

天津一次夜间极端短时强降水的中尺度特征及成因探究

王莹¹ 王艳春¹ 易笑园¹ 孙晓磊² 吴洋³

1. 天津市气象台, 天津, 300074

2. 天津海洋中心气象台, 天津, 300074

3. 天津市津南区气象局, 天津, 300350

提 要: 为研究天津夜间极端短时强降水的中尺度特征及成因, 利用加密自动站资料、分钟降水资料、多普勒天气雷达资料、风廓线资料及 ERA5 再分析资料, 对 2022 年 7 月 3 日夜间发生在天津的一次极端短时强降水进行了分析。结果表明: 此次强降水发生在 500 hPa 无明显低值天气系统、低层也无天气尺度低空急流背景下, 主要由中小尺度天气系统强迫造成, 具有明显的局地性、突发性、极端性。造成降水的 β 中尺度对流系统以组织性较高的多单体风暴形式呈现, 其由零散回波组织合并形成, 呈现出大陆强对流型回波特征。高温高湿环境下边界层暖式切变线的增强与地面中尺度辐合线相配合, 加之中层干冷空气入侵导致不稳定性增强, 对流得以触发。初始对流形成的冷池与环境风构成清晰且不规则的出流边界, 冷池强迫作用导致出流边界前侧有 γ 中尺度涡旋形成。夜间边界层惯性振荡导致的非地转风顺转以及逐渐形成的逆温层结促使来自海上的东南暖湿气流不断加强为边界层急流, 并造成 0~2.5km 垂直风切变相应增大, 低层风切变与逐渐增强的冷池之间相互作用并达到短暂平衡, 因而使得出流边界前侧涡旋不断增强并自下而上发展, 与涡旋相伴随的强动力辐合直接导致分钟级雨强快速增长并持续数分钟, 最终导致了极端短时强降水的出现。研究结果为预测华北地区夜间局地短时强降水并探索其发生发展机制提供了一定的参考依据。

关键词: 极端短时强降水, 边界层急流, 对流冷池, 垂直风切变, γ 中尺度涡旋

Mesoscale Characteristics and Causes of A Nighttime Extreme Short-time Heavy Precipitation in Tianjin

WANG Ying¹ WANG Yanchun¹ YI Xiaoyuan¹ SUN Xiaolei² WU Yang³

1. Tianjin meteorological Observatory, Tianjin 300074, China

2. Tianjin Ocean Center meteorological Observatory, Tianjin 300074, China

3. Tianjin Jinnan district Meteorological Bureau, Tianjin 300350, China

Abstract To study the mesoscale characteristics and causes of extreme short-time heavy rainfall at night in Tianjin, by using encrypted automatic station data, min precipitation data, Doppler weather

* 国家自然科学基金 (41575049)、中国气象局复盘总结专项 (FPZJ2023-009)、天津市海洋气象重点实验室开放课题 (2022TKLOM02) 共同资助

第一作者: 王莹, 主要从事天气预报业务及技术研究。Email: caicai8081@163.com

通信作者: 易笑园, 主要从事天气预报及中尺度灾害性天气机理研究。Email: yixy123@sina.com

Radar data, wind profile data and the 5th generation global Atmospheric Reanalysis product (ERA5) of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts, an extreme short-time heavy precipitation occurred in Tianjin in the early morning of July 3, 2022 was diagnosed and analyzed. The results show that: There was no significant low-value weather system at 500 hPa and no synoptic low-level jet background at the lower level. It was a rainstorm process mainly caused by small and medium scale forcing under atypical circulation situation, with obvious local, sudden and extreme characteristics. The meso- β scale convective system that caused precipitation was presented in the form of a well-organized multi-cell storm, which was formed by the merger of scattered echo organizations, and its radar echo had a high centroid, showing the characteristics of continental strong convective echo. The enhancement of the 975hPa warm shear line in the boundary layer cooperated with the mesoscale convergence line on the ground, and synergizing with enhanced instability caused by mid-level dry cold air intrusion, which were the main reason for the triggering of the initial convection. The cold pool formed after precipitation formed a clear and irregular outflow boundary with the ambient wind, and the forcing action of the bottom cold pool led to the formation and development of γ -mesoscale vortex in front of the outflow boundary. The ageostrophic wind rotation caused by the inertial oscillation of the boundary layer at night and the gradually formed inversion stratification made the warm and moist air from the southeast from the sea continuously strengthen into the boundary layer jet, and then caused the vertical wind shear of 0-2.5km to increase correspondingly. The interaction between the low-level wind shear and the gradually enhanced cold pool reached a temporary equilibrium. Resultly, the vortex in front of the outflow boundary continue to strengthened and developed from the bottom to up, and the strong dynamic convergence accompanying the vortex directly led to the rapid growth of minute-level rain intensity and lasted for several minutes, which finally led to the emergence of extreme short-term heavy precipitation. The results provide a reference basis for predicting local short-time heavy precipitation at night and exploring its occurrence and development mechanism in North China.

Key words extremely short-term heavy rainfall, boundary layer jet, convection cold pool, vertical wind shear, γ -mesoscale vortex

引 言

华北地区夏季短时强降水和极端强降水频发（梁苏洁等, 2018; Yuan et al, 2021），局地突发的短时强降水事件引发的城市内涝等灾害严重威胁着该地区人民的生命和财产安全。相比于通过长时间累积造成的强降水事件，造成短时强降水的中小尺度对流系统具有空间尺度小、发展迅速、预报难度大的特点，这在华北地区表现得尤为显著（孙继松等, 2015; 吴梦雯和罗亚丽, 2019; 王莹等, 2021; 周晓敏等, 2023），因此对天气预报、城市建设以及社会

应急管理提出了更大的挑战。开展局地短时强降水研究是提高精细化气象服务质量、提高气象防灾减灾和应对气候变化能力的主要环节之一，具有重要的理论和应用价值。

从日变化角度来看，白天和夜间的对流环境往往差别较大，太阳辐射的昼夜更替及下垫面辐射收支平衡导致大气低层稳定度也随之发生变化，夏季午后常处于热力不稳定层结状态而夜间至清晨则常常建立稳定层结，因此，预报夜间局地、突发的对流过程更具挑战性

(Weckwerth et al, 2019; 孙敏等, 2023)。实际上，华北地区的强对流降水、特别是一些局地大暴雨经常出现在防灾减灾难度更大的夜间(孙继松, 2005)，如 2021 年 9 月 4 日早晨天津滨海新区发生的极端短时强降水天气，1h 降水量达 103.3mm，直接造成一人死亡，多处交通要道瘫痪，造成了严重经济损失。因此，研究华北地区夜间局地短时强降水并进一步探索其发生发展机制具有重要意义。

诸多观测事实和模拟结果均表明，华北夜间短时强降水过程中常伴有边界层偏东气流(张文龙等, 2013; 尉英华等, 2019)，偏东风深入内陆的距离对强降水的落区有较好的指示意义。受海陆热力差异的昼夜演变影响，白天和夜间的偏东风有明显热力性质差异，白天往往具有冷湿性质(雷蕾等, 2014)，而夜间则为暖湿性质(张楠等, 2018)。在前人关于夜间强降水的研究中，郭虎等(2008)对 2006 年 7 月 9 日夜间北京的一次局地大暴雨进行分析，发现近地面层东南暖湿气流为强降水提供了有效的水汽和能量；赵宇等(2011)通过分析和模拟 2005 年 7 月 22-24 日华北夜间出现的一次特大暴雨，发现夜间由于边界层降温等局地热力作用诱生出的中尺度边界层急流是导致特大暴雨的关键因子之一；张楠等(2018)通过分析 2014 年 8 月 16 日天津地区非典型环流形势下的一次局地暴雨过程，指出夜间来自渤海湾的暖湿气流与上游雷暴冷池出流碰撞，是触发对流的重要机制。陶局等(2019)分析了 2017 年 8 月 8 日发生在天津-香河一带的夜间局地暴雨过程，发现冷池出流与来自渤海的暖湿东南气流形成的辐合线是对流系统维持的关键，这支暖湿气流的出现和加强可以为临近预报提供有效预报着眼点。

在前人对该地区夜间局地强降水的研究中(李津和王华, 2006; 郭虎等, 2008; 何群英等, 2009; 盛春岩和高守亭, 2010; 赵宇等, 2011; 张楠等, 2018)，很少有学者利用分钟级降水资料分析降水系统的精细中小尺度结构，或利用雷达高分辨率径向速度场资料分析对流发生发展的环境。因此，本文将采用分钟级降水数据、加密自动站、天气雷达及风廓线雷达等高分辨率多源实况资料，详细分析 2022 年 7 月 3 日发生在天津后半夜至清晨的一次极端短时强降水过程，深入分析此次过程的中尺度特征及其发生、发展的内在物理机制，并试图发现具有一定提前量的、明确预报意义的物理指标，从而为实际预报业务提供有价值的参考和借鉴。

1 资料介绍

本文采用的资料主要包括：(1) 天津及其周边地区逐 5min 加密自动站资料及逐分钟降水资料，用于分析降水、温、压、湿、风等地面要素演变的中小尺度特征。(2) 天津塘沽 SA 多普勒天气雷达逐 6min 体扫观测资料，用于分析对流系统的演变及中尺度结构；(3)

天津西青国家基本观测站逐 6min 风廓线资料，用于分析大气边界层风场演变特征。(4) 欧洲中期天气预报中心的全球第 5 代大气再分析产品 (ERA5, 逐小时, $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$), 用于天气尺度形势分析及热动力物理量诊断。

2 天气概况

2.1 降水实况

2022 年 7 月 3 日 04:30-07:00 (北京时, 下同), 天津市津南区突发一场局地大暴雨, 强降水中伴有多站 8 级以上的雷暴大风, 此次过程对城市排水、农业、交通、河道水库等均产生了较为严重的影响。图 1 反映了此次降水的时空分布特征, 从累计降水量的分布来看 (图 1a), 降水局地性较强, 暴雨以上量级的落区东西方向约 35km、南北方向约 20km, 呈现出非常典型的中小尺度特征, 有 4 个自动站累计雨量超过 100mm (黑色方框标出), 最大累计降水量为 145.1mm, 出现在津南区农业园站。从大暴雨站点的逐时降水演变特征 (图 1b) 可以看出, 降水从 05:00 开始, 至 07:00 基本结束, 持续时间仅 1~2h, 其中 05:00-06:00 津南国家气象观测站最大小时雨强达 96.3 mm h^{-1} , 突破了该站近 40 年来极值 (73.4 mm h^{-1} , 出现在 2003 年 8 月 23 日 08 时), 具有一定的历史极端性。

