

GRAPES 千米尺度模式在西南复杂地形区降水 预报偏差与成因初探^{*}

谢漪云¹ 王建捷²

XIE Yiyun¹ WANG Jianjie²

1. 中国气象科学研究院, 北京, 100081

2. 国家气象中心, 北京, 100081

1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

2. National Meteorological Center, Beijing 100081, China

2021-03-08 收稿, 2021-06-08 改回。

谢漪云, 王建捷. 2021. GRAPES 千米尺度模式在西南复杂地形区降水预报偏差与成因初探. 气象学报, 79(5): 732-749

Xie Yiyun, Wang Jianjie. 2021. Preliminary study on the deviation and cause of precipitation prediction of GRAPES kilometer scale model in southwest complex terrain area. *Acta Meteorologica Sinica*, 79(5):732-749

Abstract The performance of the kilometer scale operational model (GRAPES-Meso 3 km) for short-term precipitation forecast over complex terrain areas of the Sichuan basin, the Yunnan-Guizhou Plateau, and the highlands of the eastern edge of Tibet Plateau in southwestern China has been carefully evaluated in term of the rainfall amount and frequency. The model forecasts are verified against daily and hourly precipitation data observed in the summer of 2019 at thousands of surface stations in the same area. Results show that: (1) The model can reasonably capture daily rainfall distribution and diurnal cycle of summer mean precipitation as well as the key relationship between hourly rainfall frequency and intensity over the complex terrains. (2) Positive forecast deviations of summer daily rainfall amount (frequency) are obvious in the whole research region, and the largest deviations are centered in Sichuan basin with the bias of 1.1 times (0.3 times) of the observed values on average. Positive deviations of daily rainfall amount forecast in the complex terrains are mainly contributed by the forecast amount of heavy rainfall (above 25 mm/d) events. Positive deviations of frequency forecast are mostly caused by light to moderate rainfall events over Yunnan-Guizhou Plateau and by heavy rainfall events over other areas. Areas of heavy rainfall from forecasts are often larger than observations, with the highest occurrence frequency of 82.8% occurring in the eastern edge of the Tibet Plateau and the lowest of 53.6% appearing in the southern Yunnan-Guizhou Plateau. (3) In terms of diurnal cycle, positive biases of hourly rainfall amount (frequency) are the main characteristics, and large deviations mostly occur around the peak time of observed rainfall in the night for different terrain heights. Large biases of hourly rainfall frequency in areas below 1200 m elevation occur from the peak time of rainfall in the night to the noon time of the next day, which indicates that the over prediction of daily rainfall amount was balanced by unrealistically long precipitation duration or by false hourly forecasts within a day. (4) Based on the diagnostics, the obvious precipitation (amount and frequency) deviations of the model forecasts over Sichuan Basin are induced by the special coupling of the over prediction of southwesterly winds in the lower troposphere at the south-southeast Yunnan-Guizhou Plateau and terrain characteristics in the Basin and surrounding area.

Key words Complex terrain, Kilometer scale model, Rainfall amount and frequency, Forecast deviation

摘要 利用 2019 年夏季(6—8 月)西南复杂地形区地面观测站逐时和逐日降水量观测数据, 从降水量和降水频率入手, 对同

* 资助课题: 中国气象局 GRAPES 发展专项(GRAPES-FZZX-2019)。

作者简介: 谢漪云, 主要从事区域数值模式性能评估和偏差分析。E-mail: 18262609773@163.com

通信作者: 王建捷, 主要从事数值预报系统开发和误差诊断分析研究。E-mail: wangjj@cma.gov.cn

期 GRAPES-Meso 3 km 业务模式短期(36 h 以内)降水预报性能,特别是在不同典型地貌区——四川盆地子区、云贵高原北部子区和南部子区、青藏高原东缘山地子区的预报偏差进行细致评估与分析。结果表明:(1)GRAPES-Meso 3 km 模式能合理地刻画出西南复杂地形区夏季日降水和日内尺度降水的主要特征,以及小时降水频次-强度的基本关系。(2)在各子区,模式日降水量(频率)预报表现为清晰的正偏差,正偏差在盆地子区最显著,为观测值的 1.1 倍(0.3 倍);日降水量正偏差主要由强降水日降水量预报偏大引起,但频率正偏差在云贵高原南、北子区与其他两个子区不同,主要是中小雨日数预报偏多的贡献;强降水(中小雨)落区预报存在明显(轻微)偏大倾向,强降水预报落区偏大频率在青藏高原东缘山地子区最高,达 82.8%,在云贵高原南部子区最低,为 53.6%。(3)日循环上,各时次小时降水量(频率)预报整体偏大,且主要正偏差出现在观测的夜雨峰值时段,其中海拔 1200 m 以下区域的降水频率正偏差从夜间峰值区延续到中午,模式偏强的日降水量预报往往表现为日内偏长的降水时长或小时降水空报。(4)诊断分析显示,模式在四川盆地区突出的夏季日降水预报正偏差是模式对流层低层在云贵高原南-东南侧偏强的西南风预报与西南地区特殊地形结合的产物。

关键词 西南复杂地形区, 千米尺度模式, 降水量和频率, 偏差特征

中图法分类号 P457

1 引言

降水是导致复杂地形区洪水、泥石流等自然灾害的重要因素(李中平等, 2011; Cao, et al, 2020; 尚全民等, 2021),深刻认识和细致把握数值模式对复杂地形区降水预报的偏差与成因,是提升该地区降水预报精准度的重要前提(宗志平等, 2012)。

西南地区的川、渝、滇、黔是中国地形最复杂的区域之一,其西部毗邻青藏高原,其内部分布着高原、山地、盆地、丘陵等多种地貌,处于青藏高原高寒区与季风区过渡地带。受季风环流和复杂地形的共同影响,常有强降水发生,降水局部差异大、变化复杂(徐裕华等, 1991; 李永华等, 2010; Liu, et al, 2015; 韩林君等, 2019),暴雨和大暴雨发生频率在四川盆地最高,且盆地西部高于东部;云南南部和贵州南部次之。四川盆地内西北部和西南部沿山一带的暴雨日主要是短时强降水的贡献,而盆地东北部的暴雨日则是由持续性降水造成(邵远坤等, 2005; 周秋雪等, 2019; 罗亚丽等, 2020)。降水日循环表现与中国东部大多数地区降水日循环的下午峰值特点明显不同,为显著夜雨(峰值出现在午夜至清晨)特征(Yu, et al, 2007a, 2007b, 2019; Chen, et al, 2012);与此同时,该区域内 25°N 以南的云贵地区降水日循环变化呈现凌晨和午后双峰特点(王夫常等, 2011)。地形、地貌的特殊性和复杂性使得数值预报模式的降水预报偏差在该区域大于东部平原地区(王雨, 2003; 王雨等, 2010; 肖玉华等, 2010; 熊秋芬, 2011; 屠妮妮等, 2017),一些全球和区域业务模式在青藏高原东南缘地区或存在明显降水空报现象,或对该区域典型系统西南涡

引发的降水预报技巧偏低等(公颖等, 2010; 屠妮妮等, 2015; 张武龙等, 2015; 何光碧等, 2015; 董颜等, 2018; 程晓龙等, 2019)。

一些研究和试验显示,高分辨率模式有助于揭示局部环流和地形强迫的作用(Prein, et al, 2013),对流可分辨模式(千米尺度模式)所提供的局地尺度气候信息和地形描述更为可靠,可以更准确地预报山区降水(Ban, et al, 2014; Langhans, et al, 2013; Foley, et al, 2018; 徐伙等, 2017; 高青云等, 2020)。也有学者发现,在复杂地形区模式分辨率提高会导致降水量预报偏大、背风坡形成更多强降水中心等问题(Colle, et al, 2000; Prein, et al, 2015);千米尺度分辨率下地形影响仍不能完全被模式直接解析表达,次网格尺度地形的参数化也可能影响模式预报技巧(Sandu, et al, 2016, 2019)。可见,千米尺度模式在复杂地形区的降水预报性能、偏差和成因仍是有待进一步研究的问题。

2019 年 6 月,覆盖中国的 GRAPES-Meso 3 km 模式系统投入业务运行,实现了对中国西部复杂地形区进行对流可分辨尺度的数值预报。近年,中国针对日内尺度降水演变等难点,建立高分辨率数值预报产品业务评估方法,为深入开展 GRAPES 千米尺度模式在西南复杂地形区降水评估分析提供了有益的方法借鉴(Yu, et al, 2019)。已经开展的一些有关 GRAPES-Meso 3 km 模式系统的降水预报检验评估结果显示:在降水精细化和降水日内尺度预报性能方面,GRAPES-Meso 3 km 模式系统比 GRAPES 系列的低分辨率模式和其他区域中尺度业务模式有一定优势(许晨璐等, 2017; 国家气象业务内网 <http://idata.cma/areaHighResolution>)。然

而,专门针对西南复杂地形条件下该模式降水预报性能和偏差的评估分析尚未展开,仍有不少问题需要通过有效方法进行深入分析加以回答。诸如:GRAPES-Meso 3 km 模式能否合理反映西南复杂地形区内不同典型地貌条件下的降水精细观测特征、偏差怎样? 模式能否再现区域内不同地形高度的降水特征,预报偏差随高度如何变化? 模式对西南复杂地形区降水日内尺度的基本特征把握得如何? 造成一些突出偏差的可能成因是什么? 等等。

文中拟从降水量和降水频率等入手,围绕上述待解问题,针对 GRAPES-Meso 3 km 模式在西南复杂地形区的降水预报性能和偏差进行评估分析,以深刻认识 GRAPES 千米尺度模式在西南复杂地形

区、典型地貌条件下降水预报偏差的基本特征和日内尺度特征,为 GRAPES 千米尺度模式降水预报产品的深度应用提供参考,为模式改进提供依据。

2 资料与方法

2.1 研究区域

研究范围(图 1a)为中国降水数值预报业务检验分区标准中的西南地区东部(王雨, 2003)。主要覆盖川、渝、滇、黔,是以四川盆地、云贵高原和青藏高原东缘较高海拔山地为主体的西南最复杂地形区。结合区域内主体地貌和日内尺度降水气候特征的南北差异(王夫常等, 2011),进一步划分为 4 个子区,分别对应四川盆地(子区 A)、云贵高原北

