

四川省2016年“5.5-5.7”大暴雨过程物理量对比分析

唐沛^{1,2}, 袁静¹, 龙治平¹, 杨雪¹

(1. 四川省遂宁市气象局, 四川 遂宁 629000; 2. 成都信息工程大学, 四川 成都 610225)

摘要:利用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ} 6\text{ h}$ 再分析资料对2016年“5.5-5.7”四川盆地一次大暴雨过程不同阶段进行对比分析。结果表明:(1)此次暴雨天气过程第一阶段为锋前暖区降水;第二阶段主要是系统性降水和对流性降水的混合性降水。(2)过程中强降水区域内的垂直螺旋度均为正值,垂直螺旋度的变化趋势同时对应降水和影响系统的变化趋势,并且时间上略有提前。(3)第一个降水时段的水汽主要来自850 hPa南海,水汽通量较小,水汽通量散度较弱,而第二个降水时段的水汽主要来自中低层的孟加拉湾以及南海,水汽通量较大,并且700 hPa、850 hPa两层均存在较强的水汽辐合,偏南暖湿气流与偏北回流冷空气的交汇区就是四川盆地东北部。(4)CAPE的大小对强对流能否发生有较好的指示作用。(5)高原槽和不稳定能量作用下产生的暖区暴雨无明显能量锋的影响;但是冷空气南下与低空急流在盆地内汇合产生的区域性暴雨,可以看出明显的能量锋的影响。

关键词:暴雨;螺旋度;水汽通量;对流有效位能;假相当位温

0 引言

暴雨是产生在特定的大尺度环流背景下,并且各种天气尺度系统相互配合下造成的^[1]。暴雨作为一种灾害性天气,往往得到气象工作者的高度关注。近几十年来,气象工作者利用数值模式对暴雨及其产生机理做了很多深入研究^[2-6],以解释影响暴雨的中小尺度天气系统的变化特征^[7-12],但是还有很多问题有待解决。复杂多变的地势使天气气候表现出明显的地方小气候,特殊的地理位置造成其多暴雨。暴雨是四川盆地最主要的灾害性天气,每年汛期,盆地往往会出现很多暴雨,有局地性暴雨和区域性暴雨^[13],而区域性暴雨往往会造成数百亿的人民财产损失。蒋兴文等^[14]通过对1981-2000年四川盆地夏季暴雨进行研究,得出不同地理位置暴雨的大尺度环流背景不尽相同。另外,一些气象工作者也得出了四川盆地暴雨发生的其他重要特征^[15-17]。

将使用 NCEP 逐日每6h再分析资料(分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$),从天气尺度环流背景,动力条件,水汽条件和能量条件这几个方面对2016年5月5日发生在四川盆地的一次暴雨过程进行分析。

1 实况分析

2016年5月5-7日,四川盆地出现了大雨到暴雨,局地地方大暴雨的天气过程,其中广元、绵阳、德阳、成都、达州、广安、南充、遂宁8市的部分地方及巴中、雅安、眉山、乐山、泸州、自贡、内江、资阳8市的局部地方

出现了暴雨或大暴雨。5日20时-7日08时,全省共316站雨量50~100 mm,22站100 mm以上,最大累计降雨量在达州真佛山,为187.1 mm。

此次暴雨降水天气过程为区域性暴雨,可以大致分为两个降水时段,第一时段为5日20时-6日08时,主要是对流性降水为主,小时雨强大,降水量变化幅度明显,持续时间短,降水主要出现在四川盆地西部沿山一带以及川南的部分地方,该时段降水主要是冷空气影响前的暖区降水,该时段最大雨量出现在温江永盛,为134.8 mm。第二时段为在6日08时-7日08时,主要是系统性降水和对流性降水的混合性降水,对盆地南部、中部、东北部和重庆造成一次暴雨过程,最大降水出现在达川区真佛山187.2 mm。

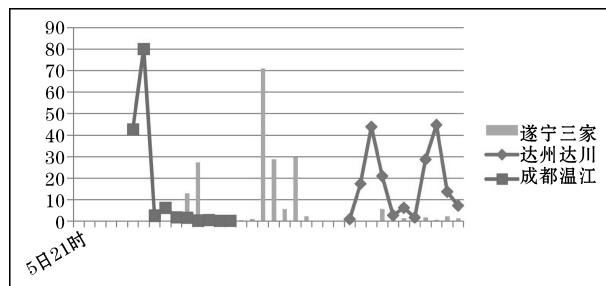


图1 逐时降水量分布图(单位:mm)

2 天气尺度环流背景场

此次过程前中高纬度地区一直维持稳定的一槽一脊的环流形势,副高588线维持在中国华南沿海,乌拉尔山以东地区为较稳定的低压槽控制,东北地区有中心值为540位势什米的东北冷涡,巴尔喀什湖到四川省为脊前西北气流控制。500 hPa上东北冷涡东移,在

