

徐 姝, 东高红, 熊明明, 2019. 冷池对引发新乡“7·9”特大暴雨的中尺度对流系统的影响分析[J]. 气象, 45(10):1426-1438. Xu S, Dong G H, Xiong M M, 2019. Impact of cold pool on mesoscale convective system for extreme rainfall over Xinxiang on 9 July 2016[J]. Meteor Mon, 45(10):1426-1438(in Chinese).

冷池对引发新乡“7·9”特大暴雨的中尺度 对流系统的影响分析*

徐 姝¹ 东高红¹ 熊明明²

1 天津市气象台, 天津 300074

2 天津市气候中心, 天津 300074

提 要: 利用 NCEP 再分析资料、常规观测资料、FY-2E 卫星 TBB 资料、多普勒雷达探测资料和地面加密自动站资料分析了 2016 年 7 月 9 日新乡特大暴雨过程的中尺度特征, 并揭示了冷池形成原因及其对产生强降水的中尺度对流系统发生发展的影响。研究表明: 新乡地区特大暴雨是由一个“低质心”结构的后向传播-准静止-涡旋状中尺度对流系统产生的。由层状云和对流性降水产生的冷池出流形成的中尺度温度梯度导致地面辐合进而触发对流。冷池出流与环境风场形成的假相当位温密集带为对流系统提供不稳定能量, 两者强度相当的对峙使能量密集带稳定少动, 而中尺度对流系统的上风方即冷池出流南侧由于锋生作用将暖湿空气抬升并不断触发新对流, 这种后向传播方式导致中尺度对流系统移动缓慢处于准静止状态, 新生对流单体在地面中尺度涡旋流场的作用下呈有组织的涡旋状旋转, 不断经过新乡地区造成强降水持续。湿冷的冷池同时也是本次强降水过程近地面水汽来源之一。太行山的阻挡作用导致冷池在山前堆积后向承载层平流方向相反的方向移动; 小地形的峡谷效应有利于冷池出流南移, 而且为中尺度地面涡旋形成提供了一支重要的西北气流。

关键词: 冷池, 特大暴雨, 后向传播, 涡旋状 MCS

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.10.009

Impact of Cold Pool on Mesoscale Convective System for Extreme Rainfall over Xinxiang on 9 July 2016

XU Shu¹ DONG Gaohong¹ XIONG Mingming²

1 Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

2 Tianjin Climate Centre, Tianjin 300074

Abstract: Based on a variety of NCEP reanalysis data, conventional weather data, temperature of black bold (TBB) data from FY-2E satellite, Doppler radar products and densely observed data from automatic surface weather observation system, the mesoscale characteristics of the torrential rain process that occurred over Xinxiang on 9 July 2016 are analyzed. Furthermore, the formation mechanism of the cold pool is revealed and its impact on mesoscale convective system (MCS) produced extreme rainfall is studied. The results show that: the back-building-quasi-stationary and vortex-shaped MCS, with low-quality core structure, led to the extreme severe rain over Xinxiang. The cold pool outflow, caused by stratiform precipitation and convective precipitation, led to the surface convergence, and furthermore, the surface convergence triggered and intensified the convection. MCS obtained unstable energy from the dense zone of surface

* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2019 006)、天津市气象局重点项目(201812zdxm02)共同资助

2018 年 3 月 26 日收稿; 2019 年 4 月 9 日收修定稿

第一作者: 徐姝, 主要从事天气预报和服务工作. Email: xushu210@163.com

通信作者: 东高红, 主要从事中尺度天气预报技术和城市气象研究. Email: qwerty8825@sina.com

potential pseudo-equivalent temperature formed by cold pool flow and ambient wind. The cold pool outflow and ambient wind were similar in strength, resulting in a stable dense zone of surface potential pseudo-equivalent temperature. For the frontogenetic function, the warm and moist air was lifted to the point of saturation, and upstream reignited deep convection in the south of the cold pool. Such backward propagation decreased the moving speed of MCS, and even made it into a quasistatic state. Under the effect of surface mesoscale vortex system, new convective cells organically rotated like vortex, and repeatedly passed Xinxiang, bringing continuous heavy rain to Xinxiang. The moist cold pool was an important source for the surface water vapor. The Taihang Mountain was thought to trap the cold pool from spreading. As a result, the cold pool moved in the opposite direction of the steering flow. Canyon effect of small topography contributed to the south movement of the cold pool. In addition, it provided an important northwest flow for the surface mesoscale vortex system.

Key words: cold pool, severe torrential rain, backward propagation, vortex-shaped MCS

引 言

随着全球变暖的加剧,极端降水普遍呈现增加的趋势(Goswami et al, 2006)。持续时间长的极端降水易引发城市内涝、山洪地质灾害,其危害异常严重。极端降水多是由于对流系统在某区域长期维持,或者系统中的对流单体连续经过同一地区产生(Doswell III et al, 1996)。局地极端降水通常与“后向建立/准静止”对流系统有关,这种对流系统由线状或者簇状深厚湿对流组成,新生对流单体会不断从旧单体上风方生成(Schumacher and Johnson, 2005)。由于在上风方的特定区域内持续有对流发展,这不仅需要向该地区提供不稳定能量和水汽,还需要在这个相对小的区域内有触发深厚对流的机制,触发或者维持机制通常包括锋面抬升、地形作用、垂直风切、出流边界或者密度流等(Houston and Wilhelmson, 2011; Coniglio et al, 2012; 郑淋淋和孙建华, 2016; 黄小刚等, 2017; 王丛梅等, 2017; 尉英华等, 2019; 李超等, 2018)。

Hane et al(1987)指出中尺度对流系统内由于蒸发和融化作用形成的降温会产生近地面冷池,冷池内的蒸发冷却可以增加空气密度进而加剧下沉,下沉的同时常常伴随着低层入流(Corfidì, 2003)。新的对流单体常常沿着冷池和环境风场之间出流边界生成。人们已经通过数值模拟证明了冷池是对流系统主要的维持机制(Fovell and Tan, 1998; 郑淋淋等, 2019)。

大量研究表明冷池在极端降水中的重要性。冷池形成的自维持机制可以导致雨带的长期维持

(Ishihara et al, 1995);冷池出流促进地面辐合气流形成(何斌等, 2015);冷池与周边暖湿气流相互作用不断触发新的雷暴(张楠等, 2018),导致强降水持续(Davis and Lee, 2012);冷池会增加低层大气斜压性(廖移山等, 2011),增强局地锋生(Nagata and Ogura, 1991);由前期对流产生的冷池边界还可以补偿另一个列车型对流系统的线性对流区域,例如“弓箭效应”(Keene and Schumacher, 2013)、ROD(rearward off boundary development)(Peters and Schumacher, 2015)。由此可见,冷池在极端降水过程中并不少见,且它们维持降水系统的方式迥异。

2017年7月9日,新乡地区出现特大暴雨过程,小时雨强和累积降水量均打破历史极值,强降水造成城区内涝严重,交通瘫痪,电力通信中断,农作物被淹,直接经济损失超23亿,但不管是提前12h还是6h,国家级和省级气象台站均对特大暴雨区存在漏报(漆梁波和徐珺, 2018),这次暴雨局地性、突发性强,预报难度大,是一次非常值得研究和分析的过程,因此本文利用多种观测资料对导致此次暴雨的中尺度对流系统的发展演变以及冷池对特大暴雨的触发作用进行分析,以期加深对此类局地极端降水事件的理解,为之后类似过程的预报和预警提供参考。

1 降水实况与环流背景分析

1.1 降水实况

2016年7月8—9日,内蒙古东南部、陕西北部、山西中部、河南西北部依次出现了一次大范围的

强降水过程,雨带整体呈西北—东南向分布,河南北部新乡地区出现了 439.9 mm 的特大暴雨中心。从该地区的雨量分布(图 1)和逐时雨量(图 2)可以看出,河南西北部的林州从 8 日 20 时出现降水,一直持续到 9 日 11 时,逐时雨强都在 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下,以稳定性降水为主;林州偏东南方向的淇县,强降水时段集中在 8 日 23 时到 9 日 01 时,最大雨强达 $60.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,此后为混合型降水;特大暴雨中心的辉县和新乡强降水集中出现在 9 日 03—10 时,逐时雨强都在 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上,最大雨强分别达到了 111.1 和 $101.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,7 h 累积雨量达到 420.1 和 392.7 mm,占总雨量的 95%。此次暴雨过程的特点是降水强度大、范围小、降水时段集中,具有明显的中尺度特征。

