

许长义, 卜清军, 黄安宁, 2022. 环渤海湾连续两条阵风锋的关联与成因分析[J]. 气象, 48(6): 729-745. Xu C Y, Bu Q J, Huang A N, 2022. Analyses on correlation and causes for the consecutive thunderstorm gust fronts over the Bohai Sea Bay [J]. Meteor Mon, 48(6): 729-745 (in Chinese).

环渤海湾连续两条阵风锋的关联与成因分析^{*}

许长义¹ 卜清军¹ 黄安宁²

¹ 天津市滨海新区气象局, 天津 300457

² 南京大学大气科学学院, 南京 210023

提 要: 为加深对雷暴阵风锋多样性的认识, 利用多普勒天气雷达、风廓线雷达、边界层气象铁塔、地面加密自动观测资料结合 VDRAS 系统分析场资料, 对比分析了 2016 年 6 月 10 日渤海湾连续出现的两条阵风锋的差异及相互联系。结果表明: 两条阵风锋的结构存在明显差异, 阵风锋 1 前沿强切变位置形成近地层 γ 中尺度涡旋, 边界层和对流层低层的西南暖湿气流沿阵风锋 1 输送到雷暴母体; 阵风锋 2 呈现两支强入流的典型动力结构, 一支位于其后侧边界层内呈强东北入流, 另一支位于前侧对流层低层呈强西南入流, 两支流分别构成阵风锋前侧反环流和后侧正环流圈。冷池与低层垂直风切变的配置对阵风锋的发展维持起到重要作用。阵风锋 1 后部冷池强度相对较弱, 低层垂直风切变强于冷池传播速度, 雷暴单体具有向冷区倾斜的层云结构, 不利于系统的发展加强; 阵风锋 2 后部冷池发展强盛, 冷池传播速度强于低层垂直风切变, 雷暴单体内的上升气流更加竖直, 从而促进雷暴单体加强发展。阵风锋前沿 γ 中尺度涡旋和后部冷池存在相互影响及内在关联, 近地层 γ 中尺度涡旋的碰撞, 增强了两条阵风锋之间的辐合抬升, 同时配合冷池的合并增强, 加剧了低层不稳定, 有利于维持上下层旋转, 形成较强的水平涡度, 从而导致对流风暴快速加强发展并演变为弓形回波。

关键词: 阵风锋, 冷池, 低层垂直风切变, γ 中尺度涡旋

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.040202

Analyses on Correlation and Causes for the Consecutive Thunderstorm Gust Fronts over the Bohai Sea Bay

XU Changyi¹ BU Qingjun¹ HUANG Anning²

¹ Binhai New Area Meteorological Office of Tianjin, Tianjin 300457

² School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023

Abstract: To understand more about the diversities of thunderstorm gust fronts, based on Doppler radar data from Tianjin and Cangzhou, wind profiler radar data from Xiqing and Huanghua, Tianjin Meteorological Tower, surface observations data, as well as VDRAS data, this paper comparatively analyzes the causes and correlation of two consecutive gust fronts that occurred in the Bohai Sea Bay on 10 June 2016. The results show that the structures are quite different between these two gust fronts. For the first gust front (GF I), the near-surface meso- γ scale vortices tended to appear along the leading of GF I, and the strong southwesterly warm-humid air flows from boundary layer and lower-level were transported to the thunderstorm along GF I. For the second gust front (GF II), dynamic structure was characterized by two strong inflows. One was boundary layer rear northeast inflow at 150—750 m height, another strong southwest

^{*} 天津市自然科学基金项目(18JCQNJC09400)和天津市海洋气象重点实验室开放基金项目(2020TKLOMYB02)共同资助

2021 年 3 月 9 日收稿; 2022 年 4 月 11 日收修定稿

第一作者: 许长义, 主要从事强对流天气预报技术研究. E-mail: xusupergirl@163.com

通讯作者: 卜清军, 主要从事灾害性天气预报分析技术研究. E-mail: fuwuoke2003@aliyun.com

inflow was at 990—2190 m height. The two inflows induced two separated vertical clockwise circulations at the front and rear of GF II. The configuration of cold pool and low-level vertical wind shear played an important role in formation and maintenance of these two gust fronts. The strength of cold pool at the rear of GF I is relatively weak, and the 0—3 km vertical wind shear was stronger than the propagation speed of cold pool. The thunderstorm inclined to a stratiform cloud structure, which was not conducive to further development. Comparatively, for GF II, the cold pool developed stronger, the propagation of cold pool was more than the 0—3 km vertical wind shear, thus the updraft in the thunderstorm was more vertical, resulting in intensified storm. Meanwhile, the interaction and inherent correlation between meso- γ scale vortex and cold pool were also obvious. Due to the collision of meso- γ scale vortices, strong low-level convergence and updraft occurred between the two front gusts. Moreover, the consolidation of the two cold pools aggravated low-layer instability, which increased the rotation of the upper and lower layers, and formed strong horizontal vorticity, finally leading to the rapid strengthening of convective storm and evolution into bow echo.

Key words: gust front, cold pool, low-level vertical wind shear, meso- γ scale vortex

引 言

渤海湾地区地形复杂,对流的新生、加强和减弱是短时临近预报的重点,也是难点。一场局地性、突发性强对流天气不仅会导致沿海城市的交通瘫痪,而且会给港口安全生产作业带来严重隐患。夏季对流新生常常会引起局地短时强降水、雷暴大风、冰雹、龙卷等灾害性天气(崔新艳等,2021;万夫敬等,2021)。雷暴出流边界或外流边界也称阵风锋,是常见的对流触发条件(Wilson and Schreiber, 1986; Wilson and Mueller, 1993; Wilson and Megenhardt, 1997; Wilson and Roberts, 2006; 俞小鼎等, 2020),尤其是在暖季雷暴多发期。另外,阵风锋与对流系统的加强和减弱也有密切关系(Fritsch and Vislocky, 1996; Wilson and Megenhardt, 1997; 俞小鼎等, 2012)。由于阵风锋不仅本身会导致大风等灾害性天气,同时阵风锋触发的对流有时也会带来恶劣天气,具有强致灾性。因此,阵风锋的研究对掌握灾害性天气的发生发展规律、提升临近预警能力具有积极意义(俞小鼎和郑永光, 2020)。

阵风锋作为边界层内不稳定触发因子之一,在对流风暴的局地新生及演变中发挥着重要的作用(陈明轩等, 2017)。席宝珠等(2015)总结了学者对阵风锋开展的相关研究,阐明了阵风锋的空间结构、类型及其特征,提出了阵风锋的主观识别方法。何娜等(2020)对北京及周边地区阵风锋过程进行统计分析,发现有 67% 的阵风锋过程能够触发对流,表明阵风锋对雷暴具有较强的抬升触发能力。

陶岚等(2016a)系统地研究了上海地区的移动型阵风锋,根据阵风锋生成的时段以及与母体雷暴的相互作用和影响分为两类:一类出现在雷暴发展、成熟阶段,阵风锋与雷暴保持一定距离同向运动,雷暴母体通常伴有高悬的后侧入流急流,生命史超过 2 h; 另一类出现在雷暴的减弱、消亡阶段,出现后逐渐远离雷暴,雷暴母体通常伴有从雷暴系统后侧倾斜向下正好达到雷暴前侧阵风锋处的后侧入流急流。阵风锋过境后地面具有明显的辐散特征(Klingbe et al, 1987; 刁秀广等, 2011),锋前则有辐合特征,阵风锋附近能够观测到上升运动(Browning et al, 2007; Harrison et al, 2009; Karan and Knupp, 2009; Quan et al, 2014)。吴举秀等(2017)对阵风锋及锋后大风演变特征进行分析,指出风暴后部入流导致更强的下沉气流,从而在地面产生更强的下击暴流。郑丽娜和刁秀广(2016)分析华北飚线阵风锋特征发现阵风锋首先产生在飚线的强雷暴群前,并随着飚线的增强而增强。此外,冷池与阵风锋强度和维持直接相关,冷池在阵风锋形成过程中起主导作用(岳彩军等, 2016; 雷蕾等, 2021),对于阵风锋形成过程中冷池演变特征的认识仍需要进一步深入分析。

另一方面,阵风锋形成机制复杂,既能在其边界上产生致灾强风,也能触发新生雷暴单体,与对流系统之间存在着相互作用和相互影响的复杂关系。阵风锋移动过程中,导致雷暴近环境的垂直风切变增大、地面辐合强度增强,从而促进周边雷暴的新生和加强(陶岚等, 2016b)。郑艳等(2017a)认为阵风锋对对流风暴的正反馈作用、对流风暴前侧的暖湿入流与后侧冷池出流,三者自组织结构是多单体风暴

维持和加强的主要原因。海风锋、阵风锋等边界层辐合线在海南文昌 EF2 级龙卷形成过程中起决定性作用,下沉气流导致的出流相遇在海风锋辐合线上触发了龙卷母云体(王秀明和俞小鼎,2019)。超级单体南侧的阵风锋与东移飑线阵风锋相遇而加强地面辐合,有助于低层中气旋获得拉伸旋转加速而形成龙卷(郑艳等,2017b)。Trapp and Weisman (2003)、Markowski and Richardson(2010)和 Wakimoto et al(2016)的数值模拟研究表明,冷池前沿的斜压水平涡管受下沉气流倾斜影响可能形成近地面 γ 中尺度涡旋,阵风锋前沿的强切变位置也会形成近地面 γ 中尺度涡旋。由此可见,阵风锋在对流风暴新生、发展和维持过程中起着重要的作用,且维持对流风暴的方式迥异,因而不同特征的阵风锋发展维持机制也需要做进一步研究。

2016 年 6 月 10 日,我国渤海湾地区连续出现两条雷暴阵风锋,造成天津、河北多个国家级气象观测站出现 8 级以上雷暴大风,两条阵风锋及其后部冷池演变特征复杂。本文在对比分析两条阵风锋的结构差异特征基础上,着重讨论两条阵风锋的内在联系及其与冷池演变的关系,以期加深对阵风锋多样性的科学认识,为今后类似过程的短时临近预警提供参考。

1 资料介绍

(1)天津塘沽站和河北沧州站两部 CINRAD/SA 多普勒天气雷达逐 6 min 体扫观测资料,用于分析阵风锋的回波特征和径向速度特征。

(2)天津西青站 CFL-16 对流层 I 型和河北黄骅站的 CFL-03B 型风廓线雷达数据,时间分辨率为 6 min,用于分析阵风锋的垂直气流结构特征。

(3)天津边界层气象铁塔资料,风向、风速、温度和湿度的高度层次为 5、10、20、30、40、60、80、100、120、140、160、180、200、220 和 250 m,时间分辨率为 1 min,用于分析阵风锋的近地层热力、动力结构特征。

