



北京大学

博士研究生学位论文

题目：北京“7.21”龙卷的灾害科学调查、
雷达观测分析和数值模拟研究

姓名：姚 聃

学号：1101110178

院系：物理学院大气与海洋科学系

专业：气象学

研究方向：中小尺度气象学

导师姓名：孟智勇 副教授

二〇一六年六月

版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。



摘要

龙卷是最强烈的小尺度天气系统。我国关于龙卷的研究多关注其发生发展的天气尺度背景，对龙卷尺度的详细研究十分有限。本文的研究重点就是从科学调查、观测分析和数值模拟三个角度考察北京一次龙卷过程的发生发展特征。

在 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨过程中，通州区张家湾镇出现了局地强风灾害，造成两人死亡。由于缺少视频和照片等直接证据，目击者证言不一致，气象专家对于该风灾是否由龙卷造成存在争议。本研究首先基于详细的现场灾害调查，并结合雷达资料分析，证实该风灾是由 EF3 级龙卷造成。基于灾害调查的判定依据为狭长的受灾区域分布以及受灾区域中的多处辐合特征。该龙卷过程受灾区域的长度约 10 km，宽度为 30 至 400 m 不等。龙卷持续时间约 20 min，龙卷生成后经历了减弱再加强并达到成熟的过程。这是北京地区首例龙卷记录。

本文通过对北京 S 波段多普勒天气雷达的观测分析，发现了明显的超级单体和龙卷特征。该龙卷形成于一个低质心、小而强的中气旋。该中气旋尺度的变化与龙卷的路径关系密切。龙卷路径初期直线型而后期曲线型的特征很可能是由该中气旋的加强和增大所引起的。龙卷灾害的时空分布以及强度变化与龙卷式涡旋特征（TVS）十分吻合。本文还发现，在龙卷形成和再加强之前都伴随下沉反射率核（DRC）的出现。在受灾范围最大的区域还出现了龙卷地物碎片特征（TDS）结构。

基于距龙卷发生地仅 20 km 的北京探空资料，本文研究了该龙卷性超级单体的环境特征。该环境具有极低的抬升凝结高度和较强的低层垂直风切变，有利于弱龙卷性超级单体的发生发展。低层风场的变化是龙卷性超级单体形成的关键因子。

本文使用高分辨率云解析模式 CM1 对该龙卷及其超级单体进行了模拟，成功再现了雷达观测中超级单体的形态和移动特征，特别是其中下沉反射率核结构的演变过程。模拟的龙卷尺度涡旋在路径、生命期和强度变化等方面都与观测十分相近。该龙卷的生成过程发生在下沉反射率核成熟并上缩之后，表现为中层中气旋内形成一个向下传播的弱涡旋，并在接触地面的同时在内部出现更强的龙卷尺度涡旋，同时负气压扰动自上而下发展。该龙卷在维持期间的强度变化表现为近地面垂直涡度的替换过程。对应于观测龙卷的强度减弱，龙卷涡旋的近地面部分经历了一次断裂过程。断裂之后的龙卷涡旋与新生成的近地面涡度重新连接并达到成熟，在地面造成范围更大、强度更强的旋转风场和低压，与灾害调查中最严重的受灾区域相一致。该龙卷的消亡则与后期增强的下沉气流切断低层入流相关。

关键词：龙卷，超级单体，灾害调查，雷达，数值模拟

Damage Survey, Observational Analysis and Numerical Simulation of the 21 July 2012 Beijing Tornado

Dan Yao (Meteorology)

Directed by Dr. Zhiyong Meng

ABSTRACT

Tornado is the most intense small scale weather phenomenon around the world. In China, previous studies on tornado events mainly focused on the synoptic scale background, while detailed analyses on the tornado scale are sparse. The emphasis of this work is to investigate the characteristics in the formation and development of a tornado in Beijing, through damage survey, observational analysis and numerical simulation.

During the extreme heavy rainfall event of Beijing in 21 July 2012, severe wind hazard occurred in Zhangjiawan Town, Tongzhou District and killed 2 people. As it happens that there were no videos or photos taken as direct evidence, and descriptions from witnesses were diverse, controversial opinions were held among the local meteorological bureau on whether or not it was a tornado. This work started with detailed onsite damage survey, and with the aid of radar analysis, proved that the wind hazard was indeed an EF3 tornado. Two key evidences were the narrow and long distribution of the damaged area, as well as multiple convergent patterns within it. The swath of the tornado damage was 10 km long, 30 to 400 m wide. The tornado lasted for about 20 min. This was the first tornado record in Beijing.

Obvious supercellular and tornadic features were found in the analysis of Beijing S-Band Doppler radar. The tornado was formed inside a low-topped, small but intense mesocyclone. The variation in the mesocyclone size had close relationship with the tornado track. The initial linear and later sinusoidal tornado track was likely due to the intensification and expansion of the mesocyclone. The location, timing and intensity variation of the wind damage were precisely collocated with those of a tornadic vortex signature (TVS). Descending reflectivity cores (DRC) were detected both before tornadogenesis and prior to the re-intensification of the tornado damage. A tornadic debris signature (TDS) was also detected in the widest spread damage area.

Based on the Beijing rawinsonde observation which was only 20 km to the tornado, the environmental characteristics of the tornadic supercell was also studied. The environment was with very low lifting condensation level and relatively high low-level vertical wind shear. The tornado was triggered in an environment that favors the development of weakly tornadic supercells compared to the U.S. climatology of environmental sounding parameters. Sensitivity study of the trigger environment showed that change of the low-level wind is the key factor in the formation of the tornadic supercell.

The tornado and its supercell was simulated using high resolution cloud model CM1, which successfully captured the morphology and motion of the supercell in radar observation, especially the structure and evolution of the DRC. The simulated tornado scale vortex resembled to the observation in its track, lifespan and intensity variation. The tornadogenesis happened after the development and upward shrinking of the DRC. With the downward growth of a vortex formed in side the midlevel mesocyclone, it strengthened and formed a tornadic scale vortex when touching the ground, which then grew drastically bottom-up, accompanied by the top-down development of negative pressure perturbation. The intensity variation of the tornado during its maintenance was shown by the replacement of the near-surface vorticity. Matching with the observed tornado weakening, the tornado vortex broke in its lower part. This did not claim the tornado demise, while the tornado vortex was re-connected to a newly developed near-surface vorticity column and reached its maturity, forming rotational wind and low pressure field with larger spread and stronger intensity, which collocated well with damage survey. The tornado demise was related to the strengthened downdraft at later stage that cut off the low-level inflow of the tornado.

Key Words: tornado, supercell, damage survey, radar, numerical simulation

目录

第一章 绪论	1
1.1 龙卷的基本概念.....	1
1.1.1 龙卷的定义.....	1
1.1.2 龙卷的尺度.....	2
1.1.3 龙卷的分类.....	3
1.1.4 易混淆的概念.....	3
1.2 国外龙卷的研究进展.....	4
1.2.1 龙卷的灾害调查.....	4
1.2.2 龙卷的雷达观测.....	5
1.2.3 龙卷的触发环境.....	8
1.2.4 龙卷的数值模拟.....	9
1.2.5 龙卷的演变过程.....	10
1.3 我国龙卷的研究现状.....	11
1.3.1 龙卷的灾害调查.....	11
1.3.2 龙卷的发生规律.....	13
1.3.3 龙卷的触发环境.....	13
1.3.4 龙卷的雷达观测.....	14
1.4 研究动机、目标和内容.....	15
1.5 本文的结构.....	15
第二章 北京“7.21”龙卷灾害的科学调查认定和路径特征	17
2.1 风灾的基本情况.....	17
2.2 灾害调查和评级方法.....	19
2.3 龙卷的科学证据和评级.....	22
2.3.1 狭长型的受灾路径.....	27
2.3.2 辐合状的倒树方向.....	30
2.4 小结.....	32
第三章 北京“7.21”龙卷过程的雷达观测分析和结构特征	34
3.1 雷达资料和分析方法.....	34
3.2 超级单体和中气旋.....	34

3.3 与龙卷相关的结构.....	41
3.3.1 龙卷式涡旋特征 (TVS)	41
3.3.2 下沉反射率核 (DRC)	45
3.3.3 龙卷地物碎片特征 (TDS)	46
3.4 小结.....	49
第四章 北京“7.21”龙卷过程的天气背景分析和触发环境.....	50
4.1 环流形势与天气系统配置.....	50
4.2 临近探空资料的环境特征.....	53
4.2.1 斜温图和风玫瑰图	53
4.2.2 龙卷探空参量的统计对比	55
4.3 超级单体形成的关键环境因子.....	60
4.3.1 模拟方法和参数设置	60
4.3.2 控制试验和敏感性研究	63
4.4 小结.....	65
第五章 北京“7.21”龙卷过程的数值模拟及与观测的比较.....	66
5.1 模拟方法与参数设置.....	66
5.2 模拟效果的检验.....	67
5.2.1 超级单体模拟结果与雷达观测特征的对比	68
5.2.2 龙卷涡旋模拟结果与灾害调查特征的对比	70
5.3 模拟结果的讨论.....	81
5.3.1 近地面风速的低估	81
5.3.2 漏斗云的缺失	82
5.3.3 模拟结果的数值敏感性	90
5.4 小结.....	91
第六章 北京“7.21”龙卷的模拟演变过程.....	93
6.1 龙卷的生成过程.....	93
6.1.1 下沉反射率核的形成和发展	93
6.1.2 下沉反射率核的上缩和龙卷的生成	94
6.2 龙卷的维持和消亡过程.....	98
6.2.1 龙卷的第一次减弱和再加强	98
6.2.2 龙卷再加强之后的成熟和强盛	100
6.2.3 龙卷的第二次减弱和消亡	101
6.3 龙卷涡度的发展和替换过程.....	102

6.4 小结.....	106
第七章 比较研究：“东方之星”倾覆事故风灾调查.....	108
7.1 航迹信息与中尺度系统的演变.....	108
7.2 低空风速估计：雷达观测分析.....	110
7.3 地面风速估计：现场灾害调查.....	113
7.4 小结.....	115
第八章 结论与展望.....	117
8.1 主要结论.....	117
8.2 本文的创新点.....	119
8.3 几个相关问题的讨论.....	119
8.4 我国龙卷未来研究之展望.....	121
参考文献.....	123
致谢.....	133
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明.....	134

第一章 绪论

龙卷是破坏力极强的中小尺度灾害性天气系统，也是地球上最激烈的大气涡旋。它是强烈旋转的空气柱，通常伴随有肉眼可见的漏斗状云柱和被卷入空中的沙尘和碎屑。尽管对龙卷的关注、描述和研究已有很长历史，但时至今日，对于龙卷触发机制和发生发展规律的认识仍然十分有限。即使在美国等发达国家，龙卷也仍然是天气监测、预报和预警业务中的一大难题。我国龙卷的研究、监测和预报水平与国际前沿有很大差距。经常是龙卷造成严重灾害被媒体报道后，气象部门才开始着手调查认证，有时还难以确认是否为龙卷。由于龙卷一旦发生，往往造成人民生命财产的重大损失，因而建立龙卷监测、预报、预警和评估的完整业务体系十分重要。受限于目前的技术手段和认识水平，针对龙卷个例的细致研究是实现这一目标的重要途径。

2012年7月21日，首都北京发生了历史罕见的特大暴雨灾害，造成严重人员伤亡和财产损失。暴雨过程中通州区还出现了局地强风灾害，致两人死亡。对于当天下午发生的这次强风灾害过程，气象部门在中期、短期、短时和临近预报时效内均未能做出预报，甚至在灾害发生之后，由于缺乏足够的科学依据，也难以对造成灾害的天气系统做出科学判断。这暴露出我国目前对于小尺度天气过程的理论认知和实际预报上的不足，表明加强这方面研究的重要性。本论文对此次局地强风过程进行了研究，首先通过细致全面的灾害调查证实了超级单体龙卷的发生事实，然后对该超级单体以及与龙卷相关的雷达观测特征进行了详细的分析，最后基于云解析数值模拟考察了超级单体发生的关键环境因子和龙卷涡旋的发生发展特征。

本章将从讨论龙卷的定义和分类入手，回顾和评述国际上对于龙卷的灾害调查、雷达观测、触发环境、数值模拟和物理机制等问题的研究进展，总结目前国内对于龙卷的认识和不足，引出本论文研究的目的、意义和主要研究内容。

1.1 龙卷的基本概念

1.1.1 龙卷的定义

近年来，媒体上对于我国龙卷现象的报道越来越多。随着智能手机和社交网络的普及，越来越多的被称为龙卷的视频和照片进入人们的视野。事实上往往是鱼龙混杂。那么，到底什么是龙卷呢？

国内的科学文献有多种对龙卷的定义。《大气科学辞典》(1994)将龙卷定义为“从积雨云中伸下的猛烈旋转的漏斗状云柱”，并补充说明“它有时稍伸即隐，有时悬挂空

中或触及地面”。《大气科学名词》(2009)则将龙卷定义为“小直径的剧烈旋转风暴”“以积雨云底部下垂的漏斗云形式出现”，“有时由于涡旋中心气压的降低，云可直接向下伸展至地面”，即龙卷包括悬挂空中不接地的漏斗云。《地球大气中的涡旋》(徐祥德等, 2012)中也有多种生动的描述：“龙卷风是一种破坏力极强的小尺度的激烈旋转的空气涡旋，是积雨云底部下垂着的大象鼻子状的漏斗云体，上大下小”；“龙卷风是一种伴随着高速旋转的漏斗状云柱的强风涡旋，是在极不稳定天气下由空气强烈对流运动而产生的伴有雷暴、云底伸展至地面的漏斗状云的强烈旋风”；“龙卷是从雷暴云中向下伸的一条高速旋转的烟囱形的云柱”；“龙卷是从雷雨云底伸向地面或水面的一种范围很小而风力极大的强涡旋风”。

美国气象学会(American Meteorological Society, AMS)对龙卷的定义曾作过多次修订(郑永光等, 2016; Huschke, 1959; Glickman, 2000)。根据2013年的最新定义，龙卷是“从积状云下垂伸展至地面的强烈旋转空气柱，且经常可看到漏斗状云和/或地面旋转的碎屑(debris)和沙尘(dust)”(AMS, 2013)。这次修订强调了必须是从云中伸下的，而且必须接地，并且描述了龙卷漏斗云与近地面旋转的碎屑和沙尘这两个与龙卷密切相关的特征。从AMS(2013)的龙卷定义可以归纳出龙卷的基本特征：第一，从云底垂下的强烈旋转的空气柱；第二，一般可以观测到从云底下垂的漏斗状云或者柱状云；第三，漏斗状云或者柱状云的下部是近地面高速旋转的碎屑或沙尘；第四，产生龙卷的云是强烈对流引起的积状云。龙卷定义的多次修订反映了对龙卷成因和结构等科学认识的提高。

1.1.2 龙卷的尺度

对龙卷的研究和预报必须充分认识其尺度特征。大气的运动具有多尺度特征，天气系统分为行星尺度、天气尺度、中尺度和小尺度，以及更次级的湍流尺度。龙卷漏斗云的直径、近地面碎屑或沙尘等旋转体的直径、地面灾损带的宽度差别可能很大。漏斗云上部大、下部小，上部的直径可达数千米，下部一般几百米，最小的只有几米，最大的可达千米(徐祥德等, 2012)。而近地面碎屑或沙尘等旋转体的直径则要比漏斗云底部大得多。一般将龙卷归为小尺度，空间尺度在千米以下，时间尺度在小时以下。

事实上，龙卷中还存在尺度更小的次级结构。Agee等(1976)指出，龙卷涡旋中可存在多个抽吸涡旋或次级涡旋。Fujita(1981)给出了更细的分类，把40 m以下定义为微尺度，并把龙卷中的抽吸涡旋归入微尺度气旋。比如，著名的2013年5月31日美国El Rino龙卷就存在这样的多涡旋结构(Wurman等, 2014; Bluestein等, 2015; Wakimoto等, 2016)，该过程造成多名龙卷追风专家的死亡。另外，龙卷并非是孤立的环流系统，而是与中层和低层的中气旋系统密切相关，具有明显的中尺度特征。也就是说，龙卷系统包含中尺度、小尺度以及微尺度的环流结构，具有复杂而相互联系的多尺

度特征。

1.1.3 龙卷的分类

Agee (2014) 根据美国气象学会 2013 年龙卷定义对其 2009 年制定的龙卷分类 (Agee 和 Jones, 2009) 进行修订, 将龙卷分为超级单体龙卷、线状对流龙卷和其它类型龙卷等 3 大类别。其中, 超级单体龙卷最为常见, 造成重大破坏的龙卷以超级单体为主 (Davies-Jones 等, 2001; Agee 和 Jones, 2009; Bluestein, 2013)。线状对流龙卷发生在飚线或者弓形回波中 (Trapp 等, 2005), 往往与中涡旋 (mesovortex) 相伴随 (Schenkman 等, 2011), 其强度也可能达到较强级别 (Wakimoto, 1983; Wakimoto 和 Wilson, 1989; Przybylinski, 1995; Agee 和 Jones, 2009)。

当龙卷影响到水面时, 被称为水龙卷, 在近地面可看到向上伸展的水柱, 因此民间也称“龙吸水”。顾名思义, 水龙卷是在水上出现的龙卷 (全国科学技术名词审定委员会, 2009), 其最为本质的特征是强烈的涡旋柱内部有因抽吸作用而卷起的水柱。因此, 任何形成于水体表面, 或者形成后移动至水体表面的龙卷过程都可以被称为水龙卷。然而, 在英文中, 水龙卷所对应的 waterspout 一词更多地指向了另外一种过程。它们形成于水上, 往往同时出现多个, 而其出现位置则呈现等间距的线状排布。从形成方式来看, 它们的成因不同于超级单体造成的龙卷过程, 中层并不伴随有强烈的中气旋, 也并非形成于低层强烈垂直切变的不稳定环境之中, 而是由于环境初始水平切变的存在和加强形成的。该过程所形成的水龙卷往往不会造成很强破坏。尽管目前还没有对水龙卷的详细统计, 但是我国新闻媒体对水龙卷的报道并不鲜见。由于本研究所关注的主要是破坏力强的超级单体龙卷, 因此对于水龙卷的研究不属于本文所讨论的范围。

1.1.4 易混淆的概念

在龙卷的研究中, 有一些相似的现象容易造成混淆, 需要加以区分。这其中主要包括阵风卷、尘卷风、火龙卷等。这些现象看似相同的系统却有着与龙卷截然不同的形成机制, 不属于龙卷。从成因上看, 是否与对流云底相连接十分重要, 产生龙卷的云是强烈对流引起的积状云、积雨云、雷暴云, 对流云母体是龙卷的必要条件。如果没有从对流云中垂下的漏斗云或柱状云与从地面 (水面) 向上伸展的水柱、尘柱、火柱相接, 则不应归类为龙卷。

阵风卷 (gustnado) 是指沿着阵风锋边缘出现的垂直方向旋转的小尺度涡旋系统, 通常高度很浅、强度很弱, 持续时间也比较短。其英文名即是 gustfront tornado 的简称, 也就是阵风锋龙卷的意思。阵风卷不会与旋转的对流云底相连接, 依照美国气象学会 2013 年的定义不属于龙卷。

尘卷风 (dust devil) 是由地面强烈增温而生成的小旋风 (全国科学技术名词审定委

员会, 2009), 以卷起地面沙尘和轻小物体形成旋转的尘柱为特征。尘卷十分常见, 其强度较弱, 产生之后的维持时间较短, 一般并不造成灾害。不过, 强烈的尘卷风也会造成灾害, 比如, 北京就曾出现过尘卷灾害。据媒体报道, 2004年8月27日下午3点左右, 国家游泳中心工地出现尘卷风, 三幢临时设施被毁, 40余人受伤。2016年4月3日午后, 北海公园的湖面上也出现了相似的过程, 一艘游船被掀翻, 造成游客落水。北海公园的尘卷风视频在互联网上引起热议。此外, 根据网络视频显示, 2016年4月21日甘肃一所小学发生连续多个尘卷风事件, 在操场上活动的小学生被卷起约3米高。

火龙卷也称火旋风 (fire whirl), 是另一类与龙卷相似的现象。当火情发生后, 空气温度和热能满足某些条件, 火苗形成一个垂直的涡旋, 旋转风插入天空, 也会看到酷似龙卷的火旋风。火龙卷在大地震、火山爆发以及火灾现场经常可见。火龙卷与对流云无关, 并非常规意义上的天气现象。

在本节中, 我们首先明确了龙卷的定义, 又将其与相似的一些小尺度强烈涡旋系统进行区分。本研究所关注的个例北京“7.21”龙卷是一例超级单体龙卷。

1.2 国外龙卷的研究进展

1.2.1 龙卷的灾害调查

与其它灾害性天气系统相比, 龙卷最大的特点就是尺度小、维持时间短, 其发生往往很难被常规观测捕捉和记录。即使是以目前稠密的地面自动站分布而言, 相对于小尺度的龙卷来说仍然是十分稀疏的, 同样很难探测到龙卷的实际风速、气压等气象要素值。不过, 由于龙卷是破坏力很强的灾害性天气, 其影响区域总是会留下痕迹, 这就为龙卷的现场调查提供了条件。到目前为止, 龙卷调查仍然是确认龙卷发生、确定龙卷强度和收集龙卷信息的重要渠道。

在龙卷的灾害调查方面, 美国起步最早, 技术也最为成熟。在 Fujita 开创性的早期工作 (Fujita, 1971a) 之后, 灾害调查在美国被广泛用于龙卷灾害的等级评定 (如 Davies-Jones 等, 1978; Bluestein 等, 1997; Marshall, 2002; Speheger 等, 2002; Wakimoto 等, 2003)。

在缺少有关漏斗云出现的影像证据的情况下, 灾害调查是可将龙卷造成的灾害同其它天气过程造成的灾害区分开来的有效手段。由于龙卷是移动性较强的小尺度系统, 龙卷大风造成的灾损区往往是狭长的区域。但造成相似强风灾害的天气过程除了龙卷, 还有下击暴流。两者导致的地面风灾有时很难区分 (Fujita, 1978), 尤其是弱龙卷和微下击暴流很难仅从地面风灾来区分 (Fujita, 1981)。

Fujita (1974; 1978) 最早发现并命名了下击暴流 (Wilson 和 Wakimoto, 2001)。在对流系统下沉气流区中形成的强灾害性大风区称为下击暴流, 其水平尺度通常为 1

至 400 km (AMS, 2013)。Fujita 依据水平尺度将对流系统分为 macro、mecro、micro、mocro 和 mucro 五个等级。对于下击暴流而言, 水平尺度大于 4 km 的称为宏下击暴流 (macroburst); 水平尺度小于 4 km、持续时间小于 25 min 的称为微下击暴流 (microburst)。最大强度的微下击暴流可导致达 F3 级龙卷强度的强风灾害 (Fujita 和 Wakimoto, 1981), 其所产生的直线型大风可以超过 45 m s^{-1} , 峰值可以维持 2 至 5 min。

