

孙密娜,王秀明,胡玲,等,2018. 华北一次暖区暴雨雷暴触发及传播机制研究[J]. 气象,44(10):1255-1266.

华北一次暖区暴雨雷暴触发及传播机制研究*

孙密娜¹ 王秀明² 胡玲¹ 陈宏¹ 韩婷婷¹

¹ 天津市气象台,天津 300074

² 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

提 要: 2016年7月24日午后河北中东部至天津南部出现了一次短历时暴雨过程,暴雨中心位于天津南部,模式客观预报和预报员主观预报均存在偏差。利用常规地面高空观测资料、卫星云图、多普勒雷达探测资料 and 同化了雷达和地面加密资料的VDRAS资料等,对导致此次强降水过程形成原因进行分析,特别是对本次暴雨最为关键的问题——雷暴触发和传播机制进行了深入细致的分析,结果表明:(1)本次暴雨过程发生在副热带高压加强北上过程中,从传统流型识别的角度看不利于副热带高压西北侧的高空槽东移影响华北东南部,这是一次发生在副热带高压588 dagpm线控制下的暖区暴雨,是非典型流型下的短历时暴雨,预报难度大;(2)邢台探空较北京探空距离暴雨区更远,但对于副热带高压西北侧西南气流影响下的暖区暴雨,位于暴雨区西南的邢台探空更具参考价值,邢台站24日11时的订正探空显示:大气层结极不稳定、低层水汽异常充沛且湿层深厚,CAPE值达 $3874 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,对流抑制仅为 $22 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 比湿达600 hPa,地面露点出现接近 30°C 的极端高值;(3)850 hPa暖式切变线附近,两条地面辐合线合并和中尺度锋生是触发中尺度对流系统的重要因素,卫星云图上亦可见两条云带合并,其合并使得边界层辐合加强,因而积云在辐合区发展,暖切变线附近上午有小积云发展,随着辐合加强形成东西向排列中尺度对流系统;(4)雷暴触发后,其移动和传播是预报的难点,因其决定了对流降水持续时间,本例中受辐合线和风暴阵风流出共同作用,切变线西段有新的雷暴触发,加之切变线南侧南北向的云街与切变线相遇,使得雷暴在向西传播的同时向南发展,即传播方向为西偏南,在环境西南气流的作用下,对流单体向东偏北方向移动,即平流方向东偏北,平流与传播方向相反,因而形成“列车效应”,另外,南北向云街表明切变线南侧逆温层之下有偏南暖湿气流补充,加之对流风暴阵风的流出再次触发雷暴使得对流风暴持续。

关键词: 短时强降水, 辐合线, 暖区暴雨, 列车效应

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.10.002

Study on Initiation and Propagation Mechanism of a Warm-Sector Torrential Rain in North China

SUN Mina¹ WANG Xiuming² HU Ling¹ CHEN Hong¹ HAN Tingting¹

¹ Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

² China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: A short-time torrential rain occurred in the afternoon of 24 July 2016, from the central and eastern part of Hebei Province to southern Tianjin, which was the torrential rain center. For this torrential rain both the objective and forecaster's subjective forecasts had biases. In this paper the causes of the precipitation are analyzed, especially the initiation and propagation mechanism of the torrential rain, which is the most critical problem, by using the conventional surface and upper-air observation, satellite images, radar data and VDRAS data that assimilated the radar and AWS data. The results show that: (1) the

* 国家自然科学基金项目(41475042,41575049和41475050)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)、天津市自然科学基金(17JCYBJC23600)、天津市气象局气象预报预警创新团队和天津市气象局课题(201724ybxm14)共同资助

2017年9月24日收稿; 2018年5月22日收修定稿

第一作者:孙密娜,主要从事短时和短期天气预报技术研究. Email:sunminannanjing@163.com

通信作者:王秀明,主要从事灾害性强对流天气形成机理观测和数值模拟研究及教学工作. Email:wangxm@cma.gov.cn

torrential rain occurred as the subtropical high strengthened and extended northward. From the perspective of traditional identification, the circulation pattern didn't favor the northwest upper trough at the edge of sub-tropical high moving eastward and influencing the southeast of North China. It was a warm-sector torrential rain which occurred under the control of the 588 dagpm. It was a non-typical circulation pattern short-time severe rainfall, difficult to forecast. (2) Although the distance from Tianjin to Xingtai is farther than from Tianjin to Beijing, Xingtai Sounding Station located in the southwest of the torrential rain zone has more reference value under the influence of southwest airflow which is on the northwest side of subtropical high. At 11:00 BT, Xingtai sounding data showed that the atmosphere was extremely unstable and the low-level water vapor was deep and unusually vigorous. The CAPE value was $3874 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, CIN was $22 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ and the height of $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ specific humidity extended to 600 hPa. The surface dew-point temperature was nearly 30°C . (3) Near the 850 hPa warm shear line, the two surface shear lines merged and mesoscale frontogenesis was the key factor of initiation. Two cloud bands were also visible on the satellite image, enhancing convergence. So cumulus clouds developed in the convergence zone, and small cumulus clouds developed in the morning near the warm shear line. As the convergence was strengthened, the mesoscale convective system was formed in the east-west direction. (4) After thunderstorm is triggered, its movement and propagation are the difficulties of forecasting, because it determines the lasting time of convective precipitation. In this case, under the influence of the convergence line and the storm gusts, new thunderstorm initiation in the west part of the shear line, and the north-south cloud street met the shear line on the south side of the shear line, causing the thunderstorm to spread westward and move southward. So the propagation direction was west by south. Under the influence of southwest airflow, the convective cells moved northeastward, namely, the advection direction was east, which was opposite to the direction of propagation. Thus, the "train effect" was formed. Cloud streets showed that there was a supplement of the south warm and humid air flow under the inversion layer in the south of the shear line. In addition, the convective storm gusts triggered new thunderstorms again, making convective storms sustained.

Key words: short-time severe rainfall, convergence line, warm-sector torrential rain, train effect

引 言

发生在锋面南侧的暖区暴雨具有明显的中尺度特征,常常与对流活动相联系,突发性强,短时雨强大,易引发洪涝灾害。其自由大气强迫弱,预报难度大。暖区暴雨具有整层高湿、地面露点高和温度露点差低的特点,因而暖云层厚、抬升凝结高度和自由对流高度低(俞小鼎,2011;2013;徐珺等,2014)。暖区暴雨主要由边界层辐合线、海陆差异形成的辐合、低空急流轴或大风核及边界层风速脉动配合中尺度地形抬升,以及地面中尺度辐合线、中尺度能量锋、中尺度海风锋等所触发(何立富等,2016)。“7·21”暖区暴雨的相关研究(孙建华等,2013;廖晓农等,2013;姜晓曼等,2014;谌芸等,2012)表明,此次降水由低涡切变和地形共同触发,导致强降水的中尺度对流系统(MCS)在暖区生成、发展,MCS长时间的

“列车效应”和后向传播特征是产生强降水的主要原因。地面中尺度涡旋、地面辐合线、低层的切变线,可以触发暖区中的 MCS 并使其维持,强降雨回波常沿中尺度辐合线触发和移动并加强(俞小鼎,2012;孙军等,2012,孔凡超等,2016;桑建国,1997;桑建国等,2002)。

