

陈磊,王福侠,尉英华,等,2024.多单体强风暴影响下的一次强降水超级单体演变特征分析[J].气象,50(8):966-980.Chen L,Wang F X,Wei Y H,et al,2024.Evolution characteristics of heavy precipitation supercell under the influence of the multi-cell strong storm[J].Meteor Mon,50(8):966-980(in Chinese).

多单体强风暴影响下的一次强降水 超级单体演变特征分析*

陈磊^{1,2,3} 王福侠^{2,4} 尉英华⁵ 花家嘉^{1,2} 何丽华^{2,4} 侯书勋³

1 中国气象局雄安大气边界层重点开放实验室,河北雄安新区 071800

2 河北省气象与生态环境重点实验室,石家庄 050021

3 河北省唐山市气象台,唐山 063000

4 河北省气象台,石家庄 050021

5 天津市气象台,天津 300074

提 要: 利用天津多普勒天气雷达资料、常规探测资料、地面自动站资料、ERA5 再分析资料和 VDRAS 数据等,对 2017 年 6 月 19 日发生在冀东地区由多单体强风暴引领下的一次罕见的强降水超级单体风暴进行分析,重点探讨了超级单体风暴的演变特征和维持机制。结果表明,海风锋和多单体强风暴的阵风锋及其所围成的低层“舌”状高温、高湿区为超级单体风暴形成提供了较好的动力和热力条件,当对流单体移入“舌”区之后,快速发展为超级单体并一直沿着多单体强风暴的出流边界向东南方向移动。缓慢减弱的多单体强风暴所提供的相对“稳定”的阵风锋不仅为超级单体发展和维持提供了长时间的动力条件,而且还为其移动提供了引导作用,这对于强对流天气短时临近预警有很好的指示意义。在超级单体形成之初,受多单体强风暴冷池出流影响,近地面偏南风转为较强的偏东风,中尺度环境配置发生了明显改变,0~6 km 垂直风切变增大到 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 且 0~3 km 垂直风切变增大到 $17 \sim 19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 是中气旋形成的主要原因;其次,辐合线上较强的垂直涡度平流也有利于中气旋形成和维持。此次超级单体中气旋始于低层,通过 VDRAS 数据得到的 0~3 km 低层垂直风切变始终维持在 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,斜压涡生作用明显,为超级单体的发展和维持提供了较大的、长时间的水平涡度输入。超级单体形成和发展成熟阶段,风暴相对螺旋度(SRH)在 $140 \sim 171 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,大部分时段在 $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以上,而在超级单体形成之前和接近消散阶段,SRH 明显小于 $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,表明 SRH 对于超级单体发生发展有较为明确的指示意义。此次过程冷池出流先于超级单体形成,使得入流区辐合抬升加强,有利于超级单体的发展和维持,另外超级单体中不断有单体从母暴中分裂并减弱东移,一定程度上削弱了超级单体的强烈发展,使得下沉出流不至于过强而造成阵风锋快速远离,冷池始终维持一定的强度,同时多单体强风暴的阵风锋又给超级单体提供了稳定的 0~3 km 的垂直风切变(始终维持在 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右),造成了超级单体前端的风切变和冷池强度保持了长时间的平衡,最终使超级单体长时间维持“稳定态”。综上所述,中尺度环境提供的适当垂直风切变等与风暴发展保持平衡是超级单体长时间维持自组织状态的主要原因。

关键词: 超级单体,中气旋,阵风锋,垂直风切变

中图分类号: P458,P433

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.022401

Evolution Characteristics of Heavy Precipitation Supercell Under the Influence of the Multi-Cell Strong Storm

CHEN Lei^{1,2,3} WANG Fuxia^{2,4} WEI Yinghua⁵ HUA Jiajia^{1,2} HE Lihua^{2,4} HOU Shuxun³

1 CMA Xiong'an Atmospheric Boundary Layer Key Laboratory, Hebei, Xiong'an New Area 071800

* 中国气象局创新发展专项(CXFZ2024J025)、河北省社会公共事业创新专项(23375401D)、河北省气象局科研开发项目(20ky37)和唐山市科技计划项目(19150261E)共同资助

2023 年 6 月 10 日收稿; 2024 年 4 月 15 日收修定稿

第一作者:陈磊,主要从事灾害性天气诊断及短时临近预报研究. E-mail:1315816719@qq.com

通讯作者:王福侠,主要从事天气预报业务和研究. E-mail:554661990@qq.com

2 Key Laboratory of Meteorology and Ecological Environment of Hebei Province, Shijiazhuang 050021

3 Tangshan Meteorological Observatory of Hebei Province, Tangshan 063000

4 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

5 Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

Abstract: Based on the Tianjin Doppler radar data, conventional observation, ground automatic station meteorological data, ERA5 reanalysis data and VDRAS data, a rare heavy precipitation (HP) supercell storm which was guided by a multi-cell strong storm occurred in the east of Hebei Province on 19 June 2017. In this paper, the evolution characteristics and maintenance mechanism of this supercell storm are mainly analyzed. The results indicate that the sea breeze front and the gust front of the multi-cell strong storm, the tongue-shaped high temperature and high humidity area in the lower layer provided better thermal and dynamic conditions for the formation of the supercell. When the convection cell moved into the tongue area, it rapidly developed into a supercell and moved southeastward along the outflow boundary of multi-cell strong storm. The relatively stable gust front fed by the slowly weakening severe thunderstorm not only provided long-time dynamic conditions for the development and maintenance of supercell, but also guided its movement. This is of great significance for the short-time and nowcasting of convective weather. At the beginning of the formation of supercell, affected by the outflow of multi-cell strong storm cold pool, the southerly winds near the ground turned to stronger easterly winds, changing the configuration of mesoscale environment significantly. The vertical wind shear of 0–6 km increased to $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and the shear of 0–3 km increased to $17\text{--}19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, which was the main reason for the rapid formation of mesocyclone. The strong vertical vorticity advection on the convergence line was also conducive to the formation and maintenance of mesocyclone. The reason why the cyclone in supercell started at the lower level is that the vertical wind shear of 0–3 km obtained from VDRAS data was always about $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, the baroclinic vortex effect was obvious, providing a large and long-time horizontal vorticity input for the development and maintenance of supercell. During the formation and development of supercell, the storm relative helicity (SRH) was between $140 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ and $171 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, and exceeded $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ for most of the time. Before the formation of supercell and near the dissipation stage, the SRH was significantly less than $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. This indicates the SRH has a clear indication for the occurrence and development of supercell. The outflow of the cold pool preceded the formation of the supercell, strengthening the convergence and uplift of the inflow. This was conducive to the development and maintenance of the supercell. In addition, there were more cells splitting from parent storm, which to some extent weakened the strong development of the supercell, but it just made the sinking outflow not too strong but made the gust front move away quickly, causing the cold pool always to keep a certain intensity. At the same time, the front of multi-cell storm provided a stable vertical wind shear of 0–3 km (maintained at about $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) for the supercell. This resulted in a long-time balance between the wind shear and the strength of the cold pool, and finally made supercell maintain a stable state for a long time. In a word, the main reason why the supercell maintained self-organization for a long time is that the appropriate vertical wind shear provided by the mesoscale environment kept balance with the development of the storm.

Key words: supercell, mesocyclone, gust front, vertical wind shear

引 言

超级单体风暴是对流风暴中最强烈的一种,往

往带来短时强降水、大风、冰雹,甚至龙卷等灾害性天气,多年来一直是气象工作者研究的重点之一。超级单体最早是由 Browning(1962)提出,随后弱回波区(WER)、有界弱回波区(BWER)以及低层钩状

回波等特征也逐渐被发现(Browning and Ludlam, 1962; Browning and Donaldson, 1963; Browning, 1964)。进入 20 世纪 70 年代,随着多普勒雷达资料的应用,超级单体的旋转特性被揭示出来(Donaldson, 1970),即后来广泛使用的中气旋特征,许多研究表明中气旋特征总是与超级单体风暴相伴随(Brown et al, 1973; Klemp et al, 1981; Rotunno and Klemp, 1985),于是 Browning(1978)建议重新定义超级单体的概念,即超级单体应该是含有中气旋的对流单体,此后雷达气象学界便以具有深厚持久的中气旋作为超级单体风暴的定义(Doswell III, 2001; Davies-Jones, 2015)。Lemon and Doswell III (1979)曾提出了超级单体的概念模型, Moller et al (1994)又将超级单体分为经典超级单体、强降水超级单体和弱降水超级单体,也给出了其相应的模型,显然这些模型的建立对于风暴研究很有帮助。随着观测增多和数值模拟的提高,气象学家发现超级单体的形态特征并不唯一,动力结构以及中气旋的成因等也不尽相同(Marquis et al, 2012; Brown and Nowotarski, 2019; Murdzek et al, 2020)。

我国科研工作者针对超级单体进行了较为系统的研究,大多认为超级单体产生于较大的对流有效位能和较强的深层垂直风切变环境下(俞小鼎等, 2006; 冯晋勤等, 2012; 吴木贵等, 2013),如果抬升凝结高度较低且低层 0~1 km 垂直风切变较大则容易出现龙卷(俞小鼎等, 2008; 郑媛媛等, 2009)。大部分超级单体的雷达回波特征均表现出明显的钩状回波、WER 或 BWER 以及入流缺口等(吴芳芳等, 2013),当然,超级单体的雷达回波特征并不唯一,尤其是强降水超级单体风暴雷达回波形态较多,有肾形、逗点形和“S”型等(俞小鼎等, 2008; 吴芳芳等, 2010; 戴建华等, 2012)。关于超级单体的演变也存在明显的不同,刁秀广等(2009)总结分析了三次超级单体风暴,提出了多单体传播型、单体自身发展型和群发单体合并型及它们之间的差异。随着高分辨率资料和中尺度模式的发展,超级单体的一些动力过程也被揭示出来,王秀明等(2009)认为超级单体雹云水平流场上的“S”型结构是垂直运动、云中涡偶和环境风共同作用的结果。陈明轩等(2012)利用变分多普勒雷达分析系统(VDRAS)分析了一次强降水超级单体的热动力机制,在超级单体发展阶段,

