

公衍铎,郑永光,罗琪,2019.冷涡底部一次弓状强飑线的演变和机理[J].气象,45(4):483-495. Gong Y D, Zheng Y G, Luo Q, 2019. Evolution and development mechanisms of an arc-shaped strong squall line occurring along the south side of a cold vortex [J]. Meteor Mon, 45(4):483-495 (in Chinese).

冷涡底部一次弓状强飑线的演变和机理^{*}

公衍铎^{1,2,3} 郑永光^{1,2} 罗琪^{1,2}

1 中国气象科学研究院,北京 100081

2 国家气象中心,北京 100081

3 黑龙江省气象台,哈尔滨 150001

提 要:综合利用多种观测资料和 NCEP 分析资料,分析了 2016 年 6 月 30 日发生在冷涡南部暖区的一次长生命史弓状飑线(以下简称飑线)的环境条件、触发、演变和维持机制以及预报难点。其发生环境条件为超过 $4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的对流有效位能(CAPE)、中等强度 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变,是超级单体形成和维持的有利条件;湿球温度 0°C 高度 3.6 km 是有利大冰雹形成的融化层高度;整层相对干(对流层中层达 28°C 温度露点差)、大的垂直减温率和下沉对流有效位能(DCAPE)都是形成弓状回波和地面强风的有利条件。前期较大对流抑制能量(CIN)抑制了对流初生;随着地面温湿度增加 CAPE 显著增大、CIN 减小,加之边界层辐合显著增强因而触发了对流。老的对流出流气流,环境低空西南气流增强为急流和上游的低空西北偏西气流增强了边界层辐合。飑线发展过程表现出以下特征:TBB 演变表明飑线是由线状积云发展成为一个中尺度对流复合体,以正闪为主的闪电和地面大风主要分布于 TBB 低值处;可见光云图显示具有粗糙的纹理、显著的上冲云顶和旋转等特征;雷达反射率因子显示其由一个 β 中尺度线状对流系统发展成为一个 α 中尺度弓状飑线系统;成熟阶段具有显著的回波悬垂、有界弱回波区、中气旋、强中层后侧入流、后侧入流缺口、前侧入流缺口和中层径向速度辐合等特征,异常的垂直液态水含量值是产生大冰雹和雷暴大风的典型雷达回波特征;由于高层分流气流和其西侧不断有新生对流使其组织成非对称尖锥状。对流层中层大的温度露点差和强的后侧入流导致的强下沉辐散气流是形成弓状回波结构的主要原因。位于飑线前沿辐合区后侧的强前侧入流是飑线和弓状回波维持的主要原因。500 hPa 风速初期偏弱后期增强、前期较大的 CIN 及后续迅速减小和抬升触发条件相对弱是该飑线的短期时效预报难点。

关键词: 弓状飑线,演变,触发,机理,冷涡

中图分类号: P445

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.04.004

Evolution and Development Mechanisms of an Arc-Shaped Strong Squall Line Occurring Along the South Side of a Cold Vortex

GONG Yanduo^{1,2,3} ZHENG Yongguang^{1,2} LUO Qi^{1,2}

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150001

Abstract: Based on NCEP (National Centers of Environmental Prediction) analyses data and various observations from automatic weather stations, cloud-to-ground lightning positioning system, stationary meteorological satellites, and weather radars, this paper uses “ingredient-based method” to have comprehensively analyzed environmental conditions, evolution characteristics, trigger and development mechanisms, and forecasting difficulties of a long-lived arc-shaped squall line which swept the southeastern part of Hebei

^{*} 国家重点研发计划(2018YFC1507504 和 2017YFC1502003)及国家自然科学基金项目(41375051)共同资助

2018 年 2 月 5 日收稿; 2018 年 12 月 8 日收修定稿

第一作者:公衍铎,主要从事降水和强对流天气研究. Email:1250767554@qq.com

通信作者:郑永光,主要从事强对流和强降水等中小尺度天气研究. Email:zhengyg@cma.gov.cn

Province and most of Shandong Province on 30 June 2016. Convective available potential energy (CAPE) above $4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ and $0-6 \text{ km}$ vertical wind shear with moderate intensity were very favorable for the development of supercell storms, large hail, high winds and the maintenance of squall line. Level of the wet bulb temperature zero (WBZ) at 3.6 km altitude was in favor of large hail. Low relative humidity, dewpoint deficit of the middle troposphere up to 28°C , larger vertical temperature lapse rate and downdraft convective available potential energy (DCAPE) favored very much bow echoes and high winds. Convective inhibition energy (CIN) $\geq 200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ inhibited the earlier convection. The convection initiation of the squall line was triggered from a cumulus line under the impacts together with higher CAPE and less CIN made by increased surface temperature and humidity, significantly enhanced surface convergence line by the outflow of existing convective storms, enhanced convergence of boundary layer by the low-level southwesterly jet and the moving eastwards low-level northwesterly. Infrared temperature of black body (TBB) shows that the squall line developed from a linear cumulus line to a quasi-circular mesoscale convective complex, with mainly positive lightning and high winds in the low TBB area. Visible cloud images show that it had coarse texture, significant overshooting and rotation feature. Radar observations show that the squall line developed from a meso- β scale linear convective system to a meso- α -scale arc-shaped squall line with significant overhang echoes, bounded weak echo regions, mesocyclones, mesovortices, strong rear inflows, rear inflow notches, front inflow notches, mid-altitude radial convergences in mature stage, and extreme value of vertical integrated liquid, which are characteristics of storms producing large hail and high winds. And it was organized into an asymmetric carrot-like mode in the mature stage because of new convective storms initiated along the west side and the upper-level diffluent flows. Intense downdraft induced by high dewpoint deficit of the middle troposphere and strong rear inflow were the main cause for the formation of the bow echoes. The main causes of maintaining the squall line and bow echoes were the intense front inflow formed behind leading convergence line of the squall line. Weaker 500 hPa winds in the initial stage, larger CIN in the early morning, later CIN sharply decreasing, and weaker trigger condition were the difficulties of forecasting the squall line.

Key words: arc-shaped squall line, evolution, trigger, mechanism, cold vortex

引 言

2016 年 6 月 30 日上午至夜间,山西、河北、山东、辽宁等地发生了大范围的雷暴大风、冰雹与强降水天气,这是一次冷涡带来的罕见的多个飑线系统所致的大范围强对流天气过程(图 1)。该日 07 UTC(北京时 15 时),中央气象台发布强对流天气黄色预警,这是中央气象台历史上首次在非常规时段发布预警。

飑线尤其弓状回波飑线是导致我国北方大范围雷暴大风、冰雹等天气的最重要的中尺度对流系统之一(俞小鼎等,2012;郑永光等,2018a)。已有非常多的研究表明,弓状回波飑线比普通飑线更易于导致雷暴大风天气(Fujita, 1978; Przybylinski, 1995; Weisman, 2001; Atkins et al, 2005)。飑线发生的天气背景以槽后、冷涡的西南部和高空槽前为主,其中

冷涡是造成我国北方飑线发生发展的重要天气尺度系统之一(丁一汇等,1982;章国材,2011;戴建华等,2012;孙继松等,2014)。美国产生大范围大风事件的飑线也大多发生在 500 hPa 西风气流之下,其中 25% 的事件 500 hPa 为西北风气流(Johns and Hirt, 1987)。

早年,美国总结的飑线发生条件就强调了飑线和地面锋的联系。Johns and Hirt(1987)发现美国产生大范围大风事件的飑线与地面锋面密切相关,其中与静止锋相关的飑线占其统计个例总数的比例达 76%。飑线产生的近地面冷池和低层环境垂直风切变相互作用对飑线发展具有非常重要的作用(Rotunno et al, 1988),陈明轩和王迎春(2012)使用数值模拟和 RKW(Rotunno-Klemp-Weisman)理论分析了一次冷涡背景下华北飑线发展过程中低层垂直风切变和冷池的相互作用;但 RKW 理论一直存在争议,如 Coniglio et al(2012)。陈涛等(2013)、陈

淑琴等(2017)和张宁等(2017)则分别分析了2008年6月23日京津冀、2008年7月2日浙北沿海3次飑线和2014年7月29日河南的飑线过程的环境条件、演变、触发和维持机制。但飑线的触发和形成机制复杂,包括冷锋、低层切变线或者辐合线、海风锋等各种条件都可能触发对流形成飑线系统(丁一汇等,1982;俞小鼎等,2012;郑永光等,2018b)。

