

周明飞,杜小玲,熊伟. 2014. 贵州初夏两次暖区暴雨的对比分析. 气象,40(2):186-195.

贵州初夏两次暖区暴雨的对比分析^{*}

周明飞^{1,2} 杜小玲² 熊 伟³

1 北京大学物理学院大气与海洋科学系,北京 100871

2 贵州省气象台,贵阳 550002

3 贵州省气象信息中心,贵阳 550002

提 要: 利用常规气象观测资料、NCEP 1°×1°格点再分析资料和 FY-2D 卫星红外云图云顶亮温 TBB 资料,对贵州 2008 年 5 月 25—26 日(简称 08.05)和 2010 年 6 月 28—29 日(简称 10.06)初夏两次暖区暴雨天气过程进行对比分析,探讨两次暴雨发生发展的天气学条件差异。结果表明:暖区暴雨形成时,地面均为热低压控制,地面辐合线加强触发暖区暴雨发生;850 hPa 低空急流明显加强,暴雨区位于低空急流左前侧。所不同的是:两次暴雨过程中高层影响天气系统不同,08.05 暴雨中层影响系统为高原槽,10.06 暴雨中层影响系统为两高切变低涡,高层为南亚高压脊。08.05 暴雨过程中,多个 β 中尺度对流单体独立发展逐渐合并为一个 α 中尺度对流系统,对流云发展旺盛、伸展高度较高、具有混合相层和暖云层剖面结构,属于积状云为主的混合降水。10.06 暴雨,经历了两次 β 中尺度对流系统的发展和减弱,对流云团呈东北—西南向的带状和椭圆状,对流发展高度较低,具有深厚的暖云层,回波在暴雨区持续时间较长,属于层状云和积状云混合降水。通过对两次暴雨触发机制讨论得出,贵州暖区暴雨预报应着眼于影响贵州的低空急流的建立和加强以及地面低压中辐合线的加强锋生。

关键词: 暖区暴雨, 对比分析, 对流系统, 低空急流

中图分类号: P442 P443

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.02.006

Comparison Analysis of Two Warm-Area Torrential Rain
Systems in Early Summer in Guizhou

ZHOU Mingfei^{1,2} DU Xiaoling² XIONG Wei³

1 Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 Guizhou Meteorological Observatory, Guiyang 550002

3 Guizhou Meteorological Information Centre, Guiyang 550002

Abstract: Two warm-area heavy rain processes in 25—26 May 2008 (“0805”) and 28—29 June 2010 (“1006”) in Guizhou are analyzed based on the conventional observational data and the NCEP 1°×1° reanalysis data. The similar and different features of the two processes in early summer in Guizhou are compared. The results indicate that there is no cold air but warm low pressure near the surface when the two torrential rains occur. The low-level jet at 850 hPa enhances obviously, and the heavy rain areas are found in the left-front of low-level jet. What’s different is that synoptic systems in middle and high levels in the two rain cases are different. In the “0805” heavy rain process the middle level is affected by plateau trough, but in the “1006” heavy rain case the mid-level system is the shear vortex between two high pressures while the high level is affected by South Asia high ridge. In the “0805” heavy rain case, several meso- β scale convective cells grow up and are combined in to a mesoscale convective syestem (MCS). The convective clouds develop severely. Base reflectivity of vertical cross section of Guiyang Radar shows it has

^{*} 国家自然科学基金项目(40965004)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306059)共同资助
2013 年 2 月 8 日收稿; 2013 年 10 月 8 日收修定稿
第一作者:周明飞,主要从事短期天气预报. Email:zhmf1984@sina.com

warm cloud layer and mixing liquid phase layer. In the “1006” heavy rain case, the single meso- β scale convective cells grow up very quickly, finally into MCS. The convection develops strongly with a deep warm cloud layer. Analyzing their trigger mechanism, it is found that the key points to warm-area heavy rain in Guizhou lie in the building and enhancement of the low-level jet as well as the enhanced frontogenesis of convergence line in the surface low pressure.

Key words: warm-area torrential rain, comparison and analysis, convective system, low-level jet

引言

暴雨是我国重要的灾害性天气之一,由暴雨引发的洪涝灾害,每年都造成人员伤亡和巨大的财产损失,因此暴雨天气系统一直是气象方面研究的重点之一(杜小玲,2013;陈红专等,2013)。由于暖区暴雨的局地性和强对流性使得暖区暴雨的短期天气预报较难,近几年,国内很多气象工作者开展了对暖区暴雨的研究,如丁治英等(2011)利用2005—2008年5和6月的NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料和气象站常规气象资料,对我国华南地区的暖区暴雨进行了统计分析,并且以 θ_{se} 场与暖区暴雨的不同配置进行了分类,将华南暖区暴雨划分为三种类型,在分类的基础上进行了合成分析。罗建英等(2009)指出,在2005年5月8—9日广西一次大范围暴雨天气过程中强降水集中出现在850 hPa切变线和地面冷锋以南2~3个纬度的区域内,具有明显的华南暖区暴雨特征。就同一次暴雨过程,覃丽等(2009)认为这次华南暖区暴雨发生在锋面南压过程中,暖区暴雨系统区为正螺旋度大值区,较大的螺旋度可能是华南暖区暴雨及其中尺度系统发生、发展的一种重要机制。孙兴池等(2006)通过模拟分析山东两次气旋影响产生不同暴雨落区的天气过程进行对比分析,指出冷区暴雨具有明显后倾结构和较强斜压锋区,暴雨出现在850 hPa θ_{se} 暖湿舌后部密集区,其垂直运动沿锋面大范围抬升,动力条件更强;而暖区暴雨高低空系统重合,暴雨出现在850 hPa θ_{se} 暖湿舌里。目前对贵州暴雨诊断和模拟的分析研究也较多,如池再香等(2012)对贵州西部地区的两场暴雨天气过程进行对比分析,结果表明两场暴雨过程中,中低层均有西南低涡沿切变线东南移和强盛的西南暖湿气流。周明飞等(2011)对影响贵州的3次台风倒槽暴雨进行诊断分析,结果显示3次暴雨过程中,登陆台风后期移动路径相同,均是到达广西东部后再西移至云南减弱消失;台风登陆后其强度均无明显减弱,

其北部倒槽影响贵州时才产生暴雨。张润琼等(2006)利用MM5中尺度模式对贵州2002年6月的一场暴雨天气进行数值模拟,诊断分析发现:暴雨中心位于最大垂直速度中心附近,南北两支闭合经向垂直环流对于暴雨区的低空入流和高空流出具有非常重要的作用。伍红雨等(2006)利用GRAPES数值模式对2004年贵州3次暴雨过程进行模拟,模拟结果表明,GRAPES模式成功模拟了降水过程中的主要天气系统的位置和移动过程,如西南涡的加强、较强的低空急流、低空气流辐合以及高空槽过境等。

