

文章编号: 2096-1618(2018)03-0307-11

2016年7月四川持续性强降水的中尺度滤波分析

黄瑶, 肖天贵, 刘思齐

(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

摘要:为研究四川持续性强降水期间不同尺度系统相互作用机理和中尺度系统在其中扮演的重要角色,利用四川气象站点降水资料和欧洲中心再分析资料对四川省2016年7月18–23日持续性强降水天气过程进行了综合诊断分析。并运用Barnes带通滤波方法进行中尺度滤波,实现了中小尺度与大尺度的隔离。结果表明:500 hPa副高两次西伸和东退,高原东传浅槽两次在盆地加深加强,高低空急流耦合,为降水提供大尺度环流背景。两次东移的西南涡是强降水的直接影响系统,流场上表现为低层中尺度气旋和高层中尺度反气旋,而降水间歇期则为中尺度高压控制。对降水场进行综合诊断分析可知,强降水期间层结处于高能不稳定状态,且水汽充沛,涡度和散度表现为低层气旋式辐合高层反气旋式辐散,配合深厚的垂直上升运动,为强降水提供有利的动力条件。

关键词:大气科学;天气动力学;持续性强降水;Barnes滤波;中尺度

中图分类号:P467

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2018.03.014

0 引言

陶诗言等^[1]定义连续3天或3天以上的暴雨过程,总降水量大于200 ml为持续性暴雨,汪汇洁等^[2]则定义5天或5天以上的暴雨过程为连续性暴雨,持续性暴雨是导致夏季灾害频发的一个重要原因,目前国内外气象工作者对暴雨的研究已经取得了大量有价值的成果。陆尔等^[3]研究了1991年江淮持续性特大暴雨,指出夏季风在暴雨中扮演重要角色,陶诗言等^[4]研究了1998、1999年的长江流域可持续性降水,指出梅雨锋对持续性降水的重要作用。黄荣辉^[5]研究了青藏高原动力和热力作用下大气定常波对暴雨形成的重要作用。稳定环流是持续性暴雨发生的必要条件,何钰等^[6]指出高原对其东部地区降水天气的影响主要是通过激发稳定的行星尺度波动,进而改变降水的强度和落区范围。肖天贵等^[7–8]分析了四川一次持续性降水的波包传播特征,指出波包大值区与降水区对应,此外还提出高原低涡低频振荡的传播对下游暴雨的产生有着及其重要影响。鲍名^[9]则从新角度重新定义了暴雨标准和暴雨的类型,发现暴雨类型的异同和大尺度环流背景的异同息息相关。近年又有大量学者通过中尺度分析和数值模拟等方法从不同角度揭示了暴雨的直接影响系统和主要特征^[10–15],谭伟才等^[16]根据实际观测和模拟发现致洪暴雨过程相联系的中尺度涡旋始终伴随深厚湿对流系;高守亭等^[17]利

用经典平衡和非平衡理论模型分别讨论暴雨中的中尺度涡旋系统的演变规律和其内部大振幅垂直环流的调整机制。

四川盆地处于青藏高原东侧,存在复杂的动力、热力强迫作用的下垫面环境,受西南涡和西南低涡的影响,是夏季暴雨及其次生灾害的高发区。宗志平等^[18]分析了2004年9月初四川省东北部和重庆地区出现的大范围的持续性强降水和大暴雨天气过程,研究了西南低涡与暴雨产生的关系。师锐等^[19]对2013年四川盆地持续性特大暴雨过程对比析,认为盆地持续性暴雨具有东高西低的环流形势,大尺度环流背景的稳定少动,以及中尺度影响系统的稳定维持或发展,是形成持续性暴雨的关键之一;低空急流的长时间维持是暴雨持续时间的原因之二;在持续性暴雨天气过程中,中层能量条件的维持有着重要作用。

目前,四川境内对持续性暴雨的预报仍有很大的难度,深入研究其成因以及直接影响系统对于认识暴雨形成的物理机制和预报有重要意义。通过对2016年7月18–23日四川盆地发生的一次持续性暴雨过程的环流特征和中尺度滤波分析以及物理成因分析,以此加深对四川持续性暴雨过程的认识。

1 资料和方法

1.1 资料

收稿日期:2018-01-11

基金项目:国家自然科学基金资助项目(91337215,41575066);国家科技支撑计划资助项目(2015BAC03B05)

选用的资料包括:

(1)加密自动站雨量日值资料,选取2016年7月17-24日日降水量作为分析对象。

(2)中国气象和四川省气象局地面气象观测资料、大气探空资料,包括A指数,沙氏指数等。

(3)2016年7月欧洲中心再分析资料,包括高度场、风场等气象要素。

1.2 方法

Barnes滤波^[20-26]是一种集客观分析和尺度分离为一身的适用于提取中小尺度系统的滤波方法。在进行网格点插值的同时,通过选择适当的滤波参数 c ,滤去原始场中的短波噪音,使分析结果平稳光滑;另外可通过它构成一带通滤波器,根据实际需要分离出影响天气过程的各种次天气尺度,达到尺度分离的目的。

滤波原理如下^[27]:

设 P 等压面上某一气象要素的观测值为 $f(x_k, y_k)$, $k=1, 2, 3 \dots$ 为测站序号, (x_k, y_k) 为测站坐标,由观测值确定的低通滤波初始场为

$$F_{(x,y)}^0 = \frac{\sum_{k=1}^M w_k F_{(x_k, y_k)}}{\sum_{k=1}^M w_k} \quad (1)$$

(1)假定某一气象要素的观测是连续的,对任一网格点 (x, y) ,各观测站与其距离为 r_n ,有:

$$f_0(x, y) = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty f(x + r \cos \theta, y - r \sin \theta) \cdot \omega_n(r_n, c) r dr d\theta$$

权重函数为

$$\omega_n = \frac{1}{4\pi c} \exp\left(-\frac{r_n^2}{4c}\right) \quad (2)$$

(2)如果气象要素 $f(x, y) = A \sin kx$ (假定沿 y 方向是均匀分布的)。经过简单推导得:

$$f_0(x, y) = \exp\left(-\frac{4\pi^2 c}{L^2}\right) A \sin kx = R_0 f(x, y)$$

响应函数为

$$R_0(c, k) = \exp\left(-\frac{4\pi^2 c}{L^2}\right) \quad (3)$$

(3)表示经过加权平均分析后,所得值为观测值的响应程度,或滤波后波动振幅与原来振幅之比。对波长很长的波,响应函数趋近于1; c 减小时可以相当好的滤去极小尺度的波,即某些噪音。

测站处要素值与初值的差值可直接得到为^[28]

$$D_{(x_k, y_k)} = F_{(x_k, y_k)} - F_{(x_k, y_k)}^0 \quad (4)$$

对上述方案作进一步改进:

对获取的初值 $F_{(x,y)}^0$ 做进一步订正,并将 c 乘以另一个滤波常数 G ($0 < G < 1$)有:

$$F_{(x,y)}^1 = F_{(x,y)}^0 + \frac{\sum_{k=1}^M W'_k D_{(x_k, y_k)}}{\sum_{k=1}^M W'_k} \quad (5)$$

