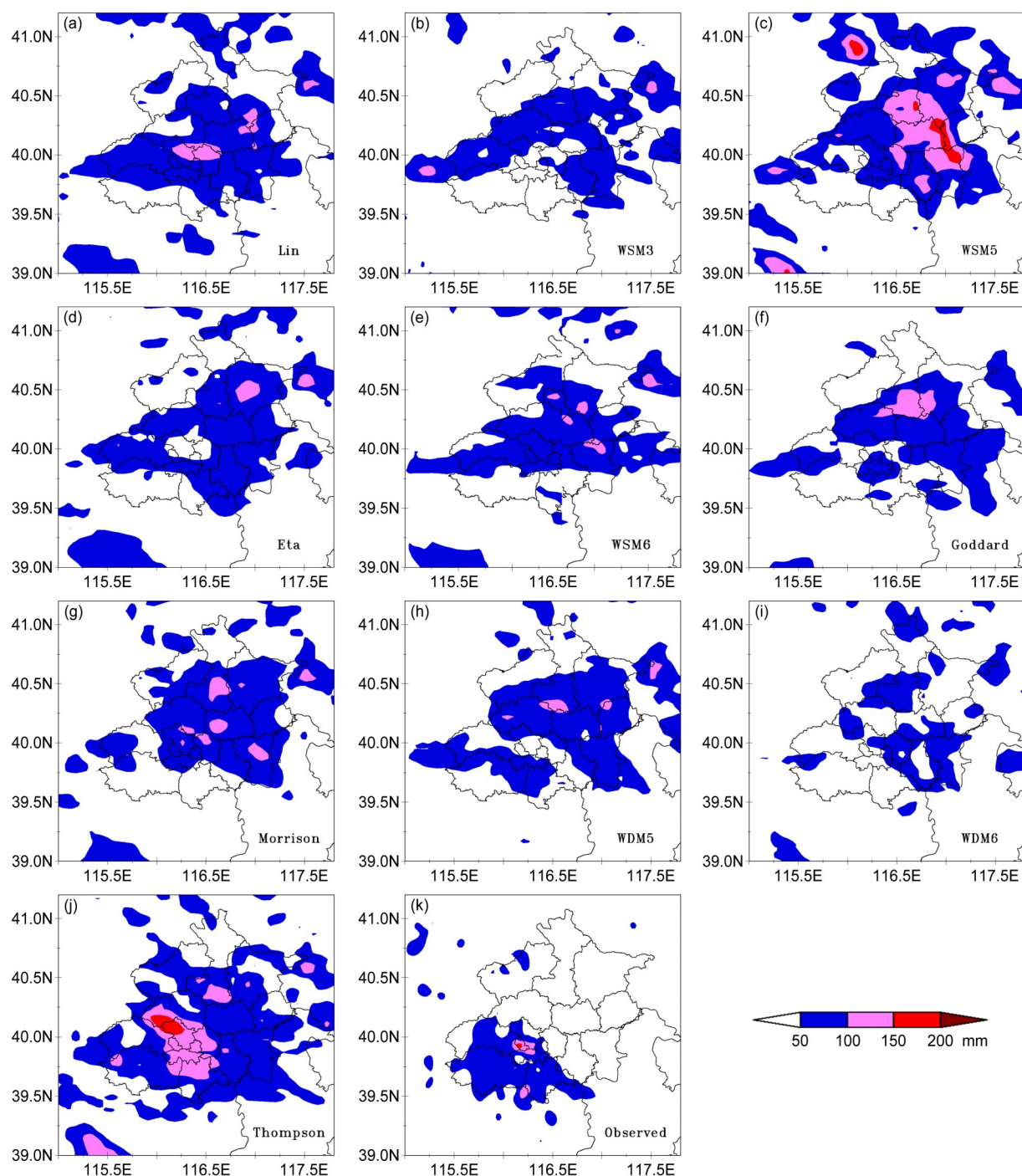


图6 模式水平分辨率为6 km时, (a) Lin、(b) WSM3、(c) WSM5、(d) Eta、(e) WSM6、(f) Goddard、(g) Morrison、(h) WDM5、(i) WDM6、(j) Thompson 方案模拟的2011年06月23日08时至24日02时18 h累积降水量(单位: mm)和(k)观测累积降水量(单位: mm)

Fig. 6 Accumulated precipitation (units: mm) simulated at 6-km horizontal resolution using (a) Lin, (b) WSM3, (c) WSM5, (d) Eta, (e) WSM6, (f) Goddard, (g) Morrison, (h) WDM5, (i) WDM6, (j) Thompson cloud microphysical schemes and (k) accumulated observation precipitation (units: mm) from 0800 BJT 23 June to 0200 BJT 24 June 2011

量达到 195.3 mm, 与实况的 208.5 mm 最为接近(图6j)。WSM5 方案是不含霰过程单参数方案, 模拟的 18 h 最大累积降水量为 187.3 mm, 与实况也

比较接近, 但模拟的降水量大于 50 mm 及 100 mm 的范围明显偏大, 与实况大暴雨区分布在市区差别较大。

简单的云方案的模拟效果更差。简单冰相方案 (WSM3) (图 6b) 模拟的雨带有两条, 市区位于两条雨带之间的弱降水区, 最强降水中心与观测相差较大, 不能模拟出强降水强度。Eta 方案与观测差距更大 (图 6d), 模拟的强降水呈南北走向与实况不符, 另外该方案模拟的最大降水中心位于密云地区, 与实况相差很大。

由以上可见, 在水平分辨率为 6 km 时, 具有完整云物理过程的单双参数方案模拟的暴雨中心强度普遍偏小, 落区大部分偏北, 只有包含冰晶和雨滴浓度预报方程的 Thompson 方案 and 没有霰过程的 WSM5 方案能模拟出大于 200 mm 的强中心, 但范围偏大, 落区存在差异。Lin 方案的落区模拟较好, 但强度低于观测值。

在水平分辨率为 2 km 时, 各云物理方案模拟的降水量分布 (图 7) 显示, 由于分辨率较高, 模拟出来很多细小的降水中心, 对比 6 km 分辨率的情况, 2 km 分辨率时的降水中心强度有明显的增强, 但强降水范围和分布随分辨率的提高变化很小。综合考虑降水中心强度和落区, Thompson 和 Morrison 方案模拟效果比较好, 这两个方案均具有详细云物理过程, 含有对冰晶和雨滴浓度的预报。

#### 4.3 云物理方案对暴雨模拟的 ETS 评分

为了比较各个方案模拟的降水强度及分布与实况的接近程度, 引用 ETS 评分方法检验各物理方案对 2011 年 6 月 23 日 08 时到 24 日 02 时共 18 h 累积降水量的模拟效果。将北京市区域内 220 个观测站的降水情况作为检验对象, 其中包括了 20 个国家级观测站, 200 个区域观测站, 统计在模拟时段内累积降水量  $\geq 500$  mm 和  $\geq 100$  mm 的 ETS 评分。ETS 评分的计算公式为

$$ETS = \frac{N_{fc} - C_H}{N_f + N_o - N_{fc} - C_H}, \quad (1)$$

其中,  $C_H = (N_f/N)N_o$ ,  $N_f$  为模拟暴雨的台站数,  $N$  为评分区域台站总数,  $N_o$  为实况发生暴雨的台站数,  $N_{fc}$  为模拟暴雨正确的台站数。与 TS 评分 ( $TS = N_{fc}/(N_f + N_o - N_{fc})$ ) 相比, ETS 评分消除了参加统计的台站的多少对 TS 评分的影响, 因此被称为公平的 TS 评分 (伍华平, 2009)。表 2 给出了此次暴雨过程模拟的 10 种微物理方案的 ETS 评分结果。

从表 2 可以看出, 对于累积降水量  $\geq 50$  mm 的

暴雨的模拟, 在水平分辨率为 6 km 时, Thompson 方案的 ETS 评分最高, 其次是 Lin 方案, WSM6 方案的 ETS 评分为第 3。当分辨率为 2 km 时, Lin 方案的 ETS 评分最高, 其次是 Thompson 方案, WSM6 方案的 ETS 评分仍然为第 3, 其他方案的 ETS 评分均为负值。随着分辨率的提高, 除 WSM5、Eta、Goddard 方案外, 其他方案对暴雨模拟的 ETS 评分是增加的, 其中 Lin 方案和 Thompson 方案在三种分辨率情况下对暴雨模拟都有正技巧, WSM6 方案随着分辨率提高, 对暴雨模拟逐渐表现为正技巧。从微物理过程来看, 这两个方案均细致地描述了水汽、云水、云冰等微物理过程, 而且 Lin 方案进行了饱和调整过程, 其相对复杂的过程为降水模拟研究提供了科学的物理机制, Thompson 方案不但对冰晶和雨滴进行了双参数处理, 由于数浓度不再通过经验关系计算, 微物理过程的计算更为准确, 并且雨滴分布函数依赖于雨水混合比, 假定水滴经历一个从云滴尺度通过毛毛雨滴最终变成雨滴的逐渐转换过程, 使得雨滴的下落速度较为连续和合理, 而且在雪粒子过程的处理方面考虑了雪的谱分布和密度变化。