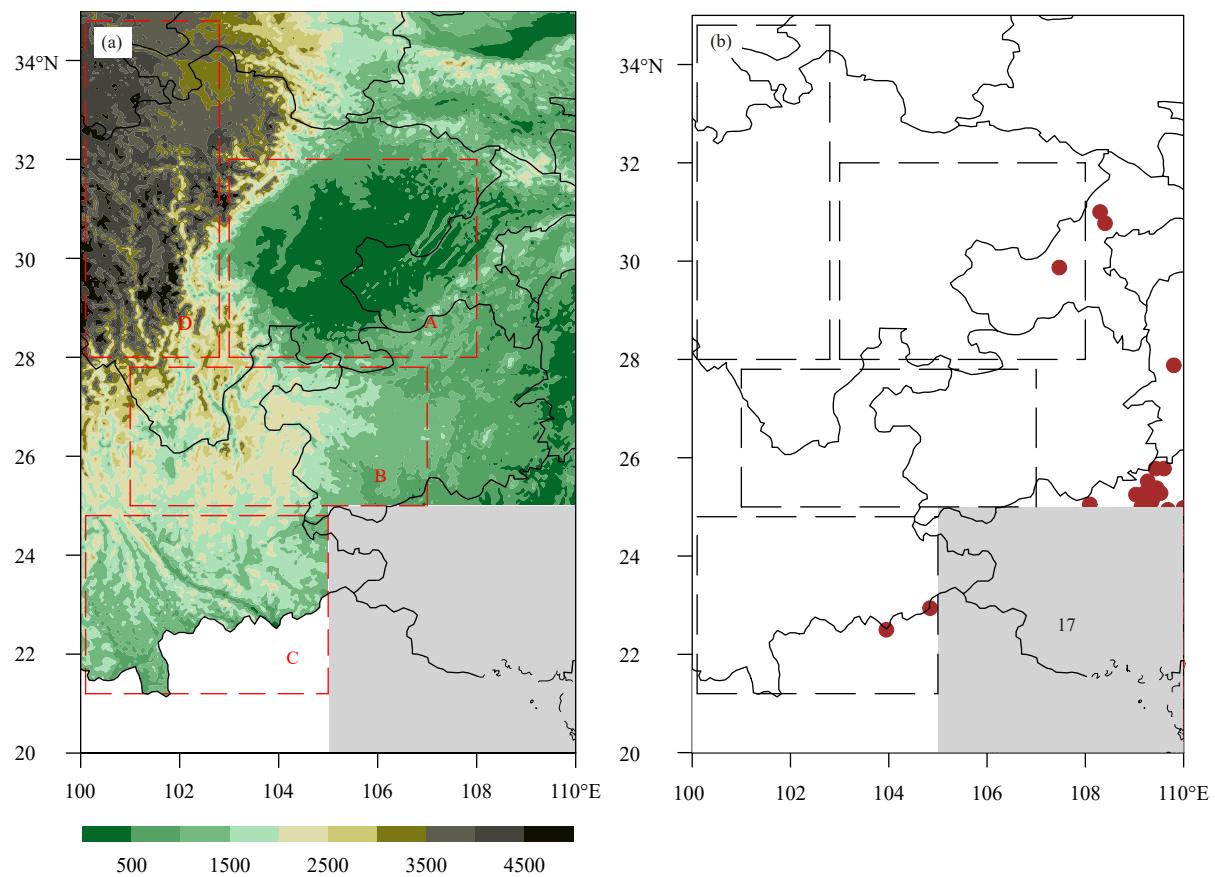
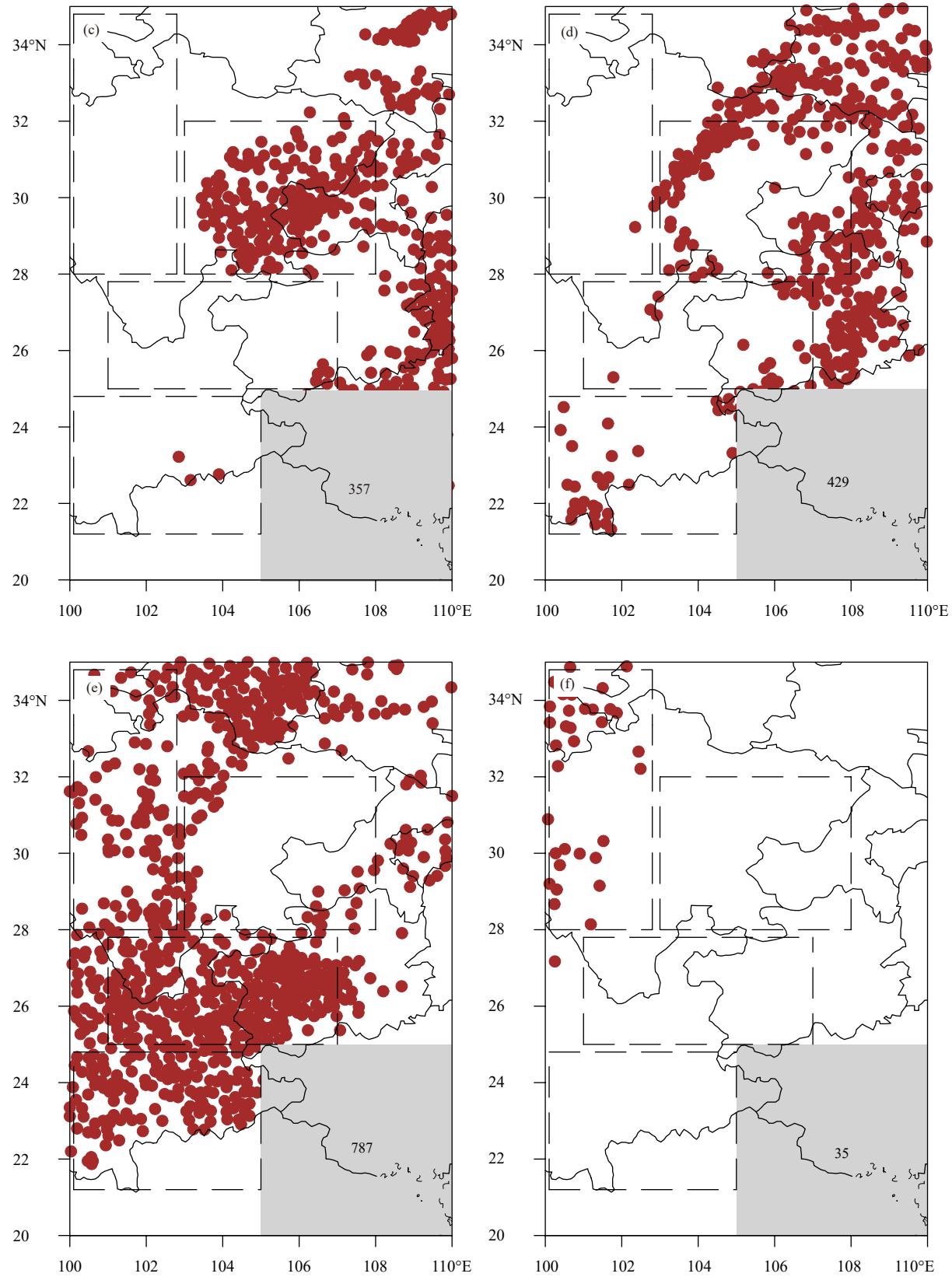


图 1 研究区域 (a) 地形高度 (单位: m; A、B、C、D 分别是盆地 (28° — 32° N, 103° — 108° E)、云贵高原北部 (25° — 28° N, 100.8° — 107° E)、云贵高原南部 (21° — 25° N, 100° — 105° E)、青藏高原东缘 (28° — 35° N, 100° — 103° E);右下角灰色区为非检验区) 及不同海拔高度 (b. 0—200 m, c. 200—500 m, d. 500—1000 m, e. 1000—3500 m, f. >3500 m) 的台站分布 (数字为该高度段站点数)

Fig. 1 Terrain elevation (a) in the study region (unit: m; A, B, C, D represent Sichuan Basin (28° — 32° N, 103° — 108° E), northern Yunnan-Guizhou Plateau (25° — 28° N, 100.8° — 107° E), southern Yunnan-Guizhou Plateau (21° — 25° N, 100° — 105° E), highlands of the eastern edge of Tibet Plateau (28° — 35° N, 100° — 103° E>; The area shaded in gray in the lower right corner is not included in the study) and station distributions at different altitudes (b. 0—200 m, c. 200—500 m, d. 500—1000 m, e. 1000—3500 m, f. >3500 m; the number in each panel refers to the number of stations at the corresponding altitude)



续图 1

Fig. 1 Continued

部(子区B)、云贵高原南部(子区C)和青藏高原东缘山地(子区D),进行细致分析和对比。

2.2 资料

选取2019年夏季(6—8月)作为分析时段,进行GRAPES-Meso 3 km模式降水预报与观测的对比检验与评估分析,观测为上述时段的数据,模式数据为与上述时段匹配的降水预报数据。

2.2.1 台站观测数据及质量控制

所用观测站点降水数据来自中国气象局业务系统Micaps(Meteorological Information Combine Analysis and Process System),包括常规气象观测站和加密自动站逐日(08—08时,北京时,下同)和逐时数据,共1733个站点。剔除缺测时次大于20%的站点,以保证所用数据的完整性;以逐日数据为基准对逐时数据进行野值剔除,以确保站点逐日和逐时观测数据的一致性。去除野值的具体方法是:计算某站某日的逐时累计24 h降水量与日降水量之差(ΔR_j),统计 ΔR_j 在2019年夏季的分布特征,因其基本满足正态分布,故根据统计学中正态分布原理,将 ΔR_j 在 $\mu \pm 1.96\sigma$ 以外的逐时数据(即差值较大的低于5%的小概率事件)剔除,其中 μ 为均值、 σ 为标准差。

经过质量控制后的地面气象观测站有1625个。根据地理学对山地的一般划分标准,1625个站中属于“中山”(1000—3500 m)的站点最多,为787个;低山(500—1000 m)、丘陵(200—500 m,含盆地)站点数次之,分别为429、357个;高山(>3500 m)和平原(<200 m)站点稀少,分别有35、17个(图1b—f)。中山高度跨度大,以500 m为档将位于中山地带的站点数进行统计(表1),可以看到观测站点主要分布在1000—2500 m,2500—3500 m的站点稀少。考虑到统计的代表性,文章在分析降水预报性能随海拔高度变化时,重点关注海拔200—2500 m。

2.2.2 数值预报和再分析格点数据

数值预报数据为GRAPES-Meso 3 km业务系统逐日20时起报的0—36 h预报3 km分辨率格点数据,包括:(1)逐时地面降水量预报格点数据,由

此形成与观测(08—08时)对应的日降水量预报(基于12—36 h预报)和日循环(0—24时)逐时降水量预报(基于6—30 h预报)数据;(2)等压面风场和湿度场预报格点数据。

以欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的ERA5再分析格点数据(水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$)作为高空环流预报基准,用于GRAPES-Meso 3 km模式降水预报偏差成因的诊断分析。

2.3 格点数据与站点数据的匹配

文中以观测站点数据为基准,对模式降水预报偏差进行统计分析。研究区域观测站点平均间距为28.89 km,远大于模式分辨率3 km,故采取WMO关于业务模式定量降水预报检验技术规则中推荐的就近点匹配方法(WWRP/WGNE Joint Working Group on Verification, 2008),将模式格点预报匹配到站点,即取距离观测站点最近的模式格点降水值作为该站点的模式预报值,与观测作比较。另外,在进行模式高空等压面环流预报偏差分析时,亦是采取就近点匹配方法,将模式格点预报就近匹配到再分析数据格点上。在高分辨率、特别是地形复杂情况下,此方法更加合理,可避免插值过程对气象要素、特别是降水这类非连续变量带来的较大误差。

2.4 主要评估方法

2.4.1 降水量(频率)计算方法

参考降水量等级划分的国家标准GB/T 28592-2012(乔林等,2012),将日降水量分为湿日($\geq 0.1 \text{ mm/d}$,即有效降水日)、中小雨日($0.1\text{--}24.9 \text{ mm/d}$)、强降水日($\geq 25 \text{ mm/d}$,即大雨及以上)3种情况进行考察。夏季平均日降水量、降水频率以及日循环降水量、降水频率的具体计算方法参考许晨璐等(2017)。

2.4.2 降水落区预报偏差频率的计算方法

研究区域内各子区的观测站点平均间距27—41 km,5个站点(即4倍间距)所描述波动的最小波长约110—165 km。故根据观测密度,本文考察模式对 β 中尺度以上的成片降水落区预报情况。

表1 西南地区中山地形的台站分布
Table 1 Station distributions in medium height mountains over Southwest China

地形高度	1000—1500 m	1500—2000 m	2000—2500 m	2500—3000 m	3000—3500 m
站点数	339	263	128	48	9