贝加尔湖以南又有新的切断低压生成并且随着500 hPa引导气流东移,青藏高原上有高原槽生成。从850 hPa 风矢量场来看,北方有回流冷空气南下,到5日08时冷空气前沿已经移动到秦岭一带。

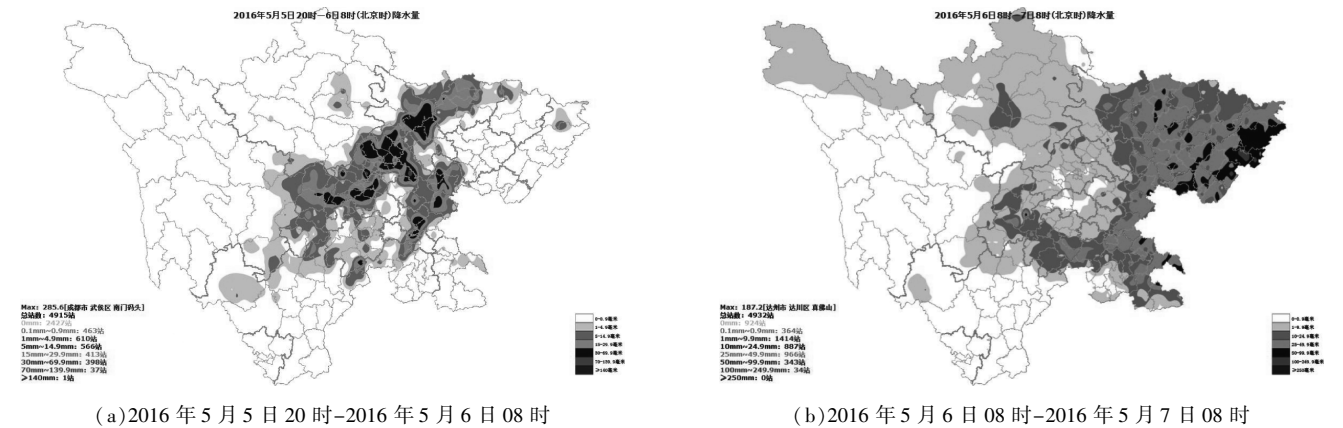


图2 降水分布图

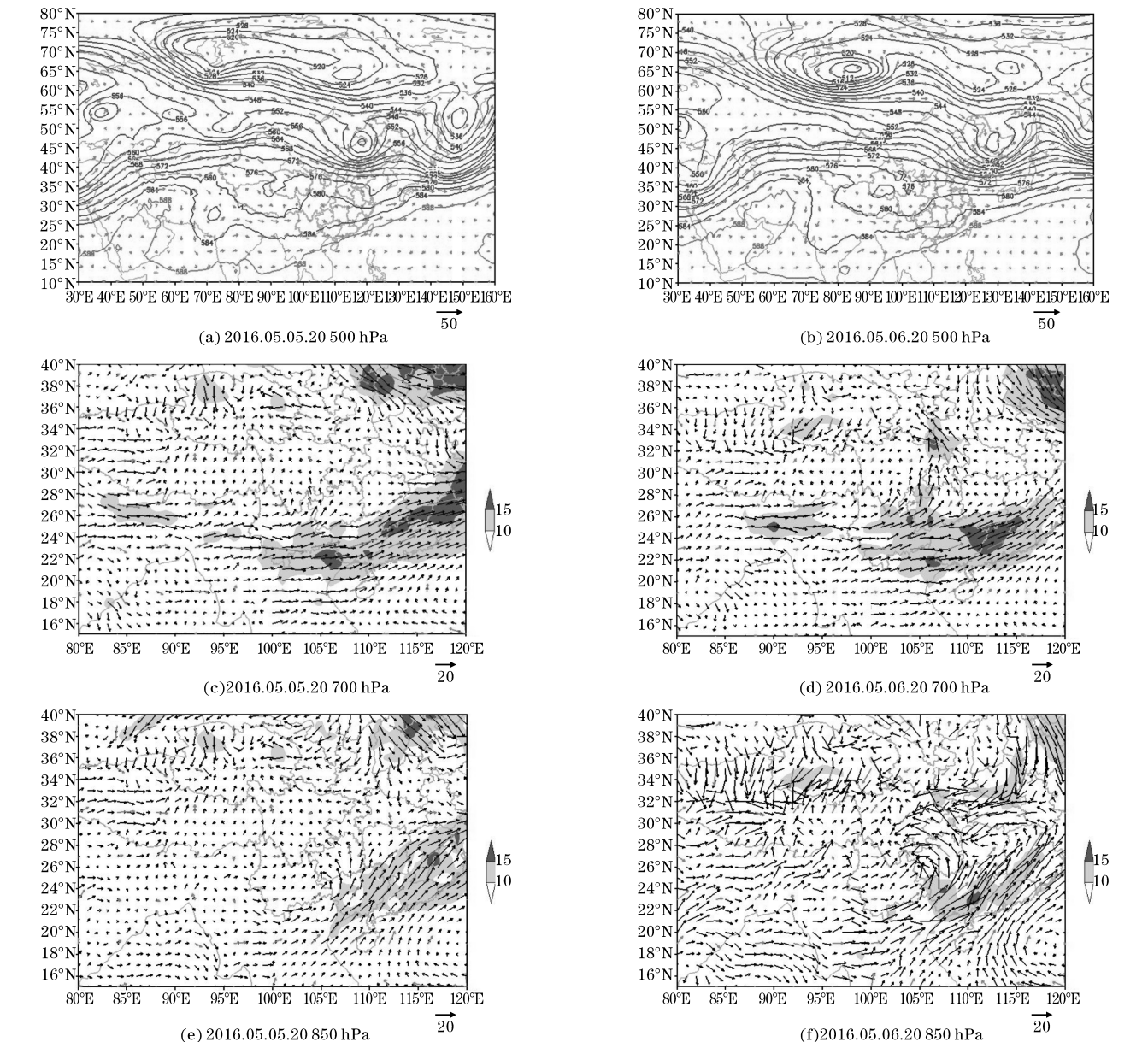


图3 2016年5月5日20时-2016年5月6日20时500 hPa,700 hPa,850 hPa 环流形势

5日20时500 hPa东北低涡东移出海,之前在蒙古地区的切断低压东移形成新的东北冷涡,高原槽与南支槽共同配合东移南压,并且已经移动到川西高原上空,槽前正涡度平流增强上升运动,槽后携带冷空气南下,该槽移动较为缓慢。700 hPa和850 hPa上华南沿海为一条较强的急流带,四川省盆地内无明显的系统影响,盆地西部存在弱的辐合,风速为2-4m/s。

6日20时500 hPa高原槽移动到川东北地区,700 hPa上盆地内西南气流逐渐增强,到6日20时达到急流强度,将水汽源源不断地向盆地输送,盆地东北部位于急流出口的左侧,从850 hPa风矢量场来看,6日08时开始,盆地内西南气流加强与北方回流冷空气在盆地内汇合,存在明显的风向辐合,并且维持长达24小时,6日08时辐合继续加强,在盆地内形成一个中尺度低涡,暴雨区位于低涡右前方,降水强度与低涡的发展过程相对应。6日20时盆地西部、中部逐渐转为偏北气流控制为稳定性降水,盆地东北部依然存在风向辐合。

