

基于多源观测资料的一次后向传播类大暴雨过程形成机理研究

辛月^{1,2} 侯淑梅^{1,2} 张登旭^{1,2} 范子琪^{1,2} 于腾飞^{1,2} 王瑞雪^{1,2} 曹倩^{1,2}

1 山东省气象防灾减灾重点实验室, 济南 250031

2 山东省气象台, 济南 250031

提 要: 2024 年 8 月 4 日, 山东省德州市武城站出现大暴雨, 突破武城站日降水量和最大小时降水量历史极值。利用加密自动气象观测站、多普勒天气雷达、风廓线雷达及 ERA5 再分析和 GDAS 资料, 结合 HYSPLIT 模式揭示了其后向传播型对流系统得以长时间维持并产生极端降水的多尺度物理机制。结果表明, 此次过程发生在大尺度后倾槽与副热带高压对峙的环流背景下, 低空急流 (LLJ) 和超低空急流 (ULLJ) 持续将来自南海与孟加拉湾的充沛水汽输送至鲁西北, 在锋前暖区构建了高能、高温、高湿的极端不稳定环境。降水形成的冷池出流与环境暖湿气流形成准静止辐合线, 其与 LLJ 的时空脉动相耦合, 共同驱动新生对流单体持续向西南方向传播, 直接导致极端强降水。能量的动态重建是系统维持的关键: 尽管降水消耗不稳定能量, 但 ULLJ 持续的暖湿平流输送使得对流有效位能得以快速重建并维持峰值, 形成了能量输送-对流消耗-能量重建的正反馈自维持机制, 导致后向传播型强降水的持续发生。

关键词: 大暴雨, 后向传播, 低空急流, 水汽追踪, 能量重建

Study on the Formation Mechanism of a Backward-Propagating Heavy Rainstorm Event Based on Multi-Source Observation Data

XIN Yue^{1,2}, HOU Shumei^{1,2}, ZHANG Dengxu^{1,2}, FAN Ziqi^{1,2}, YU Tengfei^{1,2}, WANG Ruixue^{1,2}, CAO Qian^{1,2}

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong Province, Jinan 250031

2 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

黄河流域气象联合开放基金 (HHJJ2026M02)、山东省自然科学基金项目 (ZR2025LQX008、ZR2024LQX006 和 ZR2021MD010) 和山东省气象局科研项目 (2024sdztly02、2024sdqxz01、SDTQ2024-01、2025SDTQ02、2025sdqxz12、SDTQ2024-02、2025sdqxz18 和 2025SDTQ01)共同资助

第一作者: 辛月, 主要从事中短期天气预报业务和技术研究.E-mail:572713404@qq.com

通讯作者: 侯淑梅, 主要从事强对流等灾害性天气形成机理研究及预报.E-mail:shmh0808@163.com

Abstract: On August 4, 2024, heavy rainstorm occurred at Wucheng Station in Dezhou, Shandong Province, breaking the historical records for both daily precipitation and maximum hourly precipitation at the station. Utilizing the observation data from automatic weather stations, Doppler weather radar and wind-profiling radar, as well as ERA5 reanalysis data and GDAS data, combined with the HYSPLIT model, this study reveals the multi-scale physical mechanisms that enabled the long-lasting back-propagating convective system and the extreme rainfall it brought. The results indicate that this event occurred under a large-scale circulation pattern characterized by a rearward-tilted trough confronting the subtropical high. Low level jet (LLJ) and ultra-low-level jet (ULLJ) persistently transported abundant water vapor from the South China Sea and the Bay of Bengal to northwestern Shandong, establishing an extremely unstable environment with high energy, high temperature and high humidity within the warm sector ahead of surface front. The cold pool outflow generated by precipitation interacted with the ambient warm, moist airflow, forming a quasi-stationary convergence line. Coupled with temporal and spatial pulsations of the LLJ, this interaction continuously drove new convective cells to propagate southwestward, directly causing the extreme heavy rainfall. The dynamic reconstruction of energy was the key to maintaining the system. Rainfall consumed unstable energy, but the persistent warm, moist advection transported by ULLJ allowed convective available potential energy (CAPE) to be rapidly rebuilt and maintained at its peak. Thus, a positive feedback self-sustaining mechanism of "energy transport—convection consumption—energy reconstruction" was formed, and it was this mechanism that led to the sustained occurrence of the back-propagating heavy rainfall.

Key words: heavy rainstorm, backward propagation, low-level jet, water vapor tracking, energy reconstruction

引言

暴雨形成机制复杂,降水时空分布不均且预报难度大(陶诗言, 1980; 龚琬丁等, 2023)。目前关于暴雨的研究主要依赖于对观测数据和数值模拟结果的分析(章国材, 2004)。暴雨主要受副热带高压(以下简称副高)、低空急流和低涡切变线等系统影响(刁秀广和侯淑梅, 2017; 张萍萍等, 2024; 张端禹等, 2024), 其中常伴随不稳定能量释放(张少林等, 2009; 刘会荣和李崇银, 2010; 郭卫华等, 2010; 梅婵娟等, 2016), 而后向传播则通过增强降水持续性、促进水汽输送和组织对流活动等方式, 加剧暴雨强度、影响范围和持续时间(Rotunno et al, 1988; Corfidi, 2003; 符娇兰等, 2023)。研究表明, 高压阻挡作用和低涡北跳使中尺度对流系统移动缓慢, 有利的中尺度条件使对流风暴后向传播形成"列车效应", 在北京 2012 年 7 月 21 日强降水事件中起关键作用(孙军等, 2012)。2013 年 8 月 11 日河北中部强降水过程中, 低空切变线与地面辐合线相互作用触发雷暴群形成, 新生雷暴在其西南侧持续发展且并入主雷暴群形成后向传播, 并在引导气流下整体向东北移动, 导致该地区出现显著降水(金晓青等, 2018)。综上, 后向传播对暴雨维持至关重要。后向传播具体特征表现

为: 在中尺度对流系统中, 新的对流单体在对流系统移动方向的上游地区(尾部)不断生成, 并向系统后方(即新生方向)传播的现象。这种传播方向与对流系统的整体平流方向相反, 导致系统呈现“逆平流”的移动特征(Parker and Johnson, 2000; Schumacher and Johnson, 2005; 孙敏等, 2015; 侯淑梅等, 2015)。

近年来, 针对山东后向传播类暴雨的研究也在逐步开展。山东中尺度对流系统多源自河北, 并向东偏南方向移动, 具有后向传播特征, 常伴随强降水、雷暴大风或冰雹等灾害性天气(侯淑梅等, 2020)。山东中西部地区后向发展雷暴的新回波生成机制既表现出共性规律, 又存在明显个体差异(侯淑梅等, 2015)。2015年8月3日, 山东西北部暴雨由暖区对流与冷锋对流共同作用所致, 暖区对流在聊城地区形成列车效应导致该区域产生极端暴雨(高帆等, 2017)。

水汽输送是暴雨形成的关键因素之一, 充沛的水汽供应为强降水发生提供必要条件(张芳华等, 2023)。张宁等(2017)对湖北梅雨期大暴雨研究表明, 西南急流与地面冷池相互作用为后向传播型中尺度对流系统提供了充沛水汽和动力条件。王啸华等(2021)针对南京特大暴雨分析发现, 增强的西南急流与中尺度低压的有利配置为后向传播类中尺度对流系统提供了充沛水汽输送和动力抬升, 使其持续8h并发展为强降水超级单体。迟静等(2024)对山东半岛大暴雨诊断分析表明, 两次建立的低空急流提供了充沛的水汽和能量, 沿岸对流系统合并与“列车效应”共同作用导致局地大暴雨。以上研究表明, 暴雨的水汽来源和输送机制可能存在区域差异(张芳华等, 2024; 曹治强等, 2024)。2024年8月4日, 山东德州发生了一次典型的后向传播型大暴雨过程, 伴随极端短时强降水, 城区内涝严重。针对山东地区此类暴雨形成机理的研究明显不足, 特别是对其水汽输送特征的认识明显滞后于其他地区。因此, 本文综合利用各类观测数据, 结合 HYSPLIT 模型的水汽轨迹模拟, 从多尺度系统相互作用角度, 系统剖析此次大暴雨过程的多尺度特征、雷达以及水汽轨迹特征, 旨在揭示其形成机理, 为提升山东后向传播类暴雨预报预警能力提供科学依据。ULLJ