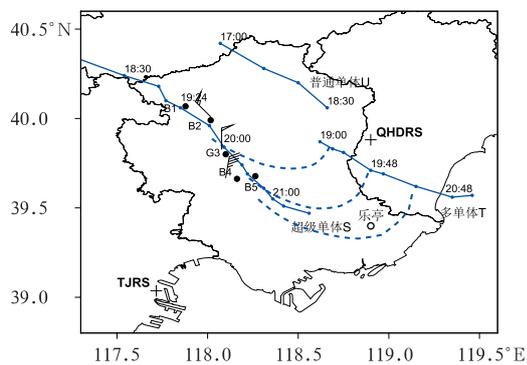
冷池出流抬升了暖湿入流,有利于超级单体的发展和维持。VDRAS 资料能够提供较为准确的风向、风速、气温等动力、热力分析场,目前广泛应用于科研和业务之中(陈明轩和王迎春, 2012; 陈明轩等, 2013; 肖现等, 2013)。周海光(2018)通过双多普勒雷达反演的三维风场研究得出,超级单体形成之前的中低层就有中尺度气旋生成,且风暴中涡旋偶对于 EF4 级龙卷发生发展有重要作用。近年来双偏振雷达资料的使用也揭示出一些超级单体的云物理特征,差分反射率因子柱对于识别上升气流的位置很有帮助,而差分反射率因子弧和差分相移率足相结合可以指示极端大风(潘佳文等, 2020; 管理等, 2022)。

综上所述,超级单体从概念的提出到其模型的建立,经过了多次修改和补充,说明超级单体的结构存在共性,但是这种局地强风暴也存在着各自不同之处,国内外的研究大多针对单一或是嵌入于对流系统中的超级单体风暴,而对于尾随其他强风暴、渐次而行并相互影响的超级单体观测分析较少。2017 年 6 月 19 日傍晚到夜间,河北省东部地区(简称冀东)出现了一次罕见的强降水超级单体风暴(图 1),在其形成之前,其移动路径的左前侧首先形成了普通单体风暴和多单体强风暴,在多单体强风暴影响下低层环流发生改变,配合有利的中尺度环境条件,使得上游地区相距大约 60~80 km 的一个普通单体发展成为强降水超级单体,其雷达回波特征与 Moller et al(1994)总结的概念模型极为相似,持续时间较长,带来了短时强降水、局地大冰雹和灾害性大风天气。关于此次过程的判识,短期出现了空报,临近预警也低估了对流的强度,因此本文利用多源资料对此次过程的中尺度环境、超级单体发生、发展演变以及低层动力特征进行系统分析,以期加深对此类天气过程机理的认识,为强对流预报业务提供借鉴。

1 资料和方法

1.1 资料

本文所用资料包括:(1)欧洲中期数值预报中心(ECMWF)的第五代全球再分析资料(ERA5),空间



注:蓝色实心点表示单体位置,超级单体 S:18:30—21:30;多单体 T:19:00—21:00,普通单体 U:17:00—18:30;黑色实心圆:超级单体移动路径上的雨量站,B1:东新庄,B2:党峪,G3:丰润国家站,B4:唐山市气象局,B5:开平水利局;蓝色虚线:多单体阵风锋;“+”:雷达位置,TJRS:天津雷达,QHDRS:秦皇岛雷达;空心圆:乐亭探空站。

图 1 2017 年 6 月 19 日 17:00—21:30 冀东地区风暴移动路径(蓝色实线)示意图

Fig. 1 The moving path (blue solid line) of convective storm in eastern Hebei Province from 17:00 BT to 21:30 BT 19 June 2017

分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 、时间分辨率 1 h,用于分析天气形势。(2)中国气象局 MICAPS 常规探空资料(2017 年 6 月 17 日 08:00 和 20:00 张家口、北京和乐亭站探空,本文所用时间均为北京时)。(3)京津冀地区自动气象站资料,要素包括气温、气压、风向、风速和降水量。(4)国家卫星气象中心提供的 FY-2G 气象卫星产品。(5)2017 年 6 月 19 日天津 CINRAD-SA 多普勒天气雷达资料,反射率因子分辨率 1 km;径向速度分辨率 0.25 km,最大探测半径 460 km,每 6 min 一次体扫。(6)北京城市气象研究院开发的变分多普勒雷达分析系统(VDRAS)的热力、动力分析资料,时间分辨率 18 min,空间分辨率 $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$,垂直方向 15 层,最低层高度约为 200 m,每层间隔 400 m。

1.2 方法

根据雷达风暴追踪信息产品确定单体位置信息。超级单体形成时,多单体风暴已不再发展,即 19:00 之后多单体位置信息采用其前侧单体位置来确定。

针对中气旋识别,我国 CINRAD/SA 采用的中

气旋探测算法对于超级单体的中气旋诊断较好(俞小鼎等,2006),从雷达判识的中气旋结构属性中读取相关信息,并探讨中气旋随时间的演变特征。

关于午后冀东地区的潜势分析,选取 08:00 乐亭站探空资料和 14:00 唐山国家级气象观测站(以下简称唐山国家站)地面气温和露点进行时空订正。鉴于 20:00 前后乐亭探空站位于超级单体风暴的下风方且距离超级单体发生时段最为接近(图 1),其资料对于上游大气层结来说具有较好的参考价值(吴芳芳等,2013),结合风暴前端丰润国家级气象观测站地面 2 m 平均风计算 0~6 km 垂直风矢差,用于表示超级单体发生、发展时段中尺度环境深层垂直风切变的变化。

关于物理量诊断,风暴相对螺旋度(SRH)是衡量风暴旋转潜势的重要动力参数,反映了低层一定厚度内,相对入流强弱和沿入流方向涡度分量的大小(Kerr and Darkow, 1996; Weisman and Rotunno, 2000)。SRH 的计算公式如下:

$$\text{SRH} = \int_0^z [(\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot (\mathbf{k} \times \frac{d\mathbf{V}}{dz})] dz \quad (1)$$

式中: $\mathbf{k} \times d\mathbf{V}/dz$ 表示 z 高度水平涡度, \mathbf{V} 表示 z 高度附近环境风矢量, \mathbf{C} 是风暴移动速度矢量,则 $\mathbf{V} - \mathbf{C}$ 就是风暴的相对速度。

2 天气实况和环流背景分析

2.1 天气实况

2017 年 6 月 19 日 17:00—21:30 受冷涡低槽影响,冀东出现了大范围强对流天气,主要有普通单体风暴、多单体强风暴和超级单体风暴过境(图 1),其中超级单体风暴自西北向东南穿过唐山地区,遵化、丰润、唐山市区等,先后出现了冰雹、短时强降水和短时大风等天气,丰润国家级气象观测站(以下简称丰润国家站)观测到了直径 12 mm 的冰雹、 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 强降水和 $20.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的灾害性大风,区域自动站记录有 10 个站次出现了短时强降水,其中开平区水利局站小时降水量达到了 51.6 mm。灾情调查显示,丰润多地房屋受损、林木折断,说明局部地区遭遇了更为严重的灾害性大风和冰雹。

2.2 环流背景

2017 年 6 月 19 日 08:00 高空图(图 2a)显示,

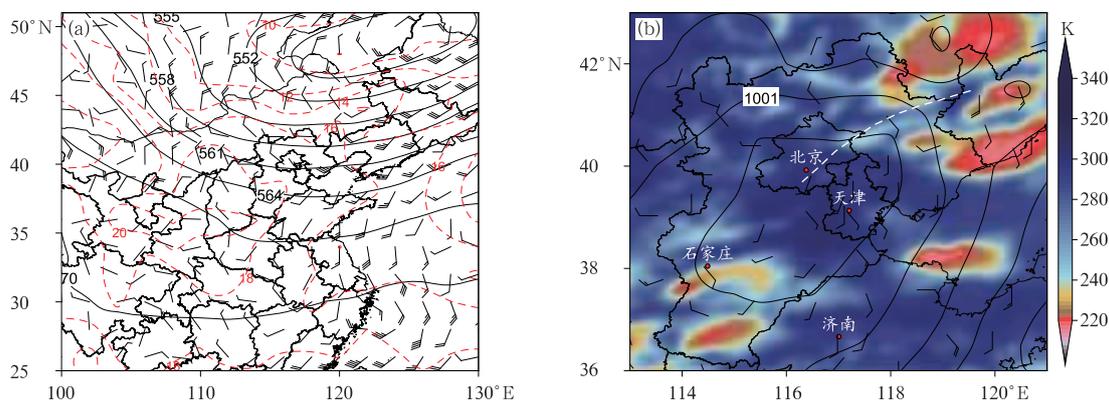


图 2 2017 年 6 月 19 日(a)08:00 500 hPa 高度场(实线,单位:dagpm)、850 hPa 风场(风羽)和温度场(虚线,单位:°C), (b)17:00 海平面气压(实线,间隔 1 hPa)、辐合线(白色虚线)、风场(风羽)和 FY-2G 红外云图(填色:云顶亮温)