1.2 环流形势和环境条件

高空图中(图 3),500 hPa 中河套低涡位于陕蒙交界处,低涡东南象限有明显的正涡度平流,到 9 日 02 时,豫北正好位于低涡东南象限的辐合上升区内;超强台风尼伯特位于台湾海峡,副热带高压呈南北向块状分布,主体位于海上,高压北侧伸展至日本海南部,850 hPa 上台风与其东侧副热带高压之间存在风速为 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的显著东南气流,将水汽从南海输送到太行山南麓,水汽通量中心值达到

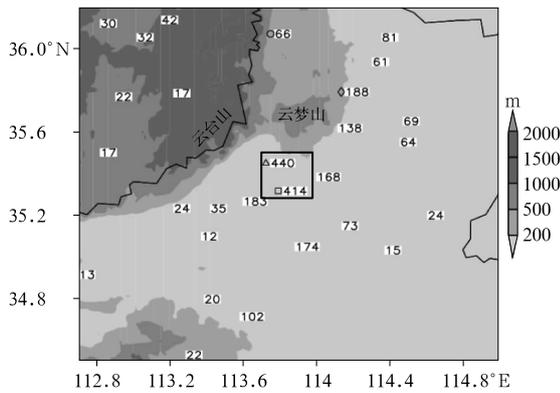


图 1 2016 年 7 月 8 日 20 时至 9 日 20 时的雨量(单位:mm)分布和地形(阴影)叠加
(△辉县;□新乡;○林州;◇淇县;
方框标注 $\geq 400 \text{ mm}$ 降水区)

Fig.1 Accumulated rainfall (unit: mm) and terrain (shaded area) from 20:00 BT 8 to 20:00 BT 9 July 2016
(△ Huixian; □ Xinxiang; ○ Linzhou;
◇ Qixian; Box denotes precipitation center $\geq 400 \text{ mm}$)

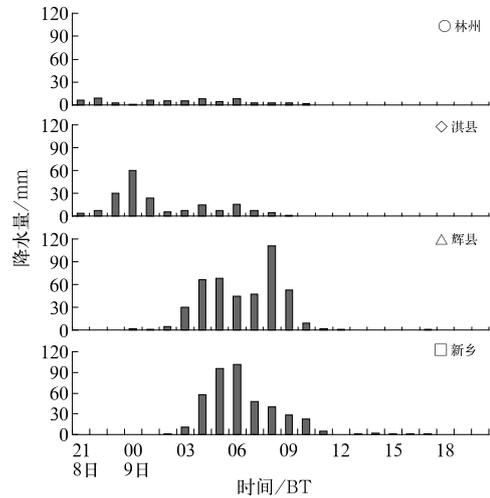


图 2 2016 年 7 月 8 日 20 时至 9 日 20 时豫北 4 个站点逐时降水量

Fig.2 Evolutions of hourly precipitation of four stations in northern Henan from 20:00 BT 8 to 20:00 BT 9 July 2016

$20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,并随着时间推移向西北方向移动靠近新乡地区,使新乡处在水汽通量中心下游方的辐合区内。

为了解强降水发生前的大气环境特征,选取 8 日 20 时郑州探空进行分析(图 3c)。强降水发生前对流有效位能达到 $2718.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,而对流抑制能量只有 $16.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,基本可以忽略。抬升凝结高度在 950 hPa 附近,自由对流高度也低至 910 hPa,20 时的地面露点温度达到 25°C ,大气可降水量达到 57.2 mm,这表明沿着台风外围从南海输送过来的东南气流不仅为中尺度对流系统的发展提供了有力的条件不稳定环境,还为此次降水提供了水汽。

2 中尺度系统的发生发展

虽然 7 月 8 日夜间的天气形势和中尺度环境特征都有利于豫北强降水的发生,但特大暴雨只发生在新乡地区,而局地的强降水一般都是中小尺度系统造成的,因此进一步利用雷达、卫星资料对中尺度系统的发生发展过程进行分析。

发生发展阶段(8 日 23 时至 9 日 02 时) 23 时,对流系统初生时,云盖较暖, TBB 均高于 -52°C 。雷达回波图上(图略),沿着太行山分散着一些弱回波,这些回波与太行山脉走向一致,呈东北—西南向,降水强度在 $1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右,回波可能是由于

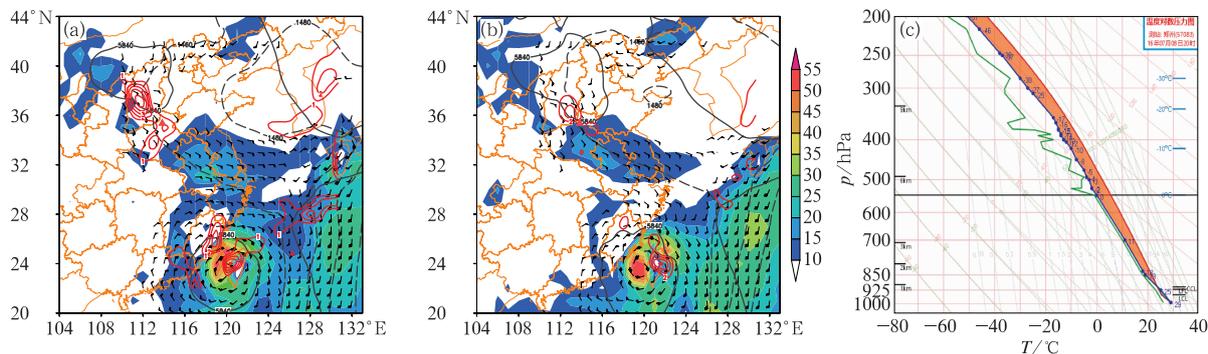


图 3 2016 年 7 月 8 日 20 时(a)、9 日 02 时(b)高空 500 hPa 高度场(黑色等值线,单位:gpm)、500 hPa 涡度平流(橙色等值线,单位: $10^{-9} s^{-2}$)、850 hPa 高度场(黑色虚线,单位:gpm)、850 hPa 风场($>6 m \cdot s^{-1}$ 用蓝色风向杆表示)、850 hPa 水汽通量(阴影,单位: $g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$)、观测到的最大降水落区(红色三角)和(c)8 日 20 时郑州探空曲线

Fig. 3 Geopotential height (black solid line, unit: gpm) and cyclonic vorticity advection at 500 hPa (orange solid line, unit: $10^{-9} s^{-2}$), geopotential height (dotted black line, unit: gpm), wind field ($>6 m \cdot s^{-1}$, blue barb), and moisture flux at 850 hPa (shaded area, unit: $g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$), the location of maximum observed rainfall (red triangle) at 20:00 BT 8 (a), 02:00 BT 9 (b) and sounding curves at Zhengzhou at 20:00 BT 8 (c) July 2016

地形抬升作用引起。单纯由太行山地形引起的降水,一般不会超过 $10 mm \cdot h^{-1}$ (王丽荣等,2013)。在这些弱回波东北侧的鹤壁地区,由于地面西北和东南辐合线作用对流云团 M β CS-A 触发并迅速发展。00 时(图 4a),云盖向东偏南方向扩展, $-42^{\circ}C$ 范围扩大,雷达回波中,M β CS-A 略往南压,受其影响,淇县出现了 $60 mm \cdot h^{-1}$ 的强降水,在 M β CS-A 的西南侧,原来沿山的弱回波地区有对流系统 M β CS-B 生成;02 时(图 4b),M β CS-A 减弱消散,众多 M γ CS 从西南、偏南、偏东方向汇入了 M β CS-B, M β CS-B 面积增大,回波增强,中心强度达到 52 dBz,云系由松散的云团逐渐发展成为密实的团状结构,云团中出现小于 $-52^{\circ}C$ 的云顶亮温。

成熟阶段(9 日 03—08 时)云团发展面积增大,小于 $-52^{\circ}C$ 的面积也随之增加,云团演变成圆形,随着时间推移,云团缓慢向东南方向移动,这种云形结构是导致河南出现对流性暴雨的中尺度对流系统的常见类型(苏爱芳等,2013)。从雷达回波看(图 4c, 4d, 4e, 4f),对流回波带被大片层状云降水回波所包裹,反射率因子大值区从冷云盖中心移到其左后方,即从 TBB 低值中心移动到 TBB 梯度大值区,而层状云降水区由系统移动方向的后方转移到系统移动方向的前方,即由尾随层状云转变成前导层状云降水型,这是产生极端强降水的后向传播中尺度对流系统(后向建立中尺度对流系统)的典型特征之一

