

王孝慈,孟英杰,李双君,等,2024. 岷沱江、嘉陵江流域致宜昌大洪水暴雨过程的特征及天气成因[J]. 气象,50(8):981-996.
Wang X C, Meng Y J, Li S J, et al, 2024. Characteristics and weather causes of heavy flood-causing rainstorm in Yichang in the Mintuo River and Jialing River basins[J]. Meteor Mon, 50(8):981-996(in Chinese).

岷沱江、嘉陵江流域致宜昌大洪水暴雨过程的特征及天气成因^{*}

王孝慈^{1,2,3} 孟英杰^{1,2,4} 李双君¹ 王继竹^{1,2} 李 波⁵

1 武汉中心气象台, 武汉 430074

2 长江流域气象中心, 武汉 430074

3 中国气象局武汉暴雨研究所 中国气象局流域强降水重点开放实验室/暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430205

4 三峡国家气候观象台, 湖北宜昌 443099

5 三峡梯调通信中心, 湖北宜昌 443000

提 要: 为揭示岷沱江、嘉陵江流域致大洪水暴雨过程的天气成因及宜昌控制站雨洪规律, 加深对宜昌站大洪水发生发展机制的研究, 基于 NCEP/NCAR 再分析资料及常规气象水文观测资料, 采用统计学、天气学等方法分析研究了 1980—2020 年发生在岷沱江、嘉陵江流域的 19 例致洪暴雨过程特征、雨洪关系、致洪暴雨源地及下垫面特征、天气系统配置等。结果表明: 宜昌作为长江流域主要控制站, 当前期起始入库流量达到 $19\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 且刚好遭遇连续性暴雨过程, 则发生大洪水概率会显著提高。从岷沱江或嘉陵江的连续性暴雨过程开始至洪峰产生所需时长平均在 6 d 左右。暴雨持续时间和累计面雨量与洪峰有较好的对应关系, 每次大洪水的形成都需要一次持续 3 d 以上的暴雨过程, 多数在 4~6 d。大洪水过程全部发生在 7—9 月。致洪暴雨过程以准静止类雨带为主, 其次是东移类和转向类。89% 的过程雨带呈东北—西南向的带状分布。强降水中心源地与特殊地形关系密切, 主要分布于 3 处: 岷江下游与青衣江交汇处, 转向类降水多发; 嘉陵江中下游、涪江流域及渠江流域, 多以准静止类为主; 涪江中游及渠江流域北部, 东移类暴雨过程多发。孟加拉湾热带低压系统的存在对上游产生连续性暴雨至关重要, 其次是南海地区的低值系统, 两者参与过程占比达 68%。低压系统不仅为岷沱江、嘉陵江流域带来充足能量和水汽, 其东侧水汽的卷入容易在岷沱江、嘉陵江流域触发低涡, 再配合特殊地形, 产生强的上升运动。降水过程分为准静止持续性降水和移动性持续降水 2 类。易发大洪水的天气概念模型有 3 类: I 型为西太平洋副热带高压边缘、西风短波东移触发暴雨型, II 型为青藏高原低值系统东移触发暴雨型, III 型为低层偏东气流暴雨型。

关键词: 岷沱江, 嘉陵江, 致洪暴雨, 宜昌大洪水, 天气概念模型, 准静止类

中图分类号: P429, P339

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.121101

Characteristics and Weather Causes of Heavy Flood-Causing Rainstorm in Yichang in the Mintuo River and Jialing River Basins

WANG Xiaoci^{1,2,3} MENG Yingjie^{1,2,4} LI Shuangjun¹ WANG Jizhu^{1,2} LI Bo⁵

1 Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

2 Meteorological Center of the Yangtze River Basin, Wuhan 430074

3 China Meteorological Administration Basin Heavy Rainfall Key Laboratory/Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430205

4 Three Gorges National Climatological Observatory, Hubei, Yichang 443099

5 Three Gorges Cascade Dispatch and Communication Center, Hubei, Yichang 443000

^{*} 湖北省自然科学基金项目(2023AFD099)和中国长江电力股份有限公司科研项目(2423020002)共同资助

2023 年 9 月 19 日收稿; 2024 年 3 月 20 日收修定稿

第一作者: 王孝慈, 主要从事天气预报及流域气象服务研究. E-mail: wx327@163.com

通讯作者: 孟英杰, 主要从事天气预报及流域气象服务研究. E-mail: 6294940@qq.com

Abstract: To reveal the weather causes of the rainstorm process that caused the heavy flood in the Mintuo River and Jialing River basins, the rainfall and flood law at Yichang Control Station, and to deepen the research on the occurrence and development mechanism of heavy flood at Yichang Station, based on the NCEP/NCAR reanalysis data and the conventional meteorological and hydrological observation data, this paper analyzes the characteristics of 19 flood-causing rainstorm processes that occurred in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020 by means of statistical and synoptic methods. At the meantime, the relationship between rainstorm and flood, flood-causing rainstorm source, underlying surface characteristics, and weather system configuration, etc. are also analyzed. The results show that as the main control station in the Yangtze River Basin, Yichang Station has an initial inflow of more than $19\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ in the current period, and it just encounters a continuous rainstorm process, so the probability of major floods is greatly increased. The duration from the beginning of the continuous rainstorm process in Mintuo River or Jialing River to the flood peak is about 6 days on average. The rainstorm duration and accumulated area rainfall have a good corresponding relationship with the flood peak. The formation of each major flood requires a rainstorm process lasting more than 3 days, mostly 4—6 days. All of the flood processes occur from July to September. The process of flood-causing rainstorm is dominated by quasi-static rain belt, followed by easterly type and turning type. 89% of the process rain bands are distributed in a north-east—southwest direction. The central source of severe precipitation is closely related to special terrain, mainly distributed in three places: first, the intersection of the lower reaches of the Minjiang River and the Qingyi River, where turning precipitation mostly occurs; second, the middle and lower reaches of the Jialing River, the Fujiang River Basin, and the Qujiang River Basin are mostly of quasi-static type; third, in the middle reaches of the Fujiang River and the northern part of the Qujiang River Basin, the eastward moving rainstorm process often occurs here. The existence of the Bay of Bengal tropical depression system is critical to the continuous rainstorm in the upstream, followed by the low value system in the South China Sea, which accounts for 68% of the process. The depression system not only brings enough energy and water vapor to the Mintuo River and Jialing River basins, but the involvement of water vapor on its eastern side can easily trigger low vortexes in the Mintuo River and Jialing River basins, combined with special terrain, resulting in strong upward motion. The precipitation process is divided into two categories: quasi-static persistent precipitation and mobile persistent precipitation. There are three types of synoptic conceptual models that are prone to major floods. Type I is rainstorm type triggered by westerly short-wave eastward movement at the edge of Western Pacific subtropical high. Type II is the rainstorm type triggered by the eastward movement of the low value system of the Tibetan Plateau. Type III is a low-level easterly air flow rainstorm type.

Key words: Mintuo River, Jialing River, flood-causing rainstorm, Yichang heavy flood, synoptic conceptual model, quasi-static type

引 言

长江上游地貌、河道复杂,河两岸多高山,江面狭窄且陡峭,洪水汇集速度快,因河道相对细窄,调节储蓄水能力较弱。上游岷沱江、嘉陵江容易形成陡涨陡落、过程形态尖瘦的洪峰,当干支流洪水相互叠加汇集到宜昌后,便形成峰量大的洪水。出三峡

后江面宽阔、水流变缓,河道湖泊的调蓄水能力增大。长江干流主要控制站宜昌站平均年最大洪峰流量均在 $50\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。宜昌站实测最大洪峰流量为 2020 年的 $75\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,历史调查洪峰流量为 1870 年的 $105\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。分析宜昌站洪水的成因,对三峡防洪蓄洪要求有决定意义。每年 7—8 月宜昌以上河段洪水多发,9 月至 10 月上旬江南岸各支流洪水开始减弱消退,上游地区尤其是北

岸岷沱江、嘉陵江受华西秋雨的影响,常出现秋季洪水(张洪刚等,2013)。上游洪水主要是由汛期暴雨组成,暴雨是形成洪水的主体,暴雨的分布和移动路径,将直接影响干支流的洪水和宜昌洪水的组合遭遇(张有芷,1979),洪水发生时间及分布与暴雨一致(范可旭和徐长江,2010;熊莹,2012)。长江流域各地暴雨发生时段不太相同,一般先中下游再上游,长江以南早于以北地区且以洞庭、鄱阳两湖为最早。中游南部地区及下游大部暴雨多发于5—8月,湘赣江上游多发生在4—7月,而长江上游和中游以北大部地区为6—9月,因此在整个长江流域暴雨出现最多的4个月中,有3个月降水期会发生重叠,全流域大洪水常发生在这个时段。

宜昌站洪水的基础组成部分为金沙江流域洪水(图1a),该流域屏山站汛期多年平均水量占据宜昌站的33.3%,洪水由上游融雪形成,涨落平缓、年际变化小、持续时间长,对宜昌站年均水量影响较为平稳,且金沙江流域强的降水过程相对长江上游其他子流域来说具有独立性(李进等,2013)。岷沱江和嘉陵江的高场和北碚水文站汛期多年平均水量合计占宜昌站汛期洪量的36%,作为宜昌汛期洪量的主要来源(张洪刚等,2013),为影响宜昌站洪水第一名,其重要性显而易见。干流区间(宜宾—寸滩、寸滩—宜昌)来水也不可忽视,特别是寸滩—宜昌区间,虽然其只占宜昌控制面积的5.6%,但汛期多年平均水量却占宜昌站的8%左右,尤其当岷沱江、嘉陵江流域洪水与干流区间洪水发生遭遇,往往会产生影响颇大的大洪水。另外,乌江流域洪水也对宜昌站有影响,但其影响相比岷沱江、嘉陵江遭遇率较低。熊莹(2012)研究结果也表明,长江与嘉陵江、岷沱江遭遇为长江上游洪水遭遇最高,占据了遭遇率的37.9%,而长江与乌江洪水遭遇仅占5.2%。