但对于累积降水量  $\geq 100$  mm 的大暴雨的模拟, Thompson 方案的模拟效果最好, 其他方案在三种分辨率下, 对  $\geq 100$  mm 的大暴雨的 ETS 评分均为负值或零。Thompson 方案三种分辨率下对大暴雨的 ETS 评分均为正值, 对大暴雨预报有正技巧, 在 6 km 分辨时 ETS 评分最高, 为 0.1228, 而 2 km

表 2 各云微物理方案对 18 h 累积降雨量模拟的 ETS 评分  
Table 2 ETS (Equitable Threat Score) of 18-h accumulated rainfall for different microphysical schemes

云物理方案	ETS 评分			
	累积降雨量 $\geq 50$ mm		累积降雨量 $\geq 100$ mm	
	6 km 水平 分辨率	2 km 水平 分辨率	6 km 水平 分辨率	2 km 水平 分辨率
Lin	0.0495	0.0695	-0.0340	-0.0376
WSM3	-0.1809	-0.1321	0	-0.0081
WSM5	-0.0775	-0.0662	-0.0487	-0.0497
Eta	-0.0399	-0.0366	-0.0081	-0.0173
WSM6	0.0121	0.0265	-0.0081	-0.0280
Goddard	-0.0579	-0.0651	-0.0297	-0.0340
Morrison	-0.0817	-0.0787	-0.0262	-0.0340
WDM5	-0.0851	-0.0703	-0.0146	-0.0243
WDM6	-0.0720	-0.0577	0	0
Thompson	0.0551	0.0663	0.1228	0.1131



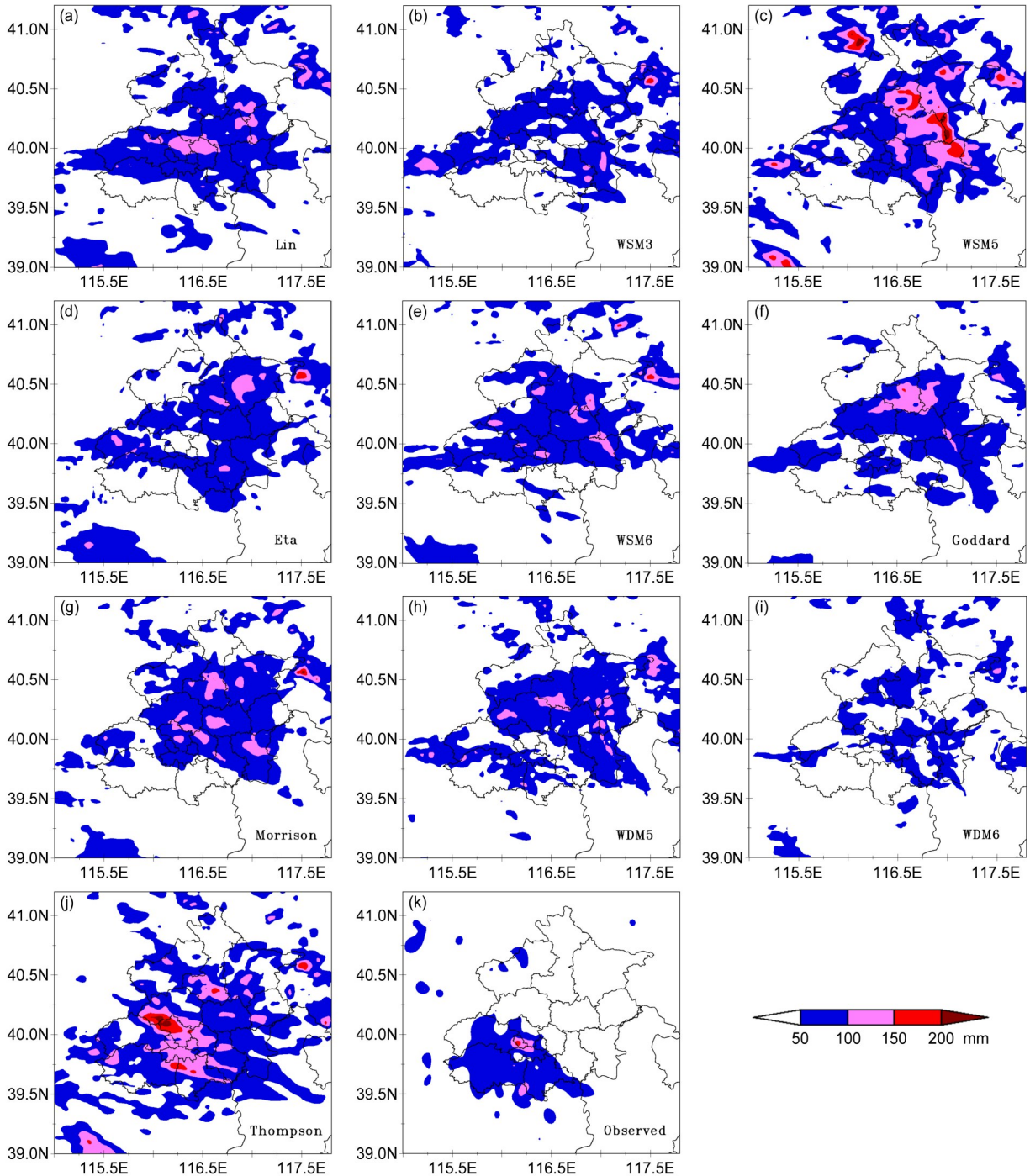


图7 同图6, 但是为水平分辨率2 km的情况

Fig. 7 As in Fig. 6, but for 2-km horizontal resolution

分辨率对应的大暴雨ETS评分为0.1131。由此可见, 合理的粒子谱分布和考虑粒子密度变化等参数对提高云物理方案的模拟效果是非常重要的。

#### 4.4 云物理方案对区域最大小时降水量时间演变的模拟影响

图8给出了不同云物理方案在6 km和2 km分

辨率情况下区域(39°~41.2°N, 115°~117.8°E)最大降水强度的时间变化。从观测的降水强度可以看到, 此次暴雨过程最大降水强度出现急剧变化, 具有突发性大暴雨的特点, 在16~19时期间, 最大降水强度从40 mm h<sup>-1</sup>突然增加到128.9 mm h<sup>-1</sup>, 紧接着又突然降到50 mm h<sup>-1</sup>, 随后又很快增加到



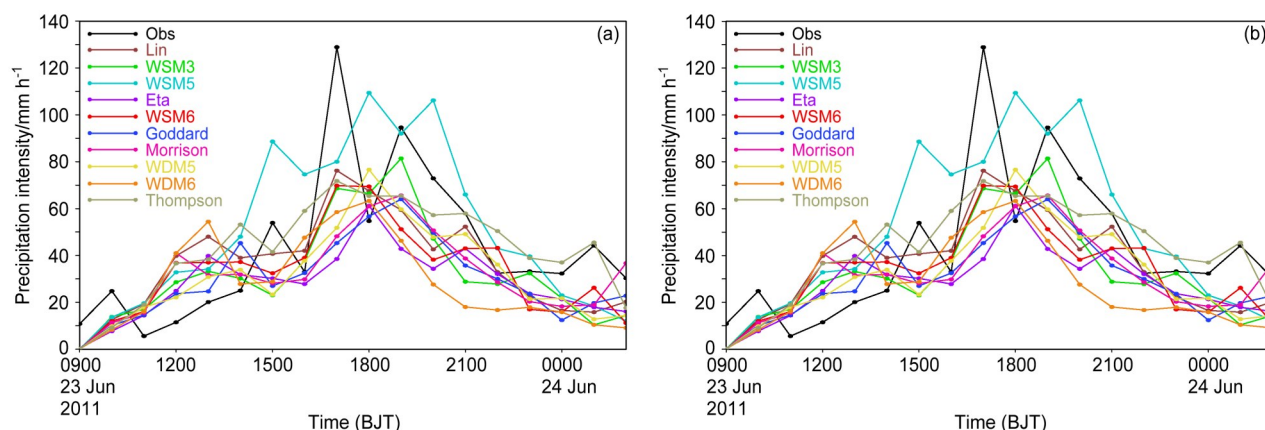


图8 不同云物理方案在 (a) 6 km、(b) 2 km 水平分辨率下模拟的 2011 年 06 月 23 日 08 时至 24 日 02 时区域 ( $39^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ}\sim 117.8^{\circ}\text{E}$ ) 最大降水强度 (彩色线条, 单位:  $\text{mm h}^{-1}$ ) 的时间演变。黑色线条表示观测值

Fig. 8 Time series of simulated maximum precipitation intensities (colored lines, units:  $\text{mm h}^{-1}$ ) in the area ( $39^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ}\sim 117.8^{\circ}\text{E}$ ) from different cloud microphysical schemes under (a) 6-km, (b) 2-km horizontal resolutions from 0800 BJT 23 June to 0200 BJT 24 June 2011. Black line is observed precipitation intensity