(张家国等,2015)。结合环境流场分析,风暴承载层为东南风,新单体不断从强回波上风方生成并入 M β CS-B,表明中尺度对流系统以后向传播为主,整个对流系统移动开始变得缓慢,甚至处于准静止状态。

从回波演变来看强回波开始呈现涡旋状旋转。03 时,M β CS-B 中 40 dBz 的回波已经出现涡旋状,在 40 dBz 的回波区域内凌乱地散落着一些 45 dBz 的 γ 中尺度小对流单体(图 4c),这些小的单体回波尺度在 5 km 左右;04 时,涡旋状回波北端和南端 45 dBz 的回波分别出现了东西向排列的迹象(图 4d),从剖面图(图 5a)可以看出,这些 γ 尺度的对流基本还是独立发展的,水平尺度达到 10 km,较前一刻有所增长,对流高度在 3 km 以下;05 时,对流单体开始合并,并且有组织地涡旋状旋转,涡旋的开口由西南向逆时针旋转为正南向(图 4e),合并后的 M β CS-B 进一步加强(图 5b),45 dBz 的回波高度发展到 3 km 以上,还出现了大于 50 dBz 的强回波;到 07 时 M β CS-B 的涡旋结构最为明显(图 4f),涡旋回波带后部有类似缺口的弱回波区,弱回波区出现的同时,对流发展到最旺盛阶段,强回波主体都达到 4 km(图 5c),弱回波区与涡旋回波前端交汇处出现一个强度达到 57 dBz 的回波中心,造成新乡地区出现了本次降水过程的最强降雨强 $111.1 mm \cdot h^{-1}$ 。08 时,弱回波区伸入到 M β CS-B 内部,受其影

响涡旋回波带出现了断裂,断裂后的南北两支回波带强度均减弱(图 4g),45 dBz 的回波均降到了 3 km 以下,北支回波带还出现了分裂(图 5d)。

由图 5 可以看出,整个降水过程中,40 dBz 以上的强回波都集中在 5 km 以下,质心位置低,结合郑州站的探空(图 3c)可知,8 日 20 时的 0°C 高度约 5300 m,抬升凝结高度约 950 m,云体的主要部分均在 0°C 以下,为对流暖云主导型降水,而且暖云层厚度达 4350 m,非常有利于高降水效率的产生,从而造成了本次强降水过程。

消散阶段(9 日 09 时以后)(图 4h) 圆形云盖解

体, -52°C 面积消失。回波图中,弱回波区不断向前伸展、扩大, $M\beta\text{CS-B}$ 强度继续减弱。虽然 10 时(图略),回波在南压过程中经过水源地黄河时略有增强,但维持时间短,影响区域小,并没有阻止整个系统走向消亡。11 时,大片层状云回波出现了断裂,结构变得松散,降水减弱,12 时以后,豫北降水基本结束。

从造成豫北部强降水的 $M\beta\text{CS}$ 特征来看,卫星云图中表现为一个圆形的云团,云团移动速度缓慢,强降水出现在 TBB 低值中心以及 TBB 梯度大值区;雷达图中,后向传播方式的中尺度对流系统移动

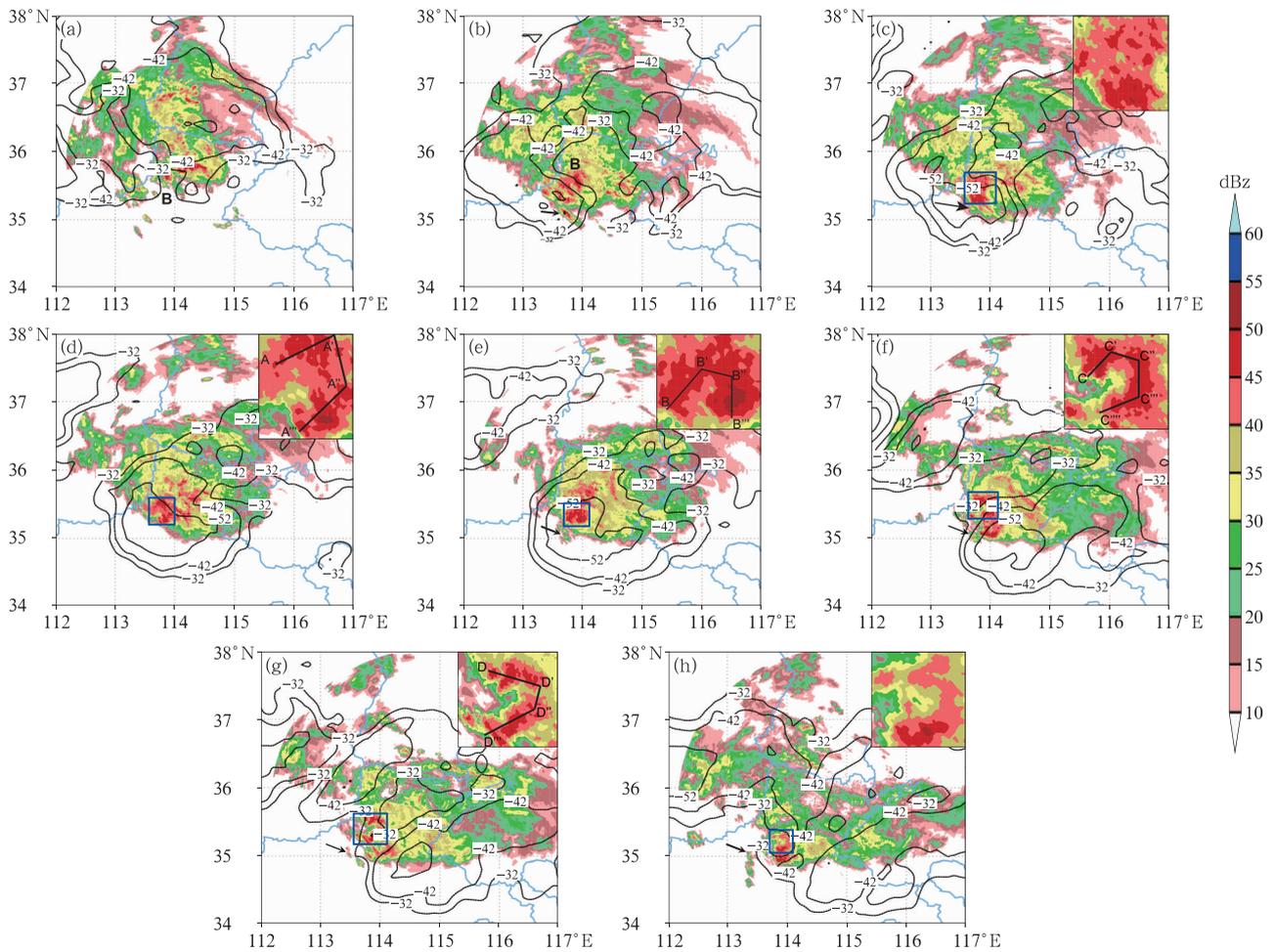


图 4 2016 年 7 月 9 日 00—09 时雷达组合反射率(阴影)与同时刻云图 TBB(等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)叠加
(a)00 时,(b)02 时,(c)03 时,(d)04 时,(e)05 时,(f)07 时,(g)08 时,(h)09 时
(箭头代表新生单体)

Fig. 4 Composite reflectivity (shaded area) and the FY-2D satellite TBB (contour, unit: $^{\circ}\text{C}$)
at the same time from 00:00 BT to 09:00 BT 9 July 2016
(a) 00:00 BT, (b) 02:00 BT, (c) 03:00 BT, (d) 04:00 BT, (e) 05:00 BT,
(f) 07:00 BT, (g) 08:00 BT, (h) 09:00 BT
(arrow: newly-generated cell)

