

肖递祥,杨康权,俞小鼎,等,2017.四川盆地极端暴雨过程基本特征分析[J].气象,43(10):1165-1175.

四川盆地极端暴雨过程基本特征分析*

肖递祥^{1,2,3} 杨康权^{2,3} 俞小鼎⁴ 王佳津^{2,3}

1 成都高原气象研究所,成都 610072

2 四川省气象台,成都 610072

3 高原与盆地气象灾害四川省重点实验室,成都 610072

4 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

提 要: 本文利用实况观测资料和 NCEP 再分析资料,选取 1981—2015 年四川盆地出现的 23 次极端暴雨天气个例,分析了其基本气候特征、主要环流形势、影响系统及中尺度对流环境条件,结果表明:(1)大多数极端暴雨都出现在持续性暴雨过程中,且极端暴雨出现前至少 12 h 已开始出现暴雨,暴雨中心主要出现在盆地西北部和西南部。(2)极端暴雨过程主要出现在 500 hPa 为“东高西低”型和“两高切变”型这两种环流背景形势下,“东高西低”型过程前 24 h 内副热带高压将西伸北抬,过程中仍保持稳定甚至会继续西伸北抬,而“两高切变型”过程前 24 h 内和暴雨过程中,副热带高压动态均无明显规律。(3)有 3 次极端暴雨过程有登陆台风,其外围环流形成的强水汽输送对暴雨有直接影响,6 次过程有远距离海上台风向西或向北移动,对盆地内降水系统东移有一定的阻挡作用,利于强降雨维持。(4)“东高西低”型暴雨主要触发系统是西南低涡和高原低涡,“两高切变”型暴雨主要触发系统是切变线,且 700 hPa 有冷平流入侵,两种类型暴雨在 200 hPa 均为南亚高压东北侧的分流辐散区,暴雨中心均位于低层高比湿区和辐合中心,其中“东高西低”型暴雨低层偏南气流更强,暴雨中心主要位于盆地西北部,而“两高切变”型暴雨低层偏南气流更弱,暴雨中心位于盆地西南部的频次更高。(5)极端暴雨过程具有低层高比湿、整层相对湿度大、暖云层厚、CAPE 呈狭长形态、垂直风切变小等特征,因此降水效率高,同时 850 hPa 比湿和假相当位温具有显著正距平,过程结束后 850 hPa 假相当位温明显下降。并据此建立了四川盆地极端暴雨概念模型,可供今后极端性过程的预报参考。

关键词: 极端暴雨,四川盆地,副热带高压,环境条件

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.10.001

Characteristics Analyses of Extreme Rainstorm Events in Sichuan Basin

XIAO Dixiang^{1,2,3} YANG Kangquan^{2,3} YU Xiaoding⁴ WANG Jiajin^{2,3}

1 Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610072

2 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

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

4 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: An analysis of the climatic characteristics, circulation situation, impact system and mesoscale convective environmental conditions in 23 extreme rainstorm events in Sichuan Basin during 1981—2015 is performed by using conventional data and NCEP/NCAR reanalysis data. It is found that: (1) most extreme rainstorm events occur in continuous rainstorm processes, and rainstorms start ahead of the extreme storms, with rainstorm centers mainly in the northwest and southwest of Sichuan Basin. (2) The extreme rainstorm events occur mainly under the 500 hPa circulation background of “east-high pressure and west-low-pressure” and “shear between two high-pressure”. Subtropical high would stretch toward northwest in

* 国家自然科学基金面上项目(41275052)、国家自然科学基金重点项目(91337215)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)共同资助

2016 年 12 月 1 日收稿; 2017 年 3 月 20 日收修定稿

第一作者:肖递祥,主要从事天气预报及暴雨预报技术研究. Email:5955532@qq.com

24 h during the rainstorm process in the “east-high-pressure and west-low-pressure” pattern. But subtropical high acts irregularly during the rainstorm process in the type of the “shear between two high-pressure”. (3) Three extreme rainstorm events occur with landing typhoon, and the strong water vapor transportation formed by the outer circulation of typhoon has a direct impact on the heavy rain. Six extreme rainstorm events occur because of the blocking effect of the long-distance sea typhoon moving to west or north, and it is conducive to the maintenance of the heavy rain. (4) The main trigger system of the “east-high-pressure and west-low-pressure” is the southwest vortex and the plateau vortex while the main trigger system of the “shear between two high-pressure” is the shear line, and the 700 hPa level has cold advection invasion. Two types of rainstorms occur on the divergence zone of the northeastern part of South Asia high pressure at 200 hPa, and the rainstorm center is located in the low-level high specific humidity area and convergence center. The stronger southerly airflow in the type of “east-high pressure and west-low-pressure” makes the rainstorm center located in the northwest of the basin, and the weaker southerly airflow in the type of “shear between two high-pressure” causes the rainstorm center to stay in the southwest of the basin. (5) The characteristics of high specific humidity in the low level, high relative humidity in the whole layer, thick warm clouds, long and narrow CAPE, small vertical wind shear, high efficiency precipitation, and positive anomalies of 850 hPa humidity and pseudo-equivalent temperature appear during the extreme rainstorm processes. And the 850 hPa pseudo-equivalent potential temperature significantly decreases after the rainstorm. Based on the above, the conceptual model of extreme rainstorm in Sichuan Basin has been built, and it would benefit the operation of prediction.

Key words: extreme rainstorm, Sichuan Basin, subtropical high, environmental conditions

引 言

暴雨是四川盆地最为严重的气象灾害,尤其是极端性的暴雨,极易引发洪涝、山洪、泥石流等自然灾害,造成严重的人员伤亡和巨大的经济损失,例如 2013 年 7 月 8—11 日,四川盆地西部出现了一次极端暴雨过程,其中 8 日 20 时至 9 日 20 时都江堰本站降雨量达到 415.9 mm,区域站最大超过 700 mm,极端性降水造成了极端性的自然灾害,共造成 59 人死亡、174 人失踪,直接经济损失达 203 亿元(谭小平,2013)。近年来,国内气象专家加强了对极端暴雨天气的研究;谌芸等(2012)、孙军等(2012)、俞小鼎(2012)、赵洋洋等(2013)对 2012 年北京“7·21”极端性暴雨过程的中尺度对流系统及其环境场条件、形成极端性降水主要原因和大尺度环流形势的极端性等问题进行了研究,孙继松等(2015)选取了 2006—2013 年北京地区发生的 10 次极端暴雨事件,研究了不同类型极端性暴雨的中尺度特征;张家国等(2015)对大别山西侧出现的一次极端强降水过程的中尺度对流系统发生发展过程、结构和传播特征进行了研究;江漫和漆梁波(2016)通过建立

