

李聪敏. 基于WRF的盆地地形高度对极端降雨影响模拟评估[J]. 人民珠江, DOI:10.3969/j.issn.1001-9235.XXXX.XX.001.

基于WRF的盆地地形高度对极端降雨影响模拟评估

李聪敏

(河北省保定水文勘测研究中心, 河北 保定 071051)

摘要:为评估盆地地形高度对极端降雨的影响及其物理机制,采用WRFV(ARW)4.3.1中尺度模式,以川渝地区2015年“8·16”极端降雨过程为例,设计8组盆地地形高度敏感性试验,并结合降水检验指标、水汽输送和热力层结开展分析。结果表明:①控制试验能够较好再现实测东北-西南向雨带及盆地中部强降水中心,0.1 mm以上降水TS评分超过0.98,10、25、50 mm阈值TS评分分别约为0.50、0.22和0.10,表明模式对主要雨带具有可用模拟能力,但暴雨量级模拟仍存在不确定性。②地形高度变化使24 h累计降水差值极值超过80 mm。地形抬升总体增强盆地中部和东北部降水、减弱南部降水,并使250 mm以上强降水中心由Ep1_6的约(30.8°N, 105.8°E)向Ep1_2的约(30.0°N, 105.2°E)移动;Ep1_1中250 mm以上降水中心消失。③地形高度改变降水日变化特征。CTL降水峰值为3.04 mm,出现在16日23UTC;Ep1_1峰值提前且呈双峰结构,Em1_3峰现时间较CTL滞后约1 h。④地形高度通过调整850 hPa水汽辐合范围、辐合中心位置以及盆地边缘中低层假相当位温梯度,改变层结不稳定与对流发展。上述结果表明,盆地地形高度变化是影响本次极端降雨强度、落区及峰现时间的重要因素,可为山区极端降水模拟和预报提供参考。

关键词:WRF模式;盆地地形;地形高度;极端降雨;敏感性试验;水汽辐合

中图分类号:TV87 **文献标识码:**A **文章编号:**1001-9235(XXXX)XX-0001-13

降雨与地形之间的影响机理错综复杂。地形可通过强迫气流抬升、调整近地层辐合、改变低空急流和低涡结构影响降水生消,复杂地形局地环流及地形降水已有较多研究^[1-3]。近年来,基于WRF的复杂地形暴雨模拟进一步表明,地形高度、地形分辨率、再分析资料和水汽输送方案均可能改变强降水落区和强度^[4-6]。四川盆地位于青藏高原东侧,四周山地与盆地内部低洼区共同构成典型封闭或半封闭地形,低涡、切变线和西南暖湿气流在此叠加时,地形阻挡、抬升和辐合效应易诱发局地强降水。已有针对川渝“8·16”暴雨的个例研究和集合预报研究表明,该过程受高原涡、西南低涡和副热带高压配置共同影响,具有降水范围广、中心稳定和预报难度高等特点^[7-9]。现有研究多从实际环流

背景、物理参数化方案或复杂地形总体影响讨论暴雨成因,但针对“盆地地形高度”这一单一变量的对照试验仍相对不足,尤其缺少地形高度改变后降水空间结构、峰现时间、水汽辐合和层结热力响应之间的对应分析。基于此,本文以2015年川渝“8·16”极端降雨为典型个例,设置8组盆地地形高度试验,评估地形高度对极端降雨的影响并分析其物理机制,以期为盆地和山区极端降水数值预报提供参考。

1 暴雨个例概况

选择四川盆地作为研究区,主要基于3点考虑:一是该区西接青藏高原、北邻秦岭和大巴山、东南侧地形过渡明显,盆地地形对水汽输送和中小尺度

辐合具有显著调控作用;二是该区暴雨和山洪灾害风险较高,极端降水预报具有实际需求;三是2015年“8·16”暴雨已有环流背景和预报评估研究基础^[7-8],便于在既有认识上进一步认识盆地地形高度的影响。

“8·16”暴雨过程是川渝地区2015年最强的一次持续性暴雨天气过程。本次暴雨过程中,高原涡东移配合冷空气南下,西南低涡受副热带高压(简称“副高”)“东抬西落”的阻塞作用徘徊在四川盆地,降水强度大、时间长、范围广,给川渝地区造成了严重的洪涝灾害和经济损失^[9-10]。

16日20:00至17日20:00(北京时间,下同),四川盆地中部出现强降水,局部地区24 h累计降雨量达到300 mm(图1)。本次暴雨过程与相对稳定的大尺度环流场密切相关,16日20:00至17日08:00,中高纬地区出现移动缓慢的双涡结构,有利于蒙古冷涡西南侧的西北气流引导冷空气南下侵入四川盆

地,中低纬地区副高呈纬向型带状分布(图2a、2b),稳定少动;从17日08:00开始,5 880 gpm线持续西伸,形成“西落东抬”的形势(图2b、2c),有利于西南低涡在盆地中部滞留、发展,使得冷暖空气不断交汇,形成持续性暴雨。

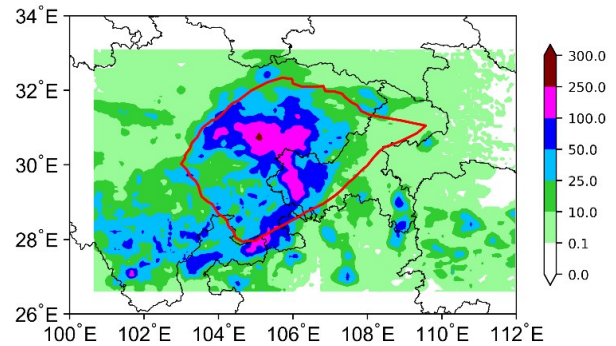


图1 2015年8月16日20:00至17日20:00实测资料24 h累积降水(单位: mm)

Fig. 1 Observed 24 h accumulated precipitation from 20:00 on 16 August to 20:00 on 17 August 2015 (unit: mm)

