

梁红丽,王曼,李湘,2018.2012 年春末昆明大暴雨的中尺度对流系统特征分析[J].气象,44(11):1391-1403.

2012 年春末昆明大暴雨的中尺度对流系统特征分析^{*}

梁红丽¹ 王 曼² 李 湘¹

1 云南省气象台,昆明 650034

2 云南省气象科学研究所,昆明 650034

提 要: 利用常规气象观测资料、NCEP/NCAR 逐 6 h $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料、FY-2E 红外云图 TBB 资料、昆明 C 波段多普勒雷达探测资料,结合中尺度数值模式的模拟结果,分析了 2012 年 5 月 24 日晚昆明大暴雨期间中尺度对流系统演变特征及形成机理。结果表明,此次大暴雨是在高低空系统最佳配置下产生的。降水峰值出现时,低层增暖湿,从地面到 500 hPa 呈显著的对流性不稳定层结,700~500 hPa 垂直风切变达 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。纬向结构上,暴雨中心低层东风增强,300 hPa 以下纬向风辐合,中心强度为 $-28 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,150 hPa 以下上升气流中心强度为 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,近地面水汽通量辐合为 $-20 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$;经向上,暴雨中心 500 hPa 以下南风风速辐合,上升气流增强,强度与纬向一致,低层水汽通量辐合中心强度为 $-30 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$,强于纬向水汽通量辐合。此外大暴雨中地形对南风的强迫也是显著的,抬升速度在 $0.4 \sim 1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这次强降水分为初始、加强、回落和衰减四个阶段,昆明近地层浅薄冷空气加强时,引发其东侧对流单体移向昆明,强降水发生;然后南风出现脉动,局地湿层增厚和垂直风切变加大,促使对流单体两度增强并出现降水峰值;第三次峰值则是弱南风脉动及对流单体合并所造成,由于移入的单体较之原地发展的单体弱得多,原地单体作用的降水峰值也明显小于前面两次。对流降水回波属于暖云性质的热带低质心降水回波。

关键词: 局地大暴雨, γ 中尺度对流系统,结构特征,触发因子,地形

中图分类号: P456, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.11.002

Characteristic Analysis of Mesoscale Convective System of Heavy Rainstorm in Kunming in the Late Spring 2012

LIANG Hongli¹ WANG Man² LI Xiang¹

1 Yunnan Meteorological Observatory, Kunming 650034

2 Meteorological Science Institute of Yunnan, Kunming 650034

Abstract: Based on conventional meteorological observational data, NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 6 h reanalysis data, the blackbody temperature of FY-2E satellite infrared images, C-band Doppler radar sounding data and simulation results with mesoscale numerical model, a locally heavy rainstorm that occurred in the evening of 24 May 2012 is studied. For the mesoscale convective systems, the evolution characteristics and their formation mechanisms are analyzed in detail. The results show that the best configuration of upper and low layer systems made the generation of heavy rainstorm. As the peak of precipitation appeared, the lower layer became warmer and wetter, significantly convective-unstable stratification from surface to 500 hPa appeared, and vertical wind shear reached $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ in 700—500 hPa. In zonal structure, easterly enhanced at lower layer in the rainstorm center, zonal wind converged under 300 hPa, and its center intensity was $-28 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, center intensity of updraft under 150 hPa was $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, convergence of moisture flux near surface was $-20 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$. In meridional direction, southerly

^{*} 国家自然科学基金项目(41365007 和 41365006)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-070)和云南省科技惠民专项(2016RA096)共同资助

2017 年 4 月 4 日收稿; 2018 年 8 月 7 日收修定稿

第一作者:梁红丽,主要从事灾害性天气研究. Email: lhl1678@163.com

speed converged under 500 hPa in the rainstorm center, then updraft enhanced. Meridional strength was the same as those in zonal direction. Convergence intensity of moisture flux at lower layer was $-30 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$, stronger than that of zonal intensity. In addition, topographic forcing affected south wind significantly, and the lifting speed was $0.4-1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Moreover, heavy rainfalls were different in the four stages, namely, initial, enhancement, fallback and attenuation. While cold air in surface layer over Kunming enhanced, convective cell on its east side moved to Kunming, then heavy rainfall generated. Thereafter, southerly wind pulsated, local wet layer was thickened, vertical wind shear increased, convective cell enhanced twice, and precipitation peak appeared. The formation of the third precipitation peak was mainly caused by southerly wind pulsating and convective cell complicating, but because volume of incorporation cell was smaller than that of local cell, precipitation peak created by the local cell was obvious smaller than the peaks in the previous ones. Convective precipitation echo belonged to warm cloud property and had tropics low centroid characteristic.

Key words: local heavy rainstorm, meso- γ scale convective system, structure characteristics, trigger factor, topographic effect

引 言

云南地处低纬高原,山地气候突出,与东部地区相比,暴雨范围、日雨量偏小。许美玲等(2011)的统计表明,1970—2008年云南125个国家站,日暴雨站次在1~2站的局地暴雨占64.3%,3~4站的局部性暴雨占19.1%,5~11站的区域性暴雨占13.9%,12站以上的全省性暴雨仅占2.7%。因此云南大多为范围小的局地暴雨,且突发性特征非常明显,成为泥石流、山体滑坡等地质灾害的多发区,预报难度很大。

长期以来对云南暴雨的研究大多集中于区域性和全省性暴雨。如,何华和孙绩华(2003;2004)对冷锋切变型暴雨过程进行分析,揭示了云南暴雨发生前后环流、水汽输送、高低空急流的演变特征;郭荣芬等(2005;2013)指出西太平洋副热带高压(以下简称副高)西侧持续强盛的低空偏南急流使西移到云南的台风低压维持和加强,台风登陆后地形抬升导致台风低压维持和发展是暴雨产生的重要原因;张秀年和段旭(2005)、陈贵川等(2013)指出,西南涡是造成低纬高原暴雨的重要天气系统,暴雨主要出现在西南涡西南象限的中尺度辐合线、变形场和气旋之中;许美玲等(2006)对孟湾风暴能量收支和转换特征进行分析,揭示了孟加拉湾风暴维持与外围暴雨增幅的关系。此外,一些工作则对强降水过程的中尺度特征进行了分析。如,董海萍等(2011)对云南初夏一次强降水过程进行分析,指出强降水落区

与低层辐合线有很好的一致性,辐合线的发展演变与冷暖空气的势力对比相关。而2001年5月云南一次罕见大到暴雨分析表明,近地层中尺度辐合线与云南地形密切相关,中尺度对流云团的产生和发展与中尺度辐合线相交区关系密切(董海萍等,2005)。张腾飞等(2006)对云南一次暴雨天气过程分析表明,切变线在西南移过程中发展形成飑线,其上诱发产生的 α 和 β 中尺度云团直接造成了强降水,偏东风和偏西风之间的 β 中尺度切变线和逆风区对 α 中尺度飑线的形成和发展起着重要作用。鲁亚斌等(2018)对云南一次暴雨过程的中尺度对流系统特征分析表明,在 Q 矢量散度辐合区内有多个 β 中尺度对流系统发生发展,短时强降水主要出现在MCS移动方前沿对流活跃的TBB线密集区,雨强变化与TBB等值线梯度变化密切相关,中尺度辐合线、第二类 γ 中尺度辐合区附近负地闪密集区与短时强降水、雷暴天气有很好的对应关系。朱莉等(2013)进行地形敏感试验表明,近地层辐合线出现的位置与云南地形有很大的关系。

然而在云南有较大部分的强降水类型,俗称“单点暴雨”,是由局部孤立的中尺度系统产生。段旭等(2004)指出,突发性局地暴雨大多是在天气尺度系统弱强迫下产生的。许美玲等(2003)统计分析认为,此类系统形成的背景条件多数是由于地形影响,配合水汽条件,从而产生局地强对流天气。徐八林等(2010)、许美玲等(2013)对低纬高原 γ 中尺度暴雨个例进行分析,发现回波单体合并可能是这类暴雨的触发与维持机制之一。金少华等(2014)对滇缅

脊前一次弱对流形成的局地大暴雨分析表明,大暴雨发生地有逆风区形成,不断补充的新对流单体使 β 中尺度回波长时间维持。但总体而言,我们对低纬高原突发局地暴雨系统的生成环境以及对流系统演变过程的认识仍然十分有限,在实际预报中往往容易漏报,因而很有必要对这类暴雨过程做深入分析研究。