1 数据和方法

1.1 数据

本文使用的数据包括: 地面和高空常规气象观测、多普勒天气雷达组合反射率因子以及风廓线雷达数据; 欧洲中期天气预报中心提供的 ERA5 再分析数据, 时间分辨率为 1h, 水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$; 美国国家环境预报中心(NCEP)提供的 GDAS 数据, 该数据是通过全球资料同化系统对 NCEP 观测数据同化计算得到的结果, 时间分辨率为 3h, 空间分辨

率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。文中涉及到的时间均为北京时。

另外, 为确保术语一致性, 将 700 hPa 和 850 hPa 急流称之为低空急流 (LLJ), 将 925 hPa 急流称之为超低空急流 (ULLJ)。

1.2 轨迹追踪方案

采用 HYSPLIT 模型进行水汽轨迹追踪 (Draxler and Hess, 1998; Stohl and James, 2004; 于腾飞等, 2022; 庄晓翠等, 2022; 边茜等, 2024)。在累计降水量最大的山东德州武城站附近范围内 ($36.5^{\circ} \sim 38.0^{\circ} \text{ N}$ 、 $115.5^{\circ} \sim 117.0^{\circ} \text{ E}$) 以 0.5° 分辨率选取 16 个点为起点追踪气团的后向轨迹。模拟起始点为 8 月 4 日 10: 00, 选取 500、1500、3000 m 作为气团后向轨迹模拟起始高度。追踪时长设置为 10d, 每隔 1 h 输出一气团地理位置, 再通过 K-mean 算法对轨迹进行聚类分析。追踪 10d 的依据在于水汽可在空气中输送 10d 左右 (江志红等, 2013; 张登旭等, 2024), 从而有助于识别水汽源地、水汽含量及轨迹高度在输送路径上的变化。K-mean 算法的核心思想是采用空间聚类技术, 根据相似性标准将研究对象的空间距离指标归类到不同的子集, 使得每个子集中元素之间差异最小化, 而不同子集之间元素差异最大化 (杨善林等, 2006; 周颖等, 2020; Cui et al, 2021)。

1.3 水汽贡献定义

水汽贡献的定义为 (江志红等, 2011; 于腾飞等, 2022):

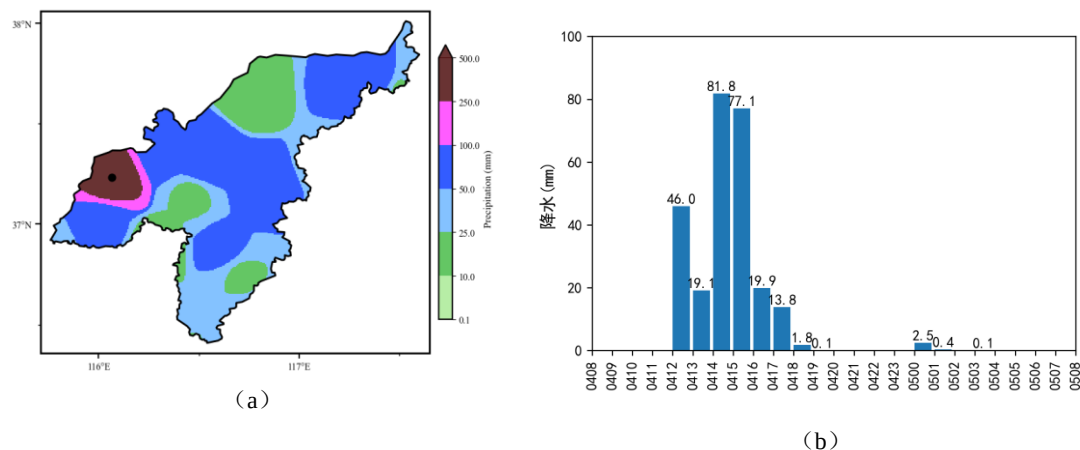
$$Q_s = \frac{\sum_1^m q_{last}}{\sum_1^n q_{last}} \times 100\% \quad (1)$$

式中: Q_s 表示某一类轨迹水汽的贡献率, m 表示某一类轨迹所包含的轨迹数, n 表示所有类别轨迹的轨迹数, q_{last} 表示某条轨迹到达终点时的比湿。

2 降水实况和环流形势

2.1 降水实况

2024 年 8 月 4 日 08:00 至 5 日 08:00, 山东德州出现大到暴雨、局地特大暴雨, 24 小时最大降水量为 262.6 mm (图 1a), 小时最大雨强为 $81.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 均出现在武城站。武城站降水主要发生在 4 日 12:00—20:00 (图 1b), 小时最大雨强发生在 14:00—15:00。武城站最大小时雨强和日降水量均突破历史极值, 具有明显的极端性。

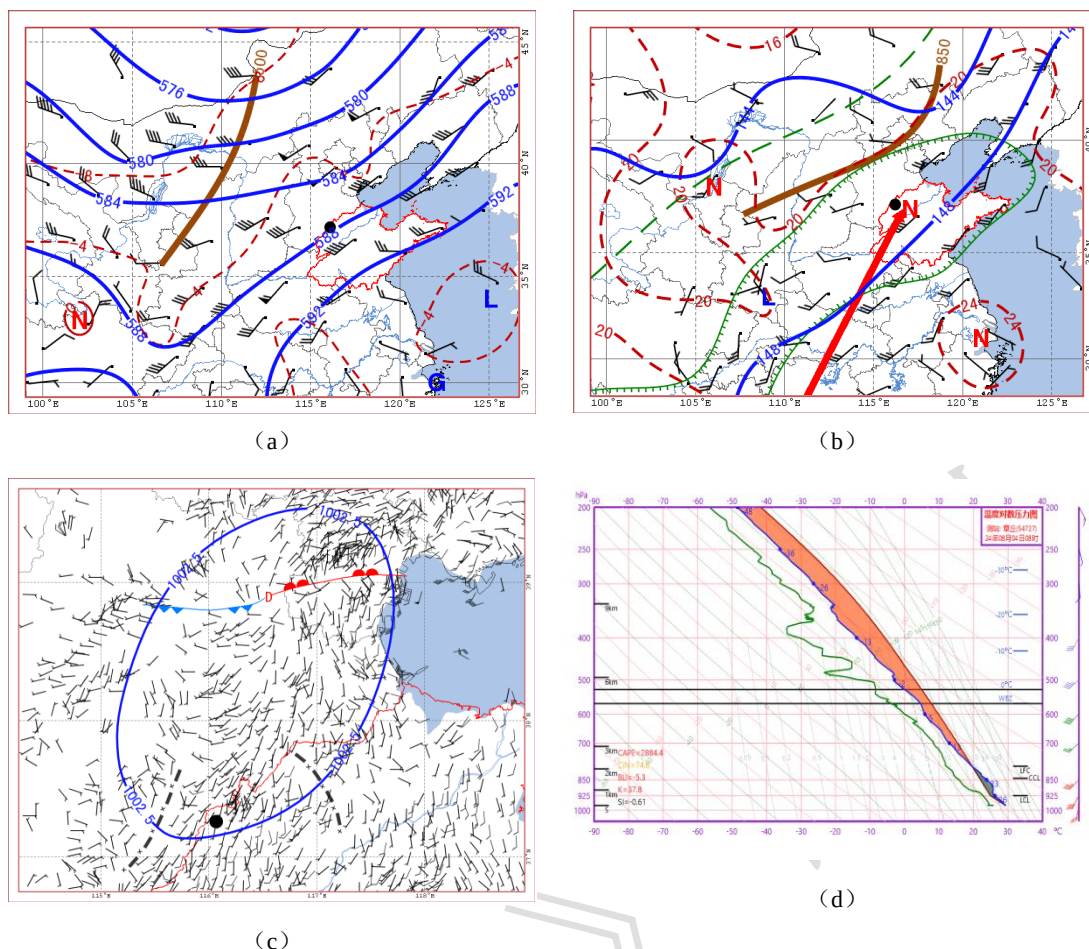


注：图 a 中黑色圆点为武城站。

图 1 2024 年 8 月 4 日 08:00 至 5 日 08:00 德州 (a) 累计降水量分布, 和 (b) 武城站小时降水量演变
Fig. 1 (a) Distribution of accumulated precipitation in Dezhou and (b) evolution of hourly precipitation
at Wucheng Station of Shandong Province from 08:00 BT 4 to 08:00 BT 5 August 2024