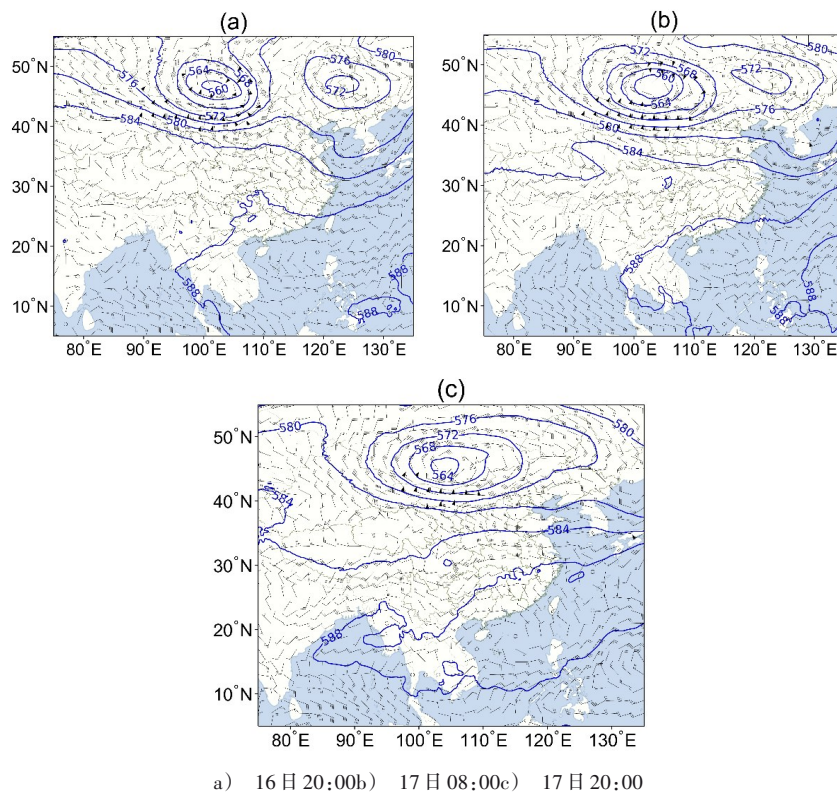


图2 500 hPa高度场(等值线,单位: dagpm)、风场(风向杆,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 The 500 hPa geopotential height field (contours; unit: dagpm) and wind field (wind barbs; unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

2 资料选取与方案设计

2.1 资料选取

模拟选用美国国家环境预报中心(NCEP)2015年8月16日00UTC-8月17日12UTC逐6h再分析资料(<https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>)作为模式初始场和边界场。实测降水资料选用中国气象数据网提供的CLDAS逐小时降水融合资料,用于24h累计降水、逐小时降水和评分指标的评估分析。

2.2 方案设计

本次试验采用WRF 4.3.1中尺度模式^[11],采用双向双重嵌套网格,模拟中心为(30.5°N, 106.5°

E),大网格区域A1水平格距30 km(85×112格点),小网格区域A2水平格距10 km(68×76格点),垂直分辨率为不等距26层,模式顶气压50 hPa。积分时长为2015年8月16日00 UTC-17日12 UTC,积分步长为120 s,取前12 h为模式的预热时间。

本次降水模拟采用的积云对流方案为New GFS SAS方案^[12],微物理方案和边界层方案分别选择Goddard方案^[13]和ACM2方案^[14],长波辐射方案选用RRTM方案^[15],短波辐射方案为Dudia方案^[16],表层方案为修订后的MM5方案^[17],陆面方案为NOAH方案^[18]。

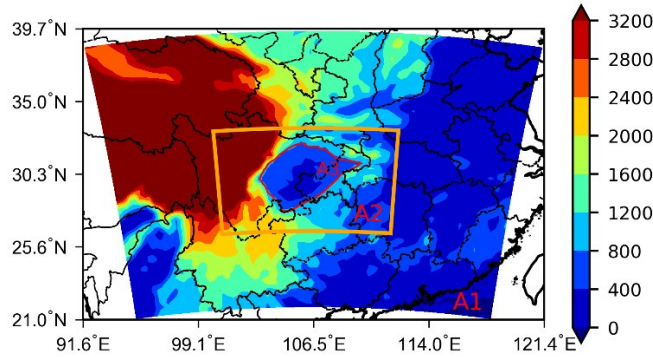


图3 双重嵌套模拟区域(A1和A2)及四川盆地(区域A3)的地形高度分布图(单位:m)

Fig. 3 Terrain height distribution over the two nested simulation domains (A1 and A2) and the Sichuan Basin region (A3) (unit: m)

本文参照A2区域地形分布特征及盆地周边山地高度,选定基准高度 $H_c=1200$ m。地形敏感性试验仅改变四川盆地A3内的地形高度,其他模式配置保持不变。CTL为原始地形对照试验;Em表示相对于CTL降低盆地地形高度,Ep表示相对于CTL抬升盆地地形高度,试验名称中的数字与增减幅度有关,因此,各格点地形不是全区统一加减固定米数,而是随该格点原始高度与 H_c 的差值逐格点变化。具体地形试验设计方案如下。

a)原始地形试验(CTL试验)。

采用的地形数据为MODIS静态地理数据^[18]。A1、A2使用的地形数据分辨率分别为20、4 km。

b)Em1_2试验。

$$h = \begin{cases} H_s - \frac{1}{2}(H_c - H_s) & H_s < H_c \\ H_s & H_s \geq H_c \end{cases} \quad (1)$$

c)Em1_3试验。

$$h = \begin{cases} H_s - \frac{1}{3}(H_c - H_s) & H_s < H_c \\ H_s & H_s \geq H_c \end{cases} \quad (2)$$

d)Em1_6试验。

$$h = \begin{cases} H_s - \frac{1}{6}(H_c - H_s) & H_s < H_c \\ H_s & H_s \geq H_c \end{cases} \quad (3)$$

e)Ep1_6试验。

$$h = \begin{cases} H_s + \frac{1}{6}(H_c - H_s) & H_s < H_c \\ H_s & H_s \geq H_c \end{cases} \quad (4)$$

f)Ep1_3试验。

$$h = \begin{cases} H_s + \frac{1}{3}(H_c - H_s) & H_s < H_c \\ H_s & H_s \geq H_c \end{cases} \quad (5)$$

g)Ep1_2 试验。

$$h = \begin{cases} H_s + \frac{1}{2}(H_c - H_s) & H_s < H_c \\ H_s & H_s \geq H_c \end{cases} \quad (6)$$

h)Ep1_1 试验。

$$h = \begin{cases} H_s + (H_c - H_s) & H_s < H_c \\ H_s & H_s \geq H_c \end{cases} \quad (7)$$

式(1)~(7)中, h 为模拟方案的盆地地形高度, H_s 为原始地形高度, H_c 为设定的基准高度。

由图4可以看出, CTL试验的地形高度为300~1 600 m; Em组地形整体下沉, 凹陷深度随Em1_6、Em1_3、Em1_2依次增大; Ep组盆地底部逐级抬升, 抬升幅度随Ep1_6、Ep1_3、Ep1_2、Ep1_1依次增大, Ep1_1可以近似看作将盆地“填平”。例如, 对于原始高度为300 m的低洼格点, Ep1_6、Ep1_3、Ep1_2和Ep1_1相当于分别抬升约150、300、450、900 m, Em1_6、Em1_3和Em1_2相当于分别降低约150、300、450 m。

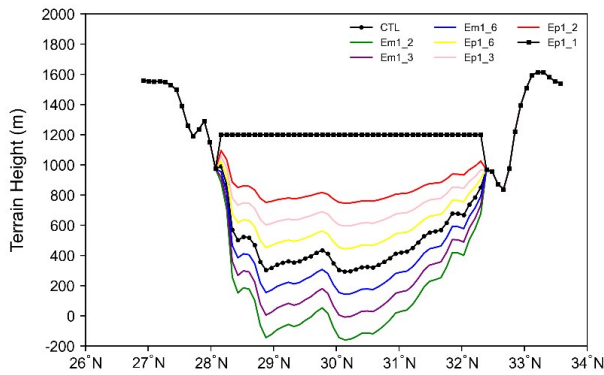


图4 各试验沿105.5°E的A2区域地形高度经向剖面图(单位:m)

