

周泓,杨若文,钟爱华,等. 2015. 云南省一次切变冷锋型暴雨过程的中尺度对流系统分析. 气象, 41(8):953-963.

云南省一次切变冷锋型暴雨过程的中尺度对流系统分析^{*1}

周 泓¹ 杨若文² 钟爱华³ 尤 红¹ 金少华¹

1 云南省玉溪市气象局, 玉溪 653100

2 国家海洋局海洋-大气化学与全球变化重点实验室, 厦门 361005

3 云南省大理州气象局, 大理 671000

提 要: 利用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料和多种加密观测资料, 对 2013 年初夏云南省一次典型冷锋切变型暴雨天气过程进行诊断和中尺度分析, 结果表明: 青藏高原和川西高原西北气流引导冷空气和切变线南下影响云南省, 地面冷锋与切变线位置基本一致, 冷暖空气交汇于切变线和冷锋附近, 产生强降水。天气尺度系统的有效合理配置及相互作用, 为中尺度对流系统的发展提供了有利的环流背景。CAPE 高能区和等 $\Delta\theta_{se(500-800)}$ 线密集区的分布与对流系统的发生、发展有一定对应关系。暴雨发生的局地性和突发性等中小尺度特征与地面中尺度辐合系统密切相关。地面锋面及叠加在其上的加密地面风场辐合区的位置和移动可以作为短时强降水短临预报的重要参考依据。地面强降水强度和落区与对流云团的 TBB 等值线梯度大小以及梯度大值区的位置相关。地闪频数的发生发展, 可以作为对流云团发生发展的判据之一。受多方面因素影响, 低纬高原不同暴雨点的地闪频数峰值出现时间与强降水峰值时间的关系复杂。大风区、第二类 γ 中尺度辐合区的存在和“列车效应”是造成局地短时强降水的直接原因。边界层急流为此次强降水过程提供了重要的动力强迫和水汽输送。

关键词: 切变冷锋型暴雨, 地面风场辐合区, 中尺度对流系统(MCS), 地闪特征, 雷达特征

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.08.004

Analysis on Mesoscale Convective System During a Shear and Cold Front Type Rainstorm Process in Yunnan Province

ZHOU Hong¹ YANG Ruowen² ZHONG Aihua³ YOU Hong¹ JIN Shaohua¹

1 Yuxi Meteorological Office of Yunnan, Yuxi 653100

2 Key Laboratory of Global Change and Marine-Atmospheric Chemistry (GCMAC), SOA, Xiamen 361005

3 Dali Meteorological Office of Yunnan, Dali 671000

Abstract: Based on NCEP/NCAR analysis data ($1^\circ \times 1^\circ$, 4-times-a-day) and various dense observation data, a typical shear and cold front type rainstorm process in Yunnan Province was diagnosed and its mesoscale characteristics were analyzed. The results show that the northwest air flow leads cold air and shear line to move south, location of surface cold front is consistent with shear line, warm air and cold air converge near shear line and cold front, leading to heavy rainfalls. Efficient and reasonable configuration of synoptic scale systems and their interaction provide the background for mesoscale convective systems. The distributions of high CAPE area and dense isoline area of $\Delta\theta_{se(500-800)}$ correspond to the convective systems. Mesoscale characteristics of the local and sudden rainstorm are closely related to surface mesoscale convergence systems. The location and movement of surface cold front and the overlaid intensive wind field

* 云南省气象局预报员专项项目(YB201412)、国家海洋局海洋-大气化学与全球变化重点实验室开放基金课题(GCMAC1307)、云南省气象局科研项目(TQ201505)和云南省科技惠民计划(2014RA002)共同资助

2014 年 8 月 13 日收稿; 2015 年 6 月 5 日收修定稿

第一作者: 周泓, 主要从事中短期天气预报及其研究. Email: zhouhong513@163.com

convergence area could be used as important reference for the imminent forecast of short-time severe precipitation. The intensity and location of rainfall are related to gradient of TBB isolines and the location of the large-value zone of the gradient. The occurrence and development of Cloud-to-Ground lightning could be one of criteria indicating occurrence and development of convective cloud cluster. There is a complex relationship between the time of lightning frequency peak value and the time of rainstorm peak value at different rainstorm sites in low-latitude plateau because of various factors. The existence of the gale area, the second type meso- γ scale convergence area and “train effect” are the direct causes for local heavy rainfall.

Boundary layer jet plays an important role in dynamic trigger and vapor transport in this process.

Key words: shear and cold front type rainstorm, surface wind field convergence area, mesoscale convective system (MCS), lightning characteristics, radar characteristics

引 言

低空切变线是造成我国暴雨天气的重要天气系统之一。切变线暴雨的天气尺度特征、发生发展机制、降水落区判断等问题已有许多学者做过研究。我国南方地区切变线过程通常伴随强降水,降水具有范围广、局地强度大等特点。如黄明策等(2010)对华南西部一次低涡切变过程的研究和伍志方等(2011)对 2010 年广州两次大暴雨过程的对比分析,均得出中低层低涡切变线通常受高空冷槽引导南压,由于层结不稳定强,垂直风切变大,除引发的降水强度大、累积降水量多以外,还易引发强雷雨大风;还有一类切变线过程是高空槽前西南气流、切变线配合地面冷空气,为典型华南前汛期暴雨形势。我国北方地区切变线过程中的强降水特点同样具有降水强度大的特点,但区域性、局地性特点更为明显。根据切变线两侧冷暖空气势力强弱不同,低空急流位置不同以及地面静止锋配合与否,形成的地面暴雨落区和强度也有所差异,此类结论在孙兴池等(2012;2013;2015)、何光碧等(2014)、杨成芳等(2012)和刘璐等(2015)研究中可见。

根据《云南省天气预报员手册》中分类(许美玲等,2011),在($22^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $98^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$)700 hPa 有切变,地面有冷锋活动,为云南省典型切变冷锋型过程;统计表明,切变冷锋型暴雨占云南全省性暴雨过程的 32.3%,是造成云南大到暴雨的主要影响系统类型之一。何华等(2003)、张秀年等(2006)以及普贵明等(2008)利用常规资料分析后发现云南省该类型降水具有突发性、雨强大、历时短等中尺度强对流特点,并得出强降水发生前后大气中低层环流、湿度场、水汽输送演变典型特征以及中尺度特征。以上

研究加深了对云南省切变冷锋过程的认识,但由于云南省切变线系统相较我国其他地区出现的频率更高、尺度更小、活动规律更杂乱,加之地形复杂,若与地面冷锋结合,降水强度和落区的预报难度更高。

