

文章编号: 2096-1618(2020)03-0299-07

成都盛夏短时强降水特征统计分析

张涛¹, 韦玮¹, 青娉楚², 王旭^{3,4}, 廖文超²

(1. 成都市气象局, 四川 成都 611131; 2. 南充市气象局, 四川 南充 637000; 3. 成都信息工程大学电子工程学院, 四川 成都 610225; 4. 中国气象局大气探测重点开放实验室, 四川 成都 610225)

摘要:利用成都市 2017–2019 年 7–8 月国家级自动站逐小时降雨量和常规探空分析了盛夏典型短时强降水过程的环流形势特征,建立了 4 种短时强降水概念模型。高空辐散、切变线和风向风速辐合、500 hPa 负变温、低空急流、500 hPa 负变高和地面中尺度辐合线是有利于短时强降水发生的大、中尺度影响系统。通过物理量分析可知,短时强降水发生在热力不稳定层结、中低层水汽充沛、垂直风切变弱、抬升凝结高度低和暖云层厚度较厚的环境中。绝大多数短时强降水回波($\geq 90\%$)为低质心的块状回波,平均持续时间接近 30 min,移速以 $20 \sim 31 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ 为主。在对流层低层,持续时间达 3 ~ 12 h 且风向较一致的显著偏南气流或偏东气流对短时强降水发生有较好的警示作用。700 hPa 偏南或偏北风对强降水回波的移动方向具有较好指示意义。

关键词:短时强降水;环流形势;统计特征;雷达回波

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2020.03.010

0 引言

短时强降水是指短时间内降水强度较大,其降雨量达到或超过某一量值的天气现象。短时强降水的出现多伴有雷雨大风、冰雹等强对流天气,易引发城市内涝、泥石流、山洪等次生灾害,给人民生活安全造成严重威胁。故短时强降水的研究一直是国内外气象学者的研究重点之一^[1-8],同时也是难点之一。

从气候角度出发,通过大量研究揭示了中国或某区域短时强降水的时空分布特征^[7-14]。其中,陈炯等^[8]研究发现对中国而言 7–8 月是短时强降水最活跃的月份,且四川盆地是短时强降水发生频率较高的地区之一。毛冬艳等^[11]研究西南地区短时强降水的气候特征发现四川盆地西部边缘地区为强短时强降水多发区,且降水强度高、夜发性明显。

从多普勒天气雷达在短临预警方面的应用出发,不少研究通过统计雷达回波特征来总结适用本地的短时强降水预警指标^[15-19],提升强对流天气的监测预警能力。应冬梅等^[15]研究发现相对平均速度上“S”型暖平流及“牛眼”、深厚的湿度层等是短时强降水的主要特征。李德俊等^[16]指出组合反射率强中心回波强度、垂直累积液态水含量密度、40 dBZ 强回波伸展高度和雷达风廓线上 $1.8 \sim 6.1 \text{ km}$ 风切变达到 43 dBZ、

$1.1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 、 7.0 km 和 $1.9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 时,恩施山区可进入短时强降水临近预警状态。郝莹等^[17]发现短时强降水的雷达反射率结构具有“低质心”和“高质心”两种特征。段鹤等^[18]对滇西南地区“低质心”和“高质心”强降水分别给出了预警指标。此外,还有不少研究将各种表征热力、动力、水汽的物理量广泛应用到高原东侧或东北侧短时强降水的分析诊断中^[20-21]。

成都处于四川盆地西北部,是盆地暴雨和短时强降水高发中心之一,具有小时雨量大、夜发性明显的特征,加之成都东西两侧均有山脉存在,复杂地形下短时强降水易诱发山洪地质灾害。此外,成都主城区建设如火如荼,局部地势低洼,易出现内涝,故对成都短时强降水的研究分析十分有意义。不同气候背景下,不同地区的短时强降水具有不同特点,因此对成都地区短时强降水研究也十分必要。但目前对成都短时强降水研究进展缓慢,对其特征缺乏系统的总结分析,故在借鉴国内外的研究思路和方法之上,选取成都地区 2017–2019 年盛夏(7–8 月)短时强降水天气过程,分析其伴随的环流特征、环境物理量特征和多普勒天气雷达回波特征,探索短时强降水预警预报着眼点,以期提高本地短时强降水预警预报能力,并为后期开展相关研究提供支撑。

1 数据和方法

利用 2017–2019 年盛夏(7–8 月)成都市 18 个国

收稿日期: 2020-03-28

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41705008); 中国气象局大气探测重点开放实验室开放课题资助项目(KLAS201713)