Fig. 4 Terrain height meridional cross-sections along 105.5°E in domain A2 for each experiment (unit: m)

2.3 模拟评估方法

本文在分析模拟结果前对控制试验及各敏感性试验进行定量检验。评估对象为四川盆地A3的24 h累计降水和逐小时降水, 检验阈值选取

0.1、10、25、50 mm, 分别对应有无降水、中雨、大雨和暴雨量级。

采用TS评分、偏差(BIAS)和均方根误差(RMSE)评价模拟效果。

$$TS = \frac{a}{a + b + c} \quad (8)$$

式中: a 为命中格点数; b 为空报格点数; c 为漏报格点数; TS越接近1表示模拟命中率越高; BIAS用于表征模拟雨区面积相对观测的系统偏差; RMSE用于表征模拟降水量与观测降水量之间的平均误差。上述指标结合雨带形态、强降水中心位置和逐小时降水峰值共同判断WRF对本次过程的模拟可靠性^[19-20]。

3 模拟结果分析

由于除地形高度外, 驱动模式的初边值条件完全相同, 因此各试验的模拟结果之间的差异完全是由地形高度导致的。在计算物理量的区域平均值时, 如不作特别说明, 下文关于物理量的区域平均值均为针对盆地区域的模拟结果。

3.1 模拟结果评估

由表1可知, 各方案对不同量级降水的模拟能力存在明显差异。0.1 mm以上小雨TS评分均超过0.98, 说明模式能够较好识别本次降水过程的总体范围; 10 mm以上中雨TS评分在0.50左右, 其中Em1_3最高(0.538)、Ep1_1最低(0.497), 与CTL(0.519)的最大差值约为0.022; 25 mm以上大雨TS评分平均约0.22, Ep1_2与CTL差值达到0.028, 敏感度较高; 50 mm以上暴雨TS评分稳定在0.10左右, 最大差值为0.016(Ep1_1-CTL)。

由此可知, 降水量级越高, TS评分整体越低, 说明WRF对强降水中心位置和暴雨范围的模拟不确定性更大; 同时, 不同地形高度方案在25 mm和50 mm阈值下的差异更明显, 表明大雨及以上量级对地形高度扰动更敏感。

TS评分反映降水事件命中率, BIAS和RMSE可进一步表示模拟与观测之间的系统偏差和量级误差。从各方案24 h累计降水误差(图5a、5b)来看,

表1 各方案24 h累积降水的区域平均TS评分

Tab. 1 Regional mean TS scores of 24 h accumulated precipitation in each experiment

降水量级	Em1_2	Em1_3	Em1_6	CTL	Ep1_6	Ep1_3	Ep1_2	Ep1_1
0.1 mm	0.983	0.983	0.983	0.984	0.984	0.983	0.984	0.985
10 mm	0.522	0.538	0.512	0.519	0.516	0.500	0.499	0.497
25 mm	0.243	0.244	0.227	0.234	0.211	0.209	0.206	0.225
50 mm	0.100	0.104	0.080	0.090	0.084	0.074	0.079	0.106

模拟误差随地形高度变化明显, RMSE、BIAS最大差值分别为 3.39 (Em1_2-Em1_3) 和 5.26 (Ep1_3-Em1_3), 说明盆地降水对地形高度变化具有较强敏感性。从逐小时降水误差(图 5c、5d)来看, 各试验的降水差异主要集中在 17 日 00UTC 之后, 表明当累积雨量达到较高水平后, 地形高度差异对后续强降水维持和演变的影响更加突出。

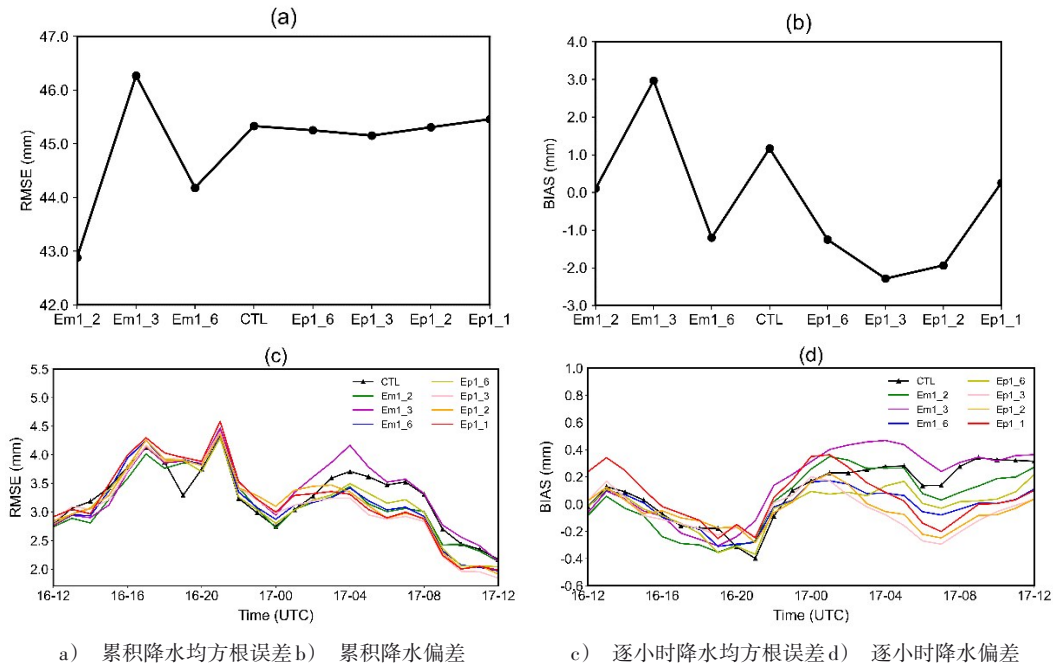


图5 各方案24 h累积降水和逐小时降水的均方根误差(a、c)及偏差(b、d)

Fig. 5 RMSE (a, c) and BIAS (b, d) of 24 h accumulated precipitation and hourly precipitation in each experiment

3.2 降水空间分布

由实测资料可知,本次降水为东北—西南向的气旋型雨带,降水中心位于($30^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$)盆地腹地,盆地西北、东南边缘24 h雨量超过50 mm(图 6a)。结合3.1节的检验结果,CTL试验能够较好复现雨带形态与强降水中心,仅表现为盆地边缘雨量略偏低、中部50 mm以上雨区范围略偏大(图 6b)。因此,后续地形敏感性分析以CTL为对照,重点讨论各方案相对于CTL的降水强度、范围和中心位置变化。各组试验模拟雨带走向一致,但降水强度、中心位置及不同等级雨区面积差异主要集中于

盆地中部(图 6)。

降低地形高度试验(Em1_2、Em1_3和Em1_6)中,盆地南部50 mm以上降水范围随地势降低总体扩张:Em1_6(图 6e)南部强降水范围最小,Em1_3(图 6d)明显扩大,Em1_2(图 6c)全域均超过50 mm。100 mm以上降水随地势变化呈非线性特征:相较于CTL,Em1_6中部强降水范围收缩、东北部扩张;Em1_3东北部雨区进一步扩大并出现250 mm以上极端降水;地势最低的Em1_2中部雨区小幅回升,东北部雨区缩减,且无250 mm以上降水中心。

