

刘莲,王迎春,陈明轩. 2015. 京津冀一次飑线过程的精细时空演变特征分析. 气象, 41(12):1433-1446.

京津冀一次飑线过程的精细时空演变特征分析^{*}

刘 莲^{1,2} 王迎春³ 陈明轩²

1 中国气象科学研究院,北京 100081

2 中国气象局北京城市气象研究所,北京 100089

3 北京市气象局,北京 100089

提 要: 基于雷达资料快速更新四维变分同化(RR4DVar)分析系统,利用京津冀 6 部新一代多普勒天气雷达资料和区域(约 700 个)自动站资料对 2013 年 7 月 30—31 日京津冀地区一次飑线系统在移动过程中系统不同部位的热动力结构及其环境场时空演变特征进行了分析。结果表明,这次飑线过程是在有利的天气尺度背景形势下发生发展的。飑线形成初期,其中段和南段前部有强的暖湿空气辐合上升运动,并受到强的中层垂直风切变的影响,且在飑线中南段两侧水平正负涡度近似平衡,这种环境下,十分有利于飑线中南段的组织发展。而北段前部受弱的中层垂直风切变及辐散下沉运动影响,不利于北段系统有组织的发展;随着飑线移动下山,中段和南段前部在较强的中层垂直风切变控制下,出现强的暖湿空气辐合上升运动,且存在偏南暖湿气流稳定输送到系统上升运动区中,这对飑线系统中段和南段自身对流单体新生及高度组织化极为有利。随着飑线演变为弓形回波,中段环境场仍维持强的中层垂直风切变且位于冷池出流边界的控制之下,由于地形强迫效应,有利于弓形回波前沿低空偏南暖湿气流的辐合上升,是飑线下山迅速增强并发展成弓形回波,且稳定维持的主要原因。

关键词: 分析系统, 飑线, 时空演变, 雷达, 4DVar

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.12.001

Spatio-Temporal Evolution Characteristics of a Squall Line in Beijing-Tianjin-Hebei Region

LIU Lian^{1,2} WANG Yingchun³ CHEN Mingxuan²

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

3 Beijing Meteorological Service, Beijing 100089

Abstract: The paper focuses on analysis of temporal evolution characteristics of thermo-dynamical structure and storm-related environment in different positions of a squall line that occurred in Beijing-Tianjin-Hebei Region on 30—31 July 2013. The study is based on rapid-refresh 4DVar (RR4DVar) analysis system using 6 CINRAD radar observations combined with regional 700 automatic weather stations. The results indicate that the storm develops under favorable weather conditions. When the squall line forms there is strong warm and wet air convergence, rising motion, strong middle-level vertical wind shear, and positive and negative vorticity approximately balanced in front of middle and southern sections, which contribute to the organization and development of middle and southern sections. In comparison, the front of northern section is under the influence of weak middle-level vertical wind shear and divergence and sinking movement, which is not favorable for the development of northern section. As the squall line spreads down from the mountain, the front parts of middle and southern sections are under the control of relatively strong middle-

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306008)资助

2015 年 3 月 23 日收稿; 2015 年 6 月 5 日收修定稿

第一作者:刘莲,主要从事强对流天气分析与预报研究. Email:lliu@ium.cn

通信作者:王迎春,主要从事城市气象短临预报的科研工作. Email:ycwang@bjmb.gov.cn

level vertical wind shear, thus strong warm and wet air convergence result in strong dynamic lifting. Also the warm and wet flow is stably conveyed to the ascending area in storm. All these are beneficial to new-born convective cells and high organization of middle and southern sections. During the squall line evolves into the bow echo, strong middle-level vertical wind shear, outflow boundary and cold pool dominate the middle section. Moreover, the terrain forcing effect is extremely significant. These all are conducive to the convergence and aloft motion of low-level warm and wet airflow southerly in front of the bow echo, which are the main causes for the quick enhancement of bow echo and stable maintenance during the squall line down the mountain.

Key words: analysis system, squall line, spatio-temporal evolution, radar, 4DVar

引 言

飊线作为一个中尺度对流系统,包括对流区和层状云区两部分,其过境会造成气压涌升、气温骤降、风向突变、风力猛增等气象要素的突然变化,是夏季(6—8月)京津冀地区主要的高影响天气之一,其突发性、局地性强、强度大,致灾影响面广,而且飊线不同部位的演变和发展也存在显著差异,从而增加了业务上对飊线过程准确实施精细化临近预报预警的难度。因此,对飊线系统演变机理进行深入细致分析就成为了一项必要课题。

国外对飊线等强风暴的研究起步较早,20世纪50年代以来,国外开展了一些大型的外场观测和数值模拟试验,旨在研究强风暴发生发展机理。当时主要认为冷池和低层垂直风切变是影响飊线等强风暴发生发展的重要因素。Newton(1950)、Fujita(1955)和Ludlam(1963)指出垂直于飊线方向的水平风垂直切变是影响飊线发展演变的关键因子,由此发展了垂直风切变影响下的飊线二维概念模型。此外,Bluestein等(1985;1987)通过观测分析多个飊线个例发现,飊线的发生均伴随着明显的低层垂直风切变,这与飊线的发展强度无关,且垂直于飊线方向的低层垂直风切变值越大,则飊线发展越强,维持时间也越长。Purdon(1982)发现新风暴单体常初生于风暴出流边界。Droegemeier等(1985;1987)指出在有垂直风切变情况下,冷池能触发前沿向着风暴出流方向移动的暖空气产生较强的上升运动,对风暴的发展相当重要。在此基础上,Rotunno等(1988)和Weisman等(1988)提出了飊线发展演变的“RKW”理论,指出近地面冷池和低层垂直风切变相互作用对飊线的发展演变至关重要。当冷池出流产生的水平涡度与低层垂直风切变造成的水平涡

度近似平衡时,容易造成冷池前沿暖湿气流上升最强,使得新对流单体沿出流边界产生,最利于飊线的发展、传播与维持。

国内对飊线等强风暴发生发展机制研究也取得了不少成果。飊线系统的发生发展受大尺度影响系统及中小尺度系统的共同制约,有利的大尺度环境背景更利于飊线系统的发生。丁一汇等(1982)总结18个飊线个例时,发现低涡、冷锋、高空急流、切变线、低空风场不连续线及露点锋等对飊线起到触发及组织加强作用。蔡则怡等(1988)指出两条飊线相遇时,在连接处会有新的飊线系统猛烈发生发展,形成新的强飊线。随着新一代高时空分辨率多普勒天气雷达组网投入业务使用以及数值模式的不断发展,国内对中尺度对流发展机制有了较为成熟的认识,认为边界层辐合线、位势不稳定、冷池和低层垂直风切变是飊线发生维持的重要因子。沈杭锋等(2010)、许新田等(2012)、易笑园等(2014)指出边界层辐合线起到了触发和加强风暴的作用,孙敏等(2015)指出地面阵风锋与稳定维持的近地面辐合线交汇,导致风暴前缘出现局地锋生现象,是该地对流单体新生的重要原因。盛日锋等(2009)指出旧辐合线的移动和强度演变有利于触发新辐合线,进而影响风暴发展强度。此外,强的环境风垂直切变有利于飊线内部对流单体的组织发展,对飊线的倾斜发展起重要作用(袁子鹏等,2011),而风切变矢量随高度顺时针变化,对飊线或飊线内强对流单体的形成和发展极为重要(伍志方等,2014),风暴冷池和低层垂直风切变对中尺度对流系统的发展加强与生命史维持起重要作用(王晓芳等,2010;陈涛等,2013),较强的辐合上升运动与垂直风切变相互作用是影响对流系统发展演变的重要因子(杨晓霞等,2007)。李娜等(2013)指出冷暖气流的辐合抬升、对流有效位能的积聚以及垂直风切变条件等对飊线的发展加强

起重要作用。而京津冀地区高时空分辨率中尺度观测网的建立,为深入研究这一地区强风暴过程发生发展环境、风暴内部结构及其发展演变机制等提供了较为全面的观测资料以及分析的技术条件。此外,水汽条件是风暴发生发展的必备条件之一,孙建华等(2014)指出环境场中整层水汽含量与风暴强度及冷池呈一定的正相关关系,对风暴的组织形态、维持时间和强度有重要影响。王国荣等(2010)指出水汽通量辐合和山前气流辐合抬升是北京地区风暴在山前发展并造成强降水和短时大风的主要原因。

可以看出,国内外学者对飊线发生的大尺度天气背景、三维结构概念模型以及演变特征等研究已经取得不少成果,重点主要放在对飊线个例的模拟分析与诊断上,而对其内部精细结构及其演变特征的认识还远远不够,特别是对复杂地形条件下飊线不同部位的发展演变机理缺乏系统性认识,导致对飊线是否下山、下山过程中不同部位发展加强还是减弱消散仍很难把握,进而使得对其发生时间、落区位置的预报很困难。为了提高京津冀地区飊线天气过程精细化预报预警能力,尝试飊线系统不同部位的三维结构及演变特征研究,进一步认识飊线不同部位的发生发展机理是必不可少的。

