

地形作用下低空急流的演变与强降水对流 风暴系统的相互作用*

黄小彦^{1,2} 孙继松¹ 刘文婷²

HUANG Xiaoyan^{1,2} SUN Jisong¹ LIU Wenting²

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

2. 武汉中心气象台, 武汉, 430074

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074, China*

2019-11-15 收稿, 2020-02-25 改回.

黄小彦, 孙继松, 刘文婷. 2020. 地形作用下低空急流的演变与强降水对流风暴系统的相互作用. 气象学报, 78(4): 551-567

Huang Xiaoyan, Sun Jisong, Liu Wenting. 2020. The interaction between low-level jet evolution and severe convective rainstorms under topographic effect. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(4):551-567

Abstract Observations of radars, satellite and wind profile radars are combined with data collected at regional automatic weather stations to analyze the initiation, development, structure evolution and propagation characteristics of three mesoscale convective systems (MCSs) occurred in 2016. These systems induced an extremely severe precipitation in eastern Hubei during the Meiyu period. This paper focuses on the trigger, development and maintenance mechanism of the three MCSs and the mesoscale dynamic relationship between them. In particular, the interaction between the low-level jet and the severe convective rainstorms under the topographic effect is discussed. The results are as follows: (1) Different to most of heavy rain bands caused by the Meiyu front, which are distributed along the lower-shear line, the extreme rain bands presented in this study show a slanted n-shape, and the two main rain bands are nearly perpendicular to the lower-shear line. The extremely severe rain is caused by the northwest—southeast oriented MCS on the windward slope of Dabie Mountain, the northwest—southeast oriented MCS in the central and eastern plain area of Hubei province, and the northeast—southwest oriented MCS on the east side of Tongbai—Dahong Mountains. These three MCSs move slowly and have the characteristic of back-propagating. (2) The convective rainstorm associated with the MCS on the windward slope of Dabie Mountain is triggered by topographic forcing during the continuous downward expansion of the lower boundary of the low-level jet. And the cold pool produced by the MCS in Dabie Mountain accelerates down the slope, forming the outflow boundary. The strong convergence produced by the outflow boundary and the environmental airflow leads to the initiation, development and strengthening of the MCSs in the central and eastern plain of Hubei province and the eastern side of Tongbai—Dahong Mountains. (3) The low-level southwesterly jet perpendicular to Dabie Mountain has a strong supporting effect on the convective cold pool, which not only balances the downward force generated by the density airflow of the cold pool, but also further strengthens the intensity of convergence in the mountain area. As a consequence, the heavy rainstorm system on the windward slope of Dabie Mountain maintains and develops over a long time. However, once the convective cold pool on the hillside accumulates to sufficient thickness, or the lower boundary of the low-level jet rises rapidly, the balance is broken. The cold pool dives downhill and advances rapidly in the plain area, resulting in a large-scale thunderstorm gale in central and eastern plain of Hubei province. Meanwhile, the MCS strengthens and organizes gradually along the cold pool frontier, generating the southeast—northwest oriented severe rain bands.

* 资助课题: 国家重点研发计划项目(2018YFC1507200)。

作者简介: 黄小彦, 主要从事强对流天气预报预警研究。E-mail: zxxhxy@sina.com

通信作者: 孙继松, 主要从事强对流天气研究。E-mail: sunjs@cma.gov.cn

Key words Severe rain convective storm, Back-propagating, Low-level jet, Cold pool, Topography

摘要 利用雷达、卫星、风廓线雷达和地面加密区域自动气象站等观测资料,分析了2016年入梅后发生在鄂东地区一次极端强降水事件的中尺度对流系统发生发展过程、结构演变及其传播特征,旨在揭示造成强降水过程中的3个中尺度对流系统(MCS)的触发、发展、维持机理以及它们之间内在的中尺度动力学关系,尤其是地形作用下的低空急流的演变与强降水对流风暴系统相互作用过程。研究表明:(1)与大多数梅雨锋上的强降水带与低空切变线平行分布不同,此次极端强降水雨带呈倾斜的“n”字形,其中两条主雨带近乎与低空切变线垂直;此次极端强降水分别由大别山迎风坡上西北—东南向MCS、湖北中东部平原地区西北—东南向MCS和桐柏—大洪山东侧东北—西南向MCS造成。3个MCS移动缓慢,都具有后向传播的特征。(2)大别山迎风坡上MCS初始雷暴是低空急流下边界不断向下扩展过程中在地形抬升作用下触发的,而湖北中东部平原地区的MCS和桐柏—大洪山东侧MCS的触发、发展、加强都与大别山迎风坡上MCS形成的冷池加速推进形成的出流边界与环境气流形成的强烈辐合抬升作用有关。(3)垂直于大别山的边界层西南急流对山坡上的对流冷池产生的顶托作用不仅平衡了冷池密度流产生的向下作用力,而且进一步强化了山区的辐合抬升强度,使得大别山迎风坡上强降水风暴系统得以长时间维持和发展;当山坡上的对流冷池堆积到足够厚度,或者由于低空急流的下边界迅速抬升时,这种平衡被打破,大范围的冷池俯冲下山并在平原地区快速推进,造成了湖北中东部平原地区大范围的雷暴大风和MCS发展加强,并沿冷池前沿逐步组织化,形成平原地区东南—西北向的强降水带。

关键词 强降水对流风暴, 后向传播, 低空急流, 冷池, 地形

中图法分类号 P458.2

1 引言

中尺度对流系统(MCS)往往是极端强降水的直接制造者(Carbone, et al, 2002; Wang, et al, 2004),其中MCS的组织 and 结构演变、移动以及传播特征是能否形成极端性降水的核心问题(Bluestein, et al, 1985; Houze, et al, 1990; Schiesser, et al, 1995; Parker, et al, 2000; Jirak, et al, 2003; Rigo, et al, 2004; Schumacher, et al, 2005)。研究(Junker, et al, 1999; Moore, et al, 2003)表明,边界层急流将低层的暖湿空气向MCS发生区域输送,与对流降水形成的冷池出流进一步加强低层辐合,有利于强降水的维持和增强。Schumacher等(2005, 2006)提出了准静止或后向传播型MCS的概念模型,这类MCS移动缓慢,其新生单体在对流系统上风方不断产生,平行于系统移动方向,并不断与对流带母体合并,易造成极端强降水。中国对准静止型MCS做了大量实例研究,王晓芳等(2012)利用长江流域雷达观测资料将长江中下游梅雨锋上MCS分为8类,其中准静止类MCS发展旺盛,移动缓慢,易导致局地极端强降水。林宗桂等(2009)从产生MCS的环境场和MCS后向传播特征两个方面分析了一个产生极端强降水的长生命史准静止型MCS的维持机制。研究表明,地形在MCS的触发、组织以及移动和传播过程中扮演着非常重要的角色。陈双

等(2016)分析北京香山“7.29” γ 尺度短时局地大暴雨过程时指出,在MCS的发生、发展过程中,复杂地形起到重要作用,山前辐合抬升,增大大气垂直上升速度,增强动力和热力不稳定,触发新生雷暴或使雷暴快速加强。章翠红等(2018)研究了北京一次突发性局地强降水过程中地形、冷池出流和暖湿空气的相互作用,发现地形促使冷池出流下山速度加快、冷池出流厚度升高以及冷池出流与偏东暖湿气流的辐合抬升作用是雷暴新生和加强的重要因素。张家国等(2015)研究了大别山西侧的后向建立型MCS的结构与传播特征,指出大别山西侧雷暴冷池堆积并受到大别山阻挡形成回流,回流使MCS向上风方传播,形成准静止型MCS的后向传播机制,这类MCS常在山前一定距离造成极端强降水。总之,地形对风暴系统的影响过程是非常复杂的,雷暴系统是否能够快速下山,以及下山之后是否能够发生组织形态(块状对流风暴或直线型对流风暴)、传播速度和生消变化等,不仅与风垂直切变强、弱等环境大气特征有关(Richardson, 1999; 陈明轩等, 2012; Xiao, et al, 2019),也受到低空环境风、山体和雷暴系统之间复杂的相互作用过程影响(陈明轩等, 2013; 赵宇等, 2017; 徐珺等, 2018)。

2016年6月19日00—14时(北京时,下同),鄂东地区遭遇入梅后首场大暴雨,局部特大暴雨过

程。降水中心位于大别山和桐柏山山区,最大过程降水量超过 300 mm,降水强度大,最大小时雨量为 113 mm,3 h 最大降水量 203.9 mm。这次过程的降水中心位于山区,山洪和中小河流洪水造成 11 人死亡 12 人失踪,直接经济损失 24.97 亿元。文中利用天气雷达、卫星、风廓线雷达和区域自动气象站等观测资料,结合常规探空资料,对 6 月 19 日极端强降水的 MCS 发生的环境条件、结构和传播等特征进行分析,旨在揭示这次造成不同于典型梅雨期强降水分布特征的 3 个 MCS 的触发、发展和维持机理以及它们之间内在的中尺度动力学关系,特别是地形作用下的边界层低空急流与强降水对流风暴系统相互作用过程。

2 降水特征和天气背景

2.1 降水特征

2016 年 6 月 19 日的暴雨过程由 3 条强降雨带构成:其中 2 条强降雨带呈西北—东南向,分别位于大别山西侧迎风坡和湖北中东部的平原地区;另一条呈东北—西南向,位于桐柏山南侧和大洪山东南侧,3 条中尺度暴雨带构成了倾斜的“n”字形(图 1a)。代表性站点雨强呈单峰型分布,强降水维持时间较长,一般为 2—3 h(图 1b)。从降水强度超过 40 mm/h 的雨团移动路径(图 2)来看,04—08 时雨团在大别山西坡上,椭圆形雨团的长轴呈西北—东南向,向西北方向缓慢移动,09—13 时强降雨团沿桐柏山南侧向西南方向移动,形成一条东北—西南向雨带的主体;10 时前后,另一个西北—东南向雨团形成于武汉—

孝感地区,雨团缓慢向东移动到大洪山东侧,转为东北—西南向。

雷达、卫星观测发现,上述暴雨带的分布特征和雨团活动路径与 3 个移动缓慢的 MCS 发展演变有关:大别山迎风坡上西北—东南向 MCS、湖北中东部平原地区西北—东南向 MCS、桐柏—大洪山东侧的东北—西南向 MCS。

