

张芳,张芳华,孔期,等,2022. 2018 年 5 月 21 日四川盆地极端大暴雨的中尺度成因和预报偏差分析[J]. 气象,48(6):691-704.
Zhang F,Zhang F H,Kong Q,et al,2022. Mesoscale mechanisms and forecast bias of the extreme rainstorm in Sichuan Basin on 21 May 2018[J]. Meteor Mon,48(6):691-704(in Chinese).

2018 年 5 月 21 日四川盆地极端大暴雨的中尺度成因和预报偏差分析*

张 芳^{1,2} 张芳华^{1,2} 孔 期^{1,2} 徐 珺^{1,2} 陈 涛^{1,2}

1 国家气象中心,北京 100081

2 中国气象局—河海大学水文气象研究联合实验室,北京 100081

提 要: 2018 年 5 月 21 日夜間,四川盆地西南部至南部地区发生了 5 月罕见的大暴雨,主客观预报均明显偏弱。采用多种观测资料及模式分析场和预报场数据,对极端大暴雨的环流背景、中尺度对流系统触发和发展机制以及预报偏差可能的原因等进行了分析。此次大暴雨过程发生在西太平洋副热带高压西伸、异常偏强的蒙古冷涡引导冷空气南下的背景下,四川盆地南部的水汽和不稳定能量均较常年同期异常偏强,具备产生对流性强降水的极高潜势。高分辨率观测和分析资料揭示出四川盆地周边特殊地形对中尺度对流系统发生发展的动力和热力机制。偏北风在喇叭口和地形过渡区辐合抬升、在峡谷地带绕流形成中尺度辐合线或中尺度低压;由地形或上游强降水造成的降温加大了盆地西部和南部边缘的温度梯度,并在温度梯度大值区附近产生上升运动。盆地西南部持续偏北风辐合,加之地形阻挡,使得对流系统移动缓慢,累计降水量增大;而盆地南部对流的维持则主要受到天气尺度系统的影响。欧洲中心数值模式对盆地内对流层低层风场结构以及盆地周边复杂地形刻画的偏差,可能是导致对流性强降水预报明显偏弱的重要原因。

关键词: 四川盆地,极端暴雨,中尺度对流系统,冷空气,地形,预报偏差

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.123001

Mesoscale Mechanisms and Forecast Bias of the Extreme Rainstorm in Sichuan Basin on 21 May 2018

ZHANG Fang^{1,2} ZHANG Fanghua^{1,2} KONG Qi^{1,2} XU Jun^{1,2} CHEN Tao^{1,2}

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 CMA-HHU Joint Laboratory for Hydrometeorological Studies, Beijing 100081

Abstract: A rare extreme rainstorm occurred in Sichuan Basin on 21 May 2018. Both subjective and objective forecasts failed to capture this disastrous event. In this study, the large-scale circulation, the triggering and developing mechanisms of mesoscale systems and the possible causes of forecast biases are analyzed based on the observational and reanalysis data. During this extreme rainstorm event, the westward extension of the western Pacific subtropical high and the abnormally strong Mongolia cold vortex jointly led to the southward invasion of the cold air. The water vapor and unstable energy in the southern Sichuan Basin were extremely stronger than normal, which favored the occurrence of convective heavy precipitation. The special topography near the Sichuan Basin was closely related to the triggering and maintaining of

* 国家重点研发计划(2018YFC1505705)、国家自然科学基金重大研究计划集成项目(91937301)和国家气象中心预报员专项(Y201907)共同资助

2020 年 12 月 8 日收稿; 2021 年 12 月 30 日收修定稿

第一作者:张芳,主要从事暴雨预报业务和技术研究. E-mail:zhangfang@cma.gov.cn

通讯作者:张芳华,主要从事天气天气预报业务和技术研究. E-mail:zfhnmc@126.com

mesoscale convective systems. The northerly wind converged and was lifted up over the unique “bell mouth” terrain, forming a mesoscale convergence line and mesoscale low around the gorge. The temperature gradient on the west and south edges of the basin was increased due to the basin terrain and upwind heavy rainfall. Then, the ascending motion was induced in the large temperature-gradient area. The persistent convergence of the northerly wind and the topographic obstruction made the convective systems move slowly, resulting in the increase of accumulated precipitation. However, the convections in the southern basin were mainly affected by the synoptic-scale systems. The underestimate of convective precipitation by the EC model was possibly caused by the deviation of wind in the lower troposphere in the basin and the undetailed description of the basin terrain.

Key words: Sichuan Basin, extreme rainstorm, mesoscale convective system, cold air, terrain, forecast bias

引 言

四川盆地位于我国 110°E 以西地区,西邻青藏高原,特殊地理位置和地形条件以及受东亚季风、印度季风和高原大气环流的影响,使得盆地暴雨天气具有一定的复杂性。已有研究表明,西太平洋副热带高压(以下简称副高)、台风、高原涡或高原槽、西南涡、低层切变线活动等是四川盆地暴雨的主要天气尺度影响系统(康岚等,2013;邱静雅等,2015;肖递祥等,2015;易升杰等,2019)。暴雨是多尺度天气系统共同作用造成的,在有利的大尺度环流形势下,中尺度系统往往是产生暴雨的直接影响系统,四川盆地暴雨常伴随着地面中尺度辐合线或中尺度气旋活动。陈贵川等(2013)对一次西南涡影响下的盆地东南部极端降雨分析发现,极端短时雨强由持续发展的强降水超级单体风暴引发,而风暴中心则位于西南涡两侧冷暖空气交汇造成的中尺度气旋之上。陈永仁等(2014)和孙建华等(2015)对盆地西部大暴雨过程的分析发现,“东高西低”的环流背景下,中尺度辐合线或低压配合地形强迫抬升,是中尺度对流系统发生发展的关键因子。

同时,四川盆地周边复杂地形所产生的阻挡作用,有利于北方南下冷空气和南方暖湿气流的辐合抬升,盆地附近是中小尺度天气系统发生、发展的活跃区,是暴雨的高频中心(葛晶晶等,2008;薛羽君等,2012;王沛东和李国平,2016;段静鑫等,2018)。据统计,盆地极端暴雨极值中心主要出现在盆地西部、西南部及东北部的地形边缘(肖递祥等,2017)。高原及盆地地形对暴雨的影响机制研究已有很多。

赵玉春等(2012)指出偏东气流在地形过渡带爬升,或受到地形阻滞后向南绕流形成气旋性切变,这两种动力效应均有利于低层大气抬升,触发对流产生强烈的降水。孙建华等(2015)研究表明,在川西高原地形阻挡下,偏东气流被迫抬升,配合中低层低涡发展导致的辐合上升,形成有利于对流系统发生和维持的环境条件。张芳丽等(2020)指出,山地地形对四川盆地东北部突发暴雨的增幅作用主要表现为动力抬升和阻挡作用。可见,以往对于地形动力作用的研究较多,对因地形而产生的温度场变化及其对中尺度对流系统的触发机制分析较少。

复杂地形与不同天气系统的相互作用也导致四川盆地暴雨预报存在很大难度,主客观预报均易出现较大偏差。宗志平等(2013)对四川盆地两次西南涡暴雨过程的检验分析发现,暖区内对流的触发与边界层风场切变线和中尺度地形影响密切,主客观预报对此预报能力十分有限。欧洲中心数值模式(以下简称 EC 模式)对盆地低层动力条件的预报偏差和对暖区对流性暴雨预报偏小是暴雨预报偏差的主要原因。符娇兰和代刊(2016)进一步采用 CRA(contiguous rain area)空间检验技术对西南地区东部多次暴雨过程进行了客观检验,结果表明,EC 模式对有明显高原槽、低涡或冷式切变线影响的强降水有一定的预报能力,对于南风辐合区或受地形抬升较为显著的强降水则常出现漏报。

2018 年 5 月 21 日傍晚至夜间,四川盆地出现当年首场区域性暴雨天气过程¹,为 1991 年以来最早的一次,盆地南部和西南部出现 100 mm 以上的大暴雨,多站日降水量超过同期极值。预报员提前 24 h 和多家数值模式提前 36 h 对盆地西南部至南

1:根据预报业务实际,本文规定相邻 15 个及以上国家基本站 24 h 累计降水量达 50 mm 以上,即为一次区域性暴雨过程。

部的强降雨预报明显偏弱。南海夏季风爆发前四川盆地区域性暴雨比较少见,此次过程在出现时间、影响范围、降雨强度及预报难度等方面都具有一定的特殊性。本文将针对此次极端大暴雨的异常环流背景、中尺度成因和预报偏差等展开分析,重点探讨地形与环境条件对中尺度对流系统发生发展的动力和热力机制,分析预报偏差的可能原因,以期为四川盆地对流性暴雨预报提供参考。

1 资 料

本文采用的资料包括:①常规地面和高空观测资料、高分辨率地面自动站资料(包括间隔为5 min的自动站观测、自动站小时雨量和分钟雨量资料)、间隔为6 min的西南地区雷达组合反射率因子拼图资料;②欧洲中期数值预报中心(ECMWF)时间间隔为1 h、空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的第五代全球再分析资料(ERA5资料)和相同空间分辨率、时间间隔为6 h的EC模式预报场资料;③美国国家环境预报中心(NCEP)时间间隔为6 h、空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的FNL再分析资料,该资料用于环境场极端性分析。