2.2 环流形势及影响系统

8 月 4 日 08:00, 500hPa 高空槽位于中纬度 110°E 附近, 槽后有冷平流, 德州受高空槽与副热带高压 (以下简称副高) 之间强盛西南暖湿气流控制 (图 2a), 位于 200hPa 急流入口区右侧。700hPa 槽比 500hPa 偏前 (图略), 从北部湾到鲁西南为强盛 LLJ, 最大风速在江淮流域达 $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。850hPa 与 700hPa 形势相似 (图 2b), 槽线位于京津冀一带, 从北部湾到济南为 LLJ, LLJ 顶端比 700hPa 略偏北, 位于鲁中地区, 急流核风速为 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。整个对流层中低层德州都处于急流出口区左侧。从四川到黄淮流域比湿大于 $15 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 在 LLJ 的作用下, 暖湿空气持续输送至德州。925hPa (图略) 切变线位于冀鲁交界处, 冷暖空气在此交汇。地面气旋位于河北中东部 (图 2c), 对应冷暖锋分别位于河北中部和天津一带, 冀鲁交界处有地面辐合线, 武城位于冷锋前暖区中辐合线附近。4 日 08:00, 离武城站最近的章丘探空 (图 2d) 显示, 对流有效位能 (CAPE) 为 $2884.4 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 850hPa 和 500hPa 的温差为 26.7°C , 抬升指数为 -5.85°C , K 指数为 37.8°C , 抬升凝结高度仅为 729.793 m, 抬升条件较好。925、850 和 700hPa 比湿分别为 18.77、13.25、 $9.79 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 水汽充沛且湿层深厚, 400hPa 以下为一致西南风, 850hPa 以下为 LLJ 或 ULLJ, 有利于出现强降水。



注：棕色粗实线为槽线，红色粗实心箭头为急流，绿色锯齿线为比湿 $\geq 15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的湿区，绿色断线为比湿 $\geq 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的湿区，
为冷锋，为暖锋，—×—×为地面辐合线，黑色圆点为武城站。

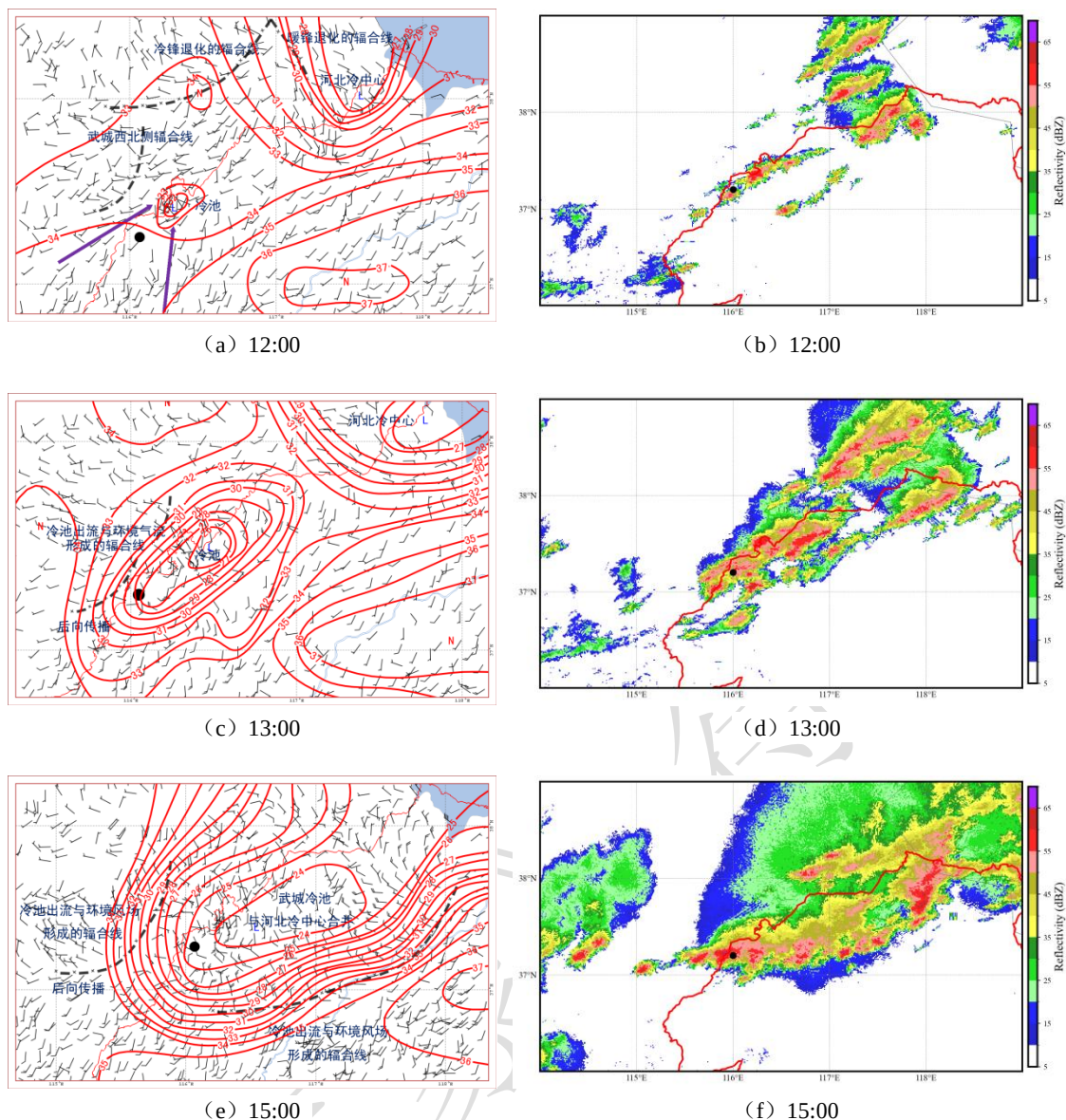
图 2 2024 年 8 月 4 日 08:00 (a)500 hPa 和(b)850 hPa 位势高度（蓝色等值线，单位：dagpm）、温度（红色等值线，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）和风场（风羽），(c)海平面气压（等值线，单位：hPa）和地面风场（风羽），(d)章丘 T-lnp 图

Fig. 2 The geopotential height (blue contour, unit: dagpm), temperature (red contour, unit: $^{\circ}\text{C}$), and wind field (barb) at (a) 500 hPa and (b) 850 hPa, (c) sea level pressure (contour, unit: hPa) and surface wind field (barb), and (d) T-lnp diagram of Zhangqiu Station at 08:00 BT 4 August 2024

3 对流演变特征及成因

3.1 对流演变特征

武城的初始对流单体在 11:30 生成，向东北移动过程中雷暴尾部不断有新生单体生成并与主回波合并（图 3b）形成后向传播。新生回波始终位于武城与河北交界处，使强回波维持在武城附近，武城附近雷达反射率因子在 11:30–13:00 时段内不断加强（图 3b, 3d），14:00–16:00 超过 55dBz，局地超过 60dBz，组织形成东北—西南向的线状中尺度对流系统（图 3f）。16:00–18:00，武城南侧与河北交界处仍有新生回波生成并入主回波带中，但强度减弱至 45dBz 以下（图略）。18:00 后（图略），回波主体东移，武城降水结束。