选取1980—2020年发生在岷沱江、嘉陵江的致洪暴雨过程为研究对象,分析其雨洪及致洪暴雨特

征。同时,从气象角度出发并结合地理特征,揭示其致洪降水发生机理。国内很多学者(张庆云等,2003;黄燕燕和钱永甫,2004;张培群等,2002)已从中长期角度,如季节内振荡、年际及年代际变化、大气环流等因素对长江流域汛期降水特征做了广泛且深入的研究。还有学者针对特定流域做了相关分析,高琦等(2020;2023)、蔡新玲等(2013)、李玉荣等(2017)从副热带高压、东亚季风等大尺度天气背景角度出发,对汉江流域洪水特征、降水周期特征、多雨和少雨年影响系统、冷暖空气及水汽供应等方面做了系统分析;廖宇和倪长健(2011)、李武阶等(2014)、李进等(2013)研究了金沙江流域的强降水特征,找出降水的时空分布特征及量级规律,并用天气学分析原理,总结出4类天气模型;另外,部分学者对渠江(陈光兰等,2008)、涪江(蔡元刚,2007)等流域暴雨洪水规律、降水趋势及过程雨带特征做了系统研究。岷沱江、嘉陵江流域降水是宜昌站洪水主要来源,对其致洪降水产生的天气成因做进一步深入认识和了解刻不容缓,本研究从多角度揭示了岷沱江、嘉陵江流域致大洪水暴雨过程的天气成因及宜昌控制站雨洪规律,有助于加深对宜昌站大洪水发生发展机制的研究,为制定防洪决策提供科学的气象依据,并进一步促进流域上下游联动防洪。

1 资料与方法

根据长江水利委员会水文局水系划分标准,将岷沱江分为岷江、沱江2个支流,嘉陵江分为涪江、嘉陵江干流及渠江3个支流(图1b),区域内包含了131个国家级气象观测站。研究所用资料包括:NCEP/NCAR联合制作的再分析资料(时间分辨率:每日4次,分别为:02时、08时、14时、20时,北京时,下同;空间分辨率: $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; <https://psl.noaa.gov/>);1980—2020年岷沱江、嘉陵江流域国家级气象观测

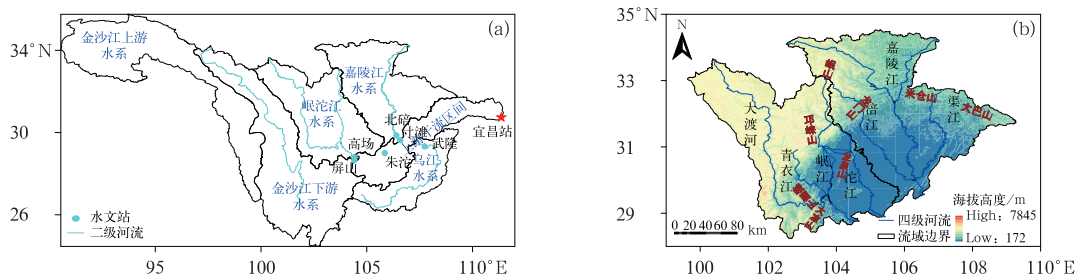


图1 (a)长江流域上游水系分布和(b)岷沱江、嘉陵江干流和支流水系(四级河流)及海拔高度(填色)
Fig.1 Distribution map of (a) water system in the upper reaches of the Yangtze River Basin, and (b) water system (fourth class river) of the Mintuo River and Jialing River and altitude (colored)

站逐日降水资料和水文控制站宜昌站流量资料,数据由国家气象信息中心质量控制并发布(数据来源:气象大数据云平台·天擎,http://data.cma.cn/).文中地图根据国家地理信息公共服务平台下载的审图号为GS(2019)3266号的标准地图制作且底图无修改。

定义岷沱江、嘉陵江流域致宜昌大洪水降水过程需满足3个条件:(1)长江流域主要控制站—宜昌站日最大流量超过 $45\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (赵云发和崔讲学,2018);(2)宜昌站与城陵矶站或武隆站的洪水未发生遭遇的洪水过程;(3)大洪水发生前3~5 d,岷沱江及嘉陵江流域有暴雨及以上量级的降水过程发生。面雨量的计算采用站点算数平均法,参考毕宝贵等(2003)、高琦等(2014)的计算方法。

2 岷沱江、嘉陵江致洪暴雨过程特征分析

2.1 致洪暴雨过程特征

1980—2020年记录在案的宜昌大洪水过程有52例,其中由岷沱江、嘉陵江致洪暴雨过程所致的为19例,占比36.5%。多次暴雨过程导致宜昌发

生峰高量大的洪水(张有芷,1979),每次洪水的形成都需要一次持续3 d以上的暴雨过程(表1)。统计表明,过程持续6 d的个例4例,占总数的21%,持续5 d的6例,占32%,持续4 d的个例为5例,占26%。

从过程雨带走向及分布特征来看(表1,图2),准静止类雨带最多,为9例,占比达47%;东移类和转向类的过程分别为5例和4例,两者占比分别为26%、21%;仅1例为南移类。其中转向类暴雨最先出现在泔江流域,接着有明显移动且转向;东移类暴雨最先出现在涪江、嘉陵江或渠江流域,再缓慢东移,或先在上述流域持续24 h以上再东移;准静止类暴雨最先出现在涪江、嘉陵江或渠江流域并且持续2~3 d以上。89%的过程雨带走向为东北—西南向的带状分布型。强降水中心源地主要分布于3个地方(图2)。结合雨带移动路径(表1)来看,转向类过程主要分布在岷江下游与青衣江交汇处,准静止类雨带大部分集中在嘉陵江中下游和涪江流域以及渠江流域,东移类在涪江中游及渠江流域北部。另外,从逐日大暴雨过程的强降水水质心分布来看,强降水中心也主要集中于上述3个区域(图3),这与下垫面地形作用密切相关,在3.4节中有详细介绍。

一般用面雨量来衡量流域内累计过程降水量的

表 1 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域 19 例致洪降水过程特征
Table 1 Characteristic information of 19 flood-causing precipitation processes in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

移动路径	日期	编号	雨带走向	初始 纬度/°N	初始 经度/°E	发生时段	持续 时间/d	累计大暴雨笼 罩面积/万 km ²
准静止类	1981 年 8 月 21 日	1	东北—西南	32.78	106.93	8 月 15—19 日、21 日	6	12.62
	1982 年 7 月 18 日	2	块状	31.58	107.08	7 月 7—8 日、15—17 日	5	9.59
	2000 年 7 月 18 日	3	东北—西南	32.40	107.76	7 月 13—14 日、16 日	3	4.20
	2003 年 9 月 4 日	4	东北—西南	31.72	104.07	8 月 28—30 日	3	11.16
	2010 年 7 月 20 日	5	东北—西南	32.21、 32.06	106.90、 103.65	7 月 16—18 日、 23—25 日	6	22.86
	2012 年 7 月 12 日	6	东北—西南	31.30	106.14	7 月 7—9 日	4	12.41
	2012 年 9 月 3 日	7	东北—西南	29.53	105.30	8 月 30—31 日、9 月 1 日	3	11.07
	2018 年 7 月 14 日	8	块状	31.85	104.75	7 月 9—11 日、14—15 日	5	12.64
	2020 年 8 月 20 日	9	东北—西南	31.39	104.88	8 月 12 日、15—17 日	4	18.23
东移类	1983 年 8 月 4 日	10	东北—西南	31.10	105.08	7 月 27—31 日、8 月 1 日	6	15.78
	1989 年 7 月 14 日	11	东北—西南	30.33	106.33	7 月 8—10 日	3	14.06
	2004 年 9 月 8 日	12	东北—西南	31.49	105.45	9 月 2—5 日	4	13.44
	2013 年 7 月 21 日	13	东北—西南	32.54	106.52	7 月 17—21 日	5	8.07
	2014 年 9 月 20 日	14	东北—西南	32.78	106.43	9 月 10—14 日、17 日	6	15.08
转向类	1983 年 8 月 23 日	15	东北—西南	29.85	103.42	8 月 16—19 日、21 日	5	4.26
	1984 年 8 月 8 日	16	东北—西南	29.87	103.65	8 月 1—5 日	5	3.63
	1987 年 7 月 24 日	17	东北—西南	31.55	104.08	7 月 16—20 日	5	13.75
	1992 年 7 月 19 日	18	东北—西南	29.98	103.82	7 月 11—14 日	4	17.07
南移类	2010 年 8 月 24 日	19	东北—西南	31.03	103.36	8 月 18—21 日	4	13.06

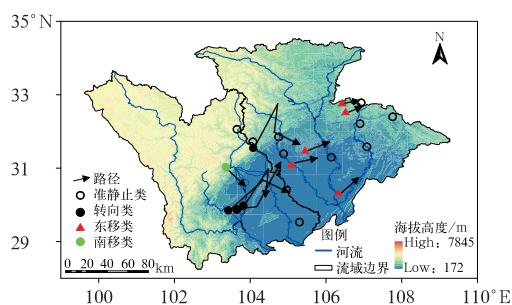


图 2 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域致洪降水过程大暴雨质心源地及移动路径分布

Fig. 2 Distribution of mass center source and moving path of heavy rainstorm in flood-causing precipitation processes in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

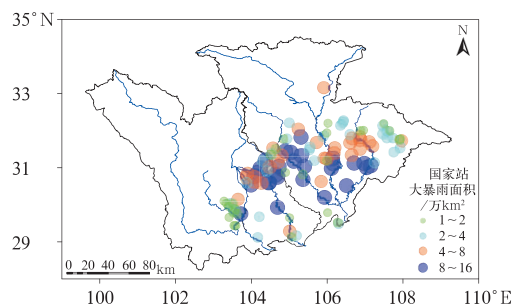


图 3 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域致洪降水过程逐日大暴雨质心分布

Fig. 3 Distribution of mass center locations of daily heavy rainstorm in flood-causing precipitation processes in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