修正的权重函数为

$$W'_k = \exp\left(-\frac{r_k^2}{4Gc}\right) \quad (6)$$

订正后的响应函数为

$$R_1 = R_0(1 + R_0^{G-1} - R_0^G) \quad (7)$$

R_1 可以比较快速地恢复短波振幅。在 $G \leq 0.5$ 时,短波处响应更加明显。 $G > 0.5$ 时,短波收敛很慢。一般情况下,只要做一次迭代,取 $0.2 < G < 0.4$,就可以较满意地获得所需空间尺度扰动。

$$R_0(k, c) = \exp\left(-\frac{4\pi^2 c}{\lambda^2}\right) \quad (8)$$

带通滤波:(5)式相当于一个低通滤波器,对不同的滤波常数 c 和 G 可得到不同的波段。选择两组合适的滤波常数 c_1, G_1 和 c_2, G_2 使用(5)式进行滤波,用 F_A 和 F_B 表示,分别保留中尺度以上的波动信号和大尺度以上的波动信号。低通滤波场 F_A 和 F_B 的差值即是中尺度信号^[28]。

带通滤波场为

$$F_D = F_A - F_B \quad (9)$$

2 暴雨过程分布特征

2016年7月17-23日,四川省出现了连续性强降雨天气过程(图1),主要分为两个强降水阶段,分别集中在7月18-19日和21-23日,19日,20日降水量较小,18日和22日单日雨量达到两个峰值。第一阶段强降雨主要出现在广元、绵阳、遂宁、南充、巴中、眉山、宜宾、泸州8市大部及乐山、资阳、内江、自贡、凉山等市州的部分地方。四川省共有26个县(市)出现暴雨,其中8个县(市)降大暴雨。据7月17日20时至7月19日08时四川省加密站雨量统计,250 mm以上2站,100~250 mm 198站,50~100 mm 518站,累计最大降雨量出现在广元市剑阁县盐店乡,为266.5 mm。21-23日盆地出现第二阶段强降水,降雨主要出现在成都、绵阳、德阳、眉山、乐山、雅安6市大部及宜宾、广元、自贡、凉山、甘孜等市州的部分地方。四川省共有22个县(市)出现暴雨,其中5个县(市)降了大暴雨。据7月21日20时至7月24日08时四

川省加密站雨量统计,250 mm以上2站,100~250 mm 236站,50~100 mm 577站,累计最大降雨量出现在绵阳市江油敬元乡,为281.5 mm。从图2可以看出6天连续降水大值区在四川东北部,其中广元,绵阳市累计

降水达到1400 mm以上,成都、眉山市降水量也较大,在800 mm以上。这次过程两个阶段降水带都有逐渐东移的特征,降水范围广、降水强度大,强降水分布区域不集中。

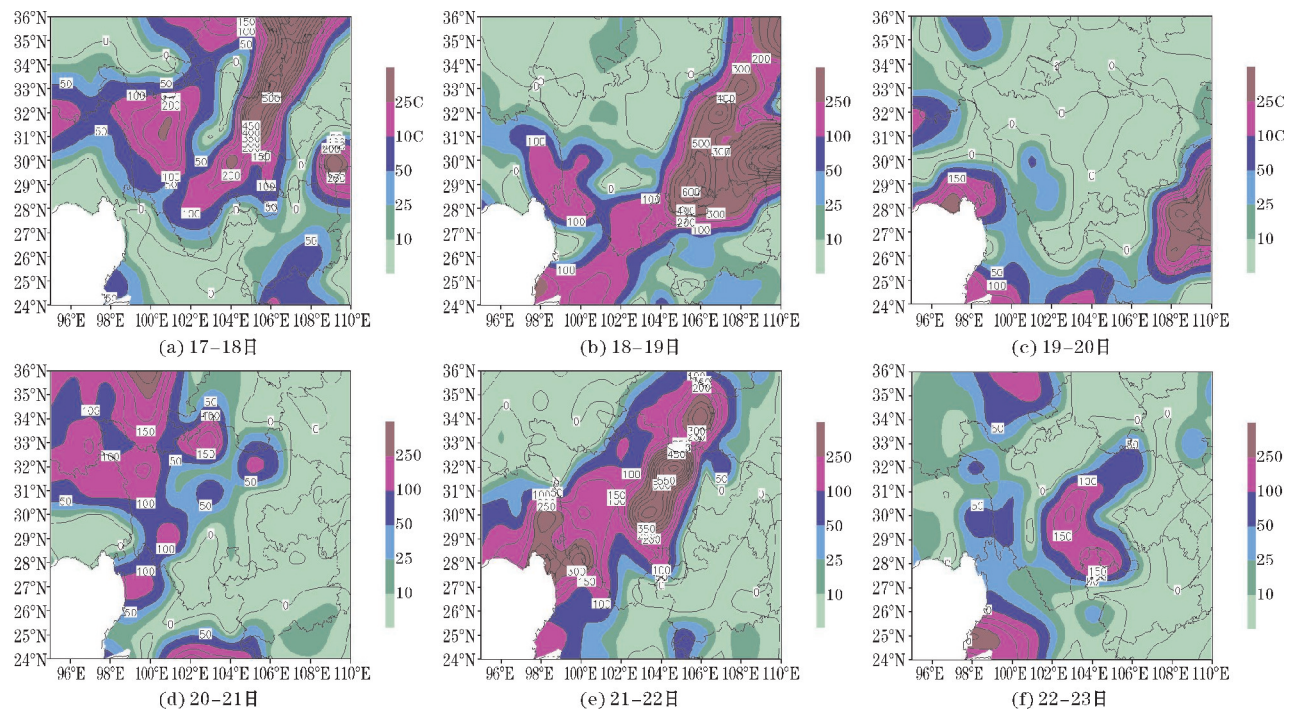


图1 2016年7月17-23日24 h逐日降水分布(单位:mm)

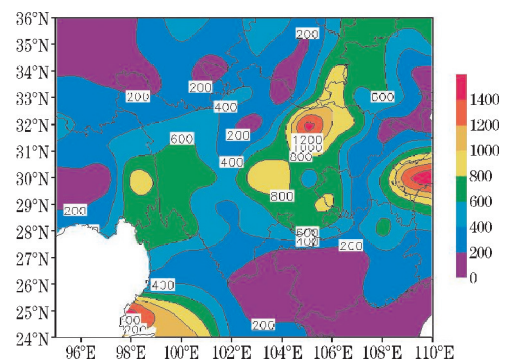


图2 2016年7月17-23日6 d累计降水分布(单位:mm)

3 环流特征及高低空急流的耦合作用

3.1 环流特征

500 hPa上,7月17日18时(图3a),副高位置偏西,控制广东地区,中国大陆为两槽两脊控制,四川地区正好位于槽区,上游高原多短波槽活动。18日06时(图3b),副高东退,主体位于海上。低槽略有东移,加深加强,盆地受槽前西南气流控制,其后有冷平流不断补充,此时对应降水强度大。19日06时(图3c),副高继续东退,低槽发展为切断低压,主要位于盆地边

缘,此时仅在达州、广安还有降水。20日(图略),切断低压移出四川,大部分地区降水结束。7月21日06时(图3d),四川地区主体受高原东传短波槽控制,副高脊线西伸至110°E以西,西北侧风场为内陆带来充足的水汽,降水再次加强。22日川西高原西北部有一低槽发展东移,易诱发低层低涡生成与发展,副高西伸至重庆境内,稳定在四川盆地东部边缘,盆地偏南气流强盛,降水达到最大。23日06时(图3f),副高较前一时刻有所东退,盆地仍为槽前偏南气流控制;23日18时(图略),低槽移出,此时降雨过程基本趋于结束。