到7日08时高原槽逐渐移出四川省,700 hPa和850 hPa上盆地内转为偏北风控制,此次降水趋于结束。

3 垂直螺旋度对比分析

3.1 垂直螺旋度的计算

螺旋度最早是在流体力学中研究湍流时提出的^[21],很多学者^[22-25]对其进行了深入的理论研究。近年来,螺旋度已经作为一个新的天气诊断物理量广泛应用在强对流天气、暴雨和沙尘暴的分析和预报中。尤红等^[26]对广东省连续性特大暴雨过程进行垂直螺旋度诊断分析得出,广东特大暴雨范围、强度与该地区上空中层正、高层负垂直螺旋度中迅速增大、减小密切相关,并和中心增大、减小区域也有很好的对应关系;鲁坦^[27]对一次豫南暴雨完全螺旋度诊断分析发现,水平螺旋度的变化对天气系统的移动和发展具有较好的指示作用,垂直螺旋度的变化对降水的落区和强度预报具有较好的参考价值。

螺旋度是表征流体的旋转程度与沿旋转轴方向运动强弱程度的物理量。严格定义为 $H \equiv \iiint V \cdot (\nabla \times V) d\tau$, 可见在 P 坐标中垂直方向上的螺旋度为: $H_p = -\xi \times \omega$ 。其中垂直涡度用 ξ 来表示,垂直速度用 ω 来表示,垂直螺旋度用 H_p 来表示,单位为 $10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{S}$, 垂直螺旋度是反映环境大气在垂直方向上的上升速度和旋

