

高帆,俞小鼎,尹承美,等,2022. 山东一次浅薄冷空气触发强降水过程的对流系统组织形态演变分析[J]. 气象,48(8):993-1006. Gao F, Yu X D, Yin C M, et al, 2022. Analysis on the evolution of convective system organization in a process of severe precipitation triggered by shallow cold air in Shandong[J]. Meteor Mon, 48(8):993-1006(in Chinese).

山东一次浅薄冷空气触发强降水过程的对流系统组织形态演变分析^{*}

高 帆^{1,2} 俞小鼎³ 尹承美^{1,2} 李 瑞^{1,2} 褚颖佳^{1,2} 焦 洋^{1,2}

1 山东省气象防灾减灾重点实验室, 济南 250031

2 济南市气象局, 济南 250102

3 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

提 要: 2015 年 7 月 30 日山东突发较大范围暖区极端强降水, 由于触发机制不明显、且对对流系统的发展方向判断不足, 导致预报偏差较大。利用多源探测资料对此次过程对流系统的触发和组织形态演变机理进行分析, 结果表明, 高空槽和低空急流构成了深厚湿对流生成发展的有利形势, 对流发生前水汽和热力条件有利, 云图和雷达上呈现的水平对流卷进一步提高了对流生成和发展的潜势。初始对流由浅薄冷空气经渤海南下侵入山东北部触发, 发展加强后产生地面冷池和阵风锋, 阵风锋继续触发对流, 形成后向发展(相对于风暴承载层平均风向, 即平流方向)的多单体风暴, 此阶段环境低层风向决定了对流风暴的发展方向。对流系统组织维持的机制为: 冷池加强和对流风暴发展形成正反馈, 冷池与环境低层垂直风切变达到动态平衡, 多单体逐渐发展为线状中尺度对流系统(LMCS), 且随着深层垂直风切变逐渐增强, LMCS 结构逐渐紧密。对流系统减弱消亡的机制为: 地面冷池受鲁中山区地形阻挡, 主体滞留在山东中部, 冷池前沿阵风锋强度迅速减弱, LMCS 断裂为东西两段, 在不利的低层垂直风切变配置下先后减弱消亡。RKW 理论适用于解释此次 LMCS 组织形态的演变。

关键词: 浅薄冷空气, 冷池, 垂直风切变, 线状中尺度对流系统, 组织形态演变

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.040901

Analysis on the Evolution of Convective System Organization in a Process of Severe Precipitation Triggered by Shallow Cold Air in Shandong

GAO Fan^{1,2} YU Xiaoding³ YIN Chengmei^{1,2} LI Rui^{1,2} CHU Yingjia^{1,2} JIAO Yang^{1,2}

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

2 Jinan Meteorological Bureau, Jinan 250102

3 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: On 30 July 2015, a warm-sector extreme severe precipitation process broke out in a wide range of Shandong Province, and the prediction deviation was large because the triggering mechanism was not obvious and the forecasters' judgment of the development direction of the convection system was insufficient. By using multi-source observational data, the triggering mechanism and evolution of convective system organization are analyzed in this paper. The results show that the upper trough and the low-level jet favored the occurrence and development of the deep wet convection. There was sufficient water vapor and favorable

^{*} 国家自然科学基金面上项目(41775044)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2019-063)、山东省气象局预报员专项(SDYBY2017-07、SDYBY2019-05、SDYBY2020-04)和山东省气象局青年基金项目(2019SDQN10)共同资助

2021 年 5 月 10 日收稿; 2022 年 4 月 9 日收修定稿

第一作者: 高帆, 主要从事强对流天气预报. E-mail: gaofan8510@sina.com

通讯作者: 俞小鼎, 主要从事强对流天气的多普勒天气雷达探测和预警以及临近天气预报研究. E-mail: xdyu1962@126.com

thermal condition before the convection. The horizontal convective rolls shown on the cloud and radar images indicated that the potential of convection generation and development was enhanced. The cold air intruded into northern Shandong through Bohai Sea and triggered the original convection, which further strengthened, generating the surface cold pool and the gust front. The gust front continued to trigger convection, forming a backward developing multi-cell storm. At this stage, the low-level environmental wind direction determined the development direction of convective storm. The mechanism for the organization and maintenance of the convective system is as follows: the strengthening of the surface cold pool and the development of convective storms formed a positive feedback, the surface cold pool and low-level environmental vertical wind shear reached a dynamic balance, and the multi-cell storm gradually developed into a linear mesoscale convective system (LMCS). With the gradual enhancement of the deep vertical wind shear, the structure of LMCS became closer. The mechanism of weakening and extinction of convective system is as follows: blocked by the terrain in the middle mountain area of Shandong Province, the main body of the surface cold pool remained in the central part of Shandong Province, the intensity of the gust front in the front of the cold pool decreased rapidly, and the LMCS was divided into east and west segments, then the east and west segments of the LMCS weakened and died out under the unfavorable low-level vertical wind shear. The RKW theory is applicable to explain the evolution of the LMCS organization.

Key words: shallow cold air, surface cold pool, vertical wind shear, linear mesoscale convection system (LMCS), evolution of organization

引 言

暖区暴雨由于触发机制不明显常常被漏报(谌芸等,2018;孙密娜等,2018;陈涛等,2020),其降水突发性强、雨强大,极易造成损失,因此暖区暴雨的触发机制值得深入研究。针对2017年5月7日广州突发的极端强降水过程,国内许多学者从不同角度进行了深入的研究,在触发机制方面,田付友等(2018)发现,弱冷空气和地形共同作用,使偏南暖湿气流向北移动受阻,在地形的强迫抬升下触发了对流。伍志方等(2018)认为高压后部东南风或偏南风回流,经过城市热岛区域后转为偏暖气流,与山坡下滑冷空气在山前形成的水平风场辐合,共同触发了初生对流。王莹等(2021)研究天津一次短时暴雨时发现,暴雨是由城市热岛、上游冷池出流前的边界层弱冷空气、系统性东北风和午后逐渐形成的中尺度海风共同作用造成的。王啸华等(2021)研究南京一次突发局地特大暴雨时认为,中尺度前倾高空槽过境诱发地面低压,加强了地面辐合,形成上升运动,触发了线性对流风暴。崔新艳等(2021)研究对流初生时认为地基对流初生一般由边界层辐合线触发,但温、湿度扰动及不稳定性、微气旋、垂直切变和地

形等因素都对初生对流的产生和时空位置有一定影响。由此可见,暖区暴雨的触发机制非常复杂。

中尺度对流系统(MCS)是产生强降水、冰雹、雷暴大风和龙卷等灾害性天气的重要系统(Maddox,1980;Doswell III et al,1996;Shibagaki et al,2000;Schumacher and Johnson,2005)。根据云图和雷达回波等特征,MCS有很多种分类(Anderson and Arritt,1998;Jirak et al,2003;岳治国等,2008;Blanchard,1990),无论哪种分类方式,线状中尺度对流系统(LMCS)都是与灾害性天气相关性最高的一类MCS(Geerts,1998;Jirak et al,2003;Rigo and Llasat,2007;Gallus et al,2008;Schiesser et al,1995)。飑线是一种多单体线状风暴,国外的研究者并没有将飑线与LMCS进行严格的区分,国外部分研究者和国内的研究者一般认为飑线是产生区域性雷暴大风的一类LMCS(Maddox,1980;俞小鼎等,2020)。20世纪80年代的大量研究表明,较强环境低层(0~3 km)垂直风切变是维持飑线发展的有利条件,如果垂直于飑线的低层垂直风切变足够强,就能阻止下沉气流形成的冷池出流边界(阵风锋)的快速离开,使冷池前沿的阵风锋与飑线前部暖湿气流持续维持强的辐合,从而产生持续的垂直上升运动,不断触发新风暴单体,维持飑线的发展(Thorpe