$90 \text{ mm h}^{-1}$ 。

从不同云物理方案模拟的 6 km 分辨率最大雨强的变化 (图 8a) 看, 不论是最大降水强度的峰值, 还是突发性降水特点, 所有云物理方案均没有模拟出来。数值模拟的最大降水强度的时间演变均显示变化较为平缓。一些包含霰过程的单参数云物理方案 (Lin、Thompson、WSM6) 可较好模拟出最大降水强度出现的时间, 但强度远小于观测值。Goddard 方案虽然包含霰过程, 但模拟的最大降水强度小, 而且落后观测近 2 h, 说明该方案有关云物理过程的处理与 Lin、Thompson、WSM6 方案有明显的差别。无霰过程的 WSM5 方案能模拟出  $109.4 \text{ mm h}^{-1}$  的最大降水强度, 但先后出现多个峰值, 与观测不符合。具有暖云双参数方案的 WDM5、WDM6 方案以及具有较完整双参数方案的 Morrison 方案模拟的最大降水强度出现的时间落后观测 1~2 h, 而且强度也小很多。WSM3、Eta 等简单云物理方案的模拟与观测差别也较大。由此可见, 6 km 分辨率条件下, 具有较完整云物理变量的双参数方案并没有表现出其优越性, 反而一些单参数方案表现更好一些。

在 2 km 分辨率情况下 (图 8b), 模拟的最大降水强度随时间的变化较 6 km 分辨率有明显的增强, 模拟有明显的改进。观测的最大降水强度  $128.9 \text{ mm h}^{-1}$  出现在 17 时, 与其相比较, 各云物理方案最接近的是 Thompson 方案, 其模拟最大降水强度为  $104.6 \text{ mm h}^{-1}$ , 出现时间与观测一致。其次是 Lin

和 WSM6 方案模拟的最大降水强度为  $93 \text{ mm h}^{-1}$ , 出现时间均在 17 时与观测一致。这三个方案均是包括了霰粒子过程的单参数方案, 不同的是 Thompson 方案还包含了对冰晶和雨滴的浓度预报方程。可见在高分辨率情况下, 对冰晶浓度和雨滴浓度的预报有利于提高最大降水强度的模拟。没有包含霰过程的 WSM5 方案模拟出三个  $120 \text{ mm h}^{-1}$  以上的降水强度峰值, 不符合观测情况。其他方案, 包括 Morrison 双参数方案和 WDM5、WDM6 针对雨滴的双参数方案等, 模拟的最大降水强度均有不同程度的提高, 但最大降水强度出现的时间模拟并没有明显改进。Eta 方案模拟的最大降水强度仅为  $69.6 \text{ mm h}^{-1}$ , Goddard 方案模拟的最大降水强度为  $80.7 \text{ mm h}^{-1}$ 。

由此可见, 2 km 高分辨率条件下, 尽管各云物理方案模拟的最大降水强度有不同程度的改进, 但对其发生的时间并无明显改进。部分具有较完整云物理变量的单参数方案比双参数方案的模拟效果更好。各云物理方案不论在低分辨率还是在高分辨率情况下, 都不能较好地模拟出此次暴雨过程最大降水强度出现急剧变化和突发性特点。

#### 4.5 不同云物理方案造成暴雨数值模拟差异的原因分析

为分析不同云物理方案对降水模拟结果出现差异的原因, 下面分析了强降水发生时刻, 不同云物理方案模拟的垂直运动、散度、温度廓线分布, 以及各云微物理量的廓线分布比较, 以揭示云微物理

过程对云动力过程的反馈作用及其对暴雨强度的影响。

图9给出了不同云物理方案模拟的2011年6月23日16时强降水发生时刻的垂直气流速度剖面和降雨强度分布。可以看出,不同云物理方案模拟的垂直气流速度的分布结构和强度均差别较大。上升气流速度基本分布在 $6\sim 11\text{ m s}^{-1}$ ,雨强在 $35\sim 75\text{ mm h}^{-1}$ 之间,且上升气流速度的大小与降雨强度存在不完全的对应关系。如,Lin方案(图9a)模拟的暴雨区上空的上升气流速度最大,达到 $11\text{ m s}^{-1}$ ,对应的雨强在所有方案中也是最大的,达到 $75\text{ mm h}^{-1}$ ,但Thompson方案(图9j)模拟的上升气流速度最小,为 $6\text{ m s}^{-1}$ ,雨强却能达到 $65\text{ mm h}^{-1}$ 。Eta方案(图9d)模拟的上升气流速度达到 $10\text{ m s}^{-1}$ ,但雨强在所有方案中是最小的,仅为 $35\text{ mm h}^{-1}$ ,WSM6方案(图9e)模拟的上升气流速度也达到 $10\text{ m s}^{-1}$ ,雨强却达到 $65\text{ mm h}^{-1}$ ;WSM3方案(图9b)和Morrison方案(图9g)模拟的上升气流速度为 $8\text{ m s}^{-1}$ ,雨强分别为 $50\text{ mm h}^{-1}$ 和 $45\text{ mm h}^{-1}$ ;Goddard方案(图9f)和WDM5方案(图9h)模拟的上升气流速度分别为 $8\text{ m s}^{-1}$ 和 $9\text{ m s}^{-1}$ ,模拟的雨强为 $40\text{ mm h}^{-1}$ ;WSM5方案(图9c)和WDM6方案(图9i)模拟的垂直速度为 $7\text{ m s}^{-1}$ ,雨强分别为 $70\text{ mm h}^{-1}$ 和 $55\text{ mm h}^{-1}$ 。

由此可见,由于云微物理方案不同,造成对模式动力过程的反馈作用不同,从而导致降水强度也不同,而且差别较大。即使两种云物理方案模拟的上升气流速度接近,但模拟的降水强度也存在显著差异。ETS评分最高的Thompson方案模拟的强降水发生时刻的上升气流速度最小,仅为 $6\text{ m s}^{-1}$ ,但雨强却能达到 $65\text{ mm h}^{-1}$ 。

大气低层辐合是水汽向上输送的重要途径,为了解不同云物理方案模拟的辐合、辐散强度分布,图10给出了与图9对应的散度剖面分布。可以看出,不同云物理方案模拟的强降水发生时刻的散度垂直分布形态和强度均存在显著差异。Lin方案(图10a)模拟的暴雨上空辐合区从地面向上倾斜发展至 $400\text{ hPa}$ 附近,暴雨区的低层辐合伸展高度是所有方案中最高的,高层的辐散区向低层倾斜发展扩展至 $750\text{ hPa}$ 附近,高层辐散和低层辐合值相当,约为 $180\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,对应的雨量也最大;WSM3方案(图10b)模拟的暴雨区上空 $500\text{ hPa}$ 以下

辐散位于 $650\text{ hPa}$ ,值为 $120\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,但是紧挨着暴雨区的上游辐合层向上伸展到 $550\text{ hPa}$ ,高空辐散也增加到 $150\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,对应的降水强度较大;WSM5方案(图10c)暴雨区上空辐合区从地面延伸到 $500\text{ hPa}$ ,最大辐合位于低层,值为 $150\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ , $450\text{ hPa}$ 最大辐散值为 $150\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,对应的降水强度较大;Eta方案(图10d)模拟的 $650\text{ hPa}$ 以下为辐合层, $350\text{ hPa}$ 最大辐散值为 $210\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,但是模拟的强散度区位置最偏北,强降水区正上空的辐合辐散最小,对应的雨量也最小;WSM6方案(图10e)模拟的暴雨上空及其上游有两个强辐合区, $400\text{ hPa}$ 以下最大辐合值达到 $240\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ , $350\text{ hPa}$ 最大辐散中心值为 $180\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,辐合区范围及强度较大,与其模拟强降水范围较大相对应;Goddard方案(图10f)模拟的暴雨区上空 $650\text{ hPa}$ 以下为辐合区,最大辐散在 $250\text{ hPa}$ 为 $120\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ;Morrison方案(图10g)模拟的强降水区上空散度场 $650\text{ hPa}$ 以下为辐合层,最强辐合值为 $140\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ , $400\text{ hPa}$ 以上为强辐散层, $600\sim 500\text{ hPa}$ 夹杂着一个较弱的辐散辐合层,不利于强降水的发生,模拟的降水强度也较小;WDM5方案(图10h)模拟的暴雨区上空辐合区延伸到 $550\text{ hPa}$ ,最大辐合值为 $210\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,辐散区从高层向下扩展到 $800\text{ hPa}$ ,最大辐散值在 $350\text{ hPa}$ 为 $180\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ;WDM6方案(图10i)模拟的暴雨上空 $650\text{ hPa}$ 以下为辐合层,近地面的辐合值达到 $270\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,最大辐散值位于 $300\text{ hPa}$ 为 $180\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,对应该方案的强降水范围及强度较大。Thompson方案(图10j)模拟的暴雨区上空辐合从地面延伸到 $650\text{ hPa}$ , $650\text{ hPa}$ 以上为辐散层,辐合辐散强度相当,均为 $100\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。以上分析可知,不同微物理方案模拟的散度场差异具有明显的差异,说明不同云微物理方案对云中垂直气流速度、辐合辐散强度等云的动力过程具有明显影响。但这些动力过程的强弱与降水大小并不是完全对应关系,但低层强辐合与高层强辐散的配置有利于强降水的发生,如ETS评分最高的Thompson方案,其辐合辐散强度相当。而当在低层辐合和高层辐散的中层夹着一个弱的辐合辐散层则对强降水发生不利,如Morrison方案。