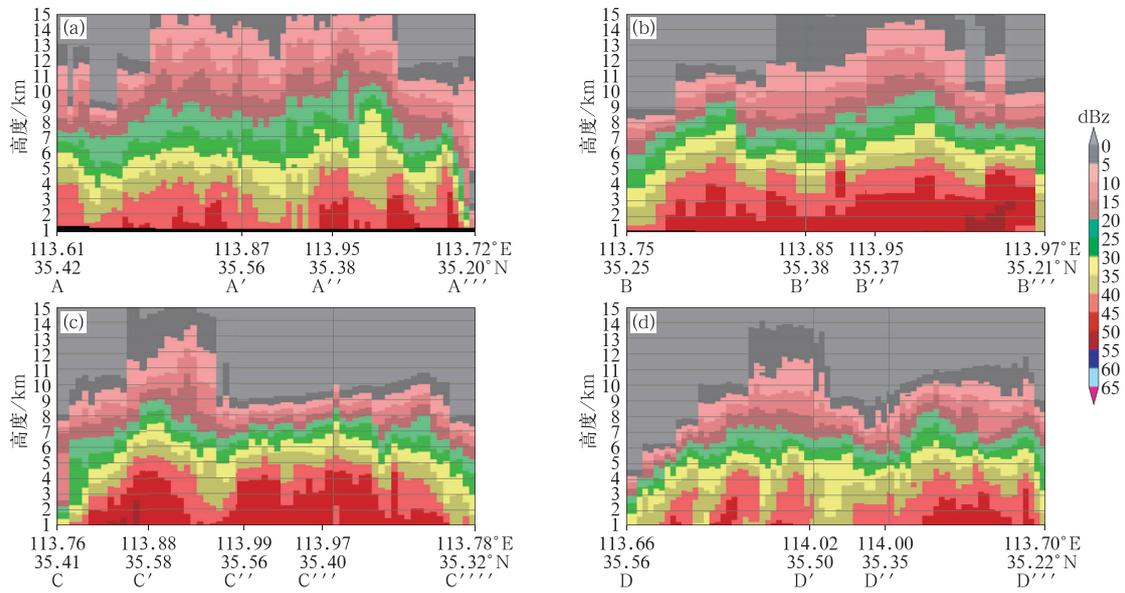


图 5 2016 年 7 月 9 日 04 时沿图 4d 中 A-A'-A''-A'''(a),05 时沿图 4e 中 B-B'-B''-B'''(b), 07 时沿图 4f 中 C-C'-C''-C'''-C''''(c),08 时沿图 4g 中 D-D'-D''-D'''做反射率垂直剖面
 Fig. 5 Vertical cross-sections of reflectivities along the A-A'-A''-A''' direction in Fig. 4d at 04:00 BT (a), along the B-B'-B''-B''' direction in Fig. 4e at 05:00 BT (b), along the C-C'-C''-C'''-C'''' direction in Fig. 4f at 07:00 BT (c) and along the C-C'-C''-C'''-C'''' direction in Fig. 4g at 08:00 BT 9 July 2016

缓慢处于准静止状态,涡旋状回波带中的对流单体之间合并导致对流不断加强,随着弱回波区的建立表现出明显的冷暖锋结构,而涡旋状旋转造成的列车效应则导致强降水在新乡地区长时间维持;整个过程冷云盖的 TBB 最低值也只有 -59°C ,对应雷达剖面中强回波也主要集中在 4 km 以下,属于降水效率高的“低质心”对流暖云主导型降水。

3 冷池的形成与演变

自动站资料分析显示,由于前期局地对流降水影响,在河南西北部出现了 4°C 以上的降温(图 6a),在该地区形成一冷池。后期由于对流云团后部尾随层状云降水影响,冷池稳定维持。利用地面 24°C 特

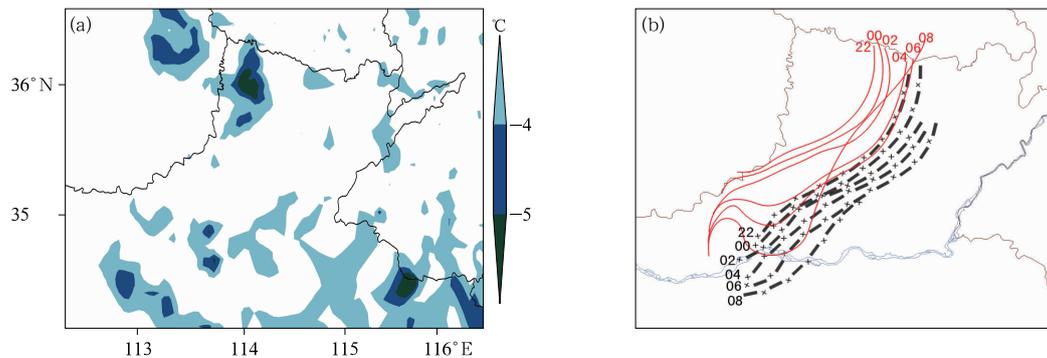


图 6 2016 年 7 月 8 日 20 时(a)地面过去 3 h 变温分布, (b)8 日 22 时至 9 日 08 时地面 24°C 特征温度线(红色等值线)和地面冷流出流边界演变(黑色星划线)

Fig. 6 Distribution of 3 h air temperature change at 20:00 BT 8 (a), evolution in the 24°C characteristic line (red contour) and the boundary of cold outflow (black star dashed line) from 22:00 BT 8 to 08:00 BT 9 (b) July 2016

征温度线和地面冷出流边界随时间的变化代表冷池的动态演变。从图 6b 可以看到,从 8 日 22 时到 9 日 08 时,冷出流边界和特征温度线缓慢向南移动,这与中尺度对流系统在云图及雷达图中移动特征一致。

4 对流系统的触发与维持机制

4.1 冷池的触发作用

大尺度天气形势和环境场为中尺度对流系统的生成提供了有利的环境条件,但是中尺度对流系统发生最关键的因素是触发条件。统计表明(王丽荣等,2013),虽然夜间至 09 时在太行山东麓由于地形造成的地面辐合比较明显,但是,对应的降水过程并不多,这主要是由于这一阶段低层辐射逆温比较强,大气层结相对稳定,以至于地形引起的弱地面辐合无法触发对流。

由地面温度场(图 7)发现,由于冷平流的输送,导致 $M\beta CS-B$ 所在的区域地面气温较两侧明显偏高,形成中尺度温度梯度。从温度平流和风场的分布来看,有两股冷空气分别沿着西北路径和东北路

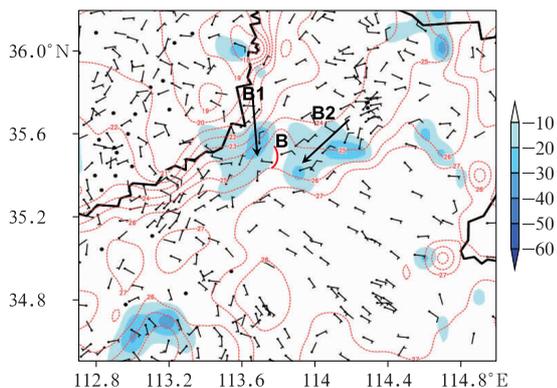


图 7 2016 年 7 月 9 日 00 时地面温度平流(阴影,单位: $10^{-6} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)、温度场(红虚线等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)和风场叠加图
(“B”: $M\beta CS-B$ 的位置; B1, B2: 地面风场流线; 红实线: γ 中尺度辐合线)

Fig. 7 Surface temperature advection (shaded area, unit: $10^{-6} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$), temperature field (red dashed contour, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind overlay chart at 00:00 BT 9 July 2016

(“B”: position of $M\beta CS-B$; B1, B2: surface wind stream; solid red line: position of meso- γ scale surface convergence line)

径南下: B1 是从西北部南下的中尺度冷性气流,在 $M\beta CS-B$ 上游的晋冀豫交接地区由于前期局地对流降水和后期对流云团后部尾随层状云降水影响,该地区形成温度低于 18°C 的冷空气堆,以林州站为例(图 2),该地区自 20 时出现层状云降水,雨滴从云底落至地面过程中因蒸发对环境温度冷却作用,产生了中尺度冷性气流 B1; B2 是 $M\beta CS-A$ 对流性强降水产生的冷池出流,云梦山东侧的淇县在 00 时产生了 $60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时暴雨(图 2),其出流为偏东风,受云梦山阻挡后转为与沿云梦山东侧地形一致东北风进入新乡地区。B1 和 B2 进入新乡地区后, $M\beta CS-B$ 形成的地区较周边地区气温明显偏高,引起地面气压下降,温压场不平衡,在气压梯度力的作用下,该处地面空气辐合出现 γ 中尺度辐合线,随后触发 $M\beta CS-B$ (图 4a),因此,由层状云和对流性降水产生的冷池出流形成的中尺度温度梯度导致地面辐合可能是触发对流发展的重要原因。

