

刘国忠,黄嘉宏,曾小团,等. 2013. 引发广西两次严重山洪地质灾害的暴雨过程分析. 气象,39(11):1402-1412.

# 引发广西两次严重山洪地质灾害的暴雨过程分析<sup>\* 1</sup>

刘国忠<sup>1,2</sup> 黄嘉宏<sup>1</sup> 曾小团<sup>1</sup> 农孟松<sup>1</sup> 黄海洪<sup>1</sup>

1 广西气象台,南宁 530022  
2 广西百色市气象局,百色 533000

**提 要:** 利用常规观测、卫星云图、雷达探测以及自动站雨量等资料,对 2010 年 6 月 27—28 日和 2012 年 5 月 20—22 日桂西北两次严重山洪地质灾害的气象条件进行了对比分析,结果表明:(1) 强降雨发生在桂西北暴雨区,最大过程雨量 $>350\text{ mm}$ ,过程最大中尺度雨团和致灾区最大中尺度雨团值分别 $>100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 和 $>70\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,集中降雨时段为 02—06 时。灾害开始于后半夜,发生在最大过程雨量和地质条件脆弱区,不同的地质状况对应不同的灾害;灾害性天气具有区域小、降雨时段集中、过程雨量大、强度强及引发灾害重等特征。(2) 暴雨发生在欧亚地区 500 hPa 呈两脊—槽型、200 hPa 南亚高压脊线贯穿广西上空及季风云系活跃的背景下。高空为槽或低涡、地面为干线或锋面,属低涡暴雨型。(3) 高空要素变化为雨前降压升温、后降温。不稳定能量及层结、低层辐合、中低层涡旋、整层大气的上升运动、高温高湿及水汽强烈辐合是物理量特征。(4) 云图上对流云团生成、合并对强降雨有指示意义,暴雨发生在云团合并发展阶段; $TBB$  值 $<200\text{ K}$  可以作为强降雨的指标。低质心强雷达回波产生的列车效应或回波停滞和地形作用是造成强降雨的重要因素,低层辐合、高层辐散导致了强烈的上升运动,有利于强对流的发展与维持。

**关键词:** 山洪地质灾害,气象条件,卫星云图,雷达资料,自动站雨量资料

**中图分类号:** P458      **文献标志码:** A      **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.11.003

## Analysis on the Heavy Rainfall Events Triggering Two Severe Mountain Torrent Geological Hazards in Guangxi

LIU Guozhong<sup>1,2</sup> HUANG Jiahong<sup>1</sup> ZENG Xiaotuan<sup>1</sup> NONG Mengsong<sup>1</sup> HUANG Haihong<sup>1</sup>

1 Guangxi Meteorological Observatory, Nanning 530022  
2 Baise Meteorological Office of Guangxi, Baise 533000

**Abstract:** Based on conventional observation data, satellite cloud imagery, radar detection data and the rainfall data of automatic weather stations etc., comparative analysis on the meteorological conditions for the two severe mountain torrent geological hazards occurred during 27—28 June 2010 and 20—22 May 2012 in northwest Guangxi was done. The results showed that: (1) The torrential rainfall occurs in the northwest of Guangxi with a maximum precipitation  $>350\text{ mm}$ . The maximum precipitation of mesoscale rain clusters is larger than  $>100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  in the processes and over  $70\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  in the hazard areas. The concentrated rainfall period is in 02:00—06:00 BT. The disasters begin in the late night, and occur in the area with maximum precipitation and fragile geological conditions, where different geological conditions correspond to different disasters. The severe weather has characteristics with small range, concentrated rainfall periods, intensity rainfall and triggers serious disasters. (2) The heavy rainfall is caused by circulation background with two ridges and one trough at 500 hPa in Eurasian Region and ridge line of South Asia high throughout Guangxi over at 200 hPa accompanied with active monsoon cloud system. The weather systems

<sup>\*</sup> 中国气象局预报员专项(CMAYBY2012-043)、桂科功(1298005-3)和广西自然科学基金项目(2012GXNSFAA053191)共同资助  
2012 年 10 月 13 日收稿; 2013 年 5 月 12 日收修定稿  
第一作者: 刘国忠,主要从事天气预报业务. Email: baiseslgz@sina.com

with upper trough or vortex and surface dry line or frontal indicate a vortex-type storm. (3) The variation of upper-air elements is the temperature decreases before the rainfall but rises after it. Unstable energy and stratification, low-level convergence, middle and low-level vortex, ascending motion of the whole atmosphere layer, high temperature and humidity, and strong convergence of water vapor are characteristics of the physical quantities. (4) Generation and mergence of convective cloud clusters on the satellite cloud images have implications to heavy rainfall. The rainstorm occurs in the developing stage of the clouds, and the *TBB* value less than 200 K can be used as an indicator to the severe precipitation. Train effect produced by low centroid of radar echoes and the effect of topography are important factors for the heavy rainfall. Strong vertical motion due to low-level convergence and upper-level divergence is conducive to the development and maintenance of the severe convection.

**Key words:** mountain torrent geological hazard, meteorological condition, satellite cloud image, radar data, rainfall data of automatic weather stations

## 引 言

山洪地质灾害是山洪暴发给人类社会系统所带来的危害,包括溪河洪水泛滥、泥石流、山体滑坡等造成的人员伤亡、财产损失、基础设施毁坏以及环境资源破坏等。山洪地质灾害与其他自然灾害一样,致灾因素具有自然和经济社会的双重属性,表现为它的形成与发展主要受降雨、地形地质及人类经济社会活动的影响。通常暴雨引发山洪,山洪诱发山体崩塌、泥石流等地质灾害,因此,暴雨等诱发山洪地质灾害的气象条件分析是灾害预报预警的前提(薛建军等,2005)。目前,国内外有许多学者对山洪地质灾害形成的气象条件进行了分析,取得了一些卓有成效的成果。解明恩等(2005)对云南泥石流灾害与气象环境的关系进行了分析,得出了云南滑坡泥石流发生的区域临界雨量指标,提出了滑坡泥石流灾害的气象监测预警方法,余峙丹等(2010)和王锡稳等(2004)分别对发生在云南和甘肃的特大泥石流灾害个例的气象条件进行了分析,获得了灾害的气象成因,以上研究成果在山洪地质灾害风险评估中发挥了重要作用。由于山洪地质灾害具有区域性和复杂性,仅有这些研究还是远远不够的,有必要对不同区域山洪地质灾害形成的气象条件进行更广泛深入研究。广西位于云贵高原东南边缘,属云贵高原向东南沿海丘陵过渡地带,地处两广丘陵西部,南临北部湾海面。整体地势自西北向东南倾斜,山岭连绵、岭谷相间、山体庞大,四周高山环绕,周高中低,呈盆地状。具有山地多、平原少、岩溶广布的地貌特征(广西丘陵山区农业气候资源及其合理利用