多少,但面雨量只能反映该流域内多个站点累计降水的平均情况,具有一定局限性。这里引入过程累计大暴雨笼罩面积,可以更好地反映过程降水强度,尤其是对于峰高量大、成洪迅速的洪水过程,将两者结合起来分析有一定指示意义(图 4)。从 19 次过程累计大暴雨所占笼罩面积(表 1)来看,大暴雨笼罩面积跨度较大,范围在 3.63 万~22.86 万 km^2 不等,平均为 12.26 万 km^2 ,其中大于 12.24 万 km^2 的过程占比达 63%。这表明,当过程累计大暴雨笼罩面积大于均值时,成洪的概率会大大增加。

综上所述,当宜昌出现大洪水时具有的暴雨过

程特征为:降水过程多次且频繁;暴雨及以上量级降水出现的时间相对集中,降水历时较长;大暴雨及以上量级降水笼罩面积大,中心多集中在下垫面复杂的山前及盆地边缘地区;雨带多呈东北—西南向带状分布且一半以上的暴雨落区具有移动性。

2.2 宜昌站雨洪关系特征

宜昌站入库流量可反映长江上游来水的总体情况。从 19 次致洪暴雨过程开始前的入库流量来看(图 4),最小起始入库流量为 $19\,607\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,最大为 $38\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。从暴雨过程所在时段来看,流量涨幅基本维持在 $15\,000 \sim 36\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,成峰所

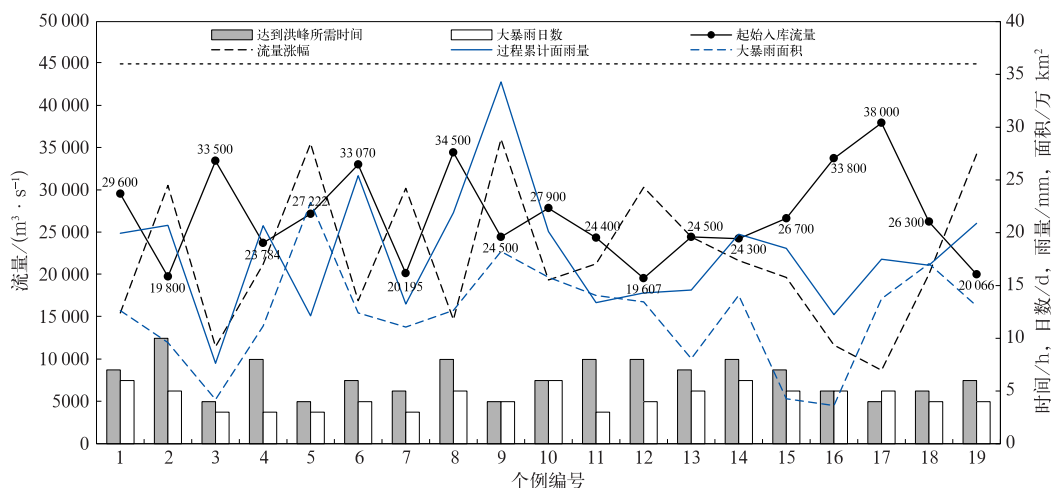


图 4 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域致洪降水过程宜昌主要控制站水情、雨情变化

Fig. 4 Variation of water and rain conditions at the Yichang Main Control Station during the flood-causing precipitation processes in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

需时长在 4~10 d, 平均 6 d, 即从岷沱江或嘉陵江降水过程开始算起, 最早 4 d 宜昌站出现洪峰, 大部分需 6 d 左右, 表明岷沱江或嘉陵江的降水不会马上对宜昌洪水的产生起作用, 而是具有滞后性, 这除了与降水强度和持续时间有关外, 还与洪水是自上向下、自西向东传播有关, 从岷沱江、嘉陵江到达宜昌的直线距离在八九百千米, 有一定的传播距离和传播时间, 其中岷沱江距宜昌更远, 相较于嘉陵江, 成峰所需时间普遍多在 30 h 以上。实际中, 岷沱江、嘉陵江流域发生暴雨致宜昌大洪水的汇流路径一般分为 3 种: (1) 洪水起始于岷沱江流域(岷江、沱江)或嘉陵江流域(嘉陵江干流、涪江、渠江)干支流, 之后汇流至上游干流区间, 宜昌发生大洪水; (2) 嘉陵江洪水与万州—宜昌区间发生洪水遭遇, 嘉陵江洪水与重庆—宜昌区间发生洪水遭遇, 宜昌形成大洪水; (3) 岷沱江及嘉陵江下游发生致洪暴雨, 汇流至上游干流区间, 宜昌发生大洪水。3 条汇流路径都要远远大于直线距离, 因此传播时间为几天时间不等。

从图 4 的流量涨幅曲线、过程累计面雨量及大暴雨累计笼罩面积曲线关系可以看出, 85% 的降水过程累计面雨量及大暴雨日数(大暴雨累计面积)变化与流量涨幅呈正相关, 表明暴雨持续时间和强度与洪峰有较好对应关系。较强降水更有利于大洪水的形成。当宜昌站前期入库流量达到 $19\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 降水量累积到一定程度, 发生洪峰的概率会很大。个别几次过程存在累计面雨量不大但流量涨幅大的情况, 考虑是前期有降水导致底水较高; 还有些过程存在累计面雨量大但流量涨幅不大的情况, 这可能与前期上游干流区间来水较少, 河系水位较低有关, 岷沱江或嘉陵江径流经过上述区域流失

较多, 导致产流较少。但总体来说, 过程累计面雨量或大暴雨累计笼罩面积较大, 流量会明显涨幅, 两者都大的情况下则更有利于大洪水的立刻形成。

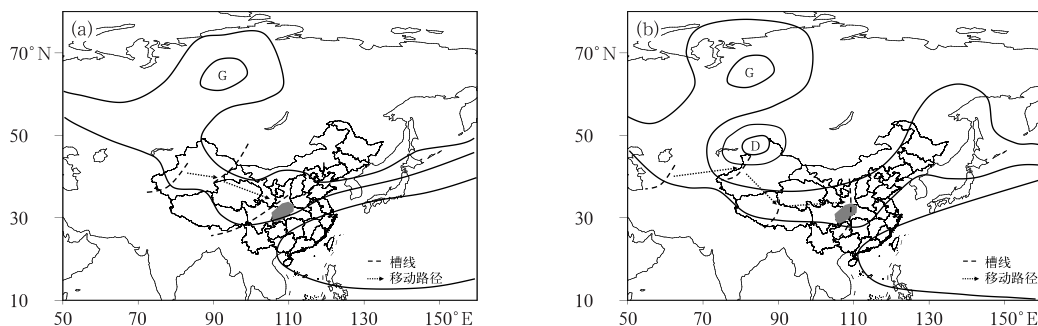
3 致洪暴雨的天气成因分析

洪水的产生一般需要连续不断的降水过程, 下文从大尺度环流背景、产生连续暴雨或大暴雨的天气尺度系统特征、水汽通道及下垫面地形入手, 综合分析暴雨接踵而至的原因。

3.1 天气尺度系统相互作用

3.1.1 长波稳定形势

通过分析 19 例致洪降水过程的 500 hPa 位势高度形势场特征, 发现岷沱江、嘉陵江发生持续性致洪暴雨时, 中高纬地区存在 2 种稳定的大尺度环流形势。一种是乌拉尔山阻塞高压阻塞型(图 5a): 长波脊稳定在乌拉尔山东部, 有阻塞高压维持。在乌拉尔山阻塞高压的下游, 长波槽位于长江上游岷沱江、嘉陵江暴雨区, 副热带西风带有短波槽东移, 其后部携带的冷空气常与稳定西伸的副热带高压(以下简称副高)西北侧暖湿气流交汇, 是触发阻塞型暴雨的主要天气型。另一种是巴尔喀什湖低槽移动型(图 5b): 巴尔喀什湖附近存在冷低压, 冷低压位于 55°N 、 $70^\circ\sim 100^\circ\text{E}$ 以南, 面积一般达 10 个经纬距以上, 稳定少动。在长波槽稳定期间, 每个低压大约可以维持 4~5 d 及以上, 在巴尔喀什湖冷低压维持期间, 常有短波槽移出或是高原上也有短波槽生成东移, 带来持续南下的冷空气, 可造成上游自西向东移动型暴雨和洪涝灾害。



注: 阴影: 岷沱江、嘉陵江流域。

图 5 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域 (a) 乌拉尔山阻塞高压阻塞型暴雨, (b) 巴尔喀什湖低槽移动型暴雨
Fig. 5 (a) Blocking rainstorm under Ural Mountains blocking high situation, and (b) mobile rainstorm under Balkhash Lake low trough situation in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

3.1.2 西太平洋副热带高压

暴雨的产生除了需要中高纬度长波槽脊带来的渗透南下的冷空气,还需要充足的水汽和能量。而水汽和能量是否能影响到岷沱江、嘉陵江流域,与西太平洋副高位置关系密切,暴雨常常发生在副高明显西伸北进时。这时副高西侧的偏南气流可以带来大量的暖湿不稳定水汽,当有触发系统时,就会产生明显锋生作用。相反地,当副高突然东退或南撤时,暴雨区便可能突然消失或东移。从致洪暴雨雨带特征及发生时间(表1)来看,雨带走向分为准静止类、东移类和转向类,第一类又可以称为“阻塞类”,后两类为“移动类”。过程全部发生在7—9月,其中7月中下旬最多,有8例,占比达42%,其次是8月,发生了6例大洪水过程,9月仅3例。而导致这些差异的重要因素之一便是副高的位置及其进退活动,因此根据副高位置的逐月变化,总结以下规律。