2012 年 5 月 24 日晚昆明突发局地大暴雨,由于短时间内雨势迅猛,不断扩大的城市不透水下垫面造成地表径流很大,且迅速向低洼地区汇集,受到城市地表排水能力的限制,城市主干道低洼路段严重积水。本文利用常规气象观测资料、NCEP/NCAR 逐 6 h $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料、FY-2E 红外云图 TBB 资料、昆明 C 波段多普勒雷达探测资料以及中尺度数值模式资料,对这次昆明春末突发局地大暴雨的环境场以及 γ 中尺度对流系统的特征进行分析,探讨短时大暴雨的形成成因。

1 大暴雨概况

2012 年 5 月 24 日晚,昆明城区出现了比较罕见的局地大暴雨。24 h 累计降水量为 100.8 mm,单日降雨量排在 1951 年以来 5 月降雨量的第二位,而周边地区除太华山为 27.9 mm 外,均为小到中雨(图 1a),暴雨范围小,局地性强。从分钟雨量随时间变化曲线(图 1b)可以看到,强降水从 20:38 开始,23:00 结束,雨量变化分为 4 个阶段,初始阶段(20:38—20:56),平均分钟雨量为 0.89 mm,20:44 出现峰值 2.1 mm;加强阶段(20:57—21:21),平均分钟雨量增大至 1.93 mm,21:05 出现最大峰值为 4.8 mm,降水强度最强;回落阶段(21:22—22:07),平均分钟雨量降为 0.46 mm,21:38 峰值为 1.5 mm;衰减阶段(22:08—23:00),平均分钟雨量迅速减小至 0.16 mm,峰值仅为 0.6 mm。强降水持续时间不到 3 h,其中 20—21 时小时雨量为 20.8 mm,21—22 时出现峰值 64.4 mm,22—23 时回落为 9.4 mm。

结合最强降水时段(24 日 21—22 时)TBB 变化(图略),21 时昆明出现 TBB 为 -10°C 的对流降水区,面积小于 $100\text{ km} \times 50\text{ km}$,中心强度为 -30°C ,其西南侧有一面积更小的对流单体,强度为 -10°C ;22 时小对流单体并入昆明对流体,中心增强至 -40°C ,对流发展最为旺盛;23 时昆明对流降水区

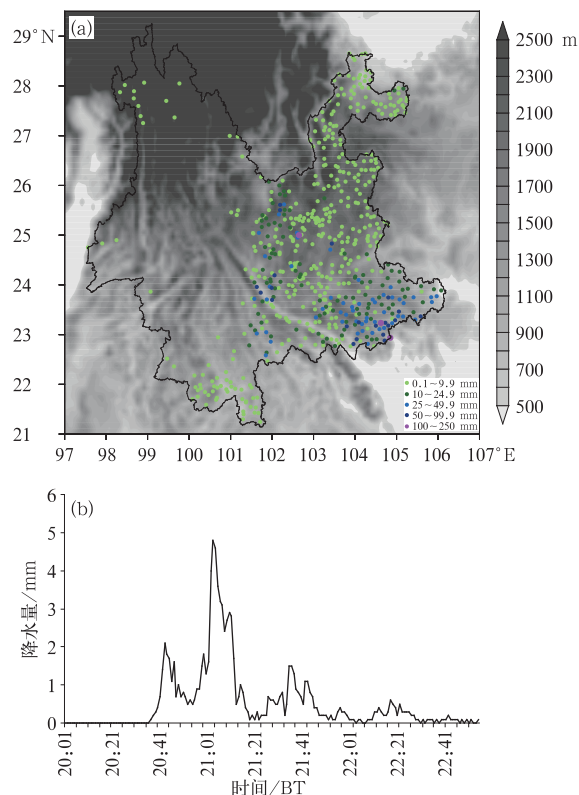


图 1 2012 年 5 月 24 日 08 时至 25 日 08 时
云南区域自动站累计降水量(阴影,
地形高度)(a),昆明自动站
分钟雨量变化曲线(b)

Fig. 1 Accumulated precipitation at Yunnan regional automatic station from 08:00 BT 24 to 08:00 BT 25 May 2012 (shaded area; terrain height) (a), variation of rainfall every minute at Kunming Station (b)

中心强度减弱为 -20°C 。

因此 5 月 24 日出现在昆明城区的大暴雨,虽然有体积小得多的对流单体并入系统,但总体来看系统生消相对较为孤立,强降水主要来自昆明上空对流单体本体,范围不足 20 km,小时雨强大,持续时间短,是一次 γ 中尺度对流性短时强降水天气过程。

2 大尺度环流背景

一般认为,暴雨是各种尺度系统相互作用的结果,有利的天气尺度环流是产生暴雨的背景条件。那么在这次低纬高原局地大暴雨中,高低空系统配置如何? 以下进行分析。

黄蕾等(2013)的研究表明,南亚高压初次形成闭合中心且位于中南半岛的时间为 5 月第 1 候,上

青藏高原的平均时间是6月第1候,退出亚洲大陆的时间为11月第2候。南亚高压上高原的路径分为东路、中路和西路,并且无论是从中南半岛上高原或从高原撤退均经过云南,对这一地区雨季起讫的作用是十分显著的(秦剑等,1997)。图2是200 hPa高度场、流场和辐散区分布,24日08时(图2a)云南被1248 dagpm线南亚高压所控制,中心位于滇西南,昆明高层为辐合区。14时,南亚高压强度增强为1252 dagpm,昆明高层仍然维持辐合(图略)。20时(图2b),高压中心东移约1.5个纬度,滇中处于反气旋环流中心右侧的分流区中,昆明高层转为 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散区,高层抽吸作用增强,利于低层对流发展而产生强降水。25日02时(图略),高压环流中心减弱南移且几近消失,昆明上空为偏西

气流的辐合区,不利于低层对流发展。总体来看,云南上空南亚高压环流中心位置调整迅速,昆明对流层高层辐散维持时间短,不利于强降水长时间持续。

从24日08时(图3a)和14时(图略)500 hPa高度场和风场可见,副高584 dagpm西脊点在 107°E 附近,云南大部受副高西侧偏南气流和高原南侧偏西气流控制,在孟加拉湾附近有一南支槽向东移动。24日20时(图3b)环流明显调整,随着南亚高压东移,副高与其相向而行,584 dagpm线西脊点向西推进到 104°E 滇东南附近;南支槽移至低纬高原后,槽前偏南气流与副高西侧西南气流汇合,在滇东南建立南北向低槽区,槽后西北气流控制滇西至滇中。从昆明高低层风场来看,700 hPa为东南风(图4c),500 hPa为西北风,200 hPa为西风,即700~500 hPa

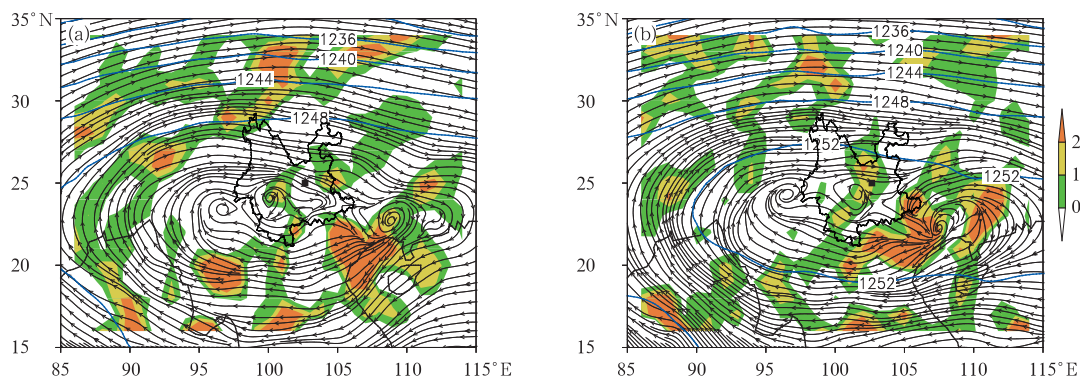


图2 2012年5月24日08时(a)和20时(b)200 hPa高度场(蓝线,单位:dagpm)、流场(黑线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和辐散区(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})
(■:昆明站点位置)

Fig. 2 The 200 hPa height field (blue line, unit: dagpm), stream field (black stream line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence area (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 08:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 24 May 2012
(■: Kunming Station)