暖区局地暴雨的形成多与 MCS 相关,其组织结构、移动传播决定了降水强度(Doswell III et al, 1996; Carbone et al,2002)。Corfidi et al(1996)指出 MCS 的传播方向通常与低空急流反向。MCS 移动前方环境低层暖湿区与雷暴活动形成的相对冷区形成中尺度锋区对对流的高度组织化和强降水的持续起到重要作用(易笑园等,2011;陈明轩等,2013)。强的低空和边界层急流能将暖湿空气输送到 MCS 中,有利于强降水的维持和增强,常常形成“列车效应”造成局地强降水(何群英等,2012;王福侠等,2014;卢焕珍等,2015)。合适的低层热力和动力特

征配置是“列车效应”形成的主要机制(孙继松等, 2013)。北京极端降水强降水发生时, 雷达强回波高度较低(孙继松等, 2015)。随着中尺度模式水平分辨率的提高, 各种非绝热物理过程被充分考虑, 许多 β 中尺度的对流活动能被模拟出来, 然而受到初始场和参数化方案等的限制, 模式对弱动力强迫类的暖区暴雨预报能力不足(张大林, 1998), 实际业务中暖区对流暴雨也常常漏报, 如 2012 年 7 月 21 日和 2013 年 7 月 1 日的暖区暴雨(李俊等, 2015; 孔凡超等, 2016)。

2016 年 7 月 24 日午后到傍晚, 河北中部到天津南部出现了一次大暴雨, 降水中心位于天津南部。此次过程降水强度大, 降水区域集中, 最大小时雨强达到 $80 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上, 最大 6 h 累计雨量达 171.8 mm。由于此次降水过程前刚刚出现华北“7·20”特大致灾暴雨, 下垫面脆弱, 易引发次生灾害, 因而引起了广泛的关注。此次暴雨发生在副热带高压(以下简称副高)北上阶段, 基于流型识别的预报经验认为: 在副高环流控制下不利于降水的发生, 同时模式及业务预报的降水位置存在明显偏差。本文对于此次预报难度大的暖区对流暴雨, 采用地面加密观测、风廓线、雷达资料、VDRAS 雷达资料四维变分同化资料, 重点分析雷暴在不稳定层结下的抬升触发机制及影响 MCS 的传播和移动的物理过程, 试图给出此次暖区暴雨形成的物理图像。

1 资 料

本文研究中的气象资料主要包括: (1) 自动站资料: 地面加密自动站逐小时温度、露点、风向、风速和降水量。(2) 探空资料: 2016 年 7 月 24 日 08 时北京和邢台站探空资料。(3) 天津静海风廓线雷达资料: 时间分辨率为 6 min, 垂直层次为 66 层。(4) VDRAS 资料: VDRAS (Variational Doppler Radar Analysis System) 利用包含暖雨参数化方案的三维云尺度湿版本数值模式, 采用四维变分技术, 对北京、天津、石家庄、秦皇岛 S 波段以及张北和承德 C 波段多普勒天气雷达资料进行 12 min 间隔的快速更新循环同化分析, 且融合了自动站资料、雷达 VAD 分析结果及 WRF 数值预报结果, 反演了与对流风暴生消、发展密切相关的对流层低层热动力三维结构。其产品垂直方向上分为 15 层, 水平分辨率为 5 km。(5) 多普勒雷达资料: 天津雷达, 位置坐标

为 39.044°N 、 117.717°E , 沧州雷达, 位置坐标为 38.279°N 、 116.08°E 。本文使用的资料为 2016 年 7 月 24 日 13—15 时的数据。

2 强降水实况及预报情况

2016 年 7 月 24 日午后, 河北中东部至天津南部一线出现局地强降水(图 1a), 地面加密自动站显示: 13—18 时有 54 站出现 50 mm 以上降水, 有 8 站出现 100 mm 以上降水, 最强降水中心位于天津滨海新区南部 300 km^2 范围内, 天津有 37 站出现 50 mm 以上降水, 6 站出现 100 mm 以上的降水, 其中最大雨量出现在滨海新区的刘岗庄, 12—18 时 6 h 累计雨量达到 171.8 mm, 逐小时降水量(图 1b)显示: 15—16 时 1 h 降水量达到 84.4 mm, 强降水时间集中且雨强大, 此外, 在强降水过程中伴随有局地雷暴大风, 陆地最大瞬时风速达到 $18.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 海上石油平台 54646 站出现了 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的雷暴大风。

24 日 08—20 时 500 hPa 588 dagpm 线明显北抬(图 2b), 表明副高的势力增强, 从流型看不利于出现强降水。各家数值预报对这次降水也存在明显偏差, 特别是降水强度: 欧洲中心(EC)的预报地面降水不足 5 mm, 而且降水落区偏南(图略), 主要降水出现在 24 日夜间, 中尺度模式 WRF 在河北中部预报了小时雨强 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下的阵性降水, 降水的时间段比较接近实况, 落区略偏南, 强度偏差显著(图略)。基于数值预报的以上表现, 加之在副高 588 dagpm 线北上过程中不利于降水的传统预报经验, 以及北京探空层结相对稳定且对流抑制大这三方面原因, 使降水预报的落区和强度与实况有较大偏差。

3 流型及环境参数分析

3.1 环流背景

从环流形势来看, 24 日 08 时华北处于副高边缘 588 dagpm 线附近(图 2a), 至 20 时 588 dagpm 线明显北抬(图 2b), 副高势力增强。根据预报经验, 副高西北侧 584~588 dagpm 线有利于雷暴出现, 但副高 588 dagpm 线控制区雷暴出现概率较小。华北地区位于副高北侧两槽之间的脊区, 位于 100°E 附近东北地区的高空槽已东移, 08 时 24 h 变

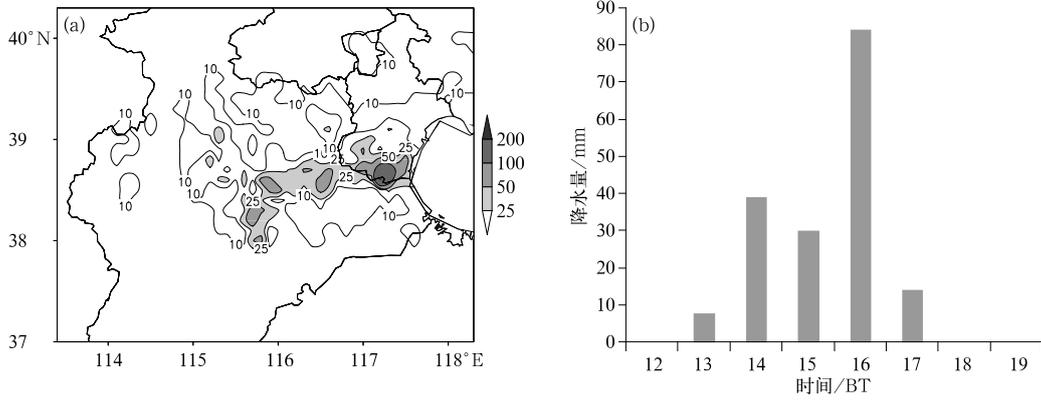


图 1 2016 年 7 月 24 日 13—18 时地面加密自动站累计降水量(a), 刘岗庄逐小时降水量(b)(单位: mm)

Fig. 1 Accumulated precipitation (a) and hourly precipitation of automatic weather stations (b) from 13:00 BT to 18:00 BT 24 July 2016 (unit: mm)

