

高琦,徐明,彭涛,等,2020. 2018年长江上游严重洪涝的气象水文特征[J]. 气象,46(2):223-233. Gao Q, Xu M, Peng T, et al, 2020. Meteorological and hydrological characteristics of severe floods over the upper Yangtze River Basin in 2018[J]. Meteor Mon, 46(2):223-233(in Chinese).

2018年长江上游严重洪涝的气象水文特征^{*}

高琦^{1,2,3} 徐明² 彭涛² 万蓉²

1 武汉中心气象台,武汉 430074

2 中国气象局武汉暴雨研究所暴雨监测预警湖北省重点实验室,武汉 430205

3 长江流域气象中心,武汉 430074

提 要: 利用 NCEP/NCAR 再分析资料及常规气象水文实况观测资料,分析了 2018 年 6—7 月长江上游严重洪涝期间的气象水文特征,结果表明:2018 年长江上游洪涝期间发生了三次强降水过程,降水落区在长江上游北部地区高度重叠,引发了严重的洪涝灾害。大尺度的环流形势分析表明,中高纬低槽、副热带高压、鄂霍茨克海阻塞高压、乌拉尔山阻塞高压均较历史同期异常偏强,副热带高压的南北摆幅较大,当副热带高压每次北跳后,都会与槽后冷空气在长江上游遭遇,形成一次强降水过程。大尺度环流的“鞍”型场配置有利于孟加拉湾及南海的水汽输送到长江上游地区,并在该地区与中纬度西风带水汽辐合形成强降水。历史对比结果表明:2018 年长江上游的降水具有面上强度大、北部支流降水极端性强、降水时间集中的特点。2018 年长江上游北部的沱江、涪江、嘉陵江等流域在水位和超警戒时间上均高于 2012 年。2018 年长江上游总的降水量及洪峰流量虽未超过 2012 年,但在长江上游北部的沱江、涪江、嘉陵江引发的洪涝灾害可超过 2012 年。

关键词: 长江上游,气象水文特征,致洪成因

中图分类号: P49, P339

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.02.008

Meteorological and Hydrological Characteristics of Severe Floods over the Upper Yangtze River Basin in 2018

GAO Qi^{1,2,3} XU Ming² PENG Tao² WAN Rong²

1 Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

2 Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430205

3 Meteorological Center of the Yangtze River Basin, Wuhan 430074

Abstract: Based on NCEP/NCAR reanalysis data and conventional meteorological and hydrological observation data, the meteorological and hydrological characteristics of the upper Yangtze River Basin during the severe flooding period from June to July 2018 are analyzed. The results show that three heavy precipitation processes occurred during the flooding period of the upper Yangtze River Basin in 2018, and the precipitation falling areas overlapped highly in the northern part of the upper Yangtze River Basin, causing serious disaster. Large-scale circulation analysis shows that the low trough, subtropical high, Okhotsk blocking high and Ural blocking high in middle and high latitudes were stronger than those in the same period in records. The north-south swing of subtropical high was larger. When the subtropical high jumped northward, it would encounter the cold air behind the trough in the upper Yangtze River Basin, forming a

^{*} 国家重点研发计划(2018YFC1507200、2018YFC1507505 和 2018YFC150780)、湖北省自然科学基金项目(2018CFB706)、国家自然科学基金项目(91637105 和 4147504)、国家科技支撑计划(2015BAC03B04)、湖北省气象局科技发展基金项目(2018Y02)及武汉暴雨研究所科研业务经费(IHRKYYW201807 和 IHRKYYW201909)共同资助

2018 年 11 月 6 日收稿; 2019 年 9 月 23 日收修定稿

第一作者:高琦,主要从事水文气象预报业务及研究. Email:20421268@qq.com

heavy precipitation process. The “saddle” configuration of large-scale circulation facilitated the water vapor transport from the Bay of Bengal and the South China Sea to the upper Yangtze River Basin, and the convergence of water vapor in the region and the mid-latitude westerly zone formed heavy precipitation. Compared with the historic records, we find that the precipitation in the upper Yangtze River Basin in 2018 was characterized by strong surface intensity, strong extreme precipitation in the northern tributaries and more concentrated raining period. Compared with the rainfall in 2012, the northern tributary of the upper Yangtze River Basin had high water level and long time of exceeding the warning water level. The flood situation of Tuojiang River, Fujiang River and Jialing River was stronger than that of 2012. In 2018, the total precipitation and peak flow of the upper Yangtze River Basin did not exceed the situation in 2012, but the flood disasters caused by the Tuojiang River, Fujiang River and Jialing River in the north of the upper Yangtze River Basin could exceed 2012.

Key words: the upper Yangtze River Basin, meteorological and hydrological characteristics, flooding cause

引 言

长江流域自古以来是我国洪涝灾害频发地区。陶诗言和徐淑英(1962)指出,长江流域梅雨期暴雨洪涝,与大气环流的反常现象有密切联系,尤其是表现在中纬度和副热带地区的流型有很大的稳定性。长江中下游洪涝年际特征明显且与东亚季风区的环流变化有密切关系(Lau, 1992; Tian and Yasunari, 1992)。针对长江流域典型洪涝年,气象学者进行了大量的研究(陶诗言等, 1998; 李维京, 1999; 张顺利等, 2001; 张小玲等, 2006;), 张庆云等(2003)指出: 长江流域暴雨发生的大尺度环流条件不仅是陶诗言和徐淑英(1962)所指的环流系统的最佳配置,而且要以东亚夏季风偏弱,并从热带传播而来的 20~30 d 振荡强为条件。倪允琪和周秀骥(2004)提出了长江中下游梅雨锋致洪暴雨的天气学模型,即南海季风涌、西太平洋副热带高压(以下简称副高)、中高纬冷空气活动以及青藏高原东侧 α 中尺度扰动东移等多个系统的协同作用引起长江流域暴雨。张小玲等(2004)把长江流域梅雨锋上暴雨分成三大类,即梅雨锋上 β 中尺度对流性暴雨、梅雨锋东部的初生气旋暴雨以及梅雨锋西端深厚高空气压槽前的持续性强暴雨。

上述研究的关注重点,多放在长江中下游或整个长江流域,相比之下,对发生在长江上游的暴雨特征及洪涝成因研究相对较少。长江上游地势西高东低,西有高原,东有盆地,长江河谷贯穿其中,地势落差大,地貌特征复杂,受到东亚季风系统和高原、盆

地地形的热力动力条件(高守亭, 1987; 李国平等, 2002; 李川等, 2006)的共同影响。气候统计表明,该地区是我国夏季暴雨多发区之一(鲍名和黄荣辉, 2006; 朱艳峰和宇如聪, 2003)。黄荣辉等(2012)研究表明,长江上游的川东地区持续性暴雨是在“鞍”型大尺度环流系统的配置下发展。500 hPa 高原东侧大尺度扰动的存在及其前部一致的偏西南气流(陈忠明和缪强, 2000)及中低层偏东气流(孙建华等, 2015; 徐明等, 2015)被认为是该区域暴雨发生的有利条件。高原涡(赵玉春和王叶红, 2010; 郁淑华和高文良, 2016)、西南涡(陈忠明等, 2003; 李跃清和徐祥德, 2016; 李国平和陈佳, 2018)则在长江上游暴雨洪涝中扮演了非常重要的角色。