Fig. 2 (a) The 500 hPa height (solid line, unit: dagpm) and 850 hPa wind field (barb) and temperature field (dashed line, unit: °C) at 08:00 BT, and (b) surface pressure (solid line, isobar with 1 hPa interval), convergence line (white dashed line), wind field (barb) and FY-2G infrared satellite (colored; infrared bright temperature of cloud top) at 17:00 BT 19 June 2017

500 hPa 亚洲中高纬呈“两槽一脊”型,在我国东北地区有一深厚的椭圆状低涡,中心位势高度为 554 dagpm,并伴有一 15°C 冷中心,冷涡底部宽广槽区内活跃的冷空气为此次过程提供了有利的热力和动力条件,此时低槽位于 116°E 附近并发展东移,40°N 附近有一支与低槽相伴的大风速核(约 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上)引导冷空气南下影响河北中北部,这种中空大风速核会造成较大的垂直风切变,有利于超级单体的形成(吴木贵等,2013;王福侠等,2014)。200 hPa 上大于 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的高空急流位于 30°~40°N,冀东地区处于急流左侧的分流区,有明显的辐散通气作用。850 hPa 切变线位于河北和内蒙古交界处,切变线右侧的西南风中有暖温脊发展,至 20:00 切变加强且暖温脊东伸,整个河北中东部地区处于低空西南气流控制之下(图略)。探空数据对比分析,08:00—20:00 张家口和北京站 500 hPa 温度分别下降了 3°C 和 2°C,说明中层有干冷空气入侵,叠加在暖湿气流之上,加剧了对流不稳定。与此同时地面填图显示,在京津冀地区形成一个中低压并逐渐加强,冀东地区位于低压倒槽附近的偏南风里,17:00 前后(图 2b)在倒槽辐合线附近不断有对流单体生成。

2.3 中尺度环境分析

2.3.1 热力不稳定

热力(浮力)不稳定是对流发展的重要原因之

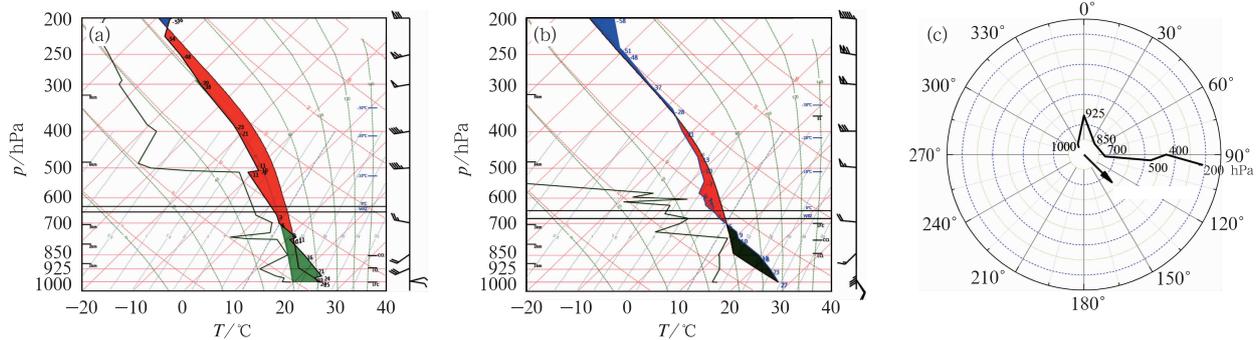
一,最具代表性的物理量就是对流有效位能(CAPE)。19 日 08:00,乐亭站探空曲线(图 3a)呈现出典型强对流天气的“喇叭口”型结构,为条件性不稳定,500 hPa 以上空气湿度迅速减小,大气上干下湿,CAPE 达到 $1129 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,K 指数为 38.6°C,SI 指数为 -2.42°C。到了午后,随着近地层升温 and 高层冷平流的侵入,这种不稳定度继续增大,使用 14:00 唐山国家站气温 32°C 和露点温度 18°C 对探空曲线进行时空订正,得到午后唐山中北部地区的 CAPE 约为 $1957 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,属于中等到强的 CAPE,有利于强对流的发生。

2.3.2 水汽分布

根据乐亭站 08:00 探空资料,近地面比湿为 $14.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,700 hPa 为 $7.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,比湿随着高度迅速减小,符合强对流的比湿垂直分布特征,且冀东地区的抬升凝结高度较低(918 m),说明低层相对湿度大,下沉气流在低层大气中被蒸发冷却的变率较小,负浮力不会过大,避免了因阵风锋过强而切断暖湿入流,从而有利于超级单体维持较长时间。

2.3.3 垂直风切变

垂直风切变的大小往往和形成风暴的强弱密切相关,一般认为 0~6 km 垂直风切变决定对流类型。利用 1.2 节所述方法,选取风暴发生前最近时段(16:20—18:50)丰润国家站地面 2 m 平均风和 20:00 探空资料(图 3b),计算 0~6 km 垂直风矢量



注:图 c 中黑色箭头表示风暴移动方向;折线上数字表示风矢量高度,单位:hPa。

图 3 2017 年 6 月 19 日(a)08:00,(b)20:00 乐亭站 $T-\ln p$ 图和(c)20:00 风矢端迹(折线)图
Fig. 3 $T-\ln p$ diagram at Laoting Station at (a) 08:00 BT, (b) 20:00 BT and (c) hodograph of storm at 20:00 BT 19 June 2017

的量值为 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (切变值达 $3.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), 大的垂直风切变有利于对流风暴更具有组织性。

风矢端迹图显示(图 3c), 近地面层 3 km 以下为偏南风, 中高层为偏西风, $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风矢差量为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 对流层大气低层风向顺时针旋转, 风速增大, 尤其是地面到 850 hPa 风向顺时针旋转幅度最大, 这种垂直风切变随高度顺转的分布有利于气旋式右移风暴的产生和发展。本次超级单体(19:24—21:00)风暴承载层的平均风向为 270° , 风速为 $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 超级单体的平均来向为 315° , 速度为 $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 即该超级单体风暴沿承载层平均风向右侧 45° 方向移动, 移动速度为承载层平均风速的 68% 左右, 说明该超级单体具有右移风暴特征。

以上分析表明, 此次强降水超级单体发生发展的中尺度环境是: 中等到强的热力不稳定(CAPE 约为 $1957 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)、强垂直风切变($0 \sim 6 \text{ km}$ 风矢差量值约为 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)和较大低层湿度, 这与 Moller et al(1994)总结的强降水超级单体的环境条件较为一致。

3 超级单体风暴的演变特征

3.1 雷达回波特征

2017 年 6 月 19 日 17:00 前后(图 4a), 天津多普勒雷达显示在密云境内形成一个风暴 S(S 中雷暴单体 S1 将发展成为超级单体), 在卢龙境内有风

暴 T 发展, 并伴有下沉出流。在风暴 T 和 S 之间亦有一个较强单体发展东移(以下简称 U)。值得注意的是, 一股强劲的偏南气流北伸, 形成了一条西南—东北向的弧形边界, 即海风锋, 此海风锋的出现对于强降水超级单体风暴的生成和发展有着重要作用。

17:30 风暴 T 中单体 T1 减弱, 其西侧新生单体 T2 和 T3。从其演变不难看出, 风暴 T 为多单体强风暴(图 4b), 其特征符合俞小鼎等(2006)对多单体强风暴的描述, 此后的 1 小时内, 不断有新单体在上升气流中生成、发展进行新老交替(图 4c, 4d), 其中 18:00 前后风暴 T 的出流边界西端与海风锋东端相接, 将南来暖湿气流闭合, 形成一条“舌”状热动力边界, 使得其以南区域低层不稳定能量积聚, 为强对流风暴的出现提供了较好的热力和动力条件(图 4c), 且随着风暴 U 的并入, 其出流边界加强, 进一步加剧了弧状边界的热力不稳定并增强了动力抬升作用。这期间, 单体 S1 周围不断有单体生消, 至 19:12 逐渐发展成近东西向的带状中尺度对流系统(图 4d), 单体 S1 强回波开始由低层向高层迅速发展, 且伴有阵风锋出流。

19:24 带状风暴 S 中有多个单体(S1、S2 和 S3)活动, S1 沿着多单体强风暴 T 提供的阵风锋向南进入“舌”状热动力边界并开始强烈发展(图 5a), 在 0.5° 仰角上可以清楚看到一个宽广的高反射率因子($>55 \text{ dBz}$)、钩状回波区, 前侧倒 V 型缺口反射率因子梯度较大, 55 dBz 强回波位于低层反射率因子梯度大值区之上(图 5b), 形成 WER。另外, 雷达

