

文章编号 : 1673-8411 (2019) 03-0038-05

雅安区域性暖区暴雨特征及其概念模型的建立

闵涛¹, 吴亚平¹, 吴筱², 高文亮¹, 周学云¹

(1. 四川省雅安市气象局, 雅安 625000; 2. 四川省九寨沟县气象局, 九寨沟 623400)

摘要: 利用1990—2017年MICAPS资料、自动站资料及NCEP再分析资料,对雅安区域性暖区暴雨的时空分布特征进行分析,并从区域性暖区暴雨发生前(08时或20时)的高低空环流配置和物理量判别指标两个方面进行统计分析,建立雅安区域性暖区暴雨潜势预报概念模型。结果表明:(1)暖区暴雨在雅安中部出现最多,从中部向南向北递减。暖区暴雨的年际变化呈波状态势,主要出现在7、8月份,小时雨强大于20mm的高发时段为22时—次日02时。(2)通过高低空环流配置,建立两类概念模型:副高偏西型的低层东南风气流型和副高偏东型的低层气旋式扰动型。(3)副高偏西型的低层东南风气流型对低层的系统性动力抬升条件、暴雨发生前本地的水汽条件和热力不稳定条件要求较低,但对低层的水汽输送条件要求较高。副高偏东型的低层气旋式扰动型,则需注意在低层水汽通道未打开的情况下,仍可发生暴雨。

关键词: 暖区暴雨; 环流配置; 概念模型; 物理量判别指标

中图分类号: P467

文献标识码: A

Characteristics of Rainstorm in Ya'an Regional Warm Zone and Its Conceptual Model Establishment

Min Tao¹, Wu Yaping¹, Wu Xiao², Gao Wenliang¹, Zhou Xueyun¹

(1. Ya'an Meteorological Service, Ya'an Sichuan 625000; 2. Jiuzhaigou Meteorological Service, Jiuzhaigou Sichuan 623400)

Abstract: Based on MICAPS data, automatic station data and NCEP reanalysis data from 1990 to 2017, the spatial and temporal distribution characteristics of heavy rain in Ya'an regional warm area are analyzed. The conceptual model of rainstorm potential prediction in Ya'an regional warm area is established by statistical analysis of circulation configuration and physical quantity discrimination index at high and low altitudes before rainstorm occurred (8 am or 8 pm). The results show that: (1) The rainstorm in the warm area occurs most in the central part of Ya'an, and declines southward to northward from the center. The interannual variations of rainstorms in warm regions fluctuate mainly in July and August. The high incidence period of hourly rainstorms stronger than 20 mm is 10 pm-2 am. (2) Two kinds of conceptual models are established through the configuration of upper and lower circulation: the low-level southeast wind flow pattern with the subtropical high west and the low-level cyclone disturbance pattern with the subtropical high east. (3) The low-level southeast wind pattern with the subtropical high west requires lower conditions of systematic dynamic uplift, local water vapor and thermal instability before rainstorm, but higher conditions of water vapor transport in the low-level. For the low-level cyclonic disturbance type with the subtropical high east, it is necessary to pay attention to the possibility of heavy rain even if the low-level water vapor channel is not opened.

Keywords: warm-sector heavy rainfall; circulation configuration; conceptual model; physical quantity discrimination index

收稿日期: 2018-12-05

基金项目: 雅安市暖区暴雨概念模型(201801)、雅安市灾害性天气预报创新团队(201802)

作者简介: 闵涛, 主要从事中短期天气预报工作。E-mail:626758038@qq.com

1 引言

雅安位于青藏高原东侧, 地处盆地与山区交界处, 其地形具有迎风坡和喇叭口特征。特殊的地理位置和地形特征, 使得雅安成为我国著名的多暴雨区。在经历“5.12”和“4.20”两次地震之后, 雅安的地质结构变得较为脆弱, 强降水易导致其发生滑坡、泥石流、山洪等地质灾害, 气象防灾减灾服务工作变得更加严峻, 特别是对于突发性强、雨强大、天气尺度扰动信号较弱的暖区暴雨, 由于其预报难度较大, 愈加成为雅安地区做好气象防灾减灾服务工作的重点。