700 hPa上从17日开始高原东部有一低涡形成,18日东移进入四川盆地。18日06时(图4a)时低涡范围扩大,占据了四川大部分地区,强度达到最强,是导致18日降水的直接天气尺度系统,随后逐渐东移减弱,19日移出盆地,降水强度显著减小。20日盆地中低层转为低槽控制,低槽逐渐加深,21日00时低槽发展成闭合低值系统(图4b)并逐渐东移,与雨带位置对应较好。22日低值中心加深,是导致降水再次加强的主要系统,850 hPa闭合低值系统的发展移动和700 hPa上一致(图略)。22日18时中低层闭合中心减弱东移,23日移出四川盆地,降水结束。

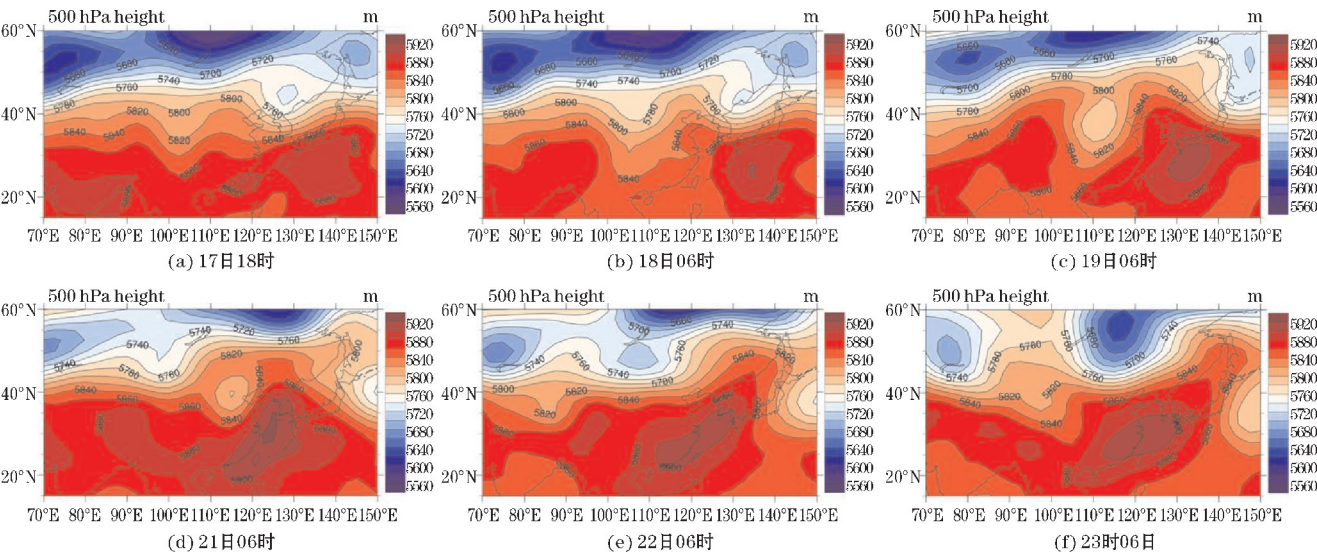


图3 2016年17日-23日500 hPa高度场(单位:gpm)

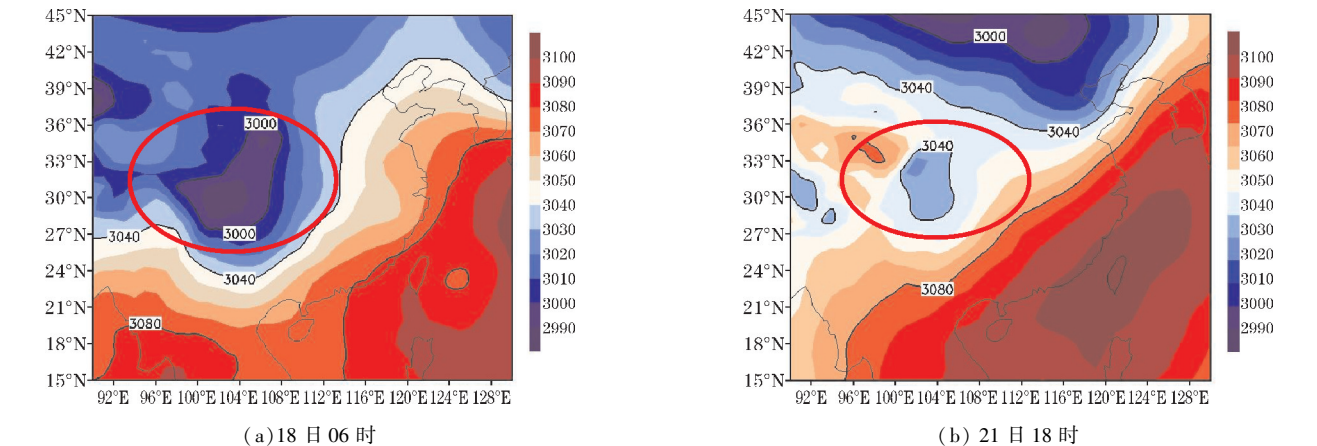


图4 2016年7月700 hPa高度场(单位:gpm)

3.2 高空急流、低空急流、超低空急流耦合

降水发生前,四川上空高层200 hPa为较弱的西北气流,高空急流带位于青海甘肃,随后高空急流南压,四川上空风速迅速增大。18日00时(图略)风速超过30 m/s,18日06时(图5a)急流经过四川东部,降水区位于高空急流核出口区。随后西北风随时间顺转,整个降水期间四川东部200 hPa风速都在高空急流标准30 m/s之上。在22日06时急流核移动到重庆、贵州、云南等地,呈东北西南方向,四川降水区位于急流核入口区右侧,有利于高空辐散的抽吸作用,使中尺度上升运动加强。22日12时急流开始减弱,对应着降水减弱。700 hPa上18日06时(图5b)西南低空急流位于四川盆地南部,绕过四川东部转为偏南低空急流,为盆地输送大量水汽,降水区位于低空急流左侧,此时盆地中部为气旋式辐合,有利于水汽辐合上升,触发对流不稳定能量释放。18日12时四川东部有一股偏北气流南下,与偏南气流相遇形成风切变,形成强烈

上升,冷暖气流相遇有利于降水产生。19日和20日随着西南急流东移,川东主要被偏北气流控制,且低空辐合转为辐散,降水减小。22日川南西南急流再次加强,盆地转为辐合上升,为第二阶段强降水提供有利条件,23日急流减弱东移,降水基本结束。925 hPa上的超低空急流(图5c)变化与700 hPa上变化相似,风速在10 m/s以上,位于四川东南方向,与上层急流相互加强,向降水区提供源源不断的暖湿气流和辐合上升的动力条件,有利于不稳定层结的建立和维持。由此可见降水是在高空急流、低空急流和超低空急流三者相互耦合的情况下发生,并且雨强的变化和低空急流的加强减弱再加强再减弱的变化趋势紧密相关。

由上述可见,这次连续性暴雨过程的大尺度环流背景是500 hPa副高两次西伸两次东退,高原东传的槽两次在四川盆地加深加强,移速较慢,甚至形成切断低压。中低层在第一阶段有西南涡东传进入盆地,是导致降水产生的直接影响系统,第二阶段则为低槽在本地加强形成闭合低压,导致降水再次加强。加上高空