2018 年汛期大气环流异常, 6—7 月本应重点关注长江中下游地区梅雨, 但该年梅雨期降水较历史同期明显偏少, 而长江上游地区却出现了连续的强降雨, 造成岷江、沱江、涪江及嘉陵江等多条支流共 51 站发生超警戒水位以上洪水, 其中沱江、涪江及嘉陵江发生超保证水位洪水, 富顺站、涪江小河坝站洪峰流量分别列有实测记录以来第五和第三位。支流洪水在长江上游干流寸滩河段恶劣遭遇, 来水高位叠加, 导致寸滩站水位超保证水位, 形成超过 $50000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 的洪峰过程 2 次, 造成了严重的洪涝灾害。本文通过研究 2018 年长江上游异常致洪降水的形成原因, 分析致洪强降水的严重性、发生特征及其对长江干流水位、流量的影响, 并与历史上的长江上游洪涝年份进行比较, 进而揭示出 2018 年长江上游降雨致洪的原因, 对于认识长江上游洪涝的发生规律, 做好暴雨诱发洪涝灾害的预报十分必要。

1 资料和方法

长江上游流域指三峡水库以上 $24^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 、 $90^{\circ}\sim 112^{\circ}\text{E}$, 横跨西藏、青海、云南、四川、贵州、重庆等多个省(区、市), 由金沙江上游、金沙江中游、金沙江下游、雅砻江、岷江、沱江、涪江、嘉陵江、渠江、向区间、寸万区间、万宜区间、乌江上游、乌江中游、乌江下游等 15 子流域组成的区域, 该区域内包含气象站 281 个, 此外, 本文中涉及的长江上游水文站有 6 个, 其中高场站、富顺站、武隆站分别代表岷江、沱江、乌江的来水情况, 小河坝站代表涪江的来水情况, 涪江、嘉陵江、渠江来水经北碚站后再汇入长江, 三峡站则可代表长江上游来水总量情况, 具体分布如图 1 所示。

本文主要采用的资料有: NCEP/NCAR 一日四次再分析资料; 长江上游 281 站逐日降水资料; 长江上游主要水文控制站水位、流量资料。文中所用历史平均为 1981—2010 年 30 年平均。面雨量(毕宝贵等, 2003; 徐晶和姚学祥, 2007; 高琦等, 2014)的计算采用站点平均法。

2 致洪降水的时空分布特征

2018 年汛期长江上游地区强降水集中期从 6 月 24 日开始, 至 7 月 15 日结束, 持续了近 22 d。期

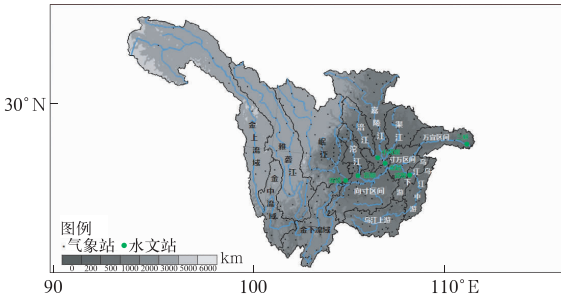


图 1 长江上游流域分区及气象、水文站点分布
Fig. 1 The subbasin and meteorological and hydrological station distribution in the upper Yangtze River Basin

间主要经历了三次强降水天气过程, 分别出现在 6 月 24—27 日、7 月 2—5 日和 8—11 日(表 1)。从 2018 年 6 月 24 日至 7 月 15 日长江上游流域累积降水量分布(图 2a)可见, 长江上游大部地区累积降水量达 $100\sim 250\text{ mm}$, 其中岷江、沱江、涪江、嘉陵江等地累积雨量为 $250\sim 500\text{ mm}$, 部分地区在 500 mm 以上, 最大降水量出现在涪江的江油站达 885 mm 。分析累积降水量距平分布(图 2b)发现, 与历史同期相比, 长江上游北部地区累积雨量较历史同期偏多 5 成至 1 倍, 其中岷江、沱江、涪江、嘉陵江等地 1.5~4 倍, 局部达 5 倍以上。受持续强降水影响, 长江上游水位暴涨, 长江第 1 号、第 2 号洪水接踵而至, 累计 28 站超警戒水位、18 站超保证水位、5 站超历史水位, 岷江、沱江、涪江、嘉陵江纷纷告急。

表 1 2018 年长江上游流域强降水天气过程

Table 1 Main precipitation processes in the upper Yangtze River Basin in 2018

起止时间和过程类型	站点降水分布特征	面雨量分布特征	主要影响系统
6 月 24—27 日; 大到暴雨, 局部大暴雨	过程累积雨量在 $50\sim 100\text{ mm}$ 的有 28 站, 100 mm 以上的 18 站; 最强降水位于岷江的彭山站, 为 221.9 mm	长江上游沿江以北地区过程累积面雨量为 $15\sim 35\text{ mm}$, 其中岷江、沱江、涪江累积面雨量为 $35\sim 70\text{ mm}$	西风带短波槽、高原槽、西南涡、暖切变、急流、北路冷空气
7 月 2—5 日; 大到暴雨, 局部大暴雨	过程累积降水量在 $50\sim 100\text{ mm}$ 的有 64 站, 超过 100 mm 的有 27 站; 最强降水出现在涪江的梓潼站, 为 214.2 mm 。	长江上游流域过程累积面雨量一般在 $20\sim 40\text{ mm}$, 其中岷江、嘉陵江、渠江、向区间、寸万区间、万宜区间、乌江中下游等流域累积面雨量为 $50\sim 70\text{ mm}$, 沱江、涪江累积面雨量为 $70\sim 100\text{ mm}$	西风槽、高原槽、西南涡、暖切、急流、东路冷空气
7 月 8—11 日; 大暴雨, 局部特大暴雨	过程累积降水量在 $50\sim 100\text{ mm}$ 的有 29 站, $100\sim 200\text{ mm}$ 的有 19 站, 250 mm 以上的有 14 站; 最强降水出现在沱江的广汉站, 达 450.8 mm	长江上游沿江以北地区过程累积面雨量一般在 $20\sim 50\text{ mm}$, 其中岷江、嘉陵江过程累积面雨量为 $20\sim 80\text{ mm}$, 沱江、涪江为 $180\sim 230\text{ mm}$	西风槽、西南涡、准静止切变线、急流、西路冷空气