许多学者对暖区暴雨做了大量研究工作, 并取得了较好的研究成果。暖区暴雨通常发生在高能高湿的环境中, 深厚的暖湿环境可降低暖区暴雨对抬升条件的要求, 有利于中尺度对流系统的持续产生, 从而使得降水效率提高^[6-7]。郭虎^[8]等在对一次暖区暴雨的触发机制研究中发现, 强垂直风切变可使平均气流中的部分动能转化成扰动动能, 从而产生重力波触发强降水。徐珺等^[7]在研究北方一次暖区暴雨的成因时提出, 低层垂直风切变和超低空急流在对流触发和维持中有重要作用, 抬升条件可以是次天气及以下尺度的系统。

以上研究成果从多方面探讨了暖区暴雨的特点及形成原因, 提供了预报暖区暴雨的理论依据和预报指标, 很多指标条件对本地有一定的适用性, 但由于地理位置等差异的影响, 这些预报指标并不能直接应用于本地的暖区暴雨预报业务中。为判断未来12h我市区域性暖区暴雨是否会开始, 本文选取1990—2017年28a雅安发生的区域性暖区暴雨样本, 从过程前(08时或20时)的高低空环流配置和物理量判别指标两个方面进行统计分析, 建立雅安区域性暖区暴雨潜势预报概念模

型, 以期提高雅安市暖区暴雨的预报准确率, 进一步做好气象防灾减灾服务工作。

2 资料和方法

本文所用资料时段为1990—2017年(共28a), 包括: (1) 雅安8个区县的国家级气象观测站和区域自动站逐时降水量资料。由于2010年之前雅安市区域自动站数量较少且数据传输不够稳定, 为此1990—2009年这20a的降水量资料选用国家级观测站, 2010—2017年这8a的降水量资料选用国家级观测站和区域自动站。(2) MICAPS资料。(3) NCEP再分析资料。本文区域性暖区暴雨的判断标准为两个及以上区县达暴雨标准, 且低空没有冷平流和地面没有冷空气影响。

3 暖区暴雨的时空分布特征

3.1 暖区暴雨的时间分布特征

从图1(a)暖区暴雨的年际变化可见, 暖区暴雨出现次数呈波动变化形式, 2003年和2015年出现次数达峰值, 2004年到2015年之间是一个波动上升的趋势, 此后, 2015年到2017年出现次数明显下降。分析其月变化图1(b), 区域性暖区暴雨出现在7、8月份, 7月份占比42%, 8月份占比58%, 8月份出现频率最大, 其余时段, 9月至次年6月全市均无暖区暴雨发生。从图1(c)暖区暴雨的日变化图可以看到, 大于等于20mm的强降水高发时段为22时—次日凌晨02时, 发生频率均在7%以上, 其中22时出现频率最高, 达11%; 次高发时段为16时—21时, 发生频率在4%—6%之间, 其余时段发生的频率相对较低, 尤其是10时—14时, 发生频率在2%以下, 可见, 暖区暴雨过程中, 强降水存在明显的日变化。

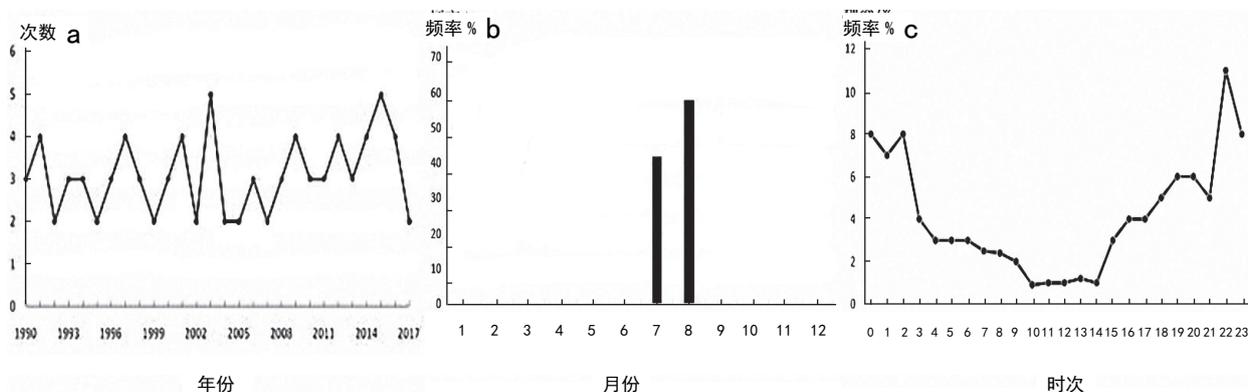


图1 1990—2017年雅安区域性暖区暴雨的年变化特征(a)、月(b)、日(c)