20 世纪 90 年代开始, Sun 等(1997; 1998; 2001; 2002)逐渐发展了基于雷达资料 4DVar 同化技术的变分多普勒雷达分析系统(VDRAS),该系统能够有效地对高时空分辨率雷达资料进行同化分析,反演出风暴的三维风场、热动力场及微物理场的详细结构,极大地改善了中小尺度强风暴演变机理的分析能力,对强风暴三维结构及发展机理的认识达到了新的高度,VDRAS 也成为研究强风暴的重要工具之一。随后,越来越多的气象研究者应用 VDRAS 这一工具对强风暴过程进行分析研究。Crook 等(2004)和 Sills 等(2004)对一次龙卷风雹暴个例进行低层风场反演分析,发现风暴出流边界与海风锋相互作用对风暴的发生发展起重要作用。Sun 等(2008)对一次飊线天气过程进行三维动力场、热动力场及微物理场的反演分析研究,指出最大上升运动出现在中层,上升运动区中的空气达到饱和或近饱和,暖湿空气在上升过程中凝结释放潜热,导致中层为正温度扰动区,最大下沉运动出现在较低层,雨滴在下沉过程中蒸发冷却,导致低层为冷池区,完全符合飊线系统的三维结构概念模型。

近年来,一系列的研究和测试对 VDRAS 系统

进行了改进(Sun, 2005; Chen et al, 2007; Sun et al, 2008; 2010; 陈明轩等, 2011)。2008 年,同化北京和天津 2 部新一代天气雷达资料的 VDRAS 系统在北京奥运会和 B08FDP 期间的强天气临近预报中得到成功的实时示范应用(陈明轩等, 2011)。通过对 VDRAS 系统进一步改进和优化,初步形成了一个适合于实时运行的、快速刷新的雷达四维变分分析业务系统,并对不同类型风暴(包括飊线、超级单体风暴、多单体风暴、强降水 MCS 等)的动力和热动力特征进行了成功的模拟分析(陈明轩等, 2012a; 2012b; 2013; 孙继松等, 2013; 肖现等, 2013; 2015),揭示了低层动力场及热动力场对京津冀地区风暴的触发、增强、维持及传播起关键作用。特别是陈明轩等(2012a)利用改进后的雷达四维变分分析系统,模拟分析了影响京津冀地区一次强飊线过程发展演变的动力和热动力结构,发现模拟结果与“RKW”理论完全一致,表明雷达四维变分分析系统对复杂地形条件下飊线系统的演变机理具有较好的模拟能力。

此外,京津冀地区复杂的地形条件对风暴的发生、发展及演变起重要作用,张文龙等(2014)指出北京周边地区的风暴冷池流出沿着沟谷地形或向平原地区流动,与北京山谷或城区的边界层暖湿空气形成空气的辐合抬升运动,是北京周边对流风暴新生的触发机制之一。虽然国内对复杂地形条件下风暴发生发展问题关注度很高,也有了可观的研究成果(陈双等, 2011; 矫梅燕等, 2005; 孙继松, 2005; 孙继松等, 2006; 2008; 丁青兰等, 2009),但是,利用对流尺度数值模拟和雷达资料 4DVar 同化方法对复杂地形条件下飊线不同部位的时空演变机制进行模拟分析的研究工作还不多见。

2013 年 7 月 30—31 日,京津冀地区一次飊线下山过程中,造成多处局地短时大风及短时强降水,且降水强度差异较大,给临近预警的精细化带来了挑战。由后文分析可知,本次飊线过程是在强天气尺度背景强迫下发展演变的,其传播下山过程中经历了复杂的演变过程,其一是飊线南北两段先后减弱、分裂,脱离主体风暴,其二是飊线中段发展加强为弓形回波,其三是弓形回波到达平原地区后减弱,并消散于东南平原地带。国内外对飊线风暴的模拟分析研究重点大多是风暴整体的演变机制及结构概念模型(Ludlam, 1963; Sun et al, 2008; 王晓芳等, 2010; 刘香娥等, 2013; 潘玉洁等, 2012; 马中元等, 2014),主要原因在于其内部精细结构及其演变特征

的认识还很不够,进而使得对其发生时间、落区位置的把握很困难。本文研究重点将放在飏线风暴不同部位前沿环境场配置及其下山演变特征的分析上,通过分析飏线演变过程中内部结构特征演变来揭示本次飏线过程的演变机理。

1 雷达回波演变特征及地面降水实况

2013年7月30日11:00至31日10:00(如未特别说明,本文均使用北京时),华北大范围区域出现了一次降水过程,雨量分布极其不均匀。较强降水主要出现在北京及张家口市大范围区域,时间在30日晚上至31日凌晨。

从雷达回波演变图(图1)来看,19:00张家口及山西北部出现零散的短粗状回波,回波长宽比约为2:1。随后回波向东南方向组织发展,形成东北—西南向长带状分布的飏线。随着飏线移进北京地

区,北段减弱,中段组织形成弓形回波,回波强度达到65 dBz,南段先组织加强后减弱,回波由长带状变为短粗状,南北跨度减半。由小时累积降水量(图2)可知,由长飏线造成的降水较弱且分散(图2b和2d),而由中段演化形成的弓形回波造成降水强度及强降水范围显著增大(图2e和2f),最大雨强为 $48.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (表1),出现在怀来中部,14个自动站出现了短时局地强降水过程。

本次飏线演变过程中,不断有对流单体新生并“喂入”飏线,造成飏线不同段演变特征不同。19:23零散回波之间不断初生新对流单体,是长带状飏线形成的重要纽带(图略),飏线南北约跨3.5个纬距,飏线长达450 km,宽约100 km。20:38北段虽有对流单体新生,但组织性大大降低,中段及南段由于初生新的对流单体并“喂入”飏线,且内部多个对流单体合并而组织发展。23:27弓形回波下山发展,回波呈短粗状,南北跨近2个纬距,此时南北两段减弱

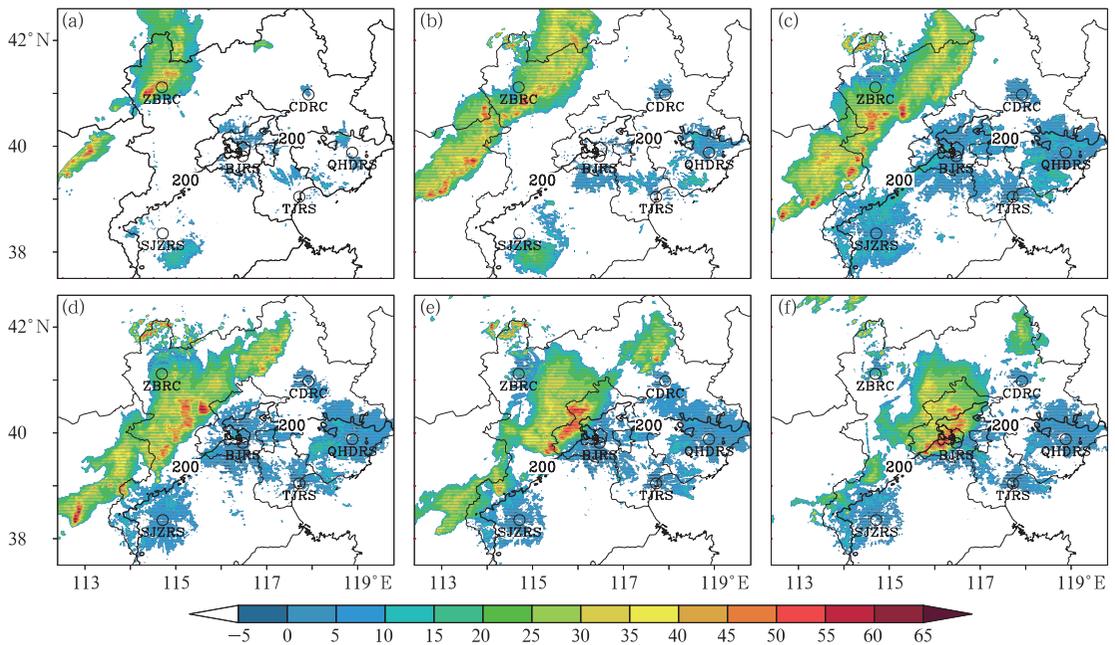


图1 2013年7月30日京津冀地区6部新一代天气雷达19:00—23:59逐时组合反射率因子拼图

(a) 19:00, (b) 20:04, (c) 21:02, (d) 22:00, (e) 23:03, (f) 23:59

(色块,单位:dBz;黑色空心圆表示雷达站位置;BJRS、TJRS、SJZRS、QHDSR:北京、天津、石家庄、秦皇岛S波段天气雷达;ZBRC、CDRC:张北、承德C波段天气雷达;粗黑线表示200 m地形等高线,用于区分平原和山地)