综合指数,对台风造成的极端降水进行了研究。

四川盆地的暴雨天气过程一直是广大气象工作者研究的重点,并取得了不少对于实际预报非常有意义的研究成果(钱正安等,1990;陈忠明等,2004;顾清源等,2009;孙俊等,2014;孙建华等,2015),但以往的研究主要是针对单个例的暴雨成因或西南低涡等特定天气系统,缺乏基于多次暴雨过程尤其是极端暴雨的研究。为加强对四川盆地极端暴雨过程的认识,本文利用 1981—2015 年的高空和降水观测资料、NCEP 再分析资料,对四川盆地的极端暴雨过程的基本气候特征、主要环流形势、影响系统及环境物理量进行了初步的分析。

1 资料与方法

暴雨过程统计利用 1981—2015 年四川盆地 103 个国家气象观测站点(不含峨眉山高山站)实况降水资料。对于四川盆地极端暴雨过程,此前并没有明确的定义,本文结合四川本地气候背景,将满足以下 2 个条件之一的降水过程定义为一次极端暴雨过程:

(1) 24 h 降水量(20—20 时或 08—08 时)有 10

个及以上站点 ≥ 100 mm 并且至少有 1 个站点超过 250 mm；

(2) 24 h 降水量(20—20 时或 08—08 时)有 1 个及以上站点 ≥ 400 mm。

当同一个暴雨日在 08—08 时和 20—20 时均满足极端暴雨过程条件时,以暴雨中心值最大的时段作为暴雨日统计。

对于一次暴雨过程,以 24 h 降雨量(20—20 时或 08—08 时)有 5 个及以上站点 ≥ 50 mm 作为过程起止时间。文中将持续时间达 48 h 以上的暴雨过程定义为一次持续性暴雨过程。

高空环流形势分析,合成平均场分析利用 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ NCEP 再分析资料,其余均利用实况观测资料。

探空物理量统计,选择暴雨中心邻近站点作为代表站(探空站点和暴雨中心点具体位置见图 1),其中出现在盆地西部的个例,均选取成都站,盆地东部的个例选择就近的达州或重庆站,为消除日变化影响,统计时次统一使用暴雨临近时刻 20 时,其中 08—08 时段的个例选取前一天 20 时进行统计。

2 气候特征

根据上述标准,1981—2015 年四川盆地共出现了 23 次极端暴雨过程,其中有 16 次(占 70%)个例的暴雨中心值为本站建站以来历史最大日雨量记录,其余 7 次分别在本站建站以来最大日雨量中排第二至第五位。

从出现频次来看,接近年平均 1 次,1998 和 2010 年出现次数最多,均为 3 次。所有过程均出现

在 6—9 月,其中 7 月出现次数最多,达到 10 次,其次是 8 月,有 6 次,9 和 6 月各出现 4 和 3 次,最早出现时间是 6 月 25 日,发生在 1987 年,最晚出现时间是 9 月 16 日,发生在 1998 年。

四川盆地位于青藏高原以东,秦岭高地以南,西面的龙门山呈东北—西南走向,对偏东气流有明显的强迫抬升作用,北面的大巴山呈准东西走向,对偏南气流也有一定的强迫抬升作用,研究表明,青藏高原和秦巴山区地形对四川盆地暴雨具有明显的增幅作用(郁淑华等,1998;李川等,2006;黄永杰和崔晓鹏,2016;王沛东和李国平,2016),盆地西部和东北部是暴雨多发区。从极端暴雨中心频次和 23 次过程平均降雨量的空间分布(图 1)来看:暴雨落区和强度分布也与四川盆地地形密切相关,暴雨极值中心和平均降雨量 50 mm 以上的站点主要出现在盆地西部沿龙门山一线;盆地西北部(绵阳—成都一线,下同)暴雨极值出现次数最多,达 12 次(占 52%),其中北川、江油和绵竹一带为高频中心,共出现 6 次;其次是盆地西南部(乐山—眉山一线,下同)共出现 8 次(占 35%),峨眉为高频中心,共出现 4 次,23 次过程的平均雨量超过 100 mm;其余 3 次出现在大巴山南侧的盆地东北部(达州—遂宁一线,下同)。

研究表明(白爱娟等,2011;胡迪和李跃清,2015;宇如聪和李建,2016),受青藏高原大地形的影响,四川盆地降雨具有显著日变化,呈现夜间单峰值特征,对于四川盆地的极端性暴雨过程,同样表现出了典型的夜雨特征,在 23 次过程中,暴雨中心夜间(20—08 时)降雨量大于白天(08—20 时)的过程有 16 次(占 70%),夜间降雨量平均占比为 62%,白天

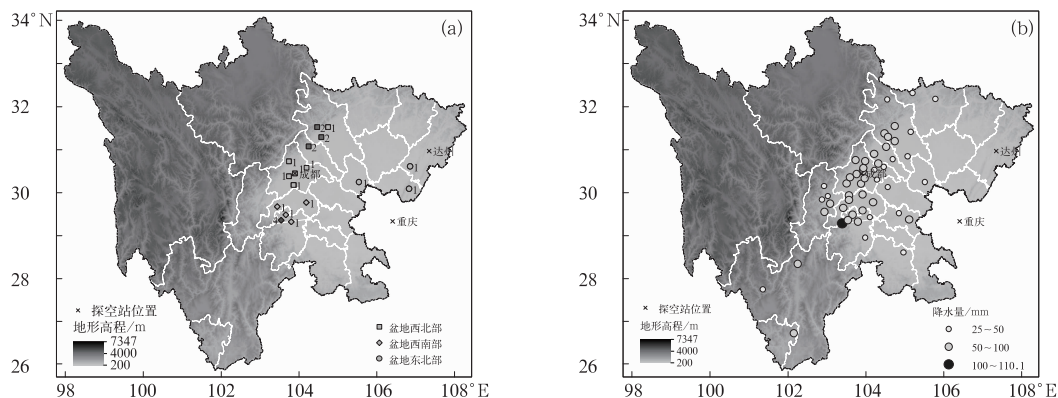


图 1 极端暴雨中心频次分布(a)及过程平均降雨量(b)

Fig. 1 Frequency distribution (a) and average rainfall (b) of the extreme rainstorm processes

