
2020 年夏季川渝地区洪涝灾害及暴雨过程研究

熊德方^{1,2}, 孙淑清², 彭京备^{*2}, 巩远发¹

1 成都信息工程大学大气科学学院, 成都, 610225

2 中国科学院大气物理研究所, 国际气候与环境科学中心, 北京, 100029

摘要: 本文针对 2020 年夏季川渝地区的强降水产生的洪涝过程及相应的 15 次暴雨过程进行了分析, 并与川渝大旱年同期情况进行了对比。2020 年夏季, 西太平洋副热带高压(以下简称副高)较气候平均位置偏西、强度偏强, 其西伸脊点可达 110°E 以西; 青藏高压东伸、偏强, 上下层共同作用使副高稳定维持。中纬度小波动活动频繁, 使得冷空气活动往往维持在川渝上空。副高西侧气流与北方偏北风的汇合使川渝地区形成较大的水汽辐合区, 为暴雨的发生提供十分必要的水汽条件。此外, 来自印度的季风气流从印度北部至高原东侧, 经由高原南侧向东输送水汽, 成为另一支重要的水汽通道。2006 年夏季, 川渝地区为重要的干旱年, 暴雨个例也最少。在这一年, 副高偏东, 中纬西风带短波槽不活跃, 西南季风偏弱, 川渝地区水汽辐合较少, 这些与 2020 年形成了鲜明的对比。

关键词: 川渝地区, 夏季暴雨, 副热带高压, 水汽通量

文章编号 2021133B

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2110.21133

收稿日期 2021-10-26 **网络预出版日期**

作者简介 熊德方, 女, 1998 年出生, 硕士研究生, 主要从事灾害性天气成因机理研究。

E-mail: xdf1047725208@163.com

通讯作者 彭京备, E-mail: pengjingbei@mail.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项(A类, XDA23090102), 国家自然科学基金重点项目(41630424)

Funded by The Chinese Academy of Sciences Strategic Leading Science and Technology Project (Class A, Grants XDA23090102), National Natural Science Foundation of China (Grants 41630424)

19 **Analysis of flood disasters and heavy precipitation events in**
20 **Sichuan-Chongqing region in summer of 2020**

21 Xiong Defang^{1,2}, Sun Shuqing², Peng Jingbei^{*2}, Gong Yuanfa¹

22 1.Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China

23 2. International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics,
24 Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

25 **Abstract:** This paper investigates the flooding events caused by heavy precipitation
26 and the corresponding 15 heavy rainfall events in the Sichuan-Chongqing area in the
27 summer of 2020 year and compares them with the situation in the 2006 drought year.
28 In the summer 2020, the western Pacific subtropical high (WPSH) was stronger
29 compared with its climatological mean, and its western edge was beyond 110°E which
30 is to the west of its climatological position. Since the Qinghai-Tibet high extended
31 eastward and was strong, the upper and lower layers worked in concert to maintain the
32 WPSH steadily. The cold air that causes precipitation in the Sichuan-Chongqing
33 region mainly comes from short waves in the westerlies. The short waves in the
34 mid-latitudes were frequent and influenced the region. Due to the joint influence of
35 the southwesterly flows on the western flank of WPSH, and the northerly wind, the
36 Sichuan-Chongqing region forms an area of major water vapor flux convergence. It
37 provides most favorable water vapor conditions for the occurrence of heavy rainfall
38 events. Furthermore, the monsoon air stream, traveling from northern India to the east
39 side of the plateau, rounds the south side of the plateau and transports water vapor
40 eastward, forming another important water vapor channel. The year 2006 is a typical
41 drought year of the Sichuan-Chongqing region, when fewest heavy rainfall events
42 occurred. In this year, the WPSH is easterly, the short-wave trough in mid-latitude

43 westerlies is not active, the southwest monsoon is weaker, and the water vapor
44 convergence in the Sichuan-Chongqing region is less, which are in sharp contrast with
45 2020.

46 **Key Words:** Sichuan-Chongqing region, Summer heavy rainfall, Subtropical high,
47 Vapor flux

48 1 引言

49 川渝地区位于我国西南地区东部，处在东亚季风雨带的西端点。近年来，该
50 地的部分地区夏季暴雨频率、强度都有增加趋势（陈丹等，2018；刘毅等，2020）。
51 频发的暴雨造成山洪、泥石流、城市内涝等次生灾害，给该地区人民带来了巨大
52 的生命财产损失，同时也给长江下游地区防汛安全造成了重要影响。川渝地区位
53 于青藏高原东部，地形复杂，水平和垂直方向的海拔梯度大，影响该地区夏季暴
54 雨的环流系统也比较复杂。因此，针对该区域的天气、气候研究一直受到气象学
55 者的关注。了解川渝夏季暴雨的形成原因对夏季暴雨预报及防汛工作具有重要的
56 现实意义。

57 众多学者对产生川渝地区夏季暴雨过程的系统有过研究，且取得了大量成
58 果。其中，西南低涡（以下简称西南涡）是夏半年造成川渝地区强降水过程的重
59 要天气系统之一。诸多研究针对多尺度环流系统在西南涡暴雨发生、演变过程中
60 的作用，以及凝结潜热、地形等相关影响因子进行了分析、模拟（钱正安等，1990；
61 陈贵川等，2013；邓承之等，2021）。马勋丹等（2018）发现持续时间大于 36h
62 的西南涡都会带来降水，且造成大雨的概率大于 88%。

63 西太平洋副热带高压（以下简称副高）、青藏高原、中高纬度环流、季风等
64 是影响川渝地区暴雨的重要环流系统。副高强度及位置变化会直接影响夏季风对
65 水汽的输送（张庆云等，2003；陶诗言等，2006）。当夏季副高偏北时，四川盆
66 地东部易发生干旱，西部易出现洪涝。当副高偏西时，川渝大部分地区降水增加；
67 而副高偏东时，情况相反（齐冬梅等，2012；晏红明等，2019，2021a）。中高纬
68 度槽脊活动为川渝地区降水提供了必要的冷空气。中高纬不同的环流型决定了北
69 方冷空气的源地和移动路径都会不同。当南下的冷空气和西南涡，或是高原东侧
70 分裂的小槽相配合时，会为川渝地区夏季的降水提供十分有利的环流条件（赵思
71 雄等，2007；翟丹华等，2014；孙建华等，2015）。东亚季风、高原季风、印度
72 季风等是影响川渝地区夏季降水的主要环流系统。白莹莹等（2014）认为东亚季
73 风偏强年，高原季风偏弱，其环流形势不利于盆地东部降水发生，却有利于盆地
74 西部降水偏多。夏季四川周围地区持续性暴雨发生在印度季风的活跃期，此时孟
75 加拉湾上空形成西南-东北的季风环流圈，其北侧的上升气流有利于川渝地区暴
76 雨的发生（周静亚等，1987）。水汽是产生暴雨过程的必要条件之一。而副高的

77 位置将直接影响水汽向四川盆地的输送区域（陈栋等，2010）。

78 2020 年夏季，川渝地区经历了多次大范围的暴雨过程。6 月下旬至 8 月中旬，
79 频发的暴雨过程导致长江中上游流域发生了严重洪涝灾害，人民经济财产损失严重。
80 本文将在分析介绍 2020 年川渝地区夏季暴雨特征的基础上，对影响它的大
81 尺度环流系统，如副热带高压、中高纬环流、西南季风以及水汽输送各方面的异
82 常进行分析，并与 2006 年的少暴雨过程的干旱年进行了对比分析，以探讨 2020
83 年夏季川渝洪涝及暴雨的形成原因。

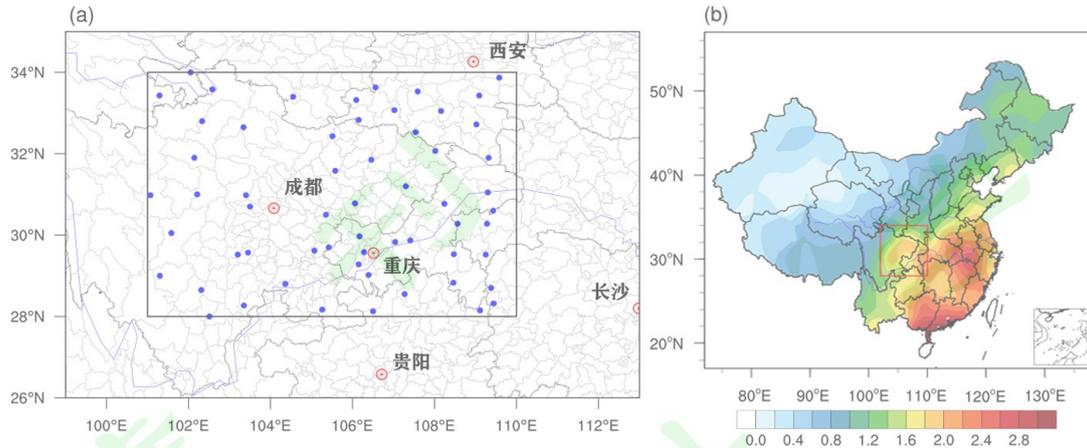
84

85 2 资料和方法

86 2.1 资料

87 使用的资料包括：（1）中国气象局提供的地面气候资料日值数据集 V3.0 中
88 的逐日降水资料，其中川渝地区共 59 个台站（台站分布见图 1a），资料时段为
89 1979~2020 年夏季（6-8 月）。（2）同期 ERA5 中日平均（00 时、06 时、12 时、
90 18 时，1 日 4 次平均得到）位势高度、风场、比湿和温度（Hersbach *et al.*, 2020），
91 水平分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，垂直方向包括 850hPa、700hPa、500hPa、100hPa。（3）美
92 国物理科学实验室（Physical Sciences Laboratory, PSL）提供的 CPC 全球统一日
93 降水再分析资料（CPC Global Unified Precipitation data），水平分辨率为 0.5°
94 $\times 0.5^{\circ}$ ，选取的时间为 1979~2020 年夏季。（4）印度热带气候研究所（Indian
95 Institute of Tropical Meteorology, IITM）提供的印度月降水量数据集
96 （Homogeneous Indian Monthly Rainfall Data Sets, 简称 IITM-IMR）。该资料为
97 1979~2016 年，共 306 个台站的降水数据，约覆盖印度 90% 的区域。除特别说明
98 外，文中采用 1981~2010 年的平均值作为气候平均态。

99 川渝地区地形复杂，降水分布不均匀。从 1981-2020 全国夏季日平均降水量的
100 分布（图略）、夏季降水的方差分布图（图 1b）可以看到，四川中东部、重庆
101 地区夏季不仅降雨量大、且降水变率较高。因此，本文定义研究的川渝地区为
102 $28^{\circ}\sim 34^{\circ}$ N、 $101^{\circ}\sim 110^{\circ}$ E，主要包括四川中东部、重庆、甘肃南部局地、陕西南
103 南部、贵州北部局地，如图 1a 中黑色方框所示。大量的研究显示，川渝地区夏季
104 降水分布具有区域性特征，全区可以分为川西、盆地西部、盆地东部三个部分（刘
105 燕等，2002；齐冬梅等，2011）。我们的选区与后两部分所涵盖的区域基本一致



106

107 图 1 (a) 川渝地区站点分布。其中，蓝点表示降水台站。(b) 全国夏季降水方差分布。方框表示川渝地区。
108

109 Figure 1 (a) Distribution of gauge stations in parts of Sichuan-Chongqing region, in
110 which blue dots indicate observation sites. (b) Variance distribution of summer
111 precipitation in China. Square represents Sichuan-Chongqing region.