近年来,随着气象探测技术的发展,借助于卫星、雷达、闪电定位等高时空分辨率产品,可以追踪引发局地强降水的中小尺度天气系统,分析其形成、发展维持的环流背景以及演变过程,在此基础上更加深入地认识强对流天气发生的机制,提高短时强降水的预报准确率(王婷波等,2014;陈永仁等,2013;陈红专等,2013;俞小鼎,2012;王淑莉等,2015;王福侠等,2014)。本文主要利用 NCEP/NCAR 逐 6 h $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 资料、地面逐时加密资料、TBB 数据、多普勒雷达资料以及闪电定位仪数据诊断分析发生在 2013 年 6 月 10 日的一次全省性切变冷锋型暴雨过程,进一步认识此类暴雨发生发展的中尺度特征,捕捉此类暴雨的短时临近预报信号,对防灾减灾服务具有一定积极意义。

1 过程概况与天气形势分析

1.1 过程概况

2013 年 6 月 9 日 20 时至 10 日 20 时(北京时,下同),云南省经历了一次全省性大到暴雨过程,全省日降雨量超过 25 mm 的站次共有 51 站,其中 16 站日降雨超过 50 mm,楚雄州姚安县更达到 105.5 mm 的大暴雨(图 1a)。强降水区主要出现在云南省哀牢山区东侧地区以及滇西南边缘地区,最强降水时段为 9 日夜間至 10 日清晨,此次过程主要特点是雨量大,强度强,来势猛,局地性明显,强降水持续时间较短,致使部分乡镇农田被淹,给当地人民生命财

产和经济带来严重损失。从暴雨代表站姚安和开远的逐小时降水量演变可以看出(图 1b 和 1c),降水首先表现为强度变化显著、短时雨强大等对流性降水特点,如开远站 21 时之前无降水,而在 21—22 时

突现 $46.6\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的短时强降水,23 时之后降水转为强度变化不大的稳定性降水。小时雨强在时间演变上呈现出的不均匀特征表明降水过程中存在着中尺度甚至小尺度强对流系统活动。

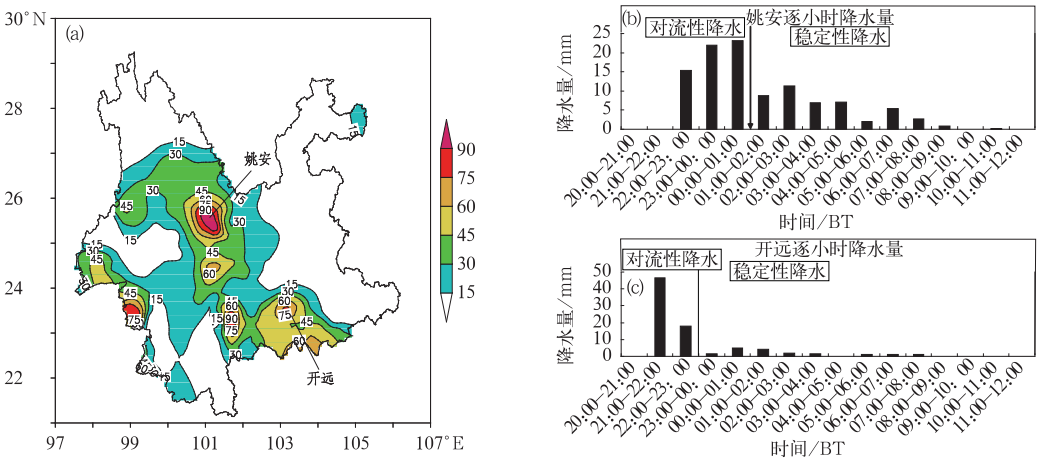


图 1 2013 年 6 月 9 日 20 时至 10 日 20 时云南省降水分布(a,单位:mm),及(b)姚安和(c)开远强降水逐小时雨量演变

Fig. 1 Precipitation distribution from 20:00 BT 9 to 20:00 BT 10 June 2013 in Yunnan (a, unit: mm) and hourly precipitation at Yaoan (b) and Kaiyuan (c)

从大尺度环流背景来看,2013 年 6 月 8 日,500 hPa 高度场(图略)上高纬地区贝加尔湖以西至我国北疆地区存在冷槽,不断有冷空气沿西北气流向东南扩散,中低纬地区小波动槽活跃,青藏高原至四川盆地不断有小波动槽东移,云南省主要受中低纬小波动槽影响;受南下冷空气影响,700 hPa 高度场(图略)上在川西高原上逐渐形成切变线,并有逐渐加强南移的趋势,此时云南省主要受西南暖湿气流控制,有水汽和能量自孟加拉湾北上。6 月 9 日 08 时中高纬冷槽已东南移至蒙古到青藏高原一线(图 2),受其影响,700 hPa 切变线南移至川滇之间,开始影响云南省东北部,地面冷锋也自北向南逐渐影响云南省。6 月 9 日 20 时(图 2)青藏高原和川西高原已经转为槽后西北气流,有利于引导冷空气和切变线进一步南下,切变线位于云南省的迪庆州至文山州一线,地面冷锋与切变线位置基本一致,孟加拉湾至中南半岛依旧维持西南气流,冷暖空气交汇于切变线和冷锋附近,产生强降水。

1.2 切变线与降水落区

采用 25 点低通滤波算子进行尺度分离,一次同时滤去 2 倍和 3 倍格距的两个波动分量,经滤波后

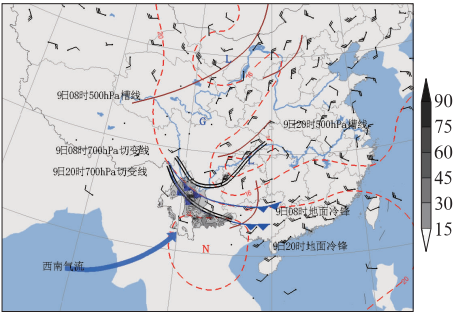


图 2 2013 年 6 月 9 日天气形势综合配置图
(风矢为 20 时 700 hPa 风场,虚线为 20 时 850 hPa 温度场,实线为 500 hPa 高空槽,双实线为 700 hPa 切变线,实心箭矢为 700 hPa 西南气流,实线带三角为地面冷锋,阴影为 9 日 08 时至 10 日 08 时云南降水分布)

Fig. 2 Comprehensive configuration of weather situation on 9 June 2013
(Wind arrows are wind field at 700 hPa at 20:00, dashed lines are temperature field at 850 hPa at 20:00, isolines are upper trough at 500 hPa, double lines are shear lines at 700 hPa, solid arrow is southwest air current, lines with triangles are cold front, shaded area is precipitation distribution from 08:00 BT 9 to 08:00 BT 10)

保留原始气象场 β 中尺度波动,以此来研究暴雨过程中的中尺度系统特征(寿绍文等,2009)。从 6 月 9 日 20 时(图 3a)滤波后 700 hPa 流场可以看出,滇西北至滇东南有一条西北—东南向长度约 800 km 的切变线,叠加地面后 6 h 降水可以看出,降水带与

切变线位置基本一致,全省共有 20 站 6 h(20:00—02:00)降水达到 20 mm 以上。到 10 日 02 时(图 3b),切变线略向西南移动,6 h 强降水区随之略有西南移。由此可见在切变线附近辐合运动加强,是强降水产生的主要天气尺度系统。