注: dBZ, -x-x-为地面辐合线, 紫色箭头表示副高边缘西南和偏南气流辐合, “L”表示冷中心, “N”表示暖中心, 黑色圆点为武城站。

图3 2024年8月4日(a,c,e)地面风场(风羽), 2m气温(等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和(b,d,f)雷达组合反射率因子(填色)演变

Fig. 3 Evolution of (a,c,e) surface wind field (barb), 2 m temperature (contour, unit: $^{\circ}\text{C}$) and (b,d,f) radar composite reflectivity factor (colored) on 4 August 2024

3.2 对流演变成因

4日凌晨, 河北中北部持续降水形成河北冷中心, 另外受气旋及冷暖空气交汇影响, 冷暖锋逐渐形成(图2c)。冷暖空气交汇形成的风场差异为武城站对流提供了有利的抬升触发条件。

11:00 (图略) 冷锋退化后的地面辐合线南侧扩散南下的西北风在武城西北侧形成新的辐合线, 武城位于其前侧, 抬升条件好, 在晴空辐射升温 (地面气温 34°C , 露点温度 28°C) 及副高西侧气流辐合的共同作用下, 11:30 武城触发对流单体。

12:00 (图 3a), 河北冷中心进一步南移, 武城西北侧辐合线维持并扩大, 武城处于其东南侧暖区内, 仍为高温高湿区, 降水区气温下降形成小范围冷池, 2 m 气温较周边无雨区低 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。在河北冷中心前沿、副高西侧气流辐合 (图 3a 中紫色箭头) 及辐合线共同作用下, 武城附近持续触发新对流单体向东北方向移动 (图 3b, 3d)。

为客观识别对流后向传播过程, 定义三个关键参数进行定量计算 (Parker and Johnson, 2000; Schumacher and Johnson, 2005; 孙敏等, 2015; 侯淑梅等, 2015): (1) 新生单体与主系统移动方向夹角, 用于量化新生位置相对于系统移动方向的偏离 ($> 90^{\circ}$ 表示后向); (2) 传播速度, 指系统移动方向的反方向上新生前沿的扩张速度; (3) 新生单体生命周期, 指单体从达到强度阈值到衰减的时长。强度阈值设定为雷达组合反射率 $\geq 35\text{ dBz}$ 。

13:00 (图 3c), 武城附近冷池向东北和西南扩展, 武城站气温由 11:00 的 34°C 降至 13:00 的 27°C , 冷池中心气温为 25°C , 低于 30°C 的冷池水平范围达 $100\text{ km}\times 30\text{ km}$, 32°C 外围等值线北侧与河北冷中心接壤。冷池出流与环境气流形成辐合线, 上升运动达 $-3.2\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 4), 并延伸至 250 hPa。辐合线上新生单体相对于东北移动的主系统质心夹角为 $155^{\circ}\sim 180^{\circ}$, 满足后向传播判据。新生单体向东北方向移动经过武城, 形成后向传播。

14:00 (图略), 武城冷池与河北冷中心合并, 冷池出流与环境气流形成环绕冷池的辐合线。14:00—16:00 (图 3e), 冷池向西南方向扩展增强。15:00—15:30, 武城站气温降至 25°C , 与其东南约 50 km 的高唐、禹城等地温差约 7°C , 冷池强度达最强 (厚度达 900 hPa, 图 4)。冷池向西南方向扩展过程中持续触发新生单体, 且新生单体相对于系统移动方向夹角保持 $160^{\circ}\sim 180^{\circ}$ (后向特征), 传播速度约为 $25\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, 单体平均生命周期约为 45min。后向传播使武城西南侧不断生成单体向东北移动, 强回波持续经过武城, 上升运动再次达 $-3.2\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 4) 并延伸至 250 hPa。同时冷池东西两侧与环境风场形成辐合线, 导致回波在向西南传播同时东西两侧也不断有新单体生成, 回波范围扩大。

17:00 (图略) 冷池扩大南移, 辐合线移至潍坊、淄博、济南和聊城一带; 武城东南侧温湿条件更好, 单体向东南前向传播。武城受冷池控制、400 hPa 以下出现下沉运动 (图 4), 回波减弱, 强回波移至聊城到武城以东地区。18:00 后武城处于层状云区, 强降水结束。

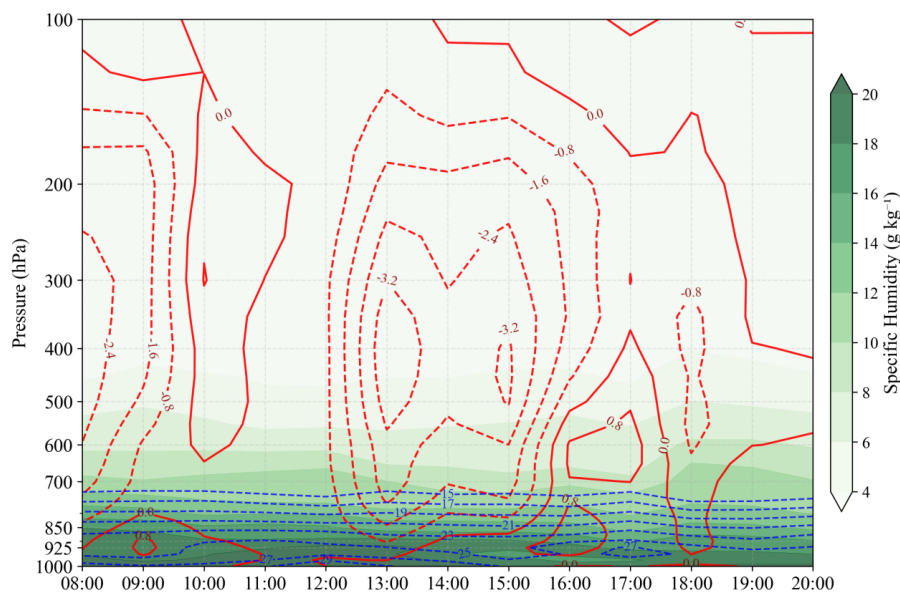


图 4 2024 年 8 月 4 日 08:00—20:00 武城站温度（蓝色等值线，单位：℃），比湿（填色）和垂直速度（红色等值线，单位：Pa · s⁻¹）垂直分布的时间演变

Fig. 4 Time-series of vertical distribution of temperature (blue contour, unit: °C), specific humidity (colored) and vertical velocity (red contour, unit: Pa · s⁻¹) at Wucheng Station from 08:00 BT to 20:00 BT 4 August 2024