飑线会有不同的组织模态。Parker and Johnson(2000)总结出了美国飑线的3类组织模态:尾随层状降水模态(TS型)、前导型层状降水模态(LS型)和平行层状降水模态(PS型),其中,TS型占大多数。Zheng et al(2013)则给出了我国东部的中部地区中尺度对流系统(MCS)的7种组织模态。这些模态的差异通常与对流系统发生发展的环境条件尤其垂直风切变密切相关(Parker and Johnson, 2000)。

基于常规地面、重要天气报、自动站、探空、云-地闪电(简称闪电)定位、静止气象卫星和新一代天气雷达等观测资料以及NCEP(美国国家环境预报

中心) $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料,应用“配料法”(Doswell et al,1996;俞小鼎,2011)等,本文综合分析发生在冷涡南侧和低层暖区,影响河北东南部和山东大部一次长生命史弓状飑线过程(图1b中飑线C)的环境条件、触发、演变、风暴结构和弓形回波的形成与维持机制,以及其中的预报难点,从而加深对该类天气系统触发机制和发生发展规律的认识,并为预报预警提供参考依据。

1 天气和对流实况及天气形势

1.1 天气和对流实况

2016年6月30日上午至夜间的大范围强对流天气分布如图1a;其中多个国家级气象测站观测到最大瞬时风速达9级以上(超过 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的强风,飑线C(图1b)导致山东寿光最大瞬时风速达 $33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;多个测站观测到直径达2 cm左右的冰雹,飑线C所致的山东寿光局地最大冰雹直径达

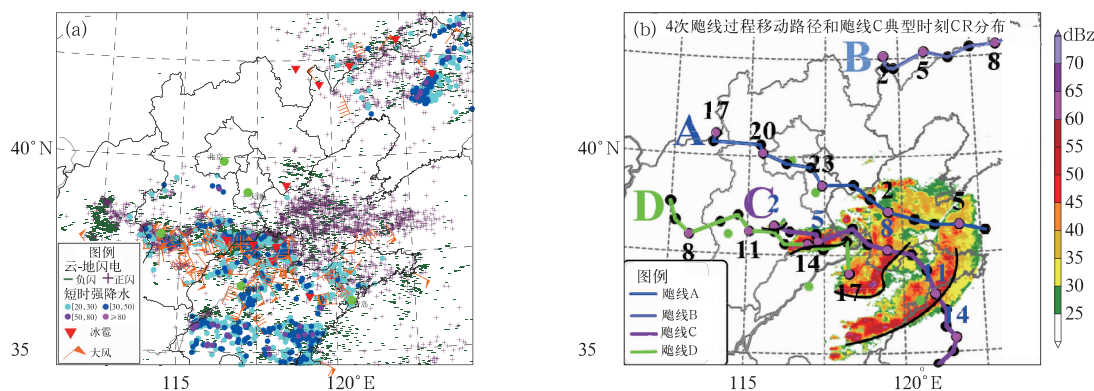


图1 对流天气和4次飑线路径

(a)2016年6月30日00 UTC至7月1日00 UTC强对流天气和闪电分布;(b)4次飑线(分别标注为A、B、C和D)移动路径(标有数字、绘有紫红色和黑色圆点的彩色实线)及其飑线C不同时刻(02、05、08、11 UTC)雷达组合反射率因子分布(黑色实线表示飑线系统前沿;图中标注的数字为世界时,每3 h标注一次;A飑线从29日17 UTC开始发展)
(绿色圆点分别表示北京、天津、石家庄、济南和青岛)

Fig. 1 Convective weather and paths of four squall lines

(a) distribution of severe convective weather and lightning from 00 UTC June 30 to 00 UTC 1 July 2016 (Red triangles present hail; light blue, blue, purple and magenta dots represent hourly precipitation of 20–29.9 mm, 30–49.9 mm, 50–79.9 mm and no less than 80 mm, respectively; green minus signs represent negative cloud-to-ground lightning, purple plus signs represent positive cloud-to-ground lightning); (b) paths (marked by numbers, with solid lines which have purple or black dots on them) of 4 squall line systems (marked A, B, C, and D, respectively) and composite radar reflectivity of squall line C at different hours (0200, 0500, 0800 and 1100 UTC; thick solid lines denote the leading edge of squall line C; the labeled numbers are UTC time with 3 h interval; squall line A was initiated at 1700 UTC 29 June 2016)
(Green dots represent cities of Beijing, Tianjin, Shijiazhuang, Jinan and Qingdao, respectively)

4 cm。需要指出的是,强对流导致的瞬时大风分布空间尺度小,目前虽然自动气象站网已经较为稠密,但仍存在难以全面监测的困难(郑永光等,2017)。

2016 年 6 月 30 日 00—21 UTC,强对流天气主要发生区域($33^{\circ}\sim 49^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$)对流系统产生的闪电中,正闪比例一直维持超过 15% 的较高比例(图略),该值显著超过了中国大陆 3.94% 的总体比例(宋敏敏和郑永光,2016)。较高比例的正地闪活动通常出现在冰雹、雷暴大风天气过程中伴有(Carey and Rutledge,1998;冯桂力等,2007),这因为产生这些天气的对流系统中包含较多的冰相粒子的缘故(Carey and Rutledge,1998),后文分析将展示本次过程对流系统的这些显著特征。

该日 4 次长生命史强弓状飚线(图 1b,标注了 A、B、C 和 D)的移动路径显示其持续时间都超过了 10 h,成熟阶段具有尺度大、移速快、显著的弓状回波等特征,表明产生了非常强的下沉气流和强雷暴大风天气。其中,图 1b 中给出了飚线 C 02—11 UTC 逐 3 h 的组合反射率因子分布,该飚线的初始对流发生在 02 UTC,到 16 UTC 消失于梅雨锋云系中,历时 14 h,是一次典型的长生命史飚线。它发生在冷涡南侧补充冷空气来临前的暖区,预报难点较多,因此本文只分析飚线 C 的环境条件、触发、演变、结构特征和维持机制。

1.2 天气形势

2016 年 6 月 30 日 00 UTC,亚洲中高纬区域 500 hPa 为“两低一高”形势,西西伯利亚和东西伯利亚以及我国东北为冷涡控制,中西伯利亚为 Ω 流型的阻塞高压形势(图 2)。受东西伯利亚和我国东北上空 500 hPa 冷涡的持续维持影响,在 850 hPa 等压面华北至东北一带存在一个低压切变系统,地面天气图上河北中南部存在一条准静止锋面(见后文),为该区域对流系统发展提供了有利的环境抬升条件。其中,飚线 C 系统(图 1b)发生在 500 hPa 冷涡底部、850 hPa 低压切变系统和地面静止锋这样的天气形势下。

2 飚线 C 发展环境条件

2.1 环境场特征

500 hPa,飚线 C 的初生对流发生在河北中部偏

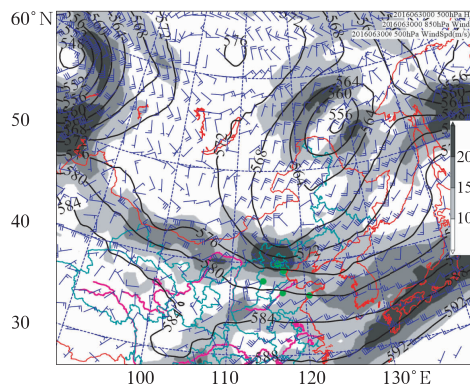


图 2 2016 年 6 月 30 日 00 UTC 天气形势
(绿色圆点分别表示北京、天津、石家庄、济南和青岛等城市;黑色实线:500 hPa 位势高度等值线,单位:dagpm,间隔:4 dagpm;灰度填色:500 hPa 风速;蓝色风羽:850 hPa 风场)

Fig. 2 Synoptic patterns at 0000 UTC June 30 2016
(Green dots represent the locations of Beijing, Tianjin, Shijiazhuang, Jinan, Qingdao, respectively; black solid lines: contours of geopotential height at 500 hPa, unit: dagpm, interval: 4 dagpm; gray levels: wind speed at 500 hPa; blue barbs: winds of 850 hPa)

