京津冀强降水日变化的多模式预报偏差及成因分析

钟琦^{1*}, 孙卓², 陈昊明³, 李江波², 申莉莉²

1. 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081;

2. 河北省气象台, 石家庄 050020;

3. 中国气象科学研究院, 北京 100081

* 通讯作者, E-mail: zhongq@cma.gov.cn

收稿日期: 2021-09-01; 收修改稿日期: 2022-02-11; 接受日期: 2022-02-15; 网络版发表日期: 2022-06-22

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2018YFC1507606)和国家自然科学基金项目(批准号: 41505079、42075154、41475051、42030611)资助

摘要 突发性强降水的精准预报对京津冀大城市群防灾减灾意义非凡。现行业务数值模式的强降水预报存在哪些普遍问题和怎样的偏差特征? 可能的物理原因是什么? 文章将强降水事件分为强天气系统强迫和弱天气系统强迫两类情况, 聚焦京津冀地区开展强降水过程的精细化预报偏差分析, 以期为预报订正的方向和幅度提供量化指导, 提升强降水预报准确率。研究显示: 高频次和低强度降水偏差是模式预报的普遍问题。高频次降水偏差主要出现在午后山区, 高分辨率中尺度模式相对全球模式可较好提升午后强降水预报, 但夜间强降水预报存在明显偏差。强天气系统强迫类型强降水的频次和强度空间分布与地形具有显著关联, 随模式分辨率提升预报可获得较大改进; 弱天气系统强迫类型强降水的预报能力显著降低, 高分辨率全球模式和区域中尺度模式对其日内传播预报均存在显著偏差, 其原因是模式对局地热力环流描述存在缺陷, 对边界层动力描述亦有不足。基于上述偏差分析, 降水频次偏差和强强迫类型强降水预报偏差是以与地形高度相关的系统性偏差为主, 可通过提升模式分辨率或客观订正改进; 而弱强迫类型降水预报偏差属于强非线性偏差, 其物理认知和预报改进均具有很大挑战。

关键词 京津冀大城市群, 降水日变化, 业务数值预报, 偏差特征, 局地环流

1 引言

短时强降水因具有强度大、突发性强等特点, 是一种破坏力极强的自然灾害, 尤其发生在大城市常带来严重人员伤亡和财产损失, 造成巨大的社会和经济影响。而由于更为复杂的下垫面和城市热岛效应, 城市强降水的形成机理和中尺度结构更为复杂, 精准预

报更具挑战。京津冀地区是中国重要的大城市群之一, 因特殊复杂的地理分布, 具有独特的强降水特征。其西靠太行山, 北接燕山, 东部临海, 天气尺度系统和气流与地形的相互作用造就了强降水易发生在山脉附近靠近平原一侧(Xia和Zhang, 2019), 而复杂的局地地形环流、海陆环流和城市热力环流易导致尺度小、强度大的强降水形成(孙继松和杨波, 2008; 东高红等, 2013;

中文引用格式: 钟琦, 孙卓, 陈昊明, 李江波, 申莉莉. 2022. 京津冀强降水日变化的多模式预报偏差及成因分析. 中国科学: 地球科学, 52(9): 1831–1848, doi: 10.1360/SSTe-2021-0286

英文引用格式: Zhong Q, Sun Z, Chen H, Li J, Shen L. 2022. Multi model forecast biases of the diurnal variations of intense rainfall in the Beijing-Tianjin-Hebei region. Science China Earth Sciences, 65(8): 1490–1509, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9905-4>

Li等, 2017), 为定时、定点、定量的精细化预报带来极大挑战. 近年来, 通过在大城市布设精密观测网和发展快速更新分析系统(孙继松, 2014; 俞小鼎和郑永光, 2020), 城市强降水的临近预报能力得到较大提升. 而更长时效的精细强降水预报对提前预警和联动防灾减灾具有重大价值, 目前强降水的短时预报(2~24h)主要依赖高分辨率数值模式(郑永光等, 2015; 金荣花等, 2019; Yu等, 2019). 本文拟聚焦京津冀大城市群的强降水日内演变预报, 开展业务高分辨率模式的预报能力和偏差原因分析.

降水具有显著的日变化特征, 其日变化关联多尺度大气动力和物理共同作用和反馈, 历来是降水规律研究(宇如聪等, 2014)和评估模式预报能力的重要方面(Randall等, 1991), 也是模式精细化发展的今日, 进一步细化模式偏差根源进而为模式订正提供支撑的依据(陈昊明等, 2021). 京津冀地区降水日变化和短时强降水的日内演变特征得到了很多研究的关注(李建等, 2008), 宇如聪和李建(2016)应用国家地面站资料得出华北山区日降水具下午峰值, 华北平原西部贴近山地为夜间峰值, 华北平原东部为清晨峰值. 华北中心区降水日变化位相存在由西北山区(下午峰值)向东南平原地区(夜间至清晨峰值)逐渐滞后的特征(He和Zhang, 2010; Yin等, 2011). Yuan等(2014)等进一步指出华北中心区这一滞后特征主要由短时降水贡献, 发生于西北山区, 并向东南传播; 山地-平原环流的主上升支随时间向东南移动是日变化降水峰值东南传播的主要原因(孙继松等, 2006; 宝兴华, 2011). 沿海地区局地海陆风循环对凌晨的日峰值有较大影响(韩函等, 2017). Chen等(2012)应用雷达资料分析指出华北暖季对流风暴具有类似日变化特征. 郑永光等(2007)应用卫星红外云图统计了北京及周边地区的中尺度对流系统日变化及其传播特征, 认为午后山区具有热对流性质, 傍晚达到最强, 而平原和沿海地区的为海洋性对流, 常在午夜后加强. 陈炯等(2013)进而开展了短时强降水同对流活动的日变化和传播的特征及对比分析, 指出地形和海陆与气流的相互作用不仅决定了强降水的空间分布, 也影响了强降水和中尺度对流的日变化和传播特征. 罗然(2020)应用多源高分辨观测统计探讨了华北地区午后对流影响至夜间及对流夜间新生或增强的双峰特征, 通过个例分析指出夜间与降水相伴的超低空急流(OLLJ)、天气尺度系统相关边界层急流(SLLJ)和夜间

低空急流(NLLJ)三支气流的关系. Pan和Chen(2019)揭示了华北夜间降水多受山地-平原环流调节, 东部平原地区凌晨至清晨降水多由于边界层惯性震荡机制调制.