3.2 暖区暴雨的空间分布特征

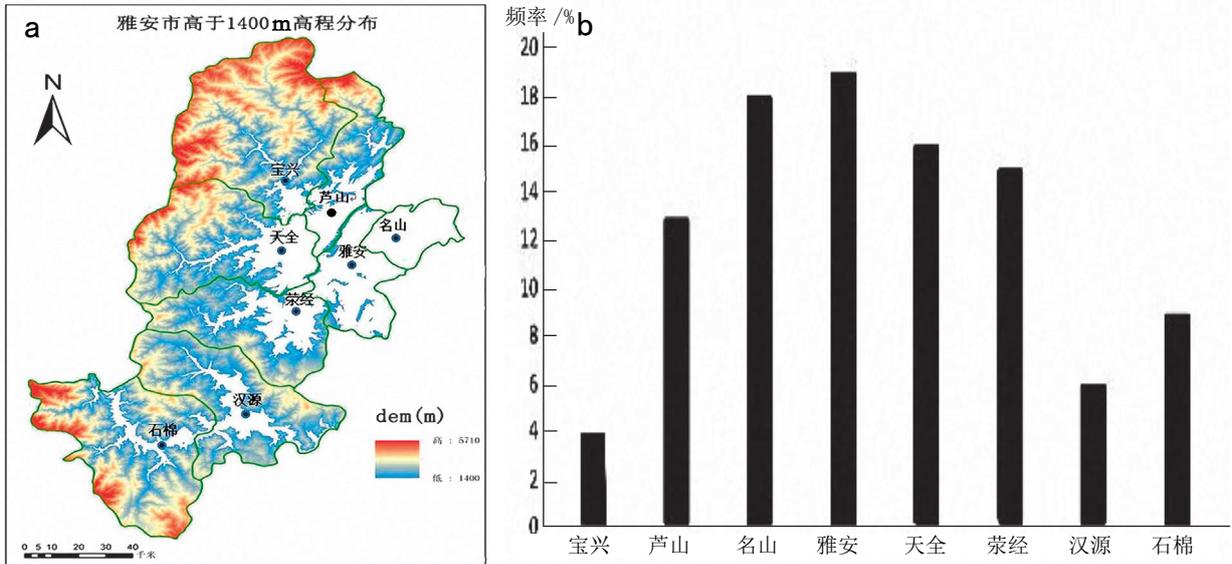


图 2 (a) 雅安地形图, (b) 各区县出现暖区暴雨的频率。

从图 2a 可见雅安中部区县名山、雅安、芦山南部、天全东部以及荥经北部海拔高度均在 1400 米以下, 且地势较为平坦, 其余地方是海拔普遍在 1400 米以上的山地地形。分析各区县暖区暴雨发生频率(图 2b), 雅安中部区县名山、雅安、芦山、天全以及荥经出现暖区暴雨次数最多, 出现频率在 13%—19% 之间, 而雅安北部的宝兴, 南部的汉源、石棉占比分别只有 4%、6%、8%。

雅安区域性暖区暴雨落区主要集中在中部县区, 从中部向南向北暖区暴雨出现次数迅速减小, 由此可见, 雅安的暖区暴雨具有明显的地域特点。究其原因, 可能是与 850hPa 风场受迎风坡、喇叭口地形抬升, 导致中部县区降水增幅有关。

4 暖区暴雨的天气分型

4.1 500hPa 高度场特征

对 1990—2017 年 28a 雅安区域性暖区暴雨日 500hPa 高度场特征进行统计分析, 发现

500hPa 高度场主要特征表现为中高纬以较平直的纬向西风气流为主, 根据副高 588 线西伸脊点可分为两种类型: 一种是副高偏西型, 西伸脊点位于 103°E—107°E 之间; 一种是副高偏东性, 西伸脊点位于 107°E—110°E 之间, 同时高原东部为暖区, 并伴有高原切变或低涡生成。总体来说副高 588 线控制我国 110°E 以东部分地区, 其西脊点在 103°E—110°E 之间, 如图 3 所示。