南地区,位于冷涡西南部槽底(图 2),等高线平直,没有明显的低槽系统影响该区域;位于 $\geq 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 大风速区的南侧,为西北偏西气流,风速仅约 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右(图 2 和图 3a),弱于美国大多数大范围大风事件的相应数值超过 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的这一结果(Johns and Hirt, 1987);河北南部和山东西北部 500 hPa 温度为 $-12 \sim -10^{\circ}\text{C}$,温度平流不显著(图 3a),而山东西北部冷平流较河北南部略显著一些,与图 3c 中 500 hPa 左右的逆时针风向转变相一致,有利于静力不稳定度的维持或者加强。

850 hPa,飚线 C 发生区域位于副热带高压的西北侧,大风速区的左前侧(图 2 和图 3a),存在明显的西南偏南风转西南偏西风的水平风切变;虽然是反气旋式水平风切变,但散度分布显示是辐合流场,为系统的发展提供了大尺度上升气流环境。海平面气压分布表明飚线 C 发生低压槽区,存在地面静止锋辐合线,其与 925、850 hPa 的低压切变系统共同为飚线系统的触发提供了大尺度辐合抬升条件;200 hPa 该区域为分流式辐散流场,有利于大尺度上升运动的维持。

850 hPa 温度场(图 3a)显示飚线 C 发生区域位于温度脊的北侧,温度在 20°C 左右,有非常显著的暖平流,有利于该区域静力不稳定度的加强。

850 hPa 比湿分布表明飑线 C 发生区域为一比湿 $\geq 10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 湿气团所控制,其与图 3b 中 $\geq 40 \text{ mm}$ 大气可降水量(PW)的分布接近;其完全满足强对流天气发生发展所需水汽条件的要求(王秀明等, 2014; Tian et al, 2015; 郑永光等, 2017)。

00 UTC NCEP 分析资料计算的对流有效位能(CAPE)(图 3b)和 02 UTC 自动站气温(图 4)分布来看,飑线 C 发生在高温、高能区,02 UTC 地面气温超过 27°C ; 00 UTC CAPE 数值超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,最大超过 $2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$;美国得到的有利于弓状回波生成的 CAPE 值至少为 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Weisman, 1993; 2001; Przybylinski, 1995)。图 3b 中 NCEP 分析资料计算的章丘附近的地表 CAPE 同章丘探空资料(图 3c)计算的约 $2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ CAPE 值基本一致,不过随着太阳短波辐射的加强,CAPE 值显著加大,2.2 节将进一步分析。

飑线 C 发生区域存在较大的对流抑制能量(CIN)(图 3b)是不利于本次飑线触发和发展的一个重要环境条件,其最大数值超过了 $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,因此尽管该区域存在一条地面辐合线,但需要更强的和持续的抬升才能触发对流系统,这是预报该次飑线系统的一个难点。

2.2 章丘 T-logp 图特征

飑线 C 的初生对流位于河北东南部,但没有探空测站;因此本文分析了处于暖区的章丘(邻近济南)站 00 UTC(图 3c)的探空特征。章丘 900~600 hPa 层次风向随高度顺时针转变,有显著暖平流,这与图 3a 所展示的暖平流特征相一致。章丘站处于高温(地表气温超过 26°C)、高湿(地表露点达 20°C)和高能(CAPE 值约 $2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)的大气环境中。章丘探空资料计算的 PW 数值仅约为 26 mm,数值较小,但能够满足对流发展所需的水汽条件(王秀明等, 2014; Tian et al, 2015; 郑永光等, 2017),与 NCEP 分析资料(图 3b)给出的约 40 mm 数值差异较大,这与 NCEP 分析资料的湿度偏差相关(王秀明等, 2012)。不过,与章丘探空站邻近的邢台和北京探空测站计算的 PW 都约为 40 mm,与 NCEP 分析资料相应值基本一致。

随着大气低层西南暖湿气流的输送和加强,章丘站的水汽条件随着时间演变逐渐增加。地面自动站观测显示,在 03 UTC,章丘及其周边区域气温就超过了 31°C ,露点超过了 22°C ;而飑线 C 初生

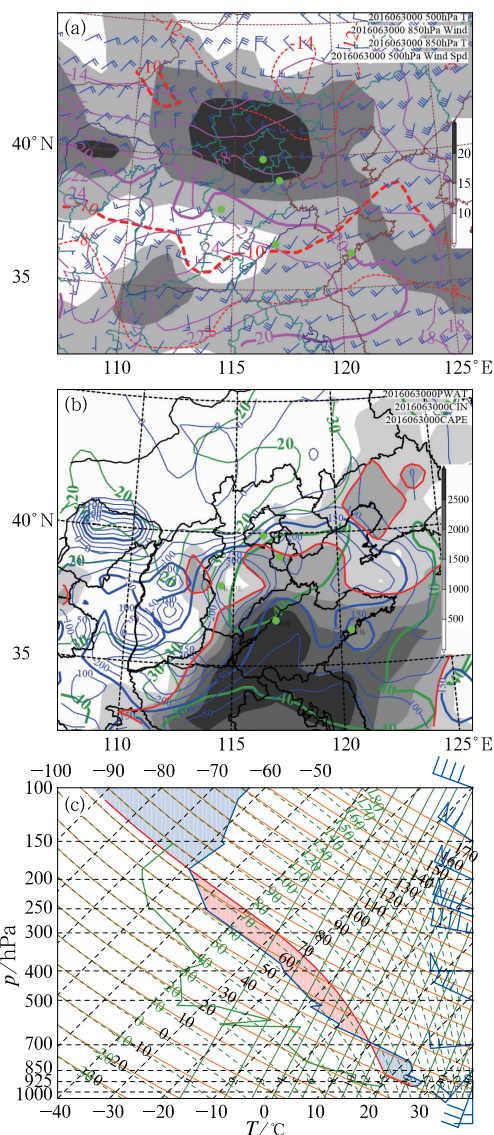


图3 2016年6月30日00 UTC天气形势(a)、对流天气环境条件(b)与邻近济南的章丘探空站 Skew T-logp 图(c) (绿色圆点分别表示北京、天津、石家庄、济南和青岛等城市;图 3a 中,红色划线:500 hPa 等温线,单位: $^\circ\text{C}$,间隔 2°C ,其中加粗虚线: -10°C 等温线;灰色填充:500 hPa 风速;紫红色实线:850 hPa 等温线,单位: $^\circ\text{C}$,间隔 2°C ,其中加粗等值线: 20°C 等温线;蓝色风羽:850 hPa 风场。图 3b 中,绿色等值线:大气可降水量,单位: mm,间隔 10 mm,其中 40 mm 等值线加粗;灰色填充:CAPE,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,间隔 $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,其中红色实线: $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线;蓝色等值线:CIN,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,间隔 $50 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,其中 $150 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线加粗。图 3c 中,蓝色粗实线:温度廓线;绿色粗实线:露点廓线;红色粗实线:抬升曲线)

Fig. 3 Synoptic patterns (a), environmental conditions (b) and Skew T-logp diagram of sounding at Zhangqiu Station near Jinan (c) at 0000 UTC 30 June 2016 (Green dots represent cities of Beijing, Tianjin, Shijiazhuang, Jinan, Qingdao, respectively. In Fig. 3a, red dotted lines: isotherms at 500 hPa, unit: $^\circ\text{C}$, interval: 2°C , and -10°C isotherms are thick; grey colored: wind at 500 hPa; purple solid lines: isotherms at 850 hPa, unit: $^\circ\text{C}$, interval: 2°C , and 20°C isotherms are thick; blue wind bars: at 850 hPa. In Fig. 3b, green solid lines: contours of precipitable water content, unit: mm, interval: 10 mm, and 40 mm isolines are thick; gray shaded areas: CAPE, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$, interval: $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; red solid lines: isolines of $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; blue solid lines: contours of CIN at $50 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ intervals, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$, and $150 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ isolines are thick. In Fig. 3c, thick blue solid line: temperature; green solid line: dew point; red solid line: the lifting curve)

的河北东南部虽然大气中存在一些积云,地面气温也达到了 28°C ,露点达到了 23°C ;这都表明这些区域的大气低层温湿条件的改善进一步增加了对流不稳定能量。如果分别以前述这两个区域的地面气温和露点来修正章丘探空的近地面层数据,CAPE 都超过 $4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