2.2 环流背景与大气层结

本次极端降水过程是在典型梅雨期环流特征背景下发生的。6 月 18 日 20 时—19 日 08 时(图 3a、b),500 hPa 形势场上,西太平洋副热带高压(以下简称副高)主体位于海上,脊线稳定在 21°N 附近,其西侧西南季风北推至长江中下游地区;东北地区为冷涡系统,中心位于(46°N,126°E)。副高西侧暖湿西南季风与东北冷涡后部干冷西北气流交汇于湖北省中东部,500 hPa 形成东西向准静止切变线,这是典型梅雨锋结构在 500 hPa 上的反映(陶诗言,1980)。850 hPa 上,切变线南侧的暖湿西南急流发展旺盛,急流出口位于鄂东地区。低层暖湿西南气流的增强不仅有利于层结不稳定增强,同时也在鄂东地区形成较强的水汽辐合中心,有利于极端强降水形成。在垂直结构配置上,18 日 20 时,500 hPa 切变线位于极端强降水区附近,850 hPa 切变线位于强降水区的北侧,即对流层的中低层天气系统配置是随高度向南倾斜的,表现为前倾结构特征。这种结构表明极端强降水区上空中层有干空气存在,有利于大气层结不稳定性维持和增强,同时,在低空西南急流暖湿平流作用下,进一步加强了上干冷

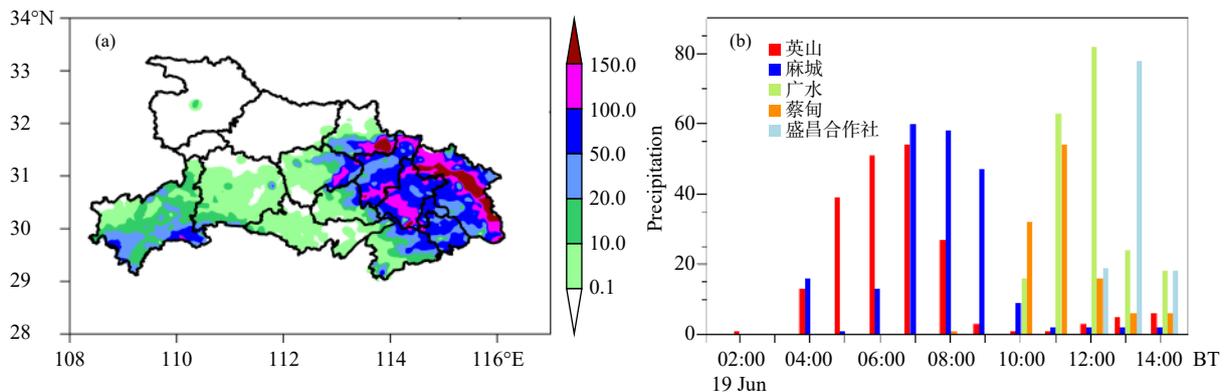


图 1 2016 年 6 月 19 日 02—14 时 (a) 降水量和 (b) 代表站点逐时降水量(注:盛昌合作社位置在图 2 中标记)(单位:mm)

Fig. 1 (a) Accumulated rainfall and (b) hourly precipitation of the representative stations from 02:00 BT to 14:00 BT 19 June 2016 (unit:mm)

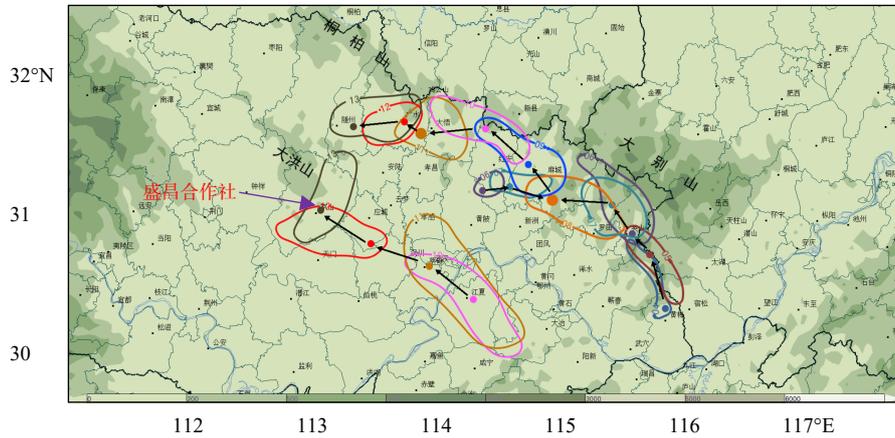


图2 2016年6月19日04—14时雨团移动路径(闭合实线构成区域为雨强超过40 mm/h区域,实线上的值为时间,圆点为小时最大雨强站点位置;黑色箭头为雨团移动的方向)

Fig. 2 Track of rain clusters from 04:00 BT to 14:00 BT 19 June 2016

(Circles mark the rainfall intensity greater than 40 mm/h. Solid lines indicate time. Dots indicate the location of stations with the maximum one-hour rainfall intensity. Black arrows indicate the moving direction of rain clusters)

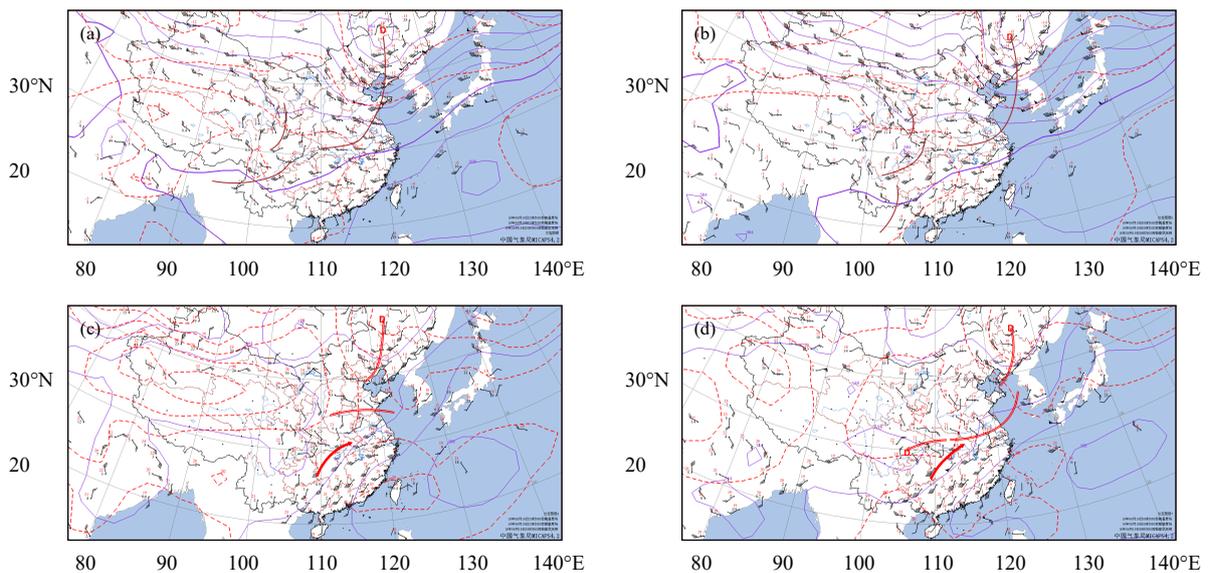


图3 2016年6月18—19日环流场(紫色实线为位势高度,单位gpm;红色虚线为温度,单位:℃;棕色粗实线为槽线,红色双实线为切变线(或辐合线);红色粗箭头线为低层西南急流;风向杆为水平风场,单位:m/s; a. 18日20时500 hPa, b. 19日08时500 hPa, c. 18日20时850 hPa, d. 19日08时850 hPa)

Fig. 3 Distribution of circulation field at 500 hPa and 850 hPa in 2016 (Solid purple contours denote geopotential height (unit: gpm). Red dashed lines denote temperature (unit: °C). Brown bold solid contours denote trough line. Red double solid contours denote shear line or convergence line. Red bold arrows denote low-level southwest jet. Wind shafts denote horizontal wind (unit: m/s); a. 20:00 BT 18 June at 500 hPa, b. 08:00 BT 19 June at 500 hPa, c. 20:00 BT 18 June at 850 hPa, d. 08:00 BT 19 June at 850 hPa)

下暖湿的层结状态(图4)。

与上述天气尺度系统配置结构对应,从武汉探空资料可以看到,18日20时(图4a),650 hPa以下为湿层,相对湿度超过80%,650—430 hPa为干层,相对湿度低于10%,形成上干下湿的不稳定结构。

对流有效位能(CAPE)为1610 J/kg,对流抑制能量(CIN)接近于0, K指数为37.9℃,表明大气环境层结状态极不稳定且对流极易被触发,非常有利于短时降水和雷暴大风等对流天气的发生。

19日08时(图4b),对流层中低层暖湿西南气

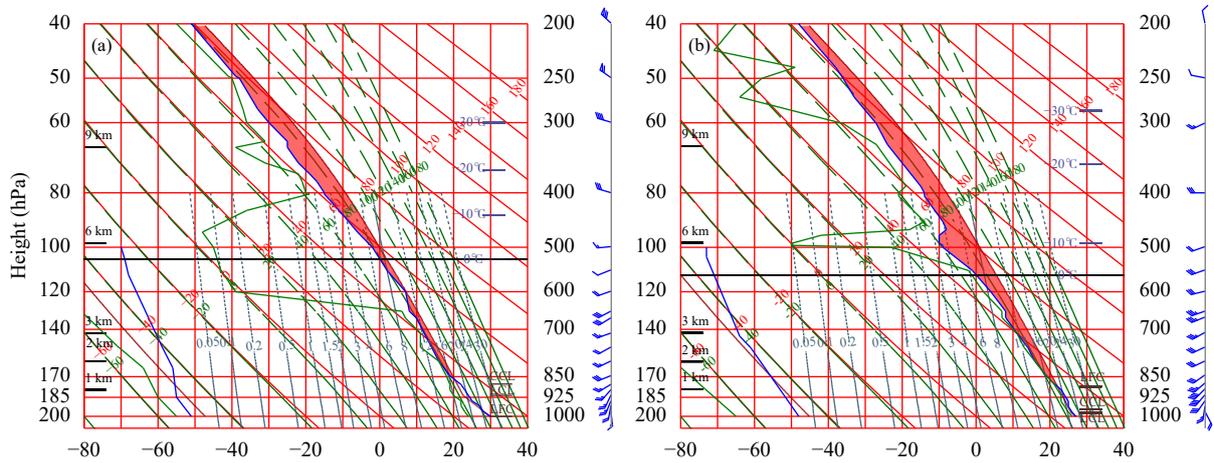


图4 2016年6月18日20时(a)和19日08时(b)武汉探空

Fig. 4 *T*-*lnp* charts at Wuhan sounding station at (a) 20:00 BT 18 June and (b) 08:00 BT on 19 June 2016

