

张琪,任景轩,肖递祥,等,2017.“5·6”四川盆地对流云团特征及触发机制[J].气象,43(12):1487-1495.

## “5·6”四川盆地对流云团特征及触发机制<sup>\*</sup>

张 琪<sup>1,2</sup> 任景轩<sup>3</sup> 肖递祥<sup>1,2</sup> 康 岚<sup>1,2</sup>

1 四川省气象台,成都 610071

2 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室,成都 610072

3 中国人民解放军 78127 部队,成都 610011

**提 要:** 利用 FY-2 卫星资料、NCEP 再分析资料和常规观测资料,分析研究了 2016 年 5 月 6 日四川盆地暴雨对流云团的特征及其形成机制。结果表明:四川盆地对流云团易发生在青藏高原东侧边坡陡峭地形带,初生对流云团的云顶亮温低于  $-45^{\circ}\text{C}$ ,边缘最大温度梯度为  $15\sim 20^{\circ}\text{C}$ ,水汽-红外通道亮温差值介于  $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ ,分裂窗-红外亮温差值介于  $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。强降水出现在红外和水汽亮温快速下降到最低值、水汽-红外通道差值达  $0^{\circ}\text{C}$  附近、分裂窗-红外亮温差为正值和温度梯度达  $0^{\circ}\text{C}$  后的几小时内,最大雨强出现在强对流云团成熟后开始迅速减弱的初始阶段(即云顶亮温开始回升的阶段)。较大范围的强降水由发展成熟的云顶最低亮温约为  $-70^{\circ}\text{C}$  的对流云团产生,主要出现在红外亮温低于  $-50^{\circ}\text{C}$  的区域,集中在红外亮温  $-65^{\circ}\text{C}\sim -60^{\circ}\text{C}$ 、水汽亮温为  $-65^{\circ}\text{C}\sim -60^{\circ}\text{C}$  的云顶较为平滑的次低值中心区域内,并不与云顶最低亮温中心相吻合。机制分析表明,对流云团生成区域均受偏东风影响,且形成于高的对流不稳定能量条件下,发展于高湿区,近地层冷空气扩散南下与气旋式流场中的辐合共同触发对流在辐合线以北生成,而中层垂直风切变的加强、中低层暖平流和高层冷平流的发展促使对流云团发展旺盛。

**关键词:** 对流云团,发展条件,对流触发,地面辐合线

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.12.004

## Characteristic Analysis and Trigger Mechanism of Convective Cluster over Sichuan Basin on 6 May 2016

ZHANG Qi<sup>1,2</sup> REN Jingxuan<sup>3</sup> XIAO Dixiang<sup>1,2</sup> KANG Lan<sup>1,2</sup>

1 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610071

2 Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan, Chengdu 610072

3 Chinese People's Liberation Army 78127 Unit, Chengdu 610011

**Abstract:** In this study, the characteristic and formation mechanism of convective cluster over Sichuan Basin on 6 May 2016 are analyzed with FY-2 satellite data, NCEP reanalysis data and conventional data. The results indicate that the convective clusters tend to form at the buffer zone of the western Sichuan Plateau, with their cloud top brightness temperature less than  $-45^{\circ}\text{C}$  and maximum temperature gradient greater than  $15^{\circ}\text{C}$ . Meanwhile, the difference between the cloud top brightness temperature measurements from IR3 and IR1 can range from  $-5^{\circ}\text{C}$  to  $0^{\circ}\text{C}$  and the difference of those from IR2-IR1 is between  $0^{\circ}\text{C}$  and  $2^{\circ}\text{C}$ . Heavy rain occurs in a few hours after the cloud top temperature quickly drops to the lowest temperature, the difference between the cloud top temperature measurements from IR3 and IR1 is near  $0^{\circ}\text{C}$ , and the difference of IR2-IR1 is positive and the temperature gradient of  $0^{\circ}\text{C}$ . Furthermore, the heavy rain starts at the time when the brightness temperature starts to rise again. Typically, wide range of heavy rain is

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金项目(41275052、41375091 和 41405071)和四川省气象局课题(川气课题 2015-青年-11)共同资助

2016 年 12 月 15 日收稿; 2017 年 10 月 26 日收修定稿

第一作者:张琪,主要从事强对流天气预报、气候变化及其影响。Email:zhangqikm@126.com

mainly produced by the severe convective clusters whose cloud top brightness temperature is less than  $-70^{\circ}\text{C}$  and it tends to happen within the lower and smooth regions with the cloud top temperature between  $-65^{\circ}\text{C}$  and  $-60^{\circ}\text{C}$  and the IR3 brightness temperature from  $-65^{\circ}\text{C}$  to  $-60^{\circ}\text{C}$ . Moreover, it is not in conformity with the lowest temperature center of cloud top. Mechanism analysis shows that the clusters' ambient characteristics include high instable convective energy, sufficient moisture and east wind flow. The cold airflow in boundary layer and convergence line on surface are the main mechanism of the convective cluster trigger. The enhancement of the vertical wind shear, and the development of the middle level warm airflow and the high level cold airflow jointly prompt the intensification of the severe convective clusters.

**Key words:** convective cluster, development condition, convection trigger, surface convergence line

## 引 言

伴随大风、强降水、冰雹及雷电等剧烈天气活动的强对流天气现象常常给人民生命财产造成严重威胁和损失。由于其具有瞬时性、分散性和局地性等特征,导致预报难度大大增加。随着卫星遥感技术的发展和进步,气象卫星监测手段不断增强,尤其是可以先于地面雷达发现并有效监测快速增长的对流,从而识别出可能带来强天气的对流单体(覃丹宇和方宗义,2014),因此,利用卫星资料追踪、分析强对流结构的研究日渐深入,卫星已成为短时临近天气监测和预报的重要手段之一。相关研究表明(白洁等,1997;林祥明等,2002),利用气象卫星资料可以有效监测和预报强对流单体的形成、移动及持续时间。覃丹宇和方宗义(2014)发现通过卫星的光谱通道、通道组合和时间演变判据,可以对初生对流进行监测,并提前预警降水系统的发展,进一步挖掘了其在临近预报中的应用潜力。