从分钟级雨强的演变特征 (图 1c) 可以看出, 4 个大暴雨站的分钟雨强均表现出明显的波动特征, 其中 3 个站的最强分钟雨强达 $3 \sim 5 \text{ mm min}^{-1}$, 且各站次累计出现时间可达 5 min。孙虎林等 (2019) 研究表明, 分钟雨强 $\geq 1 \text{ mm min}^{-1}$ 可以较好地反映出对流系统引发的降水在雨强上的极端性, $\geq 3 \text{ mm min}^{-1}$ 则具有强极端性。“7·20” 河南极端降水过程出现了持续性的 $3 \sim 4.7 \text{ mm min}^{-1}$ 的分钟级降水 (齐道日娜等, 2022), “23·7” 华北特大暴雨过程最强分钟雨强为 $3 \sim 3.5 \text{ mm min}^{-1}$ (符娇兰等, 2023)。由此可见, 本次过程的分钟级雨强也具有明显的极端性。

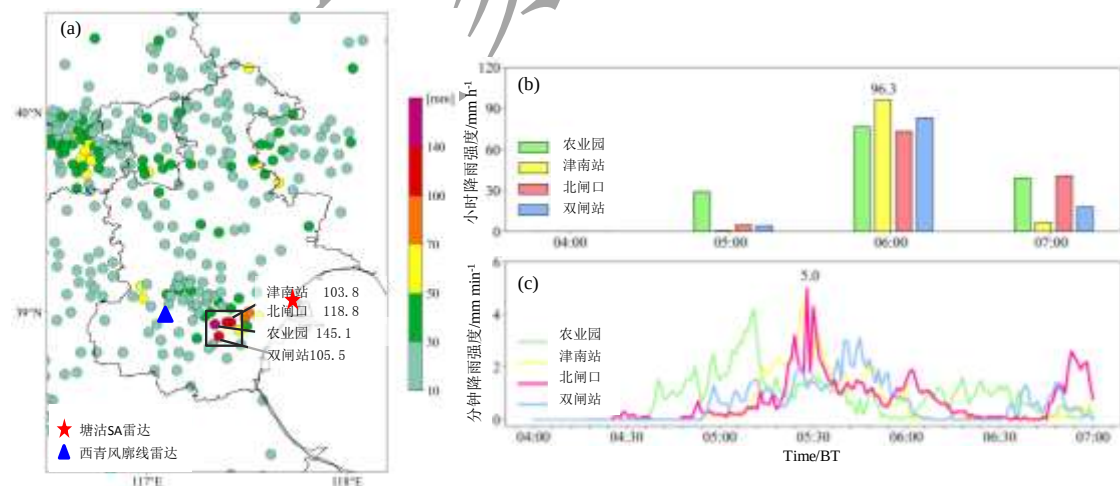
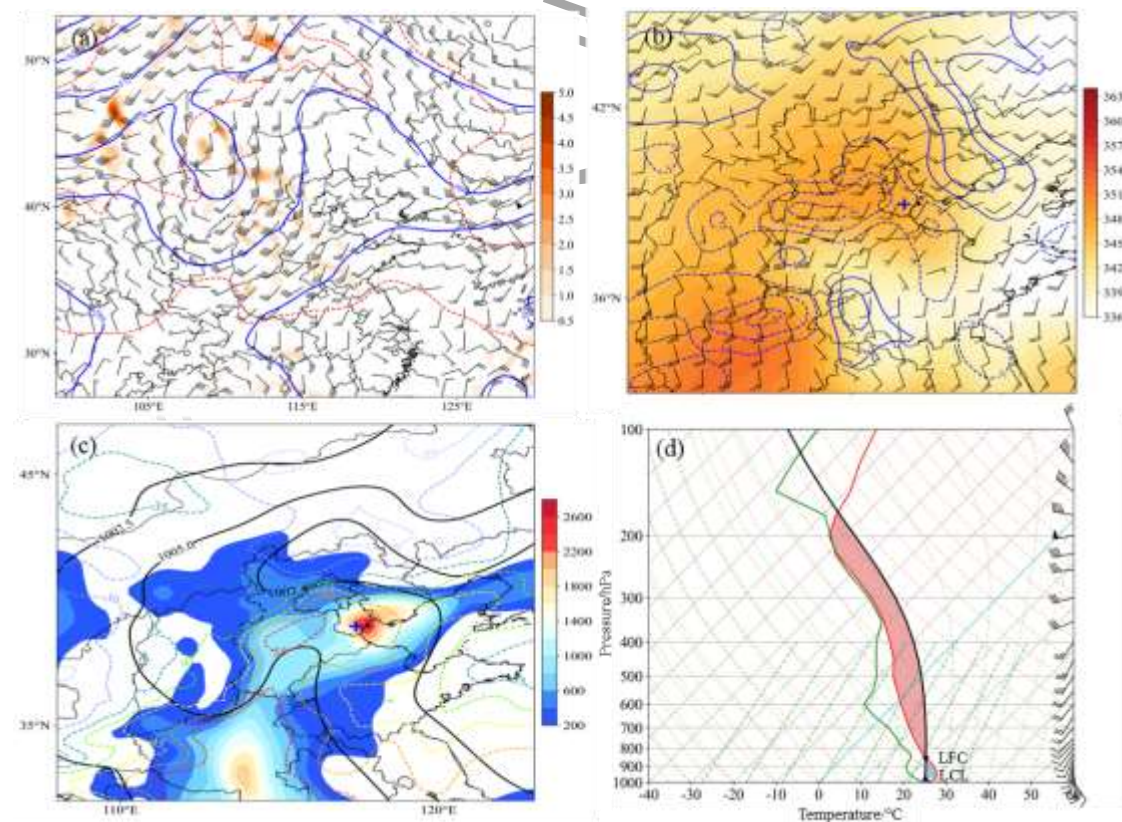


图 1 2022 年 7 月 3 日 04:00-07:00 (a) 累计降水分布, 4 个大暴雨站的 (b) 逐小时降水及 (c) 逐分钟降水演变
Fig.1 Distribution characteristics of precipitation (unit: mm) during 04:00-07:00 on 3 July 2022 (a) Cumulative precipitation distribution, and (b) hourly precipitation and (c) minutely precipitation evolution characteristics of four heavy rainstorm stations

2.2 环流背景

利用 ERA5 资料分析 2022 年 7 月 3 日强降水发生前 (04:00) 的环境背景场, 图 2a 和图 2b 分别为 500hPa 和 850hPa 的环流形势场, 可以看出, 500hPa 我国东部 30°N 以南的大部分地区均处于副热带高压控制之下, 中高纬地区则维持一槽一脊的形势, 主要天气系统为位于蒙古一带的高空槽及其下游的高压脊, 受下游高压脊的阻挡效应, 冷槽移动较为缓慢, 从相应的风场及涡度平流的分布特征来看, 华北平原东部的天津地区仍处在高压脊的影响中; 低层 700hPa 以下均为西南气流, 且尚未发展形成天气尺度低空急流, 在西南气流的风速脉动中存在一定的辐合上升区 (图 2b 蓝色虚线), 850hPa 假相当位温超过 345K, 说明大气低层为高温高湿的环境; 图 2c 显示地面上有低压倒槽向华北平原伸展, 对流有效位能 CAPE 在天津东部存在显著高值区 (达 $2400\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), 整层可降水量约为 50mm, 可见水汽和不稳定能量条件均较为有利。从 04:00 津南国家站 (最强降水位置) 的模式探空图上 (图 2d) 可以看出, 降水前地面温度和露点均较高, 抬升凝结高度 LCL (蓝色圆点) 和自由对流高度 LFC (黑色圆点) 均较低, 对流层内风随高度一致顺转且中低层风力整体较弱, 对流抑制能量较小, 这些都为对流的发生提供了有利的环境条件。

由于此次暴雨呈现出非常典型的中小尺度时空分布特征, 以上大尺度环流特征尚不足以解释造成此次强降水的中小尺度成因, 因此, 下文将利用更精细的资料对产生极端降水的中小尺度原因进行深入分析。



注: 图 b, c 中蓝色加号表示最强降水位置。图 d 中蓝色线条表示 0°C 等温线, 蓝色和黑色圆点分别表示抬升凝结高度 LCL 和自由对流高度 LFC

图 2 2022 年 7 月 3 日 04:00 ERA5 再分析场 (a) 500hPa 位势高度 (等值线, 单位: dagpm) 及风场 (风羽) 和涡度平流 (填色, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$), (b) 850hPa 风场 (风羽)、假相当位温 (填色, 单位: K) 及垂直速度 (等值线, 单位: $10^{-1} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (c) 海平面气压场 (黑色等值线, 单位: hPa)、整层可降水量 (彩色等值线, 单位: mm) 及对流有效位能 (填色, 单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) (d) 津南站模式探空

Fig.2 ERA5 reanalysis field at 04:00 BT on 3 July 2022

(a) 500hPa geopotential height (isoline, unit: geopotential ten meters), wind field (wind pole) and vorticity advection (coloring, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$);

(b) 850hPa wind field (wind pole), equivalent potential temperature (shaded, unit: K) and vertical velocity (isoline, unit $10^{-1} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$);