为揭示不同云物理方案造成云动力过程差异的原因,图11给出了 $2\text{ km}$ 分辨率各微物理方案模拟的垂直气流速度和温度取区域( $39.4^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,

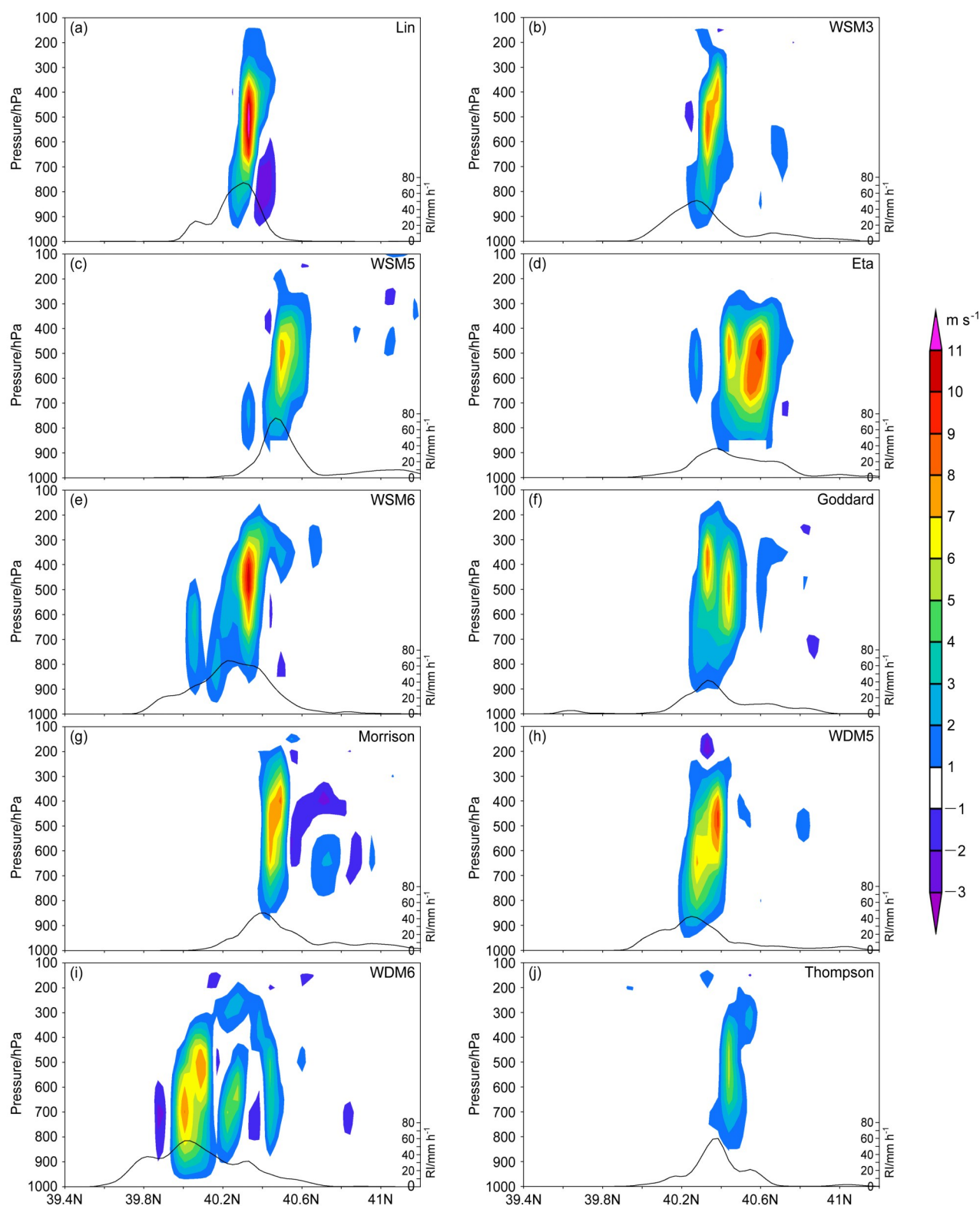


图9 2011年06月23日16时 (a) Lin、(b) WSM3、(c) WSM5、(d) Eta、(e) WSM6、(f) Goddard、(g) Morrison、(h) WDM5、(i) WDM6、(j) Thompson 云物理方案模拟的沿强降水中心的垂直气流速度剖面 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 和降水强度 (RI, 黑色实线, 单位:  $\text{mm h}^{-1}$ ) 分布

Fig. 9 Pressure-latitude cross sections of vertical velocities (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) and distributions of rainfall intensity (RI, black lines, units:  $\text{mm h}^{-1}$ ) along heavy rain center simulated from (a) Lin, (b) WSM3, (c) WSM5, (d) Eta, (e) WSM6, (f) Goddard, (g) Morrison, (h) WDM5, (i) WDM6, (j) Thompson cloud microphysical schemes at 1600 BJT 23 June 2011



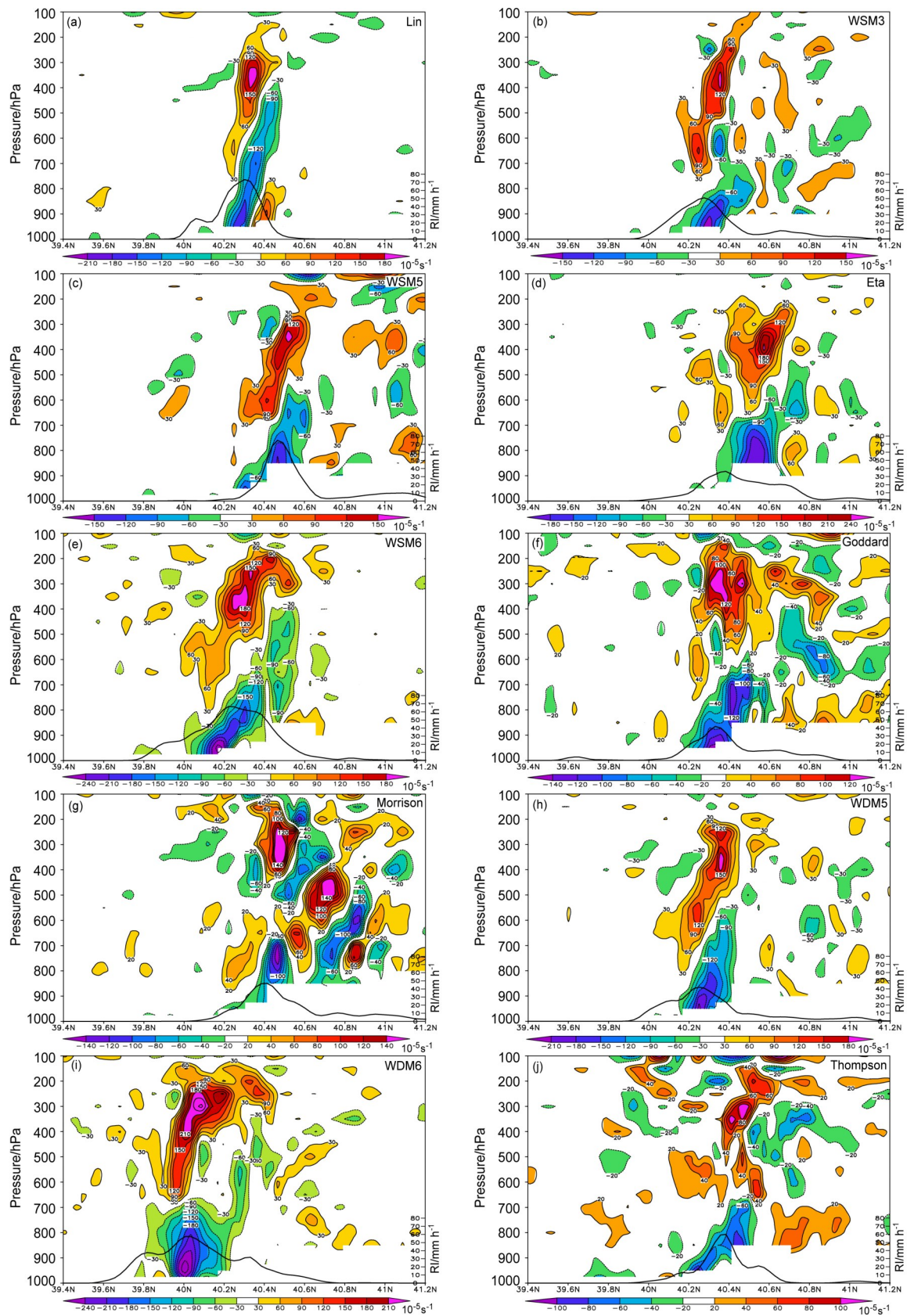


图10 同图9, 但为散度剖面(单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )和降水强度(黑色粗实线, 单位:  $\text{mm h}^{-1}$ )分布