为 38%。

图 2 给出了 23 次极端暴雨个例出现期间, 整个暴雨过程的持续时间及极端暴雨在各次过程中的出现时段(如对于个例 1, 暴雨过程出现的时间是 1981 年 7 月 10 日 20 时至 14 日 08 时, 暴雨过程持续时间是 108 h, 极端暴雨出现在 7 月 12 日 20 时至 13 日 20 时, 对应在此次过程中的出现时间段即为 72~96 h), 由图可见: 有 16 次(占 70%)暴雨过程持续

时间达到 48 h 以上、最长的一次达到 108 h, 出现在这 16 次持续性暴雨过程中的极端暴雨个例, 有 11 次(占 69%)个例都是在极端暴雨开始前至少 12 h 就已经开始出现暴雨, 其中又以暴雨开始后 24~48 h 出现极端暴雨过程居多, 达 8 次(占 50%); 而其余 7 次持续时间 ≤ 36 h 的极端暴雨个例, 极端暴雨均出现在前 24 h, 即暴雨开始时就出现了极端暴雨。

表 1 1981—2015 年四川盆地极端暴雨过程个例统计

Table 1 Statistics of the extreme rainstorm events during 1981—2015 in Sichuan Basin

个例	日期/ 年.月.日	时段/BT	暴雨落区	≥ 100 mm 站数	暴雨中心 雨量/mm	暴雨中心站 点(区域)	暴雨中 心历史 排位	20—08 时 降雨占 比/%	08—20 时 降雨占 比/%
1	1981.7.13	20—20	盆地大部	34	299.6	新都(西北)	1	42	58
2	1982.9.5	20—20	盆地西部	15	273.2	夹江(西南)	1	69	31
3	1983.8.17	20—20	盆地西部	13	314.7	峨眉(西南)	3	85	15
4	1984.7.29	20—20	盆地西部	16	379.0	新津(西北)	1	61	39
5	1987.6.25	08—08	盆地西部	17	348.9	安县(西北)	1	33	67
6	1987.7.9	08—08	盆地西部	11	277.0	绵竹(西北)	1	75	25
7	1990.9.2	20—20	盆地西部	10	265.9	峨眉(西南)	5	86	14
8	1991.6.29	08—08	盆地东部、中部	12	259.2	邻水(东北)	1	84	16
9	1993.7.29	20—20	盆地西部、南部	7	524.7	峨眉(西南)	1	58	42
10	1995.8.11	20—20	盆地西部	22	266.3	崇州(西北)	1	45	55
11	1995.8.23	08—08	盆地西部	17	415.0	峨眉(西南)	2	85	15
12	1996.7.28	20—20	盆地西部	16	410.8	洪雅(西南)	1	22	78
13	1997.8.15	20—20	盆地西部	12	311.7	北川(西北)	2	79	21
14	1998.7.5	08—08	盆地西部	10	300.2	温江(西北)	1	26	74
15	1998.8.19	08—08	盆地西部、中部	10	275.5	安县(西北)	4	53	47
16	1998.9.16	08—08	盆地西部	11	262.0	北川(西北)	3	81	19
17	2004.9.4	20—20	盆地东部	11	272.9	渠县(东北)	1	91	9
18	2008.7.20	08—08	盆地西部、中部	11	288.4	江油(西北)	1	55	45
19	2010.7.17	20—20	盆地东部、西南部	15	257.6	乐山(西南)	2	90	10
20	2010.7.25	20—20	盆地西部	16	284.5	仁寿(西南)	1	90	10
21	2010.8.19	20—20	盆地西部	15	292.5	绵竹(西北)	1	31	69
22	2013.6.30	08—08	盆地大部	7	415.9	遂宁(东北)	1	26	74
23	2013.7.9	20—20	盆地西部	12	415.9	都江堰(西北)	1	69	31

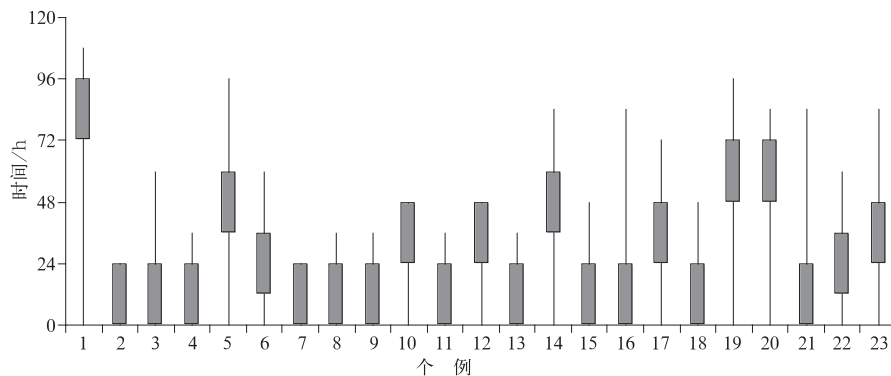


图 2 暴雨过程持续时间(线状)及极端暴雨在暴雨过程中的出现时段(阴影柱状)

Fig. 2 Durations of rainstorm processes (linear) and time periods of extreme rainstorm occurrence in the rainstorm processes (shadow column)

3 环流形势特征

暴雨是由多尺度天气系统共同作用造成的,四川盆地暴雨与副热带高压(以下简称副高)位置和动态、台风活动、西南低涡和高原低涡等因素密切相

关,极端暴雨的产生必然需要更加有利的环流背景条件和触发系统,为分析极端暴雨天气突出的环流特征,本文对 23 次极端暴雨两个例期间的相关系数进行了统计(表 2),下面结合表 2 的统计结果逐一进行叙述。

表 2 四川盆地极端暴雨过程期间主要环流特征及影响系统

Table 2 Main circulation situation and impact system during the extreme rainstorm events in Sichuan Basin

环流背景	东高西低型 13 次(56%)	两高切变型 8 次(35%)	其他类型 2 次(9%)	
	类型	西伸(北抬)	稳定	东退(南压)
副高动态	东高西低型(过程前)	9 次(69%)	3 次(23%)	1 次(8%)
	东高西低型(过程中)	6 次(46%)	6 次(46%)	1 次(8%)
	两高切变型(过程前)	2 次(25%)	3 次(38%)	3 次(38%)
	两高切变型(过程中)	3 次(38%)	2 次(25%)	3 次(38%)
台风活动	总计	外围环流直接影响	间接阻挡作用	
	9 次(39%)	3 次(13%)	6 次(26%)	
西南低涡和高原低涡活动	西南低涡影响	高原低涡影响	高原低涡和西南低涡共同影响	
	17 次(74%)	9 次(39%)	8 次(35%)	