从上述研究可见,对华南暖区暴雨和气旋锋面暖区暴雨的研究已经有一定结果。而对贵州出现的暖区暴雨定义归类并进行诊断分析的缺少。因此亟待开展此类研究。暖区暴雨通常有两个意义:一指产生于锋面低槽中地面锋线南侧的暖区里的暴雨;二指华南和南海北部都没有锋面存在,且华南又不受冷空气或冷性高压脊控制时产生的暴雨。笔者参考第二种暖区暴雨的概念,定义贵州暖区暴雨是指无冷空气影响贵州,贵州处于暖性低压或偏南气流影响时产生的暴雨。通过对近10年多个贵州初夏暖区暴雨研究分析,选取了具有代表性的两次贵州初夏暖区暴雨(2008年5月25—26日和2010年6月28—29日两次暴雨过程,下文简称08.05和10.06暴雨),利用常规气象观测资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 格点再分析资料和FY2d卫星红外云图云顶亮温TBB资料进行对比分析,以期对贵州初夏暖区暴雨开展初步的研究。

1 降水实况、主要影响系统以及探空分析

1.1 降水实况对比分析

2008年5月25—26日在南支槽、高原槽与低空急流的共同影响下,贵州西南部出现了暴雨天气(图1a),25日20—26日20时(北京时,下同)出现1

站大暴雨、4 站暴雨。降水集中在 25 日夜間,最大降水量为紫云站 130 mm,最强小时降水出现在 26 日 03 时 41 mm(图略)。2010 年 6 月 28—29 日在两高低涡切变与低空急流的共同影响下,贵州西南部出现了暴雨天气(图 1b),28 日 20 时至 29 日 20

时出现 2 站大暴雨、9 站暴雨。降水集中在 28 日夜間至 29 日白天,过程降水量最大为长顺站 139 mm,最强小时降水出现在 29 日 03 时 44.8 mm(图略)。两次暖区暴雨影响区域均为贵州西南部,强降水出现在半夜。

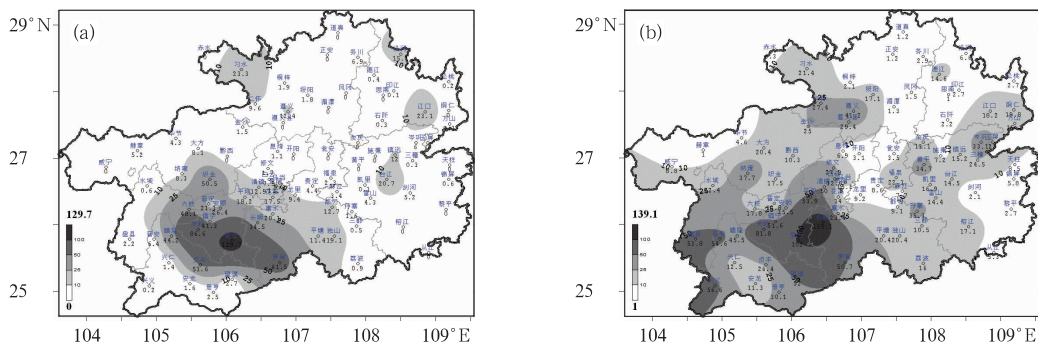


图 1 2008 年 5 月 25 日 20 时至 26 日 20 时(a)及 2010 年 6 月 28 日 20 时至 29 日 20 时(b)
贵州省降水量(单位: mm)

Fig. 1 (a) Precipitation of Guizhou from 20:00 BT 25 to 20:00 BT 26 May 2008, (b) precipitation of Guizhou from 20:00 BT 28 to 20:00 BT 29 June 2010 (unit: mm)

1.2 环流背景与主要影响系统的对比分析

08.05 暴雨,暴雨发生前天气背景如图 2a 所示。暴雨过程中,位于 500 hPa 高度四川中部至云南东部的高原槽东移影响贵州。200 hPa 高度,30°N 以北地区有明显的高空西风急流,贵州西部受短波槽的影响。850 hPa(图略),贵州处于大于 348 K 的高 θ_{se} 的环境中。位于广西北部至贵州东部的偏南风强风速带加强,出现中心大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流核,贵州西南部处于急流左侧,低空急流的发展造成位于川南的切变线南侧风速加强,配合低层有利的暖湿条件造成贵州西南部的暴雨天气。在暴雨发生前后,暴雨区地面维持受低压系统影响,没有冷空气的加入,因此为一次明显的暖区暴雨过程。

10.06 暴雨,暴雨发生前天气背景如图 2b 所示。暴雨过程中,500 hPa 高度,位于华东的副热带高压加强西伸,广西大部、湖南、贵州东部均由偏西气流转为副热带高压外围的偏南气流;云南大部受孟加拉湾高压右侧的偏北气流影响,两高切变位于云南东部与贵州西部之间,由于贵州西北部的威宁站由西北风转为东北风,因此位于贵州西部的两高切变加强形成低涡。低层 850 hPa(图略),位于广西中部—贵州东南部—湖南中部的偏南风强风速带

加强为低空急流,贵州西南部处于急流左侧。高层 200 hPa(图略),影响贵州的南亚高压东段脊线不断加强,高压中心逐步向东移动,贵州西南部上空散度逐步增加,29 日 02 时达 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,形成有利的高层辐散,配合低层的暖湿条件造成贵州西南部的暴雨天气。在暴雨发生前后,低层 850 hPa 低空急流加强,地面被热低压南侧的偏南气流控制,没有冷空气侵入,因此这次暴雨过程也是一次暖区暴雨天气过程。

1.3 探空曲线分析

选取两次暴雨发生前(2008 年 5 月 25 日 20 时和 2010 年 06 月 28 日 20 时)贵阳站探空进行分析(图 2c 和 2d)。

分析 $T-\ln p$ 图发现,两次暴雨过程均出现了整层的高湿状态。08.05 暴雨发生前,贵阳站对流有效位能 CAPE 为 1868 J, K 指数为 40℃,说明在暴雨发生前有不稳定能量的积蓄。850~500 hPa,风场随高度顺转,为暖平流。500~300 hPa,风场随高度逆转,为冷平流。这种低层暖平流,高层冷平流的形势非常有利于强对流的发生发展。其抬升凝结高度、0℃高度和 -20℃高度分别为 796.8、5145 和 8304.7 m。10.06 暴雨发生前,贵阳站对流有效位