112 2.2 暴雨过程及其强度的界定

113 叶殿秀等（2019）界定了区域暴雨过程，即：某日出现暴雨的相邻站点（距
114 离 ≤ 350 km）形成一个暴雨区；若相邻两日暴雨区的中心距离不超过 1050 km，
115 则记为区域性暴雨过程持续，且为同一个暴雨过程。由于川渝地区站点个数较少，
116 我们设定单日出现相邻暴雨站点的个数阈值为 3 个。同时按照叶殿秀等（2019）
117 的定义，计算了每次暴雨过程的平均强度（I）、平均范围（A）和综合强度（Z）：

118 (1) 平均强度（I）：暴雨过程中每天每个暴雨站点的降水量。

$$119 \quad I = \frac{R}{N}$$

120 (2) 平均范围（A）：以暴雨过程中平均日暴雨站数来代表。

$$121 \quad A = \frac{N}{T}$$

122 (3) 综合强度（Z）：反映暴雨过程的降水强度。

$$123 \quad Z = I \times A^{0.5} \times T^{0.5}$$

124 其中，R 为暴雨过程持续时间内所有暴雨以上降水量总和，N 为暴雨站数累

125 计总和， T 为暴雨过程持续时间。根据上面的定义，2020 年夏季共识别暴雨过程
126 15 次。暴雨发生的时间、平均强度 (I)、平均范围 (A) 和综合强度 (Z) 示于
127 表 1。

128 涡旋运动对川渝地区夏季降水有重要作用。我们以涡度阈值来确定涡旋系
129 统，阈值越大，涡旋平均影响范围越小。考虑到西南涡是一个尺度为 300~500km
130 的中尺度系统，因此取涡度阈值为 $5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ，此时涡旋平均影响范围不低于 4 个
131 格点 (约为 385km)。

132 为了说明 2020 年川渝地区夏季暴雨过程中涡旋系统的强度及持续时间，根
133 据 Lu 等 (2015, 2017) 和叶殿秀等 (2019) 的研究结果，类似暴雨指数的定义，
134 定义涡度指数：

135 (1) 平均涡度 ($VorI$) 表示暴雨过程中平均每天川渝地区范围内大于等于
136 阈值的涡度平均值：

$$137 \quad VorI = \frac{Vor_{Vi}}{LS}$$

138 (2) 涡旋平均影响范围 ($VorA$) 表示暴雨过程中涡度值大于等于涡度阈值
139 的平均日格点数：

$$140 \quad VorA = \frac{LS}{T}$$

141 (3) 定义反映暴雨过程涡旋强度的涡度综合指数 ($VorZ$):

$$142 \quad VorZ = VorI \times VorA^{0.5} \times T^{0.5}$$

143 其中， Vor_{Vi} 表示大于等于阈值的涡度累计总和， LS 表示区域内大于等于涡度
144 阈值格点数的累计总和， T 表示暴雨过程持续时间。

145

146 表 1 2020 年夏季川渝地区 15 次暴雨过程

147 Table 1 15 heavy precipitation events in Sichuan-Chongqing region in summer 2020

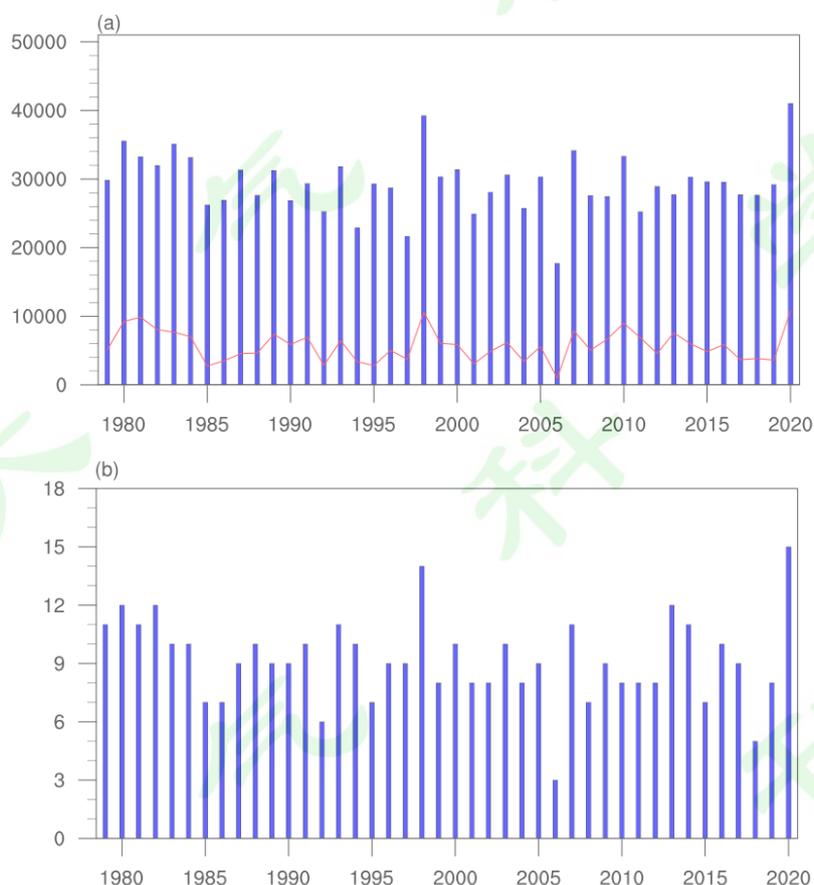
编号	时间	平均暴雨量 (I, 单位: mm)	平均影响范围 (A, 单位: 个)	综合强度指数 (Z)	日降雨量 (mm)	暴雨台站 数 (单位: 个)
1	6月2日	63.23	3	109.52	87.7	3
2	6月16日	78.43	5.5	260.11	132.7	5
	6月17日				130.8	6
3	6月22日	72.27	3	125.17	88.2	3
4	6月27日	71.07	15	275.27	110.9	15
5	7月1日	63.6	7	168.27	78.8	7
6	7月5日	61.4	4	122.8	75.1	4
7	7月7日	81.71	4	231.12	121.3	3
	7月8日				120.8	4
8	7月10日	84.43	3	146.24	103.6	3
9	7月16日	84.39	4.5	358.06	143.9	4
	7月17日				191.6	8
	7月18日				84.1	3
	7月19日				90.7	3
10	7月25日	105.1	7	393.25	150.3	4
	7月26日				262.2	10
11	8月7日	74.25	4	148.5	101.7	4
12	8月12日	77.57	5	245.3	139.6	4
	8月13日				97.7	6
13	8月15日	84.85	5	379.46	90.4	3
	8月16日				240.4	5
	8月17日				86.1	4
	8月18日				182.5	8
14	8月24日	63.99	4	180.98	72.1	5
	8月25日				102.1	3
15	8月30日	93.07	3	227.97	131.2	3
	8月31日				127.9	3

148 2.3 方法

149 为了讨论川渝地区暴雨过程中水汽通量及其辐合场的异常情况, 我们计算每
150 次暴雨期间 850 hPa 水汽通量及其散度的异常场, 并将所有过程的结果进行合成。
151 利用逐日 300 hPa 水平风场的 8 天高通滤波值计算瞬变涡动能 (High frequency
152 transient eddy kinetic energy, 以下简称 HFEKE), 由此得到每次暴雨过程的平均
153 HFEKE 异常。HFEKE 可以表征天气尺度高压和低压系统发生的频率和强度
154 (Lehmann 等, 2014)。

155 3 2020 年夏季川渝地区降水特征

156 图 2 给出 1979 至 2020 年逐年夏季川渝地区总雨量、总暴雨量（图 2a）以
157 及暴雨次数（图 2b）的情况。可以看出，总雨量（图 2a 中蓝色柱状图）和总暴
158 雨量（图 2a 中红线）的变化是一致的。即总暴雨量多的年份总雨量也多，反之，
159 暴雨量少的年份总雨量也少。因此，可以说强降水过程的发生与夏季总降水量密
160 切相关。2020 年夏季川渝地区的总雨量为 41003.53mm，总暴雨量为 13860.20mm，
161 均超过了 1998 年，居 1979 年以来的第一位（图 2a），该年的总暴雨过程数达
162 到 15 次之多，也比 1998 年多（图 2b）。下面我们来分析这 15 次暴雨过程的特
163 征及其成因。

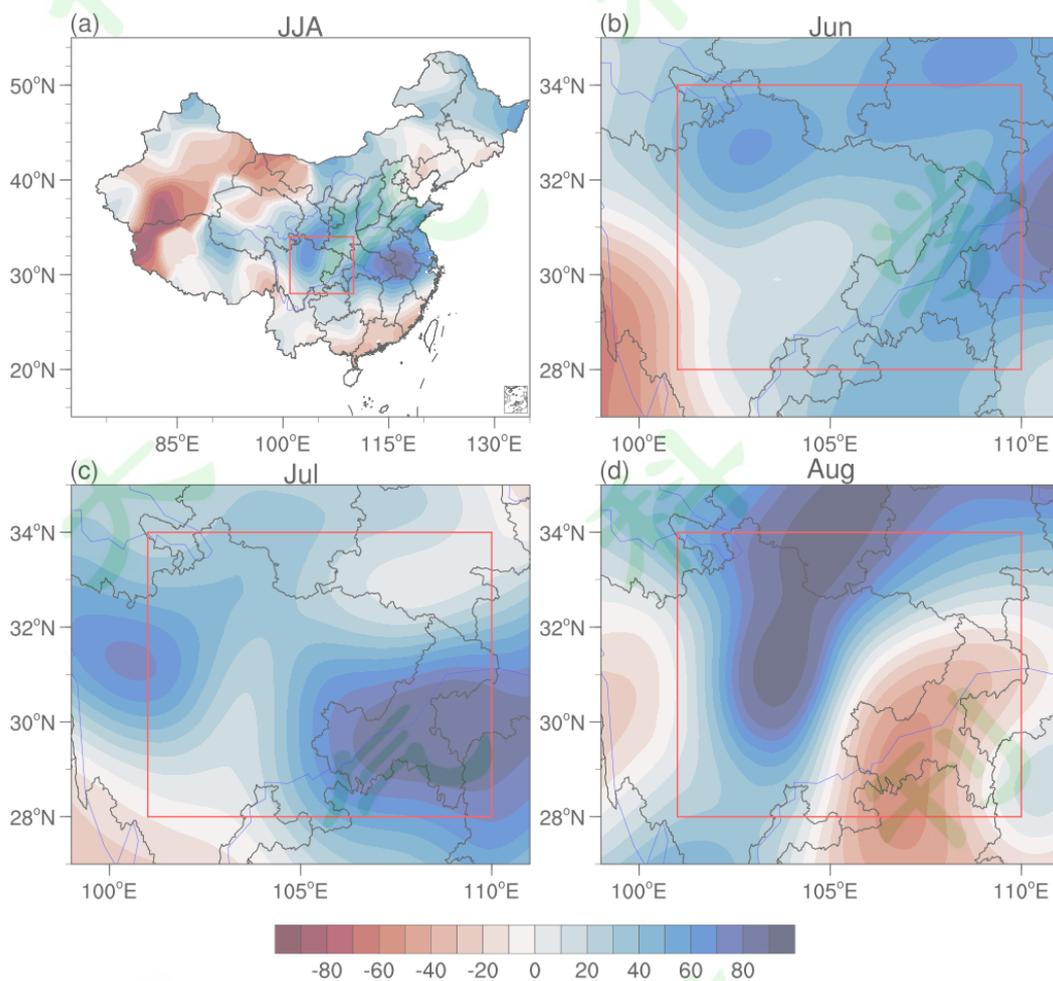


164

165 图 2 1979-2020 年夏季川渝地区 (a) 总雨量 (蓝色柱状图) 和总暴雨量 (红线)
166 的时间序列, 单位: mm; (b) 暴雨过程数的时间序列。

167 Figure 2 Time series of (a) total precipitation (blue bar) and total heavy rainfall (red
168 line), (unit: mm). (b) the number of heavy rainfall events from 1979 to 2020.