7月上旬,副高脊线北跳至 25°N 附近(图略)且不稳定,位置较为偏东,常常控制长江流域中下游地区,西风槽常位于贝加尔湖东部至河套一带,降水容易在嘉陵江东部出现,其他流域暴雨较少,因此,7月上旬宜昌出现峰高量大的洪水较少。7月中旬至8月中旬,副高再次北跳至 30°N 附近,此时印度低压发展旺盛,在长江上游形成对峙,输送大量水汽,巴尔喀什湖附近被低压槽占据,不断分裂短波槽南下,降水从青衣江开始自西向东移动,上游北岸各支流先后出现暴雨,这个时段是宜昌出现高峰型大洪水最频繁的月份,有63%的 $50\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的日最大流量过程都出现在这个阶段。这个阶段的雨带路径也最为复杂,伴随副高南北摆动和西进与东撤,东移类和转向类雨带特征交替出现;而当副高位置出现短暂的稳定少动时,则以准静止类降水为主。所有大洪水个例中,移动类和准静止类过程各占一半(表1)。到了8月下旬,副高强盛发展,位置较之前明显偏西、偏北,能控制上游大部分地区,而此时为盛夏季节,乌拉尔山阻塞高压很少出现,巴尔喀什湖地区低压系统发展较弱,中高纬冷空气很难渗透南下至岷沱江及嘉陵江流域,上游降水减少,宜昌出现洪峰概率降低,仅2例。又因为这个阶段副高稳定少动,降水落区也较少移动,暴雨过程全部呈现出准静止类雨带特征。9月开始,副高明显东撤,此时印度低压已减弱,西风带开始南推,巴尔喀什湖低压后部南下的冷空气势力逐渐增强,低槽经由河

套东部向嘉陵江东部及汉江流域延伸,降水多集中在渠江流域。综上所述,7月中旬开始至8月,宜昌出现洪峰概率较大,当8月宜昌站底水较高时,9月易出现大洪水,例如历史上1945年和1966年秋季大洪水,及近年的2020年秋季大洪水等。

3.2 致洪暴雨天气系统特征

分析环流背景场发现500 hPa有10例高原涡参与的过程(表2),暴雨过程中受低槽和高原涡共同影响的占比达53%;700 hPa有低涡参与的过程占一半左右。同时,低空急流在暴雨过程中的出现占比非常高(李青春等,2022;苏洋等,2023)。14例过程中伴随急流,其中8例为西南风急流,5例为偏南风急流,个别过程为东南风急流;850 hPa有低涡参与的过程占比与700 hPa一样,13例伴有低空急流的过程中,偏南风急流的个例高达12例。从台风(热带低压)活动的统计结果来看,孟加拉湾海域出现热带低压系统活动的过程9例,南海海域9例,在孟加拉湾、南海海域同时有低值系统活动的个例有5例,其中有5例过程无明显热带低值系统活动。以上统计分析结果表明,在19例连续暴雨过程中,全部过程都有高空低槽和中低层切变系统的参与,一半以上过程的发生伴有高原涡东移及中低层低涡,三分之二以上过程伴有低空急流,其中700 hPa以西南风急流为主,850 hPa以偏南风急流为主,此外,近70%过程有热带低值系统或台风的参与。

3.3 水汽通道

表2的统计结果表明,有14例致洪降水过程伴有热带低压或台风的参与,其中孟加拉湾及南海地区热带低压系统的存在对上游产生连续性暴雨至关重要。尤其是孟加拉湾低压系统的形成可导致青藏高原高压迅速减弱,使中纬西风槽南伸至高原地区,槽前西南急流一旦建立,就会给岷沱江、嘉陵江流域带来充足能量和水汽的供应。

但上游的暴雨并不直接受台风系统影响,常常是与台风倒槽及西风低槽配合,很少有类似中下游地区的气旋类的暴雨天气系统产生,大部分都是偏东风气流下与地形辐合抬升引发的局地性短时强降水。通过对致洪暴雨多发月份的水汽平均分布状况进行客观分析,可以看出,上游水汽主要来自孟加拉湾及南海北部湾一带(图6)。其中,水汽源地路径1

的水汽由印度洋经过孟加拉湾进入我国西南地区的重要通道是位于西藏境内的雅鲁藏布江—布拉马普特拉河谷地区,河谷北面是山,西南方向开口朝向孟加拉湾,类似“喇叭口”状,每当夏季风建立之后,季风水汽开始频繁进入该河谷,因地形阻挡而形成云团。云团常在河谷附近停滞,形成水汽的“存贮站”。

表 2 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域 19 例致洪降水过程天气系统特征
Table 2 Weather system configuration in 19 flood-causing precipitation processes
in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

移动 路径	日期	主要影响天气系统			天气概 念模型	台风(热带低压)活动		
		500 hPa	700 hPa	850 hPa		孟加拉湾	南海	西太平洋
准静止类	1981 年 8 月 21 日	低槽+高原涡	切变线+西南风急流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅱ型	有	有	有
	1982 年 7 月 18 日	低槽	低涡+切变线+西南风急流	切变线+偏南风急流	Ⅰ型		有	
	2000 年 7 月 18 日	低槽+高原涡	低涡+切变线+西南风急流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅰ型	有	有	
	2003 年 9 月 4 日	低槽+高原涡	低涡+切变线	切变线+偏南风急流	Ⅰ型	有		
	2010 年 7 月 20 日	低槽	低涡+切变线+偏南风急流	切变线	Ⅲ型		有	
	2012 年 7 月 12 日	低槽+高原涡	切变线+西南风急流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅰ型			
	2012 年 9 月 3 日	低槽+高原涡	切变线+偏南风急流	切变线	Ⅱ型			有
	2018 年 7 月 14 日	低槽+高原涡	偏南风急流	切变线	Ⅲ型	有	有	
	2020 年 8 月 20 日	低槽	低涡+切变线+偏南风急流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅰ型	有		
东移类	1983 年 8 月 4 日	低槽	低涡+切变线	切变线+偏南风急流	Ⅱ型			
	1989 年 7 月 14 日	低槽+高原涡	低涡+切变线+西南风急流	低涡+切变线	Ⅱ型		有	
	2004 年 9 月 8 日	低槽	切变线+西南风急流	切变线+偏南风急流	Ⅱ型			
	2013 年 7 月 21 日	低槽+高原涡	低涡+切变线+西南风急流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅰ型	有		
	2014 年 9 月 20 日	台风倒槽	台风倒槽+东南风急流	台风倒槽+东南风急流	Ⅲ型	有	有	
转向类	1983 年 8 月 23 日	低槽	低涡+切变线	低涡+切变线+偏东气流	Ⅱ型			
	1984 年 8 月 8 日	低槽	切变线+偏东气流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅰ型	有	有	
	1987 年 7 月 24 日	低槽+高原涡	低涡+切变线+西南风急流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅱ型	有		
	1992 年 7 月 19 日	低槽+高原涡	切变线+偏南风急流	低涡+切变线+偏南风急流	Ⅰ型		有	
南移类	2010 年 8 月 24 日	低槽	切变线	切变线	Ⅰ型			

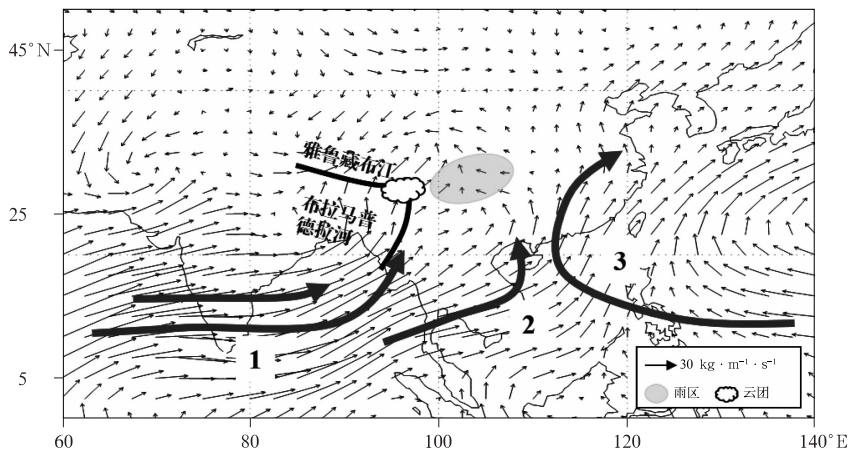


图 6 1980—2020 年东亚地区盛夏季节(7—8 月)平均整层
(地面至 300 hPa)水汽通量分布

Fig. 6 Spatial distribution of the vertically integrated (surface to 300 hPa) water
vapor flux mean over East Asia in July and August of 1980–2020

没有冷空气侵入时,水汽向四周缓慢扩散,当有冷空气侵入、高空槽或者切变线移经河谷上方时,水汽就会沿着槽线或切变系统向偏东方向输送,由于受到中低空气流引导作用,会加大水汽输送率,从而为长江上游出现暴雨及以上强度的降水提供充足的水汽。路径 2 由南海向北输送影响长江上游,这条水汽输送量级仅次于路径 1。路径 3 由西太平洋经菲律宾以东洋面输送至我国东部地区,对上游几乎没有水汽供应。孟加拉湾和南海这 2 条水汽路径对上游强降水过程的发生起决定性影响(邹梦等,2017)。往往在大洪水发生的月份,西北太平洋上空会呈现异常反气旋,使得经南海北部湾向上游输送更多水汽,此时,路径 1 有异常水汽从热带印度洋先向西至阿拉伯海再东传至印度半岛,途经中南半岛上空分为南北 2 支,其中北支沿东南沿海北上在西南地区上空构成异常气旋,对应孟加拉湾水汽输送偏多。