转强度的物理量,对高原低值系统作用下的降水的大小和强度有较好的指示意义。

3.2 垂直螺旋度时间分布对比分析

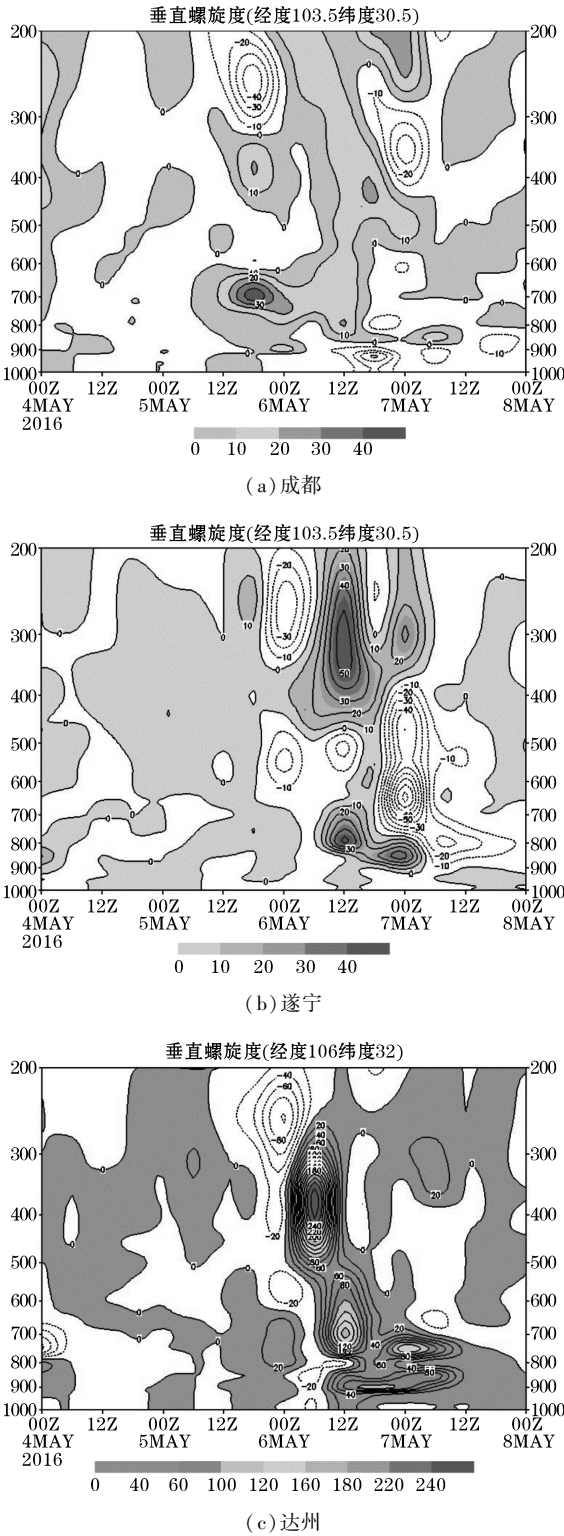


图4 2016年6月5-7日3站的垂直螺旋度
(单位: $10^{-6} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$)

图4为成都,遂宁,达州3站垂直螺旋度的时间序列图。由图4(a)可知,在第一降水时段成都400 hPa

以下中低层为正垂直螺旋度控制区,高层为负螺旋度控制,5日20时-6日08时成都上空的正、负垂直螺旋度均为一个增大和减小的过程,并且在6日凌晨达到最大,在700 hPa和300 hPa分别有 $40 \times 10^{-6} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$ 和 $-40 \times 10^{-6} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$ 的正、负垂直螺旋度中心,高低空相互对应,此时也是第一时段降水最为强烈的时段。6日08时之后垂直螺旋度减弱,降水也随之慢慢减弱。从图4(b)中可以看出,6日14时开始遂宁本地中低层600 hPa以下的正垂直螺旋度迅速增大,一直持续到7日08时,分别有2个正垂直螺旋度中心分别达到 $40 \times 10^{-6} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$ 和 $30 \times 10^{-6} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$,从7日0时左右700~400 hPa负垂直螺旋度开始增加,两个垂直螺旋度中心分别代表两个降水时段,在2个垂直螺旋度中心减小到增大的间歇期降水也随之暂停,2个时段均出现了较强的降水。从图4(c)中可以看到,6日14时-7日20时达州地区上空的垂直螺旋度为增大,减小,并且向上发展的过程,过程中在700 hPa和850 hPa上分别出现了3个正螺旋度中心,700 hPa两个正螺旋度中心分别对应达州降水的2个强降水时段,且提前大概4~5小时。

可以看出:过程中强降水区域内的垂直螺旋度均为正值,垂直螺旋度的变化趋势同时对应降水和影响系统的变化趋势,并且略有提前。2个降水时段比较,前一时段的垂直螺旋度小,并且持续时间短。