et al, 1982; Droegemeier et al, 1985; 1987)。Rotunno R、Klemp J B 和 Weisman 于 1988 年共同提出近地面冷池和环境低层垂直风切变相互作用是飚线发展维持最为重要的动力和热动力机制,并首次形成了描述飚线发展的 RKW 理论(Rotunno et al, 1988),该理论认为冷池与低层垂直风切变的相互作用决定了飚线前沿气流抬升的高度和速度,从而决定了飚线发展的强度和生命史。陈明轩和王迎春(2012)、陈明轩等(2016)利用三维数值云模式和雷达资料四维变分同化技术,分析了华北地区一次飚线过程的低层动力和热动力影响机制,结果表明,影响这次飚线过程发展维持的低层垂直风切变和冷池相互作用机制与 RKW 理论一致,同时指出了 LMCS 中对流风暴单体不断新生和后向传播的机制。杨吉等(2020)利用四维变分同化分析系统模拟分析了江淮地区的一次弱飚线过程,结果表明,较强的地面辐合线是该过程在较弱稳定条件下被触发的重要原因,较差的温湿条件、冷池和垂直风切变之间的水平涡度不平衡是飚线发展较弱的主要原因。盛杰等(2020)在分析华北地区两类产生极端强天气的线状对流系统时发现,地面弱冷池或地形与低层南风气流相互作用维持的后向传播是强降水型线状对流系统发展和缓慢移动的主要机制,也是产生极端强降水的直接原因。

山东位于华北地区的下游,近年来每年都有 LMCS 发生,如 2007 年 7 月 18 日 LMCS 造成济南大暴雨过程(卓鸿等,2011)、2009 年 6 月 2—3 日强飚线过程(孙虎林等,2011;梁建宇和孙建华,2012;王秀明等,2013)、2012 年 8 月 18 日飚线伴随龙卷过程(侯淑梅等,2018)、2015 年 8 月 3 日 LMCS 造成的暴雨伴随龙卷过程(高帆等,2017)、2016 年 6 月 13—14 日连续两条飚线过程(张琴等,2017)和 2018 年 6 月 13 日强飚线过程,这些 LMCS 均造成了严重的经济损失和人员伤亡。王俊(2017)统计了山东中西部地区 148 个 LMCS 的多普勒雷达回波特征,并发现太行山脉、鲁中山区北麓和西麓易触发形成 LMCS。侯淑梅等(2020)总结了山东地区形成 LMCS 的三类天气学模型和相应的物理量指标,并分析了 LMCS 与多单体风暴的合并方式以及合并后的演变趋势等特征。这些研究为认识山东地区 LMCS 的发展演变和提高对 LMCS 的监测预警提供了基础。

2015 年 7 月 30 日下午至夜间,一条在暖区触发生成的 LMCS 造成山东突发较大范围极端强降水天气,各地受灾严重,仅潍坊一市经济损失就达 3.25 亿

元。针对此次过程,山东各市气象台预报的量级均明显偏小,事后多人从不同角度进行了研究,刁秀广和侯淑梅(2017)分析发现超低空西南急流的建立与维持和上下游雷达之间的超低空强辐合为强降水对流系统的发展与维持提供了能量与动力条件,对强降水的形成与维持具有重要作用。万夫敬和刁秀广(2018)发现本次过程降水最强时刻是 MCS 的形成至成熟阶段,强降水分布在 TBB 冷云中心附近及其等值线非常密集的一侧。本文利用多源探测资料,从不同尺度分析对流系统的触发机制以及冷池和垂直风切变对对流系统组织形态演变的影响,希望揭示此次强降水过程的形成原因,为短时临近预报预警提供一定的参考。

1 资料与方法

本文所用资料包括常规高空和地面资料、山东省加密区域自动气象站资料、FY-2E 卫星资料、SA 型多普勒天气雷达资料(潍坊、济南、商丘和徐州)和对流层风廓线雷达资料(潍坊和济南)。

山东省区域自动气象站分布稠密且均匀,利用其加密观测可以计算对流系统产生的地面冷池的前沿温度梯度和作为冷池边缘标识的 22°C 等温线所围面积(图 1),以此代表冷池的出流强度和范围。利用对流系统沿途所经多普勒雷达的 VWP 产品可以计算环境大气低层 $0\sim 3\text{ km}$ 和深层 $0\sim 6\text{ km}$ 垂直风切变大小(2015 年 7 月 30 日 17—23 时由潍坊和济南多普勒雷达计算,30 日 23 时至 31 日 03 时由

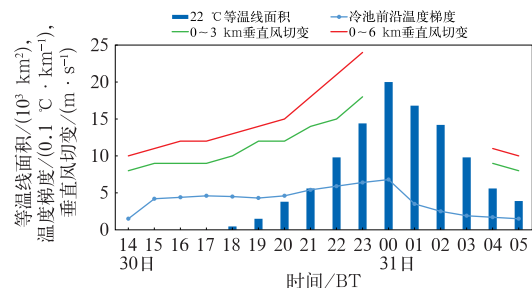


图 1 2015 年 7 月 30 日 14 时至 31 日 05 时冷池前沿温度梯度、 22°C 等温线所围面积和 $0\sim 3\text{ km}$ 、 $0\sim 6\text{ km}$ 垂直风切变的逐小时演变

Fig. 1 Hourly evolution of temperature gradient in front of the cold pool, area surrounded by the 22°C isotherm, $0\sim 3\text{ km}$ and $0\sim 6\text{ km}$ vertical wind shears from 14:00 BT 30 to 05:00 BT 31 July 2015

于距离四部多普勒雷达均较远而无法计算,31日04—05时由徐州多普勒雷达计算),并可判断环境大气低层0~3 km垂直风廓线的配置。

2 天气实况和背景

2.1 天气实况

2015年7月30日14时至31日08时,山东中部和南部出现大范围极端短时强降水天气(图2),最大降水量为205 mm,出现在临沂的岱崮气象站和桃曲气象站,其中岱崮气象站30日20—23时3 h降水量为184.8 mm,桃曲气象站30日23时至31日01时2 h降水量为161.3 mm。对单站而言,强降水主要出现在2~3 h内,历时短、雨强大,137个气象站出现 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的极端短时强降水,最大雨强为 $112.6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,山东中部出现8~10级雷雨大风,潍坊出现冰雹,最大冰雹直径为30 mm。

2.2 环流形势

30日08时,高层200 hPa河北乐亭风速明显大于山东章丘,山东上空有明显辐散特征,同时河北上空也是风速辐散,考虑到系统东移,30日白天200 hPa山东以风速辐散为主;中层500 hPa高空槽位于山西和河北交界处上空,并逐渐东移,副热带高压(简称副高,下同)位于东部沿海;低层850 hPa西

南急流伸至山东中南部,露点温度大于 16°C 的湿轴和对流有效位能(CAPE)大于 $1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高能区自西南向东北覆盖山东大部区域,辽东半岛的低涡有利于引导东北的冷空气经渤海南下侵入山东北部;地面上山东位于东西向的地面倒槽内,山东中西部存在一条准静止的地面辐合线(图3a)。

未来500 hPa高空槽东移,副高东退,低层和地面系统稳定维持,总体形势有利于山东出现深厚湿对流。

2.3 对流潜势

30日08时,山东中部章丘探空的850 hPa与500 hPa的温差为 29°C ,K指数为 43°C ,850 hPa和925 hPa的平均比湿为 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,大气整层可降水量为60 mm,暖云层厚度为4.5 km,表明08时山东中部对流层中下层大气处于明显的条件不稳定状态,且具备了充沛的水汽条件(图3b),CAPE为 $1570 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,对流抑制能量(CIN)为 $160 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,表明大气层结具有显著的深厚湿对流潜势,但对流抑制较强,需要较强的抬升触发机制才能触发对流。由于初始对流发生在午后潍坊地区,考虑到系统的东移,用午后潍坊的温度和露点温度订正08时章丘探空,CAPE增大到 $3360 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,CIN减小到 $10 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,表明经过太阳辐射加热作用后,山东中部大气层结不稳定性明显增强,对流潜势明显增大。0~6 km和0~3 km垂直风切变分别为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,属于中等量级。