课题组,1997;莫大同,1994)。广西又受亚热带季风气候影响,位于我国三大强降雨区之一的华南暴雨区,每年4—6月华南前汛期暴雨多发、雨势猛(陶诗言,1980;诸葛秀华等,1981;李真光等,1981;周秀骥等,2003;王德英,2008;吴兴国,2000),在广西特殊地形地貌下极易产生山洪地质灾害。本文利用常规观测、卫星云图、雷达探测以及自动站雨量等资料,通过气象学原理结合对比分析的方法,对本世纪发生在桂西北山区两次最严重山洪地质灾害气象条件进行对比分析(梁生俊等,2012;杨晓霞等,2012),揭示天气尺度及中小尺度特征,找出此类天气的预报着眼点,建立预报思路和方法,从而对山洪地质灾害作出提前预报预警。

## 1 天气及灾害概况

2010年6月27日20时至28日20时(北京时,简称“6.28”),广西西北部百色、河池两市交界的桂西北地区出现了一场特大暴雨天气过程(图1a),据27日20时至28日20时区域自动气象观测站雨量统计,凌云县周边大部区域自动气象站雨量 $\geq 100$  mm,3站雨量 $\geq 250$  mm,强降雨中心位于凌云县东部的东合乡(图1c),雨量为367.8 mm,是该区域有气象记录以来最大的24 h雨量,雨带及灾害呈东西向,降雨为单峰型。28日01—08时为集中降雨时段,东合乡8 h雨量达363.2 mm,01—07时连续7 h雨团值 $> 30$  mm $\cdot$ h $^{-1}$ ,02和05时强降雨高峰雨团值 $> 70$  mm $\cdot$ h $^{-1}$ (图略)。过程最大雨团值出现在06时凌云南部的百色市龙川镇,为107.1 mm $\cdot$ h $^{-1}$ ,监测到了该区域的历史最大雨团值,最大过程

雨量与最大雨团出现在不同位置,灾害出现在最大过程雨量处的东合乡(图 1c)。灾害区的北面为贵州高原余脉,东面为都阳山脉,西面为凌云东面的小山脉,灾害区位于凌云东面小山脉的下坡区,为漏斗型地形,该区域的地质结构为喀斯特岩溶地貌区,诱发了山体滑坡和坍塌地质灾害。期间,地震部门还监测到该区域发生了一千三百多次有感小地震群,影响近两个月。据地震专家介绍,此次震群是暴雨诱发的构造地震,震级小,次数多,在广西历次地震中比较罕见。

2012 年 5 月 20 日 20 时至 22 日 20 时(北京时,简称“5.22”),也是在广西西北部百色、河池两市交界桂西北地区出现了一场特大暴雨天气过程(图 1b),据 20 日 20 时至 22 日 20 时区域自动气象观测站雨量统计,凌云县及毗连区大部区域自动气象站雨量 $\geq 100$  mm,6 站雨量 $\geq 250$  mm,凌云县南部伶站乡和北部玉洪乡(图 1c)先后出现两个强降雨中心,过程雨量分别为 352.7 和 359.3 mm,雨带及灾害呈南北向,降雨为双峰型。20—21 日出现了以凌云县南部伶站乡为中心的第一轮强降雨,伶站乡 24 h 雨量达 227.9 mm,21 日 03—06 时为集中

降雨时段,05 时出现最大雨团值  $83.3\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,灾害主要发生在伶站乡以南区域(图 1c),灾害区西北面为岑王老山,北面为凌云东面的小山脉,东西两侧为小高地,南面为较为低矮的平坦地带,为向南开口的马蹄型地形,其间澄碧河由北向南流向右江,灾害区位于河流地区,由于降雨强,河水爆满,诱发了洪水泛滥,农作物严重受损。21—22 日出现了以凌云县北部玉洪乡为中心的第二轮强降雨,玉洪乡 24 h 雨量达 302.6 mm,22 日 03—06 时为集中降雨时段,05 时出现最大雨团值  $100.7\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,灾害主要发生在玉洪乡附近(图 1c),灾害区北面为贵州高原余脉,西面为岑王老山,东面为凌云东面的小山脉,灾害区位于岑王老山下坡处南北向的狭窄区域,该区域无明显河流经过且为土质地质结构,诱发了山洪地质灾害,造成了重大人员伤亡。

两次强降雨过程均发生在凌云县及毗连区东巴凤(东兰、巴马、凤山)一带,也就是通常所说的桂西北暴雨区,降雨既为暴雨以上降雨又具有短历时强降雨并伴有雷电等强对流特征,过程最大雨量 $>350$  mm,过程最大雨团值和致灾区最大雨团值分别 $>100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 和 $>70\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 且出现在凌晨 05—

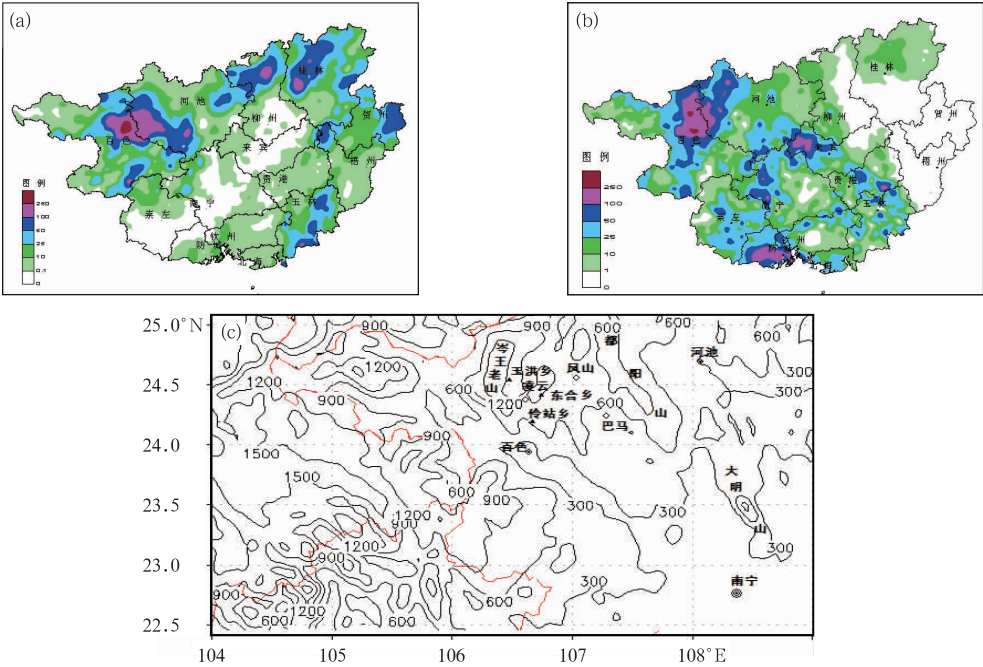


图 1 (a) 2010 年 6 月 27 日 20 时至 28 日 20 时雨量分布(单位: mm), (b) 2012 年 5 月 20 日 20 时至 22 日 20 时雨量分布(单位:mm), (c) 桂西北地形及山脉高程图(单位:m)

Fig.1 (a) Distribution of precipitation during 20:00 BT 27 June to 20:00 BT 28 June 2010 (unit; mm), (b) distribution of precipitation during 20:00 BT 20 May to 20:00 BT 22 May 2012 (unit; mm), (c) elevation map of the terrain and mountain ranges in northwestern Guangxi (unit; m)