家级自动气象站(国家站)观测的逐小时降雨资料选取典型短时强降雨天气过程;利用探空资料分析其大尺度环流特征和环境物理量特征;利用成都6部风廓线雷达资料辅助分析低空急流;利用成都多普勒天气雷达基数据资料分析回波特征。

根据《全国短时、临近预报业务规定》:短时强降雨定义为1 h降雨量 ≥ 20 mm($R \geq 20$ mm \cdot h $^{-1}$);短时强降雨站次数是指一定时段、一定区域内国家站出现短时强降雨的次数。在统计短时强降雨站次数时规定:同一次过程中多个国家站出现短时强降雨记为多站次。统计短时强降雨时规定:短时强降雨发生时间间隔在6 h内的记为同一次个例。据此得到2017–2019年盛夏(7–8月)成都地区85个短时强降雨个例,累计266站次(见表1)。此外,为寻求典型短时强降雨个例来考察强降雨天气过程发生时的环流特征,本文定义一次个例中短时强降雨站点数达到4个及以上作为一次典型短时强降雨过程。根据以上标准,共挑选17个典型强降雨个例(见表1)。

表1 2017–2019年盛夏(7–8月)短时强降雨过程统计

年份	站次数	个例	典型个例
2017	72	27	6
2018	126	32	8
2019	68	26	3
合计	266	85	17

2 短时强降雨的环流背景和物理量特征

2.1 环流形势特征

通过分析17个典型强降雨天气过程发现,盛夏季节成都短时强降雨的环流背景一般有4种类型:两高切变型,占41.2%;东高西低型,占35.3%;副高控制型,占17.6%;青藏高原东部高脊东移型,占5.9%。这4种类型分别有以下环流特征:

两高切变型(图1a)。500 hPa亚洲中高纬为纬向环流或宽广低槽区,青藏高原受青藏高原高压控制,高压东部的西北气流有利于引导冷平流侵入成都地区;西太平洋副热带高压(以下简称“副高”)588线常位于贵州、湖南一带,但实际控制范围(卫星上的无云区)西伸至盆地东部,成都地区位于上述两高压环流间的强切变辐合区。中低层四川盆地内有偏南气流或偏东南气流的增强,且方向较一致,辐合区前沿位于成都地

区,提供有利的水汽条件。切变线、低层气流交汇和地形辐合抬升为强降雨提供有利的动力条件。强降雨落区正好位于切变线前部,中低层气流交汇处以及山前位置,即成都西部区县到新津、双流、天府新区。若近地面有冷空气参与,强降雨范围会扩展至龙泉驿和青白江区,小时降雨量亦更大。

东高西低型(图1b)。500 hPa上贝加尔湖以西常有一深厚的低槽,副高强盛并西伸至四川盆地东部(甚至更西的位置),高原低槽或切变线东移受阻而滞留在川西高原东部。成都正好位于副高西北侧,以及西南暖湿气流和偏东南气流的交汇处。中低层显著增强的西南气流和偏东气流为成都输送暖湿气流,为短时强降雨提供有利的水汽和能量条件。对流降水常常在盆地西南部产生后向北移动至成都地区或在本地生成加强,形成短时强降雨。当有冷空气参与,该类强降雨过程可分为两个阶段,暖区分散短时强降雨和冷空气触发下的大面积短时强降雨。强降雨落区无明显规律,但时间上多发生在半夜至凌晨,随着冷空气进入降雨会持续至中午前后。

副高控制型(图1c)。200 hPa四川受南亚高压或处于南侧偏东急流影响,成都位于脊线附近。500 hPa亚洲中高纬度为纬向环流,多移动性槽脊;中低纬度地区中国西部为青藏高原,副高强盛西伸至川西高原,成都地区处于副高588线控制范围内或其外围的高压环流内。由于阿坝北部切变存在,加之副高日变化,使得盆地西北部由副高内侧的高压环流转变为副高外围影响,配合低层有偏东气流的扰动、地形抬升作用和气旋式辐合造成强降雨。此类强降雨过程基本无冷空气影响,降水主要集中在山区附近,一个是在西部沿山山前,一是在龙泉山脉附近,且日变化非常显著,常发生在凌晨至早上。