分析 1990—2017 年 28a 雅安区域性暖区暴雨日 850hPa 风场, 其特征主要有两种, 一种是东南风气流型, 对应副高偏西型, 另一种是气旋式扰动型, 对应副高偏东型。第一种比例为 32%, 第二种比例为 68%。图 4 (a) 反映的是副高偏西型的东南风气流型, 在这种形势下, 850hPa 从南海到盆地为一一致的东南风气流 (最大风速 ≥ 6m/s, 下同), 水汽通道打开, 此时 700hPa 风场也有明显的水汽输送, 主要表现为两种路径, 一条为西南方向路径, 水汽来源于孟湾, 另一条为东南方

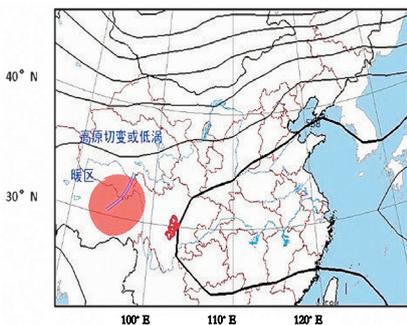


图 3 500hPa 高度场特征

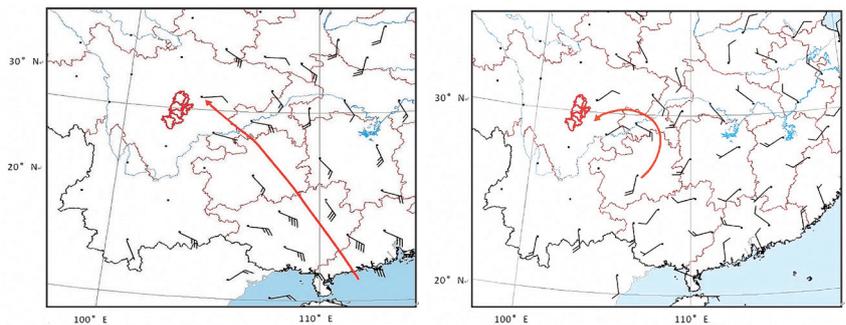


图 4 (a) 东南风气流型 (b) 气旋式扰动型

向路径, 水汽来源于南海。低层分析不出明显的切变线等天气系统。分析副高偏东型的气旋式扰动型, 如图4b所示, 850hPa风场具有气旋式弯曲, 发展强盛的时候可出现气旋式辐合中心, 形成西南涡。这种形势下, 700hPa和850hPa从南海到盆地或从孟湾到盆地可以无显著气流输送水

汽, 也就是在低层水汽通道没有打开的情况下也可以出现区域性暖区暴雨。

根据 500hPa 高度场和 850hPa 风场特征, 将雅安区域性暖区暴雨进行天气分型, 一种是副高偏西型的低层东南风气流型, 如图 5a 所示; 另一种是副高偏东型的低层气旋式扰动型, 如图 5b 所示。

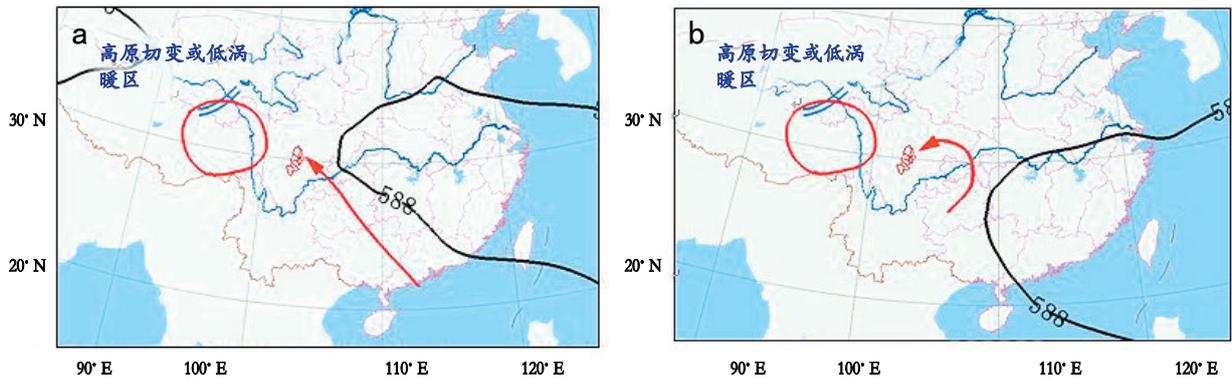


图 5 (a) 副高偏西型的低层东南风气流型 (b) 副高偏东型的低层气旋式扰动型

5 物理量判别指标

暖区暴雨降水强度大, 通常是由中小尺度系统造成的, 而中小尺度系统的产生对环境场水汽条件, 热力不稳定条件和抬升力条件均有一定的要求。为此, 本文对超过样本 70% 概率的暖区暴雨发生前 (08 时或 20 时) 温江探空站物理量指标进行统计分析, 以期总结出适用于雅安区域性暖区暴雨潜势预报的反映水汽条件、热力不稳定条件和抬升力条件的判别指标。