(4)VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System)资料,该系统由北京城市气象研究院研发,通过快速刷新四维同化技术和三维数值云模式,实现同化京津冀地区 4 部(北京、天津、石家庄、秦皇岛)S 波段天气雷达和 2 部(张北、承德)C 波段天气

雷达的反射率因子和径向速度,同时融合京津冀区域 5 min 地面自动站观测资料和 BJ-RUC v2.0 数值模式结果,分析输出低层的动力场和热力场以及与之相关的解释应用产品。其中系统的三维云模式采用考虑温度冷却影响的暖云参数化方案,该资料为非静力模式输出资料。本文采用的资料水平分辨率为 5 km,垂直分辨率为 400 m,时间分辨率为 18 min,用于揭示阵风锋发展过程中冷池的发展演变特征。为了验证 VDRAS 反演物理量的准确性, Sun et al(2010)已利用风廓线雷达和地基微波辐射仪资料,分别对 VDRAS 反演的风场和温度场进行相关检验的结果表明,风速偏差小于 $-1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,均方根误差小于 $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风向偏差小于 20° ,均方根误差小于 45° ;对于低层温度来说,偏差小于 -1.9°C ,均方根误差小于 2.8°C ,虽与实际有一定偏差,但均在合理范围之内。此外,对 VDRAS 系统反演结果的可靠性已经过验证(陈明轩等,2012; 2016; 肖现等,2015)。

(5)京津冀地区加密自动站观测资料,要素包括降水、风向、风速、气压、露点温度和气温等,时间分辨率为 1 h,用于分析近地面层中尺度环境。

(6)NCEP-FNL($1^\circ \times 1^\circ$)再分析资料,时间分辨率为 6 h,水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,垂直方向为 31 层,资料的时间段为 2016 年 6 月 10 日 08 时至 11 日 08 时(北京时,下同),用于分析天气尺度背景及环境条件。

2 实况及环流背景

2.1 天气实况

2016 年 6 月 10 日下午到傍晚,渤海湾地区出现大范围雷暴、冰雹和短时强降水等强对流天气,以 8 级以上的雷暴大风为主要特征,其中 10 级以上大风主要出现在渤海湾南岸,最大风速出现在黄骅海事局码头,达到 $29.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (11 级)。另外,有 10 个自动站观测到冰雹,最大冰雹直径为 8 mm。此次强对流天气导致受灾严重,特别是天津滨海新区茶淀街葡萄种植业遭受严重损害,受灾面积达 367 hm^2 ,直接经济损失为 2840 万元¹。

¹源自 2016 年民政部统计数据。

这次灾害性大风先后受南北两条阵风锋影响,图1为6月10日14—23时渤海湾地区国家级自动站瞬时风速 $\geq 17.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的实况分布和两条阵风锋移动路径。雷达资料显示(图略),14—17时造成北京中南部雷暴大风的系统为超级单体风暴,其最大反射率因子超过65 dBz。从图中可见,第一条阵风锋(称为阵风锋1)于17时形成于天津西北部,19时移入渤海湾西岸,维持约2 h,造成渤海湾西岸8~9级雷暴大风,其中国家级自动站最大风速出现在西青站,风速为 $17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,出现时间为18:23。第二条阵风锋(称为阵风锋2)于20时在河北中部形成,23时移入渤海湾南岸,维持近3 h,造成渤海湾南岸10~11级雷暴大风,其中国家级自动站最大风速出现在黄骅站,风速为 $24.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,出现时间为21:28。

为了进一步了解两条阵风锋经过时气象要素的变化特征,分别选取阵风锋移动路径上的西青、黄骅两个国家级气象观测站逐5 min观测资料以探讨阵风锋过境前后地面气象要素演变特征。阵风锋1过境时,西青站首先表现为气压上升,随后风向突变(南风突转为西北风),温度和露点温度骤降,地面温度露点差高达 15.4°C (图2a),表明近地层并无充分的水分供应,阵风锋1过境后5 min西青站出现8级灾害性大风。与经典阵风锋模型(Goff, 1976; Mahoney III, 1988)不同,阵风锋2过境时,黄骅站表现为温度和露点温度骤降,地面温度露点差为 3.3°C (图2b)。气压涌升后迅速下降,出现雷暴“高压鼻”现象,平均风速增强至 $15.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,瞬时风速达到 $24.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

2.2 天气背景

如图3所示,矩形为此次过程的主要影响区域。10日08时,500 hPa蒙古冷涡稳定维持(图3a),渤海湾处于冷涡东南部的西南偏西气流,风速约为 $22 \sim 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。850 hPa上(图3b)处于暖脊($19 \sim 20^{\circ}\text{C}$)前缘和低空西南急流(风速为 $20 \sim 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)左前方,伴随低空急流的发展有暖湿舌向北发展。中层入侵的干冷空气叠加在低层暖湿空气之上,导致850 hPa与500 hPa的温度差超过 28°C ,“上干冷下暖湿”的结构有利于形成强对流天气发生发展所需的不稳定能量条件(王秀明等, 2014; 郑永光等, 2017)。14时地面图上津冀交界出现气旋性涡旋(图3c),并配合强暖湿中心(温度 $\geq 33^{\circ}\text{C}$,比湿

$\geq 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$),与渤海冷中心之间形成高温度梯度带,这些都表明该区域大气低层温湿条件的改善进一步增加了对流不稳定能量。

6月10日08时北京站探空资料显示850 hPa与500 hPa温差达到 27°C 。1000~850 hPa为湿层,而800~500 hPa为干层,本文利用700、500、400 hPa三层的平均温度露点差代表对流层中上层干空气强度。08时对流层中上层干空气强度高达 20°C ,存在明显干层,且对流层中层为强风区(500 hPa风速达 $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),有利于大动量气块的夹卷。下沉对流有效位能(DCAPE,图3d,600 hPa开始)达到 $1153.9 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,表明具有强下沉气流和大风产生的潜势(McCann, 1994; 王秀明等, 2012)。对流有效位能(CAPE)从08时的 $365 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增大到14时的 $2179 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,08—14时CAPE的增幅及14时CAPE均较大,有利于不稳定对流天气的发展。

雷暴大风的形成与强烈的下沉气流及动量下传有关(张琳娜等, 2018),一般而言,对应于下沉气流夹卷区的环境水平风越强,动量下传对地面大风的贡献越大(俞小鼎等, 2012)。本文采用高晓梅等(2018)给出的风暴承载层平均风的计算方法,由850、700、500和300 hPa平均风矢量的绝对值表示。通过计算,“6·10”过程风暴承载层平均风速达 $16.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (表1),对流风暴移动速度较快,动量下传效率高,有助于雷暴大风的产生和增强。此外,08时0~6 km垂直环境风切变为 $22.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,属于强垂直风切变。随着高空冷涡的南下,强垂直风切变与上升气流之间的相互作用产生了抬升作用,增强中层干冷空气吸入,加强了风暴中下沉气流和低层冷空气外流,出现阵风锋,使得对流系统长时间维持。

3 两条阵风锋结构特征的异同点

从天津多普勒天气雷达 1.5° 仰角反射率因子图可以看出(图4a),18:18强回波中心位于距雷达中心西北方向35~40 km,向东南方向移动前沿25 km附近出现窄带回波,即为阵风锋1,其最强阵风流出强度为 $10 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略),发展高度达1.7 km。雷暴母体1回波顶高维持在14~16 km,反射率因子核心强度维持在55~65 dBz。根据对流风暴的运动方向沿着雷达径向 330° 方向的垂直

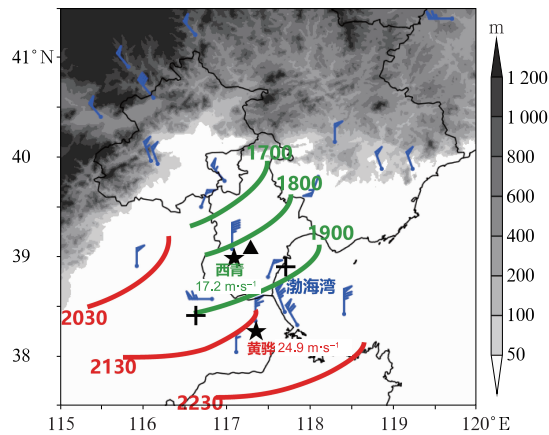


图 1 2016 年 6 月 10 日 14—23 时渤海湾国家级自动站极大风速实况分布和两条阵风锋路径 (灰色为地形高度;“★”表示风廓线雷达位置,“+”表示多普勒雷达位置,“▲”表示天津气象铁塔位置;绿色、红色字体分别标注阵风锋 1、阵风锋 2 导致的极大风速出现时间、地点和数值)

Fig. 1 Gust front tracks and distribution of observed maximum wind speed in Bohai Sea Bay from 14:00 BT to 23:00 BT 10 June 2016 (gray shaded: topography, ★: Wind Profiler, +: Doppler Radar, ▲: Tianjin Meteorological Tower; green font: the first gust front, red font: the second gust front)

剖面可见,雷暴前沿的出流位于 2 km 以下,雷暴母体具有中层径向辐合(mid-altitude radial convergence, MARC)特征(图 4c, 黑色椭圆),并伴有高悬的后侧入流急流(rear inflow jet, RIJ),RIJ 达到对流风暴前沿始终维持在 4~8 km 高度附近,最大速度为 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。阵风锋 1 将其前侧近地层-边界层暖湿空气抬升至 2 km 高度以上,并沿阵风锋输送到雷暴母体中,使得雷暴母体稳定维持。

天津边界层气象铁塔数据经过严格质量控制,风场和温湿场资料合理可靠(刘敬乐等,2020),并在近年的强对流天气过程中得到验证(Quan et al, 2014;许长义等,2017;吴进等,2018)。天津铁塔观测到阵风锋 1 的边界层气象要素变化如图 5 所示。阵风锋 1 过境时塔层整层为偏南风,风速不超过 $5.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,塔层整层依旧为干暖气流控制。阵风锋 1 过境 13 min 后塔层整层转为偏北风,近地层开始剧烈降温,最强降温率首先表现在塔层低层,之后迅速上传至塔层高层(图 5b)。注意到,阵风锋 1 过境后温度变化率最大值从塔层低层 30 m 向上传播至塔层顶层。18:25—18:29,短短 4 min 内降温达 $4 \sim 5^\circ\text{C}$,为整个过程最强降温幅度,相对湿度增加幅度达 $10\% \sim 16\%$ 。阵风锋过境造成的降温幅度超过其雷暴母体造成的降温幅度。