升高地形高度试验(Ep1_6、Ep1_3、Ep1_2和

Ep1_1)中,250 mm以上极端降水中心随地势抬升逐步向西南偏移、范围收缩。Ep1_6(图6f)极端降水中心大致位于(30.8°N, 105.8°E);抬高地形后,Ep1_3、Ep1_2(图6g、6h)强降水中心依次西移至(30.3°N, 105.5°E)、(30.0°N, 105.2°E),极端雨区

同步收窄;“填平”试验Ep1_1已无250 mm以上降水中心。盆地中部100 mm以上雨区随地势抬高逐步扩张,Ep1_1的100 mm以上模拟降水范围最大(图6f、6h、6i)。

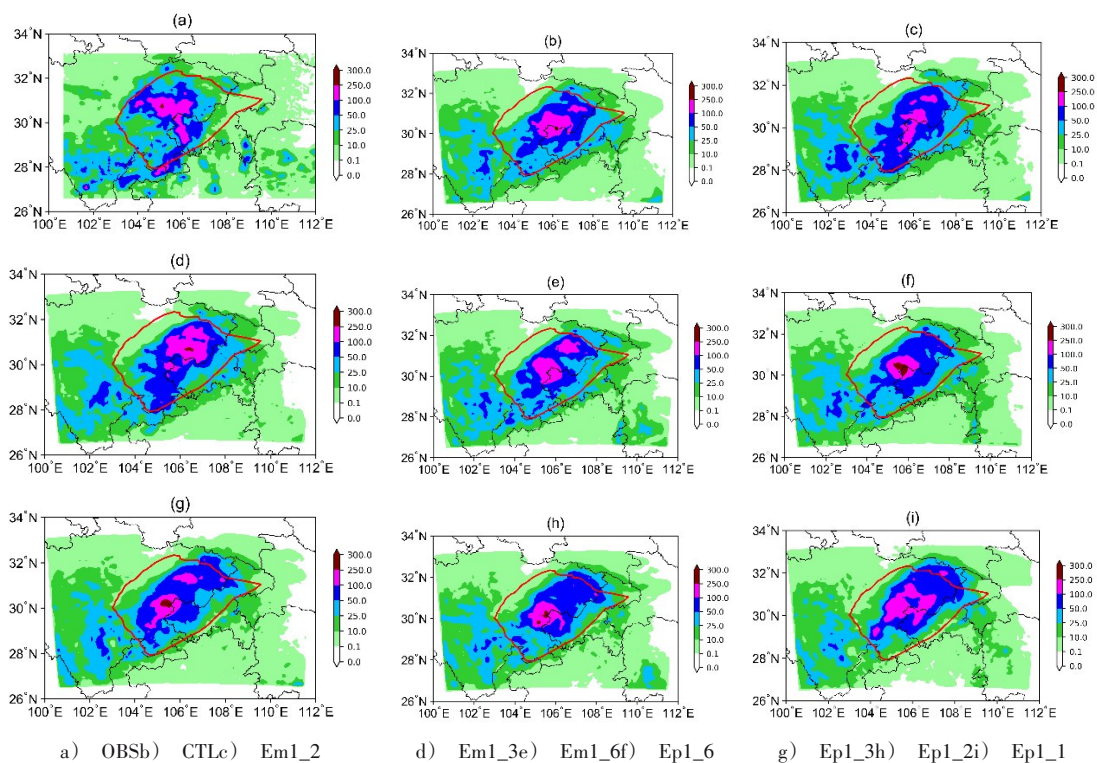


图6 各方案模拟的及实测资料的24 h累积降水空间分布(单位: mm)

Fig. 6 Spatial distributions of observed and simulated 24 h accumulated precipitation for different schemes (unit: mm)

由图7可以看出,降水差异集中在盆地中部,极值差值超过80 mm。盆地中部降水增量范围随模拟地形高度增高而扩大,抬升组(Ep1_6、Ep1_3、Ep1_2、Ep1_1)正偏差区域范围显著更大;盆地南部雨量随地势抬高整体呈递减规律,仅Ep1_3(图7e)较Ep1_6(图7d)小幅偏高;盆地东北部(靠近横断山脉和大巴山)雨量随地势升高同步增多,“填平”试验Ep1_1(图7g)在此区域降水增量最大。

综合以上分析可知,雨量等级越高,对模拟地形高度的敏感性越强,模拟降水差异主要体现在50 mm及以上的大到暴雨。盆地地形高度对本次极端降水的影响主要集中在盆地中部、东北部及南部;随着模拟地形高度升高,盆地中部和东北部(靠近

横断山脉和大巴山)模拟降水增多,盆地南部模拟降水减小,强降水中心向西南方向移动。

3.3 降水日内变化

由区域平均逐小时降雨量(图8a)可知,实际降水自16日12UTC逐步增强,21UTC出现2.82 mm主峰,23UTC出现2.66 mm次峰,之后持续减弱。CTL试验盆地(A3)平均地形高度为665 m,降水呈单峰结构,峰值为3.04 mm,出现时间为16日23UTC,与实况次峰时段匹配、强度略高。各组试验降水演变趋势整体一致,但峰现时间对地形高度变化较敏感:平均地形降低50~160 m的Em1_6、Em1_3和Em1_2试验峰现时间整体较CTL滞后约1 h,其中20UTC-17日04UTC时段Em1_3降水最强;平均

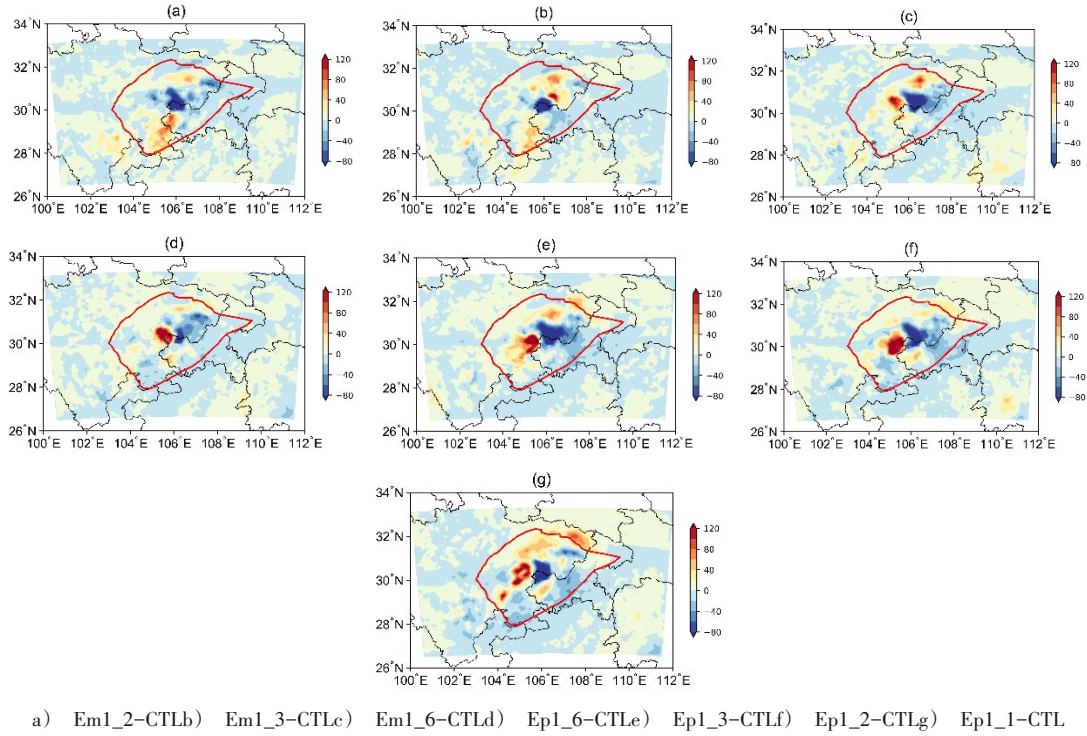


图7 各方案与CTL试验的24 h累积降水差值场(单位: mm)

