

2021-10-08 T14: 00

投稿信

尊敬的《大气科学》编辑部：

您好！

非常荣幸有机会向中国气象界最著名的学术期刊《大气科学》投稿，我们的文章《四川盆地西部一次暖区山地暴雨事件的动力过程分析与局地环流数值模拟》有以下方面的创新点和重要意义：（1）、中国暖区暴雨的研究最初开始于华南，但近年来我国其他地区对于暖区暴雨的研究也与日俱增。四川盆地由于其四面环山的特殊地理环境，尤其是秦岭对北方冷空气的阻隔作用，每年都会有类似于华南地区的暖区暴雨过程发生，但目前对四川盆地暖区暴雨的研究特别是机理方面的探讨还不多见。因此本文在参考传统暖区暴雨概念和目前为数不多的四川盆地暖区暴雨统计工作的基础上，给出了四川盆周山地暖区突发性暴雨的定义，对一次盆地西部山地的暖区暴雨事件首先进行动力诊断分析，希望以此加深对四川盆地这类非主流暖区暴雨的认识；（2）、进一步通过中尺度数值模式探讨了山地-平原环流的形成机理及其对地面热源的响应和对暴雨的作用，这对于理解山地暴雨形成机理和认识地形热力差异、山地-平原环流与山地暴雨之间的关系具有重要意义，同时也为研究地形热力作用对暖区暴雨的影响提供一种研究思路。

全文共有 11 幅图，共计 14307 字。作者声明该文章没有在国内发表过，也不曾投稿国内外其他期刊。

稿件的联系人为李国平（通讯作者），联系信息如下：

通信地址：成都市双流区西航港学府路一段 24 号，成都信息工程大学大气科学学院

邮编：610225

E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

Tel: 13981701018, 028-85966386

致礼！

付智龙、李国平、姜凤友、郭洁

2021 年 10 月 8 日

四川盆地西部一次暖区山地暴雨事件的 动力过程分析与局地环流数值模拟

付智龙¹ 李国平^{1,2} 姜凤友³ 郭洁⁴

¹ 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

² 气象灾害预报预警与评估省部共建协同创新中心, 南京 210044

³ 内蒙古呼伦贝尔市气象局, 呼伦贝尔 021008

⁴ 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610072

摘 要 本文利用国家基本站和区域自动站逐小时雨量、FY-2G 卫星 TBB、ERA5 再分析等资料, 对 2017 年 7 月 23 日发生在四川盆地西部的一次暖区山地暴雨事件进行动力诊断分析和数值模拟试验。得到以下主要结果: 此次暖区山地突发性暴雨发生在西太副高边缘的弱天气形势背景下, 盆地西部前期高温、高能的环境条件与伸入盆地的东南风受到龙门山脉的强迫抬升是这次暴雨触发的诱因。山地-平原环流在夜间的转换使背景东南风形成深厚的倾斜上升运动, 是暴雨增强和中尺度对流云团重组发展的原因。进一步通过数值模拟得出, 山地-平原环流受近地面热力扰动驱动。在白天, 盆地西部山坡为正虚温扰动区, 而同一高度的平原则是负虚温扰动, 山地-平原环流从平原吹向山地; 到了夜晚, 虚温扰动在山地、平原两侧的分布发生反转, 山地-平原环流因此转为从山地吹向平原。当去除模式地面热源时, 近地面的热力扰动几乎消失, 盆地西部山地-平原环流无法形成, 与山地-平原环流对应的辐合区随之消失, 导致模拟的过程累积降水量显著减少、强降水中心消失。

关键词 暖区山地暴雨 山地-平原环流 昼夜转换 地面热源 数值模拟

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2110.21054

Dynamic Analysis and Local Circulation Numerical Simulation of a Warm-sector Mountain Rainstorm Event in Western Sichuan Basin of China

FU Zhilong¹, LI Guoping^{1, 2}, JIANG Fengyou³ and GUO Jie⁴

¹. School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

². Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing 210044

³. Hulunbuir Meteorological Bureau of Inner Mongolia Autonomous Region, Hulunbuir 021008

⁴. Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610072

收稿日期 2021-04-02; 网络预出版日期

作者简介: 付智龙 (1996-), 男, 广东人, 硕士研究生, 天气动力学研究方向。E-mail: sgfzl96@163.com

通讯作者: 李国平 (1963-), 男, 重庆人, 教授, 博士生导师, 主要从事暴雨动力学、高原山地气象学等研究。E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金 (91937301, 42175002, 42075013), 国家重点研发计划项目 (2018YFC1507200)

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 91937301, 421075002, 42075013), National Key Research and Development Program (Grant 2018YFC1507200)

Abstract Based on the hourly precipitation data from automatic weather stations, FY-2G TBB data and ERA5 reanalysis data, dynamic analysis and numerical experiment are carried on for a warm-sector mountain rainstorm event in Western Sichuan Basin on 23 July 2017. The results indicate that the warm-sector mountain torrential rainstorm occurred in the edge of the WPSH (West Pacific Subtropical High) under the background of weak synoptic forcing. The conditions of high temperature and high energy in Western Sichuan Basin and the southeast wind intruding into the basin, lifted by Longmen Mountain, which is the inducements of this rainstorm. The conversion of the mountain-plain circulation is the reason for the intensification of rainstorm and the reorganization of mesoscale convective cloud clusters. It is the mountain-plain circulation uplifting the background wind that causes the upward sloping motion. A further study of numerical simulation show that the mountain-plain circulation is driven by near-surface thermal perturbation. In the daytime, there is positive virtual temperature disturbance area in the hillside of Western Sichuan Basin, and a plain-to-mountain flow has developed. After sunset, the distribution of the virtual temperature disturbance on the mountain and plain is reversed. Therefore, the mountain - plain circulation is shifted from mountain to plain. When the model surface heat source was removed, the near-surface thermal perturbation tends to disappear, and the mountain-plain circulation could not be formed in the Western Sichuan Basin. Consequently, the convergence area related to the mountain-plain circulation dissipated, resulting in the obvious decline of the simulated cumulative precipitation and the disappearance of the heavy precipitation center.

Keywords warm-sector mountain rainstorm, mountain-plain circulation, day-night conversion, surface heat source, numerical simulation

1 引言

四川盆地处于青藏高原东侧，盆地四周地形复杂，加上高原热力、动力作用的影响，使得盆地的天气过程复杂多变，而暴雨也是四川盆地主要的天气灾害之一。长久以来，四川盆地暴雨研究主要关注在西南低涡（Mai et al, 2021；刘晓冉和李国平，2014）、高原低涡（杨颖璨等，2018；周玉淑等，2019）、高原切变线、高原中尺度对流系统（汤欢等，2020）以及这几种系统的相互作用上（Liu et al, 2018；杜梅等，2020）。与上述天气系统相关的主流暴雨不同，近年来有不少学者开始关注四川盆地的另一类暴雨—暖区暴雨。

暖区暴雨是近年来中国暴雨研究的一个热点问题。暖区暴雨的概念最初是针对华南地区提出来的，华南前汛期暖区暴雨一般有两种定义：一是指产生于华南准静止锋地面锋线南侧暖区的暴雨；二是指没有锋面存在且华南未受冷空气或变性冷高脊控制时产生的暴雨（黄士松，1986）。暖区降水具有突发性、局地性、对流性强等特点（何立富等，2016），一直以来都是气象工作者研究的重点、难点（林晓霞等，2017；谌芸等，2019）。由于暖区暴雨的天气尺度影响系统不明显，斜压强迫弱，触发机制复杂，在实际业务中预报难度很大（曾智琳等，2018；徐珺等，2018）。尤其是发生在山地的暖区暴雨，往往会伴随泥石流、山体滑坡等次生地质灾害，其突发性、灾害性比一般的暖区暴雨要更甚，并且由于地形的复杂性以及地形动力、热力作用的交织使得研究与预报的难度也更大。

基于华南暖区降雨的定义和已有的研究成果，我国其他地区对于暖区降雨的研究也越来越多（Zhong et al, 2015；Wang et al, 1990；赵庆云等，2017；马月枝等，2017）。四川盆地由于其特殊的地理位置——四面环山，地势中间低、周边高，使得四川盆地夏季水汽和能量容易聚集，常处于高能、高湿的环境之下，来自北方的冷空气受秦岭阻挡不易进入到四川盆地内（肖递祥等，2020），因此四川盆地尤其是盆地西部或西南部，每年都有类似于华南

地区的暖区暴雨过程发生（杨康权等，2019）。杨康权等（2017）对一次高原低涡（简称高原涡）影响下四川盆地暖区暴雨的中尺度系统的动力、热力特征进行分析，揭示了此次暖区暴雨过程持续时间长的原因。罗辉等（2020）利用四川盆地 7 部天气雷达对发生在盆地的暖区暴雨过程的雷达回波特征进行分析，并采用随机森林机器学习方法来识别雷达回波。

与华南不同的是，四川盆地位于我国地形的第二级阶梯，背靠我国第一级阶梯——青藏高原，两者之间存在着巨大的地形高度差，因此四川盆地不仅受到由于龙泉山脉形成的局地山地-平原环流影响（田越等，2020），还受到由于第一级阶梯和第二级阶梯之间高度差形成的更大尺度的山地-平原环流影响（Zhang et al, 2014; Bao et al, 2013; Huang et al, 2010）。Jin et al（2013）在研究四川盆地的降水日周期特征时发现，由于青藏高原与四川盆地之间热力差异产生的上坡风，使盆地西部的降水主要发生在前半夜（18-00 时，北京时，下同）；而在后半夜（00-06 时）山地-平原环流的转换在盆地西部形成下坡风，因此降水中心从盆地西部东移到盆地中东部。