06 时,集中降雨时段为凌晨 02—06 时。灾害开始于后半夜,发生在过程雨量最大和地质条件脆弱区,不同的地质状况对应了不同的灾害类型。灾害性天气总体具有区域小、降雨时段集中、过程雨量及雨团值大、短历时降雨强及引发的次生灾害重等特点。从雨强和灾害影响持续时间可以看出,“6.28”暴雨灾害更强,“5.22”灾害发生在凌云县从南到北的乡镇(伶站到玉洪),暴雨灾害范围更大(图 1c)。

2 环流形势演变特征和主要影响系统

2.1 环流形势演变特征

两次过程强降雨发生期间,500 hPa(图略)欧亚中高纬度环流形势呈两脊一槽型,乌拉尔山以东的西伯利亚西部和亚洲东岸的中高纬度地区为高压脊,贝加尔湖地区为低槽,乌拉尔山以东的高压脊前不断有冷空气自北冰洋南下,使贝加尔湖出现切断低压,低压发生替换,在替换过程中,原来的长波槽蜕变为短波槽,引导冷空气南下,与此同时,孟加拉湾上空有南支槽把大量暖湿空气输送到华南地区,与北方冷空气相交绥,为暴雨产生提供了有利的环流条件,这是广西西风带暴雨 500 hPa 典型环流特

征。200 hPa(图略)南亚高压中心位于孟加拉湾至西南地区,脊线向东南扩展,贯穿广西上空,高空急流核位于 30°N 以北河套地区,广东附近出现气流分流区,广西处于分流区右侧东北气流中,形成了暴雨区上空有利的辐散条件。暴雨灾害发生前 2010 年 5 月 21—25 日和 2012 年 5 月 16—20 日西南季风已经爆发,暴雨灾害发生期间 850 hPa(图略)从索马里开始的越赤道气流加强,西南季风趋于活跃,从印度洋至中南半岛至南海一带有活跃的季风槽云系,持续活跃的西南季风给暴雨区带来能量和水汽的聚集。

2.2 主要影响系统

“6.28”与“5.22”第一轮强降雨发生前,500 和 700 hPa 强降雨区或以西有短波槽活动,槽附近的高度降低、气温升高,高度值分别降至 584 和 308 dagpm,850 hPa 蒙自、百色、河池、贵阳、宜宾高度降低、气温升高,在高原东南侧分析出上述站点围成的半包围低涡环流,低涡中心高度值下降至 142 dagpm,850~500 hPa 强降雨区附近或以西暖性低值系统发展旺盛。强降雨发生期间,“6.28”在滇黔桂交界区附近 500 hPa(图 2a)和 700 hPa(图 2b)槽加深为低涡,从 850 hPa(图 2c)到 500 hPa 形成三层低

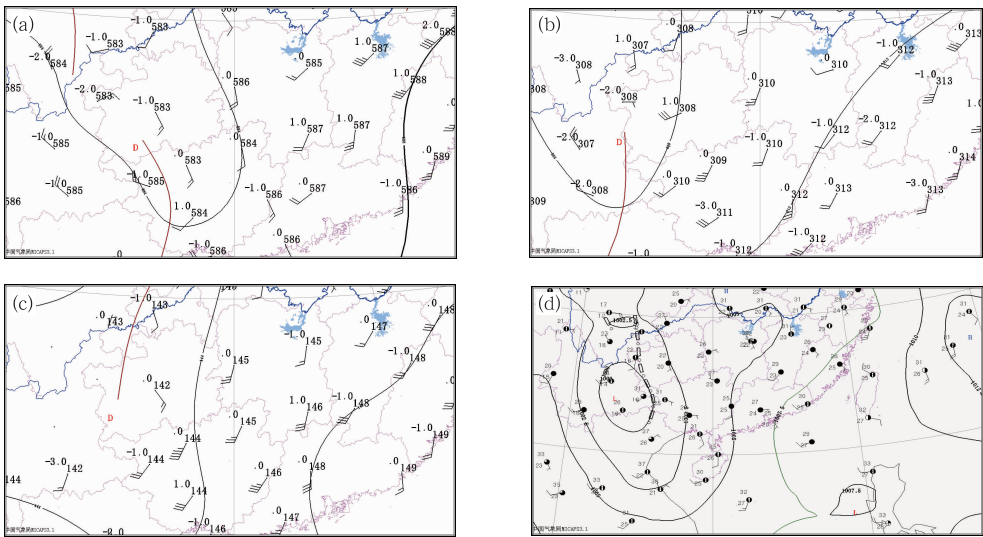


图 2 2010 年 6 月 28 日 08 时空高图

(a) 500 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa (注:左为变温,单位:℃;右为高度,单位:dagpm) 和 2010 年 6 月 27 日 14 时地面图(d) (注:左上为气温,左下为露点,单位:℃)

Fig. 2 The upper air chart at 08:00 BT 28 June 2010

(a) 500 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa (the left side for variable temperature, unit: ℃; the right side for height, unit: dagpm) and the surface chart at 14:00 BT 27 June 2010 (d) (the upper left for temperature, the lower left for dew-point temperature, unit: ℃)



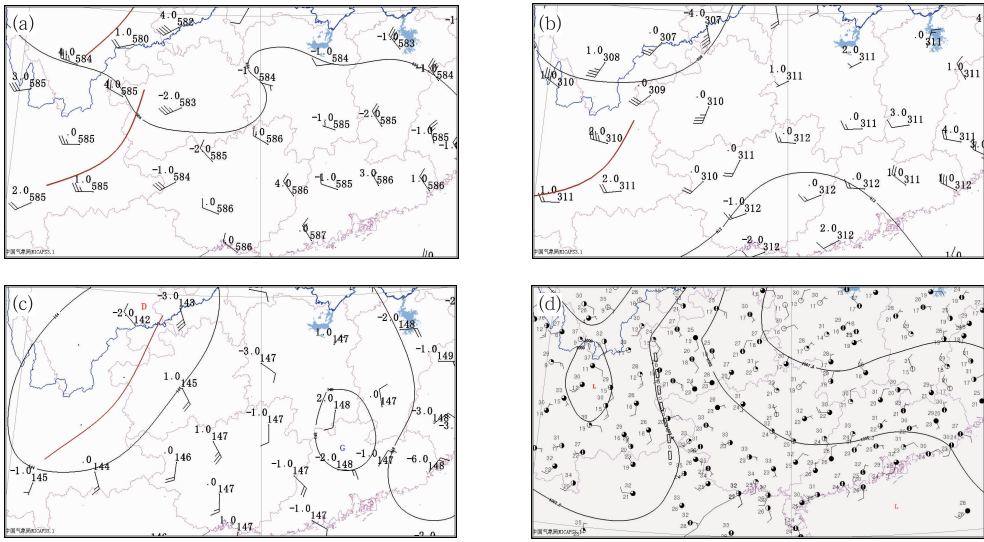


图 3 2012 年 5 月 21 日 08 时高空图

(a) 500 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa 和(d)2012 年 5 月 20 日 14 时地面图

