

蔡雪薇, 谌芸, 沈新勇, 等, 2018. 冷涡对两类对流系统结构演变作用的个例模拟对比分析[J]. 气象, 44(6): 790-801.

冷涡对两类对流系统结构演变作用的 个例模拟对比分析^{*}

蔡雪薇^{1,2} 谌芸^{1,2} 沈新勇^{1,3} 刘靓珂¹ 葛蕾²

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/
气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

2 国家气象中心, 北京 100081

3 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

提 要: 2015年8月22日, 在同一冷涡背景下, 华北东北部形成了多单体风暴, 而在黄淮地区出现飑线过程。本文根据观测资料给出冷涡对中尺度对流系统发生发展的动力和热力作用, 并基于 WRF 中尺度数值模式的模拟结果, 对比分析了两类对流系统的形态结构演变和运动过程的差异、差异产生的原因及冷涡的作用, 主要结论如下: (1) 两类对流系统均位于冷涡后部, 但形态演变和运动过程差异显著, 北部分散性对流受地面风辐合及地形抬升的共同影响发展形成多单体风暴, 呈西北—东南排列, 主要以前向传播的方式缓慢向东南偏南方向运动, 带来短时强降水为主的天气; 南部线状对流由山东西北部和河南北部形成的多个孤立单体合并后形成, 随后在黄淮地区发展为飑线系统, 在平流移动为主的作用下向东南方向快速运动, 产生雷暴大风和冰雹天气。(2) 北部多单体风暴在冷暖气团交界面形成, 位于冷涡西南象限, 低层水汽和能量充足; 新对流单体在边界层被触发后, 沿着低层切变线向高能区传播。(3) 南部飑线系统在冷槽后的地面干暖区低压带中形成, 中尺度对流系统产生的冷池和雷暴高压的出流与环境相互作用, 低层水汽条件转好, 使得单体不断传播和合并, 发展为飑线系统。(4) 中层后部入流的强度和环流水汽条件对两类对流系统组织化过程有不同影响, 飑线中层后部入流的增强主要来自环境西风分量的增加, 与冷涡发展演变使得环境风场增强有关; 北部对流湿层深厚, 所处的中层风场弱, 不利于多单体风暴组织化发展; 南部飑线系统位于更强的环境西风引导气流中, 后部中层入流强、高层环境空气干, 有利于强下沉气流形成, 从而促进雷暴高压和冷池的发展, 强下沉气流还使中低层的风速增加, 垂直风切变增强, 有利于对流单体组织化发展形成线状对流。

关键词: 冷涡, 强对流, 飑线, 组织化

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.06.007

Comparative Simulation Analysis of the Effect of Cold Vortex on Structural Evolution of Two Types of Mesoscale Convective Systems

CAI Xuewei^{1,2} CHEN Yun^{1,2} SHEN Xinyong^{1,3} LIU Liangke¹ GE Lei²

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education / Joint International Research Laboratory
of Climate and Environment Change / Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of
Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract: The multi-cell storm in northeast of Huabei Region and squall line in Huanghuai Region happened

^{*} 国家重点研发计划(2017YFC1502501 和 2016YFC0203301)、国家自然科学基金面上项目(41175048、41530427 和 41375051)及国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2015CB453201)共同资助

2017年11月2日收稿; 2018年4月27日收修定稿

第一作者: 蔡雪薇, 主要从事强对流预报研究. Email: caixw@cma.gov.cn

通信作者: 沈新勇, 主要从事中尺度气象学等研究. Email: sxodr@126.com

under the same circulation background of northeast cold vortex on 22 August 2015. Based on meteorological observation data, this paper first shows the dynamic and thermodynamic effects of large-scale cold vortex on the development of mesoscale convective systems. Then, based on the results of WRF mesoscale numerical model simulation, the differences between shape structure evolution and movement process of the two convective systems are compared. The reasons for structural evolution differences and effect of cold vortex are analyzed as well. The research suggests that: (1) Both of the two convection systems are located behind the cold vortex, but their shape evolutions of the two mesoscale convective systems are different. The northern convection was impacted jointly by surface winds and uplift of terrain, forming a multi-cell storm with a northwest-southeast alignment. It traveled slowly south-southeast by downwind propagation, bringing short-time severe rainstorm. The southern linear convection was formed by combination of several isolated cells which formed in northwest of Shandong and north of Henan. Later, the linear convection developed in Huanghuai Region into a squall line system, which moved rapidly to southeast under the action of advection movement, resulting in thunderstorm and hail. (2) The northern multi-cell storm formed in the interface of cold and warm air masses, located in the southwestern quadrant of cold vortex with sufficient low-level water vapor and energy. After being triggered by the boundary layer, the new convective cell propagated along lower shear line to the high-energy zone. (3) The southern squall line system formed in low pressure belt of surface warm area behind cold trough. Cold pool and outflow of thunderstorm high pressure generated by mesoscale convective system interacted with the environment, causing cell to continue to spread, merge and develop into a squall line system. (4) The intensity of mid-level rear inflow and water vapor condition had significantly different effects on the organization of the two convective systems. The increase of rear inflow of squall line in middle layer mainly came from the increase of westerly component, which was related to enhancement of environmental wind field caused by evolution of cold vortex. The mid-layer wind field where the northern convection was located was weak and the whole layer was wet, which was not conducive to the development of multiple cell storm organizations. The middle troposphere of south squall line was located in westerly steering airflow which was stronger than the northern convection. The inflow was strong and ambient air was dry, favorable for the formation of strong descending airflow, enhancing the development of thunderstorm high pressure and cold pool. Strong downdraft increased wind speed in middle and lower layers and enhanced vertical wind shear, which is conducive to the development of convective cell organization and formation of linear convection.

Key words: cold vortex, severe convection, squall line, organization

引言

冷涡是影响我国北方强对流天气发生发展最重要的天气系统之一(朱乾根等,2007;张立祥和李泽春,2009;孙力,1997);从发生时段来看,其引发的强对流天气多发生在冷涡发展和维持阶段;就发生位置而言,对流天气多发生在冷涡的南半部,即冷暖空气交界处(白人海和孙永罡,1997)。近年来我国基于观测资料对东北冷涡背景下强对流天气过程的分析而雷达回波特征等方面的研究很多(郑媛媛等,2011;2014;廖晓农等,2009;陈涛等,2013;王华等,

2007),其中,郑媛媛等(2011;2014)针对东北冷涡对江淮地区强对流的影响进行了系统的分析,指出主要的大尺度环流背景为冷涡槽后型和槽前型,并总结了冷涡形势下飑线生成的特征。此外,很多研究给出了冷涡背景下强对流天气及系统的统计特征(杨珊珊等,2016;王磊等,2013)。

对流风暴主要分为普通单体风暴多单体风暴、线状风暴(飑线)和超级单体风暴(俞小鼎等,2006)。很早,Byers(1959)和 Houze et al(1989)就基于观测资料分别得出了它们的垂直结构分布和内部气流特征;基于数值模拟的研究也非常多(陈明轩和王迎春,2012;姜学恭等,2001;钟水新,2011),针对冷涡

背景下的中尺度对流系统,陈力强等(2005)对东北地区的 MCS 结构模拟,反演得出对流系统的三维结构;刘香娥和郭学良(2012)、王秀明等(2012; 2013)分别对“6·3 河南飏线”作了不同角度的数值模拟分析,前者指出了降水粒子的蒸发融化过程对地面冷池的影响,后者则认为湿度是风暴结构及组织化的决定因素。