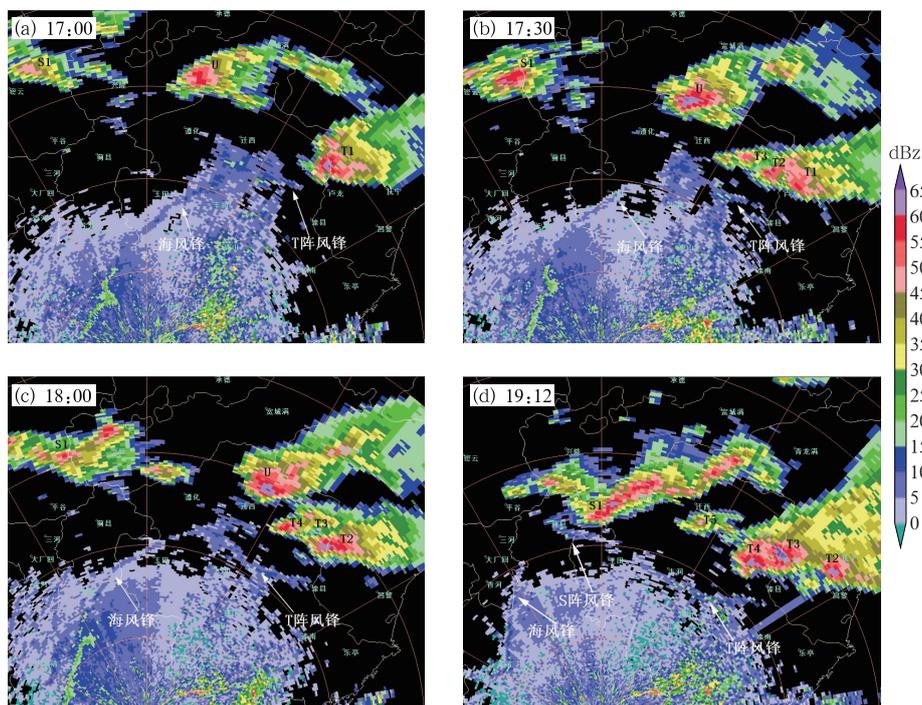


图 4 2017 年 6 月 19 日天津雷达 0.5°仰角反射率因子

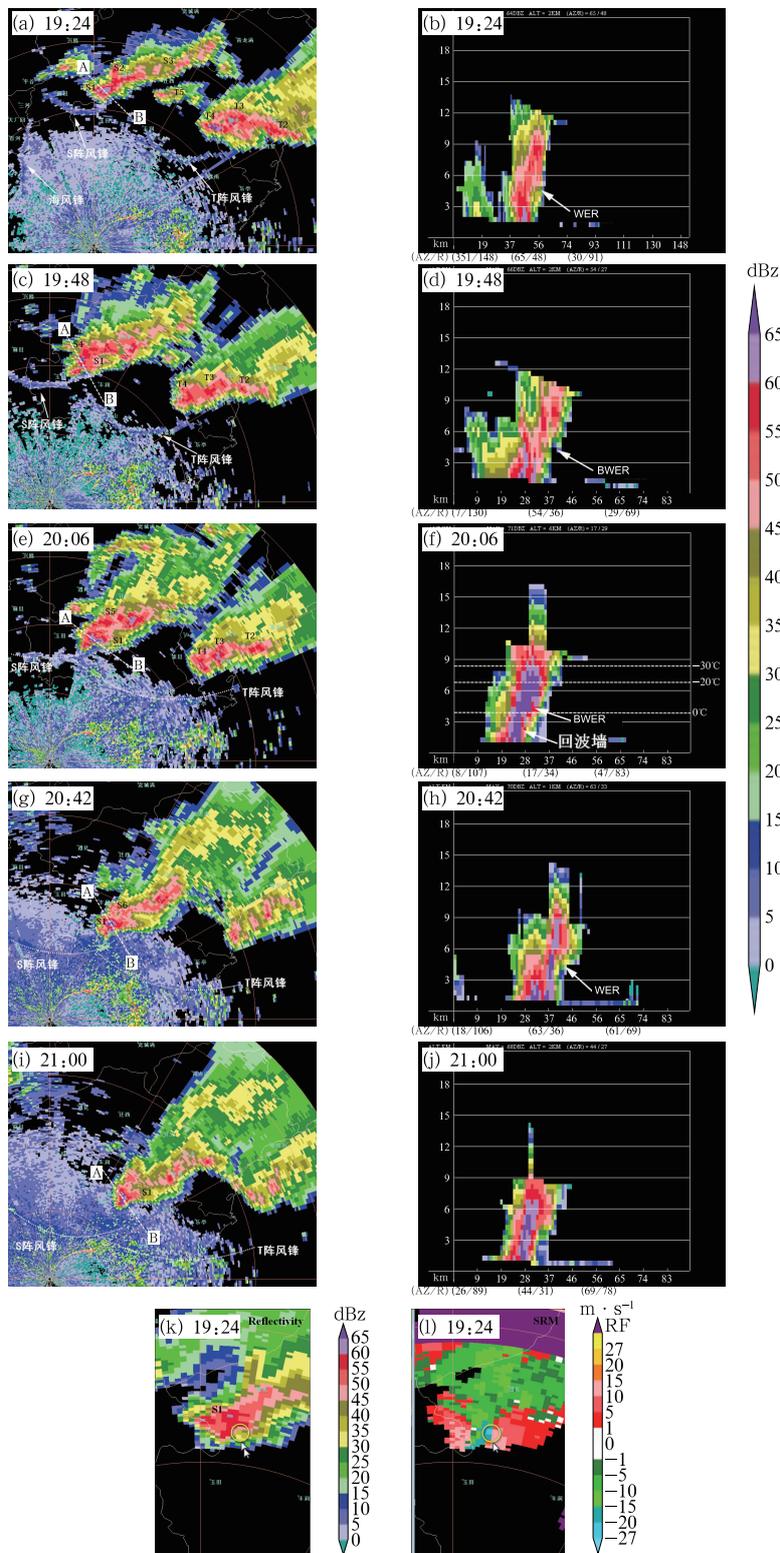
Fig. 4 Reflectivity at 0.5° elevation from Tianjin Radar on 19 June 2017

还探测到一个小于 10 km 的涡旋,相对风暴平均径向速度图(SRM)显示其旋转速度达到了 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,属于中等强度的中气旋(俞小鼎等,2006),且几乎被降水所包裹(图 5k,5l),说明单体 S1 已经发展为强降水超级单体。根据与 S1 移动路径较近的自动站数据分析(图 1 和图 6),强降水发生在超级单体后侧的低层强回波区,遵化东新庄 5 min 降水量达到了 13.5 mm,之后超级单体所经之处均出现了 30 min 左右的降水,瞬时降水强度均较大,尤其是开平水利局观测到 5 min 内 15.9 mm 的强降水。之后的两个体扫内,随着单体 T5 并入风暴 S 中,多单体强风暴 T 上升气流中不再有新的单体生成,而是逐渐减弱。至 19:48 新单体 S4 从风暴后侧分裂出来,超级单体 S1 进入丰润(图 5c), $>50 \text{ dBz}$ 强回波区完全位于倒 V 型缺口上,形成 BWER(图 5d),说明超级单体 S1 发展强烈。随着下沉出流增强,S1 的阵风锋和多单体强风暴 T 的阵风锋西端几近相接,增强了低层南来暖湿气流的抬升,有利于超级单体 S1 的发展和维持。

20:06 风暴 S 中又有单体 S5 分裂左移(图 5e),S1 前侧的倒 V 型缺口更加明显, $>65 \text{ dBz}$ 强回波

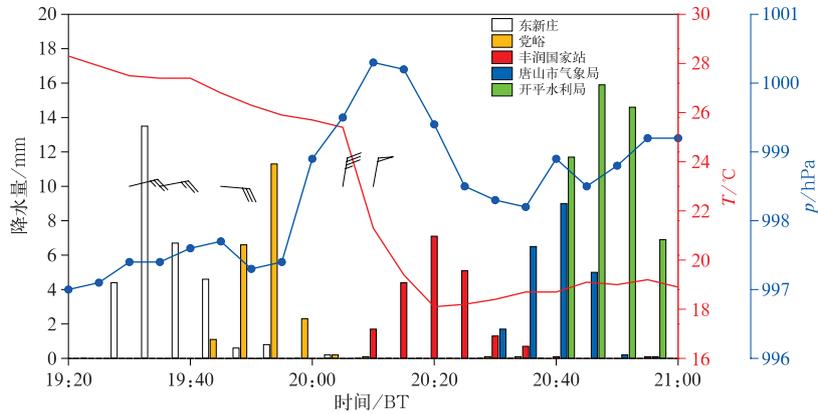
伸展到 7.5 km 高,形成一堵密实的回波墙(图 5f), 6.0° 仰角以上的椭圆形云区范围进一步扩大,WER 或 BWER 特征明显,说明此时风暴内旋转上升气流非常强,云体结构紧密。Witt et al(1998)曾指出当强回波区扩展到 -20°C 等温线的高度以上时,对强降雹的潜势贡献最大,俞小鼎等(2006)也认为高反射率因子(45 dBz 或 50 dBz)能否扩展到 -20°C 以上是判断大冰雹产生的最有效方法。结合探空分析图 5f, 0° 、 -20° 和 -30°C 等温线高度分别是 3.9、7.1 和 8.4 km,BWER 的存在表明强上升气流明显伸展到了 -20°C 等温线高度附近, $>55 \text{ dBz}$ 强回波区位于 $-30\sim 0^\circ\text{C}$ 等,都表现为高质心的雹暴特征,故出现大冰雹的可能性很大。20:00 前后超级单体发展最强,丰润国家站显示(图 6),较强的下沉出流致使气压涌升,气温骤降 8°C 左右,极大阵风达 $20.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 并伴有直径 12 mm 的冰雹落地。

超级单体的高质心雹暴特征一直维持到 20:42 前后(图 5h),之后 S1 移过唐山市区,又有单体 S6 从母暴中分裂东移(图 5g),倒 V 型缺口趋于填塞,阵风锋开始远离母体。21:00 单体 S1 进入丰南,钩状回波消失(图 5i),WER 减弱且高度降低(图 5j),