本文基于四川盆地与华南不同的地理特点，参考传统暖区暴雨的概念和前人的研究，将发生在四川盆地内地面为热低压控制，暴雨过程中无地面冷空气和高空冷平流且 500hPa 无明显低槽影响的暴雨事件定义为四川盆地暖区暴雨。由于目前对四川盆地暖区暴雨的研究还不多见，而暖区山地暴雨及数值模拟的相关研究就更少。因此本文选取 2017 年 7 月一次发生在四川盆地西部的暖区山地暴雨事件，首先对此次暴雨的动力过程进行诊断分析，在此基础上再通过中尺度模式开展数值模拟及试验，着重讨论影响这次暴雨过程山地-平原环流的形成机理及其对地面热源的响应，希望以此加深对四川盆地这类非主流暖区暴雨的认知，提高对此类暴雨的预报、预警能力。

2 资料

本文使用的资料分为四部分：（1）降水资料使用四川省国家基本站和区域自动站逐小时资料，主要用于分析雨强和降水量分布。（2）欧洲中期天气预报中心（ECMWF）提供的第五代全球再分析资料（ERA5），时间分辨率为 1 小时，水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，垂直方向共 37 层，主要用于环流形势、环境场和动力过程的诊断分析以及为数值模式提供初始场和边界条件。（3）中国国家卫星气象中心 FY-2G 卫星遥感的相当黑体温度（TBB）资料，时间分辨率为 1 小时，水平分辨率为 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ ，主要用于分析中尺度对流云团的强弱变化。（4）四川省区域加密自动站逐时近地面风场和温江、宜宾每日两次探空观测资料，用于分析近地面风场及其随时间的变化和对模式资料进行对比验证。

3 降水概况与环流形势

3.1 降水概况

2017 年 7 月 23 日 17 时-24 日 05 时，四川盆地西部和西北部发生一次暴雨过程（图 1a）。此次过程主要雨带位于盆地西部沿龙门山的地形陡峭区，呈西南-东北带状分布，强降水中心分别位于成都温江和绵阳安县，对应的 12h 累计雨量为 110.4mm 和 104.8mm；次雨带位于盆地西部边缘的眉山、乐山，呈西北-东南带状分布，过程累计雨量也达 68mm 以上，两个雨带构成直角形状。选取主雨带的代表站点大邑顺和村站、安县老望沟村站和次雨带的代表站点夹江楼房村站的逐小时雨量曲线（图 1b），从各个代表站点出现降水的时间我们可以看到，降水首先出现在成都南部双流、大邑等市县，然后雨带向东北移动到德阳、绵阳。在成都和德阳、绵阳的降水峰值都结束后，位于乐山的次雨带才开始降水。此次暴雨过程从 23 日 17 时开始到 24 日 05 时停止，历时仅有 12h，局地过程累计雨量达到 100mm 以上且最大小时雨量达 70mm 以上，呈现很强的局地性和突发性。

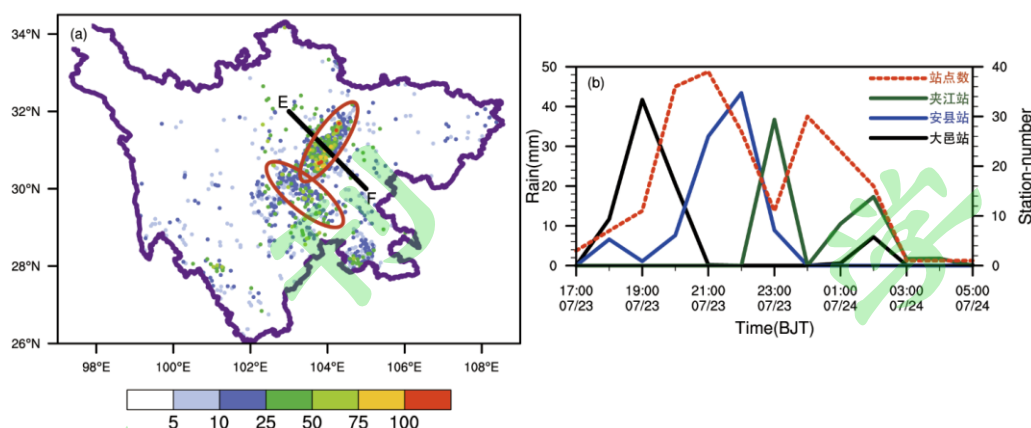


图 1 (a) 2017 年 7 月 23 日 17 时至 24 日 05 时 12h 累计降水量 (单位: mm) 分布, 直线 EF 为垂直剖面位置; (b) 代表站点雨量 (实线, 夹江、安县、大邑站)、降水区 (29°N — 33°N , 102°E — 105°E) 1h 累计雨量 $\geq 20\text{mm}$ 站点个数 (虚线) 随时间演变曲线图

Fig.1 (a) The distribution of 12h accumulated precipitation (unit: mm) from 1700 BJT on 23 to 0500 BJT on 24 July 2017. EF denote the position of cross section; (b) Temporal evolution of hourly precipitation (solid lines, Jiajiang, Anxian and Dayi) in the representative stations and number of stations (dashed lines) with cumulative precipitation in one hour over 20mm in the precipitation zone (29°N — 33°N , 102°E — 105°E).

3.2 环流形势

暴雨发生前, 23 日 14 时 500hPa 高度场上 (图 2a) 亚洲中高纬为“两槽一脊”的环流形势, 高压脊位于贝加尔湖, 两侧分别为一横槽和一切断低压, 中低纬度西太副高的“588”dagpm 线从四川盆地中部穿过, 整个四川盆地受副高外围偏南气流控制, 这与肖递祥等 (2020) 总结出的四川盆地暖区暴雨的典型环流背景类似。四川盆地上空虽然没有受高空槽和冷平流的影响, 但偏南风有利于引导暖湿气流北上, 为暴雨区营造高湿、高能的有利环境。23 日 20 时 (图略), 副高略有东退, 偏南气流的暖湿输送有所减弱, 但四川盆地仍处在弱天气强迫的环流形势当中并且这种稳定的形势一直持续到暴雨结束, 因此可以认为这次区域暴雨过程是发生在副高边缘弱天气强迫下的暖区暴雨。从 200hPa 高度场和散度场 (图 2b) 来看, 23 日 14 时在川东南有一闭合高压, 高压西北部则有明显的辐散区, 在之后的几个小时里, 闭合高压缓慢向西北移动 (图略), 四川盆地西部受其影响, 200hPa 产生强烈的辐散作用, 这种高空辐散有利于深厚上升运动的发展。

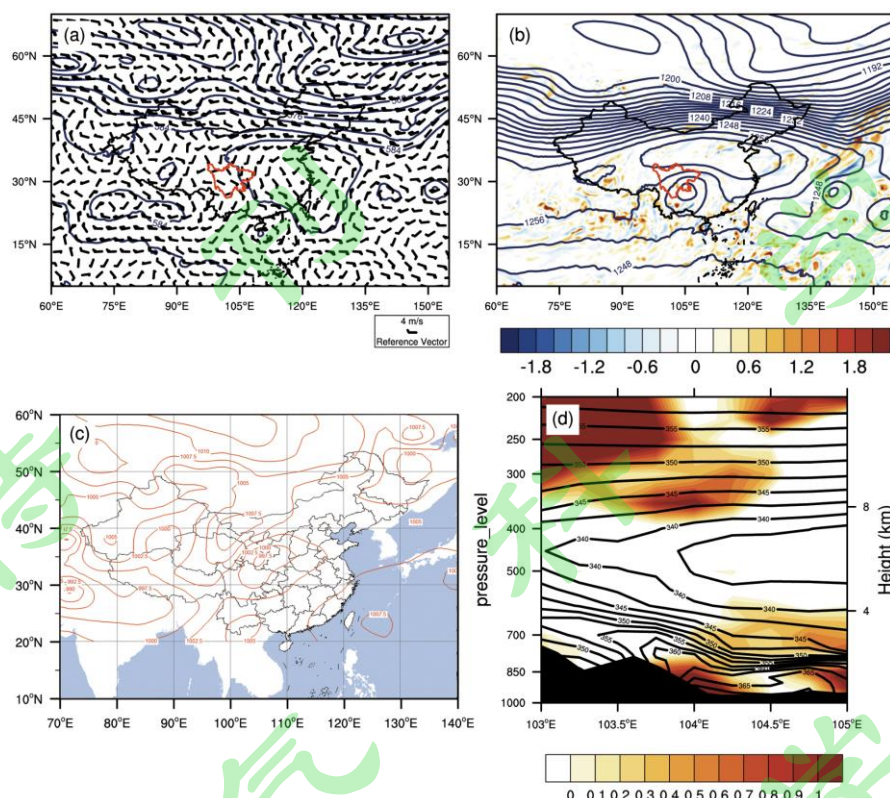


图 2 23 日 14 时 (a) 500hPa 高度场 (等值线, 单位: dagpm) 和风场 (矢量, 单位: $m \cdot s^{-1}$); (b) 200hPa 高度场 (等值线, 单位: dagpm) 和散度场 (填色, 单位: $\times 10^{-4} s^{-1}$), 23 日 17 时 (c) 海平面气压场 (等值线, 单位: hPa); (d) 沿强降水中心 (见图 1a) 暖平流 (填色, 单位: $\times 10^{-4} K \cdot s^{-1}$) 与假相当位温 (等值线, 单位: K) 纬向垂直剖面

Fig.2 (a)The geopotential height(contour, units: dagpm) and wind bars(units: $m \cdot s^{-1}$) at 500 hPa;(b)The geopotential height(contour, units: dagpm) and divergence (shaded, units: $\times 10^{-4} s^{-1}$) at 200 hPa at 1400 BJT on 23 July, (c)The sea level pressure (contour, units: hPa); (d) The cross section along the heavy precipitation center of warm advection(shaded, units: $\times 10^{-4} K \cdot s^{-1}$) and potential pseudo-equivalent temperature(contour, units: K) at 1700 BJT on 23 July.