3.1 环流背景

本文分析了 23 次极端暴雨过程临近时次的 500 hPa 环流背景,主要有两种形势,最多的是“东高西低”型(共出现 13 次,占 56%),其次是“两高切变”型(共出现 8 次,占 35%);有 2 次个例出现在上述两种形势之外的非典型背景之下。

图 3 给出了“东高西低”和“两高切变”两种主要类型在暴雨临近时次的平均场,由图可见:“东高西低”型暴雨形势,副高平均脊线位于 25°N 附近,588

dagpm 线西脊点位于 115°E 附近,四川盆地处于副高西北侧,850 hPa 在副高外围有一支较强的偏南气流向四川盆地输送水汽,贵州至四川盆地的平均 V 分量为 6~8 m·s⁻¹,500 hPa 青藏高原到四川盆地为低值系统控制,槽线位于 110°E 附近,高原低槽(涡)东移,槽前正涡度平流诱发西南低涡生成或发展,触发暴雨;“两高切变”型暴雨形势,副高出现断裂,残留在我国内陆的高压环流与青藏高原 588 dagpm 线连通,呈东西带状分布,暴雨发生在两高之间的切变流场之中,切变线呈东北—西南向,位于

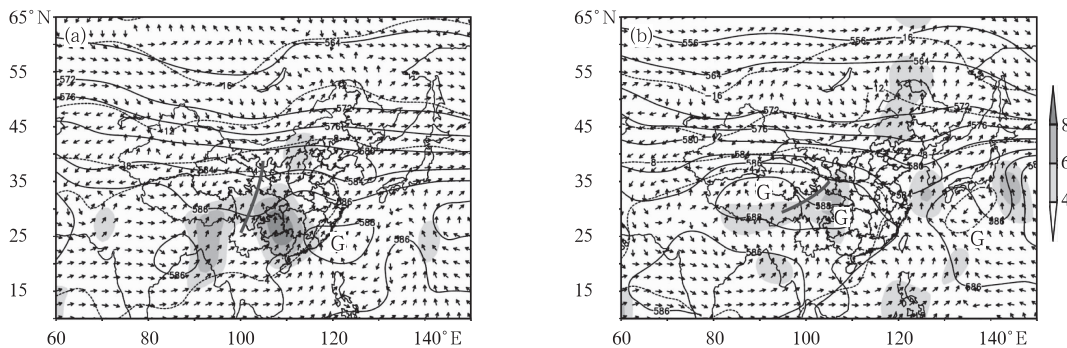


图 3 “东高西低”型(a)和“两高切变”型(b)500 hPa 平均高度(实线,单位:dagpm)、温度场(虚线,单位: °C)、850 hPa 平均风场和 V 分量(阴影,单位: m·s⁻¹)

Fig. 3 The 500 hPa mean height (solid line, unit: dagpm) and mean temperature field (dotted line, unit: °C), the 850 hPa mean wind field and V component (shadow, unit: m·s⁻¹) of the “east-high-pressure and west-low-pressure” pattern (a) and “shear between two high-pressure” pattern (b)

川西高原北部至西藏东部,另外,850 hPa 贵州至四川盆地的平均 V 分量为 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,明显弱于“东高西低”型形势。亚洲中纬度地区两种类型均为纬向环流,“两高切变”型短波槽较为平浅,“东高西低”型短波槽更为明显,在贝加尔湖西侧至我国陕甘地区有一低槽、并伴有 -4°C 的温度槽,与四川盆地的低值系统形成同位相叠加。

“东高西低”型过程,由于 850 hPa 偏南风较强,暴雨中心位置更为偏北,位于盆地西北部和东北部。“两高切变”型过程,由于 588 dagpm 线位置更为偏西,暴雨极值中心均出现在盆地西部。另外,由于 850 hPa 贵州至四川盆地偏南风更强,水汽输送更加有利,“东高西低”型暴雨强度总体较“两高切变”型更强,两种类型暴雨 100 mm 以上平均站数分别为 14.2 和 13.3 站,其中“东高西低型”暴雨中心雨量超过一半的过程(7/13)都在 300 mm 以上,而“两高切变型”暴雨中心雨量大都(6/8)在 300 mm 以下。

3.2 副高动态

副高是影响我国夏季雨带分布的主要天气系统之一,研究表明(肖洪郁和郁淑华,2003;四川省气象局,2014),四川盆地的暴雨过程与副高活动关系密切,当有高原低值系统东移,无论西太平洋副高西伸北抬还是东退南撤,都有可能引发一次暴雨天气过程,当副高对东移的高原低值系统形成阻挡时,可使得强降雨稳定少动,降雨增强。

对比两类主要极端暴雨过程期间副高动态发现,“东高西低”型暴雨过程前 24 h 内,副高以西伸北抬(10/13)为主,在暴雨过程期间,副高保持稳定(6/13)甚至会继续西伸北抬(6/13),仅有 1 次过程副高减弱东退,副高的西伸北抬一方面有利于其外围水汽向四川盆地输送,另一方面对东移至四川盆地的高原低值系统形成阻挡,利于强降水维持;“两高切变”型暴雨过程前 24 h 内和暴雨过程中,副高动态均无明显规律,西伸北抬、稳定少动和东退南压三种形势出现的频率相当,这与此种类型过程临近时副高位置更为偏西有关。

3.3 台风活动

研究表明(陈联寿,2006;侯建忠等,2006;康岚等,2013),台风对降水的影响不仅限于我国东南沿海地区,远距离台风对内陆地区同样可以产生明显

的影响,其中康岚等(2013)研究了 2000—2010 年在 $15^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 、 $103^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 区域内的台风活动对四川暴雨的影响:“台风西进有利于副高稳定,进而对东移的西风带系统形成阻挡,另一方面,台风外围环流可以起到水汽输送的作用。”本文统计了 23 次极端暴雨个例期间的台风活动情况,共有 9 次个例在 $15^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 、 $103^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 区域内有台风活动,台风的影响作用与康岚等(2013)的研究结论一致,在 9 次有台风影响的个例中,其中 3 次为登陆台风,其外围东南气流向四川盆地形成强烈水汽输送,对暴雨产生了直接影响,另外 6 次为远距离海上台风,台风向偏西或偏北方向移动,有利于副高的稳定或西伸北抬,进而对东移至四川盆地的高原低值系统形成间接的阻挡作用(顾清源等,2009),有利于强降水维持更长时间,影响作用与副高的西伸北抬类似;从台风的活动区域来看,5 次来自南海,4 次来自东海;从台风的移动路径来看,8 次为西北路径,1 次为偏西路径。