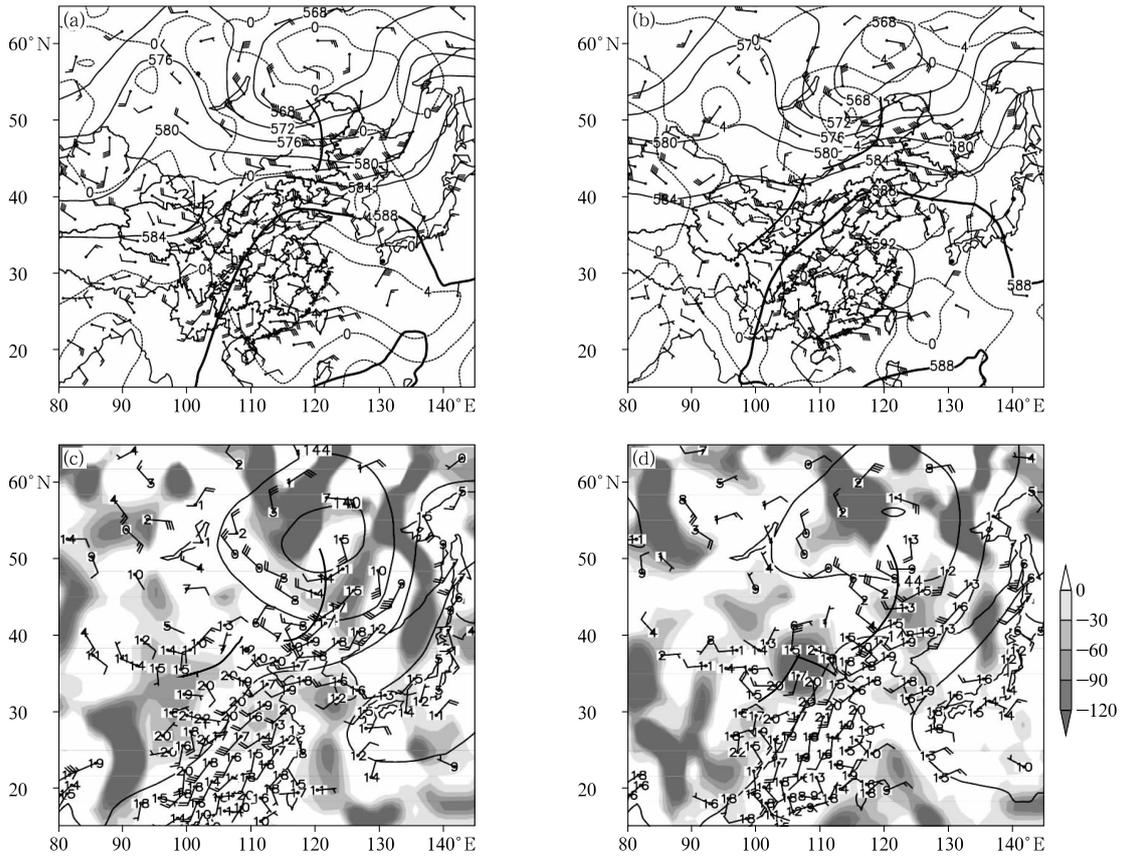


图 2 2016 年 7 月 24 日 08 时(a,c)和 20 时(b,d)的 500 hPa(a,b)位势高度(实线,单位: dagpm)、24 h 变温(点线,单位: $^{\circ}\text{C}$)、风场(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 850 hPa(c,d)位势高度(实线,单位: dagpm)、露点(数值,单位: $^{\circ}\text{C}$)、风场(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和散度(阴影,单位: 10^{-6} s^{-1})

Fig. 2 The geopotential height (solid line, unit: dagpm), 24 h temperature anomalies (dotted line, unit: $^{\circ}\text{C}$), uv (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), at 500 hPa (a, b); the geopotential height (solid line, unit: dagpm), dew point (number, unit: $^{\circ}\text{C}$), uv (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (shaded area, unit: 10^{-6} s^{-1}) at 850 hPa (c, d) at 08:00 BT (a, c) and 20:00 BT (b, d) 24 July 2016

温华北处于负异常区,说明在高空槽的影响下,槽后西北气流使高空降温。位于 100°E 附近弱的高空槽在东移的过程中受副高的阻挡移动缓慢,20 时仍位于 110°E 以西,从流型看当日华北中南部不利于出现较大范围的强降水,强降水在夜间至次日。

从地面形势来看,08 时华北处于倒槽顶部,华北中东部存在两条辐合线,天津到北京之间存在偏北风与东南风的辐合线,天津南部存在东西向的西南风与东南风的辐合线(图 3a)。08 时 850 hPa 河套低涡切变线东段位于北京的北部(图 2c),20 时形成显著低涡环流,中心位于 112°E 附近,南侧西南风增至 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,出现显著辐合区,中心达 $-130 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,其东部暖切变线位于华北南部(图 2d)。925 hPa 20 时华北南部存在暖切变线(图略)。24 日午后 MCS 恰好出现在暖切变线和地面辐合线附近,且稳定少动。

3.2 不稳定层结及异常水汽分析

北京探空站的位置与对流发生地点的距离最近,24 日 08 时北京探空(图 4a)显示低层的湿度条件较好,850 hPa 露点为 16°C ,比湿为 $9 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (表 1),但湿层不深厚,850 hPa 以上都比较干,对流有效位能(CAPE)仅为 $30 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,且由于 850 hPa 附近的显著逆温使对流抑制(CIN)高达 $400 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,11 时订正探空 CAPE 为 $70 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,CIN 仍高达 $356 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,由于 CIN 太大,雷暴触发难度大。本次过程发生在副高外围西南气流中,雷暴触发地在天津西南侧的河北中部,根据天津西南侧邢台探空(图 4b),08 时的 CAPE 已经达到 $1759 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,大气层结极不稳定,此时 CIN 为 $136 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。低层高湿且湿层深厚,地面露点为 27°C ,850 hPa 露点为 19°C ,比湿为 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 比湿高度达