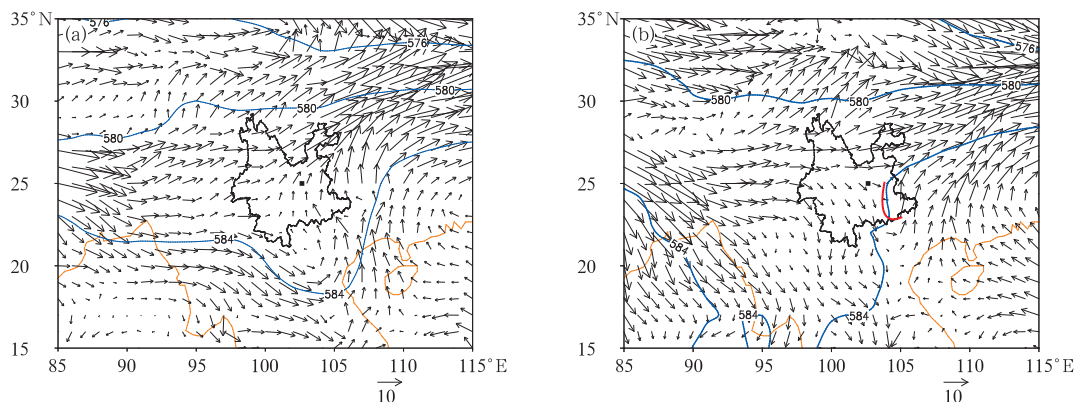


图3 同图2,但为500 hPa高度场(蓝线,单位:dagpm)和风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for 500 hPa height field (blue line, unit: dagpm), and wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

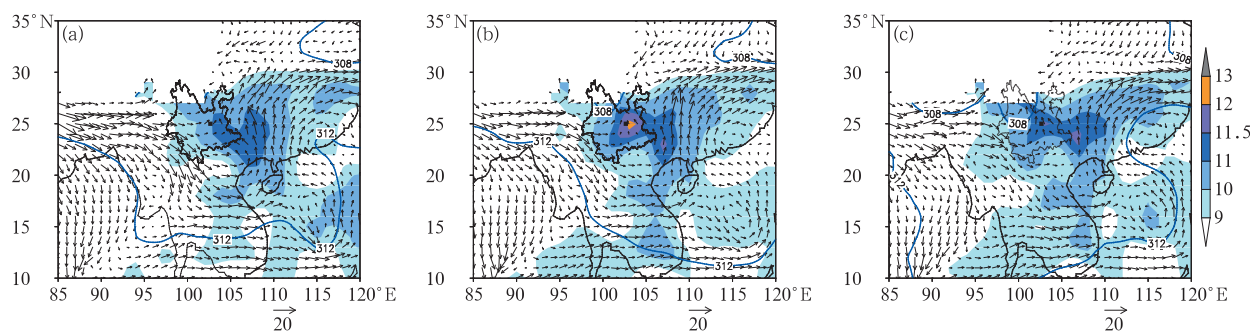


图 4 2012 年 5 月 24 日 08 时(a), 14 时(b)和 20 时(c)700 hPa 高度场(蓝线, 单位: dagpm)、
风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和比湿(阴影区, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(■: 昆明站点位置)

Fig. 4 The 700 hPa height field (blue line, unit: dagpm), wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and specific humidity (shaded area, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 08:00 BT (a), 14:00 BT (b), 20:00 BT (c) 24 May 2012

(■: Kunming Station)

风随高度顺转有暖平流, 而 500~200 hPa 风随高度逆转有冷平流, 上干冷、下暖湿的不稳定层结有利于昆明对流大暴雨产生。25 日 02 时(图略), 与副高相伴的 584 dagpm 线东退, 昆明再次转为偏南风, 强降水结束。由上述分析可知, 受南支槽影响, 500 hPa 昆明转为西北风遭冷空气侵入, 700 hPa 以下层盛行偏南风是对流性强降水产生的最根本条件。

700 hPa 高度场、风场和比湿场如图 4 所示, 24 日 08 时(图 4a)高原南侧偏西气流在滇西分为两支, 一支西风流向滇中, 另一支在滇西南变成西北风经中南半岛北侧和南海西北部转向偏北方向流动, 在滇东南变为东南气流, 与流经滇中的偏西气流在滇东汇合, 致使滇东比湿达 $11 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。14 时(图 4b), 孟加拉湾北侧的 312 dagpm 线北抬, 滇西北 308 dagpm 线南压, 两者之间的梯度增强, 促使从滇西流入滇中的西风风速加大, 水汽输送增强, 滇中大部比湿增加到 $11 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 特别是昆明附近出现 $11.5 \sim 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 高比湿中心, 表明昆明中低层显著增湿, 有利于不稳定层结发展。20 时(图 4c), 312 dagpm 线明显南落到孟加拉湾, 与 308 dagpm 线之间的梯度减小, 与 14 时相比, 滇中至滇东 $11 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高比湿区域有所缩小, 昆明附近比湿也略有下降, 但仍维持在 $11 \sim 11.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 高湿区同暴雨区一致。可见昆明中低层局地水汽在短时间内迅速汇集, 对局地暴雨中尺度系统的产生发展起着重要作用的水汽源于北部湾和南海北部。由北部湾向北输送的水汽主体 25 日 02 时之后位于华南一带, 而向滇中输送的水汽持续时间较短, 故此昆明强降水时间也较短。

在海平面气压场上(图 5a), 24 日 20 时滇中处在冷高压西南边缘, 滇中以东地区有 1~2 hPa 的正变压, 在偏东风引导下, 从贵州回流的浅薄冷空气影响昆明。秦剑等(1997)的统计分析表明, 昆明准静止锋后通常吹东北风或偏东风, 锋前吹偏南风。从地面流场逐小时演变可以进一步看到, 24 日 19 时(图 5b)锋面尚未过昆明; 24 日 20 时(图 5c)锋面压过昆明, 强降水开始(图 1b), 说明近地层浅薄冷空气在局地强降水过程中的作用不能忽视。

综上所述, 5 月 24 日昆明 γ 中尺度大暴雨是在高低空系统最佳配置下产生的。分钟雨量演变表明, 强降水 20:38 才开始(图 1b), 仅仅对大尺度环流背景有利, 并不足以产生昆明局地大暴雨。以下结合 WRFV3.4.1 高分辨率中尺度数值模拟资料与昆明 C 波段多普勒雷达探测资料对 γ 中尺度对流系统的演变进行讨论。

3 中尺度天气系统分析

暴雨是各种尺度天气系统相互作用的产物, 为了进一步探讨短时大暴雨的成因, 以下对 γ 中尺度对流系统发展的环境条件及触发成因进行讨论。

3.1 中尺度系统发展的环境条件

中尺度对流系统的发展由环境场热动力、水汽条件所决定。从昆明探空可以看到, 24 日 08 时(图 6a)从地面到 700 hPa 有浅薄湿层, 700 hPa 以上为显著干层, 700~400 hPa 风随高度顺转有暖平流, 垂直风切变很弱, 而 400~300 hPa 有冷平流。

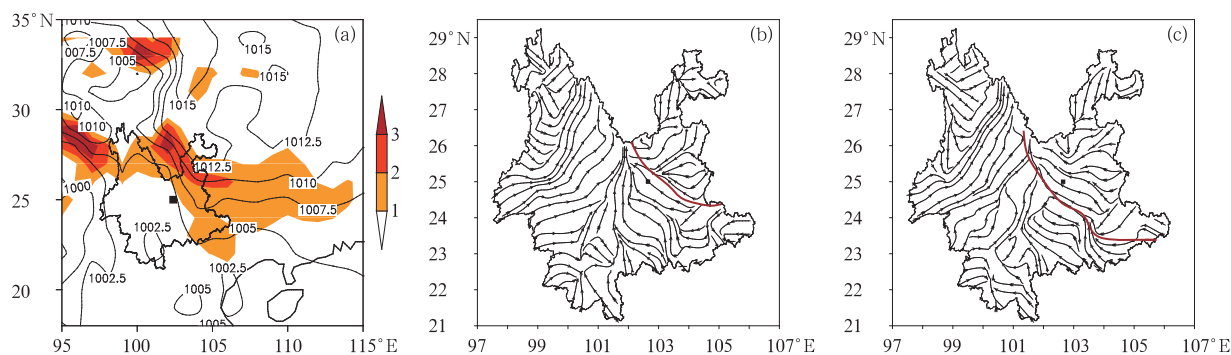


图5 2012年5月24日(a)20时海平面气压场(单位:hPa)和变压场(阴影,单位:hPa),
(b)19时和(c)20时逐小时地面流场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(■:昆明站点位置)