30日下午,FY-2E卫星可见光云图和商丘、徐州雷达均可看出山东中部至南部存在大片的水平对流卷(图4),表明上述地区为有利于深厚湿对流产生、已经生成的湿对流发展的有利区域(俞小鼎等,2012;2020)。

综上所述,考虑到较大的CAPE、中等大小的0~6 km和0~3 km垂直风切变、很大的可降水量,30日的天气条件有利于出现以短时强降水为主的深厚湿对流。

根据雷达回波的发展,可将造成此次强对流天气的对流系统的演变划分为四个阶段:30日13—17时为触发阶段,触发初始对流,后向发展加强为多单体风暴;30日17—20时为组织阶段,多单体风暴继续向西南方向后向发展加强,合并局地对流,组织为结构

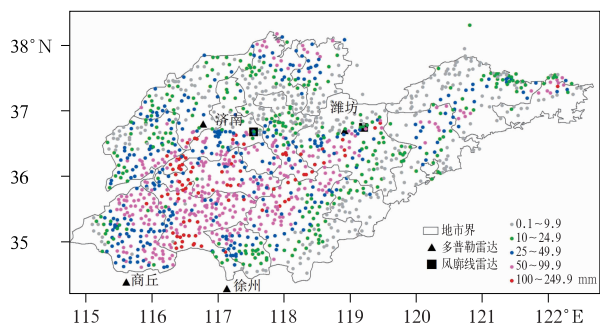


图2 2015年7月30日14时至31日08时山东省区域自动气象站降水量(彩色圆点)及多普勒雷达(▲)和风廓线雷达(■)站点位置

Fig. 2 Precipitation at the regional automatic meteorological station in Shandong (colored dots) from 14:00 BT 30 to 08:00 BT 31 July 2015 and locations of the Doppler radar (▲) and the wind profile radar (■)

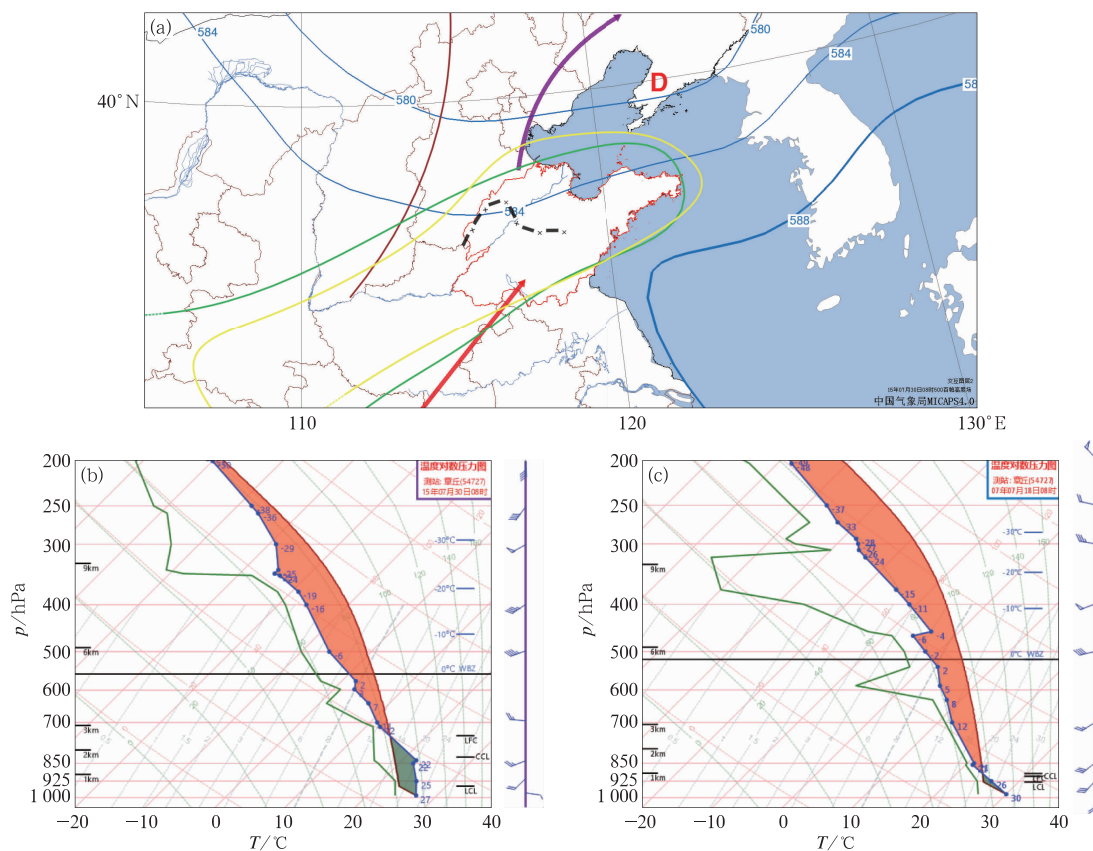


图3 2015年7月30日08时(a)环流形势(紫色箭头为200 hPa高空急流,蓝线为500 hPa等高线,棕线为500 hPa高空槽,红色D为850 hPa低涡,绿线为850 hPa露点温度大于16°C区域,

红色箭头为850 hPa低空急流,黄线为对流有效位能大于 $1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 区域,

黑色点画线为地面辐合线), (b)章丘探空和(c)2007年7月18日08时章丘探空

Fig. 3 (a) Circulation situation (purple arrow: 200 hPa upper jet; blue line: 500 hPa geopotential height contour; brown line: 500 hPa upper trough; red D: 850 hPa vortex; green line: area with dew temperature $> 16^\circ\text{C}$; red arrow: 850 hPa low-level jet; yellow line: area with $\text{CAPE} > 1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; black dotted line: surface convergence line) and (b) sounding in Zhangqiu at 08:00 BT 30 July 2015, (c) sounding in Zhangqiu at 08:00 BT 18 July 2007

松散的LMCS;30日20时至31日00时为维持阶段,LMCS转向西南偏南方向后向发展,结构逐渐紧密,尺度逐渐增大;31日00时以后为减弱阶段,LMCS断裂为东西两段,逐渐转向正南方向发展,东段和西段先后减弱消亡。以下分别讨论各个阶段对流系统组织形态的演变机制。

3 对流系统的触发和演变

3.1 触发阶段

3.1.1 冷空气触发

30日白天主体位于东北的冷空气在辽东半岛

低涡的引导下经渤海南下,从近地层逐渐侵入山东北部,与山东中南部的暖湿气流之间形成辐合线,雷达上表现为反射率因子窄带回波(图5)逐渐南压。12—13时冷空气前沿辐合线自北向南移过潍坊,13时在潍坊附近触发出初始对流,之后继续缓慢南压,不断触发更多对流。

随着冷空气南压,其也侵入到了济南,但没能触发对流,原因一是冷空气过境潍坊时,潍坊风廓线雷达显示近地面至0.5 km高度自下向上逐渐由东南风转为 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东北风,过境济南时,济南风廓线雷达显示仅在近地面转为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东北风,说明冷空气侵入山东内陆后势力进一步减弱,抬升触发条件不如潍坊;另外,午后潍坊附近气温较济南附近高