Fig. 1 Composite reflectivity mosaic from 6 CINRAD radars in

Beijing-Tianjin-Hebei Region (color shaded) at 19:00 (a),

20:04 (b), 21:02 (c), 22:00 (d), 23:03 (e) and 23:59 (f) BT 30 July 2013

(The black hollow circles denote 6 radar sites. BJRS, TJRS, SJZRS, QHDSR, ZBRC and CDRC denote S-band radar sites of Beijing, Tianjin, Shijiazhuang, Qinhuangdao, and C-band radar sites of Zhangbei, Chengde, respectively; solid black line denotes 200 m terrain elevation, used to distinguish plain and mountain)

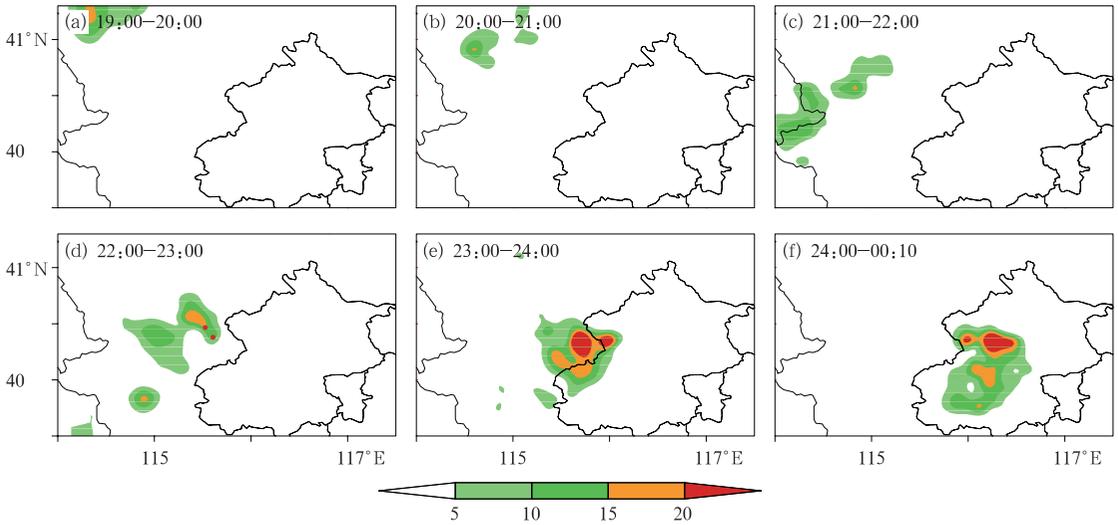


图 2 2013 年 7 月 30 日 19:00 至 31 日 01:00 京津冀地区小时累积降水量(单位: mm)

Fig. 2 Hourly precipitation in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 19:00 BT 30 to 01:00 BT 31 July 2013

表 1 京津冀地区最大雨强及位置

Table 1 The maximum rain intensity and location in Beijing-Tianjin-Hebei Region

时间/BT	雨强/mm · h ⁻¹	最大雨强位置及站号、经纬度
30 日 19:00—20:00	16.2	张北(B3234; 41. 19°N, 114. 38°E)
30 日 20:00—21:00	17.2	万全(B3147; 40. 89°N, 114. 63°E)
30 日 21:00—22:00	15.5	宣化(B3102; 40. 59°N, 114. 88°E)
30 日 22:00—23:00	24.5	怀来(B3085; 40. 47°N, 115. 53°E)
30 日 23:00—24:00	48.3	怀来(B3083; 40. 36°N, 115. 68°E)
31 日 00:00—01:00	37.8	昌平(A1402; 40. 37°N, 116. 30°E)

并脱离中段。本文主要分析以上三个阶段飊线演变的近风暴环境特征。

2 天气背景与局地对流条件分析

2.1 有利于飊线发展的大尺度背景

利用 NCEP/NCAR 逐 6 h 的 1° × 1° 再分析资料(Kalnay et al, 1996)和京津冀地面自动站观测资料,对 2013 年 7 月 30 日 14:00 及 20:00 各高度层(200、500、850 hPa 及地面)的天气尺度背景进行分析,发现随着 500 hPa 图上(图 3b、3f)内蒙古西部延伸至甘肃中部上空的槽线东移,且槽前为正涡度平流控制,这种配置结构的演变加剧了层结不稳定和动力不稳定性,有利于低层低值系统中辐合上升运动的发展。从 850 hPa 图(图 3c、3g)可以看出蒙古中部和渤海湾至黄淮存在两条相对稳定的横向切变线,整个京津冀地区受两条切变线之间的暖舌控制,且北京地区低空水汽条件较好,初始对流位于北部

切变线偏向暖区一侧,表明该切变线对风暴系统的触发起到了重要作用。200 hPa 图上(图 3a、3e), 14:00 北京地区位于高空偏西急流出口区左侧,该处气流辐散,强迫出补偿性的上升运动,为强对流的发生提供了有利的大尺度抬升条件,有利于降水的发生。观察分析地面图(图 3d、3h)可以看出,北京地区处于地面低压的前部,受湿舌控制造成近地面水汽条件($q \geq 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)非常有利于风暴的发展,是强降水发生在北京地区的一个重要因子,且偏南风将暖湿空气向山区输送,易造成迎风坡地形性抬升运动。

飊线风暴得以发生发展除了受天气尺度背景形势的制约以外,也与局地热动力条件存在密切关系,为研究飊线风暴的发生发展及演变机制,对局地对流环境条件进行分析就显得十分必要。

2.2 局地对流条件

20:00 左右飊线上半支贯穿张家口市东北至西南一带,21:59 开始影响北京延庆西南。对飊线影

响北京地区前的 14:00 及 20:00 北京 54511 站探空曲线进行分析(图 4),发现 20:00 北京地区“上干下

湿”(图 4b),使得北京地区存在强的对流不稳定潜势;此外,对流层低层为暖平流、中高层为冷平流的

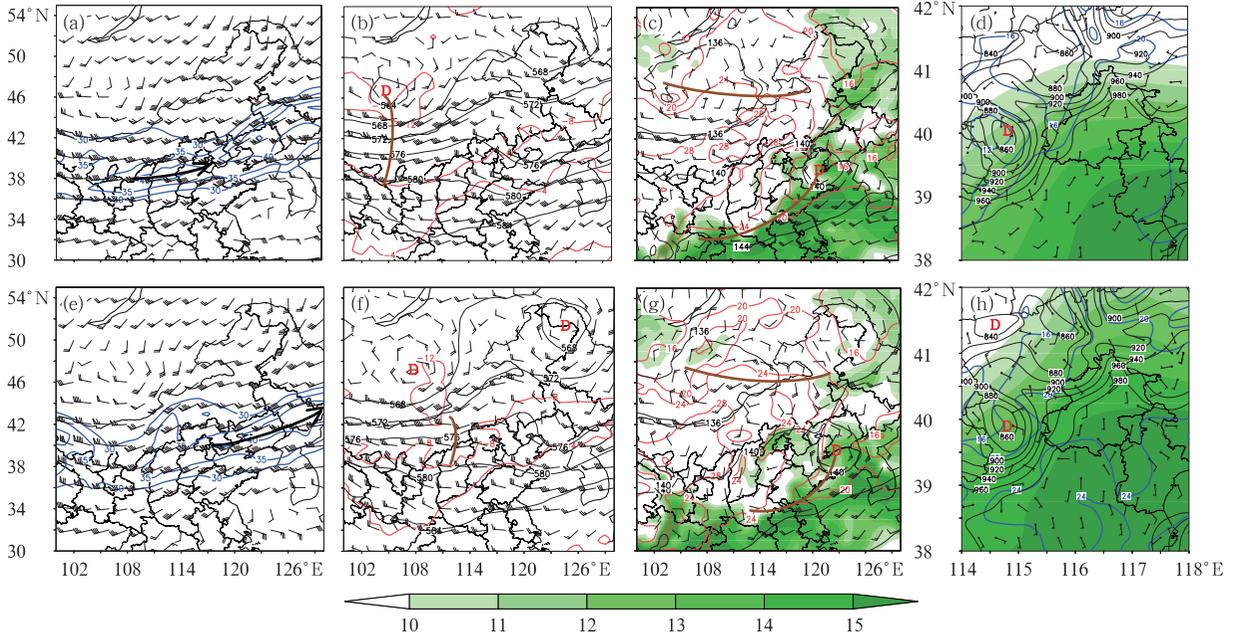


图 3 2013 年 7 月 30 日 14:00(a, b, c, d)及 20:00(e, f, g, h)各高度层天气尺度形势

(a, e) 200 hPa 水平风场(一根黑色风向杆表示风速大小为 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,下同)和风速(蓝色实线),其中黑色粗箭头为 200 hPa 急流轴;(b, f) 500 hPa 温度场(红色虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$,下同)、位势高度场(黑色实线,单位: dagpm,下同)及水平风场,其中红色字母“D”表示低压(下同),棕色实线为槽线;(c, g) 850 hPa 温度场、位势高度场及水平风场,其中棕色实线为切变线,阴影部分为比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$,下同);(d, h) 地面气压场(黑色实线)、露点温度场(蓝色实线)及水平风场,阴影表示地面以上 2 m 高度处的比湿