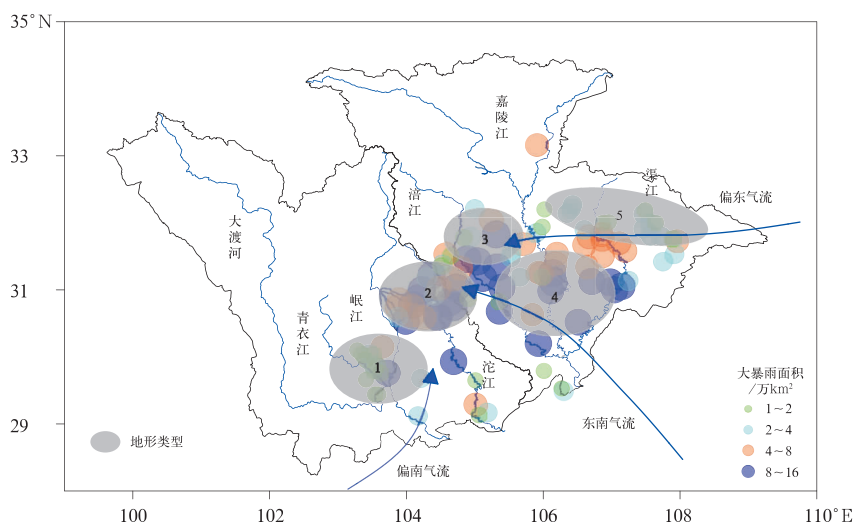
3.4 致洪暴雨源地下垫面特征

虽然持续性降水的累计总降水量一般都在 250 mm 以上,降水分布面积可达几十万平方千米,但大暴雨区域只集中在几万至几十万平方千米的小区域内(表 1),这种情况与有利的地形分布是密不可分的。从致洪大暴雨质心分布情况来看,强的降水中心主要集中在岷江下游与青衣江交汇处(图 7 中所示 1、2)、嘉陵江中下游及涪江流域(图 7 中所

示 3、4)、渠江(图 7 中所示 5)。这些地域地形复杂,主要有喇叭口地形、峡谷地形、盆地边缘型等。地形对降水的影响主要体现在动力作用和热力作用(廖菲等,2007)两个方面。下文将依据地形特征探讨暴雨初始源地特征,从中尺度系统和地形作用等方面入手,分析不同致洪暴雨中心形成的可能原因。

3.4.1 中尺度地形

岷沱江和嘉陵江流域地形复杂,流域内以龙门山—邛崃山—大凉山一线为界,以东为盆周地形及盆地,以西为高山地带,其中西侧有三大地形断裂带,西南侧有峨眉瓦山断块带,地貌条件差异大,受地形影响,西风带气流绕青藏高原而行容易在流域内西南地区形成涡旋,同时会促进对流层低层的西南风气流加大,大地形作用加上岷江西侧三山环绕的小尺度地形的综合作用,使得这里容易形成一个中尺度气旋性地形涡旋,该涡旋是产生暴雨的直接影响系统。尤其是当中尺度系统与高空 500 hPa 高原东移的槽叠加时,高原槽前部强烈的正涡度平流与边界层低层地形涡旋相互作用,在适宜的环境中,地形涡旋会得到迅速而剧烈的发展。一般来说,这种中尺度系统多为水平尺度小于 150 km 的气旋性地形涡旋,系统生成初期,对流云和降水主要发生在涡旋的东南象限,随着系统加强降水开始往涡旋中心贴近,强度也开始增大,一般在青衣江河谷附近摆动。



注:1:喇叭口地形,2:峡谷地形,3:盆地西边缘,4:盆地,5:大巴山南侧。

图 7 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域致洪大暴雨质心及地形分布

Fig. 7 Mass center and topographic distribution of flood-causing heavy rainstorm in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

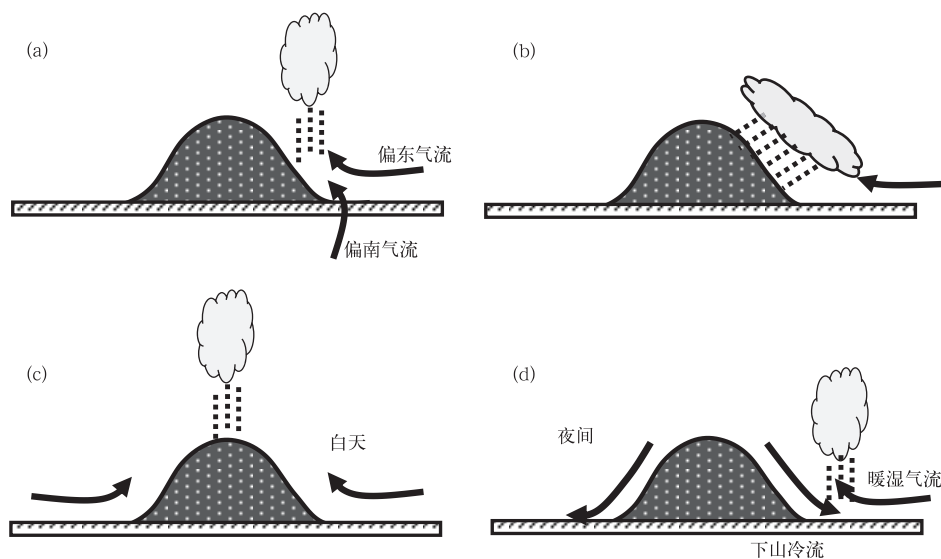
3.4.2 地形-动力作用

地形爬坡和准定常地形涡旋的存在均有助于暖湿气流的强迫性抬升和辐合(彭贵康等,1994),对降水的增幅效应在迎风坡处非常显著(陈贝等,2016)。岷沱江与支流青衣江交汇处暴雨多发生于喇叭口及峡谷地形附近(图 7)。暴雨发生时中低层风向多为西南风、偏东风和偏南风。7 月至 8 月中旬为降水集中期,青衣江附近多为吹向迎风坡的偏东风,大渡河流域多为吹向迎风坡的偏西南风(图 8a,8b),西侧东北西南走向的邛崃山对偏东气流有明显的强迫抬升作用,特别是当山地走向与背景气流风向交角较大时,暖湿气流沿坡面爬升,形成迎风坡强降水(图 8a),强降水中心几乎沿着邛崃山走向呈带状分布。此外,青衣江南侧为西北—东南走向的峨眉山,与邛崃山相交形成开口朝东的喇叭口地形(图 7 所示地形 1),相较于单纯的迎风坡地形,喇叭口地形的抬升辐合作用更强,其对降水的影响程度是单纯迎风坡地形的 2~3 倍(陈明等,1995)。

而当青衣江中低层盛行西南暖湿气流时,气流穿过盆地边缘与龙泉山脉之间,与山谷走向趋于一致(图 7 所示地形 2),峡管效应明显,加之山谷本身

地势及各处宽窄不一,使得空气无法在狭窄地形处大量堆积,加速通过此地,强风常造成涡旋或升降运动,增强垂直上升运动,必然会增强积云对流作用,使得对流旺盛(图 8a)、降水量增大(陈贝等,2016),同时受两侧地形的阻挡作用,也会使降水系统的移动速度减慢,从而增加降水时间,这是岷江及青衣江交汇处暴雨高发的主要原因之一。

嘉陵江流域中游(这里定义嘉陵江中下游为四川省广元市昭化区以下所在流域)、涪江中上游及渠江的巴河一带,位于大巴山西南侧(图 7 所示地形 5),北靠米仓山南部,下游位于盆地东部边缘山区,以丘陵、平原地形为主(图 1),地势由东北向西南倾斜,这种盆周地形非常利于气流辐合上升,产生暴雨。受地势抬升和秦巴山区地形的阻挡,低槽前或低涡东部外围的偏南气流携带大量水汽容易在盆地一侧汇集,在地形强迫和摩擦作用下,气流打转由西南转为东南向,有利于气旋性环流维持。暴雨多集中出现在东南风、偏南风条件下。有时低槽后部冷空气带来的偏北气流与冷高压后部偏东冷空气交汇在山前盆地边缘西北侧,也会形成大的降水。不同方向的气流条件,除了影响降水强度,还决定着暴雨



注:箭头:背景场环境风气流。

图 8 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域地形降水示意图

(a)强迫抬升触发对流型,(b)平缓强迫抬升持续型,
(c)日强迫对流白天型,(d)日强迫对流夜间型

Fig. 8 Schematic diagram of terrain precipitation in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020

(a) forced uplift triggered convection type, (b) gently forced uplift continuous type,
(c) daily forced convection daytime type, (d) daily forced convection nighttime type

落区。当东南风或偏南气流进入盆周边缘,由于辐合作用使降水强度增大,暴雨常落在山地,当气流为偏东风时,多在山前形成地形切变线,暴雨落在平原区。此外,山区本身形成的摩擦作用对低涡本身及其两侧气流也会有阻挡,暖湿气流大量聚集在嘉陵江上游以南大部地区,气流难以再向北输送,容易形成地形雨,同时地形强迫出的上升运动在迎风坡较强,继而影响西南涡的移动,导致嘉陵江中下游、渠江上中游降水多发(王润科等,2013)。

3.4.3 地形-热力作用

地形引发的热力效应表现为在不同高度上的下垫面加热与气流过山抬升时潜热释放的共同作用(廖菲等,2007)。当低层大气水汽和热量充足时,便容易形成不稳定层结,有利于垂直环流的发展,而气流被抬升时所释放的潜热又使中高层层结增温、辐散加强,从而有利于垂直环流向上延伸并加强,两者相互促使,最终加强降水强度。

以岷江和青衣江降水为例,白天两江交汇处受槽前偏南气流受阻于山前,到了午后,局地抬升将迎风坡前大量暖湿气流转为山脉上风方的上升气流,到达山顶后续上升,触发深对流。晚上,由于山地高海拔地区的辐射降温,上下温差加大,层结不稳定增强,低槽前侧气流的气旋式运动逐渐发展,形成低涡中心,盆地上空的低涡系统逐渐加强,伴随南侧风速的加强,一般在凌晨达到最大,与日间对流相比,小时降水强度更强,持续时间也较长。由于夜间辐射降温导致山地冷却快,热强迫风转向,下沉冷空气抬升谷地暖湿空气,在距离山前一定距离处触发对流(图8d)。