Fig. 5 Sea level pressure field (unit: hPa) and allobaric field (shaded area, unit: hPa) at 20:00 BT (a),
hourly surface stream (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 19:00 BT (b) and 20:00 BT (c) 24 May 2012

(■: Kunming Station)

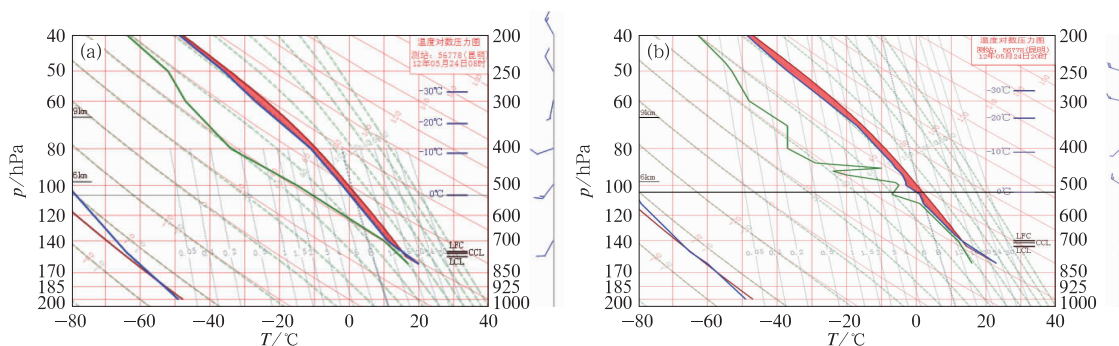


图6 2012年5月24日08时(a)和20时(b)昆明站探空

Fig. 6 The sounding plot of Kunming Station at 08:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 24 May 2012

24日20时(图6b),700 hPa风向由西南转为东南,且风速由 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增至 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,700~550 hPa附近转为显著湿层,与08时相比湿层增厚,而08时在400~300 hPa高度上的冷平流此时下降至500~400 hPa附近,上干冷、下暖湿层结造成了强烈位势不稳定,另外CAPE变化不大,为 $842.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,700~500 hPa附近垂直风切变增大为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,有利于对流性降水发展。

由于探空资料时间分辨率不足,图7给出24日08时至25日02时逐6h昆明上空假相当位温(θ_{se})随高度变化曲线,在图中可看出,500 hPa以上的 θ_{se} 随高度迅速增加($\delta\theta_{se}/\delta z > 0$),为对流性稳定层结。08时和14时,750~500 hPa的 θ_{se} 随高度减小($\delta\theta_{se}/\delta z < 0$),呈现对流性不稳定层结,但地面至750 hPa的 θ_{se} 随高度增大,表明低层是稳定的。到了24日20时,低层的 θ_{se} 由08时的343.5 K增加到353.2 K,空气变得更为暖湿,从地面到500 hPa的

θ_{se} 均随高度减小,呈显著的对流性不稳定层结;25日02时,由于对流降水潜热释放,对流层中低层明显加热,700~650 hPa出现中性层结,对流层低层

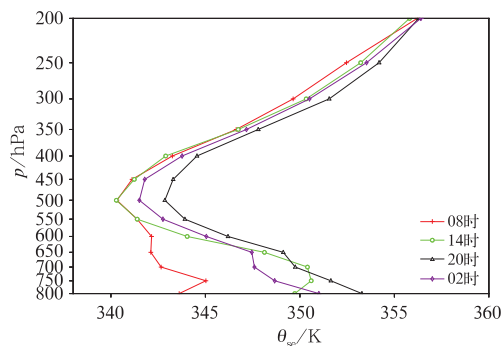


图7 2012年5月24日08时至25日02时
昆明站假相当位温随高度变化曲线

Fig. 7 Vertical distribution of pseudo-equivalent potential temperature (θ_{se}) at Kunming Station from 08:00 BT 24 to 02:00 BT 25 May 2012

的不稳定层结减弱。另外,结合 24 日 20 时昆明探空(图 6b),自由对流高度很低(701.2 hPa),而能量平衡高度很高(171.2 hPa)。这些特点说明,本地对流不稳定很容易被触发,而且有利于对流发展到相当高度。

3.2 中尺度对流系统的触发

由于昆明大暴雨持续时间很短且局地性强,利用细网格中尺度 WRF 模式 (Skamarock et al, 2008)(V3.4.1),对此次大暴雨期间中尺度对流系统的发展进行模拟分析。采用 NCEP/GFS 预报场作为模式初始场和边界条件,水平分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,间隔 3 h 一次,模式起报时间为 5 月 24 日 08 时。模拟采用双向两重嵌套,最外重的区域中心点位于 26°N 、 99°E ,两重区域格距分别为 27 km、9 km,点数分别为 238×190 、 220×220 ,第一重区域范围 $0.63469^{\circ} \sim 50.2563^{\circ}\text{N}$ 、 $56.4922^{\circ} \sim 141.384^{\circ}\text{E}$,第二重区域范围 $16.2587^{\circ} \sim 35.1911^{\circ}\text{N}$ 、 $92.4822^{\circ} \sim 114.901^{\circ}\text{E}$ 。垂直方向 35 层,模式地形数据第一重为 $10' \times 10'$,相当于 18.5 km,第二重为 $2' \times 2'$,相当于 3.7 km。第一重区域主要采用的物理过程参数化方案包括 Morrison 微物理方案、RRTM 长波辐射方案、Duhia 短波辐射方案、Monin-Obukhov 地面方案、thermal diffusion 陆面方案、YSU 边界层方案,积云参数化方案为 Betts Miller Janjic 方案;第

二重区域除不进行积云参数化外,其他物理过程参数化方案与第一重区域相同。两重区域模拟的积分步长分别为 150、50 s。以下分析结果为模式计算第二重区域的结果,模拟时效为 24 h,逐小时输出。

图 8a 是模拟的 24 日 08 时至 25 日 08 时 24 h 降雨量,大暴雨中心(25.148°N 、 103.081°E)与实况(25.0°N 、 102.65°E)(图 1a)相比略偏东,24 h 降水量(95 mm)接近实况降水量(100.8 mm)。从大暴雨中心逐时雨量模拟(图 8b)来看,强降水开始于 24 日 16 时,此后逐渐增强,19 时迅速增强为 28 mm,20 时达到峰值(32 mm),21 时回落为 14 mm,模拟降水峰值比实况峰值(64.4 mm)偏小,但峰值前后 1 h 降水量的变化与实况(图 1b)大体一致,峰值出现时间比实况提前 2 h,作为局地大暴雨的模拟结果,总体上还较理想。另外,模式对大暴雨发生前后天气系统的模拟也比较成功(图略)。因此,利用模拟结果进一步对局地大暴雨的 γ 中尺度对流扰动进行较深入的分析。

沿暴雨中心制作降水峰值出现前(图 9a)和出现时(图 9b)模拟的纬向风及纬向风辐合场垂直剖面清楚可见,降水峰值出现时,暴雨中心西侧 600~300 hPa 高度上强度为 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西风与峰值出现前相比明显向暴雨中心推进,与此同时暴雨中心低层东风增强,加剧了暖湿空气在冷空气上的爬升,暴雨中心 300 hPa 以下均为纬向风辐合,且与前期相