注:图 k,l 中圆圈指示中气旋位置。

图 5 2017 年 6 月 19 日天津雷达(a,c,e,g,i)0.5°仰角基本反射率因子和(b,d,f,h,j)相应时刻沿直线 AB 的反射率因子剖面,(k,l)1.5°仰角(k)基本反射率因子和(l)相对风暴平均径向速度
Fig.5 (a, c, e, g, i) Reflectivity at 0.5° elevation and (b, d, f, h, j) vertical cross-section of the reflectivity along the line AB, (k) reflectivity and (l) storm relative mean radial velocity at 1.5° elevation from Tianjin Radar on 19 June 2017



注:风羽:极大风。

图 6 2017 年 6 月 19 日 19:20—21:00 沿超级单体移动路径上自动站 5 min 降水量和丰润国家站地面要素时序图

Fig. 6 Evolution of the 5 min precipitation at automatic weather stations along the path of supercell storms and variation of elements at Fengrun Station from 19:20 BT to 21:00 BT 19 June 2017

中气旋特征转为三维相关切变,阵风锋与母体完全断开,低层偏南暖湿气流被切断,超级单体风暴特征消失。

从雷达回波的演变来看(图 1 和图 5),6 月 19 日傍晚,在冀东地区多单体强风暴 T 首先形成并伴有明显的冷池出流,其阵风锋与海风锋相交阻挡了偏南暖湿气流,形成了“舌”状热动力边界。大约 1 小时后,在风暴 T 右后侧的上游地区相距大约 60~80 km 处的单体 S1 逐渐移入“舌”区,可看出风暴 T 的出流边界为单体 S1 提供了较好的热力和动力条件,单体 S1 移入这条出流边界后便快速发展成为超级单体,超级单体形成之后一定程度上影响了多单体强风暴的发展,造成多单体强风暴不再进行新老单体的交替,缓慢减弱的多单体强风暴维持相对“稳定”的下沉出流,即为超级单体 S1 提供了长时间、相对稳定的热动力边界,超级单体 S1 便沿着这条出流边界向东南方向移动并发展成熟。

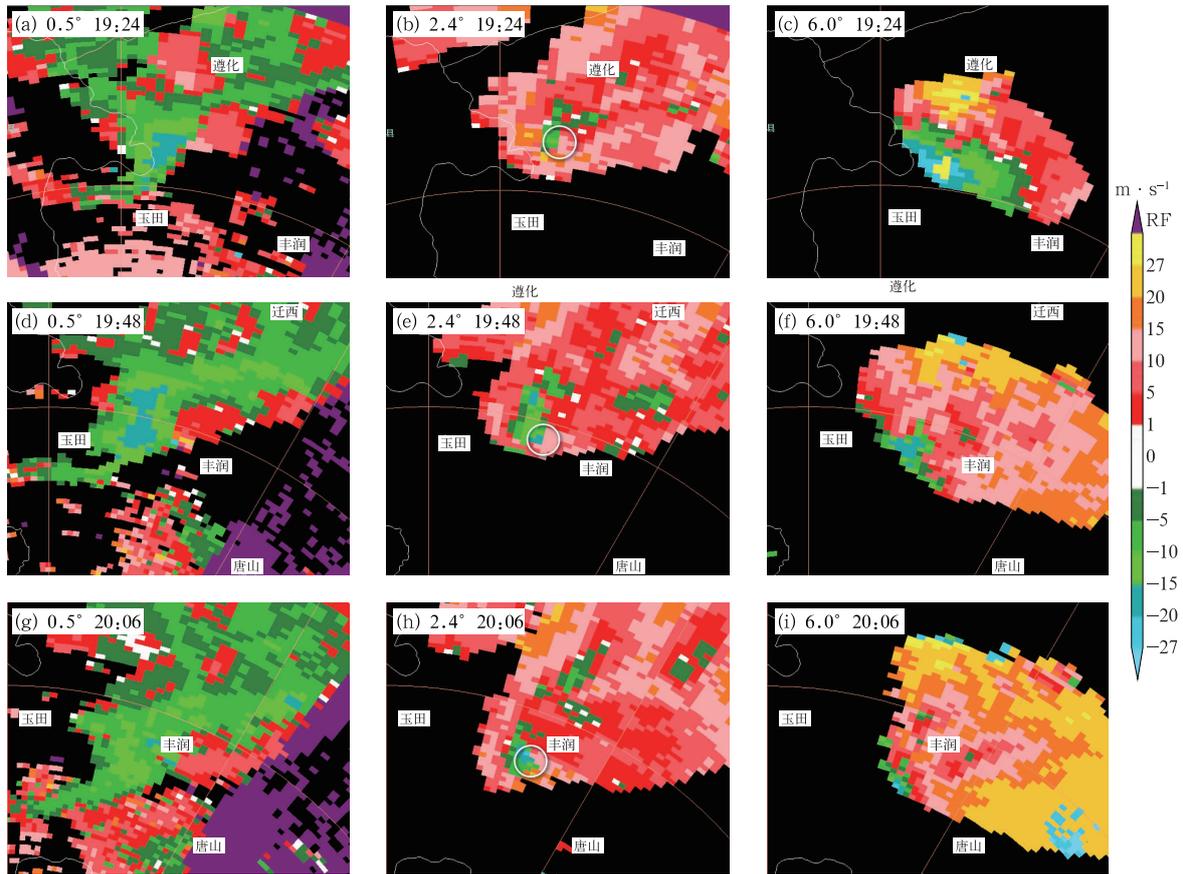
3.2 中气旋演变特征

在超级单体 S1 形成之初,19:24 低层 0.5° 仰角出现气旋性旋转(图 7a), 1.5° 和 2.4° 仰角为气旋性辐合旋转(图 7b), 3.4° 和 4.3° 仰角为反气旋旋转(图略), 6.0° 为纯辐散且出现速度模糊,正负速度差达到 $54 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风暴顶强辐散(图 7c),此涡旋符合蓝金组合模型, 1.5° 仰角旋转速度约为 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大切变位于 3.5 km 高,为 $18 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,此时风

暴距雷达的径向距离为 110 km,根据中气旋的判定标准(俞小鼎等,2006),此为中等强度的中气旋,超级单体风暴开始形成。

19:24—19:36 中气旋快速向上发展(图 8), 0.5° 仰角(1.8 km 高度)是气旋性辐合旋转, $1.5^\circ \sim 3.4^\circ$ 仰角是气旋性旋转, 4.3° 仰角是反气旋性旋转辐散, 6.0° 仰角为纯辐散,中气旋趋于成熟。19:48 前后中气旋整体下降,底部降至 1.4 km 高度, $0.5^\circ \sim 4.3^\circ$ 仰角均表现为气旋性旋转(图 7d,7e), 6.0° 仰角维持强辐散(图 7f),4.7 km 高度处旋转速度达 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,此时雷达显示龙卷涡旋特征标识(TVS),地面出现风、雹天气。19:54 和 20:00,雷达 PPI 上并未标识出中气旋(图略),结合 SRM 和反射率因子图分析,雷达可能出现了误判,中气旋应该是维持的。从图 7g 和 7h 可以看到,20:06 受低层强出流影响,中气旋被锢囚到较高仰角, $1.5^\circ \sim 4.3^\circ$ 仰角为气旋性旋转,旋转速度维持在 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 6.0° 仰角仍为强辐散(图 7i)。之后中气旋呈现波动性特征,顶部逐渐降低,底部逐渐向上收缩,维持弱的中气旋强度。20:48—21:00 中气旋在中层(约 5 km 高度)转为三维相关切变并逐渐消失。

此中气旋较强旋转始于低层 $0.5^\circ \sim 1.5^\circ$ 仰角,这与大部分中气旋形成于中层(5 km 左右)有所不同,从特征结构来讲,刁秀广等(2011)也指出镶嵌类的超级单体中气旋多始于低层,本文超级单体与之有类似之处,但也存在明显的不同,Markowski et al



注:圆圈:中气旋位置。

图 7 2017 年 6 月 19 日天津雷达不同仰角相对风暴平均径向速度

Fig. 7 Relative storm mean radial velocities at different elevations from Tianjin Radar on 19 June 2017

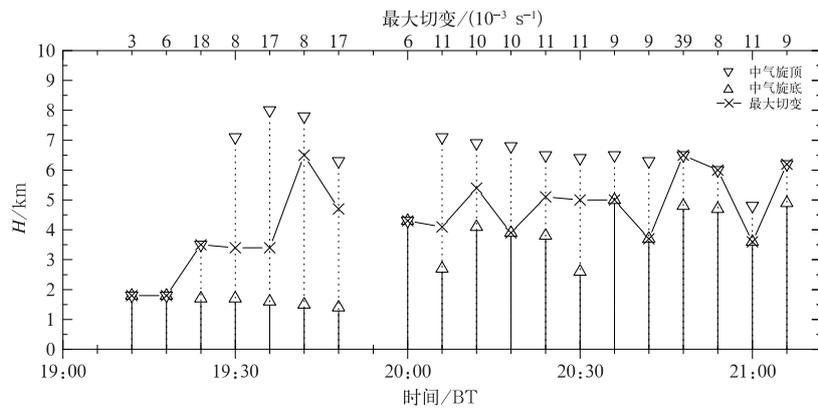


图 8 2017 年 6 月 19 日 19:00—21:05 中气旋顶、中气旋底及最大切变高度变化

Fig. 8 Variation of the top and base of mesocyclone and the maximum shear heights from 19:00 BT to 21:05 BT 19 June 2017