4 水汽对比分析

能够形成暴雨必然有充足的水汽输送,强降水过程中的水汽通量和水汽通量散度对降水区往往存在对应关系,具有一定的指示作用。图5为暴雨发生时刻低层大气水汽通量、水汽通量散度以及流场的分布情况。从图5(a)可见,06日02时700 hPa上在整个盆地以及川南山地都有较弱水汽通量,在盆地西部有 $4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$ 的较弱水汽通量中心值,但是在盆地西部沿山一带以及盆地南部和川南山地水汽通量散度为负值,中心值达到 $-4 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$,说明在700 hPa上的盆地西部沿山一带以及盆地南部和川南山地有水汽辐合。再看06日02时850 hPa(图5b),盆地东部一直到南海为一个水汽通量大值带,中心值达到 $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$ 以上,盆地内的水汽通量为 $6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$,在盆地北部沿盆地西部沿山一直到盆地南部的水汽通量散度为负值,南海的西南气流其中有一支到重庆南部转向为东南气流,将水汽带到盆地西部,使水汽在盆地西部辐合。可以从图2(a)中看到水汽通量散度分布与降水量落区较为对应。

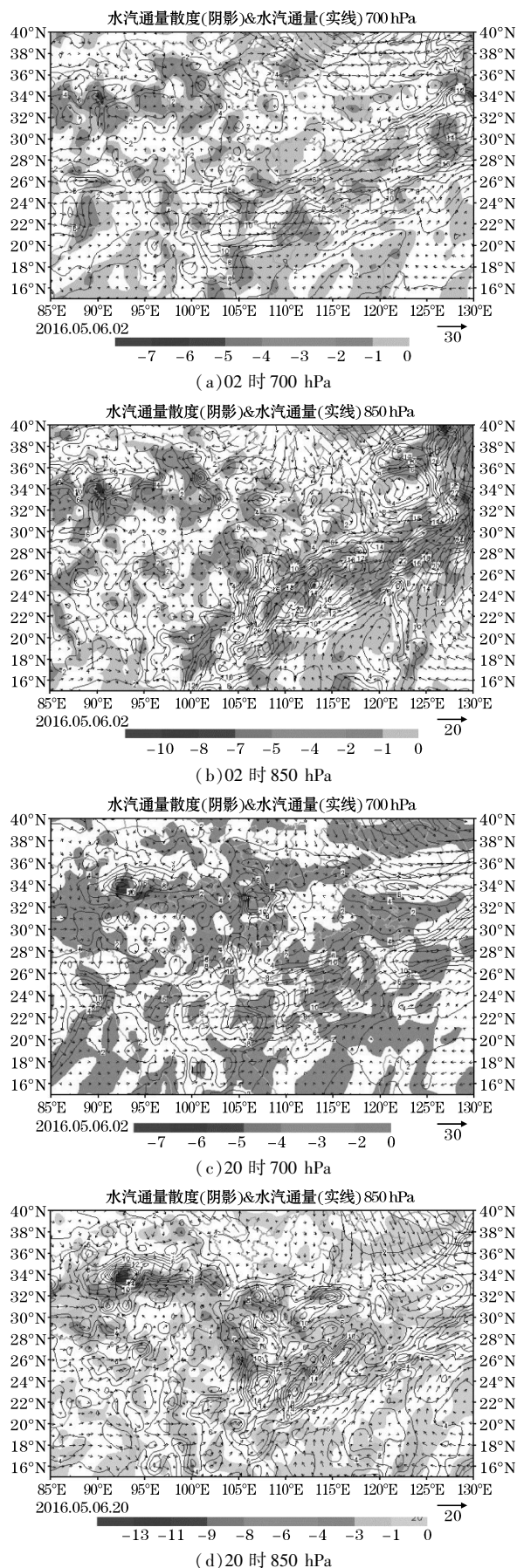


图5 2016年5月6日水汽通量(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$)及水汽通量散度(阴影,单位: $1 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$)

6 日 20 时 700 hPa(图 5c), 可以看到相对于 06 日 02 时, 水汽通量和水汽通量散度都有明显的增大, 在盆地东北部有中心值为 $12 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$ 的水汽通量, 并且在盆地北部水汽通量散度为负值, 中心值达到了 $-8 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$ 左右, 这是因为孟湾-云南-四川盆地东部的西南气流风速从 06 日 08 时开始增加, 到 6 日 20 时急流建立, 将孟湾的水汽源源不断向暴雨区输送。在 850 hPa 上(图 5d) 存在两条明显的水汽通道, 一个位于 $106^{\circ}\text{E} \sim 114^{\circ}\text{E}, 33^{\circ}\text{N}$ 的东东北-西西南向水汽输送带, 中心值 $14 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$

位于湖北省与河南省交界处, 还有一支是位于两广交界处经贵州至重庆和盆地东部的水汽输送带, 中心值达到 $22 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$, 并且在重庆境内还有 $14 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$ 的水汽中心, 盆地东北部的水汽通量散度为 $-8 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{S}^{-1}$ 左右的水汽辐合中心。可以看到, 偏南暖湿气流与偏北回流冷空气的交汇处就是四川盆地东北部, 并且 700 hPa、850 hPa 两层均为水汽辐合, 使得第二降水时段暴雨中心位于盆地东北部。

