

川北两次特大暴雨天气过程成因的对比分析

顾清源 康 岚 徐琳娜

(四川省气象台,成都 610072)

摘要 采用天气动力学和动力诊断相结合的分析方法,通过对四川盆地北部两次小范围特大暴雨(2001 年 9 月 18 日绵阳特大暴雨与 2002 年 6 月 7 日遂宁特大暴雨)发生时的环流背景、主要影响系统、要素场特征等进行对比分析,找出了两次过程的相似和不同之处,指出低空急流和相对稳定的环流形势是小范围特大暴雨形成的关键。

关键词 动力作用 低空急流 大暴雨

引言

四川盆地素有华西雨屏之别名,是我国的多暴雨中心之一,特别是 1981 年 7 月 13 日四川盆地内发生大范围大暴雨天气过程后,许多气象专家都对四川盆地内发生大暴雨天气过程的形成机制进行了深入研究^[1~4],认为西南低涡的强烈发展对四川盆地暴雨的产生至关重要。而李玉兰、李吉顺的研究则认为在稳定的天气形势下,低层偏东气流、南方暖湿气流和北方冷空气在四川盆地特定的地形条件下,持续交汇于暴雨区是主要原因^[5]。1998 年长江大洪水发生后,许多气象专家对形成 1998 年长江大洪水主要水源之一——四川暴雨进行了大量研究,加深了对四川盆地突发性暴雨的认识^[6]。事实上,四川盆地内几乎每年都要出现强度比较大的大暴雨天气过程,像 2001 年 9 月 18 日、2002 年 6 月 7 日这种既没有特殊地形又无西南低涡存在的情况下形成的特大暴雨天气过程十分罕见,值得深入研究。

1 过程概况

受高空低槽和低空辐合气流的共同影响,2002 年 6 月 7 日晚到 9 日(简称 6.7 过程),四川盆地中部到东北部出现了一次暴雨天气过程。蓬溪、南充、遂宁 3 县(市)日雨量分别达 278 mm、214 mm、183 mm,蓬溪、遂宁两县(市)的过程总降雨量高达 350 mm 和

284 mm,均已突破建国以来历史极值。而 2001 年 9 月 18 日晚到 21 日发生在四川盆地西北部的特大暴雨天气过程(简称“9.18”过程)^[7],其强降水中心绵阳市和德阳市的日雨量均超过 250 mm,德阳市过程降雨量更是高达 384 mm,也突破了当地降雨量的历史极值。这两次突破历史极值的特大暴雨天气过程的共同之处是:降水范围小且集中,强度大。不同之处在于:“6.7”过程出现的季节早、能量高,由两个相隔 12 h 的大暴雨时段组成;而“9.18”过程则出现的季节晚、能量低、降水持续无间隔。

2 环流背景对比

“6.7”特大暴雨天气过程前期,500 hPa 欧亚上空中高纬地区一直维持着比较宽广的纬向环流,与此相适应,青藏高原上空呈现多波动的态势;同时,华中一带存在低涡。由于纬向环流中不断有小槽快速东传,并不断地向青藏高原上空输送正涡度和冷平流,使青藏高原上空的波动得以维持并发展。与此同时,华中低涡规律东移入海,到过程开始前,中纬度地区表现为“东高西低”的环流形势(图 1a),我国东部到河套为一类似高压坝的高值区,有一稳定的河套高压存在,青甘地区及西藏高原地区为一宽广的槽区,四川盆地刚好位于槽前脊后气旋曲度最大处。这就构成了产生特大暴雨的基本形势。