研究表明垂直风切变和动力条件对飏线系统发展和组织化具有重要的作用,Jorgensen et al(2004)和 Grim et al(2009)研究指出大尺度系统造成的中层强的尾部入流带来动力强迫机制,使得系统发展加强,推动了地面阵风锋的前进。戴建华等(2012)利用风廓线资料研究垂直风切变和风暴相对螺旋度的垂直变化,指出低层具有较大的垂直风切变和风暴相对螺旋度,中尺度对流系统与环境场的相互作用有利于风暴发展和维持。张建军等(2016)做了低层环境垂直风切变和水汽的敏感性试验,发现风切变增大时,飏线移速减慢,冷池前沿激发的新对流与中高层的垂直运动相互贯通,飏线系统强度随之增强。郑淋淋和孙建华(2016)通过理想数值试验发现改变整层垂直风切变对对流系统的强度和组织结构影响最显著,增加整层垂直风切变,对流强度增强且易组织成线状。

天气尺度系统的动力和热力条件能够对中尺度对流系统的组织化过程起重要作用,多单体结构风暴的运动主要是由平流移动和对流传播组成,其中平流移动是单个风暴单体沿着引导气流移动,而风暴某一侧由新生单体所引发的风暴运动则被称为传播。Corfidi et al(1996)和 Corfidi(2003)分别对后向传播和前向传播的多单体风暴的运动路径做了对比分析,得到客观的计算方法。孙继松等(2013)对比了具有“列车效应”的多单体风暴和飏线的大尺度背景场和两种不同运动轨迹形成的机制。

2015 年 8 月 22 日出现了一次在同一冷涡系统背景下,不同地理位置处产生不同类型强对流天气的过程。冷涡西南象限的华北东北部形成多个分散性单体,发展后以多单体风暴的形式缓慢向偏东南方向移动,产生短时强降水为主的强对流天气;在受冷涡高空槽后影响的黄淮地区,山东西北部与河南北部生成的多个单体合并形成飏线,带来短时强降水、雷暴大风和冰雹等多类型强对流天气。作者前期已经基于观测资料详细分析了北部和南部的中尺度对流系统的发生发展过程以及冷涡对产生不同强对流天气的物理影响因素,但受观测资料的时空分

辨率限制,冷涡对不同类型中尺度对流系统的结构演变过程的影响还需要进一步研究。本文将通过中尺度数值模式(WRF)模拟得到的高时空分辨率资料,给出两种不同类型对流系统的结构演变过程,并从不同对流系统形态结构的发展演变和对流系统运动过程两方面对比分析冷涡环境对中尺度系统结构演变的作用。

1 天气实况与形势

2015 年 8 月 22 日 11—23 时(北京时,下同),在冷涡影响下,北部的多单体风暴带来分散性短时强降水为主的强对流天气,河北秦皇岛最大小时雨强为 $47 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;而南部的飏线过程导致首先出现多站次 9 级以上雷暴大风和直径 10 mm 以上冰雹天气,随后伴随线状分布的短时强降水天气,多个自动站小时雨量超过 50 mm(图 1)。

8 月 20 日,蒙古冷涡东移至东北地区形成东北冷涡。8 月 22 日,红外云图(图 1b)显示气旋性涡旋云系特征,冷涡中心向东北方向移动;此时,冷涡处于成熟向消亡阶段的过渡期,中心位置向北收缩但仍存在闭合等值线和冷中心;我国上空中高层处于两槽一脊的形势场下,由于华东沿海有台风北上,副热带高压东退,华北、黄淮地区位于冷涡后部。

根据前期对环境场动力和热力条件的分析显示,8 月 22 日 08 时对流发生前,两处对流受同一低层 850 hPa 南北向切变线影响,但南北对流发生的环境场热力条件不同。北部对流靠近冷涡中心,高层为暖脊控制因此无明显冷平流,整层相对暖湿;近地面位于冷高压和前沿低压带之间的温压梯度区;南部对流的高低层风场形成前倾槽,上游有补充冷空气形成冷槽暖脊的垂直分布,加剧热力和动力不稳定能量条件;黄淮地区处于地面干暖低压带中,低层水汽不足。

8 月 22 日午后到傍晚对流发展阶段,冷涡强度和位置的变化导致低层切变线的南段断裂转为东北—西南走向(图略),低层风场发生明显改变;综合热力和水汽条件(图 2),北部对流整层暖湿的条件产生较强的对流有效位能,下沉对流有效位能一般,利于短时强降水天气发生;而南部对流同时具有较高的对流有效位能和下沉对流有效位能,低层水汽条件较前期有一定改善,中层干冷空气侵入有利于风雹天气的出现,南部对流 0~6 km 的环境垂直风切变较北部对流明显偏大(图略)。

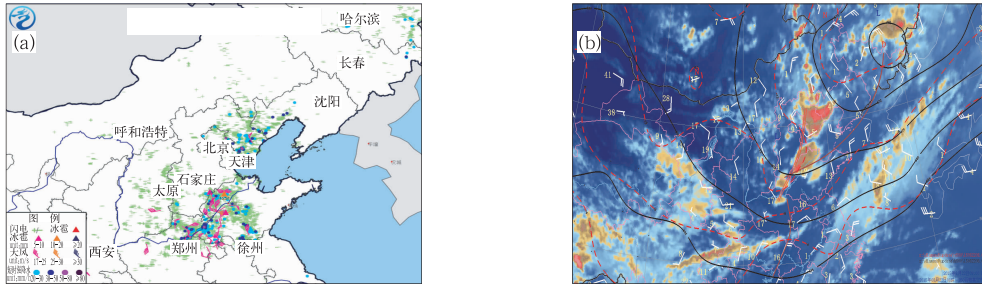


图1 2015年8月22日11—23时强对流天气实况分布(a), 08时大尺度环境场和14时红外云图综合图(b)

[黑色实线和红色虚线: 500 hPa 高度场(单位: dagpm)和温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$),

棕色实线: 500 hPa 槽线, 红色双实线: 850 hPa 切变线(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

风向杆: 850 hPa 风场, 数字: 850 hPa 温度露点差(单位: $^{\circ}\text{C}$)]

Fig. 1 Severe convective weather during 11:00—23:00 BT (a), large-scale environmental background at 08:00 BT and IR at 14:00 BT (b) 22 August 2015

[In Fig. 1b, black solid lines and red dashed lines: geopotential height (unit: dagpm) and isotherm (unit: $^{\circ}\text{C}$) at 500 hPa; brown solid lines: trough at 500 hPa; red double solid lines: shear line at 850 hPa, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; wind barb: wind at 850 hPa; number: difference between temperature and dew point (unit: $^{\circ}\text{C}$)]

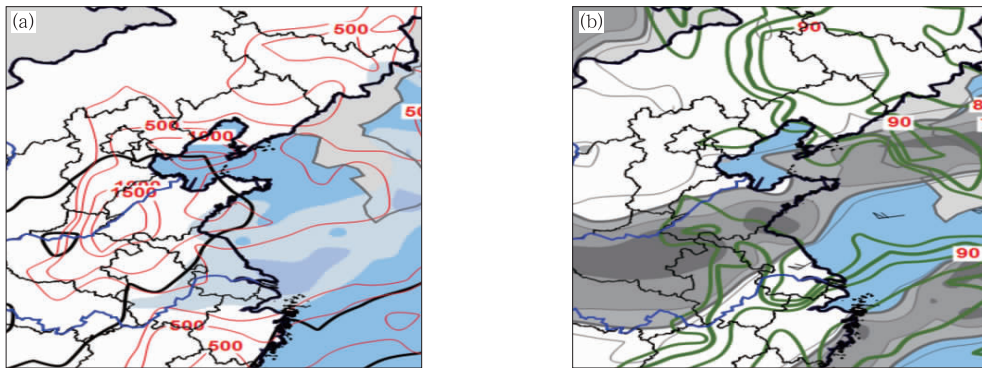


图2 2015年8月22日14时不稳定条件分析(a)(红线: $\text{CAPE} \geq 200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 黑线: $\text{DCAPE} \geq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,