青藏高原东部高脊东移型(图1d)。高脊位于青藏高原东部到川西高原,强降雨前高脊迅速东移,上游高原地区低值系统快速发展东移至盆地西部山区,并伴有显著的负变温。700 hPa上,配合巴湖到贝湖一带低槽东移引导槽后冷平流南下,高低层大气环流配置形成上冷下暖的高能不稳定层结。脊后的强偏南气流为强降雨的发生提供了水汽输送条件,中高空冷平流和中低层切变线为强降雨的产生提供了动力条件。此类短时强降雨开始于500 hPa低值系统东移时,并自西向东覆盖大部分成都地区,故具有降水范围大、持续时间长的特征。由于系统东移十分迅速,数值模式预报常常较实况发生更晚。

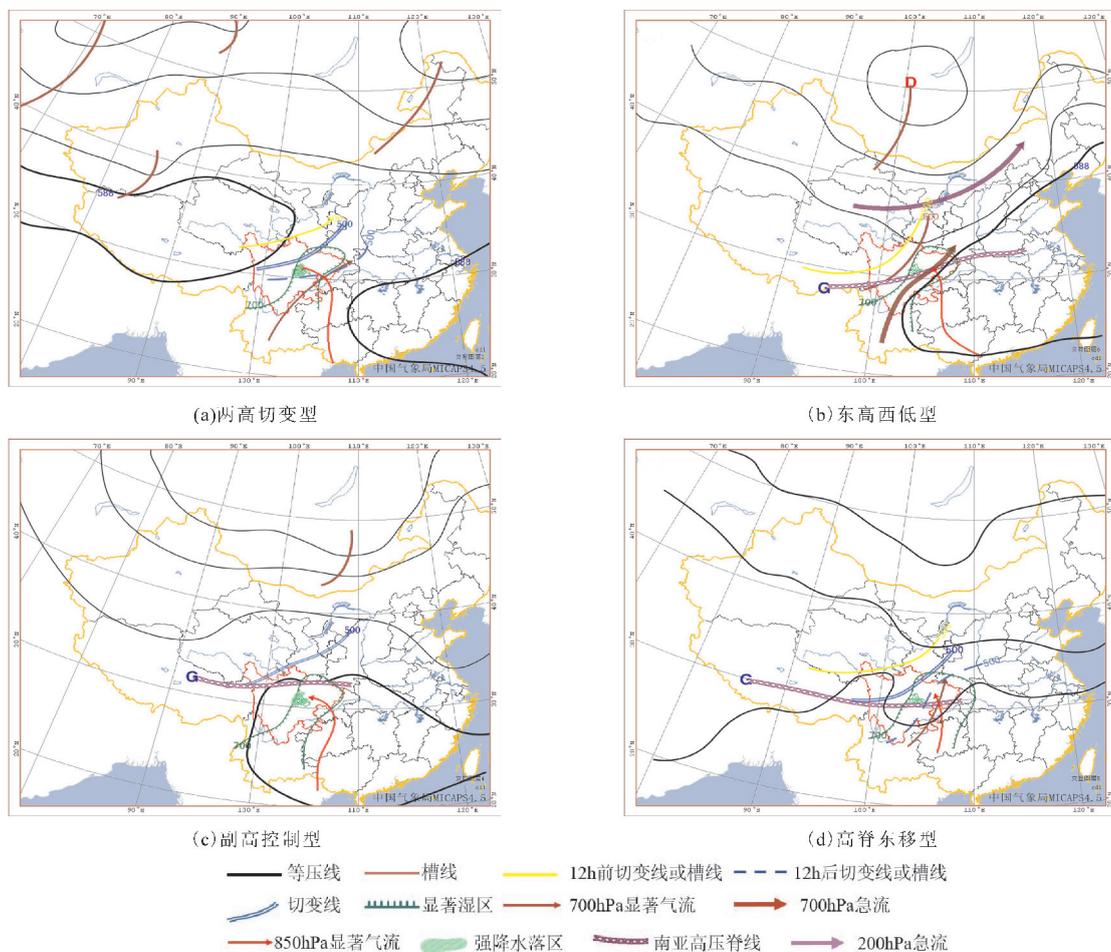


图1 成都盛夏短时强降水概念模型

2.2 大尺度及中尺度影响系统

在大尺度环流分型基础上,对各类短时强降水的大中尺度影响系统进行统计分析,如表2所示。其中,高空辐散包含分流区、南亚高压和风速辐散;低层辐合包括切变线、风向风速辐合和低涡;500 hPa成都和上游高原东部有3站及以上存在负变温或负变高时认为500 hPa有负变温或负变高区;地面辐合线为短时强降水开始前1 h到短时强降水出现时。利用探空资料,按 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 标准统计得低空急流 I;按《四川天气预报手册》标准^[22]:东南低空急流为 $25^\circ \text{N} \sim 35^\circ \text{N}$, $105^\circ \text{E} \sim 110^\circ \text{E}$ 850 hPa上有两站或以上风速在 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,风向为西南-东南大风的大风轴;西南急流为700 hPa上 40°N 以南、南岭以北,有两站以上风速在 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 及其以上的西南大风轴线,入口在四川西部与云贵高原之间,统计得低空急流 II;按按风廓线雷达资料统计短时强降雨前是否出现 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 大风速度统计得低空急流 III。