4 对流性强降水的维持机制

4.1 低空急流的作用

为分析 LLJ 精细化演变，选用武城上游聊城站及下游东营站的风廓线雷达揭示 LLJ 在暴雨中的作用。

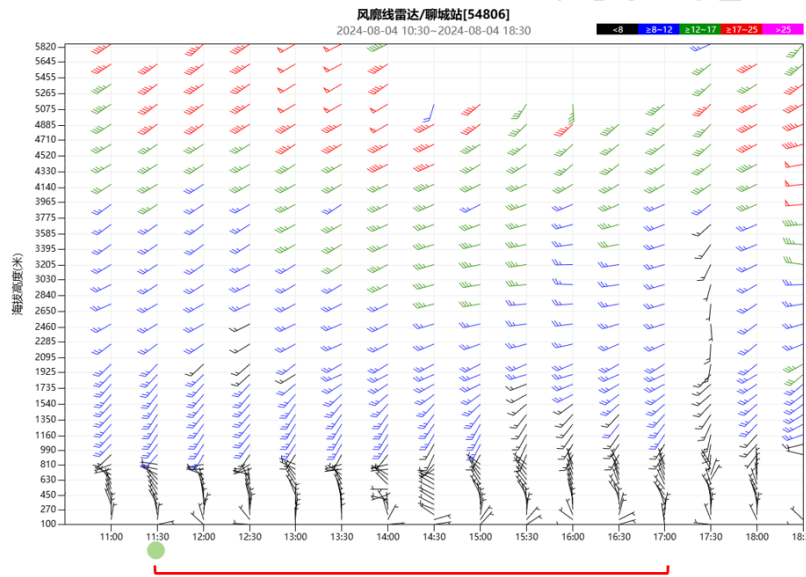
第一阶段（12:00–13:00）：急流快速增强，降水强度增大。12:30 前，东营站 1.5–3 km 风速大于聊城站，武城降水较弱；13:00，东营站 3 km 以下风速骤减，聊城站风速骤增（图 5）。配合地面辐合线触发及冷池形成（图 3a），低层明显辐合（散度为 $-12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，图 6a），动力抬升条件增强（图 4），促使水汽向武城辐合（垂直积分水汽通量为 $-8 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ，图略），导致武城小时雨强达 $46.0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

第二阶段（13:00–14:00）：急流结构调整，降水间歇。聊城站 LLJ 继续发展（图 5a），风速超过 12 m s^{-1} 的 LLJ 底高度降至 2840 m，3030 m 高度风速较 13:30 增大 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，LLJ 厚度和强度持续增加。对比东营站（图 5b）发现，13:30，聊城站风速超过 12 m s^{-1} 的 LLJ 底高度为 3030 m，而东营站已降至 2840 m，且东营站 3030 m 高度风速达 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，表明东营站 LLJ 增幅更显著。此时，聊城与东营之间形成风速辐散区。尽管地面辐合线和冷池维

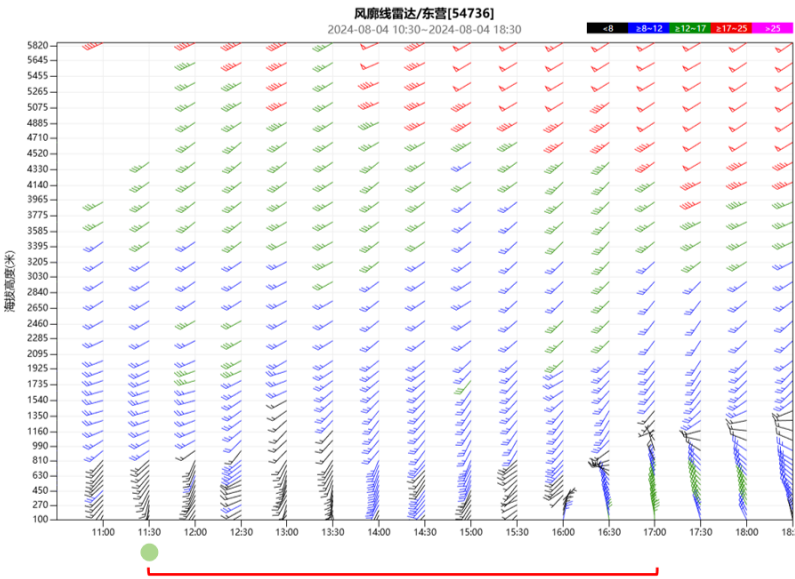
持（图 3c），但受 LLJ 辐散影响，低层辐合减弱（散度为 $-8\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ，图略），动力抬升条件减弱，14:00 武城虽处于水汽辐合区，但辐合中心移至下游（图略）14:00 武城站小时雨强降至 $19.1\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。

第三阶段（14:00–15:30）：急流辐合增强，降水显著增大。聊城站 LLJ 底高度继续下降至 2650 m（图 5a），风速维持 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；同期东营站 2650 m 高度风速降至 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ （图 5b），两站间形成显著风速辐合。配合地面辐合线维持及冷池强度增强（图 3e），低层散度达 $-12\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ （图 6b），垂直运动由上一阶段的 $-2.4\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 增强至 $-3.2\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ （图 4）。武城位于水汽辐合大值中心（垂直积分水汽通量超过 $-14\times 10^{-4}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ，图略），大气可降水量超过 70 mm（图略）。强上升运动配合充沛水汽，使得武城站 14:00—16:00 连续 2 h 小时雨强超过 $50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ （图 1b）。

第四阶段（16:00 以后）：急流结构调整，降水减弱。东营站 LLJ 再次增强（图 5b），1.5~3 km 高度风速超过聊城站；聊城站 LLJ 减弱（图 5a）。两站间 LLJ 梯度反转配合地面辐合线东移和冷池强度减弱（图 4），动力抬升条件减弱（图 4），降水逐渐结束。



(a)



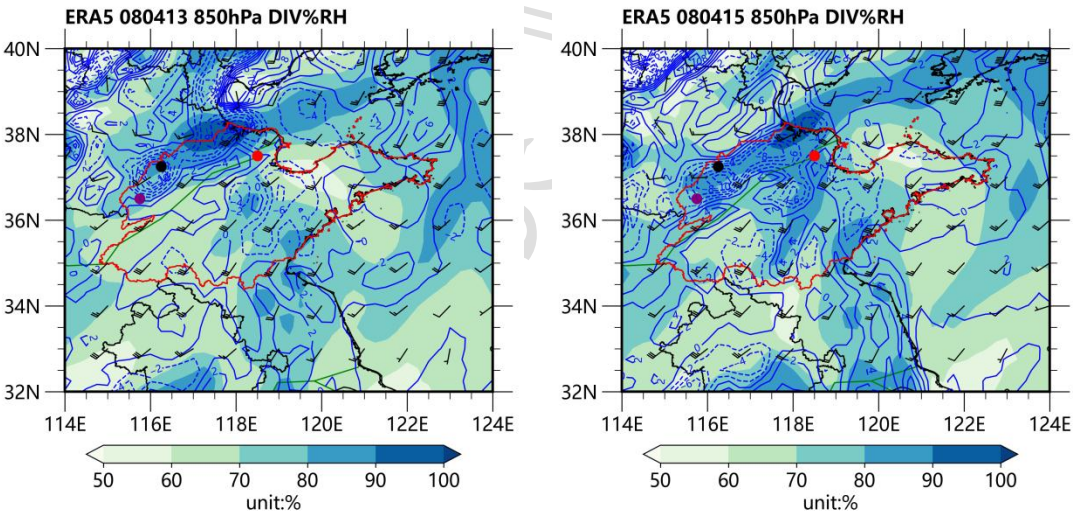
(b)

注：绿色圆点为初始对流单体触发时刻，红色中括号为对流后向传播时间段。

图 5 2024 年 8 月 4 日 11:00—18:00 (a) 聊城站和 (b) 东营站雷达风廓线演变

Fig. 5 Evolution of radar wind profiling at

(a) Liaocheng Station and (b) Dongying Station from 11:00 BT to 18:00 BT 4 August 2024



(a) 13:00

(b) 15:00

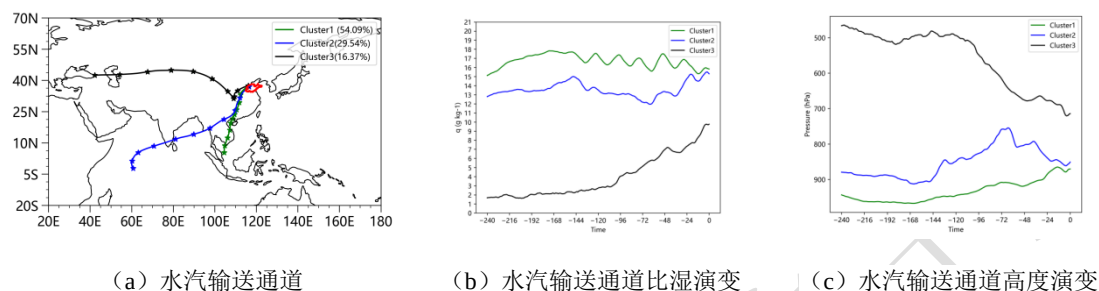
注：黑色、紫色和红色圆点分别代表武城站、聊城站和东营站。

图 6 2024 年 8 月 4 日 850 hPa 风场(风羽), 相对湿度 (填色) 和散度 (等值线, 单位: $10^{-5} s^{-1}$)
Fig. 6 The wind field (barb), relative humidity (colored) and divergence (contour, unit: $10^{-5} s^{-1}$)
at 850 hPa on 4 August 2024