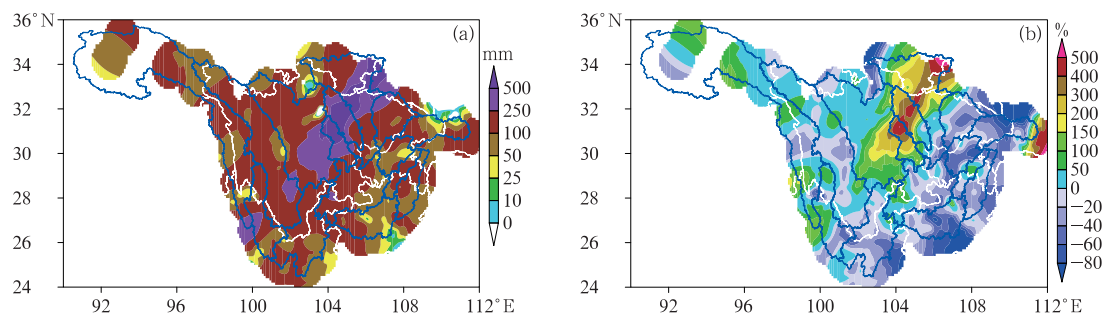


图 2 2018 年 6 月 24 日至 7 月 15 日 (a) 长江上游流域总降水量分布
及 (b) 降水距平百分率

Fig. 2 Accumulated precipitation (a) and percentage of precipitation anomaly
(b) in the upper Yangtze River Basin from 24 June to 15 July 2018

3 长江上游致洪降水的环流形势特征分析

3.1 大尺度环流与天气系统特征

长时间持续的强降水与有利的大尺度环流条件密切相关。2018 年 6 月 24 日至 7 月 15 日 (图 3a, 等值线), 亚欧中高纬呈现明显的“双阻”形势, 乌拉

尔山、鄂霍茨克海分别有高脊维持, 贝加尔湖、巴尔喀什湖附近有低槽发展。低纬副高西伸脊点位于 30°N 、 130°E 附近, 副高主体偏东偏北。对应的距平场显示 (图 3a, 阴影), 致洪降水发生期间呈现明显的大气环流异常, 欧亚地区从西北到东南呈现“十一”的波列分布, 中高纬乌拉尔山地区为显著的正距平区, 贝加尔湖至巴尔喀什湖地区为显著的负距平区, 中低纬日本至华北一带为显著的正距平区, 而我国东南沿海至印度半岛为显著的负距平区。高纬

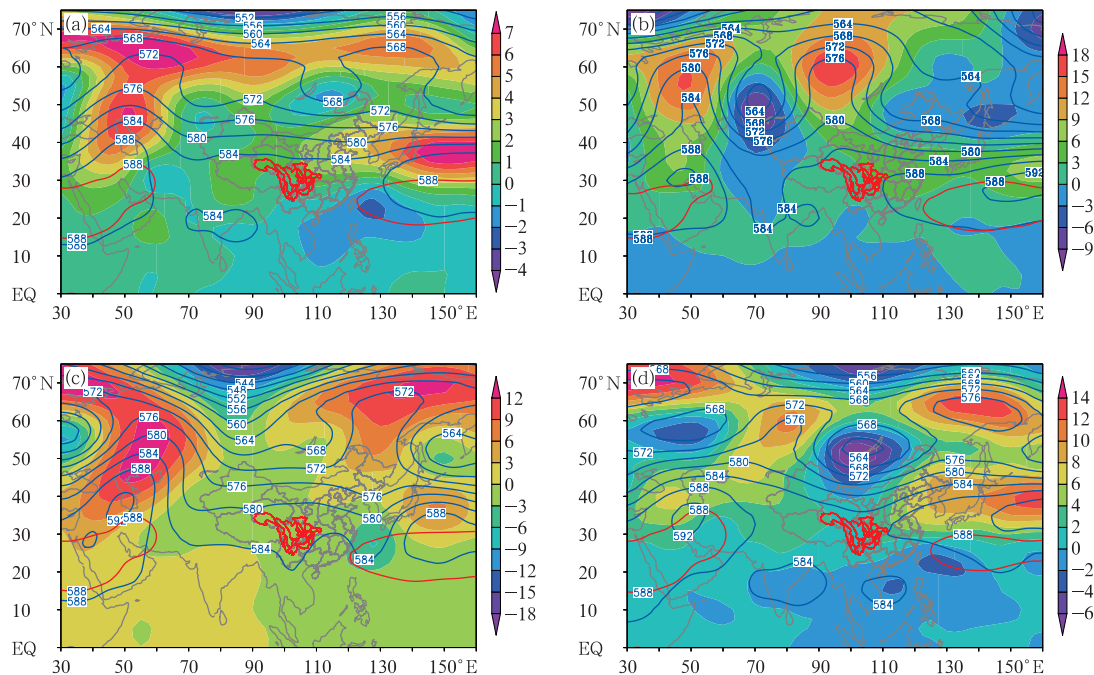


图 3 2018 年 6 月 24 日至 7 月 15 日 (a)、6 月 24—27 日 (b)、7 月 2—5 日 (c)、7 月 8—11 日 (d)
500 hPa 平均位势高度 (等值线) 及距平场 (阴影) (单位: dagpm)

Fig. 3 The 500 hPa mean potential height (isoline) and anomaly field (shaded area) (unit: dagpm)
(a) 24 June to 15 July, (b) 24–27 June, (c) 2–5 July, (d) 8–11 July 2018

地区大气环流形势异常非常有利于贝加尔湖低槽变得深厚,使低槽后部的冷空气能够东移南下影响长江上游地区,而低纬地区的大气环流异常使季风及台风的活动更为活跃,非常有利于偏南暖湿气流输送到长江上游地区。

进一步分析了三次强降水过程发生时的大尺度环流形势。6月24—27日(图3b,等值线),500 hPa呈东北槽环流型,在我国东北至贝加尔湖以东地区有宽广低槽发展,乌拉尔山有阻塞高压维持,伊朗高压同期偏强,副高588线控制了110°E以东的大部分地区,在西风带短波槽与高原槽叠加作用下,低涡发展加强,冷空气以偏北路径持续与副高外围暖湿气流交汇。7月2—5日(图3c)和8—11日(图3d,等值线)均为贝加尔湖槽环流型,即鄂霍次克海、乌拉尔山、伊朗附近有高压发展,而贝加尔湖地区为宽广的低槽区,两个过程中均有台风参与,7月2—5日过程中台风低压北上,副高588线完全退居海上,低涡在高原槽东移后强烈发展并东移,贝加尔湖槽携冷空气南下后由于缺乏副高的阻挡,因此降水带呈现移动性,影响的范围较大;而7月8—11日与历史同期的距平(图3d,阴影)来看,无论是贝加尔湖槽、副高、鄂霍次克海阻塞高压、乌拉尔山阻塞高压、伊朗高压均较历史同期异常偏强。贝加尔湖槽在携冷空气东移南下过程中遭遇鄂霍次克海阻塞高压、副高及台风低压北上三者形成的联合阻力(图3d,等值线),导致其移动极其缓慢,而在对流层中低层,偏西、偏强的副高外围,形成了一条贯穿长江上游 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流带,冷暖空气在长江上游持续交汇,最终形成导致洪峰的最强降水过程。结合上述分析可见,三次过程均发生在在伊朗高压—乌拉尔