Doswell (2003) 将龙卷与下击暴流造成的灾害残骸的分布所呈现的方向分别进行总结。从风场本身的特征而言, 龙卷的显著特征是强风的流场呈现旋转性, 而下击暴流则属于准直线型大风。对于由龙卷所造成的灾害而言, 其最为显著的特征是受灾的区域呈现狭长的分布形状, 并且其中的地物残骸呈现出辐合状的分布特征 (Doswell, 2003)。而对于下击暴流造成的直线大风而言, 其受灾区域往往呈现出短而宽的扇形, 而其中残骸的分布则为辐散型 (Bunting 和 Smith, 1993; Doswell, 2003; Markowski 和 Richardson, 2010)。关于旋转性的龙卷环流所造成的灾害是否会呈现出旋转特征这一问题, Doswell (2003) 认为, 在实际的龙卷灾害调查中, 地面辐合性的灾害分布往往是更为常见和重要的龙卷指示因子, 越接近地面, 辐合性气流特征的出现就越多于旋转性气流特征的出现。

在龙卷调查中, 不仅要仔细分析灾损分布, 也应尽量引用目击者的证词, 照片、视频等。除实地考察外, 新闻媒体、网络上的灾情图片和视频也可作为研究的重要资源, 但必须慎重鉴别其真伪。即便如此, 有时仍然难以准确分辨龙卷与微下击暴流、尘卷等。因此, 需要结合雷达观测, 考察风灾所对应的中尺度系统, 仔细对比系统在每一时次的精确位置。

现场调查的另一个目标是量化确定龙卷强度。为了界定龙卷强度, Fujita (1971a) 基于龙卷路径上所造成的破坏大小和风速的对应关系将龙卷分为 6 个等级, 从 F0 级到 F5 级, 即 Fujita 级别, 简称 F 级别 (F Scale)。此后, F 级别得到了广泛应用 (Doswell, 2003), 并将 F2 级以上龙卷称为强龙卷。

为了更准确地反映龙卷破坏力与风速之间的对应关系, 2007 年, 美国天气局对原 F 级别中各级龙卷所对应的风速上下限进行了调整, 制订了改进版本的 Enhanced Fujita 级别, 简称 EF 级别 (EF Scale), 即“增强藤田级别”, 现已应用于美国的龙卷级别界定业务中。EF 等级与 F 等级的对应关系请参见图 2.4。考虑到我国与美国在建筑物标准等方面的差异, 直接使用 EF 评级对我国建筑物灾害程度进行评估可能会存在一定误差。

1.2.2 龙卷的雷达观测

龙卷的小尺度特征决定了对其监测的难度。相对于其它探测手段, 雷达具有相对较高的空间分辨率和观测频率以及较完整的区域覆盖度, 是常规业务观测中最为有效

的龙卷探测工具。因为多数强烈龙卷都是超级单体龙卷，对超级单体风暴的探测和分析，以及对于标志着超级单体的生成并且可能伴随有龙卷发生的中气旋的识别就成为龙卷预警的基础。

分辨率越来越高、扫描间隔越来越密的多普勒天气雷达可以捕捉到清晰的超级单体甚至龙卷本身的结构特征，其中包括对流云墙 (Atkins 等, 2014b)、钩状回波 (Markowski 等, 2002)、下沉反射率核 (Byko 等, 2009)、中气旋 (Skinner 等, 2014)、龙卷式涡旋特征 (French 等, 2013 和 2014)、龙卷地物碎片特征 (Atkins 等, 2014b)、出流边界 (Skinner 等, 2011; Lee 等, 2012)、龙卷大气边界层 (Kosiba 和 Wurman, 2013), 甚至于龙卷内部的结构 (Wurman 等, 2013)。龙卷附近的三维风场可以通过双多普勒雷达的反演 (Wurman 等, 2007a 和 b; Marquis 等, 2008; Atkins 等, 2012) 以及基于变分或者集合的算法 (Potvin 和 Wicker, 2012; Potvin 等, 2012 和 2013) 进行重建。高分辨率移动式雷达对于龙卷的近距离观测更为有效 (Snyder 和 Bluestein, 2014)。

中气旋是指对流风暴中出现的直径为 2 至 10 km 的气旋性涡旋 (AMS, 2012)。中气旋的强度图 (mesocyclone strength nomogram ; Andra, 1997; Stumpf 等, 1998; Lee 和 White, 1998) 可以量化地全面考察其在不同时间、不同高度的演变特征。对于中气旋的识别, 抬升螺旋度 (Updraft Helicity, UH) 是模式预报中可以有效追踪中气旋的一个重要参量 (Kain 等, 2008), 在近年来美国关于龙卷性超级单体的业务预警和可预报性研究中有广泛的应用 (Zhang 等, 2015 和 2016)。抬升螺旋度的数值与模式的网格分辨率密切相关。Naylor 等 (2012) 将 1 km 分辨率的模式结果中, 2 至 5 km 层次之间积分的抬升螺旋度到达 $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 作为识别中气旋和超级单体的标准。Naylor 和 Gilmore (2014) 对 100 m 分辨率模拟所采用的标准为 $900 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。

与中气旋相比, 更接近龙卷尺度的观测特征是龙卷式涡旋特征 (Tornadic Vortex Signature, 也作 Tornado Vortex Signature, TVS; Burgess 等, 1975a 和 b; Brown 等, 1978; Glickman, 2000)。龙卷式涡旋特征表现为径向速度图上沿方位角方向相邻两个像素之间的强烈速度切变, 其尺度依赖于雷达观测的分辨率。Doswell (2001) 的统计研究表明, 在探测到强中气旋的同时探测到龙卷式涡旋特征, 则发生龙卷的概率可以从 20% 提高到 50% 以上。有关龙卷性超级单体识别方法的研究近年来开展较多, 取得了一系列的研究成果 (如, Michael 等, 2009; Joshua 等, 2013), 龙卷的预测技术也得到提升 (如, Christopher 和 Anders, 2013)。

为了研究龙卷的发生机理, 美国气象学家开展了一系列不同规模的龙卷外场观测试验。其中比较著名的是 VORTEX (Verification of the Origins of Rotation in Tornadoes Experiment) 和 VORTEX2 (the second Verification of the Origins of Rotation in Tornadoes Experiment)。

第一次 VORTEX 试验进行于 1994 至 1995 年, 其设计目标是研究常规的 WSR-88D

雷达无法观测到的龙卷发生期间的低层过程及其与中气旋之间的相互联系。具体而言，其主要研究目标包括：龙卷风暴与其形成环境之间的相互作用、中气旋和低层边界在龙卷生成中的作用、龙卷的流场结构和动力过程（Rasmussen 等，1994）。该观测试验的观测设备采用了当时最为先进的中尺度气象学观测手段，包括移动探空、移动中尺度地面观测网、立体成像仪、移动多普勒雷达等，并结合了常规中尺度观测网、探空和多普勒雷达观测资料。VORTEX 试验第一次综合运用了从地面到高空的各种观测手段对龙卷和超级单体的发生发展进行了全方位的观测，其结果为龙卷动力学的研究提供了大量宝贵的资料。

对 VORTEX 试验观测数据的分析研究提高了人们对于龙卷发生机理的认识。比如，龙卷性超级单体与非龙卷性超级单体之间的差异远比预期的要细微，甚至往往难以区分。也就是说，尽管强超级单体的发生有规律可循，龙卷的触发过程很可能是由微弱的、难以观测的超级单体形态结构或是背景场物理过程所决定。对于龙卷发生十分关键的中气旋，乃至低层中气旋环流在有龙卷和无龙卷的系统中都同样可能出现。这对龙卷研究提出了新的挑战，也明确了进一步的研究方向。另一方面，尽管早期研究中已经出现了对于下沉气流导致龙卷形成的猜想，VORTEX 试验的分析结果证实并明确强调了下沉气流的热力作用对于龙卷形成和强度的影响（Markowski 等，2002 和 2003）。此外，VORTEX 试验首次给出了基于移动多普勒雷达观测反演的龙卷风场的细致三维分布。

对于龙卷结构特征和发生发展机制的进一步研究需求催生出了第二次 VORTEX 试验。VORTEX2 试验致力于观测龙卷过程不同尺度上的高时空分辨率连续演变（Wurman 等，2012）。试验中综合运用了 S 波段、C 波段、X 波段、Ka 波段和 W 波段的多普勒雷达和双偏振雷达进行同时、连续观测。W 波段雷达使得龙卷尺度观测成为可能，而双偏振技术则给出了对流云微物理结构特征的反演。同一时刻，至少有 6 部不同尺度的雷达在对龙卷及其母体系统进行不间断的观测，其结果对于冷池阵风锋的动力和热力结构、下沉反射率演变特征、低层涡旋和龙卷的生成和气块来源都有了更加清晰和细致的捕捉。观测和分析结果证实了低层涡旋环流是由斜压作用生成的理论。观测结果还表明，龙卷的低层强风的水平位置发生在可见的凝结漏斗云外侧，而其垂直位置在近地面和云底各有一个相互分离的最大值（Wakimoto 等，2011；Atkins 等，2012）。

除了这两次大型的观测试验之外，ANSWERS（Analysis of the Near-Surface Wind and Environment along the Rear-Flank of Supercell）试验、ROTATE（Radar Observation of Thunderstorms and Tornadoes Experiment）试验等也为龙卷研究提供了宝贵的观测数据。这些观测试验针对预报中可能发生的龙卷时间进行了高密度的综合观测，大大弥补了常规观测对龙卷捕捉甚少的不足。

1.2.3 龙卷的触发环境

有效的临近探空可以在一定程度上表征龙卷触发背景环境特征，往往被用来寻找龙卷与非龙卷性超级单体的环境场之间的差别和规律（MacGorman 和 Burgess, 1994; Mead, 1997）。Rasmussen 和 Blanchard（1998）考查了 1992 年美国地区对流不稳定能量不为零的全部世界时 00 时次的临近探空，并基于样本所代表的个例过程将其分为非超级单体雷暴、普通超级单体雷暴和强超级单体雷暴。针对每一分类，计算了风场的动力参数、能量的热力参数和二者结合的组合参数，从而寻找龙卷发生与否在环境场临近探空中所体现出的差别和规律。该工作中使用到的参数包含了当时常用的平均垂直风切变、地面至地面以上 6 km 垂直风切变，相对风暴螺旋度、相对风暴云砧层运动等风场参数，总对流有效位能、最低 3 km 浮力层次对流有效位能等能量参数，以及能量螺旋度指数（Energy-Helicity Index, EHI）、涡度生长指数（Vorticity Generation Parameter, VGP）等组合参数。综合考虑了风场和能量因素的组合参数对于不同种类的雷暴单体有着更优的区分度，尽管如此，基于这些参数的龙卷预报误报率仍然非常高。抬升凝结高度在有强龙卷发生的探空中呈现出偏低趋势。该文章是较早而又比较全面的对于龙卷探空环境的统计研究工作，对于龙卷发生背景条件的规律做了很好的探索，同时也给出了基于探空的龙卷预报的局限性。

为了克服这种局限性，更好地拓展探空参数对于龙卷发生的预报和指示意义，Rasmussen（2003）对于 Rasmussen 和 Blanchard（1998）中采用的龙卷探空参数进行了更新和改良。改进后的参数包括，最低 1 km 的相对风暴螺旋度、基于该螺旋度的能量螺旋度指数和地面至地面以上 3 km 高度的对流有效位能。结果表明，较低层次的风场和能量特征与龙卷的发生有着更为密切的相关关系。另一方面，随着数值天气预报业务系统的提升和资料同化技术的引进，基于快速同化预报系统的模拟探空分析数据使得探空资料的时间、空间分辨率都有了大幅度的提升，增强了临近探空的代表性和可用性。

基于临近探空的龙卷触发环境研究，其结果很大程度上依赖于探空的代表性，因此也具有一定的偶然性。采用数值模拟得到的临近探空资料可以弥补实际探空的这一不足。Thompson 等（2003）分析了快速更新循环系统（Rapid Update Cycle, RUC）模拟得到的 413 个临近探空样本，将其分为强龙卷性超级单体、弱龙卷性超级单体、非龙卷性超级单体和孤立非超级单体风暴。结果表明，基于模式模拟的临近探空与基于实际观测的临近探空呈现出相似的规律。最低的 1 km 高度层次中的风切变和水汽可以将强龙卷与非龙卷性超级单体最好地区别开来，而组合参数的区分度显著高于单因子参数的区分度。其后，Thompson 等（2012）统计了 2003 年至 2011 年之间美国地区的 22901 个龙卷个例，提出了有效层次的概念，详细探讨了强风暴指数、强龙卷指数、有

效相对风暴螺旋度等参数对于龙卷事件的预报潜力。该工作所得到的统计结果为本文龙卷个例生成环境的研究提供了重要参考。

1.2.4 龙卷的数值模拟

对于龙卷的模拟分为实际模拟与理想模拟。实际模拟致力于在实际的分析背景下超级单体和龙卷触发的模拟和预测，旨在提高龙卷短期预报和预测的能力。而理想模拟则偏重于龙卷发生发展过程中的动力过程和机理研究，探讨不同类型龙卷形成的原因和特征，从本质上提升对于龙卷的理论认知。

由于计算资源和模式能力的限制，超级单体和龙卷的实际模拟难度较大。超级单体的触发很难在数值天气模式中捕捉。随着计算机性能的提升以及模式框架和参数化方案的改进，对龙卷性超级单体的高分辨率细致模拟逐渐成为可能(如 Clark 等, 2013; Naylor 和 Gilmore, 2014), 但是龙卷本体的生成模拟仍然没有解决(Mashiko 等, 2009; Schenkman 等, 2012)。

近年来，随着三维变分(3D-Var; Schenkman 等, 2010; Xue 等, 2014)、四维变分(4D-Var; Zupanski 等, 2002; Sun, 2005)和集合卡尔曼滤波(EnKF; Tanamachi 等, 2013; Marquis 等, 2014; Zhang 等, 2015)等资料同化技术的引入，大量加密的常规和非常规资料得以有效地整合进数值预报模式中，从而大大改进了模式的初始场，特别是对于龙卷触发周边环境的再现和调整(Xue 等, 2014; Tanamachi 等, 2013; Marquis 等, 2014)，有望提高数值模式对龙卷的实际模拟能力。

理想模拟方面，在水平均匀假设条件下基于理想探空的热泡模拟往往可以成功模拟出超级单体以及类似龙卷结构的发展过程。理想模拟可以考察在更高时空分辨率下龙卷的细致结构和演化，并与观测到的现象和过程进行对比，对观测到的龙卷特征和规律给出物理解释(Markowski 和 Richardson, 2014a; Markowski 等, 2014)。其中最为重要的就是对于龙卷涡度来源的分析和验证。龙卷涡度来源的生成理论最先由理论推导猜想得到，而后在模拟中首先得到验证。其后，基于模拟结果设计的外场观测试验结果再次证实了理论结果，而其观测资料也推动了进一步的理想模拟，对理论进行完善和改进。

在理想模拟中，基于实际探空对实际龙卷个例进行模拟十分困难，仅有少数工作可以得到与雷达观测中的超级单体和龙卷的结构和演变十分接近的结果。前人的研究大多由于探空代表性不佳、网格分辨率不足或物理过程不够完善，难以捕捉龙卷的发生发展特征。Wilhelmson 和 Klemp 等(1981)使用三维云解析模式研究了1964年4月3日袭击了美国Oklahoma州的一次风暴过程。该模拟的水平分辨率为2 km，垂直分辨率为750 m。Klemp 等(1981)、Klemp 和 Rotunno(1983)使用相同的云解析模式模拟了1977年5月20日美国Del市龙卷风暴，水平分辨率为1 km，垂直分辨率为500 m。

Adlerman 等 (1999) 使用 ARPS (Advanced Regional Prediction System; Xue 等, 2003) 模式模拟了同一次过程, 分辨率提高到水平 500 m、垂直 100 m, 然而该分辨率与龙卷 100 m 左右的尺度相比仍然较粗。此外, 在以上四项早期工作之中, 模式的微物理过程采用的是 Kessler 暖云降水参数化方案 (Kessler, 1995), 而非在近年来的数值模拟中更为常用也更能真实反应水汽相变过程的双参数 (double moment) 方案。近期, Schenkman 等 (2014) 使用 ARPS 模式和三维变分方法成功模拟了 2003 年 5 月 8 日美国 Oklahoma 州的 Norman 龙卷。但是, 到目前为止, 很少有工作能够以清晰的图像完整展示出与实际观测中的结构特征十分接近的龙卷尺度的结构及其演变。

1.2.5 龙卷的演变过程

基于观测事实和模拟分析, 典型的超级单体龙卷的生成过程可以归纳为三个步骤: 第一步, 中层旋转的形成; 第二步, 近地面旋转的形成; 第三步, 近地面旋转的加强 (Markowski 和 Richardson, 2013 和 2014b; Rotunno, 2013; Davies-Jones, 2015)。对于龙卷的形成而言, 这三个步骤缺一不可。

第一步的实质就是中层中气旋的形成。目前对该过程的研究已经比较完整, 即在没有环境初始垂直涡度的条件下, 环境场中垂直风切变产生了初始的水平涡度, 该水平涡度受到超级单体上升气流的抬升和扭转, 最终在中层形成了中气旋 (Rotunno, 1981; Rotunno 和 Klemp, 1982; Davies-Jones, 1984)。

对于第二步则有多种可能的解释。中气旋的形成机制无法解释与龙卷相关的低层垂直涡度的生成和增强, 因为上升气流抬升产生的垂直涡度会因抬升作用而远离地面 (Markowski 等, 2008; Davies-Jones 和 Markowski, 2013)。与此相对, 下沉气流被认为是在这个过程中十分关键的因素 (Davies-Jones, 1982a 和 b; Davies-Jones 和 Brooks, 1993)。超级单体的前侧下沉区域 (forward flank downdraft, FFD) 与环境相比偏冷, 此水平方向热力差异形成了水平涡度。该水平涡度在随着风场平流至抬升区域的过程中, 会在经过后侧下沉区域 (rear flank downdraft, RFD) 时受到下沉气流的作用而被扭转形成近地面的垂直涡度 (Davies-Jones 等, 2001; Markowski 和 Richardson, 2009)。大量的观测事实 (Markowski 等, 2008; Markowski 等, 2012a; Kosiba 等, 2013) 以及模拟分析 (Markowski 和 Richardson, 2014a; Dahl 等, 2014) 所得到的结论都支持这一假说。与此相对, Schenkman 等 (2014) 则认为, 下沉气流扭转斜压涡度的假说是以下垫面光滑的假设为基础的, 而该假设对结构产生的影响和偏差可能不可忽视。他们的研究表明, 在模拟中引入地面摩擦之后, 不仅会使得模拟出的龙卷涡旋在数值上显著提升, 更重要的是, 也表明摩擦力可能是一个独立而重要的龙卷近地面涡度的来源。

第三步则是在近地面涡度生成之后的加强和垂直发展过程。在中层中气旋强而持

续的抽吸作用下，第二步中生成的近地面涡度被拉伸，在水平方向上辐合收缩，由于角动量守恒，其垂直涡度迅速增强，同时在垂直方向上快速发展（Wicker 和 Wilhelmson, 1995; Marquis 等, 2012）。在这一阶段，摩擦的作用可能更加重要。虽然摩擦存在的直接影响是近地面风速受到拖曳作用而减弱，但是 Davies-Jones (2008) 发现，在同样具有近地面涡度的情况下，摩擦力的存在与否会导致第三步的成功与失败。这是由于，在下垫面光滑的条件下，垂直涡度在收缩和增强的过程中会在达到旋衡风平衡之后不再增长，此时摩擦力的存在会对旋转风平衡造成影响，从而使旋转继续收缩，垂直涡度显著加强。Davies-Jones (2015) 认为，地表摩擦的作用是复杂而矛盾的 (paradoxical)。这种过程类似于 Ekman 抽吸 (Ekman pumping) 过程中地面摩擦对于气旋发展的增强作用。相对于前两步，国际上对于第三步的研究十分有限。

对于龙卷消亡过程的研究则更加稀少。Wicker 和 Wilhelmson (1995) 通过对其理想模拟结果中在 40 min 的阶段内生成的前后两个龙卷的分析认为，龙卷的消亡是由于云底的垂直气压梯度力的减弱甚至逆转。在这一过程中，在龙卷的生成阶段对低层辐合至关重要的抬升气流减弱，而龙卷低层的正涡度来源则被平流而来的围绕龙卷形成的锢囚下沉气流切断。Marquis 等 (2012) 使用多普勒雷达的风场合成和基于 EnKF 的模拟研究了四个龙卷个例的维持过程。研究显示，一部分龙卷在中层抬升之下的低层辐合区域内维持，并在水平移出中层抬升的控制区域之后消亡；而另一部分（特别是出现了较强的出流的）龙卷则可能由于与低层辐合达到几千米的分离而在中层抬升的下方消散。基于有限研究的差异化结果表明，龙卷的维持和消亡过程具有复杂性和个例依赖性，而研究又需要精细化的接近龙卷尺度的三维物理量场分布，因此，能够实现精细化观测和成功模拟的龙卷个例资料是深入研究龙卷维持和消亡机制的重要基础。

龙卷研究的另一个关键问题是下沉反射率核对于龙卷发生的指示意义和作用机理。大量观测表明，龙卷生成之前往往伴随有下沉反射率核的形成（Rasmussen 等, 2006; Kennedy 等, 2007）。但是，下沉反射率核的出现并不一定伴随有龙卷的触发，而无下沉反射率核的龙卷过程也时有发生。Byko 等 (2009) 对观测得到的不同形态的下沉反射率核的发生做了进一步归纳，结合模拟结果将其分为三种主要类型：中层涡旋停止所产生、低层新生上升气流所产生以及近地面涡度增强所产生。在这三种类型中，前两种下沉反射率核是造成与龙卷触发密切相关的近地面涡度增强的原因，而第三种则是其增强后的结果。下沉反射率核与龙卷发展演变的关系仍有待研究。

1.3 我国龙卷的研究现状

1.3.1 龙卷的灾害调查

我国古代就有龙卷的记载。沈括在《梦溪笔谈》中有关于 1076 年恩州武成县龙卷

灾难事件的记录。当时，龙卷从东南方向而来，“望之插天如羊角”，大树全部连根拔起，官邸民宅全部卷入云中，县令的儿女和奴婢被刮上天又落地，民间死伤不可胜计，大风过后，县城沦为废墟，只得迁址重建（引自徐祥德等，2012）。在各地地方志中关于龙卷的记载并不少见。

建国以来，气象部门越来越多地关注龙卷调查。已有的关于龙卷发生情况的调查、记录为研究积累了宝贵的资料。近年来出版的《中国气象灾害大典》、《中国气象灾害年鉴》等史志中记载了大量龙卷灾害个例。这些资料为龙卷研究提供了资源。