同时,很多学者也开展了强对流云团的识别研究,主要采用相对简单高效的温度阈值、分裂窗差阈值、温度梯度阈值等方法(卢乃锰和吴蓉璋,1997)。但由于季节、地域等因素差异,阈值的确定没有统一的标准。祁秀香和郑永光(2009)、郑永光和陈炯(2011)以红外亮温低于 $-52^{\circ}\text{C}$ 作为强对流云团判别依据对深强对流活动特征进行了研究。宋娟等(2011)采用 $-32^{\circ}\text{C}$ 红外亮温阈值和基本 T 算法的云团边界提取手段进行对流云团的识别。江吉喜和范梅珠(2002)提出识别对流云阈值的标准: $-54^{\circ}\text{C} \sim -32^{\circ}\text{C}$ 为一般性对流云, $-64^{\circ}\text{C} \sim -54^{\circ}\text{C}$ 为较强对流云, $-80^{\circ}\text{C} \sim -64^{\circ}\text{C}$ 为穿越对流层顶的强对流云, $\leq -80^{\circ}\text{C}$ 为极强对流云。

四川省特殊的地形特点和天气形势直接导致了

强对流云团在该区域生成和发展的复杂性和特殊性。例如,夏半年青藏高原(川西高原)东侧四川盆地强对流天气的发生、发展、结束与成都大气边界层东北风的出现、持续、消亡相对应,且边界层风场变化超前于强对流天气几小时至一天左右(李跃清,1995)。随着近年来极端天气事件增多,盆地春季雷暴等强对流活动明显增多,短时强降水异常频发,常导致山洪灾害等,给人民生命财产造成了巨大损失。因此,本文利用 FY-2E/G 双静止卫星、NCEP 再分析资料和常规观测资料,应用江吉喜和范梅珠(2002)的识别对流云阈值标准,对 2016 年 5 月 6 日(本文“5·6”特指此过程)四川盆地强对流天气过程中对流云团的发展演变、内在机制进行研究,提高卫星资料在四川盆地短时预报和临近预警中的应用能力。同时,总结提炼出相同天气背景下对流云团生成的天气概念模型,为今后预报此类对流云团提供理论依据。

## 1 实况与背景

2016 年 5 月 5 日 20 时至 7 日 20 时,四川盆地出现了一次强降水并伴有大风、冰雹的强对流天气过程,其中,盆地 16 市出现 50 mm 以上暴雨或大暴雨,并伴有 6 级以上的瞬时大风,部分地区达 7~8 级,闪电共计发生 72755 次,什邡、达州和泸州等地伴有冰雹。此次强对流天气过程降水强度大,时间和空间分布极其不均匀。

分析发现,4 月末至 5 月 5 日,盆地气温逐渐回升、气压逐渐下降,且大部地区气压于 4 日降至 1000 hPa 左右,最高气温于 5 日达  $33 \sim 35^{\circ}\text{C}$ 。值得注意的是,暴雨发生前 48 h,盆地露点开始跃增,于 4 日达最大值。如达州露点温度由 3 日凌晨的  $10^{\circ}\text{C}$  跃升至 4 日的  $20^{\circ}\text{C}$ ,广元露点温度由  $0^{\circ}\text{C}$  升至  $18^{\circ}\text{C}$ ,

且露点温度变化均大于  $10^{\circ}\text{C} \cdot (48\text{ h})^{-1}$  (图 1)。

对于本次过程,前期无论是从冷锋外推还是南支槽移速上判断,都难以准确把握强对流天气的开始时间。另外,对于降水落区和强度,多家模式均出现漏报或预报偏差过大问题。因此,有必要利用高时空分辨率的卫星资料和自动站资料等,做好强对流天气的启动时间、发展强度及可能持续时间的临近预报。

## 2 对流云团特征分析

从四川盆地小时雨强时间变化图中可看出(图 2),此次强降水主要集中在 6 日 00—09 时和 6 日 13 时至 7 日 02 时两时段。对比卫星云图分析发现,两个强降水时段均对应一次强对流云团生成、合并、发展的过程。5 日 22 时,绵阳中部、雅安中部和乐山马边三地同时出现  $\alpha$  中尺度对流云团,4 h 后合并发展,并在 6 日 6 时发展为一个 MCC,且逐渐向北收缩,基本消亡于 14 时。第二时段的强降水是由 6 日 15 时在泸州叙永、雅安附近新生成的  $\alpha$  中尺度对流云团及前 MCC 云团后部遂宁附近新生成的

对流云团合并发展引发的。

综合分析两时段(6 日 06 和 22 时前后,下同)的强降水和对流云团发展变化可知,强降水主要在对流云团合并时开始出现,于对流云团发展最旺盛时达到最强,且第一阶段合并后的对流云团的形状比第二阶段更规则、云顶亮温更低,造成的强降水更强。

### 2.1 初生对流单体的特征

对临近预报而言,更早识别和监测能形成降水系统的对流单体尤为重要,而对流单体的云顶亮温、亮温梯度、亮温变率等是其主要特征量。本文采用的是  $3 \times 3$  窗口计算云顶亮温梯度,其梯度的计算表达式为:

$$G = \{ [T(i+1, j) - T(i-1, j)]^2 + [T(i, j+1) - T(i, j-1)]^2 \}^{1/2}$$

式中,  $T$  为云顶温度(单位:  $^{\circ}\text{C}$ ),  $i, j$  为像素点坐标(卢乃锰和吴蓉璋, 1997)。

2016 年 5 月 5 日 22 时盆地内还未出现短时强降水,对应同时刻的红外亮温及温度梯度分布显示(图 3a),绵阳中部和乐山马边对流单体的最低云顶

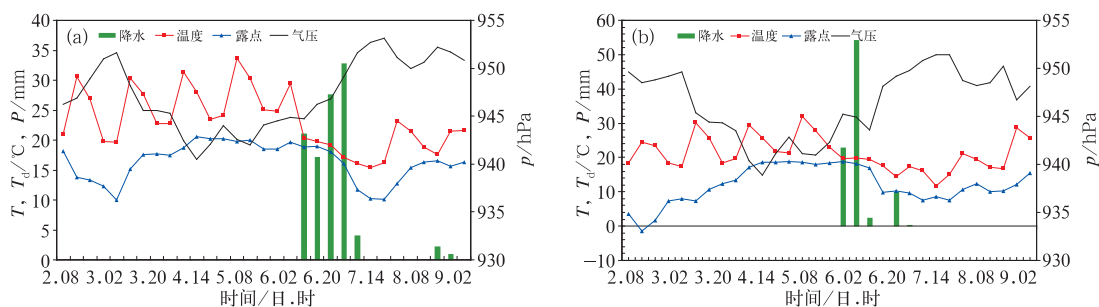


图 1 2016 年 5 月 2—9 日达州(a)和广元(b)气象要素演变图

Fig. 1 Evolution of meteorological elements in Dazhou (a) and Guangyuan (b) in 2—9 May 2016

