

张涛,李柏,杨洪平,等. 2013. 三次雷暴导致的阵风锋过程分析. 气象,39(10):1275-1283.

三次雷暴导致的阵风锋过程分析^{*}

张 涛¹ 李 柏² 杨洪平² 朱克云¹ 康 雪³

1 成都信息工程学院大气科学学院,成都 610225
2 中国气象局气象探测中心,北京 100081
3 成都信息工程学院电子工程学院,成都 610225

提 要: 利用多普勒天气雷达资料和自动站资料对 2012 年 5 月 16 日江苏、6 月 9 日京津冀地区以及 7 月 10 日河北的三次阵风锋过程进行综合分析。结果表明:持续下沉的冷空气形成雷暴高压是阵风锋产生的直接原因。雷暴高压形成过程中,一方面,下沉气流在较小区域内迅速堆积形成雷暴高压,另一方面,新旧单体不断更替,风暴内稳定的下沉气流使雷暴高压发展。雷暴高压内强辐散气流与环境空气形成阵风锋。随着雷暴高压的移动和增强,阵风锋向前移动和增强,当雷暴高压减弱,阵风锋也逐渐消亡。温度梯度与气压梯度越大,瞬时大风越强,阵风锋也越强。阵风锋产生的瞬时大风与窄带回波的强度值不一定成正比。中层径向辐合对阵风锋产生有提前预示作用,提前量为半小时左右,辐合持续时间越长,阵风锋生命史越长。

关键词: 阵风锋, 雷暴高压, 下沉气流, 形成机制

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2013. 10. 005

Analysis of the Gust Front Caused by Three Thunderstorms

ZHANG Tao¹ LI Bai² YANG Hongping² ZHU Keyun¹ KANG Xue³

1 College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225
2 CMA Meteorological Observation Centre, Beijing 100081
3 College of Electronic Engineering, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract: Using the Doppler radar and AWS data, this paper comprehensively analyzed three gust front processes which took place in Jiangsu Province on 16 May, in Beijing-Tianjin-Hebei region on 9 June and in Hebei Province on 10 July 2012. It turned out that the thunderstorm high which is formed by the continuous subsiding cold air, is the immediate cause of the formation of gust front. In the formation process of thunderstorm high, on the one hand, cold subsiding air stacks rapidly and forms thunderstorm high in a narrow area; on the other hand, the new monomers constantly replace the old, thus, stable downdraft in the storm develops thunderstorm high. Under the high pressure, strong divergence airflow and ambient air form the gust front. Gust front moves forward and enhances with the movement and enhancement of the thunderstorm high, and gradually disappears when thunderstorm high weakens. The greater temperature gradient and pressure gradient are, the stronger instantaneous high winds and gust front become. Instantaneous high wind speed that gust front produces is not always proportional to the intensity values of narrow band echo. MARC can indicate the emergence of gust front about half an hour, and the longer the convergence maintains, the longer the gust front maintains.

Key words: gust front, thunderstorm high, downdrafts, formation mechanism

^{*} 中国气象局“新一代天气雷达建设业务软件系统开发”(ROSE)项目资助
2012 年 12 月 12 日收稿; 2013 年 3 月 24 日收修定稿
第一作者:张涛,主要从事雷达气象学研究. Email: radar_zt@163. com

引 言

在合适的环境条件下,强风暴内部下沉冷空气到达近地面向外流出与环境空气交汇形成的界面,称为阵风锋,又称雷暴的出流边界。阵风锋不但具有阵性风大和低空风切变显著的特点,还能触发新对流单体的产生(孙继松等,2012),是短时临近预报关注的重要对象(郑媛媛等,2011)。对此国内外进行了大量研究,Byers 等(1949)对飑线产生的地面大风进行研究时,称这种出流为“飑锋”,并指出出流边界影响范围要远大于雷暴本身。Droegemeier 等(1987)在其他学者工作基础上给出了较完整的阵风锋垂直结构示意图,阵风锋过境,先后伴有气压骤升、风向突变、风速突增和温度陡降。Wihelmsen 等(1982)认为雷暴出流可以触发多单体风暴中对流单体形成;Wilson 等(1986)发现阵风锋运动时会迫使其前部的暖空气抬升,使母体风暴继续维持;王婷婷等(2011)在研究北京干湿雷暴形成机制时还指出阵风锋前沿缺乏暖空气流入流,新生雷暴将难以生成和发展。王彦等(2009)在分析天津地区雷雨大风回波特征时,发现弓状回波和阵风锋均能产生雷雨大风。刘勇等(2007)研究表明阵风锋可以由单个或多个雷暴单体产生,雷暴群所产生的阵风锋持续时间较长,但强度不一定强。姚叶青等(2008)和袁子鹏等(2011)在对飑线系统研究中发现阵风锋与雷暴间的距离基本保持不变时,雷暴的强度变化不大,若远离雷暴,雷暴将迅速减弱。马中元等(2011)在分析江西三类致灾大风时,指出阵风锋和下击暴流都是雷暴系统强烈下沉气流造成的,并随雷暴系统移动而产生雷雨大风等强对流天气。黄旋旋等(2008)对一次阵风锋形成机制进行初步分析,认为高空冷空气堆的下沉扩散是窄带回波形成的一个重要因子,其后并不一定有风暴母体相伴随,而倾斜的下沉气流前侧不利于窄带回波形成。

目前我国阵风锋研究分析中,个例单一且华北地区阵风锋分析很少。本文选取 2012 年 5 月 16 日江苏(简称“5.16”)、6 月 9 日京津冀地区(简称“6.9”)以及 7 月 10 日河北(简称“7.10”)的三次阵风锋过程,借助多普勒天气雷达资料和高时空分辨率的自动站资料进行细致分析(李柏等,2013),加深对阵风锋的认识,从而提高对这类天气的预报预警能力。