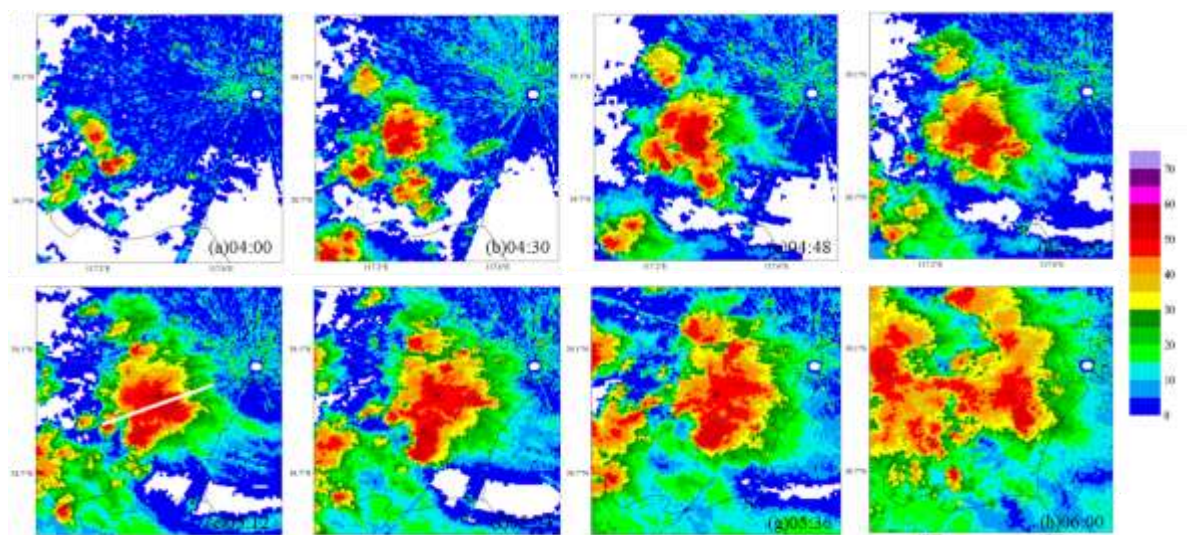
(c) Sea level pressure field (black isoline, unit: hPa), 2m temperature field (colored isoline, unit: $^{\circ}\text{C}$) and dew point temperature (filling, unit: $^{\circ}\text{C}$);

(d) Model radiosonde map

3 中尺度对流系统演变特征

采用距离暴雨区最近 (约 30km) 的塘沽雷达资料分析中尺度对流系统的演变特征, 从逐 6 min 的组合反射率演变趋势可以看出 (图 3), 初始对流大约于 03:30-04:00 在天津西南部开始形成, 随后沿西南引导气流缓慢向东北方向移动, 回波北移过程中其周围特别是后侧不断有新生回波出现、合并, 导致中尺度对流系统的尺度不断扩大, 当 05:24 回波中心移动至津南站 (黑色加号) 时, 其强度达到最强, 最强回波约 60dBz, 尺度约为 40~60km, 该 β 中尺度对流系统以组织性较高的多单体风暴形式呈现, 直接造成津南站出现了极端短时强降水, 05:36 后, 随着中尺度对流系统的组织性变差, 回波开始减弱。

沿图 3e 中白线 (即经过最强降水中心) 做雷达回波垂直剖面, 如图 4 所示, 可以清晰地看到多单体风暴的对流新生、合并过程, 其中单体 A 为初始新生回波, 随着时间演变, 在单体 A 的后侧不断有单体 B、C、D 生成, 单体 A 趋于消亡时单体 D 新生。从时间及位置关系来看, 单体 A 是直接造成津南站出现极端强降水的对流单体, 其回波质心的下降导致了分钟雨强出现快速增长。此外, 单体 A 回波发展最强时刻, 质心非常高, 40dBz 以上的回波伸展至 10km (其中 -20°C 层约为 8km), 呈现出典型的大陆强对流型回波特征, 这与孙继松 (2015) 对北京地区 10 次极端暴雨的中尺度对流系统雷达特征分析结果相一致, 即深对流主导的极端暴雨事件一般由多单体组织、合并、加强造成。



注：黑色加号表示最强降水位置，白色实线为经过最强降水中心的雷达回波剖面位置。

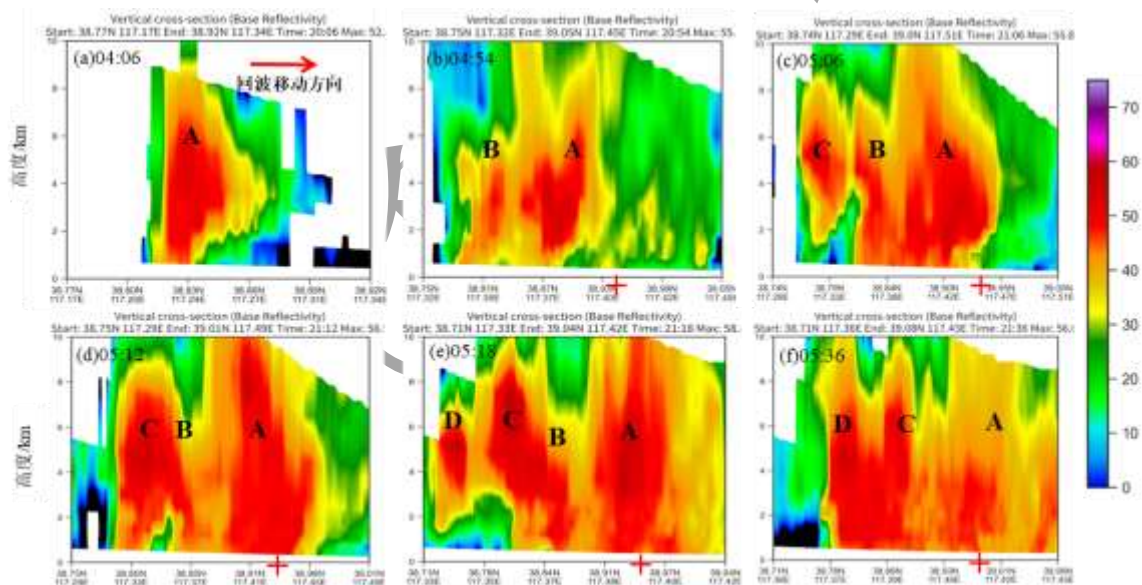
图 3 2022 年 7 月 3 日塘沽 SA 多普勒天气雷达（距离暴雨区 20km）组合反射率（单位：dBz）演变 (a) 04:00,

(b) 04:30, (c) 04:48, (d) 05:00, (e) 05:12, (f) 05:24, (g) 05:36, (h) 06:00

Fig.3 Evolution of combined reflectance (unit: dBz) of SA Doppler weather radar (20km from the rainstorm area)

in Tanggu on 3 July 2022

(a) 04:00 BT, (b) 04:30 BT, (c) 04:48 BT, (d) 05:00 BT, (e) 05:12 BT, (f) 05:24 BT, (g) 05:36 BT, (h) 06:00 BT



注：A、B、C、D 均表示新生对流单体，雷达在横坐标右侧，红色加号表示最强降水位置。

图 4 2022 年 7 月 3 日沿图 3e 白色实线作雷达回波剖面图

(a) 04:06, (b) 04:54, (c) 05:06, (d) 05:12, (e) 05:18, (f) 05:36

Fig.4 Profiles of radar echoes along the solid white line in Fig.3e

(a) 04:06 BT, (b) at 04:54 BT, (c) 05:06 BT, (d) 05:12 BT, (e) 05:18 BT, (f) 05:36 BT

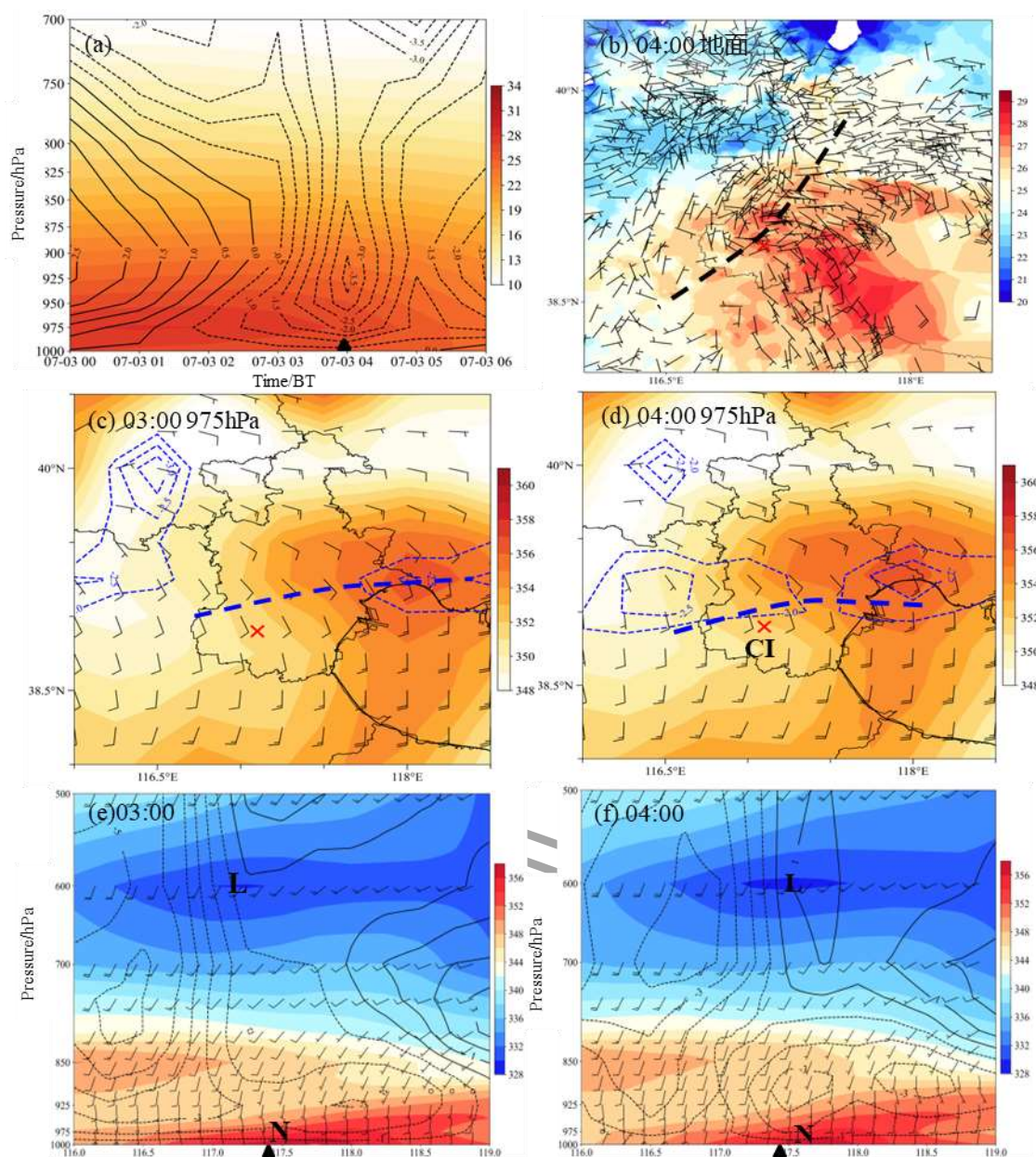
4 极端降水形成的物理机制

4.1 初始对流的触发

利用 ERA5 再分析场（图 5a,5c,5d）及地面加密自动站资料（图 5b）分析初始对流的触发，沿新生对流区做垂直速度的时间-高度垂直剖面，如图 5a 所示，可以清晰地看到对流触发区域从 03:00 到 04:00 垂直速度出现了明显跃增，且抬升主要位于 925hPa 以下的边界层中，因而边界层辐合的增强是触发新生对流的直接原因。