根据中国气象局武汉暴雨研究所定义的突发性暴雨特征: 对于单个站点, 1h 累计雨量 $\geq 20mm$ 且 3h 累计雨量 $\geq 50mm$ 的强降水, 从图 1b 中可以看到从 23 日 17 时开始就出现了 1h 累计雨量 $\geq 20mm$ 的格点且持续时间 3h, 并且 3h 累计雨量超过 50mm。另外结合图 2c、d 可知, 暴雨发生时在甘肃东南有一热低压中心, 四川盆地处于低压中心南侧, 同时在 600hPa 以下龙门山脉到四川盆地受明显的暖平流作用。由上文对四川盆地暖区暴雨的定义, 可判断此次暴雨过程为一次突发性暖区山地暴雨事件。

4 环境场特征

从暴雨发生时 850hPa 的水汽通量 (图 3a) 来看, 四川盆地的水汽主要由副高外围东南气流输送, 水汽从东南沿海经湖南、贵州、重庆后侵入到达四川盆地, 之后由于受龙门山等高大地形的阻挡而在盆地西部聚集, 因此盆地西部的整层可降水量 (PWV, precipitable water vapor) 达到了 80mm 以上, 明显高于盆地中东部。由 850hPa 暖平流和假相当位温的分布 (图 3b) 可见, 在盆地西北沿龙门山的地区有一暖平流大值区, 但从 10 时 (图略) 盆地西部和西北部就开始受暖平流的影响, 在持续暖平流的作用下, 盆地西部和西北部出现假相当位温高值区和能量锋区, 假相当位温高值中心达 360K 以上, 与肖递祥等 (2020) 的研究中指出

四川盆地暖区暴雨 850hPa 假相当位温的平均值为 360.6K 的结果接近。由以上分析可知，在暴雨发生前盆地西部的大气就处于高温、高湿的状态，这样的环境条件非常有利于暖区暴雨的发生（万轶婧等，2020）。

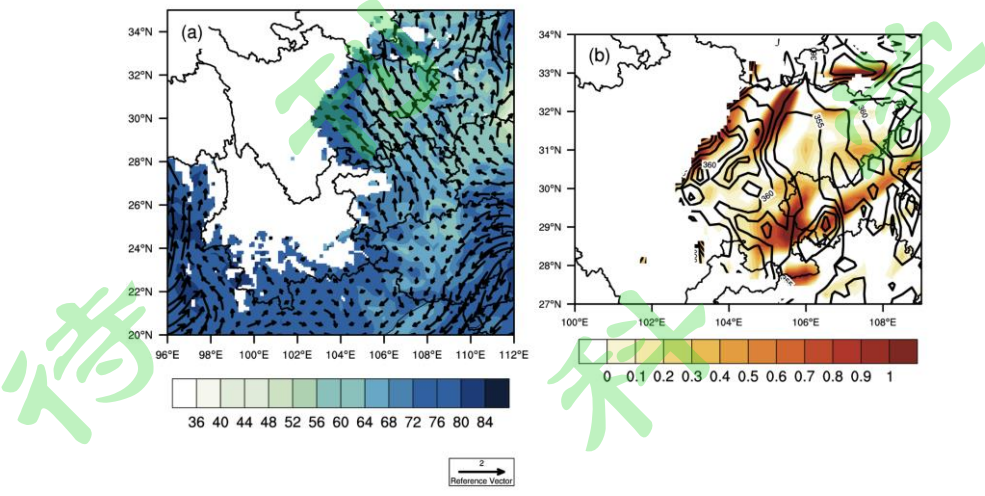


图 3 23 日 17 时 850hPa (a) 水汽通量(矢量, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 和整层可降水量(填色, 单位: mm); (b) 暖平流(填色, 单位: $\times 10^{-4} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$) 和假相当位温(等值线, 单位: K)

Fig.3 (a)Water vapor fluxes(vector, units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical integrated precipitable water vapor(shaded, units: mm);(b)Warm advection(shaded, units: $\times 10^{-4} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$) and potential pseudo-equivalent temperature(contour, units: K) at 850 hPa at 1700 BJT on 23 July.

另外，从盆地西部具有代表性的温江站的探空资料可以发现，23 日 08 时温江站上空大气的对流有效位能（CAPE，convective available potential energy）达 $1305.2 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，而在暴雨发生后的三小时（23 日 20 时），温江站的对流有效位能仅为 $282.8 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，这表明存在有利的动力条件使得对流有效位能得以释放，转化为气块上升的动能，促使水汽成云致雨，最终导致暴雨的发生。

5 动力过程分析

通过前文的分析可知，稳定的环流形势和高能、高湿的环境再配合有利的动力条件，导致这次暖区暴雨的发生，因此本节着重分析这次暴雨的动力过程。从暴雨发生时刻 850hPa 风场（图 4a）来看，由于受副高外围偏南气流控制，四川盆地内为一致的东南风，东南风与盆地西北部龙门山走向近乎正交，并且沿龙门山伴有垂直上升运动。由暴雨区的垂直剖面（图 4c）可见，东南风受到龙门山的阻挡后抬升，因此出现了图 4c 中沿着坡面的上升运动区。则可认为此次暴雨过程是在前期大气高温、高能的热力条件下，东南风受到盆地西北部龙门山等大型山脉的动力强迫抬升后触发。

在暴雨发生后的四小时（21 时），盆地西北部和西部的偏东风未能维持，局地风场发生了变化。由图 4b 可见，21 时盆地西北部的风场由东南风转为西北风，并且西北风与环境东南风汇合形成一切变线，其在散度场上则表现为一辐合区。从剖面图（图 4d）上也可以看出，在龙门山东南侧 850hPa 以下的大气伴随着强烈的东南风减速而出现了下坡风。下坡风从山坡滑下后使东南风得以抬升，在低层形成上升运动，这支上升气流与下风方一侧的中高层上升运动合并，形成强烈的倾斜上升气流，上升运动高度可达 200hPa。倾斜上升气流在散度场上也有明显的表现，低层辐合与中层辐散形成的中低层上升运动，以及靠近山地一侧中层辐合与 3.2 节中所述的高层辐散形成中高层上升运动，两支气流合并后形成深厚的倾斜上升运动。正是由于局地风场的转换形成的倾斜上升运动使暴雨得以增强，德阳、绵阳随即

迎来了此次过程的最大降水峰值（图 1b）。

图 4 23 日 17 时 (a) 850hPa 垂直速度（填色，单位： $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ）和风场（矢量，单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）；(c) 沿直线 EF（图 1a）垂直速度（填色，单位： $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ）和合成风场（矢量， $\vec{V} \cdot \cos \theta$ 与 -5ω 合成， θ 为实际风向与东南风向的夹角），21 时 (b) 850hPa 散度（填色，单位： $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ）和风场（矢量，单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）；(d) 沿直线 EF 散度（填色，单位： $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ）、东南风速增量（等值线，单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，相较于前一时次的增量）和合成风场（矢量， $\vec{V} \cdot \cos \theta$ 与 -5ω 合成， θ 为实际风向与东南风向的夹角），其中棕色实线为切变线

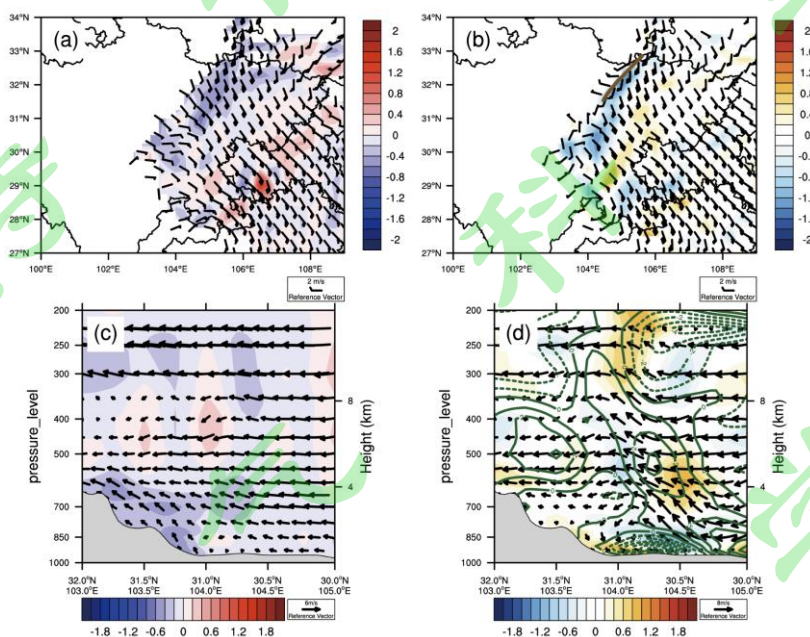


Fig.4 (a)Vertical velocity(shaded, units: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind bars(units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa;(c)The cross section along line EF(Fig.1a) of vertical velocity(shaded, units: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and constructed wind field(vector, consist of $\vec{V} \cdot \cos \theta$ and -5ω , θ denote the angle between the wind vector and the southeast wind) at 1700 BJT on 23 July;(b)Divergence(shaded, units: $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$) and wind bars(units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa;(d)The cross section along line EF of divergence(shaded, units: $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$),increment of southeast wind speed(contour, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,deviate from last time) and constructed wind field(vector, consist of $\vec{V} \cdot \cos \theta$ and -5ω , θ denote the angle between the wind vector and the southeast wind) at 2100 BJT on 23 July, the brown solid line denotes the shear line.