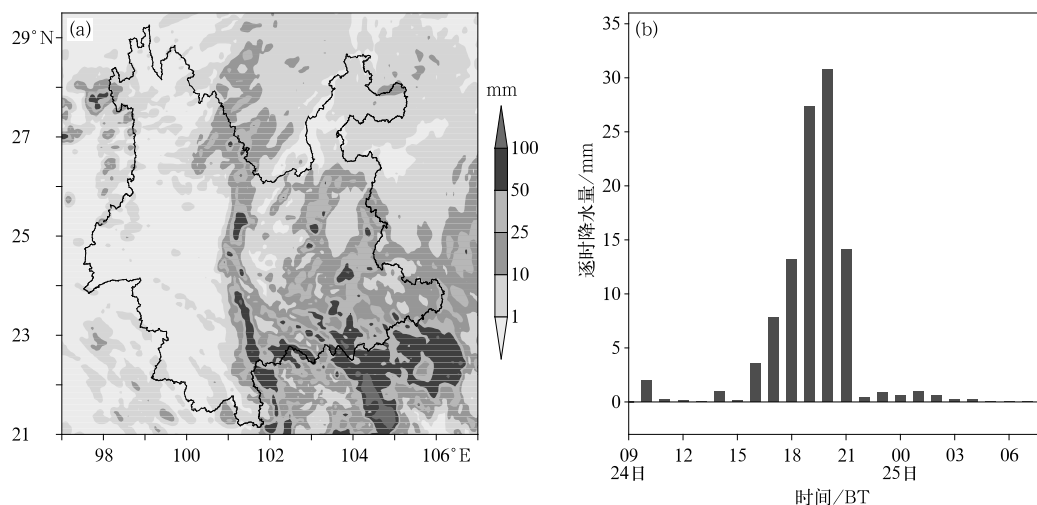


图 8 2012 年 5 月 24 日 08 时至 25 日 08 时(a)24 h 模拟降水分布和 (b)大暴雨中心的逐时降水量

Fig. 8 Distribution of simulated rainfall for 24 hours from 08:00 BT 24 to 08:00 BT 25 May 2012 (a), and the hourly rainfall during this period at heavy rainstorm center (b)

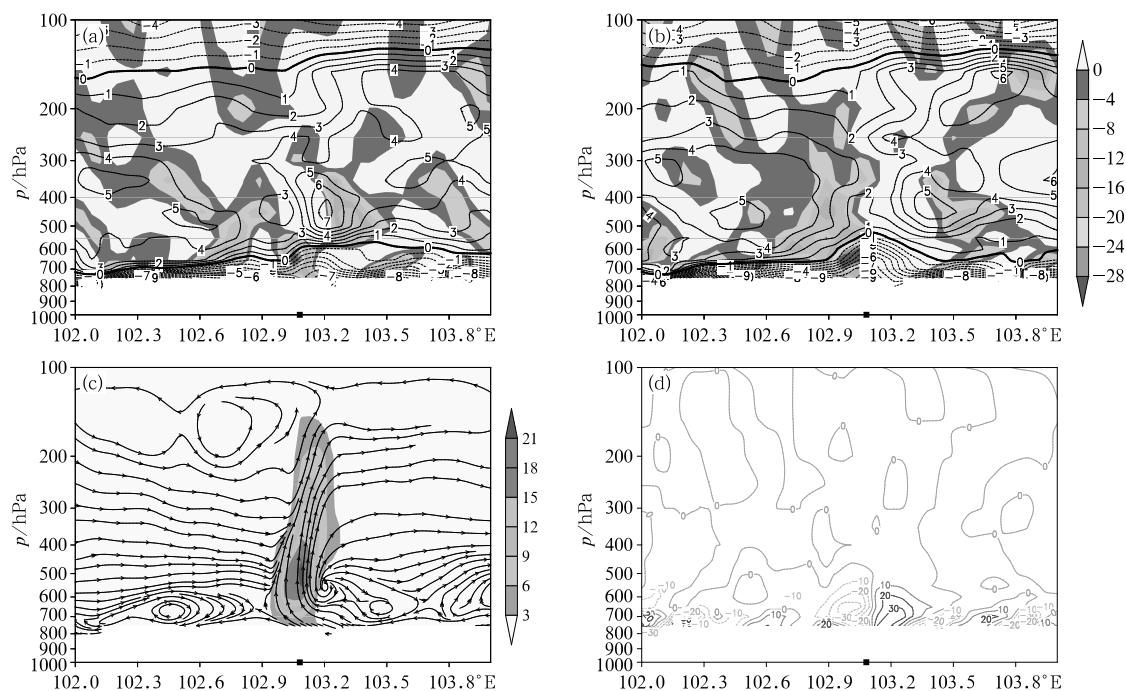


图9 2012年5月24日08时模拟的(a,b)沿暴雨中心25.148°N纬向风(虚线:东风, 实线:西风,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及纬向风辐合场(阴影,单位: 10^{-5}s^{-1}), (c)垂直流场(箭头)及垂直速度(阴影,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (d)纬向水汽通量辐合(单位: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)经度-高度演变 (a)18时,(b,c,d)19时 (■:暴雨中心位置)

Fig. 9 The zonal vertical cross-section for the simulated zonal wind (dashed line; easterly, solid line; westerly, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and zonal wind convergence (shaded area, unit: 10^{-5}s^{-1}) (a, b), vertical stream (arrow) and vertical velocity (shaded area, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (c), and zonal moisture flux divergence (unit: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$) (d) along heavy rainstorm center 25.148°N on 24 May 2012 (a) 18:00 BT, (b, c, d) 19:00 BT (■: heavy rainstorm center)

比明显增强,辐合中心位于700~600 hPa附近,强度为 $-28 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$,低层辐合加强,促进了上升气流的发展,150 hPa以下均为上升气流控制,中心位于650~550 hPa附近,强度为 $21 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图9c),暴雨中心近地面的水汽通量辐合达 $-20 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ (图9d)。

经向上,降水峰值出现时,暴雨中心及其南侧400 hPa以下南风与前期相比明显增强,500 hPa以下为南风风速辐合,中心位于600 hPa附近,强度为 $-28 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (图10a, 10b),上升气流加强,中心强度为 $21 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图10c),暴雨中心低层局地水汽辐合增强,中心强度为 $-30 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ (图10d),强于纬向水汽辐合(图9d)。

综上所述,冷暖空气的增强有助于暴雨中心局

地对流的发展,而南风在不同高度上的脉动对降水峰值的出现起着更为重要的作用。

3.3 地形作用

此外,云南地处低纬高原,属青藏高原南延部分,山地面积约占全省总面积的90%左右,局地强降水往往受到地形作用。2012年5月昆明布设的自动站仅观测温度和降水,图11给出地形分布下国家站地面风演变,可以看到昆明主城区地势相对较低,测站西北侧有棋盘山、长虫山等山脉分布,24日20时昆明为东北风,与太华山东南风之间形成辐合(图11a),有利于局地强降水的发生;21时太华山东南风强度不变,昆明东北风增强(图11b),辐合增强,降水增强;22时昆明转为东南风,太华山转为偏

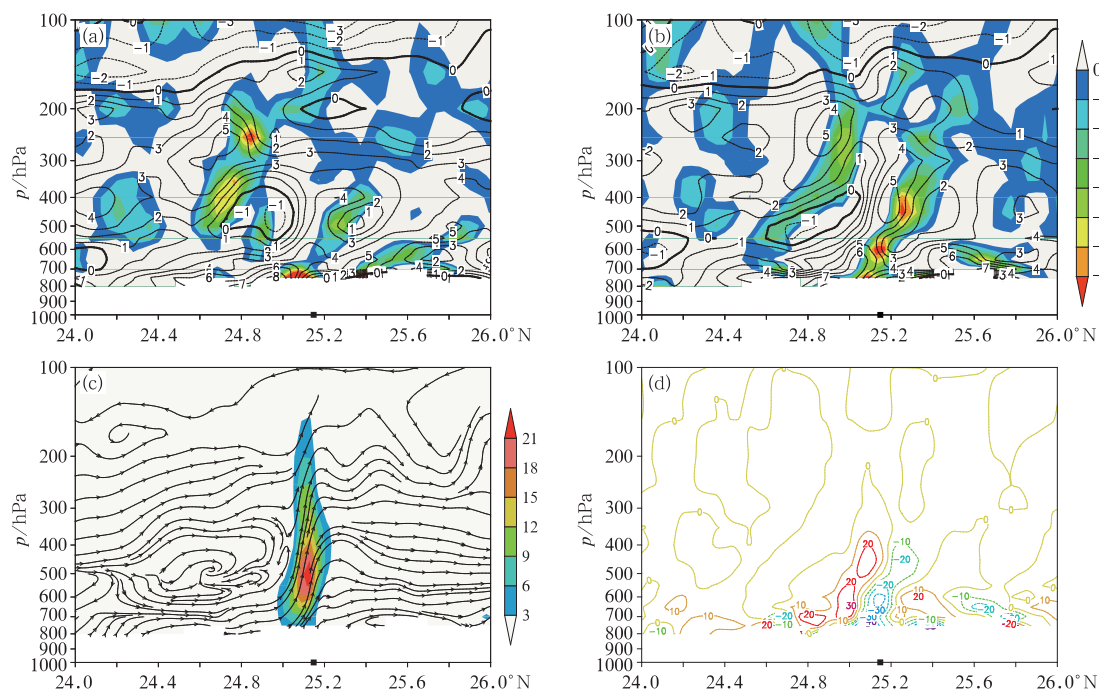


图 10 2012 年 5 月 24 日 08 时模拟的 (a, b) 沿暴雨中心 103.081°E 经向风(虚线:北风,实线:南风,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及经向风辐合场(阴影,单位: 10^{-5}s^{-1}), (c) 垂直流场(箭头)及垂直速度(阴影,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (d) 经向水汽通量辐合(单位: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$) 纬度-高度演变
(a) 18 时, (b, c, d) 19 时
(■: 暴雨中心位置)