流发展进一步增强,在670—1300 gpm高度层出现大于14 m/s的低空急流,其中900 hPa高度附近西南气流最强,最大风速达到17 m/s。中低层西南急流增强引起3个方面的显著变化:(1)湿层增厚显著,508 hPa以下相对湿度大于90%,对流层低层接近饱和,有利于减少深对流过程中的过度蒸发,增大降水强度;(2)增强了大气层结不稳定,K指数大幅度增至47.3℃,对流有效位能增加到2130 J/kg,特别是低层大气对流有效位能显著增强,非常有利于对流性降水强度增大(孙继松,2017);(3)风垂直切变发生明显变化:边界层低空急流不仅有利于大别山地形抬升作用增强,同时在西北—东南走向的大别山山前,有利于地形涡旋辐合流场形成,对迎风坡的降水强度有明显增幅作用(孙继松,2005a)。

充沛的水汽是强降水产生的必要条件,而大气可降水量(TPW)表征整层大气的水汽含量。从利用NCEP再分析资料计算得到的大气可降水量分布(图略)上可以看出,随着西南急流的增强,从2016年6月18日20时—19日14时,大气可降水量60 mm等值线从湖北南部地区逐渐推进到大别山地区,暴雨区附近的大气可降水量超过70 mm。Tian等(2015)研究认为,大气可降水量达到70 mm是非常极端的水汽条件,随后的统计分析表明(田付友等,2017),中国中东部不小于80 mm/h的短时强降水天气对应的大气可降水量均值为59.9 mm。可见,2016年6月19日鄂东地区的水汽条件较为

极端,非常有利于短时强降水的发生。

3 中尺度对流系统演变过程与结构特征

大多数梅雨锋上的强降水带一般是沿低空切变线平行分布的,强降水雨团或中尺度对流系统的移动方向主要由低空急流主导(寿绍文等,2001;陶诗言,1980),而本次过程中,地面强降水雨团主体是由东南向西北方向移动的,即其移动方向垂直于西南低空急流方向,最终形成了与低空切变线近乎垂直的两条主要雨带(图2、3d)。这表明,本次极端强降水过程的对流风暴可能存在更为复杂的移动和传播过程。

3.1 卫星云图上中尺度对流系统的发展和传播

从2016年6月19日02—14时FY-2E红外云图和FY-2G可见光云图的演变可以看到,2016年6月19日鄂东大暴雨过程是由起源于长江以南(江西北部—安徽西南部) α 中尺度对流系统向西北方向发展造成的。

19日02—07时(图5a、b、c),赣北—皖南 α 中尺度对流云团西北侧先后出现多个新生对流云团(A₁、A₂、A₃、A₄),新生对流云团依次与原来的 α 中尺度对流云团合并,对流活动进一步增强。在红外云图(图5b)和可见光云图(图5c)上都可以看到对流云团的快速发展过程,在其西侧可以看到对流云墙造成的非常清晰的暗影区,最终在大别山的西侧形成西北—东南向、与大别山走向一致的强TBB梯度带(图略)。成熟阶段的对流云团A在大别山

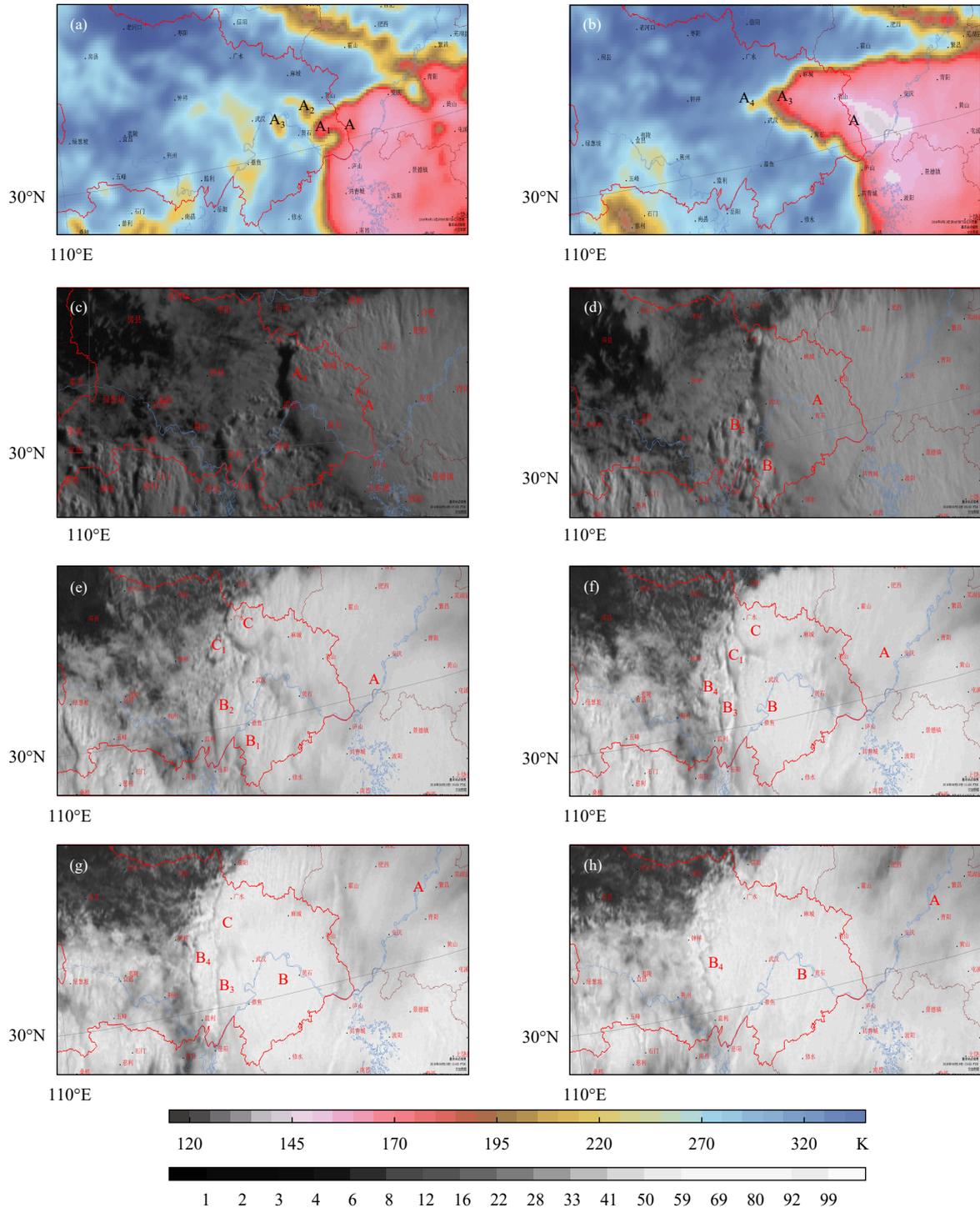


图5 2016年6月19日02、04时FY-2E红外云图和07—13时FY-2G可见光云图上中尺度对流系统演变
(a. 02时, b. 04时, c. 07时, d. 08时, e. 10时, f. 11时, g. 12时, h. 13时)

Fig. 5 Evolution of MCS on FY-2E infrared image from 02:00 and 04:00 BT and FY-2G visible image from 07:00 BT to 13:00 BT 19 June 2016 (a. 02:00 BT, b. 04:00 BT, c. 07:00 BT, d. 08:00 BT, e. 10:00 BT, f. 11:00 BT, g. 12:00 BT, h. 13:00 BT)

区维持准静止状态3 h左右(04—07时),造成了大别山山前(即湖北一侧)的极端强降水。08时前后,对流系统A的西南方向,平原地区原来分散的弱对

流先后发展为相对孤立的对流云团 B_1 、 B_2 (图5d), 2 h后,两个云团加强合并形成一个 β 尺度圆形对流云团B(图5e、f),水平尺度发展到200 km以上,此

时大别山山前的对流活动开始减弱。该对流系统呈现出典型的后向传播特征。在对流风暴 B 发展的同时,桐柏山西侧(大悟—广水之间)有一个东北—西南向的 β 尺度对流云团 C 向西南方向缓慢发展,其上风方新生的对流云 C_1 并入云团 C,云团 C 具有明显的指状云团特征和弧状云线特征(图 5e、f),这也是后向传播类 MCS 的典型云图特征。至 12 时,云团 C 并入到向西偏北方向发展的云团 B 中,合并后的云团 B 水平尺度达到 400 km(图 5f、g)。13 时以后,云团 B 依然缓慢向西偏北方向发展,但整体强度不断减弱直至消亡(图 5h)。

以上分析表明,对流云团 A、B、C 都表现出后向传播型 MCS 的典型特征,对流系统移动缓慢,分别造成了大别山迎风坡附近西北—东南向的强降水带、湖北中东部平原地区西北—东南向的强降水带和桐柏—大洪山东侧的东北—西南向强降水带。

3.2 雷达回波上中尺度系统演变与结构特征

相比气象卫星,天气雷达可以更加清晰地观测 MCS 的演变过程与结构特征。为叙述简便,以下将造成大别山迎风坡附近强降水、湖北中东部平原地区的强降水和桐柏—大洪山东侧的强降水的对流风暴系统分别称为 MCSA、MCSB、MCSC。

3.2.1 MCSA 的演变与结构特征

从雷达组合反射率拼图演变(图 6)可以看到, MCSA 生命史长达 8 h(02—10 时)。MCSA 演变大体上可以分为 3 个阶段:分散对流阶段、组织化准静止阶段、减弱消亡阶段,成熟时期的 MCSA 水平尺度超过 400 km。大别山山前的极端强降水主要发生在 MCSA 的组织化准静止阶段。

随着西南低空急流增强,02 时前后,大别山前迎风坡一侧开始出现与地形分布平行(或者说与西南低空急流垂直,图 6a 中黑色断线所示)的多条对流回波带,其组织结构松散,其中最强单体的最大强度为 50 dBz 左右(图 6a)。在环境西南风的引导下,外侧(偏向平原地区一侧)的对流系统向东北方向移动,随着回波带逐渐合并,对流强度明显增强,山前回波强度增强至 55 dBz,结构变得密实,降水强度随之增强,最大小时雨量达到 49 mm;此时 MCSA 北部也在缓慢加强合并,但回波结构仍松散,降水强度比较弱(图 6b)。此后 5 h(图 6c、d、e、f、g),MCSA 在山前总体上呈现为准静止状态,