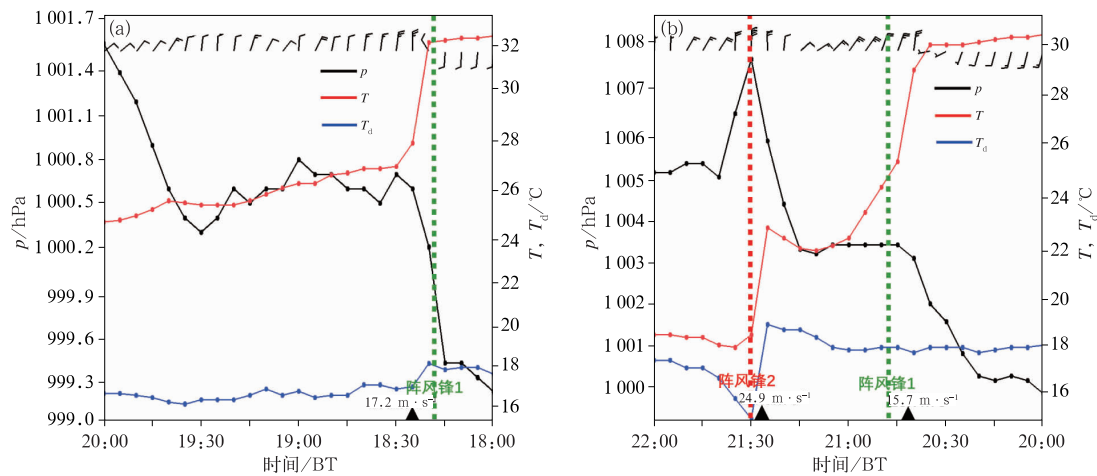


图 2 2016 年 6 月 10 日(a)西青、(b)黄骅自动站气象要素随时间的变化 (“▲”表示出现极大风速时刻,数值表示极大风速,绿色和红色虚线分别表示阵风锋 1 和阵风锋 2 过境时刻)

Fig. 2 Variations of surface pressure, temperature, dew point temperature and wind from the automatic weather observations at (a) Xiqing Station and (b) Huanghua Station on 10 June 2016 (“▲”: occurrence time of the maximum wind speed, green and red dashed lines: the time of the first and second gust fronts passing by, respectively)

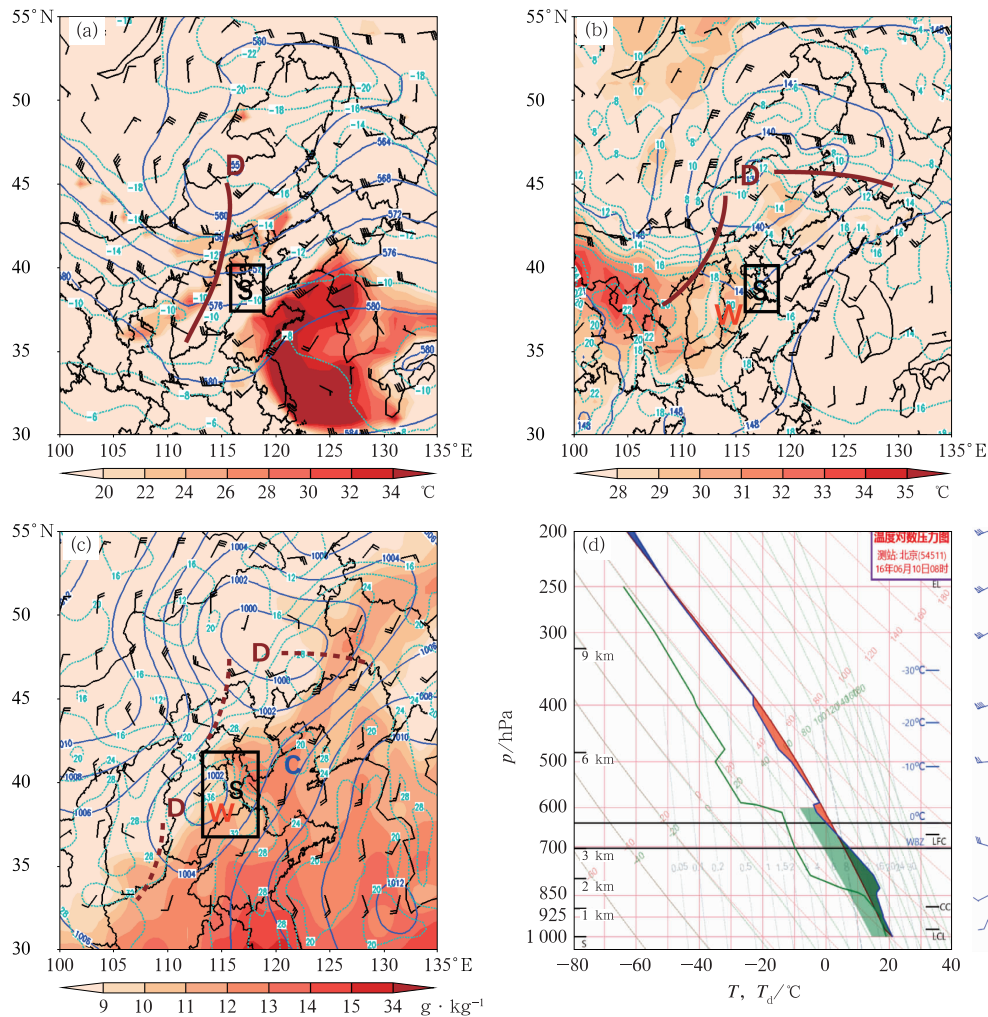


图 3 2016 年 6 月 10 日 08 时(a)500 hPa 和(b)850 hPa 等压面图,14 时(c)地面图以及(d)北京探空

(图 3a~3c 中, D、W、C 分别表示低压、暖中心、冷中心, 标有 S 的矩形区域表示对流系统的发生区域; 虚线为等温线, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 图 3a, 3b 中, 蓝实线为等高线, 单位: dagpm, 粗实线为槽线或切变线; 图 3a 中填色为温度露点差, 图 3b 中填色为 850 hPa 与 500 hPa 温度差; 图 3c 中, 蓝实线为等压线, 单位: hPa, 填色为地面以上 2 m 高度处的比湿, 粗虚线为地面辐合线; 图 3d 中绿色阴影为 DCAPE 区)

Fig. 3 Synoptic setting at (a, b) 08:00 BT and (c, d) 14:00 BT 10 June 2016

(a) 500 hPa geopotential height (blue line, unit: dagpm), isotherm (dotted line, unit: $^{\circ}\text{C}$), depression of the dew point (colored), trough line (red line); (b) 850 hPa geopotential height (blue line, unit: dagpm), isotherm (dotted line, unit: $^{\circ}\text{C}$), temperature difference between 850 hPa and 500 hPa (colored), shear line (red line); (c) surface pressure field (blue line, unit: hPa), 2 m temperature (dotted line, unit: $^{\circ}\text{C}$), 2 m specific humidity (colored), surface convergence line (red dashed line); and (d) sounding in Beijing

(in Figs. 3a–3c, D: low pressure, W: warm center, C: cold center, rectangular: place with MCS; in Fig. 3d, green shaded: DCAPE)

表 1 2016 年 6 月 10 日北京探空站环境要素特征表

Table 1 Variations of environmental parameters at Beijing Sounding Station

时间/BT	850 hPa 与 500 hPa 温差/ $^{\circ}\text{C}$	CAPE /($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	DCAPE /($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	0~6 km 风矢量 差/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	风暴承载层平均 风速/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	对流层中上层 干空气强度/ $^{\circ}\text{C}$
08	27	365	1154	22.8	16.5	20
14	32	2179	1268	22.5	20	17.7

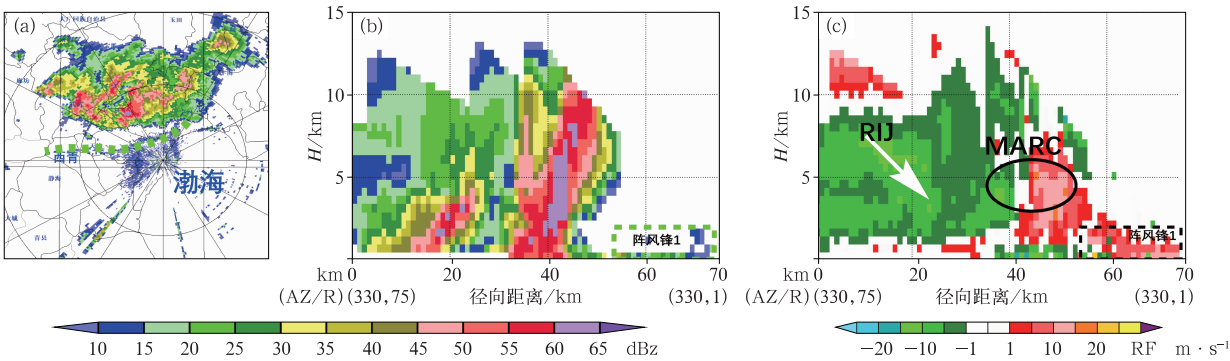


图 4 2016 年 6 月 10 日 18:18 天津雷达(a)1.5°仰角基本反射率因子,沿 330°方向的(b)反射率因子和(c)径向速度剖面
(图 4a 中绿色虚线表示阵风锋 1;图 4c 中白色箭头表示后侧入流急流,下同;黑色椭圆表示中层径向辐合)
Fig. 4 (a) Base reflectivity factors at elevation 1.5°, (b) reflectivity cross-section and (c) radial velocity cross-section along the direction of 330° for Tianjin Radar at 18:18 BT 10 June 2016
(in Fig. 4a, green dashed: first gust front; in Fig. 4c white arrow: RIJ, the same below; black ellipse: MARC)

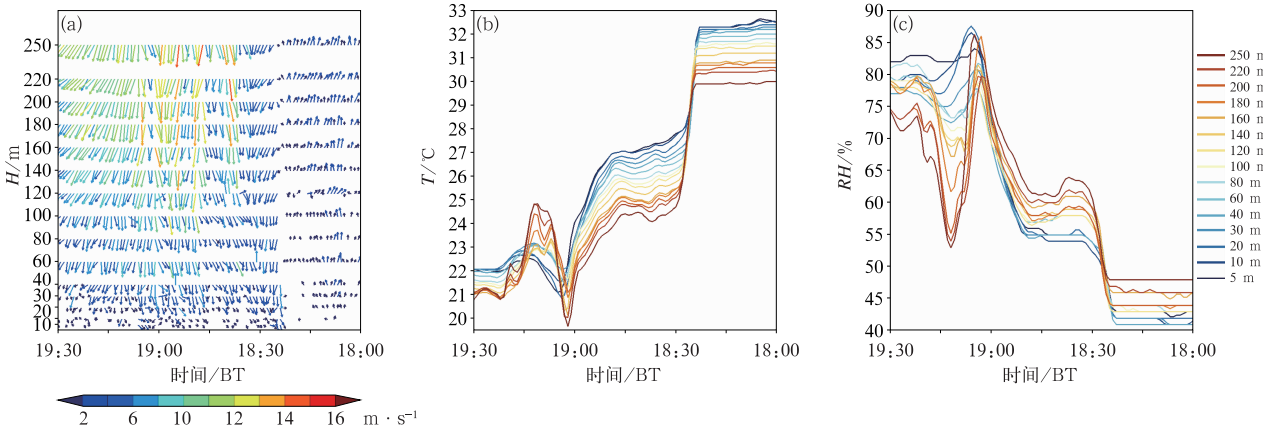


图 5 2016 年 6 月 10 日 18:00—19:30 天津边界层气象铁塔不同高度层逐分钟气象要素时间演变
(a)水平风场,(b)温度,(c)相对湿度
Fig. 5 Temporal variation of minutely meteorological elements at different heights of Tianjin Meteorological Tower from 18:00 BT to 19:30 BT 10 June 2016
(a) horizontal wind, (b) temperature, (c) relative humidity