“9.18”过程则是由于受东部台风打转的影响,

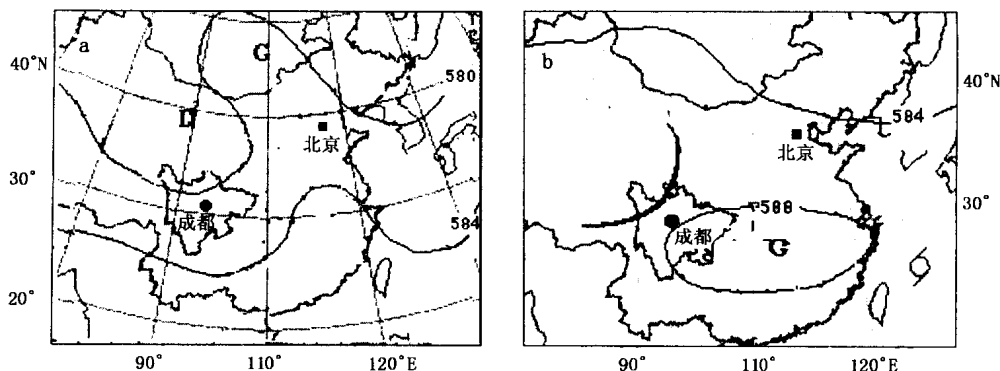


图1 500 hPa 环流形势(a)2002年6月7日20:00;(b)2001年9月18日20:00

副高稳定且强盛,脊线位于 30°N 附近。500 hPa 中纬度地区“东高西低”环流形势明显(图1b)。在中高纬地区维持着比较稳定的两槽一脊的形势下,巴尔喀什湖冷槽不断分裂小槽东移同副热带高压外围青藏高原东部上空西南气流中的小波动相结合,造成了四川盆地西北部的大暴雨天气过程。

两次特大暴雨过程都是发生在典型的“东高西低”形势下,同时高原低值系统活跃。但是,“9.18”特大暴雨过程为副高强阻塞,“6.7”特大暴雨过程为河套高压强阻塞,无副高作用。而青、甘地区一次为槽一次为脊,说明该地区的形势不是发生特大暴雨的关键。

3 两次特大暴雨过程主要影响系统的对比分析

3.1 “6.7”特大暴雨过程的主要影响系统

过程前期 500 hPa 层上中高纬度地区不断有小槽快速东传,槽前的正涡度和槽后的冷平流促使巴尔喀什湖地区于6月7日08:00(北京时间,下同)形成了一个比较明显的冷槽。同时在冷湖附近形成了一个比较明显的低涡。涡的前部有一呈西北—东南向的高压环流,其高压中心在海流图附近。这时,四川盆地处于冷湖低涡东南侧宽广的气旋曲度中。冷湖低涡东南侧的气旋曲度是造成6月7日晚到8日上午蓬溪、南充一带发生特大暴雨天气的主要影响系统。到8日08:00,高压脊有所东退,高压中心退至二连浩特附近,同时巴尔喀什湖低槽规律东移,诱发高原中部的酒泉—玉树—拉萨一线生成低槽,槽后有一片弱的负变温区且切变后部的西北气流较为明显,在西北气流的推动下低槽规律东移。至9日08:00,高原低槽规律东移至兰州—遂宁—会理一线,它正是6月8日晚到9日上午遂宁、南充一带发

生特大暴雨天气的主要影响系统。随着低槽的东移出川,降水也趋于结束。700 hPa 上,7日08:00,威宁到甘陕地区形成了一支 $8\sim 16\text{ m/s}$ 的天气尺度偏南风气流,并且云贵到四川盆地南部的西南风急流和盆地北部到甘肃一带的东南风之间存在一明显的风向辐合,辐合中心正好位于盆地中部的南充、遂宁一带,这支急流在降水过程中始终维持。850 hPa 图上,从7日08:00到9日的整个降水过程中,四川盆地均为一低压环流所控制。中低层环流形式的相对稳定是本次过程的一个显著特点。