结构逐渐变得更为紧实,对应的降水强度增强,大别山山前 1 h 最大小时雨量 88 mm(罗田大河岸站,07—08 时)。期间,05 时以后, MCSA 南段的对流活动有所减弱,总体回波强度逐渐减弱至 45 dBz,最大小时雨量减弱到 40 mm 以下,但是 MCSA 中段、北段的对流活动仍在不断增强、合并。MCSA 从南到北先后增强的过程与图 2 揭示的大别山山前的地面强降水雨团的移动路径是一致的。

以上分析表明,分散对流阶段,对流系统受到环境西南气流引导,向东北方向移动,到达大别山西坡上“停滞”,合并形成强回波。组织化准静止阶段,回波在大别山山前进一步增强,组织结构更加密实,对应的小时雨强显著增大。从垂直于 MCSA 轴线(沿低空急流方向)的雷达反射率垂直剖面可以看到典型的对流风暴后向传播特征(图 7a、b):在组织化初期(06 时),自西向东分别为新生单体、成熟单体、消亡单体,由于对流层中层的环境风垂直切变较小,处于不同发展阶段的风暴单体均呈现为垂直回波结构。新生单体产生于上风方,向下风方移动发展加强,消亡在山脊线西侧。在组织化准静止后期(08 时),与组织化开始阶段不同,处于成熟和消亡阶段的对流单体垂直结构发生了明显变化,对流单体的回波结构随高度向山坡一侧倾斜,这一结构变化与对流冷池沿山坡向下的出流(东北气流)和环境风(西南气流)形成强风垂直切变有关(参见 3.2.2 节)。

3.2.2 湖北中东部平原 MCSB 的演变与结构特征

MCSB 是在热力不稳定逐渐增强的平原地区被触发、组织、发展起来的,其发展和组织机制可能与 MCSA 形成的冷池出流有关(参见 3.2.3 节)。从雷达反射率拼图可以看到, MCSB 生命史长达 7 h(07—13 时),成熟阶段水平尺度超过 300 km。湖北中东部平原地区的极端强降水主要发生在 MCSB 的准静止阶段。

06—08 时,在大别山山前对流系统发展加强过程中(图 6e、f、g),其西南侧的平原地区开始出现分散性新生回波,回波发展、移动缓慢。在大别山西坡上组织化对流系统逐渐减弱过程中,平原地区分散性回波逐渐发展、合并,至 09 时,形成两个团状结构的 β 尺度 MCS(B_1 、 B_2), B_1 、 B_2 水平尺度约 100 km,最大回波强度达到 50 dBz(图 6g、h)。随

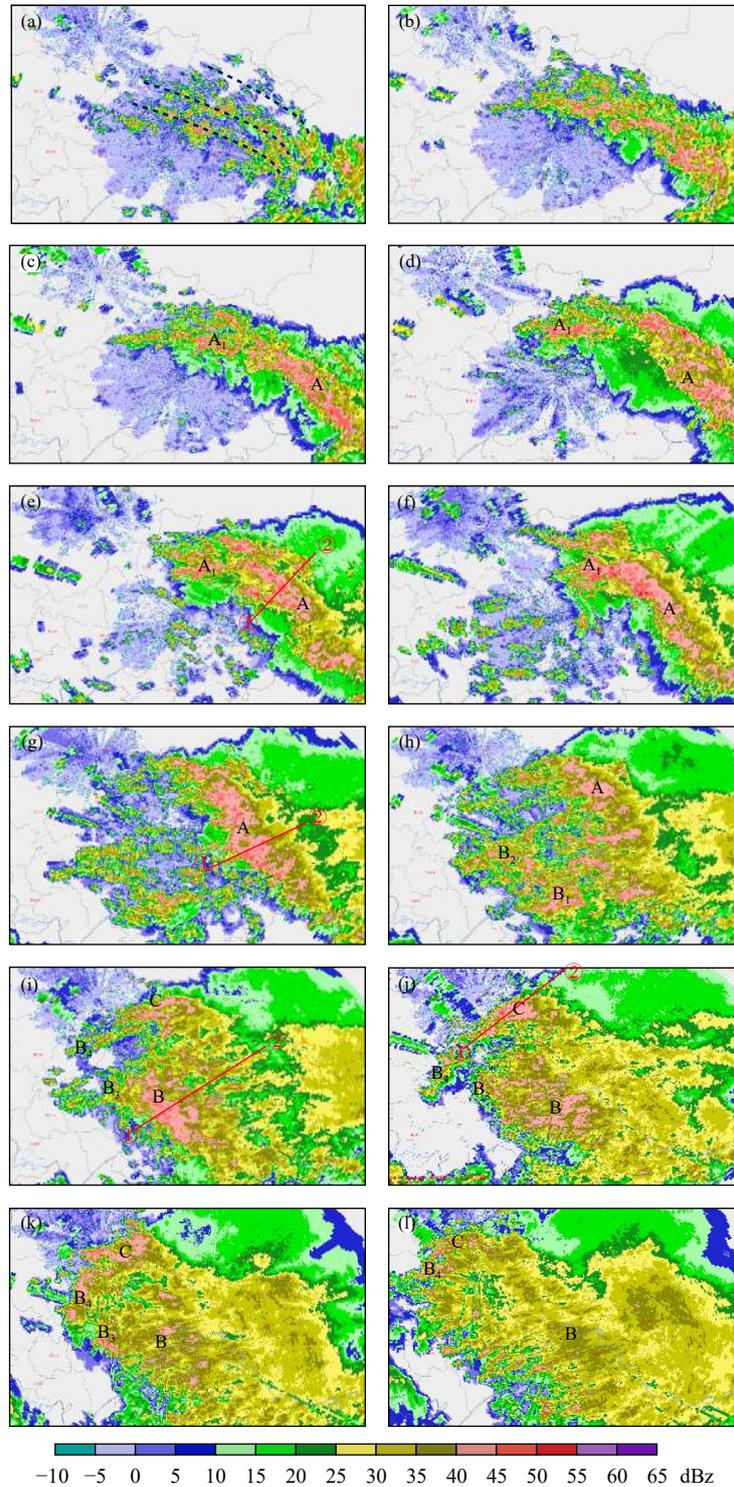


图 6 2016 年 6 月 19 日中尺度对流系统组合反射率拼图 (使用强天气短时临近预报业务系统 1.6 (SWAN1.6) 反演武汉雷达 (30.5169°N, 114.3778°E) 和随州雷达 (31.7108°N, 113.5775°E) 数据) 的演变特征 (a. 02 时, b. 03 时, c. 04 时, d. 05 时, e. 06 时, f. 07 时, g. 08 时, h. 09 时, i. 10 时, j. 11 时, k. 12 时, l. 13 时; 红色线表示剖面, ①, ②表示剖面的起点和终点)

Fig. 6 Evolution characteristics of radar composite reflectivity images (Inversion of Wuhan radar (30.5169°N, 114.3778° E) and Suizhou radar (31.7108°N, 113.5775° E) data by using SWAN1.6) for MCS on 19 June 2016 (a. 02:00 BT, b. 03:00 BT, c. 04:00 BT, d. 05:00 BT, e. 06:00 BT, f. 07:00 BT, g. 08:00 BT, h. 09:00 BT, i. 10:00 BT, j. 11:00 BT, k. 12:00 BT, l. 13:00 BT; Red line indicates the location of radar reflectivity vertical cross section displayed in Fig.7. ① and ② stand for the start and end of the cross line respectively)

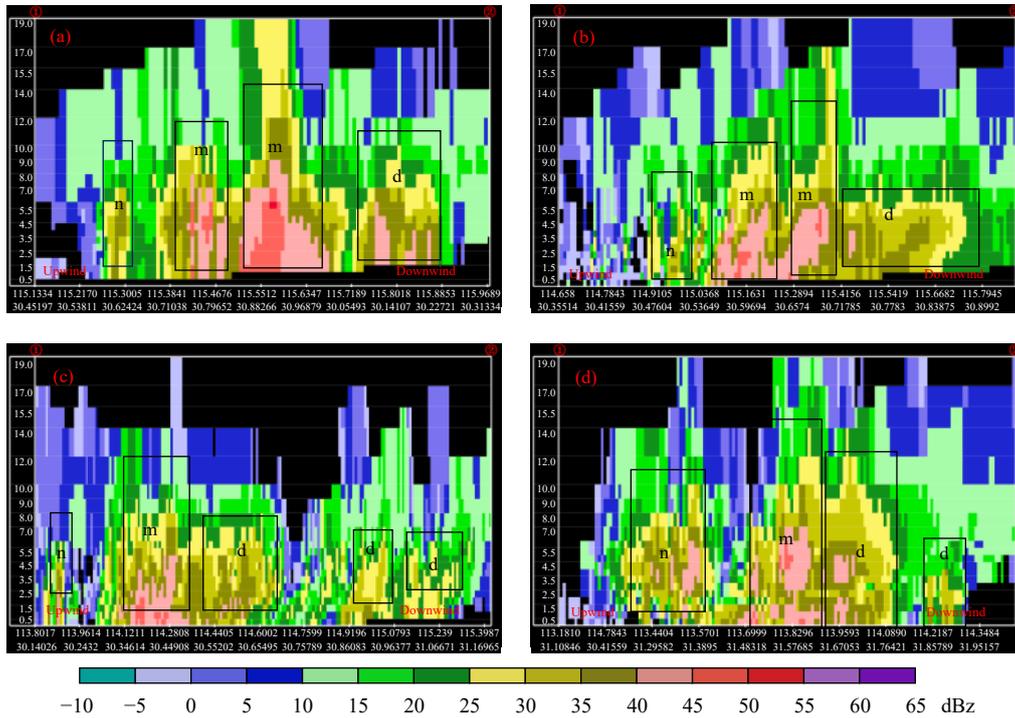


图7 2016年6月19日中尺度对流系统反射率因子垂直结构特征 (a. 06时, b. 08时, c. 10时, d. 11时; 图中方框 n 表示新生单体, 方框 m 表示成熟单体, 方框 d 表示消亡单体; 各剖面的剖面线位置在图6对应时间的图上)

Fig. 7 Vertical cross section of radar reflectivity of MCS on 19 June 2016. (a. 06:00 BT, b. 08:00 BT, c. 10:00BT, d. 11:00 BT; Box n shows new cell, Box m shows mature cell, Box d shows extinction cell; the location of cross line is shown in Fig.6)

着 B_1 、 B_2 合并加强, 形成西北—东南向的强回波带 B, 回波带 B 南北向水平尺度达 200 km, 结构更为密实, 强度增强至 55 dBZ, MCSB 进入成熟阶段 (图 6i、j), 对应的降水强度随之增大, 最大小时雨量达 74 mm。成熟阶段的 MCSB 在垂直剖面图 (图 7c) 上呈现多单体特征, 自西向东分别为新生单体、成熟单体、消亡单体, 表现为后向传播特征的准静止结构。MCSB 的准静止状态在湖北中东部平原维持 2—3 h, 是形成湖北中东部平原西北—东南向强降雨带的主要贡献者。