京津冀地区强降水的日变化和传播特征不仅取决于地形地理分布、大尺度环流背景、天气系统移动以及中尺度对流系统引导气流, 也与局地热力环流的作用密不可分(杨波等, 2016). 因此, 对降水日变化和传播精细化模拟能力实际反映了模式对大尺度、中尺度天气系统和局地环流的多尺度相互作用的描述能力. 之前对降水日变化模拟的研究多关注具有较大尺度的气候模式和大气环流模式, 发现模式普遍在午后峰值过早、日变化振幅偏大、夜雨漏报存在较大偏差(Slingo等, 2009; Klein等, 2006; Kendon等, 2012). 对偏差原因的分析多聚集在对流参数化方案(黄安宁等, 2008), 如湿对流触发标准偏弱可能导致高频次对流预报(Dai和Deser, 1999); 对流闭合假设可以改进欧洲中期天气预报中心全球高分辨率业务模式午后对流时间的预报, 但夜雨仍是难题(Bechtold等, 2014). Koo和Hong(2010)对比区域气候模式和中尺度模式为期三个月的积分, 发现对流参数化决定了降水日变化峰值时间, 边界层则影响降水日变化振幅的模拟. 在华北地区, 孙继松和杨波(2008)、Chu和Lin(2000)等应用简化中尺度模型探讨了地形、局地热力环流与边界层急流的相互作用及对北京中尺度暴雨形成和传播的作用. 陈炯和王建捷(2006)应用高分辨率数值试验探讨了北京地区夏季边界层结构的日变化及其与降水的关系. Bao和Zhang(2012)基于3km的WRF中尺度模式分析了山地-平原环流对华北降水日变化的影响, 并指出冷池对平原降水峰值的维持具有重要作用. Jiang和Liu(2007)、东高红等(2018)通过改变中尺度模式下垫面土地利用类型分别阐明了城市热岛环流对北京强降水和海风(锋)环流向天津城区移动过程中相互作用.

之前对降水日变化模拟的评估多面向大尺度环流模式, 即便达到对流可分辨尺度(Prein等, 2015). 随着精细化预报业务发展, 高分辨率业务中尺度模式对降水日变化的预报存在怎样的偏差亟需评估. 10km分辨率以内的中尺度模式更频繁地同化了观测, 显式描述了深对流过程, 物理上更多地考虑了中小尺度的精细结构和相互作用, 其在降水日变化的描述能力上与大尺度全球模式有什么共性和特性? 现有业务数值预报

模式对京津冀地区不同类型强降水的预报能力如何? 影响不同强降水预报偏差的主要因子有哪些? 这对强降水的精细化预报具有重要价值和实际意义. 宇如聪等(2021)评估了北京睿图模式对华北区域降水日变化预报能力, 但主要聚焦睿图分辨率提升(9和3km)及第二阶梯地形附近的分布特征. 以往研究对象多为华北(中心)区或北京、天津等单个城市的较宽泛的降水, 专门针对京津冀大城市群, 且聚焦到强降水日内演变预报的评估并不多见. 对京津冀的强降水空间精细特征、不同性质降水的过程检验更是缺乏, 对复杂下垫面变化下高分辨率数值预报偏差的成因分析尤为少见(卢冰等, 2017). 本文聚焦强降水, 基于京津冀约4000个加密站点观测, 首先进行了强降水日的客观选取, 然后根据降水产生的主导系统划分了强天气系统强迫和弱天气系统强迫两类降水, 分别分析了业务主流高分辨率模式预报偏差特征以及不同性质强降水预报偏差的关键因素和可能成因, 为提升京津冀大城市群的强降水预报提供支撑.

2 数据和方法

2.1 观测和数值预报资料

本文所用观测数据采用京津冀地区自动气象观测站(简称AWS)整点小时降水数据, 观测降水数据经过中国气象局和河北省气象信息中心(气象资料业务系统MDOS)质控和人工判识. 质量控制包括气候阈值检验、台站极值检验和内部一致性检验等, 人工判识的方法是从降水数据中提取小时降水在100mm以上的降水数据与河北省灾害性天气个例库(孙卓等, 2020)中暴雨及强对流个例进行对比分析, 通过分析降水实况及形势场, 再次排除了部分奇异值. 由于京津冀地区国家站和区域站的站点数逐年增加, 2019年有3946个站, 2020年增加为4079个站, 本文取两年站点的交集建立站号表, 共计3946站.

数值预报考虑了业务常用、模式分辨率和预报性能的代表性, 选取欧洲中期天气预报中心高分辨率全球模式预报(本文简称ECMWF), 预报产品水平分辨率12.5km, 时间分辨率3h; 华东区域数值中心中尺度预报(本文简称SMS)(Zhang等, 2021), 水平分辨率9km, 时间分辨率1h; 中国气象局数值预报中心自主研发的高分辨率区域数值预报(本文简称GRAPES)(沈学

顺等, 2020), 水平分辨率3km, 时间分辨率1h, 该模式于2019年6月进行升级, 采用了自主研发的公里尺度分辨率数值预报三维变分同化技术和云信息初始化技术, 预报能力获得大幅提升. 因此本文评估时段选取2019~2020年的6月1日至8月30日.

2.2 强降水日选取及分类

因本文研究的对象主要是强降水, 需挑选出发生了强降水的样本进行分析. 考虑每年气候变化的影响, 且每年观测站点数量在变化, 采取分年定标选取强降水日. 具体判别标准为: (1) 基于短时强降水强度阈值 20mm h^{-1} , 日强降水站次达到当年所有强降水日站次75%分位数以上的确定为一个强降水日; (2) 对于小区域的强降水, 考虑站次小于75%分位数, 但是大于50%且当日有 50mm h^{-1} 降水的情况, 也确定为一个强降水日. 根据上述标准, 2019~2020年6~8月发生在京津冀地区的强降水日共计79天.