定义研究子区内某日降水(日降水量满足某阈值条件)的观测站数大于5个时,该研究子区观测到1次降水落区,降水站数记为有效站数 N_o 。在观测到降水落区时,计算模式预报的降水站数 N_F 与观测的降水有效站数之差 $N_F - N_o$,当差值与观测的降水有效站数之比 $>25\%(<-25\%)$ 时,作为降水预报落区发生偏大(偏小)情况。根据上述定义,计算研究时段内降水预报落区偏大(偏小)累加次数 D_F ,并求其与降水落区观测总次数 D_o 的比例,以此作为模式降水落区预报偏大(偏小)的频率 P 。计算公式如下

$$D_o = \sum_{i=1}^{86} M_{RC1} \quad (1)$$

$$D_F = \sum_{i=1}^{86} M_{RC2} \quad (2)$$

$$P = \frac{D_F}{D_o} \quad (3)$$

其中,

$$M_{RC1} = \begin{cases} 1 & \text{某日降水观测站数大于5} \\ 0 & \text{其他情况} \end{cases}$$

$$M_{RC2} = \begin{cases} 1 & \frac{|N_F - N_o|}{N_o} > 0.25 \\ 0 & \text{其他情况} \end{cases}$$

式中, M_{RC1} 和 M_{RC2} 均是0、1参数, M_{RC1} 表示某日观测是否存在成片降水区, M_{RC2} 表示观测到成片降水区时该日降水预报是否有落区偏差。将式(1)–(3)分别用于中小雨和强降水情形,可得到中小雨和强降水预报落区偏大(偏小)频率计算结果。

2.4.3 小时降水频次-强度关系的计算方法

应用Li等(2014)提出的降水频率与强度分布的线性估计方法,分析模式预报的小时降水频次和强度的关系及与观测的异同性。该方法给出的小时降水频次 $F_r(I)$ 是小时降水强度 I 的函数,计算公式为

$$F_r(I) + 1 = \exp(\exp(\alpha - I/\beta)) \quad (4)$$

式中, α 和 β 是无量纲参数,可通过观测(或预报)的小时降水频次-强度分布得到; α 大小反映频次高低, β 大小反映降水强弱。将全部站点的参数(α, β)绘在 $\alpha-\beta$ 平面,并分别将 α 与 β 降序排列后,根据25%、75%、40%、60%分位数将小时降水类型划分为4类,分别是高频弱降水、低频弱降水、高频强降

水、低频强降水。

2.4.4 预报误差计算方法

文中预报误差检验分析中,除用到平均偏差、均方根误差和相关系数外,还采用Lange(2005)给出的均方根误差(RMSE)与系统偏差(BIAS)和误差标准偏差(SDE,反映误差的随机性)的关系,讨论模式系统误差和随机误差的相对大小。具体计算公式为

$$\begin{aligned} RMSE^2 &= BIAS^2 + SDE^2 \\ &= BIAS^2 + SDE1^2 + SDE2^2 \end{aligned} \quad (5)$$

式中,BIAS为平均偏差,SDE又可分解为振幅偏差(SDE1)和位相偏差(SDE2)。SDE1是模式预报值与观测值的标准差之差,SDE2通过式(5)由其他项计算结果导出。

3 西南复杂地形区夏季降水预报偏差特征

3.1 夏季日降水预报偏差的水平分布

图2给出2019年夏季观测和预报的湿日平均降水量水平空间分布以及湿日、中小雨日和强降水日的预报偏差。由图可知,观测的湿日降水量在四川盆地(子区A)和云贵高原北部(子区B)较大,12–16 mm/d的大值中心分布在四川盆地西南部和云贵高原东缘(图2a)。模式预报的湿日降水量空间分布基本特征与观测特征相似,降水大值区位置预报较准确,并再现了各子区间湿日降水量相对大小关系:在四川盆地大于青藏高原东缘山地、云贵高原北部高于南部;但在整个研究区域降水量预报明显偏大(图2b),各子区平均湿日降水量预报偏差程度(偏差值与观测值之比)降序排列依次为四川盆地(1.1)、青藏高原东缘(1.0)、云贵高原北部(0.4)、云贵高原南部(0.3)。图2c显示,研究区域的湿日降水量预报整体以正偏差为主、尤其在盆地和青藏高原东缘正偏差特征明显,最大偏差(7.5–12.5 mm/d)位于盆地南部、西部和环绕盆地的低山地区,云贵高原南部和北部均存在少量弱负偏差(-2.5 mm/d左右)站点;将湿日分解为中小雨日和强降水日观察,发现中小雨日降水预报偏差在整个研究区域都较小,而强降水日和湿日预报偏差场之间的相关系数高达0.96,说明研究区域及各子区的湿日降水量预报偏差主要由强降水日预报偏差所贡献(图2d–e)。4个子区区域平均的2019年夏季日降水预报均方根误差(图3)盆地最大(8.9 mm),

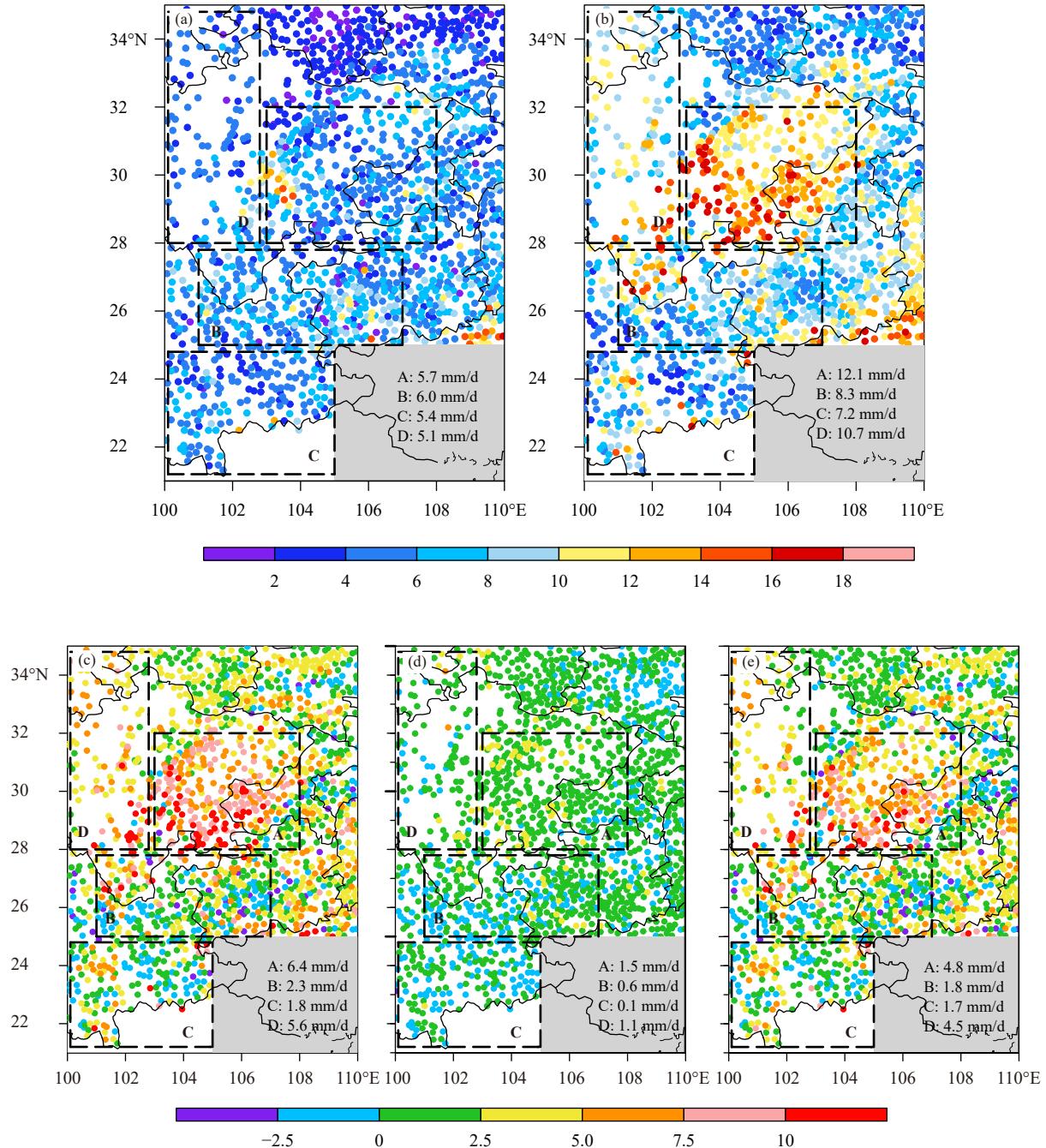


图 2 2019 年夏季湿日平均降水量观测场 (a) 和预报场 (b) 及湿日 (c)、中小雨日 (d) 和强降水日 (e) 平均降水量预报偏差场 (预报-观测)(单位: mm/d, 圆点为台站位置, 色阶代表量值, 右下角数字表示区域均值)

Fig. 2 Averaged daily rainfall amount in the summer of 2019 over rainy days from (a) observations and (b) forecasts; averaged deviation (forecast–observation) of daily rainfall forecasts in the summer of 2019 over (c) rainy days, (d) moderate and light rainfall days, and (e) heavy rainfall days (unit: mm/d, dots represent stations, colors show different magnitudes, numbers in the lower right corner of each panel represent regional averages)

青藏高原东缘次之(7.3 mm), 云贵高原南、北两区相对较小(均约为4 mm), 表明模式逐日降水预报的稳定性在西南地形复杂区域内不同地貌区存在

差异, 预报稳定性在云贵高原要好于在盆地和青藏高原东缘山地。

2019年夏季的观测湿日降水频率与湿日平均

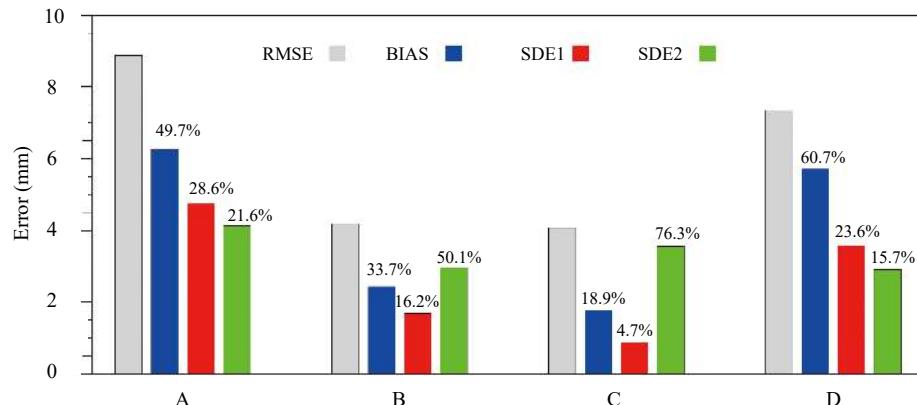


图 3 2019 年夏季研究区域各子区日降水量预报均方根误差及其分解量 (单位: mm; A、B、C、D 分别代表四川盆地、云贵高原北部、云贵高原南部、青藏高原东缘; 百分数表示 (某分量 / RMSE)²)

Fig. 3 RMSE and its decompositions of daily rainfall amount forecasts of each subregion in the summer of 2019
(unit: mm; A, B, C, D represent Sichuan Basin, northern Yunnan-Guizhou Plateau, southern Yunnan-Guizhou Plateau,
highlands of the eastern edge of Tibet Plateau; The percentage denotes (component / RMSE)²)

降水量在水平分布上有所不同, 频率大值区分布在青藏高原东缘山地、四川盆地西部、云贵高原南部及东南部, 各子区中四川盆地湿日降水频率最小(图 4a)。模式对于降水频率的空间分布基本特征模拟较好, 合理描述了子区间湿日降水频率大小的主要关系: 其在四川盆地低于青藏高原东缘山地、在云贵高原北部小于南部(图 4b)。研究区域的湿日降水频率预报整体为正偏差, 大于 20% 的偏差主