169 图 3 为 2020 夏季全国及川渝地区 6、7、8 月降水距平百分率分布。由图 3a
 170 可以看到，2020 年夏季我国出现两个降水距平百分率的极大值中心，一个位于
 171 四川盆地西北部，另一个位于长江中下游地区。从夏季各月看，降水异常中心有
 172 所不同。6 月，川渝地区降水异常自东向西、自北向南减小。其中，重庆东部、
 173 东北部降水较历史同期偏多约 5~6 成，西部偏多约 3~5 成；四川北部偏多 4~7
 174 成（图 3b）。7 月，川渝地区降水呈“鞍型”状分布，由东西向中部递减。降水
 175 大值区位于重庆和四川西部，降水量超过同期降水的 7 成以上，重庆中东部甚至
 176 超过 1 倍（图 3c）。从图 3b 和 c 看，6~7 月川渝地区降水基本一致偏多。8 月降
 177 水主要集中在中西部，降水偏多 1 倍以上（图 3d）。



178 图 3 2020 年 (a) 夏季、(b) 6 月、(c) 7 月、(d) 8 月降水距平百分率 (单位: %)。
 179 其中红色方框表示川渝地区。
 180 Figure 3 The distribution of precipitation anomaly percentage in (a) summer, (b) June,
 181 (c) July, (d) August, 2020 (unit: %). Red square indicates Sichuan-Chongqing region.
 182

183 表 1 给出 15 次暴雨过程的基本特征。从降水强度看，大部分暴雨过程的日
 184 降雨量都在 100mm 以上，某些个例的强降水甚至持续了 4 天，如个例 9（7 月
 185 16~19 日），以及个例 13（8 月 15~18 日），个例 13 的日降水量甚至超过 200mm。
 186 就暴雨过程单日最大暴雨台站的数量看，个例 4 和个例 10 分别达到 15 和 10 个
 187 台站，形成了大范围区域性暴雨过程。

188 4 降水异常成因分析

189 4.1 涡旋系统

190 西南涡作为以西南地区为源地的中尺度涡旋系统，对川渝地区夏季强降水过
 191 程的形成有直接作用。因此，本文在研究暴雨特征的时候首先要考察它与之相关
 192 的环流场上的涡旋结构。

193 我们根据前文定义的计算涡度指数的方法，计算出 2020 年夏季川渝地区 15
 194 次暴雨过程在 700hPa 的 3 个涡度指数，即：平均涡度、涡旋平均影响范围、涡
 195 度综合指数。如表 2 所示，每个暴雨过程在对流层低层几乎都伴随有较强的正涡
 196 度中心，其中有 9 次暴雨过程中心涡度达到 10^{-4}s^{-1} 量级，暴雨综合强度指数最大
 197 的 4 次过程对应的中心涡度值也较大。从低层风场看，暴雨发生阶段，川渝地区
 198 确实有着明显的气旋式的风场结构。这种伴之以强的正涡度中心的气旋式风场，
 199 无疑带来局地的辐合和上升运动，给暴雨的发生提供了十分必要的动力条件。

200 表 2 2020 年夏季川渝地区 15 次暴雨过程在 700hPa 的涡度指数

201 Table 2 700-hPa vorticity index of 15 heavy precipitation events in
 202 Sichuan-Chongqing region in summer 2020

编号	时间	平均涡度 (VorI, 单位: s^{-1})	平均影响范围 (VorA, 单位: 个)	综合涡度指数 (VorZ)	中心涡度 (10^{-5}s^{-1})
1	6 月 2 日	7.38	11	24.46	10.57
2	6 月 16~17 日	8.00	8	32.02	12.13
3	6 月 22 日	5.59	5	12.49	5.94
4	6 月 27 日	8.36	12	28.96	13.11
5	7 月 1 日	9.12	8	25.81	12.05
6	7 月 5 日	6.14	7	16.24	7.73
7	7 月 7~8 日	6.65	6	23.03	7.80
8	7 月 10 日	7.72	6	18.92	11.82
9	7 月 16~19 日	7.57	9	45.43	11.65

10	7月25~26日	7.01	11	32.86	9.69
11	8月7日	6.61	6	16.20	8.97
12	8月12~13日	10.17	8	40.69	15.35
13	8月15~18日	8.58	9	51.46	11.67
14	8月24~25日	6.59	4	18.63	6.87
15	8月30~31日	7.53	4	21.30	10.16

203 **4.2 大尺度环流的异常**

204 川渝地区持续的暴雨过程是在一定有利的环流背景条件下发生的，包括西太
205 平洋副热带高压，西风带系统以及西南季风的影响。下面我们对 2020 年的情况
206 进行分析。

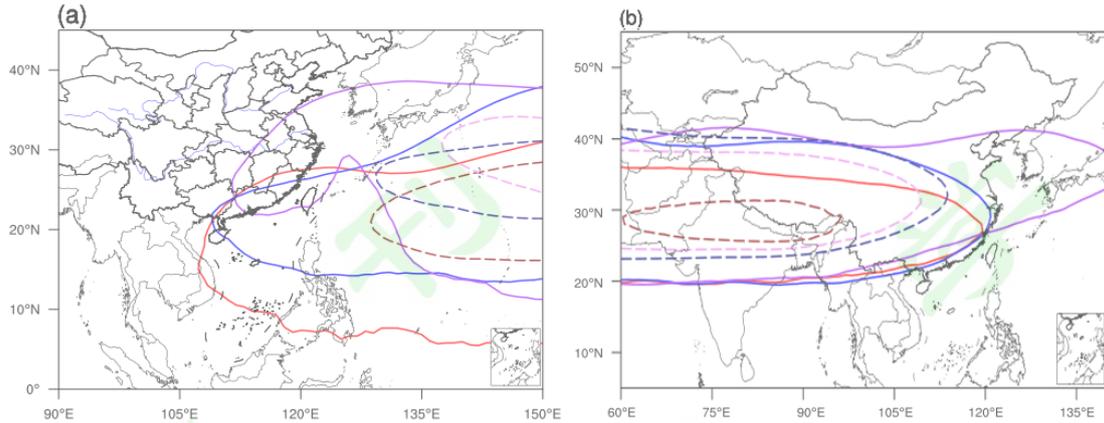
207 **4.2.1 副热带高压的异常**

208 西太平洋副热带高压是影响川渝地区降水的重要环流系统。其西伸脊点的东
209 西变动，与该地区降水的演变有直接关系（晏红明等，2021b）。为此我们考察
210 2020 年夏季副高的位置、强度与川渝地区强降水异常的关系。

211 为去除副高脊线的月际变化的影响，我们将不同月份的暴雨过程分别进行合
212 成，并与其同期气候平均情况进行对比，发现 2020 年夏季副热带高压位置较同
213 期偏西、强度偏强（图 4a）。6 月，副高脊线位于 15~20° N，西伸脊点位于 106°
214 E 附近，较历史同期偏西近 25 个经度，川渝地区位于副热带高压西北侧。7 月，
215 副高的西伸脊点移至 110° E 附近，脊线较同期偏南约 5 个纬距，而西伸脊点偏
216 西了约 20 个经度，此时川渝地区处于副高的西北侧。8 月，副高脊线北移到
217 25~30° N，西伸脊点略有东退，仍较同期偏西约 25 个经度，川渝地区位于副高
218 西侧。

219 众所周知，青藏高原和副热带高压具有密切联系—“相向而行”、“相背而去”。
220 这是很早就被认识到的规律（陶诗言等，1964）。从逐月合成的 100hPa 青藏高压
221 16760 gpm 特征线的分布可以看到（图 4b），6~8 月青藏高原脊线都较历史同期
222 东伸，强度偏强。7 月向东伸展约 12 个经度，8 月更是较常年东伸约 35 个经度。
223 青藏高原东伸与对流层中层副热带高压的西伸形成了非常好的上下配置，使副高
224 能稳定维持。

225



226

227 图 4 2020 年夏季川渝地区 15 次暴雨过程合成的 (a) 5880gpm 等位势
 228 线。其中红线表示 6 月的 4 次暴雨过程合成；蓝线表示 7 月的 6 次暴雨过程合成；紫线表示 8
 229 月的 5 次暴雨过程合成；虚线表示对应时段的气候平均。

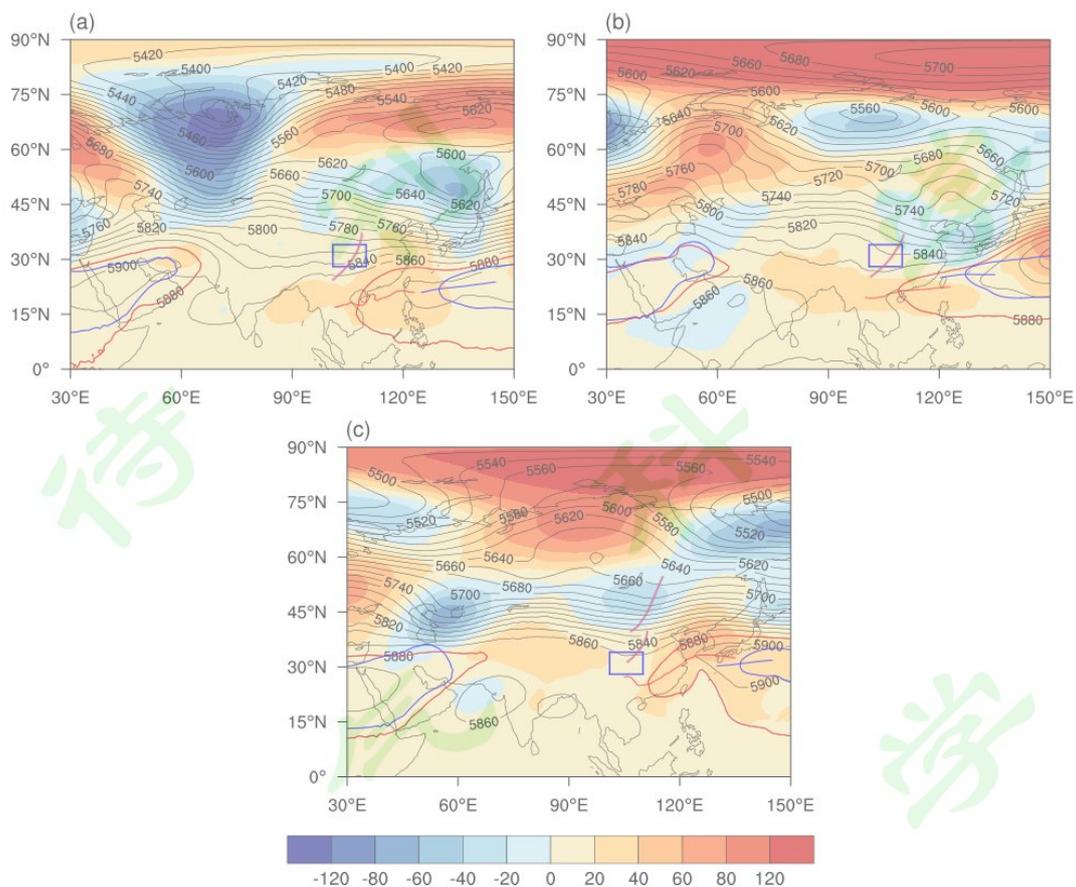
230 **Figure 4** The composite geopotential height contour (unit: gpm) of (a)5880gpm and (b)16760 gpm
 231 during 15 heavy precipitation events in Sichuan-Chongqing region in summer of 2020. The red line
 232 indicates composite for 4 heavy precipitation events in June, blue line indicates 6 events in July, and
 233 purple line indicates 5 events in August. The dotted line indicates climatological mean geopotential
 234 height value of the corresponding period.

235 4.2.2 中高纬环流的特征

236 冷空气的侵入使降水区的层结变得更加不稳定，为暴雨过程提供动力抬升作
 237 用。这一点前人已有过相应的工作（周玉淑等，2019；韩林君等，2019）。分析
 238 逐月位势高度及其距平的合成场（图 5），可以发现，6~8 月，中高纬度 500hPa
 239 呈现出不同的异常环流型。

240 从 500hPa 逐月暴雨过程的位势高度合成场上看到 35~45° N 内小波动显著。
 241 6~7 月，中低纬地区（图 5a 和 b），青藏高原为一低压槽，且川渝地区上空有小
 242 槽；8 月（图 5c），西风带向北移动，高原东侧的西风槽移至川渝北部，而副高
 243 的稳定存在使得其西侧的西风带小槽东移受阻，川渝的部分地区长时间处于西风
 244 槽前的位置。槽前正涡度平流有利于低层减压和气旋性涡度加大。

245 为了描述小槽活动的情况，我们计算了西风带中瞬变扰动动能的变化。由于
 246 我们主要考察天气尺度波动($d \leq 8$ 天)的作用，因此引入高频瞬变涡动动能(High
 247 frequency transient eddy kinetic energy, HFEKE)来表征瞬变扰动的变化，可以反
 248 映冷空气活动的强度及小槽的活动。



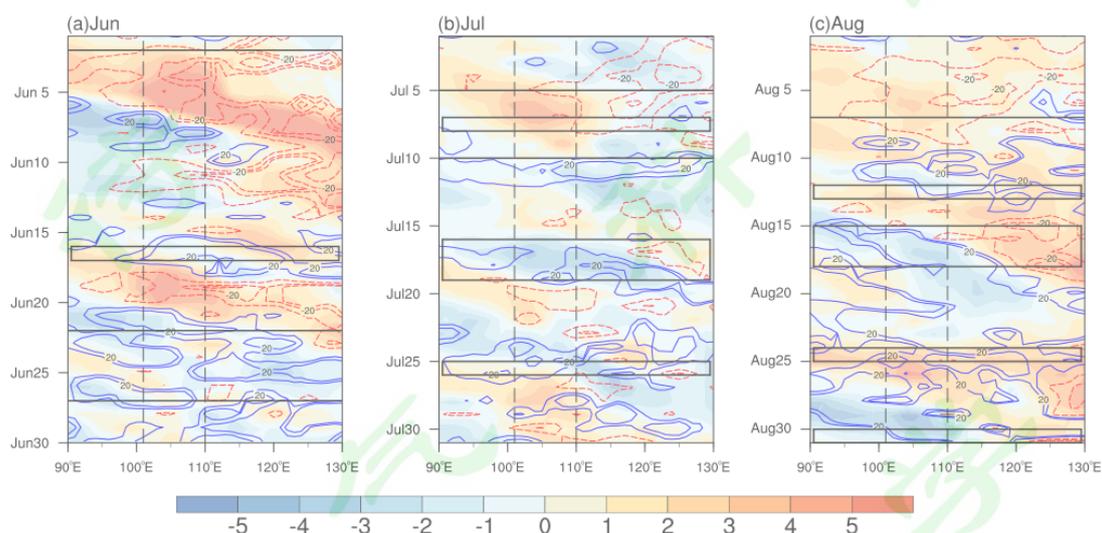
249

250 图 5 2020 年 (a) 6 月 4 次、(b) 7 月 6 次、(c) 8 月 5 次暴雨过程 500 hPa 位
 251 势高度 (等值线) 及其距平 (阴影) 的合成。单位: gpm。红线表示 5880gpm;
 252 蓝线表示气候平均。蓝色方框表示川渝地区。

253 Figure 5 The composite of 500-hPa geopotential height fields (contour) and its
 254 anomaly (colored shading) in (a) 4 heavy precipitation events in June, (b) 6 events in
 255 July and (c) 5 events in August 2020. Unit: gpm. Red and blue line indicate the
 256 5880gpm and its climatological mean value, respectively.

