

川西南山地对流云及强降水的时空分布特征¹

吕俊杰^{1,2,3} 李跃清^{1,3}

1 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610072

2 凉山州气象局, 西昌 615000

3 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

摘要 本文利用 FY-2G 静止气象卫星和四川省攀西地区降水资料, 分析了 2019~2021 年 6~9 月青藏高原东侧川西高原对流影响下, 川西南山地区域对流云和强降水的时空分布特征及其具体关系。结果表明: (1) 青藏高原东南部川西高原甘孜州 (98~103° E, 28~32° N) 范围是一个对流活跃中心, 对流云主要从川西高原沿西北路径南下, 进入川西南山地攀西地区后又分别向东、东南和南三个方向移动影响, 也是造成川西南山地强降水的关键区。(2) 川西南山地西北路径影响下的强降水 6~7 月明显多于 8~9 月, 7 月最多, 9 月最少。并且, 其东南移型的强降水次数较多, 南移型次之, 东移型最少, 也表现出明显的月际变化。(3) 川西高原关键区内横断山脉的南北向典型分布条形山脊—沙鲁里山和大雪山构成了西北路径影响下, 强降水的白天 14~15 时初生对流的生成区, 而其东移、南移和东南移型的对流初生和影响强降水时间, 以及强降水峰值等特征有所不同。(4) 西北路径影响下小时强降水的时次分布具有明显的单峰、夜雨等特征, 其东移、东南移和南移型强降水的突发性、持续性和剧烈性等表现出一定的差异。(5) 虽然川西南山地西北路径影响下强降水过程的初生对流和首次影响强降水的对流云都来源于川西高原关键区, 但其东移、东南移和南移型的对流位置、发展影响, 降水分布和降水中心等具有不同的特征。研究对于深入认识青藏高原大地形下, 复杂山地典型区域中小尺度对流活动规律及其强降水具体影响都有重要的意义。

关键词 川西南山地 关键区 对流云 强降水 合成分析

文章编号 2022231A

中图分类号 P458

文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

Spatial and Temporal Distribution Characteristics of Convective Clouds and Heavy Rainfall in Mountainous

收稿日期 2022-11-16; 网络预出版日期

作者简介 吕俊杰, 男, 1982 年出生, 高级工程师, 主要从事短期天气预报。Email: rcljj2001@126.com

通讯作者 李跃清, Email: yueqingli@163.com

资助项目 国家自然科学基金重点项目 (42030611), 国家自然科学基金重大研究计划集成项目 (91937301), 第二次青藏高原综合科学考察研究项目 (2019QZKK0103、2019QZKK0105), 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室科技发展基金项目 (SCQXKJYJXMS202309)

Areas of Southwest Sichuan

Lu Junjie^{1,2,3}, Li Yueqing^{1,3}

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

2 *Meteorological Bureau of Liangshan Prefecture, Xichang 615000*

3 *Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072*

Abstract Based on FY-2G geostationary meteorological satellite and precipitation data, the spatiotemporal distribution characteristics and their relationship of convective clouds and heavy rainfall in mountainous areas of southwestern Sichuan were analyzed under the influence of the western Sichuan Plateau at the eastern side of the Qinghai-Tibetan Plateau from June to September during 2019-2021. The results show that: (1) The Ganzi Prefecture (98~103°E, 28~32°N) of the western Sichuan Plateau in the southeast part of the Qinghai-Tibetan Plateau is an active center of convection, and convective clouds mainly move southwards following the northwest path from the western Sichuan Plateau. After arriving at the Panxi region of mountainous areas of southwestern Sichuan, convective clouds keep moving in three directions: eastward, southeastward, and southward, respectively. And these pathways areas are also the key formation areas of heavy precipitation in mountainous areas of southwestern Sichuan. (2) Heavy rainfall related to the northwest path influence in mountainous areas of southwestern Sichuan is more significant in June-July than in August-September, with the most in July and the least in September. Moreover, the frequency of heavy precipitation for the southeastward-moving type is the highest, followed by the southward-moving type, and the eastward-moving type is the least, exhibiting prominent inter-monthly variation. (3) In the key area of the western Sichuan Plateau, because of the typical north-south ridges of Hengduan Mountains, the Shaluli Mountains and Great Snow Mountains form the generation area of the initial convection for heavy precipitation under the northwest path influence at 14:00~15:00 Beijing time, while the characteristics of their initial convection, the influencing time and the precipitation peak differ from each other for the eastward-, southward- and southeastward-moving convections. (4) The hourly short-duration heavy precipitation under the northwest path influence has obvious characteristics such as single peak and night rain, while the abruptness, duration and intensity of heavy precipitation for the eastward-, southeastward-, and southward-moving convections exhibit certain differences. (5) Although the initial convection and the convective clouds that first affect heavy precipitation along the northwest path in mountainous areas of southwestern Sichuan both originate from the key area of the western Sichuan Plateau, these features such as the convective location, development impact, precipitation distribution and precipitation center are disparate depending to

the next eastward-, southeastward-, and southward-moving types. In a word, it is of important significance for further understanding the meso- and micro-scale convective activities and its influence on heavy precipitation in complex mountainous areas under the topography of the Qinghai-Tibetan Plateau.

Keywords Mountainous areas of southwest Sichuan, the key area, convective cloud, heavy precipitation, composite analysis

1 引言

青藏高原大地形及其周边复杂地形区,是我国中小尺度对流系统和低值天气系统的活跃区,对本地及其下游广大地区降水等灾害天气都有重要的影响(陶诗言等,1980),如1991年、1998年长江流域暴雨洪涝的天气影响系统其胚胎可追溯到高原上空的对流云团(陶诗言等,1999)。实际上,青藏高原及其周边地区不同区域对流的演变及其影响一直是关注的重要科学问题。而青藏高原东南缘的川西南山地(攀西地区)地处川滇交界处,地貌类型复杂多样,主要以山地为主,地质条件脆弱,是四川盆地西南部、东北部和西北部三大降水和暴雨中心区之外的四川省又一降水和暴雨中心区(四川省气象局,2014)。其凉山彝族自治州也是一个山地降水的相对大值区和局地旱涝的突出区,更是四川省乃至全国地质灾害多发、易发的主要地区之一,每年由强降水引发的山洪、滑坡、泥石流等灾害破坏力巨大,严重危害交通和人民生命财产安全。由于川西南山地强降水变化受上游青藏高原东部川西高原对流云团的发展移动影响显著,且在全球气候变暖背景下,这种降水影响及其引发灾害日益严重。因此,开展川西南山地对流云及其降水分布、演变及其影响的研究具有明显的理论意义和业务价值。

在青藏高原动力和热力作用下,高原及其周边对流活动频繁,多次青藏高原大气科学试验也揭示了高原地区强烈辐射、复杂地形造成的风垂直切变和近地面加热不均造成的斜压性都有利于区域对流的发展(李国平,2002)。江吉喜和范梅珠(2002)统计发现青藏高原MCS活动以 95° E附近为界分为东南部和西南部两个高频率区,影响长江流域强降水的高原MCS主要出现在青藏高原东南部。张庆云等(2006)指出青藏高原主体对流存在显著的6月和10月突变现象,并且夏季江淮流域洪涝年或干旱年与青藏高原东、西部对流同时加强或减弱有关。胡亮等(2008)研究表明夏季青藏高原移动性MCS主要生成于青藏高原东南部,其移动与南亚高压、西太平洋副热带高压和东北冷涡等系统密切相关。丁治英等(2013)筛选并分

析了夏季青藏高原地区特征比较稳定的带状MCS，表明夏季尤其是7月稳定的带状MCS在高原出现频率较高，南亚高压、高空急流和低层500hPa切变线辐合及其南侧的高温高湿是带状MCS生成的主要原因。Fu等（2019）的分析表明，青藏高原东移对流活动与高原天气系统的发生发展有联系，对于西南涡的形成时间、位置和生消有调制作用。李跃清等（2016, 2021）指出，西南涡等高原天气系统具有多尺度的三维精细结构，川西高原、四川盆地等不同涡源的西南涡演变具有内在的联系，川西高原九龙、小金等上游涡源的大气扰动对四川盆地等下游涡源的低涡及其降水有明显的影响。韩熠哲等（2017）分析青藏高原降水日数和降水量时空分布特征，发现降水日数与降水量的变化趋势在空间分布上是相同的。陈炯等（2013）分析中国暖季短时强降水分布和日变化特征，指出不同地区的短时强降水和对流系统日变化具有不同的活跃时段和传播特征，不仅与较大尺度的天气系统环流相关，而且与地势、海陆等地理分布密切相关。段旭等（2004）指出云南和周边低纬高原地区MCS的时空分布特征与其它地区有明显的不同，主要与季风低压的季节性变化和下垫面加热形成的热对流有关。另外，胡迪（2015）、周秋雪（2015）、王佳津（2015）、方德贤（2016）、张琪（2021）等针对青藏高原东侧复杂地形状况，分析了川渝地区不同量级降水、昼夜降水等和MCC的时空分布特征，郁淑华等（1998）、何光碧等（2013）开展了青藏高原及东侧地形对四川盆地暴雨影响的数值模拟，取得了不少有意义的成果。但是，上述研究基本上都是针对青藏高原和其东侧川渝地区的盆地、山地区域，以及这些地区对流演变和上下游关系等。由于川西南山地处于青藏高原东南部边缘，相接云贵高原，相比川西高原和四川盆地位置偏南，地形分布更为破碎、陡峭，表现出中小尺度大气变化的复杂性、多样性和独特性，在这种特殊的地形下，其环流背景、天气气候特征，尤其是降水特征、影响系统和演变机理等有所不同，通常具有明显的地域特征和一定的独立性（四川省气象局，2014）。同时，在这种区位和环境下，川西南山地的气象站网布局及其观测能力也相对滞后于川西高原和四川盆地，其高分辨气象观测数据基础也较为薄弱，由此严重制约了对该区域天气气候的科学研究与预报应用。虽然也有一些关于川西南山地降水，尤其是暴雨等天气某次区域典型个例的具体分析（姜艳，2019；李永军，2020；吕俊杰等，2020；陈永仁等，2021），但专门针对川西南山地对流发生发展及其降水影响的成果则很少，还缺乏对该区域内对流与降水的全面、系统和深入认识，特别是其物理特征、形成条件、生命周期和相互关系等基本问题。