阴影: $0 \sim 6 \text{ km}$ 风切变 $\geq 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和水汽条件分析(b)(阴影: 500 hPa 相对湿度 $\leq 40\%$,

绿线: 850 hPa 相对湿度 $\geq 70\%$, 风向杆: 500 hPa 风速 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 Unstable conditions (a) (red lines: $\text{CAPE} \geq 200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; black lines: $\text{DCAPE} \geq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ and shaded areas: $0 \sim 6 \text{ km}$ wind shear $\geq 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and water vapor (b) at 14:00 BT 22 August 2015

(shaded areas: relative humidity $\leq 40\%$ at 500 hPa; green lines: relative humidity $\geq 70\%$ at 850 hPa; wind barb: wind speed $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at 500 hPa)

分析表明,北部和南部的对流系统具有不同的天气尺度动力和热力背景场:(1)对流发生前,河北东北部水汽条件好,北部对流在湿环境场中被触发,山东西北部低层水汽差,南部对流在干环境场中触发;(2)南部高层有补充冷空气,较北部具有更强的热力不稳定条件;(3)南部对流有明显垂直风切变,比北部对流具有更强的动力不稳定条件。目前冷涡背景场分析仅提供不同类型对流系统形成的潜在可能性,下文将通过中尺度数值模拟来对比分析不同对流系统结构演变特征及原因。

2 数值模拟方案和检验

2.1 数值模拟方案

本文采用美国 WRF3.7.1 中尺度数值模式对此次冷涡背景下强对流进行 36 h 时效的数值模拟,输出时间步长为 30 min,模式的初始场和侧边界条件采用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 逐 6 h 分析资料,并采用 3 层网格嵌套(图3),最高水平分辨率为 3 km,垂直分

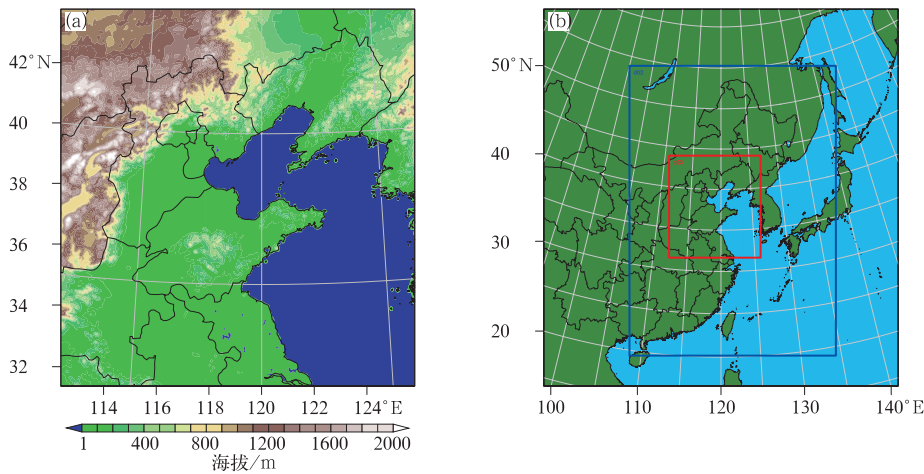


图 3 数值模拟第三层网格区域和地形(a)与 3 层嵌套模拟区域(b)
Fig. 3 Numerical simulation of the third grid area and terrain (a)
and three-layer nesting simulation area (b)

层 45 层,参数化方案设计如表 1 所示。

表 1 参数化方案设计

Table 1 Physical parameterization scheme			
参数	网格一	网格二	网格三
水平分辨率/km	27	9	3
垂直分辨率	$\sigma-\tau$ 地形追随坐标,45 层		
积分时间	2015 年 8 月 21 日 14 时至 23 日 02 时		
微物理方案	Morrison 2-moment 方案		
辐射方案	长波:RRTM 方案,短波:Dudhia 方案		
积云对流	Kain-Fritsch (new Eta) scheme 方案(网格三除外)		
边界层方案	YSU 方案		
地表方案	Revised MM5 Monin-Obukhov 方案		
土壤方案	unified Noah land-surface model 方案		

2.2 模拟效果检验

8 月 22 日 08 和 20 时 500 hPa 的形势场模拟结果显示(图略),东北冷涡、东南沿海台风及中纬度西风急流的模拟均与实况较一致,对高空槽的模拟略偏强。500 hPa 上的冷涡附近为螺旋带状湿区和冷中心,黄淮地区位于西风带急流北侧的温度和湿度梯度区(图略);华北和黄淮地区的模拟对流有效位能显示河北东北部和黄淮地区有两个大值区,其量级与范围与探空实况较一致(图略)。

对模拟雷达回波与实况进行比较(图 4),基本模拟出南部和北部两处对流系统的回波形态:北部回波模拟出了初期分散性单体的特点,发展成为多单体风暴时,回波模拟位置略偏北;模式对南部飑线在初生阶段(山东北部)和形成飑线阶段(山西南部)的回波,模拟结果均与实况在强度和形态上较一致,但位置略偏北。模式对 12 h 的降水模拟显示较

实况在形态和位置上基本符合,但强度总体略偏弱(图略)。

3 两类对流系统的结构演变

利用中尺度数值模式的模拟结果,分析不同类型对流系统的形态演变和运动过程。

3.1 形态演变

位于河北东北部的北部对流在燕山山脉迎风坡一侧,地面高压后部的偏东南气流带来渤海湾暖湿的回流到达山前,与偏北的气流交汇产生地面辐合线,触发的分散性对流单体沿辐合线形成西北—东南方向排列的多单体风暴(图 5a),单体水平尺度小,在地面形成多个小尺度的辐散出流,仅最南侧的单体发展相对剧烈,辐散出流与环境风场辐合形成新的单体。多单体风暴缓慢向东南偏南方向移动,由于单体的强度和位置变化不大,发展阶段的形态特征与初生阶段类似,下文不再重复。

在南部对流的初始阶段(图 5b),山东西北部的强对流单体由偏北气流和弱西南气流辐合形成,触发孤立的对流单体;对流单体的出流边界和环境风的辐合线上有新单体生成;同时位于对流西南侧的河南北部,沿着边界层辐合线在东北方向不断有新的分散性单体生成;多个新生单体与山东西北部对流单体合并,形成线状对流,具有 3 个较强的回波中心,此后进一步南压发展为飑线系统(图 5c 和 5d)。