从河北沧州多普勒天气雷达 1.5°仰角反射率因子可以看出(图 6a),10 日 21:42 阵风锋 2 呈东西向,其对应的雷暴母体 2 的反射率因子核心强度维持在 60~65 dBz,55 dBz 以上的强反射率因子核心伸展至 11 km 高度。区别于阵风锋 1 的 RIJ 结构,阵风锋 2 的 RIJ 通过将干冷的中层空气引导到地面,加强了对流风暴的下沉运动(Smull and Houze, 1987)。阵风锋 2 与雷暴母体 2 的距离逐渐增大,尾部位于雷暴母体移动方向的右前侧,并且东移过程中弓形结构更加明显。阵风锋 2 引发的最强地面大风位于其移动方向的北端,其垂直伸展高度达 2.6 km(图 6b),明显高于阵风锋 1 的垂直伸展高

度。

4 两条阵风锋垂直气流特征的异同点

4.1 风廓线雷达资料可用性分析

为检验风廓线雷达资料的可用性,选取两次雷暴过程中风廓线雷达与上游对流系统影响的探空站风场进行对比检验。从图 7 可知,两部风廓线雷达风场在低层差异较高层的略大(王栋成等,2019),除 150 m 附近西青站与北京站风向差异大于 30°、3 km 附近黄骅站与邢台站风向差异超过 60°外,其他层次

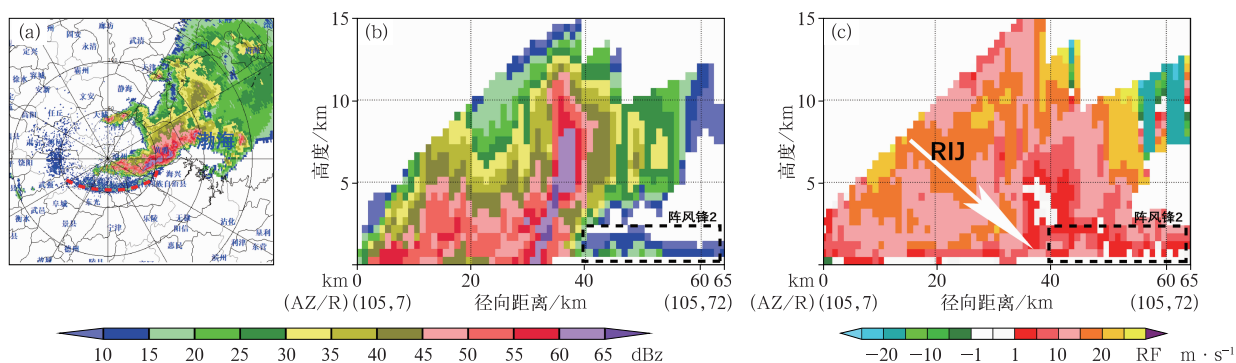


图 6 2016 年 6 月 10 日 21:42 沧州雷达(a)1.5°仰角基本反射率因子,
沿 105°方向的(b)反射率因子和(c)径向速度剖面
(图 6a 中红色虚线表示阵风锋 2,下同)

Fig. 6 (a) Base reflectivity factors at elevation 1.5°, (b) reflectivity cross-section and
(c) radial velocity cross-section along the direction of 105° for Cangzhou Radar at 21:42 BT 10 June 2016
(in Fig. 6a, red dashed line; the second gust front, the same below)

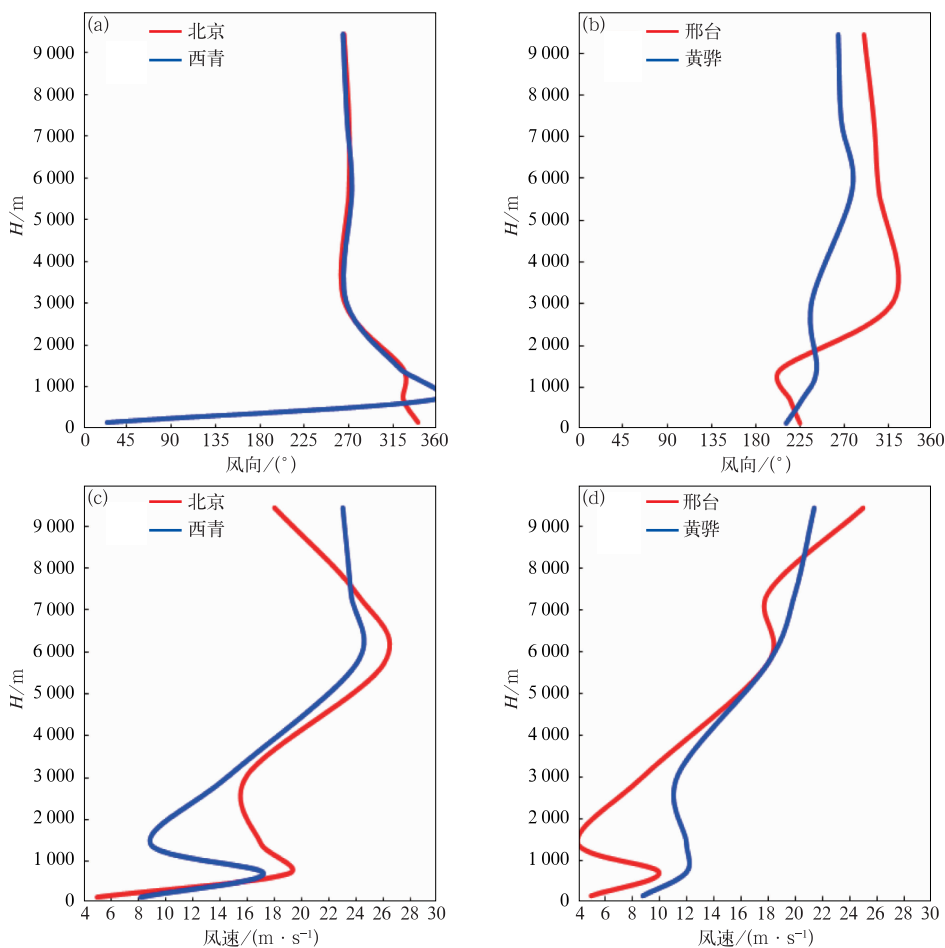


图 7 2016 年 6 月 10 日 20 时(a,c)西青风廓线雷达与北京探空站,
(b,d)黄骅风廓线雷达与邢台探空站的(a,b)风向,(c,d)风速对比

Fig. 7 Comparison of (a, b) wind direction and (c, d) wind velocity (a, c) between
Beijing Sounding and Xiqing Wind Profiler Radar, and (b, d) Xingtai
Sounding and Huanghua Wind Profiler Radar at 20:00 BT 10 June 2016

风向、风速基本一致。总体上看,两部风廓线雷达与探空站风向、风速大体一致,表明此次雷暴期间风廓线雷达水平风场数据可用。

在有降水的情况下,风廓线雷达测得的垂直速度是空气和雨滴两者垂直运动之和(马建立等, 2015)。本次过程西青站 20:00 前和黄骅站 21:40 前均未出现降水,故未对所用风廓线雷达垂直速度进行订正。

4.2 两条阵风锋垂直气流差异特征

基于天津多普勒天气雷达 1.5° 基本反射率因子判断阵风锋 1 移入西青站时间为 18:18(图 4a), 从西青站风廓线雷达水平风场和垂直速度演变可知(图 8a),此时对流层中层(3~7 km)处于西风气流控制,平均强度为 $18.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,但始终未下传,对流层低层(1.5~3 km)西南暖湿气流平均强度达 $12.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。下沉速度扩散至 990 m 高度附近,上升速度自 6.5 km 高度附近下传至 1 km 以下, 18:24,上升和下沉运动同时达到最强,分别在 2.3 km 和 5.7 km 达到 $1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $1.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,此时西青站出现 $17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的灾害性大风。注意

到阵风锋 1 过境 5 min 后对流层中层下沉气流开始下传,西青站出现灾害性大风,说明其最大阵风不是阵风锋本体造成的,而是阵风锋过境后造成的。阵风锋 1 过境时,下沉气流还未达到地面,随着阵风锋后部强下沉气流达到地面,出现灾害性大风。

从黄骅站风廓线雷达风场演变可知(图 8b),阵风锋 2 过境前,对流层中层有冷空气再次补充,干冷气流平均强度增强至 $21.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,21 时前后对流层中层大风速核($28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)开始逐渐下传,较雷暴大风的出现提前约 30 min,整层均处于西北气流控制。21:24,上升和下沉运动同时达到最强,分别在 2.5 km 和 3.5 km 达到 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $2.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。阵风锋 2 作为辐散气流的前沿,其边界层对应下沉运动,对流层低层为上升运动,阵风锋顶高对应上升速度最大值。与 Goff(1976)分析的经典阵风锋垂直气流结构相比,阵风锋 2 呈现出两支强入流气流为典型特征的动力结构:其后侧 150~750 m 的边界层内则为强烈的东北入流($18.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),对应下沉运动;前侧 990~2190 m 的对流层低层为强烈的西南入流($20.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),对应上升运动。

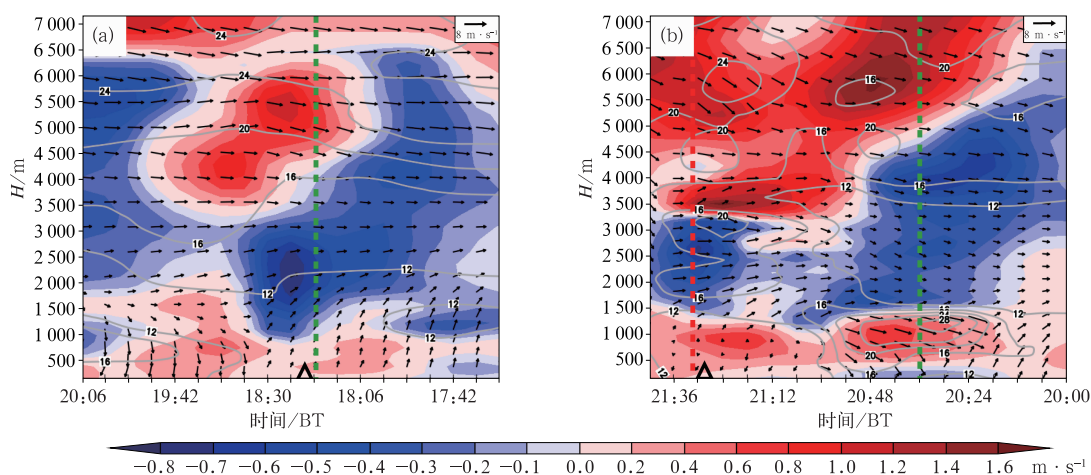


图 8 2016 年 6 月 10 日(a)17:30—20:06 西青站和(b)20:30—21:48 黄骅站 150~7160 m 高度的水平风场(风矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、全风速(灰色实线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及垂直速度廓线(填色)