Fig. 3 Synoptic situation at 14:00 (a, b, c, d) and 20:00 (e, f, g, h) BT 30 July 2013

(a, e) horizontal wind (a black bar denotes $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind speed (blue solid lines) at 200 hPa, black thick arrow is the axis of jet; (b, f) temperature field (red dotted lines), geopotential height field (black solid lines) and horizontal wind at 500 hPa, red letter “D” denotes low pressure, brown line is trough; (c, g) temperature field, geopotential height field and horizontal wind at 850 hPa, brown lines are shear lines, the shaded denotes specific humidity; (d, h) surface pressure fields (black solid lines), dew point field (blue solid lines) and horizontal wind, the shaded denotes 2 m specific humidity

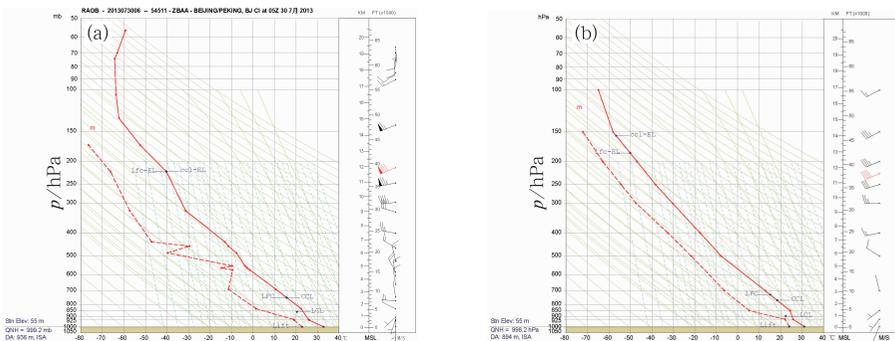


图 4 2013 年 7 月 30 日 54511 北京站 14:00(a)和 20:00(b)探空曲线 (右侧为风廓线)

Fig. 4 Rawinsonde observations from 54511 Sounding Station in Beijing at 14:00 (a) and 20:00 (b) BT 30 July 2013 (the right side for wind profile of each panel)

这种垂直配置,有利于加剧热力不稳定性,为强风暴的爆发积蓄不稳定能量。对比分析 14:00(图 4a)及 20:00(图 4b)北京探空曲线可知,14:00 对流有效位能(CAPE)高达 $2445 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,20:00 CAPE 达 $2325 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,即飊线进入北京地区前,CAPE 稳定维持较大值,而对流抑制能(CIN)则维持较小值,可见北京地区存在大量不稳定能量的累积,这与“上干下湿”的不稳定配置有很大关系。而抬升凝结高度(LCL)及自由对流高度(LFC)较低,说明较弱的抬升触发机制就可以使气层抬升达到饱和并突破低 CIN 的抑制,抬升到 LFC,从而爆发强风暴过程。

对探空风场进行分析,可知 14:00 地面至 500 hPa 处的垂直风切变为中等偏强,有利于局地对流的组织发展,20:00 垂直风切有所减弱,然而中等偏弱的垂直风切变并不会影响飊线系统内个别强对流单体的形成与发展。

3 模式试验设置

如前文引言所述,雷达四维变分分析系统优势就是快速更新循环及同化多部高时空分辨率的雷达观测资料,并融合地面自动站观测及其他多种资料,因此逐渐成为研究强风暴的重要工具之一,其在京津冀地区反演的低层动力场、热动力场及微物理场具有较高的可信度(Sun et al, 2010; 陈明轩等, 2011)。本文正是利用该系统这一优势,对飊线个例进行数值模拟和结果分析。系统的相关技术及其重要改进参见以上相关文献,此处不再赘述。

通过分析本次飊线的回波演变,并对张北 C 波段和北京 S 波段雷达反射率因子进行多方向垂直剖面分析(图略),可以看出本次飊线回波质心较高,超过 40 dBz 的强回波顶高达 10 km,呈现出明显的高质心特征,而形成弓形回波后,质心约降低了 50%。因此,本文采用高层配置对此次飊线进行模拟分析,即模式只同化 8.5 km 以下的雷达观测资料(反射率因子和径向速度),而 8.5 km 高度以上作为云模式的上部海绵边界层,用于消除模式上部的波动反射效应。事实上,绝大多数的雷达有效观测数据也基本在 8.5 km 以下。

本文除了使用多普勒天气雷达观测资料,也使用京津冀地面自动观测资料,用于中尺度背景分析场地面物理量的计算。此外从北京快速更新循环数值预报业务系统(BJRUC)中提取 25 km 间隔的模

式探空资料,用于中尺度背景分析场高空物理量的计算。中尺度背景场的计算方案详见陈明轩等(2013)。

系统水平分辨率为 3 km,模拟中心点设定在 $(40.09^\circ\text{N}, 116.21^\circ\text{E})$ 。垂直方向设置为 28 层,垂直分辨率为 500 m,模式最低层高度设为垂直分辨率的一半,模式层顶高度为 13.75 km。系统的同化窗长度设置为 12 min,并做 6 min 预报用于下一个循环的初猜场。对于系统的冷热启动和快速更新循环流程的相关介绍可参见陈明轩等(2011)的描述。设置迭代次数为 40 次,用于结束最小化过程。此外,关于系统对风暴低层三维动力及热动力结构特征反演分析的可靠性验证见相关文章(Sun et al, 2010; 王彦等, 2010; 陈明轩等, 2011),此处不再赘述。

4 模拟结果分析

本文选取三个代表性时次,即 2013 年 7 月 30 日 19:23、20:38 及 23:27,分别代表飊线三个不同的发展阶段;19:23 代表长带状飊线形成初期阶段;20:38 代表飊线下山增强阶段;23:27 代表飊线演变为弓形回波阶段。从近风暴区域的动力场及热动力场方面分别对飊线以上三个阶段进行精细时空演变机理分析,旨在寻找飊线系统下山过程中不同部位强度演变存在差异的原因。

4.1 带状飊线形成阶段

19:23 河北西北部与山西、内蒙古交界一带出现了一条东北—西南向长带状分布的飊线,伴随着张北地区降水的发生(图 2),形成了一个范围较大的冷池,冷池中心扰动温度值达 -5.64°C (图 5b)。

对于飊线北段而言,从动力场来看,北段前部(图 5 中 A 区域,下同)主要为辐散下沉运动(图 5c),其中辐合强度极弱,对应的中层垂直风切变值低于 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 5a),即北段前部受弱的中层垂直风切变和辐散气流控制,极大地阻碍了上升运动的发展。从热动力场来看,A 区域受扰动温度值低于 2°C 的弱暖空气控制,造成北段前沿扰动温度梯度较小(图 5b)。虽然北段出流边界上存在强暖空气上升运动(图 5c),但是由于冷池内部密度很大的偏西强冷空气出流稳定维持在北段(图 5b、5c),加上近风暴环境场以辐散下沉运动为主,从而

切断了前沿上升运动区中暖空气的补充,将造成 A 区域弱暖空气无法顺利进入前沿斜升气流中,从而造成高质心飑线北段缺少新生对流单体的补充,对风暴北段的发展及生命史的维持极为不利。结合图 5c 和图 6a 可以看出,受冷池出流及近风暴环境下下沉气流影响,造成北段及近风暴环境低层为水平负涡度区,极大阻碍了前沿斜升气流的强度及深度,对北段对流单体沿出流边界新生及组织加强起负作用。