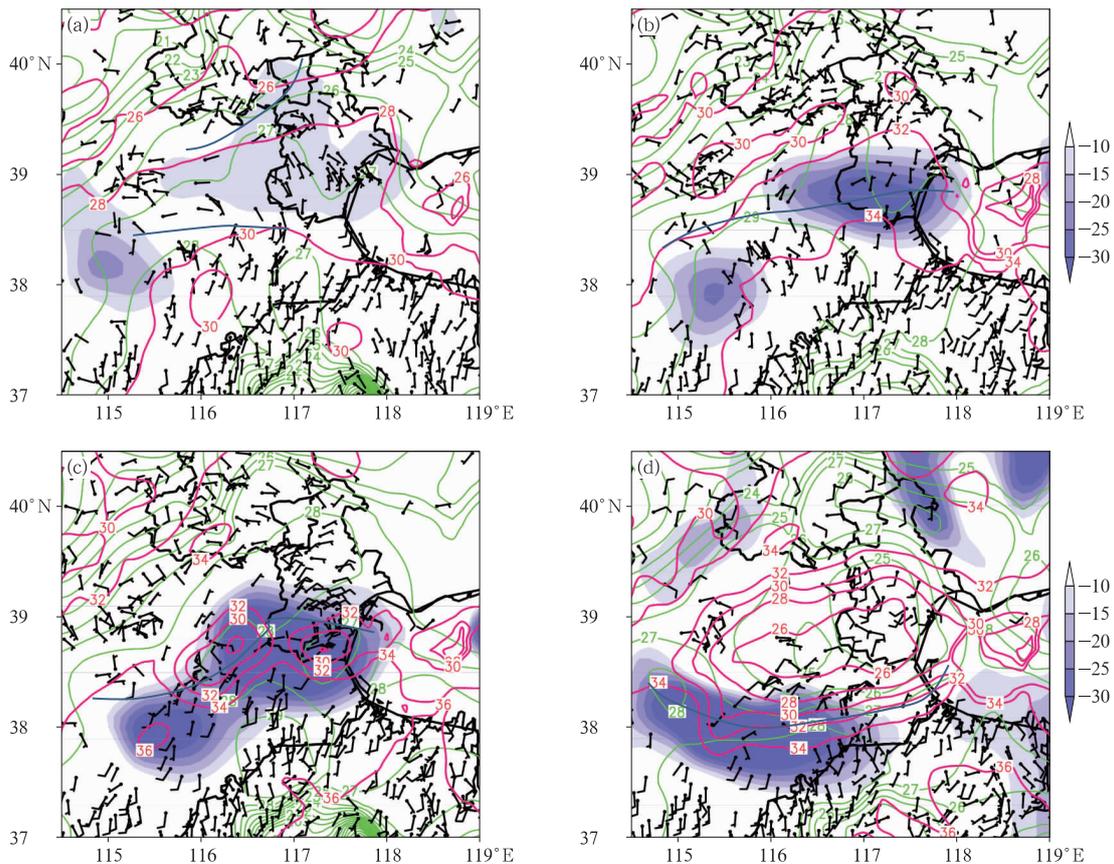


图 3 2016 年 7 月 24 日 08 时(a),11 时(b),14 时(c)和 16 时(d)的地面温度(红线,单位: $^\circ\text{C}$)、露点(绿线,单位: $^\circ\text{C}$)、水平风(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和散度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})
 Fig. 3 Surface temperature (red line, unit: $^\circ\text{C}$), dew point (green line, unit: $^\circ\text{C}$), uv (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (shaded, area, unit: 10^{-6} s^{-1}) at 08:00 BT (a), 11:00 BT (b), 14:00 BT (c) and 16:00 BT (d) 24 July 2016

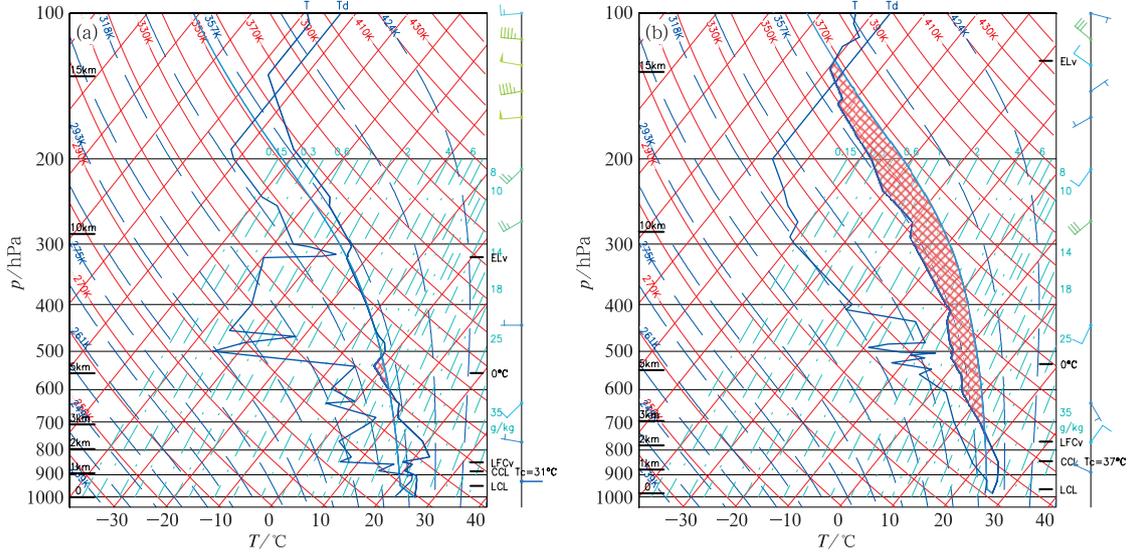


图 4 2016 年 7 月 24 日 08 时北京(a)和邢台(b)探空

Fig. 4 T -log p diagram of Beijing (a) and Xingtai (b) at 08:00 BT 24 July 2016

600 hPa, 大气整层可降水量高达 64 mm, 与北京“7·21”暴雨的可降水量相接近(孙军等, 2012)。08 时后随着地面气温升高, 露点升高, 气层变得更不稳定且对流抑制减小。11 时订正探空 CAPE 为 $3874 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, CIN 为 $22 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 由于对流抑制显著减小, 弱的辐合抬升有可能触发对流, 且雷暴触发后将强烈发展。

08 时地面露点高且分布不均, 天津北部露点为 26°C 左右, 天津南部和河北中南部露点为 $27 \sim 28^\circ\text{C}$, 北侧辐合线与 27°C 露点线基本一致, 南侧辐

合线与 28°C 露点线重合(图 3a)。11 时辐合线南侧露点温度升至 $29 \sim 30^\circ\text{C}$, 这种异常偏高的地面露点在内陆非常罕见, 表明当天低层水汽含量异常充沛。低层水汽的增长可能与低空西南气流逐渐加强造成的暖湿平流增强有关。总之, 河北中南部大气层结极不稳定, 水汽含量异常偏高加之 0°C 层高度在 5.5 km 附近, 暖云深厚, $0 \sim 6 \text{ km}$ 整层风均小于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 风暴形成后移动速度慢, 环境条件有利于产生短时强降水, 预报预警难点在于雷暴于何时何处抬升触发。

表 1 北京站和邢台站的强对流参数

Table 1 Convective parameters of Beijing and Xingtai Stations

	CAPE/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	CIN/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	850 hPa 比湿/ $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	850 hPa 露点/ $^\circ\text{C}$	0~6 km 垂直风 切变/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	大气可降 水量/mm
08 时北京	30	400	9	16	11	46
11 时订正	70	356	/	/	/	49
08 时邢台	1759	136	16	19	12	63
11 时订正	3874	22	/	/	/	64

4 雷暴触发及强降水成因分析

4.1 基于可见光云图的雷暴演变过程分析

24 日上午 10 时(图 5a)在天津至河北中部存在一条东北西南向的云带 1, 与北侧地面辐合线相对应, 此时地面无降水; 天津南侧存在一条东西向的云带 2, 与南侧地面辐合线对应, 云带上存在若干积云

泡。11 时(图 5b)两条云带相向移动, 至 12 时(图 5c)完全合并。11 时开始辐合线南侧出现了多条平行的南北向的小积云线, 即水平对流卷(HCR), 此时环境风为偏南风, 因而积云线为平行于环境风的云街, 表明该区域为逆温抑制下的暖湿不稳定区。当雷暴流出边界与云街相遇时, 多数情况下云街的积云发展为雷暴(俞小鼎等, 2012)。云街北侧辐合线上积云持续发展, 13 时(图 5d)开始在天津南侧辐合线附近出现三个快速发展对流云团 A、B、C, 14 时