局地风场的转换同样发生在盆地西部，由 23 日 20 时 850hPa 风场（图 5a）可见，此时盆地西部仍然为偏东风，中尺度对流云团也已在成都附近生成，其 $\text{TBB} \leq -62^\circ\text{C}$ 。21 时中尺度对流云团进一步扩大，由于此时西北部的风场已经转换为西北风，深厚倾斜上升运动形成（如前文所述），所以对对流云团的冷云中心逐渐向东北移去，盆地西部的对流云团也因此慢慢消散。到 22 时，对流云团 TBB 升高到 -42°C ，但此时盆地西部的风场（图 5c）已经逐渐转为系统性西风。偏西风与环境偏东风在雅安、眉山一带形成切变线，环境偏东风得以辐合上升，形成了与图 4d 中相似的倾斜上升气流，使得东移至此减弱的对流云团又重新得以加强，到 24 日 00 时对流云团强度已经增强到 $\text{TBB} \leq -57^\circ\text{C}$ （图 5d）。随着盆地西部西风的建立、对流云团的重组，乐山、眉山一带于 22 时开始降雨，形成此次暴雨过程的次雨带。

综合以上分析可知，弱天气背景下局地风场的转换不仅发生在盆地西北部也发生在盆地西部，其对于此次暖区暴雨的增强和中尺度对流云团的重新加强具有关键作用。

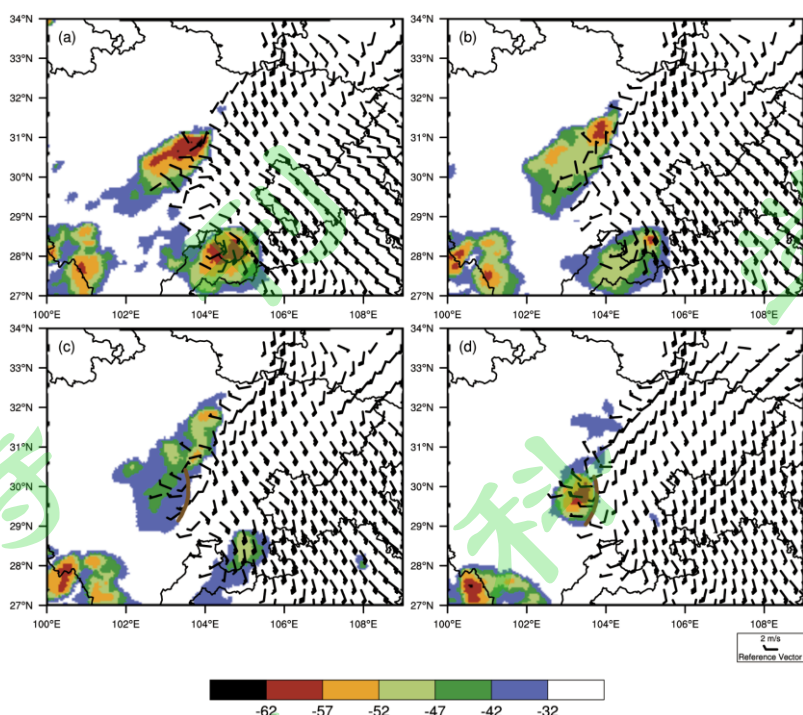


图 5 23 日 (a) 20 时; (b) 21 时; (c) 22 时; (d) 24 日 00 时 FY-2G 卫星 TBB (填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布和 850hPa 风场 (矢量, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 其中棕色实线为切变线

Fig.5 The TBB(shaded, units: $^{\circ}\text{C}$) from FY-2G satellite and wind bars(units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa at (a)2000 BJT,(b)2100 BJT,(c)2200 BJT on 23 July,(d)0000 BJT on 24 July, the brown solid line denotes the shear line.

6 山地-平原环流风场的转换

不少学者 (Wolyn and Mckee, 1994; Hua et al, 2020; Zhang et al, 2021) 认为山脉整体与平原之间热力差异产生的山地-平原风环流有利于对流触发, 形成中尺度对流系统。那么这次暖区暴雨过程中局地风场为何出现第 5 节中分析出的转换? 这是否与山地-平原环流有关? 下面我们试图通过观测事实和数值模式对此加以探讨。

6.1 山地-平原环流的观测事实

以图 6a 中红色矩形框代表盆地西部作为研究区域, 从图中可以看到选定的研究区域为盆地西部山地与平原的连接地带, 主要包括眉山、乐山、雅安等市县。从研究区域内近地面纬向风随时间的演变曲线 (图 6b) 可以看到, 虽然近地面风场可能受到地面建筑物的影响, 观测到的近地面风速较小且不够稳定, 但我们仍然可以发现在 22 日 20 时至 25 日 20 时, 近地面东风于每日 18 时左右转换为西风, 而西风在每日 12 时左右又转换回东风, 即近地面风场的转换不仅发生在暴雨过程中, 也发生在暴雨前后。另外从雅安和乐山站的位温演变曲线 (图 6c) 来看, 在白天雅安的位温与乐山的位温相当或略低, 两站之间被背景偏东风控制, 但到了晚上雅安的位温总是比乐山的位温要低, 两站之间的风场转为偏西风。同时在暴雨过程中雅安站的位温在 23 日 14 时先于乐山站降低, 接着在 17 时雅安和乐山站的位温差达到最大, 也正是从此时开始两站之间的东风开始减弱并且在 18 时转换为偏西风。由于雅安和乐山站分别位于盆周山地和平原一侧, 两站之间的温度差也说明位于山地一侧同一高度的空气比位于平原一侧的要低, 这种温度水平梯度导致大气中出现气压水平梯度 (寿绍文等, 2003), 进而使风向转换。到了 23 时, 乐山由于降水引起地面蒸发, 位温才逐渐接近甚至低于雅安。

综合上述基于观测资料的分析可知，这次暴雨过程局地风场的变化是由山地-平原环流在夜间的转换引起，其形成机理与山谷风类似（田越和苗峻峰，2019），都是由地形产生的热力作用强迫而成。

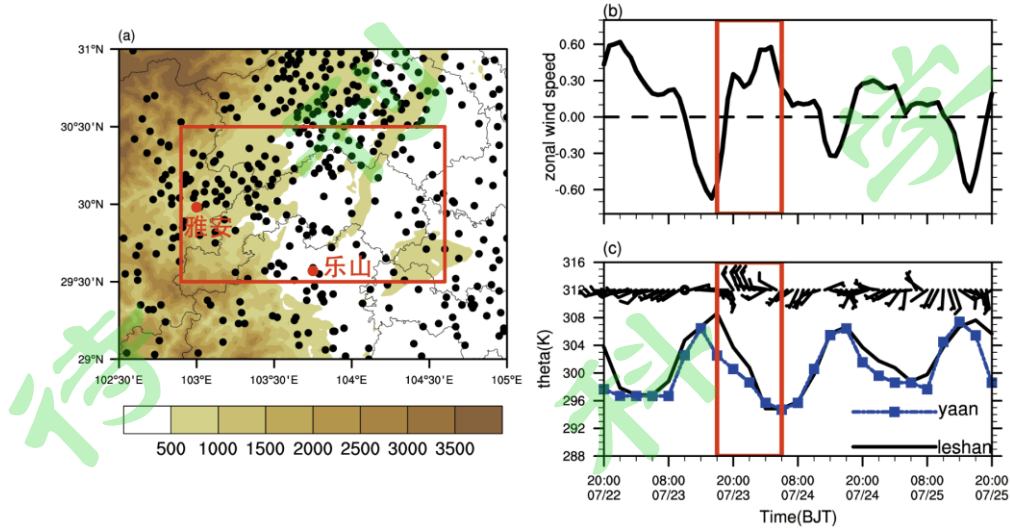


图 6 (a) 盆地西部地形 (填色, 单位: m) 和加密自动站的站点分布; (b) 图 6 (a) 中红色矩形框内所有站点经三点平滑后平均纬向风随时间演变曲线 (单位: $m \cdot s^{-1}$); (c) 雅安、乐山站位温 (曲线, 单位: K) 和两站之间平均风场 (矢量, 单位: $m \cdot s^{-1}$, 风羽全风速为 $0.5m \cdot s^{-1}$), (b、c) 中红色矩形框为暴雨发生时段

Fig.6 (a)The topographical distribution(shaded, units: m) of the Western Sichuan Basin and the distribution of automatic weather stations;(b)Time series of regional mean zonal wind speed(units: $m \cdot s^{-1}$) in the red rectangle(Fig.6a) after three points smoothing;(c)Time series of potential temperature(units: K) in Yaan and Leshan and mean wind field(vector, units: $m \cdot s^{-1}$, full speed of wind barb is $0.5m \cdot s^{-1}$) between Yaan and Leshan, the red rectangle in Fig.6b, c denotes the period of heavy rain.