中段前部(图 5 中 B1、B2 区域,下同)B1 区域受中等到强的中层垂直风切变控制(图 5a),且扰动温度值高于 4°C 的强暖空气控制范围较大,中段前沿扰动温度梯度较大(图 5b),有锋生的趋势,有利于暖湿空气沿出流边界上升,在垂直风切变的影响下,倾斜发展,对中段对流单体的新生与组织加强非常有利。此外,受西北强冷空气出流影响,且强冷空气出流将冷池向着飑线移动方向推进,近风暴环境风场为偏南暖气流控制,与冷池出流之间发生辐合上升运动(图 5d),且辐合区呈线状(图略),造成 B1 区域出现强暖空气沿辐合线上升运动,有利于触发新的对流单体,新老单体在中等到强的中层垂直风切变控制之下而不断合并、组织与加强,为飑线中段组织加强及弓形回波的最终形成创造了极为有利的条件。从水平涡度角度来看(图 6b),中等到强的中层垂直风切变造成了强的水平正涡度,进而造成飑线移动前方对流层低层有强的动力不稳定;风暴冷池与前沿暖空气之间构成了强的水平温度梯度,冷池出流产生了水平负涡度,造成低层热力不稳定;两者沿飑线移动方向近似平衡,造成上升气流较强发展且深入到中层(图 5d),使得对流单体沿出流边界新生,对中段的组织发展与维持十分有利,完全符合“RKW”理论(Rotunno et al,1988;Weisman et al,1988)。

此外,中段前部另一个强辐合区出现在 B1 区域西侧的山西与河北交界一带(图 5 中 B2 区域,下同),最大辐合强度达 $3.11 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (图略),为中段向东南移动并不断加强的一个极为有利的动力因子。然而,B2 区域受到弱的中层垂直风切变控制(图 5a)。从热动力场来看(图 5b),B2 区域的扰动温度值最高可达 5.98°C ,其中高于 4°C 的强暖空气控制范围较大,造成 B2 区域出现强暖空气强辐合上升运动。观察图 5b 中段与 B2 区域之间的近风暴环境场可以看出,强西南风将暖气流向冷池方向

输送,冷暖空气交汇是扰动温度梯度维持较大值的重要因素,而冷暖空气交汇将产生强的热力不稳定,造成暖空气沿冷池边缘强烈上升,克服了弱的中层垂直风切变对中段组织加强的不利影响,对中段对流单体的新生并“喂入”飑线以及不同发展阶段的对流单体合并组织起积极作用。

南段前部(图 5 中 C 区域,下同)东南气流遇偏南及偏西气流阻挡,造成 C 区域为风向、风速辐合区。受中等到强的中层垂直风切变控制,且大于 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的中层垂直风切变控制范围较大(图 5a)。从热动力场来看,C 区域的扰动温度值最高可达 3.73°C ,其中高于 3°C 的较强暖空气控制范围较大(图 5b),造成 C 区域出现较强暖空气辐合上升运动,有利于触发前部的积云对流过程。受中等到强的中层垂直风切变影响,新生单体不断“喂入”飑线,并与已有的处于不同发展阶段的对流单体合并,一定程度上有利于风暴南段组织加强与长时间维持。此外,由垂直风切变产生的水平正涡度强度强且范围大(图略),造成飑线移动前方近风暴环境低层有强烈的动力不稳定,且南段出流造成了水平负涡度(图略),正负涡度近似平衡,造成上升气流的垂直性最强,从而有利于维持南段的发展传播(Rotunno et al,1988;Weisman et al,1988)。

4.2 飑线下山增强阶段

随着飑线向东南方向移近北京,冷池因强偏西及西北出流而朝东及东南推进,范围明显增大,强度略有增强,此时飑线中段及南段组织发展,而北段继续减弱。

对于飑线中段而言,中段前部(图 7 中 B 区域,下同)受东南及偏南气流控制,为风向、风速辐合区,在中等到强的中层垂直风切变控制之下(图 7a)。从热动力场来看(图 7b),B 区域的扰动温度值最高可达 4.34°C ,其中高于 4°C 的强暖空气控制范围较大,造成 B 区域出现强暖空气辐合上升运动,而中等到强的中层垂直风切变对上升运动的倾斜发展及中段的组织加强起重要作用。观察图 7b 可以看出,中段近风暴环境场受东南暖气流及强西南出流控制,强西南风及东南风将暖气流向冷池方向输送,是扰动温度梯度维持较大值且出现锋生现象的重要因素,而锋生将产生强的热力不稳定,进一步加剧暖空气沿冷池边缘的辐合上升运动强度及深度。伴随着东南暖湿气流的稳定维持,造成中段前沿不断有暖

气流供应到斜升运动区中(图 7c),对中段对流单体的新生并“喂入”高质心飊线及生命史的维持极为有利。结合水平涡度可以看出(图 8),由冷池造成的水平负涡度与由垂直风切变造成的水平正涡度近似

平衡,容易造成冷池前沿暖湿气流上升最强,使得新对流单体沿出流边界产生,最利于飊线中段的发展、传播与维持,完全符合“RKW”理论(Rotunno et al, 1988; Weisman et al, 1988)。

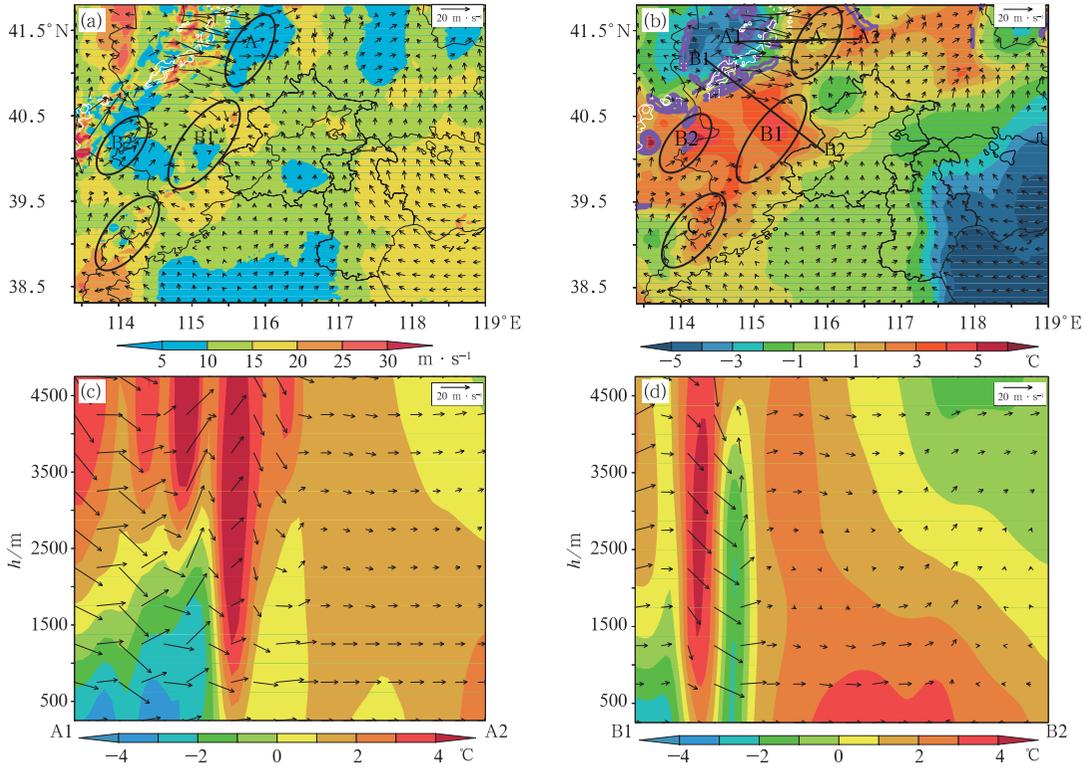


图 5 2013 年 7 月 30 日 19:23 模拟的中层(0.25~6.25 km)垂直风切变大小(a)、模式最低层(0.25 km)扰动温度场(b)及扰动温度垂直剖面图(c和 d)

[其中白色等值线为 19:23 的组合反射率因子(单位:dBz),最低值为 35 dBz,间隔为 10 dBz;紫色等值线为扰动温度梯度(单位:°C),最低值为 2°C,间隔为 1°C;粗黑线表示 200 m 地形等高线,用于区分平原和山地;a,b 矢线表示模式最低层水平风场,c,d 矢线表示沿剖面方向的运动速度场,其中垂直速度扩大了 10 倍;A、B1 和 B2、C 区域分别代表飊线北段前部、中段前部及南段前部; b 中线段 A1—A2 和 B1—B2 为图 c 和 d 的剖面位置]

Fig. 5 Simulated middle-level (0.25—6.25 km) vertical wind shear value (a, shaded area), perturbation temperature field (b, shaded area) and horizontal wind (a, vector; b, vector)

at the lowest model level and vertical section of perturbation temperature (c, d) at 19:23 BT 30 July 2013 (White contours indicate composite reflectivity with 10 dBz interval at 19:23 BT and the minimum value is 35 dBz, the purple contours indicate the gradient of perturbation temperature, with the minimum value is 2°C and 1°C interval; thick black line denotes 200 m terrain elevation, used to distinguish plain and mountain, the regions A, B1 and B2, C represent the front of north, middle and south section in squall line system, respectively, and perturbation temperature and velocity fields are shown in a vertical cross section through the line A1—A2 and B1—B2, in which vertical velocity is multiplied by 10 in Figs. 5c and 5d)