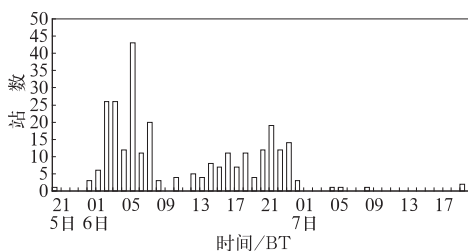


图 2 2016 年 5 月 5 日 20 时至 7 日 20 时四川盆地小时雨强  $\geq 30\text{ mm}$  的站点数

Fig. 2 Station numbers of hourly rainfall intensity  $R \geq 30\text{ mm}$  from 20:00 BT 5 to 20:00 BT 7 May 2016

亮温低于  $-50^{\circ}\text{C}$ ,雅安中部更是低于  $-60^{\circ}\text{C}$ ,且三地对流云团最大亮温梯度均已超过  $15^{\circ}\text{C}$ ,由此可以看出,绵阳中部和乐山马边为一般对流云,但雅安中部已为较强对流云。6 日 12 时(图 3b)遂宁附近也还未出现强降水,但新生对流单体的最低云顶亮温已低于  $-60^{\circ}\text{C}$ ,最大温度梯度大于  $20^{\circ}\text{C}$ ,为较强对流云。6 日 16 时(图 3c),盆地西南部、南部暂无明显降水,但雅安荥经、泸州叙永两地对流云团的最低云顶亮温分别已达  $-45$  和  $-63^{\circ}\text{C}$ ,云团边界处最大温度梯度大于  $20^{\circ}\text{C}$ 。

从对流云团生成位置看,除遂宁对流云为 MCC

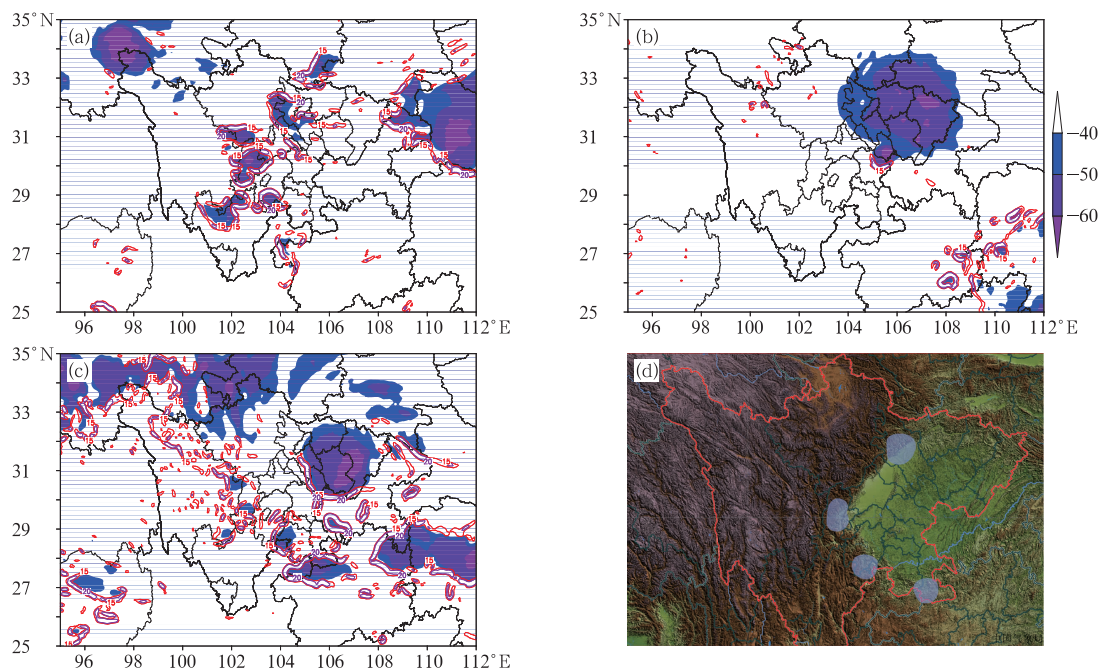


图 3 2016 年 5 月 5 日 22:00(a)和 6 日 12:00(b)、16:00(c)云顶亮温(阴影,单位:  $^{\circ}\text{C}$ )与温度梯度(等值线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ )叠加,以及四川省地形图(d)

Fig. 3 Cloud top brightness temperature (shaded area, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and temperature gradient (contour line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) at 22:00 BT 5 (a), 12:00 BT (b) and 16:00 BT (c) 6 May 2016, and Sichuan topographic map (d)

后部发生发展而来外,其余 5 个云团均产生在高原边坡陡峭地形带处,与青泉等(2015)统计结果一致。青藏高原东侧陡峭复杂的地形,是中小尺度天气系统发生、发展的活跃区,由于高原山地的阻挡作用,严重制约了北方干冷空气的南下和南方暖湿空气的向北输送。低纬度暖湿气流沿高原东侧向北输送,又使得地形影响突出的四川盆地西北部的绵阳、安县、北川一带,盆地西部的雅安、乐山,盆地东北部的达州、巴中附近成为三个主要降水中心(四川省气象局,2014),这与川西高原地形相关的边界层动力激发作用、弱冷空气入侵等机制有关(李跃清,1995;周长春等,2015)。但四川盆地初生对流单体发生的具体位置及频率等问题还需今后进行细致研究。

单通道阈值法受尺度、纬度、太阳天顶角等因素的影响较大(王寅钧等,2012;朱克云等,2011;Ackerman,1996),因此,本文还采用多通道及其组合方法[水汽-红外亮温差( $\text{IR}3-\text{IR}1$ )和分裂窗-红外亮温差( $\text{IR}2-\text{IR}1$ )]分析了两个强降水时段的对流云团。