(说明同图 2)

Fig. 3 The upper air chart at 08:00 BT 21 May 2012

(a) 500 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa and (d) the surface chart at 14:00 BT 20 May 2012

(Illustration is the same as Fig. 2)

涡形势,这是低涡暴雨的典型配置。“5.22”500 hPa(图 3a)和 700 hPa(图 3b)槽只加深,但没有演变为低涡,形成了 850 hPa(图 3c)低涡、700 和 500 hPa 槽形势,这也是低涡暴雨类型之一。从 700 hPa 到 500 hPa 系统均为弱前倾形势,700 和 500 hPa 槽或低涡附近气温降低,干冷空气侵入明显,上冷下暖的不稳定层结加强。强降雨区附近中低层温度露点差迅速减小,500~850 hPa 出现了深厚湿层。“5.22”第二轮强降雨形势前后变化与第一轮类似,不同的是第二轮 850 hPa 的低涡位置偏东且有冷式切变南移影响暴雨区。此外,两次过程强降雨区东侧和南侧中空偏南风加大,“6.28”强降雨区东侧河池站 700 和 800 hPa 偏南风分别增大为 13 和 18  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,出现了历史风速极大值和低空急流核,“5.22”强降雨区东南侧 20 日 20 时开始偏南风增大为 6~10  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,22 日 08 时增大为偏南风急流。从以上分析可以看出,两次过程三轮强降雨均为低涡暴雨的演变形势,“6.28”的低涡更为典型且出现了急流核,使得暴雨灾害更为严重。

“6.28”与“5.22”第一轮强降雨的地面形势演变相似,暴雨发生前的 14 时地面图上(图 2d 和图 3d),出海高压位于东海或黄海以东洋面上,华南地区大部处于变性出海高压后部,等压线呈准南北向,存在东西向气压梯度,吹南风到东南风。“6.28”

广西以阴雨天气为主,冷湿气流的特征明显,“5.22”以多云天气为主,高温、高湿特征明显。值得注意的是,云南东部到越南北部有西南暖低压发展,为干暖气流,在滇黔桂交界区干湿空气对峙,分析出干线(或露点锋区),为暴雨形成提供了有利的触发机制。“5.22”第二轮强降雨,地面有冷空气入侵,冷锋南移影响广西,等压线转为东北—西南向,与 850 hPa 冷切变对应,地面为锋面降雨形势。

### 3 物理量场诊断分析

#### 3.1 不稳定条件分析

从假相当位温( $\theta_{se}$ )的分析可以看出,两次暴雨过程前,850 hPa 以下有明显高值舌区从南海或中南半岛向桂西延伸,925~1000 hPa 高值中心  $\theta_{se} \geq 90^\circ\text{C}$ ,桂西北 850 hPa  $\theta_{se} \geq 82^\circ\text{C}$ ,低层大气处于高温、高湿状态;从 850~500 hPa 桂西北  $\theta_{se}$  迅速减小,平均(500 hPa—850 hPa)  $\theta_{se} \leq -10^\circ\text{C}$ 。 $K$  指数和  $Si$  指数从南海或中南半岛向桂西延伸分别为高值舌区和低值舌区,桂西北  $K$  指数和  $Si$  指数值分别  $\geq 40^\circ\text{C}$ 、 $\leq -2.0^\circ\text{C}$ ,从以上判据可以看出,大气处于条件性不稳定状态。

分析暴雨区附近的探空站层结可以看出

(表 1),暴雨前,百色站  $T\text{-log}p$  图从 925 hPa 到 100 hPa 均为  $CAPE$  正值区(图略),值迅速增加,“6.28”增加至  $3162.8\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,“5.22”两轮降雨前分别增至  $1859.1$  和  $2264.2\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,不稳定能量得到聚集; $0^{\circ}\text{C}$  层高度在 5300 m 附近,抬升凝结高度在  $850\sim 925\text{ hPa}$ (“6.28”更低), $850\sim 500\text{ hPa}$  温差均为  $24^{\circ}\text{C}$ ,地面露点  $>22^{\circ}\text{C}$ , $0\sim 6\text{ km}$  风矢量差  $<7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,低空风速增大为  $>7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,可降水量  $PW>50\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (“6.28”更大)。暴雨结束期,“6.28” $T\text{-log}p$  图  $CAPE$  正值区迅速减小,其值迅速下降至  $1030.2\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,“5.22”第一轮降雨结束期

$CAPE$  正值区继续增大,其值增大致  $2924.0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,第二轮降雨结束期  $CAPE$  正值区迅速减小,其值迅速下降至  $740.6\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,可见过程结束时湿对流有效位能才得到有效释放,同时其他有利于强降雨发生的层结特征也受到了破坏。此外,暴雨前风矢量图从 1000 hPa 到 250 hPa 热成风顺转,250 hPa 以下均为暖平流,有利于暖湿气流的堆积,暴雨结束风矢量图 500 hPa 以上热成风逆转,有冷平流入侵,上冷下暖对流不稳定层结十分明显(李云静等,2013;景丽等,2002)。

表 1 层结参数  
Table 1 The stratification parameter

| 日期/<br>年.月.日.时 | 抬升凝结<br>高度/hPa | $0^{\circ}\text{C}$ 层高度<br>/m | (850 hPa—<br>500 hPa)<br>$T/^{\circ}\text{C}$ | $CAPE$ 值<br>$/\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ | 地面露点<br>$/^{\circ}\text{C}$ | 可降水量<br>$PW$<br>$/\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ | $0\sim 6\text{ km}$<br>风矢量差<br>$/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ | 低空急流<br>$/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
|----------------|----------------|-------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------|-----------------------------|------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|---------------------------------------|
| 2010.6.27.20   | 923.9          | 5483.3                        | 24.0                                          | 3162.8                                     | 25.0                        | 63.6                                           | 2.0                                                          | 8.0                                   |
| 2012.5.20.20   | 861.4          | 5262.9                        | 24.0                                          | 1859.1                                     | 24.0                        | 58.3                                           | 7.0                                                          | 7.0                                   |
| 2012.5.21.20   | 874.0          | 5352.5                        | 24.0                                          | 2264.2                                     | 22.0                        | 53.2                                           | 3.0                                                          | 7.0                                   |

3.2 动力条件分析

涡度场上,强降雨区正涡度值在 700 hPa 以下,强降雨区西侧有正涡度中心,对应了低涡或槽的大致位置,“6.28”和“5.22”最大中心值分别在 700 和 850 hPa,400 hPa 以上为负涡度值,最小中心值在 150 hPa,从涡度值上看,“6.28”低层正涡度值更大,即气旋更强,“5.22”高层负涡度值更大,即反气旋更强,气旋性弯曲主要存在于  $850\sim 700\text{ hPa}$ ,强降雨发生在正涡度中心的东侧(即右侧),中低层正涡度和高层负涡度的耦合加强,反映了中低层气旋性和高层反气旋性天气系统的加强,有利于暴雨天气系统的维持。散度场上,强降雨区负散度值也在 700 hPa 以下,滇黔桂交界偏北位置  $925\sim 850\text{ hPa}$  存在负散度中心,对应了切变线及低空急流出口的位置,最小中心值在 850 hPa,“6.28”比“5.22”值要小得多,即“6.28”低层辐合更强,500 hPa 以上为正散度值,辐合主要存在于边界层到 850 hPa 低层大气中,强降雨发生在辐合中心的东南。一方面低空辐合高空辐散耦合作用形成了强烈上升运动,低层辐合必然引起上升运动,而高层辐散又易引起低层辐合,并使低层辐合得以维持,高层辐散越强,低层辐合越强,从而使对流强烈发展。另一方面水汽的汇合主要也是靠低空流场的辐合,负散度和雨强成正相关。垂直