在成熟阶段的 MCSB 西侧、即低空急流的入流方向, 出现新生对流系统 B_3 , B_3 在环境西风的引导下东移, 逐渐与 MCSB 主体合并。与 B_1 、 B_2 合并过程造成 MCSB 强烈发展过程不同, 11 时, MCSB 的对流强度开始减弱, 并与减弱为以层状云为主的 MCSA 合并, 向东延伸至大别山以东地区 (图 6j、k、l), 形成大范围混合降水区, 东部平原至大别山前的降水强度明显减弱。在 B_3 新生、发展的同时, 大洪山东南侧山前, 出现新生对流系统 B_4 (图 6i、j), B_4 稳定少动, 呈东北—西南向。对流系统 B_4 的

触发发展可能与大范围冷池出流在大洪山前的强迫抬升作用有关 (参见 3.2.3 节), 随着回波强度快速增强, 雨强增大, 12—13 时最大小时雨量达 78 mm。

3.2.3 桐柏山南侧 MCSC 的演变与结构特征

桐柏山南侧的 MCSC 生命史约 5 h (08—13 时, 图 6), 成熟阶段水平尺度约 100 km。MCSC 的强烈发展与 MCSA 北端减弱几乎是同时发生的, 其成熟阶段有明显的后向传播特征, 并逐渐与大洪山东南侧的对流系统 B_4 组成一条东北—西南向的带状对流系统, 形成第 3 条强降水带。

08 时之后, MCSA 的北段强降水回波开始减弱, 冷池沿桐柏山南侧丘陵地区向西推进 (参见 3.2.4 节), 触发多条西南—东北向窄带回波, 最大回波强度达到 45 dBZ (图 6h)。至 10 时, 多条窄带回波在西南急流的组织下合并加强, 形成东北—西南向的 MCSC, 最大回波强度达到 55 dBZ, MCSC 发展成熟 (图 6i), 地面降水随之增强, 1 h 最大雨量达到 113 mm。成熟阶段的 MCSC 在垂直剖面 (图 7d) 上呈现多单体特征, 自西南向东北分别为新生单体、成熟单体、消亡单体。新单体在环境风引导下

向东北方向移动并加强,形成有利于持续性强降水发生的后向传播特征,最终在桐柏山南侧减弱成层状云。至12时,MCSC在广水、大悟维持了2 h(图6j、k),造成该地区极端强降水。

上述分析表明,造成大别山迎风坡附近强降水带、湖北中东部平原地区的强降水带和桐柏一大洪山东侧的强降水带对应的对流风暴系统,都具有典型的后向传播特征,新生单体位于对流系统的上风方,生成后向下风方移动、加强和组织。由于单体传播和单体移动方向相反,MCS处于准静止状态,构成了倾斜的“n”字形分布的3条强降水带。

4 对流系统演变的可能机制

从上面的分析可以看到,与3条强降水带对应的MCS,其生成、发展在时间上存在先后,在空间上也并不连续。那么,它们被触发的机制是否相同?彼此的演变过程之间是否存在内在的物理关系呢?

4.1 低空急流演变与强降水风暴系统发生、发展的关系

比较武汉站(位于大别山西侧150 km)18日20时和19日08时的探空(图4)可以看到,18日夜间850 hPa以下的西南风由入夜前的10 m/s左右增大到16—18 m/s,由于边界层急流比大尺度低空急流日变化特征更为明显,边界层气流加速形成急流主要发生在后半夜(孙继松,2005b; Du, et al, 2015, 2018; 周静等, 2017),边界层急流强度与山坡上的强降水过程存在明显的正反馈过程(孙继松,2005b),大别山西坡上的强降水有可能进一步加强了局地边界层急流。因此,大别山山前MCSA的触发可能与逐渐加强的低空急流,特别是边界层气流迅速增大有关。

为了更清晰地揭示这次低空急流演变过程与对流发展、降水强度的关系,利用6月19日00—11时咸宁站风廓线雷达资料、雷达拼图的强度反射率资料和地面区域加密气象站最大小时雨强资料,选取宽为20 km的东北—西南向(沿低空急流轴向)矩形区域内(图8a)地面区域加密观测站的小时最大降水,矩形轴线(图8a中红线)剖面不低于30、40 dBz雷达反射率回波的逐时平均面积(表征对流系统的平均空间尺度、强对流风暴的平均空间

尺度)和逐时低空急流指数,其中,逐时低空急流指数是指每小时内2 km以下的最大西南风速 V (m/s)和12 m/s风速在该小时内触及的最低高度 D (km)的比值,即: $I=V/D$,可以有效表征低空急流强度和高度的演变趋势(刘淑媛等,2003),低空急流加强或者向下扩展,将造成急流指数增大。

从图8c可以看到,00—08时2 km以下低空急流的最大风速变化不大,与08时武汉探空资料得到的急流强度一样,维持在16—18 m/s,急流轴的高度也相对稳定,01—04时低空急流指数增大的过程与低空急流向下扩展过程有关,12 m/s的下边界从01时的870 m高度下降到04时的510 m(达到这次过程的最低高度),期间沿低空急流轴的最大小时降水量逐渐增强,03—04时开始第一次出现大于30 mm/h的短时强降水(39 mm/h)(图8a、b),此时风暴系统雷达强度反射率 ≥ 30 dBz、40 dBz的小时平均面积开始明显增大(面积随时间变化的斜率增大)(图8c)。与12 m/s的下边界稳定在630 m附近的高度相对应,04—08时低空急流指数维持高位,剖面上雷达强度反射率 ≥ 40 dBz的小时平均面积一直在快速增长,07—08时风暴系统中大于40 dBz回波1 h的平均面积达到最大,期间其面积增速远大于30 dBz回波的面积增速,与此对应的最大小时降水强度也在逐渐增大,且最大小时雨强站点维持在大别山西坡,地面观测到的最大降水强度达到最大(88 mm/h)。08时之后,低空急流的下边界开始迅速抬高,造成急流指数快速下降,尽管大于30 dBz的回波面积还在增大,但40 dBz以上强回波面积迅速减小,这与图6i、j、k中看到的大别山西侧对流强度减弱、降水回波范围扩大是一致的。09—10时,风速大于12 m/s的急流下边界已经抬升至接近1000 m高度,500 m以下几乎为静风,最大小时雨强站点迅速推进至咸宁附近的平原地区。

以上分析表明,山前对流风暴触发发展过程与低空急流向低层扩展过程在时间上是一致的。低空急流指数稳定阶段,即风速大于12 m/s的急流下边界稳定在600—700 m高度时,对流风暴发展到最旺盛,与之对应的山前最大小时雨强达到最大;上述阶段的短时强降水主要发生在与低空急流方向垂直的山体迎风坡一侧。低空急流风速大于12 m/s的急流下边界的迅速抬高造成山前抬升运动明显

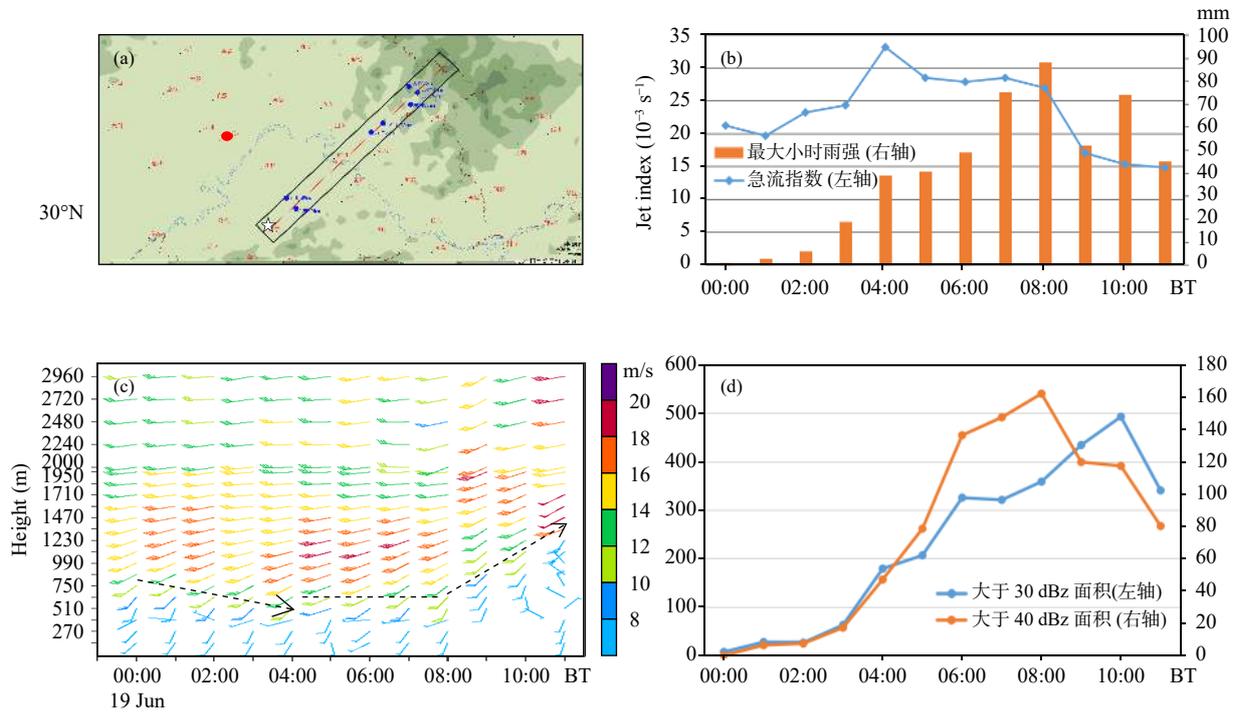


图 8 (a) 降水区域、小时最大雨强和雷达剖面 (红色圆点为武汉探空站位置, 黑色五角星为咸宁风廓线雷达位置, 黑色矩形为降水观测站点范围; 红色线是矩形中线, 为雷达剖面位置; 蓝色点是 2016 年 6 月 19 日 00—11 时降水区域内小时最大雨强 (大于 30 mm) 站点的位置), (b) 2016 年 6 月 19 日 00—11 时低空急流指数及降水区域内逐时最大小时雨强, (c) 2016 年 6 月 19 日 00—11 时咸宁风廓线雷达实时风场, 黑色箭头或线段表示 12 m/s 风速的下边界扩展方向、高度位置, (d) 2016 年 6 月 19 日 00—11 时雷达反射率因子剖面中大于 30 dBz 与大于 40 dBz 回波的逐时面积 (单位: km²)