从 5 日 22 时的绵阳中部、雅安中部、乐山马边,6 日 12 时的遂宁和 16 时的雅安荣经、泸州叙永 6

地的水汽-红外亮温差分布图可以看出(图 4),盆地初生对流单体的亮温差均为负值,云顶高度位于对流层低层,其值主要介于  $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ ,综合同时刻的红外通道可知,初生对流云云顶温度较低,但发展高度未及对流层顶,故积云发展还不成熟。6 地初生对流单体的分裂窗-红外亮温差分布比较一致,均大于 0,介于  $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ ,为对流云,预示将产生对流性降水,但差值大小和产生的降水强度是否存在正比关系还有待进一步的研究。

综合分析两个阶段初生对流单体的特征发现,四川盆地初生对流单体易发生在青藏高原东侧边坡陡峭区,最低云顶亮温低于  $-45^{\circ}\text{C}$ ,边缘最大温度梯度大于  $15^{\circ}\text{C}$ ,一般为  $15\sim 20^{\circ}\text{C}$ 。同时,若云团的水汽-红外通道亮温差值介于  $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$  且分裂窗-红外亮温差介于  $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ ,则判断为正在发展的初生对流单体。

## 2.2 小时雨强与云图

已有研究得出(林祥明等,2002;张驹等,2007),强降水与 TBB 低值中心对应较好,小时雨强也随云顶亮温的降低而逐渐增大。从南充和名山两站的小

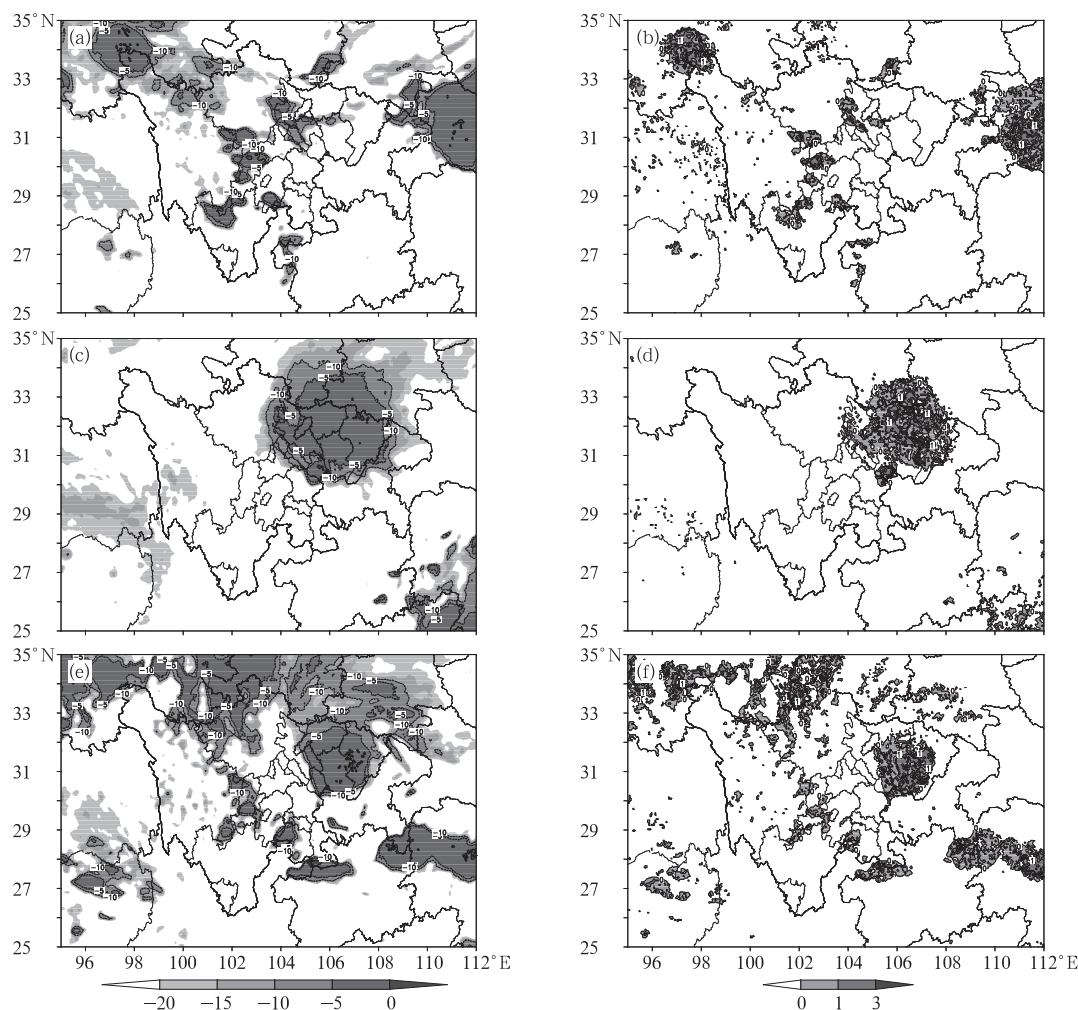


图 4 2016 年 5 月 5 日 22:00(a, b)和 6 日 12:00(c, d)、16:00(e, f)的通道差分布(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

(a, c, e)IR3-IR1, (b, d, f)IR2-IR1

Fig. 4 Distribution of channel differences of IR3-IR1 (a, c, e) and IR2-IR1 (b, d, f)

at 22:00 BT 5 (a, b), 12:00 BT 5 (c, d) and 16:00 BT 6 (e, f) May 2016 (unit:  $^{\circ}\text{C}$ )

时雨强与卫星通道特征变化图(图 5)可以看出,红外、水汽通道亮温变化较一致,并与水汽-红外亮温差反位相。强降水开始前,红外和水汽亮温均有一明显快速下降过程,水汽-红外通道差值已达 0 附近,分裂窗-红外亮温差均为正值,温度梯度基本为  $0^{\circ}\text{C}$ ,说明对流云团发展至对流层顶附近或之上,为穿越对流层顶的强对流云。强降水出现在亮温开始快速回升的初始阶段,此时云顶亮温主要介于  $-70^{\circ}\text{C} \sim -60^{\circ}\text{C}$ ,水汽亮温为  $-70^{\circ}\text{C} \sim -50^{\circ}\text{C}$ ,但无明显降水时仅为  $-40^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$ 。综合分析可知,强降水是由发展至对流层顶的强对流云产生,小时雨强并非随云顶亮温的降低而逐渐增大,而是最大雨强出现在强对流云团成熟后开始迅速减弱的初始阶段。对流云团发展成熟后,强降水也并非出现在