目前，基于精细化的多源观测数据资料，以及雷达和卫星等探测技术及风暴动力学的发展，进一步认识到MCS的组织结构、演变特征、基本模态和活动规律，重力波、中尺度天气系统、边界层辐合线、地形等的重要作用，并提升了强对流天气的研究水平和业务预报能力

(俞小鼎、郑永光, 2020; , Zhang et al, 2020), 不过, 针对不同复杂地形和特殊环境, 开展多种尺度、多种类型风暴对流系统的主要形态结构特征、内部热力动力过程、异常演变物理机制及其动力学理论研究仍然是一个重点和难点。因此, 本文针对地形分布独特、天气特点突出的地处青藏高原东南缘的川西南山地, 应用不断丰富的观测数据, 从上游地区对流初生、发展到不同移动路径对本地强降水过程的影响等多方面, 开展了青藏高原大地形下, 川西南山地典型区域强降水天气对流云演变的时空分布及其强降水异常特征的系统分析研究。由此进一步增强对不同典型地形区域对流系统主要观测特征和内在物理成因的理解, 不断完善复杂山地暴雨等灾害天气的预报理论及其关键技术, 有效提高青藏高原与周边复杂地形区灾害天气的预报预警业务水平。

2 资料与方法

2.1 资料

本文研究时段为 2019~2021 年 6~9 月, 使用的资料包括: 我国 FY-2G 静止气象卫星 9210 格式 1 小时平均相当黑体亮度温度资料, 水平分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$; 川西南山地攀西地区气象国家站和区域站经过质控的逐日与逐小时降水资料。需要指出的是, 由于近年来气象自动站布局的快速推进, 2019 年攀西地区自动站数量只有 300 多个, 到 2021 年已增加到 600 多个。由于自动站密度逐步增大, 不断加强区域内乡镇覆盖率, 由此选取临近年份的天气个例相对能更好地反映川西南山地区域的降水分布特征。

2.2 方法

本文研究重点是强降水和对流云的时空分布特征, 主要采用了以下的技术方法:

(1) 对流云的分类: 参照常分类法, 以 TBB 达到 -32°C 和 -52°C 为阈值, 分为一般对流云和较强对流云 (江吉喜等, 2002)。

(2) 上游关键区的选取: 通过对流小时数和总样本小时数, 分析对流活动的频率, 由此判断对流高发区。然后, 以一般和较强对流高发区为依据, 最后确定对流关键区。其中, 计算对流活动频率的表达式为:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^n f_i(TBB)}{n} \quad (1)$$

$$f_i(TBB) = \begin{cases} 1, TBB \leq T_0 \\ 0, TBB > T_0 \end{cases} \quad (2)$$

式 (1) 中 F 为格点对流活动频率, n 为总样本小时数, $f_i(TBB)$ 为判断函数。式 (2)

中 TBB 为某个格点小时整点云顶亮温值, T_0 是对流阈值, $TBB \leq T_0$ 判为有对流, $f_i(TBB)$ 记为 1; 相反判为无对流, $f_i(TBB)$ 记为 0, 一般对流和较强对流的阈值分别为 -32°C 和 -52°C 。

(3) 强降水过程的筛选标准: 参考气象国家站和区域站 24 小时的逐日降水资料, 攀西地区降水量有 1 个以上大暴雨 (100mm 以上) 或 2 个以上暴雨站点 (50~99.9mm), 并伴有 10 个以上大雨站点 (25~49.9mm), 则定义为一次强降水过程。

(4) 小时强降水和短时强降水的标准: 短时强降水的定义为小时降水超过 20mm, 但凉山州由于地质条件脆弱、灾害频发, 短临预报服务通常以 10mm/h 作为阈值, 因此, 除了短时强降水之外, 本文着重分析了 10mm/h 的小时强降水特征。

由于青藏高原东侧川西高原对流云在特殊地形与区域环流相互作用下, 极易移出青藏高原主体引发川西南山地的强降水天气。下面, 基于以上资料和方法, 首先, 对川西高原对流云进行分析, 找出对流中心, 确认关键区; 然后, 对川西南山地强降水过程进行筛选, 重点针对西北路径下对流强降水过程, 分析川西高原和川西南山地对流云演变, 揭示其对流生成、发展的特点; 最后, 详细分析对流云和强降水的时空分布和演变特征, 由此揭示青藏高原影响下, 川西南山地强降水的异常成因和预警信息。

3 川西高原对流云的时空分布特征

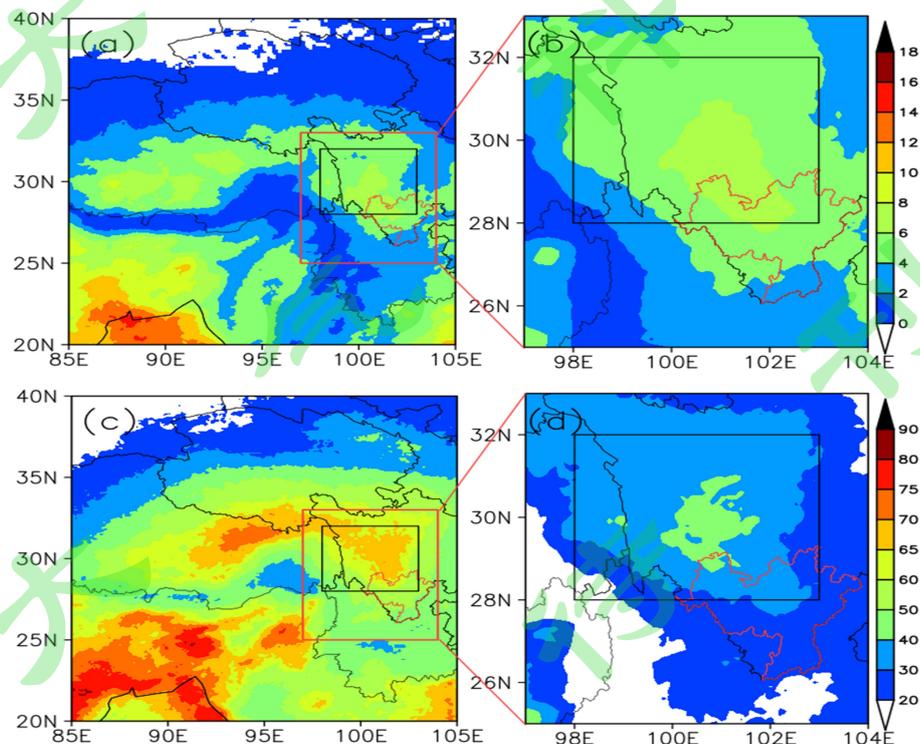


图 1 2019~2021 年 6~9 月一般对流 (a,c: $TBB \leq -32^\circ\text{C}$)、较强对流 (b,d: $TBB \leq -52^\circ\text{C}$) 的小时 (a,b) 和天

(c,d) 出现频率 (阴影区, 单位: %, 黑色方框: 关键区, 红色方框: 川西高原和攀西地区)

Fig.1 The occurrence frequency of hours(a,b) and days(c,d) of general convection (a,c: $TBB \leq -32^{\circ}\text{C}$) and strong convection (b,d: $TBB \leq -52^{\circ}\text{C}$) from June to September during 2019-2021 (shaded area, unit:%, black box: the key area, red box: the range of western Sichuan Plateau and Panxi region)

这里, 对流出现频率是 2019~2021 年 6~9 月逐格点低于对流阈值的云顶亮温小时数之和与总样本小时数之比, 出现频率较高的区域通常可以表示其对流高发区。从图 1a 和 1b 可知, 一般对流的高发区在青藏高原东南缘呈倒“V”型分布, 以 $96^{\circ} \sim 97^{\circ}\text{E}$ 为界有东、西两个中心, 这与江吉喜和范梅珠 (2002) 统计的夏季青藏高原对流活动主要集中在 33°N 以南, 有西南和东南两个对流中心, 且两者之间有一个显著低频区的结论基本一致。而其东部中心位于川西高原甘孜州境内海拔 3000 米以上的区域 (图 4), 中心区域一般对流和较强对流出现频率均为 8~10%。