257 图 6 给出了 2020 年夏季逐月 35~45° N 纬向平均的 300hPa HFEKE 和 850 hPa
 258 温度随时间的异常场, 其中对 HFEKE 的气候态取滑动平均 (n=8), 放大天气尺
 259 度异常的信号。图中可以看到 6~8 月川渝地区正 HFEKE 异常主要来自青藏高原
 260 北部, 并传至长江中下游地区。以 6 月为例 (图 6a), 该月一共有 4 次暴雨过程,
 261 其中后三次暴雨在图中表现出负温度距平并伴随着正 HFEKE 异常的出现, 这说
 262 明 HFEKE 增大, 小槽波动频繁, 小股冷空气的活动增多, 从而有利于川渝地区

263 降水的产生；而第 1 次暴雨过程在温度场上表现为正距平，HFEKE 为负距平，
 264 这说明本次过程可能是由于南面的暖湿气流北上加剧，在 $35^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$ 的范围内
 265 堆积，同时局地对流加强，导致了暴雨的发生。观察图 6 可以发现，川渝地区夏
 266 季 15 次暴雨过程中，有 10 次都存在 HFEKE 的正异常和温度负异常。说明西风
 267 带中小槽的活动及小股冷空气的南侵，对川渝地区暴雨的发生起了重要的作用。



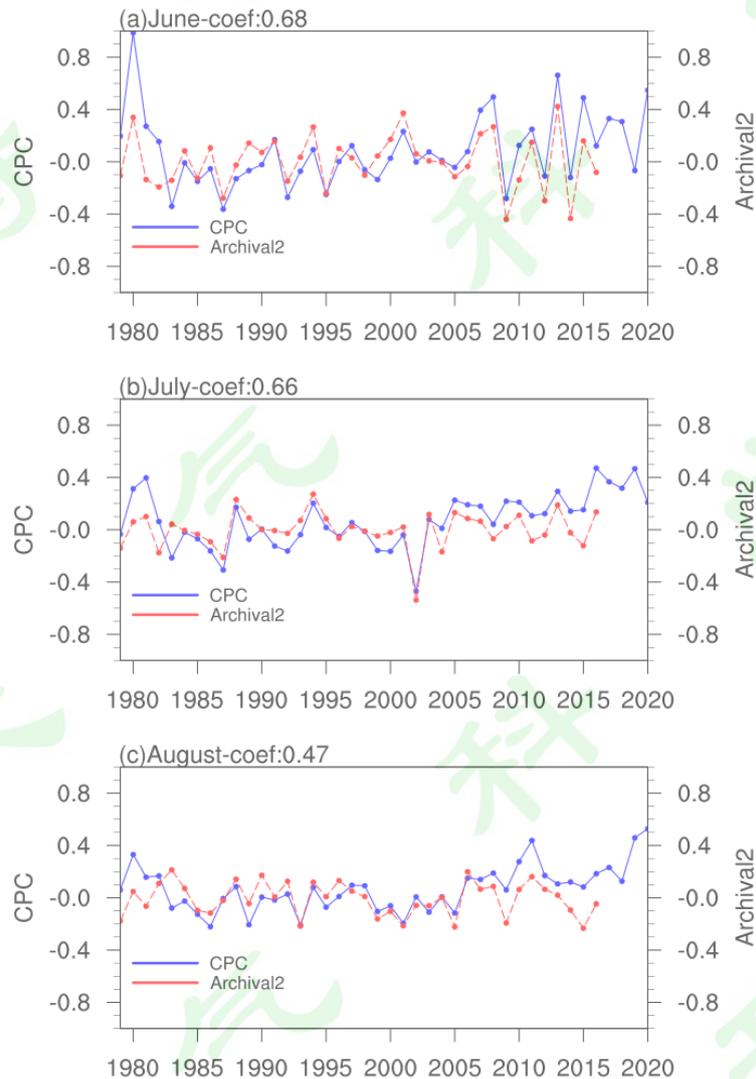
268
 269 图 6 2020 年 (a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月 850 hPa 温度距平场 (填色) 及 300 hPa
 270 的 HFEKE 距平场 (等值线)。单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。其中, 黑色虚线表示 101° 和 110°
 271 E, 黑色方框表示川渝地区暴雨过程, 蓝线和红线分别表示正值和负值。

272 Figure 6 850 hPa temperature anomalies (shaded) and 300-hPa HFEKE anomalies
 273 (contour) in (a) June, (b) July and (c) August, 2020. Units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. Black dash lines
 274 indicate longitude ranging from 101°E and 110°E . Black squares indicate heavy
 275 precipitation events in Sichuan-Chongqing region. Blue and red lines represent
 276 positive and negative values, respectively.

277 4.2.3 印度季风的异常

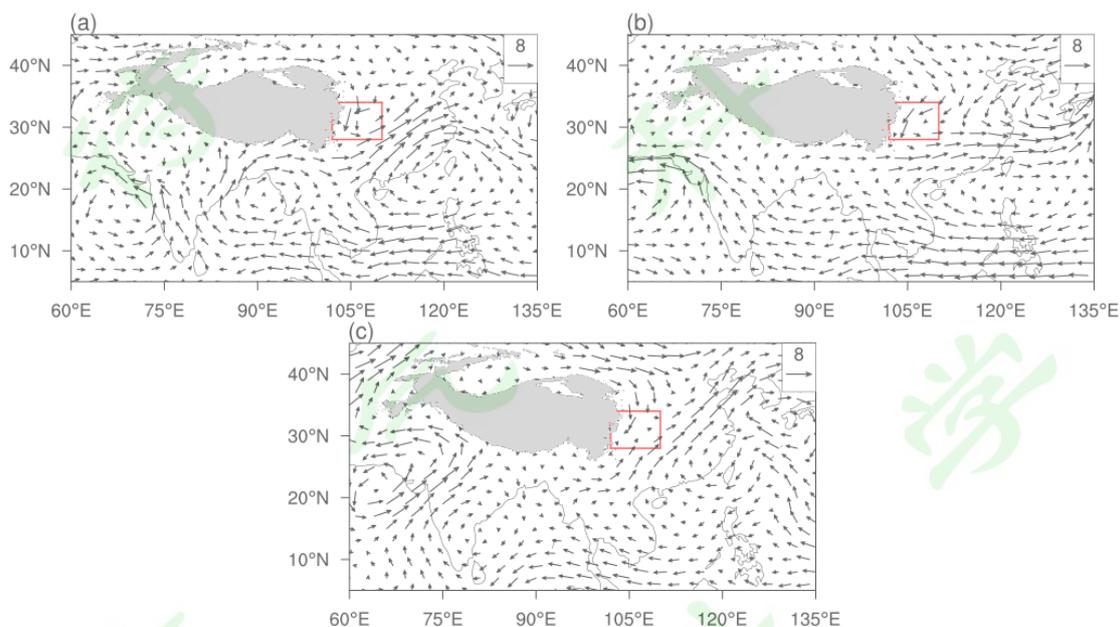
278 印度季风对川渝地区夏季降水有重要影响。本文用印度全国平均月降雨量来
 279 表示印度季风的强度 (Parthasarathy *et al.*, 1992)。利用 CPC 日降水数据计算印度
 280 全国的月平均降水量, 并使用 IITM-IMR 数据 (数据截至 2016 年) 对其进行了
 281 验证 (图 7)。计算结果显示: 两套数据计算得到的印度季风强度指数变化趋势
 282 基本一致。它们的相关性在 6、7 月较高, 其值分别为 0.68 和 0.66; 8 月相关系
 283 数略低, 为 0.47。可以认为利用 CPC 的资料得到的全印度降水可信。

284 2020年6~8月印度平均月降雨量分别为:222.27mm,270.97mm和304.12mm。
 285 其距平百分率分别为:54%、21%和53%。2020年8月印度平均降雨量为
 286 1979~2020年历史同期第一位,6月和7月分别排第3位、11位。这说明2020
 287 年印度季风总体偏强。印度季风偏强有利于西南暖湿气流的输送,为川渝地区暴
 288 雨过程的发生提供了有利条件。



289
 290 **图7** 利用 IITM-IMR 数据 (红线) 和 CPC 全球日降水数据 (蓝线) 计算的 (a)
 291 6月、(b)7月、(c)8月印度全国月平均降水量的标准化距平时间序列。单位:
 292 mm。
 293 **Figure 7** Variation of the normalized anomaly of monthly mean precipitation and
 294 Correlation coefficient in (a)June, (b)July, and (c)August in India by IITM-IMR (red
 295 line) and CPC Global Unified Precipitation data (blues line). Unit: mm.

296 风场也可以反映印度季风的强弱。从 6~7 月各暴雨过程的 700 hPa 距平风合
297 成（图 8a 和 b）可以看到，虽然印度南部为偏东风距平，但印度北部至孟加拉
298 湾北部地区为偏西风距平。到 8 月（图 8c），东风距平退至孟加拉湾南部，印度
299 季风较 6、7 月有所增强，孟加拉湾东北侧出现西南风的距平。偏强的印度季风
300 给川渝地区带来十分必要的暖湿气流。季风环流与副高西侧的偏南风形成了很强的
301 辐合带，两支气流的汇合给川渝地区的降水带来极其有利的条件。



302
303 图 8 2020 年 (a) 6 月 4 次、(b) 7 月 6 次、(c) 8 月 5 次暴雨过程中 700 hPa 风
304 场距平合成。单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。其中，灰色阴影表示海拔大于 3000 m 的地形。红
305 色方框表示川渝地区。

306 Figure 8 The composite 700-hPa wind anomalies for (a) 4 heavy precipitation events in
307 June, (b) 6 events in July, and (c) 5 events in August 2020(units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Grey shading
308 denotes topography higher than 3000 m. Red squares represent Sichuan-Chongqing
309 region.