温度梯度最大处,相反,是出现在云顶比较均匀平滑的区域内。

图 6 是两个较强时段降水与卫星云图分布图。结合图 3 可看出,较大范围的强降水均是由发展成熟的云顶最低亮温约为  $-70^{\circ}\text{C}$  的对流云团产生,且强降水主要出现在红外亮温低于  $-50^{\circ}\text{C}$  的区域,集中在红外亮温  $-65^{\circ}\text{C} \sim -60^{\circ}\text{C}$ 、水汽亮温为  $-65^{\circ}\text{C} \sim -60^{\circ}\text{C}$  的次低值中心区域,并非与云顶最低亮温中心区相吻合。具体来看,6 日 06 时雨量大于 30 mm 的有 54 站,最大降水量为 73.4 mm,22 时雨量大于 30 mm 的有 28 站,最大降水量为 64.7 mm,强降水分布不均匀且最大雨强差异明显。究其原因,虽然两个阶段云团的云顶最低亮温、发展高度、云团面积基本一致,但前一时段强降水主要由 MCC

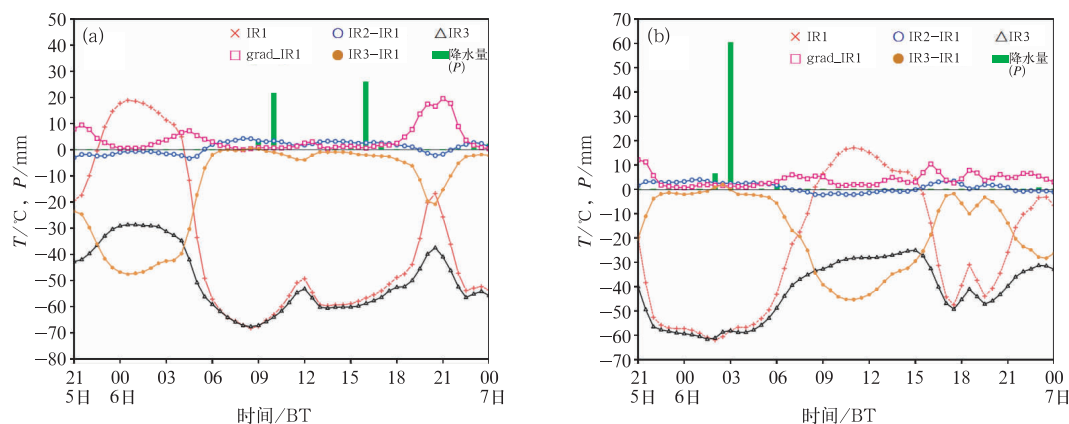


图5 2016年5月5日21时至7日00时南充站(a)和名山站(b)的IR1、IR1温度梯度、 $\Delta IR3$ 、 $IR3-IR1$ 、 $IR2-IR1$ 的时间变化序列

Fig. 5 Evolution of IR1, temperature gradient of IR1,  $\Delta IR3$ ,  $IR3-IR1$  and  $IR2-IR1$  at Nanchong (a) and Mingshan (b) from 21:00 BT 5 to 00:00 BT 7 May 2016

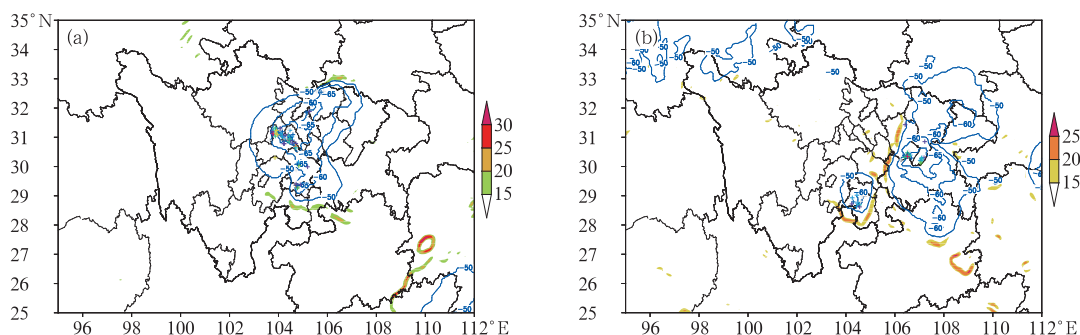


图6 2016年5月6日05:30云图与06:00雨量(a)、21:30云图与22:00雨量(b)叠加  
(实线为IR1,阴影为温度梯度,单位:°C,+为 $\geq 20$  mm的降水站点)

Fig. 6 Superpositions of the 05:30 BT cloud and 06:00 BT precipitation (a), and the 21:30 BT cloud and 22:00 BT precipitation (b) on 6 May 2016  
(solid line; IR1, shaded area; temperature gradient, unit: °C, +: station of hourly rainfall  $\geq 20$  mm)

引发,其内部结构、组织性都要优于后一强降水云团,故产生的降水强度也明显偏强。值得注意的是,两个阶段对流云团的最大温度梯度区均无明显强降水产生,再次证明发展成熟的对流云团产生的强降水与温度梯度无明显对应关系。

综合小时雨强和云图分析发现,四川盆地强降水是由发展至对流层顶的强对流云团产生,小时雨强并非随云顶亮温的降低而逐渐增大,最大雨强出现在强对流云团成熟后开始迅速减弱的初始阶段。强降水主要出现在红外亮温低于 $-50^{\circ}\text{C}$ 的区域,集中在红外亮温 $-65^{\circ}\text{C}\sim-60^{\circ}\text{C}$ 、水汽亮温为 $-65^{\circ}\text{C}\sim-60^{\circ}\text{C}$ 的云顶较为平滑的次低值中心区域内,并非与云顶最低亮温中心区相吻合,与云顶亮温梯度也无明显对应关系。