与美国等发达国家相比，我国的龙卷灾害调查还比较初步，缺少必要细节内容，研究也不够深入。大多数已发表的工作仅仅列出了事件发生的时间和位置、粗略的受灾区域范围、伤亡人数、房屋和树木损毁情况以及经济损失统计等（如，方丽娟等，2009）。部分工作会包括最强的一两处灾害地的定性描述。这些工作通常都不够完整和系统，可以提供给未来研究的参考信息十分有限。例如，杨起华等（1978）基于对1977年发生在河北省的一次龙卷过程的灾害调查，描述了从目击者证词中总结的龙卷漏斗云的形状和颜色、龙卷所发出的声音、龙卷在一片池塘中吸起水柱等信息，并简单记录了龙卷过境造成的树木倒伏所呈现的旋转趋势。然而，他们的工作中并没有相关图片的印证，其定性化描述也很难提供该龙卷的更多信息。林志强（1995）记录了1994年发生在广东省的一次形成于热带气旋中的龙卷事件。文章给出了被龙卷大风所损毁的车辆和电线杆的图片，但是却没有给出关于风力的具体强度信息以及受灾程度在区域中的分布和变化情况。牟重行等（2001）描述了2000年7月10日台风“启德”在浙江省生成的一次龙卷过程所造成的四栋房屋损毁情况的详细尺寸和形状。不过，他们的工作没有使用F等级或者其它相似的定量化方法对于灾害情况给出定量化分析。郑峰（2009）基于龙卷造成的几处灾害给出了F2至F3的等级估计，不过仍然没有提供沿着龙卷灾害路径的强度变化的详细分布。在另一篇旨在对龙卷进行确认和评估的文章中，唐小新和廖玉芳（2007）给出了灾害调查结果报告，指出该个例中龙卷的路径很窄、部分残骸呈现零散的多向分布。但他们的工作中没有支持其分析的图片信息，也没有提供用于得出F0等级结论的灾害强度分布情况或者评级参照物等信息。

综上所述，目前我国缺少既辅以大量详实图片资料佐证、又基于客观定量化EF等级评估体系的细致而完整的龙卷灾害调查工作。对于造成某次强风灾害过程的极端天气事件也较少以大量图像事实为基础进行精细化综合分析。根据作者的了解，我国气象部门尚未建立针对龙卷或者其它风灾的调查和评估标准以及体系，所进行过的一些并不系统的调查也往往是由负责气候统计工作的人员进行，而非更为专业的掌握中小尺度气象学知识的人员，在记录的精细度、准确性和完整性方面与美国的研究相比有非常明显的不足，这十分不利于龙卷个例信息的完整掌握和数据库的构建。因此，有必要开展对于我国龙卷的精细化调查和定量化评级研究。

1.3.2 龙卷的发生规律

就全球而言,龙卷主要发生在 20° 至 50° 的中纬度地区(徐祥德等,2012)。美国是龙卷发生频率最高的国家,尤以中部大平原地区最为频发(Brooks等,2003;Verbout等,2006)。近年来,美国以外地区的龙卷事件也越来越多地受到关注,如英国(Mulder和Schultz等,2015)、罗马尼亚(Antonescu和Bell,2015)、波兰(Taszarek和Brooks,2015)、芬兰(Rauhala等,2012)、土耳其(Kahraman和Markowski,2014)和巴西(Nascimento等,2014)等国家。

我国大部分省(区、市)都有龙卷发生,平均每年不足100个,且多集中于东部地区(章国材,2011;范雯杰等,2015),江苏北部、安徽北部和广东沿海是我国龙卷多发地区(孙继松等,2014)。范雯杰和俞小鼎(2015)对我国强龙卷的时空分布和灾情特征的统计分析显示,我国强龙卷主要发生在江淮、两湖平原、华南、东北和华北东南部等地形相对平坦的平原地区。此外,鹿世瑾(1996)、申占营(2012)、薛德强和杨成芳(2003)、姚叶青等(2012)分别研究了福建、河南、山东、安徽等省份的龙卷发生规律;陈正洪和刘来林(2008)、马德栗等(2011)特别研究了针对我国核电站周边地区的龙卷分布特征。此外,从孙继松等(2014)根据2004—2008年中国气象灾害年鉴资料整理的我国龙卷地域分布图(图略)可以看到,我国西部的新疆、西藏、青海和四川等地也有龙卷发生,北纬 20° 以南的海南部分地区也是龙卷高发区。

从年际变化来看,1986—1990年间龙卷发生最为频繁,21世纪的前10年内只有20次强龙卷记录(范雯杰和俞小鼎,2015)。冯婧等(2012)的统计研究也表明,20世纪90年代以后,我国龙卷事件明显减少。

从年变化来看,我国龙卷主要发生在6至8月,占全年总数的70%左右(孙继松等,2014)。强龙卷的发生季节与地域有关,南方地区通常多发于4至5月,江苏、安徽、河南和山东等地则多发于7至8月(范雯杰和俞小鼎,2015)。周超(2014)发现龙卷的时空变化与我国雨带和副热带高压的移动存在很好的对应关系。与美国的大多数龙卷事件不同的是,在我国龙卷事件基本上都是湿龙卷,发生在强降水过程中。这可能也是我国龙卷不容易被发现、报告的原因之一。

从日变化来看,强龙卷在一天的任何时段均有可能发生,且在午后和傍晚的发生频次最高(范雯杰和俞小鼎,2015)。我国的高空观测时间是在北京时间08时和20时,不是对流有效位能最强的时间,因此,很难有合适的探空资料用于龙卷研究。

1.3.3 龙卷的触发环境

我国学者对龙卷发生的天气形势做了统计分析。章国材(2011)对我国20个龙卷的归纳分析表明,从高空看,有低槽、切变线、台风(热带风暴)外围、冷涡、冷涡后

部冷平流等多种天气型，对流层中低层都有较强的涡度；从地面看，有冷锋、辐合线、低压（倒槽）等制造地面气流辐合上升的天气系统。周超（2014）指出，龙卷多发于具有高低空急流、低槽以及切变线等不稳定的天气形势下，主要由强雷暴低层较强的垂直风切变形成。

我国的研究者围绕国内龙卷发生的探空环境参数也开展了一些分析工作。整体而言，大的低层垂直风切变、低的抬升凝结高度和地面阵风锋的存在也有利于强龙卷的产生（俞小鼎 等，2008；俞小鼎，2012；王毅 等，2012；张一平等，2012；刁秀广等，2014；周后福 等，2014；罗爱文 等，2015；朱江山 等，2015）。章国材（2011）归纳：龙卷超级单体风暴发生前的环境往往为中等到强的对流不稳定和中等到强的相对风暴螺旋度，地面至地面以上 6 km 风垂直切变通常超过 20 m s^{-1} ，低层风切变矢量有较大的顺时针旋转曲率。此外，陈明轩 等（2012）还对超级单体发生和维持过程的环境条件进行了数值模拟。

1.3.4 龙卷的雷达观测

随着多普勒雷达站网的建立，我国研究者对于国内的龙卷个例也展开了不少研究工作，主要是采用中气旋和龙卷式涡旋特征对龙卷个例进行分析。例如，廖玉芳 等（2003）针对 2002 年 5 月 14 日发生在湖南的强对流风暴个例做出分析，并根据出现的龙卷对龙卷式涡旋特征进行验证；刘娟 等（2009）针对 2007 年 7 月 3 日发生在苏皖交界处的龙卷进行了分析，着重研究中气旋和龙卷式涡旋特征；俞小鼎 等（2008）针对 2005 年安徽北部龙卷的强降水超级单体风暴进行了详细分析，重点是环境条件和回波演变特征。相似的工作还有郑媛媛 等（2004）、宋子忠 等（2006）、赵坤 等（2008）、郑媛媛 等（2009）、方丽娟 等（2009）、金巍 等（2009）、李向红 等（2010）、郑峰 等（2012）、俞小鼎 等（2012）、吴芳芳 等（2012）和李改琴 等（2014）。

基于对国内龙卷雷达观测研究的统计，章国材（2011）指出，龙卷发生前，雷达反射率一般都会迅速增强；其最强回波一般在 6 km 以下；钩状回波不是发生龙卷的必要条件，而弱回波区存在与否既不是龙卷发生的必要条件也不是充分条件。从速度场上看，龙卷发生前一般都会出现气旋性辐合，并大多伴有中气旋。该工作给出了综合考虑反射率、旋转速度、中气旋和龙卷式涡旋特征的龙卷识别指标。

这些工作针对国内不同地区发生的龙卷过程进行分析，加深了人们对于造成龙卷发生的超级单体结构的认识。不过，由于国内没有针对龙卷的发生开展过外场观测试验，常规的天气雷达观测距离系统的位置往往较远，因此许多工作中的研究结果仍无法精细到更为接近龙卷的尺度。在没有外场观测的条件下，如何基于现有的雷达观测资料挖掘出更多的与龙卷相关的信息仍然是亟待解决的科学问题。

1.4 研究动机、目标和内容

综上所述，我国的龙卷研究与美国相比差距较大。很多风灾过程发生之后甚至无法对是否确实出现了龙卷进行确认，更不用说进一步的形态乃至成因的分析，龙卷的预测和预报就更加遥不可及；已有的灾害调查工作缺少规范性和完整性，往往只停留在目击证言和简单损失统计的定性描述。已有的研究工作大多停留于天气尺度的形势分析，对观测数据的分析往往止步于钩状回波和中气旋的尺度，没有能够深入到与龙卷关系更密切的接近龙卷尺度的特征；龙卷数值模拟方面的研究则几乎为空白。因此，基于对我国龙卷个例的深入研究来考察我国龙卷的发生发展过程和关键影响因素的工作十分必要。

本文的研究目标就是以北京“7.21”龙卷为主要研究对象，结合“东方之星”倾覆事件，开展我国龙卷个例的详细结构特征和发生发展过程研究。

本文基于详细的现场灾害调查，进行龙卷的事实判定和灾害评级。基于北京 S 波段多普勒天气雷达观测，分析中气旋、龙卷式涡旋特征、下沉反射率核以及龙卷地物碎片等超级单体和龙卷相关雷达特征，以及这些雷达观测特征与龙卷灾害特征的关联。

本文基于距龙卷发生地仅 20 km 的北京探空资料，研究该龙卷性超级单体的环境特征，并通过与美国龙卷发生环境的气候统计特征的对比，分析该环境特征对龙卷生成的利弊，并通过高分辨率云解析模式的敏感性试验考察该龙卷性超级单体形成的关键环境因子。

本文使用高分辨率云解析模式考察该龙卷涡旋的发生发展演变特征，并与观测做对比分析，通过大量的试验研究云解析模式中龙卷涡旋的模拟对模式不同参数设定尤其是不同物理过程的敏感性。

本文希望通过对该龙卷过程的详细分析，为我国未来龙卷等风灾过程的调查、认知和监测预警提供科学参考。

1.5 本文的结构

本论文的第一章为绪论，详细介绍国内外的研究背景和研究现状。第二章通过灾害调查论述证明北京“7.21”龙卷发生的科学事实，讨论该龙卷的尺度、强度变化、演变过程和移动路径等特征，为后面几章研究奠定基础。第三章通过多普勒天气雷达资料分析，研究超级单体、中气旋、龙卷式涡旋特征、下沉反射率核以及龙卷地物碎片特征的结构和演变。第四章探讨北京“7.21”龙卷及其超级单体的触发环境，讨论有利于龙卷发生发展的大尺度环流、天气系统配置和大气垂直物理结构等环境条件，并进一步研究龙卷性超级单体形成的关键因子。第五章介绍对北京“7.21”龙卷的数值模拟，分析模拟的效果、局限性以及数值敏感性。第六章讨论模拟中北京“7.21”龙卷的生成、

维持和消亡的关键特征和物理过程。第七章将综合运用雷达观测和灾害调查，探索“东方之星”的倾覆之谜，更加深入地探讨龙卷与下击暴流的区分与验证。第八章归纳本研究的主要结论，讨论对龙卷业务的启示，并给出我国龙卷未来研究的展望。

第二章 北京“7.21”龙卷灾害的科学调查认定和路径特征

龙卷灾害的科学调查是判定龙卷发生、确定龙卷强度的基础性工作，是龙卷研究的重要方法。本章探讨龙卷的识别和定量评级方法，通过现场灾害调查和相关证据分析，讨论北京“7.21”龙卷的尺度、强度、发生发展过程和移动路径等特征，为后面几章研究奠定基础。

2.1 风灾的基本情况

2012年7月21日，北京发生了极为罕见的极端降水过程（谌芸等，2012；俞小鼎，2012）。24小时市区的平均降水量达到190毫米，全市范围内单站的降水极值超过了460毫米（图2.1）。在本次过程中，北京市境内至少79人丧生，邻近的河北省保定市也有数十人失去生命。

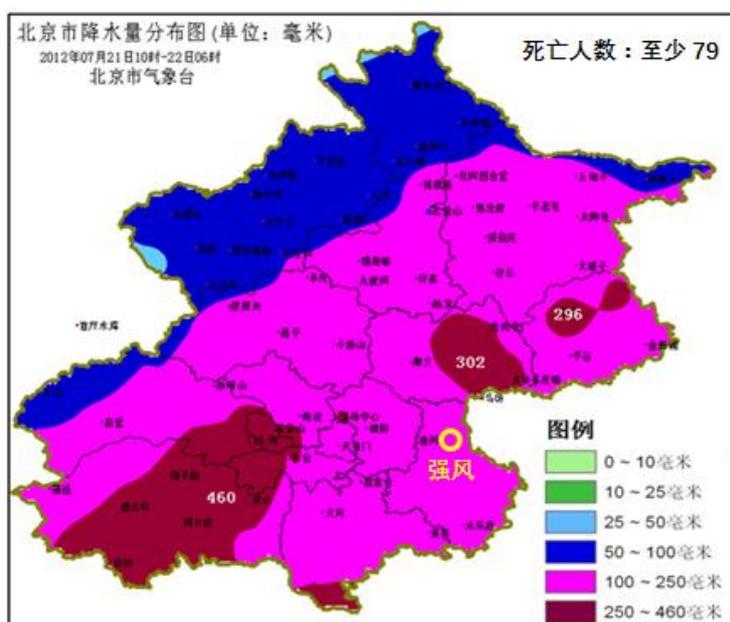


图 2.1 “7.21”特大暴雨中北京地区降水量和风灾分布图

Figure 2.1 Distribution of the precipitation and severe wind hazard in the 21 July 2012 extreme heavy rainfall event in Beijing

除了降水造成的洪涝灾害之外，位于北京东南部的通州区张家湾镇出现了强风灾害，并造成2人死亡（图2.1；Meng和Yao，2014；张琳娜等，2015）。究竟是什么天气过程造成了风灾、有无龙卷的发生成了未解之谜，更不必说进一步的风灾的定量化

评级。当地的部分居民向新闻媒体表示看到过龙卷风的出现。遗憾的是，尽管风灾过程发生在午后而非夜间，但是并没有任何图片或者录像资料可以作为龙卷出现的直接证据。在媒体和网络上对是否发生了龙卷出现了不同的声音。根据媒体的报道，气象部门对此的结论是，该风灾由飚线大风造成，没有证据表明龙卷的发生。为了揭示真相，作者和导师两次赴通州区张家湾镇进行实地调查取证，并搜集网络和媒体的相关资料，尝试寻找判定风灾成因的科学证据。

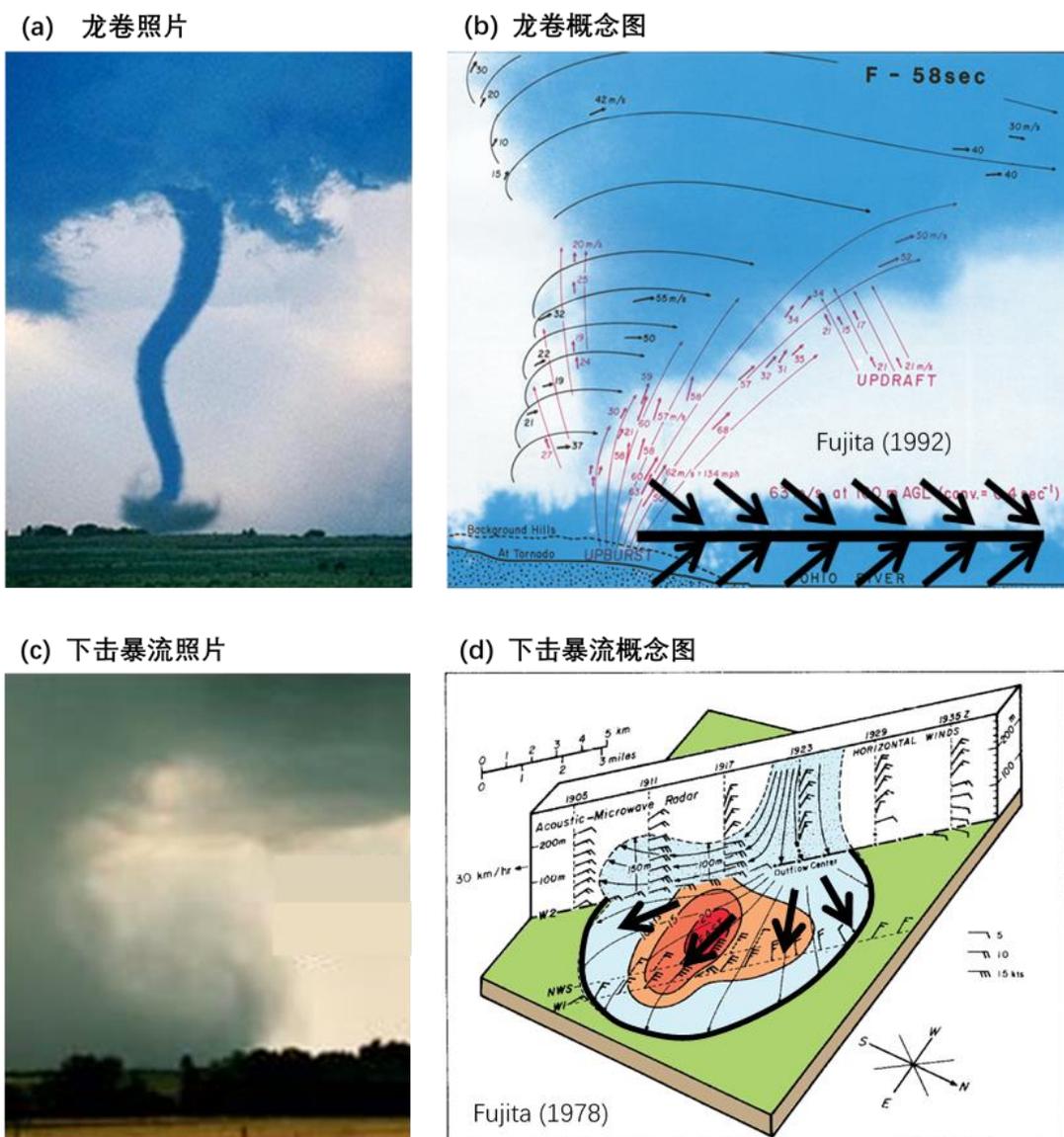


图 2.2 龙卷与下击暴流的照片与概念图

Figure 2.2 Photos and schematics of typical tornado and downburst events

事实上，本次风灾过程的成因判定在科学上具有一定的复杂性。首先，在北京地区，从未有过龙卷发生的正式气象记录。从全国的龙卷发生频次分布来看，我国龙卷发

生的记录主要在东部沿海地区，尤其以黄河下游、长江中下游平原和珠江三角洲地区最为集中（赵亚民，1995；魏文秀和赵亚民，1995；范雯杰和俞小鼎，2015）。其次，在本次事件中，尽管一些当地居民表示目击到了龙卷的发生，但是却没有最为重要的图像或者录影资料，这在手机拍照已十分普遍的时代是比较少见的。同时，与声称目击了象鼻状漏斗云的居民的证言不同，另一些当地居民则表示他们仅仅看到了漫天飞舞的碎片和沙尘，没有看到类似象鼻状漏斗云的结构。需要指出的是，对于极端天气事件而言，目击者的证词往往可能受到各种潜在因素的干扰而存在具有偏差的可能。再次，在龙卷发生地附近缺少气象站点对于风速、气压等的直接观测，无法获知强风灾害发生时的实际地面风力等级。而龙卷本身的时间和空间尺度很小，雷达和卫星等具有较好时空覆盖率的气象观测手段因分辨率和观测时间间隔的限制难以将其捕捉。正是因为这些原因，对北京“7.21”风灾的研究首先就需要从还原当时的天气现象以及气象场入手。如果能够确认龙卷的发生，这不仅是北京地区龙卷发生的首次正式的气象记录，也将为进一步研究我国龙卷的结构特征、发生规律、形成机理等提供参考，具有重要的意义。

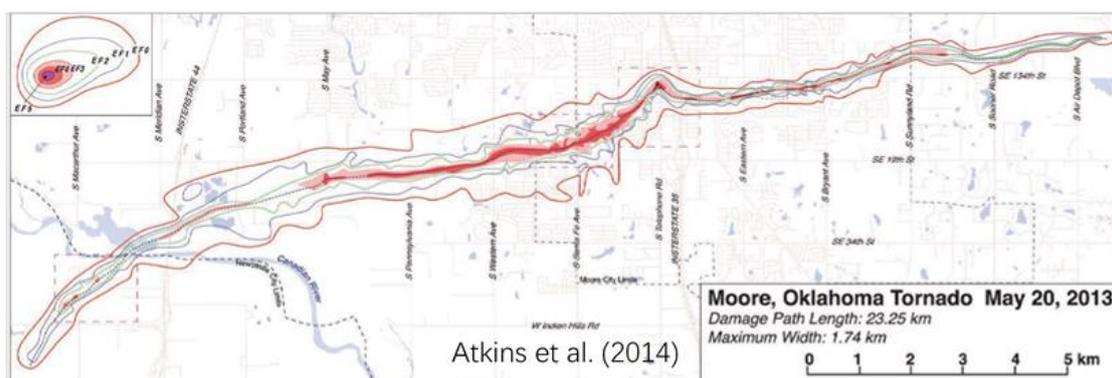
2.2 灾害调查和评级方法

在龙卷灾害调查方面，美国起步最早、技术也最为成熟。在被誉为“美国龙卷之父”的 Theodore Fujita 教授开创性的早期工作之后（Fujita, 1971a），灾害调查在美国被广泛用于龙卷灾害的等级评定和进一步研究（如 Davies-Jones 等，1978；Bluestein 等，1997；Marshall, 2002；Speheger 等，2002；Wakimoto 等，2003；Wakimoto 等，2016）。在缺少有关漏斗云出现的影像证据的情况下，由于当前包括多普勒天气雷达在内的气象观测手段往往受到分辨率的制约无法直接记录龙卷的发生，灾害调查是能够将龙卷造成的灾害从其它天气过程造成的灾害中区分出来的有效手段。

通过现场灾害调查判定龙卷，至少应分为三个步骤。第一步，确定风灾发生时伴随有强对流天气。这可以有效排除尘卷风等非龙卷过程。第二步，确定是风暴尺度的小范围大风。这可以排除飏线等大范围雷暴大风过程。龙卷大风灾损区域的宽度通常只有几十米到几百米，长度可达几千米或十几千米。第三步的关键是要把龙卷与下击暴流进行区分。一般而言，造成小尺度强风灾害的天气系统主要包括两类，一类是龙卷（图 2.2a），一类是下击暴流（图 2.2c）。前者的显著特征是强风的流场呈现旋转性，而后者则属于准直线大风。Doswell（2003）对龙卷与下击暴流造成的灾害残骸的分布所呈现的方向分别做了总结。对于由龙卷所造成的灾害而言，其最为显著的特征是受灾的区域呈现狭长的分布形状，并且其中的残骸呈现出辐合状的分布特征（图 2.2b；Fujita, 1992；Doswell, 2003；Markowski 和 Richardson, 2010）。而对于下击暴流造成的直线