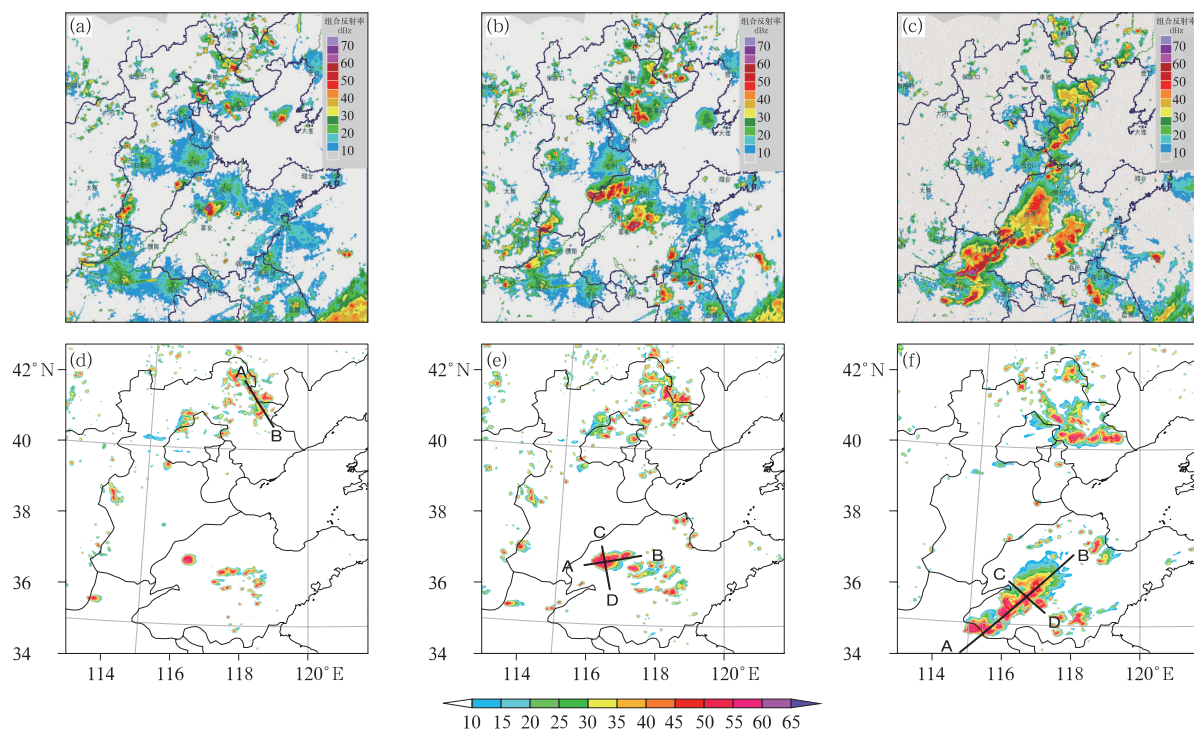


图 4 2015 年 8 月 22 日 13:30(a)、15:00(b)、18:30(c)雷达组合反射率和
13:30(d)、14:30(e)、18:00(f)模拟雷达最大反射率

(直线和字母表示垂直剖面位置和方向,阴影:最大反射率,单位:dBz)

Fig. 4 Radar reflectivity in North China at 13:30 BT (a), 15:00 BT (b), 18:30 BT (c) and simulated maximum radar reflectivity at 13:30 BT (d), 14:30 BT (e), 18:00 BT (f) 22 August 2015

(Straight lines and letters indicate the vertical profile position and direction, shaded area is the maximum reflectivity, unit: dBz)

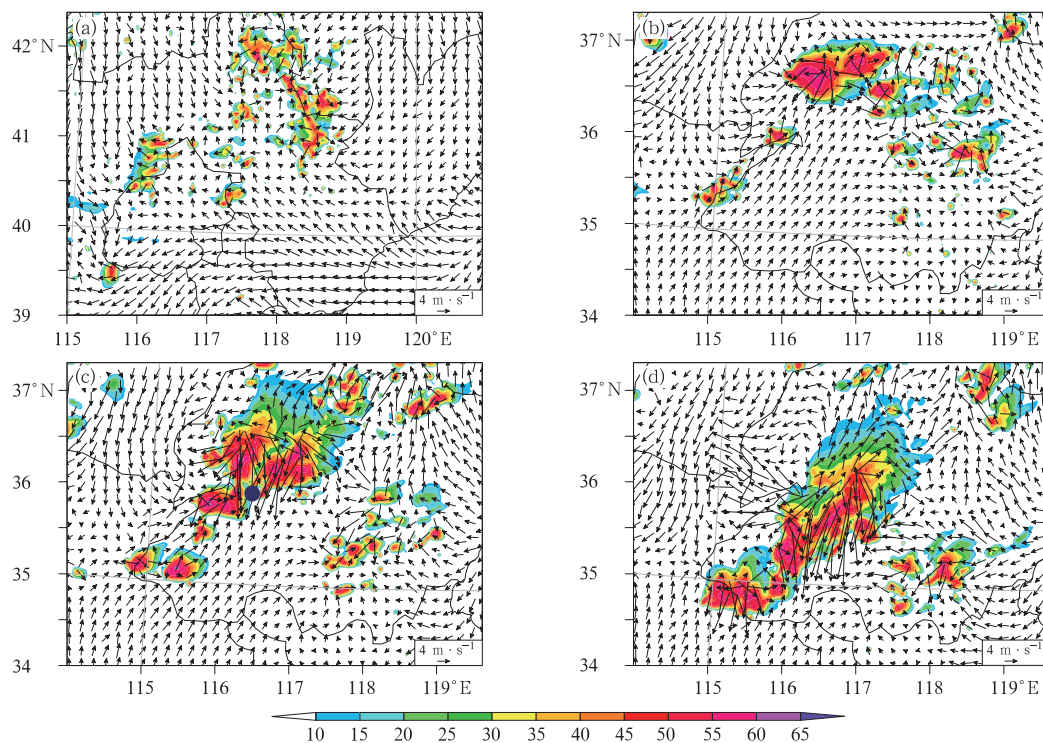


图 5 2015 年 8 月 22 日 13:30 的 10 m 风场-回波(a)、15:00(b)、16:30(c)和 18:00(d) 925 hPa 风场-回波
(蓝色圆点代表图 10 中分析风场所取单点位置,阴影:最大反射率,单位:dBz)

Fig. 5 10 m wind-radar echo reflectivity at 13:30 BT (a), 925 hPa wind-radar echo reflectivity at 15:00 BT (b), 16:30 BT (c) and 18:00 BT (d) 22 August 2015

(Blue dot represents single point of wind analysis in Fig. 10, shaded area: maximum reflectivity, unit: dBz)

3.2 对流系统运动过程

如前所述,对流系统的运动主要由平流移动和对流传播共同作用,通常当环境风场强时,风暴的运动方向以移动的方向为主;而当环境风场偏弱时,则以对流传播的方向为主要运动方向。根据 Corfidi et al(2003)和 Corfidi(1996)的研究,中层引导气流代表单体平流作用指示冷池的移动方向,计算时以 850~300 hPa 平均风指示平流作用,850 hPa 低空急流的反向作为单体传播的方向,因此可以使用环境风场来计算,分别得到不同类型对流系统的运动

速度(图 6a 和 6b,表 2)。

对比分析南北两处对流的环境风场,具有较明显的差异(图 6c 和 6d)。北部对流中高层风场有明显变化,由西北风转为东北风,且风速较南部对流偏小,低层为明显东南风。南部对流中高层为一致的西北风,低层对应为西南风;这与两处对流所处的冷涡不同位置相符合,根据多单体风暴和飑线的不同环境风场的垂直分布,分析两种对流系统运动的差异。

在中层弱环境风场背景下,北部多单体风暴缓慢向东南偏南方向移动,实况雷达回波分析(图 4a~4c)显示西北—东南走向的多单体风暴南侧有新生

表 2 北部和南部对流风场合成演变数据分析

Table 2 Comparative analysis of synthetic evolution data of wind in northern and southern convections

	引导气流				低空急流引导气流				$V_{CL} \& -V_{LLJ}$	$V_{CL} \& -V_{M\beta EJ}$	$V_{M\beta EJ}$	
	U	V	V_{CL}	dir	U	V	V_{LLJ}	dir	φ	ψ	$V_{M\beta E}$	dir
北部对流	-1.0	-2.52	2.71	201	-2.93	0.88	3.06	286	85	119	5.03	166.5
南部对流	7.59	-2.38	7.95	107	1.73	3.15	3.6	29	78	22	9.38	129