由于不同降水类型的强降水具有不同的时空分布特征, 本文基于NCEP(National Centers for Environmental Prediction)1×1资料对所选强降水事件对应的形势场进行了主观天气学分型: (1) 当高空槽明显或浅槽冷空气是造成强降水的主要原因, 且无其他影响系统时, 判定为高空槽型; (2) 当中低层(500~850hPa)出现低涡, 且是主要降水影响系统时, 判定为低涡型; (3) 当副高明显偏北(脊线达到 30°N 以北), 且中高纬地区环流平直, 判定为副高外围型; (4) 当有台风存在, 京津冀地区受其外围气流影响产生强降水判定为台风型; (5) 当不属于上述分类, 即影响系统不明显时, 归为弱天气系统强迫型. 这五种类型样本分别为: 低涡型(21个)、高空槽型(19个)、副高外围型(13个)、台风型(7个)和弱天气系统强迫型(19个). 其中前三类降水均能定位出降水的主要影响天气系统, 为简化分析, 在本文中将其归为一类统称为强天气系统强迫类型(strong synoptic forcing, SSF), 将弱天气系统强迫类型归为另一类(weak synoptic forcing, WSF). 由于台风型强降水分布特征具有较大的特殊性(图略), 且在华北并不常见, 因此本文分类评估的样本中剔除了台风型强降水事件.

2.3 评估指标及时间

由于所挑选强降水日按照8~8时确定, 考虑预报资

料可用时效和一致性, 20时是最近的起报时间, 因此本文评估的数值预报产品均为20时起报的24h预报, 即模式预报时效的12~36h. 考虑ECMWF仅提供3h分辨率的预报, 本文的小时尺度限定为逐3h预报.

降水预报偏差特征分析的统计指标为平均降水量、平均降水频率以及平均降水强度. 平均降水量为统计时段内模式预报与观测降水量的平均值. 平均频率统计时段内模式预报与观测的降水频次(%)的平均值. 平均降水强度为统计时段内模式预报与观测的有降水时次的平均降水量, 具体计算为总降水量除以有降水的时次(陈昊明等, 2021).

3 京津冀强降水预报的精细化偏差特征

为考察挑选出的强降水日的普适预报意义, 首先

对2019~2020年汛期(6~8月)连续时间的降水和所有挑选出强降水日的降水评分进行了对比, 然后分别对SSF和WSF两类强降水进行对比分析.

图1给出了各模式降水预报的综合评分, 当评分越接近对角线代表空报和漏报综合考虑越好, 结合ts评分值越高越佳, 即右上角为最优综合评分. 结果显示, 强降水的预报准确率随阈值增加显著降低, 在强降水日小雨更易发生空报; 5mm是模式预报整体最优的阈值(ts约0.15, bias接近1); 普遍小雨空报严重, 尤其是ECMWF(0.1mm阈值bias达到1.6以上); 在10mm阈值, 预报Ts评分约0.1, 而更高的阈值, 预报准确率迅速下降, 对50mm以上量级模式几乎没有预报能力. 将强降水分成SSF和WSF两种情况时, 模式显示SSF降水的预报能力可达25mm阈值; 而WSF降水的预报能力显著变差, 5mm阈值ts评分为0.1, 10mm阈值区域中尺度模

图1 降水综合评分图

(a) 2019~2020年6~8月连续时序预报; (b) 所有挑选出的强降水日预报; (c) SSF降水预报; (d) WSF降水预报. 图中横坐标为预报成功率(SR), 纵坐标为命中率(POD), 斜线为预报偏差(bias), 绿色曲线为ts评分值

式尚有一定的预报能力, 而ECMWF对10mm以上WSF降水几乎没有预报能力, 存在严重漏报。

3.1 分类强降水的日内演变特征

全时序和强降水日的平均降水量具有较一致日内演变趋势, 17时是降水峰值时间, 不论平均降水强度还是频次(图略)均显示11~17点增大, 17点后减弱, 2~5点有一个维持阶段, 随后快速减弱。图2显示, 强降水日的午后和夜间降水差异更显著, 午后降水大值可维持到23点。ECMWF对日变化趋势的预报整体存在较大问题。早、午和夜间变化趋势均反向, 且午后降水偏弱, 夜间降水偏强。区域中尺度模式对午后降水峰值预报存在3h滞后且显著偏大, 20~23点的强降水减弱预报显著过快。GRAPES预报了虚假的夜间(23~5点)降水增强。SMS模式在夜间20~5点全时序降水量有一个显著偏大的误差增长, 在强降水日统计中20点后减小, 说明SMS于20~5点在小量级降水预报上存在着持续虚假增加; EC全球模式夜间降水预报也存在同样问题, 但程度略轻。

分类型强降水的日内演变显示, SSF是强降水日的主要贡献部分, 平均降水量17~5点维持在高值, 平均降水强度具有17点和5点两个峰值(夜间峰值大于午后峰值), 因此17点降水量峰值主要得益于降水频次增加(图3), 而5点峰值得益于降水强度的增强(平均降水强度达 $7.5\text{mm} (3\text{h})^{-1}$)。而WSF, 降水强度在17和23点维持大值, 23点的降水强度峰值甚至比午后峰值略强(达 $7\text{mm} (3\text{h})^{-1}$), 23点后迅速减弱; 频率在17~20点维持一个峰值, 20点后减少; 因此WSF降水量峰值维持在17~23点。由此可见, 京津冀地区除了午后易发强降水, 夜间强降水更为复杂, 在有系统性强迫时强降水易发生在2~5点, 无显著系统强迫时强降水易发生在20~23点, 其影响系统和机理不同, 下面分别考察分类强降水的预报能力。