山阻塞高压、副高、中高纬低槽、季风槽及季风低压形成的“鞍”型场的环流背景下,且均有西南涡、低槽、急流、切变及冷空气等参与(表1)。

3.2 副热带高压变化

夏季副高的位置,对长江流域雨带位置的分布有至关重要的作用。图4a是2018年6月24日至7月15日期间逐日500 hPa副高脊线及其多年平均、强度指数及其多年平均的演变。由图可见,在强降水期间,副高的南北摆幅明显偏大,每一次副高北跳,与低槽后部冷空气遭遇,就引发一次强降水过程。除7月2—5日过程由于台风,副高偏弱、偏南外,在6月24—27日、7月8—11日过程中,副高均是偏强、偏北的,尤其是在7月8—11日过程期间,副高脊线基本维持在22°~35°N,强度异常偏强,基本为常年平均的2~3倍,这种情况持续了3~4 d。

从6月24日至7月15日(图4b)逐日500 hPa副高西伸脊点及其多年平均的演变来看,其西伸点在其多年平均位置东西两侧摆动,除7月2—5日过程副高偏东外,在6月24—27日、7月8—11日过程中,副高均是较常年偏西,基本在100°~115°E附近维持。

由于6月24—27日、7月8—11日降水落区基本一致,均是在岷江、沱江、涪江、嘉陵江一线,可见,副高脊线、西伸脊点在22°~35°N、102°~115°E范围内,对于上述地区形成强降水非常有利。

3.3 水汽输送场特征

引发2018年6月24日至7月15日(图5a)长

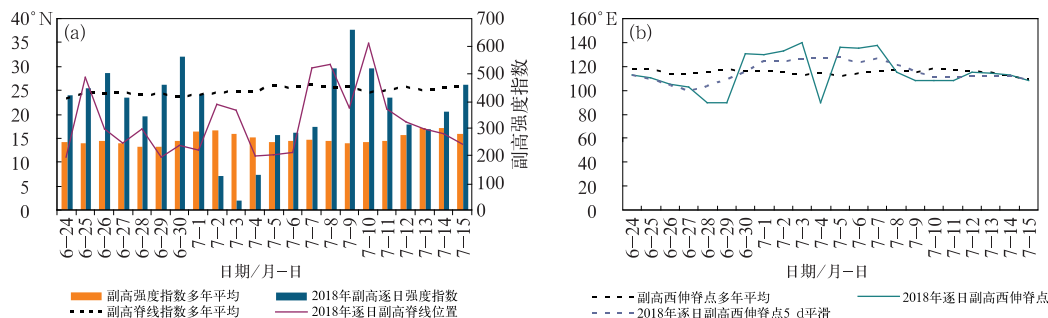


图4 2018年6月24日至7月15日逐日500 hPa副高脊线及强度指数(a)及西伸脊点(b)演变

Fig. 4 Temporal variation of subtropical high ridge and intensity index (a) as well as western extension ridge (b) at 500 hPa from 24 June to 15 July 2018

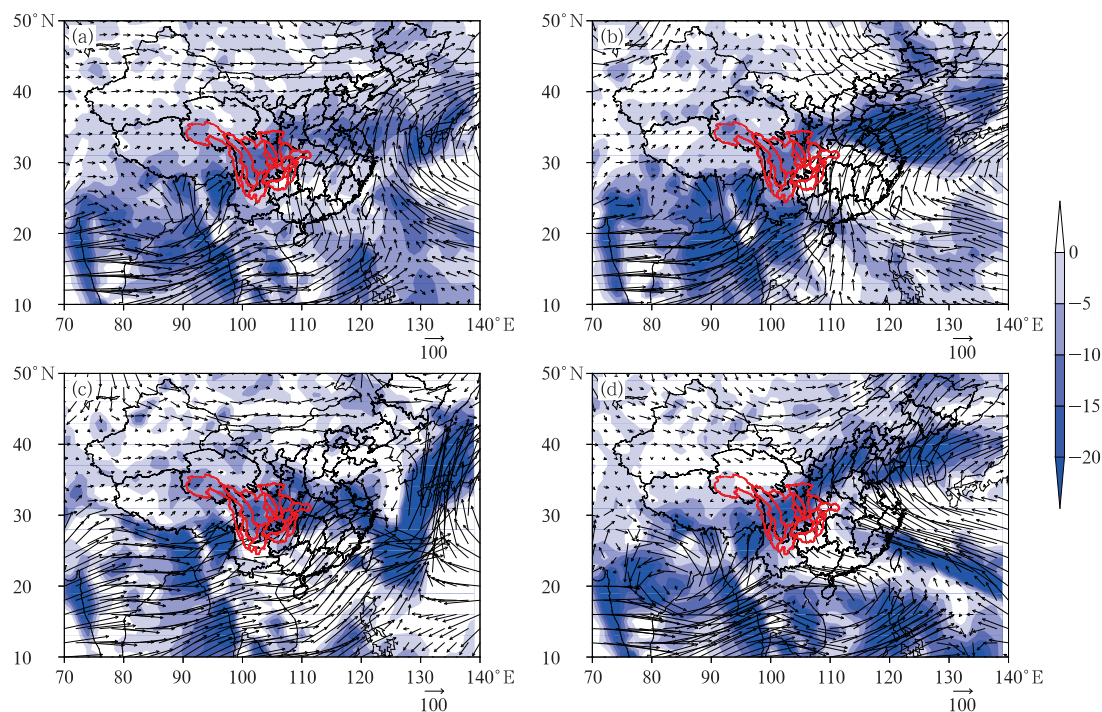


图 5 2018 年 6 月 24 日至 7 月 15 日(a)、6 月 24—27 日(b)、7 月 2—5 日(c)、7 月 8—11 日(d)

长江上游及周围上空水汽通量(箭头,单位: $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)及

水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Water vapor flux (arrow, unit: $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) and water vapor flux divergence (shaded area, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 24 June to 15 July, (b) 24—27 June, (c) 2—5 July, (d) 8—11 July 2018

江上游北部的持续性强降水的直接原因是由于控制长江上游地区上空的“鞍”型环流系统配置,这种大气环流配置不仅有利于产生垂直不稳定,引起中尺度对流系统的发展(陈栋等,2007),而且有利于水汽输送到长江上游地区,并在该地区辐合形成强降水。