能 $CAPE$ 为 579 J , K 指数为 37°C , 同样在暴雨发生前有不稳定能量的积蓄, 400 hPa 高度以下, 贵阳站均为偏南风影响, 有利于大气中层水汽和能量的输送以及垂直运动的发展。其抬升凝结高度、 0°C 高度和 -20°C 高度分别为 857.2 、 5840 和 9191.3 m 。

从上述两次过程的影响系统来看, 相同点: 地面均被热低压控制; 低空 850 hPa 均出现南风加强, 形成低空急流, 暴雨发生前有不稳定能量的积蓄。不同点: 500 hPa 影响系统不同, 08.05 暴雨过程受高原槽影响, 10.06 暴雨过程受两高切变影响; 高层 200 hPa 环流不一样, 08.05 暴雨过程, 南亚高压位置偏南, 暴雨区受西风小槽波动影响, 10.06 暴雨过

程, 暴雨区受南亚高压脊线影响, 形成有利的高层辐散场。 08.05 暴雨, 由于高层和低层的冷暖平流, 具有中等强度的对流有效位能, 有利于高降水效率的形成; 10.06 暴雨, 中低层较深厚的南风有利于系统的垂直发展。

2 中尺度云团与雷达回波对比分析

2.1 中尺度云团分析

利用卫星云顶亮温资料对这两次暴雨过程的中尺度对流系统进行分析。

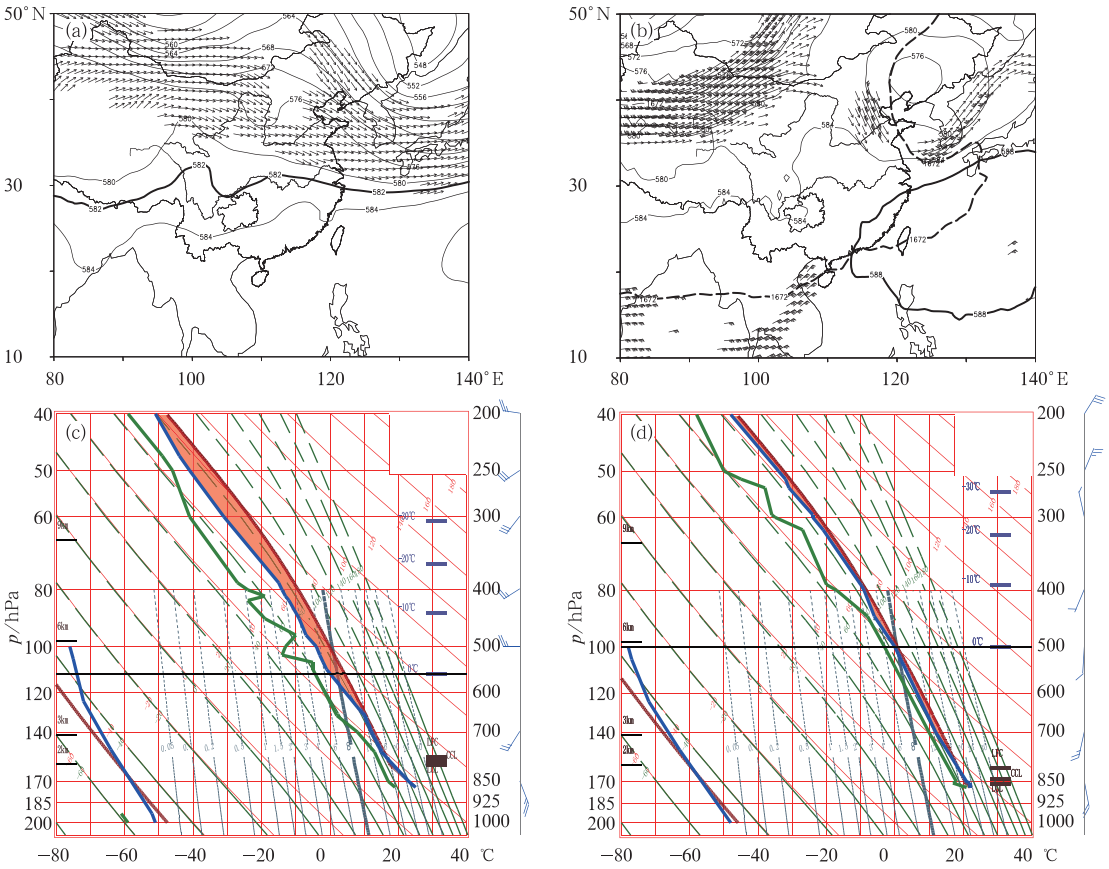


图 2 (a) 2008 年 5 月 25 日 20 时 500 hPa 高度场(细实线, 单位: dagpm)、 500 hPa 582 dagpm 表征高原槽(粗实线)、 200 hPa 西风急流(风矢量), (b) 2010 年 6 月 28 日 20 时 500 hPa 高度场(细实线, 单位: dagpm)、 500 hPa 588 dagpm 副热带高压特征线(粗实线)、 100 hPa 1672 dagpm 南亚高压特征线(粗虚线)、 200 hPa 西风急流(风矢量)、 150 hPa 东风急流(风标), 以及(c)2008 年 5 月 25 日 20 时和(d)2010 年 6 月 28 日 20 时贵阳站探空图

Fig. 2 (a) Geopotential height (unit: dagmp, thin solid line) at 500 hPa , plateau trough at 582 dagpm (thick dashed line) at 500 hPa wind (unit: $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, vector) at 200 hPa 20:00 BT 25 May 2008, (b) geopotential height (unit: dagmp, thin solid line) at 500 hPa , geopotential height at 1672 dagpm (unit: dagmp, thick dashed line) at 100 hPa , wind (unit: $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, vector) at 200 hPa , wind (unit: $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 150 hPa 20:00 BT 28 June 2010, emagrams of Guiyang at 20:00 BT 25 May 2008 (c) and at 20:00 BT 28 June 2010 (d)

08.05 暴雨过程:从 2008 年 5 月 25 日 21 时卫星 TBB 图上(图 3a)可以看到,在贵州西部 A 和南部边缘 B 各出现了一个 β 中尺度对流单体,对流单体 A 和 B $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 的冷云面积分别为 8400 和 22000 km^2 左右,此时贵州西部降水开始。25 日 23 时(图 3c),对流单体 A 和 B 开始连接, $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 的云体区域连接在一起,出现 3 个 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 的冷云中心,对流云团中心附近降水加大,出现 3 个县站小时降水量 $>10\text{ mm}$ 。此时在贵州西南部出现了新的 β 中尺度对流单体 C。26 日 00 时(图 3d),对流单体 A 和 B 完全合并成团状 β 中尺度对流系统 D, $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 的冷云中心合并为一个强中心,面积达到 2600 km^2 。对流单体 C 发展, $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 的冷云面积为 10568 km^2 。26 日 01 时(图 3e),对流单体 C 开始并入对流系统 D,此时对流系统 D 中心已经发展出 $\leq -70^{\circ}\text{C}$ 的强中心,达到 α 中尺度。强降水与其