Fig. 10 As in Fig. 9, but for pressure-latitude cross sections of divergence (units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) and distributions of rainfall intensity (black thick solid line, units:  $\text{mm h}^{-1}$ )

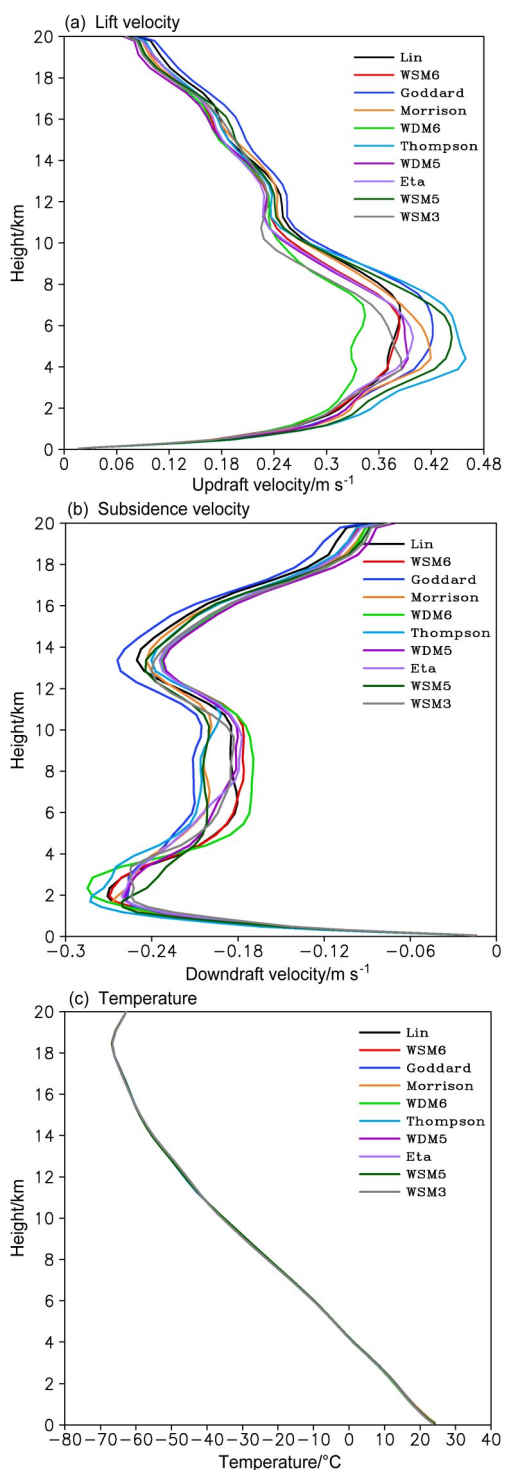


图 11 不同云物理方案在 2 km 水平分辨率条件下模拟的区域 (39.4°~41.2°N, 115.2°~117.6°E) 平均和时间 (2011 年 6 月 23 日 08 时至 24 日 02 时) 平均的垂直廓线: (a) 上升气流速度 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ); (b) 下沉气流速度 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ); (c) 温度 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 11 Vertical profiles of simulated (a) updraft velocity (units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (b) downdraft velocity (units:  $\text{m s}^{-1}$ ), and (c) temperature (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) averaged for the domain (39.4°~41.2°N, 115.2°~117.6°E) at 2-km horizontal resolution from different cloud microphysical schemes from 0800 BJT 23 June to 0200 BJT 24 June 2011

115.2°~117.6°E) 平均和时间平均的垂直廓线。可以看出, 各微物理方案模拟的平均上升气流速度 (图 11a) 和下沉气流速度 (图 11b) 大小存在较明显的差异, 但垂直廓线分布形态相似。上升气流速度均在 5~7 km 的高度达到最大值, 其中 ETS 评分最高的 Thompson 方案模拟的平均上升气流速度最大, 其次是 Goddard、WSM5 和 Morrison 方案, Lin、WSM6、WDM5、Eta、WSM3 方案模拟的上升气流速度基本一致, WDM6 方案模拟的上升气流速度最小。

各方案均模拟出在 2 km 附近和 13 km 附近有两个平均下沉气流速度大值层, 其中 2 km 附近的下沉气流速度略强于高层的下沉速度, WDM6 和 Thompson 方案模拟的下沉气流速度相当, 大于其他方案, 其次是 Lin、WSM6 和 Morrison 方案, 其他方案模拟的下沉气流速度相当, 只是 WSM5 方案模拟的下沉气流速度最大值出现的高度略低于其他方案。Thompson 方案模拟的平均下沉气流速度在所有方案中的零度层 (5 km) 以上最小。虽然各微物理方案模拟的平均垂直气流速度存在明显差异, 但是模拟的平均温度廓线分布非常一致 (图 11c)。图 12 给出了强降水发生时刻各云微物理方案模拟的温度廓线, 可以看到, 温度廓线的差别主要表现在 11 km 以上, 这种差别应该是由

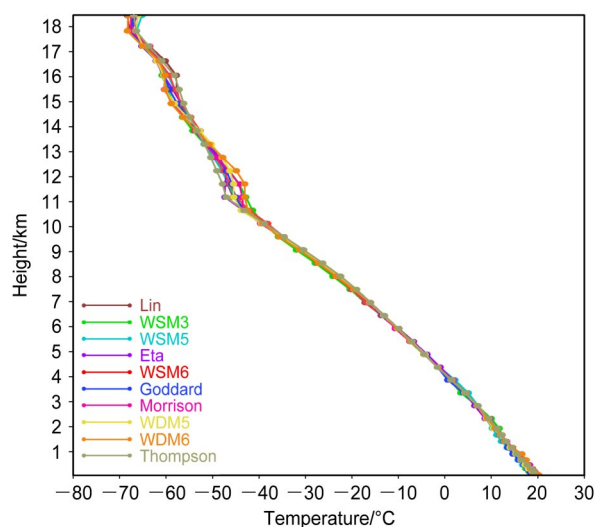


图 12 不同云物理方案在 2 km 水平分辨率条件下模拟的最强降水发生时刻 (与图 8b 中最大降水出现的时间相同) 的温度垂直廓线  
Fig. 12 Vertical profiles of simulated temperature at the time of maximum precipitation happened for the same time as in Fig. 8b at 2-km horizontal resolution from different cloud microphysical schemes

凝华、异质或同质冻结过程造成,但差别不大,暴雨发生前的差别更小,说明尽管云中潜热释放对云动力过程具有很重要的影响,但不同云物理方案造成的潜热变化差异并不明显,从而造成对动力过程的反馈作用的差异也不明显。因此,不同云微物理方案造成的对动力过程的明显反馈过程,只有体现在云中水凝物粒子对上升气流的动力拖曳作用的不同。

为了对比冰相水凝物(云冰、雪、霰)的模拟差异,选取具有复杂云物理过程的单双参数方案(Lin、WSM6、Goddard、WDM6、Morrison、Thompson)进行分析。图13给出了2 km分辨率时模拟时段内,区域( $39.4^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115.2^{\circ}\sim 117.6^{\circ}\text{E}$ )平均和时间平均的水凝物含量垂直分布情况。可以清楚的看到垂直方向为三层云结构:9

km附近为冰晶集中层,5~8 km附近为雪和霰混合大值层,云水和雨水主要位于在5 km以下的暖区。

对云水分布(图13a),Lin、WSM6、Morrison、Thompson参数方案模拟的云水分布类似,双参数方案WDM6模拟的云水明显偏小,而Goddard方案模拟的云水偏大。对雨水分布(图13b),Lin、WSM6、Morrison、Goddard方案模拟的雨水分布相似,而Thompson方案模拟的雨水含量明显偏大,这与其冰相过程的处理不同有关。针对暖雨的双参数方案WDM6,模拟的云中雨水含量较大,但地面雨水含量最小,导致对应的累积降水量较小。