3.2 分类强降水的多模式预报偏差分析

分别分析模式对SSF和WSF强降水的预报能力, 图4给出SSF降水的统计结果, 显示GRAPES对SSF降水的预报与实况最为接近, 基本能正确表示日内演变趋势, 但预报降水强度在11~17时和23~5时两个时段略偏低(分别偏低14%和6%)。日间降水峰值滞后3h出现在20点, 且强度虚假偏大。也即, GRAPES虽然平均

图2 2019~2020年6~8月连续时序(a)和强降水日(b)的平均降水量日内演变曲线

黑色为观测, 蓝色为ECMWF预报, 橙色为SMS预报, 绿色为GRAPES预报

降水量预报整体偏高, 但实际强度仍然偏弱, 频次偏多, 降水量偏高主要由小量级降水偏多造成。

SMS区域中尺度模式对SSF降水强度的日内演变没有抓住夜间降水峰值(2~5点), 且整体强度显著偏弱, 尤其午后(14点前后)和夜间峰值。然而, 平均降水量来看(图4a)SMS的日变化偏差最为明显, 降水频率的预报偏差是傍晚17点的峰值预报时间错位3h, 且傍晚至夜间(17~2点)的高频次预报偏差一直维持的原因。

再看ECMWF, 虽然分辨率与SMS相当, 但两者从建模目标、初始同化、物理过程和运行方式的设计均存在差异。比如, 对流处理方式, ECMWF是一个静力平衡的模式, 采用对流参数化方案, 而SMS区域中尺度模式显式处理对流。ECMWF表现出对SSF强降水的强度预报偏弱且变化趋势预报欠佳, 尤其是午后降水强度峰值附近(偏弱 $4\text{mm} (3\text{h})^{-1}$); 频次预报日内全时次均显著偏大, 傍晚和夜间峰值降水附近变化趋势甚至反向, 尤其是14~20点。也即, ECMWF对午后降水强度的预报显著偏弱, 但对夜间强降水的强度变化趋势有一定体现。

需要指出的是, 如果按照传统检验, 仅评估单一时刻的平均降水量, SMS预报在SSF类强降水的峰值时

图3 SSF(红色线)和WSF(紫色线)平均降水量(a)、平均降水强度(b)和平均降水频次(c)的日内演变曲线

刻(17和2点)表现完美,与观测几乎重合,但实际上这只是一个负负得正的巧合(频次和强度的反向误差),在对整个日内演变的描述中存在很大的问题。如Lin等(2000)所强调的,即便降水量模拟与观测相当,但产生这些降水的物理过程也可能是错误的。

图5显示,数值模式对WSF降水的预报不论是强度还是频次的量级和日变化趋势都明显要差于SSF降水。但两个区域中尺度模式仍然在午后强降水(14~17点)体现了一定的能力,尤其是GRAPES模式的强度预报(比观测偏弱 $0.5\sim 1\text{mm}(3\text{h})^{-1}$)和SMS的频次演变预报较好。但17~23点的WSF降水大值及23点后的迅速减少的变化中尺度模式均未报出,降水强度显著偏弱且变化平缓。ECMWF在WSF降水预报仍然是午后降水强度偏弱,但14~20点的演变趋势预报优于区域中尺度模式。

图4 SSF平均降水量(a)、平均降水强度(b)和频次(c)的日内演变曲线

黑色线是观测,蓝色线是ECMWF预报,橙色线是SMS模式预报,绿色线是GRAPES模式预报

总体而言,不论是高分辨率全球还是区域模式对于京津冀区域夏季降水量预报的共性问题是在高频次、低强度的预报偏差,ECMWF尤为严重。区域中尺度模式尤其GRAPES基本能正确表示强降水的日变化趋势(尤其是SSF降水),区域中尺度模式对午后强降水强度的描述能力显著优于ECMWF,但普遍对夜间强降水的预报能力偏弱(尤其对WSF降水),而ECMWF对夜间强降水的变化趋势有一定的预报能力。

据上,在实际预报使用中:(1)午后强降水预报,可较多地信赖GRAPES中尺度模式,但需注意调减频次;降水强度在显著系统强迫情况下GRAPES较为可信,调升7%以内,没有显著系统强迫(WSF)时需调升15%以上;若使用ECMWF预报,平均强度提升率在两种类型下分别达57%和77%,且要调整傍晚(17点)前后的变化趋势;SMS强度介于两者之间,但傍晚至夜间降水频

图 5 WSF 平均降水量(a)、平均降水强度(b)和频次(c)的日内演变曲线

黑色线是观测, 蓝色线是ECMWF预报, 橙色线是SMS模式预报, 绿色线是GRAPES模式预报

次存在显著大偏差, 需注意认识. (2) 夜间强降水预报, SSF情况下GRAPES在强度、频率的量级和时间变化

上仍然是最为贴近观测的, 平均强度调增6%以内; WSF情况下中尺度模式对深夜强度峰值(23点)前后的预报趋势不如ECMWF, 但平均强度仍然比EC更靠近观测, GRAPES和EC强度建议调增分别约36%和57%, SMS介于两者之间. 整体而言, GRAPES模式在京津冀强降水日内预报上最佳, 但最显著的两个问题: 一是降水频次虚假偏高, 尤其是午后和夜间峰值前后; 二是WSF情况下夜间强降水(20~23点)的预报明显偏弱.

下面对分类强降水的空间分布特征进行分析.

3.3 分类强降水的空间分布特征

连续时间的降水量和强度与挑选的强降水日的空间分布基本一致(图略), 说明主要的降水中心是由强降水事件造成的, 本文所挑选的强降水事件具有很好的代表性. 下文分析基于强降水日展开.

强降水日的空间分布特征(图6)表明, 平均强度与平均降水量显示的强降水中心基本较一致, 尤其是4个沿山的强降水中心和3个平原大值区. 按大小顺序, 依次是1区: 北三县200m地形附近; 2区: 北京西北燕山200m地形附近; 3区: 邢台西北部太行山附近(降水量大值在200m地形以上, 强度大值区在500m地形以下); 4区: 河北西南沿大别山200~500m高度之间; 5区: 廊坊、沧州和邢台交界处的平原地区; 6区: 天津境内一东西向雨带大值区; 7区: 河北南部平原地区.