伴随开始出现,在 $\leq -70^{\circ}\text{C}$ 的对流系统中心下出现一县站小时降水量达到 38 mm 的短时强降水。26 日 02 时(图 3f), β 中尺度对流单体 C 完全并入对流系统 D 中,对流系统 D 达到成熟阶段, $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 和 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 的冷云区面积分别达到 80000 和 50000 km^2 ,云体接近圆形,对流系统中心出现 $\leq -77^{\circ}\text{C}$ 的冷云中心。26 日 03—04 时(图 3g 和 3h), α 中尺度对流系统 D 成熟阶段维持了 2 h,对流系统中心位置少动。在此期间,降水强度达到最大,其中紫云站 26 日 01、02 和 03 时的小时降水量分别为 29、22 和 41 mm。26 日 05 时(图 3i),对流系统开始缓慢减弱并向东移动,降水随之减弱。最终,26 日 14 时(图略)对流系统 D 在贵州东南部完全消失。中尺度对流系统 D 从 25 日 21 时开始出现到 26 日 14 时完全消失(图略),生命期约 18 h。

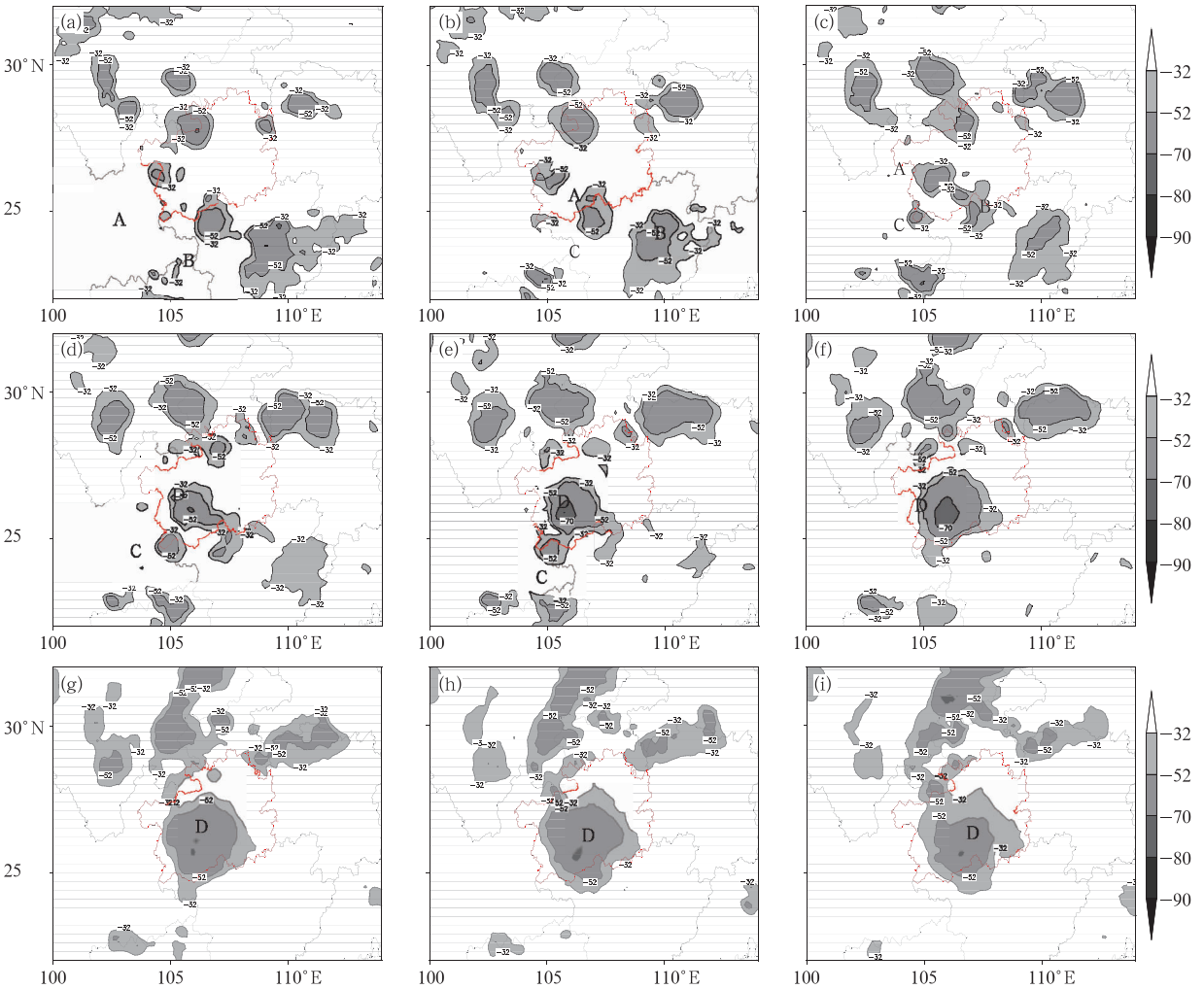


图 3 2008 年 5 月 25 日 21 时至 26 日 05 时红外云图云顶亮温(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 3 TBB of FY-2D basin from 21:00 BT 25 to 05:00 BT 26 May 2008 (unit: $^{\circ}\text{C}$)

10.06 暴雨过程: 在 2010 年 6 月 29 日 01 时卫星 TBB 图上(图 4a)贵州西南部开始出现一个 β 中尺度对流单体 H, 降水开始出现, 对流单体附近的紫云站小时降水量达到 24.2 mm。29 日 02 时(图 4b), 对流单体发展变大, 其 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 和 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 的云区面积分别达到 10000 和 8000 km^2 , 降水区扩大。29 日 03 时(图 4c), 对流单体在原地发展为东北—西南向带状的 β 中尺度对流系统, 云团中心出现 $\leq -70^{\circ}\text{C}$ 的冷云中心。29 日 04 时(图 4d), 对流系统发展达到成熟阶段, 云顶亮温 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 和 $\leq -50^{\circ}\text{C}$ 的范围分别达到 25000 和 20000 km^2 , 对流系统中心出现 $\leq -79^{\circ}\text{C}$ 的中心, 云团结构由发展阶段的带状变为椭圆状。29 日 05—06 时(图 4e 和 4f), 对流系统成熟阶段维持了 2 h, 在此阶段对流系统中心位置附近出现了短时强降水, 其中长顺站 29 日 02、03 和 04 时的小时降水量分别为 20.7、44.8 和