速度场上,强降雨区  $925\sim 150\text{ hPa}$  整层大气均为负速度,垂直剖面图上此处负速度层最厚(图 4),在与负散度中心基本相同的位置  $850\sim 400\text{ hPa}$  存在负速度中心,最小中心值在 700 hPa,相应在青藏高原东南缘至中南半岛北部、广东大部、贵州中北部出现了三个正速度区,其中青藏高原东南缘为强整层正速度区,500~300 hPa 有正速度中心,从而形成了以暴雨区附近为中心的上升区,青藏高原东南缘、广东大部、贵州中北部周边下沉区,为暴雨发生提供了有利的垂直环流机制,强降雨也发生在负速度中心的东南;暴雨结束时,正负速度区绝对值迅速减小(马学款等,2012;郑仙照等,2006)。

从以上分析可以看出,主要强辐合区在 850 hPa,主要强上升区在 700 hPa,气旋性涡旋最大在  $850\sim 700\text{ hPa}$ ,暴雨发生在负散度中心及负垂直速度中心的东南、正涡度中心的东侧(右侧)。

3.3 水汽条件分析

从水汽通量场可以看出,强降雨临近,南海北部和孟加拉湾上空开始出现水汽通量大值中心;强降雨期间,由于低层偏南风加大,850 hPa 以下南海北部水汽通量中心值加大,南海北部至广西中西部出现了明显的水汽通量脊,从南海出现了强水汽输送带,由于高空槽东移及槽前西南风加大, $700\sim 500\text{ hPa}$

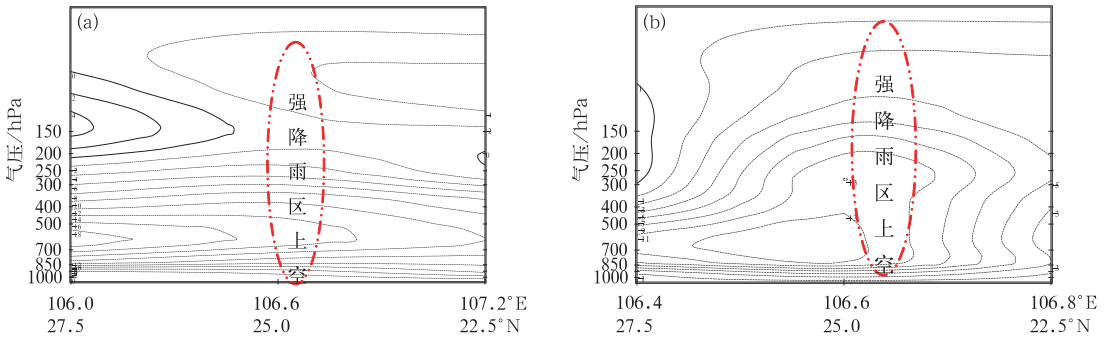


图 4 穿过暴雨区的高空垂直速度剖面图 (单位: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ )

(a) 2010 年 6 月 27 日 20 时, (b) 2012 年 5 月 20 日 20 时

Fig. 4 The vertical cross section of vertical velocity across the rainstorm areas at

(a) 20:00 BT 27 June 2010, (b) 20:00 BT 20 May 2012 (unit:  $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ )

孟加拉湾至云南东部也出现了水汽通量脊,从孟加拉湾出现了水汽输送带,但 850 hPa 以下水汽通量值明显大于 700 hPa 以上,700 hPa 以上水汽通量值迅速减小,强降雨区 850~925 hPa 水汽通量值  $>10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ ,可见水汽输送主要来源于南海的低层大气。从比湿看,700 hPa 以下较大,500 hPa 以上迅速减小,强降雨区 700 hPa 以下比湿  $>10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,“6.28”850~1000 hPa 有以桂西北为中心的大比湿区,暴雨区 1000、925 和 850 hPa 比湿分别  $>20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $>19 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $>17 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,强降雨处于中心区,“5.22”850~1000 hPa 有以中越交界为中心的大比湿区,暴雨区比湿均  $>15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,强降雨处于中心区东北,可见暴雨区存在较深厚大比湿层,大气中水汽含量十分充足,“6.28”水汽含量更为充足,降雨效率更高。从水汽通量散度看,强降雨区负水汽通量散度在 850 hPa 以下,滇黔桂交界位置 850~925 hPa 存在负中心,“6.28”最小中心值在 850 hPa,为  $-45.1 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ ,“5.22”最小中心值在 925 hPa,为  $-60.5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ ,可见强降雨区附近有强烈水汽辐合且主要存在于 850 hPa 以下低层大气中,强降雨发生在水汽辐合中心的东南(张端禹等,2010;罗建英等,2009;张俊岚等,2009)。

#### 4 中尺度分析

通过卫星云图、雷达探测、自动站雨量等资料分析(陈翔等,2011;李向红等,2010;冯晋勤等,2010)发现,两次过程三轮强降雨的中尺度演变特征是基本一致的,但也有不同之处,现对“6.28”与“5.22”的

2012 年 5 月 21—22 日过程进行如下详细分析。

随着西南季风的加强北抬及高空槽的波动东移,暴雨前午后,FY-2E 红外云图上云南东南部、中越交界有对流云团生成(图 5a 和 5b)。百色雷达速度图上桂西北中低层偏南风加大,在与云团相对应的位置,雷达探测到对流单体回波(图 7a 和 7b)。此后,云南东南部对流云团发展东移,中越交界对流云团发展北抬,向雷达站聚集,贵州西北部开始有对流云团生成。雷达速度图除了中低层维持偏南气流,西面、南面不断有小辐合区生消,与云团活动相对应,雷达探测到不断有对流回波生消东移和北抬。此时出现雨团值  $<3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  降雨天气。

傍晚后,贵州西北部云团有组织的发展起来(图 5c 和 5d);“6.28”在桂西北一带有新的对流云团生成,新生成的对流云团与云南东南部东移对流云团、中越交界北抬对流云团在桂西北发展为合并云团(图 5c);“5.22”除了中越交界有对流云团北抬外,云南东南部对流云团减弱(图 5d)。“6.28”雷达站至强降雨区出现了东北气流与东南气流的辐合(图 6a),有东北至西南向的线性对流回波产生(图 7c),观测到雨团值为  $10 \sim 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ;“5.22”雷达站附近以东南气流为主(图 6b),雷达站东部有弱对流回波产生(图 7d),观测到雨团值为  $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  左右。