综上所述, 第一个降水时段的水汽主要来自 850 hPa 南海, 水汽输送较弱, 水汽辐合较弱, 而第二个降水时段的水汽主要来自中低层的孟湾以及南海, 水汽输送较强, 并且 700 hPa、850 hPa 两层均存在较强的水汽辐合。

5 能量场对比分析

5.1 对流有效位能分析

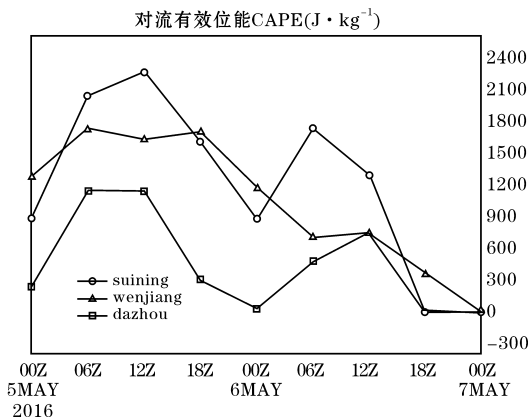


图 6 温江、达州、遂宁 3 站的 CAPE 随时间的变化曲线

Doswell 等^[28]中指出, CAPE(对流有效位能)是能够定量的反映大气层结中发生深对流的可能性的热力学要素, 它的水平分布与天气系统的发展有着非常密切的关系, CAPE 值越大, 就越有可能发生强对流, 所

以 CAPE 是被广泛地作为分析强对流天气的诊断要素之一。近些年来更多的新概念被提出, 如: 下沉对流有效位能(DCAPE)、归一化对流有效位能(NCAPE)^[29]、最佳对流有效位能(BCAPE)^[21]等, 使 CAPE 用途变得更加广泛, 成为研究强对流天气中能量变化最直观、有效的物理量。

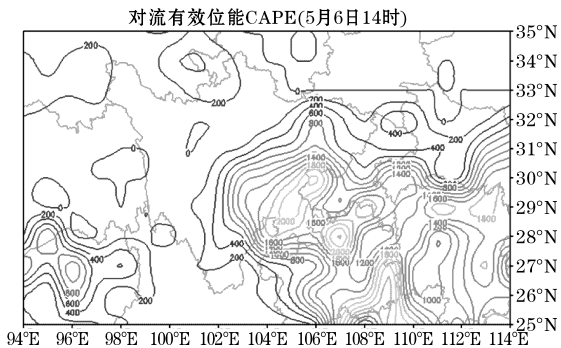


图 7 2016 年 5 月 6 日 14 时对流有效位能(单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

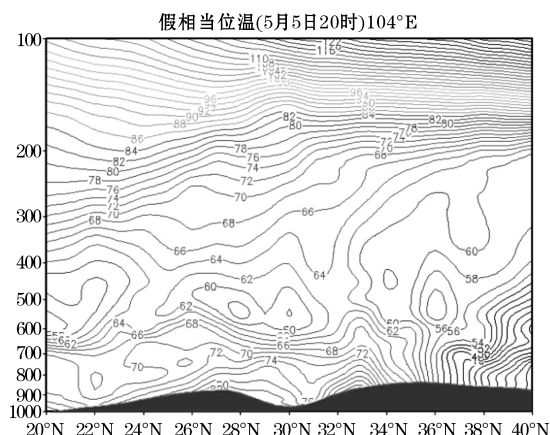
此次暴雨过程有两个降水时段, 第一个降水时段为 5 日 20 时-6 日 08 时, 对流性降水为主, 第二个降水时段出现在 6 日 08 时-7 日 08 时, 是系统性降水和对流性降水的混合性降水。成都温江主要是第一时段降水, 达州为第二时段降水, 遂宁经历两个时段降水。

选取这 3 个代表站, 来分析这次暴雨过程中 CAPE 随时间的变化曲线(图 6)。由图 6 可知, 温江站和遂宁站在降水第一时段的 CAPE 在 5 日 20 时达到峰值, $1800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上, 此时的大气层处于较不稳定的状态, 这时只要有触发机制的情况下, 不稳定能量极易得到释放。由于槽前上升运动的触发和地形的抬升作用, 使得两地积累的能量得到释放, 产生了对流性降水, 降水也是从 5 日 20 时之后开始, 温江站 2 个小时的降水量达到 120 mm 以上, 遂宁射洪明星镇小时雨强也达到了 74 mm。5 日 20 时开始 3 站的 CAPE 均开始下降, 但是遂宁和达州两个站点的 CAPE 从 6 日 08 时又开始增加, 能量重新开始聚积, 这是因为 5 日 20 时盆地内的西南气流开始加强到 6 日 08 时达到急流标准, 急流能够将水汽和能量源源不断地向暴雨区输送, 使得暴雨区能够有新一轮的能量积累。与此同时温江站的能量并没有增加, 这是因为本次暴雨过程的急流主要是出现在盆地的东部地区, 并没有对盆地西部产生影响。同时我们在图中可以看出, 遂宁地区的 CAPE 较达州先达到峰值, 这是因为急流是沿着盆地东部自南向北的影响, 两地所以在时间上有一个滞后效应, 在降水时序图中也可以看到, 遂宁地区强降水是从 6 日 14 时开始的, 而达州地区的降水是从 6 日 20 时开始的。随着冷空气进入盆地, 6 日 20 时开始 3 站的 CAPE 开始急速下降。在降水第二时段的各个时次