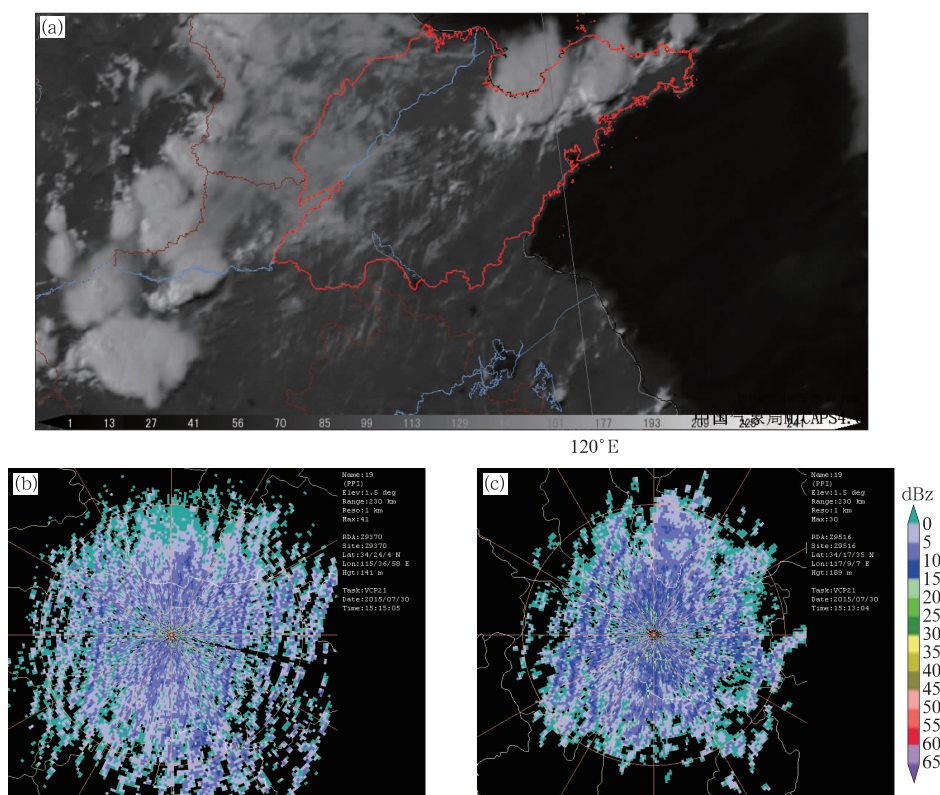


图 4 2015 年 7 月 30 日 15:15(a)FY-2E 卫星可见光云图及同时刻
(b)商丘和(c)徐州多普勒雷达反射率因子

Fig. 4 (a) FY-2E satellite visible light cloud image, (b, c) Doppler radar reflectivity factor in (b) Shangqiu and (c) Xuzhou at 15:15 BT 30 July 2015

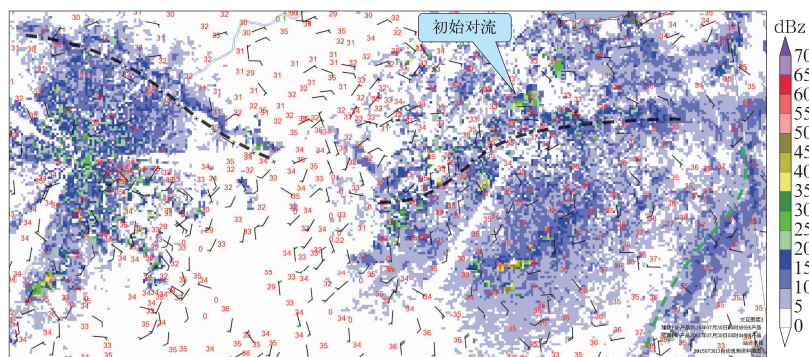


图 5 2015 年 7 月 30 日 13 时地面温度(数字,单位:°C)、风场(风羽)和同时刻济南、
潍坊多普勒雷达 0.5°仰角反射率因子(填色)

(绿色点划线为代表海风锋辐合线的窄带回波,黑色点划线为代表冷空气前沿辐合线的窄带回波,下同)

Fig. 5 Surface temperature (values, unit: °C), wind field (barbs) and Doppler radar reflectivity factor (colored) at 0.5° elevation in Jinan and Weifang at 13:00 BT 30 July 2015

(Black dotted line and green dotted line denote the narrow-band echoes representing the convergence line in front of cold air and in sea breeze front, respectively; the same below)

2~3°C,热力条件也更好。

3.1.2 阵风锋触发

30 日 13:34 和 13:28 冷空气前沿辐合线在潍坊

触发出两个单体:A 和 B,13:28—13:52 单体 B 的强中心高度和垂直累积液态水含量经历了同步跃升(增),14:04 单体 B 出现勾状回波和中气旋(图 6a,

6b), 发展为超级单体, 14:34—14:51 其强中心高度和垂直累积液态水含量经历了近乎同步的快速下降。单体强中心高度和垂直累积液态水含量的同步跃升(增)和快速下降预示地面将出现冰雹和雷暴大风天气。

推测单体 A 应该也经历了类似的过程, 但由于距离雷达太近, 静锥区的存在导致风暴参数反映不出这种变化。灾情调查得知, 14 时开始潍坊多地出现冰雹、大风和短时强降水。