### 3 对流云团的发展条件和触发机制

#### 3.1 环境条件

5日20时(图7),地面上自河北至甘肃南部有一冷锋,盆地处于冷锋前部的低压区内。500 hPa上欧亚中高纬为“两槽一脊”型,青藏高原有一高原槽,四川省大部受槽前弱脊控制,其中盆地西北部受西北气流中的小扰动影响,在700 hPa上盆地南部有一横切变,850 hPa盆地大部受东北风控制,且700和850 hPa上自中国东北至河套地区均为负变温区,内蒙古中部有较强冷平流。

温江探空资料分析表明(探空图略,物理量见

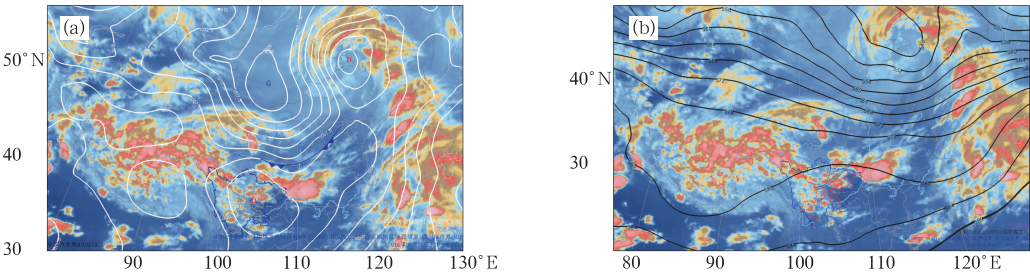


图 7 2016 年 5 月 5 日 20 时地面观测(a)、500 hPa 高空观测(b)与红外云图叠加(单位:gpm)  
Fig. 7 Surface pressure (a) and circulation at 500 hPa (b) overlying FY-2G satellite  
cloud images at 20:00 BT 5 May 2016 (unit: gpm)

表 1), 5 日 08 时, 850 hPa 以下和 500 hPa 以上均为偏北风, 湿层位于 750 hPa 附近, 为西南气流, 但厚度只有 1 km 左右, 此时 CAPE 值为  $318 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 而 650 hPa 附近有明显逆温, 有利于不稳定能量在低层积聚并促使对流发展到较强的程度。5 日 20 时, CAPE 值增大至  $2651 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 抬升凝结高度(LFC)下降至 773.8 hPa, 对流抑制能量(CIN)也减少至  $110 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 抑制较易突破。K 指数、强天气威胁指数(SWEAT)、 $\theta_{se85}$  (850 和 500 hPa 假相当位温差) 分别为  $40^\circ\text{C}$ 、160、 $14.8^\circ\text{C}$ , 而沙氏指数(SI)和抬升指数(LI)较低, 分别为  $-1.2$  和  $-5.68^\circ\text{C}$ , 表明中层近饱和、对流不稳定特征明显。中层垂直风切变增大至  $9.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 有利于较大云团的发展和维持,  $0^\circ\text{C}$  层高度约为 4.7 km,  $-20^\circ\text{C}$  在 7.7 km, 较低

的 0 和  $-20^\circ\text{C}$  层差有利于降水粒子的增大和降水效率的提高。此时, 400 hPa 以下风随高度顺转, 有暖平流, 400 hPa 以上风随高度逆转, 有冷平流, 促使对流条件增强。

宜宾探空资料显示(图略), 6 日 20 时, 850~500 hPa 风随高度顺转有暖平流, 地面至 600 hPa 为湿层, 400 hPa 附近大气最干燥, 表现出明显的“上干下湿”特征。同时, 中层 700 hPa 急流和高空西风气流的发展促使垂直风切变加强,  $0\sim 6 \text{ km}$  垂直风切变加大到  $16.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

可见, 对流云团形成于高的对流不稳定能量条件下, 中层垂直风切变的加强、中低层暖平流和高层冷平流的发展促使对流云团发展旺盛。

表 1 温江站和宜宾站对流参数

Table 1 Convective parameters of Wenjiang and Yibin Observation Stations

|    | 时间/BT    | K<br>/ $^\circ\text{C}$ | SI<br>/ $^\circ\text{C}$ | LI<br>/ $^\circ\text{C}$ | $\theta_{se85}$<br>/ $^\circ\text{C}$ | CAPE<br>/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ | CIN<br>/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ | $W_{sr0-6}$<br>/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ | $W_{sr0-2}$<br>/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ | SWEAT | LFC<br>/hPa |
|----|----------|-------------------------|--------------------------|--------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------|-------------|
| 温江 | 5 日 08 时 | 38                      | 0.74                     | 0.75                     | 12.0                                  | 318                                       | 271.5                                    | 5.9                                             | 2.6                                             | 155.7 | 686.2       |
|    | 5 日 20 时 | 40                      | -1.2                     | -5.68                    | 14.8                                  | 2651                                      | 110                                      | 9.6                                             | 2.44                                            | 160   | 773.8       |
| 宜宾 | 6 日 08 时 | 44                      | -6.12                    | -3.37                    | 31.3                                  | 1062.4                                    | 141.8                                    | 11.7                                            | 2                                               | 345   | 698.5       |
|    | 6 日 20 时 | 40                      | -4.02                    | -5.06                    | 21.8                                  | 1027.3                                    | 1.2                                      | 16.9                                            | 4.7                                             | 276.7 | 928.1       |

3.2 对流触发

低层假相当位温、相对湿度和风场分析表明(图 8), 盆地位于  $\theta_{se}$  等值线密集的能量锋区前沿, 5 日 20 时(图 8a), 东南气流受盆地西部沿山地形影响, 在绵阳至雅安南部一带形成辐合流场, 但东南气流较弱, RH 小于 70%, 不利于对流云团的进一步发展, 德阳附近下山的对流云团于 22 时消亡, 与此同时, 盆地西南部湿度条件较好, 加之白天高空少云造成的辐射增温效应, 此区大部在 356 K 高能区内, 而辐合流场的形成随即触发乐山马边、雅安中部先后有对流云团生成。6 日 02 时(图 8b), 两云团在加