几种云微物理方案最大的差别表现在冰相物理过程(图13c、d、e),特别是雪和霰粒子的含量。

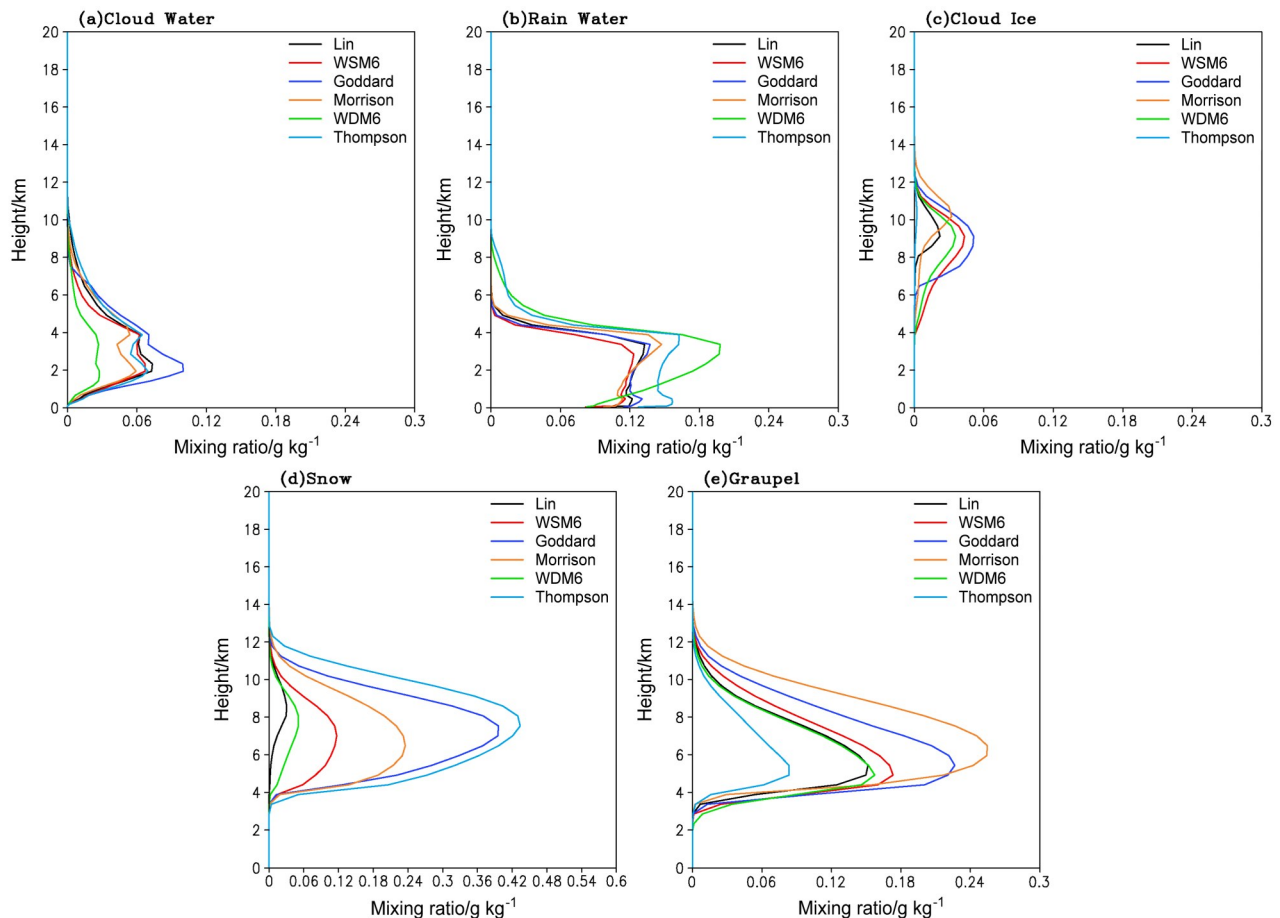


图13 不同云物理方案2 km水平分辨率条件下模拟的区域( $39.4^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115.2^{\circ}\sim 117.6^{\circ}\text{E}$ )平均和时间(2011年6月23日08时至24日02时)平均的(a)云水、(b)雨水、(c)云冰、(d)雪、(e)霰的质量混合比(单位:  $\text{g kg}^{-1}$ )垂直廓线

Fig. 13 Vertical profiles of simulated mass mixing ratios (units:  $\text{g kg}^{-1}$ ): (a) Cloud water; (b) rainwater; (c) cloud ice; (d) snow; (e) graupel averaged for the domain ( $39.4^{\circ}\sim 41.2^{\circ}\text{N}$ ,  $115.2^{\circ}\sim 117.6^{\circ}\text{E}$ ) at 2-km horizontal resolution from different cloud microphysical schemes from 0800 BJT 23 June to 0200 BJT 24 June 2011



从云冰混合比的垂直分布(图 13c)看, WSM6、WDM5 和 Goddard 方案模拟的云冰的垂直分布相似, 最大中心含量出现在 9 km 高度处, 但 Goddard 方案模拟的云冰最大, Thompson 方案模拟的云冰很小, Lin 方案模拟的云冰也较少, Morrison 方案模拟的云冰含量位置偏高。雪混合比的垂直分布(图 13d)表明, WDM6 和 Lin 方案模拟的雪含量都很小, 而 Thompson 模拟的雪含量最大, 其次是 Goddard 方案。而霰混合比的垂直分布(图 13e)显示, Thompson 方案模拟的霰含量最小, 峰值仅为  $0.06 \text{ g kg}^{-1}$ 。但地面降水较大, 说明地面降水主要由雪融化产生。Goddard 方案模拟的雪和霰含量均比较大, Lin、WDM6、WSM6 方案模拟的霰含量垂直分布相似, Morrison 方案模拟的霰含量最大。

从以上各方案模拟的云中水凝物含量和分布可以看到, 不同方案的云物理过程的差异主要体现在雪和霰过程参数化差异方面。Thompson 方案采用了更接近实际的雪谱分布和密度, 有利于减小雪粒子的末速度, 由于末速度的减小, 对云中上升气流的拖曳作用减小, 因此模拟时段区域平均的上升气流最大。而其他方案模拟的霰含量高, 雪含量低, 从而对上升气流的拖曳作用明显, 导致平均上升气流普遍较小。其他一些研究也表明, 一些云物理方案模拟的霰粒子含量存在偏高问题 (Gallus and Pfeifer, 2008; Rajeevan et al., 2010; Gao and Sui, 2013; Tan, 2016)。结合本研究结果可以得出, 云物理方案中对冰相过程, 特别是雪和霰过程的正确描述, 对于提高暴雨预报具有重要作用。

在云中的负温度区, 云微物理过程对上升气流的影响主要有两方面: 一个是通过相变潜热释放(凝华、异质或同质冻结过程), 改变温度层结, 进而增加浮力和上升气流; 另一个是通过云粒子的拖曳作用。这两个作用是相反的 (Fan et al., 2017), 但在云的正温度区和云下, 融化和蒸发造成的相变潜热冷却有利于下沉气流增强, 与拖曳作用的影响一致。本文的模拟结果显示, 不同微物理方案造成的温度层结差异并不明显, 但平均上升和下沉气流的差异明显, 在零度层以上, 这种差异只能由水凝物粒子的拖曳作用造成, Thompson 方案模拟的雪含量远大于其他云物理方案, 其他方案模拟的霰粒子含量大的多, 由于雪粒子密度小, 末速度小, 对上升气流的拖曳作用也小, 霰粒子密度大, 末速度

大, 对上升气流的拖曳作用大, 从而使得 Thompson 方案模拟的平均上升气流最大, 下沉气流在零度层 (5 km) 以上最小。由于上升气流大且能持续, 造成该方案能模拟出强降水。其他云物理方案, 由于霰粒子的拖曳作用大, 造成上升气流小, 且不能持续, 没有模拟出强降水过程。

## 5 结论与讨论

本文针对 2011 年 6 月 23 日发生在北京地区的一次大暴雨过程进行了云降水及天气特征的分析, 在此基础上, 开展了 WRF 模式在 6 km、2 km 两种水平分辨率下, 10 种不同云微物理方案对此次暴雨强度、落区和发生时间的敏感性数值模拟试验, 得到以下的结论:

(1) 此次大暴雨具有明显的局地性特征, 降水范围小, 时间集中。最大雨强达到  $128.9 \text{ mm h}^{-1}$ , 6 h 累积最大降水量为 185.8 mm。暴雨云团由多单体组织、合并形成深厚的中尺度对流系统, 属于深对流主导的极端暴雨事件, 并且短时强降水具有显著的间歇性特征。并具有有利的高低空、高低纬度高、中尺度天气环流形势及强烈的水汽输送条件。

(2) 暴雨强度、落区和发生时间的数值模拟结果对云物理方案非常敏感, 而且不同云物理方案模拟结果差别很大。随模式分辨率提高, 模拟效果有明显改进。在高分辨率情况下, 含有比较完整和复杂云物理过程的方案更有优势。从本文模拟结果看, 在小时暴雨强度和发生时间方面, Thompson 方案模拟效果较好, 其次是 Lin 和 WSM6 方案, 最大小时降水出现时间与观测均一致; 对区域累积最大降水量和落区的模拟方面, Thompson 和 Morrison 方案模拟的最大累积降水量更接近观测值, 但在落区方面, 一些具有完整云物理过程的单参数方案 (Lin、WSM6) 模拟的较好, 但模拟的最大降水量偏小很多。WDM6 方案是仅针对暖雨的双参数方案, 对区域平均降水模拟较好, 但对暴雨极端降水模拟较差。不同云物理方案对累积降水量  $\geq 50 \text{ mm}$  和  $\geq 100 \text{ mm}$  的大暴雨模拟的 ETS 评分显示, 只有 Thompson 方案对此暴雨级别的评分为正, 其他方案的 ETS 评分均不理想。