2 降水实况和对流特征

2.1 降水实况

2018年5月21日08时至22日08时,受高原波动和低层切变线等系统共同影响,四川盆地东部、南部和西南部等地出现暴雨,大暴雨带主要位于盆地西南部至南部,沿地形过渡区呈西北—东南向带状分布(图1a),共有49个自动站的24 h降水量超过100 mm,11个站的24 h降水量超过200 mm,最大日降水量中心分别位于盆地西南部的乐山和沐川附近,以及盆地南部的长宁附近,乐山、沐川、长宁等14个测站日降水量均突破5月同期历史极值(图1b)。

从乐山市金山镇、沐川和长宁这三个强降水中心测站(图1a中A、B、C点,下同)小时和分钟降水量的时间演变(图2)可以看出,降水过程从21日20时前后开始,22日06时前后结束。按照降水性质可以分为两个阶段:第一阶段即21日22时至22日02时,局地性、对流性特征明显,三个强降水中心的最大小时降水量均在40 mm以上,其中B、C降水中心

出现两次降水峰值;第二阶段为22日02—08时,以持续时间较长的稳定性降水为主,小时降水量约为5~15 mm。根据小时降水量大于20 mm阶段的分钟降水量时间演变(图2b)可进一步估算出,小时降水量的50%以上都是在20 min左右产生的。以长宁站为例,21日20—21时小时降水量为71 mm,两个降水波峰持续时间分别约为16 min和8 min,降水量分别为37.1 mm和17.3 mm,由此可见对流系统的强度之强和降水效率之高。

本文主要分析第一阶段的对流性降水,其发生于盆地西南部至南部地形过渡区,是此次极端大暴雨的主要贡献者。

2.2 中尺度对流系统演变特征

造成第一阶段强降水的中尺度对流系统可分为准静止(21日18—23时)和移动型对流系统(21日23时至22日02时)。21日19时前后,盆地西部和南部地区有分散性强降水回波发展(图3a),经历了增强、移动、合并等过程(图3b~3f);回波在22时前后达到最强(图3c),22日02时之后明显减弱(图3f)。

乐山附近的强降水中心由其南北两侧的带状对流系统合并而成(图3c),中尺度对流系统强烈发展且移动缓慢,最强分钟降水量达 $2 \sim 2.5 \text{ mm}$, $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的强降水持续时长约为3 h。最强降水阶段的雷达回波剖面(图略)显示,此区域回波结构密实,50 dBz回波主要位于对流层中低层约6 km内,回波质心低、降水效率高。沐川附近的强降水峰值由局地对流和上游强降水系统移入造成,呈现双峰结构。长宁一带初始对流系统呈西北—东南向,回波强度最强达60 dBz以上(图3b),大于30 dBz的强回波伸展高度达12 km以上,对流强度和伸展高度均强于盆地西南部。其周边有多条对流回波合并加强,回波主体缓慢向东北方向移动。相比之下,沐川附近回波强度和范围均小于乐山和长宁,对应雨强也弱于二者。

21日23时之后,随着盆地内强降水回波的移动与合并,回波范围扩大但强度有所减弱,乐山附近的回波向东南方向移动(图3d,3e),造成沐川第二阶段的强降水,分钟降水量极值约为1.3 mm,小时降水量约为40 mm。22日02时前后,盆地内西南涡逐渐生成,降水回波连成涡旋状,并缓慢旋转东移,强度继续减弱(图3f),盆地南部强降水趋于结束。

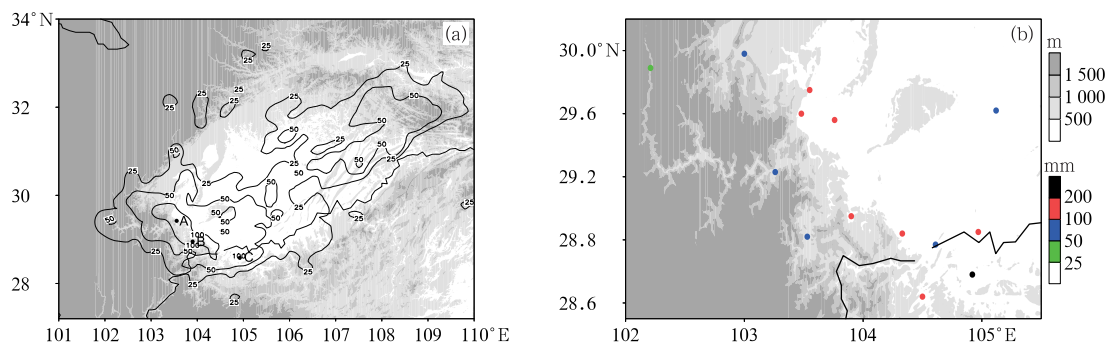


图 1 2018 年 5 月 21 日 08 时至 22 日 08 时 (a) 降水量 (等值线, 单位: mm) 和 (b) 超过 5 月日降水量极值的站点分布

(彩色圆点为强降水中心测站, A、B、C 分别为乐山市金山镇、沐川和长宁, 下同)

Fig. 1 (a) Precipitation (contours, unit: mm) from 08:00 BT 21 to 08:00 BT 22 May 2018, (b) distribution of the stations with rainfall exceeding the historic records in May

(Color dots indicate the stations in the heavy rainfall center,

A: Jinshan Town in Leshan, B: Muchuan, C: Changning, the same below)

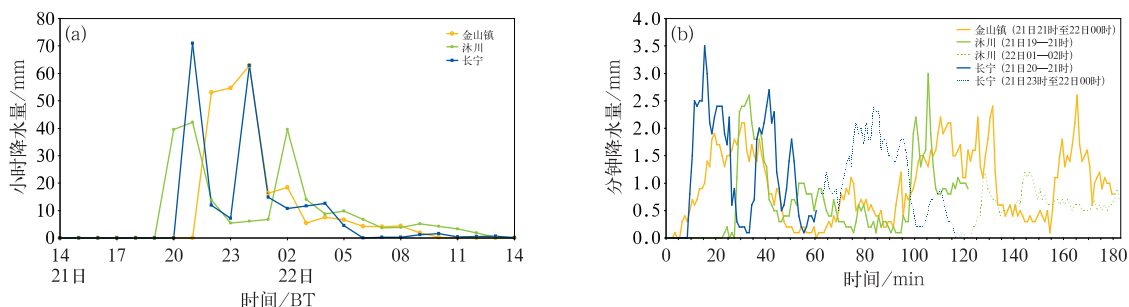


图 2 2018 年 5 月 21 日 14 时至 22 日 14 时乐山市金山镇、沐川和长宁单站 (a) 小时降水量时间序列,

(b) 小时降水量大于 20 mm 的降水时段内的分钟降水量时间演变

Fig. 2 Time series of (a) hourly rainfall from 14:00 BT 21 to 14:00 BT 22 May 2018, (b) minutely precipitation within the period with hourly precipitation more than 20 mm at three stations

(Jinshan Town in Leshan, Muchuan, Changning)

3 环流形势和环境场特征

3.1 环流形势

强降水天气发生前, 21 日 08 时, 亚洲中高纬 500 hPa 环流形势呈“两脊一槽”型, 西伯利亚至我国西北、华北地区为强大的高空冷涡所控制, 其中心位于贝加尔湖以西, 冷涡底部多短波槽东移影响我国西部地区, 副高呈西北—东南向控制江南南部至华南地区, 二者对峙, 建立了有利于四川盆地降水的“西低东高”的环流形势 (图 4a)。

受副高西伸北抬影响, 其西侧在贵州中部建立低空偏南风急流, 700 hPa 上西南风急流最大风速为 12

$\sim 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 850 hPa 南风急流强度达 $14 \sim 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 低空急流为暴雨区输送了大量水汽和不稳定能量, 四川盆地南部 850 hPa 比湿达 $18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上。偏南气流在盆地东部至南部产生气旋性弯曲, 形成切变线并在暴雨期间稳定维持, 是触发对流的主要天气尺度系统 (图 4b, 4d)。21 日 20 时南亚高压有所加强, 盆地南部位于其中心附近的强辐散区, 高层辐散、低层辐合, 为强降水天气的发生发展提供了良好的动力抬升条件 (图 4c)。

21 日 22 时前后, 随着低层冷空气南下, 盆地西部偏北风逐渐增大, 受风速辐合和地形抬升的共同作用, 在盆地西南部和南部产生强烈的辐合上升运动, 峨眉—乐山附近 850 hPa 上升速度为 $-2.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 4d), 降水达到最强阶段。22 日 02 时, 蒙古冷涡

进一步东移,偏北风沿四川盆地西部边缘推进至盆地东南部,冷暖空气交汇加之特殊地形影响,气流产生气旋式旋转,在盆地南部切变线上生成西南涡。低层冷空气占据主导地位,低空急流和高湿区随之东移,降水强度也明显减小。

3.2 中尺度对流系统发生发展的环境场条件

此次降水过程中,850 hPa 水汽主要来自南海,700 hPa 水汽来源地则为孟加拉湾北部至中南半

岛,与夏季自南半球越赤道经印度洋、孟加拉湾而来的水汽通道明显不同(图略)。从暴雨区区域平均水汽通量等变量随时间的演变(图 5a)来看,随着偏南风急流的建立和加强,21 日 20 时四川盆地西南部和南部湿层迅速增厚,并在降水期间整层维持高湿。水汽通量及其散度中心主要位于 850 hPa 附近,水汽通量散度最强达 $-160 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,盆地南部 850 hPa 比湿超过 $18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,整层可降水量达 50 mm 以上,强度与夏季暴雨过程相当,但