1 数据来源和处理

本文选取华北、华东地区地面加密自动站资料,国家级自动站时间分辨率为 5 min 或 10 min,区域自动站为 1 h;多普勒天气雷达资料有北京大兴、塘沽、石家庄、连云港、盐城、常州以及上海南汇站点。气压场分析时,对只有本站气压观测站点进行海平面气压订正(盛裴轩等,2003),并去掉气压订正误差很大的孤立站点,例如,订正后某个站点海平面气压各时刻均比附近站点高 5 hPa 以上。为了更好分析阵风锋形成机制,本文选取阵风锋标准为:(1)多普勒天气雷达上能够观测到清晰的窄带回波,窄带回波位于风暴母体移动方向前方,回波主体位于陆地上空,且持续时间在 5 个体扫时间以上;(2)阵风锋发生在我国东部地势较平坦地区;(3)地面自动站要素场有明显温度、湿度、气压梯度以及风场辐合线。

2 三次阵风锋天气实况

2012 年 5 月 16 日 14 时(北京时,下同)江苏北部生成多单体风暴,随后江苏中北部自北向南出现雷雨和瞬时大风,灌云地区产生冰雹天气。17:20 盐城雷达观测到多单体风暴前沿开始出现阵风锋回波,20:30 后演变为两个阵风锋,常州雷达观测到西侧阵风锋向西南方向移动,南通雷达观测到东侧阵风锋向南移动,直到 23 时后消失。此次过程的影响区域有近 30 个自动站出现了 8 级以上大风,最大瞬时风速出现在盐城和建湖,为 $26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。6 月 9 日,多单体风暴从河北北部向南移动,给北京、天津和河北东北部地区带来短时强降水和大风天气,延庆、怀柔等地产生了冰雹天气,对流系统最强时发展为飑线,雷达上出现了线性波状回波。16 时后,北京雷达观测到阵风锋回波,随着系统的加强,多个雷暴的下沉气流汇合形成一条完整的阵风锋,直到 20 时消失;北京、河北东北部和天津地区产生了 7 级以上瞬时大风,北京顺义自动站测得最大瞬时风速,为 $34.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。7 月 10 日,河北东部自北向南出现了强对流天气,在保定、石家庄部分地区产生剧烈的风雹天气,最大瞬时风速为 $27.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,致使大面积玉米、果树等折断倒伏。18 时石家庄雷达观测到阵风锋回波,持续时间近 3 h。

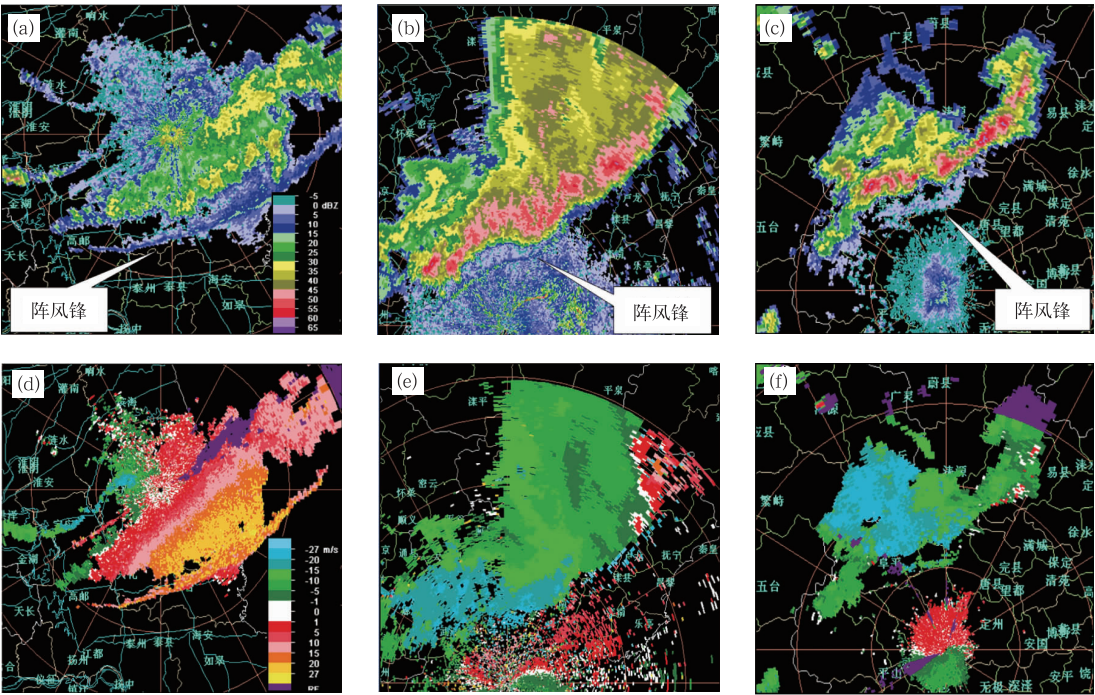


图 1 2012 年三次阵风锋过程反射率因子(a, b, c)和径向速度(d, e, f)
(a,d)盐城 5 月 16 日 19:08, 0.5°, (b,e)塘沽 6 月 9 日 18:06, 0.5°, (c,f)石家庄 7 月 10 日 18:30, 1.5°
Fig.1 Reflectivities (a, b, c) and radial velocities (d, e, f) of the three gust fronts
(a,d) Yancheng radar at 19:08 BT 16 May 2012, 0.5°, (b,e) Tanggu radar at 18:06 BT
9 June 2012, 0.5°, (c,f) Shijiazhuang radar at 18:30 BT 10 July 2012, 1.5°