4.2 中尺度对流系统维持机制

从 θ_{se} 分布图(图 8)中可以明显看到冷池贯穿了对流发展的整个过程,冷池出流与来自黄海、渤海的高能暖湿气流形成了一条东北—西南走向的 θ_{se} 密集带, Parker and Johnson(2004)指出层云降水的蒸发冷却作用,会导致低层大气变冷、变湿,使低层温度梯度增大、大气不稳定增强。结合相同时刻的回波分布(图 4)可以看到,在强回波对应的位置为 θ_{se} 的密集区,表明此处大气极不稳定,易造成强降水。03—08 时, θ_{se} 的密集区的位置稳定少动,有研究表明,对流产生的冷池出流产生类似重力波的作用(Simpson, 1997),将逆流而上的东南入流向相反方向缓慢推进,而这个过程是影响对流系统缓慢移动甚至保持静止的重要因素。

θ_{se} 水平梯度随时间增大为锋生过程,反之为锋消过程(段旭等, 2018)。为了定量衡量 θ_{se} 水平梯度随时间的变化,采用锋生公式(陶诗言等, 2008)

$$F = -\frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left[\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] - \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \frac{\partial\theta_{se}}{\partial p}$$

式中, F 表示总锋生, 右侧两项分别为水平锋生项和垂直锋生项, 由于地面垂直速度无观测资料, 文中仅

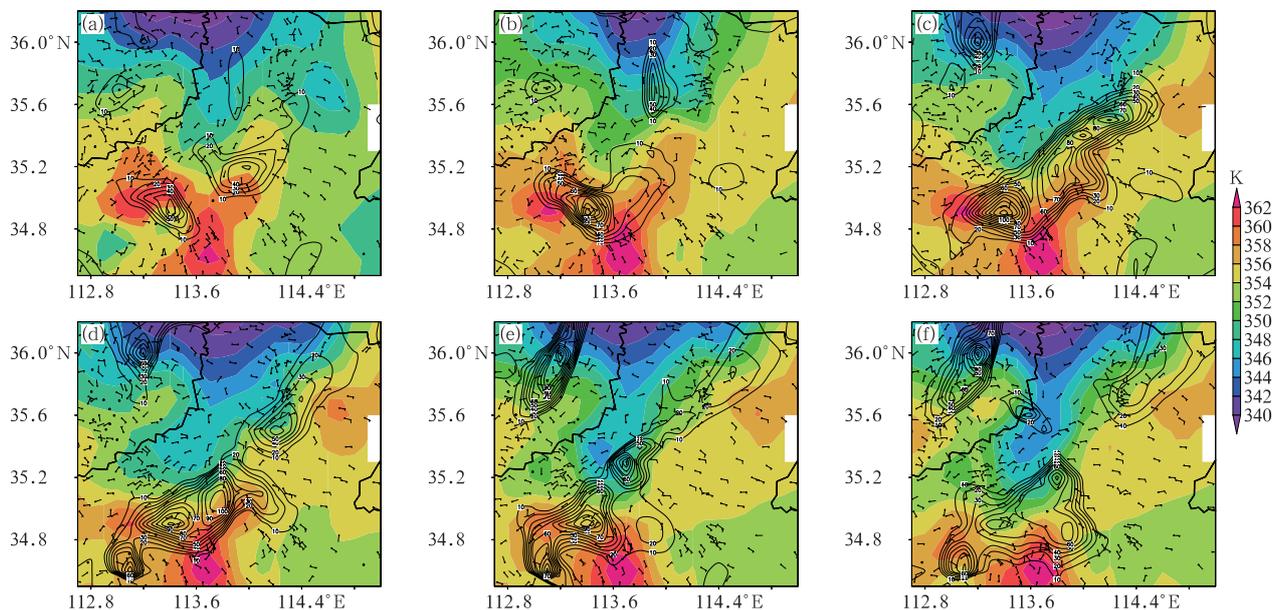


图 8 2016 年 7 月 9 日 03—08 时假相当位温(阴影)、锋生函数(等值线, 单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)风场叠加图

(a)03 时,(b)04 时,(c)05 时,(d)06 时,(e)07 时,(f)08 时

Fig. 8 The potential pseudo-equivalent temperature (shaded area), frontogenesis function (counter, unit: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) the wind field (barb) from 03:00 BT to 08:00 BT 9 July

(a) 03:00 BT, (b) 04:00 BT, (c) 05:00 BT, (d) 06:00 BT, (e) 07:00 BT, (f) 08:00 BT

计算水平锋生项。

图 8 中显示锋生函数与 θ_{se} 水平梯度密集区相对应,锋生区呈西南—东北向带状分布,随着冷池向南渗透,锋生也逐渐加强,对应回波演变来看,无论是中尺度对流系统的发展阶段还是成熟阶段,在对流系统的南侧都有新单体生成并入,水平锋生主要由水平风场汇合造成,水平锋生一方面提供水汽输送,另一方面加强辐合抬升,这种锋生抬升作用可以将高能暖湿气流抬升并触发深对流,对流不断合并使得中尺度对流系统能维持和发展。此外,研究表明,强降水必然产生强烈的潜热释放,由地面降水资料估算的对流潜热加热率中心最大值甚至可以达到大尺度的 2 倍(雷蕾等,2017),强降水的潜热释放可增强该地区的热力不连续性,广义位温的水平梯度加大,产生明显的锋生(赵强等,2017),而锋生又有利于雨强的加强(郭英莲等,2014),这种强降水与锋生的正反馈过程也可能是本次强降水过程得以长时间维持的重要机制之一。08 时以后,冷池继续南移,且速度快于中尺度对流主体,进而阻断暖湿气流抬升,最终导致对流减弱。

以上分析可以看到,冷池贯穿了对流发展的整

个过程,且冷池流出与环境风场形成的假相当位温密集带为对流系统提供不稳定能量;冷池流出可能产生类似重力波的作用,导致 θ_{se} 密集区的位置稳定少动;而中尺度对流系统的上风方即冷池流出南侧由于锋生作用将暖湿空气抬升并不断触发新对流,这种后向传播方式导致中尺度对流系统移动缓慢处于准静止状态。

5 对流单体组织化发展原因

分析地面风场观测资料发现,从 9 日 03 时(图 9a),新乡地区有一个中尺度涡旋流场出现,随后的 5 h 里,该流场稳定维持。对应相同时刻的回波演变来看,9 日 03—08 时,众多 γ 中尺度对流单体从凌乱散落的状态(图 4c)发展成有组织的涡旋状旋转(图 4e),将回波与地面风场分布进行对比可知,涡旋状 MCS 与该中尺度涡旋流场在位置上有很好的对应关系,因此,该地面流场很可能导致了对流单体有组织的涡旋状排列。为进一步确认二者在强度上的关系,用涡度衡量该流场的旋转程度,用小时降水量代表回波强度,由图 9g 看出,涡度的强度