3.2 “9.18”特大暴雨过程的主要影响系统

过程前期,副高比较稳定,青藏高原东部一直维持着一支副高外围的强西南气流,巴尔喀什湖低槽分裂的波动叠加于西南气流的扰动中于18日20:00在民勤—甘孜—华家岭一线形成切变。700 hPa 上,18日08:00,威宁到陕南形成了一支 $8\sim 18\text{ m/s}$ 的天气尺度西南风急流,与之相适应的850 hPa 图上,重庆附近有一支中尺度东南风急流,并且急流维持24 h以上,正是由于大的环流背景稳定少动,此次降水的影响系统也稳定少动。因此,造成的阻塞性特大暴雨稳定、持续、无间隔。

3.3 两次特大暴雨影响系统对比

从上述分析可以看出,对“6.7”过程而言冷湖低涡东南侧的气旋曲度是造成6月7日晚到8日白天第一次大暴雨时段的主要影响系统,它主要是一种暖区性质的降水。而规律东移的高原低槽是造成6月8日晚到9日白天第二次大暴雨时段的主要影响系统,中、低层环流形势的基本稳定则决定了这次特大暴雨的落区变化不大。“9.18”过程则是在大的环流背景和中、低层环流形势都比较稳定的形势下发生的阻塞性降水,这两次特大暴雨的共同之处在于:

范围小且集中,其它地方雨量不大(图 2)。要想产生强的降水,就必须有将源源不断的水汽集中于某一区域的机制。在 700 hPa、850 hPa 上,两次特大暴雨过程都有低空急流形成,且存在着明显的风速脉动。它们携带暖湿气流北上,在强辐合区再往高层输送。持续的低空急流以及相对稳定的低层形势是大暴雨持续的关键。

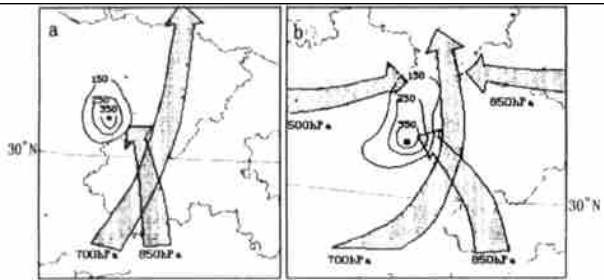


图 2 急流与雨量合成图

(a.2002 年 6 月 7 日, b.2001 年 9 月 18 日, ●代表蓬溪 ■代表德阳)

4 低空急流对比分析

这两次特大暴雨天气过程都与低空急流有着密切的关系,它们的低层辐合流场有着惊人的相似之处:①同样是 700 hPa 上西昌风速的突然增加,风速脉动随之启动,天气尺度的偏南风急流建立。②850 hPa 上重庆站都出现了 16~18 m/s 的急流核,建立了中尺度东南风急流。③降水过程中急流维持,700 hPa 和 850 hPa 上四川盆地各站的风速及能量均保持上升趋势。因此,偏南风低空急流的产生及维持对特大暴雨的产生具有重要的意义,其主要作用如下:源源不断地向大暴雨区输送暖湿空气,增加低

层能量;急流的左前方和急流最大风速中心的前方有明显的水汽辐合和质量辐合,急流的维持是暴雨区内强上升运动维持的机制。它们的不同之处(图 2):①9.18 过程的特大暴雨中心位于垂直方向呈气旋性旋转且具有很强垂直风切变的 3 支气流(500 hPa 强西南风气流,700 hPa 西南风急流,850 hPa 东南风急流)的汇合处。并且华北高压底部的偏东风气流和绵阳西部龙门山脉形成了一定的地形辐合作用,更是加强了暴雨区的动力辐合作用。而“6.7”过程的特大暴雨中心只是位于两支急流(700 hPa 的偏南风急流和 850 hPa 东南风急流或强东南风气流)的汇合处。不难看出,“6.7”过程动力辐合作用弱于“9.18”过程。②急流的位置和强度也有一定差异,“6.7”过程 700 hPa 偏南风急流比“9.18”过程略偏东,850 hPa 急流的强度弱于“9.18”过程,因此“6.7”特大暴雨中心比“9.18”过程的特大暴雨中心略偏东。急流的位置对暴雨的落区有至关重要的作用。