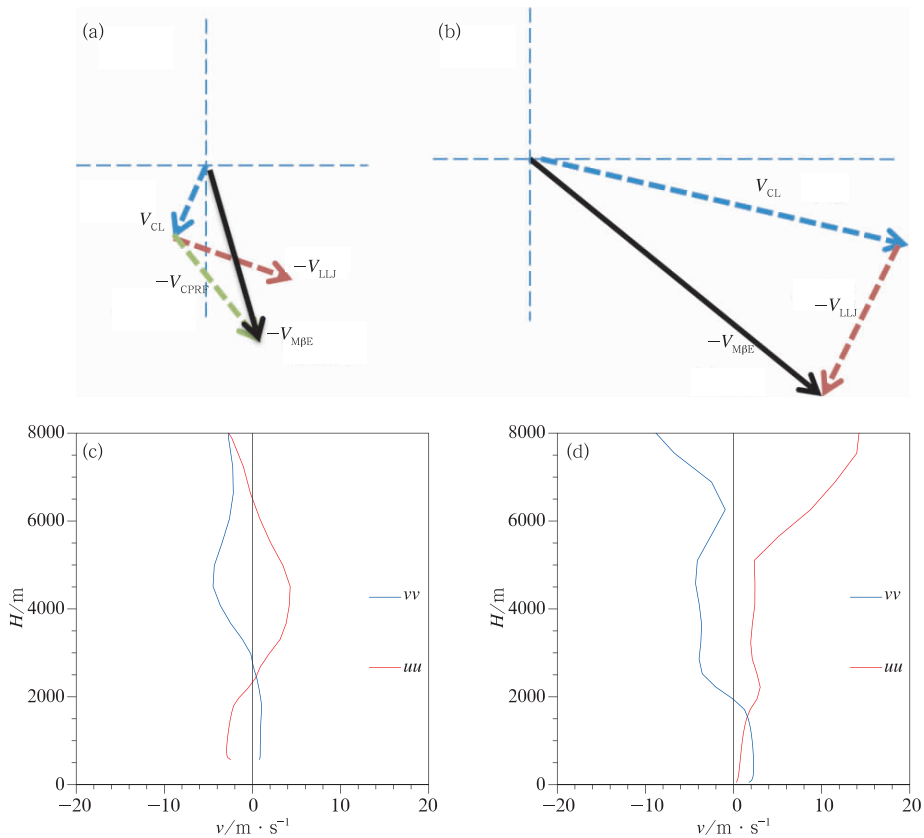


图 6 北部(a)和南部(b)对流系统移动传播示意图

(V_{CL} :引导气流, V_{LLJ} :低空急流, V_{CPRF} :相对冷池的运动, $V_{M\beta E}$:合成运动)及
2015 年 8 月 22 日 13:30 北风(c)和 16:30 南风(d)的环境风场垂直分布

Fig. 6 Schematic diagram of movement and propagation of northern convection (a) and southern convection (b), and vertical distribution of ambient wind field at 13:30 BT (c) and 16:30 BT (d) 22 August 2015

(V_{CL} : steering flow in the cloud layer; V_{LLJ} : low-level jet,

V_{CPRF} : movement relative to cold pool; $V_{M\beta E}$: integrated movement of meso- β scale convective elements)

单体,北侧有老单体消亡,具有前向传播特征,即新单体在其前侧生成。如图6a所示,东北方向引导气流偏弱,单体传播的方向和速度对系统整体运动的贡献更大,经过两次速度合成,得到对流系统的运动速度,仅为 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右。由于其处于接近冷涡中心环流的外围,缺乏较强的中层引导气流,抑制了平流移动的作用,新生单体发展的传播速度也不如南部对流,因此系统的移动速度较南部飑线系统明显偏慢,运动速度的定量分析与雷达观测的回波运动较符合,运动方向与多单体风暴的走向一致,进一步验证了其依靠前向传播为主的作用向东南偏南方向运动。

南部线状对流形成飑线后快速向东南方向移动,根据实况回波演变分析(图4a和4c),南部飑线系统属后向传播,冷池内单体新生;由于处在冷涡南部中纬度西风急流相对强的环境风场背景下(图6b),飑线系统在西北偏西引导气流和单体向西南方向传播的共同作用下,以 $\geq 9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的速度向东南方向移动,其中引导气流较北部分散性多单体风暴明显偏强,单体传播的速度却相差不大(表2)。因此,尽管合成后的运动速度大于平移速度,但东北—西南走向的飑线系统是在以平流移动作用为主的影响下向东南方向运动的,运动方向垂直于飑线系统的走向,有利于推动飑线的前进和发展。

4 结构演变原因和冷涡作用

不同类型的对流系统结构演变特征不同,利用模拟结果进一步分析造成两类对流系统形态演变和运动过程差异的原因和冷涡的作用。

4.1 两类对流系统结构对比

北部对流发展成熟阶段的形态和结构同初始阶段类似(图7a和7b),初生阶段,对流系统位于山上冷气团边缘,对流系统尺度较小,局地降温不明显,地面没有形成雷暴高压但存在辐散出流(图5a)。在700 hPa弱西北风影响下,河北东北部中低层有多个分散的小尺度正负涡度中心和辐合辐散中心,存在多个单体的上升和下沉气流。发展阶段(图略),分散性对流单体位于温度和气压梯度区内,对流单体的传播作用使得该区域不断生成新的对流单体,形成多单体对流风暴。

南部对流初生阶段(图7c和7d),山东西北部地面的低压辐合带内形成的小尺度对流单体导致地

面出现雷暴高压和冷池;700 hPa为西北气流,对流单体前侧的上升出流和后侧的下沉入流使得单体内部存在涡度对与辐合辐散中心。

南部飑线成熟时期(图7e和7f),17—18时地面雷暴高压及冷池的强度达到最强盛阶段,导致局地3 h超过 9°C 的降温和4 hPa的正变压。700 hPa西北气流略有加强,飑线中低层对流单体前沿有辐散和正涡度,对流主体及后部有辐合和负涡度,分别说明前侧有上升运动和出流,对流内部及后侧有下沉运动和明显入流。

南部对流导致的地面冷池移动和演变表明,孤立单体生成至线状对流形成阶段,山东西北部的冷池向西南方向扩展,河南北部的对流形成冷池向东北方向扩展,之后两个冷池合并。图5b、5c和5d表明对流单体的传播与冷池的扩展方向一致,其沿冷池前沿的阵风锋新生,说明冷池的变化与对流单体的传播密切相关。

飑线形成后,对流系统向东南方向移动,冷池的范围仍不断向西南方向扩大,其西南侧有对流不断新生,但冷池中心缓慢向东南方向移动,这与3.2节运动过程分析所得结果一致,即环境引导气流方向指示冷池运动,低空急流反方向指示对流传播。

两类对流系统的垂直结构和流场差异可进一步展示其发展的强度变化和环境风场对其发展的作用。8月22日13:30北部对流处于初生阶段,垂直剖面显示(图8),分散性单体尽管水平尺度小但对流发展的高度超过300 hPa,质心位于中层且最强回波超过40 dBz;单体的上升气流速度超过下沉气流速度,且质心位于上升运动中,有利于分散性短时强降水天气的发生。北部对流发展阶段垂直结构(图略)与此初生阶段结构类似,垂直剖面流场表明对流系统高低层的风场均较弱,无明显的中层入流,因此多单体风暴强度偏弱。