(1998)曾提出,超级单体在热力边界冷空气一侧,斜压性产生的水平涡度达到最大化,最容易导致低层的中气旋形成。此次超级单体的形成与 Markowski

et al(1998)给出的模型相似,当偏南暖湿气流沿着西北—东南向热力边界在冷的一侧上移动时,斜压性产生的水平涡度随着入流逐渐转为垂直涡度,进

而在低层开始形成中气旋,之后迅速向上发展为深厚的中气旋。

4 超级单体热动力成因分析

4.1 深层(0~6 km)垂直风切变

结合地面观测资料分析,18:00 前后唐山东北部受风暴下沉出流影响,地面形成明显冷池,冷池中心温度在 18℃ 左右,地面为较强的东北风(图 9a),唐山中西部地区气温在 28~34℃,为高温、高湿区,地面为偏南风,这与前文中提到的“舌”状区相对应。如前所述,此时段丰润地区 0~6 km 垂直风矢差的量值为 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (切变值达 $3.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)。随着多单体强风暴 T 的冷池出流逐渐向西南方向扩展(图 9b),丰润国家站 19:05—19:25 地面 2 m 平均风向转为偏东,且平均风力明显增大到 $5.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,0~6 km 垂直风矢量差值达到 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (切变值达 $4.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$),方向仍指向偏东,较之前近地面偏南风造成的垂直切变明显增大,此时单体 S1 移入“舌”状区头部便快速发展成超级单体。

4.2 低层(0~3 km)热力和动力分析

低层(0~3 km)垂直风切变对雷暴发展也有很重要的影响(Droegemeier and Wilhelmson,1987;肖现等,2015),尤其是超级单体 S1 受多单体强风暴低层的下沉出流影响较大,因此很有必要对超级单体的低层垂直风切变进行分析。VDRAS 数据显示,超级单体形成前的 18:42(图 10a),受多单体强风暴

冷池出流影响,200 m 高度处冷池出流形成大约 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏东风与边界层 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的偏南风形成了明显的西北—东南向辐合带,强的温度梯度位于冷池西南侧,容易形成较强的强迫抬升,而此时单体 S1 位于冷池的东北侧,尚未移入冷池,附近温度梯度小,辐合抬升偏弱,0~3 km 低层垂直风切变(以利用 VDRAS 计算的 3400 m 和 200 m 之间风矢量差代表)为 $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右(图 10c),到了超级单体形成时的 19:18 前后(图 10b),单体 S1 已经进入到了多单体强风暴出流边界的偏冷一侧,冷池边缘大的温度梯度位于其前侧入流区,辐合抬升作用明显增强,低层垂直风切变增大到 $17 \sim 19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,方向指向偏东(图 10d),更加有利于超级单体的形成。参考大气垂直涡度方程(俞小鼎等,2008),低层水平涡度增大且方向由南指向北,此时边界层南风增加到了 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,随着较强的偏南入流,水平涡度可以直接扭曲成垂直涡度进而发展成中气旋。相较于暖区一侧强的东北方向的水平涡度,显然在辐合线附近偏冷一侧的高值低层垂直风切变更加有利于超级单体中气旋的形成和维持,这也是单体 S1 移进多单体强风暴出流边界后快速发展成为超级单体的重要原因,符合斜压涡生理论(Klemp and Rotunno,1983;Rotunno and Klemp,1985;Markowski et al,1998;郑永光等,2020)。之后在辐合带附近低层垂直风切变始终维持在 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,方向也始终指向偏东,超级单体沿着辐合带发展并维持了较长时间。

多单体强风暴冷池出流不仅造成了冷池边缘处较大的低层垂直风切变,有利于维持上下层旋转,形

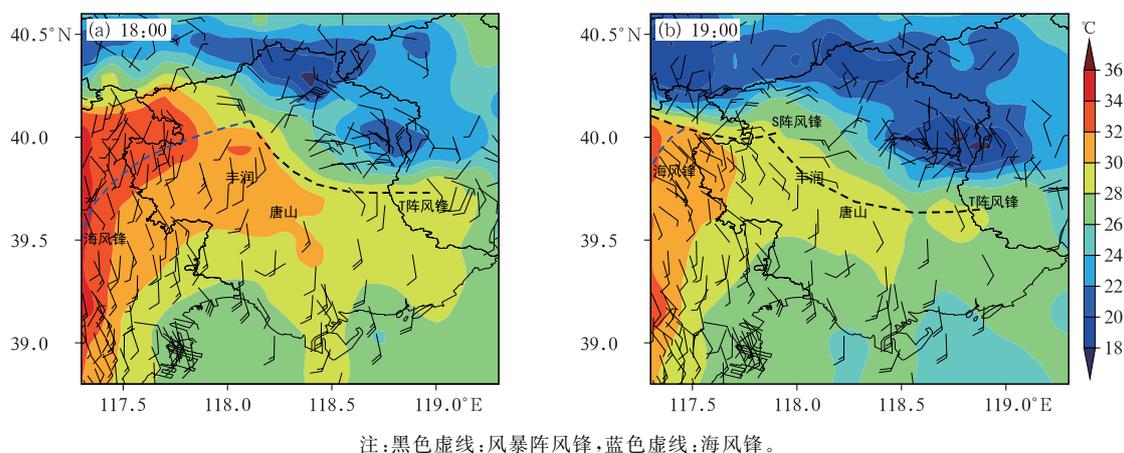
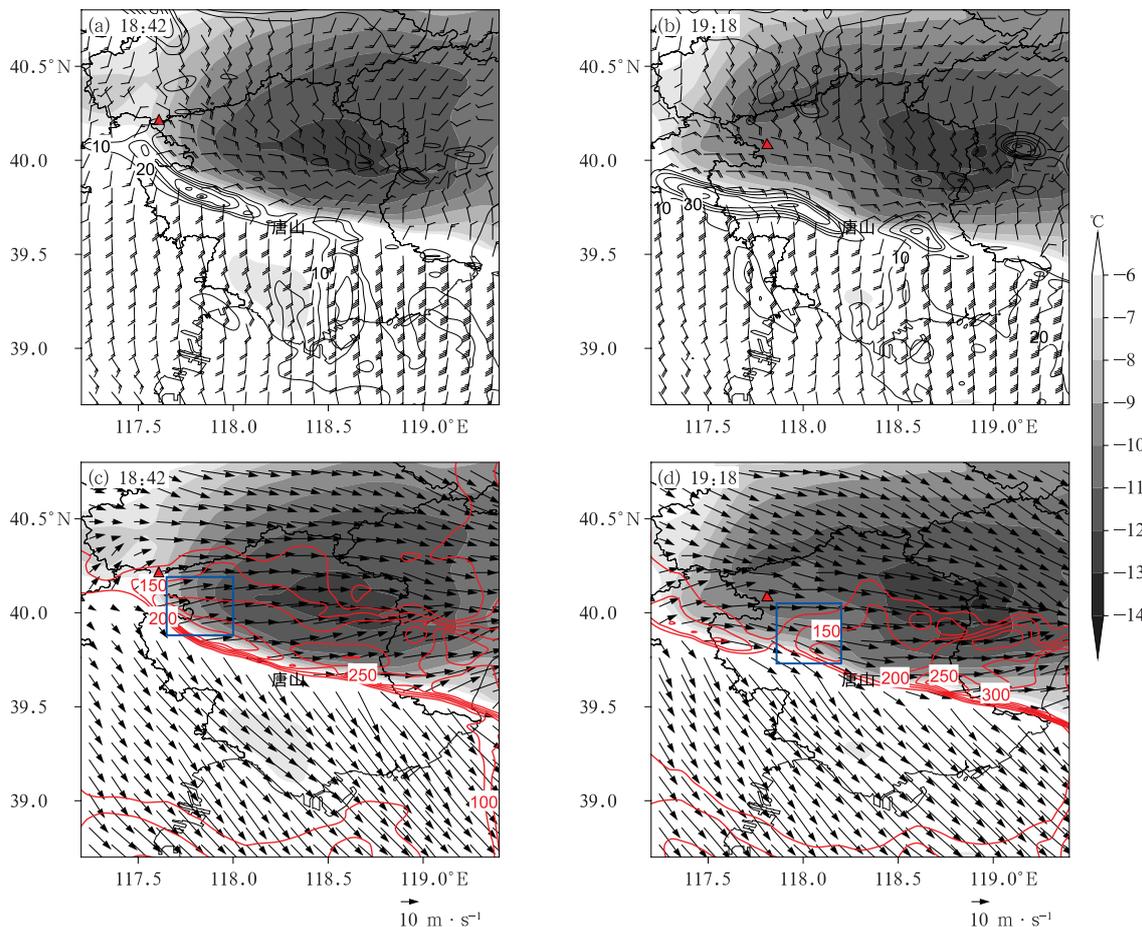


图 9 2017 年 6 月 19 日地面 10 m 风场(风羽)和 2 m 气温(填色)

Fig. 9 10 m wind field (barb) and 2 m temperature (colored) at surface automatic weather station on 19 June 2017



注:红色三角:单体 S1 的位置,蓝色方框:入流区 30 km×30 km。

图 10 2017 年 6 月 19 日(a,b)VDRAS 200 m 风场(风羽)、扰动气温(阴影)和 1 km 垂直涡度(黑色等值线,单位:10⁻⁵ s⁻¹), (c,d)VDRAS 200 m 扰动气温(阴影)、0~3 km 垂直风切变(风矢)和风暴相对螺旋度(SRH)(红色等值线,单位:m²·s⁻²)

Fig. 10 (a, b) VDRAS 200 m wind field (barb), perturbation temperature (shaded) and 1 km vertical vorticity (black contour, unit: 10⁻⁵ s⁻¹), (c, d) VDRAS 200 m perturbation temperature (shaded), 0-3 km vertical wind shear (vector) and storm-relative helicity (SRH) (red contour, unit: m²·s⁻²) at (a, c) 18:42 BT, and (b, d) 19:18 BT 19 June 2017