(“Δ”表示出现极大风速时刻,绿色、红色虚线分别表示阵风锋 1、阵风锋 2 过境时刻)

Fig. 8 Profiles of horizontal wind field (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), speed (gray solid line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (colored) at (a) Xiqing Station from 17:30 BT to 20:06 BT and (b) Huanghua Station from 20:30 BT to 21:48 BT at 150—7160 m height on 10 June 2016

(“Δ” denotes the time with maximum wind speed, green and red dashed lines denote the time of the first and second gust fronts passing by, respectively)

5 冷池与阵风锋结构变化对比分析

阵风锋的发展演变及其造成地面大风的强度仍是当前短时临近预报业务的难点之一。利用VDRAS反演资料和加密自动站资料分析阵风锋与冷池的关系及其造成地面大风强度差异的原因。

5.1 冷池的演变及联系

阵风锋的发展维持与冷池的发展密切相关。从地面要素变化可以看出,10日18时对流风暴中心开始出现大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水,与阵风锋1伴随的近地层冷池1造成地面1 h正变压达3 hPa,负变温达 12°C ,冷池边界后部形成辐散性风场,冷池前部为暖湿入流造成的负变压区(图9a)。

19时随着阵风锋1东移入海,出现锋前负变压、锋后正变压和尾流负变压的中尺度气压场特征,强回波朝着负变压中心发展。阵风锋两侧变温梯度达 $1.9^\circ\text{C} \cdot (10 \text{ km})^{-1}$,变压梯度达 $1.7 \text{ hPa} \cdot (10 \text{ km})^{-1}$,地面大风速区出现在等压线和等温线梯度大值区。

20时随着对流风暴衍生的新冷池2与原有冷池1逐渐扩展靠近,两个冷池前沿的两条阵风锋发生碰撞。与阵风锋1不同,阵风锋2并无锋前负变压和尾流负变压现象(图9c)。21时冷池2进一步扩展增强,造成地面1 h正变压中心达4.5 hPa(图9d)。阵风锋2两侧变温梯度达 $1.3^\circ\text{C} \cdot (10 \text{ km})^{-1}$,变压梯度为 $0.6 \text{ hPa} \cdot (10 \text{ km})^{-1}$,地面大风速区出现在负变温大值区(图9e)。

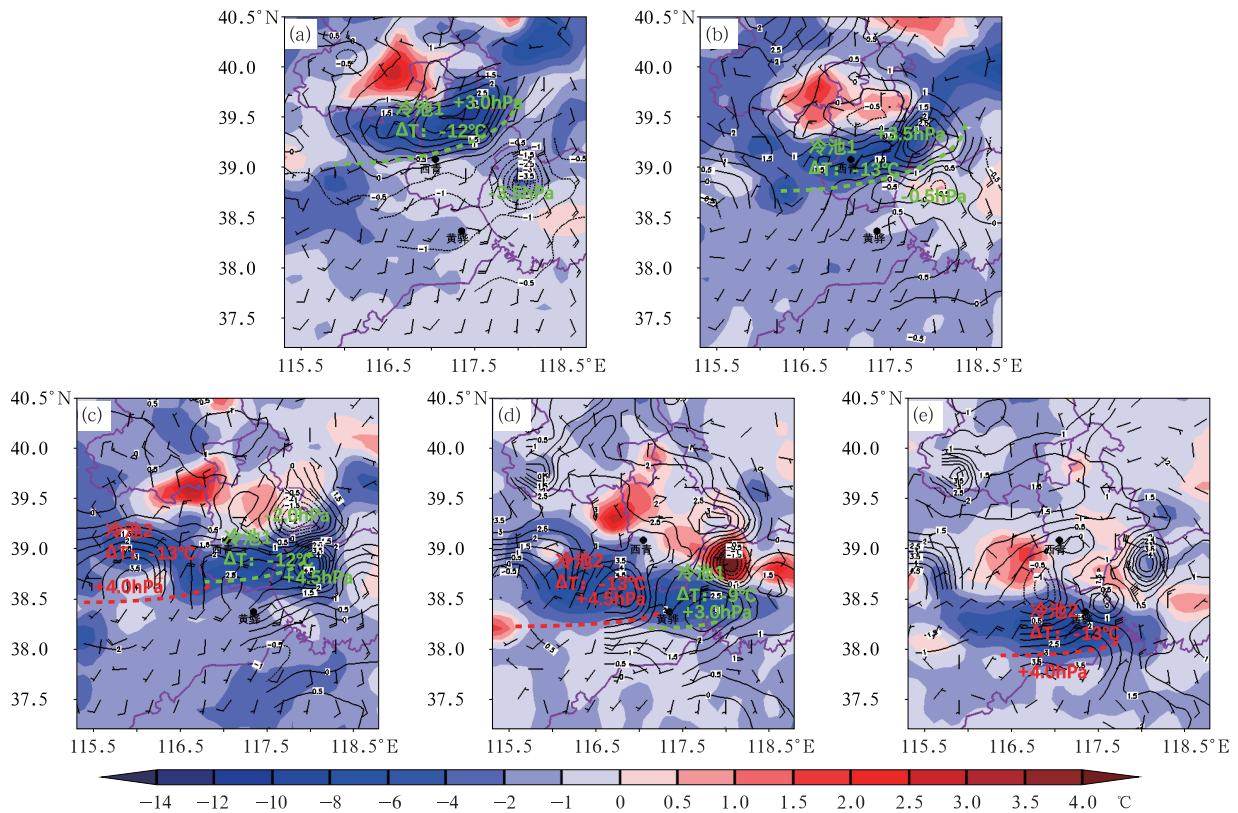


图9 2016年6月10日地面加密观测的1 h变压(等值线,单位:hPa,间隔0.5 hPa)、变温(填色)和风场

(a)18时,(b)19时,(c)20时,(d)21时,(e)22时

(绿色、红色字体分别表示阵风锋1、阵风锋2)

Fig. 9 Surface 1 h allobar (contour, unit: hPa, with 0.5 hPa interval), variable temperature (colored) and wind field densely observed on 10 June 2016

(a) 18:00 BT, (b) 19:00 BT, (c) 20:00 BT, (d) 21:00 BT, (e) 22:00 BT

(green font: the first gust front, red font: the second gust front)

5.2 冷池与近地层 γ 中尺度涡旋的演变特征

为了进一步探讨阵风锋发展维持机制,本文利用VDRAS系统反演的热力场和动力场研究冷池与阵风锋的相对位置和强弱(陈明轩等,2011)。从图10a看出,阵风锋1在200 m高度为西南风,强度达到 $10\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,将近地层暖湿气流不断输送到雷暴发展区域,雷暴单体形成冷池1及其前沿明显的出流边界,冷池中心的最低扰动温度为 -2.5°C ,扰动温度梯度呈弧形结构,阵风锋1前沿存在强烈的暖湿抬升,最大上升速度达 $1.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。注意到阵风锋1前沿最强切变位置存在多个近地层 γ 中尺度气旋性涡旋中心(图10a,10b数字标注),最强涡度值为 $2.8\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,其水平尺度为 $5\sim 15\text{ km}$,垂直伸展至1 km高度(图略),对应位置多普勒天气雷达识别出相应中尺度气旋。20时阵风锋2出现,两条阵风锋前沿的 γ 中尺度气旋性涡旋逐渐靠近,20:36两条阵风锋碰撞,受对流风暴下沉气流和较

强环境西南风场影响,两冷池之间形成强烈的辐合抬升区, γ 中尺度气旋性涡旋合并并迅速增强,其最大强度达 $3.4\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ (图10d),最大伸展厚度达1.4 km(图略)。随着时间推移,阵风锋2在200 m高度处的环境西南风转为东南风(图10e),将近地层冷湿气流不断输送至雷暴发展区域,形成强冷池及其前沿明显的出流边界,冷池中心的最低扰动温度增强为 -3.5°C ,冷池增强导致边缘处存在较强的风切变,有利于维持上下层旋转,形成较强的水平涡度,低层辐合辐散场上能够明显看到与出流边界对应的低层辐合带,最大辐合上升速度达 $1.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。从扰动温度可以看出,与渤海湾西岸和南岸的两个风暴相伴随的冷池都在不断加强,并逐渐扩展和靠近(图10d),使得渤海湾南岸的低层暖湿空气不断被抬升,形成了有利于风暴加强的动力条件,而冷池前沿两条阵风锋的碰撞又加剧了这种低层的不稳定,从而导致对流风暴快速加强发展并演变为弓形回波(图6a)。

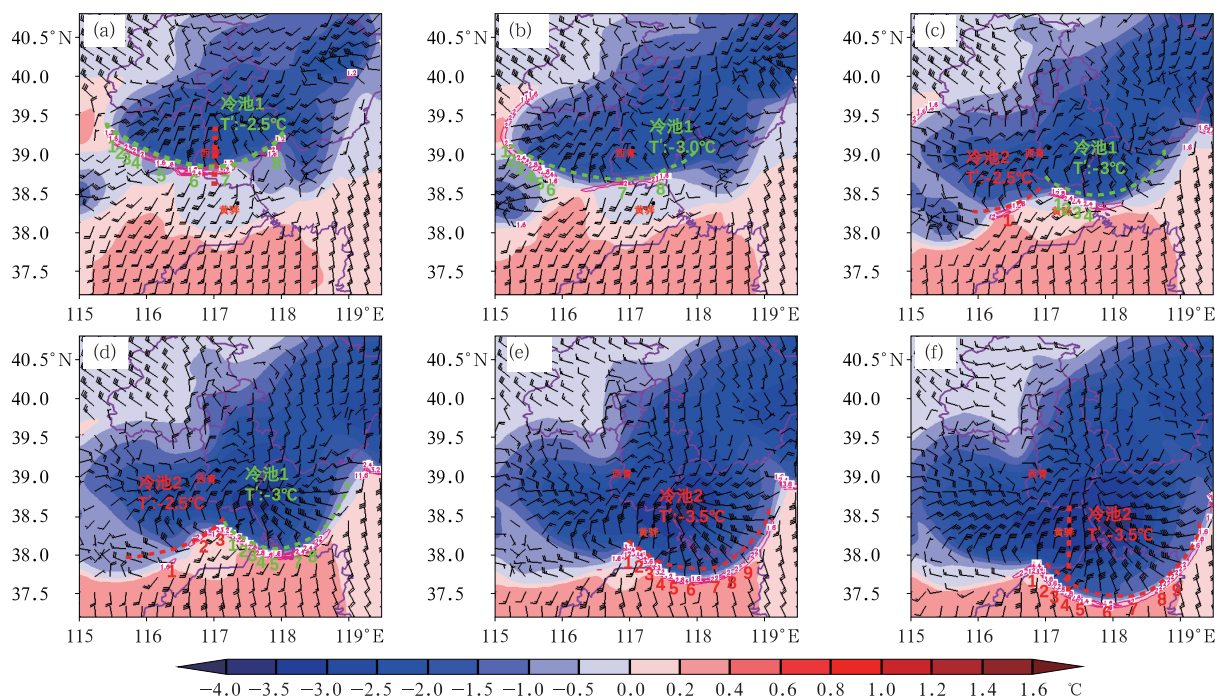


图10 2016年6月10日VDRAS资料反演的200 m高度水平风场、扰动温度(填色)和涡度(红色实线,单位: $10^{-5}\cdot\text{s}^{-1}$)