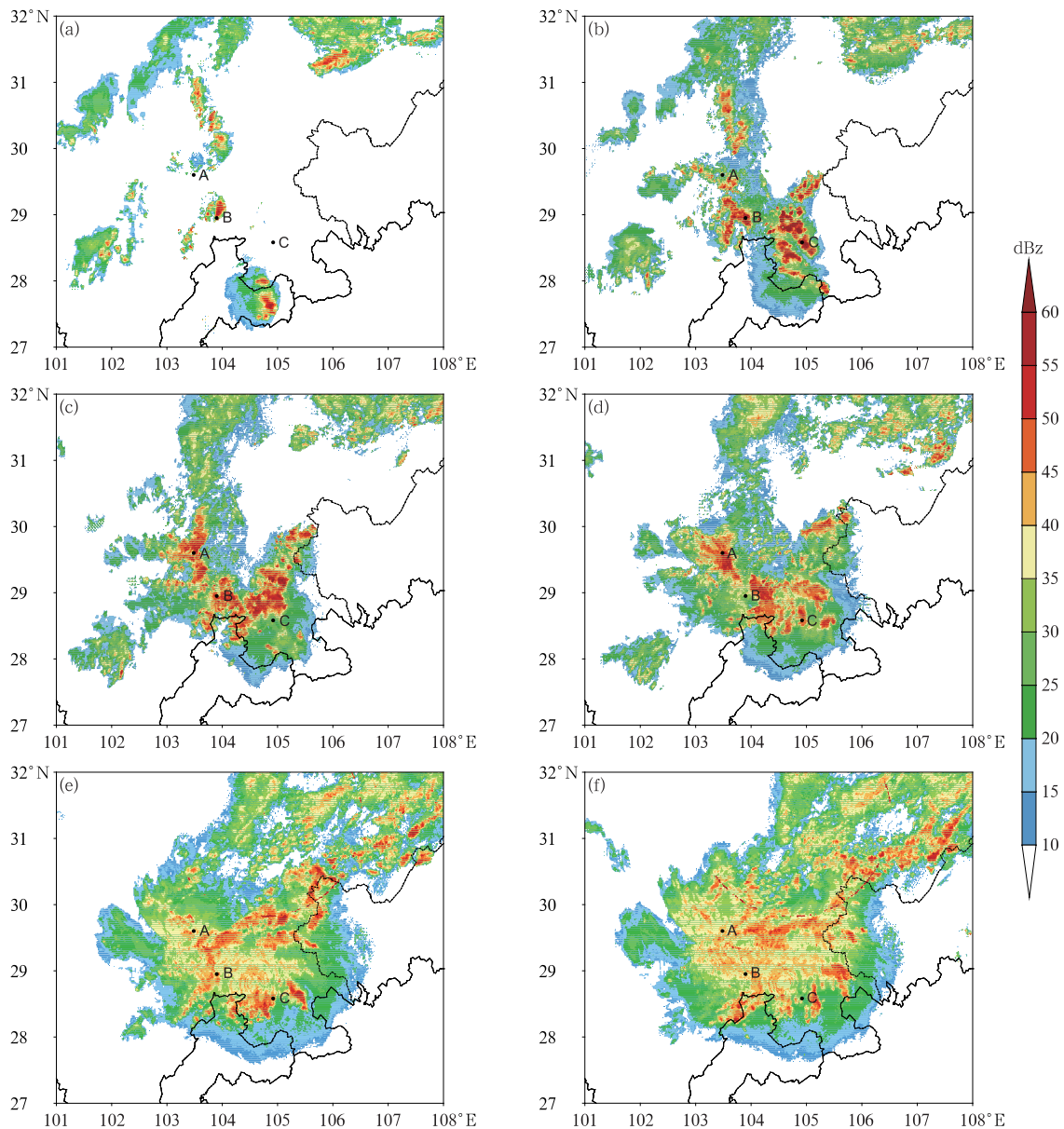


图3 2018年5月21日(a)19:00、(b)20:30、(c)22:00、(d)23:00和(e)22日01:00、(f)02:00 雷达组合反射率因子(填色)

Fig. 3 Radar composite reflectivity (colored) at (a) 19:00 BT, (b) 20:30 BT, (c) 22:00 BT, (d) 23:00 BT 21 May, (e) 01:00 BT and (f) 02:00 BT 22 May 2018

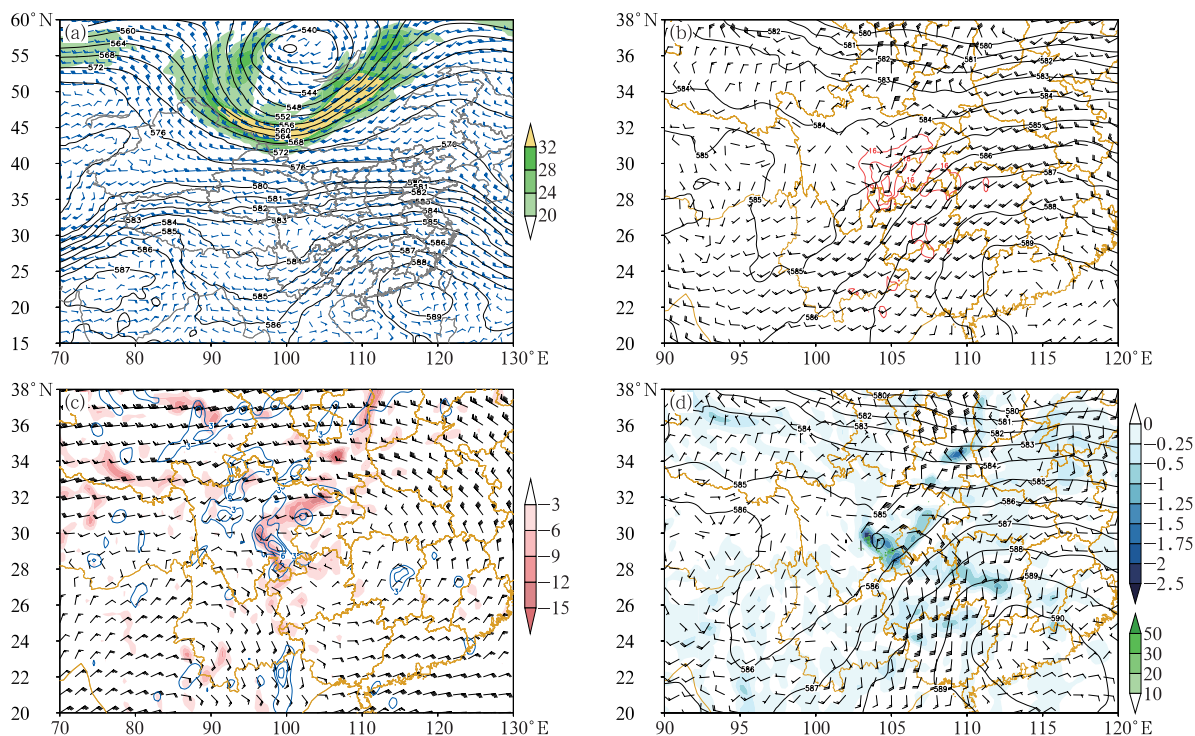


图 4 2018 年 5 月 21 日 (a) 08 时 500 hPa 高度场 (等值线, 单位: dagpm) 和风场 (风羽, 风速填色 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) 20 时 500 hPa 高度场 (黑色实线, 单位: dagpm)、700 hPa 风场 (风羽) 和 850 hPa 比湿 (红色实线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), (c) 21 日 20 时 200 hPa 风场 (风羽) 和散度 (等值线, 仅显示辐散, 单位: 10^{-5} s^{-1}), 850 hPa 散度 (填色, 仅显示辐合, 单位: 10^{-5} s^{-1}), (d) 22 时 500 hPa 高度场 (等值线, 单位: dagpm)、850 hPa 风场 (风羽) 和垂直速度 (填色, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、23 时 1 h 降水量 (绿色圆点, 单位: mm)

Fig. 4 (a) The 500 hPa geopotential height (contours, unit: dagpm) and wind field (barb, colored the wind speed greater than $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 08:00 BT, (b) 500 hPa geopotential height (black contours, unit: dagpm), 700 hPa wind field (barb) and 850 hPa specific humidity (red contours, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 20:00 BT, (c) 200 hPa wind field (barb) and divergence (contours, only positive values, unit: 10^{-5} s^{-1}), 850 hPa divergence (colored, only negative values, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 20:00 BT, (d) 500 hPa geopotential height (contours, unit: dagpm), 850 hPa wind field (barb) and vertical velocity (colored, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 22:00 BT, and the hourly precipitation (green dots, unit: mm) at 23:00 BT 21 May 2018

与历史同期相比, 标准化异常超过 3 个标准差 (图 5b), 为对流性暴雨的发生发展提供了异常充沛的水汽条件, 也意味着小概率严重事件发生的可能性 (Hart and Grumm, 2001; Junker et al, 2008)。

由于盆地中部和西北部地区 21 日白天已出现降水, 近地面气温较低, 而盆地南部气温较高, 宜宾—长宁附近最高气温达 $34 \sim 36^\circ\text{C}$, 因此盆地中部一带存在温度梯度区。夜间随着暖湿输送加强, 盆地南部 850 hPa 假相当位温达 350 K 以上, 对流有效位能 (CAPE) 在 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上, 局地超过 $1500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 标准化异常超过 3 个标准差 (图 5c), 大气处于极端不稳定状态, 有利于出现对流性天气。

