

千米尺度数值预报模式对泰山地区暖季降水 预报性能的评估^{*}

甘玉婷^{1,2,3} 陈昊明³ 李建³
GAN Yuting^{1,2,3} CHEN Haoming³ LI Jian³

1. 山东省气象防灾减灾重点实验室, 济南, 250031

2. 山东省气象服务中心, 济南, 250031

3. 中国气象科学研究院, 北京, 100081

1. Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan 250031, China

2. Shandong Provincial Meteorological Service Center, Jinan 250031, China

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

2020-08-20 收稿, 2021-06-17 改回。

甘玉婷, 陈昊明, 李建. 2021. 千米尺度数值预报模式对泰山地区暖季降水预报性能的评估. 气象学报, 79(5): 750-768

Gan Yuting, Chen Haoming, Li Jian. 2021. Evaluation of the performance of kilometer scale numerical operation forecast model for warm season precipitation forecasting in Taishan region. *Acta Meteorologica Sinica*, 79(5):750-768

Abstract In order to further understand the performance of convection-permitting models for precipitation forecast in isolated, small-scale topographic regions, the precipitation forecast products of RMAPS-ST operational system at 3 km horizontal resolution are thoroughly evaluated against hourly precipitation data collected at 80 stations of National Meteorological Surface Observation Network in the Mountain Tai area during the warm season (May to September) of 2017. The evaluation is based on hourly precipitation characteristics and differences between rainfall forecasts starting at 20:00 BT and 08:00 BT are compared. The results of this study show that RMAPS-ST can reproduce the spatial distribution characteristics of hourly precipitation in the study area, but the forecast rainfall amount in the southwest (Taishan Station and its northeast side) of the mountain area is lower (higher) than observations. There are large deviations of precipitation forecast at early morning and afternoon hours. Taking Taishan Station as an example, RMAPS-ST underestimates the rainfall frequency in early morning, which may be related to the forecast deviation of the model on the development and evolution of precipitation system and missed forecasts of weak rainfall events at Taishan Station in the early morning. The intensity of early morning rainfall at Taishan Station is different between forecasts initialized at different times. In the forecast results starting at 20:00 BT, the intensity of early morning rainfall at Taishan Station is significantly overestimated, which leads to the fact that its amount of precipitation is larger than observations. However, the overestimation of precipitation intensity is not obvious in the forecast results starting at 08:00 BT. RMAPS-ST overestimates the frequency of afternoon rainfall at Taishan Station in the results starting at 08:00 BT, which is related to more predicted rainfall events with short duration in the afternoon. The deviation of thermal field and water vapor field is the possible reason for the false precipitation forecast in the afternoon. The characteristics of hourly precipitation have been applied to the operational evaluation system of the regional numerical forecast model of China Meteorological Administration. The results of this paper also indicate that this kind of evaluation is helpful to better understand the forecast ability of the kilometer scale numerical forecasting models for the forecast of diurnal variation of precipitation, and thus provides a more solid scientific basis for the application of precipitation products.

* 资助课题: 国家重点研发计划项目(2018YFC1507605)、国家自然科学基金项目(42075154, 91637210)。

作者简介: 甘玉婷, 主要从事复杂地形区降水研究。E-mail: gan_yuting@163.com

通信作者: 陈昊明, 主要从事东亚气候观测分析和数值模拟研究。E-mail: chenhm@cma.gov.cn

Key words Mountain Tai Area, Characteristics of hourly precipitation, Evaluation of predicted precipitation

摘要 为深入认识对流可分辨模式对小尺度孤立地形区降水的预报性能, 使用2017年暖季(5—9月)台站逐时降水观测数据, 以小时尺度降水特征为指标, 细致评估了千米尺度分辨率(3 km)的北京“睿图”短期数值预报子系统(RMAPS-ST)对泰山及其周边地区降水特征的预报能力, 并对比了不同起报时次(北京时08时和20时)的预报差异。评估发现, RMAPS-ST可以再现泰山站的局地降水中心, 但区域西南侧降水预报小于观测, 而泰山站及其东北侧则相反。清晨和午后时段的降水预报与观测相比存在较大偏差。以泰山站为例, RMAPS-ST易于低估夜间至清晨时段的降水频率, 这可能与模式对降水系统发展演变过程的预报偏差以及清晨泰山站弱降水事件的漏报有关; 清晨泰山站降水强度的预报在不同起报时次的结果中存在差异, 20时起报存在大幅度高估的问题, 进而导致其暖季平均降水量预报大于观测, 而08时起报对于清晨降水强度的高估不明显; 08时起报易高估泰山站午后的降水频率, 这与其午后短历时降水事件数预报偏多有关, 模式对山区热动力场的预报偏差是午后降水空报的可能原因。小时尺度降水特征已应用于中国气象局区域数值预报模式的业务评估体系中, 本研究结果也表明, 此类评估有助于深入认识千米尺度数值预报模式对降水日内变化的预报能力, 从而为精细化降水产品的订正提供更详实的科学依据。

关键词 泰山地区, 小时尺度降水特征, 预报降水评估

中图法分类号 P457

1 引言

作为水分循环过程的重要组成部分, 降水与蒸发、径流、土壤水含量等其他水循环要素紧密关联并相互影响(陶诗言, 1962)。发生在复杂地形区的暴雨、强对流等灾害性天气极易诱发洪涝、泥石流等自然灾害, 给经济发展和人民生命财产安全带来严重威胁, 因此复杂地形区降水模拟和预报也成为诸多学者重点关注的问题(Lean, et al, 2008; 陈超君等, 2012; 何光碧等, 2015; 卢冰等, 2017)。

泰山及周边山区位于华北平原中北部, 为一片孤立山区, 其主峰泰山海拔约1545 m, 是各种尺度天气系统较为活跃的地区。Gan等(2019)在对比泰山与其周边地区暖季降水特征时发现, 虽然泰山空间尺度小, 但其对降水的局地强迫作用突出, 泰山站为一局地降水中心, 地形降水增幅可达70.2%。此外, 泰山站与其周边站点在降水日变化、空间尺度、降水演变过程等方面存在诸多差异。如此局地的地形降水对模式预报性能提出了较大挑战, 只有高分辨率数值预报模式才有可能分辨出该尺度的降水特征。

近年来, 中国高分辨率数值预报系统迅速发展, 国家级(黄丽萍等, 2017)、华北(范水勇等, 2009)和华东(徐同等, 2016)等区域气象中心相继建立了水平分辨率为3 km的区域高分辨率数值预报系统, 并实现了业务化运行, 模式产品广泛应用于短时临近预报、预警以及短期预报业务和服务中。对流可分辨模式已成为高分辨率模式的发展

趋势(郑永光等, 2010)。已有研究(Satoh, et al, 2008; Prein, et al, 2013; Ban, et al, 2014)表明, 对流可分辨模式可以显式地表征对流云形成和发展, 与采用对流参数化方案的低分辨率模式相比, 对流可分辨模式对降水系统形态结构和演变发展有更真实的刻画。例如, Kuo等(2001)使用中尺度模式(MM5)对台风丹尼的结构和降水过程进行了模拟, 并对比了不同分辨率模拟的结果(从81 km到1 km), 发现3 km分辨率的模拟可以较好地再现丹尼眼墙处的对流结构以及周边雨带的空间分布, 且1 km分辨率的模拟效果更优。

降水日变化受大气演变不同动力和热力过程的共同影响, 已成为衡量数值模式模拟性能的重要指标(Slingo, et al, 2004; Dai, 2006)。已有研究表明, 对流可分辨模式在降水日变化和对流触发时间等方面表现出明显的模拟增值(Langhans, et al, 2013; Prein, et al, 2017), 可更合理地再现午后降水峰值(Prein, et al, 2015)。Satoh等(2013)比较两组不同水平分辨率(11.2和5.6 km)模式模拟的华南地区夏季降水日变化峰值时间时发现, 高分辨率模式模拟午后降水峰值时间与观测一致。Li等(2020)也指出相对于13.2 km分辨率的对流参数化模式, 对流可分辨模式模拟午后降水峰值时间与观测更为接近。此外, 还有学者指出模式分辨率的提高可以改善模式对降水传播的模拟能力, 例如Love等(2011)在模拟海洋大陆对流降水时对比了3种不同分辨率的模拟结果(40、12和4 km), 发现4 km分辨率的模拟对降水日位相传播特征的再现

能力最好,该分辨率下,模式成功模拟出了降水系统向西传播的现象。

对流可分辨模式还可以对地形起伏状况进行细致描述,这一优势在复杂地形区尤为明显(Lauwaet, et al, 2012; Prein, et al, 2013; Trusilova, et al, 2013)。有些研究(Colle, et al, 2000)指出,模式分辨率的提高可以在一定程度上改进对复杂地形区降水的模拟效果。Chien 等(2001)在评估12和4 km 分辨率的降水预报产品时发现,分辨率提高到4 km 可以分辨出美国西部落基山脉更细致的地形,从而改善对该地区降水的预报效果。Clark 等(2009)在使用客观评分方法评估不同分辨率模式集合预报结果时,指出4 km 分辨率在山区1 h 累计降水预报要好于12 km 分辨率结果,并且二者之间差异随着降水强度增强而增大。Mass 等(2002)在评估模式在喀斯喀特山脉不同分辨率降水预报结果时同样发现4 km 分辨率的模拟结果改善了36 和12 km 分辨率模拟结果中低估迎风坡降水等问题。

提高分辨率并非总是有利于降水预报能力提升,高分辨率模式中一些微小误差可能增长更为迅速,转变成较大尺度误差,表现在预报降水落区、频次以及强度等多方面偏差上(Guichard, et al, 2004)。例如,Ebert 等(2000)在比较不同业务数值预报模式对澳大利亚东部山区的降水预报结果时指出,分辨率越高的模式对平均降水量的预报与观测越接近,但降水强度和落区预报偏差越大。Mass 等(2002)还发现,分辨率提升虽然可以改善迎风坡降水的低估问题,但在山顶的降水预报上存在更明显的高估。同时,许多研究(Wang, et al, 2009; Ban, et al, 2014; Roh, et al, 2014)指出,一些物理参数化过程在高分辨率下会造成模式对降水演变过程的预报偏差,而这些偏差需要通过细致的评估分析加以认识。全面而细致地开展数值模式的评估工作是订正预报结果的基础和前提,对提高预报准确率有重要意义。

目前千米尺度数值预报模式已经成为区域精细化预报的重要手段,然而有关这类模式对小尺度孤立地形强迫下的降水分布及降水日变化的预报能力缺少系统评估和认识,泰山地区复杂的山地降水特征为评估这类数值预报模式的模拟能力提供了理想平台。此外,模式对降水的预报能力与其初

始状态有紧密联系,高质量模式初始场对于提升区域高分辨率模式降水精细化预报性能至关重要(Benjamin, et al, 1954, 2004)。一些区域高分辨率数值预报均采用多个起报时次进行预报(例如华北区域预报模式 RMAPS-ST),并同化多种观测资料以获得较为准确的初始场(何静等,2019),但是关于模式系统在不同初始时次对复杂地形区降水的预报是否存在差别这一问题,过去较少有研究关注。

文中使用华北区域数值预报系统 RMAPS-ST 3 km 分辨率实时预报试验结果,系统评估其在小时降水量、降水频次、降水强度以及降水日变化等方面对泰山及其周边山区暖季降水预报的综合表现和存在的问题,并对比不同起报时次(08 和 20 时,北京时)的降水预报结果,以深刻认识千米尺度分辨率 RMAPS-ST 在小尺度复杂地形区的降水预报性能和偏差。

2 资料与方法

2.1 数值预报系统简介

文中所评估的数值预报系统为北京城市气象研究院在 BJ-RUC(北京地区高分辨率快速循环同化预报系统)的基础上于 2015 年初步建成的北京睿图多尺度分析和预报系统——短期预报子系统(Rapid-refresh Multiscale Analysis and Prediction System—Short Term,简称 RMAPS-ST),该系统基于天气预报模式(WRF)及其同化平台(WRFDA)搭建而成,每天启动 8 次(00、03、06、09、12、15、18 及 21 时,世界时),在启动时次之前采用循环同化系统,以热启动模态进行(何静等,2019)。该预报系统采用了三维变分资料同化,同化常规全球通信系统(GTS)资料、自动气象站观测资料以及多普勒雷达探测资料等,面向北京以及华北地区气象服务需求,提供华北地区 3 km 分辨率和中国 9 km 分辨率逐时预报。