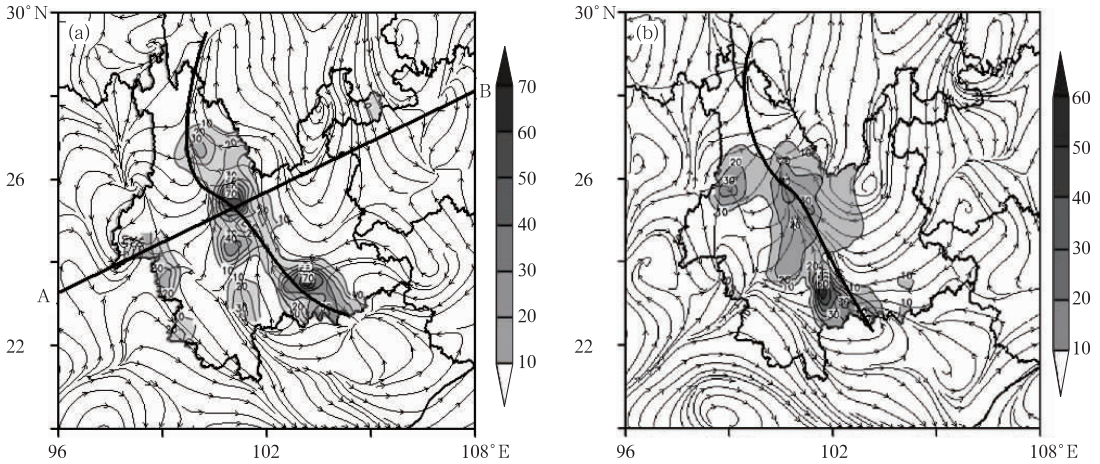


图 3 2013 年 6 月 9 日 20 时(a)和 10 日 02 时(b)滤波后 700 hPa 流场叠加后
6 h 地面降水(阴影,单位: mm)
Fig. 3 The filtered stream fields and 6 h precipitation distribution (shaded area, unit: mm)
at 700 hPa at 20:00 BT 9 (a) and 02:00 BT 10 (b) June 2013

2 物理量特征分析

2.1 水汽及动力条件

来自孟加拉湾、南海、西太平洋和中纬度西风带的水汽输送对我国降水影响较大,这些地区的水汽输送稳定持久时,可以在水汽辐合带附近形成大量降水(王晓芳等,2011)。图 4a 是 2013 年 6 月 9 日 14 时至 10 日 08 时 700 hPa 的水汽通量合成图,由图中可以看出,这次过程的水汽来源主要有两支,一支来自孟加拉湾,水汽通量中心强度达到 $10 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以上,通过西南气流从孟加拉湾水汽源地向云南省输送。另一支来自中纬度西风带,由切变线后部的东北气流向云南省输送,中心强度达到 $12 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以上,其中 6 月 10 日 02 和 08 时(图略)中心强度超过 $14 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。两支水汽汇聚在云南省,充沛的水汽输送保证了暴雨所需要的水汽条件。

暴雨的发生不仅决定于水汽的通过能力(水汽

通量),更重要地决定于水汽的集中能力(水汽通量散度)以及动力抬升机制(孙兴池等,2012)。以楚雄州暴雨中心为例,垂直于 10 日 02 时 700 hPa 切变线位置做水汽通量散度和垂直速度的剖面图(图 4b)可以看到水汽辐合中心在 750 hPa 附近,中心强度达到 $-6 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,暴雨区上空整层大气几乎都是上升运动区,对流层中低层 600 hPa 附近和高层 300 hPa 附近分别存在两个强上升运动大值中心,上升运动区深厚且近乎垂直,表明对流系统发展十分旺盛。强降水落区偏向于垂直上升运动中心区和水汽通量辐合中心区北侧,该侧受冷空气影响,冷暖空气交汇有利于强降水形成;在切变线后部,大气整层表现为下沉运动,不利于大气对流形成,而切变线前部水汽通量散度负值区位于对流层中层 700~400 hPa,该层无显著垂直上升运动,因此切变线前部降水亦不明显。同样方法计算垂直于红河州暴雨中心切变线位置的水汽通量散度和垂直速度的剖面图(图略),发现暴雨区上空同样整层大气都是上升运动区,上升运动强中心下部存在强水汽辐合中心。

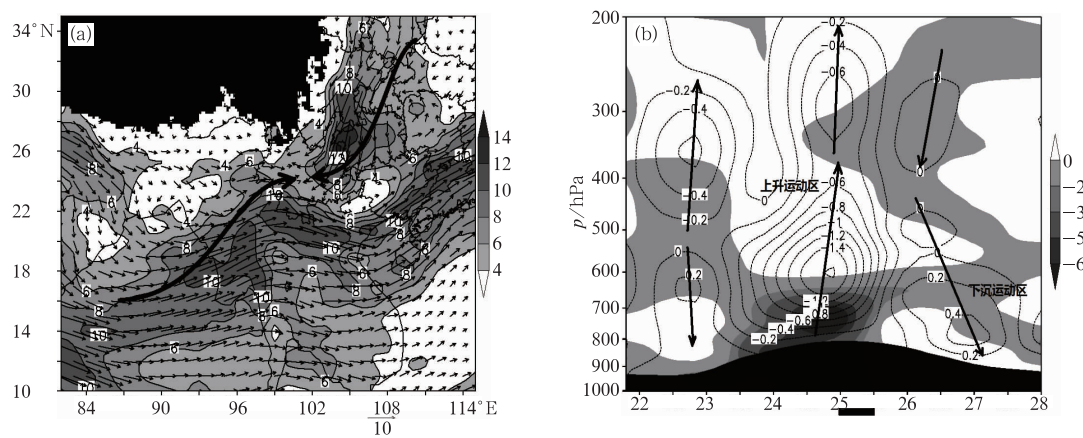


图 4 2013 年 6 月 9 日 14 时至 10 日 08 时 700 hPa 水汽通量合成图(a,箭头为水汽通量方向;阴影为水汽通量强度,单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$;黑色阴影区:地形)和 10 日 02 时沿图 3a 中 AB 线段的水汽通量散度与垂直速度的垂直剖面图(b,阴影:水汽通量散度,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;点线:垂直速度,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$;黑箭头:垂直运动方向;横坐标下粗实线表示强降水的纬向跨度;黑色阴影区:地形)

Fig. 4 Water vapor flux composition graphs from 14:00 BT 9 to 08:00 BT 10 June 2013 at 700 hPa (a, Arrow is water vapor flux direction; shaded area is water vapor flux intensity, unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$, black shaded area is terrain height) and vertical cross-sections of water vapor divergence and vertical velocity passing line AB in Fig. 3a at 02:00 BT 10 (b, Shade area is water vapor divergence, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; dotted line is vertical velocity, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; black arrow is vertical movement direction; thick solid line on x -axis indicates the zonal span of heavy rainfall area; black shaded area is terrain height)