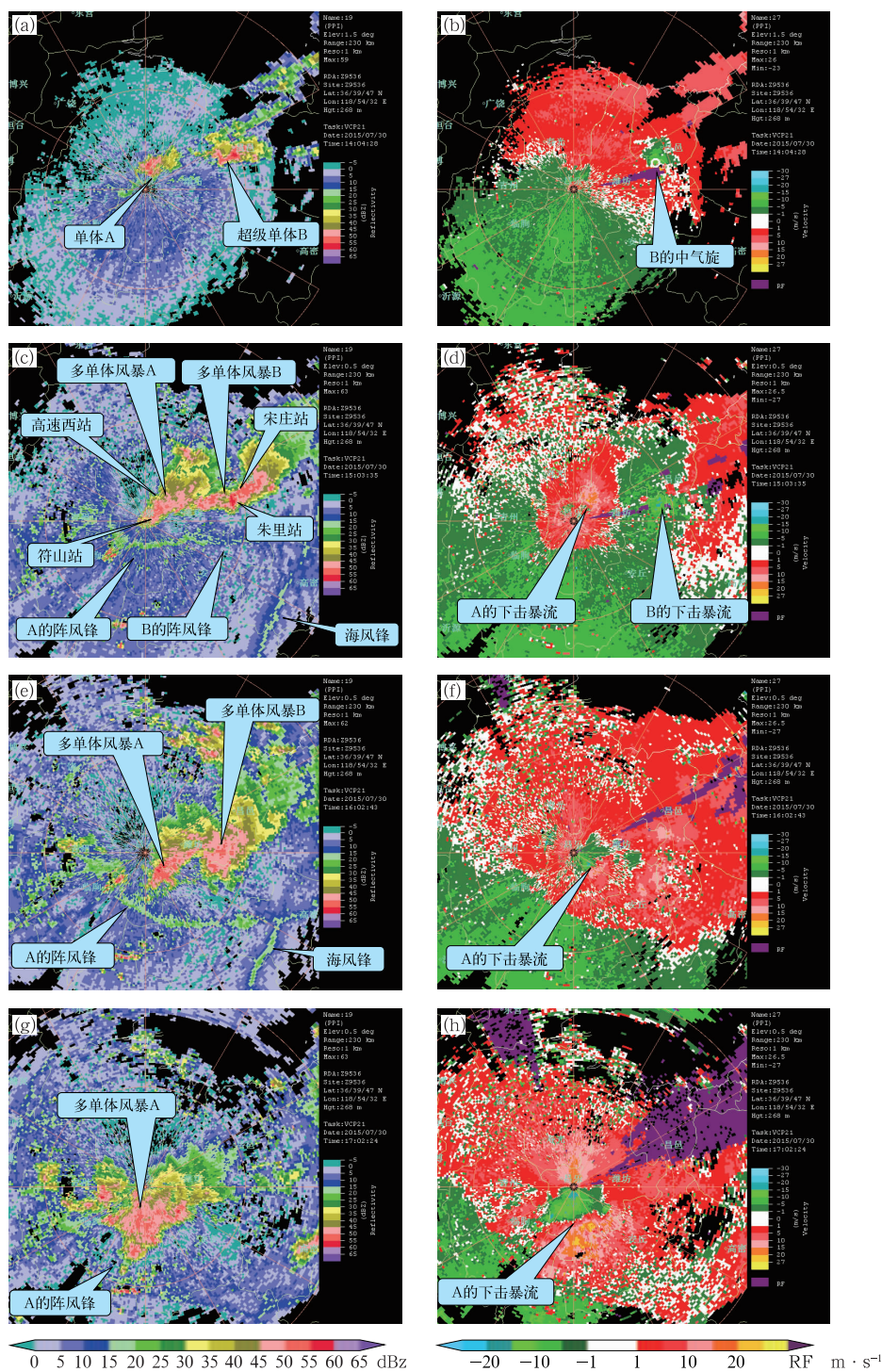


图 6 2015 年 7 月 30 日潍坊多普勒雷达(a,c,e,g)反射率因子和(b,d,f,h)径向速度

(a,b)14:04,(c,d)15:03,(e,f)16:02,(g,h)17:02

Fig. 6 Doppler radar (a, c, e, g) reflectivity factor and (b, d, f, h) radial velocity in Weifang at (a, b) 14:04 BT, (c, d) 15:03 BT, (e, f) 16:02 BT, and (g, h) 17:02 BT 30 July 2015

14—15 时,受单体 A 影响,高速西站降水量为 0.3 mm,最大阵风为 $18.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,气温下降 8.2°C ,受超级单体 B 影响,宋庄站降水量为 77.7 mm,最大阵风为 $25.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,气温下降 10.1°C 。结合潍坊多普勒雷达 0.5° 仰角径向速度可知,单体 A 和 B 产生了两股下击暴流(图 6d),形成了两个冷池,冷池的两条阵风锋向外扩展,逐渐将上述冷空气前沿辐合线合并。

由于环境大气低层为西南风,所以两条阵风锋在向外传播过程中主要在其西南方向不断触发新生对流单体,其余方向基本没有触发。新生单体沿风暴承载层平均风(风速为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南风)向东北方向平流,由于阵风锋的传播速度大于对流单体的平流速度,因此雷达上表现为对流单体跟随阵风锋向西南方向后向发展。

15 时 A 和 B 分别发展为两个多单体风暴(图 6c),产生的两股下击暴流的正负速度极值相距均为 3 km(图 6d),极值差分别为 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $29 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。15—16 时,受多单体风暴 A 影响,高速西站降水量为 0.9 mm,最大阵风风速为 $16.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,符山站降水量为 52.6 mm(符山站没有风向风速仪),受多单体风暴 B 影响,宋庄站降水量为 55 mm,最大阵风风速为 $24.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,朱里站降水量为 100.4 mm(朱里站没有风向风速仪)。16 时多单体风暴 A 和 B 形成的地面冷池最低气温分别为 24°C 和 22°C 。

从造成的降水强度、气温下降幅度、最大阵风和冷池最低气温来看,B 较 A 发展更强盛,形成的地

面冷池也更强,但由于环境大气低层为西南风,A 位于 B 的西偏南方向,更容易获得低层西南暖湿气流的输送和支持,因此 15—16 时 A 的阵风锋逐渐将 B 的阵风锋合并(图 6e),16—17 时 A 发展为具有一定组织化程度的多单体风暴,B 则减弱消亡(图 6g)。

由此也可见,在触发阶段,在环境深层垂直风切变中等偏弱的情况下,与对流系统传播密切相关的环境低层风向决定了对流的发展方向(Rotunno et al,1988;Corfidi,2003;俞小鼎等,2012;2020)。

另外,30 日下午冷空气前沿辐合线和阵风锋均与自青岛向潍坊缓慢移动的海风锋辐合线相遇(图 6g),触发对流,造成山东半岛出现强对流天气。

3.1.3 地面辐合线触发

除了上述冷空气前沿辐合线、阵风锋和海风锋外,30 日白天山东中西部维持一条准静止的地面辐合线,其性质和最初起源不是很清楚,该辐合线两侧分别为偏南风 and 偏北风,由于存在时间较长,辐合线附近逐渐形成 3 h 变压的负值中心和露点温度的大值中心,17 时 3 h 变压中心值为 -1.5 hPa (章丘站),露点温度中心值为 28°C (图 7),较强的负变压意味着将产生辐合上升运动,大的露点温度能够提供了对流发生所需的水汽。

位于该辐合线附近、鲁中山区北麓的济南风廓线雷达显示,16:30—17:30 低层 0.7 km 以下逐渐由南风转为北风(图略),表明辐合线北侧的偏北风加强,地面风场的辐合进一步加强,同时偏北风在鲁中山区地形的阻挡作用下,有利于产生上升运动,18 时开始辐合线上逐渐触发出局地对流(图 7)。

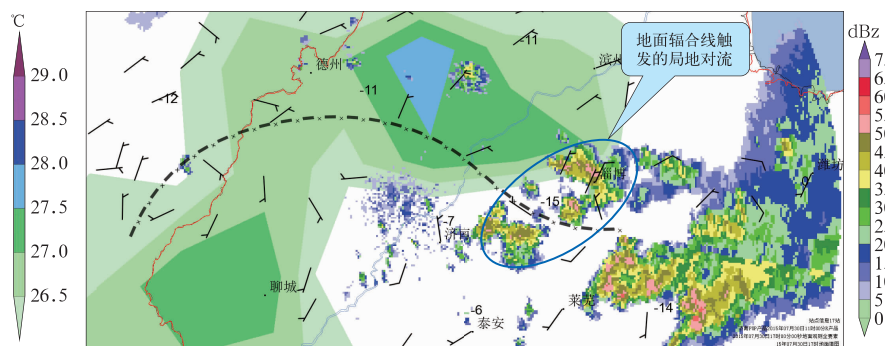


图 7 2015 年 7 月 30 日 17 时地面风场、辐合线、3 h 变压(数值,单位: hPa)、露点温度(左侧填色)和 19 时济南雷达反射率因子(右侧填色)

Fig. 7 Surface wind field, convergence line, 3 h allobar (values, unit: hPa), dew point temperature (colored on the left) at 17:00 BT and radar reflectivity factor (colored on right) in Jinan at 19:00 BT 30 July 2015

3.2 组织阶段

30 日 17—20 时,多单体风暴 A 的阵风锋继续向西南方向后向传播,潍坊多普勒雷达 VWP 产品

显示低层维持西南风,中层逐渐转为偏北风,西南风和偏北风的转变高度由 1.2 km 逐渐上升至 2.4 km (图略)。17 时对流系统垂直剖面(图 8b)显示阵风锋的高度约为 2 km,可知冷池的深度约为 2 km。因