午夜后,贵州西北部云团迅速发展壮大、东南移,于 02 时左右发展为贵州西南部 MCC 云团(图 5e 和 5f);“6.28”桂西北合并云团发展为 MCC 云团,两 MCC 云团边缘开始重叠,强降雨位于桂西北 MCC 云团中(图 5e);“5.22”中越交界对流云团发展北抬,在桂西北形成带状云团,连接至贵州西南部



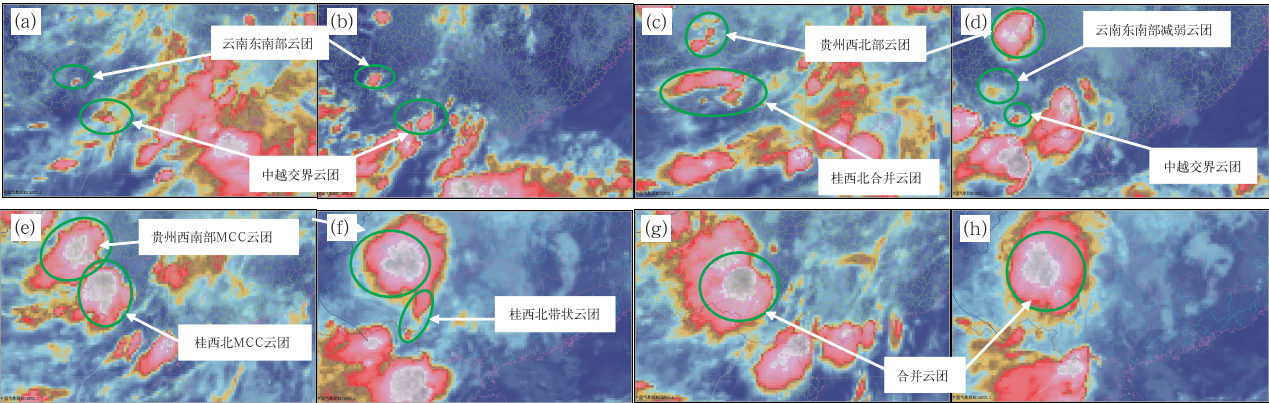


图 5 红外云图

(a, c, e, g) 2010 年 6 月 27 日 17 时(a), 21 时(c), 28 日 02 时(e), 05 时(g);  
(b, d, f, h) 2012 年 5 月 21 日 16 时(b), 21 时(d), 22 日 02 时(f), 05 时(h)

Fig. 5 The infrared cloud images at

(a) 17:00 BT 27 June 2010, (b) 16:00 BT 21 May 2012, (c) 21:00 BT 27 June 2010, (d) 21:00 BT 21 May 2012, (e) 02:00 BT 28 June 2010, (f) 02:00 BT 22 May 2012, (g) 05:00 BT 28 June 2010, (h) 05:00 BT 22 May 2012

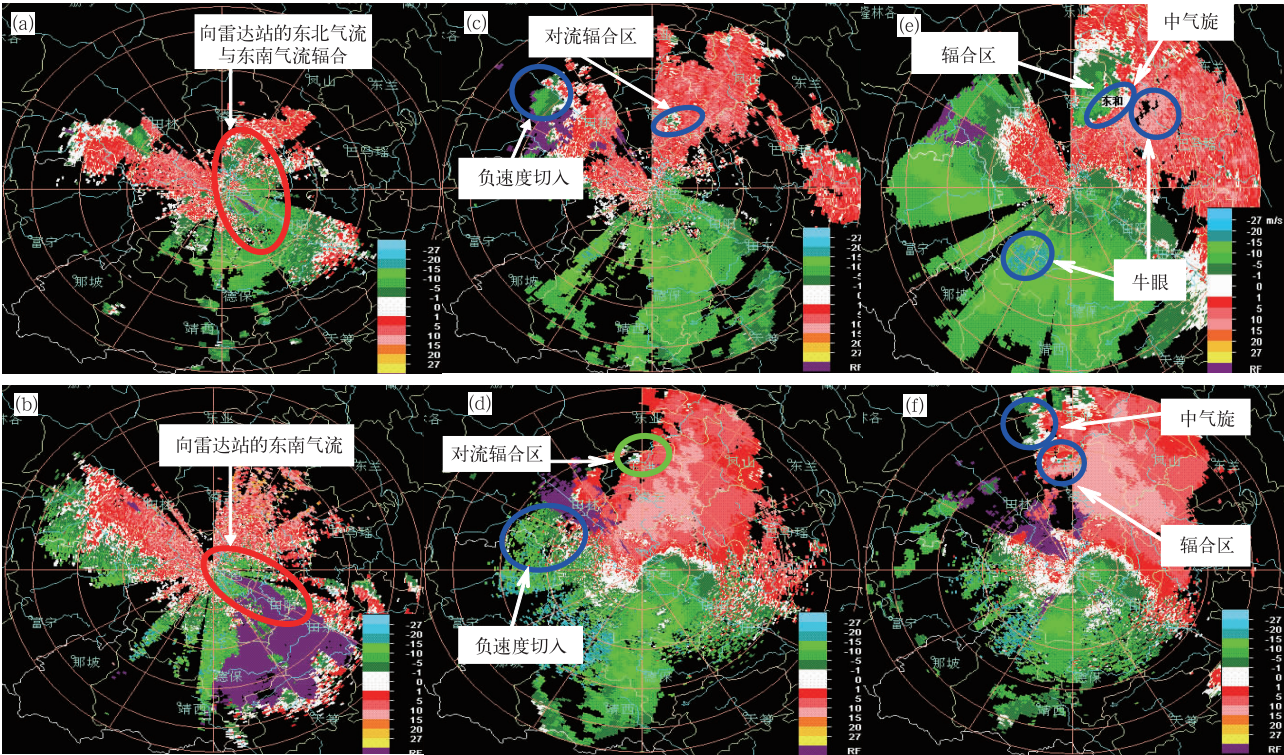


图 6 雷达速度图

(a, c, e) 2010 年 6 月 27 日 17 时(a), 28 日 02 时(c), 28 日 05 时(e);  
(b, d, f) 2012 年 5 月 12 日 16 时(b), 22 日 02 时(d), 22 日 05 时(f)

Fig. 6 Radar radial velocities at

(a) 17:00 BT 27 June 2010, (b) 16:00 BT 21 May 2012, (c) 02:00 BT 28 June 2010, (d) 02:00 BT 22 May 2012, (e) 05:00 BT 28 June 2010, (f) 05:00 BT 22 May 2012