从三次强降水过程期间的水汽输送特征可见(图 5b~5d),引发 2018 年长江上游洪涝期间强降水过程的水汽输送主要有两支:一支是来自孟加拉湾,通过两种路径,一是在对流层中层爬越高原由西风进入四川盆地,二是在对流层低层绕流过云贵高原,以西南风进入长江上游北部地区;第二支来自中纬度西风带的水汽输送,在长江上游北部地区与第一支水汽汇合,形成水汽辐合带。此外,在第三次过程期间,还存在第三支水汽,即来自我国东南沿海经由副高南侧的偏东南气流,其与绕过高原的孟加拉湾水汽在长江上游南部地区汇合成为一支偏南水汽,最终与第二支水汽在长江上游形成强烈的水汽辐合带。上述辐合带的存在及长期维持,为致洪强降水提供了稳定而充足的水汽。

4 长江上游流域水情特征

4.1 长江上游流域水情特征分析

与三次强降水过程对应,长江上游流量的变化也分为三个阶段:第一阶段(6 月 24—27 日)强降水造成的流量上涨峰值普遍出现在 27 日,强降水主要造成长江上游底水增加,并未形成明显灾害,三峡入库流量(图 6f)在此次过程后增至 $20000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 以上;第二阶段(7 月 2—5 日)的强降水,使得三峡的入库流量在 5 日 14 时达到了 $53000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,形成了 2018 年长江上游 1 号洪峰;第三阶段(7 月 8—11 日)的强降水,在岷沱江、涪江地区造成了严重的洪涝灾害,并造成三峡水库入库流量在 7 月 14 日 08 时达到 $59200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,为长江上游 2 号洪峰。

图 6 是洪峰发生前 10 d 至洪峰过后 3 d 长江上游主要水文控制站的日均水位和流量变化。岷江的高场站流量(图 6a)在 6 月 27 日出现第一次显著上

涨,日涨幅约 $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,过程流量涨幅约达 $8000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。第二次显著增长在7月3日,在前期流量回落至 $7450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 后,再度增长至 $12832 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,而后水位流量再度回落,8日开始流量再度波动上涨,最终在12日出现 $14600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 的峰值流量;沱江的富顺站流量(图6b)的3次峰值均较高场站晚一日,流量的增幅也是逐渐增大的,其中,第二、第三次过程流量增幅分别为 4800 和 $7858 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,在流量显著增长的同时,该站水位也超过了警戒水位,其中7月4日超警戒水位约 2 m ,7月13日超警戒水位达 3.9 m ;涪江的小河坝站(图6c)也同样经历了3次水位流量的峰值,其中第二次过程涨幅最小,而第三次过程上涨最为显著,过程流量增幅达 $15163 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,日均水位在11—12日连续2 d超警戒,其中12日超警戒达 5.68 m ;嘉陵江的北碚

站(图6d)也出现了3次峰值,第三次过程流量增幅达 $21493 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,在前两次过程中,该站水位未达警戒水位,而在第三次过程中,该站超警戒达 3.65 m ;与上述水文站具有3次水位流量的峰值不同的是,乌江的武隆(图6e)仅有2次峰值出现,分别在6月30日和7月7日,该站最大过程流量增幅出现在第二次过程中,为 $5731 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;受上述地区流量增加的影响,三峡入库流量(图6f)在第一次强降水过程期间并未出现相应的峰值,在7月2日之前总体呈缓慢增长的态势,7月3日开始,流量出现第一轮猛涨,在5日达到 $53000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 的峰值,3—5日期间流量涨幅约在 $25000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,此后流量逐渐下降,至7月11日开始,开始第二次猛涨,至7月14日08时达到 $59200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。

从上述水位、流量的变化可见,三峡库区的入库

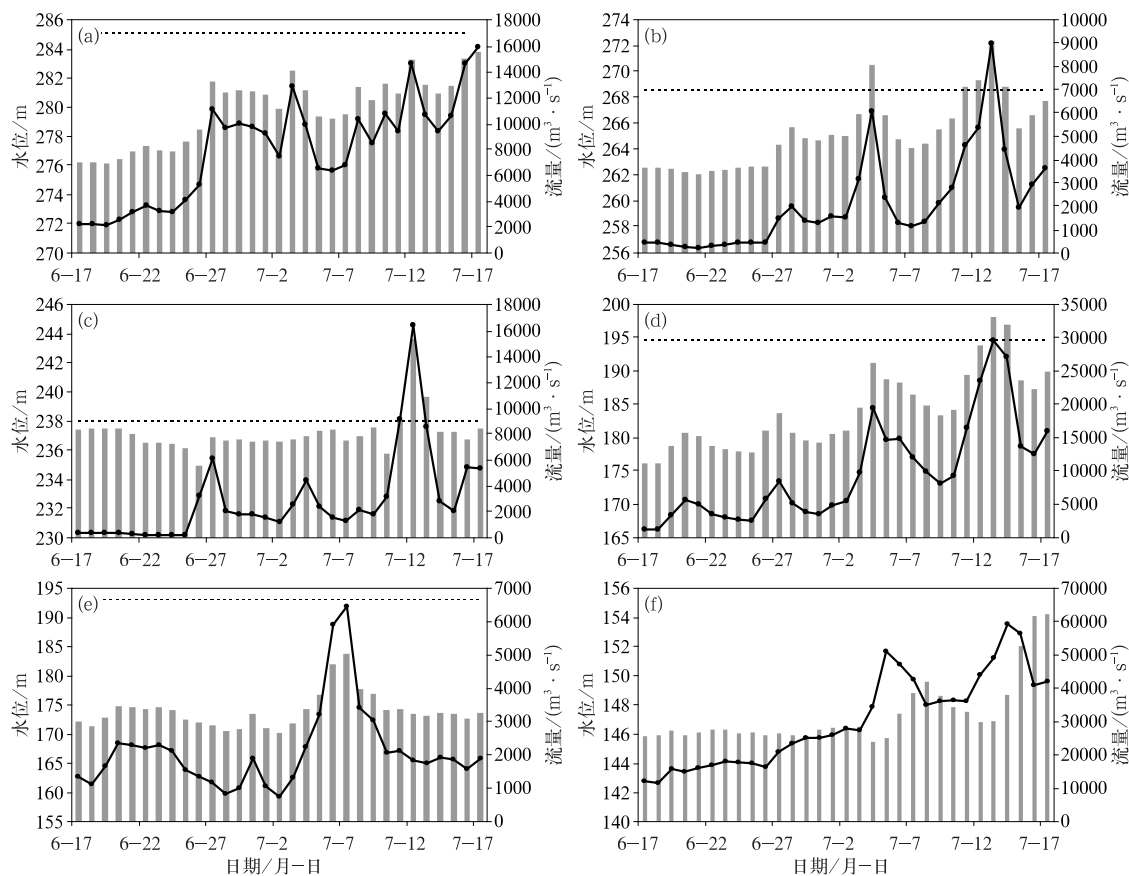


图6 2018年洪峰前后长江上游主要控制站点水位流量演变

(水位:柱状,流量:折线,警戒水位:直线)

(a)高场,(b)富顺,(c)小河坝,(d)北碚,(e)武隆,(f)三峡

Fig. 6 Temporal variation of water level (bar) and flow (curve) with its alert water level (straight line) in the upper Yangtze River Basin in 2018