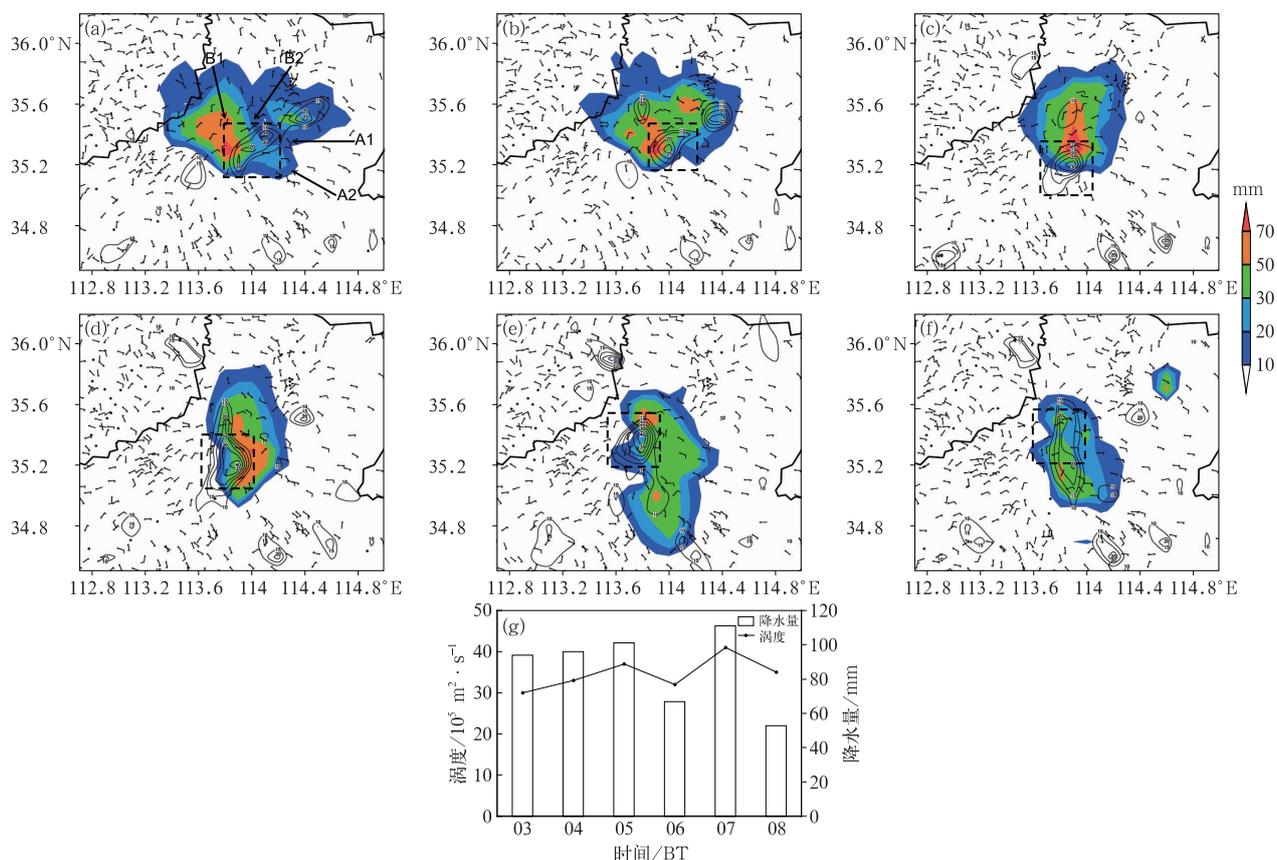


图 9 2016 年 7 月 9 日 03—08 时(a—f)地面涡度(实线,单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$)与其后 1 h 降水量(阴影)、地面风场的叠加、涡度与其后 1 h 最大降水量逐时演变(g)
(a)03 时,(b)04 时,(c)05 时,(d)06 时,(e)07 时,(f)08 时
(A1, A2, B1, B2: 地面风场流线; 虚线方框: 中尺度涡旋流场中心区)

Fig. 9 Surface vorticity (solid line, unit: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$), the wind field (barb) and subsequent precipitation (shaded area) after 1 h from 03:00 BT to 08:00 BT 9 July 2016 (a—f), time-variation of surface vorticity and subsequent maximum precipitation after one hour (g)
(a) 03:00 BT, (b) 04:00 BT, (c) 05:00 BT, (d) 06:00 BT, (e) 07:00 BT, (f) 08:00 BT
(A1, A2, B1, B2: surface wind stream; dotted box: mesoscale vortex)

与降水强度变化趋势一致,这些证据表明,在地面观测中看到的 中尺度涡旋流场使得对流单体组织化并发展成为涡旋状对流系统。

这个涡旋流场是如何生成的呢? 8 日 20 时地面图(图略)中高压位于东海北部, A1 是一支来自高压底部的偏东气流,从黄海北部进入华北平原, A2 则是来自黄海南部的东南气流(图 9a);由前面的分析可知, B1 和 B2 是由降水产生并受地形影响的两支中尺度气流。与 B1 和 B2 相比, A1 和 A2 均为暖性,其中 A2 来自黄海南部温度略高于来自黄海北部的 A1,在地面大尺度环境流场、前期降水中尺度气流以及复杂地形共同作用下,多支边界层气流的交汇是地面中尺度涡旋流场形成的可能原因。

6 水汽输送特征分析

产生暴雨的条件之一是要有充足的水汽供应,而地面水汽通量能直观地反映低层水汽输送等中小尺度特征(王国荣等, 2010)。水汽通量的分布(图 10)反映了本次过程边界层的水汽输送有三条通道:偏北、偏东以及东南路径,偏东以及东南路径都是来自洋面的暖湿气流,而偏北路径是由于上游层云降水的蒸发冷却作用导致低层大气变湿,也成为本次强降水过程的水汽来源地之一。多条水汽通道输送加上小尺度气旋性涡度环流发展导致输送过来的水汽更容易在新乡地区汇合集结,在新乡地区

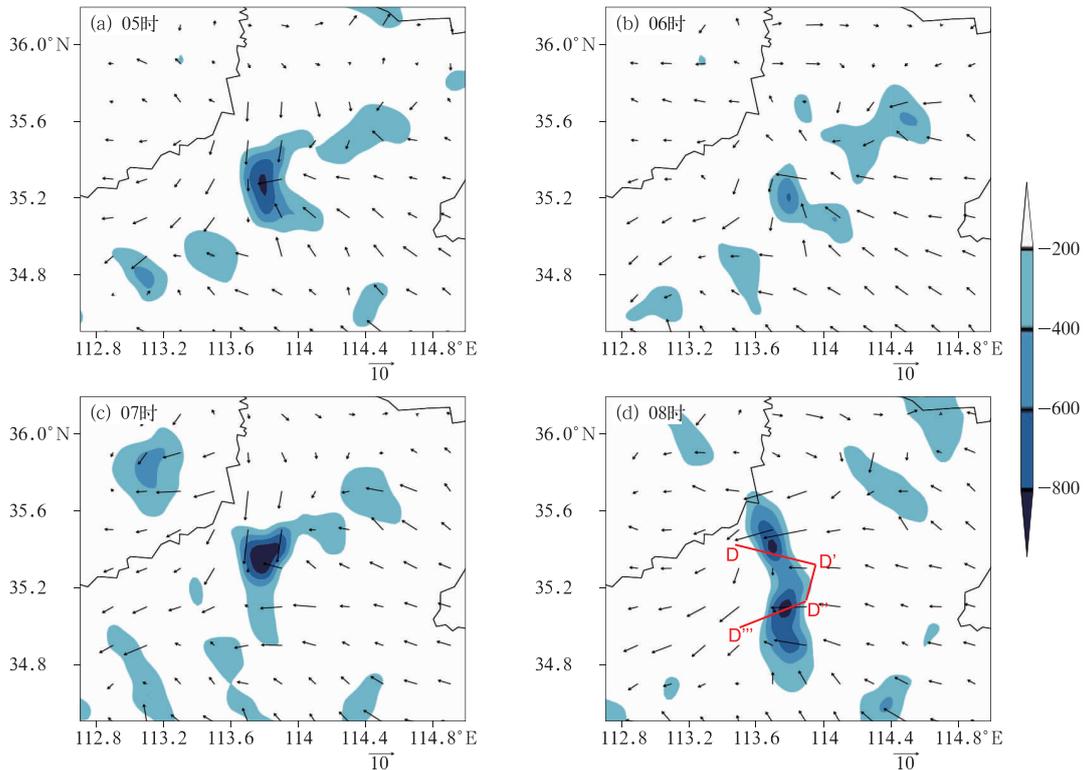


图 10 2016 年 7 月 9 日 05—08 时地面水汽通量(矢量,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-6} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)的空间分布
(a)05 时,(b)06 时,(c)07 时,(d)08 时

Fig. 10 Spatial distribution of vapor flux (vector, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence of vapor flux (shaded area, unit: $10^{-6} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) on the surface from 05:00 BT to 08:00 BT 9 July 2016
(a) 05:00 BT, (b) 06:00 BT, (c) 07:00 BT, (d) 08:00 BT

形成了水汽通量辐合中心。不同时刻,各水汽通道的贡献也不一样:05—07 时(图 10a、10b、10c),三条通道同时输送水汽至新乡地区,其中 05 和 07 时,水汽通量散度中心值最大,达到 $-80 \times 10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,其后 1 h 对应的降水分别为 111.1 和 $101.1 \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$,而这两个时刻,偏北路径的水汽通量是最大的,说明湿冷的冷池也是本次过程的重要水汽来源;08 时(图 10d),随着冷堆的扩散,水汽通量散度中心也分裂成两个,偏东风成了北边辐合中心,也就是图 5 d 中 DD' 区域的水汽来源,偏东风和东南风共同成为南边辐合中心,即图 5d 中 D''D''' 区域的水汽来源。