将对流出现频率中的小时数改为天数, 小时整点的云顶亮温改为 24 小时最低云顶亮温, 可得到对流天数出现的频率 (图 1c 和 1d)。由此可知, 其频率的大值区与小时的对流出现频率大值区比较类似, 东部频率大值区也都基本位于甘孜州境内, 中心区域一般对流出现频率为 65~70%, 即每个格点在 6~9 月的 122 天中平均有 80~85 天会出现一般对流天气。若以任意一处对流云达到一般对流阈值作为标准统计, 则川西高原区域内平均每年 6~9 月一般对流天气有 103 天, 所以, 川西高原的对流出现在图 1 黑色方框关键区内的概率达到 80~90% 以上, 可以把该区域 ($98^{\circ} \sim 103^{\circ}\text{E}$ 、 $28^{\circ} \sim 32^{\circ}\text{N}$) 作为川西南山地上游对流生成的关键区。而图 1d 表明, 其较强对流出现频率中心为 40~45%, 大约为 50~55 天, 中心也位于关键区内, 位置较一般对流区略偏西, $100 \sim 102^{\circ}\text{E}$ 范围内的对流发展要强于两侧地区。从对流天数的分布看到, 对流高发区主要从川西高原向川西南山地延伸, 出现频率沿东南方向逐渐减少, 但减少的梯度要小于东部, 说明川西高原对流云系沿西北-东南向移出青藏高原的天数要多于东移出高原的天数。造成此类现象的主要原因可能和南亚高压活动有关, 南亚高压通常 6 月北跳上高原, 当高压中心位于青藏高原时, 甘孜和攀西地区在高层 200hPa 上空西风气流逐渐转为西北气流, 有利于引导下面对流云系向东南方移动。

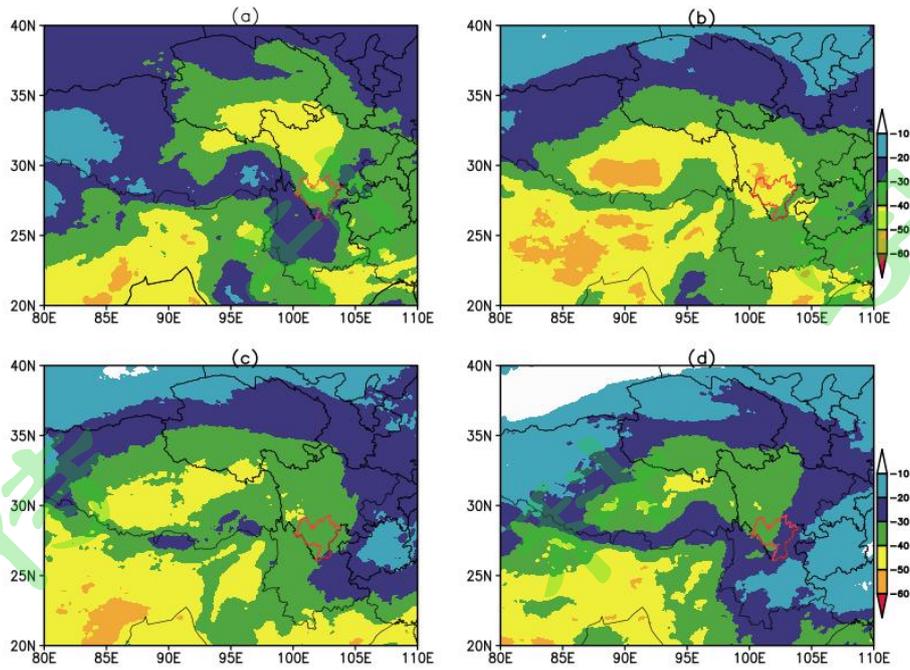


图 2 2019~2021 年 6~9 月 TBB 最低值平均场分布

(a: 6 月, b: 7 月, c: 8 月, d: 9 月, 单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig.2 The spatial distribution of TBB minimum mean field from June to September during 2019-2021

(a: June, b: July, c: August, d: September, unit: $^{\circ}\text{C}$)

对 TBB 的 24 小时最低值分月进行平均 (图 2), 发现在对流的区域和强度上, 青藏高原东南缘东、西两个对流中心 6~9 月的发展趋势是不同的, 表现出 6 月为西弱东强, 7 月东、西部都普遍增强, 但西部相对强些, 而 8 月为西强东弱, 9 月东、西部都普遍减弱, 但西部相对强些的月际变化。下面, 主要分析影响川西南山地的东部对流中心的逐月对流演变特点。图 2 进一步表明, 6~9 月东部对流中心的对流影响面积先增大后减小, 7 月对流面积最大, 9 月最小。6~7 月的 TBB 月平均最低值为 -40°C , 7 月甘孜州南部可达 -50°C , 8~9 月平均为 -30°C , 而东部对流中心的对流影响强度也相应先增强后减弱, 7 月对流发展最旺盛, 6 月次之, 8~9 月逐渐减弱。另外, 6 和 9 月从川西高原到攀西地区 TBB 达到 -30°C 区域面积自北向南逐渐减小, 对流移出川西高原平均以减弱的趋势为主; 但是, 7 月自北向南对流面积逐渐增大、强度逐步增强, 对流移出川西高原平均以发展增强的趋势为主。说明青藏高原东侧川西高原对流在自北向南移向川西南山地攀西地区的过程中, 其强度和面积表现出月际变化, 且两者变化存在不同的形式, 其中, 7 月川西高原对流的异常演变对南部川西南山地的影响最突出。

4 西北路径强降水对流云和降水的时空分布特征

利用 2019~2021 年 6~9 月凉山州国家站和区域站 24 小时的逐日降水量资料, 筛选出

影响川西南山地攀西地区的强降水个例共 90 例。以初始对流生成位置相对于凉山地区所在方向为参照依据，90 个强降水个例的移动可分为西北路径、东北路径和偏南路径，其中西北路径 62 例、东北路径 12 例、偏南路径 16 例，分别占总数的 68.89%、13.33%、17.78%。表明川西高原对流活动的西北路径是其最频繁的移动路径，占比接近 70%，也是影响川西南山地的对流和强降水最主要的移动路径。下面，进一步分析川西南山地西北路径下强降水和对流云的时空分布特征。

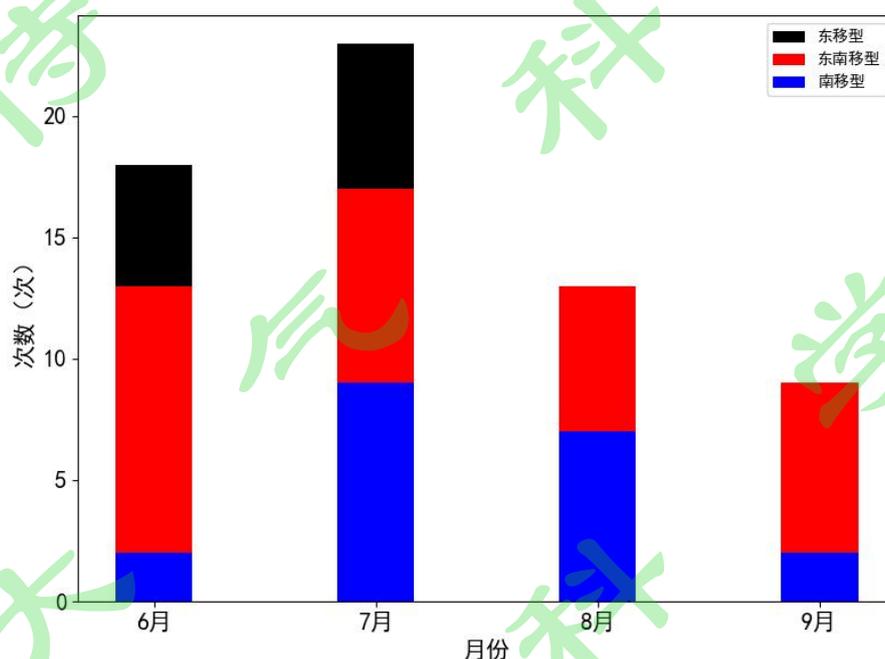


图 3 2019~2021 年 6~9 月西北路径下强降水个例分类逐月分布

Fig.3 Monthly frequency variation of the heavy rainfall cases under the northwest path influence from June to September during 2019-2021

分析得到（图 3），川西高原影响攀西地区西北路径对流下的强降水过程每年 6~9 月均有出现，并有明显的月际变化特征。6~7 月平均每月 6~7 次，次数明显多于 8~9 月的 3~4 次，7 月为峰值，而 9 月最少。对流云移出川西高原到达川西南山地后，一般又可分为东移、东南移和南移 3 个方向继续移动影响攀西地区。而 62 个川西高原西北路径下强降水个例中（图 3），东移型有 11 次，占总数的 18%，集中出现在 6~7 月；东南移型有 31 次，占总数的 50%，其中，6 月 11 次，7 月 7 次，8 月 6 次，9 月 7 次；南移型有 20 次，占总数的 32%，7 月 9 次、8 月 7 次，6 月和 9 月只有 2 次。可见，川西南山地东南移个例在 6~9 月出现次数都较多，尤其是 6 月和 7、9 月，南移个例在 6~9 月也都有出现，但主要在盛夏 7~8 月最多，而东移个例仅出现在 6~7 月。因此，6~9 月川西南山地攀西地区对流云降水

以偏南移动（包括东南移型、南移型）为主，占到总数的 82%。

4.1 强降水过程初期对流云的时空分布特征

为揭示西北路径下强降水对流云在移出川西高原前后不同阶段的具体特点，下面，先对发生初期对流云的初生位置、时间，以及首次进入川西南山地攀西地区和首次出现短时强降水的情况进行分析。