(图 5f)发展成三个边界清晰的圆形对流云团。随着对流的发展,15 时(图 5g)三个云团逐渐合并,形成东西向的准圆形的 MCS,且存在清晰的上冲云顶,表明上升运动强烈。16 时(图 5i)MCS 继续沿着辐合线向东西方向扩展,向西发展的云区对流发展强烈,16:36(图 5j)出现清晰的出流云线 D,在对

流云的西侧抬升暖湿空气,使得 MCS 向西传播,由于雷暴在西段不断新生,南侧逆温层之下不断有暖湿空气补充,加之风暴移动速度慢,13—18 时,沿辐合线东西向排列的中尺度对流云团准静止地维持在河北中东部至天津南部,因而产生了局地大暴雨。

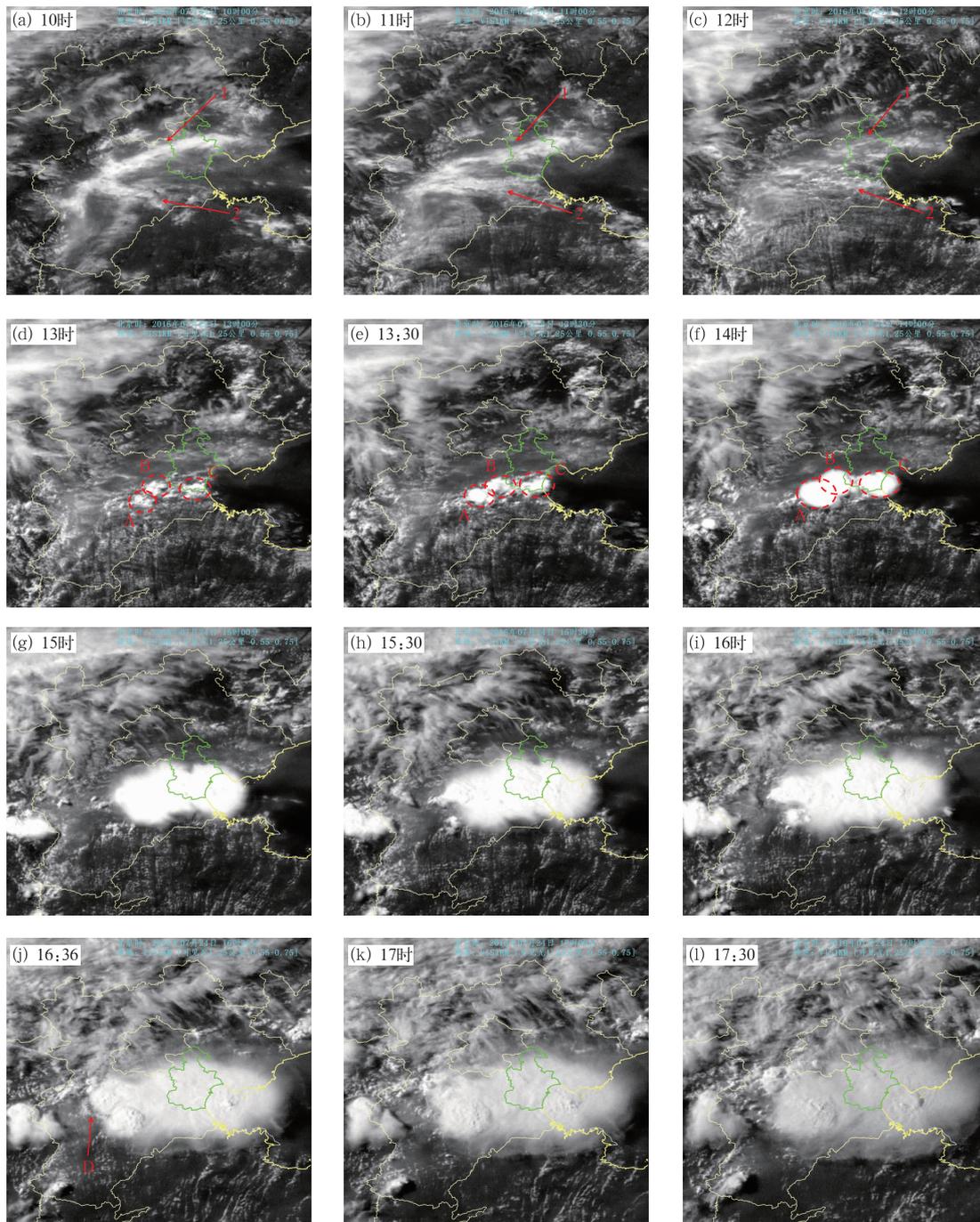


图 5 2016 年 7 月 24 日 10:00—17:30 可见光云图的演变
Fig. 5 Evolution of visual cloud in 10:00—17:30 BT 24 July 2016

4.2 抬升机制分析

两条边界层辐合线相遇合并可能是触发 MCS 的重要原因。地面图(图 3a)显示,在天津附近存在南北两条辐合线,对应两处弱辐合区,中心散度为 $-15 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。11 时(图 3b),随着东北风的南压(与北侧云带逐渐向南移动相对应),北侧辐合线南压与南侧辐合线合并成东西向的辐合线,辐合显著增强,中心散度为 $-35 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,边界层抬升作用增强,辐合线附近露点为 28°C 左右,较 08 时升高 $2 \sim 3^\circ\text{C}$ 。Wilson and Mueller(1993), Wilson and Megenhardt(1997)的统计表明,大约有一半的雷暴在边界层辐合线附近生成,而当两条辐合线相遇时,其相遇的区域附近更容易有雷暴生成。王彦等(2011)对天津边界层辐合线的统计发现,两条以上边界层辐合线相遇处一般会发生强对流天气,若已经发生强对流,则对流加强。

辐射差异和南侧暖湿平流增强所导致的中尺度锋生可能是触发对流的原因之一。08 时与辐合线相对应的两条云带对太阳辐射的吸收作用使天津以北区域的温度较南部地面温度低 $2 \sim 4^\circ\text{C}$ 左右(图 3a),11 时开始云带南侧地区的温度升至 34°C 以上,低层水汽的增长可能与低空西南气流逐渐加强造成的暖湿平流增强过程有关,南北温差扩大到 4°C 左右(图 3b),与此同时,可以看到对流云带南侧南北向的 HCR 也愈发清晰,表明近地面层偏南暖湿气流有所增强。VDRAS 扰动温度显示(图 6b),11:18 在天津南部存在一条东北风与西南风的辐合线,辐合线两侧的温差为 3.5°C 左右,形成弱温度锋区。研究显示:边界层中尺度锋生作用可以导致边界层的辐合加强,对暖区暴雨的触发起到重要作用(赵思雄和周晓平,1984;何立富等,2016),此时,CAPE 也存在由北向南递增的趋势(图 6a),北京的 CAPE 为 $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,天津南部到河北南部则达 $1100 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,这种差异与探空图反映的南北能量差异是一致的。

4.3 移动和传播

4.3.1 中尺度对流系统的形成与传播

雷暴在近乎东西向的辐合线上触发,因而形成大致呈东西向排列的多个对流单体组成的对流云带,对流云带位于天津西南部且稳定少动。雷达反射率因子图显示,24 日 13 时在天津的西南部开始