这次过程观测到多站次的冰雹。不太高的 0°C 气层高度和较大的垂直减温率是有利于冰雹天气的重要环境条件(章国材,2011;俞小鼎等,2012;樊李苗和俞小鼎,2013;曹艳察等,2018)。据图 3c 计算的 0°C 层高度约为 4.2 km 或 611 hPa ;实际上,湿球温度 0°C 层才是冰雹融化层的近似高度(俞小鼎,2014),而章丘湿球温度 0°C 层高度更低,约为 3.6 km 或 656 hPa ,非常有利大冰雹形成(俞小鼎,2014)。850 与 500 hPa 温差达 33°C ,换算为垂直减温率约为 $7.6^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$,这属于非常大的垂直减温率数值(Craven and Brooks, 2004;郑永光等,2017)。我国中东部 0°C 层海拔高度平均在 $4.1 \sim 4.3 \text{ km}$,垂直减温率为 $6.3 \sim 7.9^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 有利于冰雹天气的发生(樊李苗和俞小鼎,2013;曹艳察等,2018);因此,本次过程的大气温度分布非常有利于冰雹天气。章丘 -20°C 层高度为 408 hPa 或者 7.3 km ,这是适宜冰雹发展的高度(曹艳察等,2018);干球、湿球温度 0°C 层与 -20°C 层之间厚度分别约为 3.1 、 3.7 km ,有利于雹胚增长为大冰雹(孙继松等,2014)。

在 00 UTC,章丘整层大气都较为干燥,相对湿度低,温度露点差 $\geq 6^{\circ}\text{C}$,最大达 28°C ,且在 500 hPa 左右存在一个较明显的下沉逆温层,这些特征非常有利于对流风暴中产生强下沉气流形成下击暴流从而导致地面雷暴大风天气(Johns and Doswell, 1992;俞小鼎等,2012;郑永光等,2017)。由章丘探空数据计算的下沉对流有效位能(DCAPE)数值约为 $1600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,超过 2015 年“东方之星”翻沉事件的相应值(郑永光等,2018b)。

超级单体风暴以及强冰雹和区域性的雷暴大风天气通常发生在强垂直风切变环境下(Johns and Doswell, 1992;俞小鼎等,2012)。通常, $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变达 $15 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 为中等强度垂直风切变,超过 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 为强垂直风切变(樊李苗和俞小鼎,2013;郑永光等,2017); $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变数值达到 $15 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上是超级单体形成的必要条件之一(Weisman and Klemp, 1982)。虽然章丘

探空观测的 500 hPa 风速为 $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,但地表至 700 hPa 垂直风切变为 $11.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,地表至 500 hPa 则为 $15.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,都为中等强度垂直风切变。较弱的 500 hPa 风速是预报飚线 C 过程的另一个难点,这点同 2009 年 6 月 3 日河南的飚线过程(王秀明等,2013)类似。但需要指出的是,章丘附近区域地面观测的风速演变表明,其在飚线 C 影响前的 05 UTC 地面南风(图略)较上午时段显著较大,由于 500 hPa 为西北偏西风,这有利于 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变的增强;此外,飚线 C 系统发生在章丘站以北区域,该区域 500 hPa 风速显著大于章丘。

3 飚线 C 的触发

边界层辐合线是强对流天气的重要抬升触发条件之一,尤其当两条辐合线相遇时更容易有对流生

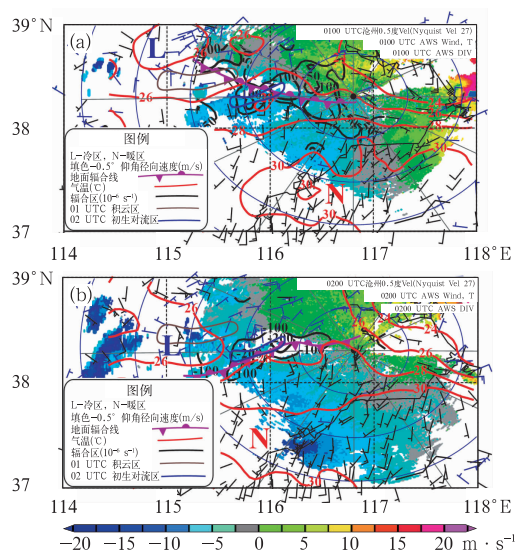


图 4 2016 年 6 月 30 日 01 UTC(a)和 02 UTC(b)沧州雷达 0.5° 仰角径向速度场、自动站风场、散度和气温 (黑色圆点分别表示沧州雷达站和石家庄市位置;蓝色风羽:偏北风;黑色风羽:偏南风;阴影:径向速度)

Fig. 4 Radial velocity of Cangzhou Radar at 0.5° elevation, wind, divergence and temperature of automatic weather stations at 0100 UTC (a), 0200 UTC (b) 30 June 2016 (Black dots indicate locations of Cangzhou Radar Station and Shijiazhuang City; shaded: radial velocity; blue barbs: northerly; black barbs: southerly)

成(Wilson and Mueller, 1993; Wilson and Megenhardt, 1997)。30日00 UTC,河北东南部较大的CIN抑制了对流的触发;因此,需要有持续的抬升力或者边界层辐合持续加强将地面气块抬升,克服CIN直到自由对流高度以上才能够触发对流(俞小鼎等, 2012; 郑永光等, 2015; 2017; Wu and Luo, 2006)。

29日(图略),地面冷锋从西北向东南方向移动;08 UTC,地面冷锋到达河北中部;13—23 UTC,锋面在河北东南部与山东西北部交界区域附近维持,演变为静止锋;30日00—01 UTC,偏南气流加强(图4a),锋面有所北退;02和03 UTC,受MCS A(对应飚线A)和C'出流气流影响(图4b),北侧冷空气有所加强,锋面有所南压,飚线C的初生对流系统生成(图1b和图4b),下面进行具体分析。

从积云和初生对流区域(图4深红色和黑色粗实线区域)的地面温湿条件来看,30日01—02 UTC,气温已达 $25\sim 28^{\circ}\text{C}$ (图4),露点温度达 $22\sim 23^{\circ}\text{C}$,这使得该区域的CAPE显著增加、CIN减小,从而更有利于对流的触发;但使用此条件修正00 UTC章丘探空数据计算的CIN依然超过了 $150\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

从风场来看,01 UTC的积云区域的地面辐合线上存在涡旋式弱风场结构,风速仅为 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。同时刻沧州雷达的 0.5° 仰角径向速度场显示,沧州雷达站的西北方向零速度线走向表明有西南风;而雷达站的东南方向零速度线走向显示为西南偏西风;而负速度区范围小于正速度区表明该区域为辐散流场,不利于大气低层空气持续的动力抬升。

至02 UTC(图4b),积云发展为反射率因子 $\geq 35\text{ dBz}$ 的初生对流,并从西北向东南方向移动到沧州雷达站的正西方。地面涡旋式风场结构更清楚,且地面风速显著加大,最大的西北风和东南风都为 $3\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,最大东北风为 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,因此地面辐合显著加强;对流初生区域最强辐合从01 UTC的约为 $-1\times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ 增强为02 UTC的约 $-2\times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ 。

同时刻沧州雷达的 0.5° 仰角径向速度场也有了显著变化,沧州雷达站的西北方向零速度线出现了折角,表明折角的左侧有西北偏西风;而折角以南的风向主要为西南风,风速显著大于01 UTC,约为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,形成了明显的低空急流,与地面西南风速加大相吻合;负速度区范围明显大于正速度区,表明存在较大尺度的辐合流场。02 UTC对流初生区

域在沧州雷达的 0.5° 仰角所处的高度约为 $0.9\sim 1.7\text{ km}$,属于边界层上部位置或者接近850 hPa气压层,这表明已经形成了较为深厚的持续的大气低层空气动力抬升,加之前文给出的有利的地面、925和850 hPa(图3a)大尺度抬升环境条件以及200 hPa辐散条件,从而在该时段使得积云发展为初生对流。