310 4.3 水汽输送异常对川渝夏季暴雨的影响

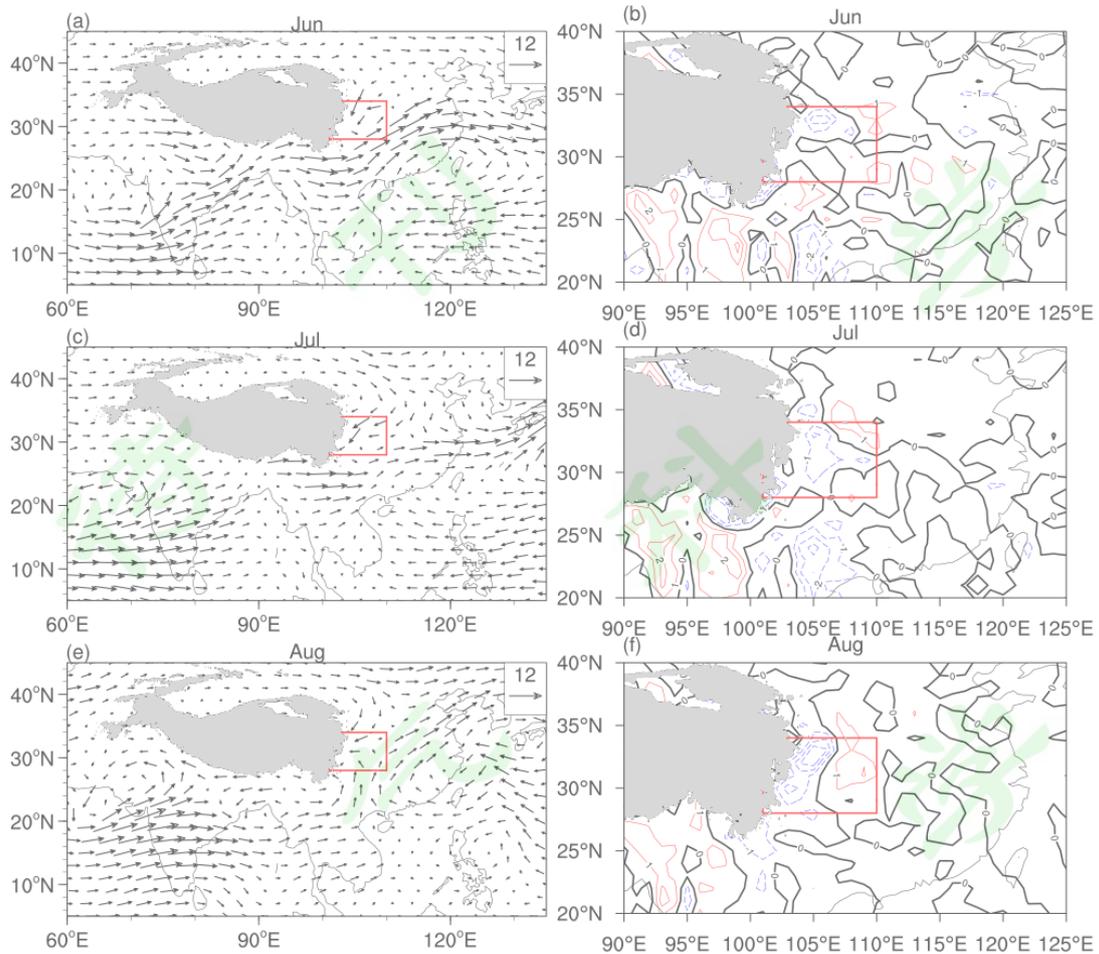
311 水汽作为产生降水的三大条件之一对夏季暴雨的产生具有重要作用。岳俊等
312 (2016) 基于拉格朗日方法对 2013 年 6~7 月四川省三次暴雨的水汽轨迹进行追
313 踪，发现这些水汽进入四川盆地的路径主要有两条：一条是直接越过云贵高原进
314 入四川盆地，第二条先越过中南半岛，随后在南海地区与南半球的越赤道气流汇

315 合后输送进四川盆地。李永华等（2010）也发现影响中国西南地区降水的水汽通
316 道主要有 5 条，包含 3 条纬向通道：高原南侧通道（ $25^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{ N}$ ， 100° E ）、印
317 度洋通道（ $10^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{ N}$ ， 100° E ）和太平洋通道（ $10^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{ N}$ ， 130° E ）；以
318 及 2 条径向通道：孟加拉湾通道（ 22.5° N ， $85^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{ E}$ ）和中南半岛南海通道
319 （ 22.5° N ， $100^{\circ} \sim 110^{\circ} \text{ E}$ ）。它们反映了印度季风及东亚季风的水汽输送特征。

320 为了考察 2020 年暴雨过程的水汽来源的通道及其汇聚的情况，我们作了 700
321 hPa 的水汽通量及其散度距平，仍按照 6, 7, 8 三个月暴雨过程进行合成。图 9a,
322 c 和 e 为夏季三个月暴雨过程平均的 700 hPa 水汽通量距平，可以看到，对于川
323 渝地区暴雨而言，副高西侧气流是一重要的水汽通道，其西北端的西南风距平在
324 暴雨过程中十分强劲。除了副高西侧的偏南气流将水汽带至川渝地区外，来自印
325 度的季风气流从印度北部至高原东侧，经由高原南侧向东输送水汽，成为另一支
326 重要的水汽通道。南来的暖湿空气与北来的小股冷空气汇合，形成了一个局地的
327 辐合场。值得注意的是，夏季各月，印度季风均偏强（图 7）。其中 6 月和 8 月
328 的印度季风强度接近 0.5 个标准差，7 月仅为 0.2 个标准差。因此，对 7 月而言，
329 副高西侧气流和经由高原南侧向东输送的水汽通道更为明显。

330 图 9 右列为夏季三个月暴雨个例合成的水汽通量散度距平分布。可以看出，
331 6、7、8 三个月的暴雨过程中，从青藏高原以东为大片的水汽异常辐合区（负值
332 区）。川渝地区的辐合距平值达到 $-2 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 以上。850 hPa 辐合
333 区进一步增大（图略）。低层的水汽辐合为该地区暴雨的发生提供了十分有利的
334 条件。

335 综上所述，2020 年夏季无论是副热带高压的位置及强度，西风带小波动的
336 频繁东移，还是西南季风的加强，都十分有利于川渝地区的降水，上述特点在
337 15 次暴雨过程中都较为一致。



338

339 图 9 自上而下分别为 2020 年 6 月 4 次、7 月 6 次、8 月 5 次暴雨过程 700 hPa
 340 水汽通量距平合成（左列，单位： $10^{-3}\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ ）和水汽通量散度距平合
 341 成（右列，等值线间隔为 $1\times 10^{-8}\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ ）。其中蓝线和红线分别表示负
 342 值和正值。灰色阴影表示海拔大于 3000 m 的地形。红色方框表示川渝地区。

343 Figure 9 The composite 700-hPa anomaly vapor flux (left column, units:
 344 $10^{-3}\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$), and anomaly vapor flux divergence (right column, units:
 345 $10^{-8}\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$) for 4 heavy precipitation events in June (top), 6 events in July
 346 (middle), and 5 events in August 2020 (bottom). Blue and red lines indicate negative
 347 and positive value, respectively. Grey shading indicates denotes topography higher
 348 than 3000 m. Red squares represent Sichuan-Chongqing region.

349

350 5 2020 年与川渝降水偏少年的对比

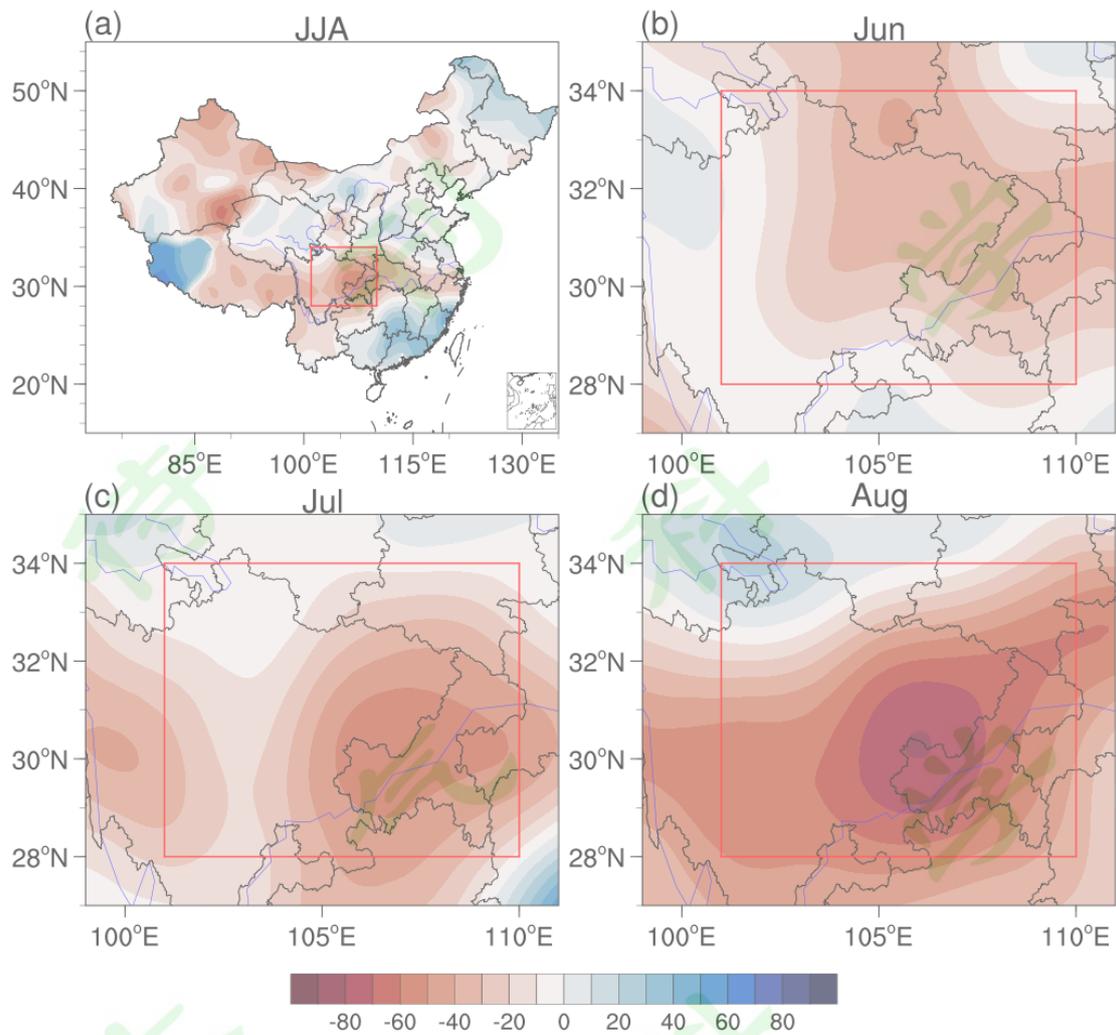
351 为了进一步论证第 4 节对 2020 年川渝地区暴雨成因的分析，我们选择一个
352 暴雨过程少的年份来与它进行对比分析。根据图 2 提示，挑选 2006 年作为分析
353 的个例。

354 5.1 2006 年降水情况

355 首先来看历年川渝地区夏季的降水及暴雨情况，从图 2 清楚看到，2006 年
356 夏季川渝地区只有 3 次暴雨过程，其总雨量、暴雨量、暴雨次数都是 1979 年以
357 来最少的一年。

358 图 10 为 2006 年夏季全国及川渝地区降水距平百分率分布。该年夏季（图
359 10a）川渝地区降水普遍偏少，整个四川盆地更是较同期降水偏少 5 成以上。从
360 逐月的降水分布来看，6 月（图 10b）少雨的大值区位于四川东部、重庆东北部
361 地区；7 月（图 10c）少雨区不断西扩，出现两个降水距平百分率的中心负值区，
362 分别位于川西高原及川东盆地，降水偏少 3 成以上；8 月（图 10d）整个川渝地
363 区降水都偏少，少雨中心偏少 7 成以上。持续的高温干旱导致四川省遭遇了 50
364 年一遇的大旱，重庆地区的干旱则是 1981 年来最强的一次（彭京备等，2007）。

365 2020 年和 2006 作为川渝地区 1979 年来降水量最多和最少的两年，造成其
366 天气异常的成因应该是截然不同的。



367
 368 图 10 2006 年川渝地区降水距平百分率分布 (a) 夏季, (b) 6 月, (c) 7 月, (d)
 369 8 月。单位: %。其中红色方框表示川渝地区。