Fig. 7 Difference fields of 24 h accumulated precipitation between sensitivity experiments and CTL (unit: mm)

地形抬高50~320 m的Ep1_6、Ep1_3、Ep1_2和Ep1_1试验峰现时间与CTL相近或略提前,其中Ep1_1在20UTC前降水强度最大,并呈双峰形态,主峰、次峰分别为3.11、3.07 mm。17日04UTC后各组模拟降水趋于接近。

各试验相对于控制试验(CTL)的降水差值序列(图8b)表明,17日04UTC前方案间降水差异显著,且差异具有明显时段性。16日20UTC之前,Ep1_1相对于CTL最大正差值约为0.50 mm,Em1_2最大负差值约为-0.36 mm,说明降水初期较高地形更容易提前触发或增强区域平均降水。20UTC-17日04UTC时段,Em1_3相对于CTL最大正差值约为0.29 mm,表明地形降低后强降水峰值可向后延迟并在主雨段增强。17日04UTC后雨量减小,各组模拟降水差异缩小,地形高度对小时雨量的影响随暴雨过程减弱而降低。

综上所述,盆地地形高度不仅影响24 h累计降水空间分布,也会改变降水峰值、峰现时间和强降水持续阶段的雨量分配。就本次过程而言,地形降

低50~160 m时,峰现时间较CTL滞后约1 h;地形抬高50~320 m时,峰现时间与CTL相近或提前,其中抬高320 m的Ep1_1在降水初期较CTL最大增强约0.50 mm。该结果说明,地形高度与小时雨量峰值并非简单线性对应关系,其主要作用体现在改变降水峰值出现时次和主雨段内的雨量分配。

4 机理分析

4.1 水汽条件

充足的水汽条件是形成暴雨的必要条件之一^[20],地形对水汽条件的影响主要集中在对流层中低层。为了解形成暴雨的水汽条件,定量描述水汽输送的方向、大小以及水汽的集中区域,我们常采用水汽通量与水汽通量散度进行分析^[21]。

CTL试验(图9a)显示盆地内有明显的气旋式水汽输送,水汽来源于华南沿海。盆地南部、东北部边缘存在水汽辐散,中部平缓区域为水汽辐合区。气旋环流携带水汽自盆地东南入境,受秦岭、大巴山阻挡在盆地辐合,有利于中部产生强降水。水汽辐合、辐散空间分布与24 h累积降水(图6b)对应良

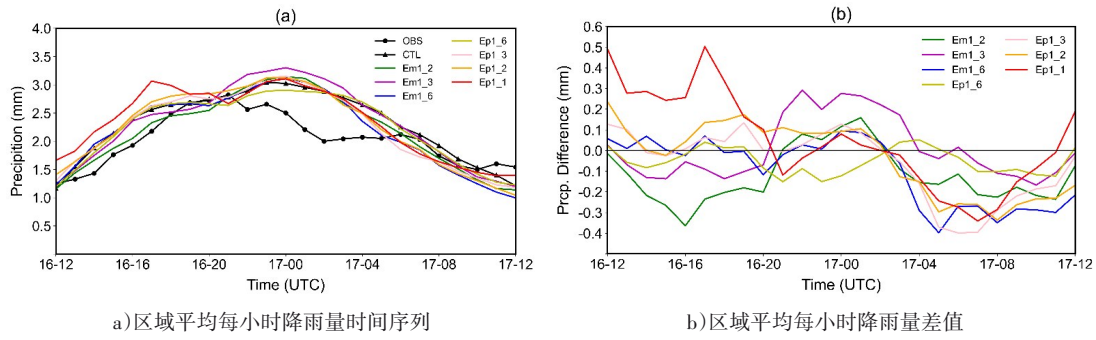


图8 16日区域平均每小时降雨量时间序列及降雨量差值

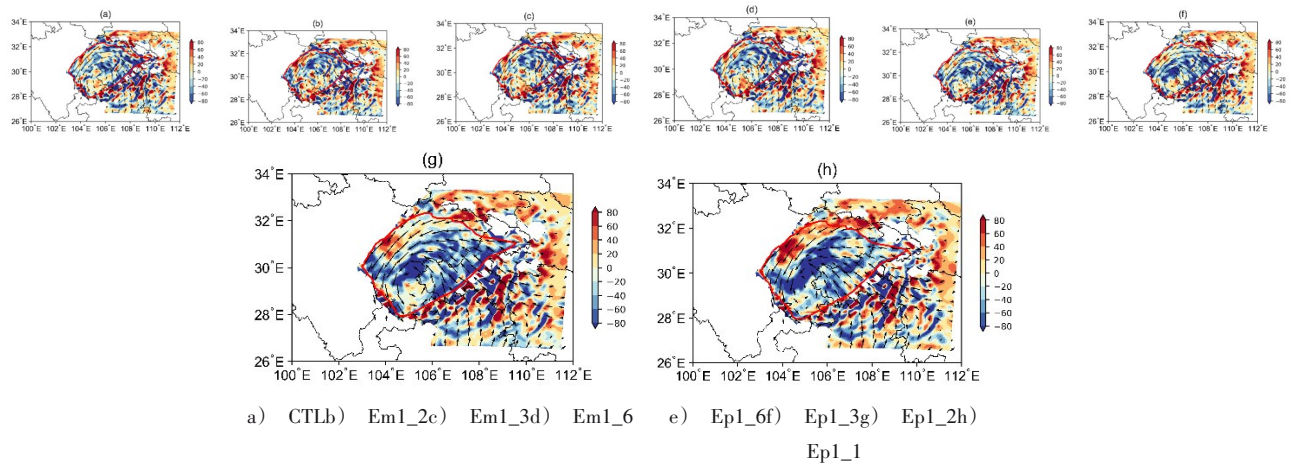
Fig. 8 Time series of regional average hourly rainfall and rainfall difference on the 16th

好,辐合区对应强降水,盆地边缘辐散区降水偏小。

强降雨的产生需要大量水汽辐合。由各方案850 hPa平均水汽通量散度可以看出,抬升地形高度试验(图9e、9f、9g、9h)中水汽辐合范围随地势抬升持续扩大,辐合中心逐步向西南偏移;降低地形试验(图9b、9c、9d)中辐合区稳定位于盆地东北部,空间特征差异较小。该结果与图6中强降水中心位置