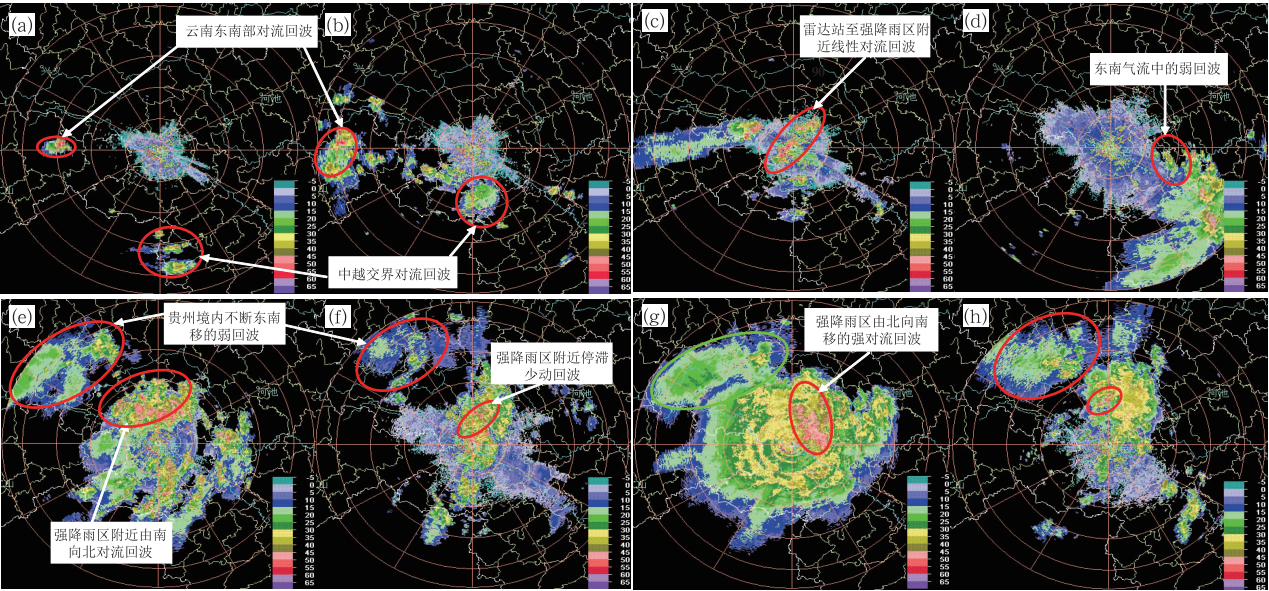


图 7 同图 5，为雷达反射率  
Fig. 7 Same as Fig. 5, but for radar reflectivity

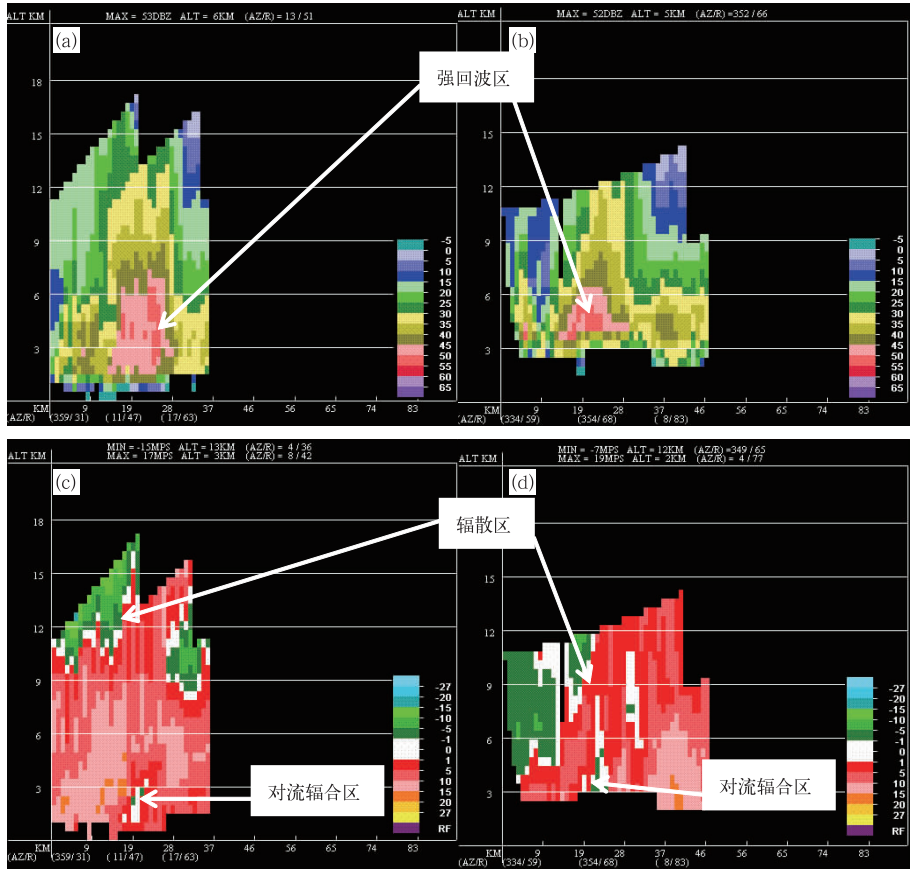


图 8 2010 年 6 月 28 日 01:47 雷达强回波反射率剖面(a)、速度剖面(c)以及  
2012 年 5 月 22 日 04:46 雷达强回波反射率剖面(b)、速度剖面(d)  
Fig. 8 The vertical cross section of radar reflectivity at  
(a) 01:47 BT 28 June 2010, (b) 04:46 BT 22 May 2012 and vertical cross section  
of radial velocities at (c) 01:47 BT 28 June 2010, (d) 04:46 BT 22 May 2012

MCC 云团边缘,强降雨位于带状云团中(图 5f)。强降雨区上空为大片正速度区中存在负速度,为强烈对流辐合区(图 6c 和 6d),产生了最强回波 $>55$  dBz 的强回波区(图 7e 和 7f)。“6.28”发展为整体绕雷达站的涡旋状回波和由南向北移的单体回波(图 7e),由于广西西北(图 1c)位于云贵高原东南缘,整个地势西高东低,自西北向东南倾斜,西风槽东移下坡加深,强降雨区位于东北至西南向岑王老山山脉的南缘,低层偏南气流由于迎风坡作用在此抬升加强,有利于对流在此发展,由南向北移动的回波经过强降雨区明显加强,产生了列车效应;“5.22”发展为东北—西南向的强线性回波(图 7f),在特殊地形下加强、停滞。此时的中尺度雨团值达  $30\sim 70\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。同时在雷达站的西北面有负速度区(图 6c 和 6d)和弱回波区(图 7e 和 7f)东或东南移切入,预示了贵州西南部冷空气的入侵,为后期强对流进一步发展提供了有利条件。

凌晨,“6.28”贵州 MCC 云团东南移中心减弱,并入桂西北 MCC 云团,形成范围更大、强度更强的云团,强降雨位于 MCC 云团中(图 5g);“5.22”贵州 MCC 云团东南移,在桂西北与带状云系合并进一步加强,强降雨位于 MCC 云团东南侧(图 5h);05 时左右 MCC 发展为最强云团。雷达速度图穿过雷达站零速度带呈“S”型,表明暖平流输送明显,负速度东南移切入,在桂西北与正速度的相互作用,激发出了中尺度气旋,中尺度气旋的附近还激发出了小对流辐合区(图 6e 和 6f),辐合区附近出现了回波强度 $>60$  dBz 的最强对流回波(图 7g 和 7h),此时出现了 $>100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 中尺度最强雨团,降雨强度达到最强。此外,“6.28”雷达站东北和西南分别出现大正、负速度极值中心(即牛眼),存在西南低空急流,表明正、负速度极值中心(即牛眼),存在西南低空急流,表明水汽及能量的输送更强(图 6e),也是“6.28”降水强于“5.22”的原因之一;“6.28”由于强降雨区位于强中尺度气旋西南侧、小辐合区附近,造成了更强回波由北向南移过强降雨区,形成了列车效应,“5.22”虽然也处于中尺度气旋西南侧,由于气旋较弱,强回波停滞。