5.1 水汽条件判别指标

表 1 两种类型水汽条件判别指标

两种类型暖区暴雨水汽条件判别指标		
	副高偏西型的低层东南风气流型	副高偏东型的低层气旋式扰动型
q_{700}	$\geq 7g \cdot kg^{-1}$	$\geq 11g \cdot kg^{-1}$
q_{850}	$\geq 11g \cdot kg^{-1}$	$\geq 14g \cdot kg^{-1}$
湿层厚度	850hPa	700hPa
暖云厚度	4500m	4560m
$qfdiv_{850}$	$-4 \times 10^{-7}g \cdot (hPa \cdot s \cdot cm^2)^{-1}$	$-2 \times 10^{-7}g \cdot (hPa \cdot s \cdot cm^2)^{-1}$

分析表 1 可以发现, 两种类型暖区暴雨对于暖云厚度要求相差不大, 但对于其余四种指标的要求差距较大。副高偏西型的低层东南风气流型在过程前本地的 700hPa 比湿、850hPa 比湿以及湿层厚度较小, 但 850hPa 水汽通量散度较高。结合此种类型低空 850hPa 风场特征可以发现, 850hPa 有一致的东南风气流从南海向盆地输送水

汽, 同时结合雅安地形图 (如图 2a) 分析, 地形的辐合抬升作用使得水汽在山前积聚, 导致低层水汽通量散度较大, 这两种作用有利于本地水汽条件改善。副高偏东型的低层气旋式扰动型在过程发生前本地的水汽条件就较好, 结合此种类型低空风场特征可以看到, 在低空水汽通道没有打开的情况下暖区暴雨也可以发生, 本地水汽条件好可能是导致低空没有水汽输送也可发生暴雨的原因之一。

5.2 热力不稳定条件判别指标

分析表 2 可见, 副高偏西型的低层东南风气流型在过程前对本地以上四种热力不稳定判别指标的要求都低于副高偏东型的低层气旋式扰动型。通过上文对低层风场特征的分析可知, 副高偏西型的低层东南风气流型, 其低层有明显的暖湿气流输送, 这对于暴雨区热力不稳定条件的改善十分有利。而副高偏东型的低层气旋式扰动型, 其低层可无明显的暖湿气流输送, 因此便造成其对过程前热力不稳定条件判别指标的要求高。

表 2 两种类型热力不稳定条件判别指标

两种类型暖区暴雨热力不稳定条件判别指标		
	副高偏西型的低层东南风气流型	副高偏东型的低层气旋式扰动型
Θ_{sc700}	$\geq 76^{\circ}C$	$\geq 82^{\circ}C$
Θ_{sc850}	$\geq 80^{\circ}C$	$\geq 88^{\circ}C$
$\Theta_{se_{800-850}}$	$\geq -14^{\circ}C$	$\geq 19^{\circ}C$
K	$\geq 35^{\circ}C$	$\geq 38^{\circ}C$

5.3 抬升条件判别指标

两种类型暖区暴雨的 500hPa 形势特征均表现为有高原切变或高原低涡东移, 从形式上分析不出明显区别, 但从最大垂直速度的数值上可以看到(表 3), 副高偏西型的低层东南风气流型 500hPa 最大垂直速度明显高于副高偏东型的低层气旋式扰动型。分析 850hPa 散度场, 副高偏东型的低层气旋式扰动型表现出明显辐合, 而副高偏西型的低层东南风气流型辐合并不明显。从以上分析可知, 副高偏西型的东南风气流型触发机制主要是 500hPa 东移的高原切变或高原低涡, 而副高偏东型的低层气旋式扰动型是在 500hPa 东移的高原切变或高原低涡与 850hPa 气旋式扰动的共同作用下产生的。