强北抬的东南气流推动下发展、北移, 与在辐合流场北部绵阳附近新生成的对流云团合并。随着东南气流的增强、北抬促使湿区范围增大、辐合加强, 加之北方扩散南下的冷空气与之相互作用, 08 时在盆地东北部发展成低涡, 由于水汽输送条件改善, 使得扩散南下的冷空气触发了遂宁附近对流云的生成(图 8c)。14 时(图 8d)冷空气主体开始进入盆地, 348 K 控制线扩大南压至宜宾、泸州北部, 东南气流被迫南撤, 低涡随之减弱、南压, 在宜宾南部形成切变线, 再次触发对流云团生成。可见, 对流云团形成于高能区, 发展于高湿区, 近地层冷空气扩散南下与气旋式流场中的辐合增强是主要的对流触发机制。

### 3.3 地面中尺度辐合线

5月5日23时(图9),偏东风在陡峭地形的作用下抬升,在雅安、乐山南部形成辐合线,对比卫星云图发现,辐合线北侧有2个对流云团形成发展,这也说明地面中尺度辐合线和扩散南下冷空气的共同作用触发对流。而切变线所在处为山区地形,东北风入流形成的迎风坡效应加强了动力抬升程度,促使对流云团发展。研究表明,四川盆地边界层东北

风实质上是冷平流侵入四川盆地的反应,处于特殊地形下的成都是预报关键信息点,当它附近边界层风场转为东北风时,盆地边界层为气旋式流场控制。这样,在有利的气旋式流场条件下,边界层处于明显的正涡度、显著辐合、强烈上升运动的有利动力配置,促使低值系统的发生发展,加剧了边界层内热量、水汽等不断输向自由大气,维持强对流天气(李跃清,1995;李跃清等,1997)。6日17时,泸州至雅安一带均受西南和东北气流形成的中尺度辐合线影

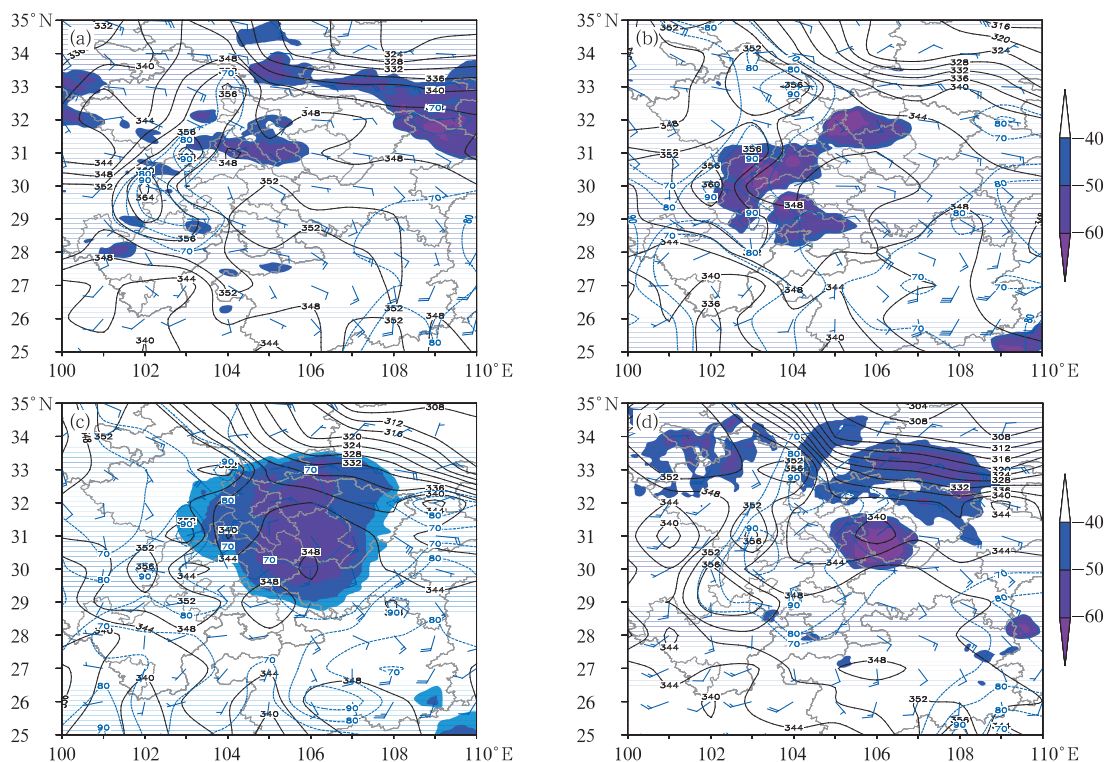


图8 2016年5月5日20时(a)、6日02时(b)、08时(c)和14时(d)850 hPa  $\theta_{se}$ (单位: K)、水平风、RH(虚线,  $\geq 70\%$ )和对流云团(阴影, 单位: °C)

Fig. 8 The  $\theta_{se}$  (unit: K), horizontal wind, relative humidity (dashed line,  $\geq 70\%$ ) at 850 hPa and convective cloud cluster (shaded area, unit: °C) at 20:00 BT 5 (a) and 02:00 BT 6 (b), 08:00 BT 6 (c), 14:00 BT 6 (d) May 2016

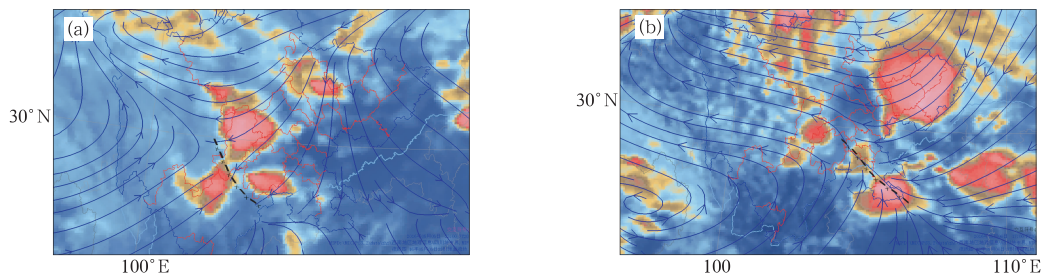


图9 2016年5月5日23:00(a)、6日17:00(b)地面风场流线与卫星红外云图(虚线为中尺度辐合线)