2.2 能量及大气层结条件

9 日 14 时云南省南部和西部具有较高 CAPE 值,滇南最强中心达到 $2200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图略),说明在强降水发生前,西南气流对云南省暴雨区持续输送大量不稳定能量,20 时切变线和冷锋南下,云南省东部首先出现了降水,该地区对流有效位能释放,滇西和滇南 CAPE 值仍维持大部地区在 $800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,局部地区具有 $1600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 高中心(图 5 阴影),强对流天气发生的可能性非常高,到 10 日 02 时,全省大部地区的 CAPE 值都出现明显下降,9 日 20 时至 10 日 02 时全省对流有效位能得到大量释放。

通过不同高度层的假相当位温差查看大气层的稳定性状况,由于云南省大部地区海拔高度高于 1500 m,因此用 500 与 800 hPa 的 θ_{se} 差值表示大气层结稳定度。结果表明,强降水天气过程开始之前(图略),全省 $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ 均在 -8°C 以下,为位势不稳定区,云南省东部局地 $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ 更达到 -20°C ;而 $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ 大于零的位势稳定区则分布在四川东

部到重庆一带;9 日 08 时层结稳定气团中心强度加强至 16°C ,由滇东北南下开始影响云南省,等 $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ 线密集区在南下过程中逐渐转为西北—东南向,9 日 20 时至 10 日 02 时等 $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ 线密

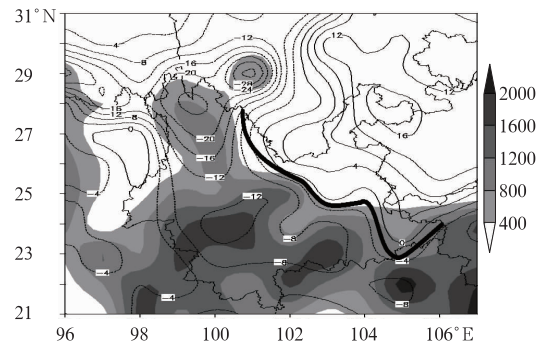


图 5 2013 年 6 月 9 日 20 时 CAPE 值分布(阴影,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)和 $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ 分布(等值线,单位: $^\circ\text{C}$;黑色粗实线为等 $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ 线密集区位置)
Fig. 5 CAPE distribution (shaded, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) and $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$ distribution (isoline, unit: $^\circ\text{C}$) at 20:00 BT 9 June 2013 (black solid line is the dense isoline region of $\Delta\theta_{\text{se}(500-800)}$)

集区维持在哀牢山东侧少动(图 5 黑色粗实线),等 $\Delta\theta_{se(500-800)}$ 线密集区诱发不稳定能量释放产生强降水、雷暴等强对流天气,10 日 08 时(图略),中心强度为 16℃的稳定气团南下控制滇中及以东地区,等 $\Delta\theta_{se(500-800)}$ 线密集区前部 $\Delta\theta_{se(500-800)}$ 升至-4℃,大气层结稳定度升高,不利于对流活动,强降水过程随之减弱、结束。上述分析表明,CAPE 高能区和等 $\Delta\theta_{se(500-800)}$ 线密集区的分布与对流系统的发生发展有一定的对应关系,充沛的能量及大气不稳定层结是中尺度对流系统能够发生发展的重要条件。

3 地面触发机制

在大尺度环流条件和能量条件具备的天气下,强对流的发生发展和减弱主要取决于低层触发机制(袁美英等,2010)。虽然云南省地面风场受复杂地形影响较为杂乱,但是在冷锋南下过程中,我们仍可

以通过加密观测的自动站资料演变发现其风场特征。9 日 20 时地面冷锋位于云南省的迪庆州至文山州一线,20—21 时锋面附近的地面降水出现两个强中心,分别是滇西北丽江市 24.7 mm·h⁻¹和滇东南文山州 30.7 mm·h⁻¹(图 6a)。从地面风场可以看出,暴雨区为三股气流的汇聚区,西南气流和东南气流分别对应着暖气流,而偏北气流或偏东气流对应着冷气流,地面风场的辐合促使初始对流发展,与中低层切变线叠加加剧垂直运动发展从而造成了局地强降水。同样地,随着地面冷锋西南推进,锋面附近具有明显风场辐合的区域均出现较明显的降水,由此可见,暴雨过程的局地性和突发性等中小尺度特征,与地面风场辐合区密切相关,风场辐合区出现的时间提前于强降水开始时间,根据加密地面风场辐合区位置随时间的移动可以推断下一时刻强降水的落区位置,从而为强降水落区的短时临近预报提供有力依据。

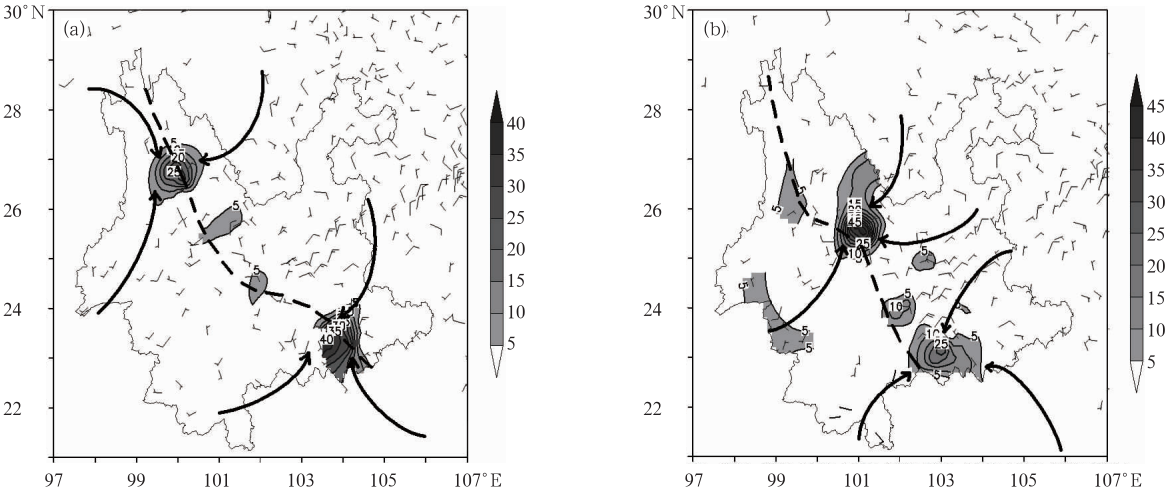


图 6 2013 年 6 月 9 日 20 时地面自动加密风场叠加 20—21 时降水(a)和 23 时地面自动加密风场叠加 9 日 23 时至 10 日 00 时降水(b)
(箭头为气流辐合方向,虚线为冷锋,阴影为降水量,单位:mm)

Fig. 6 Surface automatic intensive wind field at 20:00 BT 9 with superposed precipitation from 20:00—21:00 BT (a) and surface automatic intensive wind field at 23:00 BT 9 with superposed precipitation from 23:00 BT 9 to 00:00 BT 10 (b) June 2013
(Arrow is wind convergence direction, dashed line is cold front, shade is precipitation, unit: mm)