除了上述特征,还发现强降水多发生在夜间,午夜达到最强,多为典型“昼阴夜雨”特征。流域内纬向和经向气流的日变化特征与地形热动力作用密切相关。其中纬向气流日变化小,低层一般为偏东气流,中层偏东气流则先减小后增大;经向气流日变化较大,日间中低层偏南气流逐渐减弱,夜间开始低层偏南气流逐渐增强,一般在凌晨达到最大。

综上所述,岷江下游与青衣江交汇处地形的主要影响是岷江西侧青衣江河谷喇叭口地形、青藏高原大地形和小尺度地形对偏东或西南气流的抬升作用,在该流域产生准定常的中尺度地形涡旋,在有利的热动力条件下,使得该流域容易成为强的暴雨中心源地。嘉陵江中下游及涪江流域暴雨中心的形成,主要是因为北部有山脉阻挡,当东南季风盛行

时,大量水汽在流域东南部汇集,容易形成地形雨。此外,地形热力效应所造成的环流日变化也是暴雨多发的重要诱因。

4 致洪暴雨天气概念模型

从2.1节分析的雨带移动性质来看,大致可将致洪暴雨分为准静止持续性降水和移动持续性降水2类。下文采用天气学方法分析致洪降水过程,综合考虑降水发生时的天气系统高低空配置特征,建立3种天气概念模型,Ⅰ型:西太平洋副高边缘、西风短波东移触发暴雨型,多产生稳定型降水;Ⅱ型:青藏高原低值系统东移触发暴雨型,多产生移动型降水;Ⅲ型:低层偏东气流暴雨型。这3种环流配置与降水强度、雨带分布及移动路径有较好的对应关系。

4.1 西太平洋副高边缘、西风短波东移触发暴雨型(Ⅰ型)

因为致洪暴雨多发于7月下旬至8月,此时副高偏西、偏北,经常伸向内陆。影响上游暴雨的副高活动一般存在稳定西伸北抬、不连续西伸北抬或突然加强西伸北抬现象(肖洪郁和郁淑华,2003)。通常副高西进东撤都会伴随低值系统东移,岷沱江、嘉陵江流域容易出现暴雨,强降水在宜昌汇聚叠加,致使三峡区间出现一次又一次洪峰。通过分析发现,岷沱江、嘉陵江产生区域性暴雨前1~3 d副高一般会有明显北抬,外围588 dagpm特征线达到涪江中下游,其活动周期多为3~4 d和5~7 d。

从副高形态分布来看,这种类型的大型环流一般属于经向型,虽然中低层参与影响的系统多种多样,但在经向型持续性大暴雨这个特定范畴下,考虑其本质的共同特性还是“西低东阻”。分析其形成原因,一种情况是在500 hPa副高西伸北抬时,遇到我国东部有稳定高压脊(或台风)系统存在,副高阻塞于川东地区(图9a);另一种情况是西太平洋副高与河套附近华中副高叠加合并而形成的南北向副高(图9b)。受河套高压南部偏东气流与岷沱江西侧高山地形山脉交汇,形成有利地形抬升,此时南下东移的短波低值系统被副高阻挡在岷沱江流域,稳定少动,副高西北侧偏南气流汇合于此,准静止型暴雨高发。

无论上述哪种情况,西风带中短波槽东移均会

受阻,槽前正涡度平流区使得该流域上空形成高空辐合区,低空 700 hPa 或 850 hPa 常常有切变线存在,与 500 hPa 低槽配合,形成自对流层低层至中高层的深厚的辐合上升运动。如果副高强度中等,那么随着短波槽东移,副高缓慢东退,降水自西向东在各支流连续产生。由于受青藏高原及地面摩擦影响,南边还有大凉山、大相岭等屏障,冷空气经甘肃越秦岭而南下,沿高原东侧插入川西,降水强度往往会升级。在副高阻挡下,东段冷空气停滞川北,西段冷空气则沿川西南下,形成的冷锋常为东北—西南向,冷空气容易在流域堆积,冷锋坡度向南逐渐变陡,冷空气楔入副高暖湿气流之下,冷暖空气相对运动,暖湿空气沿锋面主动爬升(彭贵康等,1994),在岷沱江附近形成强烈的上升运动,致使暴雨频发。

“西低东阻”的这种形势除了对西风带槽及南下冷空气的移动造成阻塞外,还会改变其西侧低涡的移动路径,使中低层降水系统在源地徘徊,接连不断地移入同一暴雨区,致使降水落区叠加,形成很强的降水量。有些降水过程低压会略有西退,造成更大降水量。有研究表明,“东阻”高压后部具有较强的气旋性曲率(章淹,1990),较一般的低空急流左侧,这里的正涡度值约是其数倍或大近一个量级,使得中小尺度的辐合系统在这种流场配置下,在岷沱江或嘉陵江流域附近不断再生,配合西太平洋副高西侧从地面至 500 hPa 相当深厚的暖湿输送层,促使降水大为增加。

4.2 青藏高原低值系统东移触发暴雨型(Ⅱ型)

与Ⅰ型暴雨型不同,Ⅱ型副高多呈纬向型分布特征。一种情况是青藏高原上有小高压东移与四川盆地上空东西走向的副高合并,副高在嘉陵江附近北伸形成小高压脊(图 10b)。该脊常常阻挡高原切变或低涡东移,切变南北两侧气流汇合于岷沱江及嘉陵江下游地区,加之所处地形有利于辐合上升运动的加强,造成持续稳定的降水过程;另一种情况是高原小高压东南移动过程中与其东侧副高边缘合并,加强副高西伸力度(图 10a),引起副高西侧暖湿气流突然加强并与岷沱江、嘉陵江上游下来的弱偏北气流汇合,形成东西向切变,暴雨沿切变线缓慢东移,这种环流形势下多发东移型暴雨。

诱发岷沱江、嘉陵江暴雨发生的高原低值系统一般有高原槽、低涡和切变线(刘庆等,2004)。高原切变线多为横切,其东段是影响岷沱江、嘉陵江降水的主要影响系统之一。从 500 hPa 等压面图(图略)来看,经常存在于 28°N 以北,35°N 以南风向有明显气旋性切变。从洪水个例分析来看,切变线多为西风槽经过青藏高原时,北段东移快、南段东移慢,逐渐在高原上形成的近乎东西走向的槽尾切变线(图 10)。这类切变大多因西风短波槽东移造成。在西风带短波东移的同时,高原北部 90°E 附近常有新生短波槽,在它向东南方向移动并加深的过程中,受高原南部偏南风气流稳定维持的影响,槽北段东

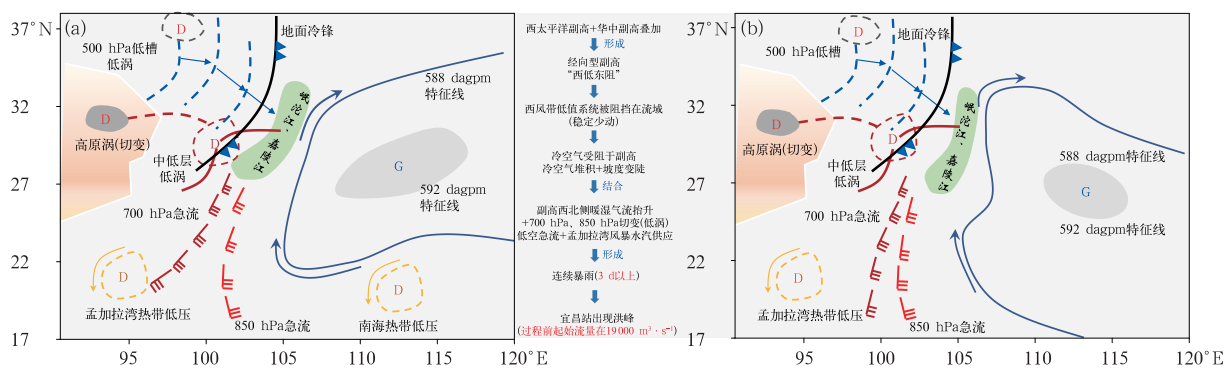


图 9 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域,西太平洋副高边缘、西风短波东移触发暴雨型(Ⅰ型)天气概念模型
(a) 东部高压脊型, (b) 河套(华中)高压型

Fig. 9 Synoptic conceptual model of rainstorm type triggered by westerly short-wave eastward movement at the edge of Western Pacific subtropical high in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020 (type I)

(a) eastern high pressure ridge type, (b) Hetao (Central China) high pressure type

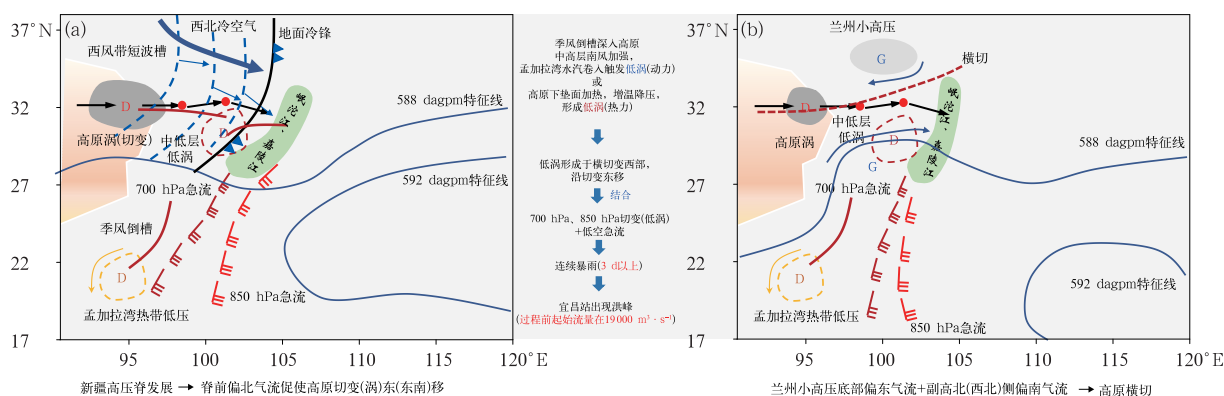


图 10 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域,青藏高原低值系统东移触发暴雨型(Ⅱ型)天气概念模型