2.2 观测和预报数据

所评估的降水预报数据为 2017 年暖季(5—9 月)RMAPS-ST 在 08 时和 20 时(北京时,下同)起报的 12—36 h 逐时地面降水量预报格点数据,水平分辨率 3 km,关注区域为泰山及其周边地区($34.5^{\circ}\text{--}37.5^{\circ}\text{N}$, $115.85^{\circ}\text{--}118.85^{\circ}\text{E}$),下文统称为泰山地区。图 1 为 2017 年泰山地区暖季平均 48 h 降水预报,可以看到两个起报时次的预报降水

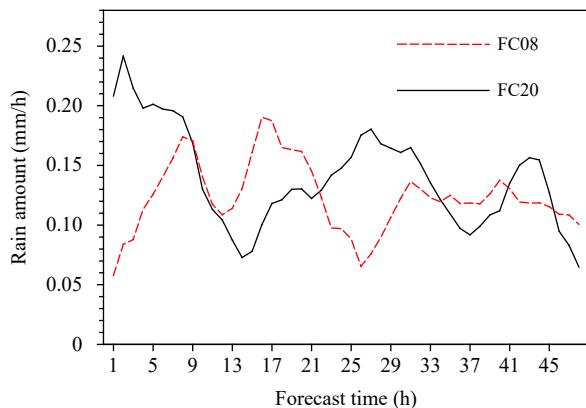


图 1 2017 年暖季(5—9月)模式预报泰山地区
1—48 h 小时平均降水
(黑色实线为 20 时起报, 红色虚线为 08 时起报, 单位: mm/h)

Fig. 1 1—48 h forecast precipitation in the Taishan region in the warm season (May—September) of 2017
(the solid black line is for the forecasts starting at 20:00 BT,
the dotted red line shows the result of forecasts starting at
08:00 BT, the horizontal axis is the forecast time, unit: mm/h)

虽然呈现下降趋势, 但合理再现了该地区清晨和午后降水的双峰特征, 且与已有的研究结果(宇如聪等, 2014)一致。图 1 积分前几个时次, 不同起报时刻预报降水变化趋势的差异(20 时起报为峰值, 08 时起报为谷值)可能与起报时刻的大气温度、湿度条件有关: 20 时起报前受地表辐射加热影响, 可能对应更不稳定的低层大气; 而 08 时起报前多对应稳定边界层。不同的大气温度、湿度情况可能会导致模式起转过程差异(具体原因非本研究关注重点, 需要后续深入分析研究)。综合考虑模式系统稳定性和模式产品的可用预报时效, 选取 12—36 h 的预报产品进行评估。

评估所用站点降水数据来自中国气象局国家气象信息中心整理发布的“中国国家级地面气象站逐时降水数据集(V2.0)”, 时间为 2017 年暖季(5—9 月)。泰山地区地面气象观测台站共计 80 个, 除位于泰山顶的一个高山站外, 其余主要分布在地势较低的丘陵和平原地区, 平均海拔不超过 300 m(图 2)。其中海拔低于 100 m 的站点 61 个, 100—500 m 的站点 18 个, 泰山站海拔 1533.7 m。

2.3 评估方法

在对比预报降水与台站观测结果时, 采取邻近点匹配方法将模式格点插值到气象观测站点(WWRP/WGNE Joint Working Group on Verifi-

cation, 2008)。邻近点匹配方法在高分辨率业务数值预报的检验评估中具有较高可靠性, 可以有效避免空间插值对不连续变量造成的误差(许晨璐等, 2017)。

对于台站观测和预报降水, 当某台站(格点)某时次降水量 $\geq 0.1 \text{ mm}$ 即认为该站点(格点)该时次为有效降水, 相应降水计为有效降水量。小时平均降水量(单位: mm/h)为研究时段内站点(相应格点)累计降水量除以非缺测频次; 降水频率(单位: %)定义为有效降水时次与总观测频次的比, 降水强度(单位: mm/h)为累计降水量与有效降水时次的比值。降水日变化的分析首先对区域内各站点(相应格点)小时降水数据进行统计, 获取 24 h 内

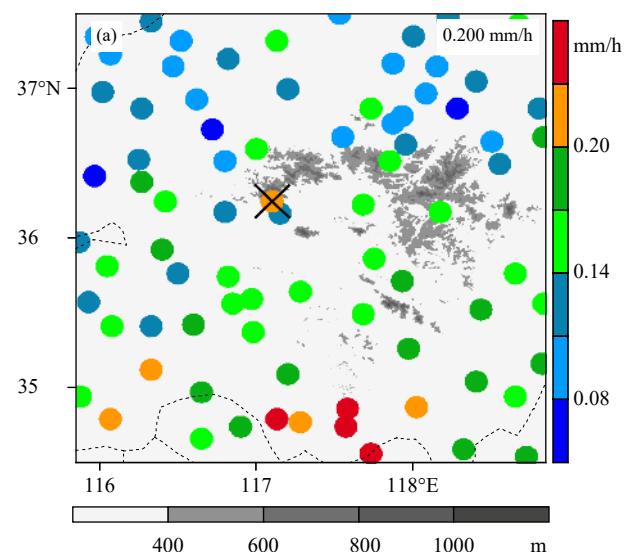
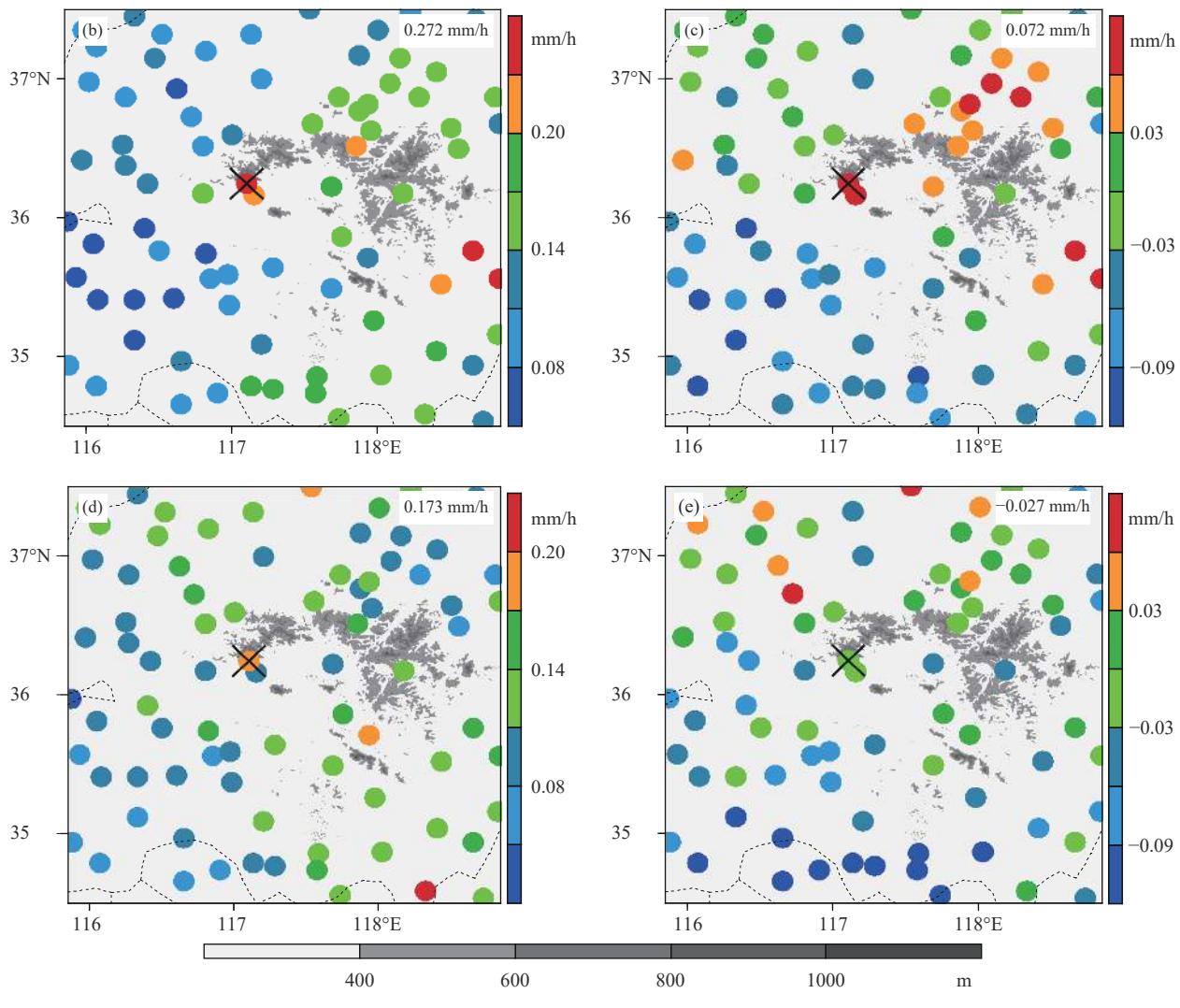


图 2 2017 年暖季(a)台站观测、(b) 20 时起报和(d)
08 时起报的小时平均降水量空间分布,(c) 和(e) 分别
为 20 时起报和 08 起报与观测结果的差值(单位: mm/h)
(彩色圆点为台站位置, 彩色色阶为小时平均降水量; 灰度色阶为
地形高度, 单位: m; 黑色叉号为泰山站位置, 数值为泰山站结果)

Fig. 2 Spatial distributions of (a) hourly mean precipitation observed at the stations, (b) hourly mean precipitation forecast starting from 20:00 BT, (d) hourly mean precipitation forecast starting from 08:00 BT, (c) and (e) differences between the observation and forecast precipitation starting from 20:00 BT and 08:00 BT, respectively (colored dots represent the positions of stations, and different colors represent different values of precipitation, unit: mm/h; grayscale color shows the height of the terrain, unit: m; the black cross denotes the location of Taishan Station, and the rainfall value at Taishan Station is marked on the upper right corner of each panel)



续图 2

Fig. 2 Continued

各时次累计降水量和总降水时次,进一步计算各个时次对应的小时平均降水量、频率和强度。

降水事件持续时间是指一次事件从开始到结束所经历的小时数。由于所评估的降水预报数据并非连续数据(逐日12—36 h预报产品),并且考虑到泰山地区降水历时一般不超过24 h(Gan, et al., 2019),因此有关降水事件的遴选仅限定在持续时间24 h之内。

3 暖季降水预报评估

3.1 降水空间分布特征的预报评估

从观测和预报小时平均降水量的空间分布(图2)可以看到,泰山站观测小时平均降水量明显高于周边站点,达到0.20 mm/h(图2a),RMAPS-ST较好

再现了泰山站降水的局地大值中心(20时起报为图2b、08时起报为图2d),但20时起报(08时起报)的泰山站降水偏高(低)。就整个区域而言,不同起报时次的预报结果存在差异:20时起报的预报降水分布表现为区域东部偏多,西部偏少的特征,且区域西南侧降水预报普遍小于观测,在泰山站及其东北侧则相反,泰山站预报降水正偏差较大,达到0.072 mm/h(图2c);而RMAPS-ST在08时起报的降水低于观测的站点较多(76.4%),且泰山站及其东北侧站点的预报偏差程度相比20时起报结果偏小(图2e)。对于区域南部的降水大值中心,在不同起报时次的预报结果中均无体现。

泰山附近暖季低层盛行西南风,在地形机械强迫作用下,迎风坡一侧(并非紧邻山体迎风坡,有时

在山前的“死水区”附近,即开始发生绕流的位置附近)降水偏大而背风一侧偏小,泰山附近的降水实况很好地诠释了这一点。模式在背风一侧降水强度偏大(20时起报的结果更为突出),在迎风一侧偏小。

图3为2017年暖季泰山地区观测和预报降水频率的空间分布。与小时平均降水量相似,除泰山站外,均表现出自南向北减少的特征。区域内降水频率最大值位于泰山站,达到11%。不同起报时次的降水预报产品均较好再现了泰山站的降水频率大值中心,但预报的频率数值均低于观测,08时起报(图3e)的泰山站降水频率偏差较20时(图3c)起报偏小。就整个地区而言,预报降水频率普遍低于