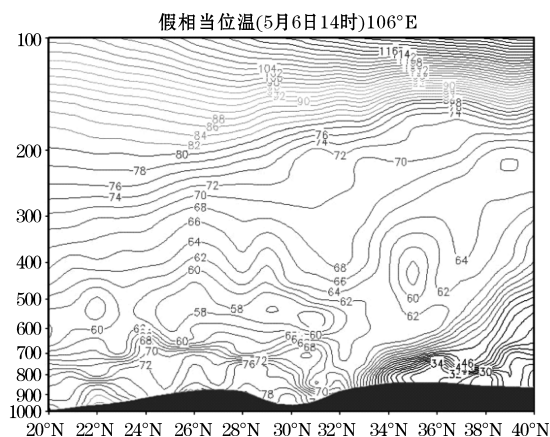
CAPE 分布图中可以看到四川盆地东部一直都是一个 CAPE 大值区,6 日 14 时达到最大(图 7),出现在盆地南部 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,不稳定能量的释放会增强上升运动,产生强降水。

综上所述,CAPE 对强对流的发生与与否有较好的指示作用。

5.2 假相当位温



(a) 5月5日20时沿 104°E



(b) 5月6日14时沿 106°E

图8 5月5日20时和6日14时分别沿 104°E 和 106°E 假相当位温纬向剖面图(单位:°C)

图8为5月5日20时和6日14时分别沿 104°E 和 106°E 假相当位温纬向剖面图。从图8可以看出两个时刻存在明显差异。5日20时图8(a)中看不到明显的能量锋区的形成,而在6日14时的图8(b)中可以看到有很明显的能量锋区的影响

5日20时 33°N 以下的对流层中低层 700 hPa 以下,假相当位温值均大于 70 °C,在初春 5 月为较高值,并且假相当位温值随高度减小,32°N θ_{se} 为 80 °C 以上,31°N 附近 $\theta_{se500-850} < -15$ °C,同时 30°N ~ 34°N 为凸状区,由此可见 104°E 的盆地西部沿山一带整个大气处于很强的对流不稳定状态,而对流不稳定也是冷空气进入前发生暖区暴雨的一个重要条件。此时段的降水

就出现在 104°E, 30°N 以南的地区。

在图 8b 中可以看到,在 32°N 附近存在坡面角度较大的等 θ_{se} 密集区,也就是能量锋区,此次过程第二时段的暴雨区就是出现在 32°N 附近的等 θ_{se} 密集区。在能量锋区以南的盆地对流层中低层假相当位温值随高度减小,32°N θ_{se} 为 78 °C,31°N 附近 $\theta_{se500-850}$ 达到 -20 °C 左右,中低层 θ_{se} 是明显的凸状区,32°N 以南对流层中低层 θ_{se} 值较高,为能量较高的暖湿空气,而 32°N 以北为 θ_{se} 值的低值区,是能量相对较小的冷空气。能量锋区逐渐南压,暴雨区内的大气层结转为假相当位温值随高度增加的稳定层结,降水也开始趋于结束。

通过对比可见,此次暴雨过程为能量锋前降水到锋区逐渐南压的区域性暴雨的过程。第一时段降水为高空槽前的动力作用和大气不稳定层结下,产生的暖区短时强降水,降水主要出现在盆地西部,第二时段降水是随着急流的建立带来的暖湿空气与偏东北回流冷空气在盆地东北部汇合,产生的区域性暴雨天气。

6 结束语

(1) 此次暴雨降水天气过程大致分为两个降水时段,第一个降水时段主要是冷空气影响前的暖区降水,主要是对流性降水为主,小时雨强大,降水量变化幅度明显,持续时间短;第二个降水时段主要是高原槽继续东移发展,再加上 850 hPa 西南气流与偏北冷空气在盆地内形成辐合后产生的系统性降水和对流性降水的混合性降水。

(2) 垂直螺旋度的变化趋势和高低空的配置与暴雨出现的时间和落区有一定的对应关系。过程中强降水区域内的垂直螺旋度均为正值,并且时间上略有提前。第一降水时段的垂直螺旋度的值较第二降水时段的垂直螺旋度小,并且持续时间短。