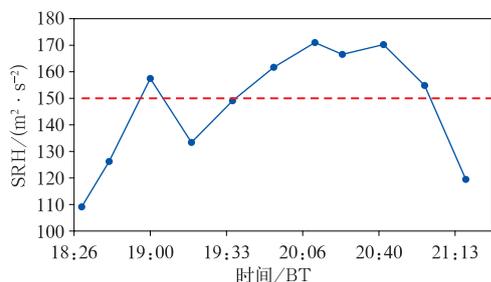
成较大的水平涡度,而且冷池还增大了在其边缘处对偏南风的“阻碍”作用,加强了绕流,增强了气旋性旋转,进而增大了垂直涡度(图 10a, 10b)。分析 1 km 高度层可发现,沿着冷池边缘分布着较大的垂直涡度带,中心强度达到 $30 \times 10^{-5} \sim 40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,甚至在有的层结能够达到 $100 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右,即在单体 S1 前侧不断有垂直涡度随着偏南入流进入风暴,在辐合抬升作用下将低层涡度输送至高层,更加有利于中气旋的形成和维持。

4.3 风暴相对螺旋度(SRH)

SRH 一般用来表征低层沿风暴入流方向气流的旋转强弱。根据式(1)可知,SRH 与低层垂直风

切变和风暴运动密切相关,利用 VDRAS 模拟的 200~3400 m 高度间每层网格点数据计算出 0~3 km 的 SRH,从图 10c 和 10d 可以看到,沿着辐合线偏冷一侧存在着一条明显的 SRH 大值带,强度在 $100 \sim 400 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,说明单体 S1 沿着辐合线向东南方向移动,其前部入流的旋转潜势条件最好,有利于超级单体风暴的形成和维持。

考虑到 SRH 是一个空间量,根据单体 S1 的移动轨迹,选取相应时刻其前侧入流区 30 km×30 km 范围(图 10c 和 10d 中的蓝色方框)内的 SRH 并求取平均值进行分析。从 SRH 随时间演变来看(图 11),超级单体形成之前(18:30—19:24)SRH 由 $109 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 逐渐增大到 $157 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,而后快速



注:横线:SRH=150 m² · s⁻²标记线。

图 11 基于 VDRAS 计算 2017 年 6 月 19 日 18:30—21:18 0~3 km SRH 随时间的变化

Fig. 11 Variation of storm-relative helicity (SRH) in 0-3 km height layer from 18:30 BT to 21:18 BT 19 June 2017 based on VDRAS

降低,大部分时段 SRH 小于 150 m² · s⁻²,在其发展和成熟阶段(19:24—21:00)SRH 从 140 m² · s⁻²左右增大到 171 m² · s⁻²,大部分时段大于 150 m² · s⁻²,而在超级单体消散阶段(21:00 之后)SRH 快速减小,明显低于 150 m² · s⁻²,这与 Kerr and Darkow (1996)和陈明轩等(2012)研究基本一致,说明 SRH 对于超级单体的生消具有明显的指示意义。

5 结论与讨论

本文对 2017 年 6 月 19 日发生在多单体强风暴影响下的一次强降水超级单体风暴的演变特征进行了详细分析,得到以下结论:

(1)此次强降水超级单体风暴发生在中等到强的热力不稳定(CAPE 约为 1957 J · kg⁻¹)、强垂直风切变(0~6 km 风矢差量值约为 22 m · s⁻¹)和较低抬升凝结高度的环境条件下,其表现为明显的右移风暴特征,平均移向为承载层平均风向的右侧 45°左右,平均移速为承载层平均风速的 68%。

(2)雷达资料显示,海风锋和多单体强风暴的阵风锋以及它们所围成的低层“舌”状高温、高湿区为超级单体风暴形成提供了较好的热力和动力条件。当对流单体移入“舌”区之后,便快速发展为超级单体并一直沿着多单体强风暴出流边界冷的一侧向东南方向移动。超级单体和多单体强风暴渐次而行,在超级单体的影响下,多单体强风暴不再发展更新,而是缓慢减弱,其相对“稳定”的阵风锋不仅为超级单体发展和维持提供了长时间的热力、动力条件,而且还为其移动提供了引导作用,这对于强对流天气的短时临近预警有很好的指示意义。

(3)受多单体强风暴冷池出流影响,近地面环流发生改变,不仅增加了超级单体前侧南风入流的辐合抬升作用,而且最重要的是使得中尺度环境向着更有利于超级单体形成的方向发展,即 0~6 km 垂直风切变由 22 m · s⁻¹增大到 27 m · s⁻¹和 0~3 km 垂直风切变由 13 m · s⁻¹增大到 17~19 m · s⁻¹,这是中气旋形成并维持的主要原因;其次,冷池边缘附近较强的垂直涡度平流也有利于中气旋的形成和维持。另外,此次超级单体中气旋始于低层,通过 VDRAS 数据得到的 0~3 km 垂直风切变始终维持在 20 m · s⁻¹左右,为超级单体的发展和维持提供了较大的、长时间的水平涡度输入,符合斜压涡生理论。

(4)受多单体强风暴冷池出流影响,沿着辐合线偏冷一侧形成了 SRH 大值带且恰好位于超级单体的入流区间,在超级单体形成、发展和成熟阶段,SRH 均值在 140~171 m² · s⁻²,大部分时段在 150 m² · s⁻²以上,而在超级单体形成之前和接近消散阶段,SRH 明显较小,大部分时段在 150 m² · s⁻²以下,这与前人分析基本一致,同时也表明 SRH 对于超级单体发生发展有较为明确的指示意义。

(5)本次超级单体维持较长时间与适合的中尺度环境密切相关。冷池出流(阵风锋)先于超级单体形成并不是单体减弱的标志,反而促进了超级单体的发展和维持,这与国内部分学者的研究有所不同(郑媛媛等,2004;郭媚媚等,2006;吴木贵等,2013),Gilmore and Wicker(1998)曾利用三维非静力平衡云模式探讨了不同下沉对流有效位能状况对超级单体形态和发展的影响,其认为在风切变较强且干空气位置较高的环境下,下沉气流稀释较为严重,到达低层的下沉外流会变得较弱,但这种情况反而有利于风暴内上升气流的维持。本文中冷池出流在单体发展阶段(19:12 前后)先于超级单体出现(19:24 前后),结合乐亭站探空分析(图 3),不难发现干空气层底部位于 500 hPa 附近且存在较强的下沉对流有效位能,这种适宜的中尺度环境造成了当风暴出现冷池出流之后,单体未减弱而是发展加强并形成超级单体。

超级单体形成之后,其冷池出流与中尺度环境的相互作用又显得尤为重要,低层强盛的偏南暖湿入流遇到冷池“障碍物”的阻挡,使得入流区辐合抬升加强,有利于超级单体的发展和维持。另外,超级单体中不断有单体从母暴中分裂并减弱东移,一定程度上削弱了超级单体的强烈发展,但恰恰使得下

沉出流不至于过强而造成阵风锋快速远离并切断暖湿入流,使得冷池始终维持一定的强度,同时在超级单体的移动路径上,多单体强风暴的阵风锋又给超级单体提供了稳定的0~3 km的垂直风切变(始终维持在 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右),就造成了超级单体前端的风切变和冷池强度保持了长时间的平衡,这也符合RKW理论(Rotunno et al, 1988),最终造成超级单体长时间维持“稳定态”。限于本文所使用的资料比较粗糙,并不能完全阐述其中的细节,但从其演变特征来看,中尺度环境提供的适当垂直风切变等与风暴发展保持平衡是超级单体长时间维持自组织状态的主要原因。