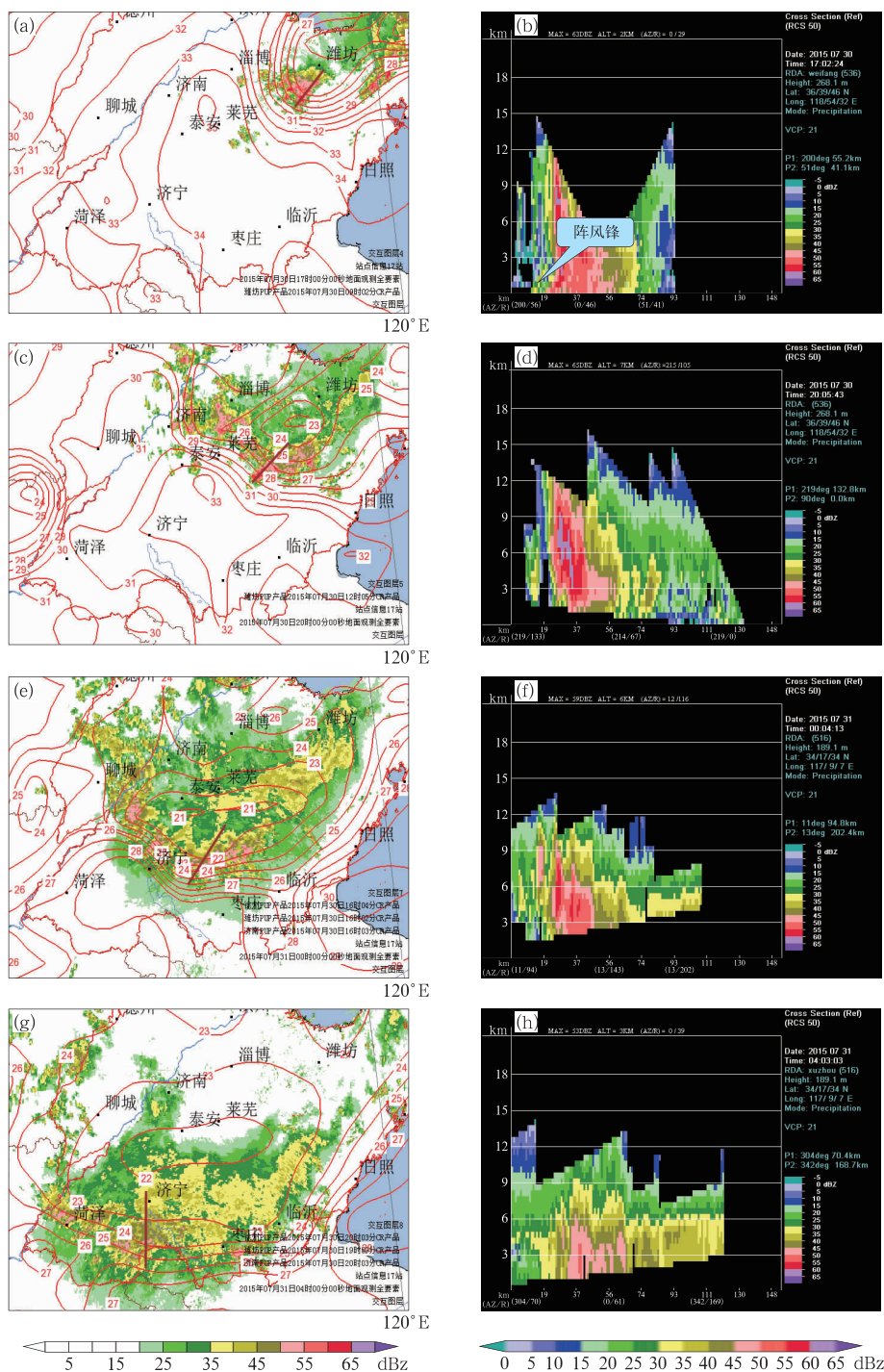


图 8 2015 年 7 月 30 日(a,b)17 时、(c,d)20 时、31 日(e,f)00 时和(g,h)04 时(a,c,e,g)对流系统组合反射率拼图(填色)、温度等值线(红线,单位:℃)和(b,d,f,h)沿图 8a,8c,8e,8g 中棕线的垂直剖面(剖面左侧为对流系统前进方向)
Fig. 8 (a, c, e, g) Composite reflectivity mosaic (colored), isotherms (red line, unit: °C) and (b, d, f, h) vertical section along the brown line in Figs. 8a, 8c, 8e, 8g of the convective system at (a, b) 17:00 BT and (c, d) 20:00 BT 30 July, and (e, f) 00:00 BT and (g, h) 04:00 BT 31 July 2015
(The left side of the section shows the advancing direction of the convective system)

此,阵风锋的传播方向与0~3 km垂直风切变的配置符合Wilson et al(1998)参照RKW理论建立的概念模型(图略),有利于对流的发展加强。

多单体风暴A的发展加强导致降水增强,17—20时每小时短时强降水站次由4站次增加至18站次,最大雨强由 $71.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 增加至 $89.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,降水蒸发冷却,导致冷空气不断下沉,加强了地面冷池,冷池前沿温度梯度由于日落导致环境温度整体下降而变化不大,但冷池范围逐渐扩张(图1), 22°C 等温线面积由近乎为 0 km^2 增加至 $4 \times 10^3 \text{ km}^2$,阵风锋得到维持和加强,继续与环境低层西南风产生辐合上升运动,触发新生对流,进一步加强多单体风暴A,形成了“对流发展—冷池加强—对流发展”的正反馈机制,同时0~6 km垂直风切变由 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增强至 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,将促使对流发展的上升气流和冷池加强的下沉气流分离开,延长了正反馈机制的作用时间。

20时多单体风暴A与地面辐合线触发的局地对流合并,发展为一条长约120 km、西北—东南向、组织结构较松散的LMCS(图8c)。沿前进方向的垂直剖面上,LMCS呈前倾结构,低层存在弱回波区,中高层存在回波悬垂,由于此时环境热力条件较好,对流发展旺盛,50 dBz强回波发展至11 km,中心强度为60~65 dBz(图8b,8d)。此阶段降水为大陆强对流型(俞小鼎等,2012;2020),尽管降水效率相对较低,但由于后向传播发展,仍能产生 $80 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的极端短时强降水。

3.3 维持阶段

3.3.1 雷达回波演变

30日20时至31日00时,LMCS转向西南偏南方向发展,组织结构逐渐紧密,尺度逐渐增大,同时后部出现层状云降水回波,31日00时达到最强,此时长度约为230 km。此阶段风暴承载层平均风为偏西风,与LMCS移动方向的交角超过 90° ,仍属于后向传播。

垂直方向,LMCS由前倾结构逐渐转为竖直结构,由于环境热力条件减弱,对流发展高度有所下降,31日00时50 dBz强回波发展至8 km,中心强度为55~60 dBz(图8f)。对流系统强中心高度的下降预示此阶段将产生较多的大风天气,降水逐渐

由大陆强对流型转变为热带海洋型,降水效率将明显提高。

3.3.2 维持机制

30日20时,500 hPa高空槽移至山东中部,槽后中层偏北风逐渐侵入山东中部,30日20时至31日00时潍坊和济南多普勒雷达VWP产品均显示中层偏北风风速逐渐增大,而低层维持偏南风(图略),导致0~6 km垂直风切变由 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 迅速增强至 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图1),这有利于LMCS的组织化加强。与此同时,地面冷池强度迅速增强,表现为冷池范围迅速扩张,冷池前沿温度梯度逐渐增大(图1),使得阵风锋与低层偏南风持续辐合,在阵风锋附近维持较强的垂直上升气流,不断触发新生对流。另外,低层偏南风、3 km偏北风的0~3 km垂直风切变配置对应于图9上的情况,仍有利于对流系统的进一步发展加强。

因此,在有利的阵风锋传播方向和0~3 km垂直风切变配置下,冷池与低层垂直风切变保持同步增强的动态平衡状态,0~6 km垂直风切变也逐渐增强,LMCS组织结构逐渐紧密,尺度逐渐增大,逐渐发展加强。