(a)18:12,(b)19:12,(c)20:00,(d)20:36,(e)21:12,(f)21:42

(绿色、红色虚线分别表示阵风锋1、阵风锋2,绿色、红色数字分别表示

其前沿 γ 中尺度涡旋;图10a和10f中的红色铅直虚线为图12剖面路径)

Fig. 10 The VDRAS wind perturbation temperature (colored) and vorticity (red solid line, unit: $10^{-5}\cdot\text{s}^{-1}$) at 200 m height on 10 June 2016 (a) 18:12 BT, (b) 19:12 BT, (c) 20:00 BT, (d) 20:36 BT, (e) 21:12 BT, (f) 21:42 BT

(Green and red fonts are the first and the second gust fronts; green and red numbers represent γ -meso scale vortices along the leading edges, respectively; in Figs. 10a, 10f, red vertical dashed line indicates the section path in Fig. 12)

5.3 冷池与低层垂直风切变的配置对阵风锋发展维持作用

根据 RKW 理论 (Rotunno et al, 1988; Weisman et al, 1988; Weisman and Rotunno, 2004), 当冷池传播速度与对应低层垂直切变 (一般取 $\Delta U_{0\sim 3\text{ km}}$) 相当时, 对流风暴将稳定发展。其中冷池传播速度 (C) 可认为是二维密度流的传播速度 (Benjamin, 1968), 假设冷池具有扰动位温 ($\Delta\theta$)、厚度为 H , 则冷池传播速度可按照冷池造成的气压扰动进行估计:

$$C^2 = 2g \frac{-\Delta\theta}{\bar{\theta}} H = 2g \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} H = 2 \frac{\Delta p}{\bar{\rho}}$$

式中: g 是重力加速度, $\bar{\theta}$ 是平均位温, $\Delta\rho$ 是冷池内外密度变化, Δp 为冷池内外气压变化, $\bar{\rho}$ 为地面空气的平均密度。根据上式, 利用地面自动站观测 10 min 间隔变压和风廓线雷达资料计算两条阵风锋发展演变过程中冷池强度和对应的低层垂直风切变强度。如图 11a 所示, 阵风锋 1 发展初期, 地面冷池相对较弱, 冷池传播速度仅为 $5.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 弱于西青站低层垂直风切变 ($\Delta U_{0\sim 3\text{ km}} = 12.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), $C/\Delta U = 0.46$, 雷暴系统具有向冷区倾斜的层云结构 (陈涛等, 2020), 此阶段低层风切变占主导地位。18:20 后地面冷池迅速发展增强, 18:25 冷池传播速度达到 $18.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $C/\Delta U = 1.3$, 冷池传播速度将领先于风暴的移动速度, 导致风暴入流被切断, 不利于系统的进一步发展。

与阵风锋 1 不同, 阵风锋 2 发展初期, $C/\Delta U = 2.1$ (图 11b), 此时地面冷池起驱动作用, 在阵风锋形成过程中占主导地位。之后低层垂直风切变迅速

增大, 21:20, $C/\Delta U \approx 1$, 此时雷暴单体发展最为强盛 (纪彬等, 2020), 在此状态下冷池密度流向外扩展速度加快, 导致雷暴母体与阵风锋之间的距离增大 (图 6a), 使得发展旺盛的雷暴单体在其上游产生的垂直上升运动有一定的发展空间。21:30 冷池传播速度达到峰值 ($31.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), 雷暴单体内的上升气流更加竖直, 有利于低层湿空气直接经阵风锋抬升至凝结高度并进入雷暴单体内, 从而促进雷暴单体的进一步发展, 这也进一步说明了两条阵风锋的强度差异原因。冷池传播速度峰值比地面灾害性大风强度 ($24.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) 偏强 1 个量级。

5.4 两条阵风锋之间的联系

从上述分析可以看出, 由于两条阵风锋前沿近地层 γ 中尺度气旋性涡旋的合并及迅速加强, 配合两冷池之间形成强烈的辐合抬升区, 使得对流风暴附近的低层暖湿空气不断被抬升, 形成了有利于风暴新生加强的动力条件, 而两条阵风锋的相互作用 (碰撞), 加剧了这种低层的不稳定, 从而导致雷暴母体 2 在渤海湾南岸附近快速加强。雷达观测显示, 雷暴母体 2 的组织化发展过程发生在 20:48—22:18, 21:12 雷暴母体 1 前沿阵风锋 1 末端触发的新生单体与西南方向传播与西段对流系统前沿阵风锋 2 相遇, 相遇处对流存在快速增强过程, 最大反射率因子从 45 dBz 增强至 63 dBz, 垂直液态水含量值从 $35\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 迅速跃增至 $65\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。阵风锋 2 成为连接两条对流系统的“桥”, 最终雷暴母体 2 演变为弓形回波。而阵风锋 1 逐渐远离雷暴母体 1, 入流气流被切断, 造成雷暴母体 1 强度减弱。

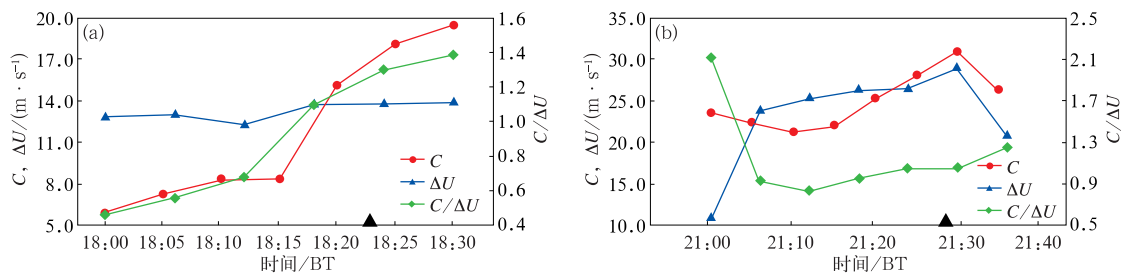


图 11 2016 年 6 月 10 日 (a) 阵风锋 1 和 (b) 阵风锋 2 的冷池传播速度、
0~3 km 垂直风切变及两者比值的时间演变
(“▲”表示出现极大风速时刻)

Fig. 11 Time series of the speed of cold pool (C , unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), 0—3 km
AGL vertical wind shear (ΔU , unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and $C/\Delta U$
during the passage of (a) the first gust front and (b) the second gust front
(▲: the time with maximum wind speed)

6 阵风锋形成机制及概念模型对比分析

为了更好地说明冷池与环境风场的相互配合对阵风锋的发展维持机制,分别沿两条阵风锋移动方向做水平风速、散度和 V-W 合成风场垂直剖面图(图 12)。这里规定沿冷空气到暖空气一侧顺时针垂直环流为正环流(记为 P),逆时针垂直环流为反环流(记为 A)。两条阵风锋的垂直气流结构均以其前侧反环流圈 A 和后侧正环流圈 P 为典型特征,区别在于垂直环流圈的伸展高度和强度。阵风锋 1 后侧垂直环流圈伸展高度约 1.8 km,与雷达观测到的最大发展高度(1.7 km)基本吻合。后侧出流支位于对流层低层(2.6~3.4 km)。0.6 km 以下表现为辐散下沉特征,辐散中心强度为 $-0.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,0.2~1.4 km 表现为辐合特征,辐合中心强度为 $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,下沉运动与锋后上升运动结合构成垂直环流,其上升支在 1.5 km 和 0.6 km 附近最大

上升速度和下沉速度分别为 $3.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。阵风锋后 0.2 km 高度附近最大水平风速达 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,与其造成的地面最大阵风风速基本持平。

从 VDRAS 反演结果来看,阵风锋 2 在 1.4 km 以下表现为辐合特征(图 12b),辐合中心强度为 $2.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,下沉运动与锋后上升运动结合构成垂直环流,上升支伸展高度约 2.6 km。0.2 km 辐散中心强度达 $-1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,0.9 km 附近最大下沉速度为 $0.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,下沉辐散强度强于阵风锋 1。0.2 km 高度附近最大水平风速达 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 12b),略大于地面观测到的最大阵风风速($24.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。区别于经典阵风锋垂直结构(Goff, 1976; Mahoney III, 1988),阵风锋 2 呈现两支强入流为典型特征的动力结构:一支位于阵风锋后侧的边界层内(150~750 m)呈强东北入流($18.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),另一支位于阵风锋前侧对流层低层(990~2190 m)呈强西南入流($20.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),两支入流分别构成阵风锋前侧反垂直环流圈和后侧正垂直环流

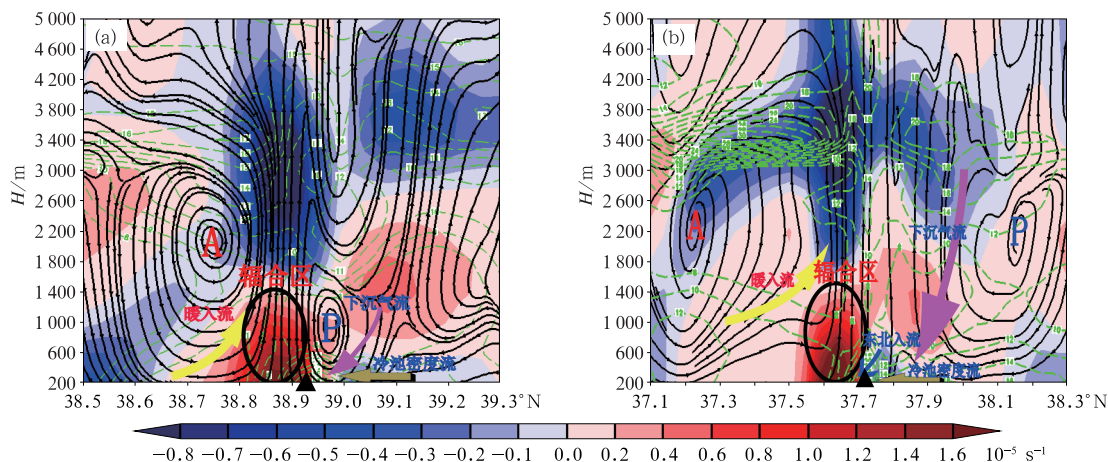


图 12 VDRAS 反演的 2016 年 6 月 10 日(a)18:12 沿图 10a,(b)21:42 沿图 10f 中红色铅直虚线的水平风速(绿色虚线, $\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、散度(填色)、V-W 合成风场