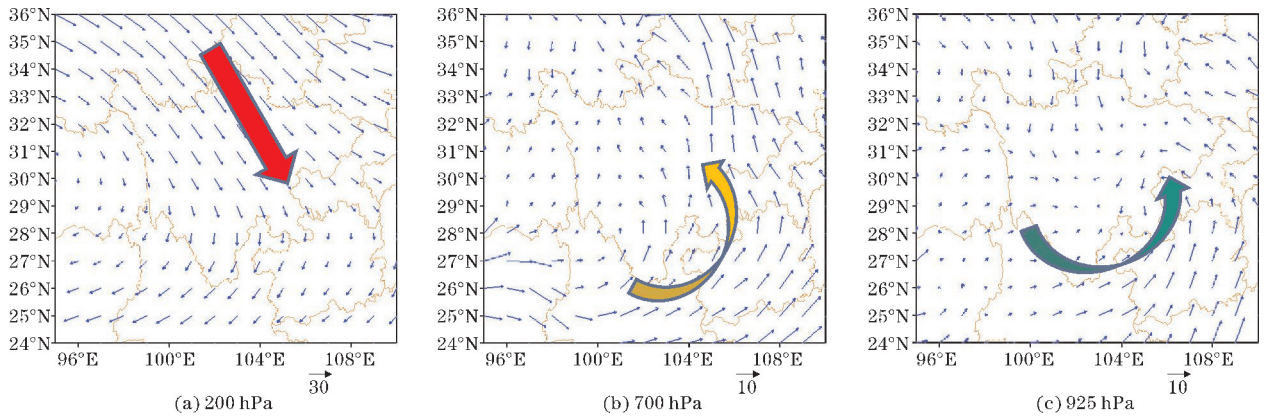


图5 2016年7月18日06时200 hPa、700 hPa、925 hPa风场(单位:m/s)

急流,低空急流,超低空急流耦合配置,为降水提供水汽条件和动力条件,低空急流的两次加强减弱的过程配合其他系统的阶段性变化共同决定了降水的阶段性变化。

4 暴雨过程的中尺度系统分析

在张虹^[29]的基础上,两个滤波常数分别取值 $c1 = 5000 \text{ km}$, $c2 = 70000 \text{ km}$; $G1 = G2 = 0.35$, 构成一个带通滤波器,能有效保留 $300 \sim 800 \text{ km}$ 的中尺度信息,既能排除大尺度信号,又能较好滤去小尺度的扰动影响。

从图6可以发现17日12时开始高原东北部已经有西南涡形成,并在四川西北边界,18时进入到四川西部。18日00时移至四川中部并且加深,06时低涡强度至最强,引发第一阶段暴雨,19日(图略)低涡开始瓦解,变为低槽控制。这个时段滤波场与原始场极为吻合,都能体现西南涡发展东移引发暴雨产生的全过程。第二阶段强降水的滤波场则反映原始场不能体现的特征(图7)。850 hPa上,21日06时西藏和青海各有一个低涡生成并移动到四川边界,此时盆地中心为中尺度高压中心控制,大部分地区降水停止,降水只发生在四川西北部。12时低涡东移进入四川,18时原在盆地中心的小高压消失,被闭合的中尺度低值中心取代,此时盆地被3个低涡中心控制,22日3个中心汇合为一个中心,强度增强,占据四川大部分区域,降水再次加强达到最大。随后低涡减弱,缓慢东移,雨带也随之东移,23日低涡移出四川,降水随之减弱停止。原始场中,这个阶段强降水并没有观测到西南涡进入盆地的过程,而是在低涡进入盆地中部后发展到强盛期低层才体现闭合曲线,并且在降水间歇期并没有表现中尺度闭合小高压,从而不能说明降水在这期间减小或者停止的真

正原因。由此说明中尺度滤波方法在寻找导致降水产生的直接影响系统方面具有很好的实用性。

在流场中,滤波优势更加明显(图8),18日06时850 hPa带通滤波场上四川西部在与高度场低涡的位置对应的是一条狭窄的中尺度辐合线,并且在北部存在闭合的中尺度气旋式辐合中心,这两个中尺度系统的移动和发展与降水带的移动和强度对应得较好。高层200 hPa上滤波场上北部存在反气旋式辐散中心,这种低层辐合高层辐散的结构为降水提供了很好的动力条件。而在原始场上,低涡位置流场体现的只有较弱辐合线,相比滤波场弱,在北部并没有气旋式辐合中心。高层气流为一致的偏北风,也没有相应的辐散中心。22日06时(图9)滤波场体现同样优势,降水期间四川盆地中部滤波场850 hPa上存在一气旋式辐合中心,高层200 hPa对应的是一反气旋式辐散中心。原始场同时次低层中部为一条辐合线,没有体现辐合中心,高层表现为一致的偏北气流,没有体现降水期间低层辐合高层辐散的特征。

中小尺度系统是暴雨产生的直接影响系统,但是在没有进行滤波的情况下,这种系统很可能被大尺度系统和小尺度扰动遮盖从而无法体现,不利于判断引起暴雨产生的真实原因,而Barnes带通滤波方法可以较好进行尺度分离从而解决这一问题。

通过上述中尺度的滤波分析,可以看出中尺度系统的发生发展与消散过程和大尺度环流背景场息息相关。高原频繁东传的短波槽是西南涡形成的前提,短波槽东传过程中,配合有利的天气条件形成闭合曲线,逐渐发展成为西南涡,上游的短波槽继续东移下传,推动西南涡东移。与此同时,西太平洋副热带高压西伸加强使西南涡在盆地停滞,带来更长时间降水。再加上低空急流与高空急流相互耦合,加强低层动力抬升

作用和高层抽吸作用,为西南涡形成提供动力条件。而西南急流和副热带高压西南侧气流主要带来孟加拉湾和南海的水汽,使其源源不断往盆地输送,使西南涡在盆地停滞期间发展加强,产生强降水。随后副高东退,引导西南涡随之东移,移出四川,降水暂时停滞。

但是随副高第二次加强西伸和高低空急流的再次加强,为高原东传的短波槽第二次生成西南涡提供了有力条件,引发第二阶段强降水。因此这次持续性强降水过程是在大尺度环流背景场和中尺度系统(西南涡)相互作用下共同产生的。