6.2 山地-平原环流的数值模拟

为了进一步探究山地-平原环流的形成机理，下面我们利用数值模式对这次暴雨过程进行模拟，并通过敏感性试验来探讨山地热力作用对山地-平原环流的影响。数值模式采用 WRF_v4.2, 以 ERA5 再分析资料为初始场和边界条件驱动模式，积分时间从 2017 年 7 月 23 日 08 时到 24 日 08 时，共 24h，模拟时间段内既包括了暴雨的整个过程也涵盖了山地-平原环流从平原风转换为山风的过程。模式模拟区域如图 7，采用两层双向嵌套和 Lambert 投影，模拟区域中心位于 $31^{\circ}N$, $104^{\circ}E$ ，粗网格格距为 18km，网格点数为 245×191 ，细网格格距为 6km，网格点数为 415×349 。模式垂直坐标采用混合西格玛-气压坐标，共 35 层，顶层气压为 50hPa，地形数据采用 topo_gmted2010_30s 数据集。模式双重网格均采用相同的物理过程：NSSL 2-moment 云微物理参数方案、New SAS (Simplified Arakawa-Schubert) 积云参数化方案、Noah 陆面方案、Revised Monin-Obukhov 近地层方案、YSU 边界层方案、Dudhia 短波辐射方案、RRTM 长波辐射方案。

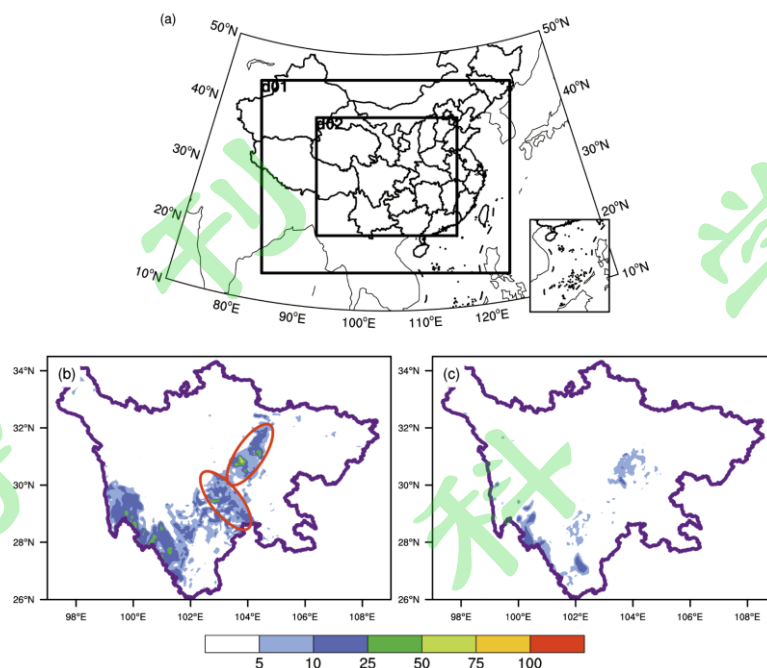


图 7 (a) 选定的模拟区域; (b、c) 控制、敏感试验中 2017 年 7 月 23 日 17 时至 24 日 05 时 12h 模拟累计降水量 (单位: mm) 分布

Fig.7 (a) The model domain; (b, c) The distribution of 12h accumulated precipitation(unit: mm) from 1700 BJT on 23 to 0500 BJT on 24 July 2017, control and sensitivity experiment, respectively.

6.2.1 模拟结果验证与分析

从模拟 (图 7b) 和实况 (图 1a) 的过程累计降水量来看, 模式模拟的主次雨带走向、落区与实况基本一致, 同时也成功模拟出了位于成都、绵阳的强降水中心, 但模拟的降水强度较实况要偏小, 这可能与此次过程天气尺度强迫弱而导致云微物理方案诊断输出的大尺度稳定性降水偏小有关 (何丽华等, 2020; 覃武等, 2020)。除此之外, 模式对盆地西部山地复杂地形的粗略描述也可能导致模拟与实况降水强度的偏差。另外, 模式还忽略了实况中在川东南的降水, 考虑到川东南并不在本文的研究范围内, 故认为这样误差在可允许的范围内。为了进一步验证模式模拟结果的可靠性, 选取降水最强以及山地-平原环流完全转换时刻模拟与实况小时累计降水量进行对比。通过对比图 8a、b、d、e 可见, 23 日 19、21 时模拟的强降水中心较实况略有偏移且强降水中心周围的层云性降水偏少, 但模式还是大体上捕捉到了 19、21 时的强降水中心, 雨带的移动方向也与实况一致。

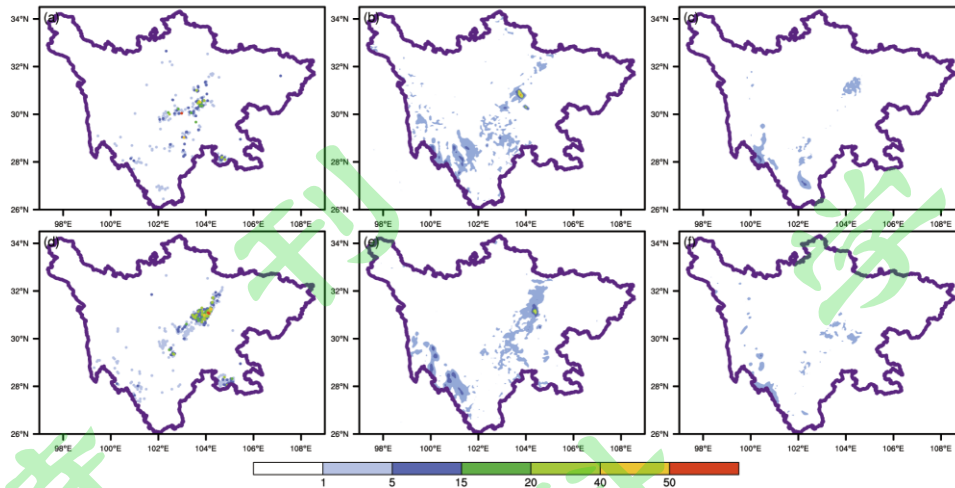


图 8 23 日 19 时 (a、b、c) 小时累计降水量；23 日 21 时 (d、e、f) 小时累计降水量 (单位: mm) 分布, (a、d) 为实况, (b、e) 为控制试验, (c、f) 敏感性试验

Fig.8 The distribution of hourly accumulated precipitation at (a, b, c) 1900 BJT;(d, e, f) 2100 BJT on 23 July,(a, d)observation, (b, e)control experiment, (c, f)sensitivity experiment.

图 9a、b 为分别为盆地西部模拟和观测的 10m 风向、风速, 通过对比模拟和观测的近地面风向演变曲线可以发现, 除了在模式启动的前三小时模拟和观测的风向差别较大外, 模拟的 10m 风向与观测大致相同, 特别是在东西风的转换时间上, 两者十分吻合, 因此模式还是很好地模拟出了山地-平原环流风场的昼夜转换。从 10m 风风速的对比来看, 模式基本能模拟出风速曲线变化趋势, 但从 24 日 02 时开始模拟的 10m 风速比观测相比差别较大, 这可能与湍流的随机性导致风速的不确定有关 (许鲁君等, 2014)。另外, 为了验证模式高空风资料的可信度, 选取盆地内温江、宜宾探空站的高空风资料与模拟的高空风资料进行对比验证, 由于 23 日 20 时温江探空站高空风资料缺测多个层次, 因此该时刻选用了盆地南部的宜宾探空站高空风资料。从图 9c、d 可以看出模拟的高空风虽在低层存在细节上的不足, 但大体上能反映温江、宜宾高空风的基本特征。

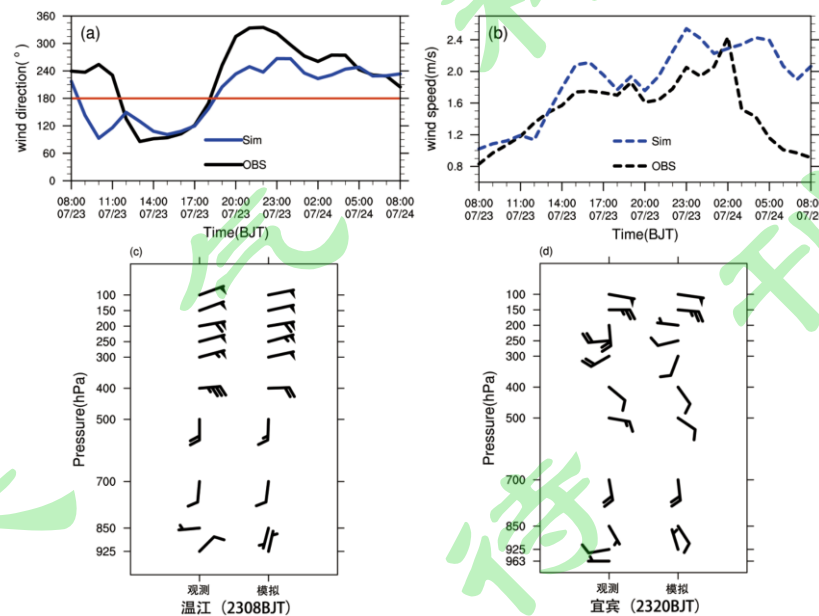


图 9 (a、b) 盆地西部平均 10m 风风向 (单位: $^{\circ}$)、风速 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 随时间演变曲线, 黑色线为观测, 蓝色线为模拟, 红色实线为东西风分界线; (c、d) 温江、宜宾探空站观测和模拟的风场 (矢量, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 风羽全风速为 $4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.9 (a, b)Time series of regional mean 10m wind direction(units: $^{\circ}$) and speed(units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in the western Sichuan basin on the basis of automatic weather stations (black lines) and WRF simulation data(blue lines), the solid red line denotes the boundary between east and west wind; wind vertical profiles(vector, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,full speed of wind barb is $4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) on the basis of observations and simulations at (c)Wenjiang, (d)Yibin sounding station.