3.4 西南低涡和高原低涡活动

四川盆地地处青藏高原东侧,研究表明(陈忠明等,2004;周春花等,2009;赵玉春和王叶红,2010;孙俊等,2014;周森等,2014),700 hPa 西南低涡和 500 hPa 高原低涡是触发四川盆地暴雨的主要天气系统。本文统计了 23 次极端暴雨过程的主要触发系统,发现 700hPa 出现西南低涡的个例有 17 次,其中“东高西低”型环流形势下出现频率高达 92% (12/13),暴雨中心出现在西南低涡右侧,500 hPa 出现高原低涡的个例有 9 次(占 39%),其中 8 次都出现在“东高西低”型形势下,并且诱发了西南低涡生成,当高原低涡和西南低涡形成耦合时,将形成深厚的正涡度柱和强烈的垂直上升运动,从而引发持续性强降雨,其中 1981 年 7 月 13 日(个例 1)和 1995 年 8 月 11 日(个例 10)分别造成了 34 站和 22 站 100 mm 以上的强降雨,是 23 次极端暴雨过程中大暴雨范围最大的两次个例,2013 年 6 月 30 日造成遂宁出现 415.9 mm 强降雨,不仅超过了本站建站以来历史纪录,在 23 次极端暴雨个例中,也排列第二位。

4 中尺度对流环境条件分析

雨强(R)可以表达为 $R = kE\omega q$ (Doswell et al, 1996),其中, E 为降水效率, ω 是云底上升气流速

度, q 为云底比湿, ωq 为云底水汽通量, k 为比例系数。某一地区的降雨量大小主要取决于降水效率和持续时间, 孙军等(2012)和俞小鼎(2012)对北京“7·21”极端性暴雨研究表明, 高降水效率是造成极端性降水的重要原因之一。降水效率与环境条件密切相关, 对流层整层相对湿度大、暖云层(抬升凝结高度至 0°C 层高度之间)厚度大、垂直风切变小, 降水效率越高(俞小鼎, 2013)。

实际过程中, 有利于较大对流雨强的环境大致可分为两大类(樊李苗和俞小鼎, 2013; 俞小鼎, 2013): 第一类是低层露点值较大, 整层相对湿度较大, 温度直减率接近但略高于湿绝热直减率, CAPE 形态呈狭长型; 第二类是低层露点值较大, 相对湿度高的层结从地面延伸到地面以上 1.5 km 高度或更高, 上面存在干层。统计过程临近时次 $T\text{-log}p$ 图发现: 绝大多数极端暴雨个例都属于第一种类型, 其共同点是垂直风切变小, 低层高能高湿, 850 hPa 露点温度在 18°C 以上, 比湿在 $15\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上, 高相对湿度的湿层非常深厚, 通常在 400 hPa 以上甚至整层均为高湿, 不同点是 CAPE 值差异较大, 多数个例(15/23, 占 65%) CAPE 值大小在 $1000\sim 2000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 呈狭长型(如图 4a 所示); 但也有部分个例(6/23, 占 26%) 的温度直减率非常接近于湿绝热直减率, CAPE 值在 $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以下(如图 4b 所示), 理论上讲, 在 CAPE 不太大情况下, 如果云底比湿 q (或露点 T_d) 很高, 降水效率 E 很高, 则雨强也会很大(俞小鼎, 2013), 这种类型探空均出现在“东高西低”型形势下, 由于有较强偏南风持续输送暖湿

气流, 盆地内低层露点很高, 例如 1996 年 7 月 28 日出现的极端暴雨, 27 日 20 时成都探空的 CAPE 值仅为 $279\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 但 850 hPa 露点高达 21°C 、850 hPa 比湿高达 $18.4\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。有极少数个例(2/23, 占 9%) 属于第二种类型(如图 4c 所示), 低层同样为高能高湿, 高相对湿度区达到 600 hPa, 500~300 hPa 层存在干层, CAPE 值在 $2000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上, 但干层和垂直风切变均不如典型第二类形势(俞小鼎, 2013), 不利于出现对流性大风和冰雹天气, “东高西低”型和“两高切变”型形势下各出现了一次此种类型探空。

本文还进一步统计了 23 次过程的 850 和 700 hPa 比湿(表征低层水汽含量)、850 和 500 hPa 假相当位温(表征低层和中层温湿结构和层结条件)、 0°C 层高度和抬升凝结高度(表征暖云层厚度)及其相对于当月平均值及暴雨日距平。由统计结果(表 3)可以看出: (1)除了湿层深厚外, 极端暴雨还具有低层高比湿、暖云层厚、大气层结对流不稳定等特征, 为典型高降水效率的对流性降水; (2)极端暴雨临近时, 850、700 hPa 比湿及 850、500 hPa 假相当位温较前一日都有所上升, 并明显高于当月平均值和当月暴雨日平均值, 表明低层为异常暖湿空气, 并且中层也有增温增湿, 在暴雨过程中, 上述要素还有小幅上升, 深厚暖湿气流特征更加明显, 而在暴雨结束时, 上述要素值均有所下降, 尤其是 850 hPa 假相当位温平均降幅为 7.9°C , 表明过程期间, 有明显的冷空气入侵; (3)暴雨过程临近时, 0°C 层高度相对于当月平均值偏高, 抬升凝结高度偏低, 表明暖云层深

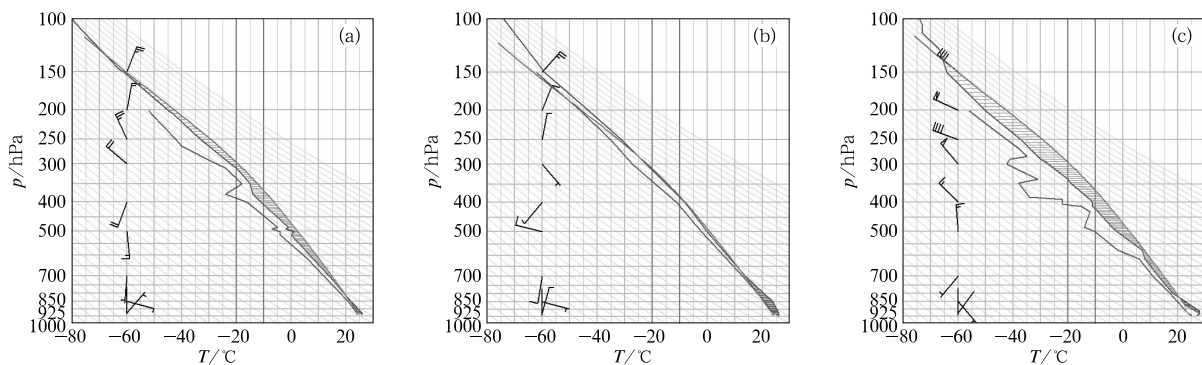


图 4 极端暴雨过程临近时次 $T\text{-log}p$ 图

(a) 第 1 种类型典型个例 1(2013 年 7 月 8 日 20 时, 成都), (b) 第 1 种类型典型个例 2(1996 年 7 月 27 日 20 时, 成都), (c) 第 2 种类型典型个例(2008 年 7 月 19 日 20 时, 成都)