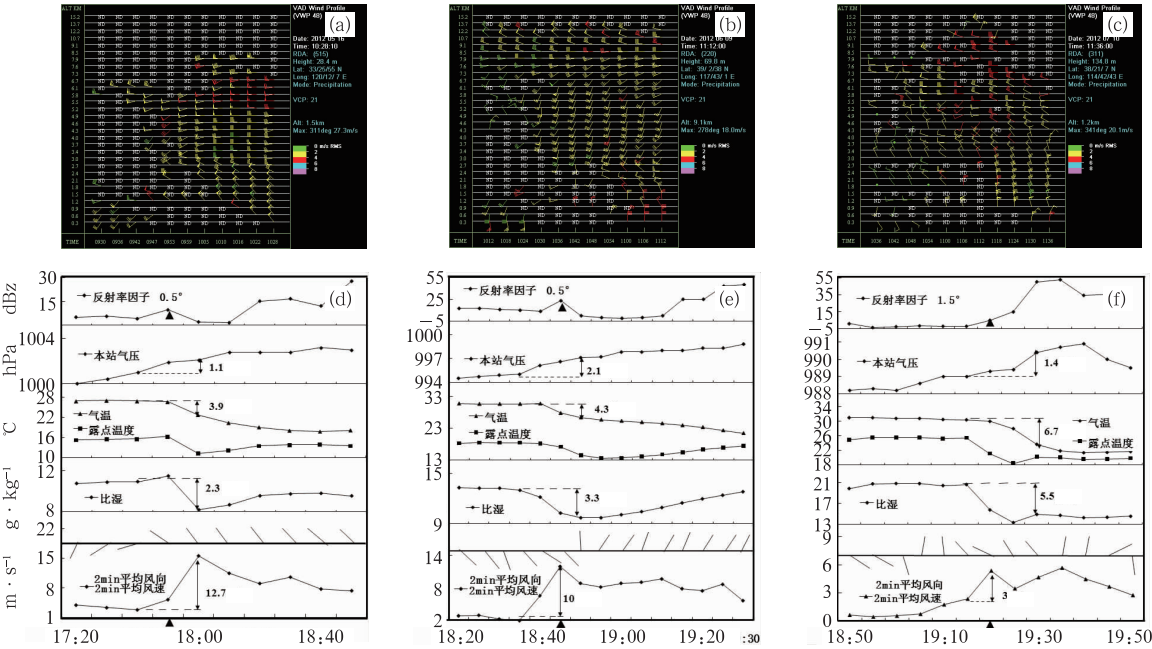


图 2 阵风锋过境时 VAD 风廓线和自动站气象要素演变(三角形标记过本站时间)
(a)2012 年 5 月 16 日盐城雷达, (b)2012 年 6 月 9 日塘沽雷达, (c)2012 年 7 月 10 日石家庄雷达,
(d)2012 年 5 月 16 日建湖站, (e)2012 年 6 月 9 日津南站, (f)2012 年 7 月 10 日定州站
Fig.2 VWP and evolution of meteorological elements when gust front passes
the station (Triangle marks the time of passing the station)
(a) Yancheng radar on 16 May 2012, (b) Tanggu radar on 9 June 2012, (c) Shijiazhuang radar on 10 July 2012,
(d) Jianhu Station on 16 May 2012, (e) Jinnan Station on 9 June 2012, (f) Dingzhou Station on 10 July 2012

3 多普勒天气雷达回波特征

三次阵风锋是由线状排列的多单体或多单体风暴中的强单体产生,在强度产品上均表现为弱的窄带回波(图 1a~1c),强度为 5~20 dBz,位于对流系统的前沿,自西北向东南移动。回波宽度一般随着

其发展而增加,最大为 8 km;长度从开始形成到成熟阶段不断增加,随后逐渐变短,回波最长时近 200 km;成熟时回波厚度为 1.5~2.5 km,表明阵风锋仅仅是近地面的浅薄系统;移动速度为 30~70 km·h⁻¹。从回波可以看出,阵风锋回波形状因产生母体不同而不同。速度图上表现为速度辐合线、速度切变线或速度窄带回波(图 1d~1f),且因