同时, 盆地西部有冷空气向高温高湿区域入侵, 导致锋区不断加强, 有利于不稳定能量释放, 激发出稳定、少动的对流系统 (陈永仁等, 2014), 对对流的维持也有一定的作用 (杨舒楠等, 2016)。

从盆地南部宜宾站的探空变化也可以看出, 与 21 日 08 时相比, 宜宾站 20 时 (图 5d) 中高层气流转为一致的西南风, 700 hPa 由西南风转为东南风, 而 850 hPa 以下为偏北风, 风向随高度顺转, 有利于出现暖平流和上升运动; 地面温度也从 24°C 升高到 31°C 。随着气流和温度的变化, 自由对流高度 (LFC) 从 750 hPa 附近降至 940 hPa 上下, CAPE 从 $1059 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增加到 $2214.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 对流抑制

能量降至 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; $600 \sim 850 \text{ hPa}$ 由于层转为湿层, 大气可降水量由 48.3 mm 上升到 53.2 mm ; 暖云层厚度(LFC到 0°C 层的高度)增高至 4 km 左右, 有利于提升降水效率(俞小鼎, 2013)。上述环境条件变化均有利于产生对流性强降水。

4 中尺度对流系统的触发和维持机制

此次大暴雨过程中尺度对流系统的发生发展与天气尺度辐合抬升, 喇叭口地形对偏北风的抬升和绕流作用, 以及盆地周边地区温度锋区产生的上升运动等多尺度因素密切相关。

4.1 地形产生的中尺度辐合线和中尺度温度锋区触发对流系统

21日傍晚强降水发生前, 盆地西南部至南部一带地面为偏东北风或偏北风, 风向与地形近乎正交。研究表明, 长时间的风场辐合在地形作用下强迫抬升, 是对流触发的关键因子, 初始对流一般位于盆地地形边缘附近(青泉等, 2015)。

乐山、沐川附近均为朝北的喇叭口地形, 其地势特点表现为西高东低, 有利于偏北或东北气流在地形前辐合抬升。21日18:20前后, 有偏北气流汇入沐川附近的喇叭口(图6a), 其上游出现风速脉动中

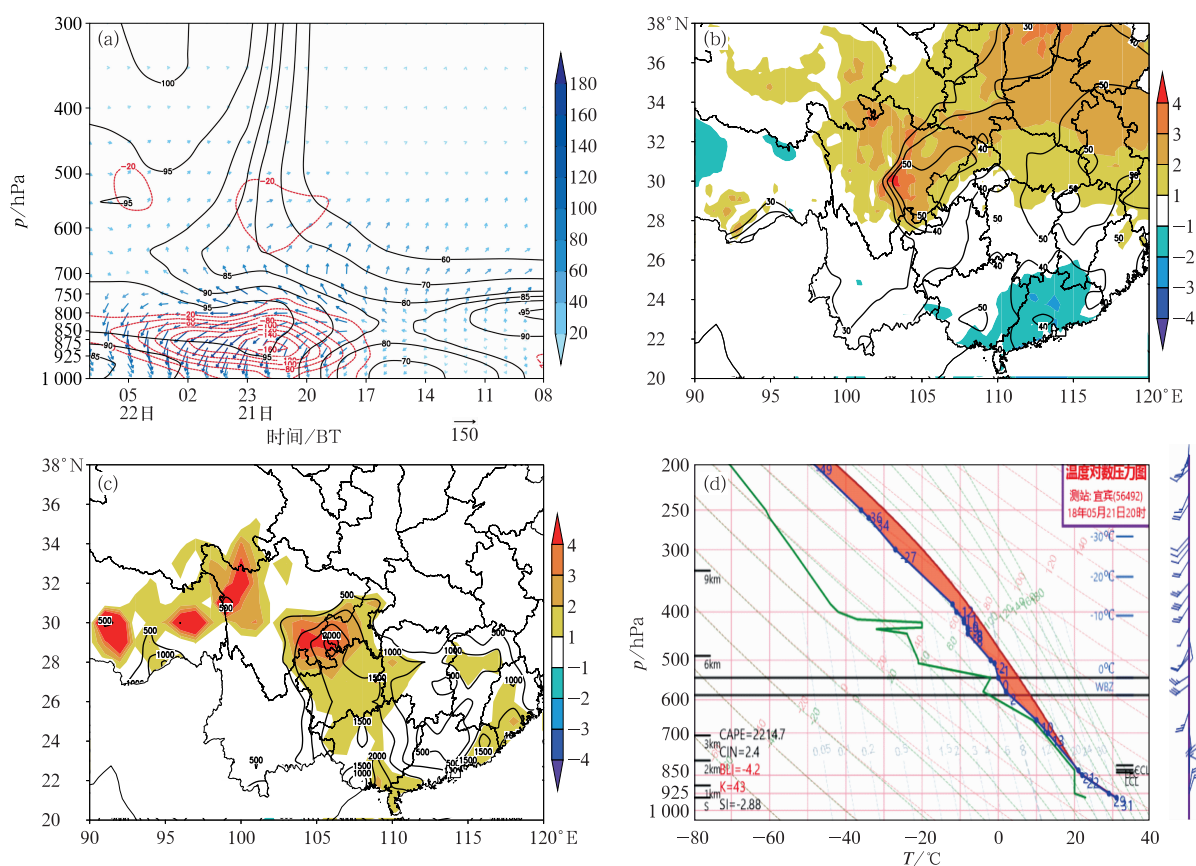


图5 2018年5月21日20时(a)($28.30^\circ \sim 29.75^\circ\text{N}$, $103.55^\circ \sim 105.55^\circ\text{E}$)区域平均的水汽通量(矢量箭头, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、水汽通量散度辐合(红色虚线, 单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、相对湿度(黑色实线, 单位: %)高度-时间剖面, (b)整层可降水量(等值线, 单位: mm)及其标准化异常(填色), (c)CAPE(等值线, 单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)及其标准化异常(填色), (d)宜宾站探空

Fig. 5 (a) Height-time cross-sections of regional average ($28.30^\circ \sim 29.75^\circ\text{N}$, $103.55^\circ \sim 105.55^\circ\text{E}$) of water vapor flux (vector arrow, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), water vapor flux convergence (red dashed contour, unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and relative humidity (black solid contour, unit: %); and (b) precipitable water (contour, unit: mm) and its normalization anomaly (colored); (c) CAPE (contour, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) and its normalization anomaly (colored); (d) $T\text{-}\ln p$ diagram at Yibin Station at 20:00 BT 21 May 2018

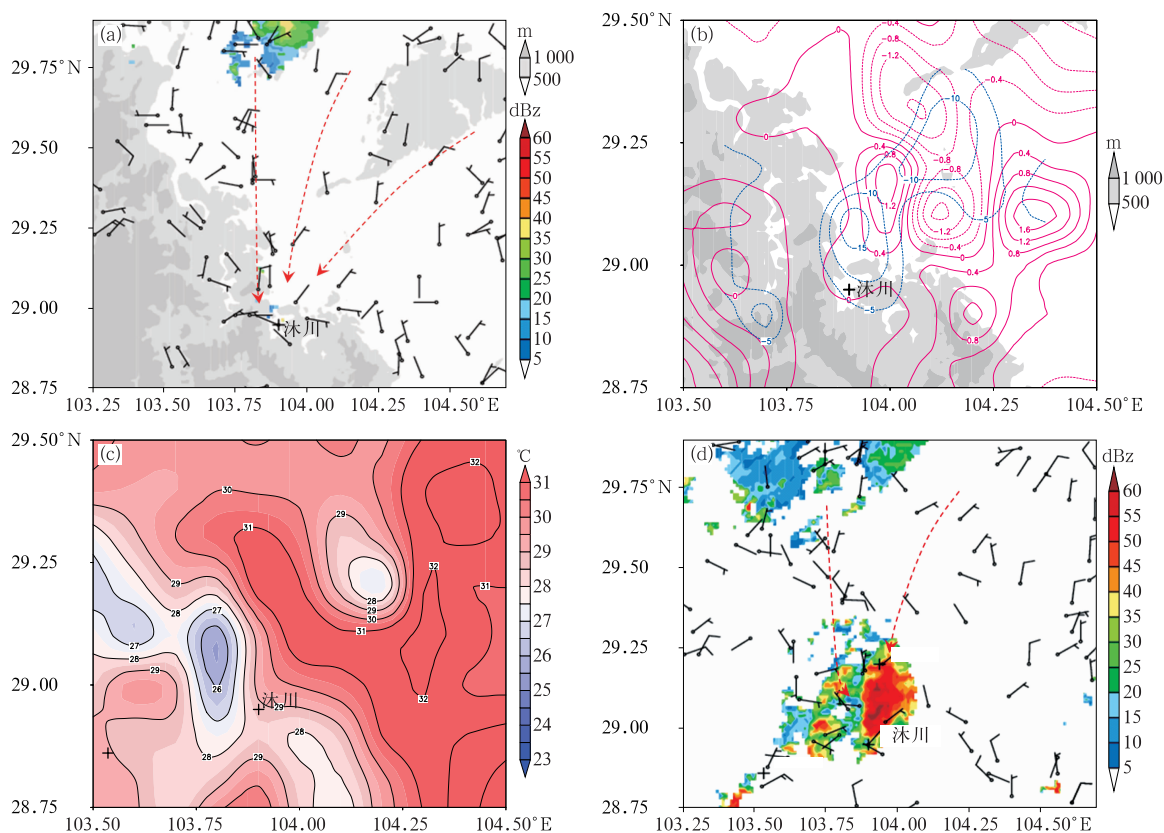


图 6 2018 年 5 月 21 日 (a)18:15 的 10 m 风场(风羽)、18:18 雷达组合反射率因子(填色)和 500 m 以上地形高度(灰色阴影), (b)18:15 的 10 m 风速较前 5 min 的变化(红色等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、散度(蓝色虚线, 仅显示辐合, 单位: 10^{-5} s^{-1})和 500 m 以上地形高度(灰色阴影), (c)18:15 的 2 m 气温(填色和等值线), (d)18:50 的 10 m 风场(风羽)、18:54 雷达组合反射率因子(填色)