分析还可以发现,“5.22”的 2012 年 5 月 20—21 日过程中尺度演变特征与“6.28”极为相似,区别在于“5.22”桂西北云团虽然发展壮大,但没有达到 MCC 标准,贵州西北部只有零散云团东南移并入桂西北云团,也是其降雨更小的主要原因。

此外,雷达强回波反射率因子垂直剖面图上(图 8a 和 8b), $>50$  dBz 的强回波从地面至  $6\text{ km}$ (由于高山阻挡,“5.22”强回波及速度剖面的近地面看不见),回波结构密实、质心低,降雨效率高,造成强降雨;回波顶整齐,无有界弱回波区,与雷雨大风、冰雹的强对流回波差异明显。速度剖面图上(图 8c 和 8d),强回波低层有中尺度辐合,高层为辐散,造成强烈上升,有利于对流的发展和维持。从 TBB 资料分析可以看出,午后发展的对流云团附近出现  $TBB<240\text{ K}$  小值区,合并后的暖性对流云团发展为  $TBB<220\text{ K}$  的小值区,较强降雨此时开始。随着西北面冷性对流云团的发展并入,强降雨区为  $TBB<200\text{ K}$  的小值区,到降雨最强盛 05—06 时,强降雨区为  $TBB<180\text{ K}$  的小值区,此时最强雨团值 $>100.0\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,暴雨结束,TBB 值增大。因此小于  $200\text{ K}$  可以作为短历时强降雨的指标(用 TBB 值反推)。

## 5 小 结

(1) 强降雨发生在桂西北暴雨区,过程最大雨量 $>350\text{ mm}$ ,过程最大中尺度雨团值和致灾区最大中尺度雨团值分别 $>100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 和 $>70\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,集中降雨时段为 02—06 时。灾害开始于后半夜,发生在最大雨量和地质条件脆弱区,不同的地质状况对应了不同的灾害,灾害性天气具有区域小、降雨时段集中、雨量大、强度强及引发灾害重等特征。

(2) 暴雨发生在  $500\text{ hPa}$  欧亚呈两脊一槽型、 $200\text{ hPa}$  南亚高压脊线贯穿广西上空及季风云系活跃的背景下。高空为低涡或槽、地面为干线或锋面配置,属于低涡暴雨天气概念模型。

(3) 高空要素变化为雨前降压升温、后降温。不稳定能量及层结、低层辐合、中低层涡旋、暴雨区整层大气的上升运动、高温高湿及水汽强烈辐合是主要物理量特征。

(4) 云图上对流云团生成、合并对强降雨有指示意义,暴雨发生在云团合并发展阶段; $TBB$  值 $<200\text{ K}$  可以作为强降雨的指标。低质心强雷达回波产生的列车效应或回波停滞和地形作用是造成强降雨的重要因素,低层辐合、高层辐散导致了强烈的上升运动,有利于强对流的发展与维持。

## 参考文献

陈翔,彭丽霞,高文亮,等. 2011. 洪泽湖地区强雷暴天气气候特征与

- 雷达回波分析. 气象, 37(9):1118-1125.
- 冯晋勤, 汤达章, 俞小鼎, 等. 2010. 新一代天气雷达中气旋识别产品的统计分析. 气象, 36(8):47-52.
- 广西丘陵山区农业气候资源及其合理利用课题组. 1997. 广西山区农业气候与大农业开发策略. 北京: 气象出版社, 1-2.
- 景丽, 陆汉城. 2002. 大气中对称不稳定机制的动力学分析及暴雨的分析与预报. 气象, 28(6):23-27.
- 李向红, 唐熠, 郑传新, 李垂军. 2010. 一次多种强对流天气过程的雷达回波特征分析. 气象, 36(8):61-71.
- 李云静, 张建春, 王捷纯, 等. 2013. 一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析. 气象, 39(2):210-217.
- 李真光, 梁必骐, 包澄澜. 1981. 华南前汛期暴雨的成因与预报问题// 华南前汛期暴雨文集. 北京: 气象出版社, 1-8.
- 梁生俊, 马晓华. 2012. 西北地区东部两次典型大暴雨个例对比分析. 气象, 38(7):804-813.
- 罗建英, 廖胜石, 黄归兰, 等. 2009. 2004 年 7 月广西汛期暴雨过程水汽特征. 气象, 35(8):61-69.
- 马学款, 符娇兰, 曹殿斌. 2012. 海南 2008 年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析. 气象, 38(7):795-803.
- 莫大同. 1994. 广西通志(自然地理志). 南宁: 广西人民出版社, 1-71.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1-71.
- 王德英. 2008. 我国南方致洪暴雨监测与预测的理论和方法研究. Annual Report of CAMS, (18):31-32.
- 王锡稳, 陶建红, 冯军, 等. 2004. 陇南“5·31”特大泥石流灾害成因分析. 气象, 30(10):43-46.
- 吴兴国. 2000. 广西前汛期暴雨天气过程的特征分析. 广西气象, 21(2):7-8.
- 解明恩, 程建刚, 范菠. 2005. 云南滑坡泥石流灾害的气象成因与监测. 山地学报, 23(5):571-578.
- 薛建军, 徐晶, 张芳华, 等. 2005. 区域性地质灾害气象预报方法研究. 气象, 31(10):24-27.
- 杨晓霞, 吴炜, 万明波, 等. 2012. 山东省两次暴雪天气的对比分析. 气象, 38(7):868-876.
- 余峙丹, 张辉, 郭荣芬. 2010. 云南楚雄特大滑坡泥石流气象成因. 气象科技, 38(1):136-140.
- 张俊岚, 刘勇达, 杨柳, 等. 2009. 2008 年初南疆持续性降雪天气过程水汽条件分析. 气象, 35(11):55-63.
- 张端禹, 王明欢, 陈波. 2010. 2008 年 8 月末湖北连续大暴雨的水汽输送特征. 气象, 36(2):48-53.
- 郑仙照, 寿绍文, 沈新勇. 2006. 一次暴雨天气过程的物理量分析. 气象, 32(1):102-106.
- 周秀骥, 薛纪善, 陶祖钰, 等. 2003. 1998 年华南暴雨科学试验研究. 北京: 气象出版社, 1-218.
- 诸葛秀华, 赵思雄, 刘苏红. 1981. 1979 年 6 月 9—11 日华南前汛期暴雨的数值试验// 华南前汛期暴雨文集. 北京: 气象出版社, 202-204.