这7个强降水中心的峰值时间分布的区域特点鲜明: 2、1、6区峰值降水主要在夜间23~5点, 其中2区北京偏南部2'地区为20~23点, 1区东南部1'和6区天津中东部6'有午后降水(14~17点). 5区(沧州西北三市交界

图 6 强降水日的平均降水量(a)、平均降水强度(b)及其峰值时间(c)分布图

图7 分类强降水SSF(a)、WSF(b)的降水峰值时间分布

大值区)多为午后降水。3区以傍晚降水为主(17~20点)。冀南(4、7区)以早晨降水为主(8~11点)。

分类强降水峰值时间(图7)表明, SSF降水峰值时间与上述分布较为一致, 1、2、6区以夜间降水为主, 冀南以早上降水为主。WSF降水强度峰值时间, 1区和2'区(北京平原)主要为午后或傍晚, 但2区的北京北部山前(200~500m处)易发生在早上(8~11点), 3区(太行山前)易发生在凌晨(2~5点)。冀南(4区)山区降水易发生在早上, 而山前平原在中午前后。我们所关注的WSF夜间强降水主要分布在冀中平原(20~23点)和津冀沿海地区(23~02点)。可见WSF降水除了与辐射造成的午后热对流有关, 夜间海陆相互作用和早晨气流遇地形扰动也高度相关。

3.4 模式预报误差的空间分布特征及其与地形的关系

前述日变化曲线分析显示GRAPES模式具有较好的预报能力(尤其SSF降水), 包括整体强度、频次和日内的时间演变。那在空间上是否也是如此呢? 图8给出各模式预报的SSF降水的空间分布, 可以看出GRAPES虽然在7个强降水大值区均有所反映, 但落区和范围预报显示出较大的偏差。比如区域1(北三线附近)强降水范围偏小、强度偏弱; 区域2(北京)强降水预报偏东偏南, 范围明显偏大, 西部张家口境内预报出显著虚假强

降水; 区域3的强降水预报山区降水偏弱; 区域4预报偏强; 区域5降水位置存在明显偏差, 偏西偏强。因此, 本节对比模式降水预报的空间分布特征, 以期阐明分类降水情况下中尺度模式和ECMWF预报强度, 尤其夜间降水误差的空间特征。

虽然模式预报的降水量总体偏大, 但空间分布显示这主要由高频次弱降水和虚假强降水造成。而在汛期强降水预报中, 降水峰值的量级和落区是预报关注的重要方面。图9显示, $20\text{mm}(3\text{h})^{-1}$ 以上的降水强度大值区主要分布在京津冀交界的山前、北京西北部山区(200~500m间)和城区、天津南至廊坊一条东西向大值区, 以及冀东南角。而所有模式对这些降水强度峰值都存在显著偏弱和错位。京津冀交界处的峰值GRAPES和ECMWF基本没有报出; 北京西北部山区峰值预报位置GRAPES偏向山前, ECMWF则偏向山上, 北京城区强度偏弱; SMS模式虽然峰值区有所体现, 但出现显著虚假偏大的强度峰值。

降水频次系统性偏高是模式预报的一个普遍和显著误差。SSF降水频次高值区与7个降水大值区较为一致, 这是由于SSF降水多为天气系统或急流遇地形抬升造成, 模式易在山前和高地形处产生虚假降水(图略)。

WSF降水则以局地动力或热力扰动触发为主, 图10显示, WSF降水频次从西北山区向东南沿海推进的

图 8 SSF平均降水量分布

(a) 观测; (b) GRAPES; (c) SMS; (d) ECMWF

过程中, 呈现明显递减的分布, 200m地形高度是一个较清晰的分界线. 而模式在平原地区的频次预报相对比较合理, 主要的频次预报误差来自西北部500m地形高度以上, 山前与平原交界地区的也略有偏多. 这可能是由于模式中对地形作用的描述主要在于动力抬升和拖曳, 且地形高度是主要影响因子, 因此在气流过山时易在地形高的地方触发降水. 这一情况在ECMWF预报中尤为严重. 在分辨率不断提升的中尺度模式得到较明显缓解, 尤其在GRAPES预报中, 对燕山北部山区的高频降水具有较好的预报, 张家口西部的高频降水

中心虽然位置和范围均有扩大但也还是抓住了这一局地特征.

从降水空间分布来看(图11), 模式基本对沿山一带的WSF降水有所反映, 但量级普遍偏小, 尤其对西部大别山前(区域3). 而模式间差异较大的是对平原WSF降水的预报能力, ECMWF几乎不能抓住, SMS在区域5和1'处有所反映但显著偏弱, GRAPES描述最佳, 但所有模式对冀南大别山前平原的弱强迫强降水(易发生在14点前后)均没有预报能力. 即便是看起来最接近实况的GRAPES预报, 在降水大值区的空间细节分

图9 SSF降水强度峰值分布对比
(a) 观测; (b) GRAPES; (c) SMS; (d) ECMWF

布也存在偏差,比如北京西北山前的大值区,模式预报实际强度偏强,位置偏北且位于200~500m的山上。因此在应用中尺度模式进行精细化强降水落区预报时需谨慎判断。

综上,模式对SSF降水有较好的描述能力,但在空间分布上存在明显误差。SSF预报能力整体优于WSF,因此对WSF的订正是需要重点关注的方面。而分析显示,WSF降水预报中,模式预报“成也地形败也地形”,频次预报误差主要分布在西北高地地形处,在强度预报中沿山的降水强度大值区基本能有较好体现,但强度偏弱;而平原地区频次预报较好,但强度预报显著地

偏弱。因此,在预报订正中充分考虑地形和气流的相互作用将有助于减小地形相关的频次虚假偏大,而考虑海陆相互作用或水汽输送也许有助于提升平原地区的弱强迫降水强度的预报。

4 弱强迫强降水预报偏差的原因

上文指出的7个降水大值区强降水的性质和控制系统各有不同,比如区域1和2强降水中心机理较为类似,多为槽前降水,由西南急流主导下与燕山作用产生降水;区域3和4则主要受夏季副高少动背景下,副

图 10 WSF降水频次对比

(a) 观测; (b) GRAPES; (c) SMS; (d) ECMWF

高边缘南风系统与太行山作用; 区域5和6则更多受到海陆分布的影响, 详情在另文分析, 本节主要聚焦WSF降水及其传播. 降水强度和频次分布均显示, 沿着西北-东南走向自张家口至北京至渤海湾可见一条清晰的强降水雨带, 该沿线经过山区至平原、过城市再到海洋(穿过区域2和6). 如第3节分析显示, 即便中尺度模式对于强降水预报能力具有一定提升, 但WSF降水预报仍存在显著缺陷, 尤其在23点附近对WSF降水强度和演变趋势的预报都不理想, 甚至是错误的. 因此本文选择西北-东南向降水大值带为例进行模式

预报偏差的原因分析.