观测,在一定程度上表明RMAPS-ST对泰山地区降水预报存在漏报。20时起报的降水频率的空间分布特征与观测更为接近(与观测结果的相关系数为0.74,图3b),而08时起报的预报产品对区域南部站点降水的预报偏差较大(与观测结果的相关系数为0.69,图3d)。

观测中平均小时降水强度的区域差异并不明显,最大值位于区域南部站点(图4a)。泰山站降水强度仅为1.74 mm/h,低于区域平均强度(2.08 mm/h)。20时起报的降水强度在泰山站呈现一个局地大值中心(图4b),达到4.46 mm/h,较观测高2.7 mm/h。与20时起报的结果不同,08时起

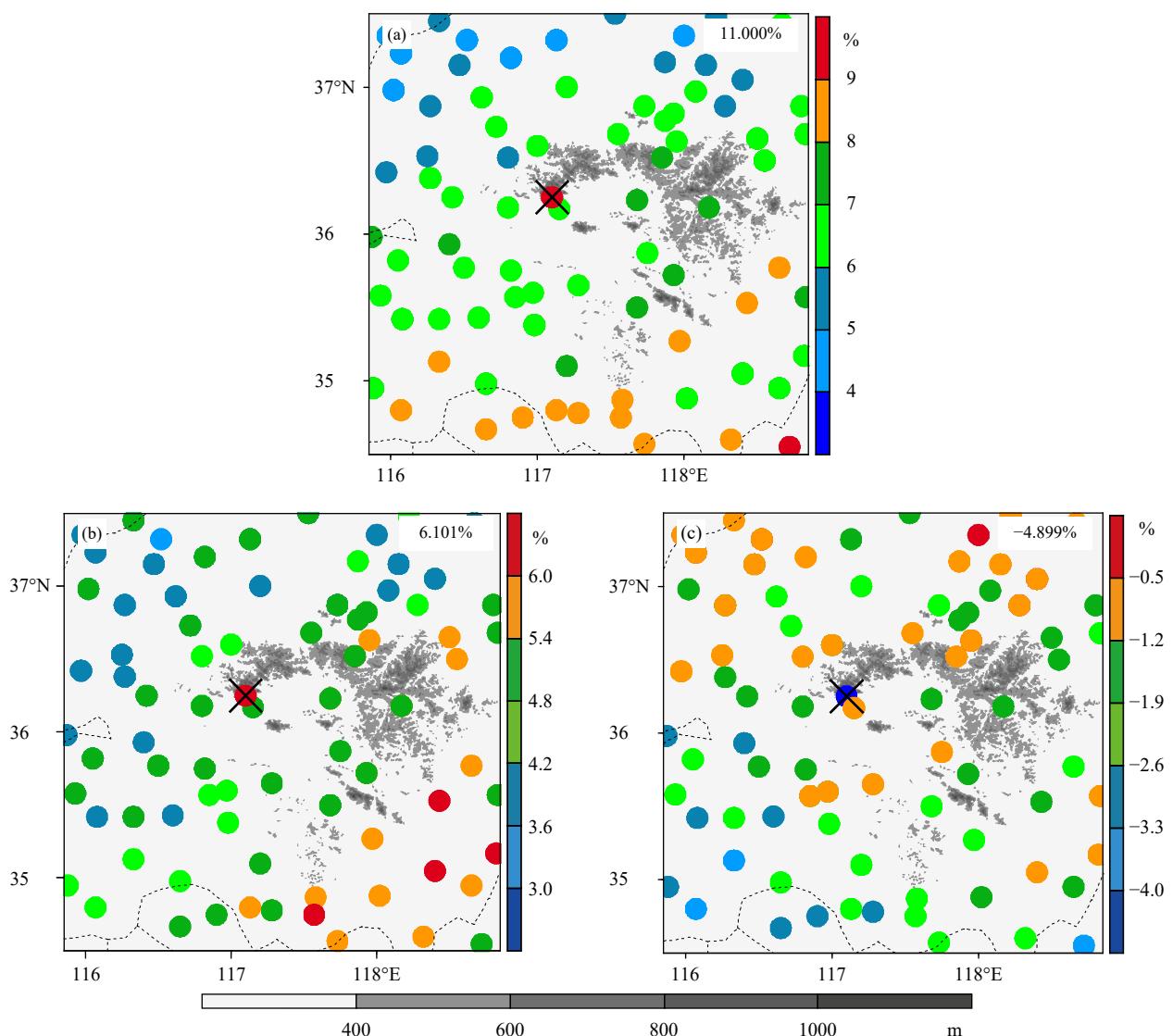
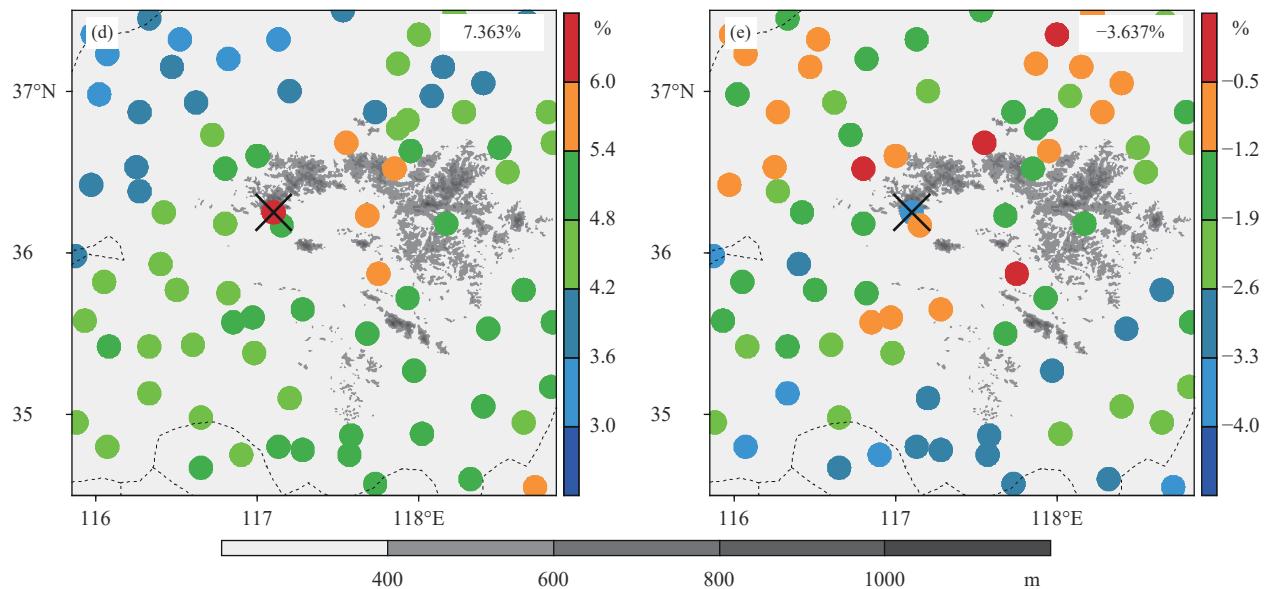


图3 同图2,但为降水频率(单位:%)

Fig. 3 Same as Fig. 2 but for precipitation frequency (unit: %)



续图 3

Fig. 3 Continued

报在泰山站的预报降水强度偏差并不突出。降水强度预报偏差的空间分布(图 4c、e)与其小时平均降水量的偏差分布(图 2c、e)类似:区域西南侧站点多数为预报低于观测,而区域东北侧站点相反。这一分布形态表明泰山站及其东北侧站点降水量预报偏大的原因主要是降水强度预报偏大;而西南侧站点预报降水量出现负偏差则是降水频率和强度的共同低估所导致。

基于以上分析可知, RMAPS-ST 3 km 分辨率数值预报产品可以合理再现泰山站的降水大值中心。但在 08 时和 20 时起报均易于低估泰山站降水频率,尤其是 20 时起报;20 时起报对泰山站降水强度的高估在一定程度上抵消了频率的负偏差,导致暖季平均降水量大于观测,而 08 时起报对强度的高估并不显著。为进一步探究 RMAPS-ST 对于泰山站不同强度降水的预报能力,图 5 给出了泰山站不同强度降水观测和预报频次分布。由于泰山站小时累计降水量超过 10 mm 的情形比较少见,因此对小时降水强度的考察范围仅在 10 mm/h 以内。从观测结果可以看出,降水出现频次随强度增加而减少,模式预报较好再现了这一特征。除 08 时起报对 9—10 mm/h 强度降水的预报频次高于观测之外,各强度的预报频次均小于观测。随小时降水强度增加,不同起报时次预报结果的差异也随之增大。08 时起报的产品对 3 mm/h 以上强度降水的频

次预报效果优于 20 时起报。RMAPS-ST 在 20 时起报更易于漏报泰山站强降水,这与上述 20 时起报的平均降水频率相比 08 时起报偏差更大(图 3b、d)是对应的。

3.2 降水日变化特征的预报评估

图 6 给出了 2017 年暖季泰山地区观测和预报小时平均降水量的日变化以及区域平均小时降水的逐日演变。与 Gan 等(2019)基于多年降水数据的结果一致,泰山地区观测小时平均降水量的日变化呈现两个峰值。但 2017 年暖季午后与夜间降水峰值大小相当,分别出现在 17 和 02 时,谷值出现在 11—12 时以及 20—21 时(图 6a 灰色实线)。从小时降水的逐日演变中(图 6a 色阶)可以看到,观测降水午后的强峰值主要出现在盛夏(6—8 月),5 月和 9 月午后降水相对较弱,对整体降水日变化午后峰值的贡献较小。就清晨的降水峰值而言,暖季各月均有贡献,尤其是 6 月末至 7 月初。与 6—8 月清晨和午后均有降水过程发生的情形不同,5 月和 9 月的降水过程相对较少且主要集中在夜间。

20 时起报基本再现了观测降水的日变化特征,同样呈现双峰形态(图 6b 灰色实线)。但模式预报的清晨峰值相比观测更为突出,且清晨与午后峰值差距大于观测(预报: 0.6 mm/h; 观测: 0.2 mm/h)。预报降水午后达到峰值的时刻与观测较为吻合,但数值偏小,这与盛夏午后降水过程量值预报偏小有

关;清晨时段预报降水峰值较观测提前2—3 h,且数值偏大,主要是模式在20时起报对于6月末至7月初的两场夜间降水过程预报提前以及量值偏大造成的。此外,模式对于6月中旬和7月末两场降水过程的预报存在虚假的夜间峰值(图6b色阶)。预报降水的日最小值出现在18—19时,较观测提前2 h。而RAMPS-ST在08时起报的降水日变化双峰相对较弱(图6c灰色实线)。

对泰山站而言,20时起报的降水日峰值出现在夜晚至清晨时段,且显著高估了这一时段的降水量,导致暖季平均降水量大于台站实际观测(图2b)。08时起报的泰山站降水峰值与观测比较一致,表现

为午后主峰值的特征。但该时次起报对夜间至清晨时段泰山站降水存在低估,导致平均降水预报略低于观测(图6c)。

为了进一步评估RMAPS-ST对泰山地区降水日变化的再现能力,图7a给出了降水频率日变化的观测和预报结果。从观测中可以看到,研究时段内降水频率呈现清晨主峰、午后次峰特征,分别在04时和16时达到峰值(图7a灰色实线)。泰山站降水频率在夜间至清晨尤为突出,表现为清晨单峰特征(图7a红色虚线)。与降水频率相反,泰山地区站点降水强度日变化午后峰值大于清晨(图8a),这可能与地表热力强迫引起的午后对流性降水有关。