从表2可知,短时强降水过程均伴有低层辐合、高层辐散的垂直环流结构特征。强降水出现在高空辐散

下方的切变附近、风向风速辐合区。500 hPa负的变温变高对短时强降水有较重要的作用,尤其是负变温。统计显示,71.4%两高切变型和83.3%东高西低型伴有负变温,而所有副高控制型和高脊东移型均伴有显著负变温。对流单体常在地面辐合线附近触发,但对应关系却比较复杂,经分析在两高切变型中地面辐合线对短时强降水产生区域有较好的指示意义,但其余的效果不佳,特别是高脊东移型,没有地面辐合线出现。

低空急流和短时强降水关系密切,但在四川盆地,受地形影响探空获取的风速往往无法到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的标准。若按 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的标准统计发现,只有东高西低和副高控制型各有一个典型短时强降水存在低空急流,强降水出现在急流轴的左侧;其余短时强降水过程虽未达到低空急流的标准,但62.5%的过程都伴随着南风风速的明显加强,12 h风速平均增大 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。若改用四川盆地标准,低空急流(显著气流)在短时强降水发生前存在的比例高达76.5%,其中副高控制和高脊东移型可达100%,这表明低层显著偏南气流与短时强降水关系密切,暖湿平流的加强提供了充足的水

汽条件,也增强了大气层结的不稳定度,故低层偏南气流的显著增强对强降水发生具有较好的指示意义。对风向分析表明,强降水发生前本地低层风向主要是偏东风或偏南风,其中700 hPa以上以南风和西南风最多,

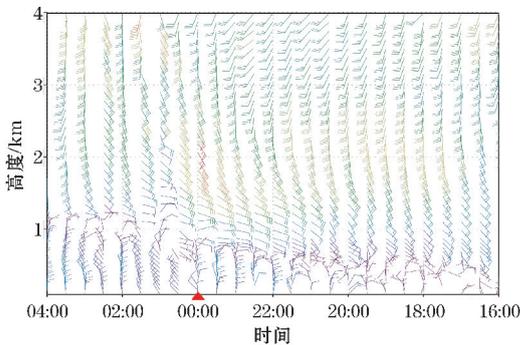
占76.47%;850 hPa以东风和东南风最多,占58.82%,偏东或东南气流在沿山地形的动力抬升作用,更加有利短时强降雨的发生。

表2 成都盛夏短时强降雨的影响系统

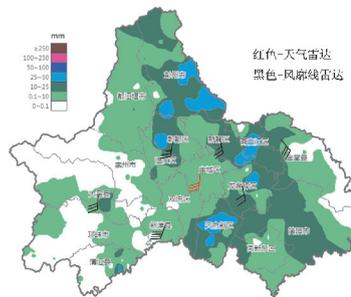
类型	高空辐散	低层辐合	500 hPa 负变高	500 hPa 负变温	地面辐合线	低空急流 I ($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)	低空急流 II (盆地标准)	低空急流 III ($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)	%
两高切变型	100	100	37.5	71.4	71.4	0	85.7	0	
东高西低型	100	100	50	83.3	33.3	16.7	50	50	
副高控制型	100	100	75	100	33.3	33.3	100	33.3	
高脊东移型	100	100	100	100	0	0	100	0	

短时强降雨前12 h低空偏南气流有显著的增强,为获取更细致的特征,采用成都6部风廓线雷达资料进行分析。从表2展示的低空急流III可知,东高西低型短时强降雨存在低空急流的个例增多,其他无变化,表明在强降雨前风速仍在增加。分析中还发现,在所有的短时强降雨发生前,对流层低层均会出现风向变化很小的一致偏南风(图2(a))或偏东风,持续时间3~12 h不等,厚度在2.5 km以上,风速 $\geq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。以2018年7月11日东高西低的短时强降雨为例,11日00时短时强降雨开始,金堂风廓线雷达(图2a)发现在降水前7 h;即10日17时2 km高度附近已经出现