(a) Gaochang, (b) Fushun, (c) Xiaheba, (d) Beibei, (e) Wulong, (f) The Three Gorges

流量与岷江、沱江、嘉陵江等流域的降水量与流量变化特征基本一致,且有一定的滞后性。在第一阶段的涨水过程中,三峡入库流量的增长主要来自岷江,涪江次之;在第二阶段中,流量增长贡献较多的为嘉陵江,乌江、沱江次之;而在第三阶段中,流量最主要的贡献来自涪江、岷江、沱江。从流量的过程涨幅来看,嘉陵江最大,而后是涪江、岷江、沱江,上述地区恰好处于高原和盆地之间的过渡带上,地势落差大,汇流快,也是此次汛情发展最为严峻的区域。

4.2 长江上游流域水情的对比分析

三峡建库以来最大洪峰出现在 2012 年,将 2012 年的水文特征(图 7)与 2018 年做以比较,较为相似的是,2012 年无论是三峡入库流量及上游各子流域控制站的流量变化均分为三个阶段,且以第三阶段为流量增量最为显著的阶段。从子流域控制站水位的峰值对比来看,除高场站出现的最高水位高于 2018 年外,其余富顺、小河坝、北碚站在 2018 年出现的水位峰值均高于 2012 年,其中小河坝站

2018 年最高水位高于 2012 年约 8.1 m,北碚站高约 5.3 m,武隆站也高约 2.5 m。从各子流域超警戒水位出现及维持的时间上来看,在 2012 年岷江的高场、沱江的富顺站出现了超警戒水位,超警戒水位持续的时间分别为 1 d 和 2 d;而在 2018 年,沱江的富顺、涪江的小河坝、嘉陵江的北碚均出现了超警戒水位,持续时间分别为 4、2、2 d。从各子流域过程流量的增幅对比可见,2012 年除高场的过程流量增幅大于 2018 年外,其余三子流域过程流量增幅在 2018 年均大于 2012 年。从三峡入库流量的增幅来看,2012 年高于 2018 年。

上述对比表明,2018 年在长江上游多个支流的水位、流量及过程流量的增量都是高于 2012 年的,但 2012 年三峡水库过程入库流量的增长却是高于 2018 年的,这似乎是矛盾的,但结合此 2 年长江上游 15 个流域面雨量的对比发现,在乌江、金沙江、三峡库区(寸万区间、万宜区间),2012 年是显著高于 2018 年的,这些流域降水对流量的贡献,是造成 2012 年三峡入库流量高于 2018 年的主要原因。

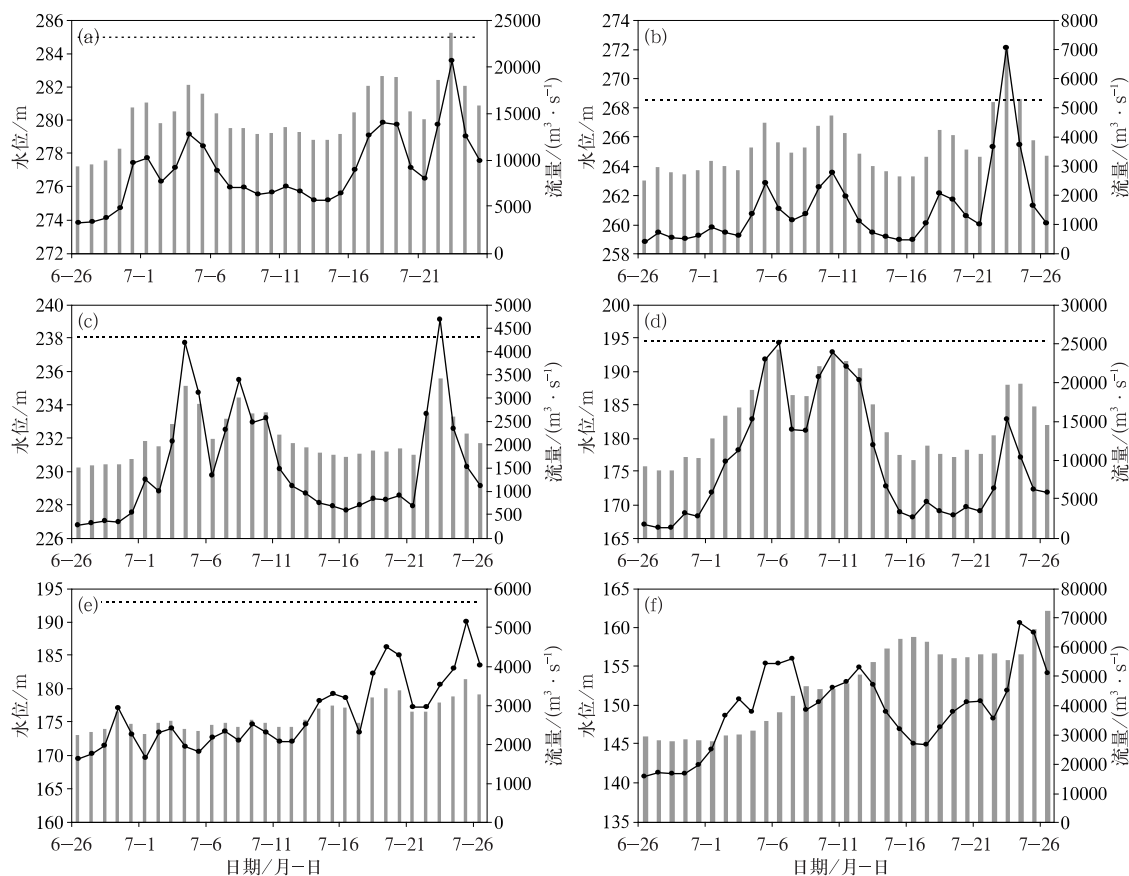


图 7 同图 6,但为 2012 年

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for 2012

5 降水的历史趋势比较

5.1 面上降水强度大

鉴于2018年强降水集中期在6月24日至7月15日,而2012年为6月24日至7月24日,为了对比方便,将长江上游视为一个整体,选取1980年以来的6月24日至7月24日(合计31 d)时段内长江上游流域281站计算的累积面雨量的逐年演变(图8),从中可见,2018年长江上游6月24日至7月24日累积面雨量为228 mm,仅次于2012年(261 mm)、1998年(255 mm)、1999年(251 mm)、1987年(241 mm)、1984年(234 mm),居第六位,这基本与长江上游历史典型洪涝年份基本一致;但如将2018年降水最强的岷江、沱江、涪江、嘉陵江视为一个整体(简称“岷嘉”),以其97个气象站计算1980年以来6月24日至7月24日的年累积面雨量,则2018年以386 mm居于1980年以来的第一位。