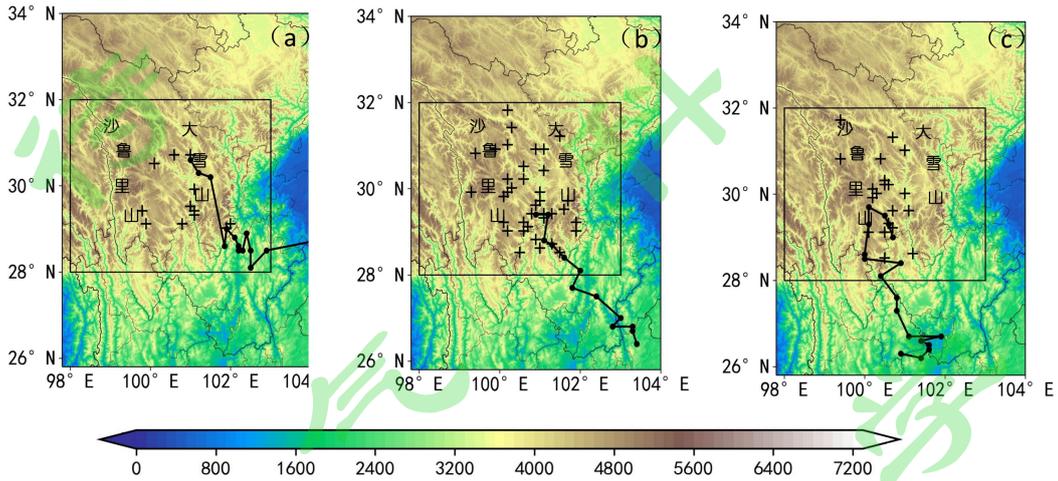


图 4 东移型 (a)、东南移型 (b)、南移型 (c) 强降水个例一般对流初生位置标识和对流云的合成移动路径

(阴影为地形，十字为标识点，折线为对流路径，黑色方框为关键区)

Fig.4 Location identification of general convection initiation for heavy rainfall cases with (a) eastward-, (b) southeastward-, (c) southward-moving types and the moving path of composite average convective cloud (shadow: terrain, cross: the identification point, broken line: the moving path, black box: the key area)

以一般对流作为初生对流标准，图 4 给出了 TBB 值达到 -32°C 标准的 62 个个例的一个或多个初生对流位置分布情况，以及强降水过程前后 $26^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 和 $98^{\circ}\sim 104^{\circ}\text{E}$ 范围内逐小时 TBB 合成平均最小值的移动路径。由图可以看出：对流初期生成位置都位于川西高原关键区内。从分布情况看，东移、东南移、南移型三条路径的强对流初生位置都位于横断山脉两条典型南北向分布的条形山脊—沙鲁里山和大雪山之间，但东移型路径个例的平均对流中心相比东南移和南移型路径个例更偏东，且经过平均 3 小时，对流中心位置从 30°N 变到 29°N 附近，之后在凉山州北部维持和东移，这种整体更接近东边山脊中南部的的位置，可能是由于地形的阻挡辐合抬升等效应，更有利于对流降水向东发展移动，而东南移、南移型路径的初生位置都更接近于西部山脊，且南移型的对流中心整体相对更偏西，在西侧南北向地势环境下，更利于其沿西部山脊向南移动。需要指出的是，不同移动路径降水的川西高原初生对流

区与西南涡高原天气系统三大主要涡源之九龙涡、小金涡的演变（李跃清、徐祥德，2016；李跃清，2021）密切相关，关于其与西南涡的生成、移动等活动的内在联系很有必要深入分析研究。

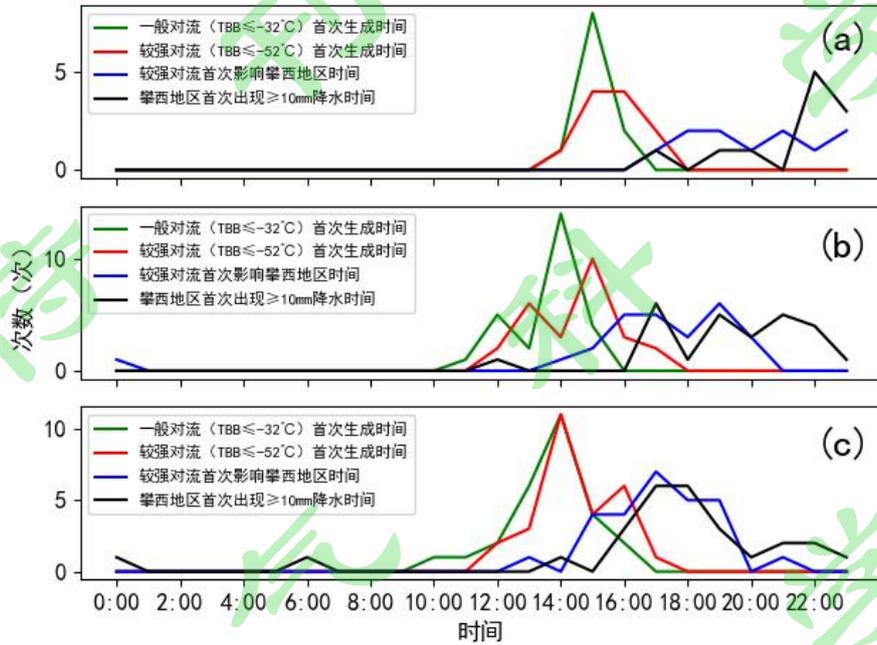


图5 东移型 (a)、东南移型 (b)、南移型 (c) 强降水个例对流云各阶段不同时段 (北京时间) 出现天数分布

Fig.5 Frequency distribution of convective cloud occurrence at different times (BJT) in each stage of heavy rainfall cases for (a) eastward-, (b) southeastward- and (c) southward-moving types

图5统计了强降水过程中一般对流和较强对流初生时次的次数分布,以及较强对流首次进入攀西地区和攀西地区首次出现10mm/h降水的时次分布情况。由此可知,强降水过程一般对流的初生时间峰值都在14~15时,这与谷艳茹和范广洲(2021)得到的青藏高原上深对流活动基本从午后13:00开始发展的结论基本一致。其中,东南移型、南移型都在14时,而东南移型的次峰值在12时,但东移型滞后1小时出现在15时。而发展为较强对流的初生时间峰值在14~16时,其中,南移型在14时(次峰值在16时),东南移型在15时(次峰值在13时),但东移型在15和16时,两种不同强度对流状态的初生时次非常接近,较强对流稍有延迟,都集中在14~16时内,即每日午后14~16时是川西高原对流初生的主要时段,且可进一步迅速发展增强,这与白天高原山地辐射加热的对流效应直接联系。结合对流的初生位置看,这种川西高原对流具有集中生成和快速发展的特点,除了高原热力作用外,也和区域复杂地形及动力作用有关,尤其是川西高原高山峡谷纵横,特殊的局地热力和动力影响更加显著。

从较强对流开始进入川西南山地攀西地区的时间（图 5）看，川西高原的南移型对流集中在每天傍晚左右，即 15~19 时居多；峰值在 17 时；东南移型主要在 15~20 时；东移型主要集中在 17~23 时，出现的次数相对较平稳。从一般对流到较强对流初生进入攀西地区的时间分布看，对流影响攀西地区的时间与对流初生地的位置、距离，对流的发展和移动、消亡和新生等有关。由于川西高原南移型、东南移型对流的生成位置较东移型略偏西，所以其进入攀西地区的时间要略早于东移型。

对流进入川西南山地攀西地区后，一般带来降水天气。由图 5 看到，南移型对流引起的攀西地区强降水开始时次最早，其次是东南移型，东移型开始时次最晚。具体为：南移型大多在 16~19 时开始出现强降水，东南移型主要在 17~22 时出现，次数整体变化较平稳，而东移型出现最晚，虽然 17 时可以出现，但次数较少，一般在 22 时开始的最多。由于南移型、东南移型对流生成位置及其移动影响的有利性，所以进入攀西地区后引起的强降水时间要早于东移型，其强降水影响也要强于东移型。

由上可知，川西南山地强降水过程一般川西高原对流的初生时间峰值都在白天的 14~15 时，发展为较强对流的时间峰值在白天的 14~16 时。其中，南移型、东南移型的一般对流初生后相对迅速发展为较强对流，大多 2~5 小时就开始影响攀西地区造成强降水，每天 17~19 时是出现强降水的高发期。但东移型开始影响攀西地区造成强降水的时间较晚，一般要到 22 时前后才会出现强降水。川西南山地攀西地区强降水天气对川西高原南移型、东南移型对流的响应比东移型在时间、影响上都更加显著。

4.2 强降水过程中后期对流云和降水的时空分布特征

实际表明，强降水持续时间及其影响区域一直是灾害天气预报服务业务中的重点和难点。下面，通过 10mm/h 和 20mm/h 降水的时次分布、对流云中后期的发展特征和影响区域，进一步分析川西南山地攀西地区强降水过程对流中后期演变的时空分布特征。