大风而言，其受灾区域往往呈现出短而宽的扇形，而其中残骸的分布则为辐散型（图 2.2d; Fujita, 1978; Bunting 和 Smith, 1993; Doswell, 2003; Markowski 和 Richardson, 2010）。对比典型的龙卷与下击暴流所造成灾害的路径，可以看出，Atkins 等（2014a）所调查的 2013 年 5 月 20 日美国 Oklahoma 州 Moore 龙卷的路径呈现出窄而狭长的特征（图 2.3a），而 Fujita（1978）所调查的 1977 年 9 月 30 日美国 Danville 下击暴流的路径呈现出宽而辐散的特征（图 2.3b）。

(a) 龙卷受灾路径示意



(b) 下击暴流受灾路径示意

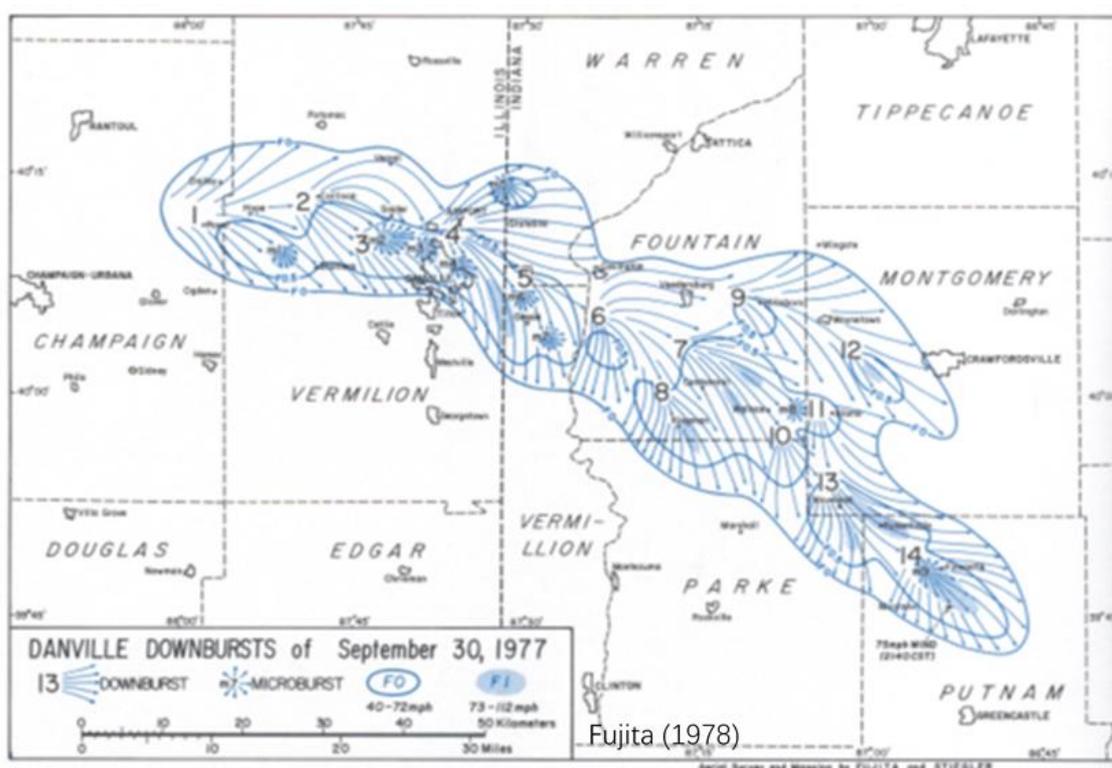


图 2.3 典型龙卷和下击暴流的受灾路径对比

Figure 2.3 Comparison between damage paths of typical tornado and downburst events

关于旋转性的龙卷环流所造成的灾害是否会呈现出旋转特征这一问题，Doswell（2003）认为，在实际的龙卷灾害调查中，地面辐合性的灾害分布往往是更为常见和重要的龙卷指示因子，越接近地面，辐合性气流特征的出现就越多于旋转性气流特征的出现。Atkins 等（2014a）对美国龙卷的个例灾害调查显示，旋转的特征往往出现在靠近漏斗云及漏斗云以内的区域，而辐合状的特征多出现在路径的边缘。也就是说，第三步是先看灾害损失区灾害残骸是否呈旋转分布，如果看不出旋转特征，就要判断是否呈辐合状，辐合状为龙卷，辐散状为下击暴流。

km h ⁻¹	72	127	190	261	338	422	510
m s ⁻¹	20	35	53	72	94	117	142
mph	45	79	118	162	210	262	317
F scale	F0	F1	F2	F3	F4	F5	
EF scale	EF0	EF1	EF2	EF3	EF4	EF5	
mph	65	86	111	136	166	200	
m s ⁻¹	29	38	50	61	74	89	
km h ⁻¹	105	138	179	219	267	322	

图 2.4 F 级别与 EF 级别风速标准对比图

Figure 2.4 The Fujita (F) vs. Enhanced Fujita (EF) scales for tornado rating

在确认龙卷后，就需要确定龙卷强度。龙卷强度的定量化采用了国际通用的 EF 等级体系。EF 评级的全称是改进版 Fujita 等级（Enhanced Fujita Scale），是对于 Fujita 所建立的 Fujita 等级（Fujita Scale）的一次重要完善和补充（图 2.4）。该方案由美国的研究团队所制定，是美国和世界范围内的龙卷灾害评估的重要标准。在 EF 评级中给定了 28 种不同的灾害指示物因子（damage indicator, DI; 表 2.1）。对于每一种灾害指示物因子而言，根据其受灾程度又详细区分了若干种不同等级（degree of damage, DoD）。对于每一种等级，EF 标准中根据其统计特征给出了相应风速的可能分布，包含一个最低值（lower-bound value, LP）、一个最高值（upper-bound value, UP）和一个期望值（expected value, EXP）。

实际上，我国的建筑物、构筑物等与美国有很大的不同，特别是房屋的材质、质量等明显不同。因此，在中国使用 EF 分级，必须非常慎重，最好做适当修正。在本研究中，因考虑我国与美国在建筑物标准以及树木种类的差异所造成的不确定性，作者使用了相对保守的判定标准。对于所有的灾害指示物因子，本研究中都参照其对应的受灾程度的期望值给出了风速的定级。

表 2.1 EF 评级中采用的 28 种灾害指示物（引自 WSEC，2006）

Table 2.1 The 28 Damage Indicators for EF Scale (cited from WSEC, 2006)

编号	灾害指示物因子名称 (Damage Indicators, DI)
1	Small Barns or Farm Outbuildings (SBO)
2	One- or Two-Family Residences (FR12)
3	Manufactured Home – Single Wide (MHSW)
4	Manufactured Home – Double Wide (MHDW)
5	Apartments, Condos, Townhouses [3 stories or less] (ACT)
6	Motel (M)
7	Masonry Apartment or Motel Building (MAM)
8	Small Retail Building [Fast Food Restaurants] (SRB)
9	Small Professional Building [Doctor’s Office, Branch Banks] (SPB)
10	Strip Mall (SM)
11	Large Shopping Mall (LSM)
12	Large, Isolated Retail Building [K-Mart, Wal-Mart] (LIRB)
13	Automobile Showroom (ASR)
14	Automobile Service Building (ASB)
15	Elementary School [Single Story; Interior or Exterior Hallways] (ES)
16	Junior or Senior High School (JHSH)
17	Low-Rise Building [1-4 Stories] (LRB)
18	Mid-Rise Building [5-20 Stories] (MRB)
19	High-Rise Building [More than 20 Stories] (HRB)
20	Institutional Building [Hospital, Government or University Building] (IB)
21	Metal Building System (MBS)
22	Service Station Canopy (SSC)
23	Warehouse Building [Tilt-up Walls or Heavy-Timber Construction](WHB)
24	Transmission Line Towers (TLT)
25	Free-Standing Towers (FST)
26	Free-Standing Light Poles, Luminary Poles, Flag Poles (FSP)
27	Trees: Hardwood (TH)
28	Trees: Softwood (TS)

2.3 龙卷的科学证据和评级

本研究对于张家湾镇受灾情况的现场调查工作分为两次进行（图 2.5）。第一次在 2012 年 8 月 3 日。作者与导师调查了受灾严重的大辛庄、枣林庄和垡头三村的情况，并沿灾害分布走访了 11 处关键地点和 17 位目击了风灾过程的当地村民，详细询问了灾害的分布情况和灾害发生时的详细情况，包括听到的声音以及看到的天气系统的颜色、形状及大小等，并记录了损毁的墙体、树木、电线杆等标志物的倒伏方向和分布特征。通过对已有信息的汇总和整理，作者与导师发现仍有一些关键信息的缺失，因此于 2012 年 8 月 25 日进行了再次考察，并在参与了灾害处理的当地政府负责人的协助下对关键区域的情况进行了分析验证。除实地考察外，网络上的灾情图片和视频也被作为研究的重要资源。作者对于每一处有参考价值的信息都进行了核对和定位。



图 2.5 两次灾害调查的考察路径以及遭受龙卷袭击的七个村庄

Figure 2.5 Traces of the onsite damage surveys and the distribution of the seven affected villages

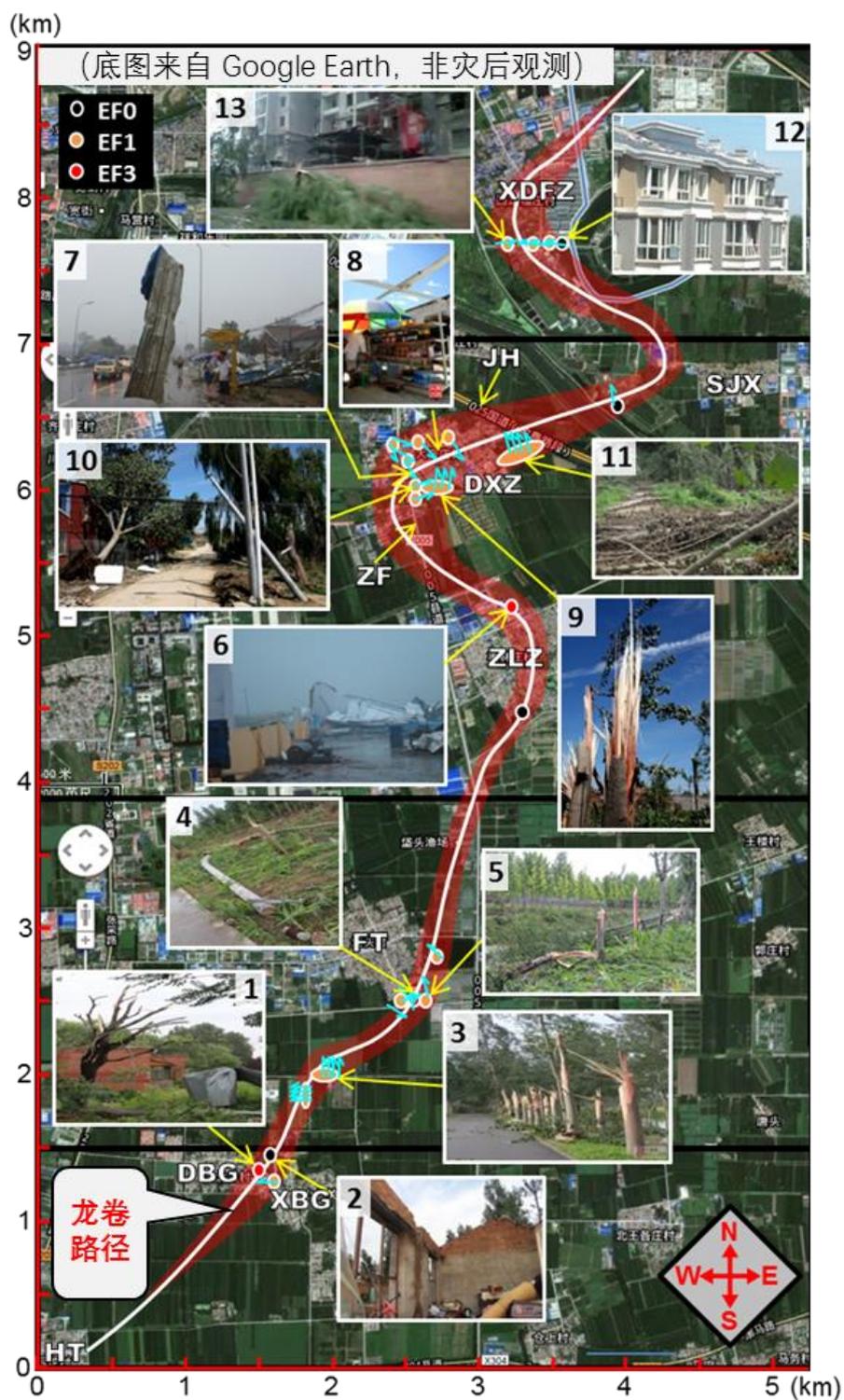


图 2.6 龙卷灾情、评级及路径分布图

Figure 2.6 Distribution of the wind damage, rating and tornado track



图 2.7 龙卷风灾范围和树木倒伏方向图

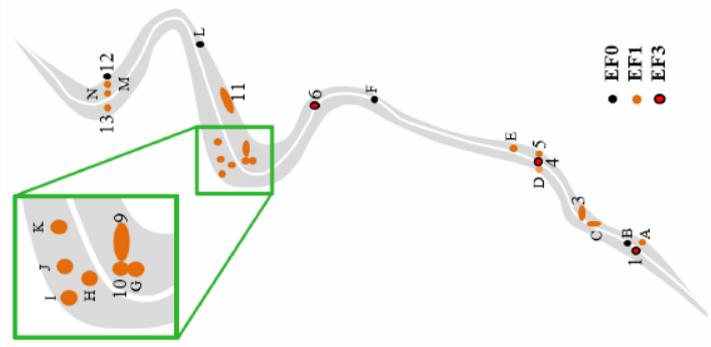
Figure 2.7 The damage swath and direction of the fallen trees

表 2.2 龙卷造成的 24 处主要灾情的 EF 评级详表

Table 2.2 Details on EF rating of the tornado damage at the 24 positions

Location No.	DI	DOD	Damage description	Wind speed (mph)	EF scale
M,N,13	27. Trees hardwood (TH)	4	Trunks snapped	110	EF1
12	18. Mid-rise building: 6 stories (MRB)	2	Loss of roof covering (<20%)	83	EF0
L	27. Trees hardwood (TH)	2	Large branches broken	74	EF0
9, 11	27. Trees hardwood (TH)	4	Trunks snapped	110	EF1
G,10,H, I, J, K	27. Trees hardwood (TH)	3	Trees uprooted	91	EF1
6	23. Warehouse building (WHB)	7	Total destruction of entire building	158	EF3
F	9. Small professional building (SPB)	2	Loss of roof covering material (<20%)	78	EF0
E	9. Small professional building (SPB)	5	Loss of significant roof covering material (>20%)	100	EF1
D	27. Trees hardwood (TH)	3	Trees uprooted	91	EF1
5	27. Trees hardwood (TH)	4	Trunks snapped	110	EF1
4	24. Electrical transmission line (ETL)	5	Broken concrete poles	138	EF3
C, 3	27. Trees hardwood (TH)	4	Trunks snapped	110	EF1
B	27. Trees hardwood (TH)	2	Large branches broken	74	EF0
1	27. Trees hardwood (TH)	5	Trees debarked with only stubs of largest branches remaining	143	EF3
A	27. Trees hardwood (TH)	4	Trunks snapped	110	EF1

Locations of the DIs



根据本研究的调查,该风灾发生的起始时间在北京时间 2012 年 7 月 21 日 13 时 40 分左右,持续时间约为 20 min,受灾区域呈现为自西南至东北走向大致 10 km 长的狭长区域。在强风发生的过程中,共有七个村庄出现了灾情,包括后坨村、大北关村、小北关村、垡头村、枣林庄村、大辛庄村和西定福庄村(图 2.5)。位于灾害区域中段位置的枣林庄村有一厂房发生倒塌,造成了两名工人死亡。灾害最严重、范围最广的区域在枣林庄村北侧的大辛庄村。在整个强风灾害发生的范围之内,除了房屋的倒塌之外,有大量粗细和种类不同的树木或弯曲、或被折断、或被连根拔起。

灾害调查结果显示,本次风灾过程共有两个符合龙卷的显著特征。其一是狭长的受灾区域分布(图 2.6),其二是受灾区域中的多处辐合特征(图 2.7;图 2.8)。结合目击者证词并对比雷达观测可以证明,该风灾确系龙卷造成。下面给出验证其为龙卷的详细科学事实。另外,文中所得到的时间信息的主要依据为雷达观测中超级单体和龙卷式涡旋特征在特定时次的位置,并参照了目击者证言加以核实。雷达观测相关的详细信息请参阅第三章。

从这里开始,本论文将直接称北京“7.21”风灾为龙卷,特此说明。

2.3.1 狭长型的受灾路径

受灾区域的长度约 10 km,宽度为 30 至 400 m 不等,并呈现出“南部较窄较直、北部较宽较曲折”的分布特点(图 2.6,红色阴影区域)。最早的风灾迹象出现在后坨村东北。结合雷达观测可知,其出现时间为约 13 时 40 分。之后,龙卷向东北方向直线移动,经过大北关村东部、小北关村北部、垡头村及枣林庄村。从雷达回波上对应系统的移动来推断,其移动速度约为 10 m s^{-1} 。约 13 时 50 分,龙卷进入枣林庄村,此后其路径改变为曲线型,并造成了大辛庄村和西定福庄村更大范围的灾害。这种由直线型转变为曲线型特征的龙卷路径在前人研究中也曾被记录,如 Zirnic 和 Istok (1980)、Wakimoto 等 (2003)。风灾特征最终于约 14 时消失。

在龙卷路径的早期阶段,灾害出现在大北关村南侧约 5000 m^2 的庄稼地,其范围大约 100 m 宽。大北关村东部一棵直径约 50 cm 的洋槐树表皮被完全剥离,其树叶也全部被剥落,只剩下较大的枝杈残留(图 2.6 中的 1,对应表 2.2 中的 1)。根据评级标准,该处灾害被定为 EF3 级别。详细的 EF 评级信息见表 2.2。此外,附近一些房屋的屋顶被完全掀毁(图 2.6 中的 1)。在相同地点的一些树木的大树枝被折断(表 2.2 中的 B;评级为 EF0)。在更北的位置,约 100 m 范围内排列的直径 25 cm 的树木被拦腰折断(图 2.6 中的 3,对应表 2.2 中的 3;评级为 EF1)。在紧邻图 2.6 中的 3 所在位置南侧的一面砖墙被吹倒,其高度约 2 m,被毁部分长度约为 150 m。

在垡头村南侧的一片西瓜田(图 2.6 中的 4,图 2.9),几名农民在风灾过程中被吹飞并向北或者西北方向抛出约 10 m 的距离。据其中一名村民(图 2.9a)回忆,一个“旋

转的云柱”在 13 时 45 分左右从西南向他们移动过来。他们休息用的临时帐篷也被完全毁坏。在西瓜田附近的其它灾害包括一根被折断的电线杆（图 2.6 中的 4；表 2.2 中的 4；被评级为 EF3）和被折断的直径约 10 至 20 cm 的树木。西侧的另一棵直径约 30 cm 的树木被连根拔起（图 2.9c，对应表 2.2 中的 D；被评级为 EF1）。

龙卷袭击了垡头村东部的一家小型蘑菇养殖场。该养殖场中的村民声称见到了旋转着进入养殖场的深灰色漏斗云。场中有两间紧邻的砖房遭损伤，一间房角被毁，另一间屋顶被掀起（表 2.2 中的 E；评级为 EF1）。邻近的一座蘑菇大棚也被严重损毁。而旁边距离约 20 m 处的另一座结构相似的大棚则没有明显的受损痕迹，这充分表明了风灾分布的水平梯度十分明显。对于房屋的损毁程度进行标准化客观评级是十分困难的，因为在房屋材质和建造标准上，不同国家之间、乃至在同一国家的不同地区之间都存在着很大的差异。基于综合比较，此处房屋应与 EF 标准中的小型专业房屋（small professional building, SPB）最为接近。按照描述，该类别适用于单层的砖混结构房屋，屋顶由钢架和瓦片组成（WSEC, 2006）。这种建筑标准在受灾区域附近的平房建筑中十分普遍。

离开垡头村之后，龙卷的灾害强度减弱了几分钟。而在枣林庄村南部，龙卷再次增强并袭击了一家四面都有围墙的废旧工厂。高度约有 2 m、由砖块砌成的工厂围墙在西侧、南侧和东侧分别有长度约 30 m、40 m 和 50 m 的部分被完全吹倒。工厂东北角一间小屋内的人员看到发黄色的旋转空气柱体自西南向东北移动过来，声音像列车般轰鸣。他们所在小屋南侧的一间临时性的储物房被完全摧毁。工厂东侧紧邻着的直径约有 25 cm 的树木被连根拔起，一些与垡头村被损房屋相似的砖房，其屋顶也被部分损毁（表 2.2 中的 F，评级为 EF0）。在枣林庄村北部的的位置，龙卷造成了更强的灾害，时间约为 13 时 50 分。一家工厂有一名员工目击到大约 30 m 宽的旋转空气柱从他办公室房前的工厂空地经过，造成空地上的遮阳顶棚倒塌；而在他所在工厂北侧紧邻的另一家工厂（图 2.6 中的 6），厂房建筑被夷为平地（表 2.2 中的 6；评级为 EF3），造成两名工人死亡。据一名幸存者称，厂房的屋顶先被抬起而后落下，而非直接被压倒。

受灾区域中，最宽的部分出现在大辛庄村。该村受灾范围自西南向东北延伸，宽度约为 400 m。当地居民回忆，风灾发生时，天空中都是被大风吹起的彩钢板、石子、碎砖块、瓦片、砂子和树枝。图 2.6 中的 7 所展示的就是一片因被吹起而挂在路灯上的彩钢板。村中许多房屋的屋顶和墙壁被吹毁（例如图 2.6 中的 8）。张风路旁的一条小河南岸，几棵直径约 30 cm 的杨树被连根拔起（对应表 2.2 中的 H，评级为 EF1）或拦腰折断。大辛庄村南部一条东西走向的河沟北侧的部分树木也被拦腰折断（图 2.6 中的 9；对应表 2.2 中的 9；评级为 EF1）或者连根拔起（图 2.6 中的 10；对应表 2.2 中的 10；评级为 EF1）。大辛庄村东部一片直径约 25 cm 的高大杨树林也被严重损毁（图 2.6 中的 11；对应表 2.2 中的 11；评级为 EF1）。村中许多电线杆在狂风之后都变得倾斜。



图 2.8 关键地点倒树方向的放大图
(对应图 2.7 中黄圈所示区域, 以及图 2.9 至 2.11 中的相应照片)

Figure 2.8 Enlarged view of the directions of the fallen trees at specific locations
(Representing highlighted regions in Fig. 3.7, and photos shown in Figs 2.9 to 2.11)

此外，灾害的强度沿着受灾路径的中线呈现出不对称的分布，面向风灾移动的偏东北方向，路径右侧的灾情比左侧更重。这可能是由于路径右侧的区域，龙卷的风场与系统移动方向一致，地面所承受的实际风力为二者叠加所致。这种不对称的受灾程度与美国龙卷的观测相一致（例如 Davies-Jones 等，1978；Alexander 和 Wurman，2005）。