5.2 北部支流降水极端性强

分别计算长江上游15子流域在2018和2012年的6月24日至7月24日的累积面雨量并进行对比分析(图9),结果表明,此2年降水的分布还是存在一定差异的,2018年6月24日至7月24日长江上游15流域中,雅砻江、渠江、向寸区间、乌江上游、乌江中游、乌江下游、寸万区间、万宜区间流域累积面雨量是低于2012年的,而长江上游北部的岷江、

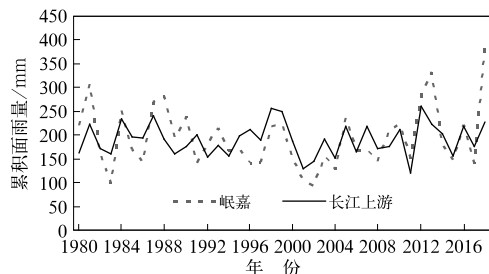


图8 1980年以来长江上游流域6月24日至7月24日累积面雨量演变

Fig. 8 Evolution of accumulated area rainfall in the upper Yangtze River from 24 June to 24 July since 1980

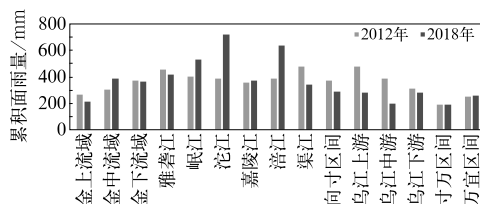


图9 2012和2018年的6月24日至7月24日长江上游各子流域累积面雨量对比
Fig. 9 Comparison of accumulated area rainfall in the subbasin of the upper Yangtze River Basin from 24 June to 24 July in 2012 and 2018

沱江、涪江等流域累积面雨量则显著大于2012年,其中沱江比2012年偏多近1倍,涪江比2012年偏多6成,岷江则偏多4成左右。可见,2018年,长江上游降水不仅面上强度大,且在沱江、涪江、岷江等流域表现更为极端,面上降水强度大的主要贡献来自上述支流。

5.3 降水时间集中

对比2012、2018年日面雨量逐日变化和差值变化可看出(图10),2012年在该阶段面雨量呈上升趋势,2018年则呈下降趋势,在7月11日之前,2018年的日面雨量以偏大为主,在11日之后则以偏小为主,从这31 d整个长江上游的累积面雨量来看,2012年稍大,但仅比2018年多33 mm,但因2012年雨期更长,可见2018年的降水在时间、空间上均更为集中,可能的致灾性更大。

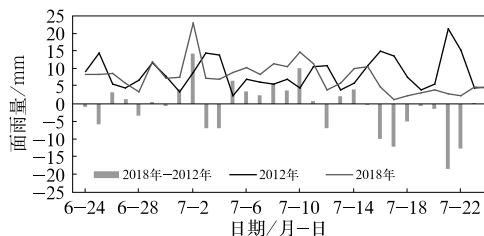


图10 2012年和2018年的6月24日至7月24日长江上游流域逐日面雨量对比和二者差值变化

Fig. 10 Comparison of the 24 June—24 July daily area rainfall in 2012 and 2018 as well as the variation of their value differences

6 结 论

本文分析了2018年长江上游严重洪涝期间的强降水过程及相应的大尺度环流特征、长江上游主要水文控制站的水情演变特征,及历史同期降水趋势对比,并与2012年的气象水文特征进行对比,得出以下结论。

(1) 造成2018年长江上游严重洪涝降水主要集中在6月24日至7月15日,期间主要出现了3次强降水过程,降水落区在长江上游北部地区高度重叠,引发了严重的灾害。致洪降水发生期间大气环流呈现明显异常,强降水过程均发在伊朗高压—乌拉尔山阻塞高压、副高、中高纬低槽、季风槽及季风低压形成的“鞍”型场的环流背景下,且上述系统均较历史同期明显偏强,副高南北摆幅较大,每一次副高北跳,都会与槽后冷空气在长江上游遭遇,造成一次强降水过程。研究表明,22°~35°N、102°~115°E是非常有利于长江上游北部的岷江、沱江、涪江、嘉陵江一带形成强降水的副高脊线、西伸脊点位置。

(2) 对水汽输送条件的分析表明,2018年长江上游洪涝期间强降水过程的水汽输送主要有两支:第一支来自孟加拉湾,通过爬坡和绕流进入长江上游;第二支来自中纬度西风带的水汽输送。此外,在第三次过程期间,还存在第三支水汽,即来自我国东南沿海经由副高南侧的偏东南气流。上述南北气流在长江上游北部形成辐合带并长期维持,为致洪强降水提供了稳定而充足的水汽。

(3) 对长江上游水情特征的分析表明,长江上游水位、流量的上涨主要分为三个阶段,三峡库区的入库流量与岷江、沱江、嘉陵江等流域的降水量与流量变化特征基本一致,且有一定的滞后性。对比流量的过程涨幅表明,嘉陵江、涪江、岷江、沱江是涨幅最大的几个流域,上述地区恰好处于高原和盆地之间的过渡带上,地势落差大,汇流快,也是此次汛情发展最为严峻的区域。

(4) 历史对比表明,2018年长江上游的降水具有面上强度大、北部支流降水极端性强、降水时间集中的特点。与2012年相比,2018年无论从水文控制站水位的峰值、超警戒水位维持时间、过程流量的增幅来看,在沱江、涪江、嘉陵江流域的汛情均重于2012年。2018年长江上游总的降水量并没有超过

2012年,洪峰流量也低于2012年,但在长江上游北部的岷江、沱江、涪江、嘉陵江等支流,由降水造成的流量、水位陡涨,进而引发的洪涝灾害超过了2012年。

参考文献

- 鲍名,黄荣辉,2006.近40年我国暴雨的年代际变化特征[J].大气科学,30(6):1057-1067. Bao M, Huang R H, 2006. Characteristics of the interdecadal variations of heavy rain over China in the last 40 years[J]. Chin J Atmos Sci, 30(6):1057-1067(in Chinese).
- 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).
- 陈栋,李跃清,黄荣辉,2007.在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用[J].大气科学,31(2):185-201. Chen D, Li Y Q, Huang R H, 2007. The physical process analyses of the southwest vortex development and its effect on heavy rainfall in Eastern Sichuan under the saddle pattern background of large-scale circulations[J]. Chin J Atmos Sci, 31(2):185-201(in Chinese).
- 陈忠明,缪强,2000.长江上游区域性暴雨发生前的中尺度特征[J].气象,26(10):15-18, 23. Chen Z M, Miao Q, 2000. Mesoscale features of heavy rain in the upper reaches of the Changjiang River[J]. Meteor Mon, 26(10):15-18, 23(in Chinese).
- 陈忠明,徐茂良,闵文彬,等,2003.1998年夏季西南低涡活动与长江上游暴雨[J].高原气象,22(2):162-167. Chen Z M, Xu M L, Min W B, et al, 2003. Relationship between abnormal activities of southwest vortex and heavy rain the upper reach of Yangtze River during summer of 1998[J]. Plateau Meteor, 22(2):162-167(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).
- 高守亭,1987.流场配置及地形对西南低涡形成的动力作用[J].大气科学,11(3):263-271. Gao S T, 1987. The dynamic action of the disposition of the fluid fields and the topography on the formation of the south-west vortex[J]. Chin J Atmos Sci, 11(3):263-271(in Chinese).
- 黄荣辉,陈栋,刘永,2012.中国长江流域洪涝灾害和持续性暴雨的发生特征及成因[J].成都信息工程学院学报,27(1):1-19. Huang R H, Chen D, Liu Y, 2012. Characteristics and causes of the occurrence of flooding disaster and persistent heavy rainfall in the Yangtze River Valley of China[J]. J Chengdu Univ Inf Technol, 27(1):1-19(in Chinese).
- 李川,陈静,何光碧,2006.青藏高原东侧陡峭地形对一次强降水天气过程的影响[J].高原气象,25(3):442-450. Li C, Chen J, He G B, 2006. Impact of the steep terrain of eastern Qinghai-Xizang Plateau on the genesis and development of extreme heavy