初始对流形成时刻（04:00），地面加密自动站风场上存在一条由西北风和偏东风构成的地面辐合线（图 5b），其中西北风为上游北京地区降水（温度场上的蓝色区域）造成的冷池出流，偏东风为与地面低压倒槽对应的环境气流。而在边界层 975hPa（图 5c），03:00 时西南气流的顶端存在气旋性弯曲，在天津南部一带形成西南气流与东南气流构成的暖式切变线（蓝色粗虚线），但此时切变线两侧并无辐合上升运动相配合，说明辐合的强度较弱；然而到 04:00（图 5d），随着切变线的气旋性曲率及两侧风速进一步增大，切变线北侧的东南气流中出现了明显的辐合上升运动（蓝色细虚线），其垂直速度达到 0.25Pa s^{-1} 。如果将 975hPa 和地面的两条辐合线相叠置，可以看到二者相交的区域与新生对流区非常吻合。

沿强降水中心作假相当位温、垂直速度和风场的垂直剖面，如图 5e 和图 5f 所示，可以看出 03:00，暴雨区（黑色三角位置）西侧的 600hPa 附近存在假相当位温的低值区，表明中层有干冷空气入侵，而低层 975hPa 以下均为假相当位温的高值区，代表了低层为暖湿空气；到 04:00，中层的干冷空气东移至暴雨区上空且强度有所加强，低层的暖湿空气仍然维持，因而在暴雨区上空建立了“上干冷、下暖湿”的条件不稳定^出层结，上下层位温差达到 70.5K，这种大气垂直结构变化引起的稳定度变化对引发局地强对流至关重要，并且这种中层干冷空气的侵入也是造成此次降水回波呈现出大陆强对流型（高质心）回波特征的主要原因。可以看到随着不稳定度的增强，04:00 暴雨区上空低层的垂直速度比 03:00 有所增强，且在暴雨区上空形成了明显的垂直速度中心，这和对流触发是相对应的。因此，可以认为高温高湿环境下边界层暖式切变线的增强与地面中尺度辐合线相配合，加之中层干冷空气入侵导致不稳定性增强，因而触发了初始对流。



注：横坐标黑色三角表示强降水中心位置。图 b~d 中黑色、蓝色粗虚线分别表示地面、975hPa 辐合线；图 d 中 CI 表示对流初生区域；图 e,f 中 L 表示冷, N 表示暖。

图 5 2022 年 7 月 3 日(a)沿初始对流位置 ERA5 再分析场的垂直速度（等值线，单位： $10^{-1}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ）和温度场（填色，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）的时间-高度垂直剖面；(b) 04:00 地面加密自动站风场（风羽）及温度场（填色，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）；(c) 03:00 和 (d) 04:00 的 975hPa ERA5 再分析风场、垂直速度（蓝色等值线，单位： $10^{-1}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ，下同）及假相当位温场（单位： K ，下同）；(e) 03:00 和 (f) 04:00 沿强降水中心 38.95°N 假相当位温、垂直速度（扩大 10 倍）和风场（风羽）的东西向剖面

Fig.5 (a) Vertical velocity (contour line, unit: $10^{-1}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) and temperature field (colored, unit: $^{\circ}\text{C}$) along the initial convective position, time-height vertical profile (b) Wind field (wind pole) and temperature field (colored, unit: $^{\circ}\text{C}$) (c) (the black thick dotted line indicates the ground convergence line); 975hPa (c-d) 03:00 BT 和 04:00 BT wind field, vertical velocity (blue contour line, unit: $10^{-1}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) and false equivalent potential temperature field; (e-f)

East-west vertical profile of pseudo equivalent potential temperature, vertical velocity (expanded by a factor of 10) and wind field (wind pole) along the heavy precipitation center(38.95° N) at 03:00 and 04:00 BT on 3 July 2022

4.2 对流组织化加强的原因

初始对流触发后，在向东北方向移动的过程中不断合并、加强，从雷达回波上看，04:48-05:24 期间回波得到快速组织化发展，因而导致津南国家气象站和北闸口站的分钟降水于 05:06-05:28 期间出现快速增加，相应的分钟雨强由 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 跃增至 $5.0 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ （图 1c 黄色和红色线），那么对流在北移过程中为何会出现快速加强呢？

4.2.1 冷池前缘 γ 中尺度涡旋的出现

当对流系统内开始产生下沉气流，往往在近地面形成冷池，冷池在对流系统发生、发展演变过程中起着重要作用。用热浮力可以较好地刻画表征冷池的强度变化，其表达式为

$B = g(\theta_v - \overline{\theta_v}) / \overline{\theta_v}$ （Du et al, 2020），式中：B 为冷池强度，g 为重力加速度， θ_v 为虚位温， $\overline{\theta_v}$ 为区域平均虚位温。

利用地面加密自动站资料分析冷池的变化特征（图 6），当地面开始出现降水时，冷池有所体现，热浮力负值区域（蓝色区域）即为与降水对应的冷池。从图 7 中可以看到，随着对流不断增强，冷池前沿与环境风之间形成了不规则但较为清晰的出流边界，结合地面流线和涡度场可以看出，大约从 04:30 开始沿出流边界附近有多个涡旋发生发展且正负涡度相间分布（粉色线），其中在冷池前进方向的左前侧和右前侧有两个较为清晰的 γ 中尺度涡旋生成（用 V1 和 V2 表示）。从强度变化来看，较远处的 V1 强度相对较弱且变化不大，而位于津南站（红色加号位置）附近的 V2 则随着冷池加强和东移而不断增强，其正涡度于 05:15 达到最大。

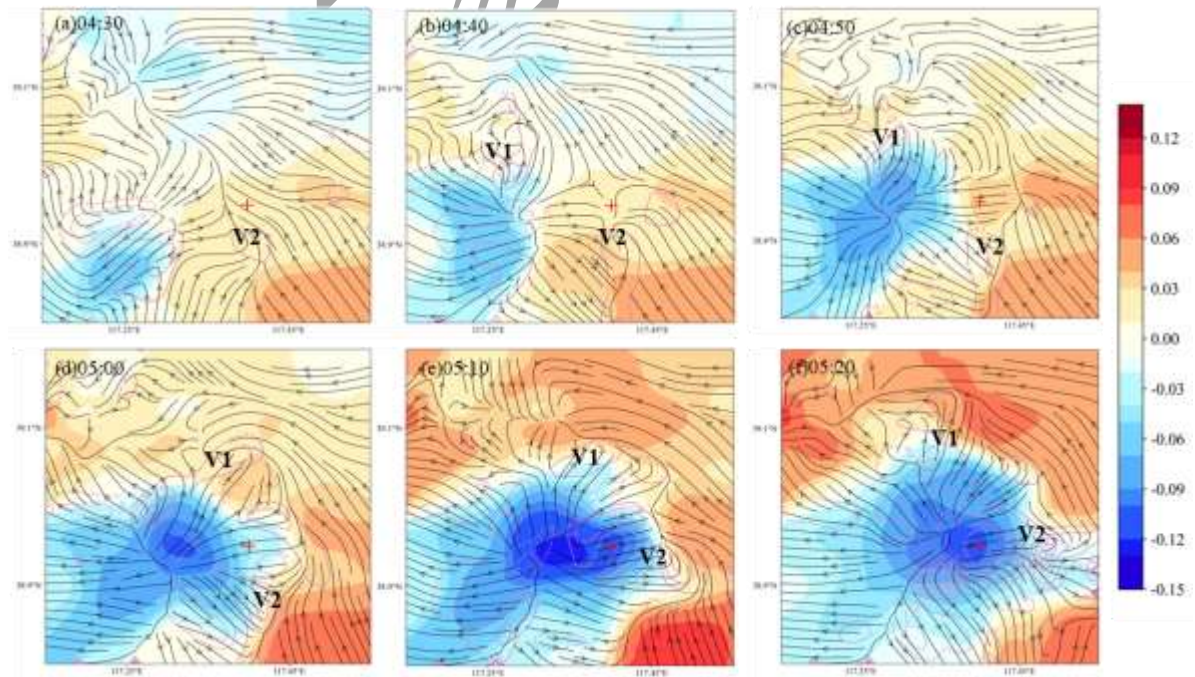


图 6 2022 年 7 月 3 日 04:30-05:20 逐 10min 强降水中心 (“+”) 周围地面加密自动站的流场 (流线)、涡度场 (等值线, 单位: 10^{-3}s^{-1}) 及热浮力 B (填色, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) 的分布

Fig. 6 Distribution characteristics of flow field (stream line), vorticity field (contour line, unit: 10^{-2}s^{-1}) and thermal buoyancy B (colored, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) of the ground encrypted automatic station around the heavy precipitation center (“+”) by 10 minutes during 04:30-05:20 BT on 3 July 2022