表 3 两种类型抬升条件判别指标

两种类型暖区暴雨抬升条件判别指标		
	副高偏西型的低层 东南风气流型	副高偏东型的低层 气旋式扰动型
$\omega_{\max_{500}}$	$-1.4\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1} \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$	$-0.9\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1} \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$
Div_{850}	$-1 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$	$-3 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$

6 小结

(1) 500hPa 高度场主要特征表现为中高纬为较平直的纬向西风气流, 高原东部为暖区, 并伴有高原切变或低涡形成。根据副高 588 线西伸脊点可分为两种类型: 一种是副高偏西型, 西伸脊点位于 103°E — 107°E 之间; 一种是副高偏东型, 西伸脊点位于 107°E — 110°E 之间。

(2) 通过高低空环流配置, 建立两类概念模型: 副高偏西型的低层东南风气流型和副高偏东型的低层气旋式扰动型。

(3) 副高偏西型的低层东南风气流型系统性动力触发机制主要是 500hPa 东移的高原切变或高原低涡, 其发生前对本地水汽条件和热力不稳定条件要求较低, 但对低层的水汽输送条件要求较高; 副高偏东型的低层气旋式扰动型, 中低层系统配置以及暴雨发生前本地水汽条件和热力不稳定条件都较好, 这可能是导致此类暖区暴雨在低

层水汽通道未打开, 即低层没有水汽输送的情况下, 仍可产生暴雨的原因之一, 此点需加强关注。

参考文献:

- [1] 黄士松. 华南前汛期暴雨 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1986: 244.
- [2] 张晓美, 蒙伟光, 张艳霞, 等. 华南暖区暴雨中尺度对流系统分析 [J]. 热带气象学报, 2009, 25 (5): 551-560.
- [3] 林良勋, 冯业荣, 黄忠, 等. 广东省天气预报技术手册 [M]. 北京: 气象出版社, 2006: 119.
- [4] 丁治英, 刘彩红, 沈新勇. 2005-2008 年 5、6 月华南暖区暴雨于高、低空急流合南亚高压关系的统计分析 [J]. 热带气象学报, 2011, 27 (3): 307-316.
- [5] 周秀骥, 薛纪善, 陶祖钰, 等. 98 华南暴雨科学实验研究 [M]. 北京: 气象出版社, 2003: 370.
- [6] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980: 1-255.
- [7] 徐璐, 杨舒楠, 孙军, 等. 北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨 [J]. 气象, 2014, 40 (12): 1455-1463.
- [8] 郭虎, 季崇平, 张琳娜, 等. 北京地区 2004 年 7 月 10 日局地暴雨过程中的波动分析 [J]. 大气科学, 2006, 30 (4): 703-711.
- [9] 杨康权, 卢萍, 张琳. 高原低涡影响下的一次暖区强降水特征分析 [J]. 热带气象学报, 2017, 33 (3): 415-425.
- [10] 许长义, 林永辉, 管兆勇. 梅雨锋两类中尺度对流系统形成的边界层特征 [J]. 大气科学学报, 2012, 35 (1): 51-63.
- [11] 俞小鼎. 短时强降水临近预报的思路与方法 [J]. 暴雨灾害, 2013, 32 (3): 202-209.
- [12] 周明飞, 杜小玲, 熊伟. 贵州初夏两次暖区暴雨的对比分析 [J]. 气象, 2014, 40 (2): 186-195.
- [13] 周长春, 吴蓬萍. 青藏高原东坡两次暖区强降水的对比分析 [J]. 高原山地气象研究, 2015, 35 (1): 1-8.
- [14] 肖递祥, 杨康权, 徐栋夫, 等. 副高西侧四川盆地两次极端暴雨过程分析 [J]. 高原山地气象研究, 2015, 35 (4): 10-18.
- [15] 陈贝, 高文良. 川西南地区大暴雨气候特征分析 [J]. 高原山地气象研究, 2014, 34 (2): 39-43.
- [16] 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.
- [17] 刘莉娟, 张润琼, 寿绍文, 等. 2000 年 6 月贵州罕见强降水天气过程的成因分析 [J]. 贵州气象, 2010, 3 (37): 843-855.
- [18] 付显荣, 池再香, 段荣, 等. 2012 年 7 月贵州西部一次局地暴雨诊断分析 [J]. 贵州气象, 2013, 3 (37): 41-44.