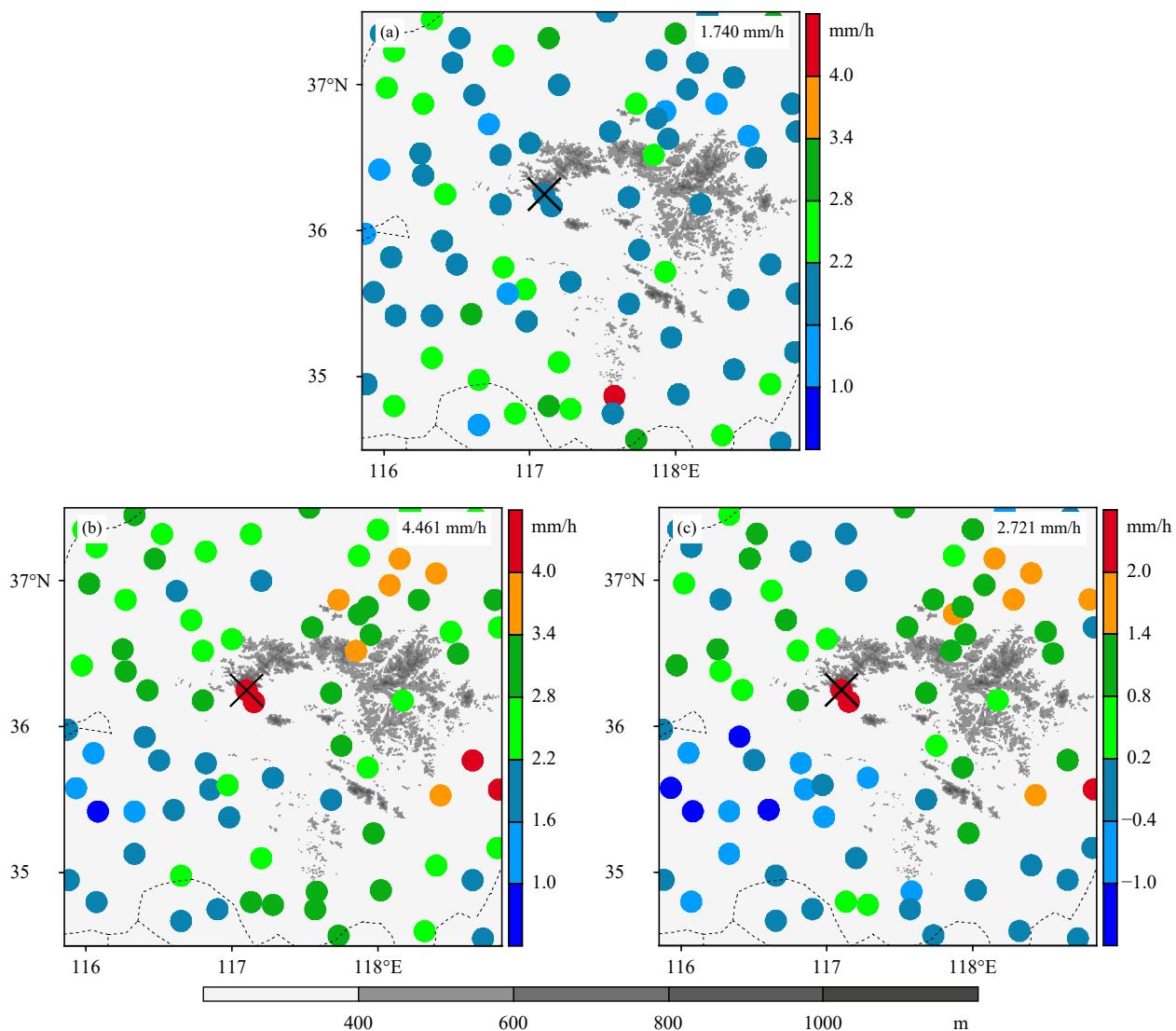
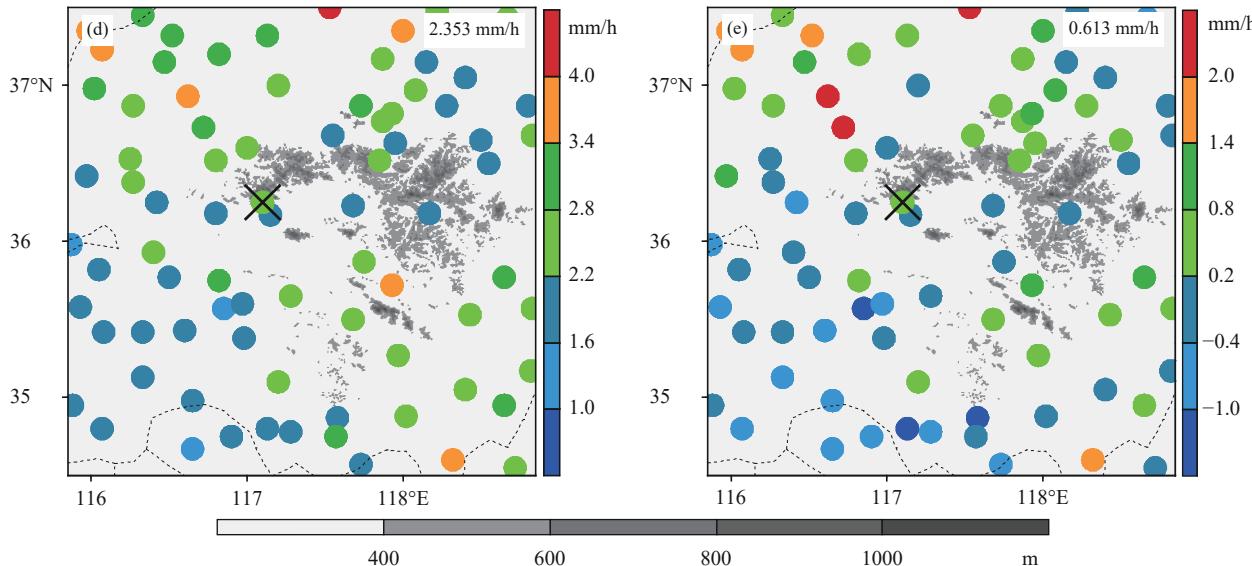


图4 同图2,但为降水强度(单位: mm/h)

Fig. 4 Same as Fig. 2 but for the intensity of precipitation (unit: mm/h)



续图 4

Fig. 4 Continued

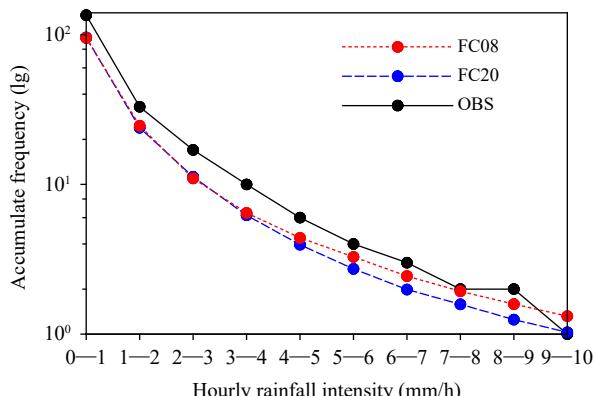
图 5 泰山站不同强度降水观测和预报频次分布
(纵轴为取对数后的降水频次)

Fig. 5 Observational and forecast results of the distribution of precipitation frequency with different intensities at Taishan Station (The vertical axis is logarithmic precipitation frequency)

RMAPS-ST 对降水频率低估主要集中在清晨时段。20 时起报降水频率呈现出清晨和午后的双峰特征(图 7b 灰色实线), 而 08 时起报降水频率日变化振幅偏小(图 7c 灰色实线)。对于泰山站而言, 清晨时段频率低估更加突出, 并且不同时次起报的泰山站降水频率均呈现出虚假的午后峰值特征: 如 20 时起报的泰山站降水午后峰值出现在 14 时; 08 时起报的午后峰值更为突出, 出现在 16 时, 导致泰山站预报降水频率日变化呈现与观测相反的午

后主峰特征(图 7c 红色虚线)。同时, 08 时起报对泰山站午后降水频率的高估在一定程度上抵消了清晨的低估, 造成泰山站暖季平均降水频率预报偏差相比 20 时起报小(图 3b、d)。

就整个地区而言, RMAPS-ST 在 20 时起报的降水强度日变化峰值出现在夜间(图 8b 灰色实线), 夜间预报降水强度高于观测 2 mm/h 左右, 午后峰值低于观测约 1 mm/h。就泰山站降水强度而言, 20 时起报的结果与观测存在较大差异: 表现为夜间和清晨的双峰特征(峰值出现在 21 和 05 时), 且显著高估了清晨时段的降水强度(图 8b 红色虚线)。而 08 时起报泰山站降水强度日变化特征与观测相似, 峰值出现在午后, 但持续时间较长, 至 21 时前后(图 8c), 导致预报结果中暖季平均降水强度略高于台站观测(图 4c)。

从降水日变化角度进行评估可以丰富对降水预报结果的认识, 同时对进一步理解暖季平均降水预报偏差的形成有一定帮助。总的来说, 虽然 RMAPS-ST 可以再现降水量日变化双峰特征, 但预报降水频率和强度的日变化与观测相比偏差较大。以泰山站为例, 20 时起报降水量高估主要集中在夜间至清晨, 而造成这一现象的原因是对这一时段降水强度的高估; 与 20 时起报结果不同, 08 时起报降水强度与观测对应较好, 但由于清晨时段降水频率低估造成该时段降水量偏少, 进而导致暖季平

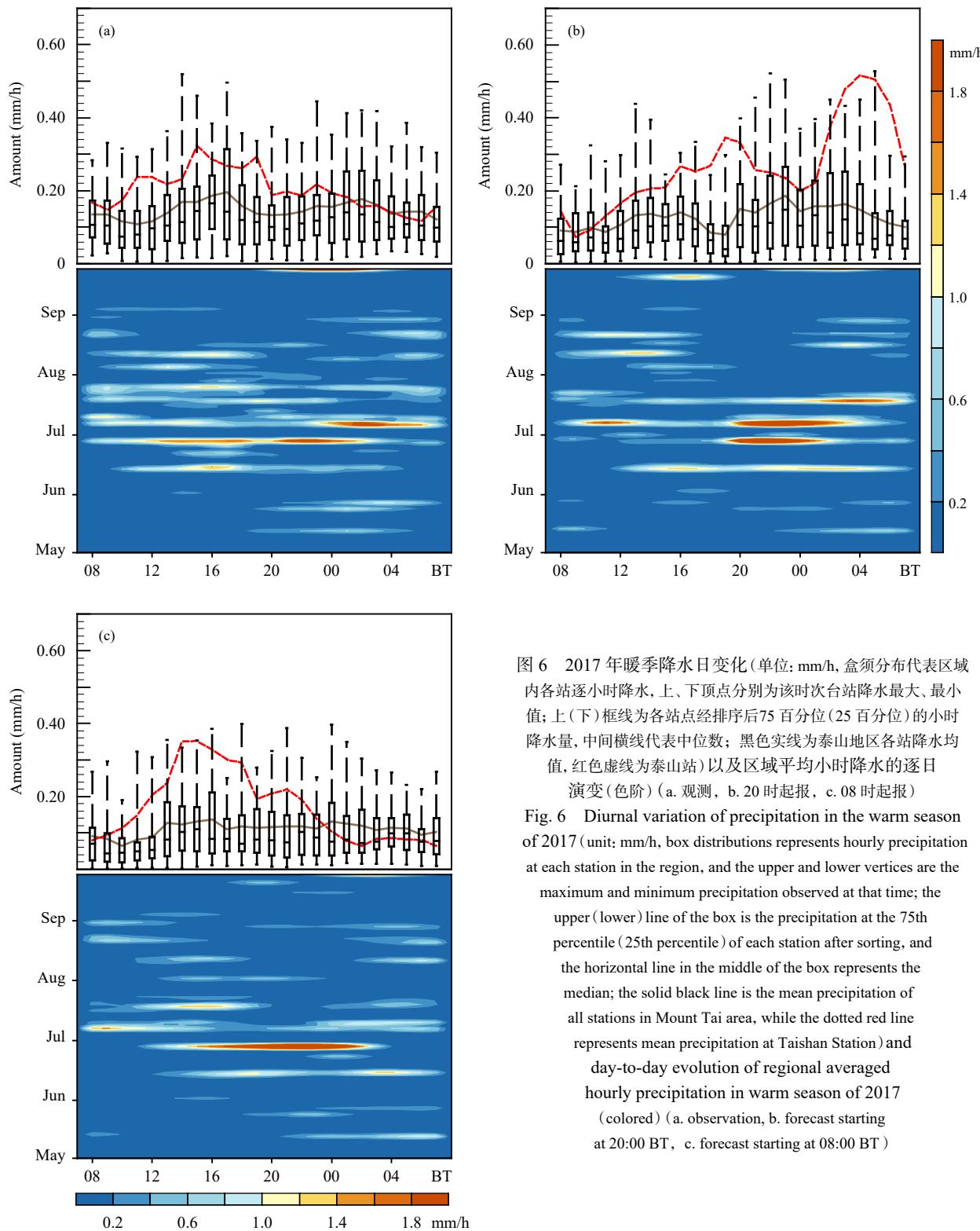


图 6 2017 年暖季降水日变化(单位: mm/h, 盒须分布代表区域内各站逐小时降水, 上、下顶点分别为该时次台站降水最大、最小值; 上(下)框线为各站点经排序后 75 百分位(25 百分位)的小时降水量, 中间横线代表中位数; 黑色实线为泰山地区各站降水均值, 红色虚线为泰山站)以及区域平均小时降水的逐日演变(色阶)(a. 观测, b. 20 时起报, c. 08 时起报)