Fig. 10 The meridional vertical-cross section for simulated meridional wind (dashed line: northerly, solid line: southerly, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and meridional wind convergence (shaded area, unit: 10^{-5}s^{-1}) (a, b), vertical stream (arrow) and vertical velocity (shaded area, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (c), and meridional moisture flux convergence (unit: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1} \text{cm}^{-2}$) (d) along heavy rainstorm center 103.081°E on 24 May 2012

(a) 18:00 BT, (b, c, d) 19:00 BT

(■: heavy rainstorm center)

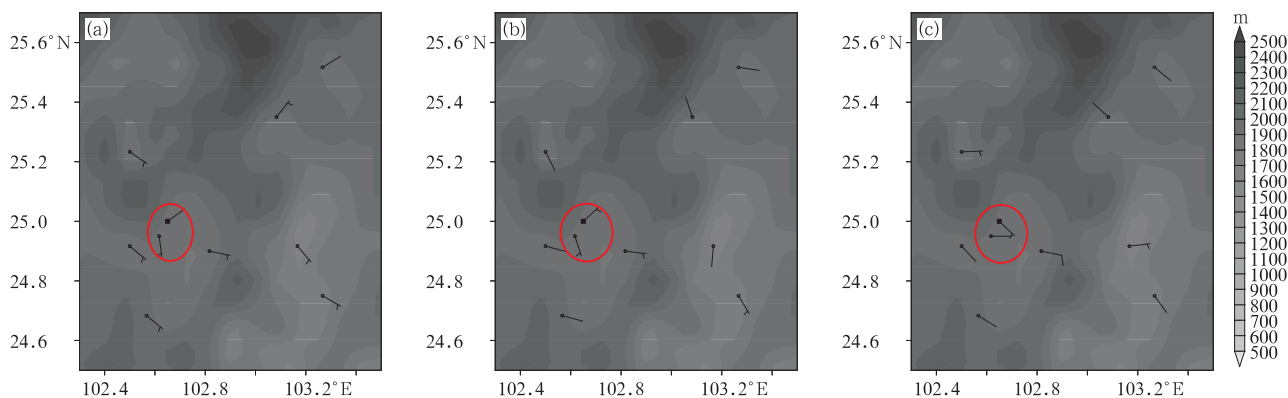


图 11 2012 年 5 月 24 日 20 时 (a), 21 时 (b) 和 22 时 (c) 昆明国家站地面风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(阴影, 地形高度, ■: 昆明站点位置)

Fig. 11 Surface wind at Kunming National Station at 20:00 BT (a), 21:00 BT (b) and 22:00 BT (c) 24 May 2012 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(shaded: terrain height, ■: Kunming Station)

东风(图 11c),辐合减弱,降水减弱。

那么在地形作用下,地形强迫的垂直速度有多大?地形强迫垂直运动 w_f 的计算公式为 $w_f = \mathbf{V}_s \cdot \nabla h$,其中 $\mathbf{V}_s$ 是地表风速矢量, h 是地形高度。参考 Wu et al(2002)做法,将 $\mathbf{V}_s$ 取为 $\sigma=0.995$ 的风矢量来计算 w_f 。24 日 08 时至 25 日 02 时纬向风沿 25.0°N、经向风沿 102.65°E 地形强迫垂直速度随经度、纬度的变化(图 12)可见,大暴雨过程中,昆明地形对纬向气流强迫垂直速度为负,而对南风气流的强迫在 24 日 08、14、20 时分别为 0.5、1.0、0.4 m·s⁻¹,说明大暴雨中地形对南风的强迫抬升作用也是显著的。

3.4 γ 中尺度对流系统演变特征

从分钟雨量演变(图 1b)来看,20:38—23:00 雨

强变化分为初始、增强、回落、衰减 4 个阶段,以上讨论尚未能揭示这一演变成因,以下结合昆明 C 波段多普勒雷达探测资料对此进行讨论。

徐八林等(2010)的研究表明,低纬高原在弱外强迫下出现的 γ 中尺度暴雨,回波单体合并可能是触发与维持机制之一,一个单体在原地发展,另一单体移来与之合并,而原地发展的单体体积远小于移来的单体体积。此次昆明局地大暴雨是在较强外强迫背景下、由 γ 中尺度对流系统活动所造成的,且外来的对流单体变化与上述研究结果差异较大。由强降水时段昆明风廓线雷达监测的边界层风场(图 13)及其 1.5°仰角基本反射率因子(图 14)可见,24 日 20:00—20:30 昆明 2700~3000 m 为偏东风,强度在 2~6 m·s⁻¹,由于昆明地处云贵高原,冷空气由贵州回流侵入滇东后会很快变性减弱,到了昆

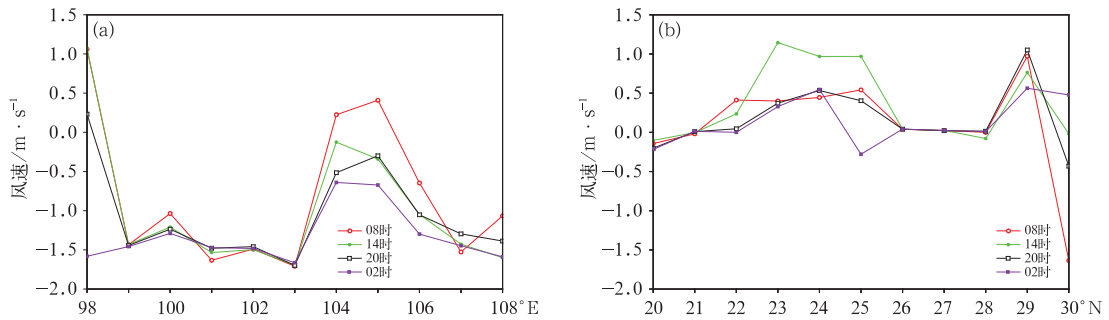


图 12 2012 年 5 月 24 日 08 时至 25 日 02 时纬向风沿 25.0°N(a)和经向风沿 102.65°E(b)地形强迫垂直速度随经度、纬度的变化

Fig. 12 Variation of vertical velocity by topographic forcing with longitude along 25°N (a), with latitude along 102.65°E (b) from 08:00 BT 24 to 02:00 BT 25 May 2012

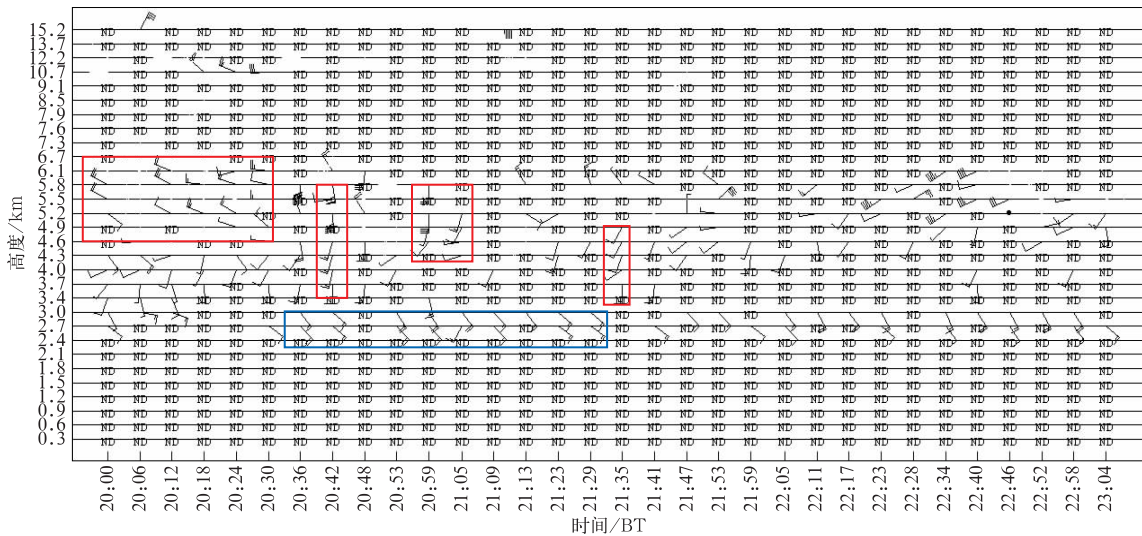


图 13 2012 年 5 月 24 日 20—23 时昆明风廓线雷达不同高度风场

Fig. 13 Evolution of wind profile at Kunming Station from 20:00 BT to 23:00 BT 24 May 2012