南段前部(图 7 中 C 区域,下同)受偏西及偏南气流影响,为风向、风速辐合区,且受到中等强度的中层垂直风切变控制(图 7a)。从热动力场来看(图 7b),偏南暖空气遇南段偏西冷出流而辐合上升至较高高度(图 7d),且偏南暖空气长时间维持在南段前部,并源源不断的向前沿上升运动区中供应暖空气(图 7d),使得前沿上升运动得以维持,有利于

触发新的对流单体。在中等强度的中层垂直风切变控制之下,新生单体“喂入”飊线,且不同发展阶段的老单不断合并组织,是风暴南段组织加强与生命史维持的重要影响因子。此外,C 区域低层存在风向风速的垂直风切变(图 7d),从而产生强水平正涡度(图略),进而加剧低层动力不稳定性,对南段的发展加强起积极作用。

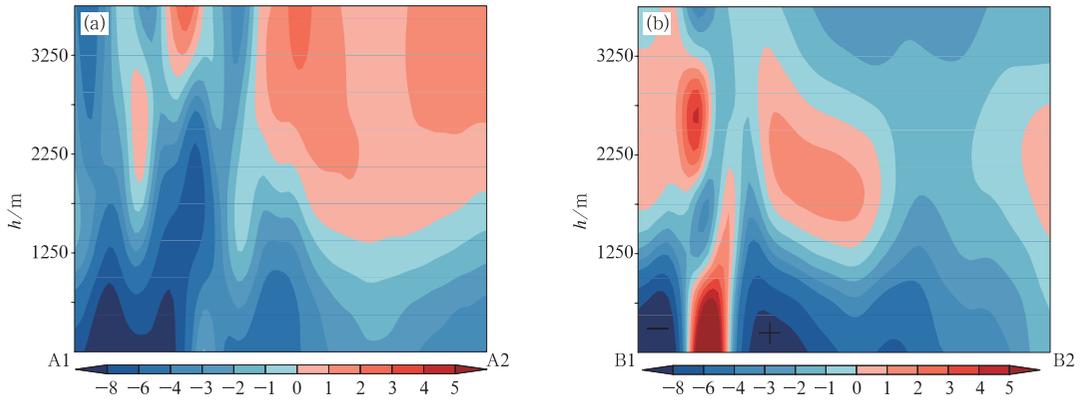


图 6 2013 年 7 月 30 日 19:23 模式计算的水平涡度沿图 5b 中线段 A1—A2(a)和 B1—B2(b)的垂直剖面 (a, b. 阴影, 单位: 10^{-3} s^{-1})

Fig. 6 Horizontal vorticity in vertical cross sections through the line A1—A2 (a) and line B1—B2 (b) in Fig. 5b at 19:23 BT 30 July 2013

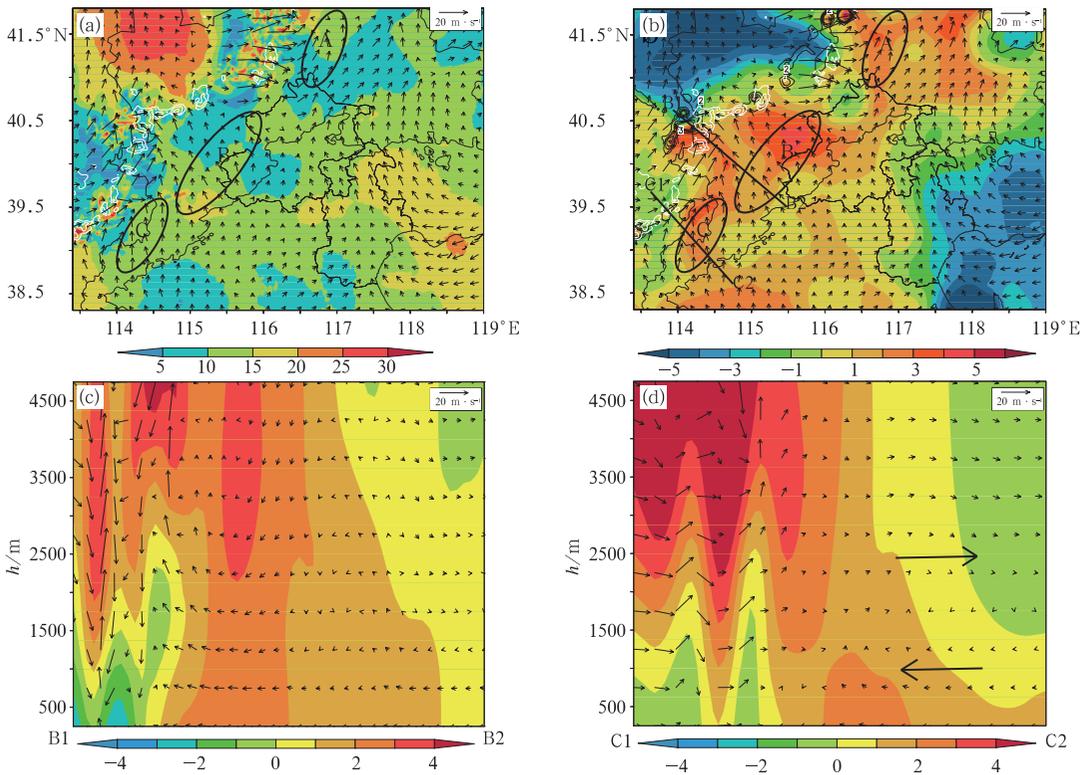


图 7 同图 5, 但为 20:38, 其中白色等值线为 20:39 的组合反射率因子

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for 20:38, the white contours indicate composite reflectivity at 20:39 BT 30 July 2013

然而,北段前部(图 7 中 A 区域)受弱到中等强度的中层垂直风切变影响(图 7a),且在 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 弱暖空气控制之下,扰动温度梯度值较小(图 7b),有锋消的趋势;加上北段强冷池出流维持,会切断近风暴环境低层入流暖湿空气,对北段组织加强非常不利。此外,由冷池出流产生的水平负涡度值与由垂直风切变产生的水平正涡度值相差较大(图略),导致冷

池前沿的上升气流向前倾斜,不利于维持北段的发展传播(Rotunno et al,1988;Weisman 等,1988)。

4.3 飚线演变成弓形回波阶段

随着中段组织形成弓形回波并传播下山,弓形回波出流边界呈弓形(图 9a),由于地形背风坡对强冷池出流有加速作用,造成弓形回波移动前方西北

出流加大,加上北京东南部稳定维持的东南暖湿气流的配合(图 9c),造成弓形回波前沿(图 9 中 B 区域,下同)为风向风速强辐合区,且辐合区呈弓形(图略)。此外,由于中等到强的中层垂直风切变影响(图 9a),导致渤海湾偏东气流和天津偏南气流不断向西北转向,最终以东南暖湿气流到达北京山脚,而沧州西南气流在向北部山区移动过程中经历了偏南风及东南风的风向转换,最终也以东南暖湿气流到达北京山脚,此两者遇北京复杂地形的阻挡,在迎风坡出现地形性强迫抬升运动,进一步加大了前沿弓形辐合及上升运动强度,为弓形回波下山组织增强及短时局地强降水的发生(图 2e、2f)提供了非常有利的动力条件,对弓形回波的稳定维持极为重要。