Fig. 6 Diurnal variation of precipitation in the warm season of 2017 (unit: mm/h, box distributions represents hourly precipitation at each station in the region, and the upper and lower vertices are the maximum and minimum precipitation observed at that time; the upper (lower) line of the box is the precipitation at the 75th percentile (25th percentile) of each station after sorting, and the horizontal line in the middle of the box represents the median; the solid black line is the mean precipitation of all stations in Mount Tai area, while the dotted red line represents mean precipitation at Taishan Station) and day-to-day evolution of regional averaged hourly precipitation in warm season of 2017 (colored) (a. observation, b. forecast starting at 20:00 BT, c. forecast starting at 08:00 BT)

均降水量小于观测。

图 9 给出了研究时段观测和预报降水事件开始和结束时刻频次随时间的分布, 以进一步理解降

水日变化的偏差。可以看到, 2017 年暖季泰山地区降水易于在清晨和午后开始, 并且集中在清晨结束。整体来看, 预报降水事件易于开始和结束的时

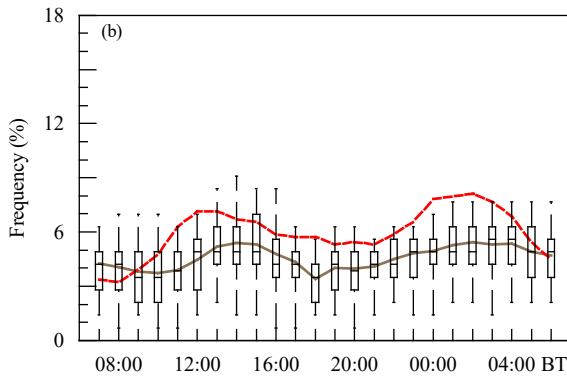
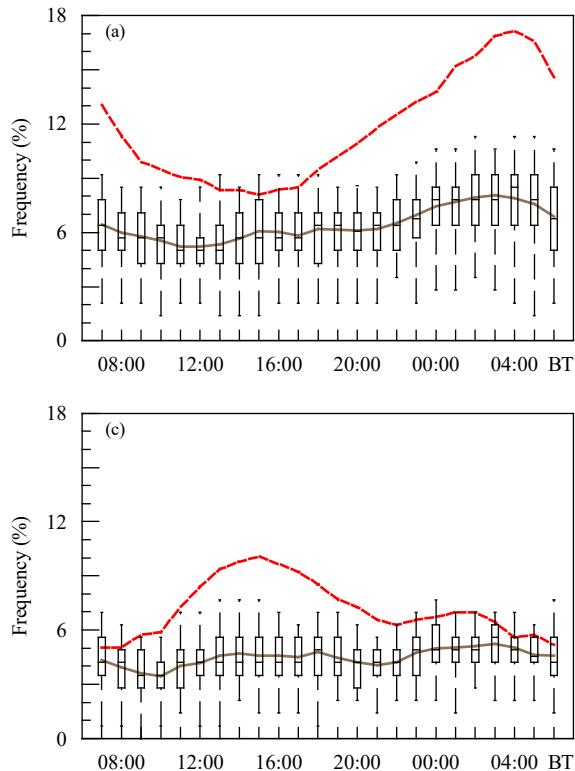


图 7 2017 年暖季泰山地区观测和预报降水频率日变化
(a. 观测, b. 20 时起报, c. 08 时起报, 单位: %; 盒须代表区域内地点, 黑色实线为所有站平均, 红色虚线为泰山站)

Fig. 7 Diurnal variations of observed and forecast precipitation frequency over Taishan region the warm season of 2017
(a. observation, b and c are the results of forecasts starting at 20:00 and 08:00 BT, respectively, unit: %; the box distribution represents each station in this region, the solid black line represents the value averaged over all the stations, and the solid red line represents that at Taishan station)

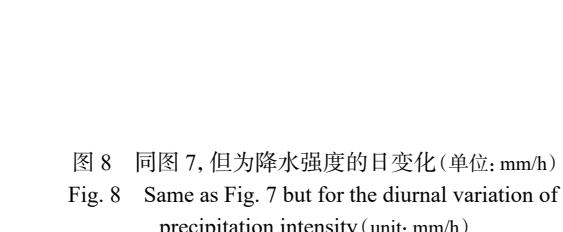
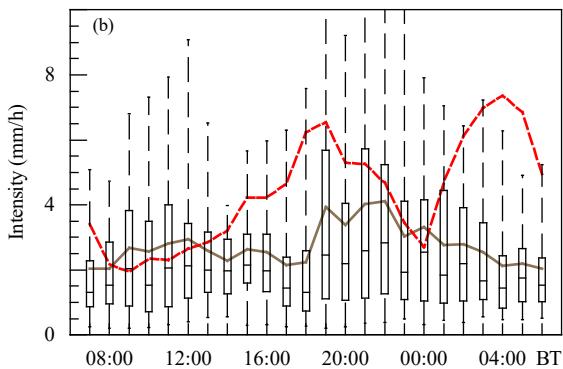
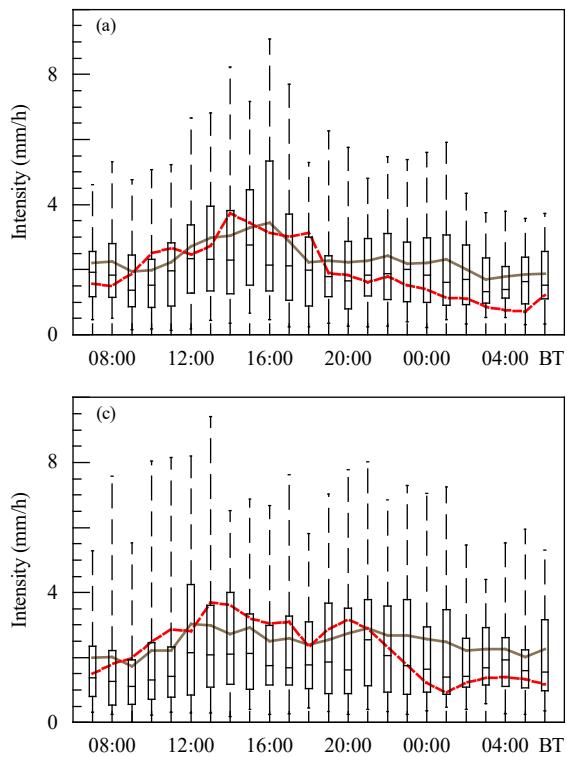


图 8 同图 7, 但为降水强度的日变化(单位: mm/h)
Fig. 8 Same as Fig. 7 but for the diurnal variation of precipitation intensity (unit: mm/h)

段与观测比较一致, 尤其是降水最易结束的清晨时段。但从频次的量值来看, RMAPS-ST 在泰山站的降水预报与观测存在一定偏差(图中红色实线)。

预报降水事件在清晨开始和结束的频次相比观测均偏低, 且降水易于结束的时段在后半夜相比观测更长: 观测降水结束时刻集中在 05—07 时, 00—

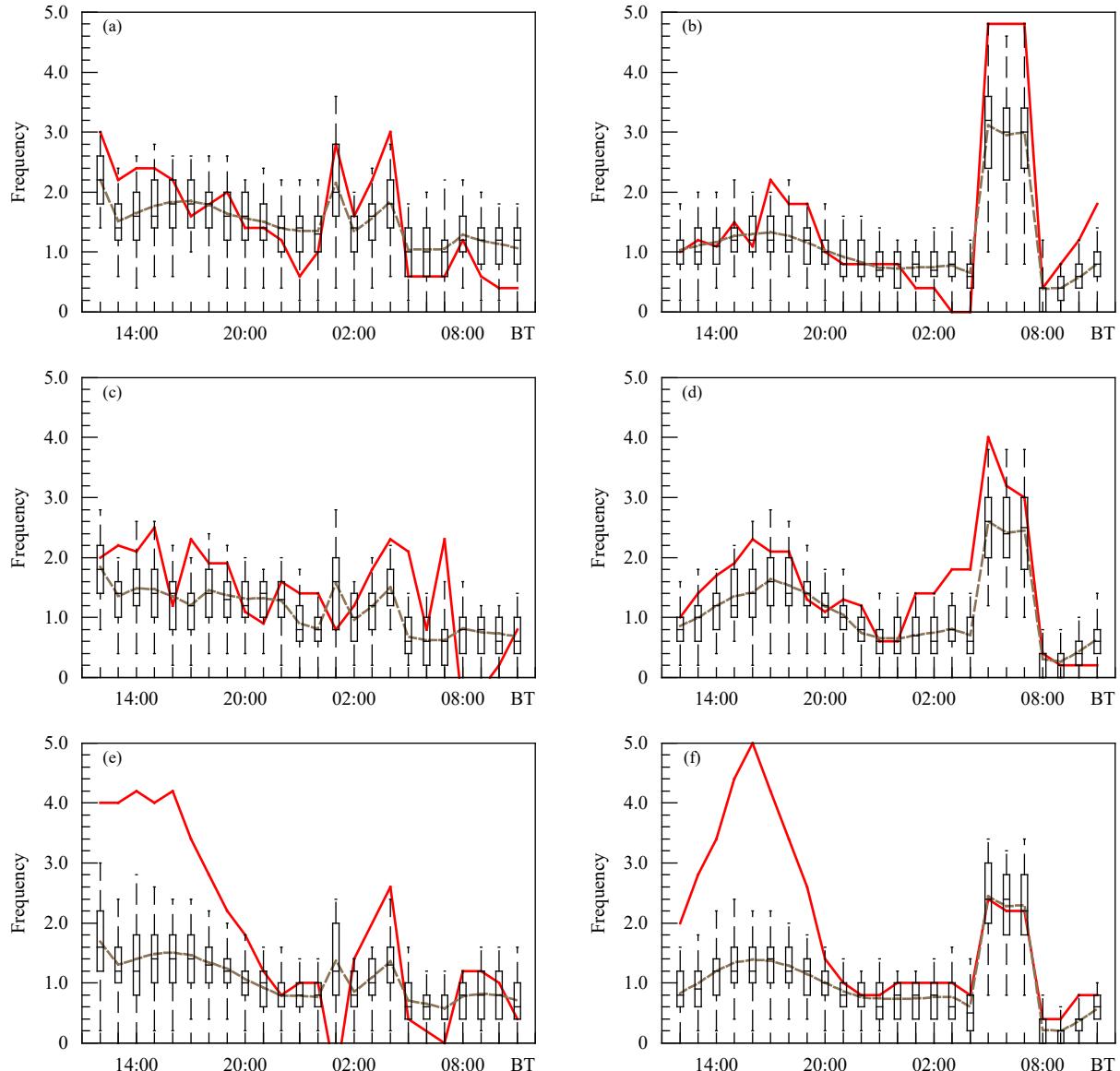


图 9 降水事件开始时刻 (a、c、e) 和结束时刻 (b、d、f) 的频次分布
(a, b. 观测, c, d. 20 时起报, e, f. 08 时起报, 盒须代表站点, 红色实线为泰山站, 灰色虚线为区域内站点均值)