(红色箭头为风向示意; 十字标记为国家基本站站点、地面资料为 5 min 自动站观测, 图 7 和图 8a 同)

Fig. 6 (a) The 10 m wind field (barb) at 18:15 BT, radar composite reflectivity (colored) at 18:18 BT, and terrain height over 500 m (grey shaded), (b) 10 m wind speed change in the past 5 minutes (red contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (blue dashed contour, only negative values, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 18:15 BT, and the terrain height over 500 m (grey shaded), (c) 2 m temperature (colored and contour) at 18:15 BT, (d) 10 m wind field (barb) at 18:50 BT and radar composite reflectivity (colored) at 18:54 BT on 21 May 2018 (The red arrows denote the wind directions; cross marks represent the national principal meteorological stations, surface data are collected by automatic weather stations at 5 min intervals, the same in Fig. 7 and Fig. 8a)

心, 5 min 风速增幅在 $1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 沿着偏北气流在山前产生明显的风速辐合, 地面散度中心值达 $-15 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 6b)。同时, 随着低空急流加强, 盆地南部低层维持暖中心, 沐川附近由于地形阻挡造成气流堆积, 地面温度在 $28 \sim 31^\circ\text{C}$, 中尺度辐合线附近形成高温梯度区(图 6c)。风速辐合配合局地中小尺度地形阻挡, 造成强烈的辐合抬升, 而中尺度高温梯度区有利于加强暖空气一侧的上升运动和冷空气一侧的下沉运动, 从而加强高温梯度区的上升运动(Koch, 1984; Trapp, 2013), 触发对流, 产生沐川第一阶段的强降水。初始对流的触发

位置在山前辐合线及其右侧(图 6d)、高温梯度区偏暖区一侧(图 6c)的风速辐合区内(图 6b)。乐山附近的对流系统触发过程与此类似, 但初始对流强度较弱, 不再赘述。

21 日 19 时前后, 近地层偏北风沿盆地南部至云南东北部西北—东南向的峡谷地带产生绕流, 与来自云南东北部的偏南风汇合, 发展为中尺度低压, 辐合进一步加强, 辐合线和低压附近生成多个 γ 中尺度对流系统(图 7a), 产生局地强降水。此时四川盆地南部近地面温度在 30°C 以上, 宜宾—长宁一带为暖中心, 而云南东北部和四川盆地南缘交界处的

地形造成的温差以及上游强降水造成的气温骤降,使得 30 min 降温幅度达 6°C ,地形区北侧形成“北暖南冷”的中尺度温度梯度区并不断加强,水平温度梯度达 $0.12^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ (图 7b)。在中尺度温度锋区暖区一侧受近地层风速脉动影响产生辐合(图略),激发上升运动,导致 20 时前后暖区内长宁附近对流触发,20—21 时产生 $71\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的短时强降水,最大分钟雨量达 3.5 mm 。

4.2 地形和天气尺度系统对中尺度对流系统发展维持的作用

21 日 22 时前后,蒙古冷涡后部冷空气南下侵入盆地,盆地内偏北风增强,乐山西侧偏北风与东侧山口偏北风绕流而成的东南风之间形成准东西向的中尺度辐合线,对应地面散度为 $-15\times 10^{-5}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 8a),辐合线两侧分别有对流系统发展,并趋向辐合线移动,在乐山附近合并,产生较大范围的短时强降水。环境风与地形之间形成强烈的辐合抬升,垂直运动沿地形梯度区近乎直立发展(图 8b),回波呈准静止强烈发展,3 h 累计降水量达 $100\sim 170\text{ mm}$ 。由图 8b 还可知,乐山附近的垂直上升运动主要由 700 hPa 以下偏北风在地形梯度区辐合而产生,上升运动中心位于 $850\sim 700\text{ hPa}$ 附近,强度达

$-2.5\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。因此回波发展高度较低,以高效率的暖云降水为主,多站小时降水量达 $50\sim 80\text{ mm}$,地形过渡区(海拔为 $400\sim 1000\text{ m}$)22 日 08 时 24 h 累计降水量为平原和高海拔地区的 $1.5\sim 2.2$ 倍(图略)。

22 日 00 时前后,随着盆地西部冷空气进一步加强并向南推进,各层偏北风加大并在盆地西南部产生气旋性切变,绕流形成西北风,形成西北—东南向的强辐合区(图略),并引导对流系统向东南方向移动,产生沐川附近第二阶段强降水。同时,乐山附近低层转为干冷空气控制,大气趋于稳定,降水强度逐渐减弱。

盆地南部处于高温、高湿、高能区,且位于南亚高压中心附近的辐散区和中低层切变线附近的辐合区,环境场条件非常有利于产生强降水。该地区 $700\sim 500\text{ hPa}$ 为偏南风,下游地势相对平坦,因此,对流系统在高能舌内沿引导气流缓慢向北移动,在自贡、内江等地产生强降水(图 9a)。21 日 22 时前后,高层辐散有所加强,垂直运动伸展到对流层高层 200 hPa 附近,有利于中尺度对流系统的发展和强降水维持。而低层近地层的干冷空气入侵使得长宁附近水平锋区加强,并在地形过渡区辐合抬升触发不稳定能量释放(图 9b),产生局地 $60\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 左右的强降水,即为长宁的第二阶段降水峰值。

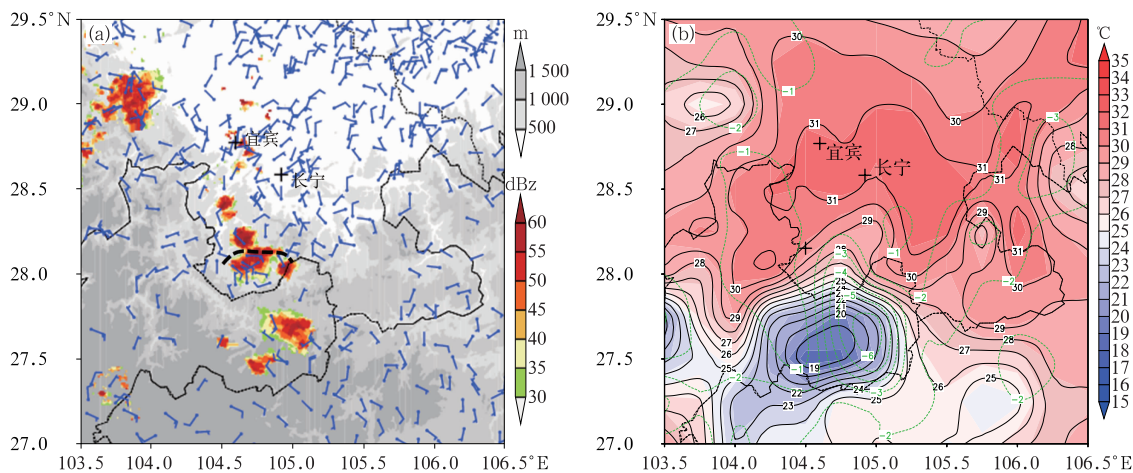


图 7 2018 年 5 月 21 日 19:30(a)10 m 风场(风羽)及辐合线(黑色虚线)、
雷达组合反射率因子(填色)和 500 m 以上地形高度(灰色阴影),
(b)2 m 气温(填色和黑色等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)和 30 min 降温(绿色等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 7 (a) The 10 m wind field (barb), convergence line (black dashed line), radar composite reflectivity (colored) at 19:30 BT 21 May, and the terrain height over 500 m (grey shaded), (b) 2 m temperature (colored and black contours, unit: $^{\circ}\text{C}$) and the temperature drop in the past 30 minutes (green contours) at 19:30 BT 21 May 2018

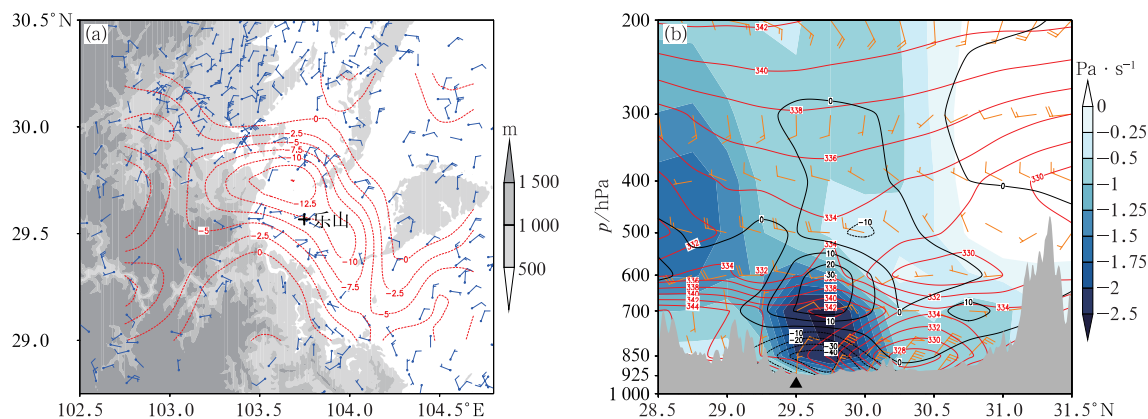


图 8 2018 年 5 月 (a) 21 日 22 时 10 m 风场(风羽)及辐合线(黑色虚线)、散度(红色虚线, 仅显示辐合, 单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) 和 500 m 以上地形高度(灰色阴影), (b) 21 日 22 时沿 103.55°E 的水平风(风羽)、垂直速度(填色, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、散度(黑色等值线, 单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) 和假相当位温(红色等值线, 单位: K) 纬度-高度剖面(三角形: 降水中心所在纬度; 灰色阴影: 地形)