Fig. 4 $T\text{-log}p$ of the extreme rainstorm events

(a) typical case 1 of the first types at 20:00 BT 8 July 2013, Chengdu; (b) typical case 2 of the first types at 20:00 BT 27 July 1996, Chengdu; (c) typical case of the second types at 20:00 BT 19 July 2008, Chengdu

表 3 四川盆地极端暴雨过程中尺度对流环境条件分析
Table 3 Mesoscale convective environmental condition during the extreme rainstorm events in Sichuan Basin

	极端暴雨临近时平均值	相对于当月平均值距平	相对于当月所有暴雨日平均值距平	暴雨临近时 24 h 变量平均值	暴雨过程中 24 h 变量平均值	暴雨结束时 24 h 变量平均值
850 hPa 比湿/ $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	16.0	3.0	0.6	1.1	0.6	-1.9
700 hPa 比湿/ $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	11.4	2.9	0.6	1.7	0.5	-0.7
850 hPa $\theta_{\text{se}}/^\circ\text{C}$	83.5	10.6	2.0	2.6	0.8	-7.9
500 hPa $\theta_{\text{se}}/^\circ\text{C}$	75.5	5.7	1.5	1.8	4.0	0.8
0°C 层高度/m	5612	271	21	-39	-21	-53
抬升凝结高度/m	1392	-277	-20	-230	-257	-49

厚,但与一般暴雨日的平均值相比,差异不大;(4)从各要素的具体值看,850 hPa 比湿和假相当位温在过程临近时异常偏高的特征最为显著,其中850 hPa 比湿平均值高达 $16.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,相对于当月平均值距平和当月暴雨日分别偏高 3.0 和 $0.6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,850 hPa 假相当位温平均值高达 83.5°C ,相对于当月平均值距平和当月暴雨日分别偏高 10.6 和 2.0°C 。

图 5 分别给出了具体 23 次极端暴雨过程临近时次 850 hPa 比湿和假相当位温及对应当月平均值

和所有暴雨日的平均值;850 hPa 比湿在 $14.3 \sim 18.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,并且均大于当月平均值,有 18 次过程临近时较当月平均值偏大 $2.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,与当月出现暴雨过程平均值相比,也有 15 次过程偏大 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右;850 hPa 假相当位温在 $75.2 \sim 93.8^\circ\text{C}$,并且均明显大于当月平均值,有 20 次过程临近时较当月平均值偏高 5.0°C 以上,11 次过程偏高 10°C 以上,与当月出现暴雨过程平均值相比,也有 16 次过程偏高 5°C 左右。

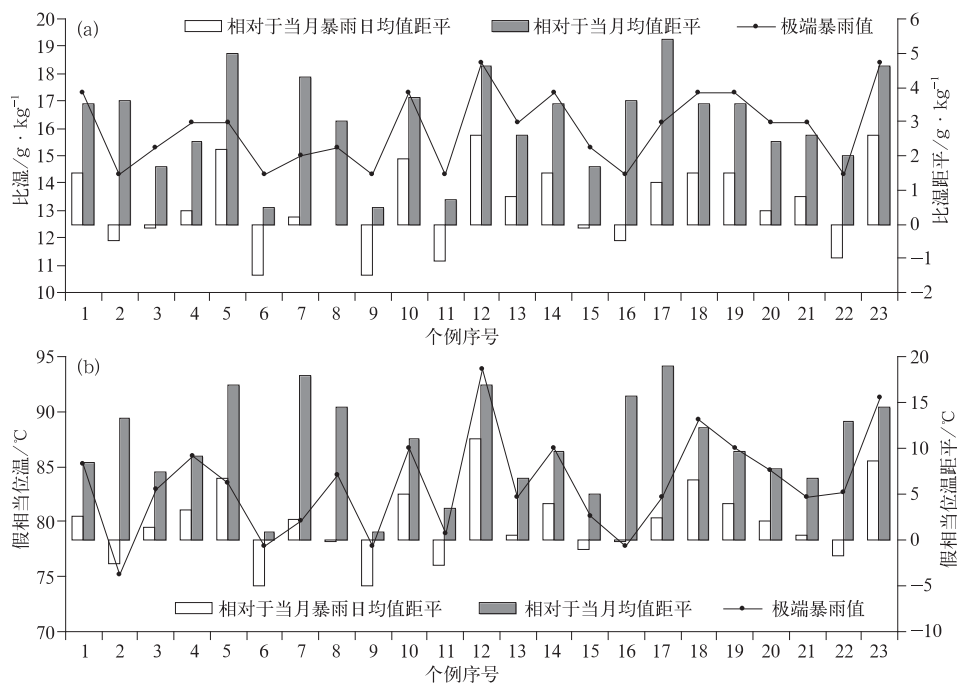


图 5 23 次极端暴雨过程临近时次 850 hPa 比湿(a)和假相当位温(b)及对应当月平均值和月暴雨日平均值

Fig. 5 The 850 hPa specific humidity (a) and pseudo-equivalent temperature (b) during the 23 extreme rainstorm events and its average of the corresponding month and the average days of monthly rainstorms

5 概念模型

在环流特征和中尺度对流环境条件分析的基础上,本文选取“东高西低”和“两高切变”型环流形势下,暴雨中心分别出现在盆地西北部、西南部和东北部,降雨量最大的一次过程做为典型个例,总结了不同环流类型和不同暴雨中心的极端暴雨概念模型(图 6)。

“东高西低”型过程共出现 13 次,其中暴雨中心位于盆地西北部的有 10 次,降雨量最大的过程出现在 2013 年 7 月 9 日(个例 23),位于盆地东北部的有 3 次,降雨量最大的过程出现在 2013 年 6 月 30 日(个例 22)。综合分析 13 次个例发现,“东高西低”型暴雨的主要特点是,500 hPa 高原低槽(涡)东移,槽前正涡度平流诱发 700 hPa 西南低涡(出现频次为 12/13)生成或发展,700 hPa 云贵至盆地的西南