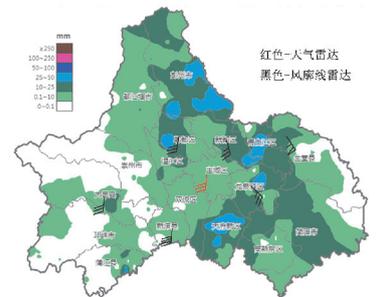
$\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的低空急流,而短时强降雨开始时,是低空急流高度最低时,急流下边界接近1 km高度,更是低空急流最强的时候。利用风廓线雷达和天气雷达VAD廓线的700 hPa高度风和2 km附近高度最大风分别与未来1h降雨量叠加,如图2(b、c)所示,短时强降雨区位于低空急流的出口区,即 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速向 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速转换区;若将2 km附近高度最大风作为雷达观测到的低空急流中心,放置在同一图上就可发现水平方向的急流轴位置,这样就可知短时强降雨发生在急流轴左侧的出口区(图2c)。



(a)10日16时-11日04时金堂水平风廓线时序图
(三角形为短时强降雨开始时)



(b)7月11日01时1h雨量、700h高度00时
风廓线雷达风和天气雷达风



(c)7月11日01时1h雨量、2 km高度附近
00时风廓线和天气雷达最大风

图2 2018年7月11日风廓线雷达观测到的低空急流

2.3 短时强降雨的物理量特征

为详细分析短时强降雨发生时的大气环境特征,分别选取探空资料中表征不稳定性、水汽、风切变以及高度厚度的物理量。选取探空资料时以发生短时强降雨之前最近时次的探空进行统计,以确保能比较准确地记录相关物理量的值。

典型的短时强降雨发生前K指数平均值达 41°C ,最小值为 35°C ;SI指数平均值达 -2.3°C ,最大值为 0°C ;对流有效位能大部分在 $500 \sim 2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$;说明

强降雨往往发生在强的不稳定层结下,并有中等或偏强的对流有效位能相配合。

比湿特征如图3(a)所示,700 hPa比湿中位数为 $11.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,75%的个例在 $11 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 及以上;850 hPa比湿中位数为 $16.28 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,75%的个例在 $16.25 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 及以上。图3(b)所示的饱和湿层厚度表明, 0°C 高度以下饱和层厚度中位数为3.5 km,300 hPa以下饱和层厚度中位数为5.1 km, 0°C 高度到300 hPa之间区域饱和层厚度中位数为0.8 km,且有25%湿层厚度差为0 km;同时仅41.18%的个例850~

300 hPa各层温度露点差值均小于 5°C ,说明成都典型短时强降雨过程中低层水汽充沛,但湿层不一定十分深厚。

从垂直风切变来看,所有强降水天气过程都发生在弱的 $0\sim 6\text{ km}$ 垂直风切变条件下,这与雷达回波分析时短时强降水的绝大多数对流母体的强回波无倾斜结构是一致的。

此外,典型短时强降水发生时, 0°C 高度离地面高度中位数为 5.0 km (图3c),最小值为 4.6 km ;抬升凝结高度(LCL)离地面高度中位数为 373 m ;最高为 400 m ,这表明盛夏季节大气在极低的高度上就能凝结成云,确保了云底高度低,减缓了雨滴在下落过程中的蒸发作用。利用LCL和融化层高度(0°C 层高度附近)之间的厚度估计暖云层厚度,统计获得暖云层厚度在 $4272\sim 5272\text{ m}$,中位数为 4586 m 。暖云层较厚,对应的云底高度低,利于高的降水效率形成,从而产生短时强降水。

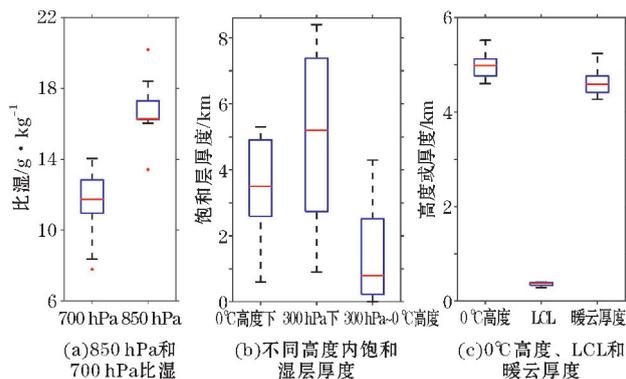


图3 短时强降水的环境物理量统计

3 短时强降水雷达特征及临近预警

3.1 短时强降水雷达特征

成都盛夏季节大气中水汽充沛,加之复杂地形,系统性的层状云降水也可使小时降雨量 $\geq 20\text{ mm}$ 。为突出短时强降水的对流性特征,使雷达回波统计特征更具有代表性,对266站次短时强降水进一步分析发现:当降雨量 $\geq 30\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时,对流性降水特征更显著,强降水范围更加局地,生命史更短,更易造成内涝及其他灾害。基于多普勒天气雷达基数据,对 $R\geq 30\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上且有完整资料的106站次(占41%)短时强降水样本统计了雷达回波特征。考虑到雷达静锥区(雷达周围 $30\sim 40\text{ km}$)的影响,静锥区以内的回波顶高、强回波伸展高度、垂直液态水含量等数据不能完全反应风暴的真实情况,故在统计短时强降水时