利用逐 5 min 自动站风场数据和逐 6min 雷达数据计算并绘制 V2 涡旋的涡度、相应的散度、5min 降水量、40dBz 以上强回波体积随时间的演变图, 如图 7 所示。可以清晰地看到, 从 04:30 初始对流形成之后, 涡旋 V2 的正涡度不断增大, 且在 04:55-05:20 出现快速增强, 至 05:15 达到最大, 为 $3.8 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$, 与此同时, 与该涡旋相伴随的气旋式辐合 (负散度) 于 05:10 达到最强, 为 $-3.6 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ 。在此期间, 随着涡旋 V2 逐渐加强, 40dBz 以上强回波体积也逐渐增大, 这说明回波出现了组织化合并加强, 相对应的逐 5min 降水量也出现了快速增加, 并于 05:30 达到极大值。可见, 涡旋发展的时间较强回波及强降水出现的时间约提前 10~15min, 涡旋涡度、强回波体积、雨强之间这一对应关系说明了涡旋 V2 是造成此次极端降水最直接的中小尺度系统, 与涡旋相伴随的强动力辐合导致了极端雨强的出现。那么接下来将通过分析 V2 涡旋的形成、增强机制来分析强降水的物理成因。

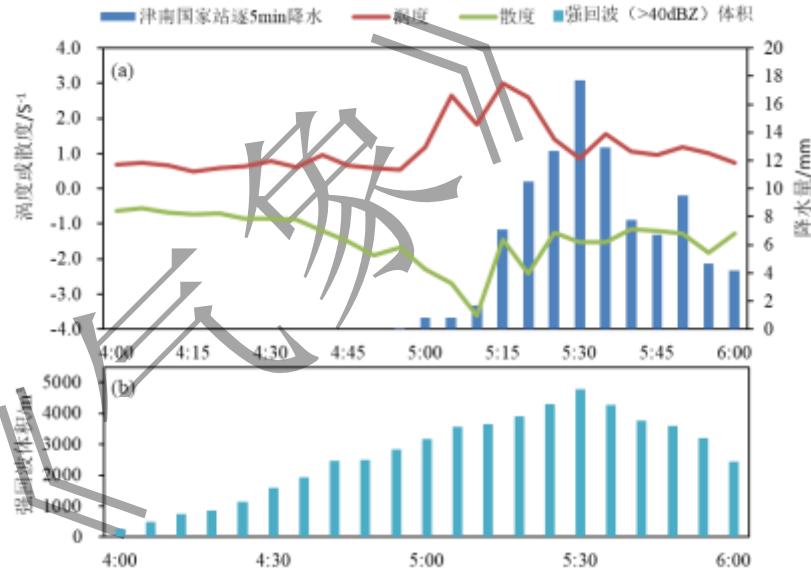


图 7 2022 年 7 月 3 日 04:00-06:00 (a) 图 6 中所标涡旋 V2 的涡度(单位: s^{-1} , 扩大 10^3 倍)、散度(单位: s^{-1} , 扩大 10^3 倍)及津南站逐 5min 降水量 (mm), (b) 大于 40dBz 的雷达回波体积(单位: m^3)随时间的变化

Fig 7 Time evolution of (a)vorticity (unit: s^{-1} , expanded by 10^3), divergence (unit: s^{-1} , expanded by 10^3) of vortex V2 marked in the above figure as well as 5min precipitation (mm) of Jinnan Station and (b)volume of radar echo larger than 40dBz (unit: m^3) at 04:00-06:00BT on 3 July 2022.

4.2.2 γ 中尺度涡旋的形成机制

为进一步探究中尺度涡旋的生成和来源,利用塘沽 SA 多普勒雷达的径向速度场资料(图 8) 分析中尺度涡旋的空间结构。由图 8 可见,在整个对流发展期间,低层 0.5°仰角始终表现为径向速度的辐散场,这是对流系统内强烈下沉气流引起的,与津南站 05:30 出现的下击暴流大风相对应。04:48 时,在 1.5°和 2.4°仰角上有弱中尺度涡旋生成,随后不断往更高仰角扩展,05:12-05:18 时扩展至 4.3°仰角(蓝色圆圈),05:24 后涡旋强度明显减弱。结合图 6 和图 8 中涡旋位置和强降水中心位置来看,雷达图上能清晰看到的涡旋主要为 V2, V1 由于强度较弱且离雷达较远,反映并不清楚。以 05:00 为例,此时地面和雷达观测时间一致,以加号位置作参考,可以看到对于涡旋 V2 来说,从地面到 0.5°仰角(约 400m 高度)存在向上游倾斜的现象,粗略计算其倾斜角大概为 3.4°,然后从 400m 再往上的高度则几乎没有倾斜(1.5°仰角约 1km、2.4°仰角约 1.5km),这可能与冷池主要分布在近地层有关系。

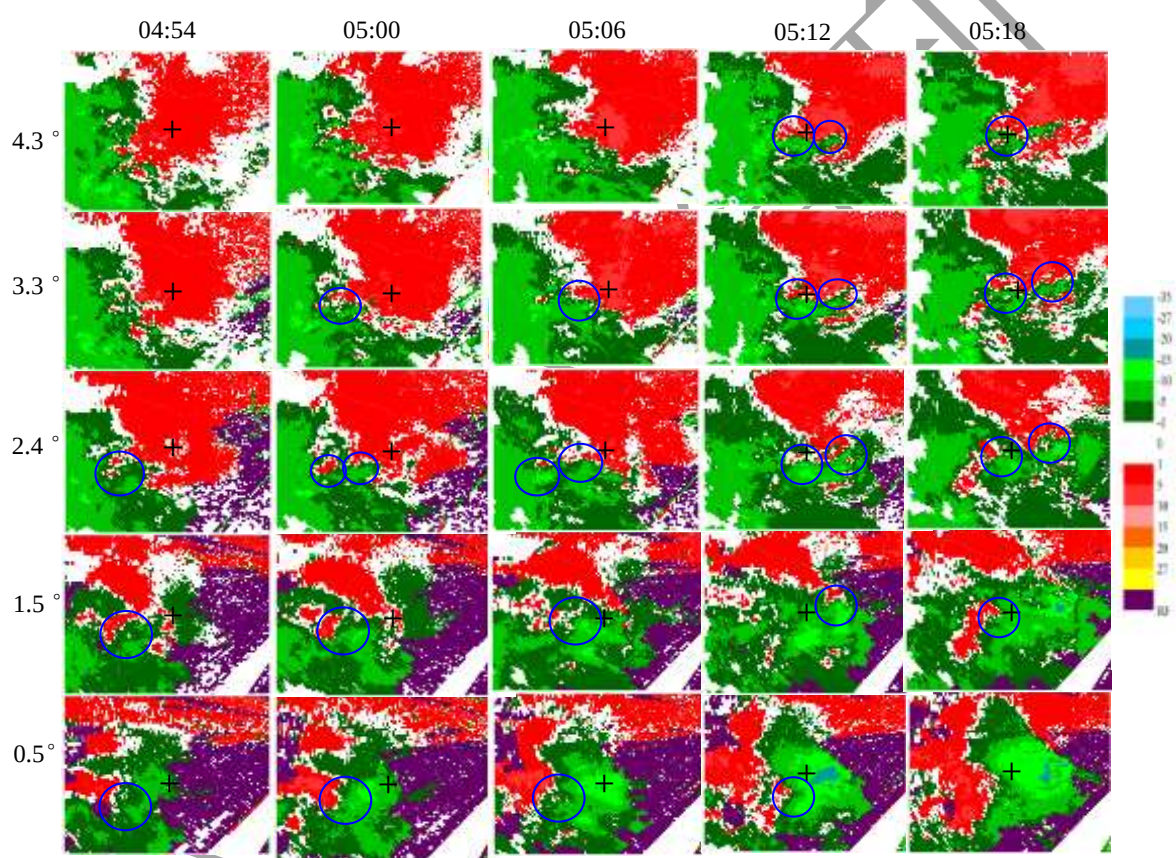


图 8 塘沽 SA 多普勒雷达 04:54-05:18 期间 0.5°~6.0°仰角的径向速度场(蓝色圆圈表示中尺度涡旋,加号表示最强降水中心的位置)

Fig. 8 Radial velocity field at 0.5°~6.0° elevation Angle of Tanggu SA Doppler radar during 04:54-05:18 BT (blue circle represents mesoscale vortex, plus sign represents location of strongest precipitation center)

Zeng et al (2022) 对雷达图上的这种中尺度涡旋作过如下定义,认为其需要满足以下几个条件:(1)直径在 1.5~10km,(2) 速度对径向速度差 $\geq 16\text{m s}^{-1}$, (3) 旋转速度 $>3.2 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ 。将图 8 反映的中尺度涡旋的空间信息和强度作量化计算(表略),发现其除了个别时次速度对的径向速度差不满足 $16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以外,其他条件均满足,但考虑到即使是弱涡旋对降水

的作用也很大（俞小鼎等, 2020），本文仍将其认为是中尺度涡旋。将图 6 和图 8 反映的中尺度涡旋的高度、最大正负速度、直径及仰角信息等绘制在一张图上，如图 9 所示，可以清晰地看到从地面到空中 γ 中尺度涡旋发生发展的时序变化。可以看到，中尺度涡旋首先在地面和底层产生，然后中低层再出现，涡旋为自下向上发展。涡旋基本位于边界层内，最高伸展至 2.5km，平均高度约为 1.3km，平均直径约为 7.6km（ γ 中尺度），最大涡度为 $8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 。据前人研究，这种自下而上发展的中尺度涡旋与中层涡旋（中气旋）生成后向上向下拉伸的原理不同，它主要由底层冷池强迫产生。其涡度 ξ 主要由两部分构成，一部分是环境正压涡度 ξ_1 ，主要和环境气流相关，另一部分是斜压涡度 ξ_2 ，主要来源于风暴下沉气流底部、冷池边界附近逐渐增强的气旋性切变涡度，其中 ξ_2 占主要作用。