(3) 对不同云物理方案模拟的垂直速度、散度、温度廓线的分析表明, 不同的云微物理过程参数化会对云动力过程产生明显的反馈作用。不同云

物理方案的差异主要体现在雪和霰的参数化方面, 由于采用的粒子谱分布、密度和末速度不同, 导致云中粒子间的碰并和形成过程不同, 大部分云物理方案模拟的霰含量高, 雪含量低。尽管相变潜热过程对云动力过程具有重要的作用, 但不同云物理方案对温度廓线分布的影响并没有明显差别, 说明不同云物理方案造成的云中相变潜热释放的差别并不明显。主要差别体现在云中水凝物粒子对上升气流的拖曳作用不同, 从而造成云中上升气流大小、演变和降水过程出现明显差异。

需要指出的是, 以上只是对北京一次大暴雨个例的模拟试验结果, 对于研究不同水平分辨率条件下的云微物理方案对降水强度、落区及发生时间的影响问题具有借鉴意义, 但本文结论是初步的。从本文结果看, 尽管云物理方案对暴雨模拟非常敏感, 但所有方案模拟的暴雨强度的时间演变和落区与观测仍然具有较大的差别, 说明模式初始场等过程的改进也十分必要。

### 参考文献 (References)

- 陈明轩, 俞小鼎, 谭晓光, 等. 2006. 北京 2004 年“7.10”突发性对流强降水的雷达回波特征分析 [J]. 应用气象学报, 17(3): 333–345. Chen M X, Yu X D, Tan X G, et al. 2006. Radar echoes characteristics of the sudden convective rainstorm over Beijing area on July 10, 2004 [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 17(3): 333–345. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2006.03.011
- 陈明轩, 王迎春, 肖现, 等. 2013. 北京“7.21”暴雨雨团的发生和传播机理 [J]. 气象学报, 71(4): 569–592. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al. 2013. Initiation and propagation mechanism for the Beijing extreme heavy rainstorm clusters on 21 July 2012 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 71(4): 569–592. doi:10.11676/qxxb2013.053
- 丁一汇. 1994. 暴雨和中尺度气象学问题 [J]. 气象学报, 52(3): 274–284. Ding Y H. 1994. Some aspects of rainstorm and mesoscale meteorology [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 52(3): 274–284. doi:10.11676/qxxb1994.036
- 丁一汇. 2015. 论河南“75.8”特大暴雨的研究: 回顾与评述 [J]. 气象学报, 73(3): 411–424. Ding Y H. 2015. On the study of the unprecedented heavy rainfall in Henan Province during 4–8 August 1975: Review and assessment [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 73(3): 411–424. doi:10.11676/qxxb2015.067
- 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 [C]//中国科学院大气物理研究所集刊(第 9 号)暴雨及强对流天气的研究. 北京: 科学出版社, 1–13. Ding Y H, Li J S, Sun S Q, 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) (in Chinese), No. 9. Beijing: Science Press, 1–13.
- 董昊, 徐海明, 罗亚丽. 2012. 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟飑线降水的影响: 不同云微物理参数化方案的对比研究 [J]. 大气科学, 36(1): 145–169. Dong H, Xu H M, Luo Y L. 2012. Effects of cloud condensation nuclei concentration on precipitation in convection permitting simulations of a squall line using WRF model: Sensitivity to cloud microphysical schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(1): 145–169. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.12
- Fan J W, Han B, Varble A, et al. 2017. Cloud-resolving model intercomparison of an MC3E squall line case. Part I: Convective updrafts [J]. J. Geophys. Res., 122(17): 9351–9378. doi:10.1002/2017JD026622
- Fu D H, Guo X L. 2006. A cloud-resolving study on the role of cumulus merger in MCS with heavy precipitation [J]. Adv. Atmos. Sci., 23(6): 857–868. doi:10.1007/s00376-006-0857-9
- 付丹红, 郭学良. 2007. 积云并合在强对流系统形成中的作用 [J]. 大气科学, 31(4): 635–644. Fu D H, Guo X L. 2007. The role of cumulus merger in a severe mesoscale convective system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(4): 635–644. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.04.08
- Fu D H, Guo X L. 2012. A cloud-resolving simulation study on the merging processes and effects of topography and environmental winds [J]. J. Atmos. Sci., 69(4): 1232–1249. doi:10.1175/JAS-D-11-049.1
- 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 D H, Guo X L, Xiao W A, 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
- Gallus Jr W A and Pfeifer M. 2008. Intercomparison of simulations using 5 WRF microphysical schemes with dual-polarization data for a German squall line [J]. Adv. Geosci., 16: 109–116. doi:10.5194/adgeo-16-109-2008
- Gao W H, Sui C H. 2013. A modeling analysis of rainfall and water cycle by the cloud-resolving WRF model over the western North Pacific [J]. Adv. Atmos. Sci. 30(6): 1695–1711. doi:10.1007/s00376-013-2288-8
- Guo X L, Fu D H, Wang J. 2006. Mesoscale convective precipitation system modified by urbanization in Beijing City [J]. Atmos. Res., 82(1–2): 112–126. doi:10.1016/j.atmosres.2005.12.007
- 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 H, Ji C P, Zhang L N, et al. 2006. A case study of local rainstorm in Beijing on 10 July 2004: The analysis of the gravity wave [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30(4): 703–711. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.04.15
- Guo X L, Fu D H, Guo X, et al. 2014. A case study of aerosol impacts on summer convective clouds and precipitation over northern China [J]. Atmos. Res., 142: 142–157. doi:10.1016/j.atmosres.2013.10.006
- Jankov I, Gallus W A Jr, Segal M, et al. 2005. The impact of different

- WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall [J]. *Wea. Forecasting*, 20(6): 1048–1060. doi:10.1175/WAF888.1
- 矫梅燕, 毕宝贵. 2005. 夏季北京地区强地形雨中尺度结构分析 [J]. *气象*, 31(6): 9–14. Jiao M Y, Bi B G. 2005. Mesoscale structure analysis of topography-induced heavy rainfall in Beijing in summer [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 31(6): 9–14. doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2005.06.002
- 李志楠, 李廷福. 2000. 北京地区一次强对流大暴雨的环境条件及动力触发机制分析 [J]. *应用气象学报*, 11(3): 304–311. Li Z N, Li T F. 2000. Analysis on the environmental conditions and dynamic trigger mechanism of a severe convective rainstorm in Beijing [J]. *Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese)*, 11(3): 304–311. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2000.03.007
- 李青春, 苗世光, 郑芳苒, 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 Q C, Miao S G, Zheng Z F, 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.
- 李娜, 冉令坤, 周玉淑, 等. 2013. 北京“7.21”暴雨过程中变形场引起的锋生与倾斜涡度发展诊断分析 [J]. *气象学报*, 71(4): 593–605. Li N, Ran L K, Zhou Y S, et al. 2013. Diagnosis of the frontogenesis and slantwise vorticity development caused by the deformation in the Beijing “7.21” torrential rainfall event [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 71(4): 593–605. doi:10.11676/qxxb2013.065
- 廖晓农, 倪允琪, 何娜, 等. 2013. 导致“7.21”特大暴雨过程中水汽异常充沛的天气尺度动力过程分析研究 [J]. *气象学报*, 71(6): 997–1011. Liao X N, Ni Y Q, He N, et al. 2013. Analysis of the synoptic-scale dynamic process causing the extreme moisture environment in the “7.21” heavy rain case [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 71(6): 997–1011. doi:10.11676/qxxb2013.081
- 刘香娥, 郭学良. 2012. 灾害性大风发生机理与飑线结构特征的个例分析模拟研究 [J]. *大气科学*, 36(6): 1150–1164. Liu X E, Guo X L. 2012. Analysis and numerical simulation research on severe surface wind formation mechanism and structural characteristics of a squall line case [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(6): 1150–1164. doi: 10.3878/j.issn. 1006-9895.2012.11212
- 刘还珠, 王维国, 邵明轩, 等. 2007. 西太平洋副热带高压影响下北京区域性暴雨的个例分析 [J]. *大气科学*, 31(4): 727–734. Liu H Z, Wang W G, Shao M X, et al. 2007. A case study of the influence of the western Pacific subtropical high on the torrential rainfall in Beijing area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(4): 727–734. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.04.17
- 马严枝, 陆昌根, 高守亭. 2012. 8.19 华北暴雨模拟中微物理方案的对比试验 [J]. *大气科学*, 36(4): 835–850. Ma Y Z, Lu C G, Gao S T. 2012. The effects of different microphysical schemes in WRF on a heavy rainfall in North China during 18–19 August 2010 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(4): 835–850. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11159
- 毛冬艳, 乔林, 陈涛, 等. 2008. 2004 年 7 月 10 日北京局地暴雨数值模拟分析 [J]. *气象*, 34(2): 25–32. Mao D Y, Qiao L, Chen T, et al. 2008. Numerical simulation and analysis of a local storm in Beijing on 10 July 2004 [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 34(2): 25–32. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2008.02.004
- Morrison H, Pinto J O. 2005. Mesoscale modeling of springtime Arctic mixed-phase stratiform clouds using a new two-moment bulk microphysics scheme [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(10): 3683–3704. doi:10.1175/JAS3564.1
- 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 M L, Liu H W, Zhu Y X, 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. doi:10.11676/qxxb2013.092
- Rajeevan M, Kesarkar A, Thampi S B, et al. 2010. Sensitivity of WRF cloud microphysics to simulations of a severe thunderstorm event over Southeast India [J]. *Ann. Geophys.*, 28(2): 603–619. doi: 10.5194/angeo-28-603-2010
- Rao Y V R, Hatwar H R, Salah A K, et al. 2007. An experiment using the high resolution Eta and WRF models to forecast heavy precipitation over India [J]. *Pure Appl. Geophys.*, 164(8–9): 1593–1615. doi:10.1007/s00024-007-0244-1
- 冉令坤, 齐彦斌, 郝寿昌. 2014. “7.21”暴雨过程动力因子分析和预报研究 [J]. *大气科学*, 38(1): 83–100. Ran L K, Qi Y B, Hao S C. 2014. Analysis and forecasting of heavy rainfall case on 21 July 2012 with dynamical parameters [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38(1): 83–100. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12160
- 盛春岩, 高守亭, 史玉光. 2012. 地形对门头沟一次大暴雨动力作用的数值研究 [J]. *气象学报*, 70(1): 65–77. Sheng C Y, Gao S T, Shi Y G. 2012. Numerical simulation of the dynamic effect of the orography on a Mentougou severe torrential rain event [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 70(1): 65–77. doi:10.11676/qxxb2012.006
- 孙继松, 杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的  $\beta$  中尺度暴雨 [J]. *大气科学*, 32(6): 1352–1364. Sun J S, Yang B. 2008. Meso- $\beta$  scale torrential rain affected by topography and the urban circulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(6): 1352–1364. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.06.10
- 孙靖, 王建捷. 2010. 北京地区一次引发强降水的中尺度对流系统的组织发展特征及成因探讨 [J]. *气象*, 36(12): 19–27. Sun J, Wang J J. 2010. Investigation on systematic development of mesoscale convective systems in a torrential rain event over Beijing [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 36(12): 19–27. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2010.12.003
- 孙晶, 楼小凤, 史月琴. 2011. 不同微物理方案对一次梅雨锋暴雨过程模拟的影响 [J]. *气象学报*, 69(5): 799–809. Sun J, Lou X F, Shi Y Q. 2011. The effects of different microphysical schemes on the simulation of a Meiyu front heavy rainfall [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 69(5): 799–809. doi:10.11676/qxxb2011.070
- 孙继松, 王华, 王令, 等. 2006. 城市边界层过程在北京 2004 年 7 月 10 日局地暴雨过程中的作用 [J]. *大气科学*, 30(2): 221–234. Sun J S, Wang H, Wang L, et al. 2006. The role of urban boundary layer in local convective torrential rain happening in Beijing on 10 July 2004 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(2): 221–234. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.02.05
- 孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等. 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的