42.2 mm。29 日 07 时(图 4g), MCS 系统开始向西移动并有所减弱, 中心 $\leq -70^{\circ}\text{C}$ 的冷云中心消失。至 29 日 10 时(图 4h), 对流系统再一次发展, 在对流系统内部西侧发展出新的 $\leq -70^{\circ}\text{C}$ 冷云中心。29 日 11 时(图 4i), 对流单体又一次达到成熟阶段, 红外温度 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 的冷云区面积超过 40000 km^2 , 对流系统中心出现 $\leq -75^{\circ}\text{C}$ 的云顶亮温, 强降水与之伴随再次出现, 兴义站 1 h 降水为 38.3 mm。随后对流系统继续西移减弱, 在云南东部完全消失。此次暴雨过程中尺度对流系统经历了两次发展减弱的过程, 整个生命期为 29 日 01 时至 29 日 19 时, 约 18 h。

2.2 降水雷达回波分析

降水的反射率因子回波大致可分为三种类型: 积云降水回波、层状云降水回波、积云层状云混合降

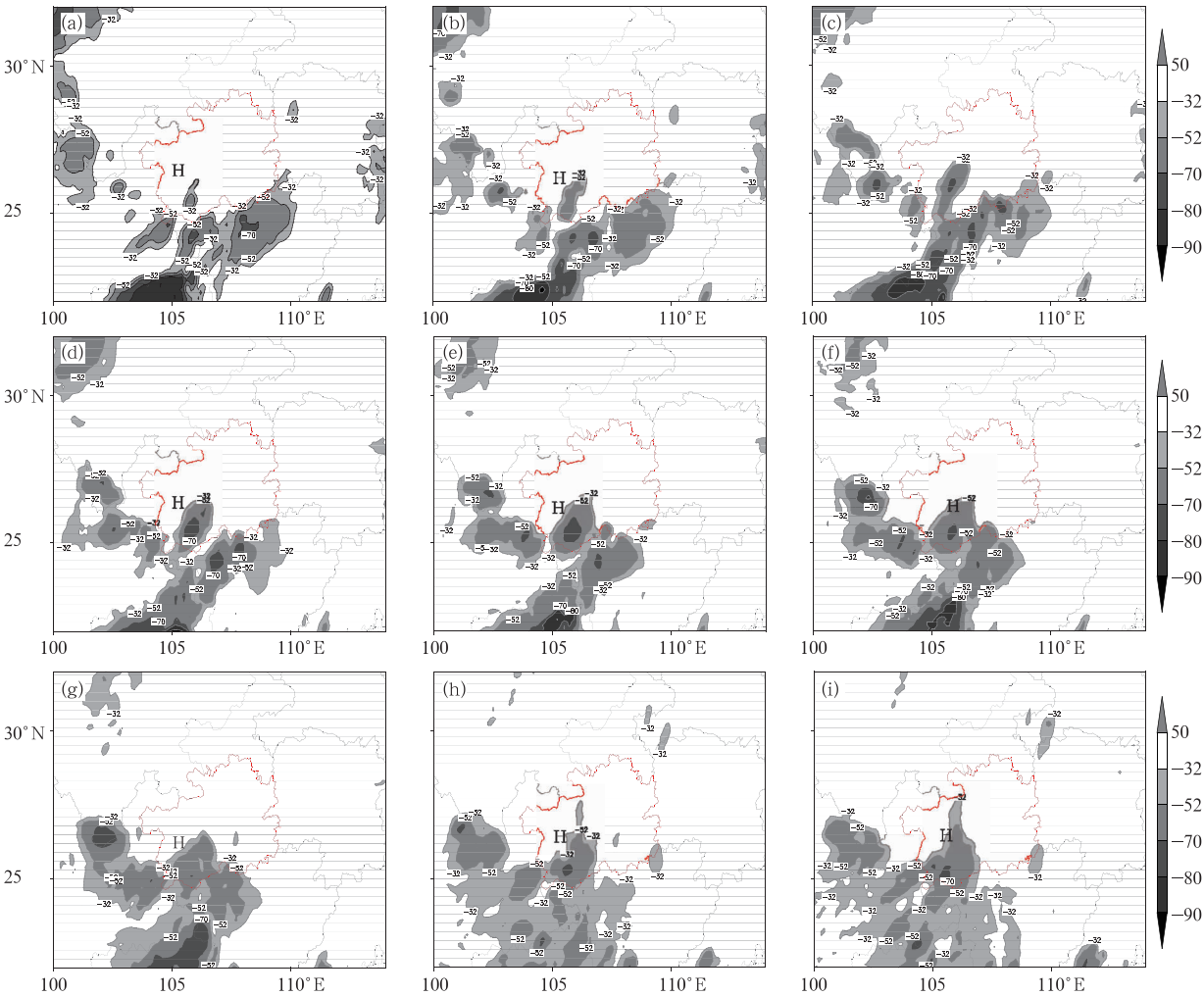


图 4 2010 年 6 月 29 日 01—07、10 和 11 时红外云图云顶亮温(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 4 TBB of FY-2D basin from 01:00 to 07:00, 10:00, 11:00 BT 29 June 2010 (unit: $^{\circ}\text{C}$)

水回波。积状云降水通常具有比较密实的结构,反射率因子空间梯度较大,其强度中心的反射率因子通常在 35 dBz 以上,而层状云降水回波比较均匀,反射率因子空间梯度较小,反射因子一般大于 15 dBz (俞小鼎等,2006)。

分析两次暴雨过程降水类型,08.05 暴雨,通过分析贵州中西部的贵阳站和兴义站雷达组合反射率因子(图略),此次降水属于层状云和积状云的混合降水回波,雷达回波强度显示在暴雨落区附近出现多个雷暴单体的发生发展,雷暴单体中心强度均 >35 dBz,因此,08.05 暴雨属于积状云为主的混合降水回波。

10.06 暴雨,同样分析贵阳站和兴义站雷达资料(图略),暴雨区分为两部分,分别为不同类型降水,一部分位于贵州中部安顺市附近,贵阳站雷达反射率因子显示,安顺市附近回波强度较小,组合反射率均 <35 dBz,属于层状云降水,降水回波在安顺市附近较长时间维持。兴义站雷达显示贵州西南部边缘反射率因子较大,出现多个对流单体发展,对流单体中心强度 >35 dBz,属于积状云降水为主。