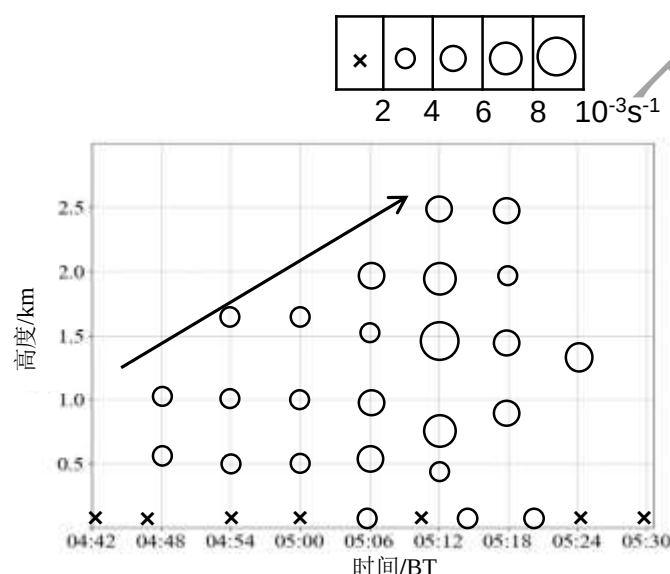


图 9 2022 年 7 月 3 日 04:42-05:30 低层中尺度涡旋的时空变化特征

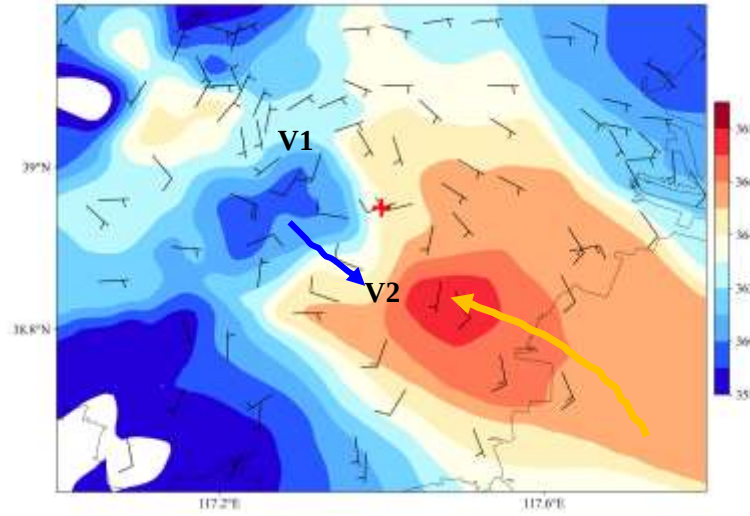
Fig.9 Temporal and spatial variations of low-level mesoscale vortices during 04:42-05:30 BT on 3 July 2022

4.2.3 γ 中尺度涡旋加强的原因

从地面加密自动站的假相当位温分布可以（图 10）看出，有一支来自海上的偏东暖湿气流伸向内陆（黄色箭头），其对应的假相当位温值超过 367K，而涡旋 V2 正好位于暖湿舌和冷池出流的交界位置。另外，从距离暴雨区西侧 20km 的西青站风廓线（图 11a）可以看到，这支来自海上的偏东暖湿气流在 500m 以下高度均有体现，且在 100m 高度上形成了较为浅薄的边界层急流，最大风速达 $14.4 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，这支急流于 04:18 开始增强，05:18 减弱，维持时间约 1h。那么涡旋 V2 的增强是否与冷池和这支来自海上的环境暖湿气流的相互作用有关系？

低层边界层急流的建立往往伴随垂直风切变的增强，利用逐 6min 风廓线分别计算 0.1~1km、0.1~2.5km 及 0.1~5km 的垂直风切变，用以反映降水前后时刻大气低层及深层的风切变变化。如图 11b 所示，随着边界层急流的建立，三层的风切变基本上均是在 04:12-04:18 时开始快速增长，最强时刻超过 $16 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ；从减弱时间来看，0.1~1km 风切变一直未出现明

显减弱，0.1~2.5km 风切于 05:18 后随着边界层急流的减弱而减弱，而 0.1~5km 的深层风切于 04:48 开始减弱。结合图 3 中对流系统的发展演变来看，其与 0.1~2.5km 的低层风切演变对应最好。



注：蓝色箭头表示对流系统的冷池出流，黄色箭头表示来自海上的偏东暖湿气流，“+”表示强降水中心。

图 10 2022 年 7 月 3 日 04:55 地面加密自动站假相当位温（填色，单位：K）及风场（风羽）分布
Fig. 10 Distribution of equivalent potential temperature (shaded, unit: K) and wind field (wind pole) of ground encryption automatic station at 04:55 BT on 3 July 2022

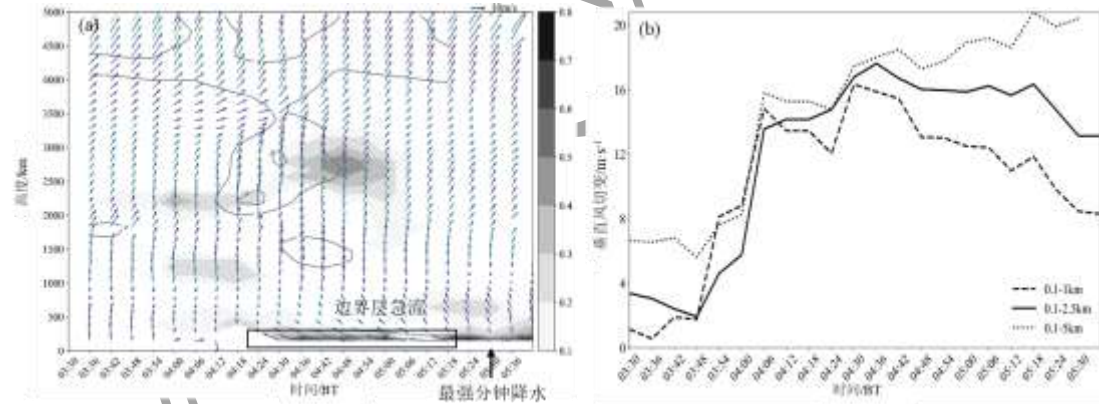


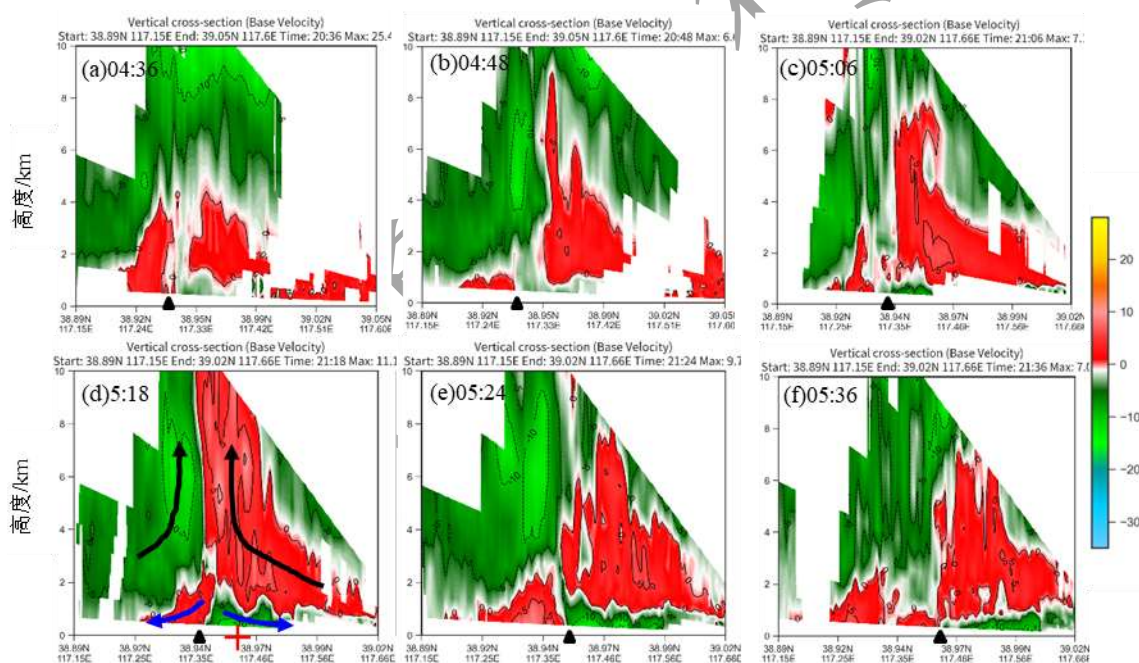
图 11 2022 年 7 月 3 日 03:30-05:42(a)西青站逐 6min 风廓线（风矢）、风速（等值线）及垂直速度（阴影，单位：m s⁻¹），(b)根据风廓线计算的低层、浅层及深层垂直风切变（单位：m s⁻¹）演变

Fig 11 (a) Wind profile (arrow), wind speed (contour line) and vertical speed (shadow, unit: m·s⁻¹) at Xiqing Railway Station every 6 minutes; (b) Evolution of low-level, shallow and deep vertical wind shear (unit: m·s⁻¹) based on the wind profile at 03:30-05:42 BT on 3 July 2022

前人研究结果表明，强低层垂直风切变下更容易发展出强冷池与之平衡，二者之间的相互作用关系可以用冷池强度 C 和垂直于冷池边缘的 0~2.5km 风切 δU 的大小关系来近似表示，当 C 与 δU 接近时，对流系统发展至最强。其中， $C = \sqrt{2 \int_0^H (-B) dz}$ ， B 为热浮力。

利用逐 6min 塘沽雷达的径向速度资料计算以上参量并进一步分析冷池特征，沿雷达径向过最强降水中心作垂直剖面，如图 12 所示，从雷达正负速度对的分布特征可以清楚看到边界层内冷池的发展状况，横坐标轴的黑色三角位置即为冷池中心，其两侧在低层表现为速度辐散，对应降水导致的下沉气流，以上则为明显的速度辐合，与对流系统内的上升气流一致。可以看到，04:48 时，对流冷池比较浅薄，厚度大约只有 1km 且强度较弱，上升气流也较弱，随着时间推移，冷池强度不断增强且变得更加深厚，05:18 发展至最强，厚度约为 2km，2km 以上的中层径向辐合上升区也在此时达到最强，表明此时对流系统发展至最强。