Fig. 9 Frequency distribution of beginning (a, c, e) and ending (b, d, f) times of precipitation events
(a, b. observations, c, d. forecast starting at 20:00 BT, e, f. forecast starting at 08:00 BT; the box distribution represents each station in this region, the solid red line represents Taishan station, and the dashed gray line is the mean value of all stations)

04 时结束的降水较少;而模式预报的夜间降水有一部分易于在后半夜结束(图 9d、f 中 00—04 时降水结束频次较高)。午后时段的降水预报结果在不同起报时次中略有不同:20 时起报的泰山站降水在午后开始的频次与观测相差不大,但其降水在午后结束的频次相对观测偏高(图 9c、d);08 时起报的泰山站降水在午后开始和结束的频次相比观测均明显偏高(图 9e、f)。

针对泰山站午后(12—19 时)和夜间至清晨时段(20—06 时)的降水事件,进一步对比观测和预报结果(图 10a)发现,20 时起报的泰山站午后降水虽然事件总数相比观测偏小,但短历时降水过程多,可能存在较多的预报降水事件自开始至结束均处于午后时段,导致午后降水结束时次偏高。而 08 时起报的泰山站午后降水事件数明显高于观测,且以历时不超过 3 h 的事件为主,这表明 08 时起报

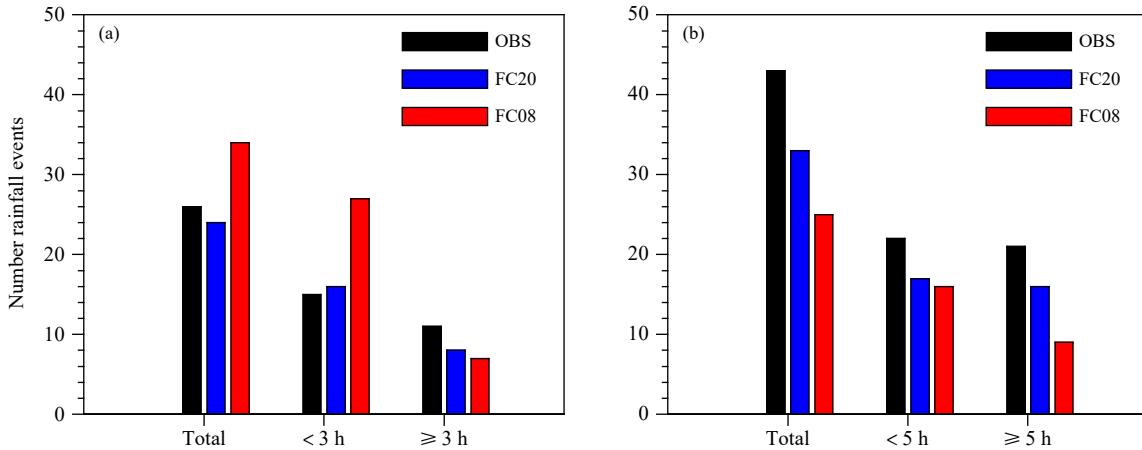


图 10 泰山站不同时段 (a. 午后 (12—19 时), b. 夜间至清晨 (20—06 时)) 观测和预报降水事件数及不同持续时间事件数

Fig. 10 The number of precipitation events and events with different durations observed and forecast in different time periods of the day (a. afternoon (12:00—19:00 BT), b. night to early morning (20:00—06:00 BT)) at Taishan station

的产品在泰山站存在空报午后短时降水的问题。对于夜间至清晨的降水，预报降水事件总数相比观测偏少，且在长、短历时降水事件中均有体现。尤其是 08 时起报的结果，对持续时间大于 5 h 的降水事件预报能力偏弱（图 10b）。

4 模式预报偏差的可能原因

上述基于降水事件的统计分析可知，08 时起报的泰山站午后降水频次略高于观测（图 7c）与空报午后短历时降水事件有关；而模式在两个时段起报均易于低估泰山站清晨降水频率则由降水事件数偏少和持续时间偏短两方面导致（漏报降水）。

空、漏报典型降水个例遴选的标准如下：夜间，当泰山站观测有降水时，若模式中相应格点在相应时段内降水历时小于观测历时一半以上，则认为是一次典型漏报降水；当模式预报午后泰山站有降水且持续时间超过观测一半以上，则认为是一次典型空报降水。依照此方法对所有降水过程进行筛选，共计夜间典型漏报降水过程 25 例，午后空报降水过程 11 例。

在漏报的夜间降水中，有一类是模式再现了相应的降水系统和雨区，但对其发展演变过程模拟存在偏差，进而导致降水持续时间与观测的偏差。以 2017 年 9 月 5 日 20 时至 6 日 08 时的降水过程为例，RMAPS-ST 可以预报出夜间至清晨时段自北向南移动的雨带，但对雨区移动速度的模拟与观测存在较大偏差（图 11）。由于山区地形的阻挡作用，实

际雨区移速缓慢，并且当雨区主体已经移出山区时，泰山站仍然维持了一段时间的弱降水（图 11a—c）；而预报雨带移速较快，9 月 6 日 04 时雨区已经位于山区南部边缘（图 11f）。观测与预报降水演变过程的差异导致泰山站降水持续时间预报小于观测，进而造成夜间至清晨时段降水频率的低估（图略）。对比 RMAPS-ST 预报系统输出的低层 700 hPa 环流场与欧洲中心 ERA5 再分析环流场可以发现（图 12），由于山区的存在，导致切变线移速减缓，并且切变区变宽，9 月 6 日 04 时切变线主体仍在泰山山区（图 12b），地形对切变线南下存在一定的“拖曳”作用；而预报中切变线移速较快，04 时已经达到山区南部，相伴随的雨区同样快速向南移动（图 12d）。

另一类容易漏报的降水过程为清晨时段在泰山站发生的局地降水（此类过程在 2017 年暖季占 28%，图略）。该降水过程自始至终仅发生在泰山站，持续 5 h 左右且降水量较小，这类降水在 Gan 等（2019）的分析之中也有所体现。RMAPS-ST 对泰山站这类局地降水过程的再现能力较差。

空报的午后降水过程中很重要的一类是预报降水于午后在山区局地生成并维持，而观测中山区并没有发生降水或者降水过程在达到峰值之后很快移出山区并消散（2017 年暖季此类过程占 54%）。以 2017 年 7 月 22 日降水过程为例（图 13、14）。观测中山区在午后并无降水发生，而预报午后（12—16 时）在山区北部发生了降水。通过对比 ERA5 再分析资料和 RMAPS-ST 预报的环流场可知，虽然模

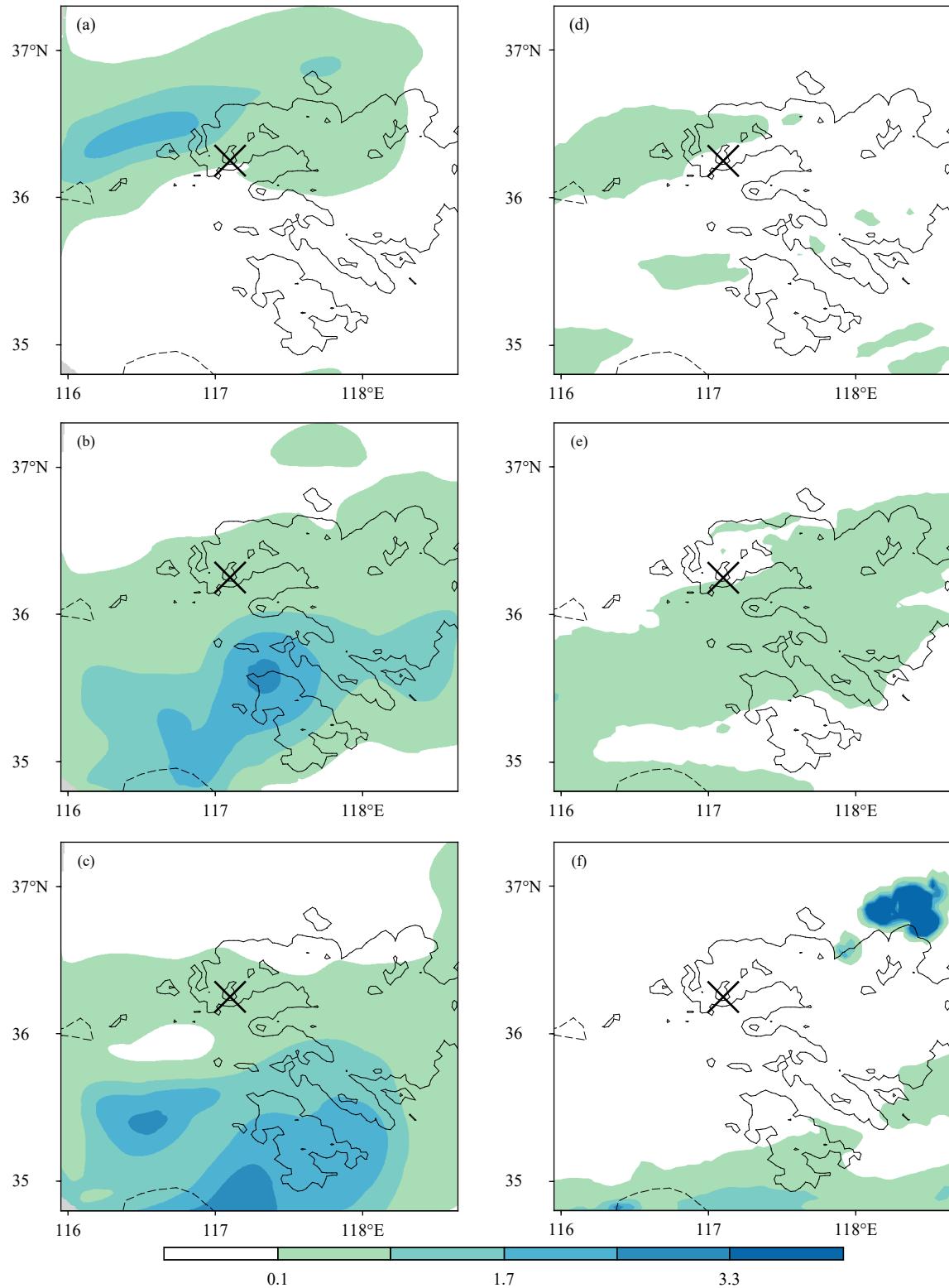


图 11 2017 年 9 月 5 日 20 时—6 日 04 时观测 (a. 20 时, b. 00 时, c. 04 时) 和预报 (d. 20 时, e. 00 时, f. 04 时) 的降水演变过程
(单位: mm/h, 等值线为 200 m 地形高度, 黑色叉号代表泰山站)

Fig. 11 Precipitation evolution based on observations (a—c) and forecasts (d—f) for the period from 20:00 BT 5 September to 04:00 BT 6 September 2017 (unit: mm/h, the contour line is the terrain height of 200 m, and the black cross represents the location of Taishan station) (a, d. 20:00 BT, b, e. 00:00 BT, c, f. 04:00 BT)