4 卫星云图的中尺度特征分析

云顶亮温 TBB 可以直接呈现对流发展的旺盛程度,中尺度对流系统上升运动越剧烈,相应云内的起电放电过程也越活跃。通过分析逐时的 FY-2E

卫星 TBB 资料详细探讨地面降水与中尺度对流系统的关系。根据陈红专等(2009)定义方法,将 M α CS 和 M β CS 定义为红外云图上具有圆形或椭圆形冷云盖的对流系统,而 MCC 是 α 中尺度、生命史较长的中尺度对流系统(MCS)的特例(Maddox, 1980)。

9 日 15 时开始滇西北丽江和楚雄北部在切变线和冷锋沿线有多个 $M\beta CS$ 云团生成、移动和发展,至 17 时分散的对流云团出现合并加强的趋势,云顶亮温已经低于 -48°C ,成为典型 $M\beta CS$ 云团,黔桂之间的 $M\alpha CS$ 在随切变线西南移过程中不断合并加强成为庞大的 MCC。 $M\beta CS$ 云团 A 在 20:00 发展成熟(图 7a),TBB $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 的冷云盖最大面积达 $5.0\times 10^4\text{ km}^2$,最低云顶亮温低于 -52°C ,其后 1 h 内位于云团外缘 TBB 等值线梯度最大处的丽江(黑色方框)产生了短历时强降水($24.7\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$),此时滇中地区云顶亮温低于 -56°C 的 $M\beta CS$ 云团也与滇东南的 MCC 出现合并趋势;位于 MCC

冷云盖边缘等 TBB 线密集区内侧的文山州(黑色三角)出现 $30.7\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的短历时强降雨,而 MCC 内部降水强度以小雨为主;在切变线沿线楚雄地区还有小对流云团发展,属于 γ 中尺度系统。

21 时滇西北 $M\beta CS$ 云团 A 进入衰减(图 7b),TBB 等值线密集程度减弱,地面降水转为小雨天气。上一时刻滇中 $M\beta CS$ 云团与滇东南 MCC 合并的区域有 $M\beta CS$ 云团 B 强烈发展,云顶亮温由前一小时的 -36°C 降至 -60°C 以下, -52°C 冷云盖面积约为 $6.5\times 10^3\text{ km}^2$,初具椭圆特征,边缘较为光滑密实,云团外缘等 TBB 线梯度大的红河州开远县(黑色方框)出现 $46.6\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的强降水。

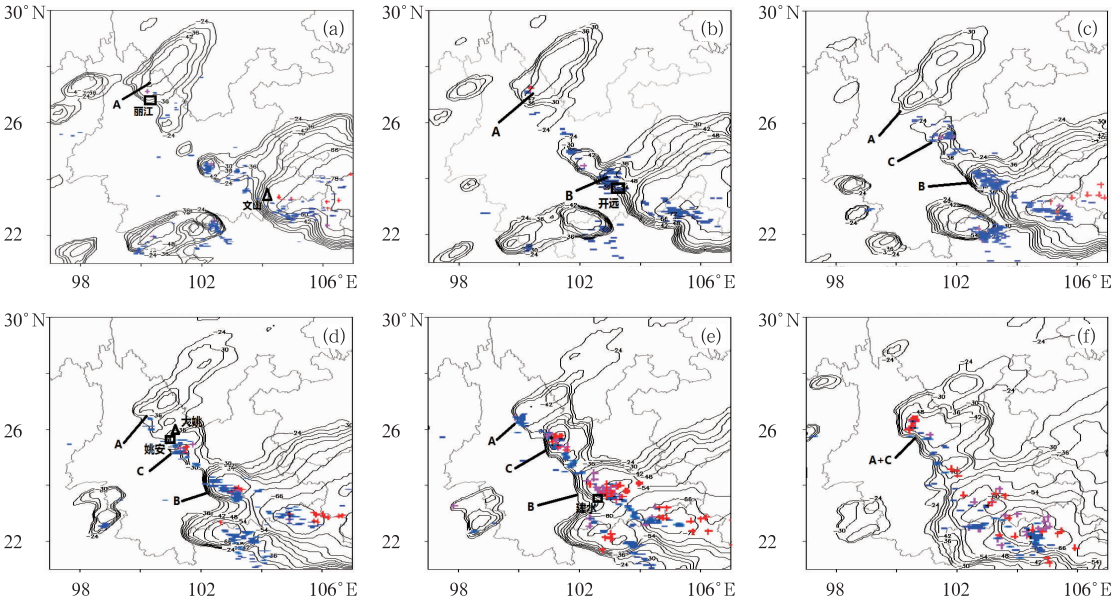


图 7 2013 年 6 月 9 日(a)20 时、(b)21 时、(c)22 时、(d)23 时、(e)10 日 00 时、(f)02 时 TBB 分布(等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$) 以及叠加各时刻前后 20 min 地闪分布图(正闪为红色+,负闪为蓝色-)

Fig. 7 TBB distribution (isoline, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 20:00 BT 9 (a), 21:00 BT 9 (b), 22:00 BT 9 (c), 23:00 BT 9 (d), 00:00 BT 10 (e), 02:00 BT 10 (f) June 2013 and CG lightning distribution before and after each time 20 min (Positive CG lightning is red '+', negative CG lightning is blue '-')

22 时滇东南 MCC 与滇南边缘随西南气流东移的 $M\beta CS$ 云团出现合并趋势, $M\beta CS$ 云团 B 原地少动(图 7c),高度进一步伸展,最亮处 TBB 已降至 -68°C 以下, -56°C 冷云盖与滇东南 MCC 完全合并,对应 22—23 时红河州开远县持续出现强降水($18\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)。楚雄地区 γ 中尺度对流云团面积扩大,云顶亮温降至 -56°C 以下,为椭圆形 $M\beta CS$ 云团 C, -36°C 冷云盖与滇中云团 B 连为一体。

23 时云团 B 云顶亮温维持 -64°C (图 7d), -60°C 冷云盖面积膨胀达到 $7.5\times 10^3\text{ km}^2$,等 TBB

线密集区向西南推进,强降水带相应向西南方移动。同样地,楚雄地区上空的 $M\beta CS$ 云团 C 最低云顶亮温维持 -52°C , -32°C 冷云盖面积扩大至 $1.5\times 10^4\text{ km}^2$,随后 1 h 内云团西侧外缘等 TBB 线密集区大姚(黑色三角)和姚安(黑色方框)分别出现 44.7 和 $21.9\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的短时强降雨。

$M\beta CS$ 云团 B -64°C 云顶亮温维持至 10 日 00 时开始上升,进入减弱阶段(图 7e),等 TBB 线密集区继续向西移动,途经之处地面降水突增,00—01 时等 TBB 线密集区内侧的红河州建水(黑色方框)