02 UTC地面西南和东南风速加大与整体的西南暖湿气流的北上密切相关,而东南风速的加大可能还与渤海上空飚线A产生的冷池作用相关;此时渤海上空对流非常强盛,其与飚线C成熟阶段强度相当(图1b),可以合理推测其产生的地面冷池和强风风速也与飚线C相当甚至更强,飚线A冷池西南侧正是河北中部偏东地区(图4),因此其作用必然使得该区域东南风速加大。西北风速的加大与后文给出的MCS C'(图5)密切相关,图4b显示其产生了明显的冷池,因此西北风速的加大是MCS C'冷池作用的结果。该时刻沧州雷达的 0.5° 仰角径向速度分布也表征了大气边界层顶附近的辐合增强,这种变化是由天气尺度环境的偏西风东移(图3a)和MCS C'的东移造成的西北风加强(图4b)共同作用所造成。但地面东北风速加大的机制还不清楚,其可能是飚线A所经过区域的残留地面冷池产生的西侧外流气流传播作用的结果;还存在一种可能性是,MCS C'冷池与原辐合线北侧东北气流相互作用使得气压梯度加大导致风速增加,这些推测都还有待进一步的数值模拟分析来验证。

4 飚线C演变和机理

4.1 卫星观测特征

本部分给出静止气象卫星观测的飚线C的TBB演变和可见光云图特征(图5)。图5中标注A、B和C的MCS分别对应于图1b中相应的飚线系统;而MCS C'是一个持续时间短、消亡早的对流系统,其与飚线C初生对流的触发密切相关。

飚线C相应的MCS C并非是由MCS C'直接发展而来。在MCS C形成之前阶段,00—01 UTC,与地面辐合线相对应,可见光云图上可见石家庄以北的河北中部偏南地区存在一条积云云带,TBB约在 $-12\sim 0^{\circ}\text{C}$ 。02 UTC,雷达反射率因子虽然已经达到对流初生标准的35 dBz(图4b),但TBB约在

-20~12℃,并没有观测到闪电。

MCS C 快速发展阶段主要在 03—06 UTC。03 UTC (图 5a), MCS C' 东侧生成 TBB 低于 -32℃的 MCS C, 02:50 UTC 观测到一些负闪。04 UTC, MCS C' 消散, MCS C 迅速发展, TBB 显著降低, 低于 -52℃, 空间尺度迅速增大; 可见光云图呈现出类似沸腾的水泡状上冲云顶特征; 闪电数目显著增加, 出现较多正闪, 说明该 MCS 垂直伸展高度增加, 系统中的冰相粒子显著增多。05 和 06 UTC, MCS C 形成近似圆形的 $M_{\alpha}CS$ (即中尺度对流复合体, MCC), 可见光云图的旋转和波动特征清晰 (图 5b), 旋转水平尺度可达 100 km, 这是因为该 MCS 已经接近成熟、上升运动强、云顶已经伸展到对流层顶的缘故; 这种旋转特征也存在于 2016 年 6 月 23 日江苏阜宁龙卷 MCS (郑永光等, 2018b)。

MCS C 成熟阶段主要在 07—13 UTC, 在 14 UTC 显著减弱。07—08 UTC, MCS C 依然为近似圆形的 MCC, 其西南侧已经具有不太显著的楔状特征。09—13 UTC, MCS C 的形状转变为显著的楔状 $M_{\alpha}CS$, 这是由 MCS 左侧有对流新生和高层的强分流气流所致; 值得注意的是, MCS C 产生的闪电和地面大风并非分布于 TBB 大梯度处, 而是较低 TBB 处, 这也是由高层强分流气流所决定的。

4.2 飏线 C 演变

雷达组合反射率因子演变 (图 6) 显示, 02—03 UTC 为飏线 C 形成前的对流初生和发展阶段; 04—06 UTC 为飏线 C 的形成和发展阶段, 但尚不具有明显的弓状回波特征; 07—13 UTC 为成熟阶段, 其中 07—09 UTC 弓状回波特征显著; 14—16 UTC 为飏线 C 的减弱阶段 (图略)。

飏线 C 形成之前的对流初生和发展阶段为 02—03 UTC。02 UTC, 东西向线状对流的反射率因子已达 35 dBz 以上 (图 6a 中蓝色矩形中反射率因子分布), 达到了对流初生的标准 (Roberts and Rutledge, 2003)。03 UTC, 线状对流的尺度显著增大, 最大反射率因子已达 50 dBz 左右; 在 02:50 UTC 左右, 最强反射率因子附近有负闪产生 (图 5a), 表明对流风暴垂直向上发展剧烈, 风暴中存在过冷水滴、软雹、冰晶等混合相态水物质 (Williams, 1989); 相应的沧州雷达垂直剖面分布显示最强反射率因子主要分布于 3~5 km 海拔高度, 超过了前文给出的 4.2 km 的 0℃ 层高度。此阶段对流系统的

尺度并未达到美国气象学会 (AMS) 定义的飏线尺度标准 (American Meteorological Society, 2018), 因此称之为飏线 C 形成前的对流初生和发展阶段。

飏线 C 在 04 UTC 形成为强飏线, 05—06 UTC 继续发展。04 UTC, 最大反射率因子已超过 65 dBz, 表明对流系统中有显著的冰雹粒子; 沧州雷达低仰角的径向速度场显示飏线的西段具有明显的书端涡旋, 04:30—04:52 UTC 飏线东段形成中气旋, 并有三体散射特征; 垂直剖面分布显示最强反射率因子主要分布于 3~11 km 海拔高度。05 UTC, 飏线 C 空间尺度达 200 km 左右, 沧州和滨州雷达径向速度场都显示存在多个中涡旋。06 UTC, 飏线 C 的形态演变为东西两个部分, 且呈现为东北—西南向; 滨州雷达在东段对流观测到了中涡旋, 且飏线前方 10 km 左右已存在弱的阵风锋回波 (尽管时次不同, 可参见图 7a)。04—06 UTC, 沧州和滨州单站雷达观测到的强回波具有回波悬垂、有界弱回波区 (BWER)、后侧入流缺口 (RIN)、中层径向速度辐合 (MARC)、强反射率因子核下降等特征。

飏线 C 成熟阶段的 07—09 UTC, 飏线 C 具有显著的东北—西南向弓状回波特征, 具体结构特征见 4.4 节。10—13 UTC, 飏线 C 中的对流单体依然非常旺盛, 但弓状回波特征有所减弱。

4.3 飏线 C 的组织模态

飏线对流系统的不同阶段、组织模态会不同 (Bluestein and Jain, 1985; Parker and Johnson, 2000; Zheng et al, 2013)。从飏线 C 的演变来看, 02—05 UTC, 其为几乎没有层状降水的东西向的线状对流模态。06 UTC, 发展为接近东北—西南走向的逗点状 TS 型线状对流模态。07—13 UTC 阶段, 飏线 C 的组织模态不同于已有文献中给出的类型, 其组织模态为 TS 型、LS 型和 PS 型相结合的类型, 为“尖锥”状或者“胡萝卜”状模态, 但呈现为显著的不对称特征, 该模态主要由飏线 C 西侧有新生对流风暴和高层存在强分流气流所致。14—16 UTC, 飏线 C 组织模态转变为 TS 型。由于飏线的这些不同组织形态不仅与垂直风切变 (Parker and Johnson, 2000) 相关, 而且与大气高层流场、大气的温湿分布和潜在不稳定条件分布密切相关, 因此飏线 C 的演变特征差异也表明其在不同发展阶段所处的大气环境条件的差异。