要分布在四川盆地和云贵高原北区东部(图 4c), 预报偏大程度(偏差值与观测值之比)在 4 个子区从大到小依次为四川盆地(0.30)、云贵高原北部(0.17)、云贵高原南部(0.14)、青藏高原东缘(0.13), 明显低于降水量预报偏大程度。模式湿日频率预报偏差主要由中小雨日频率偏差导致(两场相关系数高达 0.82), 但各子区存在一定差异, 如: 四川盆地南部和青藏高原东缘山地的湿日频率正偏差则

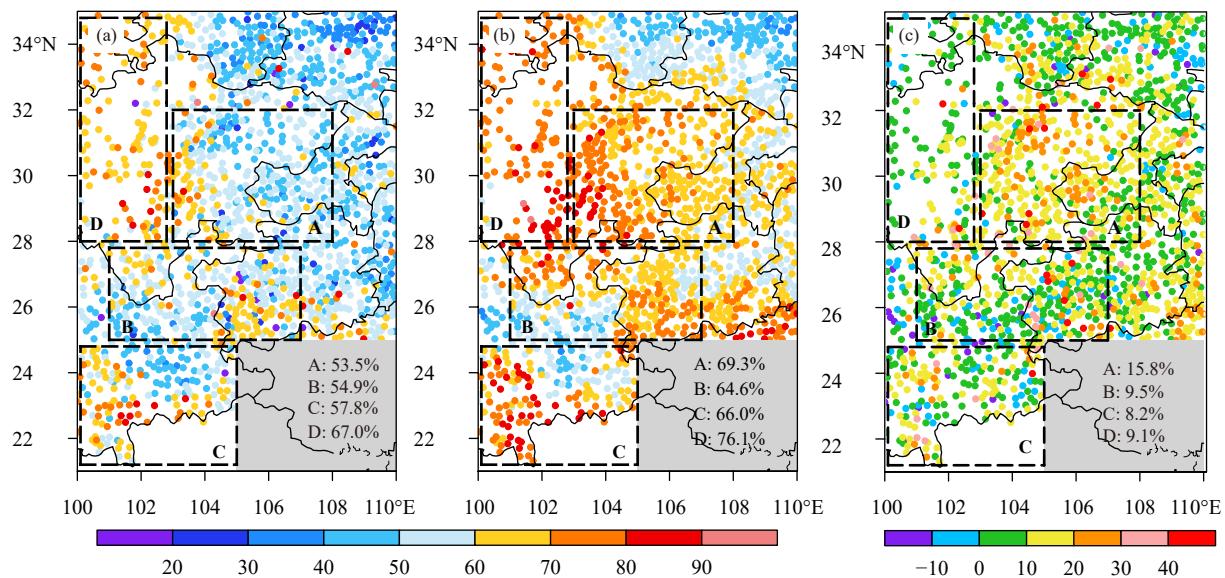


图 4 2019 年夏季平均湿日降水频率(a)观测场、(b)预报场和(c)偏差场 (预报-观测)
(单位: %; 圆点为台站位置, 色阶代表量值, 右下角数字表示区域均值)

Fig. 4 Rainy day frequency in the summer of 2019 from (a) observations and (b) forecasts, as well as (c) the forecast deviations (forecast-observation) (unit: %; dots represent the stations, colors show different magnitudes,
numbers in the lower right corner of each panel represent regional averages)

主要是强降水日频率正偏差的贡献(图略)。

降水预报落区的偏差(图5)分析显示,模式在各子区的中小雨落区预报偏差不大,有偏差时则以落区预报偏大为主;4个子区中四川盆地(图5a)和云贵高原北部(图略)落区预报偏大出现的频率相对较高,分别为35.8%和37.6%,而云贵高原南部(图5b)和青藏高原东缘山地(图略)的落区预报偏大频率为29.4%、22.6%;中小雨降水预报落区偏小情形亦存在,云贵高原的中小雨落区偏小频率很低(约7%以下),四川盆地和青藏高原东缘山地落区预报偏小频率低于16%。强降水落区预报偏大频率远大于偏小频率,在4个子区均是如此,落区预报偏大程度由大到小依次为:青藏高原东缘山地(82.8%)、四川盆地(77.4%)、云贵高原北部(72.6%)、

云贵高原南部(53.6%)。综合中小雨和强降水落区预报偏差情形可看出,四川盆地的降水落区预报偏大频率在4个子区最高,云贵高原北区的中小雨和强降水落区预报偏大频率都明显高于云贵高原南区。

3.2 夏季日降水预报偏差随地形高度的变化

图6表示2019年夏季平均日降水量、日降水频率随高度变化盒须图。观测夏季湿日降水量随高度变化趋势主要由强降水日特征所贡献,降水量随海拔高度略有减小。模式预报日降水量在各量级、各海拔高度均表现为正偏差,并且降水量值的范围比观测更广;预报湿日降水均值随海拔高度变化趋势与强降水日预报特征相似,显著偏差出现在海拔1500 m以下,降水量随高度减小幅度远大于观测趋势(图6a、b)。

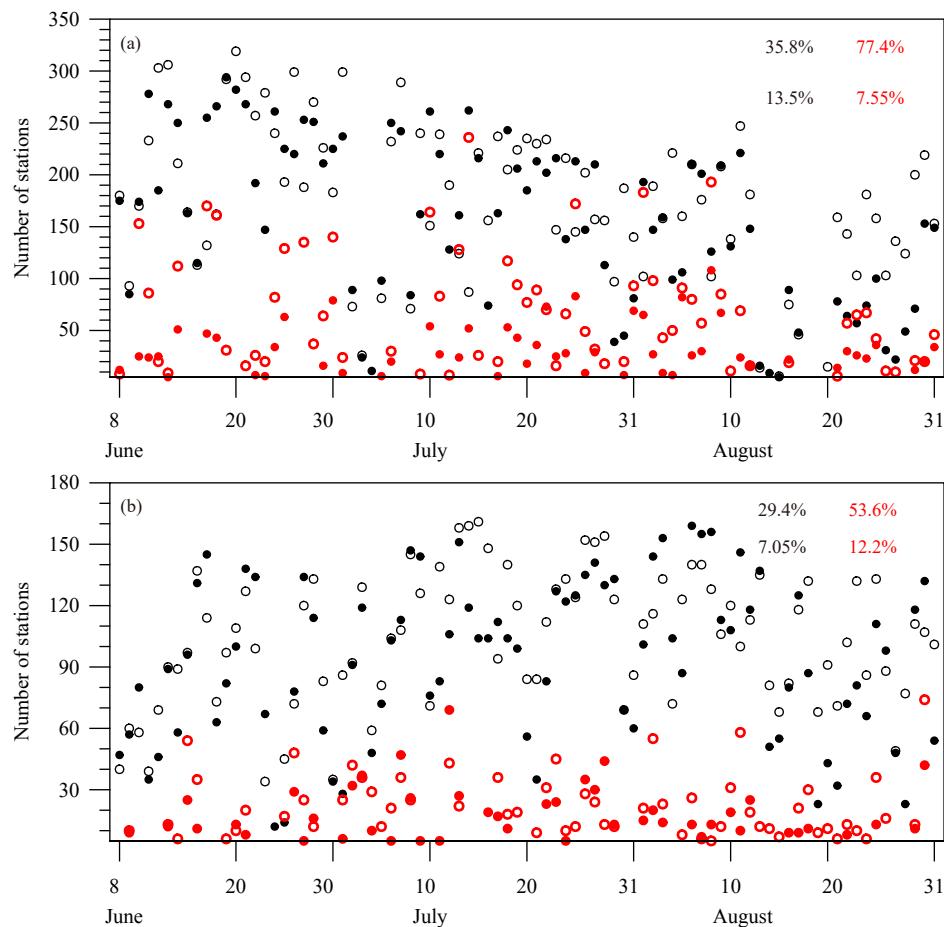


图5 2019年夏季四川盆地(a)和云贵高原南部(b)子区逐日降水站点数(图中上行和下行百分数分别表示预报降水落区偏大和偏小频率,黑色(红色)为中小雨(强降水);实心(空心)圆点为观测(预报))

Fig. 5 Number of daily rainfall stations in Sichuan Basin (a) and southern Yunnan-Guizhou Plateau (b) in the summer of 2019 (The percentage in the first (second) row indicates the frequency of forecasted rainfall coverages larger (smaller) than observations; black (red) color denotes moderate and light (heavy) rain, and solid (hollow) dots are for observations (forecasts))

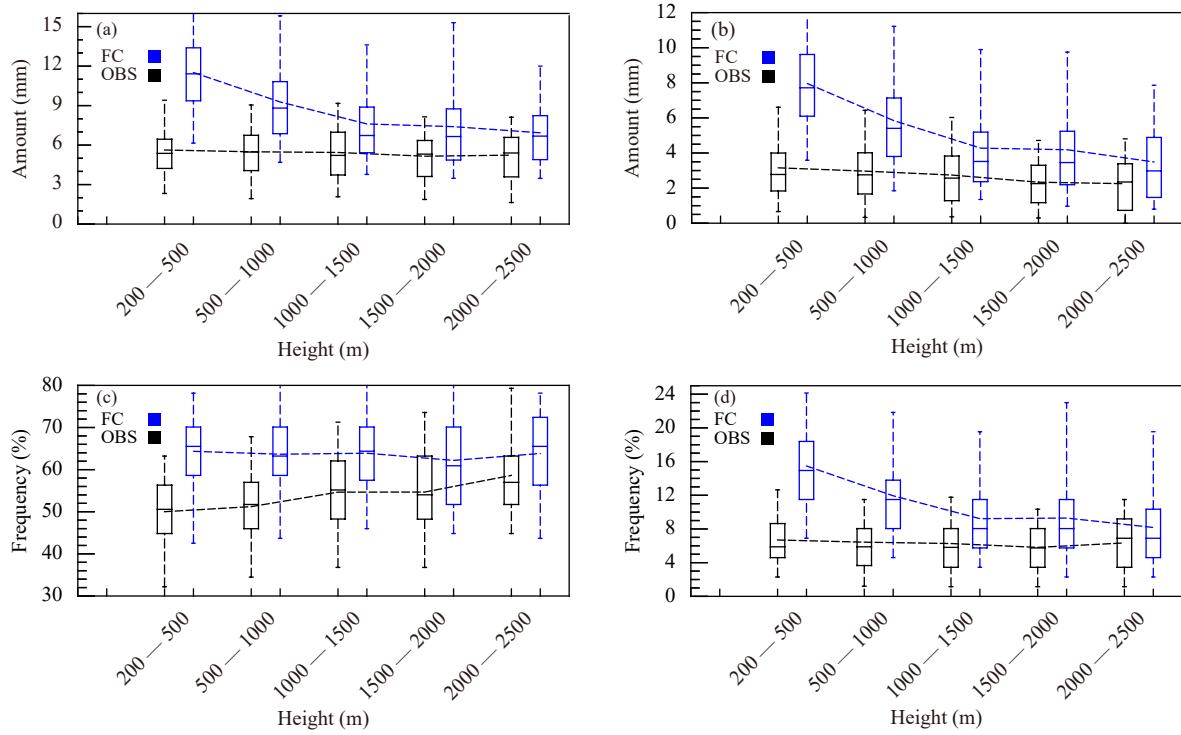


图 6 2019 年夏季平均日降水量 (a, b) 和日降水频率 (c, d) 随海拔高度变化盒须图 (盒须分布代表区域内各海拔高度区间的所有站点的日降水排序情况, 上、下顶点分别为 95% 分位数、5% 分位数, 方框上(下)框线为 75%(25%) 分位数, 方框中间横线为中位数; 虚线表示平均值; 黑色、蓝色分别代表观测、预报)