7 地形的作用

当特殊地形对冷池的移动产生影响时,中尺度对流系统结构、传播也将发生变化。张文龙等

(2014)研究表明复杂地形与冷池出流作用相结合,影响了 γ 中尺度强降水中心的变化;张家国等(2015)发现大别山山脉对雷暴冷池的阻挡导致冷空气在山前堆积并形成回流,回流使中尺度对流系统传播方向发生改变。一般而言,雷暴的移动方向与风暴承载层平均风方向有关,由 8 日夜夜间雷达风廓线得知,风暴承载层平均风大致为东南风,而冷流出流边界向东南偏南方向移动,这与平移方向有很大偏差,分析发现主要是由于太行山和环境风的共同阻挡,使得冷池得以在山前积聚并沿山向南移动(图 6b),导致对流单体也随之后向传播,后向传播与平移抵消结果是中尺度对流系统处于缓慢移动甚至准静止状态。

另外,山体之间的谷地对本次降水的形成也很重要。新乡左侧云台山主峰 1308 m,右侧云梦山主峰 577 m,两山之间地势相对较低,特殊地形形成狭管效应,构成地面中尺度冷堆南下的重要通道(图 11)。

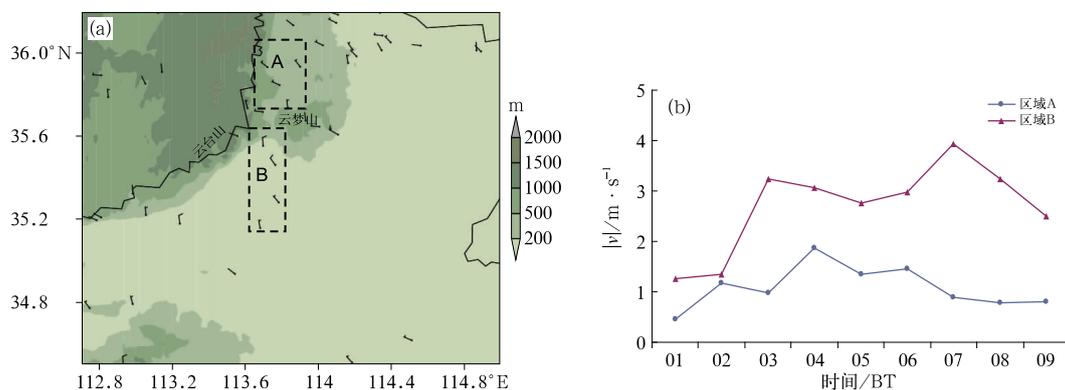


图 11 2016 年 7 月 9 日 04 时西北风、与地形(阴影)叠加图(a)、
区域 A 与区域 B 中 $|v|$ 随时间变化曲线(b)

Fig. 11 Northwest wind and terrain (shaded area) (a) at 04:00 BT 9 July 2016,
time-variation of the average $|v|$ of area A and area B (b)

由于峡谷效应,经过山谷的风发生了变化,风向与峡谷走向一致,由西北偏西风(WNW)转为西北偏北风(NNW)(图 11a),风速也明显增大(图 11b),一方面有助于冷池南移,另一方面这支气流也是促成了地面中尺度涡旋环流形成的重要因素。

8 结论与讨论

本文利用常规观测、新一代天气雷达、FY-2E 卫星云图、地面加密观测资料等分析新乡地区持续强降水的发生发展机制,得到以下主要结论:

(1) 豫北部位位于低涡东南象限,属于深厚的辐合上升区,台风尼伯特与其东侧副热带高压之间的东南气流不仅为此次降水提供了水汽,还为中尺度对流系统的发展提供了有力的条件不稳定环境。

(2) 成熟阶段的 M β CS 在卫星云图中表现为一个圆形的云团,云团移动速度缓慢,强降水出现在 TBB 低值中心以及 TBB 梯度大值区;雷达图中,后向传播方式的中尺度对流系统移动缓慢处于准静止状态,涡旋状回波带中的对流单体之间合并导致对流不断加强,组织化的涡旋状旋转则导致强降水在新乡地区长时间维持,属于降水效率高的“低质心”对流暖云主导型降水。

(3) 由层状云和对流性降水产生的冷池出流形成的中尺度温度梯度导致 γ 中尺度辐合线出现,进而触发了对流。冷池贯穿了对流发展的整个过程,且冷池出流与环境风场形成的假相当位温密集带为对流系统提供不稳定能量;冷池出流可能产生类似重力波的作用,导致 θ_{se} 密集区的位置稳定少动;而

中尺度对流系统的上风方即冷池出流南侧由于锋生作用将暖湿空气抬升并不断触发新对流,这种后向传播方式导致中尺度对流系统移动缓慢处于准静止状态。湿冷的冷池是本次强降水过程近地层水汽来源地之一。

(4) 中尺度涡旋环流使得对流单体组织化并发展成为涡旋状对流系统。地面大尺度环境流场、前期降水中尺度气流以及复杂地形共同作用下,多边界层气流的强烈辐合是中尺度涡旋环流的可能成因。

(5) 由于太行山的阻挡作用,导致冷池朝着承载层平流相反的方向运动,中尺度对流系统一直沿着冷池边界朝着上风方传播,后向传播与平移抵消结果是中尺度对流系统处于准静止或缓慢移动状态,导致不同生命阶段的单体移到新乡地区,产生持续性强降水。山体之间的谷地对本次降水的形成也很重要,一方面有利于冷池南移,另一方面也成为地面中尺度涡旋环流提供了不可或缺的一支西北气流。

地形抬升成云致雨有利于山脉附近降水的增大,而由于地形阻挡,雷暴冷池向上风方运动导致的最大降水不一定落在山脉附近,大多数情况下可能落在离山脉更远的地方,这之前人们对地形抬升的认识有所不同(张家国等,2015),本次过程亦是如此,强降水落在了距离太行山大概 40 km 远的新乡地区。Xu et al(2012)在研究台湾西南部一次极端暴雨过程中发现,最大降水出现在海岸线附近,而不是中央山脉附近,最后证明是冷池造成的地形延伸效应,本次过程中的冷池是否具有相同的效应还需

进一步研究。另外本文仅为个例研究,虽然新乡附近强降水过程较多,但局地小地形的谷地效应对强降水到底产生多大的作用还有待今后更多统计个例或者要通过细致的敏感性模拟试验进一步研究。

地面加密自动站能很好地捕捉中小尺度天气系统,本研究重点利用地面加密自动站资料从观测角度详细分析了此次极端降水冷池对中尺度对流系统触发维持机制,但尚缺乏对地形影响下中尺度对流系统发生、发展过程三维中尺度动力和热力结构特征的研究,该部分工作有望将来通过中尺度模式模拟的方式进一步开展。