出现对流性降水回波,13:30 在天津南部一线产生几个较强的呈东西向排列的对流单体 M、X、H、B 和 C(图 7a),最强回波超过 55 dBz ,与卫星云图的三个对流云团相对应(图 5)。根据风暴追踪路径,13—15 时对流单体大致朝东略偏北方向移动(M、X 和 H),移速缓慢,平均移速约为 $10 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$,还有些单体在原地发展加强(B 和 C),伴有单体合并(图 7b)。15 时,单体 M 和 H 已经消亡,在其西侧新生成了 R,单体 R 由偏东风出流抬升形成,单体 B 西侧亦有新生回波与 B 一起向东北方向移动(图 7c),表明雷暴的传播方向是向西。由于东西向对流风暴带上单体向东略偏北方向移动(平流方向东略偏北),传播方向向西,下文分析表明在冷池和偏南环境风作用下还向南传播,产生“列车效应”,天津南部受有多个对流单体影响,这是 1 h 产生 84.4 mm 强降水的直接原因。

由单体结构看,东西向带状对流风暴中出现了强多单体,14:54 雷达组合反射率显示最强回波为 60 dBz 以上(图 8a), 55 dBz 以上的强回波区明显倾斜,形成“弱回波区”结构, 45 dBz 以上反射率因子位于 8.5 km 以下高度(图 8b),强回波中心位于 6 km 高度附近,由于 0°C 层高度为 5.5 km , -20°C 层高度为 8.8 km ,因此暖云层深厚,降水效率高。更为重要的是 14:42 速度剖面产生了明显的阵风出流,形成地面 $18.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风。图 8d 显示:在 $5 \sim 9 \text{ km}$ 高度附近存在接近 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风急流,与偏北风在 $3 \sim 6 \text{ km}$ 高度形成弱的中层径向辐合,产生近地面强的偏北风出流,北风风速带在底层向南延伸,抬升南侧的暖湿空气,使暖湿空气倾斜上升,引起雷暴向南侧传播。

4.3.2 边界层辐合线与低空显著气流

边界层辐合线的位置和辐合强度直接影响雷暴的触发和组织。11 时随着两条边界层辐合线的合并,南风与北风形成显著的辐合区,散度中心为 $-35 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,13 时以后辐合线附近逐渐有对流生成,14 时辐合线附近的偏南风由 11 时的 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增至 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 3b,3c),辐合线北侧东北风由 $1 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增至 $4 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,辐合区形成清晰的出流边界,东北风出流达 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,散度增至 $-45 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。随着降水区的扩展,辐合带向南伸展,可以看作是出流边界向南移动和发展,强降水存在于出流边界后侧。VDRAS 资料显示:14:18 对流触发后(图 6d),偏北风出流达到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,西侧偏东风

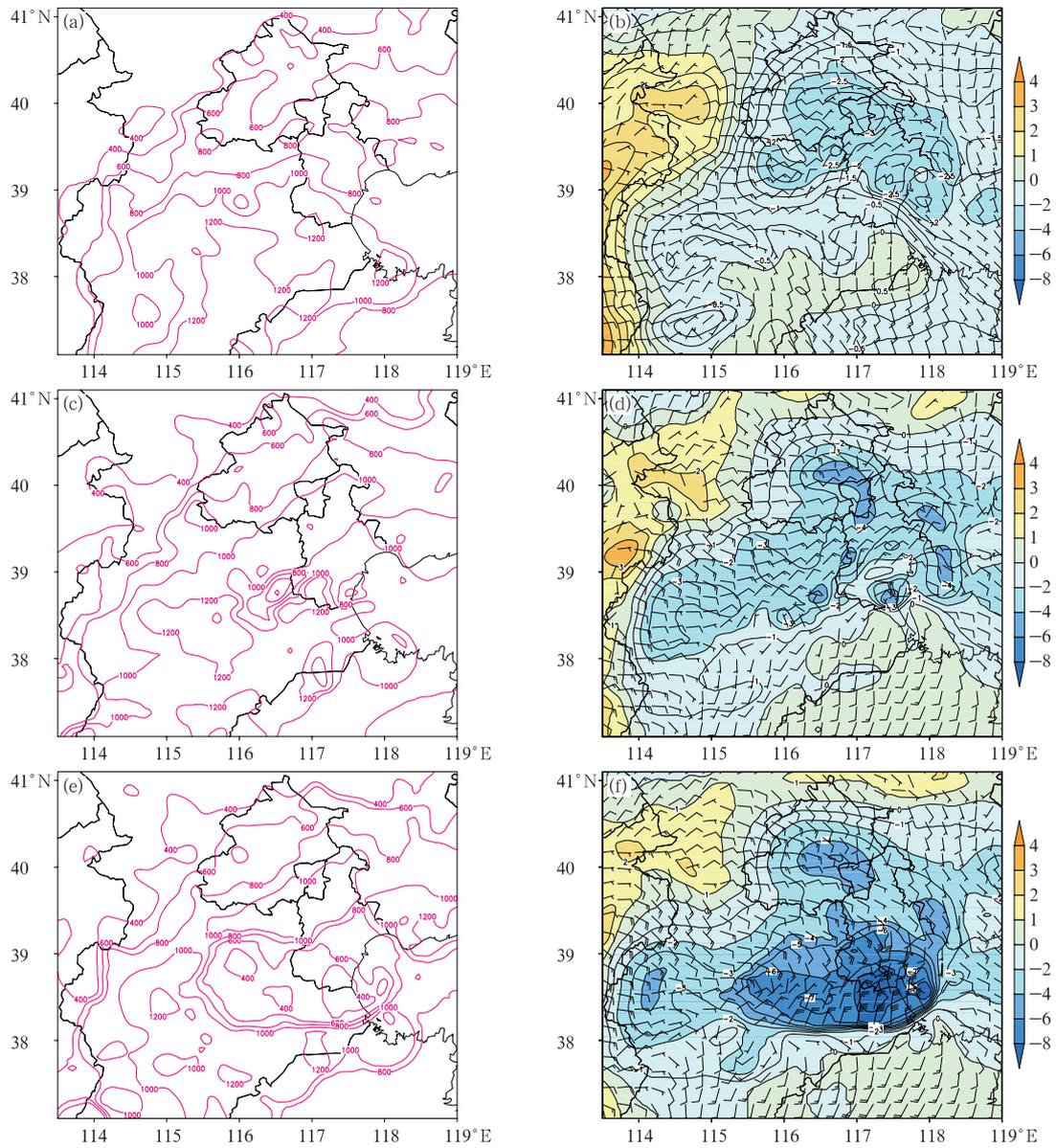


图 6 2016 年 7 月 24 日 11:18(a,b),14:18(c,d)和 16:18(e,f)VDRAS 资料

200 m 高度 CAPE(a,c,e,实线,单位: $J \cdot kg^{-1}$)、

风场(风羽,单位: $m \cdot s^{-1}$)和扰动温度(填色,单位: $^{\circ}C$)(b,d,f)

Fig. 6 The CAPE (a, c, e, solid line, unit: $J \cdot kg^{-1}$), wind (b, d, f, barb, unit: $m \cdot s^{-1}$) and temperature disturbance (shaded area, unit: $^{\circ}C$) at 200 m height from VDRAS data at 11:18 BT (a, b), 14:18 BT (c, d) and 16:18 BT (e, f) 24 July 2016