在穿过京哈高速之后，灾害路径变窄并呈现出曲线型分布。在路径第一次出现弯折的烧酒巷村西侧，受灾范围的宽度约 100 m，造成了多处树木和厂房屋顶的损毁。在第二次出现弯折的西定福庄村，钢筋混凝土结构的小区楼房的楼顶瓦片被部分吹走（图 2.6 中的 12；对应表 2.2 中的 12；评级为 EF0），楼房东侧和南侧的一些窗户被吹坏（图 2.6 中的 12）。部分窗户的玻璃被空中的石子砸碎。小区自行车棚的部分金属支柱也被连根拔起，车棚中有电动车被吹移。小区南侧一面围墙约 50 m 长度的部分被吹毁，围墙外几棵直径约有 15 cm 的树木被拦腰折断（图 2.6 中的 13；对应表 2.2 中的 13；评级为 EF1）。最北部的受灾位置是位于西定福庄村东北约 20 m 的一面围墙。

2.3.2 辐合状的倒树方向

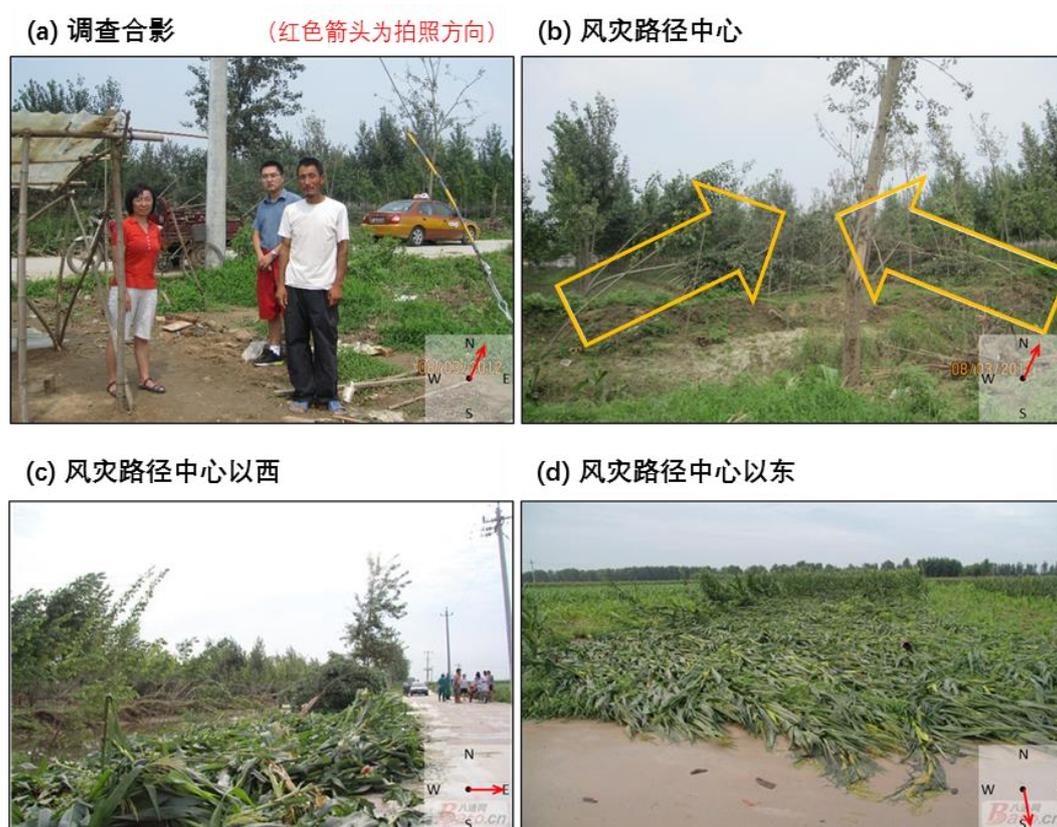


图 2.9 垡头村南部的倒树照片，对应图 2.8d

Figure 2.9 Photographs of the fallen trees in Fig. 2.8d in south FT

除了受灾路径的狭长特征以外，在龙卷的不同阶段的倒树方向都出现了明显的辐

合特征。辐合状的倒树表明近地面风场呈辐合状，而这是证明风灾由龙卷造成的另一个更为关键的证据。

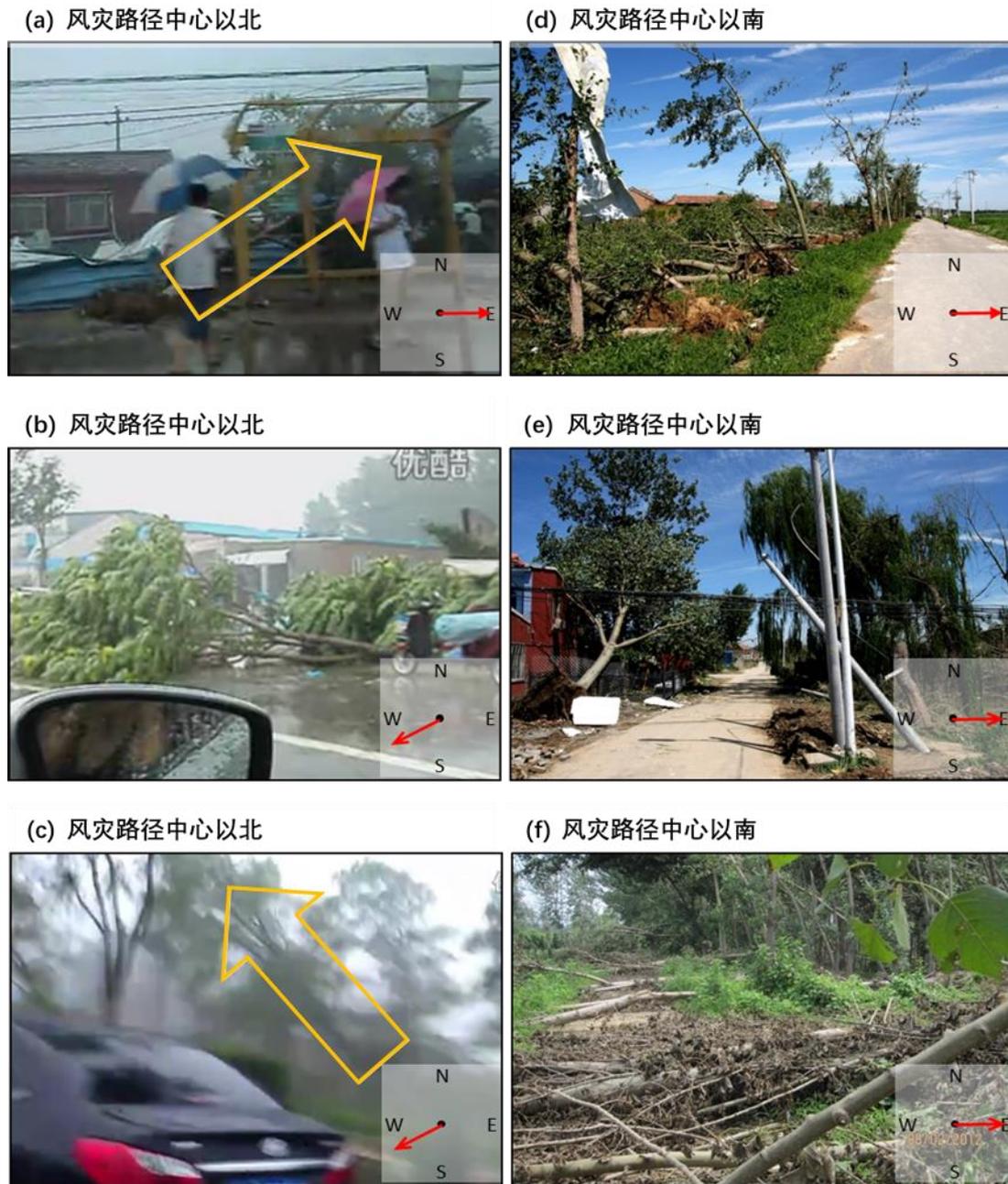


图 2.10 大辛庄村附近的倒树照片，对应图 2.8b 和 c

Figure 2.10 Photographs of the fallen trees in Fig. 2.8b,c in DXZ

第一处明显的辐合特征出现在垡头村。在垡头村南部的西瓜地（图 2.7d；图 2.8d；图 2.9），瓜农们所在位置北侧道路对面的树林呈现出清晰的辐合状倒伏特征（图 2.9b；对应图 2.8d 中的两处 b），西侧的树木倒向偏东方向，而东侧的树木倒向偏西方向。在

受灾区域中心向西约 30 m 的位置，庄稼和树木倒向东侧或者东南侧（图 2.9c；对应图 2.8d 中的 c）。在受灾区域中心向东约 30 m 的位置，一间临时棚屋的屋顶从南侧被掀起。该棚屋旁有一片面积约 400 m² 的玉米地，玉米秆全部被吹向北或者西北（图 2.9d；对应图 2.8d 中的 d）。树木和庄稼倒伏的方向表明，风场呈现出辐合状。

第二处明显的辐合特征出现在大辛庄村。在西南—东北走向的龙卷路径两侧，西北一侧的树木和残骸大多都被吹向东或者东南（图 2.10a 至 c，对应图 2.8c 中的 a 至 c），而东南一侧的树木和残骸大多被吹向北或者西北（图 2.10d 至 f，对应图 2.8c 中的 d 和 e 以及 2.8b 中的 f）。



图 2.11 西定福庄村南部的倒树照片，对应图 2.8a

Figure 2.11 Photographs of the fallen trees in Fig 2.8a in southern XDFZ

第三处明显的辐合特征出现在西定福庄村。在前文所述小区南侧倒塌的约 50 m 长的围墙（倒塌部分的西端如图 2.11a 所示，倒塌部分的东端如图 2.11b 所示）旁边，倒塌部分以西的树木被吹向东侧（图 2.11c；对应图 2.8a 中的 c），而倒塌部分以东的树木被吹向西侧（图 2.11b 和 d；对应图 2.8a 中的 b 和 d）。

2.4 小结

龙卷灾害调查是判定龙卷发生、确定龙卷强度的基础性工作，是龙卷研究的重要方法。本章探讨了龙卷的灾害调查方法和强度估计方法。在缺少直接证据的条件下，龙

卷的判定有三个步骤。第一步是确定风灾发生时伴随有强对流天气。第二步是确定强风为风暴尺度的小范围大风。第三步是通过灾情分布特征区别龙卷与下击暴流。龙卷的强度估计采用 EF 等级标准。

基于本研究的现场灾害调查，可以证明北京“7.21”龙卷发生的科学事实有两点：一是狭长的受灾区域分布，二是受灾区域中的多处辐合特征。根据 EF 等级标准，采用灾害指示物因子的期望值对主要受灾地点逐一评级，有三处达到 EF3 级别，因此龙卷为 EF3 级。

灾害调查还给出了北京“7.21”龙卷的强度、尺度、发生发展过程、移动路径等特征。龙卷受灾区域的长度约 10 km，宽度为 30 至 400 m 不等，并呈现出“南部较窄较直、北部较宽较曲折”的分布特点。龙卷灾害损坏的强度沿着受灾路径的中线呈现出不对称的分布，面向龙卷移动的前方，路径右侧的灾情比左侧更重。树木和庄稼等倒伏呈现向龙卷中心辐合的特征。

第三章 北京“7.21”龙卷过程的雷达观测分析和结构特征

本章通过多普勒天气雷达资料分析,结合上一章龙卷灾害调查的相关事实,使用 GR2Analyst 软件对雷达回波的三维结构进行详细分析,深入研究龙卷母体超级单体和中气旋发生发展过程,识别与龙卷相关的雷达观测特征,揭示北京“7.21”龙卷的多尺度结构特征,从而进一步探讨北京“7.21”龙卷发生发展过程和移动路径特征。

3.1 雷达资料和分析方法

本研究使用的雷达观测资料来自北京观象台 S 波段多普勒天气雷达。该天气雷达采用的是与美国天气预警雷达 WSR-88D (Weather Surveillance Radar-1988) 十分相似的 WSR-98D 数据格式(朱小燕和朱君鉴, 2004)。

雷达扫描所采用的格式为 VCP21 (volume coverage pattern 21), 每次体扫共包含 9 个仰角, 即 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.3° 、 4.3° 、 6° 、 9.9° 、 14.6° 以及 19.5° , 每个完整的体扫周期为 6 min。雷达在方位角和仰角方向的半波长宽度为 0.87° 。反射率和径向速度回波的最大不模糊距离 (unambiguous range) 分别为 460 km 和 230 km。最大不模糊速度 (Nyquist velocity) 为 $\pm 27 \text{ m s}^{-1}$ 。回波在切向的像素宽度随着离站点距离的增大而增大, 在距离雷达 5 km 位置处约为 90 m, 在 15 km 处约为 260 m。在径向的长度, 速度回波为 250 m, 反射率回波为 1 km。北京 S 波段多普勒天气雷达位于龙卷发生地以西约 20 km 的位置。如此近的距离使得对于雷暴细致结构的分析成为可能。

本章还使用基于双线性插值算法的 GR2Analysis 软件生成的反射率三维等值面显示等技术方法, 分析下沉反射率核等的变化, 追踪龙卷的发生发展。

3.2 超级单体和中气旋

从雷达回波的演变(图 3.1)中可以看到, 北京“7.21”龙卷发生在一条西北—东南走向的飑线东南端的一个超级单体之中。11 时 00 分, 在北京西南部房山一带有回波(回波 A)强烈发展(图 3.1a), 此回波影响区正是此刻降雨中心。此后, 该回波向东北方向移动。在回波 A 的东南方向有一条西北—东南向的线状回波(图 3.1 中的“line”标注), 该线状回波西北部分有强的回波, 而东南部还很弱。回波“line”向东北方向, 也就是几乎垂直于线状回波走向的方向移动。半小时后, 11 时 30 分, 飑线回波在与其西北侧的强对流系统(图 3.1a 中的“A”标注)融合之后增强, 线状回波上出现了若干个排列成线的小而强的回波单体(图 3.1b)。从雷达回波演变中不难看出, 在回波线上,

西北部的回波先发展，然后，在其东南方向有新的回波单体发展，依次逐渐向东南方向一个接一个地发展。

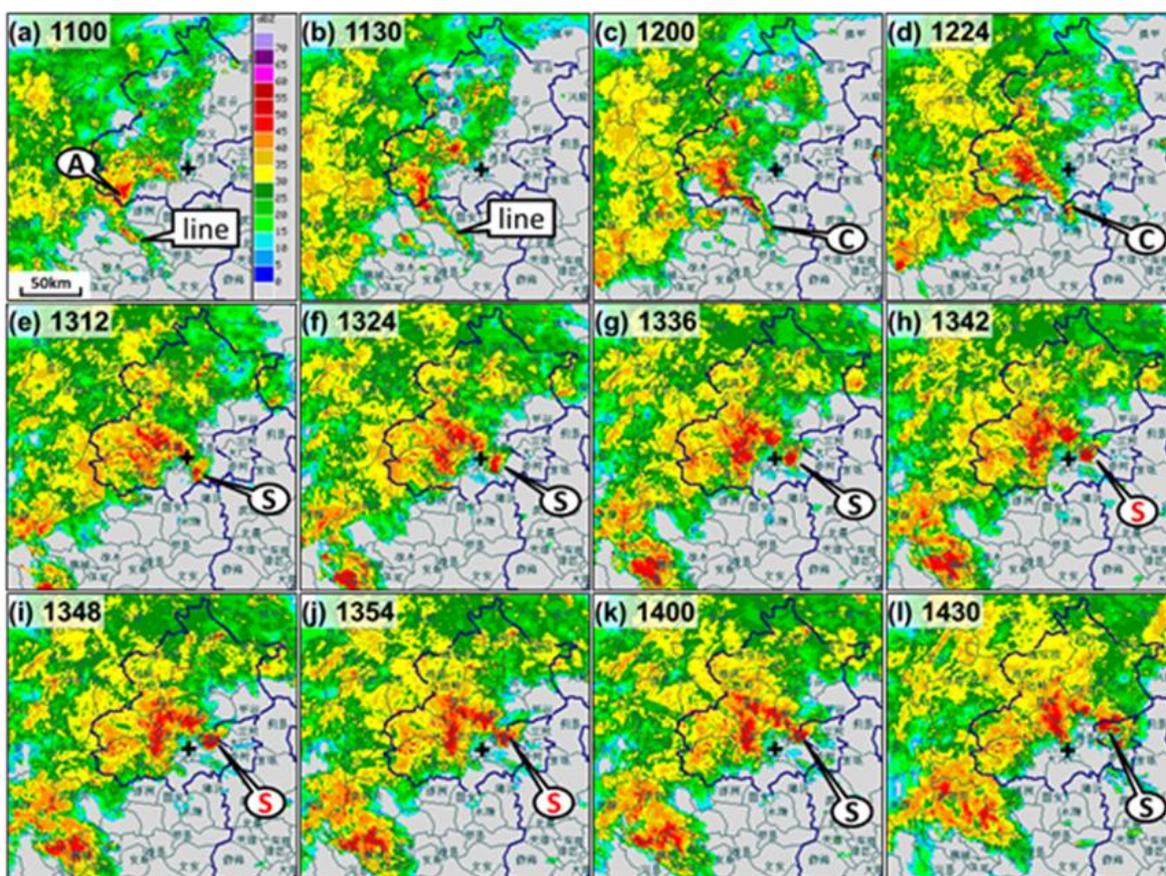


图 3.1 龙卷发生前后的北京地区雷达组合反射率演变图

Figure 3.1 Evolution of composite radar reflectivity before, during and after the tornado event

12 时 00 分（图 3.1c），在线状回波的东南端出现一个新的单体回波 C，C 在随着线状回波向东北方向移动的过程中快速增强。C 在 12 时 24 分与飚线分离（图 3.1d）。至 13 时 12 分，该对流单体成为超级单体，在图 3.1e 中用“S”标注。至 13 时 48 分，该超级单体达到最强，并在之后有所减弱。此超级单体的维持可追踪至 16 时 00 分（图略）。在超级单体的生命史中，它随着线状强回波系统向东北方向移动，穿过北京东南部地区。

超级单体在雷达 2.4° 仰角上 40 dBZ 回波等值线的结构最为清晰，在龙卷发生前后的时间段（约 13 时 40 分至 14 时 00 分）内出现了钩状回波结构和弱回波区结构（图 3.2a 和 b）。图 3.2c 和 d 中分别展示了 13 时 50 分在 2.4° 仰角上的基本反射率和径向速度，相互重合的钩状回波和中气旋的旋转结构清晰可见。在该时次，中气旋的直径约有 2 km。中气旋的直径由其在径向速度分布中所呈现的正负速度对中指向和背离雷达的速度最大值所在位置之间的距离所确定（Stumpf 等，1998）。中气旋通常指超级单体

的上升气流中垂直涡度达到一定数值的水平尺度为 2 至 8 km 的区域。垂直涡度的数值在不同研究中有不同的标准，如 Donaldson (1970) 采用 0.005 s^{-1} 的标准，Glickman 等 (2000) 采用 0.01 s^{-1} 的标准等。以 Glickman 等 (2000) 的标准，直径 2 km 的中气旋其方向角上正负速度的差值需要达到约 20 m s^{-1} 。Smith 等 (2012) 所采用的超级单体标准为最大旋转性速度大于或等于 10 m s^{-1} ，即在不大于 7 km 的范围内方向角的速度差最大值要达到约 20 m s^{-1} 的强度，同时维持时间要不少于 10 至 15 min。

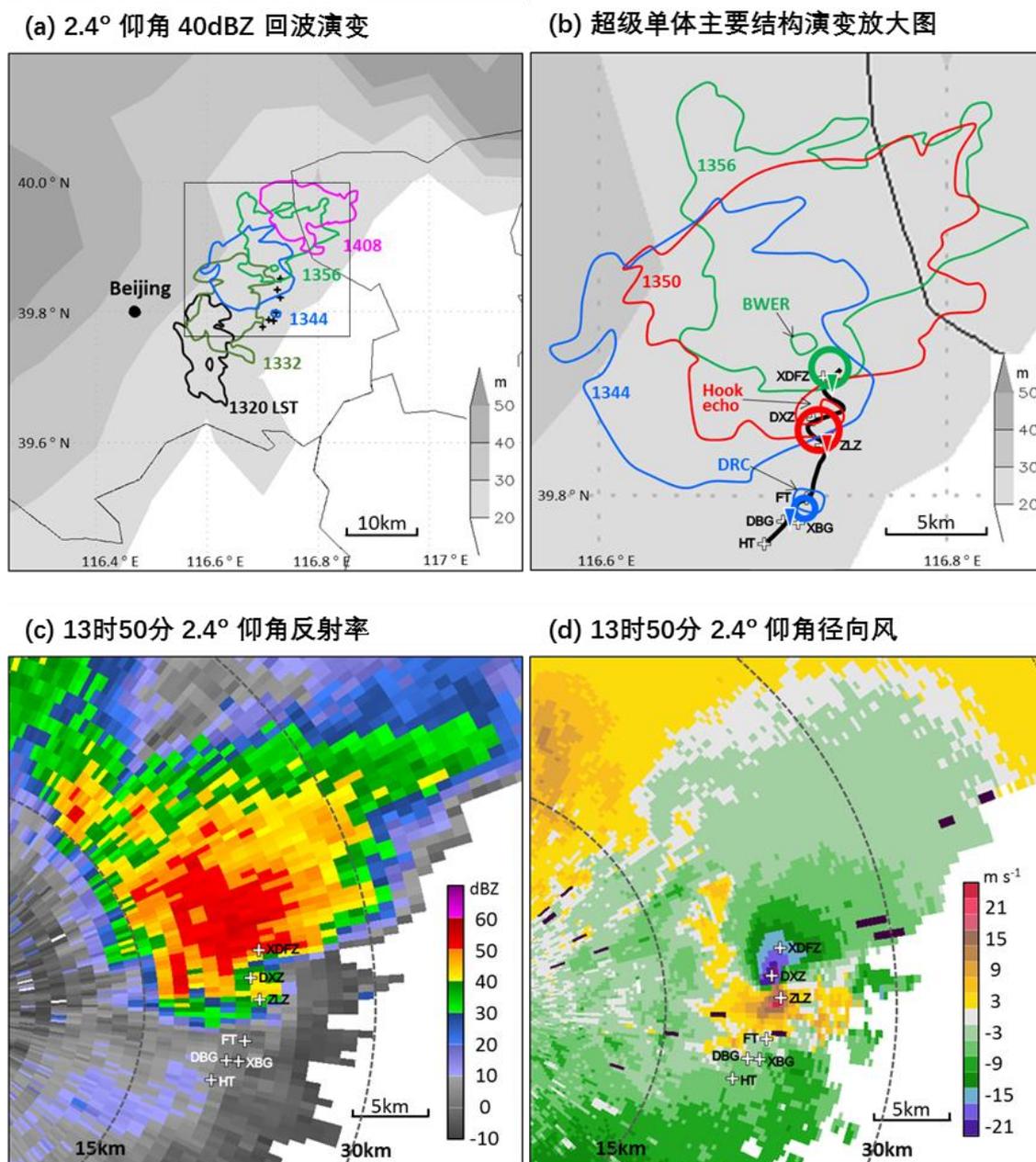


图 3.2 超级单体的二维雷达观测图

Figure 3.2 Two dimensional radar observation of the supercell

北京“7.21”龙卷过程的中气旋和超级单体达到了上述标准。为了客观定量地分析中气旋的强度变化，我们计算并绘制了中气旋强度组合图（mesocyclone strength nomogram；图 3.3；Andra, 1997；Stumpf 等, 1998；Lee 和 White, 1998）。在最初的设计中，中气旋强度组合图被用于研究一个直径为 6.5 km 的中气旋（Andra, 1997），其直径约为北京“7.21”龙卷的 3 倍。因此，本个例中区分各个中气旋级别界限的斜率需进行调整（Lee 和 White, 1998）。将北京“7.21”龙卷中 13 时 30 分至 14 时 06 分之间雷达观测的全部仰角和时次与 Andra（1997）中旋转性速度数值进行对比（图 3.3 中的实斜线），可以发现本个例中的中气旋（图 3.3 中的十字标记）在 13 时 30 分起从一个弱中气旋增强为 13 时 42 分至 13 时 54 分之间的强中气旋，又在 14 时 06 分减弱为弱中气旋。在此过程中，最大的旋转性速度数值达到 26 m s^{-1} 。此结果与 Smith 等(2012)所得到的统计规律相一致。该研究使用中气旋强度组合图的研究结果显示，约有 90% 的 EF3 到 EF5 级别的龙卷伴随有强中气旋。除此之外，北京“7.21”龙卷的中气旋强度还可以使用二维旋转强度这一参数（two-dimensional rotational strength, 2D-RS, Lee 和 White, 1998）来量化，如图 3.3 的右坐标轴所示。在北京“7.21”龙卷个例中，中气旋在龙卷发生期间的二维旋转强度高于 4。