参考文献

- 段旭,张亚男,梁红丽,2018. 三种温湿参数下昆明准静止锋锋面位置及锋生函数诊断的对比分析[J]. 大气科学,42(2):301-310. Du-an X, Zhang Y N, Liang H L, 2018. A comparative analysis of the Kunming quasi-stationary frontal position and frontogenesis function with three different temperature and humidity parameters[J]. Chin J Atmos Sci, 42(2):301-310(in Chinese).
- 郭英莲,王继竹,李才媛,等,2014. 锋生作用对 2011 年梅汛期湖北暴雨的影响[J]. 气象,40(1):86-93. Guo Y L, Wang J Z, Li C Y, et al, 2014. Effect of frontogenesis on rainstorm in Hubei during Meiyu period 2011[J]. Meteor Mon, 40(1):86-93(in Chinese).
- 何斌,范晓红,盛文斌,等,2015. “2013·7·21”杭州湾北岸短时大暴雨的中尺度分析[J]. 气象,41(7):842-851. He B, Fan X H, Sheng W B, et al, 2015. Mesoscale analysis on a short time severe rainstorm in the north of Hangzhou Bay on 21 July 2013 [J]. Meteor Mon, 41(7):842-851(in Chinese).
- 黄小刚,费建芳,孙吉明,等,2017. 2013 年冬季长江中下游地区一次高架雷暴过程的成因分析[J]. 气象学报,75(3):429-441. Huang X G, Fei J F, Sun J M, et al, 2017. Analysis on the formation mechanism of an elevated thunderstorm over the middle and lower Yangtze Basin in February 2013[J]. Acta Meteor Sin, 75(3):429-441(in Chinese).
- 雷蕾,孙继松,何娜,等,2017. “7.20”华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究[J]. 气象学报,75(5):685-699. Lei L, Sun J S, He N, et al, 2017. A study on the mechanism for the vortex system evolution and development during the torrential rain event in North China on 20 July 2016[J]. Acta Meteor Sin, 75(5):685-699(in Chinese).
- 李超,崔春光,蒋兴文,等,2018. 特殊地形对鄂东北一次局地强降水过程的作用机制分析[J]. 气象,44(9):1117-1135. Li C, Cui C G, Jiang X W, et al, 2018. Mechanism analysis of the effect of special topography in middle-lower reaches of Yangtze River on local severe precipitation in Northeast Hubei[J]. Meteor Mon, 44(9):1117-1135(in Chinese).
- 廖移山,冯新,石燕,等,2011. 2008 年“7.22”襄樊特大暴雨的天气学机理分析及地形的影响[J]. 气象学报,69(6):945-955. Liao Y S, Feng X, Shi Y, et al, 2011. Analysis of the mechanism for “2008. 7. 22” excessive rain event in Xiangfan with a focus on the terrain effect[J]. Acta Meteor Sin, 69(6):945-955(in Chinese).
- 漆梁波,徐珺,2018. 豫北“7·9”特大暴雨的短期预报分析和反思[J]. 气象,44(1):1-14. Qi L B, Xu J, 2018. Rethink on short range forecast of the 9 July severe rainstorm in northern Henan [J]. Meteor Mon, 44(1):1-14(in Chinese).
- 苏爱芳,孙景兰,谷秀杰,等,2013. 河南省对流性暴雨云系特征与概念模型[J]. 应用气象学报,24(2):219-229. Su A F, Sun J L, Gu X J, et al, 2013. Characteristics and conceptual models of convective rainstorm clouds in Henan Province[J]. J Appl Meteor Sci, 24(2):219-229(in Chinese).
- 陶诗言,卫捷,张小玲,2008. 2007 年梅雨锋降水的大尺度特征分析[J]. 气象,34(4):3-15. Tao S Y, Wei J, Zhang X L, 2008. Large scale Features of the Meiyu front associated with heavy rainfall in 2007[J]. Meteor Mon, 34(4):3-15(in Chinese).
- 王丛梅,俞小鼎,李芷霞,等,2017. 太行山地形影响下的极端短时强降水分析[J]. 气象,43(4):425-433. Wang C M, Yu X D, Li Z X, et al, 2017. Investigation of extreme flash rain events on the impact of Taihang Mountain[J]. Meteor Mon, 43(4):425-433(in Chinese).
- 王国荣,卞素芬,王令,等,2010. 用地面加密自动观测资料对北京地区一次飑线过程的分析[J]. 气象,36(6):59-65. Wang G R, Bian S F, Wang L, et al, 2010. Analysis on a typical squall line case with surface automatic weather observations[J]. Meteor Mon, 36(6):59-65(in Chinese).
- 王丽荣,刘黎平,王立荣,等,2013. 太行山东麓地面辐合线特征分析[J]. 气象,39(11):1445-1451. Wang L R, Liu L P, Wang L R, et al, 2013. Analysis of surface convergence line features in the eastern side of Taihang Mountain[J]. Meteor Mon, 39(11):1445-1451(in Chinese).
- 尉英华,陈宏,何群英,等,2019. 渤海西岸偏东风对天津局地大暴雨的影响分析[J]. 气象,45(1):61-72. Wei Y H, Chen H, He Q Y, et al, 2019. Influence of easterly winds from west coast of Bohai Sea on local heavy rainfall in Tianjin[J]. Meteor Mon, 45(1):61-72(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[J]. 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[J]. Acta Meteor Sin, 73(2):291-304(in Chinese).
- 张楠,杨晓君,邱晓滨,等,2018. 一次突发性暴雨的机理分析及短期预报思考[J]. 气象,44(1):118-131. Zhang N, Yang X J, Qiu X B, et al, 2018. Mechanism analysis and rethinking of short-term prediction of a sudden rainstorm[J]. Meteor Mon, 44(1):118-131(in Chinese).
- 张文龙,崔晓鹏,黄荣,2014. 复杂地形下北京雷暴新生地点变化的加密观测研究[J]. 大气科学,38(5):825-837. Zhang W L, Cui X P, Huang R, 2014. Intensive observational study on evolution of formation location of thunderstorms in Beijing under complex

- topographical conditions[J]. *Chin J Atmos Sci*, 38(5): 825-837 (in Chinese).
- 赵强, 王楠, 李萍云, 等, 2017. 两次陕北暴雨过程热力动力机制诊断[J]. *应用气象学报*, 28(3): 340-356. Zhao Q, Wang N, Li P Y, et al, 2017. Diagnosis of thermal and dynamic mechanisms of two rainstorm processes in northern Shaanxi[J]. *J Appl Meteor Sci*, 28(3): 340-356 (in Chinese).
- 郑淋淋, 邱学兴, 钱磊, 2019. 同化雷达反射率资料对一次飑线过程的模拟研究[J]. *气象*, 45(1): 73-87. Zheng L L, Qiu X X, Qian L, 2019. Simulation study of a squall line case based on assimilation radar reflectivity data[J]. *Meteor Mon*, 45(1): 73-87 (in Chinese).
- 郑淋淋, 孙建华, 2016. 风切变对中尺度对流系统强度和组织结构影响的数值试验[J]. *大气科学*, 40(2): 324-340. Zheng L L, Sun J H, 2016. The impact of vertical wind shear on the intensity and organizational mode of mesoscale convective systems using numerical experiments[J]. *Chin J Atmos Sci*, 40(2): 324-340 (in Chinese).
- Coniglio M C, Corfidi S F, Kain J S, 2012. Views on applying RKW theory: an illustration using the 8 May 2009 derecho-producing convective system[J]. *Mon Wea Rev*, 140(3): 1023-1043.
- Corfidi S F, 2003. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. *Wea Forecasting*, 18(6): 997-1017.
- Davis C A, Lee W C, 2012. Mesoscale analysis of heavy rainfall episodes from SoWMEX/TiMREX[J]. *J Atmos Sci*, 69(2): 521-537.
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. *Wea Forecasting*, 11(4): 560-581.
- Fovell R G, Tan P H, 1998. The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: the convective cell life cycle and cell regeneration[J]. *Mon Wea Rev*, 126(3): 551-577.
- Goswami B N, Venugopal V, Sengupta D, et al, 2006. Increasing trend of extreme rain events over India in a warming environment[J]. *Science*, 314(5804): 1442-1445.
- Hane C E, Kessinger C J, Ray P S, 1987. The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part II: mechanisms for maintenance of the region of strong convection[J]. *J Atmos Sci*, 44(19): 2866-2883.
- Houston A L, Wilhelmson R B, 2011. The dependence of storm longevity on the pattern of deep convection initiation in a low-shear environment[J]. *Mon Wea Rev*, 139(10): 3125-3138.
- Ishihara M, Fujiyoshi Y, Tabata A, et al, 1995. Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988: its kinematical structure and maintenance process[J]. *J Meteor Soc Japan*, 73(2): 139-163.
- Keene K M, Schumacher R S, 2013. The bow and arrow mesoscale convective structure[J]. *Mon Wea Rev*, 141(5): 1648-1672.
- Nagata M, Ogura Y, 1991. A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the Baiu season[J]. *Mon Wea Rev*, 119(6): 1309-1336.
- Parker M D, Johnson R H, 2004. Structures and dynamics of quasi-2D mesoscale convective systems[J]. *J Atmos Sci*, 61(5): 545-567.
- Peters J M, Schumacher R S, 2015. Mechanisms for organization and echo training in a flash-flood-producing mesoscale convective system[J]. *Mon Wea Rev*, 143(4): 1058-1085.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 130(4): 961-976.
- Simpson J E, 1997. *Gravity Currents: in the Environment and the Laboratory*[M]. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press.
- Xu W X, Zipser E J, Chen Y L, et al, 2012. An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: initiation, storm evolution, and maintenance[J]. *Mon Wea Rev*, 140(8): 2555-2574.