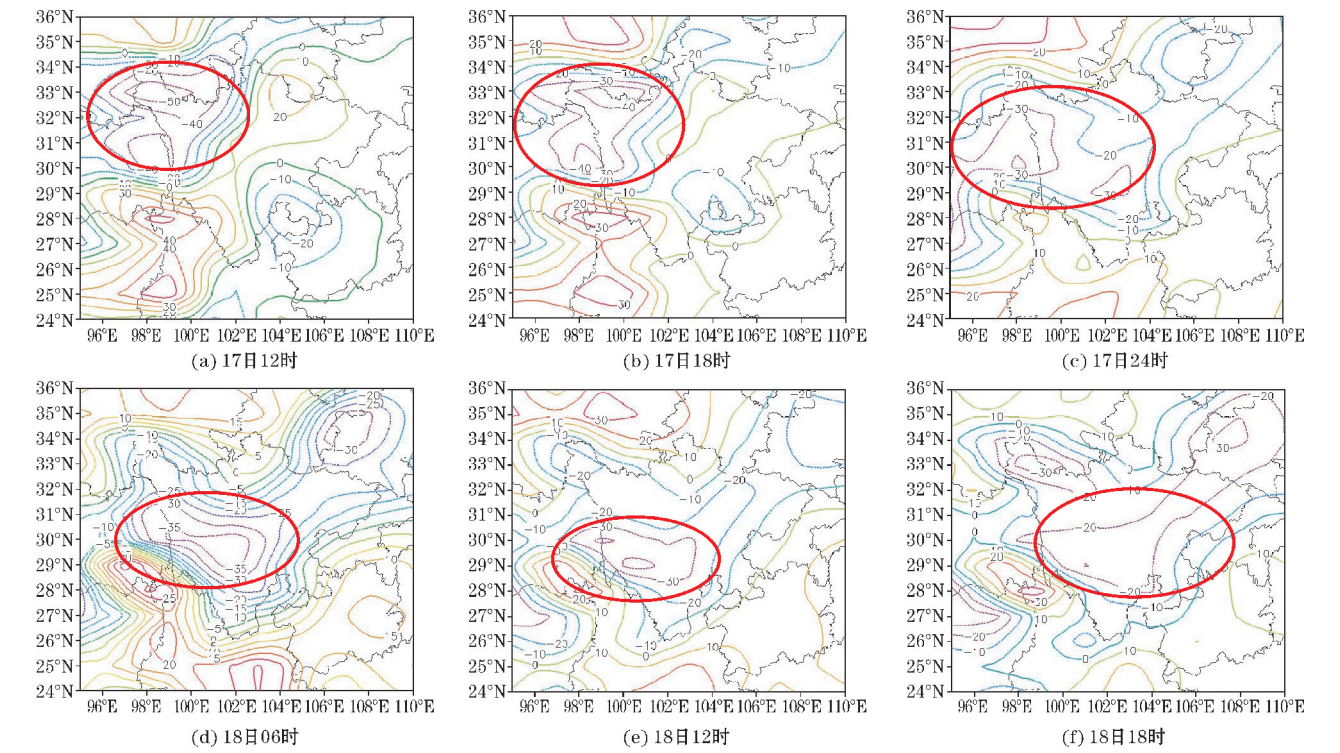


图6 2016年7月17日12时-18日18时850 hPa高度场带通滤波(单位:gpm)

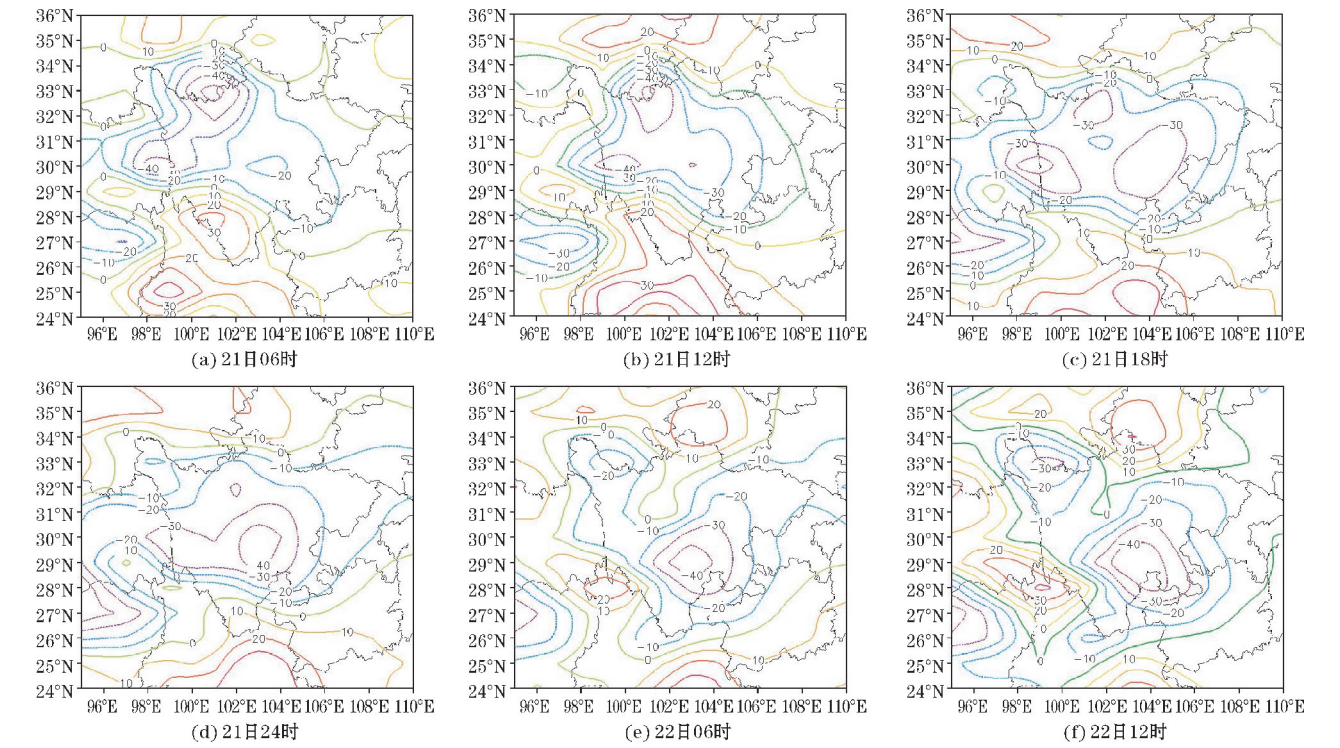


图7 2016年7月21日06时-22日12时850 hPa高度场带通滤波(单位:gpm)

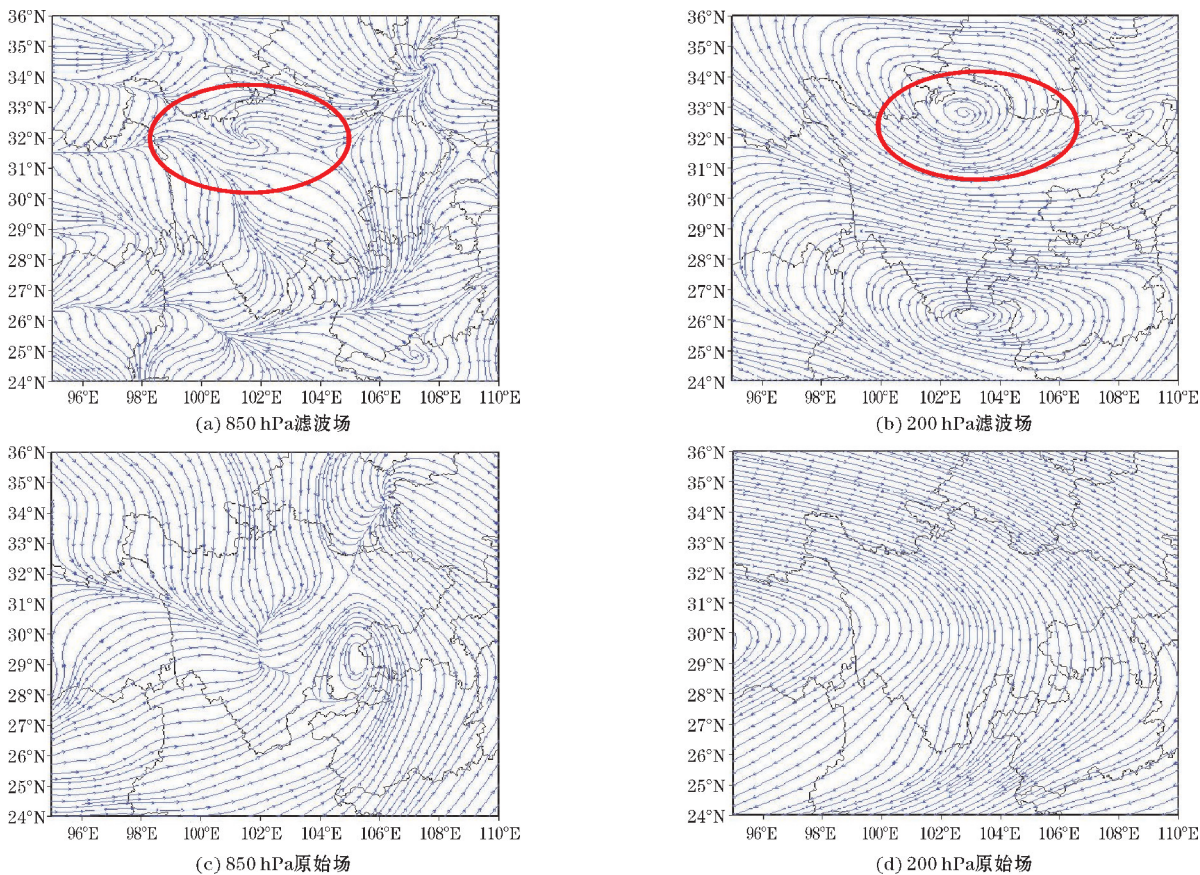


图 8 2016 年 7 月 18 日 06 时流场带通滤波(单位:m/s)