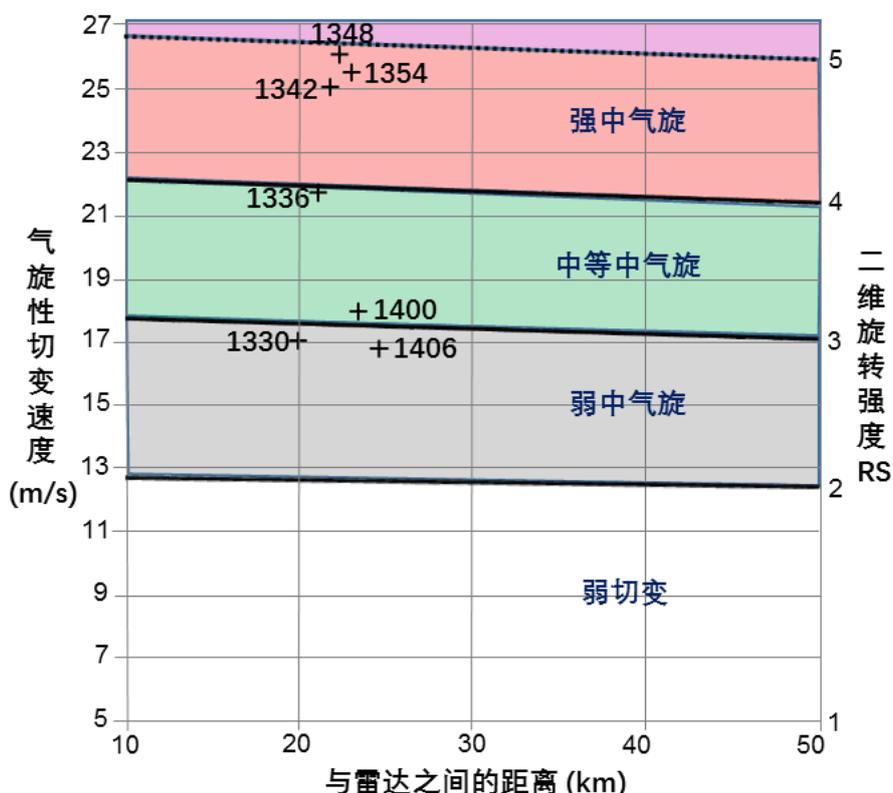


图 3.3 龙卷发生前后的中气旋强度组合图

Figure 3.3 Mesocyclone strength nomogram of the tornado event

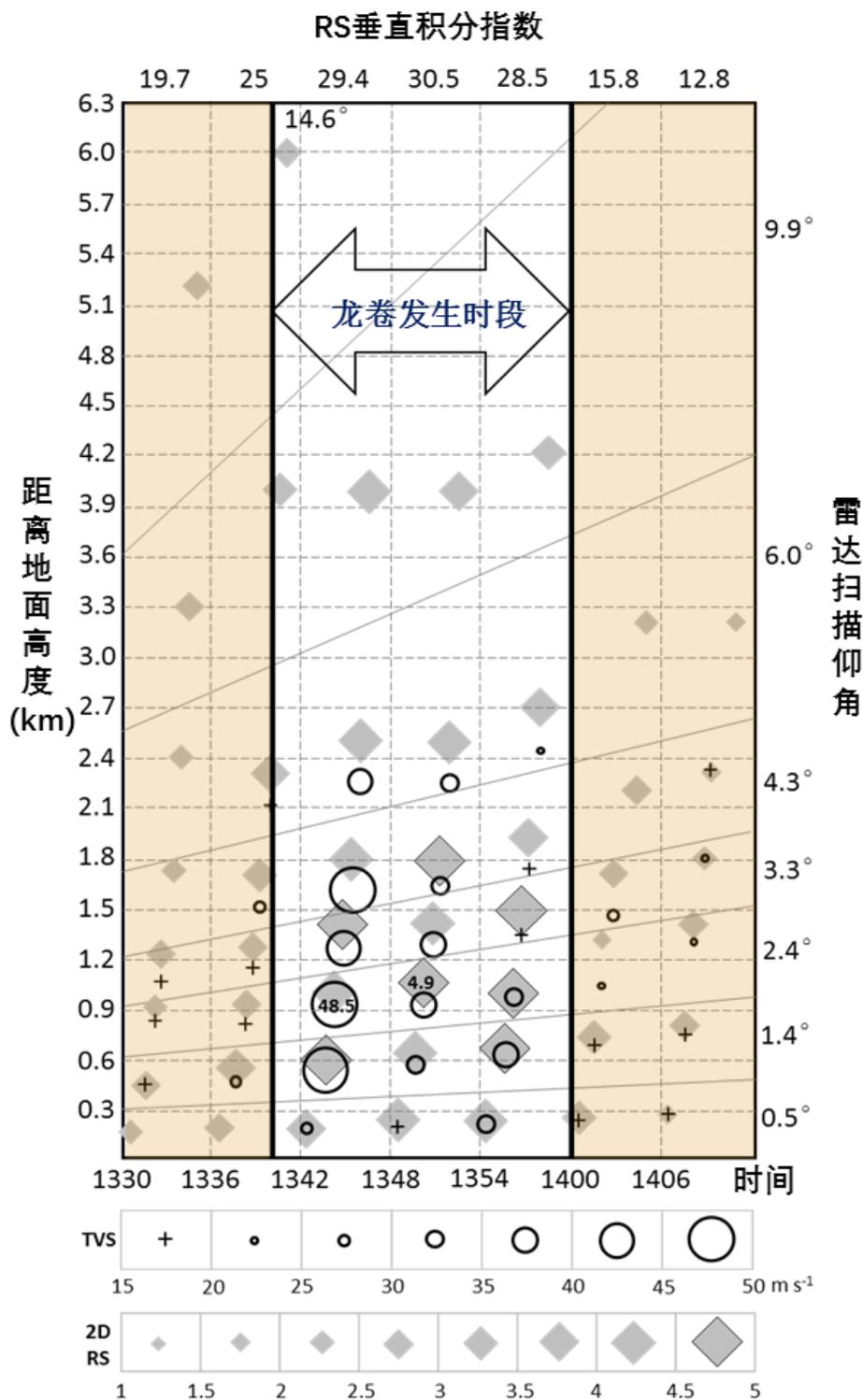


图 3.4 龙卷式涡旋特征（圆圈）与中气旋二维旋转强度（菱形）随时间和高度的分布

Figure 3.4 Distribution of TVS (circles) and 2D-RS of mesocyclone with time and height

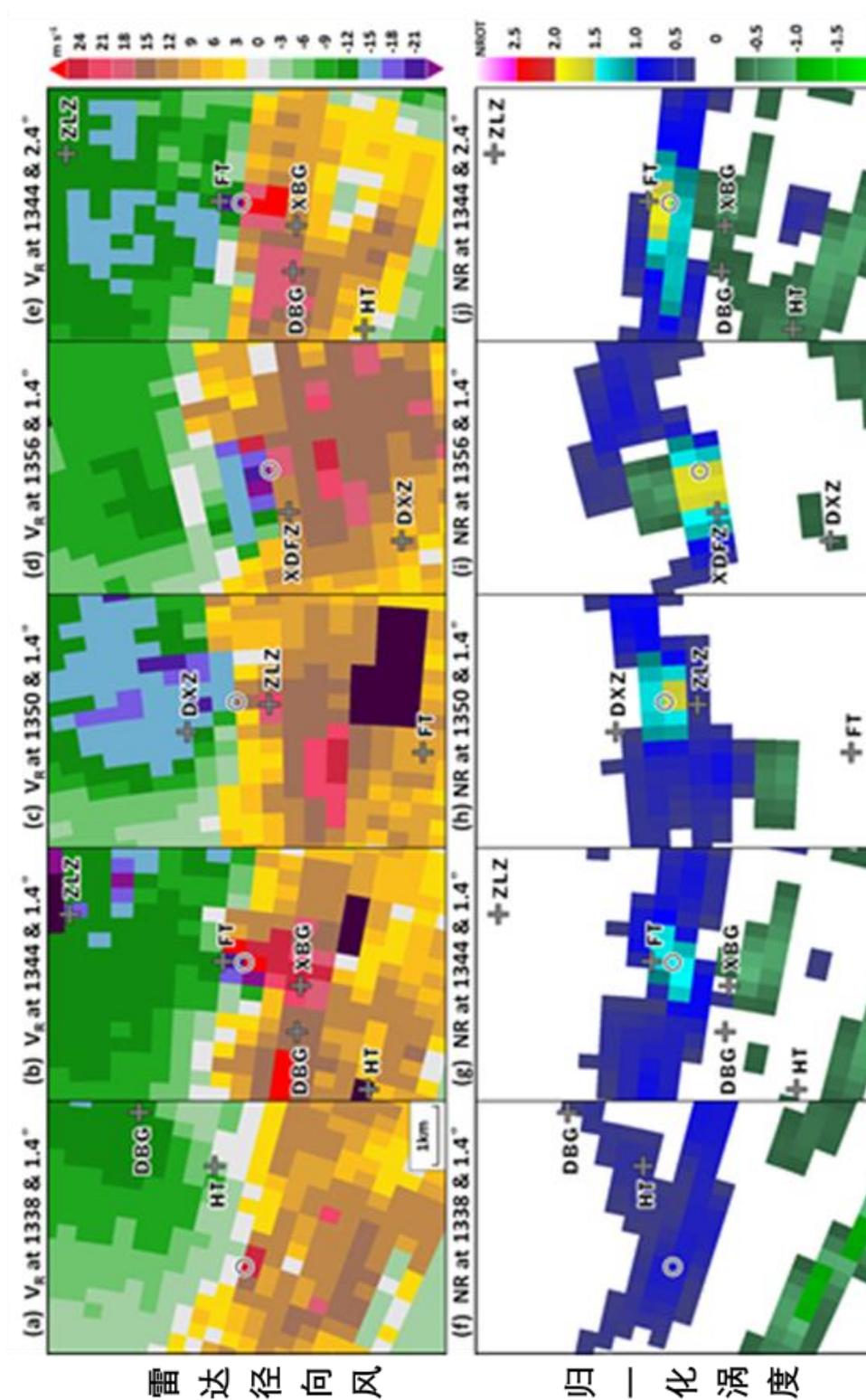


图 3.5 龙卷式涡旋特征（黑圈）的结构和演变图

Figure 3.5 Structure and evolution of the TVS (black circles)

北京“7.21”龙卷中气旋的2D-RS（图3.4，菱形）表明，中气旋在灾害发生阶段的加强在各个仰角的体扫都可观测到，其最大值出现在雷达以上500 m至2 km（ARL，above radar level）。近地面二维旋转强度和旋转强度的垂直积分（Lee和White，1998；图3.4，顶部坐标轴）在龙卷发生期间明显增大，对应了强中气旋与龙卷之间的重合和相互作用。中气旋所在的高度在形成初期约为雷达以上6 km，在消亡前降低至约3 km（雷达馈源高度约100 m）。

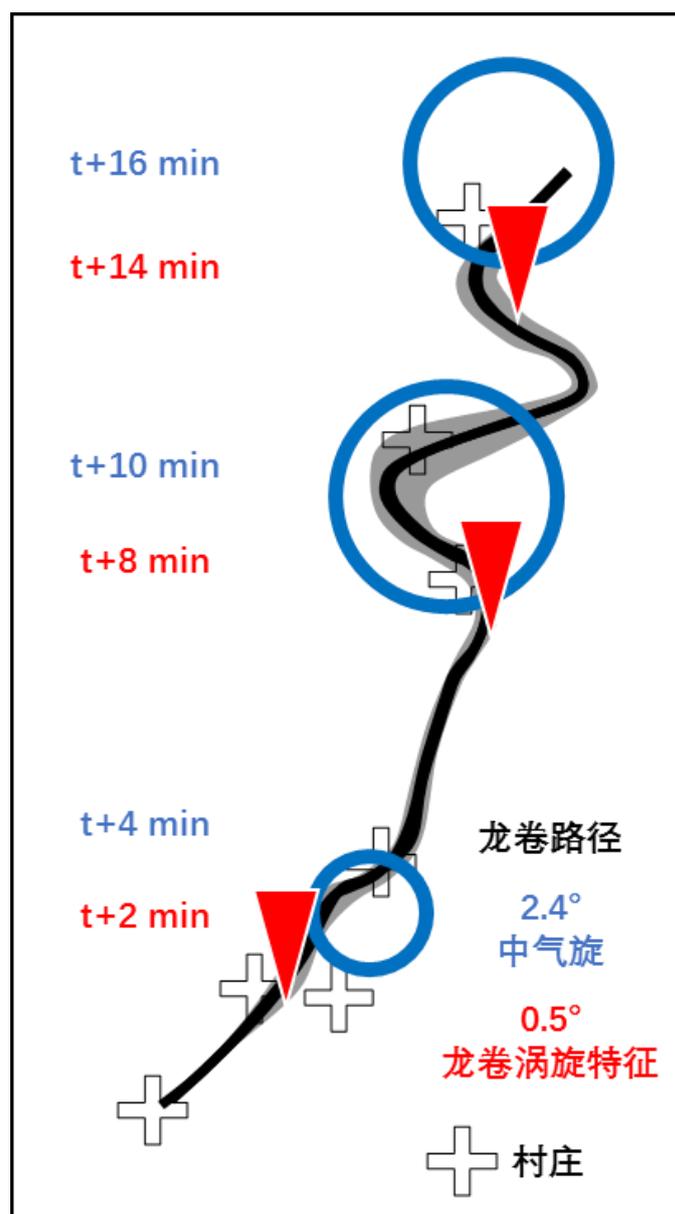


图 3.6 中气旋、龙卷式涡旋特征与龙卷路径的对应图

Figure 3.6 Distribution of mesocyclone, TVS and the tornado track

分析表明,龙卷的路径与中气旋密切相关。首先,龙卷灾害发生的阶段与中气旋强盛的时期相重合。龙卷的灾害强度在约 13 时 44 分和 13 时 50 分各出现了一次峰值,而从旋转强度的垂直积分来看,中气旋强度在这一阶段内保持稳定。在 13 时 50 分前后灾害范围的扩大很可能与中气旋在这一阶段的增大有关。在 2.4° 仰角上,中气旋的直径由 13 时 44 分的约 1 km 左右扩大到 13 时 50 分的约 2 km 左右(图 3.2b 中的实心圆)。这与相对应的 2D-RS 图在 2.4° 仰角的变化特征相一致(图 3.4)。其次,龙卷在其生命史后期的约 13 时 50 分前后出现的曲线型路径也可能与同一时期内中气旋所发生的水平尺度上的增加有关(图 3.2b)。龙卷在进入枣林庄村之前保持着近似直线型的移动路径,当时中气旋直径较小。当中气旋直径在随后增大到约 2 km 时,龙卷开始呈现出正弦曲线型的移动路径,而其摆动的幅度也与中气旋直径相当。该结果表明,龙卷的曲线型路径所产生的一种原因可能是由于龙卷本身围绕中气旋的旋转,这与 Zrnicek 和 Istok (1980) 和 Wakimoto 等 (2003) 的结论相一致。在众多的龙卷观测事实中,龙卷从其最初的直线型路径转变为曲线型路径的例子非常普遍,如 Fujita (1971b)、Fujita (1974)、Agee 等 (1976)、Bluestein (1983)、Wakimoto 等 (2003)。进一步研究中气旋直径变化对龙卷后期路径的影响是非常有意义的课题,比如,有多大比例的龙卷路径受到了影响、在哪些条件下影响程度更大等。另一方面,在下一章的模拟分析中,我们还将看到受到雷达观测分辨率限制而难以观测或者证伪的另一种可能,近地面涡度的替换造成龙卷路径摆动。

3.3 与龙卷相关的结构

除了超级单体和中气旋外,北京“7.21”龙卷的雷达观测中还可以识别出与龙卷发生更为相关的龙卷式涡旋特征、下沉反射率核和龙卷地物碎片特征结构。下面逐一进行分析。

3.3.1 龙卷式涡旋特征 (TVS)

在北京“7.21”龙卷的雷达观测中,龙卷式涡旋特征可以被清晰地识别出。龙卷式涡旋特征 (tornadic vortex signature, TVS) 是龙卷或者接近龙卷尺度的强涡旋环流在雷达观测中的一种标志性特征 (Burgess 等, 1975a 和 b; Brown 等, 1978; Glickman, 2000)。

对于龙卷式涡旋特征的判定,在已发表的文献中(如 Brown 等, 1978; Trapp 等, 1999; French 等, 2014)采用了多种不同的标准。Brown 等 (1978) 认为龙卷式涡旋特征应该是满足如下标准的一种四维特征。第一,在切向大约一个波束宽度的距离内风速切变达到 20 m s^{-1} 。第二,是具有多普勒正负极值的速度对结构。第三,是一个在不

超过 1 km 的水平范围之内速度切变的反常区域,而非大范围连续的切变区域。第四,该切变区域在垂直方向上要有至少几公里的延伸。第五,该异常的切变区域在相同高度层次上要维持 10 min 或者更久的时间。WDTB (2013) 使用了更为宽松的龙卷式涡旋特征标准,认为该切变区域的垂直分布达到 1.5 km 以上,持续时间达到 5 min 以上即可。French 等 (2013) 将龙卷式涡旋特征定义为满足如下条件的二维结构:在时间和位置上与已知龙卷所对应的气旋性切变特征,其相邻像素格的切向方向的径向速度差达到 20 m s^{-1} 以上,同时其距离不能超过 2 km。

在本研究中,对于龙卷式涡旋特征的判定结合了上述标准的关键信息。图 3.5a 至 d 给出了 1.4° 仰角的二维龙卷式涡旋特征分布。这些龙卷式涡旋特征所在的位置与图 3.5f 至 i 给出的归一化旋转参量 (normalized rotation, NR) 所反映的强局地涡旋的分布相一致。图 3.4 中不同大小的圆圈展示了达到 20 m s^{-1} 标准的不同强度的龙卷式涡旋特征的演变,而未达到 20 m s^{-1} 但高于 15 m s^{-1} 切变强度的龙卷式涡旋特征由十字形图标标注。

分析表明,灾害调查所得出的强灾害发生的时段与龙卷式涡旋特征以及中气旋的最强阶段相吻合(图 3.4)。最早被识别的龙卷式涡旋特征出现在约 13 时 37 分距离雷达高度 0.5 km 的后坨村附近位置。在约 1 min 之后,雷达以上 1.5 km 高度识别出中气旋。在之后的 6 min 之内,龙卷式涡旋特征快速加强,并在 9.9° 仰角以下的各个层次出现。伴随着龙卷式涡旋特征的强化和向下发展,最早的灾害于 13 时 40 分左右出现在位于最南部的后坨村。至 13 时 42 分,大北关村附近出现了达到雷达最低仰角的龙卷式涡旋特征。这与最早达到 EF3 级别强风灾害的树木相吻合(该树木被完全剥除表皮)。全过程中所能识别出的最强的龙卷式涡旋特征也出现在这一时次,位于 2.4° 仰角,距离雷达约 1 km 高度,强度达到 48.5 m s^{-1} (图 3.5e 和 j)。

13 时 48 分,最低的 9 个仰角的涡旋强度减弱,同时最接近地面的 0.5° 仰角上切变涡旋已经达不到龙卷式涡旋特征的标准。该切变涡度在接近地面高度的减弱与灾害在垡头村至枣林庄村之间的减弱相一致。在 13 时 54 分,切变涡度在较高层次减弱,却在最低的两个层次增强。在接近地面层次识别出比之前 13 时 42 分体扫中出现的更强的切变涡度数值。此处在近地面出现的强龙卷式涡旋特征对应了龙卷在枣林庄村后期出现的致人死亡的更强灾害和大辛庄村出现的更大范围的灾害。

从 14 时开始,龙卷式涡旋特征大幅减弱,在最低的两个仰角也不再能够识别。这与西定福庄村所观测到的龙卷灾害的终点相一致。该龙卷所对应的涡旋特征在距离雷达 1 至 1.5 km 的高度处继续维持了约 12 min 后逐渐消散。

需要指出的是, 0.5° 仰角的龙卷式涡旋特征与灾害路径的弯曲相吻合(图 3.6)。龙卷式涡旋特征是雷达观测中最接近龙卷尺度、最能代表龙卷的观测特征。即便如此,250 m 的水平分辨率仍不足以解析龙卷,雷达观测本身也不足以证明龙卷的发生。