综合以上对模拟降水、风场与观测对比的结果来看,模式虽在降水强度的模拟上存在偏差,但还是大体上再现了雨带的分布、传播过程以及强降水中心,也较合理地模拟出了盆地西部山地-平原环流的转换过程。因此本文在模拟结果基本可信的基础上,利用模式资料重点研究山地-平原环流的形成机理。

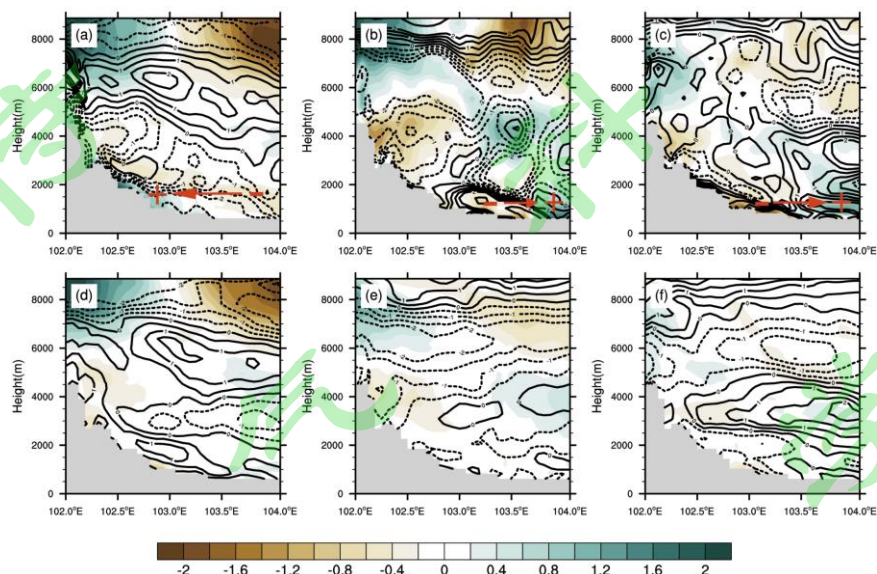


图 10 控制试验 (a、b、c) 沿 30°N 的扰动虚温和扰动纬向风速垂直剖面; 敏感试验 (d、e、f) 沿 30°N 的扰动虚温 (填色, 单位: K) 和扰动纬向风速 (等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 垂直剖面, (a、d) 为 23 日 14 时, (b、e) 为 23 日 21 时, (c、f) 为 24 日 02 时, 其中扰动虚温为剖面内 (30°N , 102°E - 104°E) 相对于高度平均值的偏差, 扰动纬向风速为日平均值的偏差, 红色箭头表示山地-平原环流方向

Fig.10 The cross section along 30°N of perturbation virtual temperature (deviation from the horizontal at the same height, shaded, units: K) and perturbation zonal wind speed(deviation from the daily mean zonal wind speed, contour, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) from (a, b, c) control experiment; (d, e, f)sensitivity experiment, (a, d) 1400 BJT on 23 July, (b, e) 2100 BJT on 23 July, (c, f) 0200 BJT on 24 July, the red arrow denotes the direction of mountain - plain circulation.

图 10a、b、c 给出了平原到山地的剖面, 从中我们可以得到山地-平原环流与纬向风扰动、虚温扰动之间的关系。14 时, 沿着盆地西部山坡分布着正虚温扰动区, 而在同一高度的平原则是负虚温扰动, 受热力扰动强迫的影响, 扰动纬向风从负虚温扰动一侧吹向正虚温扰动 (桑建国等, 2000), 因此从山地到平原为东风扰动, 东风扰动驱使山地-平原环流从平原吹向山地。但到了傍晚, 由于山坡附近的空气比在同一高度上平原上空的空气降温快, 虚温扰动在山地、平原两侧的分布发生反转, 山地一侧转为负虚温扰动, 而平原一侧转为了正虚温扰动, 山地-平原环流最终在 21 时转为从山地吹向平原。

6.2.2 热力敏感性试验

在研究地形热力作用对暴雨影响的问题上, 学者们往往更关注地面热源对暴雨的直接影响 (张元春等, 2019; 毕宝贵等, 2005; 卢萍和宇如聪, 2008), 而关于地面热源对影响暴雨的山地-平原环流的相关研究还不多见, 故本文以保留模式所有物理过程的控制试验

(CTRL) 为基础, 设置了去除模式地面感热、潜热通量的热力敏感性试验 (TEST)。

对比 CTRL 与 TEST 的过程累计降水量 (图 7b、c) 来看, 在去除了地面感热、潜热后次雨带的降水完全消失, 而主雨带的雨量也明显减少, 只在成都、德阳地区出现微量降水, 并且原来在成都、绵阳的强降水中心也完全消失。结合图 8c、f, 在 19、21 时 TEST 中并没有模拟出成都、德阳的强降水中心, 因此导致 TEST 的过程累计降水量严重减少。为了进一步分析 TEST 过程累计降水量偏少的原因, 给出了 19、21 时 CTRL 与 TEST 在 975m 高度上 (相当于 900hPa) 的散度场和风场 (图 11)。从图 11a、b 可以发现, 在 CTRL 中盆地西部已经转为了偏西风, 说明 CTRL 还是较好地模拟出了山地-平原环流, 其与东南风形成一西南-东北向切变线, 沿切变线附近有一辐合区。反观 TEST, 由于地面热源的消失在盆地西部山地-平原环流也没有出现, 与山地-平原环流对应的辐合区随之消失, 模拟的雨量因此偏小, 这也进一步证明了山地-平原环流对此次暴雨的增强具有关键作用。同时可能由于 TEST 中山地-平原环流的消失, 使得从东南方向进入盆地的偏南暖湿气流在遇到青藏高原东坡时能顺利转成偏东、东北风 (Zhang et al, 2019), 从而在盆地形成气旋性环流 (图 11c、d)。

通过 TEST 中沿盆地西部扰动虚温和扰动纬向风风速垂直剖面 (图 10d、e、f), 可以进一步分析出 TEST 中山地-平原环流消失的原因。对比 CTRL (图 10a、b、c) 可以看到, 由于地面热源消失, TEST 中近地面的虚温扰动几乎完全消失, 缺少了地面的热力强迫 14 时在盆地西部山坡上变为西风扰动, 21 时、24 日 02 时变为东风扰动, 但在 24 日 02 时 103.5° E 以东的低层存在西风扰动区, 这可能与上文所说的气旋性环流在盆地西部转成偏西风有关。

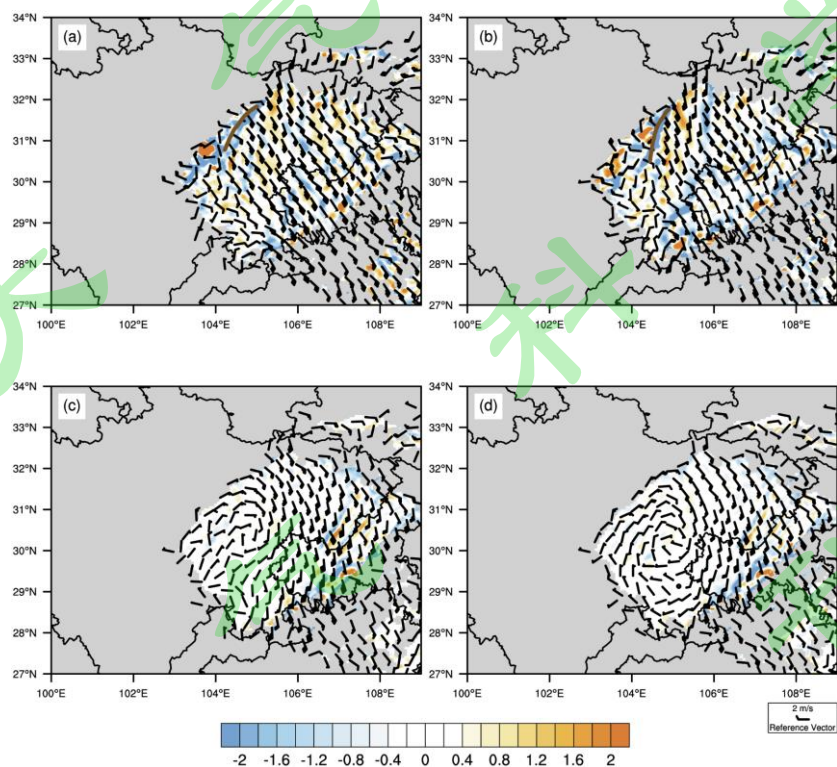


图 11 CTRL 中 (a) 23 日 19 时、(b) 23 日 21 时; TEST 中 (c) 23 日 19 时、(d) TEST 中 23 日 21 时 975m 高度上模拟的散度 (填色, 单位: $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$) 和风场 (矢量, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 其中棕色实线为切变线

Fig.11 The distribution of simulated divergence(shaded, units: $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$) and wind bars(units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at height of 975m from CTRL at (a) 1900 BJT, (b) 2100 BJT on 23 July; The distribution of simulated divergence(shaded, units: $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$) and wind bars(units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at height of 975m from TEST at (c) 1900 BJT, (d) 2100 BJT on 23 July, the brown solid line denotes the shear line.