Fig. 8 (a) The 10 m wind field (barb), convergence line (black dashed line), divergence (red dashed contours, only negative values, unit: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) at 22:00 BT 21, and the terrain height over 500 m (colored), (b) cross-sections of horizontal wind (barbs), vertical velocity (colored, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), divergence (black contours, unit: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) and pseudo-equivalent potential temperature (red contours, unit: K) along 103.55°E at 22:00 BT 21 May 2018 based on ERA5 data (triangle: the latitude of rainstorm center; grey shading: terrain)

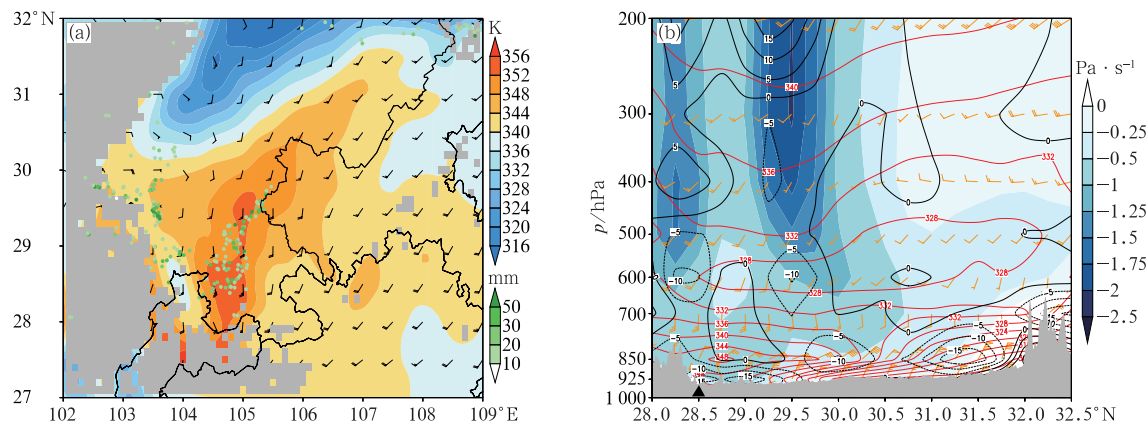


图 9 2018 年 5 月 (a) 21 日 21 时 700 hPa 风场(风羽)、850 hPa 假相当位温(填色)、22 时 1 h 降水量(绿色点状, 单位: mm) 和 850 hPa 地形(灰色阴影), (b) 同图 8b, 但为 21 日 23 时沿 104.92°E 剖面

Fig. 9 (a) The 700 hPa wind field (barb) and 850 hPa pseudo-equivalent potential temperature (colored) at 21:00 BT 21 May, hourly precipitation (green dots, unit: mm) at 22:00 BT 21 May, and terrain above 850 hPa (gray shading), (b) same as Fig. 8b, but along 104.92°E at 23:00 BT 21 May 2018

5 模式预报偏差分析

此次四川盆地极端强降水过程出现在南海夏季风爆发前, 对流性强, 加之复杂地形影响, 预报难度很大, 预报员 24 h 和各业务数值预报模式 36 h 时效预报对盆地西南部至南部的强降雨预报均明显偏

弱。本文主要分析 20 时起报的 EC 模式预报偏差特征及可能原因。

由预报员和 EC 模式的 24 h 降水量预报对比(图 10a, 10b)可见, 四川盆地西南部至南部的暴雨及以上量级降水预报明显偏弱, 大暴雨及以上量级强降水漏报。21 日 20 时至 22 日 02 时对流性降水发展最强盛阶段, 实况降水量为 50~100 mm, 局地

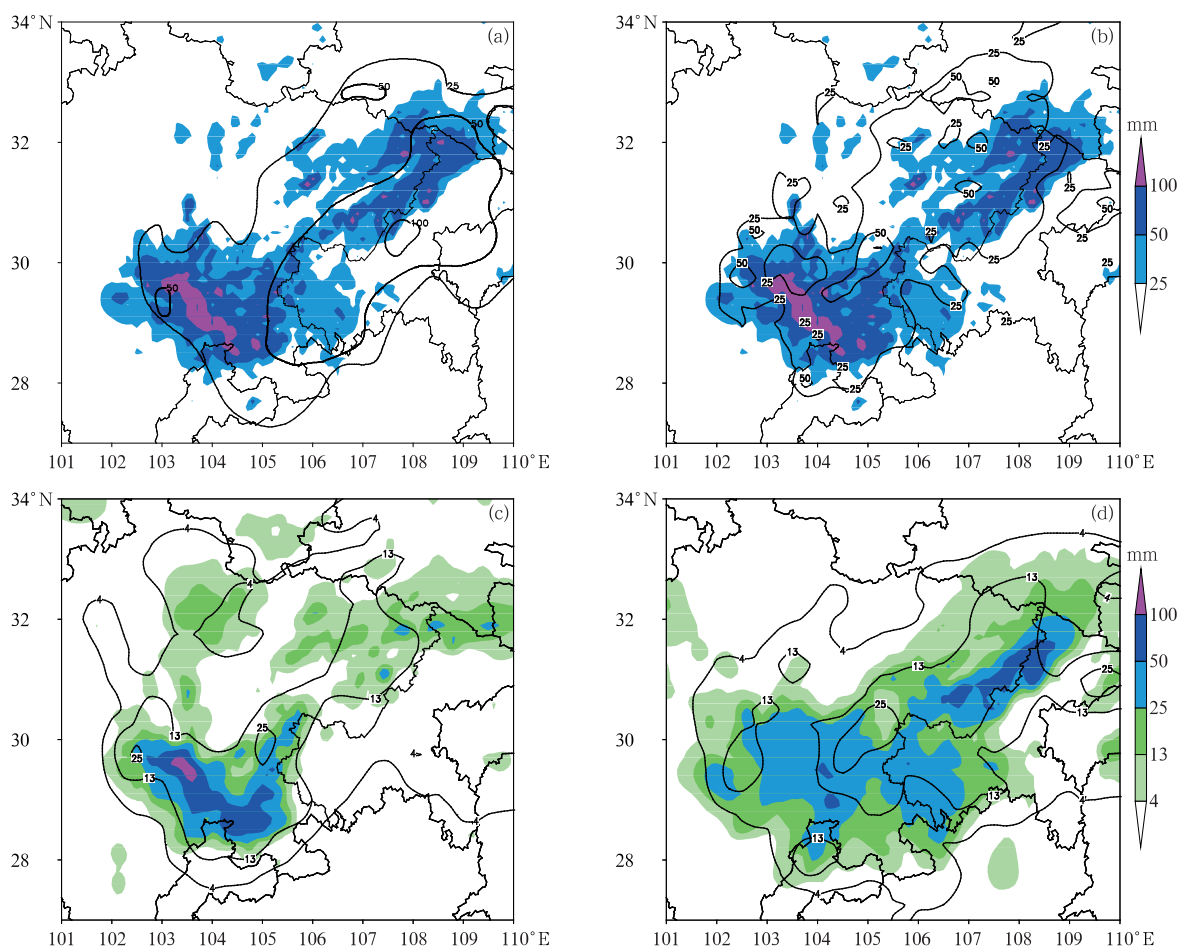


图10 (a)2018年5月21日08时至22日08时降水量实况(填色)与预报员21日08时起报的24 h预报(等值线,单位:mm)、(b)EC模式36 h预报(等值线,单位:mm);(c)21日20时至22日02时降水量实况(填色)与EC模式30 h预报(等值线,单位:mm),(d)22日02—08时降水量实况(填色)与EC模式36 h预报(等值线,单位:mm)(EC模式起报时间为20日20时)

Fig. 10 (a) The observed rainfall from 08:00 BT 21 to 08:00 BT 22 (color) and subjective forecast (contours, unit; mm; the initial forecast time is at 08:00 BT 21) and (b) EC model 36 h forecast (contours, unit; mm); (c) observed rainfall from 20:00 BT 21 to 02:00 BT 22 (colored) and EC model 30 h forecast (contours, unit; mm); (d) observed rainfall from 02:00 BT to 08:00 BT 22 May 2018 (colored) and EC model 36 h forecast (contours, unit; mm) (In Figs. 10b—10d, the initial forecast time of EC model is 20:00 BT 20 May)

达150 mm以上,但EC模式对应预报为15~30 mm,极值强度不及实况的20%(图10c),预报误差明显大于22日02时至22日08时稳定性降水阶段(图10d),表明累计降水量的预报偏差主要表现为对流性强降水预报明显偏小。下文将重点分析21日20时前后的环境场预报。