31日00时之后,LMCS从中部(济宁附近)断裂为东西两段(图8e),并逐渐转向正南方向发展,地面冷池受鲁中山区地形阻挡,主体滞留在山东中部,导致冷池前沿温度梯度迅速减小(图8g),冷池出流与低层偏南风辐合产生的上升气流迅速减弱。00—04时,环境大气低层1.5 km以下维持西南风,中高层3~7 km在东段维持远离多普勒雷达的西南风,在西段维持向着多普勒雷达的西北风(图略),在迅速减弱的冷池出流作用和不利0~3 km垂直风切变配置下,东段首先减弱消亡。垂直方向上,此阶段对流发展高度进一步降低(图8h),降水完全为热带海洋型。04时之后,西段移至徐州附近,徐州多普勒雷达VWP产品显示环境大气低层至中高层为一致的西南风(图略),此时冷池出流更弱,环境热力条件更差,西段迅速减弱消亡。

4 概念模型和强对流天气

综上所述,本次突发极端强降水过程对流系统的触发和组织形态演变可以归纳为图9的概念模型,浅薄冷空气自渤海侵入山东北部,势力减弱前在



图9 对流系统触发和演变的概念模型

Fig. 9 Conceptual model of triggering and evolution of convective system

潍坊触发出初始对流,在充足的水汽和热力条件下,迅速发展为多单体风暴,形成地面冷池,阵风锋向四周传播,与环境低层西南风相遇的部分继续触发对流,多单体风暴逐渐向西南方向后向传播发展,冷池加强对流风暴发展形成正反馈,冷池与环境低层垂直切变达到动态平衡状态,多单体逐渐发展为LMCS,且随着深层垂直风切变逐渐增强,LMCS结构逐渐紧密。当地面冷池受地形阻挡、滞留在鲁中山区后,阵风锋强度迅速减弱,LMCS断裂为东、西两段,在不利的垂直风切变配置下先后减弱消亡。

30日08时,山东中部章丘探空湿球温度 0°C 层高度为4.6 km,高度较高,有利于冰雹在下落过程中的融化,但由于对流单体发展为超级单体,导致50 dBz强回波发展至12.5 km,60 dBz强回波发展至9 km(图略),在盛夏季节记录到了30 mm的大冰雹。

对流系统在触发、组织和维持三个阶段均为传播导致的后向发展,且逐渐左移,整个生命史中产生的短时强降水站次远多于大风站次(图10),大风主要出现在地面冷池快速扩张、冷池前沿温度梯度最大的维持阶段,环境大气层结为条件不稳定层结,并且对流层中层存在明显干层,说明主要是强降水拖曳和干空气夹卷进入下沉气流使得雨滴蒸发降温,产生强烈的下沉气流,而动量下传和冷池密度流作用进一步叠加在下沉气流辐散风上,导致了较强的地面直线型大风。短时强降水主要出现在维持阶段和减弱阶段,与对流系统尺度逐渐增大、逐渐转变为低质心高降水效率的热带海洋型结构有关,但在各个阶段均能产生极端短时强降水。

2007年7月18日大暴雨过程的最大降水量和

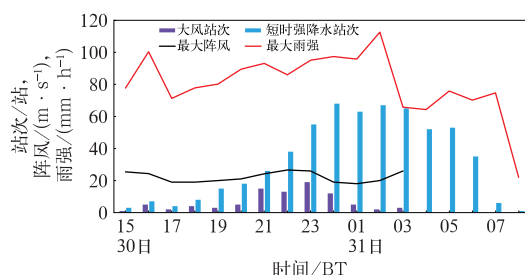


图10 2015年7月30日14时至31日08时对流系统产生的大风站次、短时强降水站次、最大阵风和最大雨强逐小时演变

Fig. 10 Hourly evolution of the number of gale stations, short-term heavy rainfall stations, maximum gust and maximum rain intensity generated by the convective system from 14:00 BT 30 to 08:00 BT 31 July 2015

小时雨强与本次过程相当,对流系统也发展为LMCS,也有明显的后向传播现象,不同的是7月18日过程天气尺度系统的强迫更明显,水汽和不稳定能量更充足(图3c),相应的LMCS主要由锋面对流构成,而本次过程的LMCS完全在暖区触发生成,因此预报难度更大。

5 结论与讨论

利用各种常规和加密观测资料,对一次由于触发机制不明显、对流发展方向异常导致预报偏差较大的暖区极端强降水过程进行了分析,重点分析了对流系统的触发和组织形态演变机理,得到以下结论:

(1)对流发生前,山东处于高空槽和副高之间,低层西南急流和地面辐合线稳定维持,水汽条件充足,订正后的探空表明午后热力条件明显增强,CAPE值较大,0~6 km和0~3 km垂直风切变中等,有利于组织化程度较高的深厚湿对流系统产生和发展,云图和雷达上呈现的水平对流卷进一步表明山东中南部的大气边界层有利于深厚湿对流的产生和发展,总体形势有利于山东出现以短时强降水为主的深厚湿对流。

(2)30日下午,850 hPa低涡引导近地层浅薄冷空气经渤海南下侵入山东北部,在潍坊附近触发初始对流,在充分的水汽和热力条件下迅速发展加强,产生地面冷池和阵风锋,阵风锋与环境低层西南风

构成的辐合上升运动触发更多对流,初始对流通过后向发展演化为具有一定组织化程度的多单体风暴。触发阶段环境深层0~6 km垂直风切变相对较弱,环境低层0~3 km垂直风切变对对流系统的发展方向起了决定作用。30日傍晚,阵风锋传播方向与低层0~3 km垂直风切变的配置符合RKW理论建立的概念模型,多单体风暴不断发展加强,降水增强,地面冷池加强,形成了对流发展和冷池加强的正反馈机制,同时逐渐增强的0~6 km垂直风切变使正反馈机制能够维持较长时间,多单体风暴发展为组织结构相对松散的LMCS。

(3)30日前半夜,地面冷池和环境低层垂直风切变保持同步增长的动态平衡状态,深层0~6 km垂直风切变继续增强,LMCS组织结构逐渐紧密,尺度逐渐增大,组织程度逐渐增强,垂直方向上LMCS由前倾结构转变为竖直结构,降水逐渐转为高效率的热带海洋型。31日凌晨之后,地面冷池受地形阻挡滞留在鲁中山区,导致阵风锋迅速减弱,LMCS断裂为东西两段,在不利的0~3 km垂直风切变配置下,东段和西段先后减弱消亡。

(4)本次过程对流系统在暖区触发,大部分时间为传播导致的后向发展,预报难度比2007年7月18日由沿着冷锋发展的LMCS导致的大暴雨过程大。RKW理论适用于解释本次LMCS的组织形成和维持,实际业务中可以利用加密区域自动气象站数据计算地面冷池的出流强度,多普勒雷达VWP产品可用于获取实时近风暴环境风场信息,对判断对流系统组织程度加强或减弱具有重要价值。