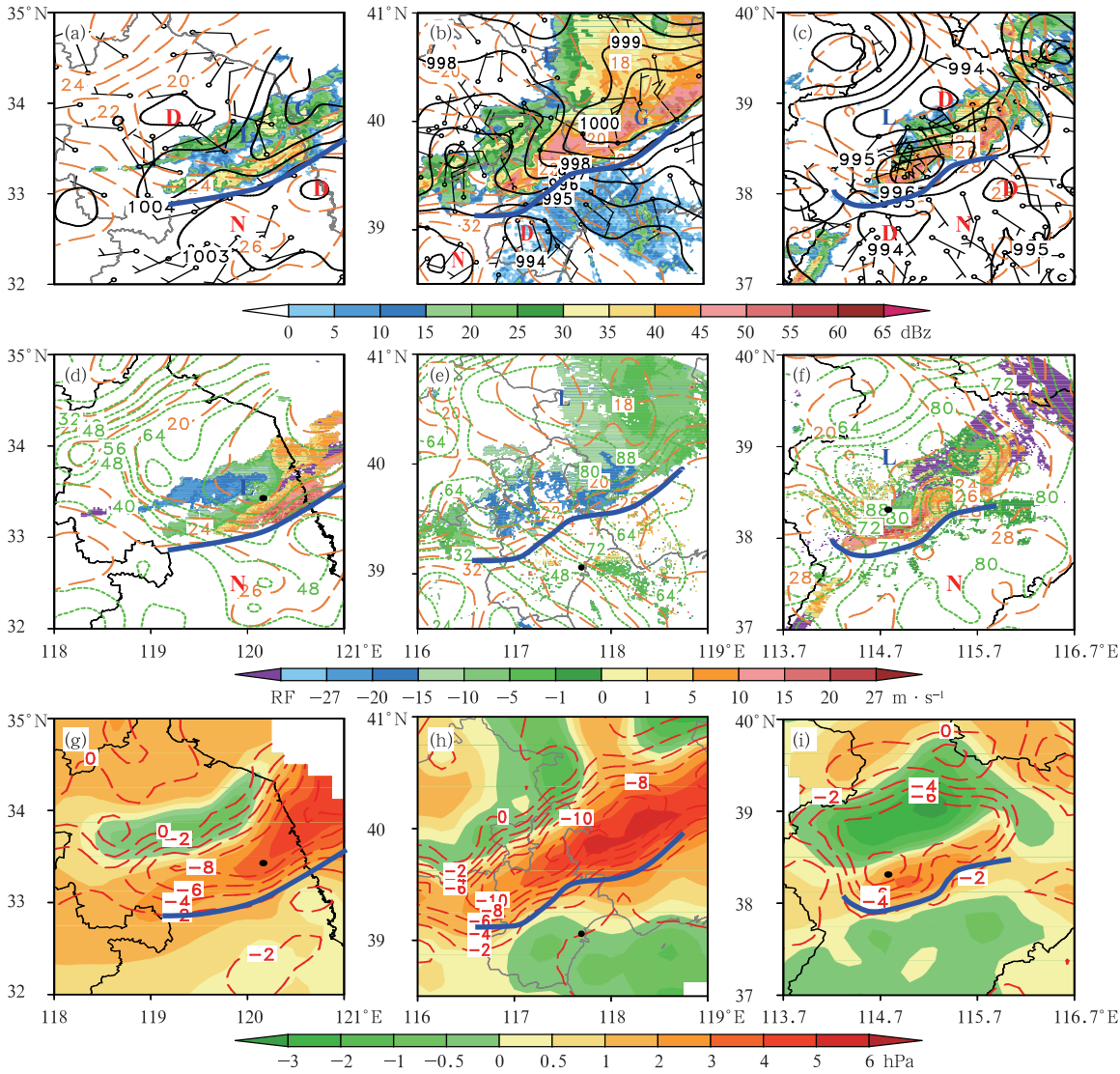


图 3 地面自动站海平面气压(黑实线)、气温(桔黄虚线)、2 min 平均风速风向,相对湿度(绿虚线)以及 1 h 变压(阴影)、变温(红虚线)图(蓝粗实线为阵风锋,黑色圆点为雷达站点)
(a,d,g) 2012 年 5 月 16 日 18:30, (b,e,h) 2012 年 6 月 9 日 18:00, (c,f,i) 2012 年 7 月 10 日 20:00;
(a,b,c) 叠加相同时刻反射率因子, (d,e,f) 叠加径向速度
Fig. 3 AWS sea-level pressure (black solid lines), air temperature (orange dashed lines), 2 min wind mean speed and direction, relative humidity (green dashed lines), 1 h pressure variation (shaded area), temperature variation (red dashed lines)
(Blue thick solid line represents gust front, black dot stands for radar station)
(a,d,g) 18:30 BT 16 May 2012, (b,e,h) 18:00 BT 9 June 2012, (c,f,i) 20:00 BT 10 July 2012;
(a,b,c) stack the same time reflectivity, (d,e,f) stack the same time velocity

阵风锋与雷达径向相对位置不同,速度特征也不同。“5.16”过程中,当阵风锋位于盐城雷达站西北侧时,其速度回波为负速度窄带回波;靠近雷达时表现为速度辐合线;移过雷达站后表现为正速度窄带回波(图 1d)。尽管速度回波有所不同,但低仰角上阵风锋后部均对应着径向速度大值区,它往往与地面灾害性大风相对应,且在阵风锋回波出现前,锋后径向速度明显增大,表明下沉气流快速到达近地面,并在雷暴移动前侧形成强的流出。

4 地面自动站资料分析

4.1 单站气象要素分析

三次阵风锋过境时气象要素出现气压陡升,风向突变,风速加大,温度骤降等现象(图 2)。阵风锋过境 10~20 min,2 min 平均风速将达到最大,随后风速减小,但仍大于过境前;在锋后冷空气影响下,

气压陡升达到最大,气温骤降到最低。配合雷达风廓线图,可知,阵风锋经过本站时,2 km 以下风向偏南风转为偏北风,风速加大(图 2a~2c),2.7 km 以上风切变明显。由比湿变化序列可知,自动站单站过境前比过境后含水量更丰富,含水量最低值位于阵风锋刚过境时,但由于锋后剧烈降温,使得过境后空气更接近饱和。以“7.10”过程为例(图 2f),阵风锋过境前比湿为 $20\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右,过境后比湿为 $14\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右,水汽含量明显减少,但温度露点差 $T-T_d<3^{\circ}\text{C}$,空气更接近饱和。对过境站点进行分析发现,要素变化最剧烈并不在同一站点,同一时刻过境站点,有短时强降水的站点气温骤减程度更明显。

4.2 多站地面要素场分析

利用气温、2 min 平均风向风速、相对湿度和订正后的海平面气压对阵风锋过程进行地面要素场分析,阵风锋位置由阵风锋回波位置与风场辐合线位置确定。如图(3a~3c),在阵风锋的后侧均有雷暴