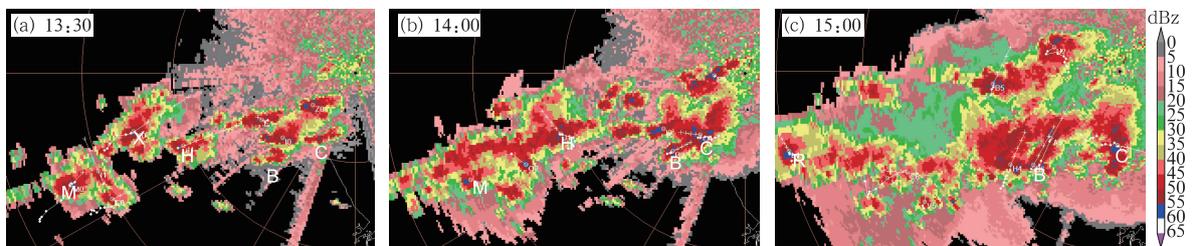


图 7 2016 年 7 月 24 日 13:30—15:00 天津雷达组合反射率因子和风暴追踪信息

Fig. 7 Tianjin radar composite reflectivity and storm tracking information in 13:30—15:00 BT 24 July 2016

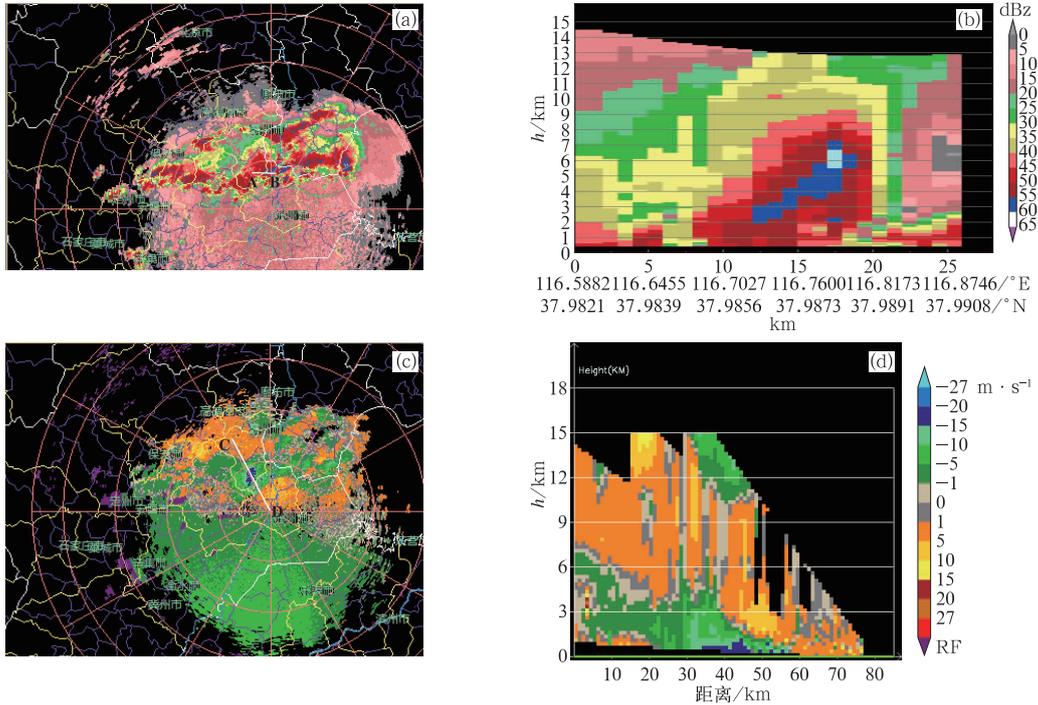


图 8 2016 年 7 月 24 日 14:54 沧州雷达组合反射率因子(a,单位:dBz)和沿图 a 中 AB 的剖面(b)以及 14:42 0.5°径向速度(c,单位:m·s⁻¹)和沿图 c 中 CD 的剖面(d)

Fig. 8 Cangzhou Radar composite reflectivity (a, unit; dBz) and profile along AB in Fig. 8a (b) at 14:54 BT, 0.5° velocity (c, unit; m·s⁻¹) and profile along CD in Fig. 8c (d) at 14:42 BT 24 July 2016

出流维持在 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。16:18 偏北风和偏南风向南向西扩展(图 6f), 风速分别增大到 $16、10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 强的出流与环境风的汇合区与观测的辐合带位置基本一致。

可见光云图上, 14—15 时在辐合线附近零散分布的单体逐渐发展为 MCS, 形成椭圆形云带(图 5), 主轴方向为东西向, 与辐合线走向一致, 随着 MCS 的发展, 16:36 出现了清晰的出流云线(图 5j), 地面辐合带位于 MCS 的西侧和南侧(图 3d), 是由偏南风 and MCS 传播前沿的出流边界进一步增强所导致的, 而存在出流边界是 MCS 出现“列车效应”或后向传播特征的主要动力特征之一(Doswell III et al, 1996; Schumacher and Johnson, 2005)。

由静海风廓线可见(图 9), $3.0\sim 4.5\text{ km}$ 的西南风在 13:30 以后显著增大, 由 08 时小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增至 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上, 形成西南风急流, 低空 1 km 以下偏东风也显著增强, 15:48 达到 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上, 在增加水汽输送的同时, $0\sim 5\text{ km}$ 垂直风切变由小于 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ 显著增至 $4.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ 以上, 有利于有组织风暴的形成。

图 10 给出了低层热力和动力概念模型, 对流单

体在辐合线附近生成, 发展增强为 MCS, 产生清晰的出流边界, 其南侧是显著的暖湿区, 而其北侧是降水导致的冷区。在出流边界和低层偏南风的相互作用下, MCS 南侧不断有积云新生, 风暴向南传播; 同时不断有对流单体沿地面辐合线向西发展, 即风暴向西传播, 因此, 风暴传播方向分为向西和向南两个方向。

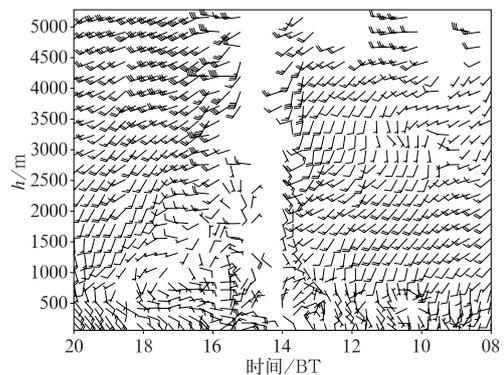


图 9 2016 年 7 月 24 日静海风廓线
(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 9 The radar wind profile of Jinghai on 24 July 2016 (unit; $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

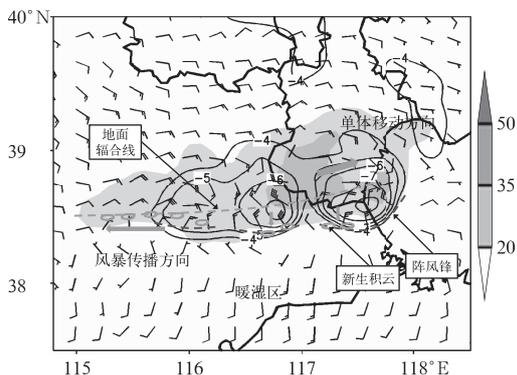


图 10 低层热力和动力概念模型
2016 年 7 月 24 日 15:12 VDRAS 分析的
200 m 高度温度距平(等值线,单位:℃)
和风(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
沧州多普勒天气雷达组合反射率
因子(填色,单位: dBz)