变化一致,说明水汽辐合中心移动是地形抬升后降水中心西南移的重要原因之一。

综上,气旋式水汽输送促使盆地水汽辐合,为低涡活动与暴雨维持提供了水汽基础。相较于降低地形高度,升高盆地地形高度对水汽辐合结构的调控作用更显著,表现为辐合范围扩大、中心西南移,并与中部和东北部降水增多相对应。



注:(unit: 10^{-7} g/cm²/hPa/s) at 850 hPa from 12:00 UTC on 16 August to 12:00 UTC on 17 August 2015

图9 16日12UTC–17日12 UTC 850 hPa高度层平均水汽通量(矢量,单位:g/cm/hPa/s)和水汽通量散度(单位: 10^{-7} g/cm²/hPa/s)分布

Fig. 9 Distributions of mean water vapor flux (vectors; unit: g/cm/hPa/s) and water vapor flux divergence

4.2 热力条件

假相当位温(θ_{se})是综合表征大气温度、湿度的物理量,其垂直分布可反映大气层结稳定状态^[22]。区域逐小时降水序列(图8a)显示最强降水出现在17日00UTC前后,结合24h累计降水分布(图6a)可知,降水中心大致位于(30.5°N, 105.8°E)。故选取

17日00UTC作为研究时间,沿31°N对 θ_{se} 及垂直速度进行分析。

相当位温和垂直速度沿31°N的垂直剖面(图10)显示,CTL试验(图10a)盆地边缘对流层低层存在湿对流不稳定区,700~500 hPa为高温高湿不稳定层结,利于西南涡发展;盆地边缘(104°E和111°E)

θ_{se} 等值线分布密集,说明盆地边缘为能量集中区,层结不稳定性更强。降低盆地地形高度(图10b、10c、10d)后,盆地两侧 θ_{se} 等值线加密、334 K低值中心变小、下沉气流增强,其中Em1_2在104°E和111°E附近等值线最密集,表明地形降低有利于盆地边缘不稳定能量积聚与释放。升高盆地地形高度(图10e、10f、10g、10h)后,104°E附近 θ_{se} 等值线趋于稀疏;当地形继续抬升到较高水平时,盆地另一侧等值线再度密集、下沉气流增强(图10g、10h),说明地形高度改变会重塑水汽和能量在盆地两侧的分配。

综上,盆地地形高度变化显著改变盆地边缘假相当位温分布:地形降低会使盆地边缘中低层 θ_{se} 等值线加密、梯度增大,层结不稳定性增强;地形抬高则总体使等值线稀疏、梯度减小,对流活动受抑。当盆地地形抬升至接近周边山体高度后,盆地另一侧对流活动又会加强,这与水汽通量散度所示辐合中心移动结果一致(图9)。

5 讨论

本文结果与已有复杂地形暴雨研究的基本认识一致,即地形通过动力抬升、水汽阻挡和层结调整影响强降水落区与强度^[4-5, 22-24]。不同之处在于,本文不是仅比较有地形或不同物理方案,而是围绕盆地地形高度构建连续敏感性试验,进一步揭示盆地中部、东北部和南部对地形高度扰动的差异响应。

从预报应用看,结果显示在四川盆地等山区或盆地区域开展极端降水预报时,需要关注模式地形高度、地形平滑程度和低层水汽辐合位置的共同影响。近年研究也表明,复合极端降水事件演变、洪水风险和降雨预报模型耦合是流域防灾减灾中的重要问题^[25-26]。当地形高度扰动导致强降水中心发生约0.5°纬度、0.6°经度量级的移动时,洪涝风险落区也会随之调整,因此地形敏感性集合试验可作为极端降水落区不确定性评估和洪涝风险预警的参考。

同时应指出,本文仍存在局限:本文仅针对2015年“8·16”单次过程,尚不能直接代表所有四川

盆地暴雨类型;本文对水汽和热力条件的分析以诊断性解释为主,尚未建立水汽通量散度、假相当位温梯度和垂直速度等物理量与降水响应之间的严格定量关系;小网格水平分辨率为10 km,对局地地形和对流单体的刻画仍有限;不同微物理、边界层和积云方案的组合不确定性尚未系统展开。后续可结合多场暴雨个例和高分辨率地形资料,进一步检验本文结论的准确性。

6 总结

本文采用WRFV(ARW)4.3.1模式,设计8组盆地地形高度试验,模拟2015年川渝“8·16”极端降雨,评估盆地地形高度对极端降水的影响,并从水汽和热力条件分析内在机理,主要结论如下。

a)试验方案以1 200 m基准高度为参照,按原始地形高度与基准高度差值的1/6、1/3、1/2和1倍逐格点调整,并非对盆地区域统一加减固定高度。该设计能够在保持地形基本形态差异的基础上,构造盆地地形降低、抬升及近似“填平”的敏感性试验。

b)WRF对本次降水过程具有可用模拟能力。控制试验能够较好再现实测东北—西南向雨带和盆地中部强降水中心;0.1 mm以上降水TS评分超过0.98,10 mm、25 mm和50 mm阈值TS评分分别约为0.50、0.22和0.10,表明模式对强降水量级和暴雨范围的模拟不确定性随雨量级增大而增强。

c)盆地地形高度显著影响24 h累计降水的空间分布。各敏感性试验相对于CTL的降水差值极值超过80 mm;地形抬升总体增强盆地中部和东北部降水、削弱南部降水,并使强降水中心向西南偏移。250 mm以上降水中心由Ep1_6的约(30.8°N, 105.8°E)移至Ep1_2的约(30.0°N, 105.2°E),Ep1_1中250 mm以上降水中心消失。

d)盆地地形高度还会改变降水峰值和峰现时间。CTL峰值为3.04 mm,出现在16日23UTC;Ep1_1降水峰值提前并呈双峰结构,主、次峰分别为3.11 mm和3.07 mm;Em1_3峰现时间较CTL滞后约1 h,说明地形高度变化可影响主雨段内的雨量分配。