7 结论与讨论

本文针对 2017 年 7 月一次发生在四川盆地西部的暖区山地暴雨事件, 基于国家和区域自动站逐小时雨量、FY-2G 卫星 TBB、加密自动站风场、ERA5 再分析资料和 WRF 模式开展了动力诊断分析和数值模拟试验, 初步解释了暴雨增强、山地-平原环流的形成机理及其对暴雨的作用和山地热力作用对山地-平原环流的影响, 得到以下主要结论:

(1) 此次暖区山地暴雨是发生在西太副高边缘的弱天气形势背景下, 降雨主要发生在盆地西部沿龙门山的地形陡峭区, 具有很强的局地性和突发性。

(2) 盆地西部前期高温、高能的环境条件与进入盆地的东南风受到迎风坡的强迫抬升是这次暴雨触发的主因, 但使降雨增强为暴雨的却是山地-平原环流在夜间的转换。山地-平原环流在盆地西北部的昼夜转换使背景东南风形成深厚的倾斜上升运动, 造成降雨高峰; 而其在盆地西部的转换则使东移减弱的中尺度对流云团重组发展, 形成新的降雨带。

(3) 数值模拟结果表明, 模式虽在降水强度的模拟上存在不足, 但还是大体上再现了雨带的分布、传播过程以及强降水中心, 也较合理地模拟出了盆地西部山地-平原环流的转换过程。山地-平原环流受近地面热力扰动驱动, 在白天, 盆地西部山坡为正虚温扰动区, 而同一高度的平原则是负虚温扰动, 山地-平原环流从平原吹向山地; 但到了夜晚, 虚温扰动在山地、平原两侧的分布发生反转, 山地-平原环流因此转为从山地吹向平原。

(4) 在去除模式地面感热、潜热通量后使近地面的热力扰动几乎消失, 盆地西部山地-平原环流无法形成, 与山地-平原环流对应的辐合区随之消失, 因此导致 TEST 中的过程累计降水量显著减少、强降水中心消失。

(5) 此次暖区山地暴雨是由地形的动力和热力共同作用所致。地形的动力抬升作用诱发暴雨, 而山地-平原环流才是暴雨得以发展的“催化剂”, 其本质上是由山地与平原的热力差异驱动。因此我们在研究地形强降水问题时不仅要考虑地形的动力作用, 更要考虑地形的热力作用。

本文在分析这次暴雨动力过程的基础上, 通过数值模式并借助敏感性试验探讨了山地-平原环流的形成机理和山地热力作用对山地-平原环流的影响, 得到了一些暖区山地暴雨的初步认识, 对于厘清影响暴雨的山地-平原环流与地形热力作用的关系具有一定的意义, 但这些结论只针对一次暖区山地暴雨事件, 且多源于定性分析, 因此还需要更多的个例和定量的分析来印证本研究的观点。另外, 这类暴雨的触发是否还存在其它机制(例如与西南低涡以及高原对流的可能联系)、地面热源中感热和潜热分量对山地-平原环流的具体作用以及完善敏感性试验区域的设计、改善模式对降水的模拟结果、进而分析暖区山地暴雨机理等问题, 都值得在今后的研究中加以深入探究。

参考文献:

- 毕宝贵, 刘月巍, 李泽椿. 2005. 地表热通量对陕南强降水的影响[J]. 地理研究, 24(05): 681-691. Bi Baogui, Liu Yuewei, Li Zechun. 2005. The effect of surface thermal forcing on the extremely heavy rainfall in the southern Shanxi province during June 8 and 9, 2002[J]. Geographical Research (in Chinese), 24(05): 681-691.
- Bao X, Zhang F. 2013. Impacts of the mountain-plains solenoid and cold pool dynamics on the diurnal variation of warm-season precipitation over northern China[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 13(14): 6965-6982.
- 湛芸, 陈涛, 汪玲瑶, 等. 2019. 中国暖区暴雨的研究进展[J]. 暴雨灾害, 38(05): 483-493. Chen Yun, Chen Tao, Wang Lingyao, et al. 2019. A review of the warm-sector rainstorms in China[J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 38(05): 483-493.

441 杜梅, 李国平, 李山山.2020 高原横切变线与高原低涡关系的初步研究[J].大气科学, 44(02):269-281.
 442 Du Mei, Li Guoping, Li Shanshan.A preliminary study of the relationship between the Plateau
 443 transverse shear line and Plateau Vortex[J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese),
 444 44(02):269-281.
 445 何立富, 陈涛, 孔期.2016.华南暖区暴雨研究进展[J].应用气象学报, 27(05): 559-569. He Lifu,
 446 Chen Tao, Kong Qi.2016.A review of studies on prefrontal rain in South China[J].Journal of Applied
 447 Meteorological Science(in Chinese), 27(05): 559-569.
 448 何丽华, 王咏青, 隆璘雪, 等.2020.弱天气强迫下一次暖区 MCSs 发生发展研究[J].大气科学学报,
 449 43(05): 810-823. He Lihua, Wang Yongqing, Long Linxue, et al.2020.Study of the occurrence and
 450 development of warm-sector MCSs for weak synoptic forcing[J]. Transactions of Atmospheric
 451 Sciences(in Chinese), 43(05): 810-823.
 452 黄士松. 1986. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社, 94-95. Huang Shisong.1986.Rain
 453 storm in South China in Early Summer(in Chinese)[M].Guangzhou:Guangzhou Science and Technology
 454 Press, 94-95.
 455 Hua S, Xu X, Chen B.2020.Influence of Multiscale Orography on the Initiation and Maintenance of a
 456 Precipitating Convective System in North China: A Case Study[J].Journal of Geophysical
 457 Research-Atmospheres, 125(13).
 458 Huang H-L, Wang C-C, Chen G T-J, et al.2010.The Role of Diurnal Solenoidal Circulation on Propagating
 459 Rainfall Episodes near the Eastern Tibetan Plateau[J].Monthly Weather Review, 138(7): 2975-2989.
 460 Jin X, Wu T, Li L.2013.The quasi-stationary feature of nocturnal precipitation in the Sichuan Basin and
 461 the role of the Tibetan Plateau[J].Climate Dynamics, 41(3-4): 977-994.
 462 林晓霞, 冯业荣, 张诚忠, 等.2017.华南一次暴雨过程热力和动力特征的诊断分析[J].热带气象学
 463 报, 33(06): 975-984. Lin Xiaoxia, Feng Yerong, Zhang Chengzhong, et al.2017. Diagnostic analysis
 464 of thermal and dynamic characteristics of a rainstorm process in Southern China[J].Journal of Tropical
 465 Meteorology(in Chinese), 33(06): 975-984.
 466 卢萍, 宇如聪.2008.地表潜热通量对四川地区降水影响的数值分析[J].高原山地气象研究, 28(03):
 467 1-7. Lu Ping, Yu Rucong.2008. Numerical analysis on the impacts of surface latent heat flux
 468 transport on Sichuan rainfall process[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research(in Chinese),
 469 28(03): 1-7.
 470 罗辉, 肖递祥, 匡秋明, 等.2020.四川盆地暖区暴雨的雷达回波特征及分类识别[J].应用气象学报,
 471 31(04): 460-470. Luo Hui, Xiao Dixiang, Kuang Qiuming, et al.2020.Radar echo characteristics and
 472 recognition of warm-sector torrential rain in Sichuan Basin[J].Journal of Applied Meteorological
 473 Science(in Chinese), 31(04): 460-470.
 474 刘晓冉, 李国平.2014.一次东移型西南低涡的数值模拟及位涡诊断[J].高原气象, 33(05):1204-1216.
 475 Liu Xiaoran, Li Guoping.2014. Numerical simulation and potential vorticity diagnosis of an eastward
 476 moving Southwest Vortex[J]. Plateau Meteorology(in Chinese), 33(05):1204-1216.
 477 Liu X, Ma E, Cao Z, et al.2018.Numerical Study of a Southwest Vortex Rainstorm Process Influenced
 478 by the Eastward Movement of Tibetan Plateau Vortex[J].Advances in Meteorology, 2018:10.
 479 马月枝, 张霞, 胡燕平.2017.2016 年 7 月 9 日新乡暖区特大暴雨成因分析[J].暴雨灾害, 36(06):
 480 557-565. Ma Yuezhi, Zhang Xia, Hu Yanping. 2017. Cause analysis of a warm-sector excessive heavy
 481 rainfall event in Xinxiang on 9 July 2016[J]. Torrential Rain and Disasters(in Chinese), 36(06): 557-565.
 482 Mai, Z, Fu S, Sun J, et al.2021. Key statistical characteristics of the mesoscale convective systems
 483 generated over the Tibetan Plateau and their relationship to precipitation and southwest vortices[J].
 484 Int J Climatol, 41(Suppl.1):875-896.