VIL、VIL密度、回波强度、以及回波梯度特征时,将以上106站次短时强降水分为静锥区内短时强降水(24站次)和非静锥区内短时强降水两类(82站次)分布进行分析;而对于回波形状、回波中心移速、强回波持续时间等受静锥区影响不大的数据则未进行区分。

从雷达回波形态特征而言,回波形态呈块状的占 90.57% (96个),呈带状占 9.43% (10个),说明本地短时强降水主要由单体风暴或多单体风暴母体产生,而由具有较好组织结构的带状或线状风暴产生的较少。对流风暴在某站持续影响时间平均为 29 min 左右(6个体扫),最短为 10 min ,最长为 52 min ;维持时间以 $19\sim 38\text{ min}$ (4-8个体扫)为主,高达 68.9% 。分析移动特征发现,短时强降水对应的回波以移动类为主(占 82.08%),原地生消类不足两成。移动类回波向偏北方向移动的约占 77.01% ,向偏南方向移动的约占 13.79% ,该比例接近于 700 hPa 偏南气流或偏北气流出现的概率,故 700 hPa 风向对于强降水回波的移动方向具有较好的指示意义。从回波移速来看(图4a),块状回波移速的中位数为 $21\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$,并包含 $20\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 和 $26\sim 30\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 两个移速集中点;此外,还有原地生消类;带状回波的移速稍快于块状回波,移速中位数为 $26\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$,并以 $26\sim 31\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 为主。若将 50 dBZ 以上强回波伸展高度达到或超过(低于) 0°C 层高度的定义为高(低)质心短时强降水,则成都短时强降水绝大部分(90.83%)以低质心为主,在RHI上表现为回波中下部发展较旺盛, 40 dBZ 强回波伸展高度不高,平均为 5.4 km 左右。从径向速度上来看,短时强降水个例有 56.6% 的存在着低层辐合,但辐合层非常浅薄,常常只有在某一仰角上存在。

3.2 静锥区和非静锥区的差异

产生短时强降水的对流风暴母体的最大反射率因子无论静锥区还是非静锥区均集中在 $45\sim 53\text{ dBZ}$,中位数均在 50 dBZ 处(图4b)。就回波梯度而言(图4c),静锥区短时强降水中 75% 的回波梯度 $\leq 10\text{ dBZ}\cdot\text{km}^{-1}$,中位数为 $7\text{ dBZ}\cdot\text{km}^{-1}$;非静锥区中 75% 的回波梯度 $\leq 8\text{ dBZ}\cdot\text{km}^{-1}$,中位数为 $5\text{ dBZ}\cdot\text{km}^{-1}$ 。静锥区的回波梯度较非静锥区的回波梯度更大,这与前者反射率因子较后者更大的趋势一致。对比两者短时强降水发生时的VIL值,静锥区VIL值在 $1.4\sim 18\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$,仅一个个例高达 $29\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$,非静锥区VIL值在 $0.8\sim 28\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$,少数可达 $40\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上(图4d)。由于VIL受静锥区影响大,两者无法直接对比分析,因此文中借鉴了VIL密度($DVIL=VIL/H$,单位 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$,其中H为回波顶高)

的概念^[16]。统计结果表明,静锥区短时强降水 VIL 密度 $0.4 \sim 3.6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 平均值为 $1.6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; 非静锥区短时强降水 VIL 密度 $0.9 \sim 3.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 平均值为 $1.4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。由此可见,静锥区和非静锥区两者的 VIL 密度值较为接近,且前者略大于后者,表明低层回波对 VIL 的值贡献更大。无论是静锥区和非静锥区的 VIL 密度值均明显低于冰雹发生时的 $3.4 \sim 5.6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ^[16]。静锥区的最大反射率因子值为 65 dBZ, 较非静锥区 60 dBZ 更大, 结合回波梯度和较为异常的 VIL 值, 造成这样的原因可能与静锥区地物或其他非气象杂波有关, 亦可能有冰粒子的夹杂影响。