(黑色流线, W 放大 50 倍)的垂直剖面

(▲代表阵风锋所在位置,粉色箭头表示下沉气流,黄色箭头表示暖入流,

黑色椭圆表示辐合区, A 和 P 分别表示逆时针和顺时针垂直环流圈)

Fig. 12 Cross-sections of the VDRAS retrieved horizontal wind speed

(green dashed line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), divergence (colored) and V-W

(black stream line, W being amplified 50 times)

along (a) 117.05°E at 18:12 BT and (b) 117.35°E at 21:42 BT on 10 June 2016

(▲: the position of gust front, pink arrow: the downward flow, yellow arrow: the warm inflow,

black ellipse: convergence zone, A: anticlockwise vertical circulation, P: clockwise vertical circulation)

圈。在这一过程中,阵风锋 2 前后两侧不同高度、不同性质的两支入流加强,造成垂直环流和垂直风切变随之加强,即 5.3 节提到的 0~3 km 垂直风切变增大本质上是阵风锋雷暴母体发展反馈的结果,也是驱动雷暴入海发展加强的重要因素。

结合两条阵风锋的结构特征对照表(表 2)可知,阵风锋 1 过境时,首先表现为气压上升,然后是温度、露点温度骤降以及风向风速变化,垂直伸展高度约 1.8 km,大风出现在阵风锋过境后 5 min,是强冷空气堆下沉与近地层暖湿空气形成的气压和温度梯度密集区在水平和垂直方向上的不连续界面造成的;阵风锋 2 过境时,同时表现温度、露点温度骤降、风速骤增和“高压鼻”现象,垂直伸展高度高于典型阵风锋(2.6 km),在后侧入流急流下沉过程中,干空气被夹卷进入下沉气流,使得降水粒子被迅速蒸发,加之降水粒子的拖曳作用,加强了下沉气流强度,进而造成更强的地面大风。与阵风锋 1 相比,阵风锋 2 边界层最大下沉速度更强,大风及地速度更快,这也是阵风锋 2 造成雷暴大风偏强的原因之一。

对比两条阵风锋可以发现冷池的强度、传播速度及其与低层垂直风切变的配置对阵风锋的发展维持起到重要作用:就阵风锋 1 而言,冷池强度相对较弱,低层垂直风切变强于冷池传播速度,雷暴单体具有向冷区倾斜的层云结构,不利于系统的进一步发展加强;就阵风锋 2 而言,冷池发展强盛,具有强边界层下沉速度,冷池传播速度强于低层垂直风切变,雷暴单体内的上升气流更加竖直,有利于低层湿空气直接经阵风锋抬升至凝结高度并进入雷暴单体内部,从而促进雷暴单体的进一步发展。图 13 给出两条阵风锋的垂直结构概念模型。

表 2 两条阵风锋及其伴随的冷池结构特征

Table 2 Structure characteristics of two gust fronts and their associated cold pools

要素特征	阵风锋 1	阵风锋 2
雷暴大风代表站	西青	黄骅
雷暴大风强度/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),级别	17.2, 8 级	24.9, 10 级
雷暴大风出现时间/BT	18:23	21:28
阵风锋伸展高度/km	1.8	2.6
锋后 1 h 正变压/hPa	3.5	4.5
锋后 1 h 负变温/ $^{\circ}\text{C}$	13	13
冷池传播速度/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),级别	18.1, 8 级	31.0, 11 级
冷池中心扰动温度/ $^{\circ}\text{C}$	-2	-3.5

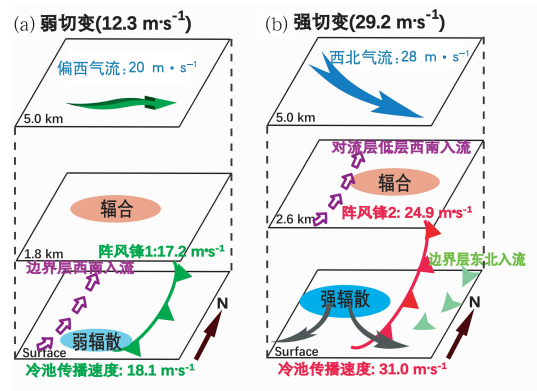


图 13 2016 年 6 月 10 日两条阵风锋垂直气流结构概念模型
(a)阵风锋 1, (b)阵风锋 2

Fig. 13 Schematic diagrams for vertical structures of (a) the first gust front and (b) the second gust front on 10 June 2016

7 结论与讨论

2016 年 6 月 10 日午后到夜间,环渤海湾地区受连续两条阵风锋影响出现雷暴大风天气,两条阵风锋在垂直结构、维持机制均存在明显差异,同时两者也存在相互联系。本文利用新一代天气雷达、风廓线雷达、边界层气象铁塔、地面加密观测资料,结合雷达变分同化分析系统输出的高分辨率分析场资料,对比分析了两条阵风锋结构特征的异同点及两者间的联系,得到以下主要结论:

(1)此次强对流天气发生在高空冷涡前部,明显的静力不稳定层结、对流层中上层强烈的干冷空气侵入及强深层垂直风切变是此次强对流天气发生发展的关键中尺度环境条件。

(2)两条阵风锋的结构存在明显差异:阵风锋 1 前沿强切变位置形成近地层 γ 中尺度涡旋,边界层和对流层低层的西南暖湿气流沿阵风锋输送到雷暴中,强冷空气堆下沉与近地层暖湿空气形成的气压和温度梯度密集区造成地面大风。阵风锋 2 呈现两支强入流为典型特征的动力结构:一支位于阵风锋后侧边界层内(150~750 m)呈强东北入流,另一支位于前侧对流层低层(990~2190 m)呈强西南入流,两支入流分别构成阵风锋前侧反环流和后侧正环流圈。后侧入流和前侧入流的同时加强,造成阵风锋 2 垂直环流不断加强,与之对应的环境垂直风切变也同步增强,这一动力过程形成了有利于雷暴

母体组织化发展的中尺度垂直切变环境,同时也是驱动雷暴加强的重要因素。

(3)冷池与低层垂直风切变的配置对阵风锋的发展维持起到重要作用:阵风锋1后部冷池强度相对较弱,低层垂直风切变强于冷池传播速度,雷暴单体具有向冷区倾斜的层云结构,不利于系统的进一步发展加强;阵风锋2后部冷池发展强盛,冷池传播速度强于低层垂直风切变,雷暴单体内的上升气流更加竖立,从而促进雷暴单体加强发展。

(4)两条阵风锋前沿 γ 中尺度涡旋和后部冷池存在相互影响及内在关联,近地层 γ 中尺度涡旋的碰撞,增强了两条阵风锋之间的辐合抬升,同时配合冷池的合并增强,一方面加剧了低层不稳定,另一方面有利于维持上下层旋转,形成较强的水平涡度,从而导致对流风暴快速加强发展并演变为弓形回波。

两条阵风锋发生在同一次高空冷涡环流背景下,大风与阵风锋的过境时间和阵风强度,明显不同,这给短时临近预报预警带来不确定性,在实际预报工作中难以精准把握。同时,两条阵风锋前沿 γ 中尺度涡旋和后部冷池的结构明显不同,造成其发展演变特征具有显著差异。两条阵风锋既有联系,又有差别,各有特色。这一方面反映出阵风锋的多样性,另一方面,关于 γ 中尺度涡旋和冷池的动力效应,还需要通过云尺度数值模拟进行更为深入的研究。

参考文献

- 陈明轩,王迎春,高峰,等,2011. 基于雷达资料4DVar的低层热力反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析[J]. 气象学报, 69(1): 64-78. Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2011. A low-level thermo-dynamical retrieval system based on the radar data 4DVar and a preliminary analysis of its applications in support of the Beijing 2008 Olympics[J]. Acta Meteor Sin, 69(1): 64-78 (in Chinese).
- 陈明轩,王迎春,肖现,等,2012. 基于雷达资料四维变分同化和三维云模式对一次超级单体风暴发展维持热力机制的模拟分析[J]. 大气科学, 36(5): 929-944. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al, 2012. A case simulation analysis on thermodynamical mechanism of supercell storm development using 3-D cloud model and 4-D variational assimilation on radar data[J]. Chin J Atmos Sci, 36(5): 929-944 (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).
- 陈明轩,肖现,高峰,2017. 流出边界对京津冀地区强对流局地新生及快速增强的动力效应[J]. 大气科学, 41(5): 897-917. Chen M X, Xiao X, Gao F, 2017. Dynamical effect of outflow boundary on localized initiation and rapid enhancement of severe convection over Beijing-Tianjin-Hebei Region[J]. Chin J Atmos Sci, 41(5): 897-917 (in Chinese).
- 陈涛,张芳华,符娇兰,等,2020. 2014年5月8—9日引发珠江口区域强降水的两个长生命史MCS特征分析[J]. 气象, 46(4): 449-461. Chen T, Zhang F H, Fu J L, et al, 2020. Analysis of two successive rainstorm-induced long-lived mesoscale convective systems struck Pearl River Estuary during 8—9 May 2014[J]. Meteor Mon, 46(4): 449-461 (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,赵振东,高慧君,等,2011. 三次下击暴流雷达回波特征分析[J]. 气象, 37(5): 522-531. Diao X G, Zhao Z D, Gao H J, et al, 2011. Doppler radar echo features of three downbursts[J]. Meteor Mon, 37(5): 522-531 (in Chinese).
- 高晓梅,俞小鼎,王令军,等,2018. 鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析[J]. 气象学报, 76(2): 196-212. Gao X M, Yu X D, Wang L J, et al, 2018. Characteristics of environmental parameters for classified severe convective weather in central area of Shandong Province[J]. Acta Meteor Sin, 76(2): 196-212 (in Chinese).
- 何娜,丁青兰,俞小鼎,等,2020. 北京及周边地区雷暴阵风锋特征统计分析[J]. 气象学报, 78(2): 250-259. He N, Ding Q L, Yu X D, et al, 2020. Statistical analysis of thunderstorm gust front characteristics in Beijing and surrounding areas[J]. Acta Meteor Sin, 78(2): 250-259 (in Chinese).
- 纪彬,何静,张迎新,等,2020. 北京地区两条线状对流相继下山发展的边界层条件对比研究[J]. 气象, 46(5): 643-654. Ji B, He J, Zhang Y X, et al, 2020. Study on two successive downhill line convections developing on different boundary layer conditions in Beijing Area[J]. Meteor Mon, 46(5): 643-654 (in Chinese).
- 雷蕾,孙继松,陈明轩,等,2021. 北京地区一次飑线的组织化过程及热动力结构特征[J]. 大气科学, 45(2): 287-299. Lei L, Sun J S, Chen M X, et al, 2021. Organization process and thermal dynamic structure of a squall line in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 45(2): 287-299 (in Chinese).
- 刘敬乐,姚青,蔡子颖,等,2020. 基于天津255 m气象塔对近年天津近地面风和气温变化特征的研究[J]. 气象, 46(9): 1235-1244. Liu J L, Yao Q, Cai Z Y, et al, 2020. Analysis of temperature and wind variation characteristics based on the 255 m meteorological tower in Tianjin[J]. Meteor Mon, 46(9): 1235-1244 (in Chinese).
- 马建立,阮征,黄钰,2015. 风廓线雷达估测降水云中大气垂直速度的一种方法[J]. 高原气象, 34(3): 825-831. Ma J L, Ruan Z,