根据雷达径向速度计算冷池强度、热浮力、风切变等参量（表略）发现，04:42-05:18，冷池强度 C 和 0~2.5km 垂直风切变均不断加强，至 05:18 时 $C/\delta U$ 达到 0.88（接近 1），这与地面自动站上涡旋发展的最强时间（05:15）相一致，也就是说在此期间，暖湿边界层急流与对流冷池的强度都在不断增强，二者相互对峙且达到了短暂的平衡，因而使得出流边界前侧涡旋不断增强并自下而上发展，与涡旋相伴随的强动力辐合直接导致分钟级雨强快速增长并持续数分钟，最终导致了极端短时强降水的出现。05:18 后，随着边界层急流的减弱，0~2.5km 垂直风切变减弱，而弱风切下难以发展出强冷池与之平衡，因而 γ 中尺度涡旋逐渐减弱，与涡旋伴随的辐合上升运动也随之减弱，雨强也随之减小。



注：黑色箭头表示上升气流，蓝色气流表示下沉气流，黑色三角表示冷池中心位置，红色加号表示强降水中心位置，雷达在 x 轴右侧。

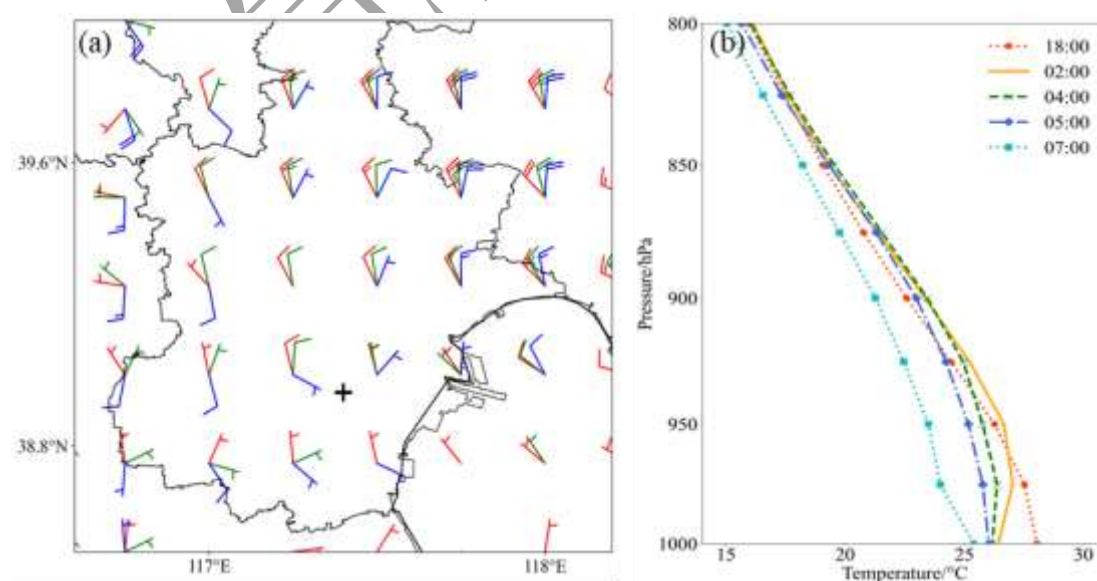
图 12 2022 年 7 月 3 日塘沽雷达 04:36—05:42 径向速度（填色和等值线，单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）

Fig. 12 Radial velocity (shaded and isoline, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) of Tanggu Radar during 04:36 BT-- 05:42 BT 3 July 2022

4. 3 对流发生在夜间的原因

如前所述,夜间出现的来自海上的偏东边界层急流在本次降水过程中发挥着重要的作用,其造成低层垂直风切变增大,并与逐渐增强的冷池之间达到短暂的平衡,因而使得对流系统内中尺度涡旋快速发展。前人众多研究表明,边界层急流具有明显的夜发性(孙继松, 2005; Terao et al, 2006; Xue et al, 2018),其形成过程可以简单概括为:夜间边界层混合作用减小甚至消失,湍流摩擦力减弱,边界层惯性振荡将导致非地转风发生顺时针旋转,白天次地转风逐渐转为夜间的超地转风,从而形成夜间显著增强的低空急流或边界层急流,这就是Blackadar (1957)提出的边界层惯性振荡理论。另一方面,夜间急流的形成和加强总伴随逆温的生成发展(郝为锋等, 1991),温度场逆温出现和维持一定强度及时间后,利于在逆温层附近出现风速相应增大的现象,其动力学机制可解释为逆温层的存在阻止了上下层的动量交换,迫使逆温层附近的多余动量以超地转风的急流形式在某高度释放,以维持动量守恒(何建中, 1992)。因此,边界层夜间惯性振荡导致的非地转风顺转及逆温层结可以较好地解释边界层急流的夜发性,也能较好地解释本次强降水为什么出现在夜间。

图 13a 为利用 ERA5 资料计算得到的边界层急流形成前 3h 的逐时非地转风矢量,可以看出从 02:00 (红色)至 04:00 (蓝色),非地转风存在较为明显的顺时针旋转,局部旋转角度可达 180 度。另外,图 13b 为降水中心位置 7 月 2—3 日不同时次的边界层温度垂直廓线图,可以清楚看到近地面夜间逆温的形成过程:2 日 18:00,边界层内温度为向上递减,这是白天太阳辐射导致的热力层结,3 日 02:00 后,975hPa 以下形成了明显的夜间逆温层结,至 04:00 依然维持,05:00 后逐渐减弱消失。这一逆温层的形成时间比上文提到的边界层急流形成的时间约提前 2~3h,而二者结束时间基本一致,逆温层的提前出现为边界层急流的形成提供了有利的条件。因此,可以认为,正是夜间边界层惯性振荡导致的非地转风顺转以及逐渐形成的逆温层结促使来自海上的东南暖湿气流不断加强为了边界层急流。此次暴雨过程的物理概念模型如图 14 所示。



注:黑色加号为降水中心位置。

图 13 利用 ERA5 资料计算的 2023 年 7 月 (a) 3 日不同时刻 975hPa 非地转风矢量 (红色: 02: 00, 绿色: 03: 00, 蓝色: 04: 00), (b) 2 日—3 日降水中心位置不同时刻边界层温度垂直廓线图

Fig.13 (a) Non-geostrophic wind vector of 975hPa at different times (red: 02:00 BT , green : 03:00 BT, blue :04:00 BT) on July 2 , (b) vertical profile of boundary layer temperature at different times between 18:00 BT on July 2 and 07:00 BT on 3 July 2023 at precipitation center calculated by using ERA5 data

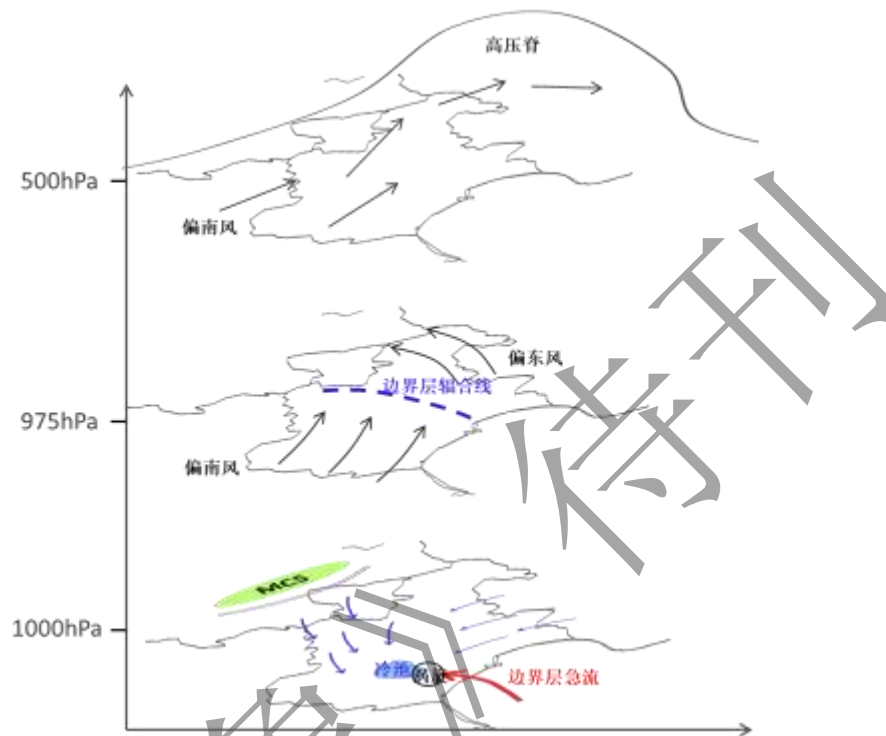


图 14 2022 年 7 月 3 日天津夜间极端短时强降水的物理概念模型

Fig. 14 Physical conceptual model of extreme short-time heavy precipitation at night in Tianjin on 3 July 2022

5 结论和讨论

综合利用加密自动站资料、分钟降水资料、多普勒天气雷达资料及风廓线资料等, 对 2022 年 7 月 3 日夜间发生在天津市津南区的一次极端强降水进行了详细诊断分析, 结论主要如下。

(1) 此次过程发生在 500 hPa 无明显低值天气系统、低层也无天气尺度低空急流背景下, 主要由中小尺度强迫造成, 具有明显的局地性、突发性、极端性等特点。造成降水的 β 中尺度对流系统以组织性较高的多单体风暴形式呈现, 其由零散回波组织合并形成, 雷达回波质心较高, 呈现出大陆强对流型回波特征。

(2) 高温高湿环境下, 边界层 975hPa 切变线的增强与地面中尺度辐合线相配合, 再加上中层干冷空气入侵导致大气不稳定性增强, 导致了初始对流的触发。

(3) 降水发生后, 冷池不规则出流边界的左前侧和右前侧有两个 γ 中尺度涡旋生成 (V1 和 V2)。其中左前侧的 V2 涡旋不断增强, 其发生发展与对流系统内强回波及强降水的出现

相一致,认为V2是造成局地极端强降水的最直接中小尺度系统。该涡旋基本位于边界层内,自下向上发展且向上游倾斜,倾斜角约为 3.4° ,其形成机制主要归因于底层冷池的强迫作用。