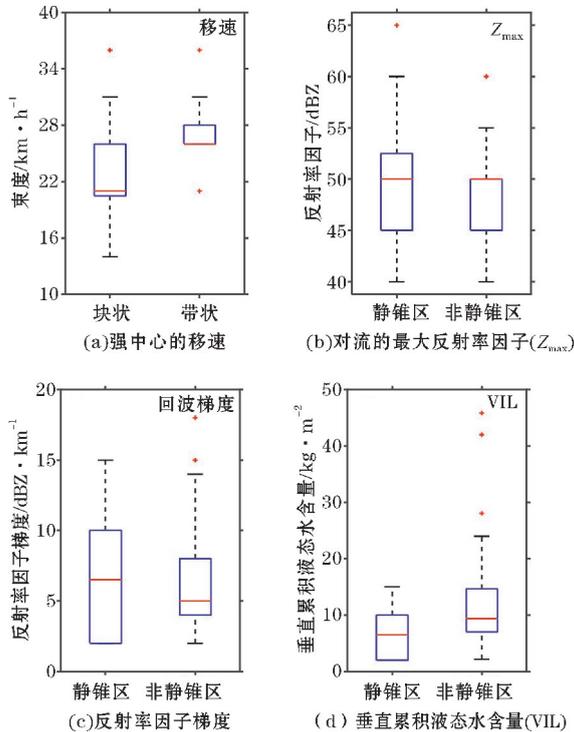


图4 基于雷达回波统计的特征

4 结论和讨论

通过对成都市 2017–2019 年盛夏 7–8 月短时强降水的环流形势特征, 大、中尺度影响系统, 环境物理量特征和雷达特征分析, 得到结论如下:

(1) 短时强降水的环流背景可分为两高切变型、东高西低型、副高控制型和青藏高原东部高脊东移型 4 类。两高切变型强降水集中在成都西部和西南部。副高控制型强降水分布和地形关系密切, 且多发生在凌晨至早上。

(2) 大、中尺度影响系统按重要程度排列为: 高空辐散、切变线和风向风速辐合、500 hPa 负变温、低空急流、500 hPa 负变高和地面中尺度辐合线。虽短时强降

水发生前 3 ~ 12 h, 对流层低层会出现一致的偏南风或偏东风, 但只有东高西低型有 50% 可达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的低空急流, 其余以显著气流为主。71.4% 的两高切变型中地面辐合线对短时强降水产生区域有较好的指示意义。

(3) 环境物理量表征为强的热力不稳定层结、中低层水汽充沛、垂直风切变弱、抬升凝结高度低和暖云层厚度较厚的特点。中等到中等偏强的对流有效位能, K 指数平均值为 $41 \text{ }^{\circ}\text{C}$, LCL 不超过 400 m, $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度离地 5 km 左右, 能较好地指示短时强降水的发生。

(4) 成都短时强降水回波 $\geq 90\%$ 为低质心的块状回波, 平均持续时间接近 30 min, 超过 80% 的回波为移动性回波, 移速以 $20 \sim 31 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ 为主。移动类回波方向以向偏北方向为主 (占 77.01%), 向偏南方向移动次之 (占 13.79%), 该比例接近于 700 hPa 偏南气流或偏北气流出现的概率。

致谢: 感谢成都市气象局自立课题 (2019-1 第二批) 对本文的资助

参考文献:

- [1] Doswell C A, Maddox R A, Brooks H E III, et al. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology [J]. Wea Forecasting, 1996, 11: 560–581.
- [2] Davis R S. Flash flood forecast and detection methods: Severe Convective Storms [J]. Meteor Monogr, 2001, 28: 481–526.
- [3] 李建, 宇如聪, 孙激. 从小时尺度考察中国中东部极端降水的持续性和季节特征 [J]. 气象学报, 2013, 71(4): 652–659.
- [4] 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 雷暴与强对流临近预报技术进展 [J]. 气象学报, 2012, 70(2): 311–337.
- [5] 樊李苗, 俞小鼎. 中国强对流天气的若干环境参数特征分析 [J]. 高原气象, 2013, 32(1): 156–165.
- [6] Yu Rucong, Li Jian, Yuan Weihua, et al. Changes in characteristics of late-summer precipitation over eastern China in the past 40 years revealed by hourly precipitation over eastern China in the past 40 years revealed by hourly precipitation data [J]. J Climate, 2010, 23(12): 3390–3396.
- [7] 姚莉, 李小泉, 张立梅. 我国 1 小时雨强的时空分布特征 [J]. 气象, 2009, 35(2): 80–87.
- [8] 陈炯, 郑永光, 张小玲, 等. 中国暖季短时强降水分布和日变化特征及其与中尺度对流系统日变化关系分析 [J]. 气象学报, 2013, 71(3): 367–382.
- [9] 唐红玉, 顾建峰, 俞胜宾, 等. 西南地区降水日变化