Fig. 6 Box plots of averaged daily rainfall amount at different altitudes in the summer of 2019 over (a) rainy days and (b) heavy rainfall days (unit: mm), (c, d) are the same as (a, b) but for daily rainfall frequency (unit: %) (The box represents the daily rainfall of all stations in every given altitudes of the research region; the upper and lower vertices are the values of stations ranking 95% and 5% percentiles, the upper (lower) box line is the value ranking 75% (25%) percentile, the horizontal line in the middle of the box represents the median value; the dotted line shows the average value; black and blue indicate observation and forecast)

不同于日降水量随海拔高度变化的规律, 观测湿日降水频率随海拔高度递增, 主要由中小雨日观测特征(图略)贡献。模式对于湿日降水频率预报整体偏大, 均值随高度变化趋势的预报偏差仍在 1500 m 以下的低海拔区更为显著, 中小雨日频率随海拔高度变化趋势预报较准确, 1500 m 以下的模式预报强降水日频率随高度大幅减小, 与观测特征不符, 因此湿日频率随高度变化趋势的预报偏差特征仍由强降水日偏差特征主导(图 6c、d)。此外, 观测降水均值与 50 分位降水量值接近, 而模式预报强降水日均值大多高于降水中位数, 在 1000 m 以上更突出, 说明模式预报的强降水日降水量、频率均值均是来自相对少数(半数以下)的降水日贡献。

3.3 小时降水频次与强度关系的预报评估

图 7 是以无量纲参数 α 和 β 表达的小时降水频次-强度关系以及不同小时降水类型的水平空间分

布, α 大小反映频次高低, β 大小反映降水强弱。由图 7a—b 看出, 在西南复杂地形区内, 观测降水主要呈现两种特征: 高频弱降水(图中棕色区域)和低频强降水(图中绿色区域)。高频弱降水主要出现在区域内海拔较高的高原(青藏高原东缘、云贵高原)和中高山地(大巴山和巫山等), 而低频强降水则大多发生在四川盆地和云贵高原东部等地势较低之处, 上述两种典型降水类型是大气环流与地形共同作用的结果。

预报合理地反映出西南复杂地形区小时降水频次和强度关系的总体特征、不同类型降水的空间分布特征(图 7c—d)。然而, 预报 α 值整体偏大, 表明模式在西南复杂地形区的小时降水频次整体偏多; 预报 β 值变化范围小, 上限值低于观测, 表明模式对实况雨强大的情形预报普遍偏弱(难以预报极端雨强)。将 α 和 β 两者的偏差特点与模式日降水

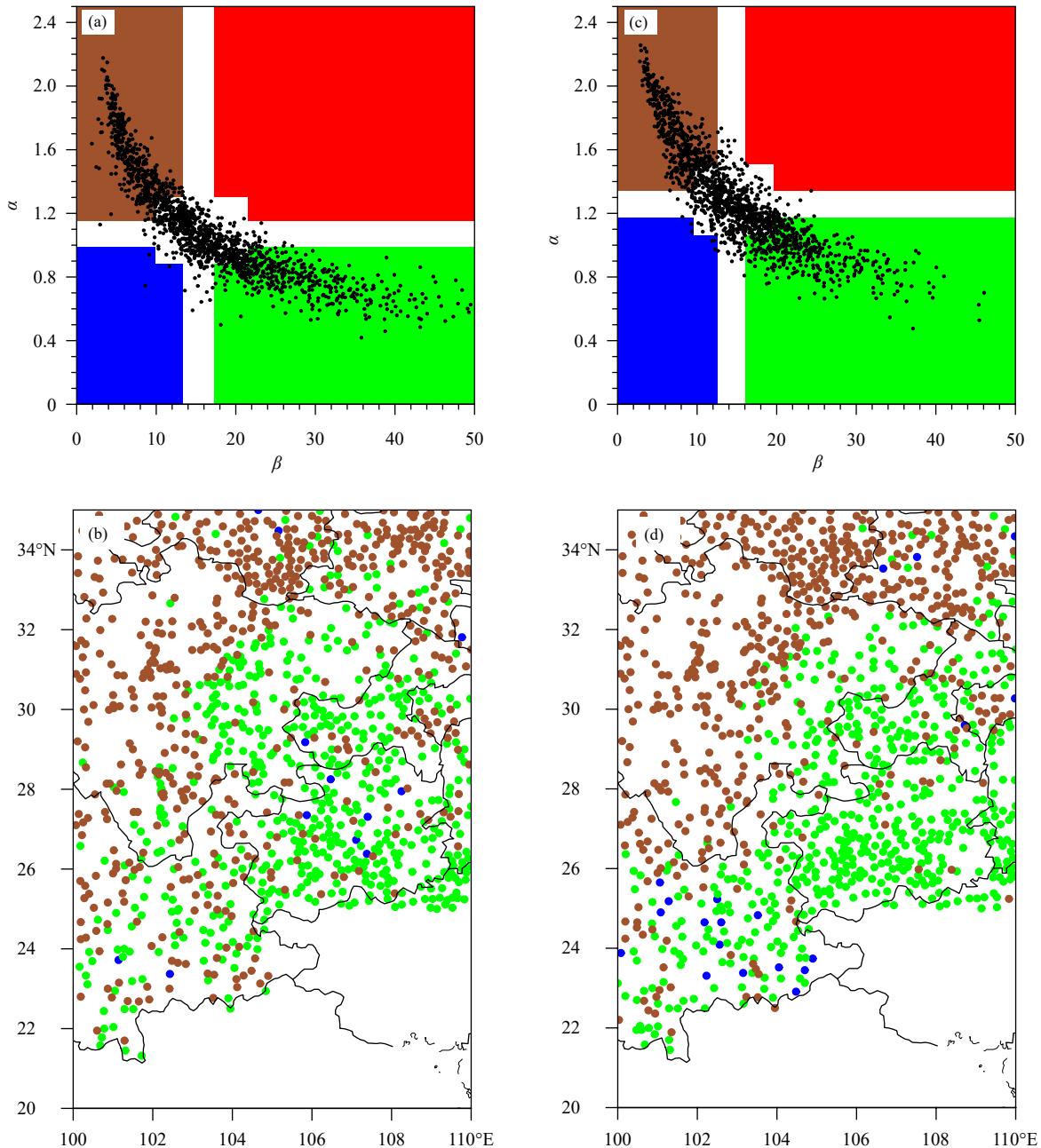


图 7 以无量纲参数 α 和 β 表达的研究区域 2019 年夏季观测 (a) 和预报 (c) 小时降水频次-强度关系以及 (a、c) 中处于不同降水类型色区的观测 (b) 和预报 (d) 站点空间分布 (图 a、c 中的黑点反映了各站点的 α 和 β 参数值; 棕色、蓝色、绿色、红色分别表示高频弱降水、低频弱降水、低频强降水、高频强降水)

Fig. 7 Observed (a) and forecasted (c) relationships of hourly rainfall frequency-intensity described by dimensionless variable α and β over the study region in the summer of 2019, and the corresponding spatial distribution of all stations in a and c for observations (b) and forecasts (d) respectively (In a and c, black dots denote the α and β values of all stations, α and β reflects hourly rainfall frequency and intensity respectively; brown, blue, green, red represent high frequency weak rainfall, low frequency weak rainfall, low frequency intense rainfall, high frequency intense rainfall)

量正偏差表现(见 3.1 节)结合分析可知: GRAPES-Meso 3 km 模式在西南复杂地形区偏强的日降水量预报, 主要原因不是降水强度偏强, 而是日内偏长

的降水时间(即日内偏多的小时降水次数)或小时降水空报所致。在应用模式逐时降水预报产品时, 应注意这一偏差特点。

3.4 日内尺度降水演变特征的预报偏差

图 8 是研究区域 2019 年夏季观测和预报的降水量、降水频率日循环随海拔高度变化及预报偏差情况。由图 8a 可知, 研究区域内海拔 2500 m 以下各地形高度上均表现出明显的夜雨现象, 且降水量日循环位相由海拔高处向低处传播, 随地形高度降低, 降水峰(谷)值出现时间由 2500 m 处的午夜(正午)逐步递进至 200 m 处的 06 时(19 时)前后, 这与一些基于不同年代观测资料的分析研究结论(王夫常等, 2011; 宇如聪等, 2016; Zhang, et al, 2019; Yu, et al, 2019)一致, 反映出该地区降水量日循环的气候统计特征。对比图 8a 与图 8b—c 发现, 西南复杂地形区湿日(有效降水日)降水量日循环特征主要由强降水日循环特征主导, 特别是在 1500 m 以下; 然而 1500—2500 m 地形高度上, 中小雨日循环特征的贡献不可忽视。对比预报与观测不难发现, 模式对各高度湿日降水量峰谷值出现时刻、日

循环垂直传播特征等的刻画都是准确的(两场的相关系数为 0.86), 预报的中小雨日和强降水日循环特征与观测也非常相似(图 8d—f)。图 8g—i 中, 降水量日循环偏差主要表现为逐时降水量正偏差, 各高度湿日降水量的日循环偏差几乎全部由强降水偏差所贡献, 200—500 m 高度的夜间峰值降水量偏大尤为明显, 表明图 2 提及的四川盆地夏季平均日降水量预报偏大主要是模式对夜间强降水预报偏大造成。

2019 年夏季研究区域海拔 2500 m 以下的观测降水频率日循环峰谷值出现时刻、日循环垂直传播特征与降水量特征类似, 然而湿日频率日循环特征由中小雨日循环特征主导(图略); 模式较好地还原了各降水量级、各海拔高度降水频率日循环特征(相关系数 0.75 左右)。模式降水频率日循环预报整体以逐时正偏差为主(图 8j—m), 湿日降水频率偏差大值主要分布在约 1200 m 高度以下(四川盆