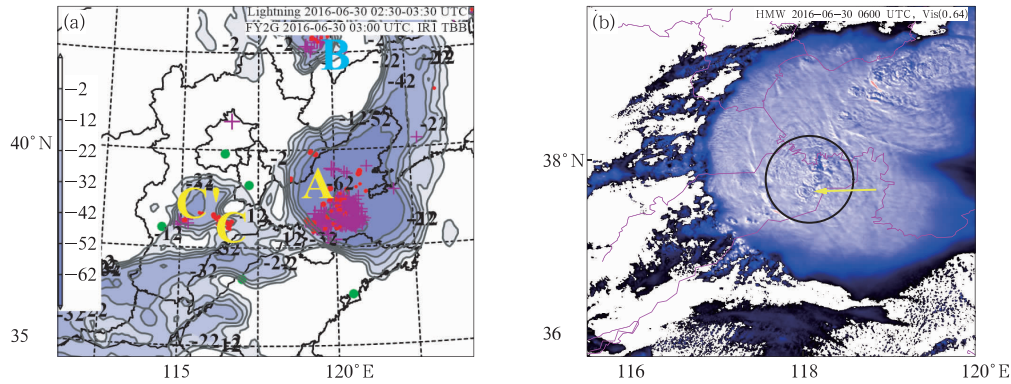


图 5 2016 年 6 月 30 日静止气象卫星观测

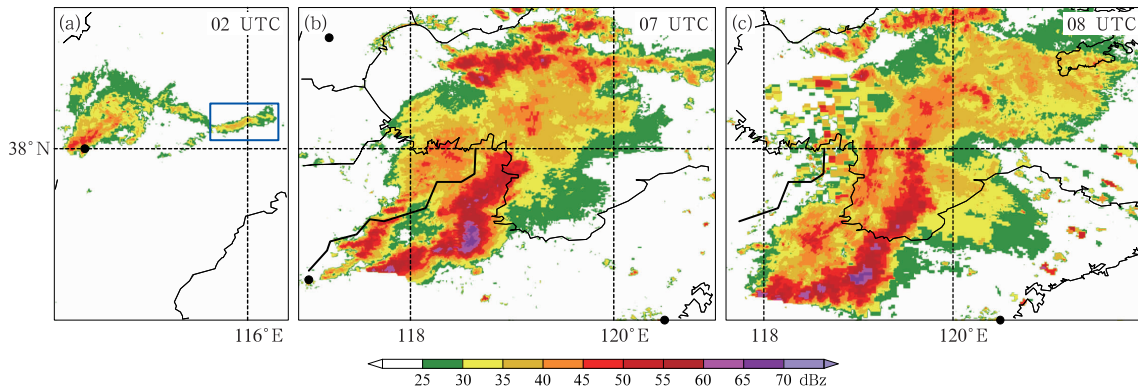
(a)03 UTC 闪电与 FY-2G TBB 分布,(b)06 UTC 葵花 8 号 0.5 km 分辨率增强可见光云图

(绿色圆点分别表示北京、天津、石家庄、济南和青岛等城市。图 5a 中,填色和灰实线:TBB 分布,单位:℃,间隔 10℃;A、B、C' 和 C 分别表示不同的 MCS;闪电为 02:30—03:30 UTC 时段分布,红色圆点:负闪,紫色“+”号:正闪。图 5b 中,黑色圆内和黄色箭头所示位置有较明显旋转特征)

Fig. 5 Observations from geostationary meteorological satellites on 30 June 2016

(a) TBB of FY-2G and lightning for 0300 UTC, (b) enhanced visible image of Hamawari 8 for 0600 UTC

(Green dots represent the locations of Beijing, Tianjin, Shijiazhuang, Jinan, and Qingdao, respectively. In Fig. 5a, TBB is shaded and contoured using gray solid lines, unit: °C. A, B, C' and C denote different MCSs, respectively; lightning for 0230—0330 UTC is given, red dots: negative lightning, purple plus signs: positive lightning. In Fig. 5b, black circle and yellow arrow indicate obvious rotations)

图 6 2016 年 6 月 30 日(a)02 UTC,(b)07 UTC,(c)08 UTC ≥ 25 dBZ 雷达组合反射率因子分布

(黑色圆点分别表示天津、石家庄、济南和青岛等城市;图 6a 中蓝色矩形中为飚线 C 初始阶段对流)

Fig. 6 Radar composit reflectivity no less than 25 dBZ at (a) 0200 UTC, (b) 0700 UTC,

(c) 0800 UTC 30 June 2016

(Black dots represent the locations of Tianjin, Shijiazhuang, Jinan and Qingdao, respectively; blue rectangle in Fig. 6a denotes the location of the initial convective system)

4.4 成熟风暴结构、弓状回波形成和维持机制

图 7 展示了飚线 C 成熟阶段的水平和垂直结构特征与气流分布。07:04 UTC,滨州雷达站东南方向 0.6° 和 2.5° 仰角反射率因子分布呈现出显著的弓状回波特征, 0.6° 仰角的寿光附近存在弱阵风锋回波,都表明有强下沉气流;强梯度区位于飚线后

侧,体现出强高空风使得高空层状降水区位于飚线前侧;前侧和后侧都存在入流缺口,表明前侧入流和后侧入流都很强;这些特征与相应径向速度分布一致,也体现了 $CAPE \geq 4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 对对流风暴发展的作用。

滨州雷达 0.6° 仰角强正径向速度区前沿也呈现为弓形,并位于强反射率因子区域前方;而 2.5°

仰角强反射率因子区对应的径向速度呈现出多个中涡旋分布,其中 A—B 白色实线附近中涡旋至少两个个体扫达到了中气旋(图 7f)的定义标准,因此该对流风暴发展为超级单体风暴。值得注意的是,有多

个时次的单站雷达观测的 0.6° 仰角径向速度场存在速度模糊(如图 7b 中深蓝色小区域),表明对流风暴的近地层出流非常强盛,超过了 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的最大不模糊速度;其中滨州雷达 06:58、07:04 UTC 和

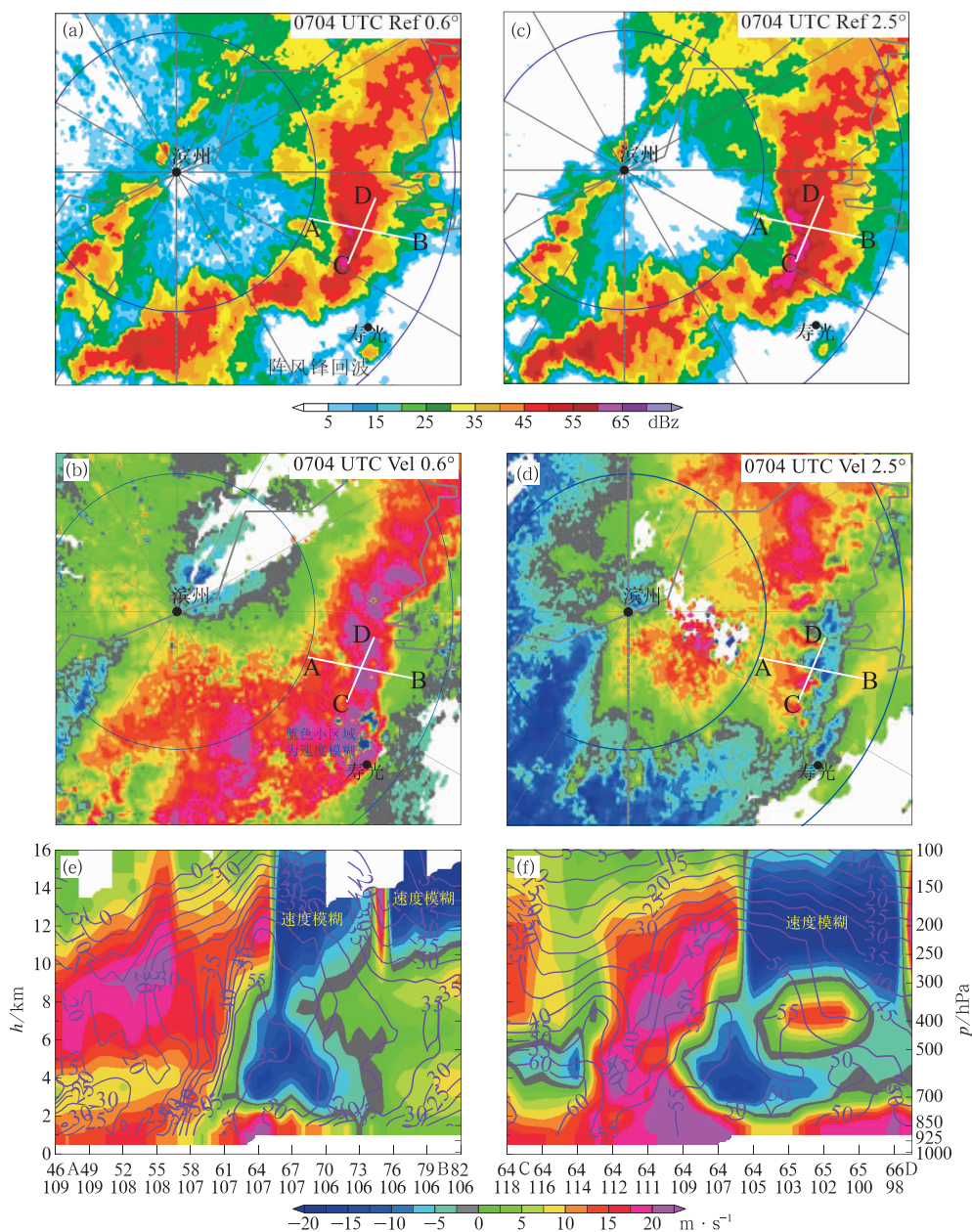


图 7 2016 年 6 月 30 日 07:04 UTC 滨州雷达观测的 0.6° 仰角(a,b)和 2.5° 仰角(c,d)