出现 25.2 mm 强降水, $M\beta CS$ 云团 C 云顶亮温继续降低, 达到 -56°C , -32°C 冷云盖与向东南移动衰减的滇西北 $M\beta CS$ 云团 A 合并, 00—01 时云团西侧等 TBB 线密集区的姚安和南华分别出现 23.2 和 15.6 mm 的短时强降水。下一时刻, 衰减的 $M\beta CS$ 云团 B 与滇东南 MCC 完全合并, $M\beta CS$ 云团 C 云顶亮温也升高, 进入衰减阶段, 云团前部等 TBB 线的梯度减小, 地面降水出现降幅。至 02 时, 滇东南 MCC 西侧等 TBB 线梯度较大的区域继续向西推进, $M\beta CS$ 云团 A+C 的冷云盖面积继续扩大(图 7f), 期间云顶亮温不断升高, 强度不断减弱, 所引起的地面降水强度也愈发减弱。

由以上分析可见, 强降水容易发生在 TBB 等值线密集区, 其 TBB 等值线密集区外缘和内侧均有可能发生强降水, 雨强的增强与减弱与 TBB 等值线梯度值的变化一致。

5 地闪活动与对流云团及强降水的关系

从对流云团的地闪活动来看, 对流云团在发生、发展、成熟和减弱阶段的地闪频数分布完全不一致。发生发展期, 负地闪的发生先于对流云团的发生发展, 地闪频数的快速增加早于对流云系的快速发展, 例如 20 时图 7a 中在楚雄地区 γ 中尺度小对流云团的东南方观测到 8 次负地闪, 21 时发现该对流云团向着东南方负地闪密集区发展, 负地闪增加(图 7b); 对流云团发展和成熟阶段, 地闪频数以负地闪为主, 负地闪密集区与对流云系中心没有重合, 而是出现在对流云系的边缘地区或者 TBB 等值线密集区, 如图 7b 和 7c 中的滇中 $M\beta CS$ 云团 B, 当 $M\beta CS$ 云团 B 与滇东南 MCC 合并时(21 时), 负地闪频数在合并区域剧增, 对流云系随后在负地闪密集区发展并加强; 云团发展至成熟阶段, 地闪频数中正地闪数量增多, 且大部分地闪集中在云顶亮温低于 -44°C 的云顶区域内, 如图 7a 中的 $M\beta CS$ 云团 A、图 7d 中的 $M\beta CS$ 云团 B 以及 $M\beta CS$ 云团 C, 云团在衰减过程中负地闪急剧减少, 正地闪明显增加, 最后转为以正地闪为主(图 7f)。地闪频数的发展, 对于对流云团的发生发展有积极的指示作用, 负地闪频发区域以及运动方向与对流云团未来加强发展的区域和移动方向一致, 正地闪的出现预示着对流云团进入成熟减弱期。

目前认为云中过冷水滴和固态粒子碰撞摩擦起电是云层起电的主要原因之一, 较强的上升气流往往会带来固态水粒子的增加, 云中大量冰晶、霰粒的碰撞过程使得云中起电过程相应也很剧烈, 而且强烈上升运动有利于云中不同极性的电荷区分离和对地放电, 因此负地闪频数一定程度上反映了云中上升气流的强度(慕建利等, 2012)。在切变线和冷锋附近有显著上升运动, 造成垂直方向气流强烈的扰动, 对起电贡献较大的霰粒、冰晶等不同相态粒子碰撞几率较大, 从而出现较多的负地闪活动; 负地闪频繁出现的区域还是不稳定能量强烈释放的区域, 因为闪电活动很大程度上依赖于空气的热动力特性, 进入云内能量越大, 起电活动也越强(刘东霞等, 2010), 前面分析知道此次过程中西南气流对云南省输送了充沛的不稳定能量, 能量的聚集对热对流的产生具有积极影响, 不稳定能量强烈释放也使得闪电活动异常活跃。此外, 对流云团合并也会加强带电粒子之间的碰撞, 从而进一步增加地闪活动。对流云团进入成熟阶段, 垂直上升运动达到最强, 强烈的上升气流抬高了主负电荷的高度, 拉大了负电荷区离地面的距离, 这种“电荷抬升机制”(MacGorman et al, 1981)使地闪频数(尤其是负地闪频数)减小。随着不稳定能量大量释放, 云顶亮温上升, 系统开始扩散, 云团进入消亡期, 进入云内能量减少, 垂直方向上的气流扰动减小, 云内固态粒子含量减少, 粒子之间的碰撞几率减小, 负地闪急剧减少, 而因降水物下沉拖曳作用, 造成存在于云团上部的正电荷区对地距离缩短而集中对地放电, 整个对流系统转而以正地闪为主。

强降水的发生与闪电活动的关系复杂, Relepez 研究发现: 第一, 有时很少或没有闪电活动却产生显著的降水; 第二, 有时大量闪电活动却降水很少; 第三, 闪电和降水之间存在很好的相关(尹丽云等, 2012)。以此次过程中几个暴雨点为例(图 8), 统计暴雨点周围 50 km 的闪电频数演变, 对比分析闪电频数与逐小时降水量的关系。从图中发现, 地面降水均伴随大量地闪活动, 地面初闪的发生提前于强降水发生, 地闪频数经历明显跃增后又迅速减少, 地闪活跃初期正地闪几乎不存在, 负地闪占绝大多数, 总地闪峰值出现以后正地闪逐渐增加, 在地闪活跃期后期, 转为以正地闪为主, 最终减弱消失。但是不同暴雨点的地闪频数峰值出现时间与强降水峰值时间并无明确关系, 姚安和牟定站地闪频数峰值时间

分别超前于地面强降水出现时间 1 和 3 h(图 8a 和 8c),开远站地闪频数峰值出现时间与强降水出现时间一致(图 8b),而元江站地闪频数峰值出现时间落后于地面强降水出现时间将近 5 h(图 8d)。这与钟敏等(2009)对湖北一次切变线暴雨过程中发现的闪

电频数与 1 h 雨量的峰值基本重叠或稍落后一个时次的结论有所差异,可见低纬高原地闪频数峰值与降水峰值的关系是复杂的,因此在低纬高原短时强降水短临预报业务中,对闪电数据的直接应用需要谨慎对待。