图12给出了WSF降水峰值时间的观测和预报分布. 沿红线所示的降水峰值时间清晰展示出对流的传播过程: 午后(14点)在河北山区触发强对流, 17点左右下山至平原地区并抵达北京城区, 20点左右到京津交界处, 23点后强降水峰值位于天津平原, 2~5点强降水峰值发生在天津沿海地区. 这与人基于气候平均降水的分析基本一致(Yuan等, 2014; 卢冰等, 2017). 这一过程包含了多个热力环流物理过程, 包括午后由于山顶加热触发对流, 山区和平原于午后-傍晚产生山风

图 11 WSF平均降水强度对比
(a) 观测; (b) GRAPES; (c) SMS; (d) ECMWF

局地环流, 有利于对流下山移动到平原; 由于大城市群热岛作用, 对流进入北京城区移动变缓, 20~23点进入天津; 夜间(23点)以后, 由于夜间边界层与自由大气的退耦急流增强, 在天津平原地区对流增强产生强降水, 凌晨时分受海陆交界海风环流影响, 在靠近海洋的陆地形成海风锋, 沿海产生强降水。然而, 不论ECMWF还是区域中尺度模式, 都不能正确描述WSF降水的这一传播和演变规律, 且模式误差表现形式各不相同。

ECMWF的预报误差较为平滑。首先不能抓住山

区午后的强对流触发, 山区预报的峰值降水在上午时段; 以200m高度为界, 峰值降水时间由早上跳跃至23点, 即没有对流下山的过程, 其深层次原因是无法描述出山区-平原的热力次级环流; 而从京津城区至沿海以大面积夜间强降水为主(23~2点), 显示出均匀的系统性(图12b)。图13d~13e显示17~23点10m风速ECMWF具有显著偏强均匀的东南急流, 风场辐合线明显比观测更接近山区, 23点辐合线仍然在山前平原, 而观测已退至天津境内。第3.2节统计分析所显示ECMWF在WSF夜间降水趋势预报比中尺度模式有更好表现, 从

图 12 WSF降水峰值时间对比

(a) 观测; (b) GRAPES; (c) SMS; (d) ECMWF

空间分布(图12b)来看主要是天津平原和津冀沿海的分布更合理, 这可能是得益于ECMWF对陆面过程(尤其海陆下垫面描述)更佳, 因而海-陆-气相互作用的描述更合理. 在夜间至清晨的山风环流GRAPES预报也存在缺陷, ECMWF有所体现, 但强度偏弱.

中尺度区域模式在河北山区的午后对流触发比ECMWF有了一定改进(图12c~12d), 尤其是华东中尺度模式(即使时间滞后约3h). 但从山区向平原的移动和传播过程中尺度模式也不能描述出来, 比如, 北京山前平原和城区弱强迫强降水峰值易发生在傍晚, 此

时对流抑制非常弱, 强对流的移动、加强和新生具有较好的条件, 但中尺度模式预报均发生在晨间(5~8点), 降水的原因已不是对流的传播发展, 而是由于夜间边界层急流预报偏强产生的虚假降水, 图13h显示GRAPES夜间的东南急流比EC预报更加显著偏强且面积偏大, 地面风场辐合线甚至北推到500m地形区, 直至5点前后转为偏东气流, 辐合线退至山前. 根据惯性震荡原理, 模式预报在白天是晴空的情况下, 将更为明显. 即中尺度模式对WSF夜间强降水的描述偏差实际上是边界层动力学描述有问题, 而夜间

图 13 WSF降水对应17、23和5时地面10m风的实况观测
(a)~(c) 观测; (d)~(f) ECMWF; (g)~(i) GRAPES. 颜色表示不同风向

边界层急流是由局地热力环流所驱动的, 纠其根本是模式无法正确描述山地-平原的次级热力环流. 而中尺度模式中京津城区地面温度预报持续偏高, 且降温速度显著滞后(图14), 这是由于北京和天津城市中心的城市热岛效应模拟过强(23点最大正偏差可达

1.5℃). 由此可见, 虽然地形对降水演变的区分度在区域中尺度模式中有一定改进, 但存在城市加热效应模拟偏强, 夜间急流偏强的问题. 而ECMWF在京津城市中心的温度预报为负偏差, 显示降温过快, 局地热力差偏弱.

图 14 WSF降水对应17、23和5时地面2m温度的实况观测和模式预报的偏差

(a)~(c) 观测; (d)~(f) ECMWF的预报偏差; (g)~(i) GRAPES的预报偏差

5 讨论与结论

京津冀大城市群的高强度突发性短时强降水是精细化预报的重点和难点之一。本文挑选出京津冀地区汛期强降水日, 将其划分为强天气系统强迫和弱天气系统强迫两类情况, 分别进行日内小时降水演变的预

报评估, 分析了业务高分辨率模式对分类强降水预报偏差的时空特征, 并以具有地理代表性的穿过京津冀的西北-东南沿线预报分析为例, 讨论了数值模式对弱强迫强降水夜间预报缺陷的可能原因。以期为预报订正和模式改进提供实际参考。本文主要结论如下。

当前业务模式在京津冀区域夏季降水预报均普遍

存在程度不同的高频次、低强度偏差, 其中高频小量级降水是造成平均降水量预报误差的突出因素; 降水强度偏弱在高分辨率中尺度模式可获得较大改进, 而ECMWF对午后强降水演变趋势和强度均不理想. GRAPES整体最接近实况, 但平均强度订正仍需调升6~57%, 具体到个例(尤其WSF降水)调升幅度可以更大.