- 多尺度特征 [J]. 大气科学, 37(3): 705–718. Sun J H, Zhao S X, Fu S M, et al. 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing area on July 21, 2012 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(3): 705–718. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12202
- 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 J S, Lei L, Yu B, et al. 2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing area [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 73(4): 609–623. doi:10.11676/qxxb2015.044
- Tan E. 2016. Microphysics parameterization sensitivity of the WRF model version 3.1.7 to extreme precipitation: Evaluation of the 1997 New Year's flood of California [J]. Geosci. Model Dev. Discuss. doi:10.5194/gmd-2016-94
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 225pp. Tao S Y. 1980. Heavy Rain in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 225pp.
- 陶祖钰, 黄伟. 1994. 大暴雨过程中与急流相关气块的三维运动分析 [J]. 气象学报, 52(3): 359–367. Tao Z Y, Hang W. 1994. 3-D trajectory analysis of air parcel associated with high and low level jets in heavy rain [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 52(3): 359–367. doi:10.11676/qxxb1994.044
- Thompson G, Rasmussen R M, Manning K. 2004. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis [J]. Mon. Wea. Rev., 132 (2): 519–542. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0519:EFOWPU>2.0.CO;2
- 王迎春, 钱婷婷, 郑永光, 等. 2003. 对引发密云泥石流的局地暴雨的分析和诊断 [J]. 应用气象学报, 14(3): 277–286. Wang Y C, Qian T T, Zheng Y G, et al. 2003. Analysis and diagnosis of a local heavy rain in Miyun county, Beijing [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 14(3): 277–286. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2003.03.003
- 王丽荣, 刘黎平, 王立荣, 等. 2011. 一次局地短时大暴雨中- $\gamma$ 尺度分析 [J]. 高原气象, 30(1): 217–225. Wang L R, Liu L P, Wang L R, et al. 2011. Analysis on a meso- $\gamma$  scale of local short-time heavy rainstorm [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 30(1): 217–225.
- 伍华平, 束炯, 顾莹, 等. 2009. 暴雨模拟中积云对流参数化方案的对比试验 [J]. 热带气象学报, 25(2): 175–180. Wu H P, Shu J, Gu Y, et al. 2009. The effects of different cumulus parameterization schemes in WRF on heavy rainfall in Hunan Province [J]. J. Tropical Meteor. (in Chinese), 25(2): 175–180. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2009.02.007
- 许焕斌, 王思微. 1990. 三维可压缩大气中的云尺度模式 [J]. 气象学报, 48 (1): 80–90. Xu H B, Wang S W. 1990. A three-dimensional cloud-scale model suitable for compressible atmosphere [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 48(1): 80–90. doi:10.11676/qxxb1990.010
- Xu K M, Cederwall R T, Donner L J, et al. 2002. An intercomparison of cloud-resolving models with the atmospheric radiation measurement summer 1997 intensive observation period data [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128(580): 593–624. doi:10.1256/003590002321042117
- 徐洪雄, 徐祥德, 张胜军, 等. 2014. 台风韦森特对季风水汽流的“转运”效应及其对北京“7.21”暴雨的影响 [J]. 大气科学, 38(3): 537–550. Xu H X, Xu X D, Zhang S J, et al. 2014. Long-range moisture alteration of a typhoon and its impact on Beijing extreme rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(3): 537–550. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13173
- Xu X D, Guo X L, Zhao T L, et al. 2017. Are precipitation anomalies associated with aerosol variations over eastern China? [J]. Atmos. Chem. Phys., 17(12): 8011–8019. doi:10.5194/acp-17-8011-2017
- 薛根元, 张建海, 陈红梅, 等. 2007. 不同对流参数化方案在登陆浙闽台风降水预报中的比较试验 [J]. 高原气象, 26(4): 765–773. Xue G Y, Zhang J H, Chen H M, et al. 2007. The comparisons of different convective parameterization schemes applying precipitation's forecast of typhoon landing on Zhejiang and Fujian provinces [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 26(4): 765–773.
- 郁红弟, 赵德显, 元慧慧, 等. 2011. 不同物理过程参数化方案对梅雨锋暴雨的敏感性试验 [J]. 气象与环境科学, 34(3): 41–45. Yu H D, Zhao D X, Yuan H H, et al. 2011. Sensitive experiment of Meiyu front rainstorm in different physics processes [J]. Meteor. Environ. Sci. (in Chinese), 34(3): 41–45. doi:10.3969/j.issn.1673-7148.2011.03.008
- 张曼, 王昂生, 季仲贞, 等. 2006. 不同降水方案对“03.7”一次暴雨过程模拟的影响 [J]. 大气科学, 30(3): 441–452. Zhang M, Wang A S, Ji Z Z, et al. 2006. Influence of different precipitation parameterization schemes on a simulated “03.7” heavy rainfall case [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (3): 441–452. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.03.08
- 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(4): 829–840. Zhang W L, Cui X P, Wang Y C, et al. 2013. Roles of low-level easterly winds in the local torrential rains of Beijing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(4): 829–840. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12058.
- 周放, 孙照渤, 许小峰, 等. 2014. 中国东部夏季暴雨日数的分布特征及其与大气环流和海温的关系 [J]. 气象学报, 72(3): 447–464. Zhou F, Sun Z B, Xu X F, et al. 2014. Spatio-temporal characteristics of summer rainstorm days in eastern China and their relationships with the atmospheric circulation and SST [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 72(3): 447–464. doi:10.11676/qxxb2014.039
- 朱格利, 林万涛, 曹艳华. 2014. 用 WRF 模式中不同云微物理参数化方案对华南一次暴雨过程的数值模拟和性能分析 [J]. 大气科学, 38(3): 513–523. Zhu G L, Lin W T, Cao Y H. 2014. Numerical simulation of a rainstorm event over South China by using various cloud microphysics parameterization schemes in WRF model and its performance analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(3): 513–523. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13202