Fig. 9 The streamline of surface wind overlying FY-2 satellite cloud images at 23:00 BT 5 (a) and 17:00 BT 6 (b) May 2016 (dashed line for mesoscale convergence line)

响,常在辐合线北侧诱发对流云团生成发展。综合来看,对流云团生成均受东北风影响,且初始位置在盆地山区边缘附近,近地层冷空气的侵入、地面辐合线是触发对流云团生成的重要原因。

根据上面的分析,本文总结出四川盆地此类对流云团产生的天气概念模型:在青藏高原与四川盆地相接的陡峭复杂地形区,初生对流云团位于地面冷锋的前方、辐合线偏北一侧,发展于高湿区,呈椭圆形。低层偏南气流输送了不稳定能量,白天晴空太阳辐射的加热作用使大气不稳定能量进一步增加,近地层辐合线北侧偏北冷空气的侵入促使对流不稳定能量释放,对对流的触发和维持有一定的作用,边界层偏东风的出现与加强触发对流云团发生。

## 4 结论与讨论

本文利用多种资料综合分析了 2016 年 5 月 6 日四川盆地强对流云团的初生特征、与雨强关系、发展环境和对流触发机制,得到以下主要结论:

(1) 四川盆地产生强降水的对流云团易发生在青藏高原东侧边坡陡峭地形带,初生对流云团最低云顶亮温低于  $-45^{\circ}\text{C}$ ,边缘最大温度梯度为  $15\sim 20^{\circ}\text{C}$ ,水汽-红外通道亮温差值介于  $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ ,分裂窗-红外亮温差值介于  $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。

(2) 强降水出现在红外和水汽亮温快速下降到最低值、水汽-红外通道差值达  $0^{\circ}\text{C}$  附近、分裂窗-红外亮温差为正值、温度梯度为  $0^{\circ}\text{C}$  后的几小时内。小时雨强并非随云顶亮温的降低而逐渐增大,最大雨强出现在强对流云团成熟后开始迅速减弱的初始阶段即云顶亮温开始回升的时刻。

(3) 较大范围的强降水均是由发展成熟的云顶最低亮温约为  $-70^{\circ}\text{C}$  的对流云团产生,强降水主要出现在红外亮温低于  $-50^{\circ}\text{C}$  的区域,集中在红外亮温  $-65^{\circ}\text{C}\sim -60^{\circ}\text{C}$ 、水汽亮温为  $-65^{\circ}\text{C}\sim -60^{\circ}\text{C}$  的云顶比较均匀平滑的次低值中心区域,并非与云顶最低亮温中心区相吻合,与云顶亮温梯度也无明显关系。

(4) 对流云团生成区域均受偏东风影响,且生成于高的对流不稳定条件下,发展于高湿区,边界层冷空气扩散南下与气旋式流场中的辐合增强共同触发对流在辐合线以北生成,而中层垂直风切变的加强、中低层暖平流和高层冷平流的发展促使对流云团发展旺盛。

本文虽然分析了四川盆地一次强对流天气过程中的对流云团特征及触发机制,初步得到了初生对流云团的单通道亮温、多通道亮温差、温度梯度等阈

值、最大雨强出现的位置及对应对流云团发展演变的阶段、主要的触发机制。但由于本文是对 2016 年 5 月四川盆地一次强对流天气过程中几个对流云图进行分析,得到的指标结果还需今后更多个例资料进行补充和修正。另外,由于青藏高原东侧与四川盆地交界的陡峭地形区是中小尺度系统发生、发展的活跃区,可能有很多对流云团都经历这样的发生发展过程,因此,也需要今后采用更多的观测资料深入研究青藏高原东坡对对流系统发生发展的影响、研究更多个例总结出初生对流云团的特征,便于精确识别、监测到初生对流云团,提高强对流天气的预报准确率。

## 参考文献

- 白洁,王洪庆,陶祖钰,1997. GMS 卫星红外云图强对流云团的识别与追踪[J]. 热带气象学报,13(2):158-167.
- 江吉喜,范梅珠,2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学,26(2):263-270.
- 李跃清,1995. 夏半年成都边界层风场与四川盆地暴雨的关系[J]. 高原气象,14(2):232-236.
- 李跃清,彭虎,张波,1997. 成都边界层风场演变天气意义的检验[J]. 高原气象,16(3):331-336.
- 林祥明,林长城,张长安,等,2002. 福建“98.6”中尺度强降水红外云图特征量统计分析[J]. 热带气象学报,18(3):253-261.
- 卢乃锰,吴蓉璋,1997. 强对流降水云团的云图特征分析[J]. 应用气象学报,8(3):269-275.
- 祁秀香,郑永光,2009. 2007 年夏季我国深对流活动时空分布特征[J]. 应用气象学报,20(3):286-294.
- 覃丹宇,方宗义,2014. 利用静止气象卫星监测初生对流的研究进展[J]. 气象,40(1):7-17.
- 青泉,赵静,叶儒辉,2015. 夏季四川盆地强降水列车效应特征[J]. 气象科技,43(2):250-260.
- 四川省气象局,2014. 四川天气预报手册[M]. 成都:西南交通大学出版社.
- 宋娟,黄勇,冯妍,2011. 基于相关匹配与面积重叠度的对流云跟踪方法[J]. 计算机工程,37(S):336-337,340.
- 王寅钧,陈渭民,吴彬,2012. 一次雷暴天气发生发展的水汽图和红外云图特征分析[J]. 自然灾害学报,21(2):126-134.
- 张驹,王敏,顾清源,2007. 四川 2006 年“9·3”暴雨过程中 TBB 与强降水对应关系分析[J]. 四川气象,27(2):7-9.
- 郑永光,陈炯,2011. 华南及邻近海域夏季深对流活动气候特征[J]. 热带气象学报,27(4):495-508.
- 周长春,吴蓬萍,周秋雪,2015. 一次复杂地形暖区强降水的特征及触发机制分析[J]. 暴雨灾害,34(1):27-33.
- 朱克云,张杰,任景轩,等,2011. 基于通道差异及云指数法的西藏雷暴卫星云图特征分析[J]. 高原气象,30(6):1633-1639.
- Ackerman S A, 1996. Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and  $6.7\mu\text{m}$ [J]. J Atmos Sci,53(19):2803-2812.