明往往表现为偏东风,因此有冷空气影响昆明,但比较浅薄;20:36—21:29 昆明近地面(2700~3000 m)偏东风增强,维持在 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,对照分钟雨强变化,20:36 降水开始(图 1b),说明昆明地面浅薄冷空气增强,有利于激发对流。此外,20:00 昆明中层 5500~6100 m 为西北气流,此后西北气流不断向下渗透,20:30 到达 4900 m 附近,此时 4000~4300 m 偏南风由前期的 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增强到 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,低层增暖湿、高层变干冷的层结,利于不稳定层结发展,结合反射率因子来看(图 14a, 14b),伴随着地面偏东风增强,昆明东侧对流回波单体逐渐移向测站,由于

层结不稳定,对流单体在其移动前方发展,前侧反射率因子梯度较强,20:36 昆明反射率因子强度为 15 dBz (图 14b),降水开始(图 1b)。

再者值得注意的是,20:36—21:29 昆明近地面偏东风均维持在 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,强度没有明显变化,但这期间降水却分别于 20:44、21:05 出现峰值 2.1、4.8 mm,是什么因素作用? 从风廓线可见,20:36 在 3700~4600 m 为偏南风,风速在 $4\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,20:42 偏南风垂直厚度增加至 5800 m,且风速增强到 $6\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,湿层增厚、垂直风切变增大,有利于对流进一步增强,20:42 昆明回波强度 20 dBz,其

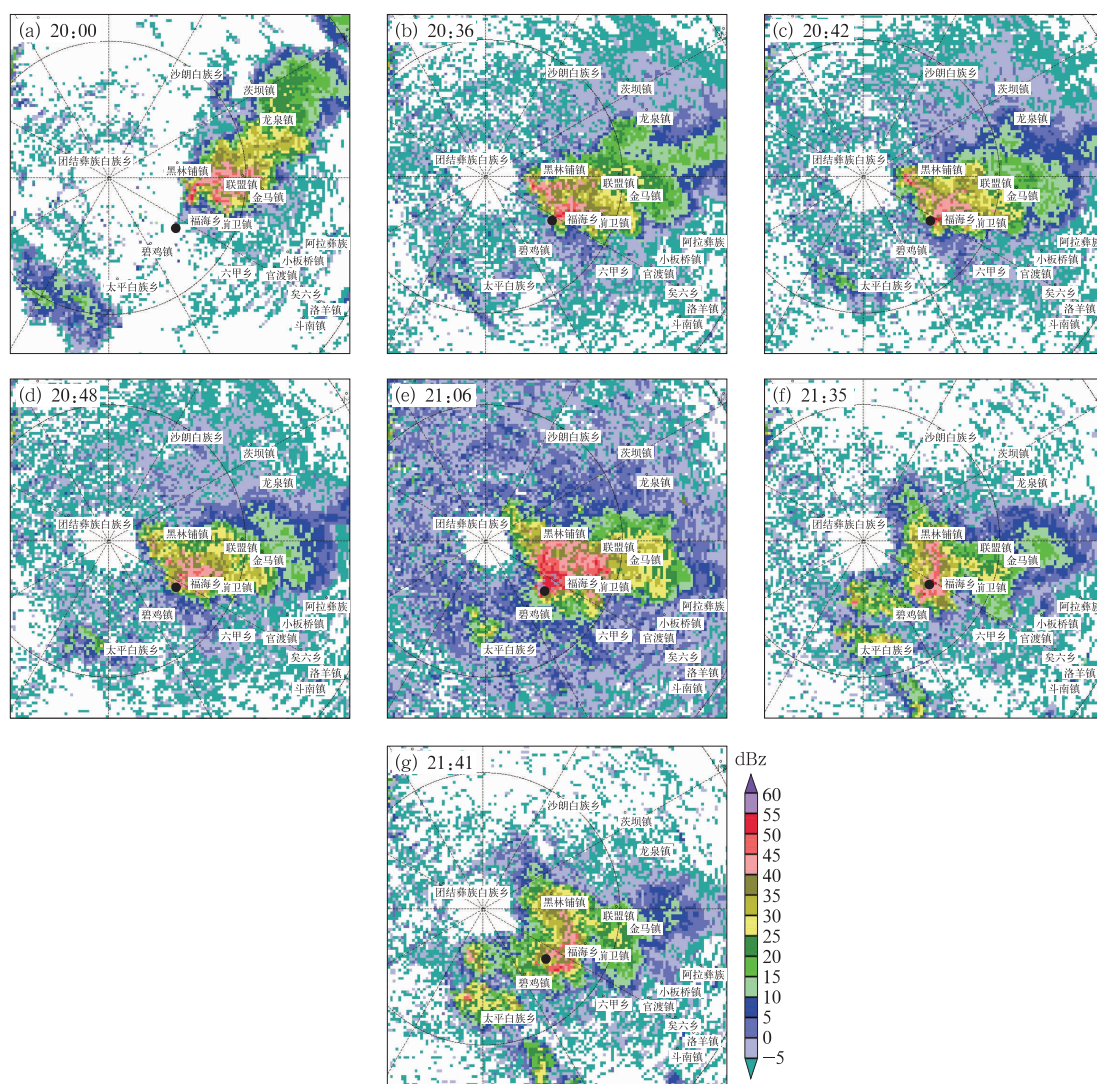


图 14 2012 年 5 月 24 日不同时刻昆明多普勒雷达 1.5° 仰角反射率因子
(●:昆明站点位置)

Fig. 14 Reflectivity at 1.5° elevation of Kunming Doppler Radar at difference times of 24 May 2012
(●: Kunming Station)

东侧回波强度达 55 dBz(图 14c), 随着它的西移, 20:44 降水达到第一次峰值(2.1 mm), 20:48 对流层中低层偏南风厚度减小, 且风速减弱至 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 昆明回波强度减弱至 30 dBz(图 14d), 降水回落; 20:59 在 4600~5800 m 的偏南风与 20:48—20:53 相比再次增强, 特别是 5200 m 高度上南风风速达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 湿层增厚、垂直风切变增强, 21:05 在 4300~4900 m 高度上风速维持在 $4 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 21:06 昆明回波强度 60 dBz(图 14e), 降水第二次达到峰值(4.8 mm), 且峰值大于第一次。此后 21:13—21:29 对流层中低层偏南风速度减小且厚度降低, 降水再次回落。因此昆明中低层两次偏南风脉动, 南风风速增加且湿层增厚, 加之垂直风切变增强, 对流单体强度增强, 是测站两次出现降水峰值的主要原因, 但是由于持续时间不长, 强降水为短历时。

21:35 在 3700~4900 m 偏南风再次增强到 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 且厚度增加, 但与前两次峰值相比偏南风所在层次厚度和风速均偏小; 而 20:00 太平白族乡西南侧的对流单体(图 14a)在对流层低层西南风(图 4c)的引导下东北移发展, 21:35 移至碧鸡镇附近(图 14f), 21:35—21:41 并入测站上空对流单体, 强度 45 dBz(图 14g), 降水于 21:38 第三次达到峰值(1.5 mm), 并且 21:35 以后昆明近地面偏东风与前期相比减弱, 在 $4 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 即近地面浅薄冷空

气减弱。因此第三次降水峰值的出现主要是偏南风脉动与回波单体合并的共同作用, 但是由于并入单体比原地发展单体体积小很多, 降水峰值小于前两次。此后对流层中低层偏南风速度减小且厚度降低, 降水逐渐减弱。