8月22日14:30为南部对流的初生阶段(图9a和9b),山东西北部的对流单体发展最为旺盛,强烈的上升运动使回波顶高接近200 hPa,形成高回波质心;沿运动方向剖面显示前侧低层有入流形成明显上升运动,中低层的强回波区则受强烈的下沉气流控制;干冷下沉气流导致了地面冷池和雷暴高压的形成,在地面形成辐散,导致对流发生初期首先出现雷暴大风为主的强对流天气。图9b还表明对流单体后侧中低层有回波穹窿结构,并有明显的上升和下沉垂直环流,有利于产生冰雹天气,与雷达观测的径向速度剖面分布类似(图略)。

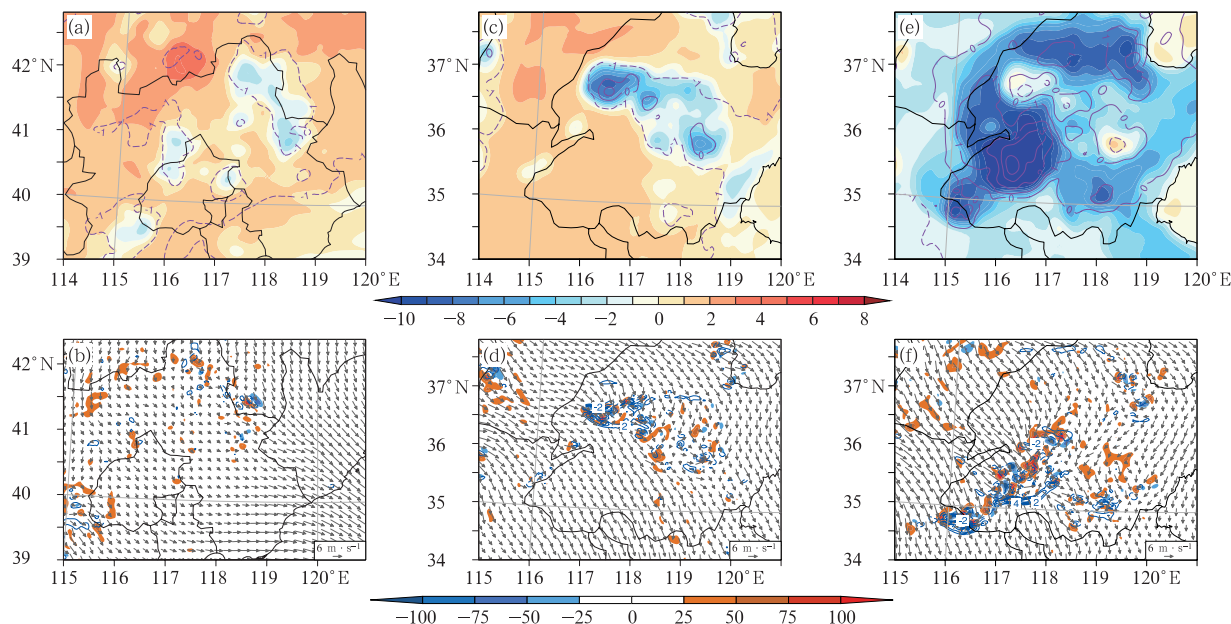


图7 2015年8月22日11—14时(a)、12—15时(c)和15—18时(e)的3 h变温和变压(阴影:变温,单位:℃;等值线:变压,单位:hPa);13:30(b)、15:00(d)和18:00(f)的700 hPa风场、涡度和散度(阴影:涡度,单位: 10^{-5} s^{-1} ;等值线:散度,单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 7 The 3 h temperature and pressure changes (shaded area: temperature changes, unit: $^{\circ}\text{C}$; contour: pressure change, unit: hPa) in 11:00—14:00 BT (a), 12:00—15:00 BT (c) and 15:00—18:00 BT (e), and wind, vorticity and divergence at 700 hPa (shaded area: vorticity, unit: 10^{-5} s^{-1} ; contour: divergence, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 13:30 BT (b), 15:00 BT (d) and 18:00 BT (f) 22 August 2015

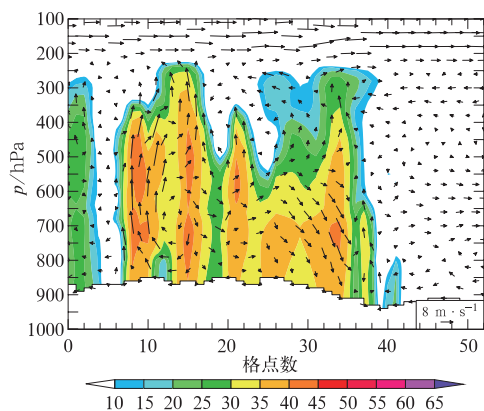


图8 2015年8月22日13:30沿直线北向南的雷达回波和风场垂直剖面(单位:dBz)(剖面所在位置见图4d)

Fig. 8 Combined reflectivity profile along the straight line from north to south at 13:30 BT 22 August 2015 (unit: dBz) (Location of profile is shown in Fig. 4d)

南部对流发展阶段,多个对流单体组织为飑线系统,从22日18时沿飑线长轴方向垂直剖面可以看到(图9c),飑线由多个发展强烈的单体并排组成,质心高度仍保持在500 hPa以上,有多支上升和下沉气流并存。沿飑线运动方向的垂直剖面(图9d)显示,飑线前部的低层入流进入对流系统

后,在质心前侧形成上升气流,飑线后部中层有明显的入流并分为上升和下沉两支气流,后侧上升支与前侧的上升气流在高层的高质心处合并增强,加强了对流云的上冲云顶并形成云砧,强下沉气流位于低层的高质心处,导致近地面辐散,形成雷暴大风天气。以上结果表明,南部对流在初生和发展时期的垂直运动和回波强度均明显强于北部对流,从而使得其结构演变有更明显的差异。

总体来看,北部多单体风暴的形态演变是通过边界层触发后沿着低层南北向切变线向热力不稳定区域传播,存在与多个较小尺度单体对应的上升与下沉气流;南部飑线系统主要通过中尺度对流系统内部的冷池和雷暴高压的演变来实现单体的传播与合并。南部飑线在初生和发展期对流单体发展旺盛,中层具有较北部对流更强的入流气流,将冷环境的干冷空气输送到对流系统内部,通过水成物的蒸发和融化形成强下沉气流导致地面形成雷暴高压和冷池,从而影响该系统的发展演变。