同时这两次过程在对流层低层 700 hPa 和 850 hPa 层上,在低空急流形成和维持过程中都存在着明显的风速脉动(图 3、图 4),从图上可以看出:①风速脉动是沿基本气流由南向北传播。低空急流中心的移动同风速脉动的传播在时间上和空间上都是同步的,低空急流对暴雨的作用主要表现为风速脉动对暴雨产生的贡献上。②风速脉动开始于暴雨产生前,风速脉动的发现对暴雨预报有指示意义。③大暴雨就发生在风速脉动由南向北传播经过暴雨区的时段内。

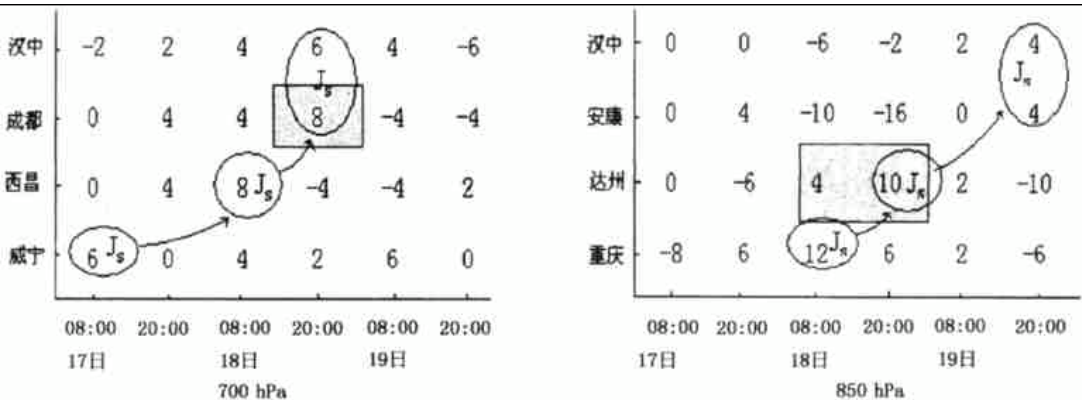


图3 2001年“9.18”过程风速(m/s)变量实况动态图

(图中数字为24 h风速增量,○为风速脉动时区,□为暴雨时区, J_s为低空急流中心)

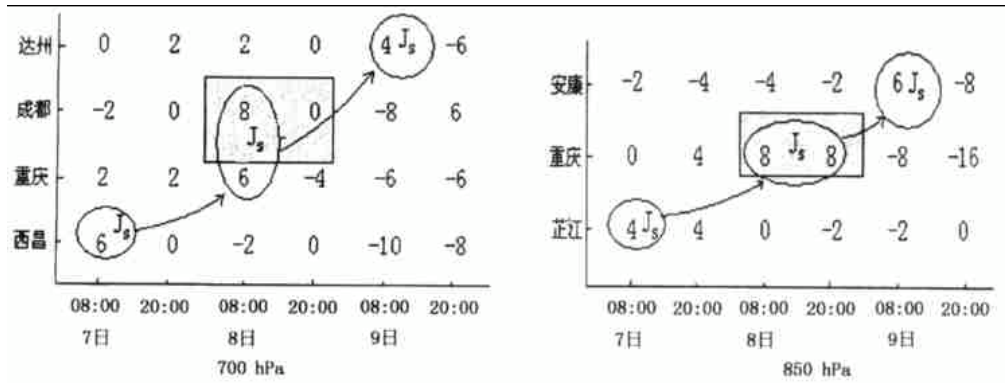


图 4 2002 年“6.7”过程风速变量实况动态图(图中说明同图 3)

5 能量场的对比分析

通过“6.7”过程特大暴雨中心附近的代表站与历史上几次特大暴雨过程中心附近的代表站 850 hPa θ_{se} 值相比较可以看出^[8],虽然本次特大暴雨过程出现时间早,在历史上较为罕见,但在过程前和过程中 850 hPa θ_{se} 值和不稳定层结值与前几次 8 9 月