风和 850 hPa 贵州至盆地的东南风均有所加强,宜宾、重庆两站的最大风速可加大至 $10\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,研究表明(肖递祥等,2013),盆地暴雨与其东南侧的偏南气流增强有密切关系,暴雨区上风方的偏南气流增强,不仅可以为暴雨输送水汽和不稳定能量,而且还可以在暴雨区形成正涡度辐合和风速辐合;另外,在 200 hPa 为南亚高压东北侧的分流辐散区,形成了低层辐合和高层辐散配置,有利于深厚对流的发展和维持。图 6a 和 6b 分别给出了两次典型个例的概念模型,由图可以进一步看出:尽管暴雨出现在副高西侧,但暴雨落区和中心位置与副高位置并无必然联系,并不是副高 588 dagpm 线越偏西,暴雨落区就越偏西,暴雨落区主要取决于 500 hPa 低槽(涡),700 hPa 西南急流、西南低涡位置和 850 hPa 盆地偏东风分量大小,暴雨中心位于 700 hPa 西南低涡右侧、西南急流左侧及 850 hPa 气旋性辐合区或低涡中心附近;暴雨出现在盆地西部时,850 hPa

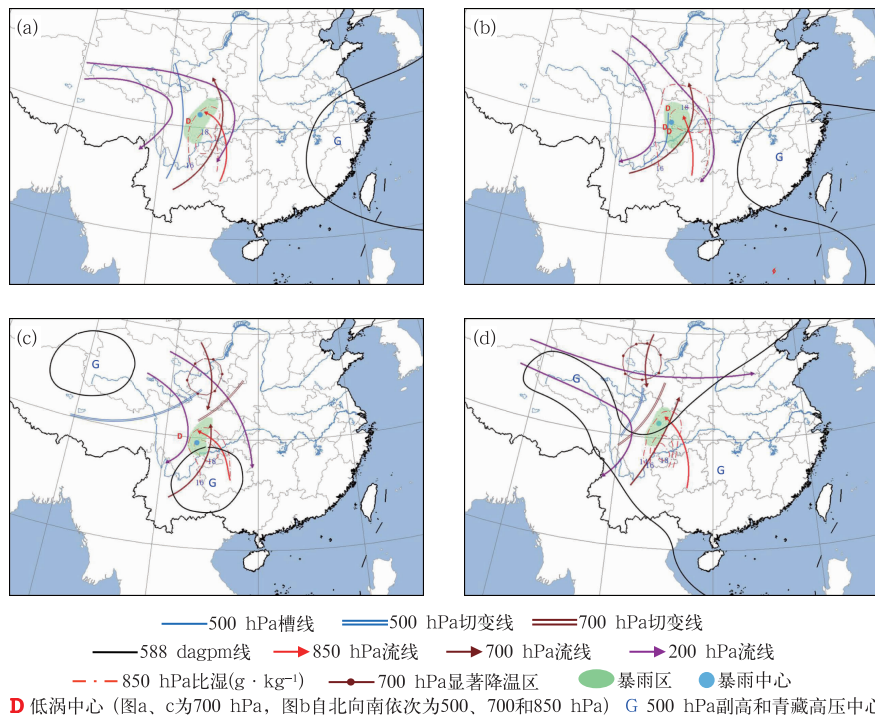


图 6 极端暴雨典型个例概念模型

(a)“东高西低”型-暴雨中心在盆西北(个例 23), (b)“东高西低”型-暴雨中心在盆东北(个例 22),
 (c)“两高切变”型-暴雨中心在盆西南(个例 9), (d)“两高切变”型-暴雨中心在盆西北(个例 21)

Fig. 6 The conceptual model of the typical cases

(a) rainstorm center in northwestern Sichuan Basin of the “east-high-pressure and west-low-pressure” pattern (case 23),
 (b) rainstorm center in northeastern Sichuan Basin of the “east-high-pressure and west-low-pressure” pattern (case 22),
 (c) rainstorm center in southwestern Sichuan Basin of the “shear between two high-pressure” pattern (case 9),
 (d) rainstorm center in northwestern Sichuan Basin of the “shear between two high-pressure” pattern (case 21)

盆地东南风的偏东风分量大,在盆地西部形成气旋性辐合,暴雨出现盆地东部时,850 hPa 盆地以偏南风为主,在盆地中部有低涡生成,与 700 hPa 西南低涡、500 hPa 高原低涡形成耦合,为暴雨发展提供了非常有利的动力条件;暴雨发生时,850 hPa 盆地大部都为 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的高比湿区,最大可达 $18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,但暴雨中心并不是出现在比湿最大的区域,也并不是所有的高比湿区都会出现暴雨。

“两高切变”型过程共出现 8 次,其中暴雨中心位于盆地西南部的有 5 次,降雨量最大的过程出现在 1993 年 7 月 29 日(个例 9),位于盆地西北部的有 3 次,降雨量最大的过程出现在 2010 年 8 月 19 日(个例 21)。“两高切变”型暴雨出现在青藏高压和副高之间的切变流场之中,综合分析 8 次个例发现,500 和 700 hPa 触发系统均以切变线为主,西南低涡活动频次(3/8)明显低于“东高西低”型,盆地内 700 hPa 西南风和 850 hPa 东南风风速也弱于“东高西低”型,暴雨发生时宜宾和重庆最大风速在 $6 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。图 6c、6d 给出了两次典型个例的概念模型;与“东高西低”型主要差异在于,700 hPa 河西走廊有一支伴有负变温的偏北风,引导冷平流与盆地内的暖湿气流交汇,触发对流,另外,由于四川盆地偏南风更弱,水汽输送条件不如“东高西低”型强,850 hPa $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的高比湿区主要在盆地南部,这也是此类暴雨中心出现在盆地西南部的频次更高的原因之一;与“东高西低”型类似的形势是,200 hPa 仍为南亚高压东北侧的分流辐散区,暴雨出现在低层高比湿、辐合和高层辐散区,当盆地内 850 hPa 偏东风分量更大时,暴雨中心位于盆地西南部,偏南风分量更大时,暴雨中心位于盆地西北部。

6 结 论

本文选取了 1981—2015 年期间,四川盆地出现 24 h 降水量(20—20 时或 08—08 时)有 10 个及以上站点 $\geq 100 \text{ mm}$ 并且至少有 1 个站点超过 250 mm 或有 1 个站点 $\geq 400 \text{ mm}$ 的 23 次极端暴雨天气过程,结合环流背景及暴雨临近时、过程中和过程后的探空物理量,对极端暴雨过程的基本特征进行了分析,得出了如下主要结论:

(1) 极端暴雨主要出现在盆地西部,暴雨中心出现在盆地西北部次数最多,达 12 次(占 52%),其

次是盆地西南部,有 8 次(占 35%),其余 3 次出现在盆地东北部。大多数极端暴雨(占 70%)出现在持续性暴雨过程中,并且都是在极端暴雨开始前至少 12 h(占 69%)就已经开始出现暴雨;而暴雨持续时间 $\leq 36 \text{ h}$ 的过程,极端暴雨均出现在前 24 h。

(2) 极端暴雨过程主要出现在 500 hPa 为“东高西低”型和“两高切变”型这两种环流背景形势下,“东高西低”型暴雨过程前 24 h 内,副高以西伸北抬为主,过程中仍保持稳定甚至会继续西伸北抬,而“两高切变”型暴雨过程前 24 h 内和暴雨过程中,副高动态均无明显规律,西伸北抬、稳定少动和东退南压三种形势出现的频次相当。

(3) 在 23 次极端暴雨过程中,3 次过程有登陆台风,其外围环流对暴雨有直接水汽输送作用,6 次过程有远距离海上台风影响,台风向偏西或偏北方向移动,有利于副高的稳定或西伸北抬,进而对东移至四川盆地的高原低值系统形成阻挡,有利于强降水维持更长时间。

(4) “东高西低”型暴雨的主要触发系统是西南低涡和高原低涡,出现频次分别为 12/13 和 8/13,“两高切变”型暴雨主要触发系统是切变线,且 700 hPa 有冷平流入侵,两种类型暴雨在 200 hPa 均为南亚高压东北侧的分流辐散区,暴雨中心均位于低层高比湿区和辐合中心,其中“东高西低”型暴雨低层偏南气流更强,宜宾和重庆 850 hPa 最大风速可达 $10 \sim 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,暴雨中心位置更为偏北,位于盆地西北部或东北部,而“两高切变”型暴雨低层偏南气流更弱,暴雨中心位于盆地西南部的频次高于西北部。

(5) 极端暴雨过程具有低层高比湿、整层相对湿度大、暖云层厚、CAPE 呈狭长形态、垂直风切变小等导致高降水效率的对流性降水特征,850 hPa 比湿和假相当位温具有显著正距平,过程中大多伴有冷空气影响,过程结束后 850 hPa 假相当位温明显下降。

在上述分析基础上,本文还建立了四川盆地“东高西低”型和“两高切变”型极端暴雨概念模型,可供今后极端性暴雨过程的预报参考。

参考文献

- 白爱娟,刘晓东,刘长海,2011. 青藏高原与四川盆地夏季降水日变化的对比分析[J]. 高原气象,30(4):852-859.
陈联寿,2006. 热带气旋研究和业务预报技术的发展 1[J]. 应用气象

- 学报,17(6):673-681.
- 湛芸,孙军,徐珺,等,2012.北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J].气象,38(10):1255-1266.
- 陈忠明,闵文彬,缪强,等,2004.高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J].高原气象,23(1):75-80.
- 樊李苗,俞小鼎,2013.中国强对流天气的若干环境参数特征分析[J].高原气象,32(1):156-165.
- 顾清源,肖递祥,黄楚惠,等,2009.低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用[J].气象,35(4):59-67.
- 侯建忠,王川,鲁渊平,等,2006.台风活动与陕西极端暴雨的相关特征分析.热带气象学报[J],22(2):203-208.
- 胡迪,李跃清,2015.青藏高原东侧四川地区夜雨时空变化特征[J].大气科学,39(1):161-179.
- 黄永杰,崔晓鹏,2016.四川地形谱特征及中尺度模式水平网格分辨率选取[J].气象学报,74(1):114-126.
- 江漫,漆梁波,2016.1959—2012 年我国极端降水台风的气候特征分析[J].气象,42(10):1230-1236.
- 康岚,牛俊丽,徐琳娜,等,2013.台风对四川暴雨影响的环境场对比分析[J].气象,39(4):427-435.
- 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.
- 钱正安,顾弘道,颜宏,等,1990.四川“81.7”特大暴雨和西南涡的数值模拟[J].气象学报,48(4):415-423.
- 四川省气象局,2014.四川天气预报手册[M].成都:西南交通大学出版社:9-139.
- 孙继松,雷蕾,于波,等,2015.近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J].气象学报,73(4):609-623.
- 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.
- 孙军,湛芸,杨舒楠,等,2012.北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J].气象,38(10):1267-1277.
- 孙俊,邓国卫,张渝杰,等,2014.“13·6·30”遂宁市特大暴雨成因的初探[J].气象,40(10):1174-1182.
- 谭小平,2013.四川省抗击“2013.7.9”特大暴雨洪灾[J].中国防汛抗旱,2013(5):1-2,21.
- 王沛东,李国平,2016.秦巴山区地形对一次西南涡大暴雨过程影响的数值试验[J].云南大学学报(自然科学版),38(3):418-429.
- 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.
- 肖递祥,肖丹,周长春,等,2013.低层偏南气流对一次暴雨过程的动力作用分析和数值模拟[J].气象,39(3):281-290.
- 郁淑华,滕家谟,何光碧,1998.高原地形对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验[J].大气科学,22(3):379-383.
- 宇如聪,李建,2016.中国大陆日降水峰值时间位相的区域特征分析[J].气象学报,74(1):18-30.
- 俞小鼎,2012.2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析[J].气象,38(11):1313-1329.
- 俞小鼎,2013.短时强降水临近预报的思路与方法[J].暴雨灾害,32(3):202-209.
- 张家国,周金莲,湛伟,等,2015.大别山西侧极端降水中尺度对流系统结构与传播特征[J].气象学报,73(2):291-304.
- 赵洋洋,张庆红,杜宇,等,2013.北京“7.21”特大暴雨环流形势极端性客观分析[J].气象学报,71(5):817-824.
- 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.
- 周春花,顾清源,何光碧,2009.高原涡与西南涡相互作用暴雨天气过程的诊断分析[J].气象科技,37(5):538-544.
- 周森,刘黎平,王红艳,2014.一次高原涡和西南涡作用下强降水的回波结构和演变分析[J].气象学报,72(3):554-569.
- Doswell C A, Brooks H E III, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: A ingredients-based methodology [J]. Wea Forecasting, 11:560-581.