Fig. 8 (a) Rainfall area, hourly maximum rainfall intensity and radar profile (The red point is the position of Wuhan sounding station; the black pentacle is the position of Xianning wind profile radar; the black rectangle is the range of precipitation observation stations; the red line, which is the middle line of black rectangle, indicates the location of radar reflectivity vertical cross section; the blue points plot the station of hourly maximum rainfall intensity (greater than 30 mm) in the precipitation area at 00:00—11:00 BT on June 19, 2016), (b) The low-level jet index and the maximum hourly rainfall intensity in the precipitation area at 00:00—11:00 BT 19 June 2006, (c) the live wind field of Xianning Wind Profile Radar at 00:00—11:00 BT 19 June 2016, with black arrows or lines representing the direction and altitude of the lower boundary extension of 12 m/s wind speed, and (d) hourly area (unit: km²) of radar reflectivity profiles with the echoes larger than 30 dBz and 40 dBz at 00:00—11:00 BT 19 June 2016

减弱, 造成 08 时之后大别山西坡上的对流活动减弱, 而在远离大别山的平原地区, 短时强降水对流风暴则开始快速发展。

4.2 地面冷池的推进与中尺度对流系统演变

与这次极端降水过程相伴随的灾害性天气还包括在平原地区快速推进的大范围雷暴大风, 黄石市铁山站 19 日 09 时 02 分测得的极值瞬时大风为 26 m/s, 探空廓线上对流层中层也存在明显的干层 (图 4)。因此, 本次强降水过程必然伴随较强的对流冷池。那么, 与强降水对应的对流冷池是如何演变的呢? 为什么对流冷池可以在大别山区长时间维持? 它与平原地区的对流快速发展有什么关系? 首先从稠密的地面观测资料进行分析。

07 时之前, 大别山西侧的短时强降水已经持续 4 h, 山坡气温逐渐下降至 22℃ 以下, 表明大别山西坡已经出现明显的对流冷池, 由于山前平原地区地面气温变化不大, 因而山前形成一定强度的中尺度温度锋区 (图 9a)。07 时以后, 地面温度锋区开始离开山区, 并呈波状结构向中东部平原和桐柏山区推进 (图 9b、c、d), 冷池前沿在地面等温线上表现为波状结构, 是冷池前沿浅薄的密度流在起伏地表上向前推进的结果, 密度流在谷地 (山谷、河谷等) 推进速度更快, 山丘则具有阻滞作用。与冷池推进过程对应, 地面开始出现大范围出流大风和分散性对流发展 (图 6h)。随着对流过程的持续发展, 冷池强度也在不断增强, 由于中部平原在日出后地

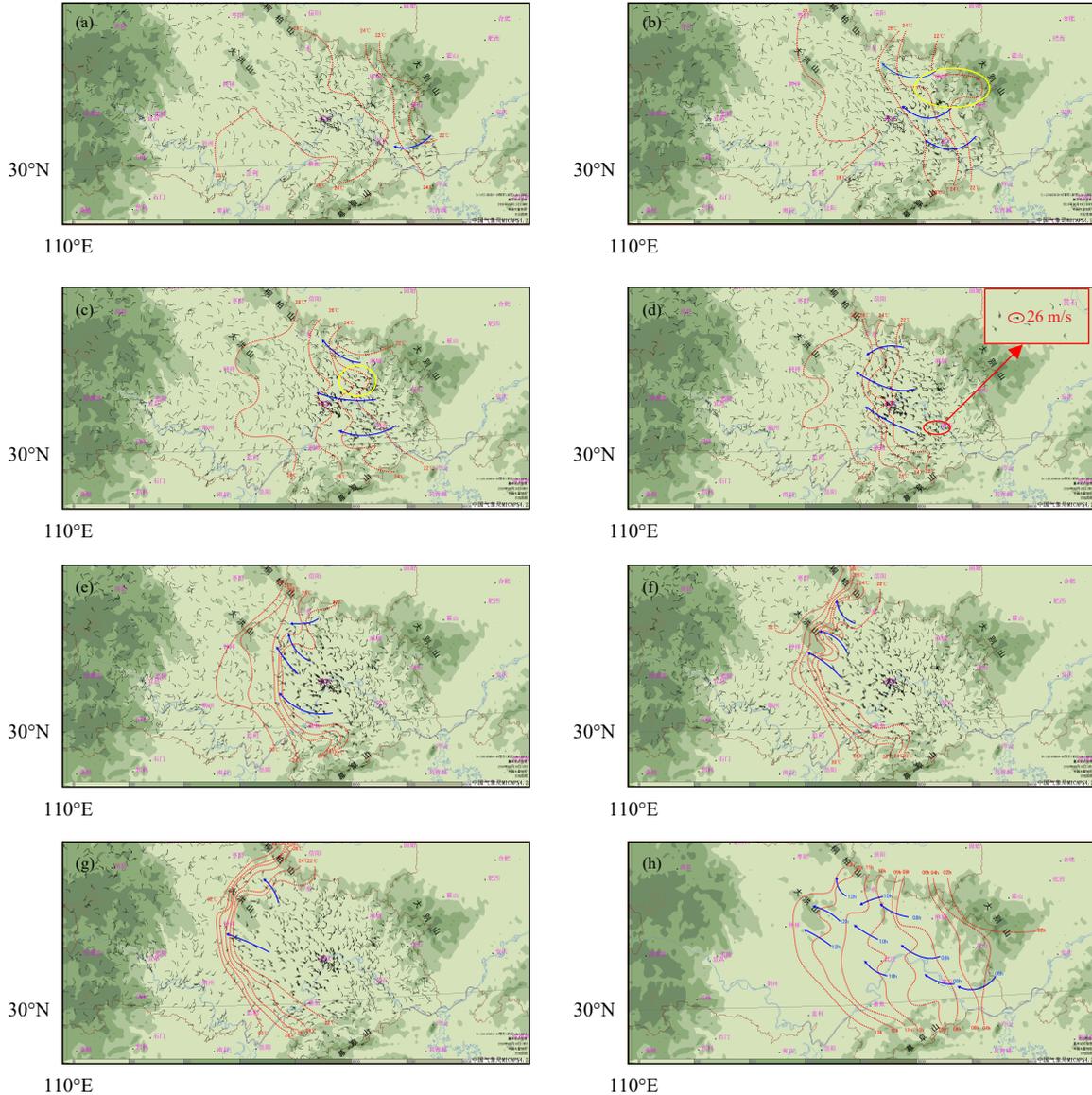


图9 2016年6月19日鄂东地面小时极大风(风矢)、温度场(红虚线等值线, $^{\circ}\text{C}$)演变
(a. 06时, b. 08时, c. 09时, d. 10时, e. 11时, f. 12时, g. 13时, h. 24 $^{\circ}\text{C}$ 线演变; 蓝色箭头线, 冷流出或显著流线)

Fig. 9 Development of surface one-hour maximum wind (wind arrow) and temperature (red dashed contours, $^{\circ}\text{C}$) in the east of Hubei province in 19 June 2016 (a. 06:00 BT, b. 08:00 BT, c. 09:00 BT, d. 10:00 BT, e. 11:00 BT, f. 12:00 BT, g. 13:00 h BT, h. the trend of isotherm in 24 $^{\circ}\text{C}$; blue arrows indicate cold outflow or significant streamline)

面气温迅速上升, 因此冷池向前推进过程中, 地面等温线梯度在不断增强。08—09时, 地面冷池前沿到达江汉平原东部地区, 出流边界与边界层西南气流形成强烈辐合抬升, 造成江汉平原地区原来零散的弱对流迅速发展和组织化, 形成 MCSB (图 9d、e)。随着 MCSB 的发展, 地面冷池效应进一步增强, 与此对应的地面等温线更为密集, 向西和西北方向的推进速度更快, 增强了大洪山东侧和桐柏山南麓的

对流发展并逐步组织化过程(MCSC)。

上述分析表明, 大别山西侧的冷池出流演变过程经历了山前停滞和在平原地区的加速移动过程。07时之前, 强降水主要发生在大别山西侧的迎风坡和丘陵地区, 冷池基本上被“限制”在该区域, 与之对应的低空急流的下边界(风速 $\geq 12\text{ m/s}$ 的高度)处于不断向底层扩展和维持阶段, 由于冷池本身是一个相对密度较大的冷空气堆, 在没有外力托

举作用下,山坡上不断堆积的冷池在重力作用下是不可能处于“静止”状态的,这说明低空边界层西南低空急流对山坡上的对流冷池起到了明显的顶托作用。08—10时,风速 ≥ 12 m/s的低空急流下边界迅速抬高200—300 m,作用在斜坡上冷池的“托举力”显著减弱,在大别山西坡上堆积深厚的冷池向西南方向“俯冲”下山,造成冷池前沿在平原地区快速推进,触发新生对流,新生对流形成的冷池与山前下山冷池前沿叠加,进一步加强了与环境大气形成的温度梯度,有利于对流系统沿冷池出流边界发展和组织化。从图9h可以看到,08—11时,冷池前沿在平原地区的快速推进过程表现为地面24℃等温线移速高达55—60 km/h;地面冷池加速移动过程与地面大面积的对流大风过程对应,极大风速达到26 m/s(黄石市铁山站19日09时02分,图9d);相对于平原地区,冷池前沿在桐柏山前向西北方向推进过程则慢得多,同样在冷池前沿推进到中尺度地形大洪山附近时,两侧的推进速度更快,也就是说,大洪山山体形成了明显的冷池阻滞,即起伏地形改变了冷池前沿的运动状态,造成冷池前沿的地面等温线向前推进过程中呈现出“波状”结构,而非平滑的弧型。

4.3 边界层急流、冷池结构与MCS演变和传播的关系

前文的分析已经表明,MCSA的发展过程具有明显的后向传播特征,后向传播使MCSA在大别山西坡上准静止3—4 h。随着对流降水的持续,山坡的气温也从24℃下降到20℃左右,表明山坡上确实存在较强的冷池“堆积”过程。由于冷池空气密度显著大于环境空气,大多数情况,山坡上冷池在重力的作用下存在加速下冲的过程,因此对流下山的传播过程一般显著快于平原地区(章翠红等,2018;程月星等,2018)。为什么这次过程中对流冷池的主体能在山坡上长时间维持?冷池维持和MCSA的准静止状态有何关系?