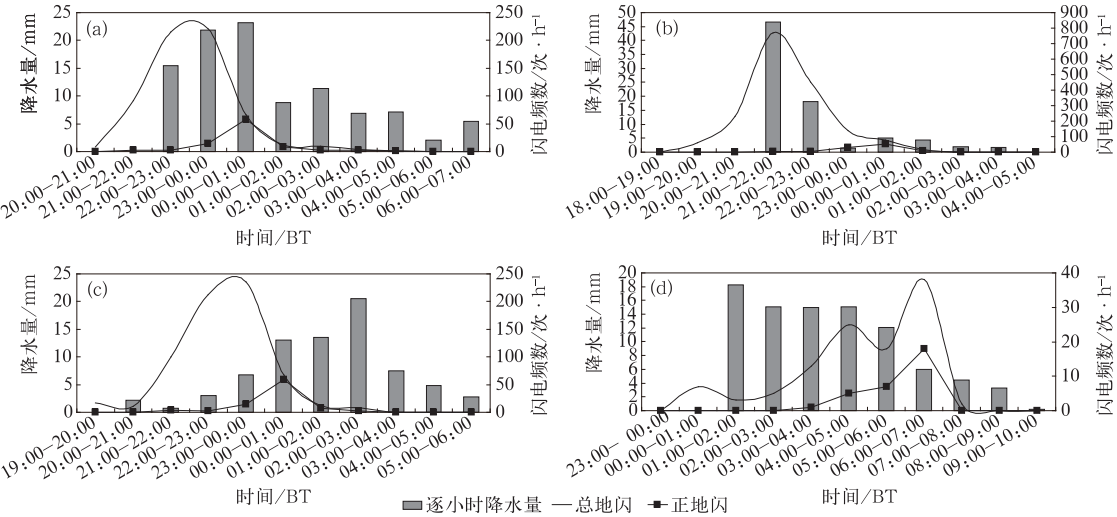


图 8 不同站点逐小时降水量与站点周围 50 km 逐小时闪电频数变化图
(a) 姚安, (b) 开远, (c) 牟定, (d) 元江

Fig. 8 Hourly precipitation of different stations (unit: mm) and hourly CG lightning frequency around each station in the range of 50 km (unit: time · h⁻¹)
(a) Yaoan, (b) Kaiyuan, (c) Mouding, (d) Yuanjiang

6 多普勒雷达回波的中尺度特征分析

6.1 雷达回波演变情况

利用云南省多普勒天气雷达拼图资料,对此次暴雨过程的回波特征进行了分析,9 日午后,切变线和冷锋南下至云南北部,系统附近和后部有分散的对流回波生成,对流单体生成后一般沿风暴承载层的平均气流移动(俞小鼎,2012),从 9 日 08 时昆明站探空资料(图略)可见风暴承载层平均风为西偏北气流,对流回波以 40 km · h⁻¹ 速度向东偏南方向移动。随着系统南下,一方面切变线和冷锋附近有大范围絮状回波不断生成、发展,其中镶嵌有多个强对流单体,回波强度达到 35~45 dBz,最强达 50 dBz,回波结构低质心,不存在强回波悬垂,45 dBz 以上强回波伸展高度在 3~5 km,大部分强回波处于 0℃ 层高度以下,可见主要是以液态水粒子为主,降水效率很高。另一方面生成后的回波沿着风暴承载

层平均风向着东偏南方向移动,在向下风方向移动过程中有所加强,不断代替前面减弱的对流回波,形成明显的后向传播。在切变线和冷锋缓慢移动的 9 日 20:00 至 10 日 02:00 时段内,大片 40~50 dBz 回波不断从暴雨点移过,形成列车效应。切变线北部对流回波强度维持在 25~35 dBz,因此切变线北部降水较弱(图 9a)。10 日 02:00 以后切变线和冷锋西移减弱,切变线附近和后部转为以层状云回波为主,地面降水以稳定性弱降水为主(图 9b)。

6.2 径向速度特征

切变线北侧边界层内偏东急流对增强辐合、增强锋区以及增加不稳定性起着重要作用(吴庆梅等,2015),此例中可以观察到一个边界层急流的建立与维持过程,9 日 19:00 后近地层偏东风风速缓慢增强,20:30 左右形成明显的对称“牛眼对”结构,入流速度和出流速度中心值增至 15 m · s⁻¹,急流建立之后逐渐向高层扩展,23:12 急流高度达 800 m 附近,急流核高度达到 350~450 m(图 10a 白色圆

圈),前面分析得出暴雨区水汽来源分别为孟加拉湾和切变线后部的东北气流,意味着边界层东偏北急流也明显起到向暴雨区提供水汽输送的作用,且风速的加速还加强了急流前方的风速辐合,为降水提供了更有利的动力条件;雷达上空 800 m 以上突转为西南风,形成西南风叠加在近地层偏东风之上的形势,边界层急流的存在还有助于暖湿气流沿冷空气一侧的爬升形成降水,同样的对称“牛眼对”结构在文山和大理雷达的径向速度图上(图略)也可以观

察到。此外,径向速度图上还出现大风区(图 10b 黑色箭头)和第二类 γ 中尺度辐合区(钟敏等,2009)(有的文献中称为逆风区,图 10a 黑色箭头),第二类 γ 中尺度辐合区最高发展到 4.3° 仰角,说明中尺度垂直环流较强,在大风区和第二类 γ 中尺度辐合区内均有强度超过 40 dBz 的回波发展,10 日 01:30 以后近地层偏东急流维持,但大风区消失,第二类 γ 中尺度辐合区逐渐减少,对应反射率图发现强对流单体减少,转为以 35 dBz 以下的层状云回波为主。

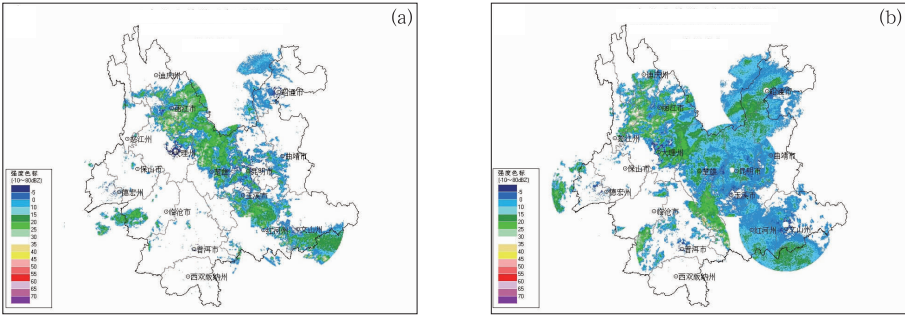


图 9 2013 年 6 月 9 日 23:30(a)和 10 日 04:30(b)云南省雷达拼图(单位: dBz)
Fig.9 The Yunnan radar mosaic of 5.5 km CAPPI at 23:30 BT 9 (a) and 04:30 BT 10 (b) June 2013 (unit: dBz)

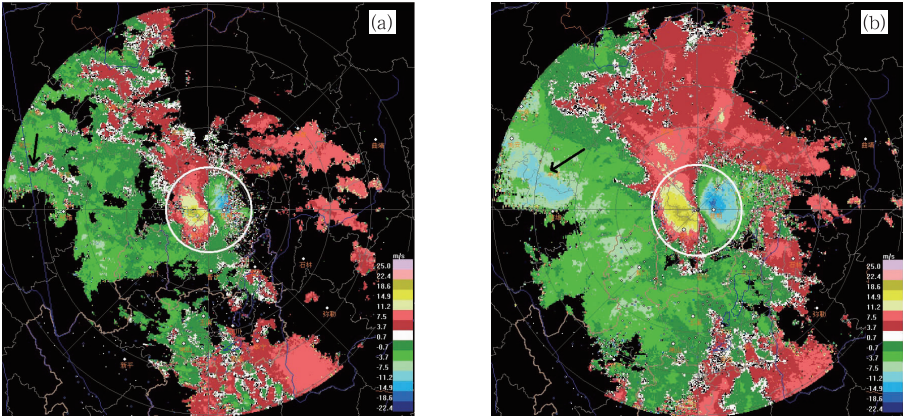


图 10 2013 年 6 月 9 日 23:12(a)和 10 日 01:33(b)昆明雷达径向速度场(1.5°仰角,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig.10 The base radial velocity of Kunming radar at 23:12 BT 9 (a) and 01:33 BT 10 (b) June 2013 (1.5° elevation, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