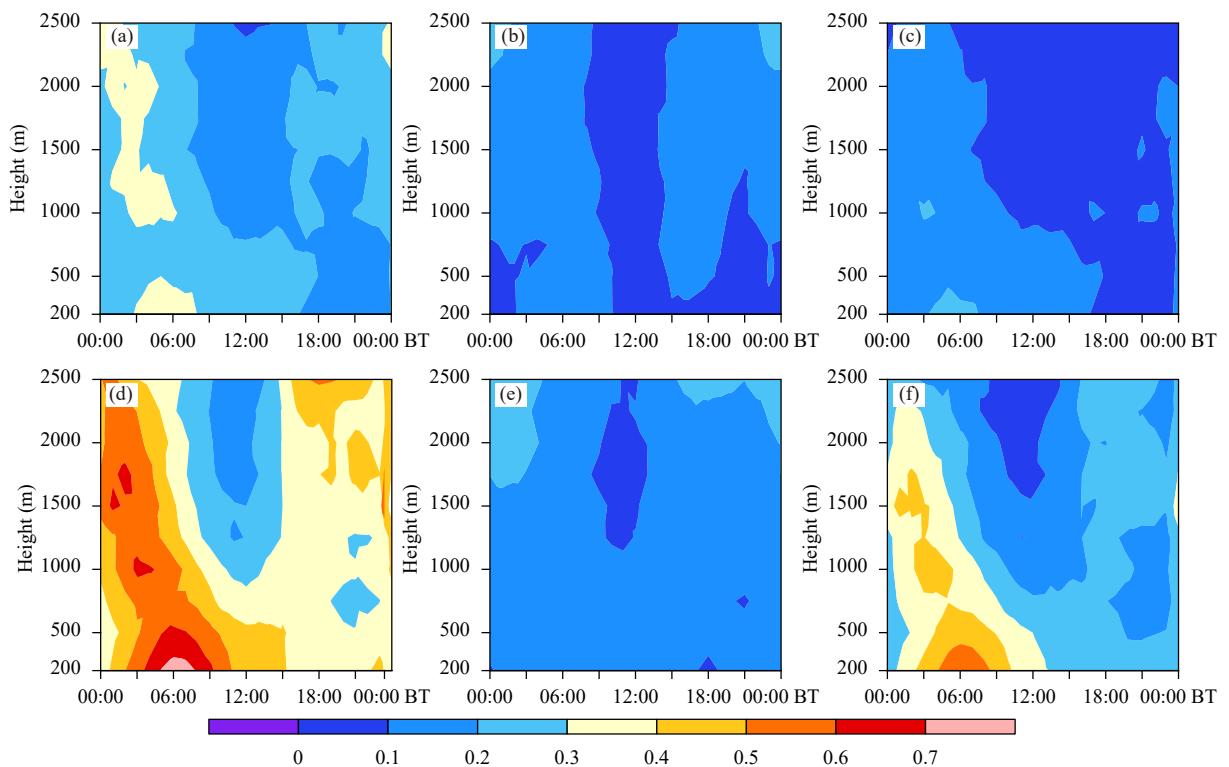
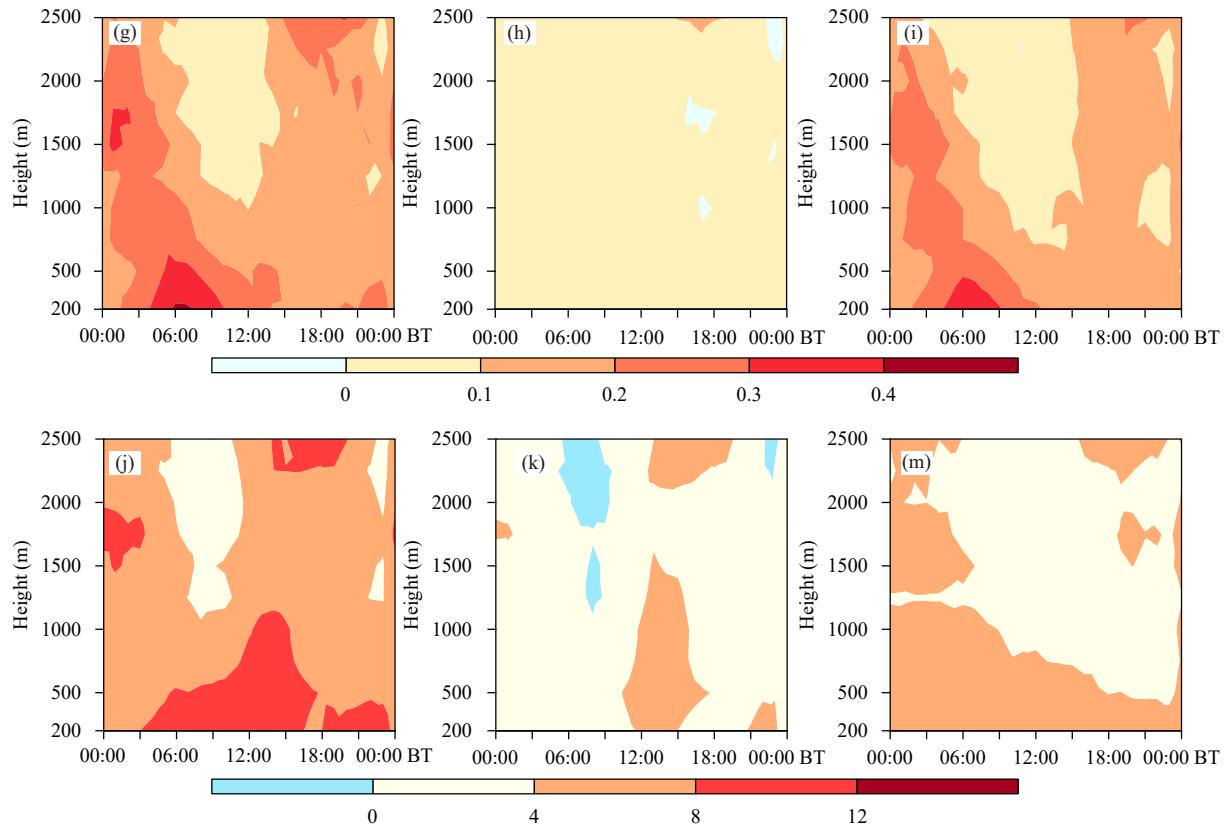


图 8 2019 年夏季研究区域降水量日循环随海拔高度的变化(观测: a. 湿日, b. 中小雨日, c. 强降水日, 预报: d. 湿日, e. 中小雨日, f. 强降水日, 偏差(预报-观测): g. 湿日, h. 中小雨日, i. 强降水日, 单位: mm/h; j—l 同 g—i, 但为降水频率偏差, 单位: %)

Fig. 8 Changes of diurnal cycle of rainfall amount with altitude over the study region in the summer of 2019 (Observations for (a) rainy days, (b) moderate and light rainfall days, (c) heavy rainfall days; Forecasts for (d) rainy days, (e) moderate and light rainfall days, (f) heavy rainfall days; Deviations (forecast-observation) for (g) rainy days, (h) moderate and light rainfall days, (i) heavy rainfall days; unit: mm/h; j—l are the same as g—i, but for deviations of rainfall frequency, unit: %)



续图 8

Fig. 8 Continued

地及其东侧、东北侧中低山地), 频率峰值时间跨度过大, 从观测的夜间峰值一直持续至中午, 这与模式在小时降水频次-强度关系上表现出的对实况雨强大的情形预报偏弱的特征吻合, 表明模式偏强的日降水量预报往往表现为日内偏长的降水时长或小时降水空报。湿日降水频率的夜间峰值偏大主要受强降水日预报偏差影响, 湿日午后降水频率正偏差由中小雨日、强降水日偏差共同贡献。对于强降水日的降水量、降水频率日循环而言, 观测场与偏差场的相关系数均约为 0.6, 模式存在观测强降水量或频率越大, 预报正偏差可能越大的倾向。

为了讨论模式在不同地貌区的降水日循环预报效果、偏差是否存在相似规律或差异, 图 9 给出了 2019 年夏季研究区域各子区的降水量、降水频率日循环特征及预报偏差。9a—c 显示, 4 个子区的观测湿日降水量日循环类型有二: 青藏高原东缘(子区 D)、四川盆地(子区 A)为单峰结构; 云贵高原北、南两区(子区 B、C)则为双峰结构, 两区差异在于北区为凌晨主峰、南区傍晚峰值更强, 两者分

别主要是强降水、中小雨的贡献, 这与已有研究(王夫常等, 2011)的西南地区降水日变化气候特征分析结果相近。模式对于各子区降水量日循环的单峰或双峰特征的描述是准确的, 逐时的模式预报均是正偏差, 四川盆地湿日降水量日循环峰值预报晚 1—2 h, 谷值早 3 h 左右, 在中小雨日、强降水日均表现出同样的偏差特点; 云贵高原南、北部两区以及青藏高原东缘的峰谷时刻预报和观测基本一致, 但云贵高原南区在强降水日循环的凌晨峰值预报过大, 造成预报湿日循环双峰振幅相当。

四川盆地(子区 A)、青藏高原东缘山地(子区 D)降水频率日循环的观测规律和降水量日循环特征相似, 云贵高原降水频率日循环则与降水量不同, 且南北两区之间差异明显: 北区为单峰结构; 南区仍存在双峰, 且双峰振幅相当, 主要是由中小雨日循环特征所贡献。模式对于降水频率日循环的预报仍整体偏大, 其中云贵高原北区(子区 B)的湿日降水频率日循环存在虚假下午次峰, 是中小雨日降水频率的下午峰值预报偏大所致(图 9d—f)。

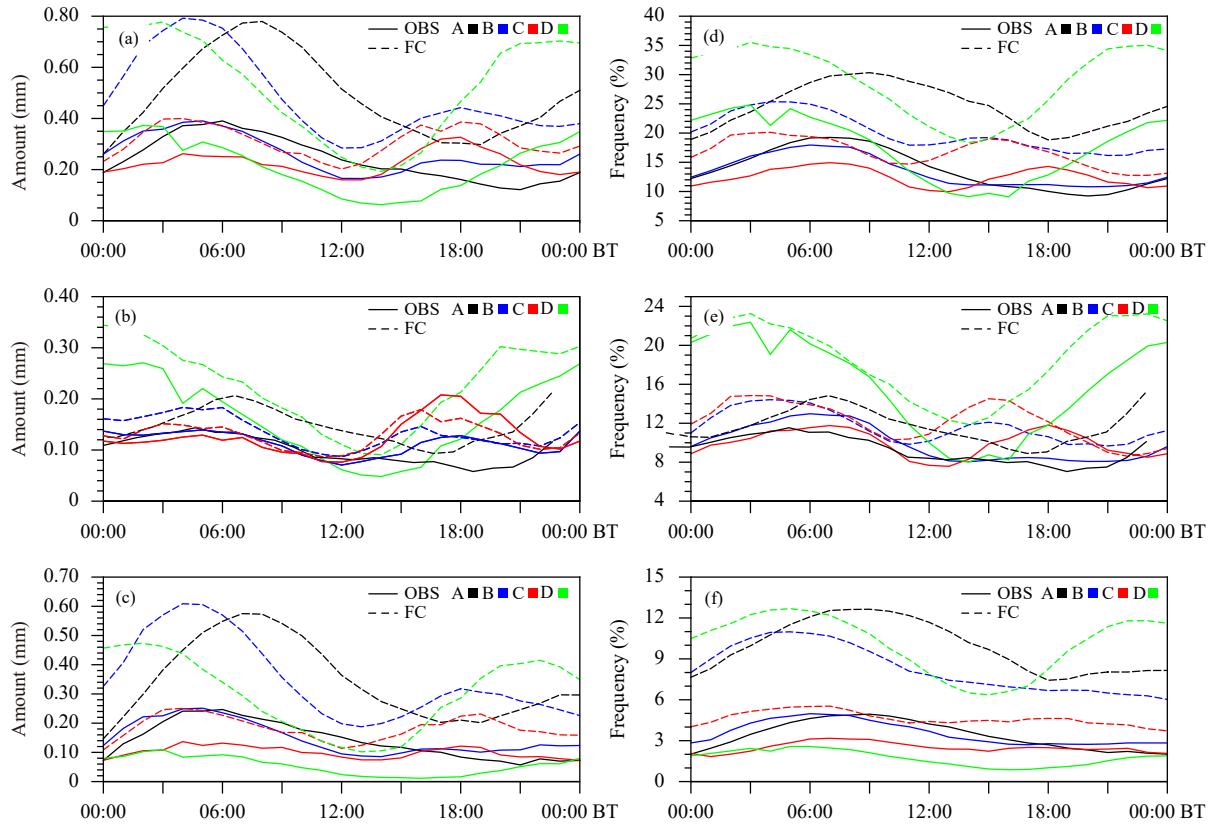


图 9 2019 年夏季研究区域各子区湿日 (a)、中小雨日 (b)、强降水日 (c) 降水量日变化 (单位: mm); (d—f) 同(a—c), 但为降水频率 (单位: %)(黑色、蓝色、红色、绿色分别表示 A、B、C、D 子区; 实线(虚线)表示观测(预报))

Fig. 9 Averaged diurnal cycles of rainfall amount for rainy days (a), moderate and light rainfall days (b) and heavy rainfall days (c) in each subregion in the summer of 2019 (unit: mm); d—f are the same as a—c, but for rainfall frequency (unit: %) (Black, blue, red, green represents subregion A, B, C, D respectively; Solid lines (dashed lines) show the observations (forecasts))