致谢:感谢中国气象科学研究院陈军明研究员和南京信息工程大学杨军副教授的悉心指导和帮助。

参考文献

- 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).
- 陈明轩,王迎春,肖现,等,2012. 基于雷达资料四维变分同化和三维云模式对一次超级单体风暴发展维持热动力机制的模拟分析[J]. 大气科学, 36(5): 929-944. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al, 2012. A case simulation analysis on thermodynamical mechanism of supercell storm development using 3-D cloud model and 4-D variational assimilation on radar data[J]. Chin J Atmos Sci, 36(5): 929-944 (in Chinese).
- 陈明轩,王迎春,肖现,等,2013. 北京“7. 21”暴雨雨团的发生和传播机理[J]. 气象学报, 71(4): 569-592. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al, 2013. Initiation and propagation mechanism for the Beijing extreme heavy rainstorm clusters on 21 July 2012[J]. Acta Meteor Sin, 71(4): 569-592 (in Chinese).
- 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. 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).
- 刁秀广,杨传凤,李静,等,2011. 济南地区超级单体强度和流场结构分析[J]. 高原气象, 30(2): 489-497. Diao X G, Yang C F, Li J, et al, 2011. Analyses on reflectivity and airflow structure for different types of supercell storm in Jinan Region[J]. Plateau Meteor, 30(2): 489-497 (in Chinese).
- 刁秀广,朱君鉴,刘志红,2009. 三次超级单体风暴雷达产品特征及气流结构差异性分析[J]. 气象学报, 67(1): 133-146. Diao X G, Zhu J J, Liu Z H, 2009. Analysis of three supercell storms with Doppler weather radar data[J]. Acta Meteor Sin, 67(1): 133-146 (in Chinese).
- 冯晋勤,俞小鼎,傅伟辉,等,2012. 2010年福建一次早春强降水超级单体风暴对比分析[J]. 高原气象, 31(1): 239-250. Feng J Q, Yu X D, Fu W H, et al, 2012. Comparative analysis on supercell storm structure of a severe hail shooting in Fujian Province in early spring of 2010[J]. Plateau Meteor, 31(1): 239-250 (in Chinese).
- 管理,戴建华,袁招洪,等,2022. 双偏振雷达 K_{DP} 足及 Z_{DR} 弧的自动识别及应用研究[J]. 气象学报, 80(4): 578-591. Guan L, Dai J H, Yuan Z H, et al, 2022. Research on dual-polarimetric radar K_{DP} foot and Z_{DR} arc recognition and application[J]. Acta Meteor Sin, 80(4): 578-591 (in Chinese).
- 郭媚媚,麦冠华,胡胜,等,2006. 肇庆市一次超级单体的多普勒雷达资料分析[J]. 气象, 32(6): 97-101. Guo M M, Mai G H, Hu S, et al, 2006. Analysis of a supercell storm with Doppler weather radar data[J]. Meteor Mon, 32(6): 97-101 (in Chinese).
- 潘佳文,蒋璐璐,魏鸣,等,2020. 一次强降水超级单体的双偏振雷达观测分析[J]. 气象学报, 78(1): 86-100. Pan J W, Jiang L L, Wei M, et al, 2020. Analysis of a high precipitation supercell based on dual polarization radar observations[J]. Acta Meteor Sin, 78(1): 86-100 (in Chinese).
- 王福侠,俞小鼎,闫雪瑾,2014. 一次超级单体分裂过程的雷达回波特征分析[J]. 气象学报, 72(1): 152-167. Wang F X, Yu X D, Yan X J, 2014. Analysis of the splitting processes of the supercell storms based on the Doppler weather radar data[J]. Acta Meteor Sin, 72(1): 152-167 (in Chinese).
- 王秀明,钟青,韩慎友,2009. 一次冰雹天气强对流(雹)云演变及超级单体结构的个例模拟研究[J]. 高原气象, 28(2): 352-365. Wang X M, Zhong Q, Han S Y, 2009. A numerical case study on the evolution of hail cloud and the three-dimensional structure of supercell[J]. Plateau Meteor, 28(2): 352-365 (in Chinese).
- 吴芳芳,俞小鼎,王慧,等,2010. 一次强降水超级单体风暴多普勒天气雷达特征[J]. 大气科学学报, 33(3): 285-298. Wu F F, Yu X D, Wang H, et al, 2010. A HP supercell case study with the data of Doppler weather radar detection[J]. Trans Atmos Sci, 33(3): 285-298 (in Chinese).
- 吴芳芳,俞小鼎,张志刚,等,2013. 苏北地区超级单体风暴环境条件与雷达回波特征[J]. 气象学报, 71(2): 209-227. Wu F F, Yu X D, Zhang Z G, et al, 2013. A study of the environmental conditions and radar echo characteristics of the supercell-storms in northern Jiangsu[J]. Acta Meteor Sin, 71(2): 209-227 (in Chinese).
- 吴木贵,张信华,傅伟辉,等,2013. 2010年3月5日闽北经典超级单体风暴天气过程分析[J]. 高原气象, 32(1): 250-267. Wu M G, Zhang X H, Fu W H, et al, 2013. Analysis on weather process of classic supercell storm in northern part of Fujian on 5 March 2010[J]. Plateau Meteor, 32(1): 250-267 (in Chinese).
- 肖现,陈明轩,高峰,等,2015. 弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制[J]. 大气科学, 39(1): 100-124. Xiao X, Chen M X, Gao F, et al, 2015. A thermodynamic mechanism analysis on enhancement or dissipation of convective systems from the mountains under weak synoptic forcing[J]. Chin J Atmos Sci, 39(1): 100-124 (in Chinese).
- 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[J]. 气象学报, 71(5): 797-816. Xiao X, Wang Y C, Chen M X, et al,

2013. A mechanism analysis of the thermo-dynamical field of a suddenly intensifying storm from mountains in the Beijing Area with the radar data 4DVar[J]. *Acta Meteor Sin*, 71(5):797-816 (in Chinese).
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等, 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社: 105-108, 116-122, 212-213. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al, 2006. The Principle and Operational Application of Doppler Weather Radar[M]. Beijing: China Meteorological Press: 105-108, 116-122, 212-213(in Chinese).
- 俞小鼎, 郑媛媛, 廖玉芳, 等, 2008. 一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究[J]. *大气科学*, 32(3):508-522. Yu X D, Zheng Y Y, Liao Y F, et al, 2008. Observational investigation of a tornadic heavy precipitation supercell storm[J]. *Chin J Atmos Sci*, 32(3):508-522(in Chinese).
- 郑永光, 蓝渝, 曹艳察, 等, 2020. 2019年7月3日辽宁开原EF4级强龙卷形成条件、演变特征和机理[J]. *气象*, 46(5):589-602. Zheng Y G, Lan Y, Cao Y C, et al, 2020. Environmental conditions, evolution and mechanisms of the EF4 tornado in Kaiyuan of Liaoning Province on 3 July 2019[J]. *Meteor Mon*, 46(5):589-602(in Chinese).
- 郑媛媛, 俞小鼎, 方翀, 等, 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析[J]. *气象学报*, 62(3):317-328. Zheng Y Y, Yu X D, Fang C, et al, 2004. Analysis of a strong classic supercell storm with Doppler weather radar data[J]. *Acta Meteor Sin*, 62(3):317-328(in Chinese).
- 郑媛媛, 朱红芳, 方翔, 等, 2009. 强龙卷超级单体风暴特征分析与预警研究[J]. *高原气象*, 28(3):617-625. Zheng Y Y, Zhu H F, Fang X, et al, 2009. Characteristic analysis and early-warning of tornado supercell storm[J]. *Plateau Meteor*, 28(3):617-625 (in Chinese).
- 周海光, 2018. “6.23”江苏阜宁EF4级龙卷超级单体风暴中尺度结构研究[J]. *地球物理学报*, 61(9):3617-3639. Zhou H G, 2018. Observations of 23 June 2016 EF4 tornado supercell thunderstorm mesoscale structure in Funing County, Jiangsu Province[J]. *Chin J Geophys*, 61(9):3617-3639(in Chinese).
- Brown M, Nowotarski C J, 2019. The influence of lifting condensation level on low-level outflow and rotation in simulated supercell thunderstorms[J]. *J Atmos Sci*, 76(5):1349-1372.
- Brown R A, Burgess D W, Crawford K C, 1973. Twin tornado cyclones within a severe thunderstorm; single Doppler radar observations[J]. *Weatherwise*, 26(2):63-71.
- Browning K A, 1962. Cellular structure of convective storms[J]. *Meteor Mag*, 91(1085):341-350.
- Browning K A, 1964. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds[J]. *J Atmos Sci*, 21(6):634-639.
- Browning K A, 1978. The structure and mechanisms of hailstorms [M]//Brant Foote G, Knight C A. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression. Meteorological Monographs. Boston: American Meteorological Society:1-36.
- Browning K A, Donaldson R J, 1963. Airflow and structure of a tornadic storm[J]. *J Atmos Sci*, 20(6):533-545.
- Browning K A, Ludlam F H, 1962. Airflow in convective storms[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 88(376):117-135.
- Davies-Jones R, 2015. A review of supercell and tornado dynamics [J]. *Atmos Res*, 158/159:274-291.
- Donaldson Jr R J, 1970. Vortex signature recognition by a Doppler radar[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 9(4):661-670.
- Doswell III C A, 2001. Severe convective storms-an overview[M]// Doswell C A. Severe Convective Storms. Meteorological Monographs. Boston: American Meteorological Society:1-26.
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B, 1987. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics[J]. *J Atmos Sci*, 44(8):1180-1210.
- Gilmore M S, Wicker L J, 1998. The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution[J]. *Mon Wea Rev*, 126(4):943-958.
- Kerr B W, Darkow G L, 1996. Storm-relative winds and helicity in the tornadic thunderstorm environment[J]. *Wea Forecasting*, 11(4):489-505.
- Klemp J B, Rotunno R, 1983. A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm[J]. *J Atmos Sci*, 40(2):359-377.
- Klemp J B, Wilhelmson R B, Ray P S, 1981. Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm[J]. *J Atmos Sci*, 38(8):1558-1580.
- Lemon L R, Doswell III C A, 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis[J]. *Mon Wea Rev*, 107(9):1184-1197.
- Markowski P M, Rasmussen E N, Straka J M, 1998. The occurrence of tornadoes in supercells interacting with boundaries during VORTEX-95[J]. *Wea Forecasting*, 13(3):852-859.
- Marquis J, Richardson Y, Markowski P, et al, 2012. Tornado maintenance investigated with high-resolution dual-Doppler and EnKF analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 140(1):3-27.
- Moller A R, Doswell III C A, Foster M P, et al, 1994. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures[J]. *Wea Forecasting*, 9(3):327-347.
- Murdzek S S, Markowski P M, Richardson Y P, et al, 2020. Processes preventing the development of a significant tornado in a Colorado supercell on 26 May 2010[J]. *Mon Wea Rev*, 148(5):1753-1778.
- Rotunno R, Klemp J, 1985. On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms[J]. *J Atmos Sci*, 42(3):271-292.
- 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.
- Weisman M L, Rotunno R, 2000. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics[J]. *J Atmos Sci*, 57(9):1452-1472.
- Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, et al, 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D[J]. *Wea Forecasting*, 13(2):286-303.