4.2 水汽轨迹追踪

为进一步分析武城暴雨水汽条件，利用 HYSPLIT 模式的后向轨迹追踪结果（图 7）表

明, 水汽主要源自三条通道。其中, 最主要的来源是南海通道(轨迹占比 54.09%)和阿拉伯海途径孟加拉湾通道(轨迹占比 29.54%), 两者合计贡献了超过 88%的水汽。这两支气流比湿高(分别大于 $15 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 $12 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$), 且高度维持在 950~750 hPa 的超低空至低空, 水汽极为充沛。充沛的低层水汽在 LLJ 和 ULLJ 的持续输送下, 在暴雨区辐合, 为强降水发生提供了关键的水汽条件。相比之下, 占比较少的北方欧亚大陆通道(轨迹占比 16.37%)湿度较低, 主要位于中高层。



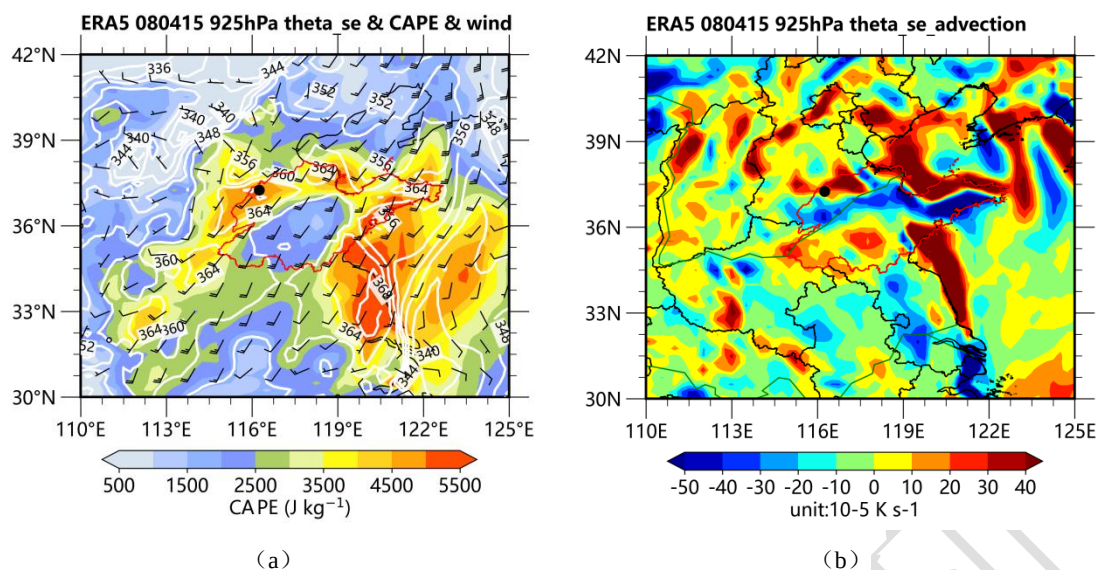
注: 图 a 中百分比表示此类水汽输送通道数量占比。

图 7 (a) 水汽输送通道分布, (b, c) 各水汽输送通道的 (b) 比湿、(c) 高度时间演变
Fig. 7 (a) Distribution of water vapor transport channels, and (b, c) time-series of (b) specific humidity and (c) altitude of each water vapor transport

4.3 CAPE 重建机制

研究表明, CAPE 重建对于后向传播类暴雨生命史延长具有重要作用(侯淑梅等, 2023)。降水初期, 武城 CAPE 超过 $4500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 8a), 降水期间, CAPE 消耗后又迅速重建, 降水过程中一直维持在 $4000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上, 在暴雨最强时段超过 $5000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 9)。

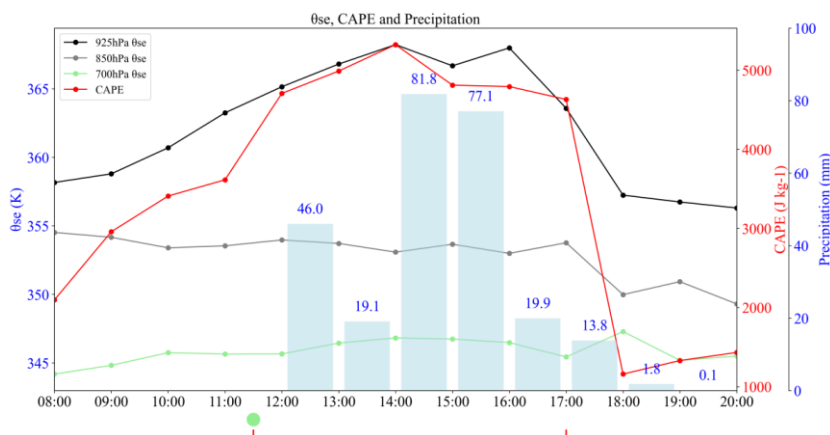
气块具有的 CAPE 大小与低层暖湿条件密切相关(王秀明等, 2012; 侯淑梅等, 2023)。降水期内, 武城西南部近地面层持续高温高湿(图 3)。在 ULLJ 输送下, 暖湿空气持续向武城输送, 导致期低层假相当位温平流在强降水期间持续为正(图 8cb), 假相当位温也始终维持在 364 K 以上(图 11d8a), 持续的暖湿平流驱动了 CAPE 重建, 致使降水期间 CAPE 始终高于 $4500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。图 129 显示降水期间, 925hPaPa 假相当位温与 CAPE 的变化趋势一致, 而 850hPaPa 和 700hPaPa 的假相当位温几乎没有变化, 说明 CAPE 变化主要受 925hPaPa 假相当位温影响。具体而言, 08:00-14:00, 925hPaPa 假相当位温上升, 对应 CAPE 显著增加; 14:00-16:00, 925hPaPa 假相当位温在 367K 附近波动, CAPE 在 $4700 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 附近波动; 16:00 后, 假相当位温平流变为负值, 925hPaPa 假相当位温迅速下降, 造成 CAPE 迅速下降, 暴雨逐渐结束。



注：黑色圆点为武城站。

图 8 2024 年 8 月 4 日 15:00 (a) CAPE (填色), 925hPa 风场 (风羽) 和假相当位温 (等值线, 单位: K), (b) 925hPa 假相当位温平流 (填色)

Fig. 8 (a) CAPE (colored), 925hPa wind field (barb) and pseudo-equivalent potential temperature (contour, unit: K) and (b) 925hPa pseudo-equivalent potential temperature advection (colored) on 4 August 2024



注：绿色圆点为初始对流单体触发时刻，红色中括号为对流后向传播时间段。

图 9 2024 年 8 月 4 日 08:00—20:00 武城站逐小时降水量 (柱形)、各层假相当位温与 CAPE 时间演变

Fig. 9 Time-series of hourly precipitation (bar), pseudo-equivalent potential temperature at different levels and CAPE at Wucheng Station from 08:00 BT to 20:00 BT 4 August 2024

5 结论与讨论

2024 年 8 月 4 日, 山东德州大暴雨过程降水集中, 武城站小时雨强和日降水量均突破其历史极值。本文基于多源观测资料揭示了此次后向传播暴雨的形成机理。结果表明, 该过程由多尺度系统相互作用产生, 其核心机制在于 LLJ 和 ULLJ 动力-水汽输送、冷池与辐合