485 覃武, 刘国忠, 赖珍权, 等. 2020. 华南暖区暴雨预报失误及可预报性探讨[J]. 气象, 46(08): 1039-1052.
 486 Qin Wu, Liu Guozhong, Lai Zhenquan, et al. 2020. Study on forecast errors and predictability of a
 487 warm-sector rainstorm in South China[J]. Meteorological Monthly(in Chinese), 46(08): 1039-1052.
 488 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 2003. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社, 45-46. Shou Shaowen,
 489 Li Shenshen, Yao Xiuping. 2003. Mesoscale Meteorology(in Chinese)[M]. Beijing: China Meteorological
 490 Press, 45-46.
 491 桑建国, 张治坤, 张伯寅. 2000. 热岛环流的动力学分析[J]. 气象学报, 55(03): 321-327. Sang
 492 Jianguo, Zhang Zhikun, Zhang Boyin. 2000. Dynamical analyses on heat island circulation[J]. Acta
 493 Meteorologica Sinica(in Chinese), 58(03): 321-327.
 494 汤欢, 傅慎明, 孙建华, 等. 2020. 一次高原东移 MCS 与下游西南低涡作用并产生强降水事件的研究[J]. 大气科学, 44(06): 1275-1290. Tang Huan, Fu Shenming, Sun Jianhua, et al. 2020. Investigation
 495 of severe precipitation event caused by an eastward-propagating MCS originating from the Tibetan
 496 Plateau and a downstream Southwest Vortex[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese),
 497 44(06): 1275-1290.
 498 田越, 苗峻峰, 赵天良. 2020. 污染天气下成都东部山地—平原风环流结构的数值模拟[J]. 大气科学,
 499 44(01): 53-75. Tian Yue, Miao Junfeng, Zhao Tianliang. 2020. A numerical simulation of
 500 mountain-plain breeze circulation during a heavy pollution event in Eastern Chengdu[J]. Chinese
 501 Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 44(01): 53-75.
 502 田越, 苗峻峰. 2019. 中国地区山谷风研究进展[J]. 气象科技, 47(01): 41-51. Tian Yue, Miao
 503 Junfeng. 2019. Overview of Mountain-Valley Breeze Studies in China[J]. Meteorological Science and
 504 Technology(in Chinese), 47(01): 41-51.
 505 万轶婧, 王东海, 梁钊明, 等. 2020. 华南暖区暴雨环境参量的统计分析[J]. 中山大学学报(自然科学
 506 版), 59(06): 51-63. Wan Yijing, Wang Donghai, Liang Zhaoming, et al. 2020. Statistical analysis of
 507 the environment parameters of warm-sector heavy rainfall in South China[J]. Acta Scientiarum
 508 Naturalium Universitatis Sunyatseni(in Chinese), 59(06): 51-63.
 509 Wang H, Luo Y, Jou B J-D. 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme
 510 rainfall event during SCMREX: Observational analysis[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres,
 511 119(23): 13206-13232.
 512 Wang P., Xu Z., Pan Z. A case study of warm sector rainbands in North China[J]. Advances in
 513 Atmospheric Sciences, 1990, 7(3): 354-365
 514 Wolyn, P. G., Mckee, T. B. The mountain-plains circulation east of a 2-km-high north-south barrier.
 515 Monthly Weather Review, 1994, 122(07), 1490-1508.
 516 肖递祥, 王佳津, 曹萍萍, 等. 2020. 四川盆地突发性暖区暴雨特征及环境场条件分析[J]. 自然灾害
 517 学报, 29(03): 110-118. Xiao Dixiang, Wang Jiajin, Cao pingping, et al. 2020. Characteristics and
 518 environmental conditions of the sudden warm-sector rainstorms in Sichuan Basin[J]. Journal of Natural
 519 Disasters(in Chinese), 29(03): 110-118.
 520 徐珺, 毕宝贵, 湛芸, 等. 2018. “5.7”广州局地突发特大暴雨中尺度特征及成因分析[J]. 气象学报,
 521 76(04): 511-524. Xu Jun, Bi Baogui, Chen Yun, et al. 2018. Mesoscale characteristics and mechanism
 522 analysis of the unexpected local torrential rain in Guangzhou on 7 May 2017[J]. Acta Meteorologica
 523 Sinica(in Chinese), 76(04): 511-524.
 524 许鲁君, 刘辉志, 曹杰. 2014. 大理苍山—洱海局地环流的数值模拟[J]. 大气科学, 38(06): 1198-1210.
 525 Xu Lujun, Liu Huizhi, Cao Jie. 2014. Numerical simulation of local circulation over the Cangshan
 526 Mountain-Erhai Lake area in Dali, Southwest China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in
 527 Chinese), 38(06): 1198-1210.
 528

529 杨康权, 卢萍, 张琳.2017.高原低涡影响下的一次暖区强降水特征分析[J].热带气象学报, 33(03):
530 415-425. Yang Kangquan, Lu Ping, Zhang Lin.2017. Analyses of heavy rainstorm in warm sector
531 under the influence of low-pressure system of Qinghai-Xizang plateau[J].Journal of Tropical
532 Meteorology(in Chinese), 33(03): 415-425.

533 杨康权, 肖递祥, 罗辉, 等.2019.四川盆地西部两次暖区暴雨过程分析[J].气象科技, 47(05): 795-808.
534 Yang Kangquan, Xiao Dixiang, Luo Hui, et al.2019.Analysis of two warm-sector heavy rain processes
535 in Western Sichuan Basin[J]. Meteorological Science and Technology(in Chinese), 47(05): 795-808.

536 杨颖臻, 李跃清, 陈永仁.2018.高原低涡东移加深过程的结构分析[J].高原气象, 37(03):702-720.
537 Yang Yincan, Li Yueqing, Chen Yongren.2018. The characteristic analysis of an eastwards Plateau
538 Vortex by its strengthening process[J].Plateau Meteorology(in Chinese), 37(03):702-720.

539 曾智琳, 湛芸, 朱克云, 等.2018.2017 年“5.7”广州特大暴雨的中尺度特征分析与成因初探[J].
540 热带气象学报, 34(06): 791-805. Zeng Zhilin, Chen Yun, Zhu Keyun, et al.2018.Mesoscale
541 characteristic analysis and primary discussion on the formation of the 7 May 2017 torrential rainfall in
542 Guangzhou[J].Journal of Tropical Meteorology(in Chinese), 34(06): 791-805.

543 周玉淑, 颜玲, 吴天贻, 等.2019.高原涡和西南涡影响的两次四川暴雨过程的对比分析[J].大气科
544 学, 43(04):813-830. Zhou Yusu, Yan Ling, Wu Tianyi, et al.2019.Comparative analysis of two
545 rainstorm processes in Sichuan province affected by the Tibetan Plateau Vortex and Southwest
546 Vortex[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 43(04):813-830.

547 张元春, 李娟, 孙建华.2019.青藏高原热力对四川盆地西部一次持续性暴雨影响的数值模拟[J].
548 气候与环境研究, 24(01): 37-49. Zhang Yuanchun, Li Juan, Sun Jianhua.2019.Numerical simulation
549 of impacts of the Tibetan Plateau heating on a persistent heavy rainfall in Western Sichuan Basin[J].
550 Climatic and Environmental Research(in Chinese), 24(01): 37-49.

551 赵庆云, 傅朝, 刘新伟, 等.2017.西北东部暖区大暴雨中尺度系统演变特征[J].高原气象, 36(03):
552 697-704. Zhao Qingyun, Fu Zhao, Liu Xinwei, et al.2017.Characteristics of mesoscale system
553 evolution of torrential rain in warm sector over Northwest China[J].Plateau Meteorology(in Chinese),
554 36(03): 697-704.

555 Zhang F, Zhang Q, Sun J.2021.Initiation of an Elevated Mesoscale Convective System With the
556 Influence of Complex Terrain During Meiyu Season[J].Journal of Geophysical Research: Atmospheres,
557 126(1).

558 Zhang Y, Sun J, Fu S.2014.Impacts of diurnal variation of mountain-plain solenoid circulations on
559 precipitation and vortices east of the Tibetan Plateau during the mei-yu season[J].Advances in
560 Atmospheric Sciences, 31(1): 139-153.

561 Zhong L, Mu R, Zhang D, et al.2015.An observational analysis of warm-sector rainfall characteristics
562 associated with the 21 July 2012 Beijing extreme rainfall event[J].Journal of Geophysical Research:
563 Atmospheres, 120(8):3274-3291.

564 Zhang Y, Xue M, Zhu K, et al.2019.What Is the Main Cause of Diurnal Variation and Nocturnal Peak of
565 Summer Precipitation in Sichuan Basin,China?The Key Role of Boundary Layer Low-Level Jet Inertial
566 Oscillations[J].Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124(5): 2643-2664.