将EC模式20日20时起报的36 h以内的预报场和ERA5资料对应时刻、同分辨率的分析场进行对比检验。结果表明,EC模式对强降水的主要影响系统及其变化趋势,如四川盆地上空的高空浅槽和切变线、副高变动、低空急流夜间加强等预报与实况基本一致,对不稳定能量强度及其变化的预报与

实况也一致(图略),预报偏差可能的原因主要有以下三个方面:

①以21日20时为例,模式对盆地中南部850 hPa偏东至东北风预报偏小 $2\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,且预报以偏北风为主,风场与地形之间的夹角预报偏小,对应的天气尺度辐合中心(图11)和垂直速度(图略)预报均较分析场明显偏弱,导致降水预报较实况明显偏小。以往多个例预报检验(张芳华等,2014)也表明,低层动力场的预报偏差是导致强降水预报偏差的重要原因。

②模式对四川盆地周边复杂地形的刻画不够精细(图略),难以准确描述地形与环境气流相互作用

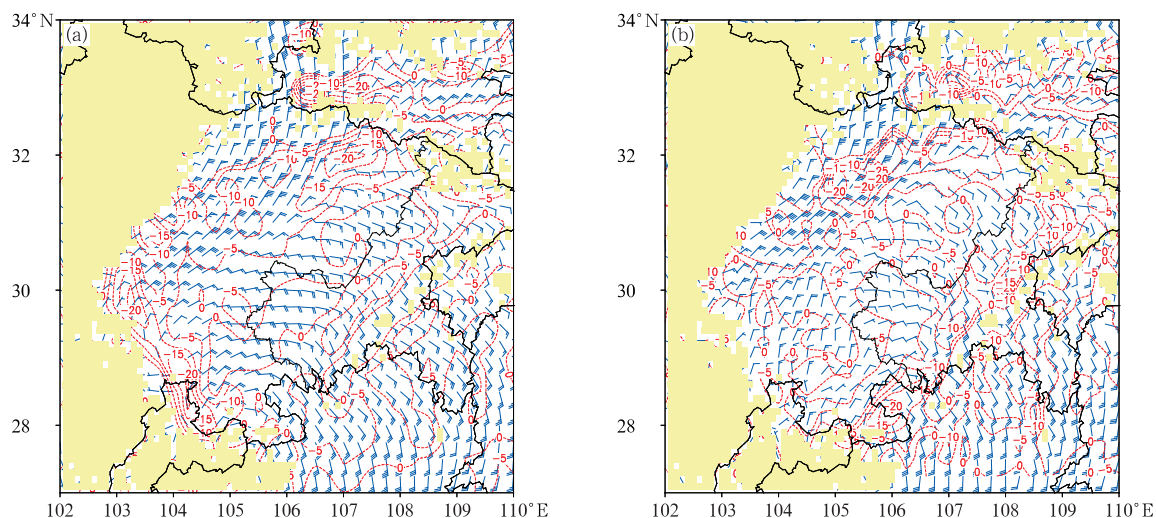


图 11 2018 年 5 月 21 日 20 时 850 hPa 风场(风羽)、散度(虚线,仅显示辐合区,单位: 10^{-5} s^{-1})

(a)分析场,(b)EC 模式 20 日 20 时起报的 24 h 预报场(黄色阴影为 850 hPa 以上的地形)

Fig. 11 The 850 hPa wind field (barb) and divergence (dashed contours, only negative values, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 20:00 BT 21 May 2018

(a) analysis fields based on ERA5 data, (b) EC model 24 h forecast starting from 20:00 BT 20 May 2018
(Yellow shadows mean the terrain height above 850 hPa)

导致的辐合抬升,致使强降水预报偏弱。四川盆地周边的复杂地形是盆地强降雨的关键影响因子,其中地形强迫抬升产生的上升运动对强降雨发生发展的重要作用已得到多项研究证实,图 11 也表明模式对风场和地形正交所造成的动力条件预报明显偏弱。

③模式对 21 日下午至傍晚盆地南部宜宾—长宁附近的 2 m 气温预报较实况偏低 $3\sim 6^\circ\text{C}$ (图略),一定程度上抑制了局地对流的触发。此外,对 21 日 19 时前后云南东北部局地强降水预报偏小,对降水和地形高度差造成的冷池没有体现,减弱了与四川盆地南部的温度梯度,不利于对流性强降水的发生发展。实际大气中,降水和环境场互相反馈,对流性降水可以对环境场产生较大的影响,进而影响后续降水的发展演变。

当然,模式降水预报偏差成因很多,如初始场误差、动力场预报误差、积云参数化和微物理过程造成的偏差,以及对地形刻画不够精细等(Ebert and McBride, 2000)。只有更好地理解不同数值模式云和降水物理过程的方案,才能更好地理解模式偏差的成因。

6 结论与讨论

本文采用多种常规和非常规观测以及 ERA5

分析资料、EC 预报资料等,对 2018 年 5 月 21 日夜间四川盆地西南部至南部地区极端大暴雨的成因和预报进行了分析,主要结论有:

(1)此次极端大暴雨的环流背景特征(图 12a)表现为:副高西伸北抬、低空急流加强,为强降水提供了异常充沛的水汽和能量条件;低层偏南风在盆地中南部转向成偏东至东北气流,形成天气尺度切变线,并与地形相互作用,触发不稳定能量释放,产生对流性强降水;蒙古冷涡异常强大,其后部冷空气南下使降水增幅;四川盆地处于南亚高压脊线附近的高空辐散区,加强了天气尺度的上升运动。

(2)此次大暴雨主要由短时强降水造成,突发性强、局地雨强大,强降水中心分布在地形过渡区。高分辨率资料分析揭示了四川盆地周边特殊地形对中尺度对流系统发生发展的动力和热力机制(图 12b)。偏北风在喇叭口和地形过渡区辐合抬升、在山口地区绕流形成中尺度辐合线或中尺度低压,同时,由地形或上游强降水造成的温差加大了盆地西部和南部边缘的温度梯度,在温度梯度大值区附近产生上升运动,均是中尺度对流系统触发的重要原因。盆地西南部持续的偏北风辐合,加之地形阻挡使得对流系统移动缓慢,导致累计降水量增大;而盆地南部对流初生在暖区内,其维持主要受到天气尺度系统的影响,并随引导气流向地势相对平坦的盆

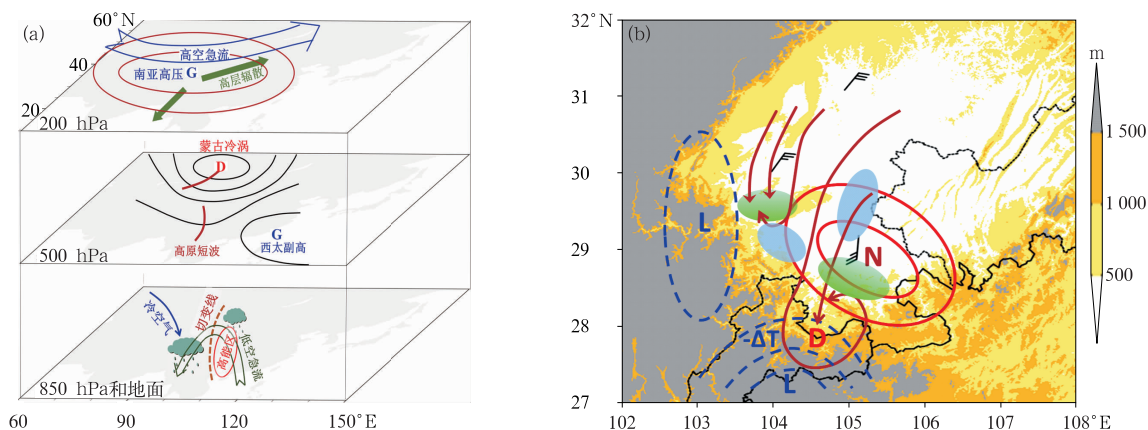


图 12 (a)强降水过程物理概念模型,(b)中尺度对流系统的触发和发展示意图
(图 12a 中 200 hPa:棕色实线为等高线,G 为南亚高压,蓝色箭头为高空急流,绿色箭头为高空辐散气流;
500 hPa:黑色实线为等高线,棕色实线为槽线,D 为蒙古冷涡,G 为副高;850 hPa 和地面:蓝色箭头
为冷空气,绿色箭头为低空急流,棕色虚线为切变线,红色椭圆为高能区.图 12b 底图填色区为
500 m 以上地形高度,棕色箭头为近地面流场,红色实线为 2 m 高温区,蓝色虚线为 2 m
低温区,绿色填充区为主要对流系统触发和发展的位置,蓝色填充区为其移动的位置,
风羽为环境风场,N、L、-ΔT 和 D 分别为近地面暖中心、冷中心、降温区和中尺度低压中心)

Fig. 12 (a) Sketch map of the main circulation systems of this heavy rainstorm process,

(b) Sketch map of the triggering and developing of mesoscale convective systems

(In Fig. 12a, at 200 hPa level the brown lines denote geopotential height, character "G" denotes the South Asia high, blue arrow denotes the upper-level jet, and green arrows denote the divergence airflow;
at 500 hPa level the black lines denote geopotential height, brown lines denote the troughs, character "D" denotes the Mongolia cold vortex, and character "G" means the western Pacific subtropical high;
at 850 hPa level and the surface the blue arrow means cold air, green arrow means the low-level jet, brown dashed line means the shear line, and red ellipse means the high energy area. In Fig. 12b shades mean the terrain over 500 m, brown arrows mean the surface stream, red solid lines mean the warm area, blue dashed lines mean the cold area, green filled ellipses mean the triggering and developing areas of the mesoscale convection systems and the blue ellipses mean their movements, wind barbs mean the environmental wind, and the characters "N", "L", "-ΔT" and "D" denote the warm center, cold center, cooling area and mesoscale low pressure center, respectively)