- 特征分析[J].高原气象,2011,30(2):376-384.
- [10] 王佳津,陈朝平,龙柯吉,等.四川区域暴雨过程中短时强降水时空分布特征[J].高原山地气象,2015,35(1):16-20.
- [11] 毛冬艳,曹艳察,朱文剑,等.西南地区短时强降水的气候特征分析[J].气象,2018,44(8):1042-1050.
- [12] 陈贝,高文良,周学云.四川盆地西南部短时强降水天气特征分析[J].高原山地气象研究,2016,36(3):14-20.
- [13] 吕劲文,姚日升,涂小萍,等.浙江省6-9月午后短时强降水空间分布特征分析[J].暴雨灾害,2019,38(4):320-328.
- [14] 李强,张亚萍,何跃,等.川渝盆地主汛期短时强降水事件日变化特征研究[J].西南大学学报(自然科学版),2018,40(7):144-152.
- [15] 应冬梅,许爱华,黄祖辉.江西冰雹、大风与短时强降水的多普勒雷达产品的对比分析[J].气象,2007,33(3):48-55.
- [16] 李德俊,唐仁茂,熊守权,等.强冰雹和短时强降水天气雷达特征及临近预警[J].气象,2011,37(4):474-480.
- [17] 郝莹,姚叶青,郑媛媛,等.短时强降水的多尺度分析及临近预警[J].气象,2012,38(8):903-912.
- [18] 段鹤,夏文梅,苏晓力,等.短时强降水特征统计及临近预警[J].气象,2014,40(10):1194-1206.
- [19] 牛淑贞,张一平,梁俊平,等.郑州市两次短时强降水过程的环境条件和中尺度特征对比[J].暴雨灾害,2016,35(2):138-147.
- [20] 屠妮妮,陈静,何光碧.高原东侧一次大暴雨过程动力热力特征分析[J].高原气象,2008,27(4):796-806.
- [21] 井喜,李栋梁,李明娟.青藏高原东北侧一次突发性大暴雨环境场综合分析[J].高原气象,2008,27(1):46-57.
- [22] 四川省气象局.四川天气预报手册[M].成都:西南交通大学出版社,2014:40-42.

Statistical Analysis of the Characteristics of Short-time Heavy Rainfall in Chengdu in July and August

ZHANG Tao¹, WEI Wei¹, QING Pingchu², WANG Xu^{3,4}, LIAO Wenchao²

(1. Chengdu Meteorological Bureau, Chengdu 611131, China; 2. Nanchong Meteorological Bureau, Nanchong 637000, China; 3. College of Electronic Engineering, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 4. Key Laboratory of Atmospheric Sounding, China Meteorological Administration, Chengdu 610225, China)

Abstract: Hourly rainfall data obtained from 18 national meteorological stations and radiosonde data in July and August from 2017 to 2019 are used to analyze the environmental background and characteristics of short-time heavy rainfall processes that happened in Chengdu. Four different types of conceptual models are proposed. Results indicate that short-time heavy rainfall processes are mostly happened under the synthetic influence of the large-scale and mesoscale systems, including the upper divergence, shear line, wind convergence, 500 hPa temperature decline, low-level jet, 500 hPa geopotential height decrement, and ground mesoscale convergence lines. By using the statistical analysis of physical parameters, conclusions can be drawn as follows. When short-time heavy rainfall occurs, the thermal stratification is unstable and there are abundant atmospheric water vapor in middle and lower level, thick warm cloud layer, low lifting condensation level, weak vertical wind shear between 0 and 6 km. Most of radar echoes of short-time heavy rainfall ($\geq 90\%$) have low centroid, for which the average duration is near 30 min and the moving speed is mainly 20-31 km \cdot h⁻¹. Significant southerly or easterly wind with relatively consistent direction in lower troposphere which always lasts 3 to 12 hours can often be a good indicator of short-time heavy rainfall. Similarly, southerly or northerly wind on 700 hPa can denote the moving direction of the strong radar echo in short-time heavy rainfall.

Keywords: short-time heavy rainfall; circulation situation; statistical characteristics; radar echo