4.2.1 短时强降水时间分布特征

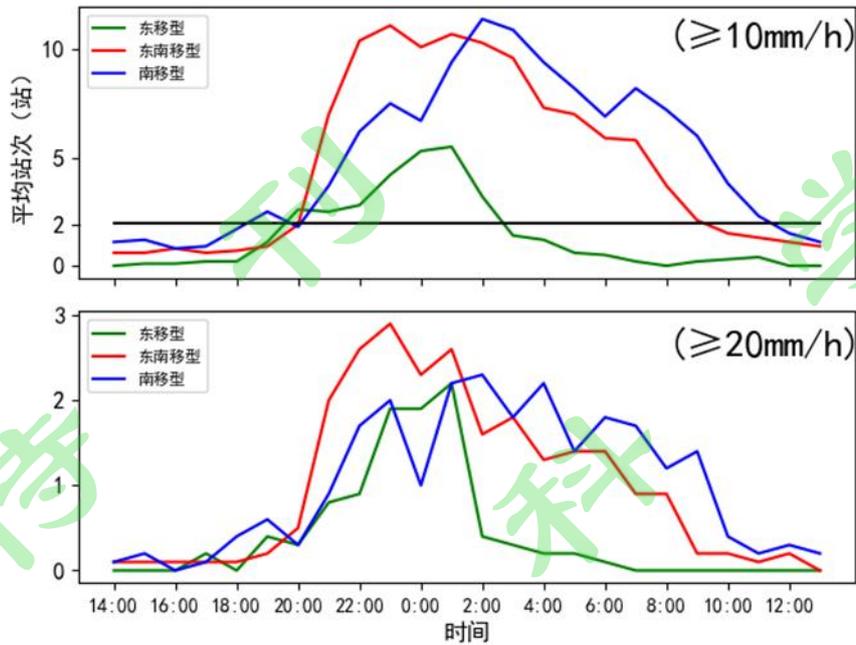


图6 攀西地区6~9月强降水个例中短时强降水站点次数平均的时次分布(北京时,单位:站)

Fig.6 The temporal distribution of short-duration heavy rainfall at various stations and times for strong precipitation cases in the Panxi region from June to September (BJT, Unit: Stations)

在攀西地区各类型强降水过程中,出现小时雨量超过10mm和20mm的总站次东移型最少,分别为32.4站和9.6站,东南移型分别为112.1站和23.5站,南移型则分别为120.5站和24.4站,东南移型和南移型的总站次接近,都明显多于东移型。而东移型20mm/h以上强降水站次在短时强降水总站次中占比接近30%,而东南移型和南移型则都占比约20%,所以,东移型短时强降水总站次虽然少于东南移型和南移型,但其20mm/h以上强降水站次出现几率要大于后两者,即强降水具有更突出的集中性、局地性等特征。

由图6可以看出,西北路径对流下的川西南山地攀西地区,其小时强降水时次分布主要都呈单峰型,峰值基本都出现在夜晚23~03时,且东南移型、南移型可一直从上半夜持续到下半夜,上午08时后才明显减弱。因此,在对流演变影响下,虽然攀西地区的小时强降水一般开始于每天下午到傍晚,但其都是在深夜增强并维持,一些可持续到第二天的白天,夜雨特征非常明显。以平均出现2站次为攀西凉山地区小时强降水持续标准,10mm/h以上的强降水分布(图6)显示:东移型降水从每天20时开始,23时陡增,00~01时达到峰值,平均有5站,02时开始陡降并趋于结束,持续时间7小时;东南移型降水每天20时开始,21时开始陡升,22~02时达到峰值,平均有10~11站,之后开始逐步减少,第二天上午09时趋于结束,持续时间13小时;南移型降水每天19时开始,21时逐步增加,02~03时达到峰值,平均有10~11站,然后开始逐步减少,第二天中午11时趋于结束,持续时间

17 小时。而对于 20mm/h 以上的短时强降水，东移、东南移和南移三种类型的攀西地区降水出现站次和持续时间都明显减少，虽然东移型总站次仍少于其它两种类型，但东移型的持续时间也明显较短，所以其也具有相对明显的时次峰值，三种类型降水峰值时次的出现站次基本接近，皆只有 2~3 站。东移、东南移和南移型降水峰值的出现时间分别为每天夜晚 01 时、23 时、02 时，而出现站次随时间的增减趋势与 10mm/h 的小时强降水类似，此与同样具有单峰夜雨特征的四川盆地短时强降水的 03 时频次峰值时间略有不同（冉津江等，2023）。

另外，东移型的小时强降水首次出现时间（图 5）大多在每天晚上 22 时，但其小时强降水主要从 20 时开始，20~22 时平均为 2.5~2.8 站次，原因主要是在 22 时之前出现的小时强降水次数虽然少，但站次较多，同时 23 时平均站数又陡增，也说明东移型在强降水初期对流就比较强烈，这种陡增陡降特征在 20mm/h 短时强降水的分布（图 6）中更加明显。并且，从图 6 对比可以发现：东移型小时强降水持续时间最短，平均站数最少，有陡增陡降的趋势；东南移型和南移型的小时强降水站数明显增多，持续时间更长，且东南移型呈现陡升缓降的特征，南移型的站数分别平稳增多和减少；每天 01 时之前，东南移型的小时强降水站次多于南移型，而 01 时之后，南移型多于东南移型。这说明攀西地区三类移动型对流降水受区域地形影响具有不同的演变特征：川西南山地处于青藏高原东南缘，所以攀西地区整体地形西高东低，海拔落差较大（图 1c），一般低层常年盛行西南风，从水汽条件看中东部整层可降水量大于西部。所以，东南移型和南移型的强降水发生时间早，空间扩展快，持续时间长，但在降水过程前期，南移型主要在川西高原南部和攀西地区西部海拔超过 3000 米以上的区域发展，对流进入攀西地区后的东南移型向东南方移动，在攀西地区中部发展，所以过程发展前期东南移型的强降水站数多于南移型。而东移型相对于东南移、南移型的强降水发生时间最晚，但空间扩展快，影响时间短，持续性弱，表现出突发性强、剧烈性强、局地性强等中小尺度特点，也是分析预报的难中之难。

4.2.2 对流云中后期时空分布特征

下面，按照攀西地区对流降水移动路径分别对较强对流初生时次、首次出现小时强降水、强降水中期和后期的 TBB 进行合成平均，分析对流云中后期的时空分布特征。由此突出对流位置密度较大的集中区域，平滑掉密度较小的区域，为揭示川西高原和川西南山地对流活动特征及其演变机理提供基础。

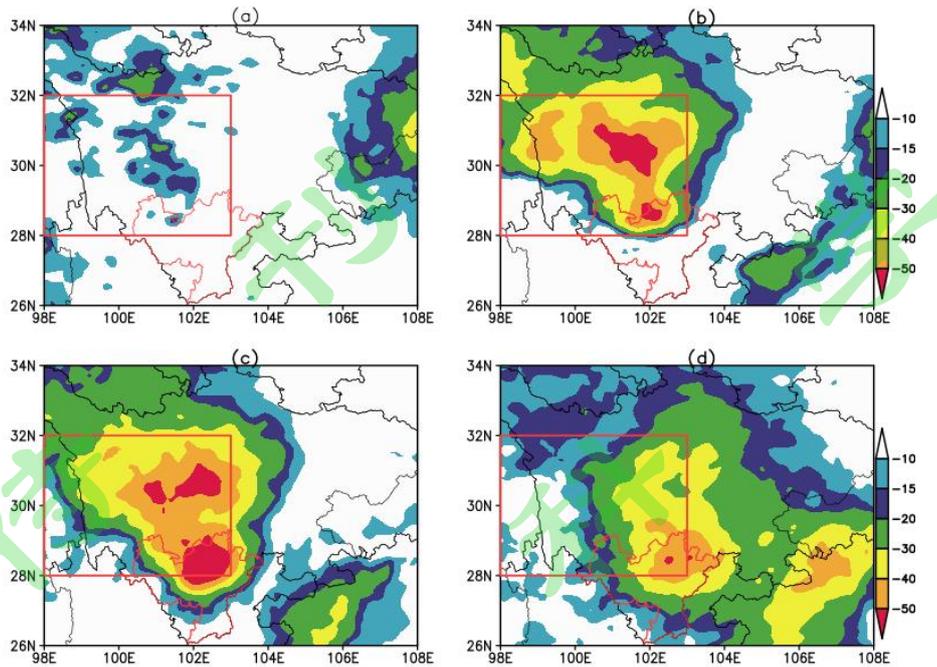


图7 东移型的较强对流初生时次 (a)、强降水开始时次 (b)、过程中期 (c) 和后期 (d) TBB 合成平均
(红色框: 关键区)

Fig.7 The composite average of strong convective TBB at different stages of eastward-moving type:

(a) Initial time of strong convection, (b) the beginning, (c) the mid and (d) late stages of heavy rainfall processes
(red box: the key area)

11 次东移型个例合成平均分布 (图 7) 表明, 较强对流初生时主要位于川西高原的关键区内 (图 7a)。当攀西地区开始出现 10mm/h 以上强降水时, 关键区内出现呈不对称鞍形分布的南北两个对流中心, 北部中心明显大于南部中心, 对流云发展旺盛 (图 7b), 平均 TBB 达到 -50°C 以下, 从甘孜州到凉山州先减弱再增强的鞍形对流中心, 表明较强对流出现后在移出川西高原前发展旺盛, 移出高原时在九龙县有减弱趋势。根据上面统计, 东移型个例中较强对流出现时间大多为白天 15~16 时, 初次进入攀西地区时间主要在 17~23 时, 首次出现强降水时间大多为 22 时, 从图 5 和图 6 也可知, 17~19 时出现强降水的次数较少, 所以, 东移型小时强降水主要由 21~23 时出现的较强对流发展造成, 进而可推断凉山州境内的对流中心主要是本地触发产生的新对流, 因而强降水开始时间较晚。东移型强降水平均持续时间从 20~02 时约为 7 小时, 峰值为 00~01 时, 图 7c 和图 7d 分别选择出现强降水后 4 小时和 7 小时的平均 TBB 代表过程中期和过程后期的情况。由此看到, 强降水过程中对流中心和范围保持稳定并有所增大, 尤其是南部中心强度和范围都明显增强, 但移动速度较慢, 以原地发展为主, 此时大约是对流发展最旺盛的时次。过程后期对流强降水沿凉山州北部东移, 对流强度有所减弱。因此, 东移型个例中在凉山州西北部生成的对流云主要影响凉山州北部,