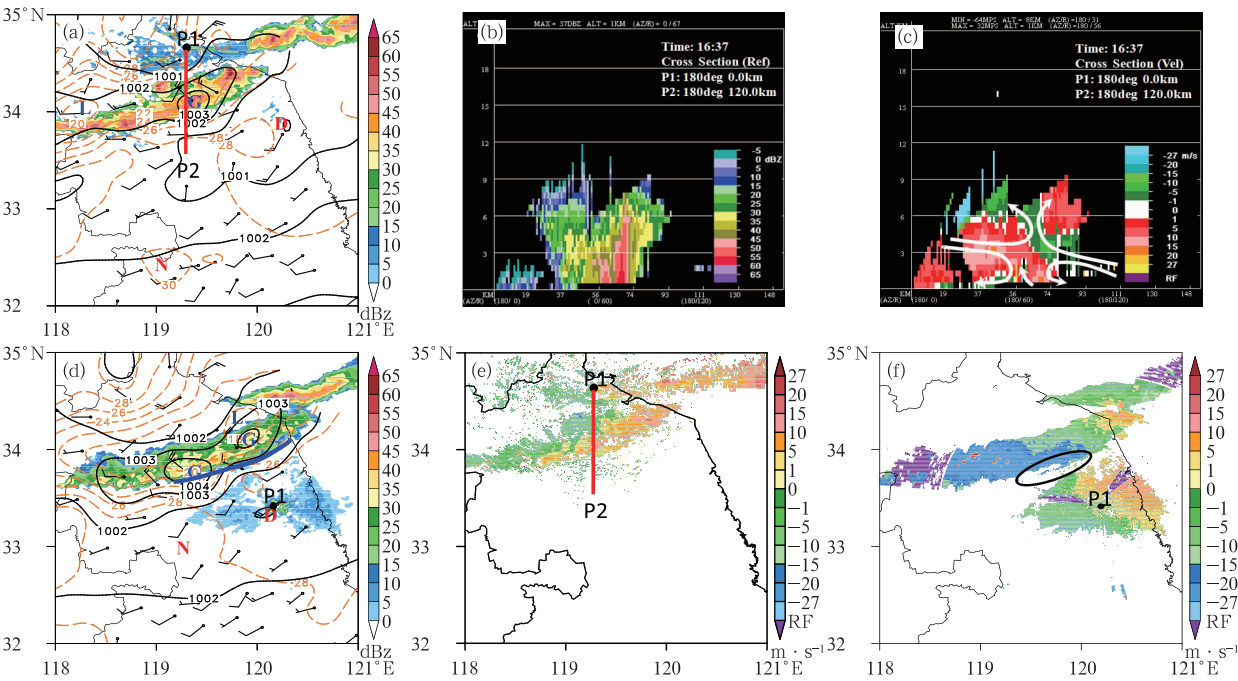


图 4 (a)连云港雷达 0.5°仰角反射率因子(16:37)和自动站要素(16:40)的综合图, (b,c)16:37 连云港雷达反射率因子和径向速度剖面图(沿图 4a,4e 中线段 P1—P2), (d)盐城雷达 0.5°仰角反射率因子(17:19)和自动站要素(17:20)的综合图, (e)连云港雷达(16:37)和(f) 盐城雷达(17:19)0.5°仰角径向速度(P1 点为雷达站点)

Fig. 4 (a) Integrated chart of 0.5° reflectivity of Lianyungang radar at 16:37 and AWS element at 16:40, (b,c) Reflectivity and velocity cross-section of Lianyungang radar at 16:37 along segment P1—P2 in Figs. 4a and 4e), (d) Integrated chart of 0.5° reflectivity of Yancheng radar at 17:19 and AWS element at 17:20, (e) 0.5° velocity of Lianyungang radar at 16:37 and (f) Yancheng radar at 17:19 (P1 stands for radar station)

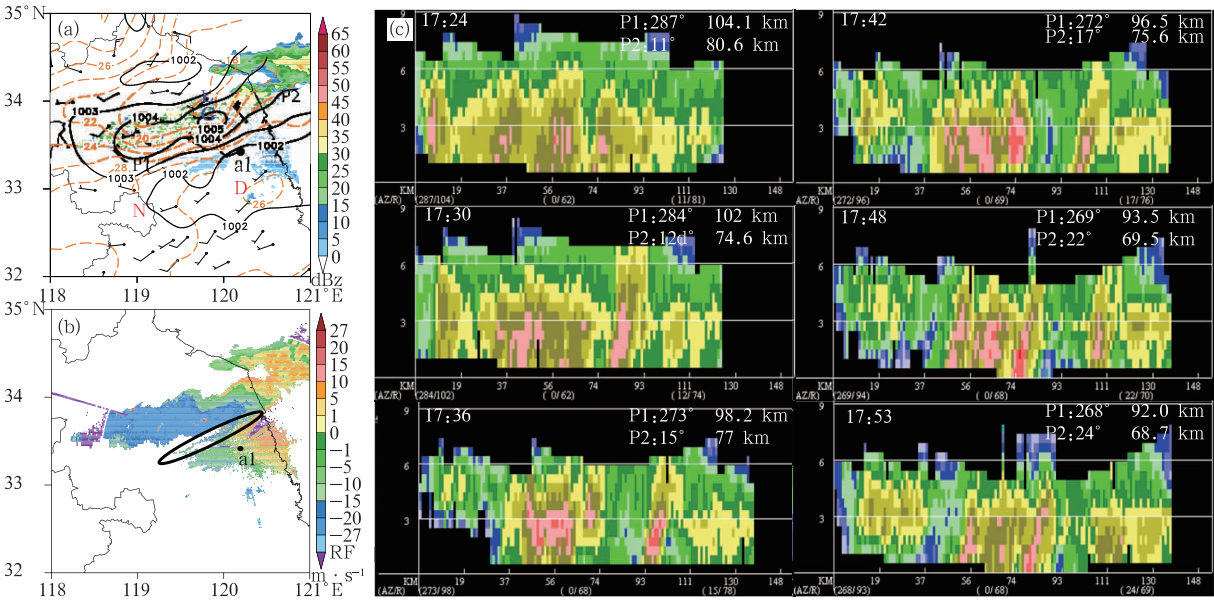


图 5 (a)盐城雷达 0.5°仰角反射率因子(17:48)和自动站要素(17:50)综合图,(b)17:48 盐城雷达 0.5°仰角
径向速度图(a1 点为雷达站点),(c)17:24—17:53 盐城雷达反射率因子剖面图(P1 为起点,P2 为终点)
Fig. 5 (a) Integrated chart of 0.5° reflectivity of Yancheng radar at 17:48 and AWS elements at 17:50,
(b) 0.5° velocity of Yancheng radar at 17:48 (a1 stands for radar station), (c) Reflectivity cross-section
of Yancheng radar from 17:24 to 17:53 (P1 and P2 as a starting point and terminal point, respectively)