(5) 夜间边界层惯性振荡导致的非地转风顺转以及逐渐形成的逆温层结导致来自海上的东南暖湿气流不断加强为边界层急流,并造成0~2.5km垂直风切变增强,其与增强的冷池之间相互作用并达到短暂平衡,因而导致冷池出流边界前侧的涡旋V2不断增强,并直接造成其附近的津南站分钟雨强快速增长且持续数分钟,最终导致了极端短时强降水的出现。

对于华北地区夏季夜间常出现的这种局地突发的强降水过程,特别是在天气尺度强迫较弱的形势下,其预报难度极大,潜势预报常常无法做到准确把握降水落区及量级。本文的分析表明,夜间出现的来自海上的偏东边界层急流在本次降水过程中起着重要作用,从时空尺度来看,该边界层急流属于中尺度急流,因此必须依赖更精细的垂直观测资料或分辨率更高的中尺度数值模式才能捕捉到。当边界层急流方向与对流系统冷池相向移动时,需加强加密自动站及雷达径向速度场的分析,高度关注冷池边界前侧中尺度涡旋的发生发展及其可能带来的强降水,为临近预警的发布争取时间。

参考文献

- 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).
- 郭虎, 段丽, 杨波, 等, 2008. “0679”香山局地大暴雨的中小尺度天气分析[J]. 应用气象学报, 19(3): 265-275. Guo H, Duan L, Yang B, et al, 2008. Mesoscale and microscale analysis on a local torrential rain event in Fragrant Hills area of Beijing on July 9, 2006[J]. J Appl Meteor Sci, 19(3): 265-275 (in Chinese).
- 郝为锋, 徐利民, 袁圣彪, 1991. 边界层夜间急流的数值试验[J]. 广西气象, 12(4): 6-11. Hao W F, Xu L M, Yuan S B, 1991. Numerical test of nocturnal boundary layer jet[J]. Guangxi Meteor, 12(4): 6-11 (in Chinese).
- 何建中, 1992. 边界层低空急流超地转特征的数值研究[J]. 南京气象学院学报, 15(3): 323-331. He J Z, 1992. A numerical study on the low-level jet in the planetary boundary layer (PBL)[J]. J Nanjing Inst Meteor, 15(3): 323-331 (in Chinese).
- 何群英, 东高红, 贾慧珍, 等, 2009. 天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析[J]. 气象, 35(7): 16-22. He Q Y, Dong G H, Jia H Z, et al, 2009. Mesoscale analysis of a sudden heavy rain in Tianjin[J]. Meteor Mon, 35(7): 16-22 (in Chinese).
- 雷蕾, 孙继松, 王华, 等, 2014. 偏东风冷空气与地形相互作用背景下北京局地强降水成因分析[J]. 暴雨灾害, 33(4): 325-332. Lei L, Sun J S, Wang H, et al. 2014. Cause analysis of a local severe precipitation event in Beijing on the background of interaction of easterly cold air and topography[J]. Torr Rain Dis, 33(4): 325-332 (in Chinese).
- 李津, 王华, 2006. 北京城区一次大到暴雨的预报难点分析[J]. 气象, 32(2): 92-97. Li J, Wang H, 2006. Forecast difficulties for a Beijing heavy rainfall[J]. Meteor Mon, 32(2): 92-97 (in Chinese).

- 梁苏洁, 程善俊, 郝立生, 等, 2018. 1970—2015 年京津冀地区暖季小时降水变化特征[J]. 暴雨灾害, 37(2): 105-114. Liang S J, Cheng S J, Hao L S, et al. 2018. Analysis on the characteristics of hourly precipitation variations in Beijing-Tianjin-Hebei region during 1970-2015[J]. Torr Rain Dis, 37(2): 105-114 (in Chinese).
- 齐道日娜, 何立富, 王秀明, 等, 2022. “7·20”河南极端暴雨精细观测及热动力成因[J]. 应用气象学报, 33(1): 1-15. Chyi D, He L F, Wang X M, et al, 2022. Fine observation characteristics and thermodynamic mechanisms of extreme heavy rainfall in Henan on 20 July 2021[J]. J Appl Meteor Sci, 33(1): 1-15 (in Chinese).
- 盛春岩, 高守亭, 2010. 一次北京大暴雨过程低空东南风气流形成机制的数值研究[J]. 地球物理学报, 53(6): 1284-1294. Sheng C Y, Gao S T, 2010. Numerical study for the formation mechanism of the southeasterly airflow for a Beijing torrential rain event[J]. Chin J Geophys, 53(6): 1284-1294 (in Chinese).
- 孙虎林, 黄焕卿, 于庆龙, 等, 2019. 2012—2017 年珠江口海区短时强对流天气灾害的统计分析[J]. 海洋预报, 36(4): 35-43. Sun H L, Huang H Q, Yu Q L, et al, 2019. Statistical analysis on the short-term convective weather disasters in the Pearl River estuary from 2012 to 2017[J]. Mar Forecasts, 36(4): 35-43 (in Chinese).
- 孙继松, 2005. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J]. 大气科学, 29(3): 445-452. Sun J S, 2005. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing area[J]. Chin J Atmos Sci, 29(3): 445-452 (in Chinese).
- 孙继松, 雷蕾, 于波, 等, 2015. 近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J]. 气象学报, 73(4): 609-623. Sun J S, Lei L, Yu B, et al, 2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing area[J]. Acta Meteor Sin, 73(4): 609-623 (in Chinese).
- 孙敏, 赵畅, 吴君婧, 等, 2023. 一次夜间 β 中尺度弓形回波形成机制机理研究[J]. 气象, 49(10): 1187-1202. Sun M, Zhao C, Wu J J, et al, 2023. Study on the formation mechanism of a nocturnal Meso- β scale bow echo[J]. Meteor Mon, 49(10): 1187-1202 (in Chinese).
- 陶局, 赵海坤, 易笑园, 等, 2019. 基于 RMAPS 的一次局地强降水过程成因分析[J]. 气象科技, 47(2): 299-311. Tao J, Zhao H K, Yi X Y, et al, 2019. Causal analysis of a short-time strong rainfall based on RMAPS and observation data[J]. Meteor Sci Technol, 47(2): 299-311 (in Chinese).
- 王莹, 董畅, 易笑园, 等, 2021. 天津城区一次 γ 中尺度短时暴雨的热动力环境分析[J]. 气象, 47(4): 398-411. Wang Y, Dong C, Yi X Y, et al, 2021. The thermal and dynamic environmental field analysis of a Meso- γ scale short-time rainstorm in Tianjin[J]. Meteor Mon, 47(4): 398-411 (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).
- 吴梦雯, 罗亚丽, 2019. 中国极端小时降水 2010—2019 年研究进展[J]. 暴雨灾害, 38(5): 502-514. Wu M W, Luo Y L, 2019. Extreme hourly precipitation over China: research progress from 2010 to 2019[J]. Torr Rain Dis, 38(5): 502-514 (in Chinese).
- 俞小鼎, 王秀明, 李万莉, 等, 2020. 雷暴与强对流临近预报[M]. 北京: 气象出版社: 356. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al, 2020. Thunderstorm and Severe Convection Nowcasting[M]. Beijing: China Meteorological Press: 356 (in Chinese).
- 张楠, 何群英, 刘彬贤, 等, 2018. 非典型环流形势下天津一次局地暴雨过程中尺度特征分析[J]. 暴雨灾害, 37(3): 230-237. Zhang N, He Q Y, Liu B X, et al, 2018. Analysis on the mesoscale characteristics of a local rainstorm event under atypical circulation situation in Tianjin[J]. Torr Rain Dis, 37(3): 230-237 (in Chinese).
- 张文龙, 崔晓鹏, 王迎春, 等, 2013. 对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用[J]. 大气科学, 37(4): 829-840. Zhang W L, Cui X P, Wang Y C, et al, 2013. Roles of low-level easterly winds in the local torrential rains of Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 37(4): 829-840 (in Chinese).

-
- 赵宇, 崔晓鹏, 高守亭, 2011. 引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统结构特征研究[J]. 大气科学, 35(5): 945-962. Zhao Y, Cui X P, Gao S T, 2011. A study of structure of mesoscale systems producing a heavy rainfall event in North China[J]. Chin J Atmos Sci, 35(5): 945-962 (in Chinese).
- 周晓敏, 田付友, 郑永光, 等, 2023. 中国短时强降雨对暴雨的贡献特征[J]. 气象, 49(3): 267-278. Zhou X M, Tian F Y, Zheng Y G, et al, 2023. Contribution of short-duration heavy rainfall to rainstorm in China[J]. Meteor Mon, 49(3): 267-278 (in Chinese).
- Blackadar A K, 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion[J]. Bull Amer Meteor Soc, 38(5): 283-290.
- Du Y, Chen G X, Han B, et al, 2020. Convection initiation and growth at the coast of South China. part II: effects of the terrain, coastline, and cold pools[J]. Mon Wea Rev, 148(9): 3871-3892.
- Terao T, Islam M N, Hayashi T, et al, 2006. Nocturnal jet and its effects on early morning rainfall peak over northeastern Bangladesh during the summer monsoon season[J]. Geophys Res Lett, 33(18): L18806.
- Weckwerth T M, Hanesiak J, Wilson J W, et al, 2019. Nocturnal convection initiation during PECAN 2015[J]. Bull Amer Meteor Soc, 100(11): 2223-2239.
- Xue M, Luo X, Zhu K F, et al, 2018. The controlling role of boundary layer inertial oscillations in Meiyu frontal precipitation and its diurnal cycles over China[J]. J Geophys Res: Atmos, 123(10): 5090-5115.
- Yuan Y F, Zhai P M, Chen Y, et al, 2021. Hourly extreme precipitation changes under the influences of regional and urbanization effects in Beijing[J]. Int J Climatol, 41(2): 1179-1189.
- Zeng Z L, Wang D H, 2022. On the local rain-rate extreme associated with a mesovortex over South China: observational structures, characteristics, and evolution[J]. Mon Wea Rev, 150: 1075-1096.