地内部移动。

(3)预报员提前 24 h 和各业务数值模式提前 36 h 的降雨量预报明显偏小,EC 模式预报偏差的主要原因可能是盆地内对流层低层风场预报偏差、复杂地形刻画不够细致,导致对强降水的动力和热力机制预报产生偏差,进而造成对流性强降水预报显著偏弱。

综上所述,此类暴雨的预报着眼点包括三个方面:①异常环流背景和对流潜势分析;②中尺度对流系统的触发和维持机制,特别是地形与环境条件相互作用的动力和热力机制;③重点分析天气系统与地形的相互作用及可能产生的对流触发和增幅机制,在有利的天气形势下,可调大地形过渡区的模式降水量预报。

特殊地形下中尺度对流性暴雨的触发机制非常复杂,在实时天气预报中,受限模式预报能力、天气系统本身的不确定性等因素,提前 24 h 以上很难做出准确的定量预报。需加强高分辨率观测资料分析应用,关注近地面风速脉动、中尺度辐合线、中尺

度温度梯度区等,加强对流系统的短时临近监测和预报。但是,在不同环境条件下,地形对中尺度系统触发的具体物理过程,还需要通过高分辨率数值模拟实验等手段进一步论证。

感谢:国家气象中心杨舒楠和胡宁等在文章撰写过程中提供了部分数据,谨致感谢!

参考文献

- 陈贵川,湛芸,张勇,等,2013.“12.7.21”西南涡极端强降雨的成因分析[J].气象,39(12):1529-1541. Chen G C, Chen Y, Zhang Y, et al, 2013. Causes analysis of the southwest vortex extremely heavy rainfall on 21 July 2012[J]. Meteor Mon, 39(12):1529-1541(in Chinese).
- 陈永仁,师锐,代涛,等,2014.四川盆地“7·7”极端暴雨事件的多尺度观测分析[J].高原山地气象研究,34(3):10-16. Chen Y R, Shi R, Dai T, et al, 2014. Multi-scale observation analysis of extreme heavy rain on July 7th~11th in Sichuan Basin[J]. Plateau Mountain Meteor Res, 34(3):10-16(in Chinese).
- 段静鑫,赵天良,徐祥德,等,2018.四川暴雨过程中盆地地形作用的数值模拟[J].应用气象学报,29(3):307-320. Duan J X, Zhao T L, Xu X D, et al, 2018. Simulation of basin topography impacts on rainstorm in Sichuan[J]. J Appl Meteor Sci, 29(3):

- 307-320(in Chinese).
- 符娇兰,代刊,2016. 基于 CRA 空间检验技术的西南地区东部强降水 EC 模式预报误差分析[J]. 气象,42(12):1456-1464. Fu J L, Dai K, 2016. The ECMWF model precipitation systematic error in the east of southwest china based on the contiguous rain area method for spatial forecast verification [J]. Meteor Mon, 42(12):1456-1464(in Chinese).
- 葛晶晶,钟玮,杜楠,等,2008. 地形影响下四川暴雨的数值模拟分析[J]. 气象科学,28(2):176-183. Ge J J, Zhong W, Du N, et al, 2008. Numerical simulation and analysis of Sichuan rainstorm under terrain influence[J]. Sci Meteor Sin, 28(2):176-183(in Chinese).
- 康岚,牛俊丽,徐琳娜,等,2013. 台风对四川暴雨影响的环境场对比分析[J]. 气象,39(4):427-435. Kang L, Niu J L, Xu L N, et al, 2013. Comparative analysis on the ambient field of torrential rains impacted by typhoon in Sichuan[J]. Meteor Mon, 39(4):427-435(in Chinese).
- 青泉,赵静,叶儒辉,2015. 夏季四川盆地强降水列车效应特征[J]. 气象科技,43(2):250-260. Qing Q, Zhao J, Ye R H, 2015. Characteristic analysis of train effects of summer heavy precipitation in Sichuan Basin[J]. Meteor Sci Technol, 43(2):250-260(in Chinese).
- 邱静雅,李国平,郝丽萍,2015. 高原涡与西南涡相互作用引发四川暴雨的位涡诊断[J]. 高原气象,34(6):1556-1565. Qiu J Y, Li G P, Hao L P, 2015. Diagnostic analysis of potential vorticity on a heavy rain in Sichuan Basin under interaction between plateau vortex and southwest vortex[J]. Plateau Meteor, 34(6):1556-1565(in Chinese).
- 孙建华,李娟,沈新勇,等,2015. 2013 年 7 月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征[J]. 气象,41(5):533-543. Sun J H, Li J, Shen X Y, et al, 2015. Mesoscale system study of extreme rainfall over Sichuan Basin in July 2013[J]. Meteor Mon, 41(5):533-543(in Chinese).
- 王沛东,李国平,2016. 秦巴山区地形对一次西南涡大暴雨过程影响的数值试验[J]. 云南大学学报(自然科学版),38(3):418-429. Wang P D, Li G P, 2016. Numerical experiments of the impact of Qin-Ba mountainous terrain on a rainstorm caused by southwest vortex[J]. J Yunnan Univ (Nat Sci Ed), 38(3):418-429(in Chinese).
- 肖递祥,杨康权,徐栋夫,等,2015. 副高西侧四川盆地两次极端暴雨过程分析[J]. 高原山地气象研究,35(4):10-18. Xiao D X, Yang K Q, Xu D F, et al, 2015. Analysis of two extreme heavy rain processes at the edge of west pacific subtropical high in Sichuan Basin[J]. Plateau Mountain Meteor Res, 35(4):10-18(in Chinese).
- 肖递祥,杨康权,俞小鼎,等,2017. 四川盆地极端暴雨过程基本特征分析[J]. 气象,43(10):1165-1175. Xiao D X, Yang K Q, Yu X D, et al, 2017. Characteristics analyses of extreme rainstorm events in Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 43(10):1165-1175(in Chinese).
- 薛羽君,白爱娟,李典,2012. 四川盆地降水日变化特征分析和个例模拟[J]. 地球科学进展,27(8):885-894. Xue Y J, Bai A J, Li D, 2012. Analysis and numerical simulation of diurnal variation of precipitation in Sichuan Basin[J]. Adv Earth Sci, 27(8):885-894(in Chinese).
- 杨舒楠,张芳华,徐珺,等,2016. 四川盆地一次暴雨过程的中尺度对流及其环境场特征[J]. 高原气象,35(6):1476-1486. Yang S N, Zhang F H, Xu J, et al, 2016. Mesoscale convective systems and characteristics of environment field of a heavy rainfall process occurred in Sichuan Basin[J]. Plateau Meteor, 35(6):1476-1486(in Chinese).
- 易升杰,郑飞,肖天贵,2019. 西南地区两次典型大暴雨环境场的对比分析[J]. 气候与环境研究,24(1):73-85. Yi S J, Zheng F, Xiao T G, 2019. Comparative analysis of environmental fields of two typical rainstorm cases in Southwest China[J]. Climatic Environ Res, 24(1):73-85(in Chinese).
- 俞小鼎,2013. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. 暴雨灾害,32(3):202-209. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. Torrential Rain Disaster, 32(3):202-209(in Chinese).
- 张芳丽,李国平,罗潇,2020. 四川盆地东北部一次突发性暴雨事件的影响系统分析[J]. 高原气象,39(2):321-332. Zhang F L, Li G P, Luo X, 2020. Some influence factors of a sudden rainstorm event in Northeast Sichuan Basin of China[J]. Plateau Meteor, 39(2):321-332(in Chinese).
- 赵玉春,许小峰,崔春光,2012. 川西高原东坡地形对流暴雨的研究[J]. 气候与环境研究,17(5):607-616. Zhao Y C, Xu X F, Cui C G, 2012. A study of convective rainstorms along the east slope of western Sichuan Plateau[J]. Climatic Environ Res, 17(5):607-616(in Chinese).
- 宗志平,陈涛,徐珺,等,2013. 2012 年初秋四川盆地两次西南涡暴雨过程的对比分析与预报检验[J]. 气象,39(5):567-576. Zong Z P, Chen T, Xu J, et al, 2013. Analysis and forecast verification of two southwest vortex torrential rain events in Sichuan Basin in early autumn of 2012[J]. Meteor Mon, 39(5):567-576(in Chinese).
- Ebert E E, McBride J L, 2000. Verification of precipitation in weather systems; determination of systematic errors[J]. J Hydrol, 239(1-4):179-202.
- Hart R E, Grumm R H, 2001. Using normalized climatological anomalies to rank synoptic-scale events objectively[J]. Mon Wea Rev, 129(9):2426-2442.
- Junker N W, Grumm R H, Hart R, et al, 2008. Use of normalized anomaly fields to anticipate extreme rainfall in the mountains of Northern California[J]. Wea Forecasting, 23(3):336-356.
- Koch S E, 1984. The role of an apparent mesoscale frontogenetic circulation in squall line initiation[J]. Mon Wea Rev, 112(10):2090-2111.
- Trapp R J, 2013. Mesoscale-Convective Processes in the Atmosphere [M]. Cambridge: Cambridge University Press:140-141.

(本文责编:王婷波)