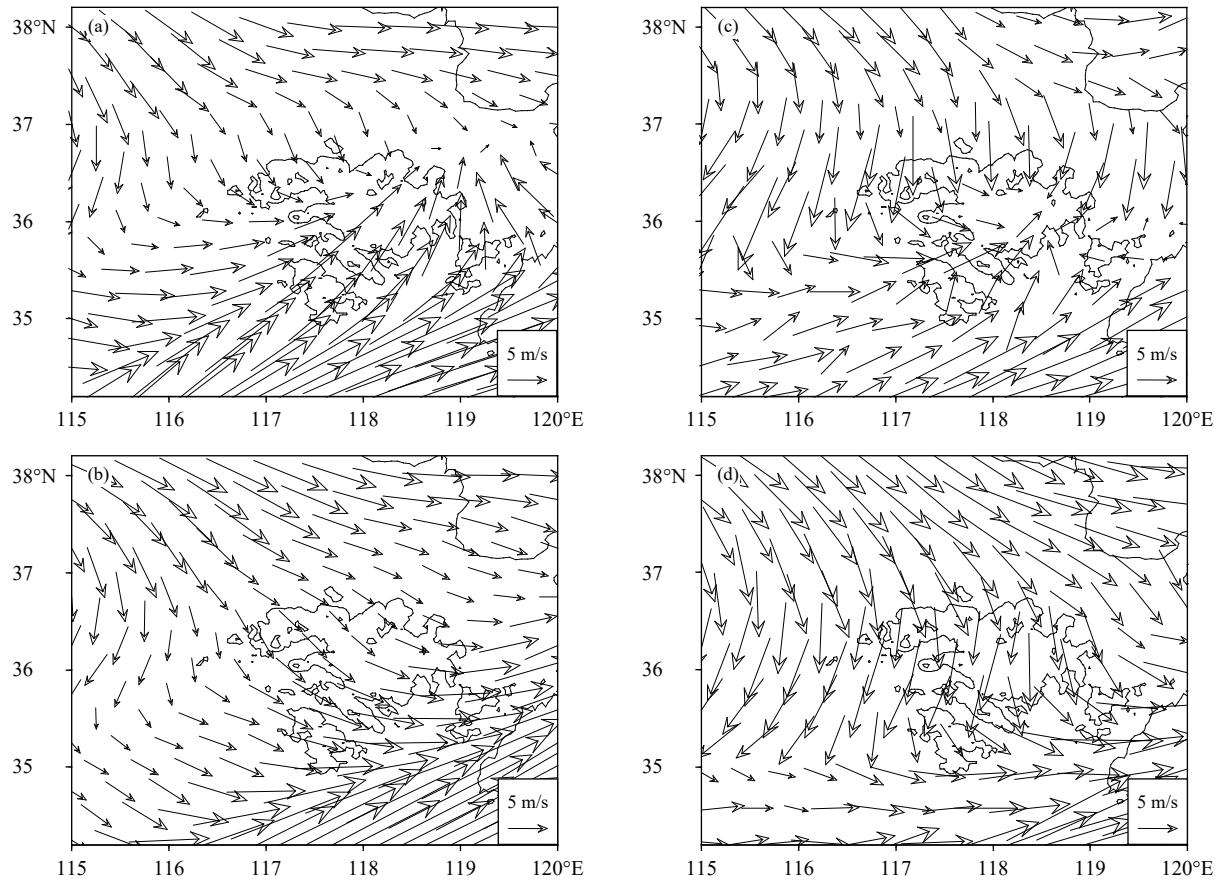


图 12 2017 年 9 月 6 日 700 hPa 风场 (a, b. ERA5 再分析资料, c, d. RMAPS 预报; 矢量, 单位: m/s; 等值线为山区 200 m 海拔高度)(a, c. 00 时, b, d. 04 时)

Fig. 12 Wind fields at 700 hPa on 6 September 2017 (a, b. REA5 data, c, d. RMAPS; vector, unit: m/s; the contour line is the terrain height of 200 m)(a, c. 00:00 BT, b, d. 04:00 BT)

式预报与 ERA5 在山区均盛行西南气流,但在模式预报结果中,泰山附近存在一条中尺度辐合线(图 13d-f);同时,在大气稳定度方面,模式预报与 ERA5 结果差异较大。实际大气处于相对稳定状态,而模式预报中大气不稳定性偏高。不稳定的大气状态加之中尺度辐合线所提供的动力条件,很容易触发虚假降水(图 14)。

5 结论与讨论

利用 2017 年暖季(5—9 月)泰山地区国家地面气象观测台站逐时降水观测数据,以小时尺度降水特征(包括降水频次、强度、结构,日变化等)为评估指标,评估了千米尺度分辨率数值预报系统 RMAPS-ST 在不同起报时次(08 时和 20 时)下对泰山地区暖季降水的预报性能,并通过典型降水过程讨论了模式预报偏差形成可能原因。主要结论如下:

(1) RMAPS-ST 可以再现泰山地区暖季降水空间分布特征,但泰山站及区域东北侧站点的预报降水量大于观测,主要表现为降水强度正偏差;西南侧预报降水量偏低则表现为降水频率和强度的共同低估。

(2) 20 时起报的降水量日变化特征与观测相当,峰、谷值也与观测较为一致。但从降水频率和强度日变化的角度,清晨和午后时段的预报降水与观测存在较大偏差。在泰山站, RMAPS-ST 不同起报时次均易低估清晨时段的降水频率,并且降水频率的低估发生在各个强度段;20 时起报高估泰山站清晨时段降水强度,造成这一时段降水量偏多,进而导致泰山站暖季平均的降水量预报高于观测;08 时起报泰山站暖季平均降水量略低于观测,主要发生在清晨,因清晨降水频率低估造成。

(3) RMAPS-ST 预报降水事件的起止时段与观

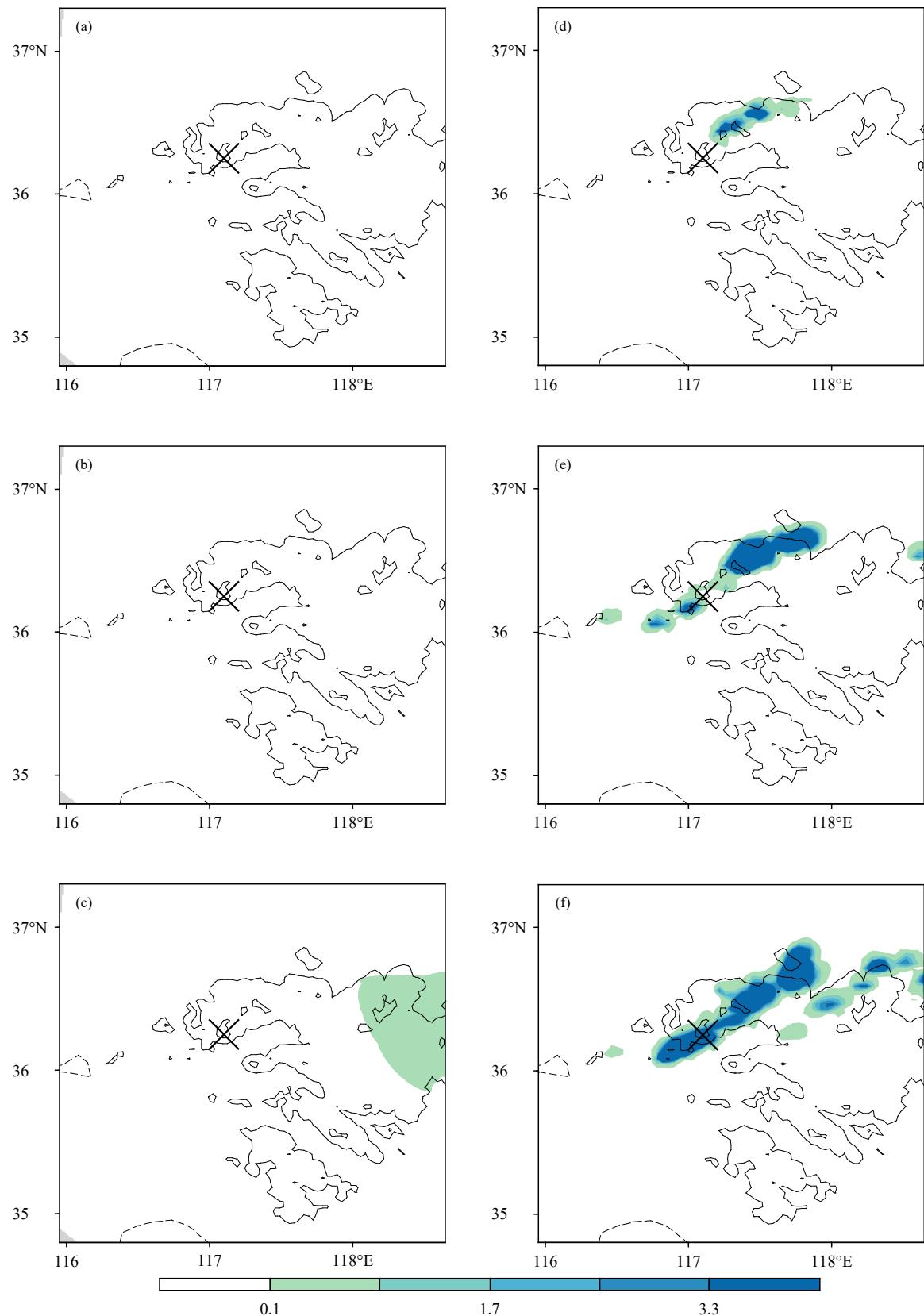


图 13 同图 12, 但为 2017 年 7 月 22 日降水过程 (单位: mm/h; a、d. 12 时, b、e. 13 时, c、f. 14 时)

Fig. 13 Same as Fig. 12 but for precipitation process on 22 July 2017 (unit: mm/h; a, d. 12:00 BT, b, e. 13:00 BT, c, f. 14:00 BT)

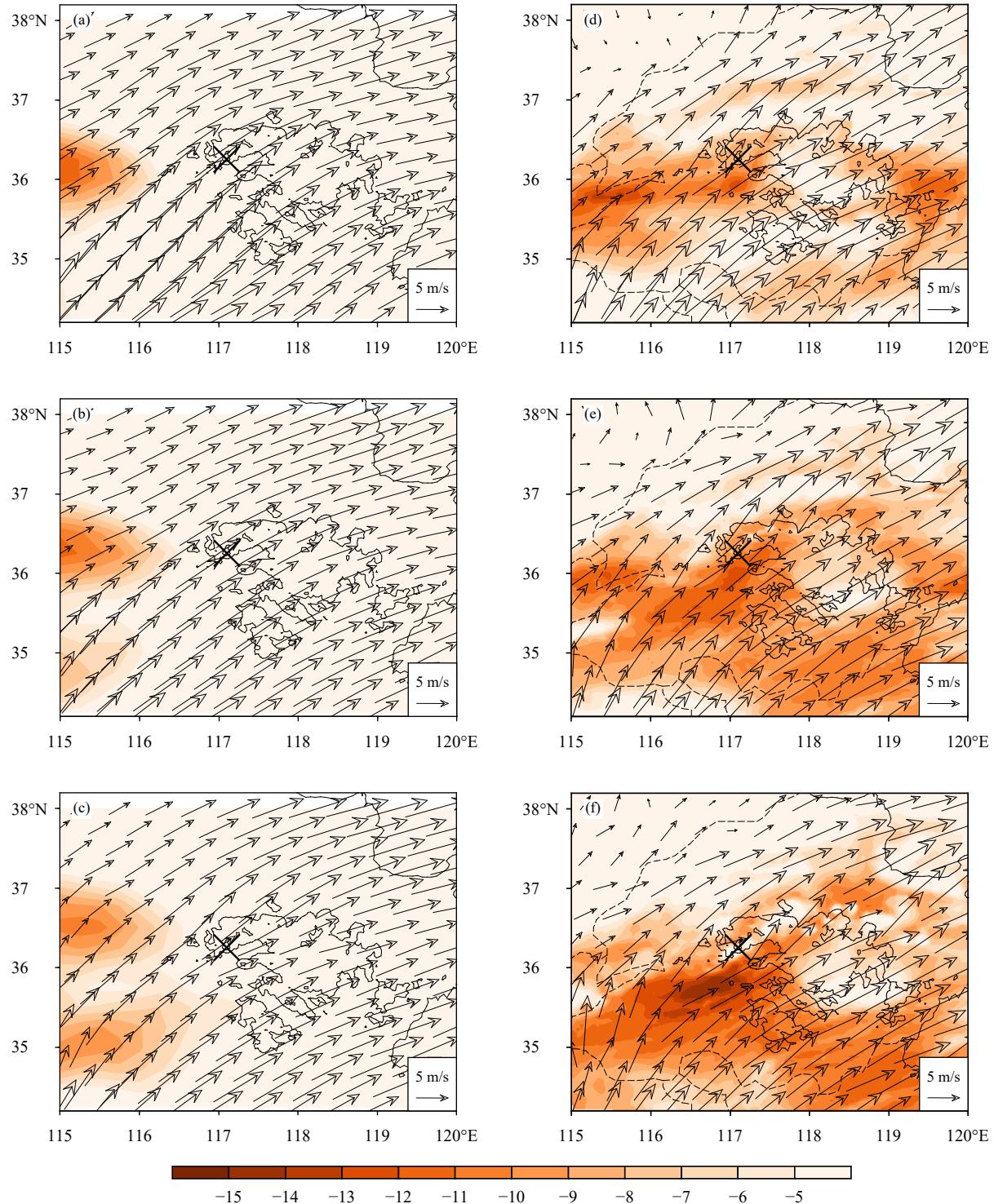


图 14 2017 年 7 月 22 日 10—14 时大气不稳定度 (500 hPa 与 850 hPa 假相当位温之差, 差值小于 0 意味着大气为对流不稳定状态; 色阶, 单位: K) 及 850 hPa 风场 (矢量, 单位: m/s)(a—c. ERA5, d—f. RMAPS; 等值线为山区 200 m 海拔高度)
(a、d. 10 时, b、e. 12 时, c、f. 14 时)