从日内逐小时演变特征来看, 模式预报降水误差主要存在傍晚-夜间. 把强降水分成有/无显著天气系统强迫的强强迫和弱强迫两种类型分别评估, 显示两类降水夜间峰值时间分别在23和5点; 弱强迫类型强降水是当前模式预报的主要缺陷所在, 尤其WSF夜间降水中尺度模式几乎没有预报能力, 而ECMWF对夜间降水变化趋势有一定描述能力.

从空间定位降水预报的高频次、低强度偏差分布, 发现模式预报偏差与地形具有显著关系, 其中高频降水主要于午后发生在500m以上山区, 而强度预报偏差主要在200m以下的山前强降水中心. 强天气系统强迫下的强降水分布与地形的关联相对更显著, 模式有一定的预报能力; 而弱强迫强降水更多分布在山前和平原地区, 模式预报降水频次较好但强度预报误差大. 随着中尺度模式分辨率提升, GRAPES在强度预报上具有较大改进.

从空间上定位夜间(20~5点)降水强度偏差, 发现夜间强降水性质复杂, SSF和WSF两类强降水均存在, 但空间分布和演变规律存在显著差别: 强强迫夜间强降水主要发生在北京西南(20~23点), 北京北部山区和天津平原地区(23~2点), 北三线200m地形附近(2~5点), 存在明显的由西(南)向东(北)的移动趋势; 而弱强迫夜间强降水主要位于津冀沿海和天津平原(23~2点), 邢台北部太行山山前(2~5点), 存在由东向西的移动. 即两种类型强降水的控制系统显著不同, 分别受西风带系统和受海陆影响的东风系统影响, 因此两类强降水的形成机理也不相同.

以京津冀强降水沿西北-东南传播为例进行预报误差的原因分析, 显示在精细化强降水预报中, 当前业务模式对地形高度附近的降水频次预报、对与地形分布相关的强强迫强降水预报具有系统性偏差, 其随中尺度模式和分辨率提升可以获得改进; 而弱强迫类型强降水的预报误差存在机制描述的缺陷, 当前数值模式不能描述局地热力环流, 边界层动力描述也存在不

足, 这属于强非线性过程预报能力的缺陷, 而浅薄的局地环流如何与大尺度环流耦合作用从理论和模拟上均有待深入研究, 对主观和客观订正都具有较大的挑战.

京津冀强降水的日内演变和空间分布预报, 整体而言GRAPES预报最接近观测, 但强降水落区误差、山区降水频次偏高、预报强度偏弱、对流传播和夜间弱强迫降水预报错误等问题仍存在. ECMWF对午后强降水描述能力差, 但可能由于海陆作用描述较好, 对弱强迫夜间降水趋势预报明显优于中尺度模式. 总之, 弱强迫类型强降水预报是当前模式预报的最大缺陷所在, 包括午后对流的触发、传播、增强和夜间弱强迫强降水, 其原因可能是云辐射参数化方案的缺陷造成了日变化预报偏差(宇如聪等, 2021). 也有研究指出可能由于陆面参数化方案缺陷造成平原地区日间温度偏高(卢冰等, 2017), 进而导致山谷风和海陆风的预报偏差; 而云参数化方案中对强降水反馈机制和对流新生描述的缺陷亦可能是对流传播预报偏差的原因(Zhu和Xue, 2016). 哪种误差原因占主导, 需要开展更精确的数值预报试验进行验证, 不在本文探讨. 但本文通过精细化降水过程评估, 明晰了现行高分辨率业务模式对京津冀强降水日变化预报的基本偏差及振幅、预报偏差的时间和空间分布特征及预报偏差的可能原因, 为预报员订正数值模式产品和模式开发人员改进模式物理过程, 进而提升大城市群强降水灾害的防灾减灾能力提供有力支撑.

参考文献

- 宝兴华. 2011. 中国青藏高原以东地区和华北地区暖季降水日变化特征与机制分析. 博士学位论文. 南京: 南京大学
- 陈昊明, 李普曦, 赵妍. 2021. 公里尺度模式降水的检验评估进展及展望. 气象科技进展, 11: 155-164
- 陈炯, 王建捷. 2006. 北京地区夏季边界层结构日变化的高分辨模拟对比. 应用气象学报, 17: 403-411
- 陈炯, 郑永光, 张小玲, 朱佩君. 2013. 中国暖季短时强降水分布和日变化特征及其与中尺度对流系统日变化关系分析. 气象学报, 71: 367-382
- 东高红, 李英华, 刘一玮, 易笑园. 2018. 天津城市热岛效应对海风(锋)环流影响的数值模拟试验. 气象, 44: 825-836
- 东高红, 刘一玮, 孙蜜娜, 戴云伟. 2013. 城市热岛与海风锋叠加作用对一次局地强降水的影响. 气象, 39: 1422-1430