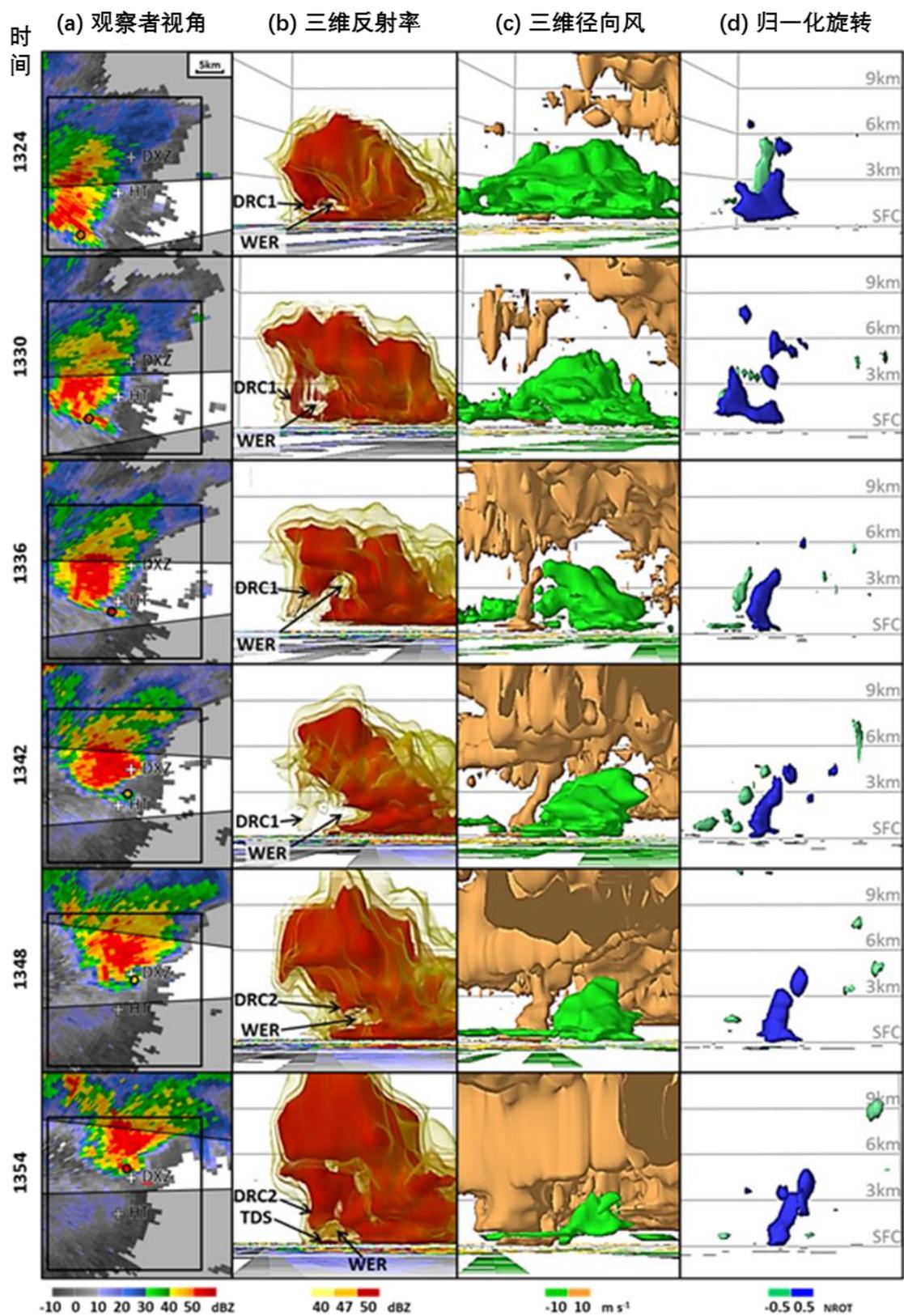


图 3.7 下沉反射率核三维结构演变图

Figure 3.7 Three-dimensional structure and variation of DRC

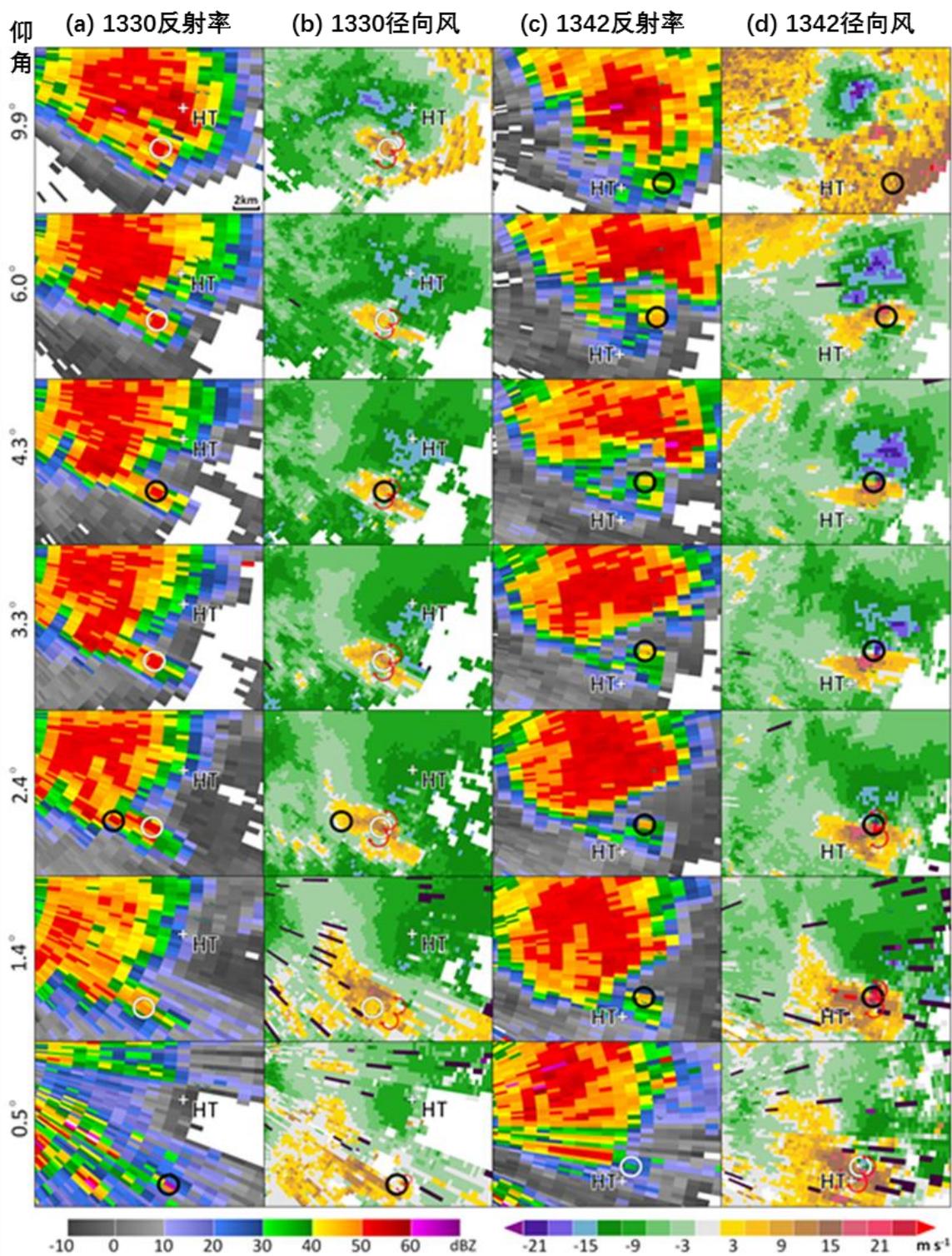


图 3.8 下沉反射率核在关键时次不同仰角的观测结构

Figure 3.8 DRC structure at specific time and various elevation angles

3.3.2 下沉反射率核 (DRC)

北京“7.21”龙卷的雷达观测中出现的另一个与龙卷相关的特征是下沉反射率核 (Descending Reflectivity Core, DRC)。下沉反射率核是指雷达观测中, 超级单体弱回波区域后侧 (rear side) 悬垂下来的降水粒子结构 (Rasmussen 等, 2006)。

从 13 时 24 分起, 也就是龙卷最初灾害出现的约 16 min 以前, 2.4° 仰角出现了回波臂 (appendage) 结构 (图 3.7a 和 b)。事实上, 该回波臂往往就是钩状回波。其内部最大反射率数值达到了 Rasmussen 等 (2006) 所定义的与回波臂结构中最小数值的差值大于或等于 4 dB 的标准。使用基于双线性插值算法的 GR2Analysis 软件生成的反射率三维等值面显示, 在 50 dBZ 等值面形成了从弱回波区域等处向下悬垂的泡状 (bloblike) 结构。至 13 时 30 分, 该悬垂向下发展至近地面的低层高度, 这标志着完整下沉反射率核的形成 (图 3.7 中的 DRC1)。该时次体扫的多个仰角上, 在下沉反射率核的范围内, 其局地反射率最大值与回波臂结构中最小数值之差达到了 4 dB 的标准 (图 3.8a 中的黑色圆圈)。在下沉反射率核的判定中需要考虑其垂直方向上的连续性, 反射率回波在回波臂内部的最大值符合前述 4 dB 的标准并不能够保证此连续性。因此, 在某一体扫内的最大值应在其上下也同时满足这一标准。图 3.8 中白色圆圈给出了那些在某仰角上尽管并没有达到 4 dB 的标准, 但是却满足回波悬垂在垂直方向的连续性的反射率最大值。与前人的研究工作 (如 Rasmussen 等, 2006) 类似, 该下沉反射率核还伴随有明显的小型急流, 其位置与反向旋转的涡旋对相伴随 (图 3.8b)。涡旋对中的气旋性涡旋在 13 时 30 分体扫中的全部 9 个仰角均与相应高度的中气旋紧密关联 (图 3.7c)。在归一化旋转参量的三维场中也有涡旋对的清晰呈现 (图 3.7d)。

在北京“7.21”龙卷的雷达观测中, 一个有趣的现象是, 龙卷的形成发生在第一个下沉反射率核向上收缩的过程中 (图 3.7b)。在 13 时 36 分, 最初出现龙卷灾害的几分钟之前, 50 dBZ 强度的回波等值面已向上收缩, 而 40 dBZ 和 47 dBZ 仍然保持着延伸至近地面最低观测层次。至 13 时 42 分, 龙卷式涡旋特征达到最强, 地面灾害也开始出现, 此时的下沉反射率核仅有 40 dBZ 等值面继续维持着接地 (图 3.7b; 图 3.9a 为放大图)。龙卷的生成与下沉反射率核及其向上收缩之间的联系、下沉反射率核的成因等问题有待进一步研究。这在国际上已发表的文章中仍未被讨论。尽管此时该下沉反射率核在最大反射率数值的强度上有所减弱, 其结构在除 0.5° 仰角以外的全部仰角上都达到了 4 dB 的差值标准 (图 3.8c; 图 3.9a)。在 0.5° 仰角上, 与 1.4° 仰角反射率最大值所在位置在垂直方向相延续的部分, 局地反射率极值仍达到了较明显的程度, 尽管低于 4 dB 的标准 (图 3.9b)。因此, 此时的下沉反射率核在全部仰角上仍然保持着合理的垂直方向的连续性 (图 3.8c; 图 3.9a), 而在近地面层次的减弱更为明显, 体现出在垂直方向上的向上收缩过程。更为重要的是, 在这一时次的观测中, 该下沉反射率核

所伴随的气旋性涡旋与龙卷式涡旋特征在近地面的 0.5° 仰角完全重合，同时对应了地面所观测到的灾害（图 3.9c）。反向旋转的涡旋对中的反气旋性涡旋随时间减弱，这在雷达径向速度（图 3.8d）和归一化旋转参量（图 3.7d）的分布中均可看出。

与已发表的观测分析不同的是，本研究观测到龙卷再次加强之前也伴随着一个新的下沉反射率核的出现。至 13 时 48 分，第一个下沉反射率核在 40 dBZ 等值面上已完全消失，同时形成了一个回波更强、直径更宽的下沉反射率核结构（图 3.7 中的下沉反射率核）。该下沉反射率核形成于弱回波区域顶部的中间位置。这一结构出现在紧邻强风灾害增强之前。在此下沉反射率核发展的 13 时 48 分至 13 时 54 分之间，三维场中的涡度负值区域几乎无法识别（图 3.7c 和 d）。这可能是由于中气旋水平直径的扩大。以上分析表明，北京“7.21”龙卷的生成和再次增强之前，分别发生有一次下沉反射率核的形成过程。龙卷生成之前下沉反射率向上收缩，龙卷再次增强之前有另一个下沉反射率核形成，这些现象在过去的观测研究中并未被明确提及。下沉反射率核的出现，可能不仅对于龙卷的生成有一定的预示意义，而且可能对于龙卷强度的再次增强有着潜在的预示意义。综合考虑已发表的文献中关于下沉反射率核与龙卷生成之间关系的论述（如 Rasmussen 等，2006；Kennedy 等，2007；Byko 等，2009；Markowski 等，2012a 和 b），北京“7.21”龙卷的形成过程与下沉反射率核之间有多大程度的关联有待进一步研究。

3.3.3 龙卷地物碎片特征（TDS）

龙卷地物碎片特征（TDS, Tornado Debris Signature）是指约 1 km 宽、高度较低的一种与龙卷相关的特征。龙卷地物碎片特征被认为是由龙卷所卷起的沙尘和碎屑的集合体在空中反射雷达波而形成的。严格来讲，龙卷地物碎片特征的判定需要依赖于对其成分的识别，即通过偏振雷达（polarimetric radar）来确定其回波的相态（Ryzhkov 等，2005）。根据 2013 年修订的 AMS 术语对龙卷定义的更新，被卷起的碎片和沙尘所构成的旋转体被补充为与漏斗云同等重要的龙卷关键特征，识别龙卷碎片特征的意义可见一斑。Bunkers 和 Baxter（2011）也称其为“回波点”（echo dot）。

在 13 时 54 分的体扫中，西定福庄村所在位置附近出现了龙卷地物碎片特征（图 3.7b；图 3.10a 为放大图）。北京“7.21”龙卷的雷达观测中所呈现的龙卷地物碎片特征为扁泡状的强度为 50 dBZ 的近地面反射率等值面，高度约为 1.6 km（图 3.10a 和 b）。此处观测到的接近地面的反射率最大值为 54.5 dBZ，这符合 Ryzhkov 等（2005）所定义的标准。它极有可能是由之前的龙卷再加强后的强盛阶段在大辛庄村卷起的各种残骸物所构成，既对应于龙卷在大辛庄村造成的范围最广的灾害，也与目击者所描述的漫天飞舞的沙尘、瓦片等的描述相吻合。由于龙卷经过大辛庄村期间没有低仰角层次的雷达观测，我们无法确认大辛庄村位置是否有龙卷地物碎片特征，但从灾害情况的

演变可以推测，在大辛庄村极有可能出现相似的结构。

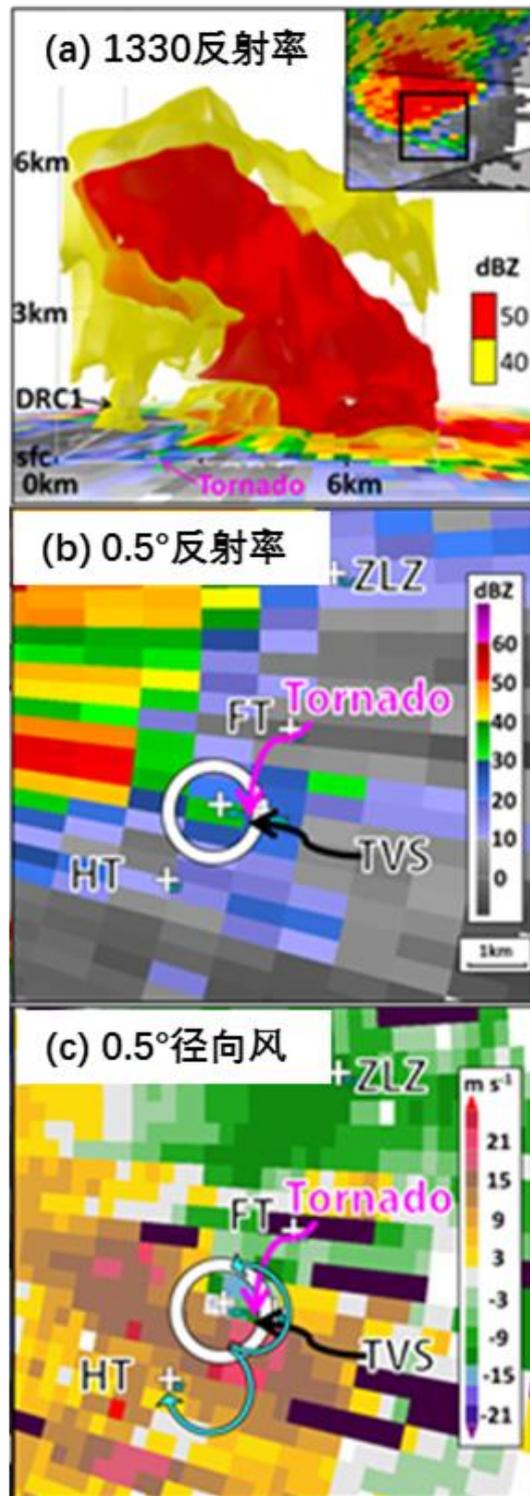


图 3.9 下沉反射率核与龙卷式涡旋特征及龙卷位置

Figure 3.9 Locations of DRC, TVS and the tornado

在本个例的研究中，尽管由于缺少偏振雷达观测资料的佐证，无法从其内部物质的成分来进行判定，但基于 Bunkers 和 Baxter (2011) 所提出的判定标准，该观测非常符合龙卷地物碎片特征。第一，在钩状回波的顶点附近出现了局地性反射率极大值(图 3.10b)。第二，泡状近地面回波出现在有龙卷发生的西定福庄村(图 3.10b)。第三，在该泡状回波内，接近地面层次的反射率数值最大，在其上方反射率随高度减小(图 3.10c)。第四，泡状回波出现在强龙卷式涡旋特征之后并与之相伴随(图 3.10d)。综上所述，该泡状回波为 S 波段多普勒天气雷达所观测到的龙卷地物碎片特征结构。

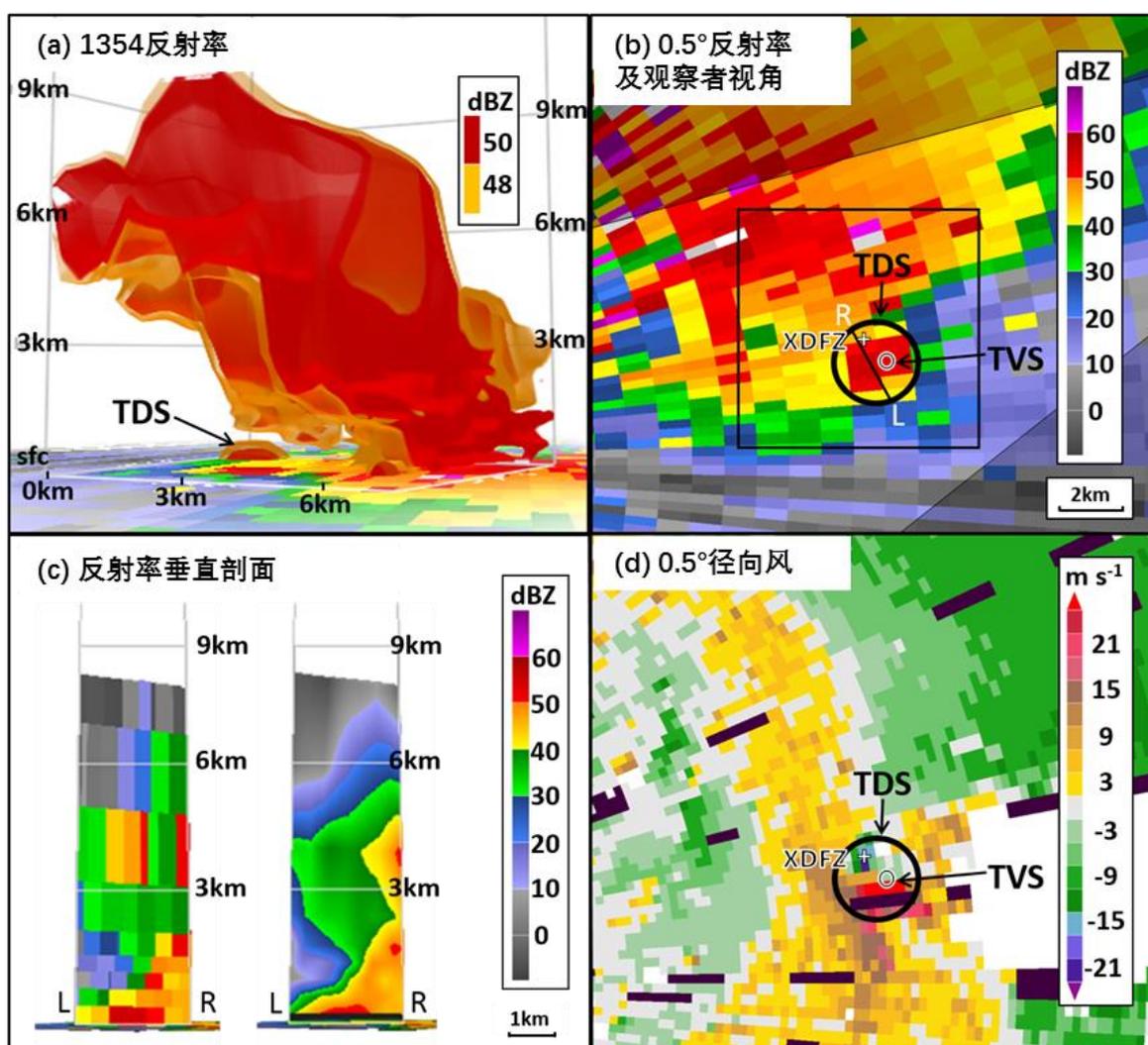


图 3.10 龙卷地物碎片特征的结构图

Figure 3.10 Structure of the TDS

3.4 小结

本章通过多普勒天气雷达资料分析,并结合龙卷灾害调查的相关事实,研究了龙卷母体超级单体和中气旋的雷达演变特征,并进一步识别出了龙卷式涡旋特征、下沉反射率核以及龙卷地物碎片特征。

本文的雷达分析表明,北京“7.21”龙卷是一个超级单体龙卷,该超级单体形成于一条西北至东南走向的飚线的南端,沿着自西南向东北的方向经过北京东南部地区,并在龙卷发生前后的时间段内出现了钩状回波结构和弱回波区结构。龙卷发生地点距离雷达仅 20 km 左右,这为对龙卷性超级单体结构特征的细致观测提供了条件。

超级单体中可以清晰分辨中气旋结构。该中气旋强度偏强,质心较低。龙卷造成灾害的时间与中气旋强度较强的时段相重合。在龙卷后期,路径呈现出曲线型可能与中气旋加强和增大有关。

龙卷式涡旋特征首先在距离雷达 500 m 高度出现并随时间快速向上和向下发展。当邻近地面的最低仰角出现龙卷式涡旋特征时,对应着较强地面灾害的发生。

超级单体中先后有两个下沉反射率核结构出现,它们分别对应于龙卷生成之前和龙卷再次加强之前。龙卷的形成发生在第一个下沉反射率核向上收缩的过程中。对应于龙卷生成之前的第一个下沉反射率核在风灾出现前约 16 min 形成。与美国的许多个例相似,伴随着该下沉反射率核出现了反向旋转的正负涡度对结构,并出现了对应的小型急流。其中的气旋性涡旋就对应了 0.5° 仰角出现的造成最初的地面灾害的龙卷式涡旋特征,以及它所代表的龙卷本身。第二个下沉反射率核的发展在龙卷的短暂减弱的过程中,在其发生再次增强之前。

龙卷地物碎片特征在龙卷后期出现。龙卷地物碎片特征为扁泡状的强度为 50 dBZ 的近地面反射率等值面,直径约为 1.6 km。

这些雷达特征分析进一步证明,龙卷是造成 2012 年 7 月 21 日北京通州张家湾镇风灾的原因。

第四章 北京“7.21”龙卷过程的天气背景分析和触发环境

本章从天气学、动力学角度，分析北京“7.21”龙卷发生发展的天气形势和探空环境条件。首先讨论龙卷发生的大尺度环流背景和天气系统配置，然后通过临近探空廓线分析和物理量诊断分析，深入讨论龙卷发生发展的物理条件，并通过敏感性研究，寻找龙卷性超级单体形成的关键环境因子。