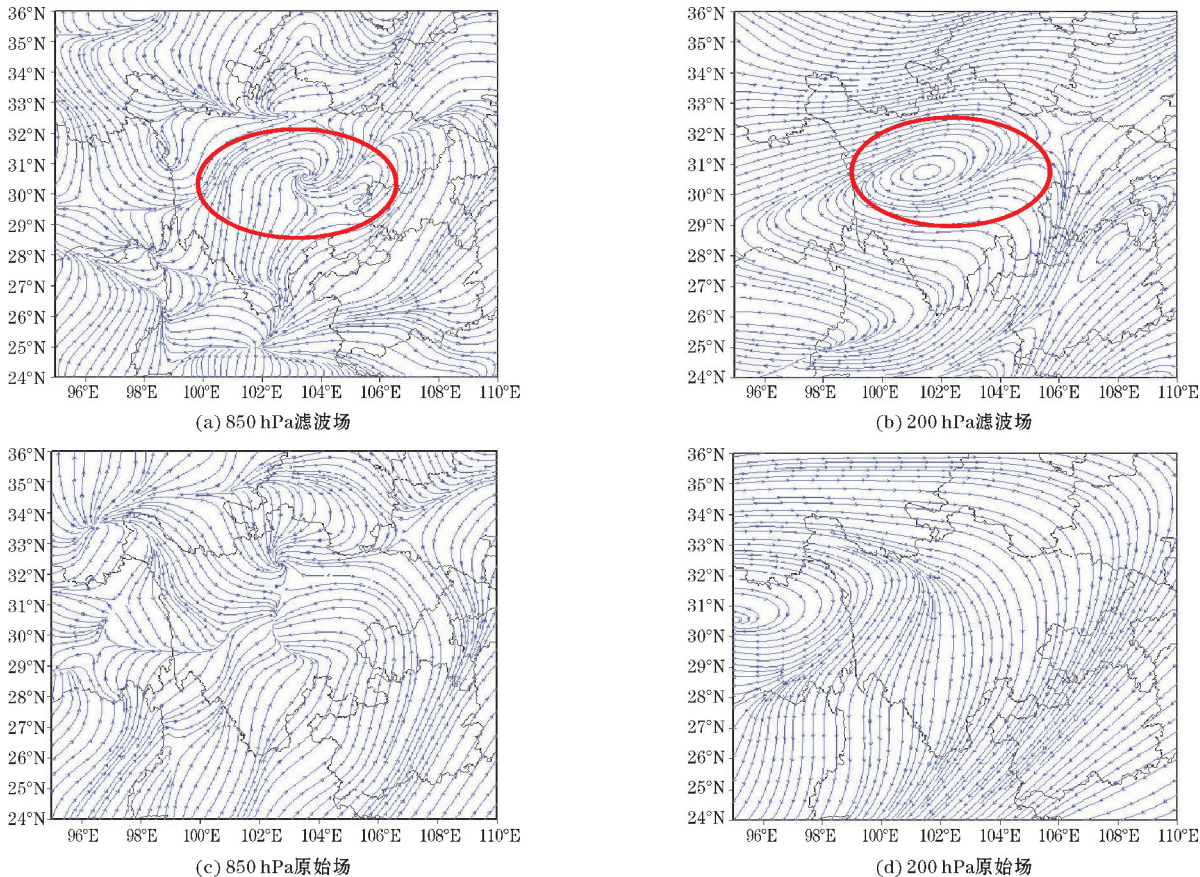


图 9 2016 年 7 月 22 日 06 时流场带通滤波(单位:m/s)

5 暴雨过程的成因分析

5.1 稳定度条件

表1 宜宾站 2016 年 7 月 18 日 08 时–19 日 20 时的指数演变

	$A/^{\circ}\text{C}$	$CAPE/(\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1})$	$K/^{\circ}\text{C}$	$SI/^{\circ}\text{C}$
18 日 08 时	18	230.8	42	-2.82
18 日 20 时	20	32.6	42	-2.46
19 日 08 时	18	132	39	-0.12
19 日 20 时	13	179.5	35	-0.12

表2 温江站 2016 年 7 月 21 日 20 时–22 日 08 时的指数演变

	$A/^{\circ}\text{C}$	$CAPE/(\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1})$	$K/^{\circ}\text{C}$	$SI/^{\circ}\text{C}$
21 日 20 时	19	1775.8	43	-0.71
22 日 08 时	17	169.9	40	-1.41

王素萍^[30]指出 A 指数是一个综合考虑大气静力稳定度与整层水汽饱和程度的物理量,值越大,表明大气越不稳定或流层中下层饱和程度越高,越有利于产生降水。 K 指数用来表征低层暖湿程度和大气稳定度,值越大,层结越不稳定, SI 指数和 $CAPE$ 指数也与强降水相关。第一阶段降水选取宜宾站为代表站,表 1 中,18 日 08–20 时,随着低空急流的加强, A 指数增大,说明大气低层不稳定或对流层中下层饱和程度变大。19 日 08 时, A 指数迅速较小,随之降水逐渐减弱东移,层结趋于稳定。在这次过程中 K 指数都维持在 35 以上,为不稳定状态,说明低空急流的维持有助于低空对流不稳定层结的建立和触发不稳定能量的释放,进而有利于降雨产生。 SI 指数都为负,且过程开始前达到-2.82,说明有很

大可能会发生强烈对流,随着强降水的进行, SI 指数迅速减小,19 日 02 时为-0.12,对流开始减弱,层结处于弱不稳定状态。第二阶段选取温江站为代表站,21 日 20 时 A 指数达到 19, SI 指数为-0.71 $^{\circ}\text{C}$, K 指数高达 43 $^{\circ}\text{C}$, $CAPE$ 值为 1774.8 $\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1}$,说明大气高能且为强对流不稳定,加上低层充足的水汽使得降水强度增大。22 日 08 时 K 指数为 40 $^{\circ}\text{C}$, SI 指数为-1.41 $^{\circ}\text{C}$,不稳定能量条件较好,使盆地西部降水得以持续。除此之外,两个强降水阶段由达州站和温江站探空曲线图(图略)也可以发现,降水发生时,中低层水汽基本饱和,有较大的 $CAPE$ 值,不稳定能量大是强降水产生的原因之一。