影响范围较小，但前期移动缓慢极易形成局地性致灾暴雨天气。

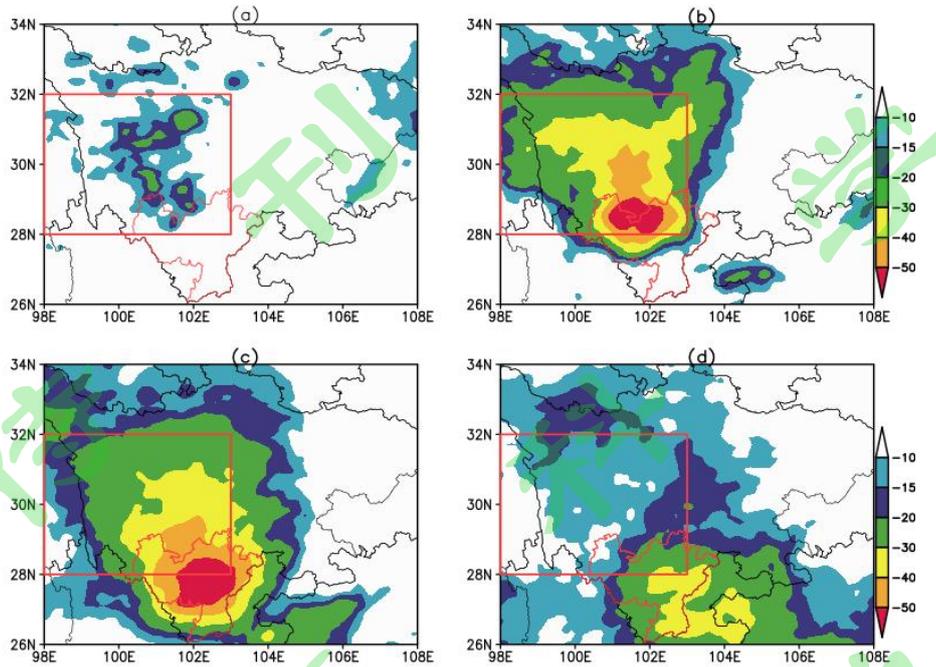


图8 同图7，但为东南移型

Fig.8 Same as Figure 7 but for southeastward-moving type

21次东南移型个例合成平均分布（图8）表明，与东移型相比，较强对流初生时范围更大，强度也略强，且对流中心略偏西（图8a）。首次出现强降水时主要存在一个对流中心（图8b），处于关键区东南部边缘，位于（101~102° E， 28~29° N）区域，平均TBB达到-50℃以下，对流云在东南移出川西高原过程中发展，范围明显扩大，强度有所增强。由于东南移型的小时强降水首次出现大约为白天的17~19时，平均持续时间是21~09时共13个小时，峰值在22~02时，图8c和图8d分别选择首次出现强降水后6小时和13小时的平均TBB代表过程中期和过程后期的情况。可以看出，强降水首次出现后，大约6小时正好对应小时强降水的峰值，对流中心移动到攀西地区中部，对流范围明显加大，强度维持。首次出现强降水后13小时，随着移动对流主体已位于攀西地区东南部，范围和强度都明显减弱，中心开始发散，但此时处于过程后期仍可能出现短时强降水，最后对流减弱并移出凉山州。对于东南移型，对流云从川西高原自西北部进入攀西地区，又从东南部移出，东南移型的强降水影响区域基本覆盖了川西南山地整个区域。

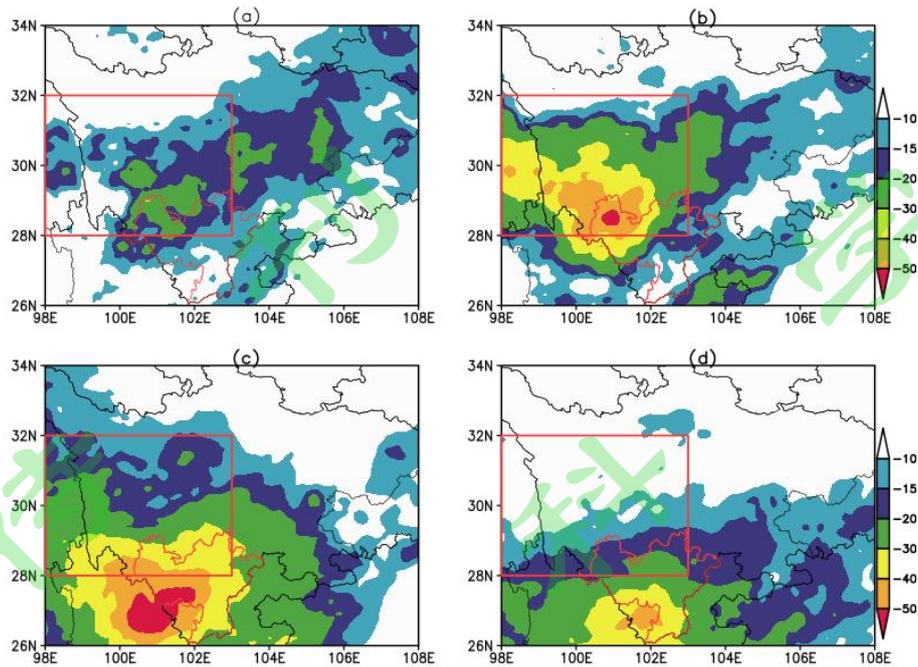


图9 同图7，但为南移型

Fig.9 Same as Figure 7 but for southward-moving type

18次南移型个例合成平均分布（图9）表明，川西高原关键区内较强对流初生时位于（100~102° E，28~30° N）区域，范围较东移型和东南移型明显偏大，强度也略强，且不是孤立的，属于东北-西南向横跨关键区内的一对对流活动带的南部（图9a），体现出更大的尺度特征。首次出现强降水时对流中心（图9b）位于（100~102° E，28~30° N）区域，平均TBB以-40°C为主，不同于东移型和东南移型，主要呈东西向分布，影响区域主要为甘孜州南部和凉山州西部，但在28° N附近凉山州中部和东部，以及26~27° N附近云南曲靖市和贵州威宁市之间都有局地对流生成。从较强对流出现到首次强降水开始，对流云中心的位置更偏西、偏南，所以，在较强对流初生后进入攀西地区及其造成强降水的时间，南移型都略早于东南移型，对流以原地发展为主。由于南移型的小时强降水首次出现大约在16~19时，平均持续时间17个小时，峰值为夜晚02~03时，图9c和图9d分别选择首次出现强降水后8小时和15小时的平均TBB代表过程中期和过程后期的情况。从分析可知，在受地形影响的过程发展前期，南移型的强降水站数少于东南移型，而强降水过程中期（图9c），其小时强降水出现站次将达到峰值，此时对流中心范围和强度不断增大，南移大约1~2个纬度，已位于攀西地区西南部，由于凉山州东北部有多座海拔超过3000米的山脉，受低层西南风扰动和其它天气系统影响极易触发对流发展南下，造成南移型对流主体部分向东偏移，同时，云贵高原的对流也在南部26° N附近发展，两者趋于合并。强降水过程后期（图9d），对流主体继续南移、明显减弱，已经与南部26° N附近的对流合并，但中心仍位于攀

枝花市一带。由于过程中后期经历多次对流云的合并过程，使南移型小时强降水站数峰值的出现时间较东南移型略偏晚，对流维持时间增长，且过程后期的小时强降水站次多于东移型。