- Huang Y. 2015. Method of WPR getting air vertical velocity in precipitation cloud[J]. Plateau Meteor, 34(3):825-831(in Chinese).
- 陶岚,戴建华,李佰平,等,2016a. 上海地区移动型雷暴阵风特征统计分析[J]. 气象,42(10):1197-1212. Tao L, Dai J H, Li B P, et al, 2016a. Characteristics' statistical analysis of gust front generated by moving thunderstorms in Shanghai[J]. Meteor Mon, 42(10):1197-1212.
- 陶岚,戴建华,孙敏,2016b. 一次雷暴单体相互作用与中气旋的演变过程分析[J]. 气象,42(1):14-25. Tao L, Dai J H, Sun M, 2016b. Analysis on interaction of thunderstorms and evolution of mesocyclones[J]. Meteor Mon, 42(1):14-25(in Chinese).
- 万夫敬,孙继松,孙敏,等,2021. 山东半岛海风锋在一次飑线系统演变过程中的作用[J]. 气象学报,79(5):1-15. Wan F J, Sun J S, Sun M, et al, 2021. Impacts of sea breeze front over Shandong Peninsula on the evolution of a squall line[J]. Acta Meteor Sin, 79(5):1-15(in Chinese).
- 王栋成,邱黎,董旭光,等,2019. 济南边界层风廓线雷达与L波段雷达大风探测测风对比[J]. 气象,45(8):1169-1180. Wang D C, Qiu C, Dong X G, et al, 2019. Comparing strong wind data observed by boundary layer wind profiling radar and L-band radar in Jinan[J]. Meteor Mon, 45(8):1169-1180(in Chinese).
- 王秀明,俞小鼎,2019. 热带一次致灾龙卷形成物理过程研究[J]. 气象学报,77(3):387-404. Wang X M, Yu X D, 2019. A study on the physical process involved in the genesis of a severe tropical tornado[J]. Acta Meteor Sin, 77(3):387-404(in Chinese).
- 王秀明,俞小鼎,周小刚,等,2012. “6.3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析[J]. 高原气象,31(2):504-514. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, et al, 2012. Study on the formation and evolution of ‘6.3’ damage wind[J]. Plateau Meteor, 31(2):504-514(in Chinese).
- 王秀明,俞小鼎,周小刚,2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J]. 气象,40(4):389-399. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, 2014. Discussion on basic issues of thunderstorm potential forecasting[J]. Meteor Mon, 40(4):389-399(in Chinese).
- 吴进,李琛,于波,等,2018. 两类短时强降水天气边界层气象要素变化特征[J]. 气象,44(7):902-910. Wu J, Li C, Yu B, et al, 2018. Study on the variation characteristics of meteorological elements in the boundary layer of two types of short-time heavy rainfall[J]. Meteor Mon, 44(7):902-910(in Chinese).
- 吴举秀,周青,杨传风,等,2017. 2015年7月14日阵风锋及锋后大风多普勒天气雷达产品特征分析[J]. 高原气象,36(4):1082-1090. Wu J X, Zhou Q, Yang C F, et al, 2017. Analysis on the weather radar products characteristics of the gust front and the wind after the gust front on July 14, 2015[J]. Plateau Meteor, 36(4):1082-1090(in Chinese).
- 席宝珠,俞小鼎,孙力,等,2015. 我国阵风锋类型与产生机制分析及其主观识别方法[J]. 气象,41(2):133-142. Xi B Z, Yu X D, Sun L, et al, 2015. Generating mechanism and type of gust front and its subjective identification methods[J]. Meteor Mon, 41(2):133-142(in Chinese).
- 肖现,陈明轩,高峰,等,2015. 弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制[J]. 大气科学,39(1):100-124. Xiao X, Chen M X, Gao F, et al, 2015. A thermodynamic mechanism analysis on enhancement or dissipation of convective systems from the mountains under weak synoptic forcing[J]. Chin J Atmos Sci, 39(1):100-124(in Chinese).
- 许长义,易笑园,段丽瑶,等,2017. 多种观测资料在一次弱降水雷暴大风分析中的综合应用[J]. 气象科技,45(2):355-363. Xu C Y, Yi X Y, Duan L Y, et al, 2017. Synthetic applications of multi-data to a weak precipitation thunderstorm accompanied by disastrous winds in Tianjin[J]. Meteor Sci Technol, 45(2):355-363(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:79-83. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al, 2020. The Nowcasting Techniques on Thunderstorms and Severe Convection[M]. Beijing: China Meteorological Press: 79-83(in Chinese).
- 俞小鼎,郑永光. 2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展[J]. 气象学报,78(3):391-418. Yu X D, Zheng Y G. 2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China[J]. Acta Meteor Sin, 78(3):391-418(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).
- 岳彩军,袁招洪,陶岚,等,2016. 上海地区一次阵风锋结构特征与动量收支诊断分析[J]. 高原气象,35(3):788-799. Yue C J, Yuan Z H, Tao L, et al, 2016. Structure feature and momentum budget analysis of a gust front in Shanghai Region[J]. Plateau Meteor, 35(3):788-799(in Chinese).
- 张琳娜,冉令坤,李娜,等,2018. 雷暴大风过程中对流层中低层动量通量和动能通量输送特征研究[J]. 大气科学,42(1):178-191. Zhang L N, Ran L K, Li N, et al, 2018. Analysis of momentum flux and kinetic energy flux transport in the middle and lower troposphere during a thunderstorm event[J]. Chin J Atmos Sci, 42(1):178-191(in Chinese).
- 郑丽娜,刁秀广,2016. 一次华北飑线的阵风锋天气过程分析[J]. 气象,42(2):174-182. Zheng L N, Diao X G, 2016. Analysis on a gust front of squall line event in North China[J]. Meteor Mon, 42(2):174-182(in Chinese).
- 郑艳,俞小鼎,蔡亲波,等,2017a. “4.11”海南致灾雷暴大风环境场与多普勒雷达回波特征分析[J]. 热带气象学报,33(6):850-860. Zheng Y, Yu X D, Cai Q B, et al, 2017a. Analysis on the physical parameter field and echo characteristics of Doppler radar for a destructive wind in Hainan April 11, 2016[J]. J Trop Meteor, 33(6):850-860(in Chinese).
- 郑艳,俞小鼎,任福民,等,2017b. 海南一次超级单体引发的强烈龙卷过程观测分析[J]. 气象,43(6):675-685. Zheng Y, Yu X D, Ren F M, et al, 2017b. Analysis on a severe tornado process in Hainan triggered by supercell[J]. Meteor Mon, 43(6):675-685

- (in Chinese).
- 郑永光,陶祖钺,俞小鼎,2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象,43(6):641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. Meteor Mon, 43(6):641-652(in Chinese).
- Benjamin T B, 1968. Gravity currents and related phenomena[J]. J Fluid Mech, 31(2):209-248(in Chinese).
- Browning K A, Blyth A M, Clark P A, et al, 2007. The convective storm initiation project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 88(12):1939-1956.
- Fritsch J M, Vislocky R L, 1996. Enhanced depiction of surface weather features[J]. Bull Amer Meteor Soc, 77(3):491-506.
- Goff R C, 1976. Vertical structure of thunderstorm outflows[J]. Mon Wea Rev, 104(11):1429-1440.
- Harrison S J, Mecikalski J R, Knupp K R, 2009. Analysis of outflow boundary collisions in north-central Alabama[J]. Wea Forecasting, 24(6):1680-1690.
- Karan H, Knupp K, 2009. Radar and profiler analysis of colliding boundaries: a case study[J]. Mon Wea Rev, 137(7):2203-2222.
- Klingbeil D L, Smith D R, Wolfson M M, 1987. Gust front characteristics as detected by Doppler radar[J]. Mon Wea Rev, 115(5):905-918.
- Mahoney J W P, 1988. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows[J]. Mon Wea Rev, 116(7):1474-1492.
- Markowski P, Richardson Y, 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes[M]. Hoboken: John Wiley and Sons:140-149, 303-306.
- McCann D W, 1994. WINDEX-a new index for forecasting microburst potential[J]. Wea Forecasting, 9(4):532-541.
- Quan W Q, Xu X, Wang Y, 2014. Observation of a straight-line wind case caused by a gust front and its associated fine-scale structures[J]. J Meteor Res, 28(6):1137-1154.
- 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.
- Smull B F, Houze R A Jr, 1987. Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation[J]. Mon Wea Rev, 115(12):2869-2889.
- Sun J Z, Chen M X, Wang Y C, 2010. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project[J]. Wea Forecasting, 25(6):1715-1735.
- Trapp R J, Weisman M L, 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: their genesis and implications[J]. Mon Wea Rev, 131(11):2804-2823.
- Wakimoto R M, Atkins N T, Butler K M, et al, 2016. Aerial damage survey of the 2013 El Reno tornado combined with mobile radar data[J]. Mon Wea Rev, 144(5):1749-1776.
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R, 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines[J]. J Atmos Sci, 45(14):1900-2013.
- Weisman M L, Rotunno R, 2004. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited[J]. J Atmos Sci, 61(4):361-382.
- Wilson J W, Megenhardt D L, 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence line[J]. Mon Wea Rev, 127(7):1507-1525.
- Wilson J W, Mueller C K, 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution[J]. Wea Forecasting, 8(1):113-131.
- Wilson J W, Roberts R D, 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: observational and modeling perspective[J]. Mon Wea Rev, 134(1):23-47.
- Wilson J W, Schreiber W E, 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines[J]. Mon Wea Rev, 114(12):2516-2536.

(本文责编:戴洋)