Fig. 14 Distributions of atmospheric instability (The stability is calculated as the difference of θ_{se} between 500 hPa and 850 hPa; when the difference is less than 0, it means that the atmosphere is in a convective unstable state shaded, unit: K) and wind fields (vector, unit: m/s) at 850 hPa from 10:00 BT to 14:00 BT on 22 July 2017 (a—c. ERA5, d—f. RMAPS; the contour line shows the terrain height of 200 m)(a, d. 10:00 BT, b, e. 12:00 BT, c, f. 14:00 BT)

测对应较好,但对降水事件数和持续时间的预报存在一定偏差。08时起报的泰山站降水在午后开始、结束的频次均高于观测,午后短历时降水事件偏多,很可能与模式在山区热、动力场的预报偏差有关,模式中不稳定的大气状态加之中尺度辐合线有利于虚假降水的发生。而模式对于夜间降水频次的低估主要由两类降水过程导致,一类是模式可以再现主要的影响系统和雨区,但因对其发展演变过程的模拟偏差造成降水持续时间的预报偏差;另一类是模式对于泰山站清晨弱降水事件的漏报。

本文使用2017年暖季地面台站逐时降水观测数据,系统评估了RMAPS-ST预报系统在泰山地区的降水预报能力,发现RMAPS-ST在不同起报时次的预报结果存在一定差异。RMAPS-ST在启动时次之前采用循环同化系统,以热启动模态进行,如果在初始时同化分析场与模式自身动力条件不匹配,会大大降低对于降水精细化特征的预报技巧(Turpeinen, 1990; 陈子通等, 2010)。后续研究仍需关注起报时次(08时和20时)的热、动力初值场,探究不同时次起报的降水预报结果存在差异的原因,以进一步理解预报偏差及其可能出现原因。同时,本文所用资料有限,分析结论可能存在一定的局限性,仍有待于采用长时间序列的预报降水数据进行后续分析。

随着城市化进程不断推进,社会对精细化气象预报的要求越来越高。定时、定点、定量的强降水预报准确率更是备受关注的问题。降水精细化预报水平的提高不仅需要预测理论、数值模式等的不断改进,也需要客观的评估方法。数值预报模式对降水日变化等小时尺度降水特征的再现能力在日常降水预报中也越来越受到关注。对业务数值天气预报模式的降水日变化评估,也将会成为改进和订正模式结果的重要参考(宇如聪等, 2014)。本文的研究结果表明,在充分认识复杂地形区降水日变化等日内尺度特征的研究基础上,针对性地开展千米尺度数值预报系统的细致评估,有望为高分辨率模式产品偏差的认识和精细化预报产品的订正提供更细致的科学支撑。中国气象局区域数值预报检验评估业务已初步建立了以降水小时频次/强度和日变化等评估降水过程准确率的检验指标,并将在后续业务应用中进一步探索降水日内准确率的评估指标。

参考文献

- 陈超君,王东海,李国平等. 2012. 冬季高海拔复杂地形下 GRAPES-Meso 要素预报的检验评估. *气象*, 38(6): 657-668. Chen C J, Wang D H, Li G P, et al. 2012. A study of the GRAPES-Meso prediction verification for high altitude and complex terrain during winter time. *Meteor Mon*, 38(6): 657-668 (in Chinese)
- 陈子通,黄燕燕,万齐林等. 2010. 快速更新循环同化预报系统的汛期试验与分析. *热带气象学报*, 26(1): 49-54. Chen Z T, Huang Y Y, Wan Q L, et al. 2010. Rapid updating cycle assimilation and forecasting system and its experiments and analysis in flood seasons. *J Trop Meteor*, 26(1): 49-54 (in Chinese)
- 范水勇,陈敏,仲跻芹等. 2009. 北京地区高分辨率快速循环同化预报系统性能检验和评估. *暴雨灾害*, 28(2): 119-125. Fan S Y, Chen M, Zhong J Q, et al. 2009. Performance tests and evaluations of Beijing Local High-resolution Rapid Update Cycle System. *Torrential Rain Disaster*, 28(2): 119-125 (in Chinese)
- 何光碧,肖玉华,张利红等. 2015. GRAPES_Mesov3.1 在西南地区 2011 年汛期的预报检验分析. *成都信息工程学院学报*, 30(1): 63-71. He G B, Xiao Y H, Zhang L H, et al. 2015. The prediction and verification of GRAPES_Mesov3.1 in Southwest China in 2011 flood season. *J Chengdu Univ Inf Technol*, 30(1): 63-71 (in Chinese)
- 何静,陈敏,仲跻芹等. 2019. 雷达反射率三维拼图观测资料在北方区域数值模式预报系统中的同化应用研究. *气象学报*, 77(2): 210-232. He J, Chen M, Zhong J Q, et al. 2019. A study of three-dimensional radar reflectivity mosaic assimilation in the regional forecasting model for North China. *Acta Meteor Sinica*, 77(2): 210-232 (in Chinese)
- 黄丽萍,陈德辉,邓莲堂等. 2017. GRAPES_Meso V4.0 主要技术改进和预报效果检验. *应用气象学报*, 28(1): 25-37. Huang L P, Chen D H, Deng L T, et al. 2017. Main technical improvements of GRAPES_Meso V4.0 and verification. *J Appl Meteor Sci*, 28(1): 25-37 (in Chinese)
- 卢冰,孙继松,仲跻芹等. 2017. 区域数值预报系统在北京地区的降水日变化预报偏差特征及成因分析. *气象学报*, 75(2): 248-259. Lu B, Sun J S, Zhong J Q, et al. 2017. Analysis of characteristic bias in diurnal precipitation variation forecasts and possible reasons in a regional forecast system over Beijing area. *Acta Meteor Sinica*, 75(2): 248-259 (in Chinese)
- 陶诗言,徐淑英. 1962. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征. *气象学报*, 32(1): 1-10. Tao S Y and Xu S Y. 1962. Some aspects of the circulation during the periods of the persistent drought and flood in Yantze and Hwai-Ho valleys in summer. *Acta Meteor Sinica*, 32(1): 1-10 (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 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)
- 徐同,李佳,杨玉华等. 2016. SMS-WARMS V2.0 模式预报效果检验. *气象*,

- 42(10): 1176-1183. Xu T, Li J, Yang Y H, et al. 2016. Verification of SMS-WARMS V2.0 model forecast results. *Meteor Mon*, 42(10): 1176-1183 (in Chinese)
- 宇如聪, 李建, 陈昊明等. 2014. 中国大陆降水日变化研究进展. 气象学报, 72(5): 948-968. Yu R C, Li J, Chen H M, et al. 2014. Process in studies of the precipitation diurnal variation over contiguous China. *Acta Meteor Sinica*, 72(5): 948-968 (in Chinese)
- 郑永光, 张小玲, 周庆亮等. 2010. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战. *气象*, 36(7): 33-42. Zheng Y G, Zhang X L, Zhou Q L, et al. 2010. Review on severe convective weather short-term forecasting and nowcasting. *Meteor Mon*, 36(7): 33-42 (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*, 119(13): 7889-7907
- Benjamin S G, Dévényi D, Weygandt S S, et al. 2004. An hourly assimilation-forecast cycle: The RUC. *Mon Wea Rev*, 132(2): 495-518
- Benjamin T B, Lighthill M J. 1954. On cnoidal waves and bores. *Proc Roy Soc A: Math, Phys Eng Sci*, 224(1159): 448-460
- Chien F C, Mass C F, Neiman P J. 2001. An observational and numerical study of an intense landfalling cold front along the Northwest Coast of the United States during COAST IOP 2. *Mon Wea Rev*, 129(5): 934-955
- Clark A J, Gallus W A, Xue M, et al. 2009. A comparison of precipitation forecast skill between small convection-allowing and large convection-parameterizing ensembles. *Wea Forecasting*, 24(4): 1121-1140
- 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
- Dai A G. 2006. Precipitation characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *J Climate*, 19(18): 4605-4630
- Ebert E E, McBride J L. 2000. Verification of precipitation in weather systems: Determination of systematic errors. *J Hydrol*, 239(1-4): 179-202
- Guichard F, Petch J C, Redelsperger J L, et al. 2004. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloudresolving models and single-column models. *Quarterly J of the Royal Meteor Soc*, 130(604): 3139-3172
- Gan Y T, Li N N, Li J. 2019. Differences in the rainfall characteristics between Mount Tai and its surrounding areas. *J Meteor Res*, 33(5): 976-988
- Kuo Y H, Wang W, Zhang Q, et al. 2001. High resolution simulation of Hurricane Danny (1997) : Comparison with radar observation//11th PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop. Boulder: UCAR, NCAR, NESL, MMM
- 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
- Lauwaet D, Lipziger N P M V, Weverberg K V, et al. 2012. The precipitation response to the desiccation of Lake Chad. *Quart J Roy Meteor Soc*, 138(664): 707-719
- Lean H W, Clark P A, Dixon M, et al. 2008. Characteristics of high-resolution versions of the met office unified model for forecasting convection over the United Kingdom. *Mon Wea Rev*, 136(9): 3408-3424
- Li P X, Furtado K, Zhou T J, et al. 2020. The diurnal cycle of East Asian summer monsoon precipitation simulated by the Met Office Unified Model at convection-permitting scales. *Climate Dyn*, 55(1): 131-151
- Love B S, Matthews A J, Lister G M S. 2011. The diurnal cycle of precipitation over the Maritime Continent in a high-resolution atmospheric model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(657): 934-947
- Mass C F, Ovens D, Westrick K, et al. 2002. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts?: The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific Northwest. *Bull Amer Meteor Soc*, 83(3): 407-430
- Prein A F, Holland G J, Rasmussen R M, et al. 2013. Importance of regional climate model grid spacing for the simulation of heavy precipitation in the Colorado Headwaters. *J Climate*, 26(13): 4848-4857
- 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
- Prein A F, Rasmussen R, Stephens G. 2017. Challenges and advances in convection-permitting climate modeling. *Bull Amer Meteor Soc*, 98(5): 1027-1030
- Roh W, Satoh M. 2014. Evaluation of precipitating hydrometeor parameterizations in a single-moment bulk microphysics scheme for deep convective systems over the Tropical Central Pacific. *J Atmos Sci*, 71(7): 2654-2673
- Satoh M, Matsuno T, Tomita H, et al. 2008. Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulations. *J Comput Phys*, 227(7): 3486-3514
- Satoh M, Kitao Y. 2013. Numerical examination of the diurnal variation of summer precipitation over Southern China. *SOLA*, 9: 129-133
- Slingo A, Hodges K I, Robinson G J. 2004. Simulation of the diurnal cycle in a climate model and its evaluation using data from Meteosat 7. *Quart J Roy Meteor Soc*, 130(599): 1449-1467
- Trusilova K, Fröhlich B, Brienen S, et al. 2013. Implementation of an urban parameterization scheme into the regional climate model COSMO-CLM. *J Appl Meteor Climatol*, 52(10): 2296-2311
- Turpeinen O M. 1990. Diabatic initialization of the Canadian regional finite-element (RFE) model using satellite data. Part II : Sensitivity to humidity enhancement, latent-heating profile and rain rates. *Mon Wea Rev*, 118(7): 1396-1407
- Wang Y, Long C N, Leung L R, et al. 2009. Evaluating regional cloud-permitting simulations of the WRF model for the Tropical Warm Pool International Cloud Experiment (TWP-ICE), Darwin, 2006. *J Geophys Res*, 114(D21): D21203