特大暴雨过程值基本接近(表 1),说明暴雨区内始终具有对流不稳定性,并且暴雨过程中具有丰富的不稳定能量。因此,高能、不稳定是这次过程的基本特点。除了动力因素外,热力在“6.7”过程中也起了重要作用。而低温、低能、稳定是“9.18”特大暴雨过程的主要特点,动力作用在该次过程中占据了主导地位。

表 1 5 次特大暴雨天气过程 θ_{se} 对照表

	1995 年 8 月 10 日			1998 年 8 月 19 日			1998 年 9 月 16 日			2001 年 9 月 18 日			2002 年 6 月 7 日		
	9 日	9 日	10 日	18 日	18 日	19 日	15 日	15 日	16 日	18 日	18 日	19 日	7 日	8 日	8 日
	08:00	20:00	08:00	08:00	20:00	08:00	08:00	20:00	08:00	08:00	20:00	08:00	20:00	08:00	20:00
850 hPa θ_{se}	83	缺	87	73	78	83	77	78	82	67	70	74	79	76	83
$\Delta \theta_{se}$	- 6	缺	- 5	- 5	- 7	- 10	- 3	- 4	- 8	2	3	- 2	- 5	- 5	- 11

注: $\Delta \theta_{se}$ 为 500 hPa 与 850 hPa θ_{se} 之差

另外,在一般情况下,暴雨过程开始后,由于潜热释放,能量会不断下降,但在这两次过程中,能量不降反升,说明要想产生强的降水就要有使暴雨区内能量维持的机制存在^[9]。低空急流对热量的输送在对暴雨区的能量维持方面作了重要贡献。

6 结论

通过这两次特大暴雨天气过程成因的对比分析,我们认为:中纬度地区“东高西低”的环流形势是四川盆地产生特大暴雨的基本形势之一,温度同能量保持同步上升是产生特大暴雨地区内部的主要能量特征,形成强辐合和触发不稳定能量释放的关键因素是低空急流及其风速脉动,低空急流是动量、热量和水汽的高度集中带,它为特大暴雨提供了动力条件和热力条件。

参考文献

1 卢敬华. 西南低涡概论. 北京:气象出版社,1986.1-170
2 钱正安. 四川“87.7”特大暴雨和西南涡数值模拟. 气象学报, 1990,48:415-423
3 黄福均. 西南低涡的合成分析. 大气科学,1986,10:402-408
4 陈忠明. 四川盆地西南低涡形成的天气动力学模型. 低纬高原天气,1991,4:47-54
5 李玉兰,李吉顺. 1981 年 7 月 11-13 日四川盆地大暴雨分析. 我国异常天气分析预报技术文集. 北京:北京气象中心,1983.23-31
6 中国气象局国家气候中心. 98 长江大洪水与气候异常. 北京:气象出版社,1998
7 康岚,顾清源,蒲吉光. 一次低能大暴雨的成因分析. 气象科技, 2002,30(5):284-287
8 顾清源,肖洪郁,等. “8.19”川西北大暴雨天气过程成因的对比分析. 天气预报技术论文集. 北京:气象出版社,96-100
9 顾清源,康岚,张毅. “95.8”川西北大暴雨成因分析. 成都气象学院学报,1997,(2):177-183

Contrast Analysis of Two Heavy Rain Cases over Northern Sichuan Basin

Gu Qinyuan Kang Lan Xu Linna

(Meteorological Office , Sichuan Provincial Meteorological Bureau , Chengdu 610072 , China)

Abstract : Through synoptic and dynamical diagnostic methods and the contrast analysis of the background atmospheric circulation , the main influencing systems and characteristics of weather element fields , as well as the similarities and differences of two heavy rain events happened in the northern Sichuan Basin , are analyzed . It is shown that the low-level jet and the steady circulation pattern are the key factors .

Key words : dynamical affect , low-level jet , heavy rainfall