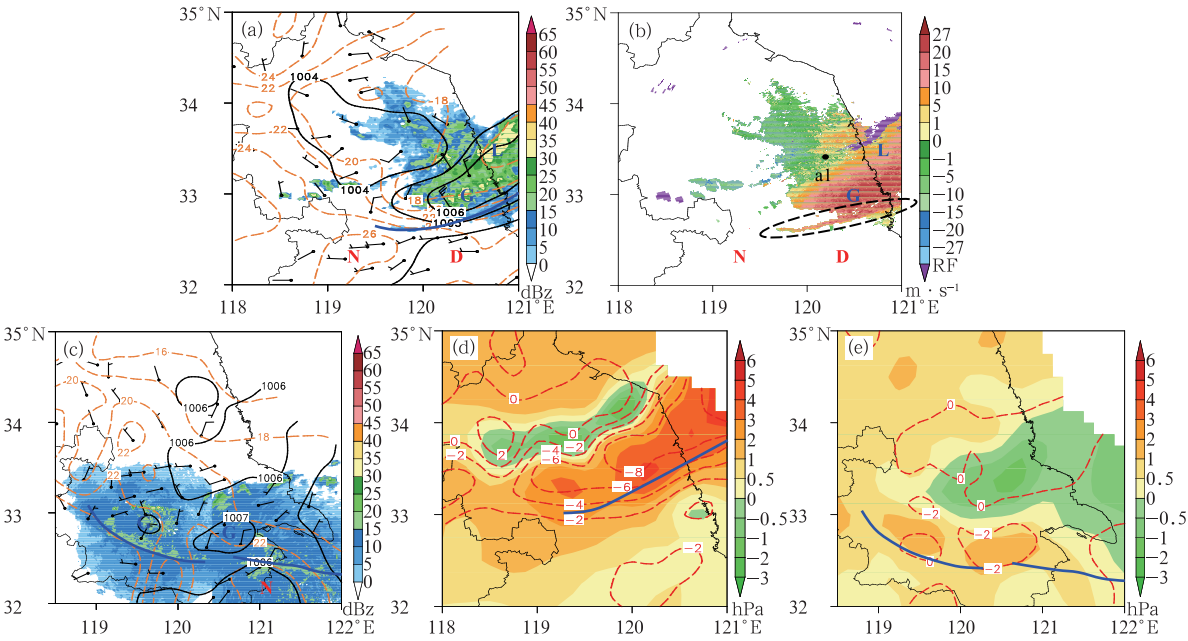


图 6 (a)盐城雷达 0.5°仰角反射率因子(19:19)与自动站要素(19:20)综合图,(b)19:19 盐城雷达 0.5°仰角
径向速度图,(c)常州和上海南汇雷达反射率因子(0.5°)与自动站要素(22:30)综合图,
(d,e)自动站要素在 18:20 和 22:30 的 1 h 变化场

Fig. 6 (a) Integrated chart of 0.5° reflectivity of Yancheng radar at 19:19 and AWS elements at 19:20,
(b) 0.5° velocity of Yancheng radar at 19:19, (c) Integrated chart of 0.5° reflectivity of Changzhou and
Nanhui radar and AWS elements at 22:30, (d,e) 1 h variation field at 18:20 and 22:30

高压存在,雷暴高压后与锋前为低压区;雷暴高压以及后部低压均处于低温、低比湿区,高压中心略超前于低温中心;锋后等温、压、相对湿度线密集,且高压前部等值线比高压后部等值线更密集;锋后等相对湿度线和等温线近似平行,到达地面的空气越冷,湿度越大;阵风锋前后风场有明显的辐合,锋后流出性大风风向近似垂直于锋线。对比反射率因子可发现,雷暴高压形状与产生阵风锋的强回波形状相似。图 3 中高压中心比锋前气压分别大 3、2~4 和 2 hPa,温度差别分别为 8、10 和 6℃,此时产生的极大风速分别为 25.0、24.3 和 16.6 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,配合气象要素高低中心间距离大小,可知当气压梯度与温度梯度越大,出流强度就越大,产生的瞬时大风就越强,阵风锋越强,但此时窄带回波的强度值并不一定较大。由图 3g、3h 和 3i 可知,锋后气压、气温发生了剧变,反映出冷空气在很小的区域内迅速地堆积,形成雷暴高压,与环境空气构成明显的界面,即阵风锋。

5 阵风锋的演变过程分析

为了分析阵风锋演变过程,选取“5.16”过程为例。阵风锋形成前,从径向速度剖面分析(许焕斌,2012)可知,16:40 中层干冷空气入流与风暴前方的人流在多单体风暴中层形成辐合,在风暴顶层和低层形成辐散(图 4c 和 4e),低层辐散气流和地面冷高压相对应,此时也伴有强风(图 4a)。下沉气流受蒸发冷却作用,并沿湿绝热下降,使地面气温迅速降低,在较小区域内气压涌升形成雷暴高压。在此过程中,旧单体强反射率因子核迅速下降后消亡,新单体不断生成。16:40(图 4a)高压中心与前侧气压差为 2 hPa,气温降至 20℃,雷暴高压前沿形成风场辐合区。在持续的下沉气流作用下,雷暴高压的扩大,风暴出流前沿向前推进,17:19 多单体风暴前出现阵风锋回波(图 4d),回波紧贴着风暴,强度 5~10 dBz,径向速度表现为负速度回波窄带(图 4f),随后阵风锋回波相对风暴向前缓慢推进。

阵风锋发展阶段,中层径向辐合一直维持,冷性下沉气流不断到达地面,使得气温继续降低,雷暴高压前推且不断扩大(图 5a),中心海平面气压上升到 1005 hPa,对流系统影响区和雷暴高压均位于气温低值区,雷暴高压推动阵风锋不断向前移动,与对流系统相对距离基本不变,且阵风锋长度不断增加。17:50 下沉气流形成的辐散流出加强,此时地面自

动站观测到最大风速为 23.4 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。阵风锋前推过程中,出流的抬升作用对上升气流进入风暴中有加强效应,促使新单体发展(图 5c),使得强烈下沉气流得以维持,雷暴高压得以加强。