此外从反射率因子垂直剖面(图 15)可见, 昆明对流降水回波属于热带降水型, 其 45 dBz 以上强回波都位于 3 km 以下高度, 质心低, 低层最强回波达 70 dBz; 此时 0°C 层高度为 5.3 km(图 6b), 降水属于暖云性质。

4 结 论

利用诊断与数值模拟相结合的方法, 分析了 2012 年 5 月 24 日晚昆明局地大暴雨的环境场以及 γ 中尺度对流系统的特征, 得到以下主要结论:

(1) 2012 年 5 月 24 日晚, 昆明出现 γ 中尺度对流性短时强降水。24 h 累计降水量为 100.8 mm, 单日降雨量排在 1951 年以来 5 月降雨量第二位, 强降水分为初始、加强、回落和衰减四个阶段, 分钟最大雨量为 4.8 mm, 小时最大雨量为 64.4 mm。

(2) 此次大暴雨是在高低空系统最佳配置下产生的, 南亚高压中心东移, 昆明高层转为辐散场; 南支槽东移致使高原南侧到滇中转为西北气流; 副高西行, 其西侧西南气流与中低层东南气流得以在昆

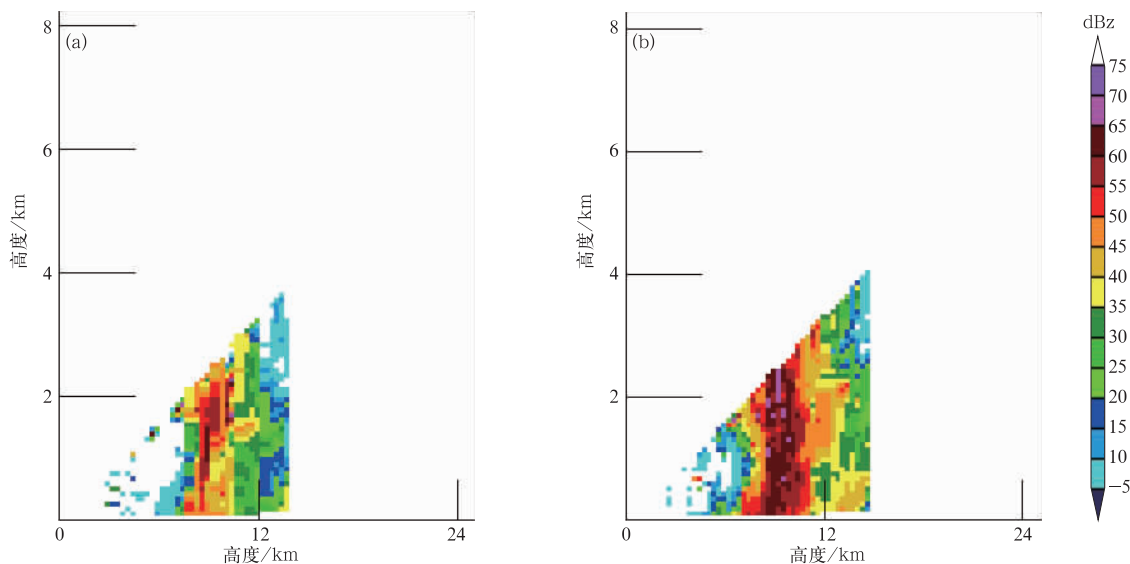


图 15 2012 年 5 月 24 日(a)21:05 和(b)21:11 昆明多普勒雷达反射率因子垂直剖面

Fig. 15 Reflectivity vertical profile of Kunming Doppler Radar at 21:05 BT (a) and 21:11 BT (b) 24 May 2012

明汇集并形成高湿区;高层干冷、低层暖湿建立不稳定层结;在近地层浅薄冷空气的激发作用下对流性暴雨发生发展。北部湾和南海是暴雨的主要水汽源。

(3) 降水峰值出现时,低层增暖湿,地面到 500 hPa 呈显著的对流性不稳定层结,700 ~ 500 hPa 垂直风切变达 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。纬向结构上,暴雨中心低层东风增强,300 hPa 以下纬向风辐合,近地面水汽通量辐合中心强度为 $-20 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$;经向上,暴雨中心 500 hPa 以下南风风速辐合,低层水汽通量辐合中心强度为 $-30 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$,强于纬向水汽通量辐合。此外,大暴雨中地形对南风的强迫也是显著的,抬升速度在 $0.4 \sim 1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(4) 在强降水初始阶段,昆明近地层浅薄冷空气加强,其东侧对流单体移向昆明层结不稳定区时,回波在前侧发展;强降水开始,偏南风脉动使局地湿层增厚、垂直风切变增大,对流单体两度加强对应两次降水峰值,而第三次降水峰值则主要是弱偏南风脉动和对流单体合并而造成,基于并入单体比原地发展单体弱得多,降水主要是由原地单体所造成,降水峰值小于前两次。对流降水回波属于暖云性质的热带低质心降水回波。

参考文献

- 陈贵川,湛芸,张勇,等,2013.“12.7.21”西南涡极端强降雨的成因分析[J]. 气象,39(12):1529-1541.
- 董海萍,赵思雄,曾庆存,2005.我国低纬高原地区初夏强降水天气研究 I. 2001 年 5 月印缅槽维持期间云南暴雨及其中尺度特征[J]. 气候与环境研究,10(3):443-459.
- 董海萍,赵思雄,曾庆存,2011.2004 年初夏一次云南暴雨过程的中尺度系统及其水汽特征分析研究[J]. 热带气象学报,27(5):657-668.
- 段旭,张秀年,许美玲,2004.云南及其周边地区中尺度对流系统时空分布特征[J]. 气象学报,62(2):243-250.
- 郭荣芬,鲁亚斌,李燕,等,2005.“伊布都”台风影响云南的暴雨过程分析[J]. 高原气象,24(5):784-791.
- 郭荣芬,肖子牛,鲁亚斌,2013.登陆热带气旋引发云南强降水的环境场特征[J]. 气象,39(4):418-426.
- 何华,孙绩华,2003.云南冷锋切变大暴雨过程的环流及水汽输送特征[J]. 气象,29(4):48-52.
- 何华,孙绩华,2004.高低空急流在云南大范围暴雨过程中的作用及共同特征[J]. 高原气象,23(5):629-634.
- 黄蕾,毛文书,高楷祥,等,2013.南亚高压多年平均变化特征[J]. 成都信息工程学院学报,28(2):155-161.
- 金少华,周泓,李桂华,2014.滇缅脊前一次弱对流形成的局地大暴雨过程分析[J]. 暴雨灾害,33(1):26-33.
- 鲁亚斌,李华宏,闵颖,等,2018.一次云南强对流暴雨的中尺度特征分析[J]. 气象,44(5):645-654.
- 秦剑,琚建华,解明恩,等,1997.低纬高原天气气候[M].北京:气象出版社:64-80.
- 徐八林,刘黎平,王改利,等,2010.低纬高原中- γ 尺度微单体暴雨两个例的观测分析[J]. 高原气象,29(3):778-785.
- 许美玲,段旭,杞明辉,等,2011.云南省天气预报员手册[M].北京:气象出版社:100-152.
- 许美玲,段旭,施晓辉,等,2003.突发性暴雨的中尺度对流复合体环境条件的个例分析[J]. 气象科学,23(1):84-91.
- 许美玲,段旭,张秀年,2006.孟加拉湾风暴暴雨的能量分析[J]. 成都信息工程学院学报,21(2):277-282.
- 许美玲,尹丽云,金少华,等,2013.云南突发性特大暴雨过程成因分析[J]. 高原气象,32(4):1062-1073.
- 张腾飞,马联翔,鲁亚斌,等,2006.“20030816”云南暴雨过程的中尺度分析[J]. 云南大学学报(自然科学版),28(2):136-143.
- 张秀年,段旭,2005.低纬高原西南涡暴雨分析[J]. 高原气象,24(6):941-947.
- 朱莉,张腾飞,尹丽云,等,2013.2010 年云南“6.25”特大暴雨中尺度特征及成因的数值模拟分析[J]. 云南大学学报(自然科学版),35(S1):172-182.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al, 2008. A description of the advanced research WRF version 3 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-475 + STR. Boulder: National Center for Atmospheric Research.
- Wu C C, Yen T H, Kuo Y H, et al, 2002. Rainfall simulation associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: the topographic effect[J]. Wea Forecasting, 17(5):1001-1015.