(a) 高压合并型, (b) 高压脊阻挡型

Fig. 10 Synoptic conceptual model of rainstorm type triggered by eastward movement of Tibetan Plateau low-value system in the Mintuo River and Jialing River basins from 1980 to 2020 (type II)

(a) high pressure combined type, (b) high pressure ridge blocking type

移迅速,而南段停滞少动,形成横切变线(图 10a),随着西风槽东移,高原切变与之断开,仍继续维持影响上游地区。

触发暴雨的切变线主要分为两类:(1)切变线上有扰动东传。高原北侧西风带气流平直,河套往往有较强势力的低高压自西向东移动(图 10b),切变线南侧偏南气流较强,切变稳定少动,有时甚至稍微北推,此时切变线上容易有扰动生成,往往前期的小尺度涡旋东移至兰州南部,西段又有涡旋系统向东发展,与 500 hPa 西风系统配合,触发上游地区高湿高温不稳定能量释放,产生强降水过程。(2)新疆高压脊下的切变系统东南移动。这类型的特征是切变线维持期间,在中西亚至新疆一带有长波脊线发展加强,脊前偏北气流随之加强,促使切变线东南移动(图 10a)。副高 588 dagpm 特征线西伸至岷沱江下游,印度季风低压常常西移北上,在季风低压东部和副高西侧的偏南气流将暖湿气流送至切变线南侧,而切变线后部则有来自新疆至青海南部脊前的强劲西北气流压制,切变线缓慢东南移,配合地面冷空气向南侵入,容易造成岷沱江、嘉陵江全流域大范围暴雨。

另一个不可忽视的系统就是高原涡。对岷沱江、嘉陵江流域产生影响的低涡都是东移出高原且还能保持涡旋环流不变的低涡,高原涡移出高原后,容易在对流层低层高原东侧激发低涡或者气旋性环流发展。从 19 例致洪过程来看,高原低涡形成且能够东移发展的环流形势主要有 3 类:(1)高压后部低涡。由于高原下垫面接受太阳辐射,增温降压作用

明显,提供低涡产生的条件,当高压东移后,紧接着其后部容易产生低涡,低涡随着移动性高压影响下的增温区东移。这种低涡主要是热力作用产生。(2)西风槽前低涡。西风带大槽槽底移入高原,此时如果有副高断裂或印度季风倒槽伸入高原,那么高原中东部中高层南风加强,引导孟加拉湾水汽进入,触发低涡生成,与西风槽前正涡度区域叠加,加之东部副高带稳定持续,槽移动缓慢,造成岷沱江至嘉陵江流域产生大范围暴雨。(3)切变线上低涡。高原切变线多为横切,是北部小高压底部偏东气流与副高西边偏南风或印度倒槽后部偏南风共同作用下产生,比较稳定。切变线提供的正涡度环境对低涡产生及发展极为有利,低涡经常形成于切变线西部,沿着切变线东移。

4.3 低层偏东气流暴雨型(Ⅲ型)

Ⅲ型暴雨型主要出现在 8 月,个例较少,仅 3 例。由于此时的副高系统多已北跳至 35°N 以北地区,南部空出大片海域供热带系统生成及发展。台风受副高南侧偏东气流引导,逐步西行并影响长江流域(图 11)。台风北侧的偏东气流受岷沱江西侧、盆地边缘附近山脉阻挡,形成迎风坡降水,在地形抬升作用下,降水增幅明显。之所以能产生连续性暴雨主要是因为副高与大陆高压时常联手,岷沱江、嘉陵江受到高压底部偏东北气流影响,低层常有弱冷空气下渗。而中低层由于受极其稳定的副高或大陆高压影响,其南侧热带低压系统长时间受阻并稳定西行,在两者之间容易形成一只强的东风气流,加之

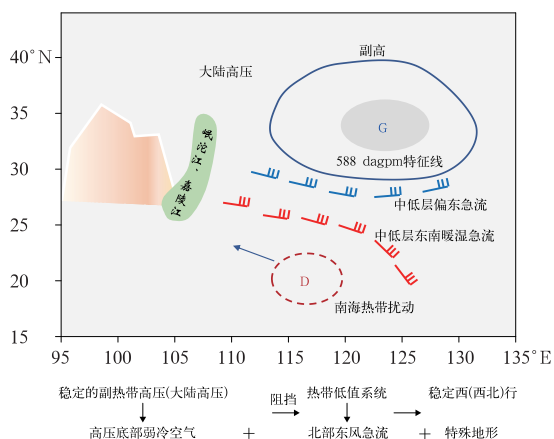


图 11 1980—2020 年岷沱江、嘉陵江流域，
低层偏东气流暴雨型(Ⅲ型)天气概念模型

Fig. 11 Synoptic conceptual model of low-level
easterly airflow rainstorm type in
the Mintuo River and Jialing River basins
from 1980 to 2020 (type Ⅲ)

低层冷垫存在,配合下垫面地形作用,连续性强降雨极易产生并加强。张家国等(2018)研究表明热带低压与副高反气旋环流相交处非地转运动明显,此时边界层盛行的偏东气流遇地形强迫抬升,有利于中小尺度系统发展。同时,中层因强烈引导气流的存在,十分利于列车效应的形成,因此,这种类型暴雨过程的小时降水强度是非常大的。

5 结 论

分析了 1980—2020 年发生在岷沱江、嘉陵江流域致洪暴雨过程及雨洪关系特征、产生暴雨的环流背景、水汽通道及下垫面特征等,构建了 3 类易发生大洪水的天气概念模型,主要得出以下结论:

(1)宜昌作为长江流域主要控制站,当前期起始入库流量达到 $19\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,且刚好遭遇连续性暴雨过程,则发生大洪水概率会大大增加。其成峰流量增幅一般在 $15\,000 \sim 36\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。从岷沱江或嘉陵江的连续性暴雨过程开始至洪峰产生所需时长平均在 6 d 左右,即岷沱江或嘉陵江的降水不会马上对宜昌洪水的产生起作用,而是具有滞后性。暴雨持续时间和强度与洪峰有较好的对应关系,较强降水更有利于大洪水的形成。每次大洪水的形成都需要一次持续 3 d 以上的暴雨过程,多数在 4~6 d。

(2)暴雨过程以准静止类雨带为主,占比达

47%;东移类和转向类过程分别占比 26% 和 21%。89% 的过程雨带呈东北—西南向的带状分布。强降水中心源地主要分布于 3 处,与岷沱江、嘉陵江的地形作用密切相关,分别位于岷江下游与青衣江交汇处,转向类多在此处发生;嘉陵江中下游、涪江流域及渠江流域,多以准静止类为主;涪江中游及渠江流域北部,多发东移类暴雨过程。

(3)大洪水过程全部发生在 7—9 月。中高纬地区一般都存在阻塞形势,长波槽脊稳定在乌拉尔山附近,有阻塞高压维持或巴尔喀什湖附近存在冷低压。7 月中旬至 8 月中旬,副高北跳至 30°N ,印度低压发展旺盛,与副高一起在长江上游对峙,是宜昌出现高峰型大洪水最频繁的月份,有 63% 的日均流量超过 $50\,000\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 的过程都出现在这个时期。

(4)孟加拉湾热带低压系统的存在对上游产生连续性暴雨至关重要。一是它的形成可导致青藏高原高压迅速减弱,使得中纬西风槽可南伸至高原地区,槽前西南急流建立,给岷沱江、嘉陵江流域带来充足能量和水汽的供应;二是会牵引南海热带系统活动,引导低压外围偏东风气流的北上,为暴雨提供热力和水汽条件。从动力角度来说,孟加拉湾风暴东侧水汽的卷入配合南下兰州小高压底部偏东气流,容易触发低涡,再配合特殊地形,使得岷沱江、嘉陵江流域位于强的上升运动区。

(5)降水过程分为准静止和移动持续型 2 类。易发大洪水的天气概念模型主要有 3 类:Ⅰ型为西太平洋副高边缘、西风短波东移触发暴雨型,其特征为:副高呈南北走向的经向型,常阻塞于川东地区,形成“西低东高”形势,受河套高压南部偏东气流与岷沱江西侧高山地形山脉交汇,形成有利地形抬升,南下东移的短波低值系统被副高阻挡在岷沱江流域,稳定少动,副高西北侧偏南气流汇合于此,多为准静止持续性降水;Ⅱ型为青藏高原低值系统东移触发暴雨型,易形成东移类降水,其特征为:副高多呈纬向型分布,高原多低值系统活动,切变线多为横切,切变线提供的正涡度环境对低涡产生及发展极为有利,低涡经常形成于切变线西部,沿着切变线东移;Ⅲ型为低层偏东气流暴雨型,主要出现在 8 月,且个例较少,北部多为大陆高压或西太平洋副高联手,岷沱江、嘉陵江受到低压底部偏东北气流影响,有弱冷空气下渗,其南侧热带低压系统长时间受阻并稳定西行,在两者之间容易形成一支强的东风气流,再结合特殊地形区域,连续性强降雨极易产生并