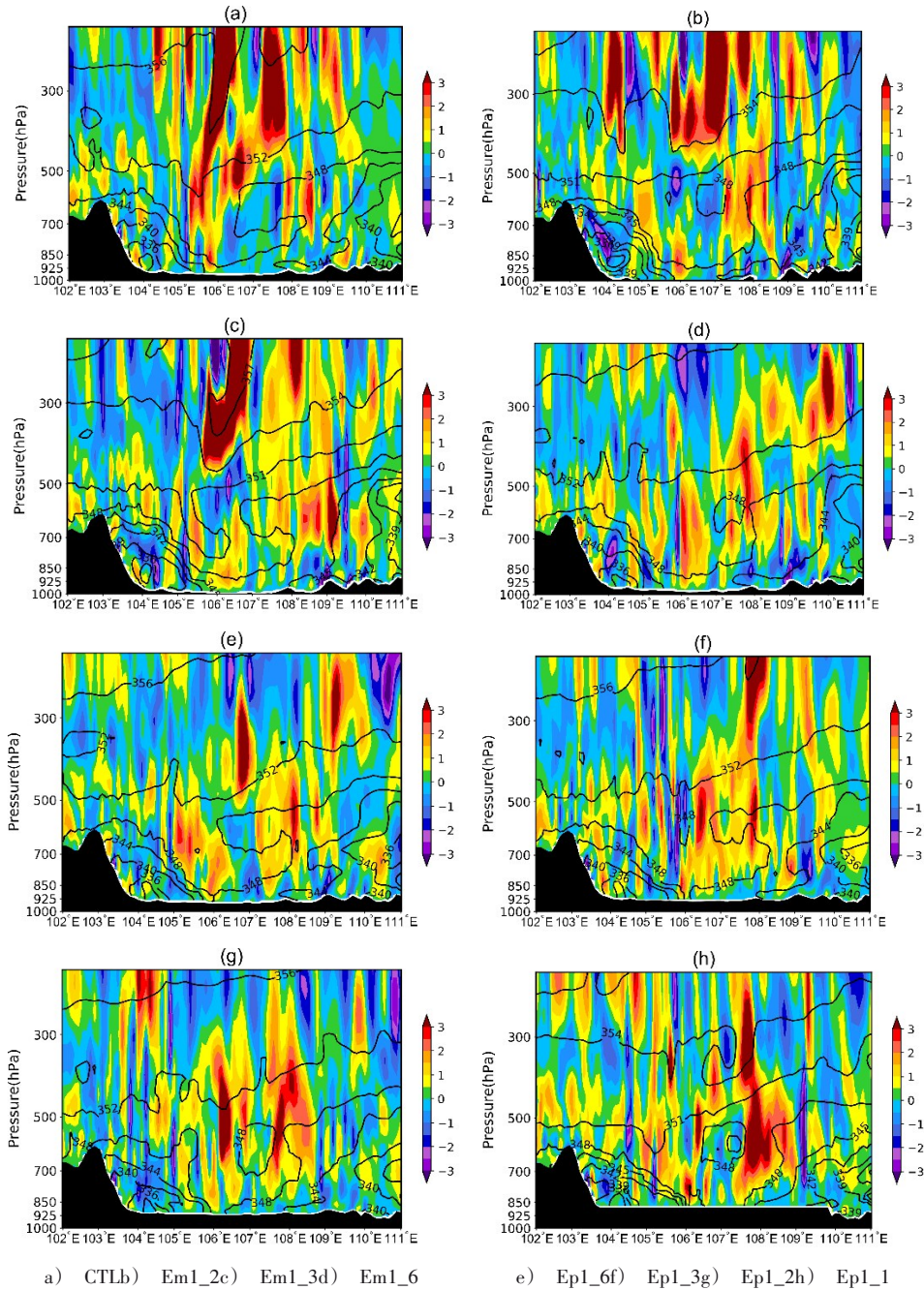


图 10 17 日 00 UTC 假相当位温 (等值线; 单位: K)、垂直速度 (彩色区; 单位: $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和地形高度 (黑色阴影) 沿 31°N 的垂直剖面

Fig. 10 Vertical cross-sections along 31°N of pseudo-equivalent potential temperature (contours; unit: K), vertical velocity (shaded; unit: $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), and terrain height (black shading) at 00:00 UTC on 17 August 2015

e) 本次暴雨由气旋式水汽输送主导, 水汽在四川盆地内强烈辐合, 为西南低涡与持续性暴雨提供水汽条件。升高地形高度对水汽辐合结构的调控更强, 表现为 850 hPa 水汽辐合范围扩大、辐合中心向西南移动, 并与强降水中心西南移相对应。

f) 地形高度改变盆地边缘对流层中低层假相当位温 (θ_{se}) 梯度。地形降低使盆地边缘 θ_{se} 等值线加密、梯度增大, 层结不稳定性增强; 地形抬高总体使等值线稀疏、梯度减小, 对流活动受抑。当盆地地形抬升至接近周边山体高度后, 盆地另一侧对流活

动又会加强。该认识可为山区极端降水预报中的地形敏感性评估、落区不确定性判断和洪涝风险预警提供科学参考。

参考文献：

- [1] 张美根, 韩志伟, 雷孝恩. 复杂地形局地环流的数值模拟研究[J]. 气候与环境研究, 1999, 4(2): 210–223.
Zhang Meigen, Han Zhiwei, Lei Xiaoen. Numerical simulation of local circulation over complex terrain [J]. Climatic and Environmental Research, 1999, 4(2): 210–223. (in Chinese)
- [2] 陈志昆, 张书余. 地形在降水天气系统中的作用研究回顾与展望[J]. 干旱气象, 2010, 28(4): 460–466.
Chen Zhikun, Zhang Shuyu. Review and outlook of landform influences on rainfall weather systems [J]. Journal of Arid Meteorology, 2010, 28(4): 460–466. (in Chinese)
- [3] 陈潜, 赵鸣. 地形对降水影响的数值试验[J]. 气象科学, 2006, (5): 484–493.
Chen Qian, Zhao Ming. A numerical experiments on the effect of terrain on the precipitation [J]. Journal of the Meteorological Sciences, 2006, (5): 484–493. (in Chinese)
- [4] 叶桂苓, 张宇, 徐建军, 等. 阳江复杂地形对特大暴雨影响机理的数值研究[J]. 热带气象学报, 2022, 38(1): 133–144.
Ye Guiling, Zhang Yu, Xu Jianjun, et al. A numerical study on the influence mechanism of Yangjiang's complex topography on an extreme rainfall event[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2022, 38(1): 133–144. (in Chinese)
- [5] Zheng Qing, Sun Wei, Li Jian, et al. Impacts of moisture advection scheme on precipitation in the steep topography region between the Tibetan Plateau and the Sichuan Basin[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2024, 63(7): 781–801.
- [6] Liu Songnan, Su Aifang. The sensitivity of WRF extreme precipitation simulations over the Henan Province to different topography and reanalysis data[J]. Scientific Reports, 2026, 16: 4267.
- [7] 高松, 方德贤, 陈贵川, 等. 中尺度集合预报对川渝地区“8.16”暴雨过程的分析[J]. 干旱气象, 2018, 36(4): 652–666.
Gao Song, Fang Dexian, Chen Guichuan, et al. Analysis of the "8.16" rainstorm event in the Sichuan–Chongqing region based on mesoscale ensemble forecast [J]. Journal of Arid Meteorology, 2018, 36(4): 652–666. (in Chinese)
- [8] 高松, 陈贵川, 吴钰, 等. 一次西南低涡影响下的川渝地区暴雨两个例分析[J]. 干旱气象, 2019, 37(4): 597–612.
Gao Song, Chen Guichuan, Wu Zheng, et al. A case analysis of rainstorm in the Sichuan–Chongqing region under the influence of southwest vortex [J]. Journal of Arid Meteorology, 2019, 37(4): 597–612. (in Chinese)
- [9] 湛芸, 李强, 李泽椿. 青藏高原东北部强降水天气过程的气候特征分析[J]. 应用气象学报, 2006, (S1): 98–103.
Chen Yun, Li Qiang, Li Zechun. Climatic characteristics of heavy precipitation processes over the northeastern Tibetan Plateau [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2006, (S1): 98–103. (in Chinese)
- [10] He Linbin, Peng Weiyi, Zhang Yu, et al. Comparison of adaptive simulation observation experiments of the heavy rainfall in South China and Sichuan Basin [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2024, 41: 2173–2191.
- [11] Skamarock William C, Klemp Joseph B, Dudhia Jimmy, et al. A description of the Advanced Research WRF Model version 4[R]. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2019.
- [12] Pan Hualu, Wu Wanshu. Implementing a mass flux convection parameterization package for the NMC medium-range forecast model[R]. U.S.:NMC Office Note 409, 1995: 39.
- [13] Tao Weikou, Simpson J, McCumber M. An ice–water saturation adjustment [J]. Monthly Weather Review, 1989, 117 (1) : 231–235.
- [14] Pleim Jonathan E. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: Application and evaluation in a mesoscale meteorological model [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2007, 46(9): 1396–1409.
- [15] Mlawer E J, Taubman Steven J, Brown Patrick D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1997, 102(D14): 16663–16682.
- [16] Dudhia J Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1989, 46(20): 3077–3107.
- [17] Jiménez Pedro A, Dudhia J, González-Rouco J. Fidel, et al. A revised scheme for the WRF surface layer formulation [J]. Monthly Weather Review, 2012, 140(3): 898–918.
- [18] Chen Fei, Dudhia J. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. Monthly Weather Review, 2001, 129(4): 569–585.
- [19] Du Yu, Xu Ting, Che Yuzhang, et al. Uncertainty quantification of WRF model for rainfall prediction over the Sichuan Basin,