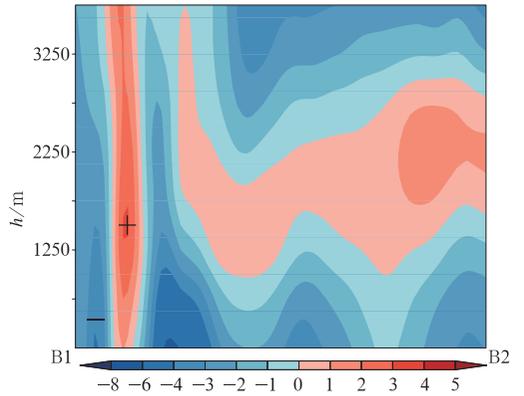


图 8 同图 6b,但为 20:38

Fig. 8 Same as Fig. 6b, but for 20:38 BT 30 July 2013

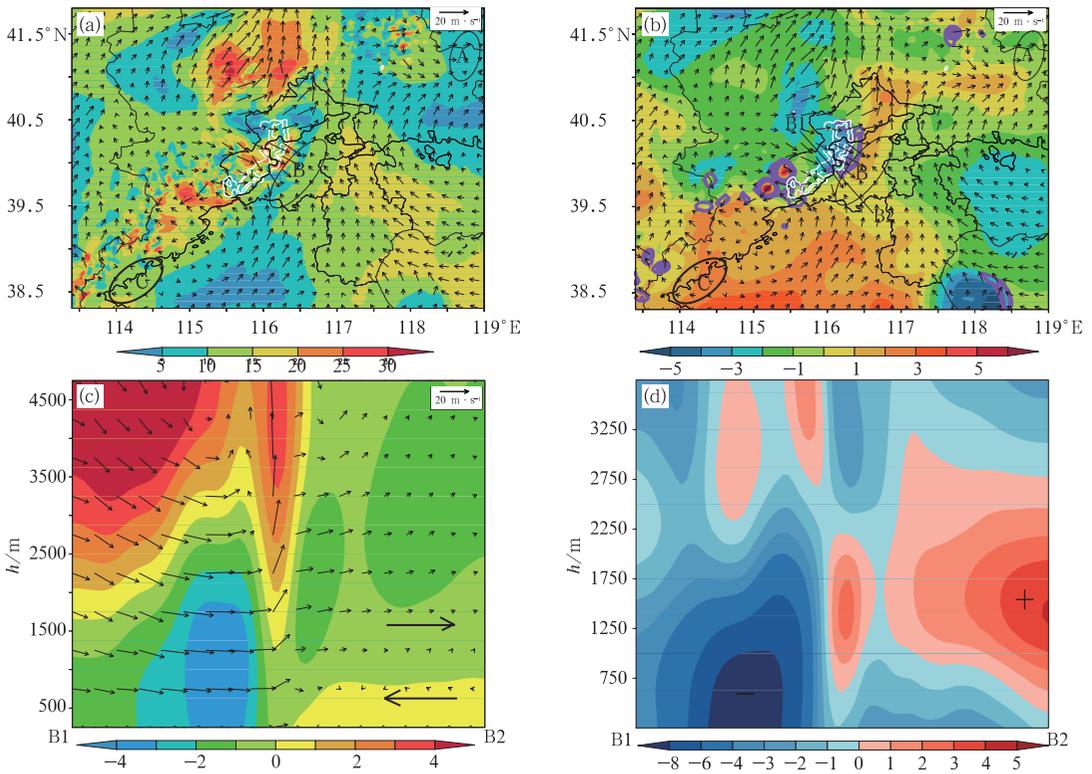


图 9 同图 5 和图 6b,但为 23:27,其中白色等值线为 23:25 的组合反射率因子

Fig. 9 Same as Fig. 5 and Fig. 6b, but for the 23:27 BT, the white contours indicate composite reflectivity at 23:25 BT

此外,B 区域受弱暖空气控制(图 9b),弱暖空气的辐合上升运动会激发积云对流,有利于对流单体的新生,对低质心弓形回波的强度及组织度有一定的影响。然而,一方面由于北京东部及东南部大范围区域处在强冷空气控制之下,两个冷中心分别控制渤海湾及唐山地区,强冷空气堆控制范围较大且长时间维持;另一方面,随着风暴传播下山,风暴冷池逐渐向东南方向移动,导致两冷空气堆不断靠

近。扰动温度“鞍型场”分布的“挤压”进一步加大了前沿弓形辐合及上升运动强度,最终导致 B 区域出现强辐合,最大辐合强度达 $3.03 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (图略),即 B 区域出现暖空气强辐合上升运动(图 9c),对弓形回波的组织发展极为有利(陈明轩等,2011)。

风暴冷池在传播下山过程中,对南北两段的影响逐渐减弱消失,而对中段的控制则逐渐加强,是中段生命史较长且传播下山过程中不断组织发展的一

个重要的热力因子。由图 9c 可以看出,冷池深厚且结构密实,冷池与前沿暖空气之间存在水平温度梯度,冷池出流促使暖空气沿出流边界上升,从而产生了水平负涡度(图 9d),加剧了低层热力不稳定性;此外,弓形回波在传播下山过程中,受地形影响,造成冷池出流高度被抬高,处于 3 km 高度附近,强西北风出流与环境风场叠加,从而加大了边界层高层西北风(图 9c),而近地面环境风场以较弱偏南风为主,构成了边界层内强的垂直风向和风速切变,有水平正涡度产生(图 9d),从而造成弓形回波移动前方的边界层内有强烈的动力不稳定性,有利于加剧暖空气的上升运动,对对流单体新生及弓形回波的下山组织增强极为有利。值得指出的是,此处水平负涡度值约为水平正涡度值的 2 倍,并不符合“RKW”理论,主要是因为“RKW”理论是通过理想云模式模拟得到的,而本文分析结果是利用实际雷达观测资料模拟得到的。

伴随着强降水的发生(图 2e、2f),水滴蒸发吸热,对冷池强度起正反馈作用。冷池下山过程中,密度较大的冷空气重力势能向动能转化,半小时后弓形回波几乎完全进入平原地区,造成城区风速显著较大,自动气象站观测到最大风速达 $13.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,出现在朝阳区(图略)。

而飊线北段及南段处于消散阶段,并逐渐脱离中段(弓形回波),北段前部(图 9 中 A 区域)及南段前部(图 9 中 C 区域)为风场辐散区,该动力场是飊线南北两段传播下山过程中发展加强的一个极为重要的阻碍因子,预示着南北两段将继续减弱并消散。

值得一提的是,图 9a 中保定北部及东北部区域的中层垂直风切变很强,该区域的强切变是由于风暴中段出流造成的,虽然该区域扰动温度梯度值很大(图 9b),但十几分钟后骤降到很小值(图略),即出现了强烈的锋消现象,且由于这一区域回波早已消散(图略),导致这一区域对流难以再次发展。

5 结论与讨论

本文利用雷达四维变分分析系统的模拟结果及观测资料,对一次发生在京津冀地区的飊线在下山过程中的时空演变机制进行了分析研究,对飊线不同部位(北段、中段及南段)的演变差异进行了分析,初步揭示了复杂地形条件下风场辐合、中层垂直风切变、风暴冷池及风暴前沿暖空气等对本次飊线不

同部位结构及发展演变机理的影响。主要研究结论如下:

(1) 本次飊线过程是在有利的天气尺度背景形势下发生发展的,高空槽、切变线及高空急流提供动力抬升的触发机制。北京地区水汽条件及对流潜势较强,存在大量不稳定能量的累积,是本次飊线下山增强的必要条件。

(2) 带状飊线形成阶段,飊线北段低层大风长时间维持,冷池出流很强,会切断近风暴环境的低层入流暖湿空气,且北段前部受弱中层垂直风切变影响,加上低层受水平负涡度控制,造成飊线后倾,对北段对流单体新生及组织加强起负作用;而中段和南段前部发生强暖湿空气辐合上升运动,受中等到强的中层垂直风切变影响。此外,正负涡度近似平衡,完全符合“RKW”理论,造成上升气流的垂直性最强,有利于对流单体沿出流边界新生并“喂入”飊线,对飊线中段和南段组织加强与长时间维持很重要。

(3) 飊线下山增强阶段,中段和南段前部在较强的中层垂直风切变控制之下,产生强的水平正涡度,从而加剧了低层动力不稳定性,加上偏南暖湿气流稳定维持并不断输送到前沿的斜升气流中,对中段和南段对流单体新生与组织加强极为有利;此外,中段前沿扰动温度梯度维持很大,且出现锋生趋势,加上冷池造成的水平负涡度与垂直风切变造成的水平正涡度近似平衡,对中段的发展、传播与维持很重要。

(4) 飊线演变成弓形回波阶段,飊线中段在复杂地形影响下,前部为暖湿空气强辐合上升运动,并处于较强中层垂直风切变及冷池控制之下。由冷池出流产生的水平负涡度很强,造成低层为强烈的热力不稳定,而由垂直风切变产生的水平正涡度也很强,加剧了低层动力不稳定性,对加强上升运动起积极作用,是弓形回波下山组织加强且稳定维持的主要原因。

通过利用雷达四维变分分析系统对本次飊线发展演变的动力及热动力特征进行模拟分析可知,基于 RR4DVar 技术和三维数值云模式的雷达四维变分分析系统可以反演出对流层中低层水平风场、辐合辐散场、垂直风切变、风暴冷池及前沿暖空气等的基本特征,有助于获得与风暴系统时空发展演变密切相关的三维动力、热动力及微物理场特征。本文旨在认识飊线不同部位结构及发展演变机理,为准