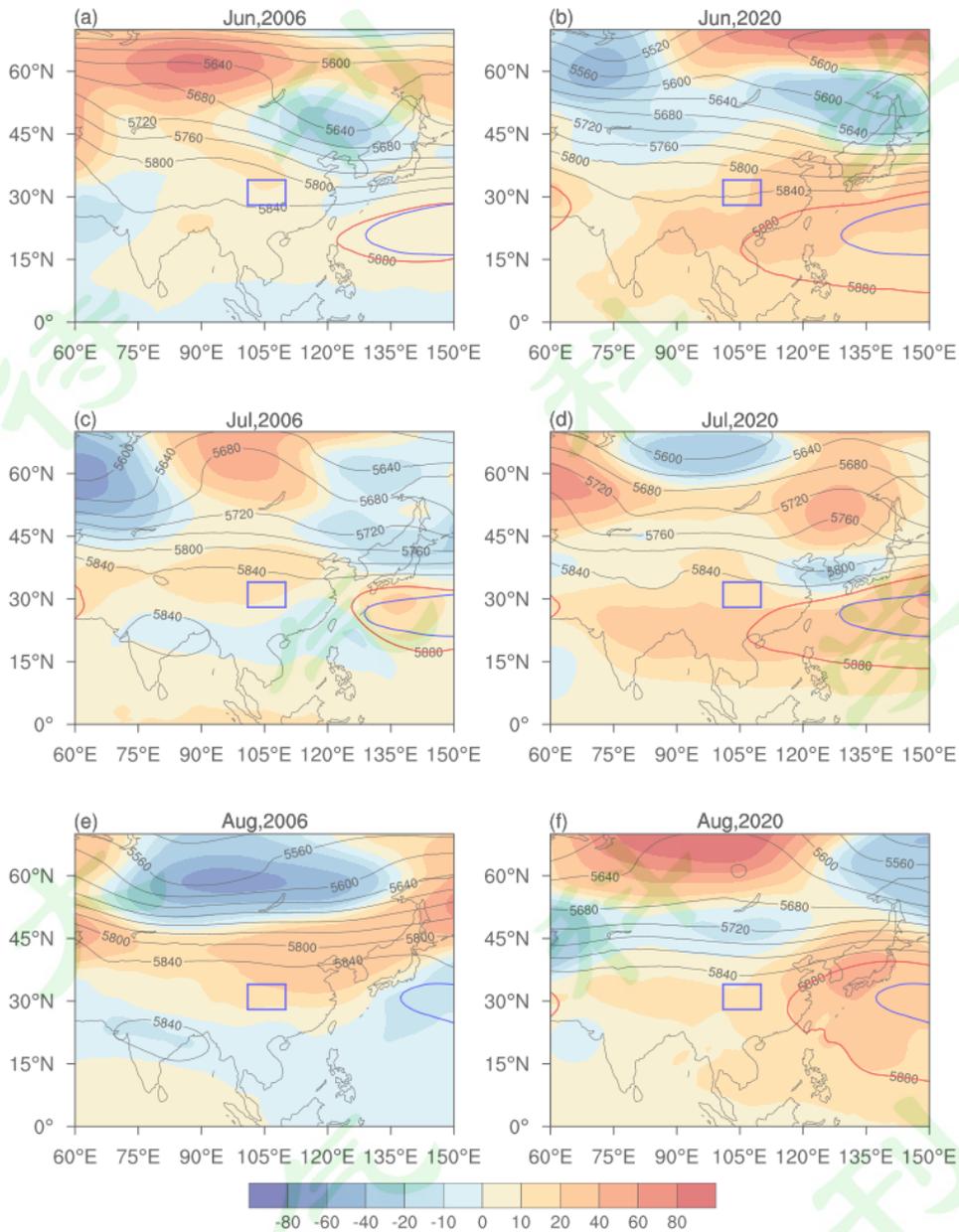
370 Figure 10 Distribution of anomaly percentage of precipitation in Sichuan-Chongqing
 371 region in the (a) summer, (b) June, (c) July and (d) August, 2006. Unit: % . Red
 372 squares represent Sichuan-Chongqing region.

373 5.2 偏少年的环流异常

374 5.2.1 西太平洋副热带高压的位置

375 对 2020 年的分析已经指出造成川渝地区降水偏多、暴雨频繁的一个重要因
 376 素是西太平洋副高脊的西伸, 图 4 充分说明了这一点。但是 2006 年情况则有很
 377 大的不同。由于 2006 年夏季三个月一共只有三次暴雨过程, 因此, 不能用各月
 378 的暴雨过程进行合成, 我们用月平均的图来考察该月的状态, 相应的 2020 年也
 379 用月平均来进行对比。图 11 是两年个例在夏季三个月 500 hPa 的平均位势高度
 380 场。从图上看: 2006 年(左列)副高的西伸脊点都较 2020 年明显偏东, 大致位

381 于 122° E 以东，八月份更是东移到太平洋上。副高的持续偏东不仅不利于高原
 382 东侧低涡的发展和稳定，也不利于来自太平洋的水汽对该地区的输送。



383
 384 图 11 自上而下分别为 2006 年（左列）和 2020 年（右列）6 月，7 月和 8 月 500
 385 hPa 位势高度场（等值线）及其距平（阴影）。单位：gpm。其中，红线表示 5880
 386 gpm，蓝线为同期气候平均的 5880 gpm；蓝色方框表示川渝地区。
 387 Figure 11 500 hPa geopotential height fields (contour) and its anomalies (shaded) in
 388 June (top), July (middle), and August (bottom) in 2006 (left column) and 2020 (right
 389 column). Unit: gpm. The red lines indicate 5880 gpm, and the blue lines indicate

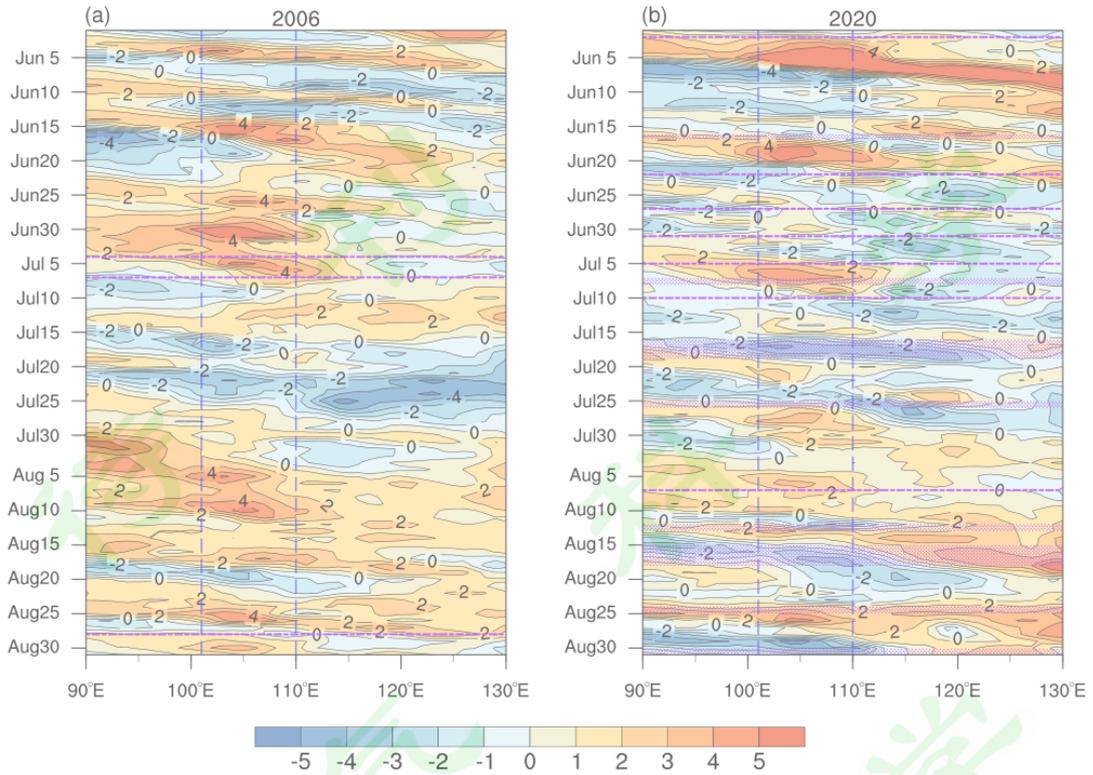
390 climatologic value in the corresponding period. Blue squares represent
391 Sichuan-Chongqing.

392

393 5.2.2 冷空气活动

394 观察图 11 可以看到中高纬环流在 2006 年和 2020 年夏季 500 hPa 位势高度
395 及其距平场上呈现出几乎相反的特征。川渝地区夏季降水的小股冷空气活动主要
396 受中纬小槽波动的影响，对比 2006 年和 2020 年月平均的 500 hPa 位势高度场，
397 我们可以清楚看到，2020 年夏季 500 hPa 上亚洲中纬度地区始终有长波槽存在；
398 相反，2006 年夏季则为一个高度脊，不利于小股冷空气向南渗透，造成川渝地
399 区长时间的干旱天气。

400 为了进一步说明小股冷空气活动在旱、涝两年中的差异，我们作了 850 hPa
401 温度的时间-经度演变进行验证（图 12），可以看到 2006 年川渝地区上空以温度
402 正距平为主（图 12a）。在整个夏季，只出现过 8 次温度负距平，且每次温度负
403 距平持续时间较短、范围较小。2020 年则与之相反，温度负距平频繁出现，且
404 持续时间较长或间隔期较短（图 12b）。因此，相较 2006 年，2020 年夏季，影响
405 川渝地区的冷空气活动次数较多，持续时间较长。小股冷空气的南侵是造成该地
406 区层结不稳定的一个有利条件。而偏北风的出现，有利于低层辐合和涡旋结构的
407 加强。因此，2006 年夏季川渝地区处于暖高压的控制，缺少冷空气活动应是该
408 年干旱和少暴雨过程的原因之一。



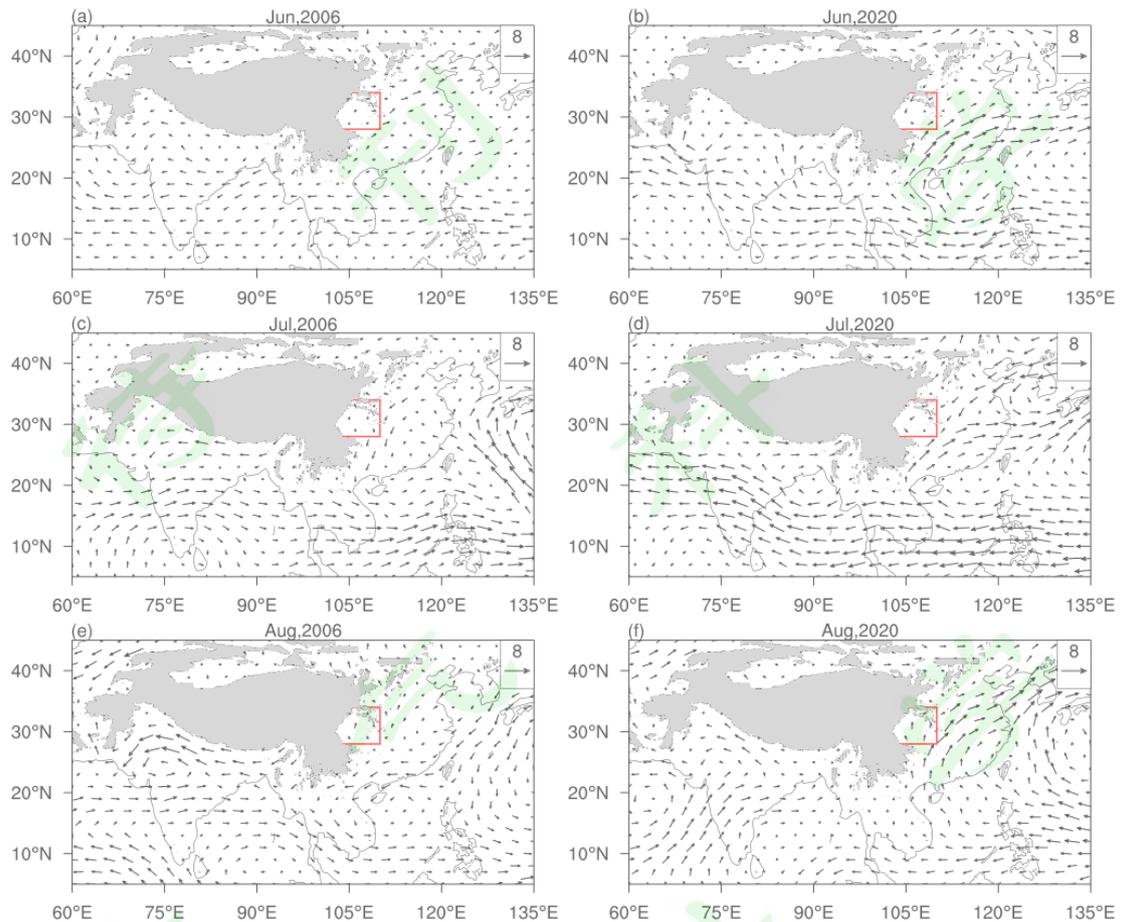
409

410 图 12 (a) 2006 年和 (b) 2020 年夏季 35° ~45° N 平均的 850 hPa 温度距平随
 411 时间—经度的演变。单位：°C。其中，蓝色虚线为 101° 和 110° E；紫色虚线为
 412 暴雨过程发生时间。

413 Figure 12 Time-latitude cross sections of daily temperature anomalies within latitude
 414 belt of 35-45° N in the summer of (a) 2006 and (b) 2020 (unit: °C). The blue dash
 415 lines indicate 101° and 110° E, and the purple dash lines indicate heavy
 416 precipitation events.