线触发及 CAPE 持续重建的作用。

(1) 大尺度环流为强对流提供了初始环境。后倾槽与副高压对峙的环流背景下, LLJ 和 ULLJ 持续输送来自南海与孟加拉湾的充沛水汽, 在锋前暖区形成了高能、高温、高湿的不稳定层结。

(2) 中尺度冷池与低空急流的耦合是驱动后向传播的核心动力。降水冷池的出流边界与环境暖湿气流形成准静止辐合线, 持续触发新生对流; 同时, LLJ 的时空脉动直接增强了低层动力抬升。两者共同作用导致新生单体向西南方向传播, 直接导致极端强降水。

(3) 超低空暖湿平流主导了能量动态重建与系统维持。尽管降水消耗不稳定能量, 但 ULLJ 持续输送高能气团, 使 CAPE 在强降水期间得以快速重建并维持峰值, 形成了能量输送-对流消耗-能量重建的正反馈自维持机制, 这是对流后向传播长时间维持的关键, 而当大尺度环流调整导致暖湿平流和动力耦合中断时, 该过程结束。

数值模式对此次过程的大尺度系统(如副高、高空槽、切变线等)及 CAPE 强度预报较好, 但大暴雨落区预报存在偏差, 导致预报员未能准确捕捉此次暴雨精细落区。误差主要源于对 LLJ 和 ULLJ 精细结构演变预报不足, 导致辐合区偏北, 以及对前期降水形成的冷池及地面辐合线相互作用的预报偏差。因此, 短时临近预报需结合多源观测, 分析水汽辐合位置、冷池扩展方向和 CAPE 重建区域, 结合雷达外推产品, 判断雷暴新生区域, 订正强降水落区。数值预报模式应加强改进边界层参数化方案, 增强多源资料同化能力, 提升对 LLJ 和 ULLJ 三维结构与冷池演变精细化预报能力, 从而提高暴雨落区预报准确性。

参考文献

- 边茜, 李春忱, 唐毓羚, 等, 2024. 基于 HYSPLIT 模式的凉山“8.21”致洪暴雨水汽特征分析[J]. 高原山地气象研究, 44(S1): 52-58. Bian Q, Li C C, Tang Y L, et al, 2024. Analysis of water vapor characteristics of "8.21" flood-causing rainstorm in Liangshan based on HYSPLIT model[J]. Plateau Mountain Meteor Res, 44(S1): 52-58 (in Chinese).
- 曹治强, 毛冬艳, 王新, 2024. 2021 年华北秋汛云系和水汽输送特征[J]. 大气科学, 48(6): 2284-2299. Cao Z Q, Mao D Y, Wang X, 2024. Characteristics of the cloud system and water vapor transport during the autumn flood in North China in 2021[J]. Chin J Atmos Sci, 48(6): 2284-2299 (in Chinese).
- 迟静, 孙倩倩, 仇丹妮, 2024. 山东半岛一次冷涡背景下暖区暴雨漏报成因分析[J]. 气候变化研究快报, 13(3): 624-634. Chi J, Sun Q Q, Qiu D N, 2024. Analysis of the causes of underreporting a heavy rain in warm sector in Shandong Peninsula under the background of a cold vortex[J]. Climate Change Res Lett, 13(3): 624-634 (in Chinese).
- 刁秀广, 侯淑梅, 2017. 4 次大暴雨过程雷达径向速度和超低空西南急流特征分析[J]. 海洋气象学报, 37(3): 46-53. Diao X G, Hou S M, 2017. Analysis on radial velocity and ultra-low-level jet characteristics of four torrential rain processes[J]. J Marine Meteor, 37(3): 46-53 (in Chinese).
- 符娇兰, 权婉晴, 麦子, 等, 2023. “23·7”华北特大暴雨过程雨强精细化特征及动力和热力条件初探[J]. 气象, 49(12): 1435-1450. Fu J L, Quan W Q, Mai Z, et al, 2023. Preliminary study on the refined characteristics of

- rainfall intensity and dynamic and thermodynamic conditions in the July 2023 severe torrential rain in North China[J]. Meteor Mon, 49(12): 1435-1450 (in Chinese).
- 高帆, 张永婧, 李瑞, 等, 2017. 2015 年 8 月 3 日山东西北部暴雨过程的中尺度特征分析[J]. 海洋气象学报, 37(2): 96-101. Gao F, Zhang Y J, Li R, et al, 2017. Study of mesoscale characteristics of the rainstorm in northwestern Shandong on 3 August 2015[J]. J Marine Meteor, 37(2): 96-101 (in Chinese).
- 龚琬丁, 周玉淑, 钟珊珊, 等, 2023. 山东地区一次夏季极端暴雨中尺度系统发展演变过程及机理分析[J]. 大气科学, 47(3): 786-804. Gong W D, Zhou Y S, Zhong S S, et al, 2023. Evolution process and mechanism analysis of the mesoscale system of an extreme summer rainstorm in Shandong Province[J]. Chin J Atmos Sci, 47(3): 786-804 (in Chinese).
- 郭卫华, 李永果, 马丽, 等, 2010. 一次山东大暴雨天气形成机制分析[J]. 安徽农业科学, 38(21): 11173, 11223. Guo W H, Li Y G, Ma L, et al, 2010. Analysis of formation mechanism for once cloudburst in Shandong Province[J]. J Anhui Agric Sci, 38(21): 11173, 11223 (in Chinese).
- 侯淑梅, 俞小鼎, 张少林, 等, 2015. 山东中西部后向发展雷暴初步研究[J]. 气象学报, 73(5): 819-836. Hou S M, Yu X D, Zhang S L, et al, 2015. A preliminary investigation into the back-development thunderstorms in midwestern Shandong Province[J]. Acta Meteor Sin, 73(5): 819-836 (in Chinese).
- 侯淑梅, 孙晶, 郑怡, 等, 2020. 山东省线状中尺度对流系统的天气学特征[J]. 气象, 46(8): 1053-1064. Hou S M, Sun J, Zheng Y, et al, 2020. Synoptic characteristics of linear mesoscale convective system in Shandong Province[J]. Meteor Mon, 46(8): 1053-1064 (in Chinese).
- 侯淑梅, 朱晓清, 史茜, 等, 2023. 冷涡背景下山东省“5·17”极端强对流天气环境条件分析[J]. 气象, 49(11): 1328-1342. Hou S M, Zhu X Q, Shi Q, et al, 2023. Analysis of the environmental conditions of "5·17" extremely severe convective weather in Shandong province under the background of cold vortex[J]. Meteor Mon, 49(11): 1328-1342 (in Chinese).
- 江志红, 梁卓然, 刘征宇, 等, 2011. 2007 年淮河流域强降水过程的水汽输送特征分析[J]. 大气科学, 35(2): 361-372. Jiang Z H, Liang Z R, Liu Z Y, et al, 2011. A diagnostic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Huaihe River Basin in 2007[J]. Chin J Atmos Sci, 35(2): 361-372 (in Chinese).
- 江志红, 任伟, 刘征宇, 等, 2013. 基于拉格朗日方法的江淮梅雨水汽输送特征分析[J]. 气象学报, 71(2): 295-304. Jiang Z H, Ren W, Liu Z Y, et al, 2013. Analysis of water vapor transport characteristics during the Meiyu over the Yangtze-Huaihe River valley using the Lagrangian method[J]. Acta Meteor Sin, 71(2): 295-304 (in Chinese).
- 金晓青, 李江波, 于雷, 等, 2018. 河北中部一次具有后向传播特征的副高外围暖区暴雨过程分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 12(4): 7-14. Jin X Q, Li J B, Yu L, et al, 2018. Analysis of a back-propagated heavy rain process occurred in warm section around the subtropical high[J]. Desert Oasis Meteor, 12(4): 7-14 (in Chinese).
- 刘会荣, 李崇银, 2010. 干侵入对济南“7.18”暴雨的作用[J]. 大气科学, 34(2): 374-386. Liu H R, Li C Y, 2010. Impacts of the dry intrusion on Ji'nan torrential rain occurring on 18 July 2007[J]. Chin J Atmos Sci, 34(2): 374-386 (in Chinese).
- 梅婵娟, 张灿, 李宏江, 2016. 2011 年“7·25”山东乳山特大暴雨成因分析[J]. 气象与环境科学, 39(3): 82-89. Mei C J, Zhang C, Li H J, 2016. Cause analysis of a torrential rainfall in Shandong Rushan on July 25, 2011[J]. Meteor Environ Sci, 39(3): 82-89 (in Chinese).
- 孙军, 谌芸, 杨舒楠, 等, 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J]. 气象, 38(10): 1267-1277. Sun J, Chen Y, Yang S N, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing Part II: preliminary causation analysis and thinking[J]. Meteor Mon, 38(10): 1267-1277 (in Chinese).
- 孙敏, 戴建华, 袁招洪, 等, 2015. 双多普勒雷达风场反演对一次后向传播雷暴过程的分析[J]. 气象学报,