4.2 中层后部入流对两类对流系统组织化的作用

如引言中所述,动力条件对中尺度对流系统的发展和组织化具有重要作用,下文作进一步分析。

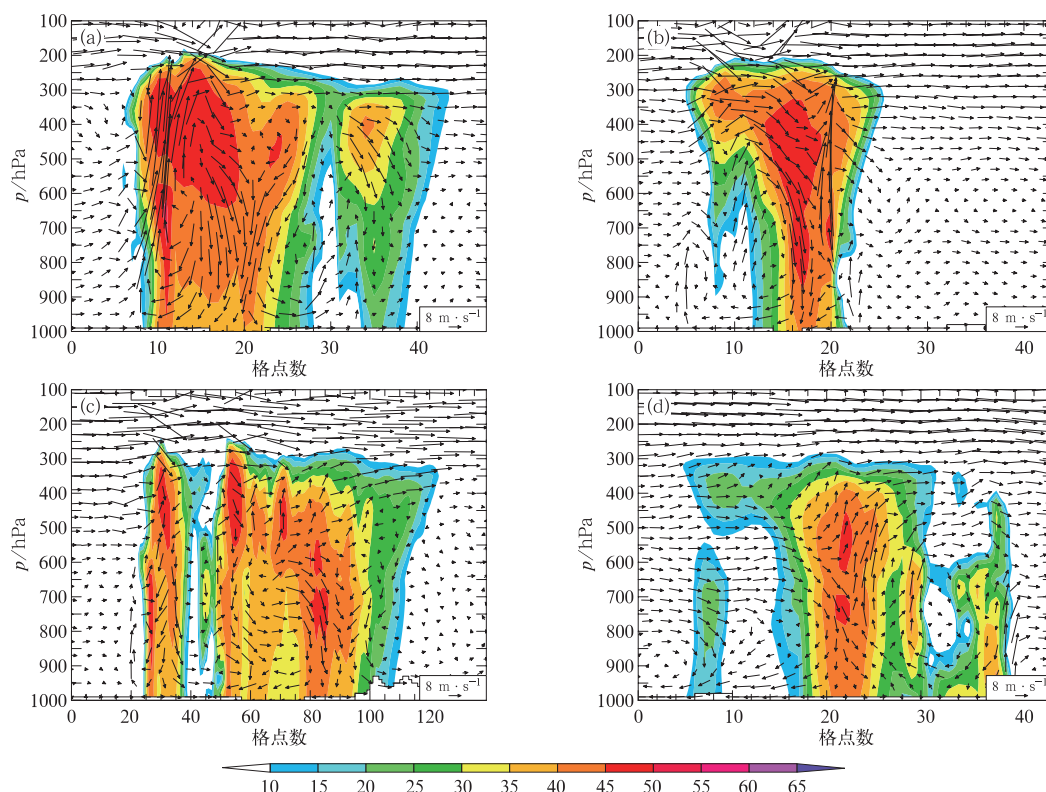


图9 2015年8月22日14:30(a,b)和18:00(c,d)雷达组合反射率(单位:dBz)和风场剖面, 风场和回波沿直线(a,c)西向东和(b,d)北向南(剖面位置见图4e和4f)

Fig. 9 Composite reflectivity (unit: dBz) and wind profile along the line at 14:30 BT (a, b) and 18:00 BT (c, d) 22 August 2015, wind and echo profile along the line from west to east (a, c), and from north to south (b, d) (Location of profile is shown in Figs. 4e and 4f)

由于北部对流系统中高层风场弱, 对对流初生和发展时期风速的变化分析(图略)显示中层风场风速在 $2 \sim 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 无明显变化, 一方面无法形成强的垂直风切变, 上升和下沉运动难以被分离, 影响对流发展强度; 另一方面引导气流的平流作用弱, 使多单体风暴的运动机制以单体传播为主。

沿南部飊线运动方向垂直剖面的水平风分量(沿飊线移动方向为正)分布显示(图10), 飊线后部中层和飊线前部近地面层均有明显入流。中层后方入流进入对流单体后部形成下沉气流在地面导致阵风锋。

如图10a~10c, 对流层中层600~650 hPa附近的入流在飊线发生阶段有明显增强, 增强下沉气流并促进冷空气和动量的下传, 促进对流系统加强, 也有利于水平涡度的增加。8月22日17时在山东西北部0~3 km垂直风切变局地达到 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 而河北东北部小于 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略); 进一步分析山东西部的单点风切变垂直分布(17时系统过境)随时间的演变(图10f), 发现在系统发生前地面至600 hPa垂直风切变均不明显, 最强处仍小于

$8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。飊线发展过程中, 中层(地面至650 hPa)和低层(地面至800 hPa)的垂直风切变增幅均较大, 分别约为 $8 \sim 10$ 和 $10 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 其与后部入流风速加强和下沉气流增强低层风速有关, 说明中层入流的演变最终影响不同层次垂直风切变的分布。强中层风切变使上升和下沉气流分离, 两者共同发展; 并通过下沉气流使低层风速增加, 从而增加低层垂直风切变, 促进飊线自身的发展。

为了展示后侧入流强度的演变, 在17时飊线入流中取一点分析随时间变化的垂直廓线(图10d和10e)。该廓线时间演变表明, 在飊线形成前, 整层风场均为偏西北风控制随高度增大; 17:30—19:00为飊线成熟阶段, 中层后方入流有明显加强, 与对流系统密切相关(图10a~10c)。进一步分析后侧入流中U和V风场分量的演变情况: 在飊线过境时, 600~700 hPa西风分量明显增强; 南风分量中高层转为偏南气流, 对应高层尾部出流。因此, 加强的中层入流气流主要来自于西风分量的增强, 高层出流的加强来自南风分量的增加。飊线过境时西风分量增加近1倍, 飊线过境后西风分量显著减弱, 但风速仍

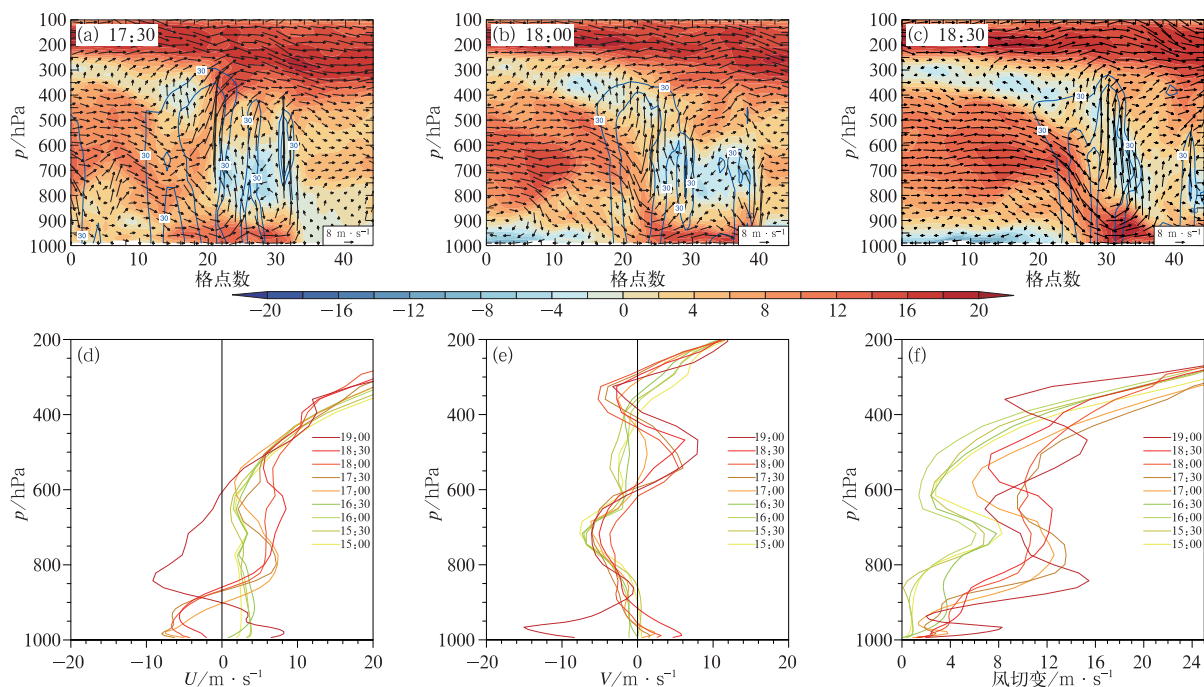


图10 2015年8月22日17:30—18:30(a,b,c)沿飑线运动方向的水平风场(箭头)和水平风速垂直剖面演变(风速 $>0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 为向东南方向运动,阴影:沿飑线运动方向的水平风速,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$;蓝色实线:反射率 $\geq 30\text{ dBz}$);15:00—19:00尾部入流单点(位置见图5c)U风(d)、V风(e)和水平风切变(f)垂直演变