(3) 冷空气影响前的暖区降水水汽主要来自 850 hPa 南海且水汽供应较弱,而第二个降水时段的水汽主要来自中低层的孟湾以及南海,并且 700 hPa、850 hPa 两层均存在较强的水汽辐合,偏南暖湿气流与偏北回流冷空气的交汇处就是四川盆地东北部。

(4) CAPE(对流有效位能)对强对流的发生与与否有较好的指示作用。急流的建立使得暴雨区能够有新一轮的能量积累。

(5) 高原槽和不稳定能量作用下产生的暖区暴雨无明显能量锋的影响;但是冷空气南下与急流在盆地内汇合产生的区域性暴雨,可以看出明显的能量锋的影响,动力和热力作用产生次级环流加强垂直运动发

展。

参考文献:

- [1] 章淹. 暴雨预报[M]. 北京: 气象出版社, 1990: 19-167.
- [2] 葛晶晶, 钟伟, 等. 地形影响下四川暴雨的数值模拟分析[J]. 气象科学, 2008, 28(2): 176-183.
- [3] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [4] 王鹏云, 李泽春. 灾害天气和中尺度气象学研究[J]. 气象科技, 2001, 29(1): 10-14.
- [5] 蒋兴文, 王鑫. 近20年四川盆地大暴雨发生的大尺度环流背景[J]. 长江流域资源与环境, 2008, (1): 4-8, 227.
- [6] Lorenz E N. The predictability of hydrodynamic flow[M]. Trans. New York Acad. Sci. Series 2, 1963a: 409-432.
- [7] 郑仙照, 寿绍文, 沈勇新. 一次暴雨过程的物理量分析[J]. 气象, 2006, 32(1): 103-106.
- [8] 陈忠明, 闵文彬, 崔春光. 暴雨中尺度涡旋系统发生发展的诊断[J]. 暴雨灾害, 2007, 26(1): 29-34.
- [9] 何光碧, 顾清源, 陈静, 等. AREM模式对“05.7”四川大暴雨的敏感性试验[J]. 暴雨灾害, 2007, 26(3): 199-206.
- [10] 李世刚, 梁涛, 彭盼盼, 等. “07.5”湖北大暴雨的中尺度系统及降水成因分析[J]. 暴雨灾害, 2007, 26(3): 230-235.
- [11] 刘运成. 青藏高原东侧一次连续大暴雨过程湿Q矢量分析[J]. 气象, 2006, 32(12): 43-49.
- [12] 王改利, 刘黎平. 暴雨云团的多尺度识别方法及其在临近预报中的应用[J]. 大气科学, 2007, 31(3): 400-409.
- [13] 陈永仁, 王春国, 李跃清. 四川盆地一次暴雨过程的初步分析[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(4): 302.
- [14] 蒋兴文. 近20年四川盆地大暴雨发生的大尺度环流背景[J]. 长江流域资源与环境, 2008, 17(Z1): 132.
- [15] 屠妮妮, 段玮. 2006年9月4-5日四川暴雨过程分析[J]. 气象, 2008, 34(7): 51-59.
- [16] 赵玉春, 王叶红. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 819-831.
- [17] 曾新民, 吴志皇. WRF模式不同陆面方案对一次暴雨事件模拟的影响[J]. 地球物理学报, 2012, 55(1): 16-27.
- [18] Mofat H K. The degree of knottedness of tangled vortex lines[J]. J Fluid Mech, 1969, (35): 117-129.
- [19] 岳彩军, 寿亦莹, 寿绍文, 等. 我国螺旋度的研究及应用[J]. 高原气象, 2006, 25(4): 754-762.
- [20] 郑峰. 螺旋度及其在天气诊断分析中应用研究的进展[J]. 贵州气象, 2005, 29(2): 3-5.
- [21] 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, 30(5): 854-862.
- [22] 余贞寿, 倪东鸿, 闵锦忠. 超强台风JxL/圣帕(0709)特大暴雨过程的完全螺旋度分析[J]. 南京气象学院学报, 2009, 32(1): 45-53.
- [23] 喻自风, 余晖. 第二类热成风螺旋度对登陆台风降水的诊断能力分析台风泰利个例研究[J]. 气象学报, 2009, 67(5): 851-863.
- [24] 尤红, 姜丽萍, 彭瑞, 等. 2005年6月广东特大暴雨垂直螺旋度分析[J]. 气象, 2007, 33(4): 71-76.
- [25] 鲁坦. 2011-06-23豫南暴雨成因及完全螺旋度诊断分析[J]. 气象与环境科学, 2012, 35(2): 49-55.
- [26] Doswell III, C. A. and E. N. Ramsmussen. The effect of neglecting the virtual temperature correction CAPE calculations[J]. Wea Forecasting, 1994, 9: 625-629.
- [27] 彭治班, 刘健文, 郭虎, 等. 国外强对流天气的应用研究[M]. 北京: 气象出版社, 2001: 111-115, 134-135.