5.2 水汽条件

从 850 hPa 比湿场演变(图略)可以看出,由于低空急流和超低空急流源源不断的向川渝地区输送水汽,整个过程期间四川东部的水汽都比较充足,东部整体比西部更加湿润且有明显的干湿分界线。从 17 日 06 时开始,东部比湿值就达到 16 g/kg 以上,中心在成都附近。到 18 日 00 时,与第一天降水大值带对应的比湿大值带也呈东北西南向,中心达到 17 g/kg,随后高湿区逐渐东移。对应雨带东移。19 日随着降水的减弱,四川大部分地区比湿值下降到 12 g/kg 以下,只有川南小部分值在 16 g/kg。20 日数值也较低,维持在 13 g/kg 左右。21 日随着低空急流的加强,湿度再次增大,最大值达到 16 g/kg,对应着第二阶段降水开始。22 日 06 时(图 10a)可见川西北为明显的干区,川东南为明显的湿区,22 日降水大值带正好位于干湿交界的比湿梯度大值区。随后几个小时湿区范围有所扩大,中心维持在 17 g/kg。23 日比湿大值中心东移到重庆,四川地区湿度减小,随之降水减弱。

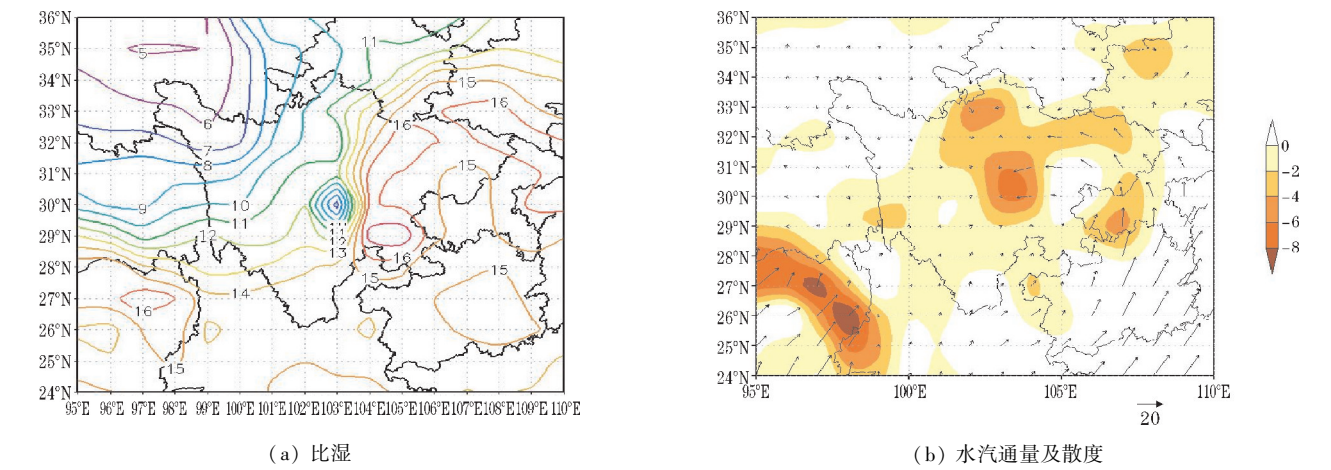


图 10 2016 年 7 月 22 日 06 时 850 hPa 比湿水汽通量及其散度

分析水汽通量及其散度的时间演变图(图略)可知,水汽通量大值带与低空急流轴重合,水汽由南海和孟加拉湾经广西、云南、重庆进入四川盆地,其中来自孟加拉湾的水汽较强,引发了第一阶段降水。随着急流轴东移,水汽通量大值区也东移,对应着19日20日的弱降水期。21日低空急流有一个增强过程,这时水汽通量在四川东部再次增大,对应第二阶段强降水,随后移出四川。如22日06时(图10b),四川东南部有较大的水汽通量值达 $20\text{ s}\cdot\text{hPa}\cdot\text{cm}$,为降水区提供良好的水汽条件,盆地中心为水汽通量散度的辐合中心,正好对应比湿图中干湿梯度大值带,强烈的水汽辐合和气流的上升运动引发了成都绵阳地区的强降水。

5.3 动力条件

由图11(a)可见,18日正涡度达到最大值,中心值为 $3\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$,正值区扩展到300 hPa以上,说明第一阶段降水期间气旋式辐合上升强度大,200 hPa以上为涡度负值中心,反气旋辐散下沉,与滤波流场相一致。19日整层涡度为负值,为反气旋控制,降水弱,20

日下层涡度又逐渐转为正值,但降水依旧偏小。21–23日涡度正值区扩展到500 hPa以上,中心值为 $2\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$,上层存在负涡度区,有利于降水产生。散度场(图11b)和涡度场有略微差异,但在强降水阶段,18日和22日下层都存在强的负散度中心,辐合上升,在高层存在正散度中心,辐合下沉,与涡度一致,而在弱降水期间,中低层几乎为正散度区,不利于降水的产生。这种中低层气旋式辐合与高层反气旋式辐散有低层利于水汽抬升和高层抽吸。再看垂直速度的时间垂直剖面图(图11c),垂直速度与涡度散度对应得较好,强降水时,上升速度强,18日上升高度达到100 hPa,中心值为 $-0.1\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。19日开始200 hPa以下垂直速度几乎全转为正值,为一致的下沉运动,降水开始减弱。20日700 hPa以下恢复为负值,但上升运动较弱,到21日负值区向上扩展,再次达到100 hPa以上,降水随之加强。22日700 hPa和200 hPa出现两个上升大值中心,最大值在 $-0.35\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,上升运动达到最强,对应降水最强。随后23日上升运动减弱,降水随之减弱。

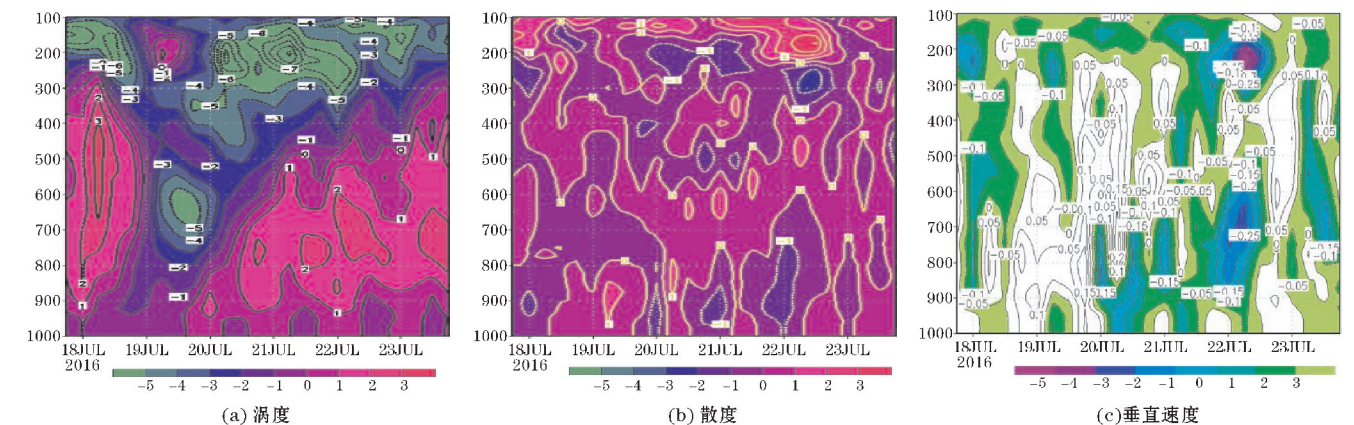


图11 2016年7月18–23日经度104°E,纬度31°N时间垂直剖面图

6 结论

通过对四川地区2016年7月18–23日连续性强降水过程的综合分析,可以得出以下结论:

- (1) 500 hPa副高两次西伸两次东退,高原东传的槽两次在四川盆地加深加强,低层西南涡东移,加上高空急流,低空急流,超低空急流耦合配置,为降水提供水汽条件和动力条件,这些呈阶段性变化的环流背景为这次暴雨能维持6天且也呈阶段性变化提供了有利条件。
- (2) Barnes带通滤波方法对高度场和流场进行中尺度滤波分析,发现西南涡两次东移并且在盆地合并

加强是两个阶段强降水的直接影响系统,而间歇期则为中尺度高压控制。流场上表现出低层中尺度气旋和高层中尺度反气旋,相比原始场更能直接体现出影响降水的中尺度系统。

(3) 对降水场进行稳定度、水汽条件和动力条件的诊断分析可知,强降水期间层结处于高能不稳定状态,为对流性降水,而间歇期不稳定度减小。由于低空急流和副高边缘西北侧风场对水汽的输送,强降水期间水汽充沛,比湿大,低层水汽处于饱和状态,而随着急流核和副高两次加强减弱的过程,降水也呈现阶段性变化。动力场上,涡度和散度表现为低层气旋式辐合高层反气旋式辐散,并且有深厚的垂直上升运动,为强降水提供有利条件。

参考文献:

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社, 1980:225.
- [2] 汪汇洁,孙建华,卫捷,等. 近30年我国南方区域持续性暴雨过程的分类研究[J]. 气候与环境研究,2014,19(6):713-725.
- [3] 陆尔,丁一汇. 1991年江淮持续性特大暴雨的夏季风活动分析[J]. 应用气象学报,1997(3):61-69.
- [4] 陶诗言,张小玲,张顺利. 长江流域梅雨锋暴雨灾害研究——我国重大天气灾害形成机理与预测理论研究[M]. 北京:气象出版社,2004:14.
- [5] Huang R H. The numerical simulation of the three-dimensional teleconnections in the summer circulation over the northern hemisphere[J]. Advances in Atmospheric Sciences,1985(1):81-92.
- [6] 何钰,李国平. 青藏高原大地形对华南持续性暴雨影响的数值试验[J]. 大气科学,2013,37(4):933-944.
- [7] 肖天贵,孙照渤,葛非. 四川“9.22”暴雨过程的波包分布及传播特征[J]. 气象科学,2010,30(2):185-192.
- [8] 肖天贵. 高原低涡低频振荡传播对下游暴雨天气的影响[A]. 中国气象学会. 第32届中国气象学会年会S1灾害天气监测、分析与预报[C]. 中国气象学会,2015:2.
- [9] 鲍名. 近50年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景[J]. 大气科学,2007(5):779-792.
- [10] 赵玉春,王叶红. “7.22”长江中游暴雨中尺度系统的数值模拟与分析[J]. 气象,2005,31(1):13-18.
- [11] 徐双柱,沈玉伟,王仁乔,等. 长江中游一次大暴雨的中尺度分析[J]. 气象,2005,31(9):24-29.
- [12] 张家国,吴翠红,王珏,等. 一次冷锋大暴雨过程的多普勒雷达观测分析[J]. 应用气象学报,2006,17(2):224-231.
- [13] 宋春远,熊传辉,陈亮,等. 2005年7月清江流域一次连续暴雨的中尺度分析[J]. 暴雨灾害,2007,26(1):63-67.
- [14] 徐双柱,邹立维,刘火胜,等. 湖北梅雨期暴雨的中尺度系统及其模拟分析[J]. 高原气象,2008,27(3):567-575.
- [15] 李明,张涛,魏杰平. 2008年初夏孝感一次大暴雨天气过程的分析与诊断[J]. 暴雨灾害,2009,28(1):51-57.
- [16] 谭伟才. 广西致洪暴雨过程中准平衡中尺度涡旋持续性发展分析[A]. 中国气象学会. 第32届中国气象学会年会S1灾害天气监测、分析与预报[C]. 中国气象学会,2015:3.
- [17] 高守亭,周非凡. 基于螺旋度的中尺度平衡方程及非平衡流诊断方法[J]. 大气科学,2006(5).
- [18] 宗志平,张小宁. 2004年9月2-6日川渝持续性暴雨过程初步分析[J]. 气象,2005,31(5):37-41.
- [19] 师锐,陈永仁,肖红茹. 2013年四川盆地持续性特大暴雨过程对比分析[J]. 高原山地气象研究,2014,34(4):11-15,76.
- [20] 夏大庆,郑良杰,董双林,等. 气象场的几种中尺度分离及其比较[J]. 大气科学,1983,7(3):303-311.
- [21] 王信,励申申,寿绍文. 带通滤波及其平滑滤波的实例效果比较[J]. 气象科学,1991,11(3):319-326.
- [22] 徐元泰,丁一汇. 气象场的客观分析和中尺度滤波[J]. 大气科学,1988,12(3):274-282.
- [23] 毛文书,彭俊,周强,等. 基于Barnes滤波原理的降水场客观分析及尺度分离[J]. 成都信息工程学院学报,2008,23(6):668-672.
- [24] 陈忠明. 气象场中尺度带通滤波方法研究[J]. 气象学报,1992,50(4):504-510.
- [25] 赖绍钧,何芬,陈海山,等. 华南前汛期福建一次致洪暴雨过程的中尺度结构特征[J]. 高原气象,2012,31(3):167-175.
- [26] 冯业荣. 两类滤波器在中尺度分析中的应用[J]. 广东气象,1997(4):8-10.
- [27] 麻巨慧,MAJuhui. 哈尔滨地区一次暴雨过程的中尺度扰动分析[J]. 黑龙江气象,2007(4):37-38.
- [28] 陈艳. 西南低涡的气候特征及与降水的关系研究[D]. 南京:南京信息工程大学,2007.
- [29] 张虹. 西南低涡暴雨的中尺度滤波分析[A]. 中国气象学会S1灾害天气研究与预报[C]. 中国气象学会,2012:11.
- [30] 王素萍,田辉. A指数与周口降水[J]. 河南气象,1998(2):19.

Mesoscale Filtering Analysis of Persistent Heavy Rainfall in Sichuan in July 2016

HUANG Yao, XIAO Tian-gui, LIU Si-qi

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: This paper presents a comprehensive diagnostic analysis of the persistent heavy precipitation from July 18 to 23 of 2016 in Sichuan with precipitation data which from Sichuan meteorological station and reanalysis data from the European Center to study the interaction mechanism of different scale systems and the important role of mesoscale system in the continuous heavy rainfall in Sichuan. And Barnes band-pass filtering method for mesoscale filtering is used to achieve the small and medium-sized and large-scale isolation. The results show that the 500 hPa subtropical high extends westward and retreats eastward twice, the eastward shallow groove in the plateau deepens and intensifies twice in the basin, and the upper and lower air jets couple to provide large-scale circulation background for precipitation. The two southwestern vortexes moving eastward are the direct impact systems of heavy precipitation. The flow field shows low-level mesoscale cyclone and high-level mesoscale anticyclone, while the diapauses are controlled by mesoscale high pressure. According to the comprehensive diagnosis and analysis of the precipitation field, it is found that the stratified layer is in a state of high energy instability during heavy precipitation, and the water vapor is abundant. The vorticity and divergence manifest as high-level anticyclonic divergence and low-level cyclonic convergence with a deep vertical upward movement, providing favorable dynamic conditions for heavy rainfall.

Keywords: atmospheric science; synoptic dynamics; persistent heavy rainfall; Barnes filtering; mesoscale