4 预报偏差成因初探

4.1 四川盆地湿日降水预报偏差成因分析

以 2019 年夏季逐日 08 时 ECMWF 的 ERA5 再分析格点数据为基准, 对相应的 GRAPES-Meso 3 km 的 12 h 预报风场、垂直涡度和水汽通量散度诊断量进行偏差计算(图 10), 模式 2019 年夏季在四川盆地内的对流层低层风预报偏差场上出现了明显的气旋性环流偏差, 且在盆地东北部和西南部偏差风切变清楚, 偏差特征在 925 hPa 最突出, 850 hPa 亦有表现(图 10a、b); 这种风场的预报偏差在盆地对流层低层(大约 3500 m 以下)构成了垂直涡度和水汽辐合场的预报正偏差, 且正偏差在地面到 925 hPa(200—750 m) 相对明显, 925 hPa 附近最大, 之后随高度逐渐减弱(图 10c)。进一步观察整个研究区域对流层低层夏季平均风的情况, 发现盆地的低层风场偏差与模式对本研究区域南部对流

层低层夏季盛行风的预报偏差和区域的复杂地形特征关联。一方面, 盆地呈东南开口(东南地势相对其他方向是最低的, 见图 1), 低层风多从东南进入盆地, 呈逆时针沿盆地运动, 容易遇地形阻挡, 在盆地东北部自然地形成风切变, 在盆地西南部形成风辐合(以 850 hPa 为例, 图 10d); 另一方面, 由于高原大地形的存在, 夏季风在对流层低层沿着云贵高原南侧由西向东, 到云贵高原东侧转为由南向北运动逼近盆地东南部, 模式对这一夏季盛行的偏西和偏南风预报偏强, 致盆地东南部进入盆地的低层风也偏大(图 10b), 进而在盆地和周边地形影响下形成独特(气旋式)风场预报偏差。上述分析结果显示, 模式在盆地低层风场的预报偏差相当于在盆地额外叠加了一个气旋性涡旋和水汽辐合场, 加大盆地低层涡旋发展、特别是在盆地东北部和西南部易加强低层风切变或风场辐合, 促进盆地垂直运动发展和水汽汇聚, 进而导致模式在盆地预报的降水

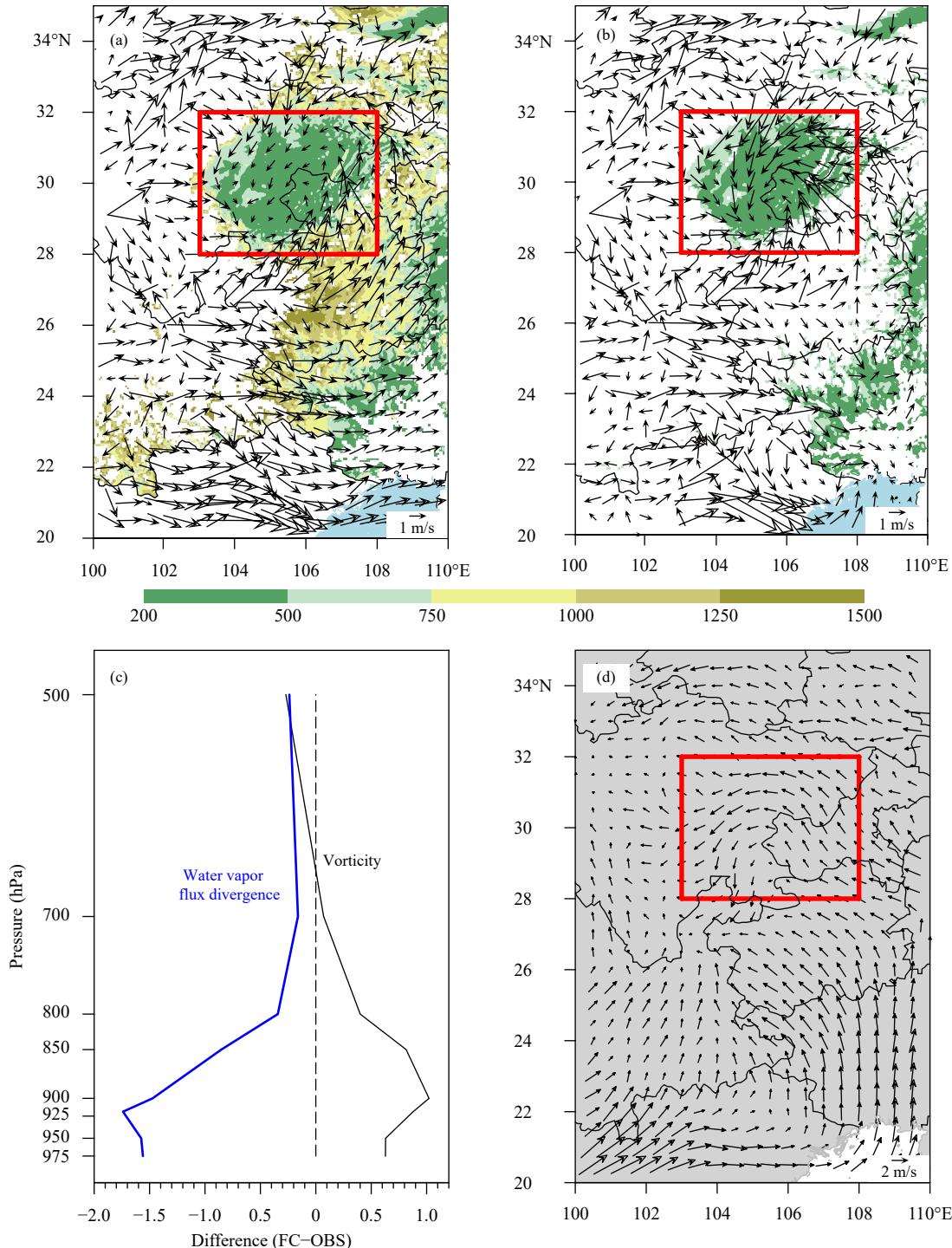


图 10 研究区域 2019 年夏季平均 08 时 (a. 850 hPa, b. 925 hPa) 偏差风场 (箭矢, 单位: m/s; 色阶为该等压面高度下的地形高度, 单位: m; 蓝色是北部湾海域), (c) 四川盆地区域平均的水汽通量散度偏差 (蓝线, 单位: $10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$) 和偏差风涡度 (黑线, 单位: 10^{-5} s^{-1}) 随气压 (高度) 的变化及 (d) 850 hPa 夏季平均 08 时 ERA5 再分析风场

Fig. 10 Summer average deviations of wind field in the study region at 08:00 BT in 2019 (a. 850 hPa, b. 925 hPa; unit: m/s; vectors represent the deviations of wind field; color-shaded areas show terrain elevation below the corresponding barometric surface, unit: m; the area shaded in blue is the sea of Beibu Gulf), (c) Vertical profiles of regional mean deviations of water vapor flux divergence (blue line, unit: $10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$) and of vertical vorticity (black line, 10^{-5} s^{-1}), (d) Mean 850 hPa wind field in the summer of 2019 at 08:00 BT from ERA5 reanalysis

增幅或降水事件增多。

4.2 西南复杂地形区各子区的均方根误差及其分解

在实际数值预报产品应用中,系统性偏差可以通过技术方法和经验加以订正,而随机误差的订正难度较大,特别是位相误差缺乏有效的订正方法。由前文分析已知,研究区域模式预报的2019年夏季平均日降水量存在系统性偏大(系统偏差为正),模式降水预报的均方根误差(RMSE)和系统偏差(BIAS)在四川盆地、青藏高原东缘山地、云贵高原北、南两区依次减小。那么,模式日降水预报误差的随机误差占比多少、在不同地貌区有无差别?为讨论这个问题,利用式(5)将误差标准偏差(SDE)分解为振幅偏差(SDE1)和位相偏差(SDE2),求算各分量在均方根误差中的占比。虽然模式在四川盆地、青藏高原东缘两子区的降水预报均方根误差相对较大,但以系统性偏差为主,位相偏差占比最小,误差可以部分订正,减小模式预报产品的不稳定性;云贵高原南、北两子区的降水均方根误差量值小,但位相偏差占比高,模式预报偏差不易得到有效订正(图3)。因此,在模式降水预报产品应用中,应注意模式误差在上述区域的不同特点。

5 结 论

利用2019年夏季(6—8月)西南复杂地形区地面台站降水量观测数据,欧洲中心ERA5再分析高空环流格点数据($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$),GRAPES-Meso 3 km系统20时起报的0—36 h地面降水量、高空环流预报格点数据,系统分析了西南复杂地形区降水时空分布的预报偏差特征,从夏季平均日降水水平分布以及随地形高度的变化、小时降水频次-强度关系、降水日尺度演变特征对模式预报偏差展开评估,并探讨模式在四川盆地降水预报存在显著正偏差的成因。得到如下主要结论:

(1) GRAPES-Meso 3 km模式较好模拟出西南复杂地形区内夏季平均日降水量(频率)的空间分布和日内尺度降水量(频率)演变特征,以及小时降水频次和强度关系。如:日降水量(频率)在四川盆地大于(小于)青藏高原东缘山地,在云贵高原北部高于(低于)南部。小时降水的低频强降水(高频弱降水)类型主要分布于四川盆地、云贵高原东部(青

藏高原东缘、云贵高原和中高山地)等较低(高)海拔处。降水量(频率)日循环的夜雨现象明显,青藏高原东缘山地子区、四川盆地子区降水量及降水频率日循环均为单峰结构,云贵高原南区均为双峰,云贵高原北区降水量日循环为双峰、降水频率日循环为单峰。

(2) 模式夏季平均日降水量(频率)预报总体表现为正偏差,偏差值在4个子区分别为观测值的0.3—1.1倍(0.13—0.30倍),盆地子区正偏差最突出。4个子区日降水量正偏差主要缘于强降水日降水量预报偏多,但频率正偏差仅在盆地和高原东缘山地两子区出现,主要是强降水日数预报偏多导致,而在云贵高原南北两子区则是中小雨日数预报偏多的贡献。4个子区强降水(中小雨)预报落区偏大频率在53.6%—82.8%(22.6%—37.6%),盆地子区的降水落区预报明显偏大,云贵高原北区降水落区预报偏大程度显著大于南区。

(3) 在不同降水量级、海拔高度上,模式预报夏季平均日降水量、频率均是正偏差。模式预报日降水量、降水频率随地形高度变化趋势的预报偏差在低处(1500 m以下)更为显著,观测湿日降水量(频率)均值随高度几乎持平(增加),而预报均值随高度减小(略有减小),上述偏差均由强降水日偏差特征主导。

(4) 降水量(频率)日循环在各时段预报整体偏大,且主要正偏差出现在观测的夜雨峰值时段。降水量正偏差大值出现在200—500 m区域(盆地为主)的强降水日凌晨至早晨峰值时段,盆地子区日降水量预报偏大可能与此有关;约1200 m以下区域(四川盆地及其东侧、东北侧中低山地)的降水频率正偏差从夜间峰值区延展到中午,表明偏强的日降水量预报可能与日内偏长的降水时长或小时降水空报有关。

(5) 四川盆地子区突出的夏季日降水预报正偏差是模式偏强的对流层低层(云贵高原南-东南侧)西南风预报与西南地区特殊地形结合的产物。模式在云贵高原南、东南侧偏强的低层西南风从盆地东南部进入,在盆地特殊地形影响下形成气旋式风场预报偏差,致使盆地对流层低层的模式大气被额外叠加了一个正涡度场和水汽辐合场,加强低层气旋性涡旋发展和水汽汇聚,进而导致模式在盆地预