4.2.3 降水落区空间分布特征

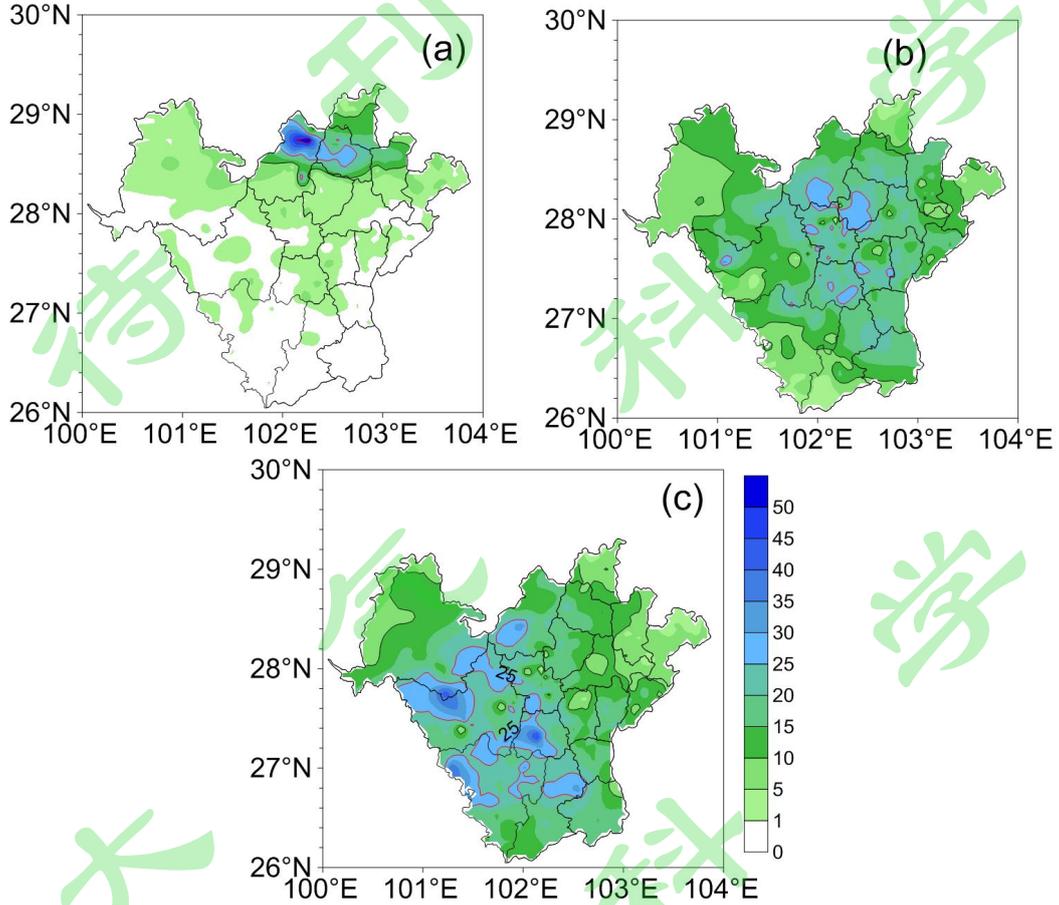


图 10 攀西地区不同对流移动类型的平均降水量分布（单位：mm）

（a：东移型，b：东南移型，c：南移型，红色等值线：25mm）

Fig.10 Average rainfall distribution for different convection moving types in Panxi region (unit: mm)

(a: eastward-moving type, b: southeastward-moving type, c: southward-moving type, red isoline: 25mm)

根据对流云降水的不同移动路径，基于国家站和区域站 24 小时降水资料分析了其平均降水分布（图 10）。其中，图 10a 为东移型的降水量平均分布，其降水影响区域主要为凉山州北部地区，尤其是冕宁、越西一带，平均雨量 50mm 以上两站，25mm 以上 11 站，10mm 以上 27 站。图 10b 则表明，除东北部和西南部边缘外，东南移型的降水基本覆盖了整个攀西地区，平均雨量 25mm 以上 40 站，10mm 以上 323 站，降水中心位于凉山州中部。而南移型（图 10c）的攀西地区平均降水量有自西南向东北逐渐减少的特征，西南部平均雨量最大，中部次之，东北部最少，平均雨量 50mm 以上 1 站，25mm 以上 60 站，10mm 以上 346 站。综合比较，南移型和东南移型的强降水影响范围最大，但强降水中心区位置不同。其中，南移

型的平均雨量大雨以上站点多于东南移型，而东移型降水较集中，范围小，局地性强，平均雨量也较大，但三者对暴雨洪涝及其泥石流、滑坡等次生地质灾害的影响都十分严重。

5 结论与讨论

本文通过 2019~2021 年近 3 年夏半年 6~9 月卫星云图产品和区域测站降水资料，系统细致分析了青藏高原东侧川西高原西北路径对流影响下，川西南山地强降水和对流云的时空分布特征，揭示了对流云生成和发展的一些基本规律，以及对流云移动方向与区域降水落区的密切关系，获得了一些新的认识。其主要结论如下：

(1) 川西高原对流区是影响川西南山地强降水的上游关键信号区。川西高原南部甘孜州境内 ($98^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$) 范围是青藏高原东南部的一个对流活跃关键区。作为上游对流中心，也是对流云移出高原造成川西南山地强降水的关键信号区。对流云主要沿西北路径从川西高原进入川西南山地，然后又通过东移、东南移和南移三条路径影响下游攀西地区的降水。

(2) 川西南山地西北路径影响下的对流强降水具有明显的月际变化特征。每年 6~7 月强降水次数明显多于 8~9 月，其中，7 月出现次数最多，9 月最少。其东南移型个例 6~9 月每月出现次数都较多；南移型个例主要出现在 7~8 月；而东移型个例出现最少，集中出现在 6~7 月。

(3) 川西南山地西北路径影响下的初生对流对下游小时强降水有重要的影响。其强降水的初生对流大都在白天 14~15 时生成于川西高原关键区，集中在横断山脉两条典型南北向分布的条形山脊—沙鲁里山和大雪山之间。其南移型、东南移型的一般对流初生后迅速发展为较强对流，大约 3~5 小时就开始影响攀西地区，并造成小时强降水，17~19 时则是小时强降水的高发期，而东移型小时强降水的开始时间大多在 22 时，相对滞后。

(4) 川西南山地西北路径影响下的小时强降水具有突出的日变化特征。小时强降水的时次分布主要呈单峰型，并以夜雨为主。其东移型的强降水持续时间最短，约 7 小时，小时强降水站次在 20 时开始增多，00~01 时达到峰值，02 时趋于结束，有陡升陡降的特征；东南移型的强降水持续时间约 13 小时，强降水站次 21 时明显增多，22~02 时达到峰值，09 时趋于结束，有陡升缓降的特征；南移型的强降水平均持续时间约 17 小时，强降水站次 19 时开始增多，02~03 时达到峰值，11 时趋于结束，站数稳步增多和减少，有缓升缓降的特征。由于区域地形的差异导致过程前期东南移型的小时强降水站数多于南移型，过程后期南移型则多于东南移型。

(5) 川西南山地西北路径影响下的不同移动方向对流强降水具有显著的分布差异。川西南山地的强降水过程,从对流初生到首次出现短时强降水的对流云基本都位于川西高原的关键区内。其东移型的对流活动位置偏东,移动缓慢,主要影响攀西地区北部;东南移型的对流从攀西地区西北部进入、东南部流出,发展最强盛时位于其中部一带,强降水影响范围可覆盖整个攀西地区,降水中心位于凉山州中部;南移型的对流活动位置偏西、偏南,南移过程中通常由于对流云合并而维持其强度,强降水主要影响攀西地区西部、中部和南部,平均雨量自西南向东北逐渐减小。

虽然针对以前少有关注、多灾害突出的川西高原南部复杂地形区,本文进行了青藏高原地形环境下,川西南山地对流活动及其强降水天气的时空分布特征及其相互关系研究,得到了一些有价值的结果,对于区域灾害天气短期短临业务预报也有指导价值。但是,关于青藏高原东南缘特殊山地的热力动力作用及其影响对流活动和强降水的物理机理还需深入分析。并且,随着未来气象区域站网布局的加快,得到更长时段数据资料的同时,利用我国风云4号卫星等新的探测数据,开展进一步的对比分析,以及川西高原南部西南涡源九龙涡的发展移动与川西南山地对流及强降水关系等的分析都是很有意义的。尤其是根据中小尺度气象学理论和技术的发展,基于新的数据、新的思路,加强对不同区域复杂而独特的天气气候下,不同类型、不同尺度的强风暴系统精细化结构演变与内部的热动力学过程、云微物理过程及其地面灾害性天气现象之间的关系研究(孙继松, 2023),并在此基础上,开展对不同气候区和地理位置极端强降水的演变特征、发生机理和不同时间尺度极端降水变化趋势的深入分析(罗亚丽等, 2020),由此提高青藏高原及其周边不同典型地区中小尺度对流及其强降水的认识水平和预报能力。

参考文献(Reference)

- 常春辉, 丁治英. 2015. 2007-2012年夏季中国青藏高原以东地区MCC的分布特征[J]. 气象科学, 35(4): 445-453. Chang Chunhui, Ding Zhiying. 2015. Distribution characteristics of MCCs in eastern Tibetan Plateau in summer from 2007 to 2012. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 35(4):445-453. doi: 10.3969/2014jms.0008
- 陈炯, 郑永光, 张小玲, 等. 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[J]. 气象学报, 71(3): 367-382. Chen Jiong, Zhang Yongguang, Zhang Xiaoling, et al. 2013. Analysis of the climatological distribution and diurnal variations of the short-duration heavy rain and its relation

with diurnal variations of the MCSs over China during the warm season[J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 71(3): 367-382. doi: 10.11676/qxxb2013.035

陈永仁, 李跃清. 2021. 攀西地区冕宁“6.26”突发性暴雨成因分析[J]. *高原山地气象研究*, 41(4): 8-17.