根据造成降水的微物理过程将产生暴雨的探空

曲线划分为几个子层:云下层、暖云层、混合相层和冰雹增长层,他们是降水生成的暖雨过程与冷雨过程的重要参数。根据云微物理理论,降水系统中的暖云层越厚,越有利于高降水效率的产生。暖云层厚度为抬升凝结高度到融化层高度(大致为 0°C 层高度),混合相层为 $0\sim-20^{\circ}\text{C}$ 层高度,冰雹增长层为 $-20\sim-40^{\circ}\text{C}$ 层(俞小鼎等,2006)。

分析雷达反射率因子剖面,08.05 暴雨,选取暴雨中心附近一个对流单体剖面分析(图 5a), >35 dBz 强回波位于 7 km 以下,在 4~7 km 的混合层和 3 km 以下的暖云层各有一个 >40 dBz 的强中心,结合上述贵阳站探空曲线中特殊高度层的分析,暖云层、混合相层厚度分别为 4348.2 和 3159 m。此次暴雨过程为混合相层和暖云层共同造成的降水。

10.06 暴雨,兴义站附近强雷达回波剖面显示(图 5b),回波伸展高度较低, >35 dBz 强回波低于 5 km,中心强度 >40 dBz 回波低于 4 km,贵阳站探空 0°C 层高度显示为 5840 m,暖云层厚度达 4982.8 m,因此此次暖区暴雨过程中,基本为暖云降水。

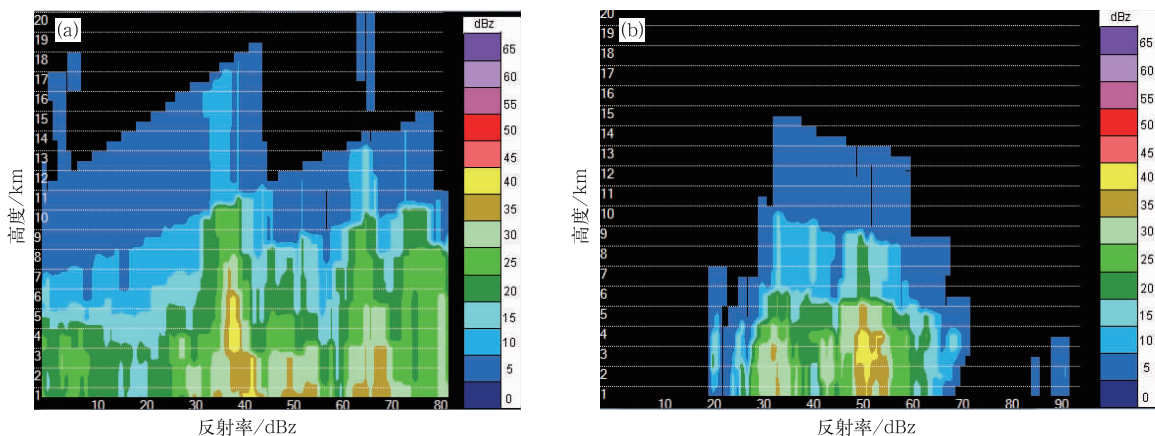


图 5 基本反射率因子雷达剖面

(a) 贵阳站 2008 年 5 月 26 日 02:47, (b) 兴义站 2010 年 6 月 29 日 03:16

Fig. 5 Base reflectivity of vertical cross section of radar

(a) Guiyang radar at 02:47 on 26 May 2008, (b) Xingyi radar at 03:16 BT 29 June 2010

结合云图和雷达资料对比两次暴雨过程中尺度对流系统的发生发展:08.05 暴雨过程,多个 β 中尺度对流单体独立发展逐渐合并为一个 α 中尺度对流系统,对流的云发展旺盛、伸展高度较高、具有混合层和暖云层剖面结构,属于积状云为主的混合降水。

10.06 暴雨,经历了两次 β 中尺度对流系统的发展和减弱,对流云团呈东北—西南向的带状和椭圆状,对流发展高度较低,具有深厚的暖云层,回波在暴雨区持续时间较长,属于层状云和积状云混合降水。暖云降水在两次暴雨过程中都占了主要地位。

3 水汽与动力条件诊断分析

3.1 水汽条件分析

分析 2008 年 25 日 20 时 850 hPa 比湿分布(图 6a)发现, 贵州全省都处于高湿状态, 全省比湿达到 $14\text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 省中西部超过 $16\text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。水汽通量和水汽通量散度显示(图 6a), 贵州的水汽来源于孟加拉湾与南海, 贵州中部以西处于水汽辐合区, 辐合中心位于贵州西南部, 其水汽通量散度中心强度达 $-50 \times 10^{-7}\text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。26 日 02 时(图略)强降水发生时, 贵州西部的水汽辐合区开始减小, 辐合中心强度减小为 $-30 \times 10^{-7}\text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

2010 年 28 日 20 时比湿分布(图 6b)显示, 同样贵州全省都处于高湿状态, 全省比湿均超过 $16\text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 西部边缘超过 $18\text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。从图 6b 上看出, 贵州全省均处于水汽辐合区, 两个辐合中心分别位于贵州中部偏西和贵州西南部, 其水汽通量散度中心强度分别达 -90×10^{-7} 和 $-60 \times 10^{-7}\text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。29 日 02 时(图略)强降水发生时, 贵州中西部仍然保持水汽辐合, 两个辐合中心位置和强度均维持。

对比分析发现, 两次暴雨过程水汽来源相同, 暴雨过程中贵州西部都处于水汽辐合区。10. 06 暴雨发生的水汽辐合更强, 持续时间更长, 与云图和雷达资料分析一致。