报的降水增幅或降水事件增多。

致谢:感谢孙靖、陈法敬、黄丽萍、周自江、陈起英、孙健为本研究提供数据和帮助。

参考文献

- 程晓龙,何光碧,屠妮妮等.2019.一次盆地强降雨过程的多模式结果对比分析.高原山地气象研究,39(4): 1-8. Cheng X L, He G B, Tu N N, et al. 2019. A comparative case study of an extreme rainstorm over Sichuan basin using various models. Plateau Mountain Meteor Res, 39(4): 1-8 (in Chinese)
- 董颜,王东海,卞赟.2018.西南地区持续性强降水的多模式可预报性评估.中国科技论文,13(9): 1078-1086. Dong Y, Wang D H, Bian Y. 2018. Multimodel predictability assessment of persistent heavy rainfall in Southwest China. China Sciencepaper, 13(9): 1078-1086 (in Chinese)
- 高青云,廖文超,李晓容等.2020.四川盆地一次春季暴雨的特征分析和数值模拟.高原山地气象研究,40(2): 1-10. Gao Q Y, Liao W C, Li X R, et al. 2020. Characteristic analysis and numerical simulation of a spring rainstorm in Sichuan basin. Plateau Mountain Meteor Res, 40(2): 1-10 (in Chinese)
- 公颖,王叶红,赖宏伟.2010.三个模式对2008年夏半年西南区降水预报效果的检验.高原气象,29(6): 1441-1451. Gong Y, Wang Y H, Lai A W. 2010. Verification of three model precipitation forecast performances in southwest China in summer half year, 2008. Plateau Meteor, 29(6): 1441-1451 (in Chinese)
- 韩林君,白爱娟.2019.2004—2017年夏半年西南涡在四川盆地形成降水的特征分析.高原气象,38(3): 552-562. Han L J, Bai A J. 2019. Precipitation characteristics of southwest vortex in Sichuan basin from May to October in 2004-2017. Plateau Meteor, 38(3): 552-562 (in Chinese)
- 何光碧,彭俊,屠妮妮.2015.基于高分辨率地形数据的模式地形构造与数值试验.高原气象,34(4): 910-922. He G B, Peng J, Tu N N. 2015. Terrain construction and experiment for numerical model based on high resolution terrain data. Plateau Meteor, 34(4): 910-922 (in Chinese)
- 李永华,徐海明,白莹莹等.2010.我国西南地区东部夏季降水的时空特征.高原气象,29(2): 523-530. Li Y H, Xu H M, Bai Y Y, et al. 2010. Spatial-temporal characteristics of summer precipitation in the east of southwest China. Plateau Meteor, 29(2): 523-530 (in Chinese)
- 李中平,杨文发.2011.2010年“8·7”舟曲特大山洪泥石流成因初探.人民长江,42(S1): 51-54. Li Z P, Yang W F. 2011. Preliminary study on the genesis of Zhouqu massive mountain flood debris flow on August 7 in 2010. Yangtze River, 42(S1): 51-54 (in Chinese)
- 罗亚丽,孙继松,李英等.2020.中国暴雨的科学与预报:改革开放40年研究成果.气象学报,78(3): 419-450. Luo Y L, Sun J S, Li Y, 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. Acta Meteor Sinica, 78(3): 419-450 (in Chinese)
- 乔林,李延香,符娇兰等.2012.GB/T 28592-2012.中国气象标准化网. Qiao L, Li Y X, Fu J L. 2012. GB/T 28592-2012, China Meteorological Standardization Network (in Chinese)
- 尚全民,涂勇,吴泽斌等.2021.2020年典型山洪灾害事件调研与思考.中国防汛抗旱,31(2): 1-4. Shang Q M, Tu Y, Wu Z B, et al. 2021. Investigation and thoughts on typical flash flood disasters in 2020. China Flood Drought Manage, 31(2): 1-4 (in Chinese)
- 邵远坤,沈桐立,游泳等.2005.四川盆地近40年来的降水特征分析.西南农业大学学报(自然科学版),27(6): 749-752. Shao Y K, Shen T L, You Y, et al. 2005. Precipitation features of Sichuan basin in the recent 40 decades. J Southwest Agric Univ (Nat Sci), 27(6): 749-752 (in Chinese)
- 屠妮妮,衡志炜,吴蓬萍等.2015.SWCWARMs模式及GRAPES模式对西南区域降水预报检验对比分析.高原山地气象研究,35(4): 1-9. Tu N N, Heng Z W, Wu P P, et al. 2015. The verification of precipitation forecast for southwest region between SWCWARMs model and GRAPES model. Plateau Mountain Meteor Res, 35(4): 1-9 (in Chinese)
- 屠妮妮,何光碧,衡志炜等.2017.SWCWARMs模式对西南区域预报能力的检验.高原山地气象研究,37(3): 21-30. Tu N N, He G B, Heng Z W, et al. 2017. The verification of SWCWARMs model in southwest of China. Plateau Mountain Meteor Res, 37(3): 21-30 (in Chinese)
- 王夫常,宇如聪,陈昊明等.2011.我国西南部降水日变化特征分析.暴雨灾害,30(2): 117-121. Wang F C, Yu R C, Chen H M, et al. 2011. The characteristics of rainfall diurnal variation over the southwestern China. Torrential Rain Disaster, 30(2): 117-121 (in Chinese)
- 王雨.2003.2002年主汛期国家气象中心主客观降水预报对比检验.气象,29(5): 21-25. Wang Y. 2003. Verification of NMC subjective and objective precipitation prediction during the main flood season in 2002. Meteor Mon, 29(5): 21-25 (in Chinese)
- 王雨,李莉.2010.GRAPES_Meso V3.0模式预报效果检验.应用气象学报,21(5): 524-534. Wang Y, Li L. 2010. Verification of GRAPES_Meso V3.0 model forecast results. J Appl Meteor Sci, 21(5): 524-534 (in Chinese)
- 肖玉华,赵静,蒋丽娟.2010.数值模式预报性能的地域性特点初步分析.暴雨灾害,29(4): 322-327. Xiao Y H, Zhao J, Jiang L J. 2010. Analysis on Geography & Physiognomy character of numerical model prediction performance. Torrential Rain Disaster, 29(4): 322-327 (in Chinese)
- 熊秋芳.2011.GRAPES_Meso模式的降水格点检验和站点检验分析.气象,37(2): 185-193. Xiong Q F. 2011. Verification of GRAPES_Meso precipitation forecasts based on fine-mesh and station datasets. Meteor Mon, 37(2): 185-193 (in Chinese)
- 许晨璐,王建捷,黄丽萍.2017.千米尺度分辨率下GRAPES-Meso4.0模式定量降水预报性能评估.气象学报,75(6): 851-876. Xu C L, Wang J, Huang L P. 2017. Evaluation on QPF of GRAPES-Meso4.0 model at convection-permitting resolution. Acta Meteor Sinica, 75(6): 851-876 (in Chinese)
- 徐伙,肖天贵,李跃清等.2017.WRF模式不同边界层参数化方案对四川盆地夏季两次强降水的模拟分析.成都信息工程大学学报,32(2): 175-

183. Xu H, Xiao T G, Li Y Q, et al. 2017. Simulation and analysis of two summer heavy rainfall in Sichuan basin with different planetary boundary layer schemes of WRF model. *J Chengdu Univ Inf Technol*, 32(2): 175-183 (in Chinese)
- 徐裕华, 赖成志, 张洪发. 1991. 孟湾强热带风暴的形成发展及其与我国西南地区降水的关系. *四川气象*, 11(2): 22-26.
- Xu Y H, Lai C Z, Zhang H F. 1991. The formation and development of Mengwan severe tropical storm and its relationship with precipitation in southwest China. *J Sichuan Meteor*, 11(2): 22-26 (in Chinese)
- 宇如聪, 李建. 2016. 中国大陆日降水峰值时间位相的区域特征分析. *气象学报*, 74(1): 18-30.
- Yu R C, Li J. 2016. Regional characteristics of diurnal peak phases of precipitation over contiguous China. *Acta Meteor Sinica*, 74(1): 18-30 (in Chinese)
- 张武龙, 张井勇, 范广洲. 2015. CMIP5 模式对我国西南地区干湿季降水的模拟和预估. *大气科学*, 39(3): 559-570.
- Zhang W L, Zhang J Y, Fan G Z. 2015. Evaluation and projection of dry-and wet-season precipitation in southwestern China using CMIP5 models. *Chinese J Atmos Sci*, 39(3): 559-570 (in Chinese)
- 周秋雪, 康岚, 蒋兴文等. 2019. 四川盆地边缘山地强降水与海拔的关系. *气象*, 45(6): 811-819.
- Zhou Q X, Kang L, Jiang X W, et al. 2019. Relationship between heavy rainfall and altitude in mountainous areas of Sichuan Basin. *Meteor Mon*, 45(6): 811-819 (in Chinese)
- 宗志平, 代刊, 蒋星. 2012. 定量降水预报技术研究进展. *气象科技进展*, 2(5): 29-35.
- Zong Z P, Dai K, Jiang X. 2012. The research progress of quantitative precipitation forecast. *Adv Meteor Sci Technol*, 2(5): 29-35 (in Chinese)
- Ban N, Schmidli J, Schär C. 2014. Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations. *J Geophys Res Atmos*, 19(13): 7889-7907
- Cao F F, Tao Q R, Dong S J, et al. 2020. Influence of rain pattern on flood control in mountain creek areas: A case study of northern Zhejiang. *Appl Water Sci*, 10(10): 224
- Chen H M, Yuan W H, Li J, et al. 2012. A possible cause for different diurnal variations of warm season rainfall as shown in station observations and TRMM 3B42 data over the southeastern Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 29(1): 193-200
- Colle B A, Mass C F. 2000. The 5—9 February 1996 flooding event over the Pacific northwest: Sensitivity studies and evaluation of the MM5 precipitation forecasts. *Mon Wea Rev*, 128(3): 593-617
- Foley A, Kelman I. 2018. EURO-CORDEX regional climate model simulation of precipitation on Scottish islands (1971—2000): Model performance and implications for decision-making in topographically complex regions. *Int J Climatol*, 38(2): 1087-1095
- Lange M. 2005. On the uncertainty of wind power predictions-analysis of the forecast accuracy and statistical distribution of errors. *J Sol Energy Eng*, 127(2): 177-184
- Langhans W, Schmidli J, Fuhrer O, et al. 2013. Long-term simulations of thermally driven flows and orographic convection at convection-parameterizing and cloud-resolving resolutions. *J Appl Meteor Climatol*, 52(6): 1490-1510
- Li J, Yu R C. 2014. A method to linearly evaluate rainfall frequency-intensity distribution. *J Appl Meteor Climatol*, 53(4): 928-934
- Liu M X, Xu X L, Sun A Y, et al. 2015. Evaluation of high-resolution satellite rainfall products using rain gauge data over complex terrain in southwest China. *Theor Appl Climatol*, 119(1-2): 203-219
- Prein A F, Gobiet A, Suklitsch M. 2013. Added value of convection permitting seasonal simulations. *Climate Dyn*, 41(9-10): 2655-2677
- Prein A F, Langhans W, Fosser G, et al. 2015. A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Rev Geophys*, 53(2): 323-361
- Sandu I, Bechtold P, Beljaars A, et al. 2016. Impacts of parameterized orographic drag on the Northern Hemisphere winter circulation. *J Adv Model Earth Syst*, 8(1): 196-211
- Sandu I, van Niekerk A, Shepherd T G, et al. 2019. Impacts of orography on large-scale atmospheric circulation. *npj Climate Atmos Sci*, 2(1): 10
- Yu R C, Zhou T J, Xiong A Y, et al. 2007a. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. *Geophys Res Lett*, 34(1): L01704
- Yu R C, Xu Y P, Zhou T J, et al. 2007b. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China. *Geophys Res Lett*, 34(13): L13703
- Yu R C, Zhang Y, Wang J J, et al. 2019. Recent progress in numerical atmospheric modeling in China. *Adv Atmos Sci*, 36(9): 938-960
- Zhang Y H, Xue M, Zhu K F, et al. 2019. What is the main cause of diurnal variation and nocturnal peak of summer precipitation in Sichuan Basin, China? The key role of boundary layer low-level jet inertial oscillations. *J Geophys Res Atmos*, 124(5): 2643-2664