Chen Yongren, Li Yueqing. 2021. Cause Analysis of an Abrupt Rainstorm on June 26, 2020 in Mianning of Panxi Region[J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research* (in Chinese), 41(4): 8-17. doi: 10.3969/j.issn.1674-2184.2021.04.002

丁治英, 王小龙, 高松, 等. 2013. 青藏高原夏季带状 MCSs 的分类以及形成原因[J]. *大气科学学报*, 36(6): 641-652. DING Zhi-ying, WANG Xiao-long, GAO Song, et al. 2013. Classification and cause analysis of banded MCSs over the Tibet Plateau in summer[J]. *Trans Atmos Sci* (in Chinese), 36(6): 641-652. doi: 10.3969/j.issn.1674-7097.2013.06.001

段旭, 张秀年, 许美玲. 2004. 云南及其周边地区中尺度对流系统时空分布特征[J]. *气象学报*, 62(2): 243-250. Duan Xu, Zhang Xiunian, Xu Meiling. 2004. Spatial and Temporal Distributions of Mesoscale Convective Systems in Yunnan and its Periphery Areas[J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 62(2): 243-250. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2004.02.011

方德贤, 董新宁, 邓承之, 等. 2020. 2008~2016年重庆地区降水时空分布特征[J]. *大气科学*, 44(2): 327-340. FANG Dexian, DONG Xinning, DENG Chengzhi, et al. 2020. Temporal and Spatial Distribution of Precipitation in Chongqing during 2008 - 2016[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 44(2): 327-340. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1907.18256

Fu S M, Mai Z, Sun J H, et al, 2019, Impacts of convective activity over the Tibetan Plateau on Plateau Vortex, Southwest Vortex, and downstream precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(12): 3803-3830. doi: 10.1175/JAS-D-18-0331.1

谷艳茹, 范广洲. 2021. 青藏高原地区深对流系统特征分析[J]. *气象科技*, 49(3): 372~379. GU Yanru, FAN Guangzhou. 2021. Characteristics of Deep Convective System over Tibetan Plateau. *Meteorological Science and Technology*, 49(3): 372~379. doi: 10.19517/j.1671-6345.20200367

韩熠哲, 马伟强, 王炳赞, 等. 2017. 青藏高原近30年降水变化特征分析. *高原气象*. 36(6): 1477-1486.

Han Yizhe, Ma Weiqiang, Wang Bingyun, et al. 2017. Climatic Characteristics of Rainfall Change over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1980 to 2013. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 36(6): 1477-1486. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00125

何光碧, 屠妮妮, 张利红, 等. 2013. 青藏高原东侧一次低涡暴雨过程地形影响的数值试验[J]. *高原气象*, 32(6): 1546-1556. He Guangbi, Tu Nini, Zhang Lihong, et al. 2013. Numerical Experiment of Terrain Effect of Vortex Rainstorm Process on East Side of Qinghai-Xizang Plateau. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 32(6): 1546-1556. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00150

胡迪, 李跃清. 2015. 青藏高原东侧四川地区夜雨时空变化特征[J]. *大气科学*, 39(1): 161-179. Hu Di, Li Yueqing. 2015. Spatial and Temporal Variations of Nocturnal Precipitation in Sichuan over the Eastern Tibetan

Plateau[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(1): 161-179. doi:

10.3878/j.issn.1006-9895.1405.13307

胡亮, 李耀东, 付容, 等. 夏季青藏高原移动性对流系统与中国东部降水的相关关系[J]. 高原气象. 2008, 27(2): 301-309. Hu Liang, Li Yaodong, Fu Rong, et al. 2008. The Relationship between Mobile Mesoscale

Convective Systems over Tibetan Plateau and the Rainfall over Eastern China in Summer. Plateau Meteorology (in Chinese), 27(2): 301-309.

江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学, 26(2): 263-270.

Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective Clouds and Mesoscale Convective Systems over the Tibetan Plateau in Summer[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(2): 263-270. doi:

10.3878/j.issn.1006-9895.2002.02.12

姜艳. 2019. 热带气旋西行造成的远距离降雨特征分析[J]. 高原山地气象研究, 39(1): 20-25. JIANG

Yan. 2019. Characteristics of Long Distance Rainfall Caused by Westward Movement of Tropical

Cyclones[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 39(1): 20-25. doi:

10.3969/j.issn.1674-2184.2019.01.004

李国平. 2002. 青藏高原动力气象学[M]. 北京: 气象出版社, 19-31. LI Guoping, 2002. Dynamic Meteorology of The Tibetan Plateau(in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 19-31.

李永军. 2020. 攀西地区南部一次 MCC 引发暴雨过程的分析[J]. 高原山地气象研究, 40(2): 6. LI

Yongjun. 2020. The Analysis of a Rainstorm Induced by MCC in South Panxi Area[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 40(2): 43-48. doi: 10.3969/j.issn.1674-2184

李跃清, 徐祥德. 2016. 西南涡研究和观测试验回顾及进展[J]. 气象科技进展, 6(3): 134-140. Li

Yueqing, Xu Xiangde. 2016. A Review of the Research and Observing Experiment on Southwest China Vortex.

Advances in Meteorological Science and Technology (in Chinese), 6(3): 134-140. doi:

10.3969/j.issn.2095-1973.2016.03.018

李跃清. 2021. 西南涡涡源研究的有关新进展. 高原气象. 40(6): 1394-1406. Li Yueqing. 2021. New

Related Progress on Researches of the Vortex Source of Southwest China Vortex. Plateau Meteorology (in

Chinese), 40(6): 1394-1406. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2021.zk005

罗亚丽, 孙继松, 李英等. 2020. 中国暴雨的科学和预报: 改革开放 40 年研究成果. 气象学报, 78(3):

419-450. Luo Yali, Sun Jisong, Li Ying et al. 2020. Science and prediction of heavy rainfall over China:

Research progress since the reform and opening-up of the People's Republic of China. Acta Meteorologica Sinica

(in Chinese), 78(3): 419-450. doi: 10.11676/qxxb2020.057

吕俊杰, 牟端霞. 2020. 两次西行台风登陆对凉山州影响对比分析[J]. 高原山地气象研究, 40(3): 34-40.

Lu Junjie, Mou Duanxia. 2020. Contrastive Analysis of the Impact of Two Westbound Typhoons in

Liangshan[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 40(3): 34-40. doi:

10.3969/j.issn.1674-2184

冉津江, 齐玉磊, 龙治平, 王腾蛟. 2023. 基于高密度站点的四川盆地短时强降水特征分析. 高原气象. 42(4): 949-961. Jinjiang RAN, Yulei QI, Zhiping LONG, Tengjiao WANG. 2023. Characteristics of Short-Time Heavy Rainfall in the Sichuan Basin based on High-Density Station Observations. Plateau Meteorology. 42(4): 949-961. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2022.00044

四川省气象局, 2014. 四川天气预报手册[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 13-14. Meteorological Bureau of Sichuan Prefecture, 2014. Weather Forecast Manual of Sichuan Province(in Chinese) [M]. Chengdu: Southwest Jiaotong University Press, 13-14.

孙继松. 2023. 与直线型对流大风相关的强风暴形态结构和热动力学过程. 气象, 49(1): 1-11. Sun Jisong. 2023. The pattern structure and thermodynamic and dynamic processes of severe storm associated with linear convective gales. Meteor Mon (in Chinese), 49(1):1-11. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.111802

陶诗言, 等, 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社: 1-225. Tao Shiyan. 1980. Heavy Rainfalls in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 1-225.

陶诗言, 陈联寿, 徐祥德, 等, 1999. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(一)[M]. 北京: 气象出版社, 1-348. Tao Shiyan, Chen Lianshou, Xu Xiangde, et al. 1999. The Second Advances of the Study on Tibetan Plateau Experiment of Atmospheric Sciences(1)[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1-348.

王佳津, 陈朝平, 龙柯吉, 等. 2015. 四川区域暴雨过程中短时强降水时空分布特征[J]. 高原山地气象研究, 35(1): 16-20. Wang Jiabin, Chen Chaoping, Long Keji, et al. 2015. Temporal and Spatial Distribution of Short-time Heavy Rain of Sichuan Basin in Summer[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 35(1): 16-20. doi: 10.3969/j.issn.1674-2184.2015.01.003

郁淑华, 滕家谟, 何光碧. 1998. 高原地形对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验[J]. 大气科学, 22(3): 379-383. Yu Shuhua, Teng Jiamo, He Guangbi. 1998. The Numerical Experiment of Plateau Terrain Influencing for a Suddenly Arising Torrential Rain in the West of Sichuan Basin[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 22(3): 379-383. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1998.03.14

俞小鼎, 郑永光, 2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展[J]. 气象学报, 78(3): 391-418. Yu X D, Zheng Y G, 2020. Advance in severe convective weather research and operational service in China. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 78(3):391-418. doi: 10.11676/qxxb2020.035

张琪, 任景轩, 肖红茹, 等. 2021. 基于FY-4A卫星资料的四川盆地MCC初生和成熟阶段特征[J]. 大气科学, 45(4): 863-873. ZHANG Qi, Ren Jingxuan, XIAO Hongru, et al. 2021. Characteristics of MCC from Convective Initiation to Mature Stage Over the Sichuan Basin Based on FY-4A Satellite Data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(4): 863-873. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2104.20143

张庆云, 金祖辉, 彭京备. 2006. 青藏高原对流时空变化与东亚环流的关系[J]. 大气科学, 30(5): 802-812. Zhang Qingyun, Jin Zuhui, Peng Jingbei. 2006. The Relationships Between Convection over the Tibetan Plateau and Circulation over East Asian[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 30(5): 802-812. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.09

Zhang X L, Sun J H, Zheng Y G, 2020, Progress in severe convective weather forecasting in China since the 1950s.

J Meteor Res, 34(4):699-719

周秋雪, 刘莹, 冯良敏, 等. 2015. 2008-2012年四川强小时雨强的时空分布特征. 高原气象. 34(5):

1261-1269. Zhou Qiuxue, Liu Ying, Feng Liangmian, et al. 2015. Analysis on Temporal and Spatial

Distribution Characteristics of Strong Hour Rainfall Intensity in Sichuan during 2008-2012. Plateau

Meteorology(in Chinese). 34(5): 1261-1269. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00070

气

科

风

学

学

科

风

刊

学

报