环境气流和大别山地形的相互作用可能是冷池和MCSA准静止状态维持的重要原因:由于垂直于山体的边界层西南急流强盛,对山坡上的冷池产生了强大的顶托作用,当这种顶托作用足以平衡甚至超过冷池密度流在斜坡上产生的向下作用力时,冷池无法在重力的作用下向山下倾泻,冷池的厚度

将逐渐增高,直到这种平衡被打破。这种对峙过程造成了冷池前侧更强的抬升机制,不断触发新生对流单体,新生单体随着环境引导气流向东北方向移动加强,最终在山顶附近减弱成层状云,造成了MCSA的准静止状态。从图9b、c对应地面等温线的分布可以看到,冷池首先是在大别山南北两端向西和西北方向推进的,它们分别触发和加强了MCSB、MCSC,而在向江汉平原突出山体的附近表现为“温度脊”(图9b、c中黄色圆圈对应),也就是说,位于海拔更高的山坡上的对流冷池推进速度反而明显落后于两侧的丘陵地带,这表明边界层低空急流对冷池的顶托作用主要体现在一定高度的山坡上,这与低空急流12 m/s的下边界高度是一致的,该期间510 m以下的西南风速较小。由于冷池本身是一个冷堆,通过对比冷池出流和环境风气流随高度的变化,可以大体判断冷池的厚度,该区域距离武汉雷达更近,利用雷达观测的径向风速更容易观测到低空急流对山坡上冷池的顶托作用。从沿环境低空急流的雷达径向风剖面(图10a)可以看到:08时前后,山前存在一支吹向山体、风速大于15 m/s的环境西南低空急流,山坡上存在一支东北气流,即对流冷池形成的出流,最大厚度4—5 km,最大风速大于10 m/s。值得注意的是,方向为指向雷达(东北风)、风速为10 m/s的径向风前沿几乎是直立的,前沿为5 m/s的东北风等风速线的坡度也很大,这与冷池在平原地区的形态特征存在明显差异,当冷池前沿越过武汉以后(图10b),尽管观测得到的地面对流大风更强,冷池前沿的等温线更密集(图9d),与之对应的近地面径向风速(东北风)超过27 m/s,但是出流的厚度只有1.5—2 km,前沿的楔形坡度要小得多。

上述观测事实表明,低于山体高度的边界层急流对强降水过程前期产生的对流冷池产生了强大的顶托作用,这种顶托作用产生的辐合效应进一步加强了山坡上的抬升运动,随着对流过程的持续,山坡上的冷池不断增强、厚度增大,直到密度流的重力作用开始占据优势,平衡被打破,冷池向江汉平原快速“俯冲”,形成地面出流大风。边界层急流对一定高度山坡上的对流冷池的顶托作用更强,造成冷池堆积更深厚,而在丘陵和平原地区对冷池的阻滞作用更弱,造成冷池推进速度更快,这种现象

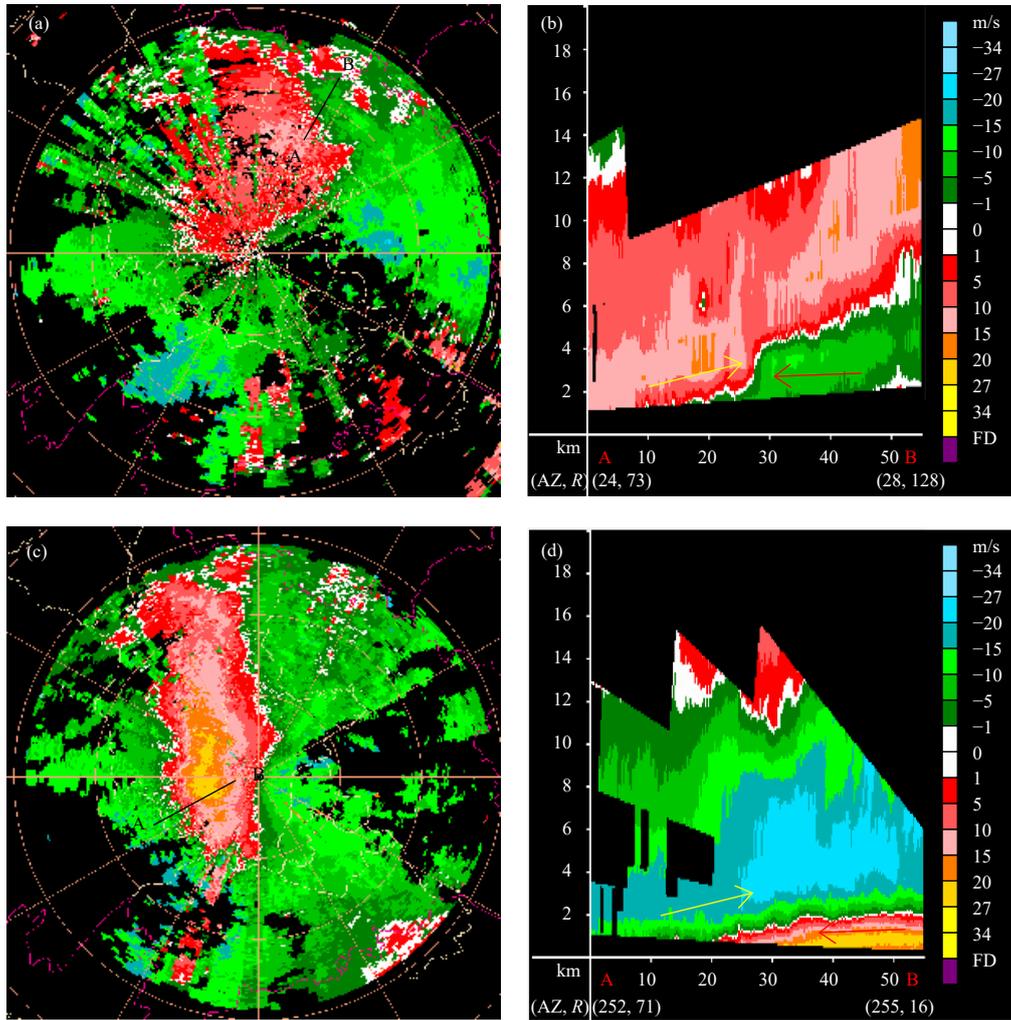


图 10 武汉雷达 0.5°仰角径向风分布(a、c)与穿过冷池前沿的径向风剖面(b、d)
(黑色直线为剖面位置,色标为风速值(m/s);a、b.2016年6月19日08时10分,c、d.2016年6月19日10时15分)

Fig. 10 The radial wind distribution of Wuhan radar at 0.5° elevation (a,c) and the radial wind section passing through the front of the cold pool (b,d)

(The black straight line shows the profile position and the color bar standards for the wind velocity (m/s);
a,b. 08: 10 BT; c,d. 10: 15 BT 19 June 2016)

与低空急流随高度分布有关(图 8c):本次天气过程中 08 时之前,低空急流 ≥ 12 m/s 的下边界高度位于 500 m 之上,方向基本上垂直于山体,而平原地区近地面层风速要弱得多,因此环境风对冷池推进的阻滞作用要弱得多,也不利于冷池厚度的堆积。但是,平原地区快速推进的冷池出流增强了对边界层暖湿西南气流动力强迫抬升作用,同时也增强了低层风垂直切变,促使 MCSB 发展加强,并逐步组织化。

综合上面的观测分析结果,可以得到这次低空急流作用下,对流冷池演变、移动与对流系统新生

和传播的动力学概念模型(图 11):首先,低空急流在地形抬升作用下,在山前和山坡上触发多单体对流,在西南环境气流作用下,对流系统向山体移动并不断合并增强,在迎风坡上形成强降水的同时,对流层中层干空气的夹卷过程形成地面冷池,由于边界层急流对山坡上的冷池有强烈的顶托作用,造成冷池主体无法下山而不断增厚,这一过程进一步增强了山前对流系统的发展,在山区形成长时间强降水。直到不断增厚的冷池向下的作用力超过边界层急流的顶托作用,或者由于低空急流的下边界迅速抬高致使边界层急流减弱消失,冷池前沿俯冲

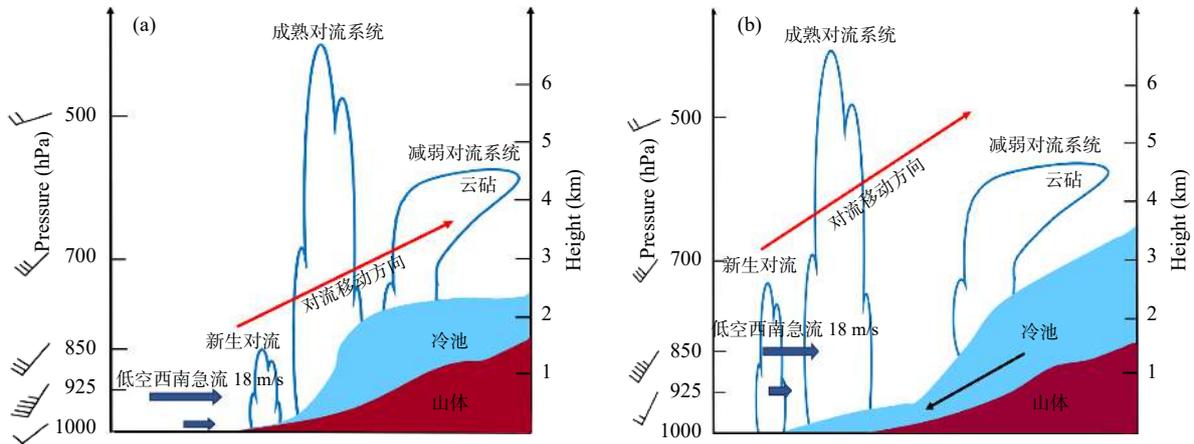


图 11 低空急流顶托作用与冷池加强 (a)、冷池下山 (b) 和 MCS 新生、传播关系的示意

Fig. 11 Schematic diagrams of supporting effect of low-level jet and strengthening (a) and descending (b) of cold pool, together with the newborn and propagation mechanism of MCS

下山,快速向平原地区推进。冷池前沿在平原地区的推进过程,迅速触发或加强平原地区的对流,另外,大面积冷池的前沿辐合线有利于对流系统组织,组织化的对流系统进一步强化了地面冷池,造成冷池前沿加速推进,产生了大范围雷暴大风。由于冷池前沿推进方向与低空环境风方向相反,产生了明显的后向传播现象,造成了平原地区出现另外一条与山前雨带平行的西北—东南强降水带。

5 结 论

基于多种观测资料对 2016 年 6 月 19 日鄂东极端强降水过程的降水时空分布特征、环流背景及中尺度对流系统触发、发展和维持机制进行了较为详细的分析,得到如下结论:

(1)此次极端强降水是在典型梅雨期环流特征的背景下发生的,然而与大多数梅雨锋上的强降水带沿低空切变线平行分布不同,此次极端强降水雨带呈倾斜的“n”字形,其中两条主雨带近乎与低空切变线垂直。雨带分布是由大别山迎风坡上西北—东南向 MCS、湖北中东部平原地区西北—东南向 MCS 和桐柏—大洪山东侧东北—西南向 MCS 造成的。这 3 个 MCS 移动缓慢,都具有典型的后向传播特征。

(2)与西北—东南向大别山垂直的低空暖湿西南急流的演变在此次极端强降水过程中起到重要作用:从形成极端降水的环境条件来说,暖湿的西南低空急流进一步加强了环境大气层结状态的不

稳定,并为极端强降水提供丰富水汽供应;从对流触发机制来说,大别山迎风坡上 MCS 初始雷暴是低空急流不断向低层扩展过程中在地形抬升作用下触发的;从对流的维持发展机制来说,扩展到边界层内的西南急流是大别山迎风坡 MCS 在山坡长时间维持的重要原因,垂直于大别山的边界层西南急流对山坡上的冷池产生强大的顶托作用,足以平衡甚至超过冷池密度流产生的向下作用力,这种对峙过程造成了冷池前侧更强的抬升机制,触发新生对流单体,新生单体随着引导气流向东北方向移动加强,形成了大别山迎风坡上 MCS 的准静止状态。

(3)通过综合观测分析,得到了这次低空急流作用下,对流冷池演变、移动与对流系统新生和传播的动力学概念模型。首先,低空急流在地形抬升作用下,在山前和山坡上触发多单体对流,在西南环境气流作用下,对流系统向山体移动并不断合并增强,在迎风坡上形成强降水的同时,对流层中层干空气的夹卷过程形成地面冷池,由于向低层扩展的低空急流对山坡上的冷池有强烈的顶托作用,造成冷池主体无法下山而不断增厚,这一过程进一步增强了山前对流系统的发展,在山区形成长时间强降水。直到不断增厚的冷池向下的作用力超过边界层急流的顶托作用,或者由于低空急流的下边界迅速抬高,冷池前沿俯冲下山,快速向平原地区推进。冷池前沿在平原地区的推进过程,迅速触发或加强平原地区的对流,另外,大面积冷池的前沿辐合线有利于对流系统组织,组织化的对流系统进一

步强化了地面冷池,造成冷池前沿加速推进,产生了大范围雷暴大风。由于冷池前沿推进方向与低空环境风方向相反,产生了明显的后向传播现象,造成了平原地区出现另外一条与山前雨带平行的西北—东南强降水带。

参考文献

- 陈明轩,王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟. 气象学报, 70(3): 371-386. Chen M X, Wang Y C. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China. Acta Meteor Sinica, 70(3): 371-386 (in Chinese)
- 陈明轩,王迎春,肖现等. 2013. 北京“7.21”暴雨雨团的发生和传播机理. 气象学报, 71(4): 569-592. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al. 2013. Initiation and propagation mechanism for the Beijing extreme heavy rainstorm clusters on 21 July 2012. Acta Meteor Sinica, 71(4): 569-592 (in Chinese)
- 陈双,王迎春,张文龙. 2016. 北京香山“7.29” γ 中尺度短时局地大暴雨过程综合分析. 暴雨灾害, 35(2): 148-157. Chen S, Wang Y C, Zhang W L. 2016. A comprehensive analysis of the meso- γ scale local heavy rain event around Xiangshan in Beijing on 29 July 2009. Torr Rain Dis, 35(2): 148-157 (in Chinese)
- 程月星,孙继松,戴高菊等. 2018. 2016年北京地区一次雷暴大风的观测研究. 气象, 44(12): 1529-1541. Cheng Y X, Sun J S, Dai G J, et al. 2018. Study on a thunderstorm event over Beijing in 2016. Meteor Mon, 44(12): 1529-1541 (in Chinese)
- 林宗桂,李耀先,林开平等. 2009. 一个长生命期中尺度对流系统维持机制的研究. 气象学报, 67(4): 640-651. Lin Z G, Li Y X, Lin K P, et al. 2009. A study on maintain mechanism of a long life-cycle mesoscale convective systems. Acta Meteor Sinica, 67(4): 640-651 (in Chinese)
- 刘淑媛,郑永光,陶祖钰. 2003. 利用风廓线雷达资料分析低空急流的脉动与暴雨关系. 热带气象学报, 19(3): 285-290. Liu S Y, Zheng Y G, Tao Z Y. 2003. The analysis of the relationship between pulse of LLJ and heavy rain using wind profiler data. J Trop Meteor, 19(3): 285-290 (in Chinese)
- 寿绍文,励申申,张诚忠等. 2001. 梅雨锋中尺度切变线雨带的动力结构分析. 气象学报, 59(4): 405-413. Shou S W, Li S S, Zhang C Z, et al. 2001. The dynamical structure of a mesoscale shear-line rain belt on Meiyu-front. Acta Meteor Sinica, 59(4): 405-413 (in Chinese)
- 孙继松. 2005a. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响. 高原气象, 24(1): 62-69. Sun J S. 2005a. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location. Plateau Meteor, 24(1): 62-69 (in Chinese)
- 孙继松. 2005b. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究. 大气科学, 29(3): 445-452. Sun J S. 2005b. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing area. Chinese J Atmos Sci, 29(3): 445-452 (in Chinese)
- 孙继松. 2017. 短时强降水和暴雨的区别与联系. 暴雨灾害, 36(6): 498-506. Sun J S. 2017. Differences and relationship between flash heavy rain and heavy rainfall. Torr Rain Dis, 36(6): 498-506 (in Chinese)
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 101pp. Tao S Y. 1980. Heavy Rainfalls in China. Beijing: Science Press, 101pp (in Chinese)
- 田付友,郑永光,张涛等. 2017. 我国中东部不同级别短时强降水天气的环境物理量分布特征. 暴雨灾害, 36(6): 518-526. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al. 2017. Characteristics of environmental parameters for multi-intensity short-duration heavy rainfalls over East China. Torr Rain Dis, 36(6): 518-526 (in Chinese)
- 王晓芳,崔春光. 2012. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析 I: 组织类型特征. 气象学报, 70(5): 909-923. Wang X F, Cui C G. 2012. Analysis of the linear mesoscale convective systems during the Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Part I: Organization mode features. Acta Meteor Sinica, 70(5): 909-923 (in Chinese)
- 徐珺,毕宝贵,谌芸等. 2018. “5.7”广州局地突发特大暴雨中尺度特征及成因分析. 气象学报, 76(4): 511-524. Xu J, Bi B G, Chen Y, et al. 2018. Mesoscale characteristics and mechanism analysis of the unexpected local torrential rain in Guangzhou on 7 May 2017. Acta Meteor Sinica, 76(4): 511-524 (in Chinese)
- 章翠红,夏茹娣,王咏青. 2018. 地形、冷池出流和暖湿空气相互作用造成北京一次局地强降水的观测分析. 大气科学学报, 41(2): 207-219. Zhang C H, Xia R D, Wang Y Q. 2018. Observational analysis of a local heavy rainfall in Beijing caused by terrain, cold pool outflow and warm moist air interactions. Trans Atmos Sci, 41(2): 207-219 (in Chinese)
- 张家国,周金莲,谌伟等. 2015. 大别山西侧极端降水中尺度对流系统结构与传播特征. 气象学报, 73(2): 291-304. Zhang J G, Zhou J L, Chen W, et al. 2015. The structure and propagation characteristics of the extreme-rain-producing MCS on the west side of Dabie Mountain. Acta Meteor Sinica, 73(2): 291-304 (in Chinese)
- 赵宇,裴昌春,杨成芳. 2017. 梅雨锋暴雨中尺度对流系统触发和组织化的观测分析. 气象学报, 75(5): 700-716. Zhao Y, Pei C C, Yang C F. 2017. Observational analysis of initiation and organization of meso-scale convective systems in a heavy rainfall event associated with Meiyu front. Acta Meteor Sinica, 75(5): 700-716 (in Chinese)
- 周静,郑永骏,苗春生等. 2017. 梅雨锋强降水与低空急流日变化的观测分析和数值模拟. 热带气象学报, 33(5): 750-761. Zhou J, Zheng Y J, Miao C S, et al. 2017. The characteristics and numerical simulation of diurnal variations of low-level jet and Meiyu front heavy rainfall. J Trop Meteor, 33(5): 750-761 (in Chinese)
- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J Atmos Sci, 42(16): 1711-1732
- Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al. 2002. Inferences of

- predictability associated with warm season precipitation episodes. *J Atmos Sci*, 59(13): 2033-2056
- Du Y, Rotunno R, Zhang Q H. 2015. Analysis of WRF-simulated diurnal boundary layer winds in eastern China using a simple 1D model. *J Atmos Sci*, 72(2): 714-727
- Du Y, Chen G X. 2018. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part I : Ensemble-based analysis. *Mon Wea Rev*, 146(11): 3827-3844
- Houze R A Jr, Smull B F, Dodge P. 1990. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Mon Wea Rev*, 118(3): 613-654
- Jirak I L, Cotton W R, McAnelly R L. 2003. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. *Mon Wea Rev*, 131(10): 2428-2449
- Junker N W, Schneider R S, Fauver S L. 1999. A study of heavy rainfall events during the Great Midwest Flood of 1993. *Wea Forecasting*, 14(5): 701-712
- Moore J T, Glass F H, Graves C E, et al. 2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Wea Forecasting*, 18(5): 861-878
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3413-3436
- Richardson Y P. 1999. The influence of horizontal variations in vertical shear and low-level moisture on numerically simulated convective storms[D]. Norman: University of Oklahoma, 209-210
- Rigo T, Llasat M C. 2004. A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar: Application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 4(1): 59-68
- Schuesser H H, Houze R A Jr, Huntrieser H. 1995. The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. *Mon Wea Rev*, 123(7): 2070-2097
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 133(4): 961-976
- Schumacher R S, Johnson R H. 2006. Characteristics of U.S. extreme rain events during 1999-2003. *Wea Forecasting*, 21(1): 69-85
- Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al. 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China. *J Meteor Res*, 29(3): 370-384
- Wang C C, Chen G T J, Carbone R E. 2004. A climatology of warm-season cloud patterns over East Asia based on GMS infrared brightness temperature observations. *Mon Wea Rev*, 132(7): 1606-1629
- Xiao X, Sun J Z, Chen M X, et al. 2019. Comparison of environmental and mesoscale characteristics of two types of mountain-to-plain precipitation systems in the Beijing region, China. *J Geophys Res Atmos*, 124(13): 6856-6872