- rainfall event[J]. *Plateau Meteor*, 25(3):442-450(in Chinese).
- 李国平, 陈佳, 2018. 西南涡及其暴雨研究新进展[J]. *暴雨灾害*, 37(4):293-302. Li G P, Chen J, 2018. New progresses in the research of heavy rain vortices formed over the southwest China [J]. *Torr Rain Dis*, 37(4):293-302(in Chinese).
- 李国平, 赵邦杰, 杨锦青, 2002. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用[J]. *大气科学*, 26(4):519-525. Li G P, Zhao B J, Yang J Q, 2002. A dynamical study of the role of surface sensible heating in the structure and intensification of the Tibetan Plateau vortices[J]. *Chin J Atmos Sci*, 26(4):519-525(in Chinese).
- 李维京, 1999. 1998年大气环流异常及其对中国气候异常的影响[J]. *气象*, 25(4):20-25. Li W J, 1999. General atmospheric circulation anomaly in 1998 and their impact on climate anomaly in China[J]. *Meteor Mon*, 25(4):20-25(in Chinese).
- 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 Y Q, Xu X D, 2016. A review of the research and observing experiment on Southwest China vortex [J]. *Adv Meteor Sci Technol*, 6(3):134-140(in Chinese).
- 倪允琪, 周秀骥, 2004. 中国长江中下游梅雨锋暴雨形成机理以及监测与预测理论和方法研究[J]. *气象学报*, 62(5):647-662. Ni Y Q, Zhou X J, 2004. Study for formation mechanism of heavy rainfall within the Meiyu front along the middle and downstream of Yangtze River and theories and methods of their detection and prediction[J]. *Acta Meteor Sin*, 62(5):647-662(in Chinese).
- 孙建华, 李娟, 沈新勇, 等, 2015. 2013年7月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征[J]. *气象*, 41(5):533-543. Sun J H, Li J, Shen X Y, et al, 2015. Mesoscale system study of extreme rainfall over Sichuan Basin in July 2013[J]. *Meteor Mon*, 41(5):533-543(in Chinese).
- 陶诗言, 徐淑英, 1962. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征[J]. *气象学报*, 32(1):1-10. Dao S Y, Hsu S Y, 1962. Some aspects of the circulation during the periods of the Persistent drought and flood in Yantze and Hwai-Ho valleys in summer [J]. *Acta Meteor Sin*, 32(1):1-10(in Chinese).
- 陶诗言, 张庆云, 张胜利, 1998. 1998年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件[J]. *气候与环境研究*, 3(4):290-299. Tao S Y, Zhang Q Y, Zhang S L, 1998. The great floods in the Changjiang River valley in 1998[J]. *Climatic Environ Res*, 3(4):290-299(in Chinese).
- 徐晶, 姚学祥, 2007. 流域面雨量估算技术综述[J]. *气象*, 33(7):15-21. Xu J, Yao X X, 2007. Watershed areal precipitation estimation technology: a review[J]. *Meteor Mon*, 33(7):15-21(in Chinese).
- 徐明, 赵玉春, 高琦, 等, 2015. 偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析[J]. *气象*, 41(12):1477-1487. Xu M, Zhao Y C, Gao Q, et al, 2015. Comparative analysis of easterly air stream triggering two convection rainstorms in the eastern side of Sichuan Plateau[J]. *Meteor Mon*, 41(12):1477-1487(in Chinese).
- 郁淑华, 高文良, 2016. 高原涡移出高原后持续的对流层高层环流特征[J]. *高原气象*, 35(6):1441-1455. Yu S H, Gao W L, 2016. Circulation features of sustained departure Qinghai-Xizang Plateau vortex at upper tropospheric level[J]. *Plateau Meteor*, 35(6):1441-1455(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).
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等, 2001. 1998年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征[J]. *应用气象学报*, 12(4):442-457. Zhang S L, Tao S Y, Zhang Q Y, et al, 2001. Meteorological and hydrological characteristics of severe flooding in China during the summer of 1998[J]. *Quart J Appl Meteor Sci*, 12(4):442-457(in Chinese).
- 张小玲, 陶诗言, 卫捷, 2006. 20世纪长江流域3次全流域灾害性洪水事件的气象成因分析[J]. *气候与环境研究*, 11(6):669-682. Zhang X L, Tao S Y, Wei J, 2006. An analysis on the basin-wide catastrophic floods in the Yangtze River during the 20th Century[J]. *Climatic Environ Res*, 11(6):669-682(in Chinese).
- 张小玲, 陶诗言, 张顺利, 2004. 梅雨锋上的三类暴雨[J]. *大气科学*, 28(2):187-205. Zhang X L, Tao S Y, Zhang S L, 2004. Three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front[J]. *Chin J Atmos Sci*, 28(2):187-205(in Chinese).
- 赵玉春, 王叶红, 2010. 高原涡诱发西南涡特大暴雨成因的个例研究[J]. *高原气象*, 29(4):819-831. Zhao Y C, Wang Y H, 2010. A case study on plateau vortex inducing southwest vortex and producing extremely heavy rain[J]. *Plateau Meteor*, 29(4):819-831(in Chinese).
- 朱艳峰, 宇如聪, 2003. 川西地区夏季降水的年际变化特征及与大尺度环流的联系[J]. *大气科学*, 27(6):1045-1056. Zhu Y F, Yu R C, 2003. Interannual variation of summer precipitation in the west of Sichuan Basin and its relationship with large-scale circulation[J]. *Chin J Atmos Sci*, 27(6):1045-1056(in Chinese).
- Lau K M, 1992. East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection[J]. *J Meteor Soc Japan*, 70(1B):211-242.
- Tian S F, Yasunari T, 1992. Time and space structure of interannual variations in summer rainfall over China[J]. *J Meteor Soc Japan*, 70(1B):585-596.