确把握飊线不同部位的演变特征和规律提供预报参考。然而,对本次飊线过程不同部位的下山演变对比分析还存在许多问题。本文设置同化 8.5 km 以下的雷达观测资料,对于 8.5 km 以上的对流层高层,用中尺度背景分析场代替,因此对流层中低层风暴三维动力及热动力场的反演分析较为准确,而较高层风温场反演误差较大。所以,本文只对模式反演的飊线不同部位中低层动力及热动力场进行对比分析。此外,京津冀地区地形条件十分复杂,而雷达四维变分分析系统的设计并不是在地形追随坐标下,因此可能会在模式计算过程中引起一些误差。但是,对于我们所关心的基于反演分析结果的研究来说,在模式 12 min 同化窗及 6 min 预报窗的短时间向前积分及伴随模式向后积分中,这种误差累积并不明显(Chen et al, 2007)。雷达变分分析系统基于 4DVar 技术对雷达资料进行同化,每个雷达在地面以上的每个 6 min 体扫资料均被用来计算代价函数,其中也包含了每个雷达在 VCP21 模式下 9 个仰角所包含的不同的观测高度信息,因此,雷达变分分析系统的模式高度(模拟结果的高度)可以被近似看作是地面以上高度(陈明轩等, 2013)。Tai 等(2011)对 VDRAS 系统在台湾地区复杂地形下的模拟试验也表明,由于多普勒天气雷达径向速度观测能够很好地反映地形对气流的减速和抬升作用,所以复杂地形对动力场的影响可以通过雷达资料 4DVar 同化较好地反映出来。另外,在温度场的诊断中,我们也已经考虑了地形高度的影响。因此,虽然雷达四维变分分析系统设计并不是在地形追随坐标下,但该系统确实可以较为准确地反演出复杂地形下风暴的动力及热动力特征(陈明轩等, 2013; 肖现等, 2013; 2015),故而应用该系统对京津冀地区复杂地形条件下风暴进行反演分析研究具有较高的可行性。

致谢:感谢中国气象局北京城市气象研究所的程丛兰老师不吝提供小时降水资料,感谢北京市气象局的孙继松老师在天气尺度背景分析方面给予的悉心指导,对中国气象局北京城市气象研究所的高峰及肖现老师对数值模拟工作给予的悉心指导表示诚挚的谢意。

参考文献

蔡则怡,李鸿洲,李焕安. 1988. 华北飊线系统的结构与演变特征. 大气科学, 12(2):191-199.

陈明轩,王迎春. 2012a. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飊线过程发展维持的数值模拟. 气象学报, 70(3): 371-

386.

陈明轩,王迎春,肖现,等. 2012b. 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动力机制的模拟分析. 大气科学, 36(5):929-944.

陈明轩,王迎春,高峰,等. 2011. 基于雷达资料 4DVar 的低层热动力反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析. 气象学报, 69(1):64-78.

陈明轩,王迎春,肖现,等. 2013. 北京“7. 21”暴雨雨团的发生和传播机理. 气象学报, 71(4):569-592.

陈双,王迎春,张文龙,等. 2011. 复杂地形下雷暴增强过程的个例研究. 气象, 37(7):802-813.

陈涛,张芳华. 2013. 一次华北飊线天气过程中环境条件与对流发展机制研究. 气象, 39(8):945-954.

丁青兰,王令,卞素芬. 2009. 北京局地降水中地形和边界层辐合线的作用. 气象科技, 37(2):152-155.

丁一汇,李鸿洲,章名立,等. 1982. 我国飊线发生条件的研究. 大气科学, 6(1):18-27.

矫梅燕,毕宝贵. 2005. 夏季北京地区强地形雨中尺度结构分析. 气象, 31(6):9-14.

李娜,冉令坤,高守亨. 2013. 华东地区一次飊线过程的数值模拟与诊断分析. 大气科学, 27(3):595-608.

刘香娥,郭学良. 2013. 灾害性大风发生机理与飊线结构特征的个例分析模拟研究. 大气科学, 36(6):1150-1164.

马中元,苏刚敏,湛芸,等. 2014. 一次强飊线及飊前中小尺度系统特征分析. 气象, 40(8):916-929.

潘玉洁,赵坤,潘益农,等. 2012. 用双多普勒雷达分析华南一次飊线系统的中尺度结构特征. 气象学报, 70(4):736-751.

沈杭锋,翟国庆,朱补全,等. 2010. 浙江沿海中尺度辐合线对飊线发展影响的数值试验. 大气科学, 34(6):1127-1140.

孙继松. 2005. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响. 高原气象, 24(1):62-69.

孙继松,陈明轩,何娜,等. 2013. 多单体雷暴的形变与列车效应传播机制. 大气科学, 27(1):137-148.

孙继松,石增云,王令. 2006. 地形对夏季冰雹事件时空分布的影响研究. 气候与环境研究, 11(1):76-84.

孙继松,杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的中尺度暴雨. 大气科学, 32(6):1352-1364.

孙建华,郑淋淋,赵思雄. 2014. 水汽含量对飊线组织结构和强度影响的数值试验. 大气科学, 38(4):742-755.

孙敏,戴建华,袁洪洪,等. 2015. 双多普勒雷达风场反演对一次后向传播雷暴过程的分析. 气象学报, 73(2):247-262.

盛日锋,王俊,龚佃利,等. 2009. 山东一次飊线过程的中尺度分析. 气象, 35(9):91-97.

王国荣,卞素芬,王令,等. 2010. 用地面加密自动观测资料对北京地区一次飊线过程的分析. 气象, 36(6):59-65.

王晓芳,胡伯威,李灿. 2010. 湖北一次飊线过程的观测分析及数值模拟. 高原气象, 29(2):471-485.

王彦,陈明轩,王令. 2010. VDRAS 产品在奥运气象服务中的应用. 气象科技, 38(5):645-648.

伍志方,庞古乾,贺汉青,等. 2014. 2012 年 4 月广东左移和飊线内超级单体的环境条件和结构对比分析. 气象, 40(6):655-667.

- 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. *大气科学*, 39(1): 100-124.
- 肖现,王迎春,陈明轩,等. 2013. 基于雷达资料四维变分同化技术对北京地区一次下山突发性增强风暴热动力机制的模拟分析. *气象学报*, 71(5): 797-816.
- 许新田,刘瑞芳,郭大梅,等. 2012. 陕西一次持续性强对流天气过程的成因分析. *气象*, 38(5): 533-542.
- 杨晓霞,李春虎,杨成芳,等. 2007. 山东省 2006 年 4 月 28 日飊线天气过程分析. *气象*, 33(1): 75-81.
- 易笑园,刘一玮,孙密娜,等. 2014. 海风辐合线对雷暴系统触发、合并的动热力过程. *气象*, 40(12): 1539-1548.
- 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.
- 张文龙,崔晓鹏,黄荣. 2014. 复杂地形下北京雷暴新生地点变化的加密观测研究. *大气科学*, 38(5): 825-837.
- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J Atmos Sci*, 42(16): 1711-1732.
- Bluestein H B, Marx G T, Jain M H. 1987. Formation of mesoscale lines of precipitation: Nonsevere squall lines in Oklahoma during the spring. *Mon Wea Rev*, 115(11): 2719-2727.
- Chen M X, Sun J, Wang Y C. 2007. A Frequent-updating High-resolution Analysis System Based on Radar Data for the 2008 Summer Olympics. The 33rd International Conference on Radar Meteorology, Cairns, Australia.
- Crook N A, Sun J Z. 2004. Analysis and forecasting of the low-level wind during the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *Wea Forecasting*, 19(1): 151-167.
- 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 Atmos Sci*, 42(22): 2404-2414.
- 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. 1955. Results of detailed synoptic studies of squall lines. *Tellus*, 7(4): 405-436.
- Ludlam F H. 1963. Severe local storms: A review//Atlas D. Meteor Monograph. Boston: Amer Meteor Soc, 5(27): 1-30.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-470.
- Newton C W. 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J Meteor*, 7(3): 210-222.
- Purdon J F W. 1982. Subjective interpretations of geostationary satellite data for nowcasting//Nowcasting. Browning K. London: Academic Press, 149-166.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. *J Atmos Sci*, 45(3): 463-485.
- Sills D M L, Wilson J W, Joe P I, et al. 2004. The 3 November tornadic event during Sydney 2000: Storm evolution and the role of low-level boundaries. *Wea Forecasting*, 19(1): 22-42.
- Sun J Z. 2005. Convective-scale assimilation of radar data: Progress and challenges. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131(613): 3439-3463.
- 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. *Wea Forecasting*, 25(6): 1715-1735.
- Sun J Z, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J Atmos Sci*, 54(12): 1642-1661.
- Sun J Z, Crook N A. 1998. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *J Atmos Sci*, 55(5): 835-852.
- Sun J Z, Crook N A. 2001. Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data. *Wea Forecasting*, 16(1): 117-132.
- Sun J Z, Crook N A. 2002. Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *J Atmos Ocean Technol*, 19(6): 888-898.
- Sun J Z, Zhang Y. 2008. Analysis and prediction of a squall line observed during IHOP using multiple WSR-88D observations. *Mon Wea Rev*, 136(7): 2364-2388.
- Tai S-L, Liou Y-C, Sun J, et al. 2011. Precipitation forecasting using Doppler radar data, a cloud model with adjoint, and the weather research and forecasting model: Real case studies during SoWMEX in Taiwan. *Wea Forecasting*, 26: 975-992.
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R. 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J Atmos Sci*, 45(14): 1990-2013.