成熟阶段时,阵风锋回波最长,与风暴距离维持在 20 km 左右。雷暴高压不再增强,锋前后气压差基本维持在 2~3 hPa(图 3a 和图 6a),锋前后气温差为 8℃,冷中心相对落后于高压中心,高压后部有辐合区存在。消亡阶段,此后阵风锋与对流系统距离增加,对流系统减弱,中层径向辐合逐渐消失风暴系统开始消散。22:30 地面要素场上等压线变得稀疏,锋后无强对流系统,雷暴高压减弱(图 6c),阵风锋后冷空气堆与环境空气交换作用增强,强度逐渐减弱,但受夜间降温影响,锋后气温继续降低,气压继续缓慢升高。从小时气象要素变化看,锋后温压变化集中在阵风锋形成和发展阶段(图 6d),消亡阶段温压变化并不明显(图 6e),与环境空气的差异越来越小,阵风锋逐渐消失。

“6.9”和“7.10”过程阵风锋演变与此类似,阵风锋出现前半小时左右,风暴母体均存在中层辐合,辐合高度大致为 3~7 km,“7.10”过程中层辐合最强,正负速度差大于 30 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,此过程产生的最大风速最强,表明中层强烈辐合对地面灾害大风有指示作用。阵风锋产生后触发新单体不断生成,使母体维持,通过雷暴高压维持与加强让自身生命史延长。阵风锋产生后,风暴母体中对流变得更有组织性,强回波呈线状排列,“6.9”和“7.10”过程均由多单体风暴加强为飑线。不同之处在于,“5.16”过程风暴后期,母体和阵风锋移动方向不一致,而“6.9”和“7.10”过程移动始终保持一致,其原因是雷暴高压中辐散气流和母体移动方向是否一致。“7.10”过程,雷暴高压水平尺度最小,垂直于移动方向水平长度约为 150 km,阵风锋长度也最短(<110 km),且阵风锋出现在雷暴高压右侧,形状呈弧线;“6.9”和“5.16”过程垂直于移动方向的水平长度>200 km,最大阵风锋长度均接近 200 km。“7.10”过程中,在强的负变压作用下,雷暴高压后侧的低压中心明显;阵风锋远离雷达站点无法被雷达探测到,但此时从地面要素场上仍能观测到明显的雷暴高压和风场辐合线。

综上所述,阵风锋后侧均有雷暴高压,其形成、发展和移动与雷暴高压直接相关,持续下沉的冷空气作用形成雷暴高压,并促使它发展和维持,下沉气流是阵风锋形成的主要因子。地面自动站阵风锋处

均有风场辐合线存在,且持续时间比雷达观测到阵风锋回波的时间更长。阵风锋发生前半小时左右,剖面图上有中层径向辐合并逐渐加强,辐合将持续到阵风锋成熟阶段,辐合维持时间越长,阵风锋维持时间就越长。阵风锋形成到成熟时期,气压、温度梯度均明显增加,且在形成初期增加最快,反映了下沉干冷空气会快速地堆积形成雷暴高压。

6 阵风锋形成机制

阵风锋位于强风暴系统前侧,可以由飚线,多单体风暴等产生。下沉气流是强风暴演变过程中的一个重要特征,20 世纪 60 年代,Fujita(1963)曾经指出当冷性下沉气流到达近地面时会形成冷空气堆,并伴有出流,这种出流前沿称为阵风锋。他提出的飚线雷暴模型中指出气压场上显著的三个特征是:气压涌升线、雷暴高压和尾流低压。模型中只强调了成熟阶段气压场和风场的配置,无阵风锋结构分析。本文在以前学者(Wakimoto,1982)研究基础上,结合多普勒天气雷达和自动站数据分析可得出阵风锋的形成机制,如图 7 所示。

风暴形成后,下沉气流在降水粒子(固态和液态)拖曳作用、动力扰动气压和冷却负浮力驱动下形成;风暴从中间层吸入的干冷未饱和空气,与云中饱和空气混合,液态水和固态凝结物蒸发或升华冷却作用使云中空气变得比环境冷,并在水分的充分供应下,形成一支强的湿冷下沉气流沿接近于湿绝热下降到达地面。下沉气流及近地面降水的蒸发降温作用在雷暴下方形成冷中心,地面温度迅速下降,短时间内形成与地面环境空气有明显密度和湿度差异冷空气堆,形成雷暴高压。在新旧单体不断更替中,

风暴得以维持,冷性下沉气流源源不断到达地面,使得雷暴高压发展和维持。雷暴高压中冷空气快速流出与环境空气形成明显界面,从而出现阵风锋,由于中层动量下传和近地面冷高压作用,地面出现大风,造成阵风锋出现在风暴移动的前方。雷暴高压推动着阵风锋向前运动,阵风锋强度随着高压增强而增强。阵风锋后冷空气的抬升作用利于环境空气进入风暴内部,触发新对流单体生成,风暴生命史延长。在阵风锋消亡阶段,阵风锋相对风暴距离增加,风暴内下沉气流减弱导致雷暴高压减弱,冷性出流和周围环境空气交换作用增强,温度梯度减小,阵风锋也随之消失。

阵风锋在近地面结构如图 7c 所示,海平面气压场上,锋线后有雷暴高压,等压线密集,移动左前侧有低压存在。温度场上,阵风锋处有强温度梯度,锋前环境空气较暖;阵风锋后部对流系统影响区均为冷空气控制,雷暴高压与冷中心配合。阵风锋的强度与锋后温度梯度和气压梯度成正比。风场上,阵风锋处近地面风场辐合,锋前风速较锋后的风速要小很多,前侧一般为西南风或偏东风;雷暴高压前部为最大阵风区,最大阵风风速与温度气压梯度成正比,且风向近于垂直阵风锋,雷暴高压后侧辐散气流伴随的风速不大。湿度场上,锋后空气是接近饱和状态的下沉气流形成的,故相对湿度明显大于锋前,差值一般为 20%~30%,在锋线处等相对湿度线密集(图中未绘制);且等相对湿度线和等温线近似平行,相对湿度和温度两者中心相配合。高压前部气流流速快,与环境空气交换较弱,加之有冷性下沉气流不断补充,从而与环境暖空气差异明显,故高压前部的温、压、湿等值线要比后部密集些。