参考文献

- 陈明轩,王迎春,2012.低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J].气象学报,70(3):371-386. Chen M X, Wang Y C, 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 371-386 (in Chinese).
- 陈明轩,肖现,高峰,等,2016.基于雷达四维变分分析系统的强对流高分辨率模拟个例分析和批量检验[J].气象学报,74(3):421-441. Chen M X, Xiao X, Gao F, et al, 2016. A case study and batch verification on high resolution numerical simulations of severe convective events using an analysis system based on rapid-refresh 4-D variational radar data assimilation[J]. Acta Meteor Sin, 74(3): 421-441 (in Chinese).
- 陈涛,陈博宇,于超,等,2020.华南前汛期锋面对流系统和暖区对流系统的多尺度特征和集合预报敏感性对比分析[J].气象,46(9):1129-1142. Chen T, Chen B Y, Yu C, et al, 2020. Analysis of multiscale features and ensemble forecast sensitivity for MCSs in front-zone and warm sector during pre-summer rainy season in South China[J]. Meteor Mon, 46(9): 1129-1142 (in Chinese).
- 湛芸,吕伟琦,于超,等,2018.北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析[J].气象,44(1):15-25. Chen Y, Lv W Q, Yu C, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of warm sector torrential rainfall in North China[J]. Meteor Mon, 44(1): 15-25 (in Chinese).
- 崔新艳,陈明轩,秦睿,等,2021.对流初生机理的研究进展[J].气象,47(11):1297-1318. Cui X Y, Chen M X, Qin R, et al, 2021. Research advances in the convective initiation mechanisms[J]. Meteor Mon, 47(11): 1297-1318 (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 Mar Meteor, 37(3): 46-53 (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 Mar Meteor, 37(2): 96-101 (in Chinese).
- 侯淑梅,闵锦忠,刁秀广,等,2018.飑线发展过程中回波合并的特征分析[J].大气科学学报,41(3):367-376. Hou S M, Min J Z, Diao X G, et al, 2018. Analysis of echoes merging characteristics during squall line development process[J]. Trans Atmos Sci, 41(3): 367-376 (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).
- 梁建宇,孙建华,2012.2009年6月一次飑线过程灾害性大风的形成机制[J].大气科学,36(2):316-336. Liang J Y, Sun J H, 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009[J]. Chin J Atmos Sci, 36(2): 316-336 (in Chinese).
- 盛杰,郑永光,沈新勇,2020.华北两类产生极端强天气的线状对流系统分布特征与环境条件[J].气象学报,78(6):877-898. Sheng J, Zheng Y G, Shen X Y, 2020. Climatology and environmental conditions of two types of quasi-linear convective systems with extremely intense weather in North China[J]. Acta Meteor Sin, 78(6): 877-898 (in Chinese).
- 孙虎林,罗亚丽,张人禾,等,2011.2009年6月3—4日黄淮地区强飑线成熟阶段特征分析[J].大气科学,35(1):105-120. Sun H

- L, Luo Y L, Zhang R H, et al, 2011. Analysis on the mature-stage features of the severe squall line occurring over the Yellow River and Huaihe River basins during 3–4 June 2009[J]. *Chin J Atmos Sci*, 35(1): 105–120(in Chinese).
- 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. Sun M N, Wang X M, Hu L, et al, 2018. Study on initiation and propagation mechanism of a warm-sector torrential rain in North China[J]. *Meteor Mon*, 44(10): 1255–1266(in Chinese).
- 田付友, 郑永光, 张小玲, 等, 2018. 2017年5月7日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制[J]. *气象*, 44(4): 469–484. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang X L, et al, 2018. Structure, triggering and maintenance mechanism of convective systems during the Guangzhou extreme rainfall on 7 May 2017[J]. *Meteor Mon*, 44(4): 469–484(in Chinese).
- 万夫敬, 刁秀广, 2018. 两次 MCC 红外云图特征与天气实况异同性分析[J]. *气象*, 44(6): 759–770. Wan F J, Diao X G, 2018. Comparative analysis on cloud evolution features and weather of two MCCs[J]. *Meteor Mon*, 44(6): 759–770(in Chinese).
- 王俊, 2017. 线状中尺度对流系统的多普勒雷达统计特征分析[J]. *海洋气象学报*, 37(4): 25–33. Wang J, 2017. Study on Doppler radar features of linear mesoscale convective systems[J]. *J Mar Meteor*, 37(4): 25–33(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, 周小刚, 俞小鼎, 2013. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究[J]. *气象学报*, 71(5): 839–852. Wang X M, Zhou X G, Yu X D, 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures[J]. *Acta Meteor Sin*, 71(5): 839–852(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).
- 伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等, 2018. 2017年广州“5·7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J]. *气象*, 44(4): 485–499. Wu Z F, Cai J J, Lin L X, et al, 2018. Analysis of mesoscale systems and predictability of the torrential rain process in Guangzhou on 7 May 2017[J]. *Meteor Mon*, 44(4): 485–499(in Chinese).
- 杨吉, 郑媛媛, 夏文梅, 等, 2020. 东北冷涡影响下江淮地区一次飑线过程的模拟分析[J]. *气象*, 46(3): 357–366. Yang J, Zheng Y Y, Xia W M, et al, 2020. Numerical analysis of a squall line case influenced by northeast cold vortex over Yangtze-Huaihe River Valley[J]. *Meteor Mon*, 46(3): 357–366(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: 413. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al, 2020. Thunderstorm and Severe Convection Approach Forecast[M]. Beijing: China Meteorological Press: 413(in Chinese).
- 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. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. *Acta Meteor Sin*, 70(3): 311–337(in Chinese).
- 岳治国, 牛生杰, 梁谷, 2008. 陕西渭北中尺度对流系统组织模型及灾害分析[J]. *南京气象学院学报*, 31(3): 395–402. Yue Z G, Niu S J, Liang G, 2008. Structure models and disaster analyses of mesoscale convective systems in Weiwei area of Shaanxi Province[J]. *J Nanjing Inst Meteor*, 31(3): 395–402(in Chinese).
- 张琴, 孟伟, 朱敏, 等, 2017. 2016年6月13–14日山东强对流天气过程的中尺度特征及成因分析[J]. *海洋气象学报*, 37(4): 101–112. Zhang Q, Meng W, Zhu M, et al, 2017. Characteristics and cause analysis of the strong convection weather processes in Shandong during 13–14 June 2016[J]. *J Mar Meteor*, 37(4): 101–112(in Chinese).
- 卓鸿, 赵平, 任健, 等, 2011. 2007年济南“7.18”大暴雨的持续拉长状对流系统研究[J]. *气象学报*, 69(2): 263–276. Zhuo H, Zhao P, Ren J, et al, 2011. A study of the permanently elongated convective system during the heavy torrential rain event over Jinan on 18 July 2007[J]. *Acta Meteor Sin*, 69(2): 263–276(in Chinese).
- Anderson C J, Arriitt R W, 1998. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993[J]. *Mon Wea Rev*, 126(3): 578–599.
- Blanchard D O, 1990. Mesoscale convective patterns of the southern high plains[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 71(7): 994–1005.
- Corfidi S F, 2003. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. *Wea Forecasting*, 18(6): 997–1017.
- 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.
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B, 1985. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations[J]. *J Atmos Sci*, 42(22): 2381–2403.
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B, 1987. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics[J]. *J Atmos Sci*, 44(8): 1180–1210.
- Gallus W A Jr, Snook N A, Johnson E V, 2008. Spring and summer severe weather reports over the midwest as a function of convective mode: a preliminary study[J]. *Wea Forecasting*, 23(1): 101–113.
- Geerts B, 1998. Mesoscale convective systems in the Southeast United States during 1994–95: A survey[J]. *Wea Forecasting*, 13

- (3):860-869.
- Jirak I L, Cotton W R, McAnelly R L, 2003. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development[J]. *Mon Wea Rev*, 131(10):2428-2449.
- Maddox R A, 1980. Mesoscale convective complexes[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 61(11):1374-1387.
- Rigo T, Llasat M C, 2007. Analysis of mesoscale convective systems in Catalonia using meteorological radar for the period 1996 — 2000[J]. *Atmos Res*, 83(2-4):458-472.
- 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.
- Schuesser H H, Houze R A Jr, Huntrieser H, 1995. The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland[J]. *Mon Wea Rev*, 123(7):2070-2097.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 133(4):961-976.
- Shibagaki Y, Yamanaka M D, Shimizu S, et al, 2000. Meso- β to - γ -scale wind circulations associated with precipitating clouds near Baiu front observed by the MU and meteorological radars[J]. *J Meteor Soc Japan*, 78(1):69-91.
- Thorpe A J, Miller M J, Moncrieff M W, 1982. Two-dimensional convection in non-constant shear; a model of mid-latitude squall lines[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 108(458):739-762.
- Wilson J W, Crook N A, Mueller C K, et al, 1998. Nowcasting thunderstorms; a status report[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 79(10):2079-2100.

(本文责编:王婷波)