Fig. 10 Profile evolution of horizontal wind field along the moving direction of squall line from 17:30 BT to 18:30 BT 22 August 2015 (a,b,c) (wind speed $> 0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for movement in southeast direction; shaded area: horizontal wind speed the moving direction of along squall line, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; blue solid lines: reflectivity $\geq 30\text{ dBz}$); U component wind (d), V component wind (e) and vertical evolution of horizontal wind shear (f) in rear inflow (position shown in Fig. 5c)

显著大于过境前的环境西风分量,22日09—21时黄淮地区的环境西风增强约 $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图略),表明飑线中层入流的增强既有环境引导气流的作用,也有飑线与环境风场相互作用导致的增强。这与Fovell(1990)和Jorgensen and Smull(1993)和Jorgensen et al(2004)研究结果一致,大尺度系统的动力过程与对流系统的动力过程密不可分。

5 结论与讨论

本文通过高分辨率数值模拟详细分析了冷涡环境下两类中尺度对流系统的形态结构发展演变和运动过程演变及其原因,主要结论如下:

河北东北部的北部对流位于冷涡西南象限,分散性对流单体沿边界层辐合线触发并形成西北—东南向排列的多单体风暴,出现短时强降水为主的强对流天气;风暴属前向传播,其南端新生单体,中层引导气流弱,所以以单体传播机制为主,运动方向与多单体风暴的走向一致,缓慢地向东南偏南方向运

动。南部对流发生在冷涡西南侧槽后的黄淮地区,初始阶段南部对流由偏北气流和弱西南气流辐合形成,低层环境场干,仅触发孤立单体;发展阶段,低层偏东气流加强,水汽条件转好,山东西北部和河南北部的单体沿低层切变线缓慢移动并合并形成飑线系统;飑线系统中对流单体为后向传播,中层引导气流相对较强,垂直于飑线系统的走向,运动方向以平流移动作用为主,快速向东南方向运动,带来风雹为主的强对流天气。

北部多单体风暴形成于地面冷高压和前部低压带之间冷暖气团的温压梯度区,对流单体在边界层被触发后沿着低层南北向切变线向高能区传播,对流内部的中尺度涡度对产生局地小尺度上升与下沉运动。

南部飑线系统形成于干暖的低压带中,依靠中尺度对流系统内部的冷池和雷暴高压的演变机制来实现单体的传播与合并,冷池向环境热力不稳定条件强的山东西南部扩展,形成了单体的后向传播机制。飑线在初生和发展期对流单体发展旺盛,中层

较北部对流更强的引导气流从后部进入对流系统后,将环境的干冷空气通过下沉支输送到低层。

中层后部入流的强度和环境水汽条件对两类对流系统组织化过程的影响不同,其中飑线中层入流的加强表现为纬向风分量的加强,与冷涡演变带来的环境中纬度西风分量的增强有关。北部对流的中层风场弱,整层水汽充沛,不利于多单体风暴的加强和组织化,使多单体风暴的运动机制以单体传播为主。南部加强的飑线后部的中层入流,有利于高层干冷空气和动量向低层传送,产生强烈的下沉气流,形成强的地面冷池和雷暴高压;中层引导气流的加强通过下沉气流的作用使得中低层的风速加强,进而增加低层垂直风切变,使上升和下沉气流分离,有利于组织形成飑线系统。

参考文献

- 白人海,孙永罡,1997. 东北冷涡中尺度天气的背景分析[J]. 黑龙江气象, (3): 6-7, 12.
- 陈力强,陈受钧,周小珊,等,2005. 东北冷涡诱发的一次 MCS 结构特征数值模拟[J]. 气象学报, 63(2): 173-183.
- 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.
- 陈涛,代刊,张芳华,2013. 一次华北飑线天气过程中环境条件与对流发展机制研究[J]. 气象, 39(8): 945-954.
- 戴建华,陶岚,丁杨,等,2012. 一次罕见飑前强降水超级单体风暴特征分析[J]. 气象学报, 70(4): 609-627.
- 姜学恭,孙永刚,沈建国,2001. 一次东北冷涡暴雨过程的数值模拟试验[J]. 气象, 27(1): 25-30.
- 廖晓农,于波,卢丽华,2009. 北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法[J]. 气象, 35(9): 18-28.
- 刘香娥,郭学良,2012. 灾害性大风发生机理与飑线结构特征的个例分析模拟研究[J]. 大气科学, 36(6): 1150-1164.
- 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.
- 孙力,1997. 东北冷涡持续活动的分析研究[J]. 大气科学, 21(3): 297-307.
- 王华,孙继松,李津,2007. 2005 年北京城区两次强冰雹天气的对比分析[J]. 气象, 33(2): 49-56.
- 王磊,湛芸,张仙,等,2013. 冷涡背景下 MCS 的统计分析[J]. 气象, 39(11): 1385-1392.
- 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.
- 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.
- 杨珊珊,湛芸,李晨祺,等,2016. 冷涡背景下飑线过程统计分析[J]. 气象, 42(9): 1079-1089.
- 俞小鼎,姚萍萍,熊延南,等,2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京:气象出版社:90-91.
- 张建军,王咏青,钟玮,2016. 飑线组织化过程对环境垂直风切变和水汽的响应[J]. 大气科学, 40(4): 689-702.
- 张立祥,李泽椿,2009. 东北冷涡研究概述[J]. 气候与环境研究, 14(2): 218-228.
- 郑淋淋,孙建华,2016. 风切变对中尺度对流系统强度和组织结构影响的数值试验[J]. 大气科学, 40(2): 324-340.
- 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[J]. 气象, 37(7): 795-801.
- 郑媛媛,张雪晨,朱红芳,等,2014. 东北冷涡对江淮飑线生成的影响研究[J]. 高原气象, 33(1): 261-269.
- 钟水新,2011. 东北冷涡结构特征及其强降水形成机理研究[D]. 北京:中国气象科学研究院.
- 钟水新,王东海,张人禾,等,2013. 一次冷涡发展阶段大暴雨过程的中尺度对流系统研究[J]. 高原气象, 32(2): 435-445.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等,2007. 天气学原理和方法:第4版[M]. 北京:气象出版社:374-375.
- Byers H R, 1959. General Meteorology[M]. New York: McGraw-Hill Book Company: 540.
- Corfidi S F, 2003. Cold Pools and MCS Propagation: forecasting the Motion of Downwind-Developing MCSs[J]. Wea Forecasting, 18(6): 997-1017.
- Corfidi S F, Meritt J H, Fritsch J M, 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes[J]. Wea Forecasting, 11(1): 41-46.
- Fovell R G, 1990. Influence of the Coriolis force on a two-dimensional model storm[C] // Proceedings of the 4th Conference on Mesoscale Processes. Boulder: American Meteorological Society: 190-191.
- Grim J A, Rauber R M, Mcfarquhar G M, et al, 2009. Development and forcing of the rear inflow jet in a rapidly developing and decaying squall Line during BAMEX[J]. Mon Wea Rev, 137(4): 1206-1229.
- Houze J, R A, Rutledge S A, Biggerstaff M I, et al, 1989. Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Bull Amer Meteor Soc, 70(6): 608-619.
- Jorgensen D P, Murphey H V, Wakimoto R M, 2004. Rear inflow evolution in a non-severe bow echo observed by airborne Doppler radar during BAMEX[C] // Proceedings of the 22nd Conference on Severe Local Storms. Hyannis: American Meteorological Society.
- Jorgensen D P, Smull B F, 1993. Mesovortex circulations seen by airborne Doppler radar within a bow-echo mesoscale convective system[J]. Bull Amer Meteor Soc, 74(11): 2146-2158.