- 韩函, 吴昊旻, 黄安宁. 2017. 华北地区夏季降水日变化的时空分布特征. *大气科学*, 41: 263–274
- 黄安宁, 张耀存, 朱坚. 2008. 物理过程参数化方案对中国夏季降水日变化模拟的影响. *地球科学进展*, 23: 1174–1184
- 金荣花, 代刊, 赵瑞霞, 曹勇, 薛峰, 刘凑华, 赵声蓉, 李勇, 韦青. 2019. 我国无缝隙精细化网格天气预报技术进展与挑战. *气象*, 45: 445–457
- 李建, 宇如聪, 王建捷. 2008. 北京市夏季降水的日变化特征. *科学通报*, 53: 829–832
- 卢冰, 孙继松, 仲路芹, 王在文, 范水勇. 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: 248–259
- 罗然. 2020. 华北夜间强降水统计特征和机理个例研究. 博士学位论文. 北京: 中国气象科学研究院
- 沈学顺, 王建捷, 李泽椿, 陈德辉, 龚建东. 2020. 中国数值天气预报的自主创新进展. *气象学报*, 78: 451–476
- 孙继松, 王华, 王令, 梁丰, 康玉霞, 江晓燕. 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. *大气科学*, 30: 221–234
- 孙继松, 杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨. *大气科学*, 32: 1352–1364
- 孙继松. 2014. 城市精细天气预报的理论与技术研究进展. *气象科技进展*, 4: 15–21
- 孙卓, 高嵩, 李江波, 曾健刚, 杨晓亮. 2020. 基于MICAPS4的灾害性天气个例检索与训练系统设计及应用. *暴雨灾害*, 39: 207–212
- 杨波, 孙继松, 毛旭, 林隐静. 2016. 北京地区短时强降水过程的多尺度环流特征. *气象学报*, 74: 919–934
- 俞小鼎, 郑永光. 2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展. *气象学报*, 78: 391–418
- 宇如聪, 李建, 陈昊明, 原韦华. 2014. 中国大陆降水日变化研究进展. *气象学报*, 72: 948–968
- 宇如聪, 李建, 陈昊明, 原韦华. 2021. 中国降水日变化. 北京: 科学出版社
- 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: 18–30
- 郑永光, 陈炯, 陈明轩, 王迎春, 丁青兰. 2007. 北京及周边地区5~8月红外云图亮温的统计学特征及其天气学意义. *科学通报*, 52: 1700–1706
- 郑永光, 周康辉, 盛杰, 林隐静, 田付友, 唐文苑, 蓝渝, 朱文剑. 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展. *应用气象学报*, 26: 641–657
- Bao X, Zhang F. 2012. Impacts of the mountain-plains solenoid and cold pool dynamics on the diurnal variation of precipitation over northern China. *Atmos Chem Phys*, 12: 6965–6982
- Bechtold P, Semane N, Lopez P, Chaboureaud J P, Beljaars A, Bormann N. 2014. Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. *J Atmos Sci*, 71: 734–753
- Chen M, Wang Y, Gao F, Xiao X. 2012. Diurnal variations in convective storm activity over contiguous North China during the warm season based on radar mosaic climatology. *J Geophys Res*, 117: D20115
- Chu C M, Lin Y L. 2000. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *J Atmos Sci*, 57: 3817–3817
- Dai A, Deser C. 1999. Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields. *J Geophys Res*, 104: 31109
- He H, Zhang F. 2010. Diurnal variations of warm-season precipitation over northern China. *Mon Weather Rev*, 138: 1017–1025
- Jiang X Y, Liu W D. 2007. Numerical simulations of impacts of urbanization on heavy rainfall in Beijing using different land-use data. *Acta Meteorol Sin*, 2: 245–255
- Kendon E J, Roberts N M, Senior C A, Roberts M J. 2012. Realism of rainfall in a very high-resolution regional climate model. *J Clim*, 25: 5791–5806
- Klein S A, Jiang X, Boyle J, Malyshev S, Xie S. 2006. Diagnosis of the summertime warm and dry bias over the U.S. southern great plains in the GFDL climate model using a weather forecasting approach. *Geophys Res Lett*, 33: L18805
- Koo M S, Hong S Y. 2010. Diurnal variations of simulated precipitation over East Asia in two regional climate models. *J Geophys Res-Atmos*, 115, doi: 1029/2009JD012574
- Li H Q, Cui X P, Zhang D L. 2017. Sensitivity of the initiation of an isolated thunderstorm over the Beijing metropolitan region to urbanization, terrain morphology and cold outflows. *Q J R Meteorol Soc*, 143: 3153–3164
- Lin X, Randall D A, Fowler L D. 2000. Diurnal variability of the hydrologic cycle and radiative fluxes: Comparisons between observations and a GCM. *J Clim*, 13: 4159–4179
- Pan H, Chen G. 2019. Diurnal variations of precipitation over north China regulated by the mountain-plains solenoid and boundary-layer inertial oscillation. *Adv Atmos Sci*, 36: 863–884
- Prein A F, Langhans W, Fosser G, Ferrone A, Ban N, Goergen K, Keller M, Tölle M, Gutjahr O, Feser F, Brisson E, Kollet S, Schmidli J, van Lipzig N P M, Leung R. 2015. A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Rev Geophys*, 53: 323–361
- Randall D A, Harshvardhan, Dazlich D A. 1991. Diurnal variability of the hydrologic cycle in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 48: 40–62
- Slingo A, Wilderspin R C, Brentnall S J. 2009. Simulation of the diurnal cycle of outgoing longwave radiation with an atmospheric GCM. *Mon Weather Rev*, 115: 1451–1457
- Xia R D, Zhang D L. 2019. An observational analysis of three extreme

- rainfall episodes of 19–20 July 2016 along the Taihang Mountains in North China. *Mon Weather Rev*, 147: 4199–4220
- Yin S, Li W, Chen D, Jeong J H, Guo W. 2011. Diurnal variations of summer precipitation in the Beijing area and the possible effect of topography and urbanization. *Adv Atmos Sci*, 28: 725–734
- Yu R, Zhang Y, Wang J, Li J, Chen H, Gong J, Chen J. 2019. Recent progress in numerical atmospheric modeling in China. *Adv Atmos Sci*, 36: 938–960
- Yuan W, Sun W, Chen H, Yu R. 2014. Topographic effects on spatiotemporal variations of short-duration rainfall events in warm season of central North China. *J Geophys Res-Atmos*, 119: 11,223–11,234
- Zhang X U, Yang Y, Chen B, Huang W. 2021. Operational precipitation forecast over China using the weather research and forecasting (WRF) Model at a Gray-zone resolution: Impact of convection parameterization. *Weather Forecast*, 36: 915–928
- Zhu K, Xue M. 2016. Evaluation of WRF-based convection-permitting multi-physics ensemble forecasts over China for an extreme rainfall event on 21 July 2012 in Beijing. *Adv Atmos Sci*, 33: 1240–1258

(责任编辑: 陈桂兴)