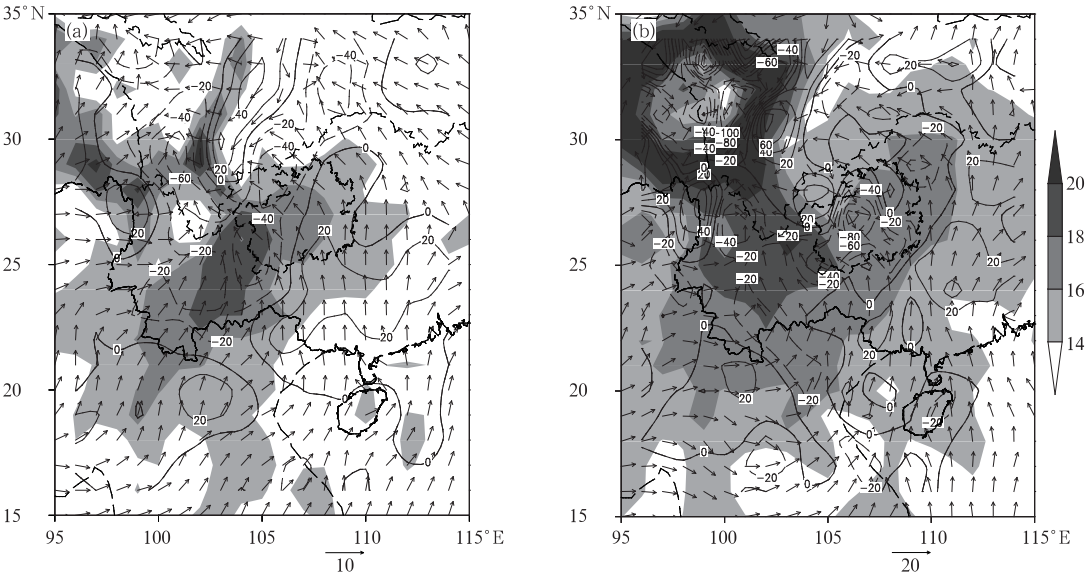


图 6 850 hPa 比湿(阴影, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、水汽通量(箭矢, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(线条, 单位: $10^{-7}\text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a)2008 年 5 月 25 日 20 时, (b)2010 年 6 月 28 日 20 时

Fig. 6 Specific humidity (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), water vapor flux (unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), water vapor flux divergence (unit: $10^{-7}\text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) 20:00 BT 25 May 2008, (b) 20:00 BT 28 June 2010

3.2 动力结构分析

从垂直速度剖面图得出, 在 08. 05 暴雨发生前 5 月 25 日 20 时(图 7a), 暴雨落区附近, 近地面层和大气高层均出现上升运动, 上升运动有两个强中心, 分别位于低层 800 hPa 和高层 300 hPa, 中心强度分别为 -0.4 和 $-0.25\text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 此时强降水开始出现。在大气中层垂直运动不明显。在降水最强时

段, 上升运动维持, 强度明显减弱。10. 06 暴雨发生前 6 月 28 日 20 时(图 7b), 暴雨落区附近从近地层至大气高层存在强的上升运动, 强中心分别位于 25°N 800 hPa 和 26°N 600 hPa, 强度分别为 -0.6 和 $-0.8\text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 此时强降水还没有开始。在上升运动南北两侧均有弱的下沉运动, 下沉气流在近地面与大气低层汇合向上升运动中心, 加强了上升运动的发展, 形成两个次级环流。29 日 02 时, 降水最

强时段,上升运动达到最强。

散度剖面图的分析:08.05 暴雨,5 月 25 日 20 时(图 7c)至 26 日 02 时,强降水开始和最强时,暴雨落区附近辐合与辐散呈垂直交替结构,辐合与辐散强度均很弱。10.06 暴雨,强降水开始前,6 月 28 日 20 时(图 7d),近地层至 700 hPa 开始出现弱的辐合,700 hPa 以上大气层为弱的辐散层。在降水最强烈的 29 日 02 时,近地层至 500 hPa 左右均为辐合场,辐合中心位于大气低层 800 hPa 左右,中心强度达 -5

$\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。500 hPa 以上为辐散场,辐散中心位于 350 hPa 左右,中心强度达 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。这种低层强辐合,高层强辐散场的配置,非常有利于垂直运动的发展。

对比分析两次暴雨过程中的垂直速度和散度发现:08.05 暴雨发生过程中,垂直运动和散度均较弱。10.06 暴雨过程中,大气中低层一致较强的偏南气流形成了天气尺度的强上升气流。高层南亚高压的辐散作用,使得上升运动发展更强。

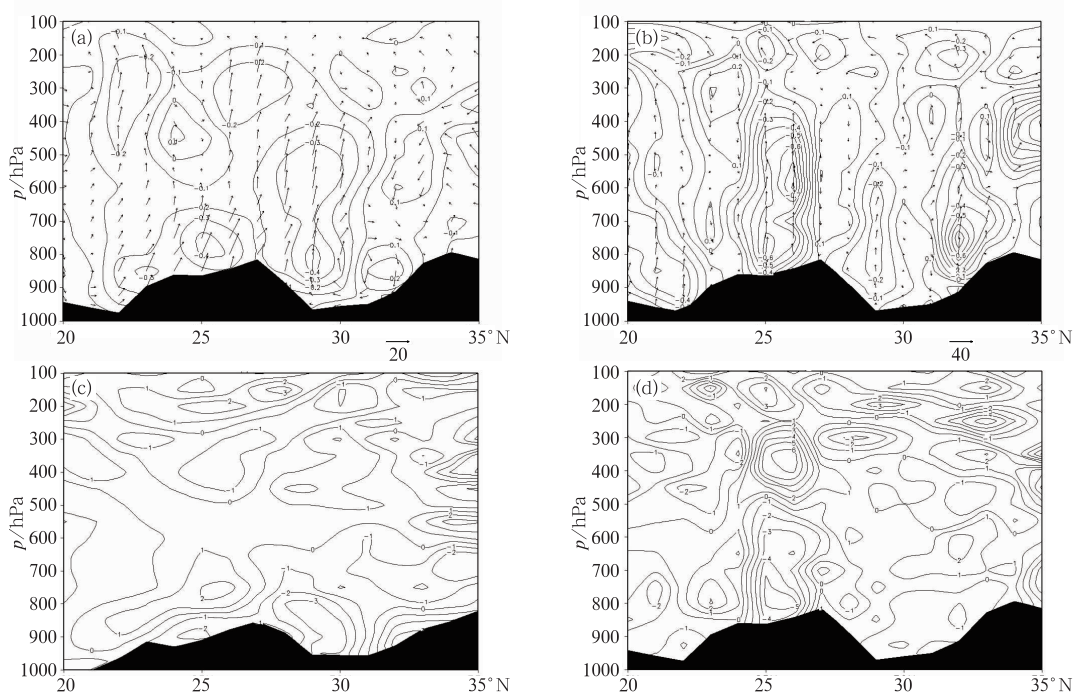


图 7 (a) 2008 年 5 月 25 日 20 时沿 105°E 风矢量场(v 和 ω)和垂直速度等值线图(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$),
(b) 2010 年 6 月 28 日 20 时沿 105°E 风矢量场(v 和 ω)和垂直速度等值线图(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$),
(c) 2008 年 5 月 25 日 20 时沿 106°E 散度剖面图(单位: 10^{-5} s^{-1}),
(d) 2010 年 6 月 28 日 20 时沿 105°E 散度剖面图(单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 7 (a) Vertical cross-section of wind (v, ω) and vertical velocity (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 25 May 2008, (b) vertical cross-section of wind (v, ω) and vertical velocity (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 28 June 2010, (c) vertical cross-section of divergence (unit: 10^{-5} s^{-1}) at 20:00 BT 25 May 2008, (d) vertical cross-section of divergence (unit: 10^{-5} s^{-1}) at 20:00 BT 28 June 2010