- China[J]. *Atmosphere*, 2022, 13(5): 838.
- [20] Merio A, García-Ortega E, Navarro A, et al. WRF hourly evaluation for extreme precipitation events [J]. *Atmospheric Research*, 2022, 274: 106215.
- [21] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 2000.
- Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. Principles and methods of synoptic meteorology [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2000. (in Chinese)
- [22] 文宝安. 物理量计算及其在暴雨分析预报中的应用: 水汽通量与水汽通量散度[J]. *气象*, 1980(6): 34–36.
- Wen Baoan. Calculation of physical quantities and their application in rainstorm analysis and forecasting: water vapor flux and water vapor flux divergence[J]. *Meteorological Monthly*, 1980(6): 34–36. (in Chinese)
- [23] 刘洋, 钱贞成, 白仕刚, 等. 地形高度对暴雨过程的热力和水汽条件影响数值模拟试验[J]. *气象与减灾研究*, 2015, 38(4): 1–10.
- Liu Yang, Qian Zhencheng, Bai Shigang, et al. Numerical simulation experiments on the influence of terrain height on thermal and water vapor conditions during a rainstorm process[J]. *Meteorology and Disaster Reduction Research*, 2015, 38(4): 1–10. (in Chinese)
- [24] Zhang Yinchu, Deng Chao, Xu Wanling, et al. Long-term variability of extreme precipitation with WRF model at a complex terrain River Basin[J]. *Scientific Reports*, 2025, 15: 156–176.
- [25] 崔国韬, 邓紫茜, 田浩业, 等. 珠江流域高温干旱与高温强降水复合极端事件时空演变及未来趋势[J]. *人民珠江*, 2025, 46(12): 1–10.
- Cui Guotao, Deng Ziqian, Tian Haoye, et al. Spatiotemporal evolution and future trends of compound extreme events of high temperature–drought and high temperature–heavy precipitation in the Pearl River Basin[J]. *Pearl River*, 2025, 46(12): 1–10. (in Chinese)
- [26] 谭森明, 郭淑慧, 曹润祥. 实时动态洪水风险图编制与应用研究进展[J]. *人民珠江*, 2024, 45(12): 11–21.
- Tan Senming, Guo Shuhui, Cao Runxiang. Research progress in compilation and application of real-time dynamic flood risk maps [J]. *Pearl River*, 2024, 45(12): 11–21. (in Chinese)

Simulation Evaluation of the Influence of Basin Terrain Height on Extreme Rainfall Based on WRF

Li Congmin

(Hebei Baoding Hydrological Survey and Research Center, Baoding, 071051, China)

Abstract: Basin topography can strongly modulate extreme rainfall by altering low-level moisture transport, convergence, and thermal stratification. To evaluate the influence of basin terrain height on extreme rainfall and its physical mechanisms, this study applies the WRF-ARW version 4.3.1 mesoscale model to the "8·16" extreme rainfall event that occurred over the Sichuan-Chongqing region in 2015. Eight terrain-height sensitivity experiments are designed, including the original-terrain control experiment (CTL), three terrain-lowering experiments, and four terrain-raising experiments based on a 1200 m reference height. NCEP reanalysis data are used as the initial and lateral boundary conditions, and CLDAS hourly precipitation data are used for model verification. The analysis combines precipitation verification indices, spatial and hourly rainfall evolution, 850 hPa water vapor transport, water vapor flux divergence, pseudo-equivalent potential temperature, and vertical velocity. The results show that the control experiment reasonably reproduces the observed northeast-southwest-oriented rainband and the main heavy-rainfall center in the central basin. The threat score exceeds 0.98 for precipitation above 0.1 mm, while the scores for the 10 mm, 25 mm, and 50 mm thresholds are approximately 0.50, 0.22, and 0.10, respectively, indicating usable skill for the main rainfall pattern but larger uncertainty for rainstorm-level precipitation. Terrain-height perturbations produce local differences in 24 h accumulated precipitation exceeding 80 mm. Terrain uplift generally enhances precipitation in the central and northeastern basin, weakens precipitation in the southern basin, and shifts the rainfall center above 250 mm southwestward from approximately (30.8°N, 105.8°E) in Ep1_6 to approximately (30.0°N, 105.2°E) in Ep1_2; no rainfall center above 250 mm appears in Ep1_1. Terrain height also affects the diurnal evolution of precipitation. The precipitation peak in CTL reaches 3.04 mm at 23:00 UTC on 16 August, while Ep1_1 shows an earlier double-peak structure and Em1_3 lags CTL

by about 1 h. Mechanism analysis further shows that changes in basin terrain height alter the low-level moisture transport pathway and the location of 850 hPa water vapor convergence near the basin margins. These changes modify the horizontal gradient of pseudo-equivalent potential temperature in the lower and middle troposphere, thereby affecting stratification instability and the development of upward motion. As a result, the intensity, location, and timing of heavy precipitation are modulated by the terrain-height perturbations. These results suggest that basin terrain-height variation is an important factor affecting the intensity, location, and peak timing of this extreme rainfall event, and can provide a reference for terrain-sensitive simulation, forecast uncertainty assessment, and flood-risk warning in mountainous basin regions. They also highlight the need to represent basin terrain height carefully in numerical models used for operational rainfall forecasting.

Keywords: WRF model; basin terrain; terrain height; extreme rainfall; sensitivity experiment; water vapor convergence

(责任编辑:高天扬)