Fig. 10 The low level thermal-dynamical conception model
The 200 m height temperature anomalies (contour,
unit: $^{\circ}\text{C}$), and uv (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), radar
composite reflectivity (shaded area, unit: dBz)
at 15:12 BT 24 July 2016

4.3.3 冷池出流与环境相互作用

此次降水属于槽前暖区降水,11 时天津南部温度为 34°C 以上,在偏南风的作用下为降水提供了充沛的暖湿空气。对流触发后,根据 14 时地面观测,雷暴中心的温度为 $27\sim 28^{\circ}\text{C}$ 左右,外围温度为 $35\sim 36^{\circ}\text{C}$,温差接近 8°C (图 3c),16 时雷暴中心的温度下降至 $24\sim 25^{\circ}\text{C}$,与外围的温差接近 11°C ,形成雷暴高压,中心为 1006 hPa (图略),气压梯度力增强,使天津南部和西部分别出现了 16 、 $10\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏北风和偏东风(图 3d)。

VDRAS 资料显示:14:18 雷暴区形成冷池(图 6d),冷中心形成 -6°C 扰动温度区,16:18 冷池的范围明显扩大(图 6f),扰动温度异常中心下降至 -12°C 。根据前文分析,低层冷暖空气的交汇区就是前文的出流边界所在位置,出流冷空气与环境暖湿空气在这里交汇,增加了低层的不稳定结构,有利于 MCS 的发展和强降水的持续。14:18 冷池内的 CAPE 值由 11:18 的 $1000\text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 降至 $600\text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下,而冷池西侧和南侧 CAPE 值仍然维持 $1200\text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上(图 6c),因此,可以近似判断热力不稳定区位于 MCS 的西侧和南侧,为 MCS 的新生和传播提供了良好的热力条件。

5 结论与讨论

(1) 本次过程发生在副高加强北上过程中,是副高 588 dagpm 线控制下的暖区暴雨。邢台探空较北京探空距离暴雨区更远,但对于副高西北侧西南气流影响下的暖区暴雨,位于暴雨区西南的邢台探空更具参考价值,邢台站 24 日 11 时的订正探空显示:大气层结极不稳定、低层水汽异常充沛且湿层深厚,CAPE 值达 $3874\text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,CIN 仅为 $22\text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $8\text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 比湿达 600 hPa ,地面露点出现接近 30°C 的极端高值。基于构成要素的预报思路分析表明此次过程具备雷暴形成三要素,加之高湿的水汽条件、边界层辐合线和中尺度锋生的组织作用因而产生了局地大暴雨。

(2) 数值模式和基于流型识别的传统潜势预报经验对于有明显的大尺度系统强迫的大范围暴雨过程有较强的预报能力,而对于大尺度系统强迫不明显的暖区由对流造成的短时强降水流型识别法和数值模式都常漏报。边界层系统是最为关键因素,其在何时何地能抬升触发雷暴取决于抬升强弱,更多依靠短临监测。暖区暴雨宜基于构成要素的预报思路综合分析实况资料,重点关注边界层辐合线等中尺度系统演变及卫星雷达监测的不稳定及对流,如 24 日在对流触发前辐合线合并、卫星可见光图上辐合线附近的小积云发展及其南侧的云街等。

(3) 雷暴在辐合线附近被触发后,辐合线西段不断触发新的对流单体,加之辐合线南侧的云街与辐合线相遇使对流风暴向南发展,即传播方向西偏南,对流单体在西南引导气流作用下向东略偏北方向移动,移速缓慢(约 $10\text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$),因而有多个单体影响一个地区而产生强降水(即“列车效应”);另外对流风暴产生了比较明显的阵风出流,对流风暴影响区域普遍出现了 5~6 级阵风,在极不稳定的层结条件下,对流风暴的阵风出流再次触发雷暴而使得对流风暴持续较长时间。

参考文献

- 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[J].气象学报,71(4):569-592.
 湛芸,孙军,徐璐,等,2012.北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J].气象,38(10):1255-1266.
 何立富,陈涛,孔期,2016.华南暖区暴雨研究进展[J].应用气象学报,27(5):559-569.

- 何群英,孙一昕,刘一玮,等,2012.“7.25”天津持续性局地大暴雨初步分析[J].暴雨灾害,31(3):226-231.
- 姜晓曼,袁慧玲,薛明,等,2014.北京“7.21”特大暴雨高分辨率模式分析场及预报分析[J].气象学报,72(2):207-219.
- 孔凡超,赵庆海,李江波,2016.2013年7月冀中特大暴雨的中尺度系统特征和环境条件分析[J].气象,42(5):578-588.
- 李俊,杜钧,刘羽,2015.北京“7.21”特大暴雨不同集合预报方案的对比试验[J].气象学报,73(1):50-71.
- 廖晓农,倪允琪,何娜,等,2013.导致“7.21”特大暴雨过程中水汽异常充沛的天气尺度动力过程分析研究[J].气象学报,71(6):997-1011.
- 卢焕珍,张楠,刘一玮,2015.天津一次局地大暴雨中尺度对流系统组织化特征与成因[J].暴雨灾害,34(1):17-26.
- 桑建国,1997.大气对流边界层中的涡漩结构[J].气象学报,55(3):285-296.
- 桑建国,王保民,孙向明,2002.对流云街激发的重力波和波动阻力[J].气候与环境研究,7(1):114-120.
- 孙继松,何娜,郭锐,等,2013.多单体雷暴的形变与列车效应传播机制[J].大气科学,37(1):137-148.
- 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.
- 孙建华,赵思雄,傅慎明,等,2013.2012年7月21日北京特大暴雨的多尺度特征[J].大气科学,37(3):705-718.
- 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.
- 王福侠,俞小鼎,王宗敏,等,2014.河北暴雨的多普勒天气雷达径向速度特征[J].气象,40(2):206-215.
- 王彦,于莉莉,李艳伟,等,2011.边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用[J].应用气象学报,22(6):724-731.
- 徐琚,杨舒楠,孙军,等,2014.北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨[J].气象,40(12):1455-1463.
- 易笑园,李泽椿,姚学祥,等,2011.一个锢囚状中尺度对流系统的多尺度结构分析[J].气象学报,69(2):249-262.
- 俞小鼎,2011.基于构成要素的预报方法——配料法[J].气象,37(8):913-918.
- 俞小鼎,2012.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J].气象,38(11):1313-1329.
- 俞小鼎,2013.短时强降水临近预报的思路与方法[J].暴雨灾害,32(3):202-209.
- 俞小鼎,周小刚,王秀明,2012.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,70(3):311-337.
- 张大林,1998.各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用[J].大气科学,22(4):548-561.
- 赵思雄,周晓平,1984.风场在预报暴雨发生中的作用——1975年8月上旬特大暴雨的数值实验[J].大气科学,8(1):1-6.
- Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al, 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes [J]. J Atmos Sci, 59(13):2033-2056.
- Corfidi S F, Meritt J H, Fritsch J M, 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes [J]. Wea Forecasting, 11(1):41-46.
- 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.
- 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.
- Wilson J W, Meigenhardt D L, 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines [J]. Mon Wea Rev, 125(7):1507-1525.
- Wilson J W, Mueller C K, 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution [J]. Wea Forecasting, 8(1):113-131.