反射率因子(a,c;填色)和径向速度(b,d)分布,以及垂直剖面(e,f)

(图 7b,7d,7e 和 7f 填色;径向速度,色标相同。图 7e,7f 等值线:反射率因子;

横坐标下方标注上排数字:离滨州雷达站的距离,单位: km;标注下排数字:方位角,单位: $^\circ$)

Fig. 7 Radar reflectivity (a, c) and radial velocity (b, d) from Binzhou Radar Station for 0704 UTC 30 June 2016

(a, b) 0.6° elevation, (c, d) 2.5° elevation, (e, f) vertical cross sections

(Reflectivity is shaded in Figs. 7a and 7c, and radial velocity is shaded in Figs. 7b, 7d, 7e and 7f. In Figs. 7e and 7f,

isoline; reflectivity, unit: dBZ; the upper numbers labeled below the abscissa: distance away from

Binzhou Radar Station, unit: km; the lower numbers: the azimuth angles)

潍坊雷达 07:03、07:15 UTC 等时次 0.6° 仰角退模糊后最大速度可达 $30\sim 37\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,与寿光观测到的 $33\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 地面极大风速接近。

垂直剖面(图 7e 和 7f)显示飚线 C 上的对流风暴具有回波悬垂、BWER、强反射率因子分布高等特征,这都是雹暴的一些典型结构特征;而超过 50 dBz 反射率因子最大高度达 11 km,远超过 -20°C 层高度 7.3 km,相应的垂直液态水含量(VIL)值达到 $\geq 100\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 的异常大值,这些都是产生大冰雹的雹暴特征(孙继松等, 2014),也与前文给出的天气实况相一致。图 7e 也表明超级单体风暴的后侧 5 km 左右高度存在最为明显的后侧入流缺口,强后侧入流主要位于 5~11 km 高度,且具有明显强前侧入流和 MARC 特征。图 3c 章丘 $T\text{-log}p$ 图表明这些高度的温度露点差非常大,因此强后侧入流把大量干冷空气输入超级单体风暴,使得液态过冷水、软雹、冰雹、冰粒、冰晶、雪片等混合相态水物质强烈蒸发、融化或者升华,形成后侧入流缺口;其吸收大量热量,使得后侧大气剧烈降温形成强下沉气流(下击暴流)从而导致地面气温剧烈下降、形成冷池和强风;地面观测到寿光最大阵风达 $33\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,自动站气温下降幅度普遍约为 10°C ,最大约为 12°C 。中气旋、强后侧入流和强下沉气流使得飚线该部分的对流风暴和地面冷池移动速度显著超过其他部分,从而形成前凸状的弓状回波结构。

07—09 UTC 是弓状回波最为显著的时段,在飚线 C 影响之前,山东半岛大部地面气温超过 33°C 、露点超过 23°C ,CAPE 超过 $4000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,CIN 减小为 $20\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以下,PW 值超过 45 mm,对流层具有大的温度露点差;虽然 0~6 km 环境垂直风切变仅约为 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,但图 7e 和 7f 表明强后侧入流显著增强了 3~6 km 垂直风切变,加之有利的环境条件、中气旋或者中涡旋使得地面冷池与暖湿气流的辐合形成强前侧入流的共同作用使得飚线 C 及其弓状回波特征持续维持。

图 7e 揭示了低层冷出流和强的前侧暖空气入流分布,低层冷出流位于 3 km 以下的高度;强的径向速度辐合位于 3~7 km 的高度,也就是前侧暖空气入流导致的竖直强上升运动主要位于这个高度层,这不同于 Rotunno et al(1988)提出的 RKW 理论中的最优飚线维持模态,该模态的竖直强上升气流主要位于冷出流的前沿。这可能与飚线的强后侧入流、前侧入流急流和中气旋等相关,因为这些都会

改变 RKW 理论提出的飚线冷池传播速度、垂直上升速度与垂直风切变之间的联系(Weisman, 1992; Coniglio et al, 2012)。

5 结论和讨论

2016 年 6 月 30 日,华北东南部和东北南部等地出现了罕见的冷涡影响下 4 次飚线过程导致的大范围雷暴大风、冰雹和短时强降水等强对流天气。综合多源观测资料和 NCEP 分析资料,本文详细分析了该次过程中 30 日上午至夜间影响河北东南部、渤海和山东大部的长生命史强弓状飚线(飚线 C)的环境条件、触发、演变、弓形回波形成和维持机制,简要分析了 RKW 理论中最优发展模态对此次飚线的适用性,加深了对该类对流天气系统环境条件和演变特征复杂性的认识。

飚线 C 发生环境为 500 hPa 冷涡底部和风速较小的西北偏西气流,925 与 850 hPa 的低压切变系统以及地面存在锋面辐合线,850 hPa 暖平流明显;飚线 C 发生在地面高温和高湿、异常 CAPE 值达 $4000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上、中等强度 0~6 km 垂直风切变、对流层温度露点差大、垂直减温率和 DCAPE 都很大、湿球温度 0°C 层高度仅为 3.6 km 的环境条件下,有利于对流系统维持和产生地面强风与大冰雹天气。

飚线 C 的初生区域存在较大的 CIN。地面湿度加大和太阳辐射导致的地面升温使得 CAPE 增大、CIN 减小;MCS A(即飚线 A)和东移而来的 MCS C' 出流气流加强了地面静止锋辐合线使得辐合强度增加了 1 倍,叠加由增强的低空西南气流同新出现的低空西北偏西气流之间的边界层辐合,从而克服了 CIN、触发了飚线 C 初生对流。

静止气象卫星观测表明飚线 C 由位于河北中部偏南地区的一条积云带中的线状积云发展成为一个尖锥状、近似圆形的 MCC;主要为正闪的闪电和地面大风分布于低 TBB 处;高分辨率可见光云图具有粗糙的纹理、显著的上冲云顶和旋转等特征。雷达观测资料则显示飚线 C 由一个 β 中尺度、东西向的线状对流系统发展成为一个 α 中尺度、东北—西南向弓状飚线系统,西侧对流新生和高层强分流气流使其在成熟阶段组织为非对称尖锥状。

飚线 C 成熟阶段的超级单体风暴具有显著的回波悬垂、BWER、中气旋、中涡旋、强后侧入流、

RIN、前侧入流缺口和 MARC 等结构特征,异常大的 VIL 值 $\geq 100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$;强的后侧入流和大的温度露点差形成强下沉气流使得飑线 C 的超级单体风暴及其冷池移速显著超过其他部分,从而形成弓状回波结构。CIN 接近于 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 与有利的环境条件、强后侧入流加强的 3~6 km 垂直风切变、中气旋(有时为中涡旋)使得飑线前侧辐合区后侧形成的强前侧入流的共同作用使得飑线 C 和弓状回波特征持续维持,但 RKW 理论的最优发展模态并不适合此次飑线。

较弱的 500 hPa 风速、当日上午前期较大的 CIN、CIN 的迅速减小和能否成功预判抬升触发条件的演变加强是短期时段能否成功预报飑线 C 的难点。本文虽然对飑线 C 抬升触发机制进行了分析,但还有待采用高分辨率的数值模拟结果作进一步的深入分析验证。本文并没有同当日发生的其他几次飑线进行对比研究,这是以后研究工作的一个方向;对这次长生命史的弓状飑线的分析还有待更为深入,比如飑线的演变和维持机制、RKW 理论的适用性、中涡旋等对地面大风的作用等研究工作。