以上分析看出,边界层急流在此次强降水过程中提供了重要的动力强迫和水汽输送的作用。大风区和第二类 γ 中尺度辐合区的存在促进中尺度垂直环流加强,局地回波将强烈发展,地面降水强度增大。

7 结 论

综上所述,得到如下一些结论:

(1) 此次过程是云南省典型的切变冷锋型暴雨过程,青藏高原和川西高原西北气流引导冷空气和切变线南下影响云南省,地面冷锋与切变线位置基本一致,大尺度环流场促使水汽向云南省输送汇聚,强降水落区偏向于垂直上升运动中心区和水汽通量辐合中心区北侧,该侧冷暖空气交汇显著,且由于局地水汽辐合强度大、上升运动区深厚,导致出现强降水。

(2) CAPE 高能区和等 $\Delta\theta_{se(500-800)}$ 线密集区的分布与对流系统的发生发展有一定的对应关系,充沛的能量及大气不稳定层结是中尺度对流系统能够发生发展的重要条件。暴雨过程的局地性和突发性等中小尺度特征,与地面中尺度辐合系统密切相关,根据加密地面风场辐合区位置随时间的移动可以推断下一时刻强降水的落区位置,从而为强降水落区的短时临近预报提供有力依据。

(3) 地面强降水强度和落区与对流云团的 TBB 等值线梯度大小以及梯度大值区的位置相关。闪电活动与垂直上升气流和不稳定能量释放区存在密切的关系,负地闪频发区域以及运动方向与对流云团未来加强发展的区域和移动方向一致,而正地闪的出现预示着对流云团进入成熟衰减期。地闪频数的发生发展,可以作为对流云团发生发展的判据之一。受多方面因素影响,低纬高原不同暴雨点的地闪频数峰值出现时间与强降水峰值时间关系复杂,因此在低纬高原短时强降水短临预报业务中,对闪电数据的直接应用需要谨慎对待。

(4) 强降水回波以低质心、强度不大、无强回波悬垂的降水回波为主。“列车效应”是造成局地短时强降水的直接原因。边界层急流建立与维持对强降水的加强和维持起到动力强迫和水汽输送的作用。大风区和第二类 γ 中尺度辐合区(逆风区)的存在促使中尺度垂直环流加强,有利于强降水回波发展。

需要指出的是,由于低纬高原对流性系统的复杂性和多样性,本文所做工作只是初步的,所得结论的适用性还需要更多的个例来完善和补充。

参考文献

陈红专,汤剑平. 2009. 一次突发性特大暴雨的中尺度分析和诊断. 气象学报, 29(6): 797-803.

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.

陈永仁,李跃清. 2013. “12. 7. 22”四川暴雨的 MCS 特征及对短时强降雨的影响. 气象, 39(7): 848-860.

何华,孙绩华. 2003. 云南冷锋切变暴雨过程的环流及水汽输送特征. 气象, 29(4): 48-52.

何光碧,师锐. 2014. 三次高原切变线过程演变特征及其对降水的影响. 高原气象, 33(3): 615-625.

黄明策,李江南,农孟松,等. 2010. 一次华南西部低涡切变特大暴雨的中尺度特征分析. 气象学报, 68(5): 748-762.

刘东霞,鄒秀书,冯桂力. 2010. 华北一次中尺度对流系统中的闪电活

动特征及其与雷暴动力过程的关系研究. 大气科学, 34(1): 95-104.

刘璐,冉令坤,周玉淑,等. 2015. 北京“7. 21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析. 大气科学, 39(3): 583-595.

慕建利,李泽椿,湛芸. 2012. 一次强暴雨过程地闪活动特征与中尺度对流系统和强降水的关系. 气象, 38(1): 56-65.

普贵明,鲁亚斌,周国莲,等. 2008. 2007 年云南 7 次强降水过程的分析研究. 气象科学, 28(6): 683-688.

寿绍文,励申申,寿亦萱,等. 2009. 中尺度大气动力学. 北京: 高等教育出版社, 249-251.

孙兴池,郭俊建,王业宏,等. 2015. 低涡和副热带高压共同影响下的暴雨落区分析. 气象, 41(4): 401-408.

孙兴池,王西磊,周雪松. 2012. 纬向切变线暴雨落伍的精细化分析. 气象, 38(7): 779-785.

孙兴池,吴炜,周雪松,等. 2013. 径向切变线暴雨落区分析. 气象, 39(7): 832-841.

王福侠,俞小鼎,王宗敏,等. 2014. 河北暴雨的多普勒天气雷达径向速度特征. 气象, 40(2): 206-215.

王淑莉,康红文,谷湘潜,等. 2015. 北京 7 · 21 暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟. 气象, 41(5): 544-553.

王婷波,郑栋,张义军,等. 2014. 基于大气层结和雷暴演变的闪电和降水关系. 应用气象学报, 25(1): 33-41.

王晓芳,黄华丽,黄治勇. 2011. 2010 年 5—6 月南方持续性暴雨的成因分析. 气象, 37(10): 1206-1215.

吴庆梅,刘卓,王国荣,等. 2015. 一次华北暴雨过程中边界东风活动及作用. 应用气象学报, 26(2): 160-172.

伍志方,曾沁,吴乃庚,等. 2011. 广州“5. 7”高空槽后和“5. 14”槽前大暴雨过程对比分析. 气象, 37(7): 838-846.

许美玲,段旭,杞明辉,等. 2011. 云南省天气预报员手册. 北京: 气象出版社, 102-108

杨成芳,阎丽凤,周雪松. 2012. 利用加密探测资料分析冷式切变线类大暴雨的动力结构. 气象, 38(7): 819-827.

尹丽云,普贵明,张腾飞,等. 2012. 滇东一次局地特大暴雨的中尺度特征和地闪特征分析. 云南大学学报(自然科学版), 34(4): 425-431.

俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38(11): 1313-1329.

袁美英,李泽椿,张小玲. 2010. 东北地区一次短时大暴雨 β 中尺度对流系统分析. 气象学报, 68(1): 125-136.

张秀年,段旭. 2006. 云南冷锋切变型暴雨的中尺度特征分析. 南京气象学院学报, 29(1): 114-121.

钟敏,张兵. 2009. 一次切变线暴雨的观测特征分析. 暴雨灾害, 28(4): 368-372.

MacGorman D R, Burgess D W, Mazur V, et al. 1989. Lighting rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981. Atmos Sci, 46: 221-250.

Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes. Bull Amer Meteor Soc, 61: 1374-1387.