417 5.2.3 西南季风的差异

418 图 13 为 2006 年和 2020 年夏季（6、7、8 月）850 hPa 风场距平的对比。对
 419 2020 年而言，整个夏季进入中国的西南风距平都远大于 2006。其中，2006 年 7、
 420 8 月川渝地区更是盛行东北风距平，西来的气流处于较低的纬度。而对于 2020
 421 年而言，如 4.2.3 节所述，8 月份是该年西南季风影响中国大陆的活跃期。从图 7
 422 中可以看到，2020 年 8 月与西南季风相联系的西南风距平影响到青藏高原东侧，
 423 即使在图 13 的月平均图上，也可以清晰地看到这支距平风。这与左列的 2006 年
 424 情况形成鲜明的反差。



425
426 图 13 自上而下分别为 2006 年（左列）和 2020 年（右列）6 月，7 月和 8 月 850
427 hPa 风场距平，单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。其中灰色阴影表示海拔大于 1500 m 的地形。

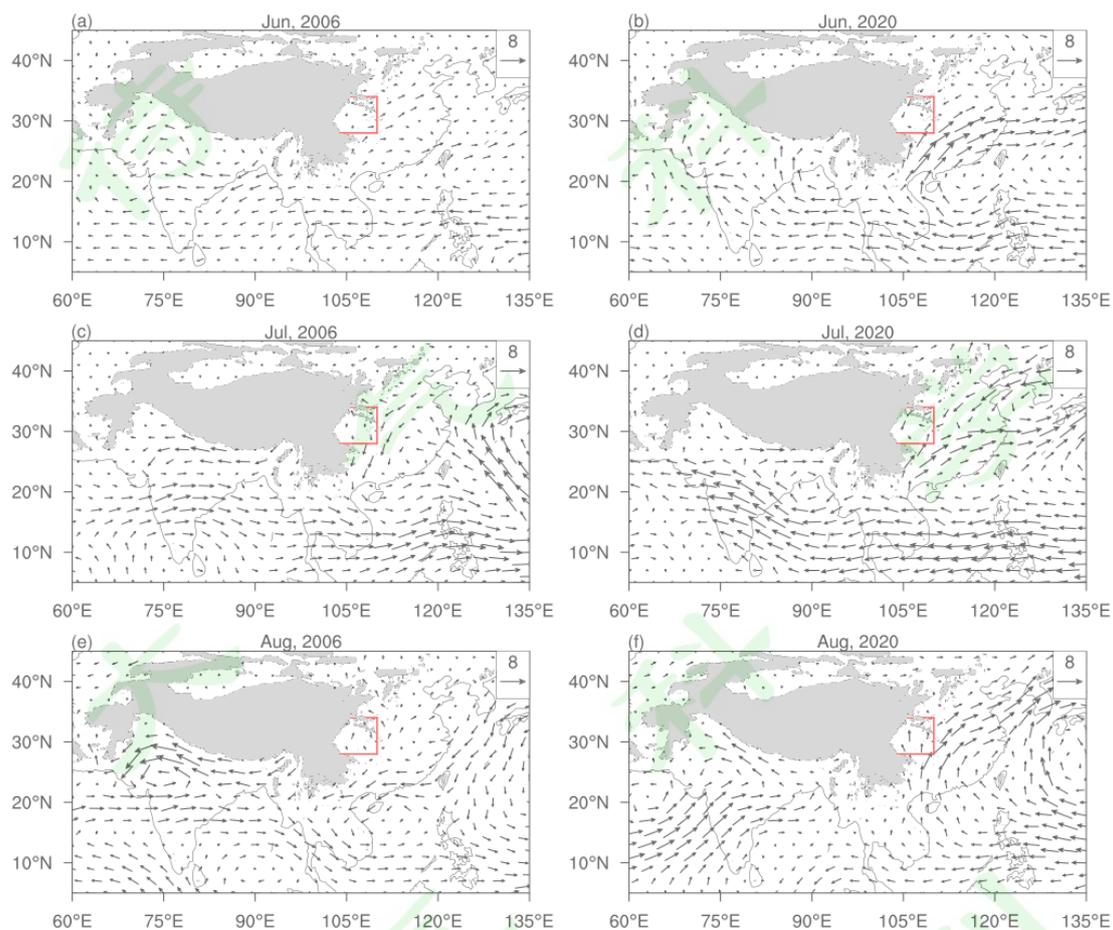
428 Figure 13 850-hPa anomalous wind fields in June (top), July (middle), and August
429 (bottom) 2006 (left column) and 2020 (right column). Units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. The grey shading
430 denotes topography higher than 1500 m.

431 5.2.4 水汽输送的差异

432 暴雨的产生需要水汽的持续输送，少雨年和多雨年在水汽输送场上具有显著
433 差异，因而我们对比了 2006 年和 2020 年夏季对流层低层水汽通量距平场（图
434 14）及水汽通量散度的距平（图 15），这里仍用月平均结果进行对比分析。与 2020
435 年（图 14 和图 15 右列）相比，2006 年少暴雨年的情况几乎相反（图 14 和图 15
436 左列）。在水汽通量散度场上，除了沿长江流域为正距平区外，川渝地区是很强
437 的正距平（辐散）区。在该年的 8 月图上（图 15e）川渝地区虽然也出现了几小

438 片负值区，但是考察对流层低层其它层次及整层的水汽辐合情况（图略），该地
439 区仍有明显的水汽辐散（正距平）。这种水汽状况，不利于降水抑或是暴雨的发
440 生。

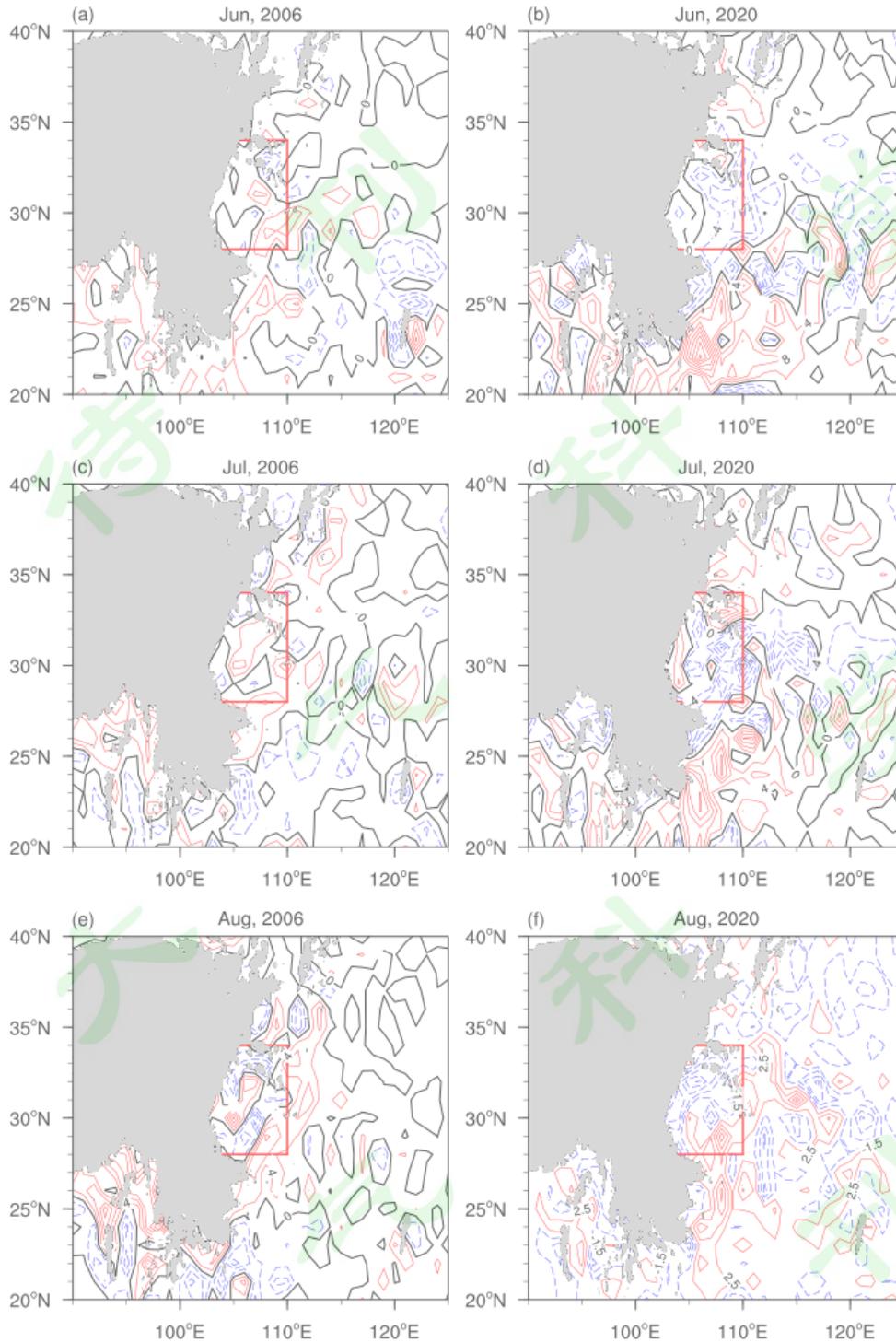
441 从以上的对比分析可以看到，无论是大尺度环境场，包括副高的位置，西风
442 带小波动的活动，来自印度洋的西南季风的的活动以及由此带来的水汽聚集，多暴
443 雨年与干旱年都有着十分明显的差异。



444 图 14 自上而下分别为 2006 年（左列）和 2020 年（右列）6 月，7 月和 8 月 850
445 hPa 水汽通量异常，单位： $10^{-3}\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。

447 Figure 14 850-hPa anomaly vapor flux in June (top), July (middle), and August
448 (bottom) 2006 (left column) and 2020 (right column). Units: $10^{-3}\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$.
449 The grey shading denotes topography higher than 1500 m.

450



451

452 图 15 自上而下分别为 2006 年（左列）和 2020 年（右列）6 月，7 月和 8 月 850
 453 hPa 水汽通量散度异常，等值线间隔为 $4 \times 10^{-9} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。其中，红线
 454 和蓝线分别表示正值和负值，灰色阴影表示海拔大于 1500m 的地形。

455 Figure 15 850-hPa anomaly vapor flux divergence in June (top), July (middle), and
 456 August (bottom) 2006 (left column) and 2020 (right column, interval: $4 \times$

457 $10^{-9}\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$). The red and blue lines indicate positive and negative values,
458 respectively. The grey shading denotes topography higher than 1500 m.