- 73(2): 247-262. Sun M, Dai J H, Yuan Z H, et al, 2015. An analysis of a back-propagating thunderstorm using the three-dimensional wind fields retrieved by the dual-Doppler radar data[J]. *Acta Meteor Sin*, 73(2): 247-262 (in Chinese).
- 陶诗言, 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社: 1-250. Tao S Y, 1980. *Rainsorms in China*[M]. Beijing: Science Press: 1-250 (in Chinese).
- 王啸华, 郑媛媛, 张盛曦, 等, 2021. 一次准静止中尺度对流系统维持机制研究[J]. *气象*, 47(11): 1369-1379.
- Wang X H, Zheng Y Y, Zhang S X, et al, 2021. Study on the maintenance mechanism of a quasi-stationary mesoscale convective system[J]. *Meteor Mon*, 47(11): 1369-1379 (in Chinese).
- 王秀明, 俞小鼎, 朱禾, 2012. NCEP 再分析资料在强对流环境分析中的应用[J]. *应用气象学报*, 23(2): 139-146. Wang X M, Yu X D, Zhu H, 2012. The applicability of NCEP reanalysis data to severe convection environment analysis[J]. *J Appl Meteor Sci*, 23(2): 139-146 (in Chinese).
- 杨善林, 李永森, 胡笑旋, 等, 2006. K-means 算法中的 k 值优化问题研究[J]. *系统工程理论与实践*, 26(2): 97-101. Yang S L, Li Y S, Hu X X, et al, 2006. Optimization study on k value of K-means algorithm[J]. *Syst Eng Theory Practice*, 26(2): 97-101 (in Chinese).
- 于腾飞, 李春, 石剑, 2022. 郑州“7·20”极端暴雨的水汽输送特征[J]. *海洋气象学报*, 42(3): 69-76. Yu T F, Li C, Shi J, 2022. Analysis on water vapor transport characteristics of “7·20” extreme rainstorm in Zhengzhou[J]. *J Marine Meteor*, 42(3): 69-76 (in Chinese).
- 张登旭, 阎虹如, 苗云飞, 等, 2024. 利用轨迹追踪法研究雅鲁藏布江大峡谷区域水汽输送减少的成因[J]. *高原气象*, 43(1): 114-126. Zhang D X, Yan H R, Miao Y F, et al, 2024. Analysis of water vapor transport reduction in the Yarlung Tsangpo grand canyon region: a trajectory tracking approach[J]. *Plateau Meteor*, 43(1): 114-126 (in Chinese).
- 张端禹, 王俊超, 王晓芳, 等, 2024. 高、低空急流耦合对山东“利奇马”台风暴雨增幅影响的诊断研究[J]. *大气科学*, 48(2): 445-462. Zhang D Y, Wang J C, Wang X F, et al, 2024. Diagnostic research on heavy rain growth in Shandong province influenced by landing typhoon Lekima due to the coupling of upper- and low-level jet streams[J]. *Chin J Atmos Sci*, 48(2): 445-462 (in Chinese).
- 张芳华, 杨舒楠, 胡艺, 等, 2023. “23·7”华北特大暴雨过程的水汽特征[J]. *气象*, 49(12): 1421-1434. Zhang F H, Yang S N, Hu Y, et al, 2023. Water vapor characteristics of the July 2023 severe torrential rain in North China[J]. *Meteor Mon*, 49(12): 1421-1434 (in Chinese).
- 张芳华, 孔期, 袁溢, 等, 2024. 河南2021年“21.7”暴雨极端性特征及其与1975年“75.8”暴雨的对比[J]. *大气科学*, 48(6): 2405-2423. Zhang F H, Kong Q, Yuan Y, et al, 2024. Extreme characteristics of the “21.7” rainstorm event in Henan Province in 2021 and its comparison with the “75.8” Rainstorm in 1975[J]. *Chin J Atmos Sci*, 48(6): 2405-2423 (in Chinese).
- 章国材, 2004. 美国 WRF 模式的进展和应用前景[J]. *气象*, 30(12): 27-31. Zhang G C, 2004. Progress of weather research and forecast (WRF) model and application in the United States[J]. *Meteor Mon*, 30(12): 27-31 (in Chinese).
- 张宁, 张萍萍, 王珏, 等, 2017. 2016 年一次由后向传播型 MCS 导致的大暴雨成因分析[J]. *贵州气象*, 41(4): 39-44. Zhang N, Zhang P P, Wang J, et al, 2017. The causes of a heavy rain resulted from back propagation MCS in 2016[J]. *J Guizhou Meteor*, 41(4): 39-44 (in Chinese).
- 张萍萍, 林修栋, 张宁, 2024. 山东一次低涡切变型暖区暴雨大范围漏报原因[J]. *气象*, 50(8): 953-965. Zhang P P, Lin X D, Zhang N, 2024. Cause of a large-scale forecast failure of a warm-sector rainstorm of low vortex shear type in Shandong Province[J]. *Meteor Mon*, 50(8): 953-965 (in Chinese).
- 张少林, 王俊, 周雪松, 等, 2009. 山东“7.18”致灾暴雨成因分析[J]. *气象科技*, 37(5): 527-532. Zhang S L, Wang J, Zhou X S, et al, 2009. Causal analysis of a disaster inducing rainstorm in Shandong Province[J]. *Meteor Sci Technol*, 37(5): 527-532 (in Chinese). 周颖, 张贺, 张珂玮, 2020. 基于 K-均值聚类方法的大

- 气环流模式 IAP AGCM4.1 对西北太平洋热带气旋的模拟评估[J]. 大气科学, 44(5): 1141-1154. Zhou Y, Zhang H, Zhang K W, 2020. Evaluation of simulated tropical cyclones over the western North Pacific with IAP AGCM4.1 based on K-Means method[J]. Chin J Atmos Sci, 44(5): 1141-1154 (in Chinese). 庄晓翠, 李博渊, 赵江伟, 等, 2022. 基于 HYSPLIT 模式分析的塔克拉玛干沙漠南缘暴雨水汽特征[J]. 气象, 48(3): 311-323. Zhuang X C, Li B Y, Zhao J W, et al, 2022. Water vapor characteristics of rainstorm in southern taklimakan desert based on HYSPLIT model analysis[J]. Meteor Mon, 48(3): 311-323 (in Chinese).
- Corfidi S F, 2003. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. Wea Forecasting, 18(6): 997-1017.
- Cui L K, Song X Q, Zhong G Q, 2021. Comparative analysis of three methods for HYSPLIT atmospheric trajectories clustering[J]. Atmosphere, 12(6): 698.
- Draxler R R, Hess G D, 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion and deposition[J]. Aust Meteor Mag, 1998, 47(4): 295-308.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 128(10): 3413-3436.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. J Atmos Sci, 45(3): 463-485.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 133(4): 961-976.
- Stohl A, James P, 2004. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe[J]. J Hydrometeor, 5(4): 656-678.