参考文献

- 曹艳察,田付友,郑永光,等,2018. 中国两级阶梯地势区域冰雹天气的环境物理量统计特征[J]. 高原气象,37(1):185-196. Cao Y C, Tian F Y, Zheng Y G, et al, 2018. Statistical characteristics of environmental parameters for hail over the two-step terrains of China[J]. Plateau Meteor, 37(1):185-196(in Chinese).
- 陈明轩,王迎春,2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J]. 气象学报,70(3):371-386. Chen M X, Wang Y C, 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin, 70(3):371-386(in Chinese).
- 陈淑琴,章丽娜,俞小鼎,等,2017. 浙北沿海连续 3 次飑线演变过程的环境条件[J]. 应用气象学报,28(3):357-368. Chen S Q, Zhang L N, Yu X D, et al, 2017. Environmental conditions of three squall lines in the north part of Zhejiang Province[J]. J Appl Meteor Sci, 28(3):357-368(in Chinese).
- 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. Chen T, Dai K, Zhang F H, 2013. Study on ambient condition and initialization mechanism of convection in a severe squall line storm event in North China[J]. Meteor Mon, 39(8):945-954(in Chinese).
- 戴建华,陶岚,丁杨,等,2012. 一次罕见飑前强降雹超级单体风暴特征分析[J]. 气象学报,70(4):609-627. Dai J H, Tao L, Ding Y, et al, 2012. Case analysis of a large hail-producing severe supercell ahead of a squall line[J]. Acta Meteor Sin, 70(4):609-627(in Chinese).
- 丁一汇,李鸿洲,章名立,等,1982. 我国飑线发生条件的研究[J]. 大气科学,6(1):18-27. Ding Y H, Li H Z, Zhang M L, 1982. A study on the genesis conditions of squall line in China[J]. Chin J Atmos Sci, 6(1):18-27(in Chinese).
- 樊李苗,俞小鼎,2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析[J]. 高原气象,32(1):156-165. Fan L M, Yu X D, 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China[J]. Plateau Meteor, 32(1):156-165(in Chinese).
- 冯桂力,鄢秀书,袁铁,等,2007. 雹暴的闪电活动特征与降水结构研究[J]. 中国科学:地球科学,37(1):123-132. Feng G L, Qie X S, Yuan T, et al, 2007. Analysis on lightning activity and precipitation structure of hailstorms[J]. Sci China:Earth Sci, 50(4):629-639(in Chinese).
- 宋敏敏,郑永光,2016. 我国中东部 3—9 月云-地闪电密度和强度分布特征[J]. 热带气象学报,32(3):322-333. Song M M, Zheng Y G, 2016. Distribution of cloud-to-ground lightning density and intensity during March—September over central and eastern China[J]. J Trop Meteor, 32(3):322-333(in Chinese).
- 孙继松,戴建华,何立富,等,2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法[M]. 北京:气象出版社:95-139. Sun J S, Dai J H, He L F, et al, 2014. Basic Principles and Techniques of Severe Convective Weather Forecasting [M]. Beijing: China Meteorological Press:95-139(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 basal issues of thunderstorm potential forecasting[J]. Meteor Mon, 40(4):389-399(in Chinese).
- 王秀明,俞小鼎,朱禾,2012. NCEP 再分析资料在强对流环境分析中的应用[J]. 应用气象学报,23(2):139-146. Wang X M, Yu X D, Zhu H, 2012. The applicability of NCEP reanalysis data to severe convection environment analysis[J]. J Appl Meteor Sci, 23(2):139-146(in Chinese).
- 王秀明,周小刚,俞小鼎,2013. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究[J]. 气象学报,71(5):839-852. Wang X M, Zhou X G, Yu X D, 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures[J]. Acta Meteor Sin, 71(5):839-852(in Chinese).
- 俞小鼎,2011. 基于构成要素的预报方法——配料法[J]. 气象,37(8):913-918. Yu X D, 2011. Ingredients based forecasting methodology[J]. Meteor Mon, 37(8):913-918(in Chinese).
- 俞小鼎,2014. 关于冰雹的融化层高度[J]. 气象,40(6):649-654. Yu X D, 2014. A note on the melting level of hail[J]. Meteor Mon, 40(6):649-654(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).
- 章国材,2011. 强对流天气分析与预报[M]. 北京:气象出版社:19-24.

- Zhang G C, 2011. Analyses and Forecasting of Severe Convective Weather[M]. Beijing, China Meteorological Press, 19-24 (in Chinese).
- 张宁, 苏爱芳, 史一丛, 2017. 2014 年一次飚线的发展维持原因分析[J]. 气象, 43(11): 1383-1392. Zhang N, Su A F, Shi Y C, 2017. Causation analysis of evolution of a squall line in 2014[J]. Meteor Mon, 43(11): 1383-1392 (in Chinese).
- 郑永光, 陶祖钰, 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).
- 郑永光, 田付友, 周康辉, 等, 2018a. 雷暴大风与龙卷的预报预警和灾害现场调查[J]. 气象科技进展, 8(2): 44-54. Zheng Y G, Tian F Y, Zhou K H, et al, 2018a. Forecasting techniques and damage survey of convectively driven high winds and tornadoes[J]. Adv Meteor Sci Technol, 8(2): 44-54 (in Chinese).
- 郑永光, 周康辉, 盛杰, 等, 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展[J]. 应用气象学报, 26(6): 641-657. Zheng Y G, Zhou K H, Sheng J, et al, 2015. Advances in techniques of monitoring, forecasting and warning of severe convective weather[J]. J Appl Meteor Sci, 26(6): 641-657 (in Chinese).
- 郑永光, 朱文剑, 田付友, 2018b. 2015 年“东方之星”翻沉事件和 2016 年阜宁 EF4 级龙卷对流星环境条件、结构特征和机理[J]. 气象科技进展, 8(2): 55-61. Zheng Y G, Zhu W J, Tian F Y, 2018b. Environmental conditions, structures, and mechanisms of convective storms of 2015 “Oriental Star” capsizing event and 2016 Funing EF4 tornado[J]. Adv Meteor Sci Technol, 8(2): 55-61 (in Chinese).
- American Meteorological Society, 2018. Squall line[EB/OL]. Glossary of Meteorology. (2016-11-01). http://glossary.ametsoc.org/wiki/Squall_line.
- Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al, 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX[J]. Mon Wea Rev, 133(8): 2275-2296.
- Bluestein H B, Jain M H, 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring[J]. J Atmos Sci, 42(16): 1711-1732.
- Carey L D, Rutledge S A, 1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm[J]. J Geophys Res Atmos, 103(D12): 13979-14000.
- Coniglio M C, Corfidi S F, Kain J S, 2012. Views on applying RKW theory: an illustration using the 8 May 2009 derecho-producing convective system[J]. Mon Wea Rev, 140(3): 1023-1043.
- Craven J P, Brooks H E, 2004. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection[J]. Natl Wea Dig, 28: 12-24.
- Doswell C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. Wea Forecasting, 11(4): 560-581.
- Fujita T T, 1978. Manual of downburst identification for project NIMROD[R]. Satellite and Mesometeorology Research Paper No. 156, Dept of Geophysical Sciences, University of Chicago: 1-104.
- Johns R H, Hirt W D, 1987. Derechos: widespread convectively induced wind-storms[J]. Wea Forecasting, 2(1): 32-49.
- Johns R H, Doswell C A, 1992. Severe local storms forecasting[J]. Wea Forecasting, 7(4): 588-612.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 128(10): 3413-3436.
- Przybylinski R W, 1995. The bow echo: Observations, numerical simulations, and severe weather detection methods[J]. Wea Forecasting, 10(2): 203-218.
- Roberts R D, Rutledge S, 2003. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data [J]. Wea Forecasting, 18(4): 562-584.
- 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.
- Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al, 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China[J]. J Meteor Res, 29(3): 370-384.
- Weisman M L, 1992. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems[J]. J Atmos Sci, 49(19): 1826-1847.
- Weisman M L, 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes [J]. J Atmos Sci, 50(4): 645-670.
- Weisman M L, 2001. Bow echoes: A tribute to T. T. Fujita[J]. Bull Amer Meteor Soc, 82(1): 97-116.
- Weisman M L, Klemp J B, 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. Mon Wea Rev, 110(6): 504-520.
- Williams E R, 1989. The tripole structure of thunderstorms[J]. J Geophys Res Atmos, 94(D11): 13151-13167.
- Wilson J W, Megenhardt D L, 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida Boundary layer convergence lines[J]. Mon Wea Rev, 125(7): 1507-1525.
- Wilson J W, Mueller C K, 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution[J]. Wea Forecasting, 8(1): 113-131.
- Wu M W, Luo Y L, 2016. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015[J]. J Meteor Res, 30(5): 719-736.
- Zheng L L, Sun J H, Zhang X L, et al, 2013. Organizational modes of mesoscale convective systems over central East China[J]. Wea Forecasting, 28(5): 1081-1098.