459 6. 结论

460 本文针对 2020 年夏季川渝地区的强降水产生的洪涝过程进行分析，通过对
461 15 次暴雨过程进行逐月的环流场合成，并将 2020 年逐月平均流场与川渝大旱年
462 的同期情况进行了对比，发现造成 2020 年夏季川渝地区降水偏多、暴雨频繁
463 的原因主要如下：

464 (1) 西太平洋副热带高压较气候平均位置偏西、强度偏强，其西伸脊点平
465 均可到达 110°E 以西，川渝地区处于副高的西北侧，十分有利于低层涡旋的生
466 成。由于青藏高原东伸、偏强，上下层共同作用使得副高稳定维持。

467 (2) 影响川渝地区降水的冷空气主要来自西风带小波动，且 2020 年夏季中
468 纬度小波动活动频繁，时间间隔较短或持续时间较长。

469 (3) 2020 年西南季风虽然爆发时间与常年相近，但是其强度却较常年偏强，
470 它一直沿青藏高原向东北伸展，影响我国川渝地区，有利于暴雨个例增多，且强
471 度较强。

472 (4) 受西南季风和副高西侧气流偏强的共同影响，2020 年这两个通道上的
473 水汽输送偏强，由于与北方偏北风的汇合使川渝地区形成较大的水汽通量辐合
474 区，给暴雨的发生提供十分必要的水汽条件。

475 (5) 2006 年川渝地区为重要的干旱年，暴雨个例也极少。这时副高明显偏
476 东，西风带则为高压脊所控制，印度季风活动偏南，鲜有影响中国大陆的过程，
477 与 2020 年的情况形成鲜明对比。

478 本文目前的工作只是针对川渝地区两个典型的多暴雨和少暴雨年进行个例
479 分析，未来我们将系统研究副高，西南季风、中纬度槽脊等环流系统对川渝暴雨
480 过程的影响。如前所述，川渝地区地形复杂，川西和川东的降水变化不同，其影
481 响系统也可能有所不同。本文的研究暂未涉及区域选择的敏感性的问题，我们将
482 在未来的工作中对此进行研究。

483

参考文献 (References)

- 484 [1]Hans Hersbach, Bill Bell, Paul Berrisford. 2020. The ERA5 global reanalysis[J].
485 Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146(730): 1999-2049.
- 486 [2]Lehmann J, Coumou D, Frieler K. 2014. Future changes in extratropical storm
487 tracks and baroclinicity under climate change[J]. Environmental Research Letters,
488 9(8): 084002.
- 489 [3]Lu E, Zhao W, Gong L, et al. 2015. Determining starting time and duration of
490 extreme precipitation events based on intensity. Climate Research.63(1) : 31-41.
- 491 [4]Lu E, Zhao W, Zou X K, et al. 2017. Temporal–Spatial Monitoring of an Extreme
492 Precipitation Event. Journal of Climate. 30(16). 6123-6132.
- 493 [5]Parthasarathy B, Kumar K R, Kothawale D R. 1992. Indian summer monsoon
494 rainfall indices: 1871-1990[J]. Meteorological Magazine, 121(1441): 174-186
- 495 [6]白莹莹,张焱,李强.2014.四川盆地夏季降水区域差异及其与季风的联系初探[J].
496 气象,40(4):440-449. Bai Yingying, Zhang Yan, Li Qiang. 2014. Preliminary
497 Study on Regional Difference of Summer Rainfall in Sichuan Basin and Their
498 Connections with Summer Monsoons[J]. Meteorological (in Chinese), 40(4):
499 440-449.
- 500 [7]陈丹,周长艳,熊光明.2018.近 53 年四川盆地夏季暴雨变化特征分析[J].高原气
501 象 ,37(1):197-206. Chen Dan, Zhou Changyan, Xiong Guangming. 2018.
502 Characteristics of Climate Change of Summer Rainstorm in Sichuan Basin in the
503 Last 53 Years[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 37(1): 197-206.
- 504 [8]陈栋,顾雷,蒋兴文.2010.1981—2000年四川夏季暴雨大尺度环流背景特征[J].大
505 气科学学报 ,33(4):443-450. Chen Dong, Gu Lei, Jiang Xingwen. 2010.
506 Characteristics of Large-scale Circulation Background of Summer Heavy Rainfall
507 in Sichuan during 1981-2000[J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in
508 Chinese), 33(4): 443-450.
- 509 [9]陈贵川,谌芸,张勇 .2013.“12.7.21”西南涡极端强降雨的成因分析 [J].气
510 象,39(12):1529-1541. Chen Guichuan, Chen Yun, Zhang Yong. 2013. Causes
511 Analysis of the Southwest Vortex Extremely Heavy Rainfall on 21 July 2012[J].
512 Meteorological (in Chinese), 39(12): 1529-1541.
- 513 [10]邓承之,赵宇,孔凡铀.2021.“6·30”川渝特大暴雨过程中西南低涡发展机制模拟
514 分析[J].高原气象,40(1):85-97. Deng Chengzhi, Zhao Yu, Kong Fanyou. 2021. A
515 Numerical Simulation Study of the Southwest Vortex Mechanism during the
516 "6·30" Heavy Rain Event in Sichuan and Chongqing[J]. Plateau Meteorology (in
517 Chinese), 40(1): 85-97.
- 518 [11]韩林君,白爱娟. 2019.2004—2017 年夏半年西南涡在四川盆地形成降水的特
519 征分析[J].高原气象,38(3):552-562. Han Linjun, Bai Aijuan. 2019. Precipitation
520

-
- 521 Characteristics of Southwest Vortex in Sichuan Basin from May to October in
522 2004-2017[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 38(3): 552-562.
- 523 [12]李永华,徐海明,高阳华.2010.西南地区东部夏季旱涝的水汽输送特征[J].气象
524 学报,68(6):932-943. Li Yonghua, Xu Haiming, Gao Yanghua. 2010. The
525 characteristics of moisture transport associated with drought/flood in Summer
526 over the east of the Southwest China[J]. ACTA Meteorological Sinica (in
527 Chinese), 68(6): 932-943.
- 528 [13]刘毅,孙俊,周国兵.2020.近 45a 重庆暴雨气候变化特征分析[J].暴雨灾
529 害,39(3):306-311. Liu Yi, Sun Jun, Zhou Guobin. 2020. Analysis of Climate
530 change characteristic of rainstorm in Chongqing in recent 45 years[J]. Torrential
531 Rain And Disasters (in Chinese), 39(3): 306-311.
- 532 [14]刘燕,王谦谦,程正泉.2002.我国西南地区夏季降水异常的区域特征[J].南京气
533 象学院学报,25(01):105-110. Liu Yan, Wang Qianqian, Cheng Zhengquan. 2020.
534 Regional Features of Summer Rainfall Anomaly over Southwest China[J].
535 Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 25(01):105-110.
- 536 [15]马勋丹,智协飞,王静. 2018.1979—2016 年夏季西南涡活动及其与降水的关系
537 [J].大气科学学报,41(2):198-206. Ma Xundan, Zhi Xiefei, Wang Jing. 2018.
538 Analysis of the Southwest Vortex activities in Summer and their relationship with
539 precipitation during the period of 1979-2016[J]. Transactions of Atmospheric
540 Sciences (in Chinese), 41(2): 198-206.
- 541 [16]彭京备,张庆云,布和朝鲁.2007.2006 年川渝地区高温干旱特征及其成因分析
542 [J].气候与环境研究,2007(3):464-474. Peng Jingbei, Zhang Qingyun, Bueh
543 Cholaw. 2007. On the Characteristics and Possible Causes of a Severe Drought
544 and Heat Wave in the Sichuan Chongqing Region in 2006[J]. Climatic and
545 Environmental Research (in Chinese), 2007(3): 464-474.
- 546 [17]齐冬梅,李跃清,刘昆鹏.2012.四川地区夏季旱涝与西太平洋副热带高压的关系
547 [J].高原山地气象研究,32(2):41-46. Qi Dongmei, Li Yueqing, Liu Kunpeng.
548 2012. Relationship between the Drought and Flood Intensity in Sichuan Area in
549 Summer and West Pacific Subtropical High[J]. Plateau and Mountain
550 Meteorology Research (in Chinese),32(2):41-46.
- 551 [18]齐冬梅,李跃清,陈永仁.2011.近 50 年四川地区旱涝时空变化特征研究[J].高原
552 气象, 30(05):1170-1179. Spatial-Temporal Variations of Drought and Flood
553 Intensities in Sichuan Region in the Last 50 Years[J]. Plateau Meteorology (in
554 Chinese), 30(05):1170-1179.
- 555 [19]钱正安,顾弘道,颜宏.1990.四川“81.7”特大暴雨和西南涡的数值模拟[J].气象学
556 报,48(4):415-423. Qian Zhengan, Gu Hongdao, Yan Hong. 1990. Numerical
557 simulations of extremely intense rainstorm and Southwest vortex over Sichuan in
558 July of 1981 [J]. ACTA Meteorological Sinica (in Chinese), 48(4): 415-423.

- 559 [20]孙建华,李娟,沈新勇.2015.2013年7月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演
560 变特征[J].气象,41(5):533-543.Sun Jianhua, Li Juan, Shen Xinyong. 2015.
561 Mesoscale System Study of Extreme Rainfall over Sichuan Basin in July 2013[J].
562 Meteorological Monthly (in Chinese), 41(5):533-543.
- 563 [21]陶诗言,卫捷.2006.再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳[J].应用气象学
564 报,17(5):513-525.Tao Shiyan, Wei Jie. 2006. The Westward, Northward Advance
565 of the Subtropical High over the West Pacific in Summer[J]. Journal of Applied
566 Meteorological Science (in Chinese), 17(5):513-525.
- 567 [22]陶诗言,朱福康.1964.夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热
568 带高压进退的关系[J].气象学报, 34(4):387-396.Tao Shiyan, Chu Fukang. 1964.
569 The 100-MB Flow Patterns in Southern Asia in Summer and Its Relation to the
570 Advance and Retreat of the West-Pacific Subtropical Anticyclone over the Far
571 East[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34(4):387-396.
- 572 [23]晏红明,王灵.2019.西北太平洋副高东西变动与西南地区降水的关系[J].应用
573 气象学报,30(3):360-375.Yan Hongming, Wang Ling. 2019. The Relationship
574 Between East-west Movement of Subtropical High over Northwestern Pacific and
575 Precipitation in Southwestern China[J]. Journal of applied Meteorological
576 Science (in Chinese), 30(3):360-375.
- 577 [24]晏红明,肖子牛,薛建军.2021a.初夏西北太平洋副高东西变动对中国南部降水
578 东西差异的影响[J].地球物理学报,64(3):765-781.Yan H M, Xiao Z N, Xue J J.
579 2021a. The influence of east-west displacement of Northwestern Pacific
580 subtropical high on east-west difference of precipitation in southern China in
581 early summer[J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 64(3):765-781.
- 582 [25]晏红明,字侯丞.2021b.夏季副高次季节尺度东西变动特征及其与中国西南降
583 水的关系[J].大气科学,45(1):1-20.Yan Hongming, Zi Yucheng. 2021b.
584 Characteristics of the Subseasonal-Scale Zonal Movement of Subtropical High in
585 Summer and Its Relationship with Precipitation in Southwest China[J]. Chinese
586 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(1):1-20.
- 587 [26]叶殿秀,王遵娅,高荣.2019.1961—2016 年我国区域性暴雨过程的客观识别及
588 其气候特征[J].气候变化研究进展,15(6):575-583.Ye D X, Wang Z Y, Gao R, et
589 al. 2019. Objective identification and climatic characters of the regional rainstorm
590 event in China from 1961 to 2016[J]. Climate Change Research (in Chinese),
591 15(6):575-583.
- 592 [27]岳俊,李国平.2016.应用拉格朗日方法研究四川盆地暴雨的水汽来源[J].热带
593 气象学报,32(2):256-264.Yue Jun, Li Guoping. 2016. Study on the Moisture
594 source of Rainstorms in Sichuan Basin by the Lagrangian Method[J]. Journal of
595 Tropical Meteorology (in Chinese), 32(2):256-264.
- 596 [28]翟丹华,刘德,李强.2014.引发重庆中西部暴雨的西南低涡特征分析[J].高原气

-
- 597 象,33(1):140-147. Zhai Danhua, Liu De, Li Qiang, Wang Zhong. 2014. Feature
598 Analysis of Southwest Vortex Causing Heavy Rain in Western and Middle
599 Chongqing[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33(1):140-147.
- 600 [29]张庆云,陶诗言.2003.夏季西太平洋副热带高压异常时的东亚大气环流特征[J].
601 大气科学, 27(3): 369-380.Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 2003.The Anomalous
602 Subtropical Anticyclone in Western Pacific and Their Association with
603 Circulation over East Asia during Summer[J]. Chinese Journal of Atmospheric
604 Sciences (in Chinese), 27(3):369-380.
- 605 [30]赵思雄,傅慎明.2007.2004年9月川渝大暴雨期间西南低涡结构及其环境场的
606 分析[J].大气科学,31(6): 1059-1075.Zhao Sixiong, Fu Shenming. 2007. An
607 Analysis on the Southwest Vortex and Its Environment during Heavy Rainfall in
608 Eastern Sichuan Province and Chongqing in September 2004[J]. Chinese Journal
609 of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(6):1059-1075.
- 610 [31]周静亚,成秋影.1987.夏季印度季风环流系统与我国长江上游区域性持续暴雨
611 的关系[J]. 气象学报,45(2):179-187.Zhou Jingya, Cheng Qiuying. 1987. The
612 Relationship between Indian Monsoon Systems in Summer and the Continuous
613 Heavy-Rain over Upper Reaches of the Chang Jiang[J]. ACTA Meteorological
614 Sinica (in Chinese), 45(2):179-187.
- 615 [32]周玉淑,颜玲,吴天贻.2019.高原涡和西南涡影响的两次四川暴雨过程的对比
616 分析[J].大气科学,43(4):813-830.Wu Tianyi et al. 2019. Comparative Analysis of
617 Two Rainstorm Processes in Sichuan Province Affected by the Tibetan Vortex and
618 Southwest Vortex[J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),
619 43(4):813-830
620