加强。

参考文献

- 毕宝贵,徐晶,林建,2003. 面雨量计算方法及其在海河流域的应用[J]. 气象,29(8):39-42. Bi B G, Xu J, Lin J, 2003. Method of area rainfall calculation and its application to Haihe Valley[J]. Meteor Mon, 29(8):39-42(in Chinese).
- 蔡新玲,康岚,孙炯,等,2013. 2011年渭河和汉江上游秋汛期环流特征及暴雨致洪成因[J]. 暴雨灾害,32(2):120-125. Cai X L, Kang L, Sun X, et al, 2013. Study of circulation characteristics in autumn flood period over Weihe and Hanjiang River basins and the causes of flood by the heavy rains in 2011[J]. Torr Rain Dis, 32(2):120-125(in Chinese).
- 蔡元刚,2007. 涪江流域降水跃变及早涝演变趋势[J]. 四川气象,27(4):12-14. Cai Y G, 2007. Jump evolution of rainfall and trend of drought and flood over Fujiang drainage area[J]. J Sichuan Meteor, 27(4):12-14(in Chinese).
- 陈贝,高文良,周学云,2016. 四川盆地西南部短时强降水天气特征分析[J]. 高原山地气象研究,36(3):14-20. Chen B, Gao W L, Zhou X Y, 2016. Synoptic characteristic analysis of short-time hard rain in Southwest Sichuan Basin[J]. Plateau Mountain Meteor Res, 36(3):14-20(in Chinese).
- 陈光兰,高攀宇,张亮,2008. 渠江流域暴雨洪水气候特征规律简析[J]. 人民长江,39(14):56-57, 91. Chen G L, Gao P Y, Zhang L, 2008. Analysis of climate characteristics of storm flood in the Qujiang River Basin[J]. Yangtze River, 39(14):56-57, 91(in Chinese).
- 陈明,傅抱璞,于强,1995. 山区地形对暴雨的影响[J]. 地理学报,50(3):256-263. Chen M, Fu B P, Yu Q, 1995. Influence of topography on storm rainfall[J]. Acta Geogr Sin, 50(3):256-263(in Chinese).
- 范可旭,徐长江,2010. 乌江洪水与长江三峡洪水遭遇研究[J]. 水文,30(4):63-65. Fan K X, Xu C J, 2010. Research on meeting of floods from Wujiang River and Three Gorges[J]. J China Hydrol, 30(4):63-65(in Chinese).
- 高琦,吴翠红,徐明,等,2023. 2021年汉江秋汛的水雨情及环流异常特征研究[J]. 气象,49(7):868-880. Gao Q, Wu C H, Xu M, et al, 2023. Study on hydrological and rainfall characteristics and circulation anomalies in autumn flood season of Hanjiang River in 2021[J]. Meteor Mon, 49(7):868-880(in Chinese).
- 高琦,徐明,李武阶,等,2014. 我国面雨量研究及业务应用进展[J]. 气象科技进展,4(2):66-69. Gao Q, Xu M, Li W J, et al, 2014. Researches and applications on area precipitation in China[J]. Adv Meteor Sci Technol, 4(2):66-69(in Chinese).
- 高琦,徐明,彭涛,等,2020. 汉江流域极端面雨量时空分布特征[J]. 暴雨灾害,39(5):516-523. Gao Q, Xu M, Peng T, et al, 2020. Spatial and temporal distribution characteristics of extreme area rainfall in Hanjiang River Basin[J]. Torr Rain Dis, 39(5):516-523(in Chinese).
- 黄燕燕,钱永甫,2004. 长江流域、华北降水特征与南亚高压的关系分析[J]. 高原气象,23(1):68-74. Huang Y Y, Qian Y P, 2004. Relationship between South Asian high and characteristic of precipitation in mid- and lower-reaches of Yangtze River and North China[J]. Plateau Meteor, 23(1):68-74(in Chinese).
- 李进,陈良华,李波,等,2013. 金沙江流域强降水天气特征分析[J]. 人民长江,44(19):36-39. Li J, Chen L H, Li B, et al, 2013. Analysis of strong precipitation characteristics in Jinsha River Basin[J]. Yangtze River, 44(19):36-39(in Chinese).
- 李青春,程丛兰,全继萍,等,2022. 夏季两次不同强度暴雨过程的低空急流特征及其作用对比分析[J]. 气象,48(11):1384-1401. Li Q C, Cheng C L, Quan J P, et al, 2022. Comparison of characteristics and effects about low-level jet in two rainstorm processes with different intensities in summer[J]. Meteor Mon, 48(11):1384-1401(in Chinese).
- 李武阶,王继竹,郭英莲,等,2014. 金沙江中下游流域面雨量特征分析[J]. 长江流域资源与环境,23(6):846-853. Li W J, Wang J Z, Guo Y L, et al, 2014. Analysis on characteristics of areal precipitation in the middle and lower reaches of the Jinsha River Basin[J]. Resour Environ Yangtze Basin, 23(6):846-853(in Chinese).
- 李玉荣,张俊,张潇,2017. 2017年汉江秋季洪水特性及预报调度分析[J]. 人民长江,48(24):1-5, 10. Li Y R, Zhang J, Zhang X, 2017. Autumnal flood analysis and forecast operation of Hanjiang River in 2017[J]. Yangtze River, 48(24):1-5, 10(in Chinese).
- 廖菲,洪延超,郑国光,2007. 地形对降水的影响研究概述[J]. 气象科技,35(3):309-316. Liao F, Hong Y C, Zheng G G, 2007. Review of orographic influences on surface precipitation[J]. Meteor Sci Technol, 35(3):309-316(in Chinese).
- 廖宇,倪长健,2011. 金沙江流域近47年降水特征分析[J]. 人民长江,42(5):55-58, 85. Liao Y, Ni C J, 2011. Analysis on characteristics of precipitation in Jinsha River Basin in recent 47 years[J]. Yangtze River, 42(5):55-58, 85(in Chinese).
- 刘庆,詹兆渝,陈文秀,2004. 四川暴雨气候背景分析[J]. 四川气象,24(4):23-26. Liu Q, Zhan Z Y, Chen W X, 2004. Background climatological analysis on heavy rainfalls in Sichuan[J]. J Sichuan Meteor, 24(4):23-26(in Chinese).
- 彭贵康,柴复新,曾庆存,等,1994. “雅安天漏”研究 I:天气分析[J]. 大气科学,18(4):466-475. Peng G K, Chai F X, Zeng Q C, et al, 1994. Research on “Ya-An-Tian-Lou” Part I: weather analysis[J]. Sci Atmos Sin, 18(4):466-475(in Chinese).
- 苏洋,陈豫英,杨侃,等,2023. 低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的相关性研究[J]. 气象,49(10):1171-1186. Su Y, Chen Y Y, Yang K, et al, 2023. Correlations between low-level jet and rainstorm process in the eastern foot of Helan Mountains[J]. Meteor Mon, 49(10):1171-1186(in Chinese).
- 王润科,杨磊,叶青,2013. 陇南嘉陵江流域年降水量空间结构的趋势面分析[J]. 首都师范大学学报(自然科学版),34(6):86-91. Wang R K, Yang L, Ye Q, 2013. Spatial trend surface analysis of precipitation in Longnan Jialing River Basin[J]. J Capit Nor Univ (Nat Sci Ed), 34(6):86-91(in Chinese).

- 肖洪郁,郁淑华,2003.副高活动与四川暴雨[J].四川气象,23(2):8-12. Xiao H Y, Yu S H, 2003. Relation of west pacific subtropical high pressures and heavy rainfalls in Sichuan Province[J]. J Sichuan Meteor, 23(2):8-12(in Chinese).
- 熊莹,2012.长江上游干支流洪水组成与遭遇研究[J].人民长江,43(10):42-45. Xiong Y, 2012. Research on flood composition and encounter of main streams and tributaries in upper Yangtze River[J]. Yangtze River, 43(10):42-45(in Chinese).
- 张洪刚,郭海晋,欧应钧,2013.长江流域洪水地区组成与遭遇规律研究[J].人民长江,44(10):62-65,87. Zhang H G, Guo H J, Ou Y J, 2013. Research on composition and encounter laws of flood in Yangtze River Basin[J]. Yangtze River, 44(10):62-65, 87(in Chinese).
- 张家国,王珏,吴涛,等,2018.长江中游地区极端降水主要天气系统类型分析[J].暴雨灾害,37(1):14-23. Zhang J G, Wang J, Wu T, et al, 2018. Weather system types of extreme precipitation in the middle reaches of the Yangtze River[J]. Torr Rain Dis, 37(1):14-23(in Chinese).
- 张培群,何敏,许力,2002.1999年夏季长江及以南地区洪涝的大尺度环流成因初探[J].高原气象,21(3):243-250. Zhang P Q, He M, Xu L, 2002. Preliminary study on circulation cause of abnormal rich precipitation in and to the south of Yangtze River in summer of 1999[J]. Plateau Meteor, 21(3):243-250(in Chinese).
- 张庆云,陶诗言,张顺利,2003.夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件[J].大气科学,27(6):1018-1030. Zhang Q Y, Tao S Y, Zhang S L, 2003. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its associations with the circulations over East Asian during summer[J]. Chin J Atmos Sci, 27(6):1018-1030(in Chinese).
- 张有芷,1979.长江上游暴雨洪水初步分析[J].人民长江,10(6):73-80. Zhang Y Z, 1979. Preliminary analysis on the rainstorm and flood in the upper reaches of the Yangtze River[J]. Yangtze River, 10(6):73-80(in Chinese).
- 章淹,1990.高压“东阻”对特大暴雨形成的作用[J].气象学报,48(4):469-479. Zhang Y, 1990. Blocking effect of high pressure system on the formation of extra-intense heavy rain[J]. Acta Meteor Sin, 48(4):469-479(in Chinese).
- 赵云发,崔讲学,2018.长江中上游流域洪水天气特征分析[M].北京:气象出版社:36. Zhao Y F, Cui J X, 2018. Analysis of Flood Weather Characteristics in the Middle and Upper Reaches of the Yangtze River Basin[M]. Beijing: China Meteorological Press: 36(in Chinese).
- 邹梦,乔少博,吴永萍,等,2017.热带印度洋—西太平洋水汽输送异常对中国东部夏季降水的影响[J].大气科学,41(5):988-998. Zou M, Qiao S B, Wu Y P, et al, 2017. Effects of anomalous water vapor transport from tropical Indian Ocean-Western Pacific on summer rainfall in eastern China[J]. Chin J Atmos Sci, 41(5):988-998(in Chinese).

(本文责编:何晓欢)