综合图7,雷暴高压是在对流系统移动过程、单

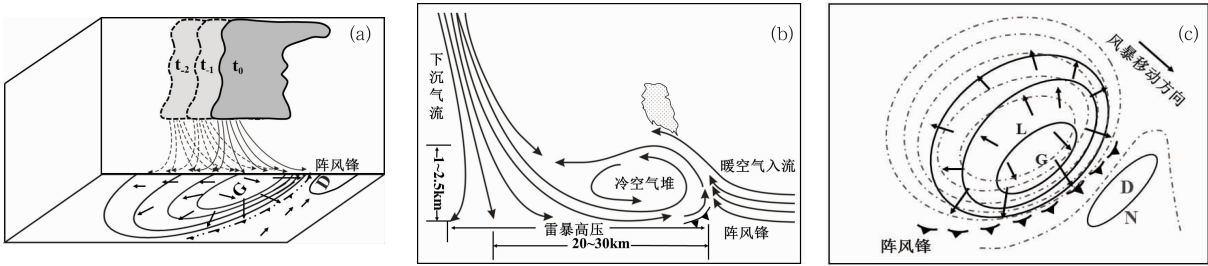


图 7 阵风锋形成机制的概念模型

[(b) 参考 Wakimoto,1982;(c)中箭头代表气流方向,点划线为等温线,黑实线为等压线]

Fig. 7 Conceptual model of gust front formation mechanism

[(b) reference Wakimoto,1982; (c) The arrows, dash dot lines and solid black lines are directions of air flow, isothermal and isobar, respectively]

体不断新生、持续性冷性下沉气流作用下形成,并不是某个单体瞬间形成;它的维持决定着能否与环境空气形成明显的交接面,即阵风锋的形成。当雷暴高压不断扩大,将推动阵风锋出现在对流系统前沿,此时雷达将观测到窄带回波。在对流系统的移动过程中,冷空气堆的作用范围大于雷暴高压区,故低温区的水平范围大于高压区,且低温中心落后于高压中心。

7 结 论

综合利用多普勒天气雷达资料和自动站资料,对三次明显的阵风锋过程进行分析,得到以下结论:

(1) 持续下沉的冷空气形成雷暴高压是阵风锋产生的直接原因。雷暴高压形成前,下沉气流及降水在近地面形成冷中心,同时降水拖曳作用是下沉气流产生的原因之一。雷暴高压形成过程中,一方面,下沉气流在较小区域内快速堆积形成雷暴高压,中层辐合维持并发展;另一方面,新旧单体不断更替,风暴中下沉气流维持并加强,雷暴高压得以发展。下沉气流堆积形成雷暴高压后,高压内强辐散气流与前方暖空气形成阵风锋。

(2) 阵风锋随着雷暴高压向前移动;雷暴高压强度最强时,阵风锋达到最强;随着阵风锋远离风暴母体,阵风锋也随之减弱。阵风锋在移动过程中,对环境空气具有抬升作用,利于上升气流进入风暴内,触发新单体生成。

(3) 锋线处温度梯度与气压梯度越大,出流强度就越大,阵风锋产生的瞬时大风就越强。阵风锋产生的灾害性大风与窄带回波的强度值不成正比。

(4) 中层径向辐合对阵风锋产生有提前预示作用,提前量为半小时左右。降水拖曳以及蒸发冷却产生的下沉气流与风暴前方的入流形成中层辐合,辐合将持续到阵风锋成熟时期;阵风锋产生时,近地面雷达径向速度明显增强。中层径向辐合持续时间越长,阵风锋持续时间越长,中层径向辐合消失后,阵风锋也会逐渐消亡。

参考文献

黄旋旋,何彩芬,徐迪峰,等. 2008. 5. 6 阵风锋过程形成机制探讨. 气象, 34(7): 20-26.

李柏,古庆同,李瑞义,等. 2013. 新一代天气雷达灾害性天气监测能力分析及未来发展. 气象, 39(3): 265-280.

刘勇,王楠,刘黎平. 2007. 陕西两次阵风锋的多普勒雷达和自动气象站资料分析. 高原气象, 26(2): 380-387.

马中元,叶小峰,张瑛,等. 2011. 江西三类致灾大风天气活动与回波特征分析. 气象, 37(9): 1108-1117.

盛裴轩,毛节泰,李建国,等. 2003. 大气物理学. 北京:北京大学出版社, 31-34.

孙继松,陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2): 164-173.

王婷婷,王迎春,陈明轩,等. 2011. 北京地区干湿雷暴形成机制的对比分析. 气象, 37(2): 142-155.

王彦,唐熠,赵金霞,等. 2009. 天津地区雷暴大风天气雷达产品特征分析. 气象, 35(5): 91-96.

许焕斌. 2012. 强对流云物理及其应用. 北京:气象出版社, 271-283.

姚叶青,俞小鼎,张义军,等. 2008. 一次典型飊线过程多普勒天气雷达资料分析. 高原气象, 27(2): 373-381.

袁子鹏,王瀛,崔胜权,等. 2011. 一次中纬度飊线的阵风锋发展特征分析. 气象, 37(7): 814-820.

郑媛媛,姚晨,郝莹,等. 2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究. 气象, 37(7): 795-901.

Byers H R, Braham R R. 1949. The Thunderstorm. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C. , 287.

Droegemeier K K, Wilhelmson R B. 1987. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. J Atmos Sci, 44(8): 1180-1210.

Fujita T T. 1963. Analytical mesometeorology: A review. Severe Local Storms. Meteor Monogr, No. 27, Amer Meteor Soc, 77-125.

Wakimoto R M. 1982. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. Mon Wea Rev, 110(8): 1060-1082.

Wilhelmson R B, Chen C S. 1982. A simulation of the development of successive cells along a cold outflow boundary. J Atmos Sci, 39(7): 1466-1483.

Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary layer convergence lines. Mon Wea Rev, 114(12): 2516-2536.