4 触发机制分析

针对暴雨形成的几个条件:充沛的水汽条件、强烈的上升运动和触发天气系统,进一步探讨两次暖区暴雨发生的机制。08.05 暴雨,暴雨发生前,贵州主要为西南典型热低压天气,晴热少雨。在降水发生时,低空急流加强和超低空的南风气流为暴雨带

来充沛的水汽条件。根据 ω 方程(方程式略)各项物理意义诊断暴雨过程中的垂直运动发展:第一项为涡度平流随高度变化项:暴雨中,高原槽东移,槽前为正涡度平流,于是涡度平流随高度增加,有上升运动。第二项是厚度平流的拉普拉斯,5 月 26 日 02 时暴雨区温度平流显示(图略),贵州西南部大气低层 800 hPa 附近出现暖平流,中心最大值为 $2 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,暖平流区有上升运动;第三项为非绝热加

热的拉普拉斯,在非绝热加热区有上升运动,贵州西部热低压的发展即为近地面空气受热不均匀而形成的,因此在暴雨区有非绝热加热造成的上升运动。上述三项在暴雨中均产生了上升运动。同时暴雨区的暖平流、热低压以及降水的发生相互作用:暖平流会引起地面继续降压;低压中的降水,释放凝结潜热时,使得上升运动加强。由于暖区通常受潮湿不稳定的气流控制,只要在边界层内存在使得不稳定能量释放的触发机制,就会在一定的环流背景下产生暴雨。张晓美等(2009)对华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析指出,地面的中尺度辐合可能在对流系统的连续发展过程中有更加直接的触发作用。在08.05暴雨过程中,边界层偏南风加强与热低压的发展,使得低压中发展出地面辐合线,触发了暴雨的发生。地面观测资料显示,25日20时,MCS开始发展前,贵州西部和南部边缘出现辐合线(图略),与开始发展的对流 β 中尺度对流单体A和B相对应。26日02时,紫云和望谟两县转为北风,上述两条辐合线合并成一条,位于贵州西南部,此时MCS中心位于辐合线附近。对流的发展与地面辐合线对应较好。

采用同样的方法分析10.06暴雨,在暴雨过程中也出现了暖平流输送、热低压发展、地面辐合线加强等类似的发展趋势。其与08.05暴雨主要的区别在于动力因素对垂直运动的诊断:由于受两高切变低涡和高层南亚高压的影响,形成低层强辐合,高层强辐散,形成“抽吸”式的强烈上升运动。

通过上述分析发现:在这两次暖区暴雨过程中,由于暖区已经具有一定暴雨所需的热力条件,当水汽条件也具备时,预报着眼点应放在:(1)低空急流的建立和加强,(2)地面低压中辐合线的加强锋生触发暴雨发生。

5 结论与讨论

本文通过对贵州两次初夏暖区暴雨的对比分析,结果显示这两次暴雨过程存在一定的相似性和差异,具体主要结果如下:

(1)暖区暴雨形成时,地面均为热低压控制,低压中辐合线锋生加强;850 hPa低空急流明显加强,暴雨区位于低空急流左前侧。所不同的是:两次暴雨过程中高层影响天气系统不同,08.05暴雨中层影响系统为高原槽,高层亦为西风小槽,10.06暴雨中层影响系统为两高切变低涡,高层为南亚高压脊。

中高层影响系统的不同造成了两次暴雨过程中对流系统的差异,08.05暴雨过程,多个 β 中尺度对流单体独立发展逐渐合并为一个 α 中尺度对流系统,对流云发展旺盛、伸展高度较高、具有混合相层和暖云层剖面结构,属于积状云为主的混合降水。10.06暴雨,经历了两次 β 中尺度对流系统的发展和减弱,对流云团呈东北—西南向的带状和椭圆状,对流发展高度较低,具有深厚的暖云层,回波在暴雨区持续时间较长,属于层状云和积状云混合降水。两次暖区暴雨过程中,都属于暖雨降水。

(2)针对暴雨触发机制讨论发现,地面低压的发展,使大气低层已经具有一定热力条件,西南低空急流的加强使得低层暖湿条件加强,配合中高层大气不稳定的动力作用,使得上升运动进一步发展,地面辐合线锋生触发暴雨形成。针对这些贵州暖区暴雨共同特征,预报着眼点应放在:①影响贵州的低空急流的建立和加强,②地面低压中辐合线的加强锋生。

(3)不同于很多强对流和其他暴雨天气过程,这两次暴雨过程中的垂直风切变都很弱,值得进一步的探讨。从地形上看贵州西南部处于山区,有一定的地形因素,在本文中对地形条件在两次暴雨过程中的作用欠讨论,有待进一步的研究分析。

参考文献

- 陈红专,叶成志,唐明晖. 2013. 2011年6月湖南两次暴雨过程的中尺度特征对比分析. 气象, 39(12):1580-1590.
- 池再香,杜正静,熊应祥,等. 2012. 贵州西部两场典型暴雨个例对比分析. 贵州气象, 36(5):3-8.
- 丁治英,刘彩虹,沈新勇. 2011. 2005—2008年5、6月华南暖区暴雨与高、低空急流和南亚高压关系的统计分析. 热带气象学报, 27(3):307-316.
- 杜小玲. 2013. 2012年贵州暴雨的中尺度环境场分析及短期预报着眼点. 气象, 39(7):861-873.
- 罗建英,廖胜石,黄归兰,等. 2009. 广西前汛期锋前暖区暴雨过程的模拟与分析. 气象, 35(10):50-57.
- 覃丽,寿绍文,夏冠聪,等. 2009. 华南暖区一次暴雨中尺度系统的数值模拟. 高原气象, 28(40):906-914.
- 孙兴池,王业宏,迟竹萍. 2006. 气旋冷区暴雨对比分析. 气象, 32(6):59-65.
- 伍红雨,陈德辉. 2006. 应用GRAPES模式对贵州暴雨过程的模拟试验. 气象, 32(12):29-35.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社, 2.
- 张润琼,沈桐立. 2006. 贵州02.6大暴雨的模拟与诊断分析. 气象, 32(1):96-101.
- 张晓美,蒙伟光,张艳霞,等. 2009. 华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析. 热带气象学报, 25(5):551-560.
- 周明飞,周永水,杜小玲. 2011. 影响贵州的三次台风倒槽暴雨诊断分析. 暴雨灾害, 30(2):167-172.