4.1 环流形势与天气系统配置

本节对北京“7.21”龙卷的环流形势和天气系统进行简要分析，所采用的资料为实况天气图、地面加密观测站资料、多普勒天气雷达资料和美国国家环境预报中心(NCEP)全球预报系统(Global Forecast System, GFS)的最终分析资料(Final Analysis, FNL)。分析表明，北京“7.21”龙卷发生在一个有利于中尺度对流系统形成的大尺度背景环境之中。

在高层是反气旋性辐散场、负涡度增加的区域。从21日08时到20时200 hPa天气图上可以看出，南亚高压表现为加强、北抬、东扩，北京处于高空急流(High-Level Jet, HLJ)出口区的右侧，龙卷发生区的上空是高层辐散加强、负涡度增加区，这是东亚季风季节性北跳，是华北主汛期开始的征兆。总体上说，高层形势有利于深厚强对流的发展，有利于超级单体风暴的产生。

在中层是副高外围、冷涡南侧槽前西南气流控制。从7月21日08时500 hPa天气图可以看到典型的华北暴雨和强对流天气环流形势，关键是两个大尺度天气系统(图4.1a)。一个关键系统是盘踞在黄河以北的亚洲中高纬度地区强大的冷涡系统。该冷涡非常深厚，发展于从200 hPa到850 hPa的主要层次(图略)。冷涡的位势高度中心位于贝加尔湖附近，与之相配合的温度冷中心在其西侧，也就是说冷中心落后于低气压中心，说明冷涡还在发展阶段，冷涡系统正在向东推进。在冷涡环流中不断有槽逆时针移动，将西伯利亚冷空气带向我国北方地区。21日08时冷涡南部的西风槽位于河套地区附近，14时西风槽已经移到山西境内(图4.1b)。温度槽落后于高度槽，因此，在槽后是强盛的冷平流，在槽前是暖平流。高空槽的东移带来冷空气向华北一带的入侵。另外一个关键系统是发展强盛的西太平洋副热带高压系统。副热带高压系统正在迅速地向西北方向推进，这是东亚夏季风季节性北上导致我国主要降雨带的季节性北跳的重要标志。21日08时和14时，588 gpdm线已经控制江淮地区，586 gpdm线控制山东大部分地区，584 gpdm线到达河北中部。副热带高压的西北侧是强盛的西南气流，将

暖湿空气向华北一带输送。随着副高的向北推进和槽的向东移动，其相向运动有利于华北一带的气压梯度加大，西南气流加强。另外，也需要注意另外两个系统，一个是位于吕宋岛以西的台风“文森特”，正向我国东南沿海移动；另一个是位于孟加拉湾地区的热带低压系统。这两个低值系统有利于将南海—太平洋和孟加拉湾—印度洋水汽向我国输送（在 700 hPa 流场图上可以看到两条水汽带向华北地区的输送，图略），在副高的作用下，为华北地区提供源源不断的水汽，支撑了“7.21”特大暴雨的水汽供应。这从 700 hPa 和 850 hPa 天气图上的风矢量可以看得非常明显（图 4.1c 至 f）。

在中低层有中 α 尺度气旋性涡旋，其前部是正涡度平流、西南低空急流和充足的水汽供应。从 700 hPa 和 850 hPa 天气图上都可以看到，在华北地区西部表现为闭合的低压系统，在 700 hPa 风场上更可以看出气旋性风场，说明这是一个中 α 尺度气旋性涡旋（图 4.1c 至 f）。从北京时间 7 月 21 日 08 时到 14 时的 6 小时之内，该涡旋持续东移接近北京。随着该中尺度涡旋的靠近，700 hPa 的低空急流（Low-Level Jet, LLJ）显著增强，将充沛的暖湿气流向东北方向输送至北京上空（可从图 4.1c 至 d 的风矢量中看出）。低层表现为辐合和气旋性涡度的逐步增加。此外，从高空急流和低空急流的配置看也非常有利于强对流产生（图略）。

根据整层可降水量（图 4.1a 和 b，阴影区域）和 700 hPa 及 850 hPa 水汽混合比（图 4.1c 至 f，阴影区域）显示，在龙卷发生前的这 6 小时之中，紧靠北京以南区域的水汽含量显著增加。在 850 hPa 和 700 hPa 水汽通量和水汽通量散度图上可以看到，北京处于水汽通量高值区的前缘，是水汽通量辐合区，表明水汽从南部向北京的输送（图略）。低空的增暖和增湿在北京地区上空形成了持续增强的不稳定区域，极有利于包括超级单体在内的强对流系统的发展。

在地面天气图上，21 日 14 时，山西和河北南部有低压系统控制，从 08 时到 14 时，低压区从西向东移动。龙卷发生地处于这个低压系统的地面倒槽区，地面气压一直在降低，温度在升高。

上述环流形势和高低空天气系统配置是强对流天气发生发展的有利环境条件。相对于中尺度对流系统而言，龙卷是小概率事件，也有其特定的环境条件，比对流系统更为苛刻，只在相对短的时间段、相对小的局地出现。探空站间隔百千米量级，高度天气图上系统至少也是中 α 尺度。要通过高空天气图分析小尺度龙卷的环境条件是困难的。北京“7.21”龙卷的临近探空在时间和空间上都有着很好的代表性，这为进一步的环境分析提供了基础。

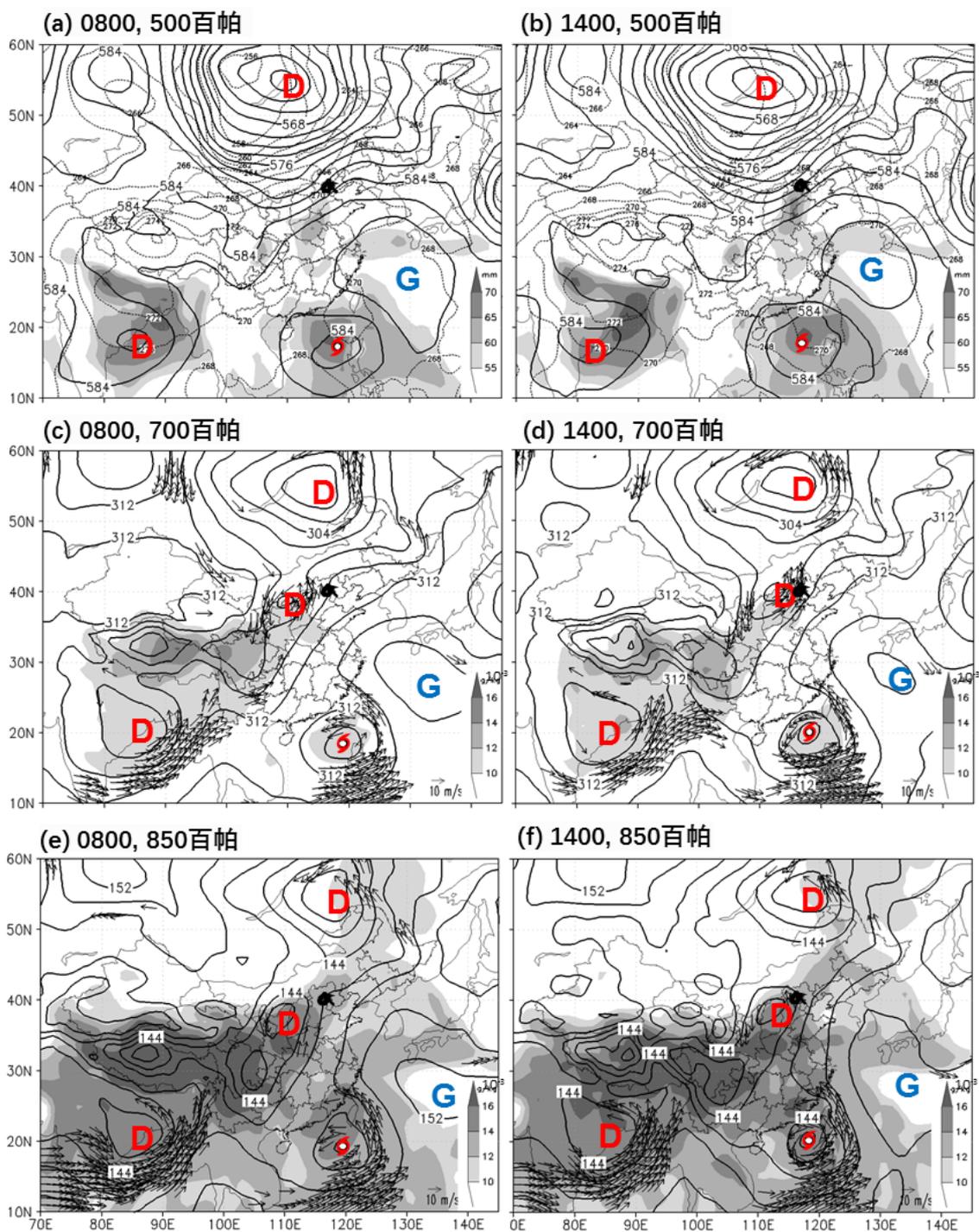


图 4.1 北京“7.21”过程的天气形势图（数据来源：NCEP, FNL）

Figure 4.1 Synoptic environment of the 21 July 2012 Beijing case (Data: NCEP/FNL)

4.2 临近探空资料的环境特征

4.2.1 斜温图和风玫瑰图

本文所分析的临近探空环境采用了距离龙卷发生位置仅有约 20 km 的北京观象台 L 波段无线电探空观测。该探空覆盖从地面至最高 30 km 的高空，可以对温度、气压、相对湿度、风向和风速进行直接观测，并实时将观测时间、所在高度和经纬度信息回传至地面接收站。该站 7 月 21 日 14 时的探空不仅在空间上距离龙卷仅仅 20 km 左右，其实际的观测起始时间（GPS 所记录的探空气球释放时间）为 13 时 15 分，并在龙卷发生的 13 时 40 分之前就完成了地面以上 6 km 之内的观测（图 4.2），具备了十分宝贵的时间和空间代表性。

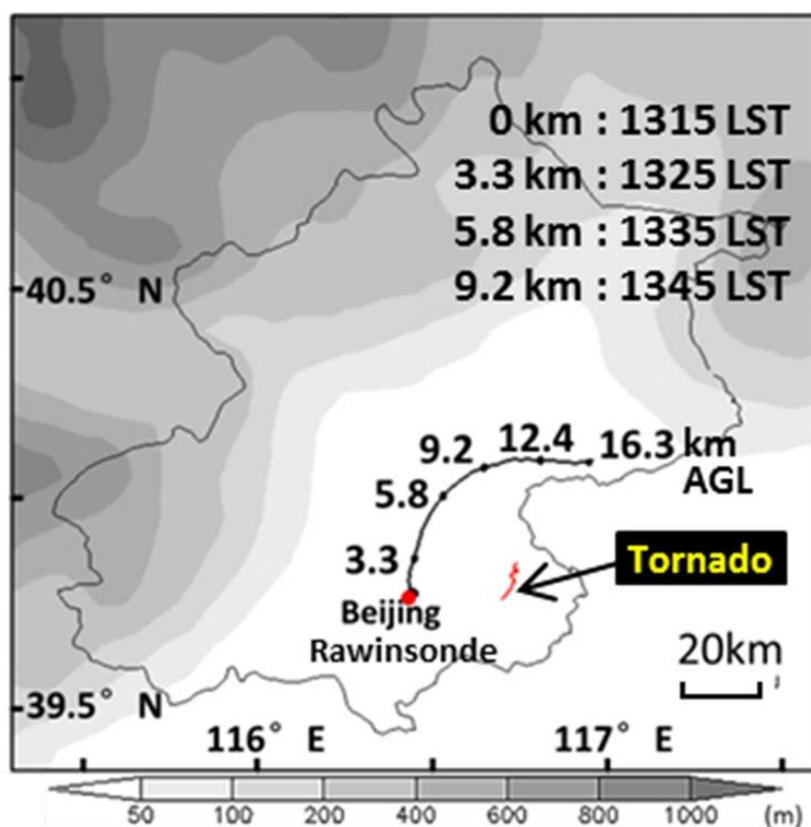


图 4.2 探空轨迹及相应时次所在的高度

Figure 4.2 Trace of the sounding and its height at specific time

北京观象台的探空资料清晰地展示了从北京时间 08 时至 14 时之间环境不稳定性 and 低空垂直风切变的增强（图 4.3）。进行了虚温订正的以地面为气块起点（Surface-Based, SB）的对流有效位能（Convection Available Potential Energy, CAPE）从 08 时的 1625 J kg^{-1} 增长到 14 时的 2737 J kg^{-1} （图 4.3a 和 b）。由于对流抑制的数值为 0，地面本身已

是气块最不稳定层次的所在位置，因此以地面为气块起点的对流有效位能等于以最不稳定层次为气块起点的对流有效位能。然而，使用混合层平均高度为气块起点(Mean-Layer-Based 或者 Mixed-Layer-Based, ML, 地面至地面以上 1 km 高度计算的混合层平均) 计算出来对流有效位能却很低(表 4.1)。随着抬升凝结高度的降低，地面以上最低的 100 hPa 内的层次中湿度增加(图 4.3a 和 b)，这是一个更有利于超级单体形成的变化(Craven 和 Brooks, 2004)。以混合层平均高度为起点的对流抑制和抬升凝结高度也呈现出相似的特征。这符合 Brooks 等(2003)、Evans 等(2002)等文献中指出的强低层垂直风切变和低抬升凝结高度是有利于强龙卷发生的环境。

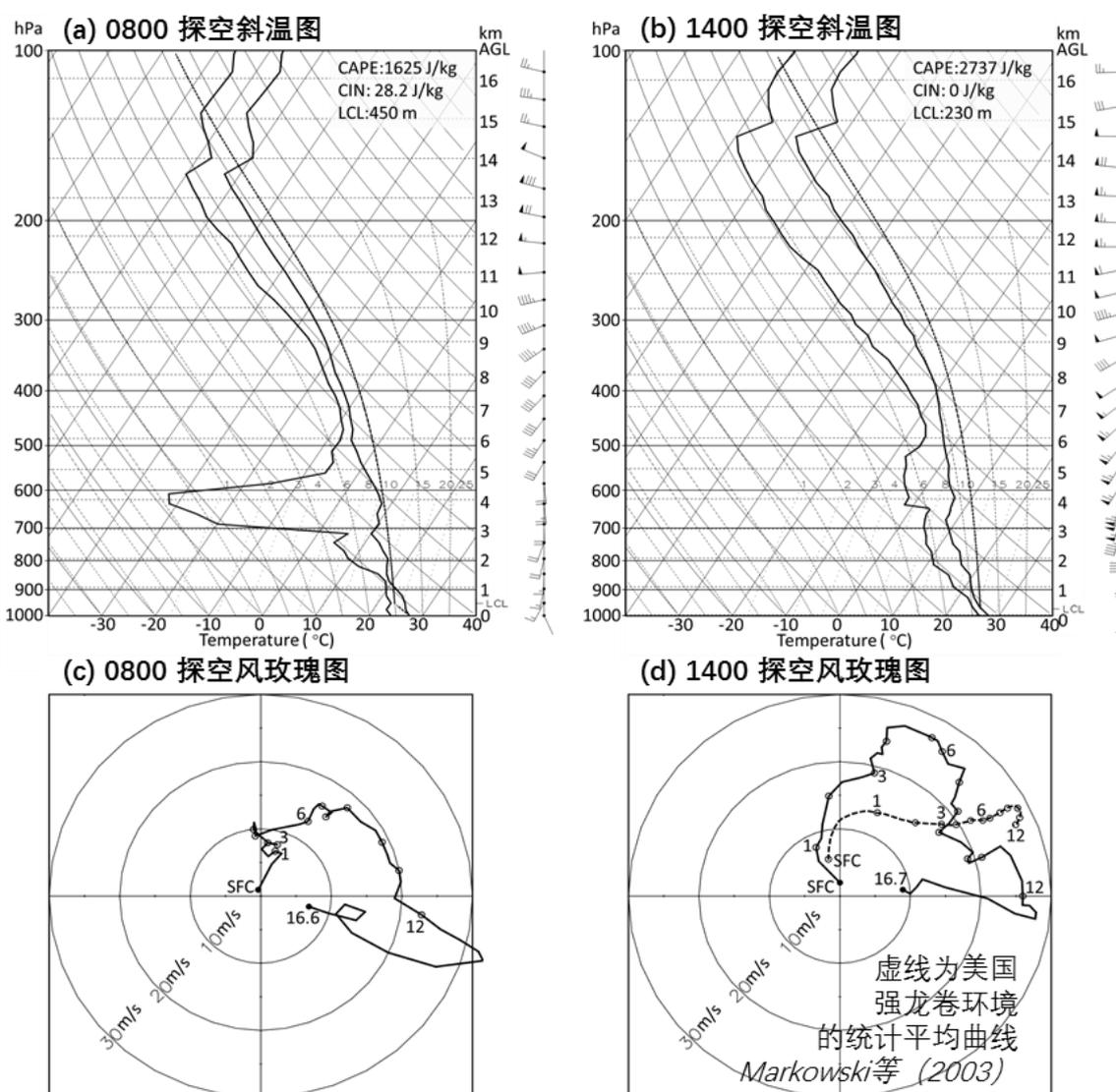


图 4.3 北京观象台探空观测的斜温图和风玫瑰图

Figure 4.3 Skew-T and hodograph diagrams of the Beijing rawinsonde

探空资料的风玫瑰图 (wind hodograph) 中也可以看出低层垂直风切变的增加 (图 4.3c 和 d)。地面至地面以上 6 km 的垂直风切变在 14 时达到了 23.4 m s^{-1} , 这比 6 小时之前提高了 9 m s^{-1} , 同时风矢量随高度的顺时针旋转特征也显著增强。Markowski 等 (2003) 给出了美国龙卷性超级单体的风玫瑰图统计结果的平均曲线 (图 4.3d 中的虚线)。与该平均结果相比, 北京“7.21”龙卷性超级单体临近探空的风玫瑰图具有偏小的地面至地面以上 1 km 垂直风切变, 而地面至地面以上 3 km 以及 6 km 的垂直风切变数值相似, 顺时针旋转的特性则更为明显。

4.2.2 龙卷探空参量的统计对比

为了进一步分析该临近探空环境对于超级单体的形成, 特别是龙卷生成的有利性, 我们将 14 时探空的相关参量计算结果与美国龙卷个例的统计研究结果相比较。

Rasmussen 和 Blanchard (1998) 给出了基于 1992 年美国探空观测资料的超级单体和龙卷预报参量的基准值。在他们的统计工作中, 探空按照所发生天气系统的不同分为三类。第一类是非超级单体的常规雷暴或对流单体 (non-supercell thunderstorms or ordinary cells, ORD), 简称常规型。第二类是没有强龙卷生成的超级单体风暴 (supercells without significant tornadoes, SUP), 简称超级单体型。第三类是伴随有强龙卷生成的超级单体风暴 (supercells with significant tornadoes, TOR), 简称强龙卷型。在他们的分类中, 强龙卷是指造成 F2 或者更高级别灾害强度的龙卷。由于北京“7.21”龙卷的评级为 EF3 (详见第二章), 适用于对比的分类应为第三类。

表 4.1 北京观象台 14 时探空的环境参量

Table 4.1 Environmental parameters calculated with the Beijing rawinsonde

	CAPE	CIN	LCL	SHR1	SHR6	SRH1	SRH3	EHI1	EHI3	VGP	SCP	STP
	J kg^{-1}	J kg^{-1}	km	m s^{-1}	m s^{-1}	$\text{m}^{-2} \text{s}^{-2}$	$\text{m}^{-2} \text{s}^{-2}$					
SB	2737	0	0.23					1.25	4.48	0.397	18.9	2.7
ML	746	-0.2	0.71	7.1	23.4	73	262	0.34	1.22	0.207	5.2	0.54

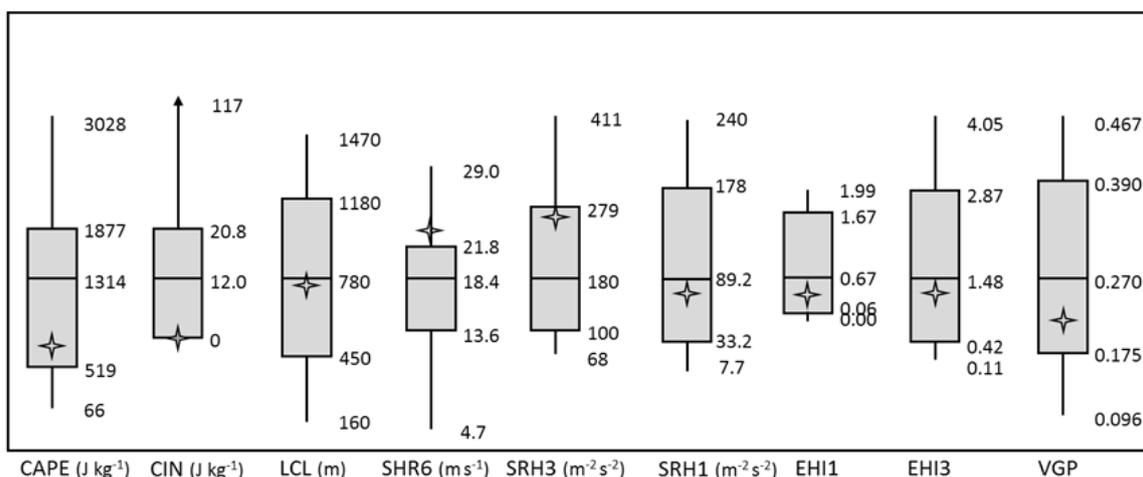
为了实现与 Rasmussen 和 Blanchard (1998) 统计结果的比较, 本研究选取了与其相同的以混合层平均高度为气块起点的探空参量计算, 同时进行了虚温订正 (表 4.1, 图 4.4a 中的十字形图标)。计算结果表明, 以混合层平均高度为气块起点的对流有效位能数值偏低, 已接近统计分布中位于中间 50% 数值的下界。北京“7.21”龙卷的探空环境中, 达到了 0 的对流抑制是非常有利于龙卷形成的。

与对流有效位能不同, 地面至地面以上 6 km 的切变 (SHR6) 数值很高, 达到了美国统计结果的数值较高的 25% 区段。地面至地面以上 3 km 的相对风暴螺旋度 (Storm

Relative Helicity, SRH3) 接近了中间 50%区段的上界。地面至地面以上 1 km 的相对风暴螺旋度 (SRH1) 则接近了中间 50%区段的中位数。这表明, 北京“7.21”龙卷的探空环境中, 与风场相关的环境条件对于龙卷的形成十分有利。

相比于以上分析的单参量, 综合考虑了能量和切变等信息的探空混合参量更加有助于区分龙卷性和非龙卷性环境 (Rasmussen 和 Blanchard, 1998; Thompson 等, 2003; Rasmussen, 2003)。本文的结果表明, 地面至地面以上 1 km 的能量螺旋度指数 (energy-helicity index, EHI1; Rasmussen, 2003) 和涡度生成参数 (Vorticity generation parameter, VGP; Rasmussen 和 Blanchard, 1998) 均位于 25%至 50%之间的区段之内 (图 4.4a)。

(a) 与基于实际观测的探空统计结果对比



(b) 与基于RUC模拟的探空统计结果对比

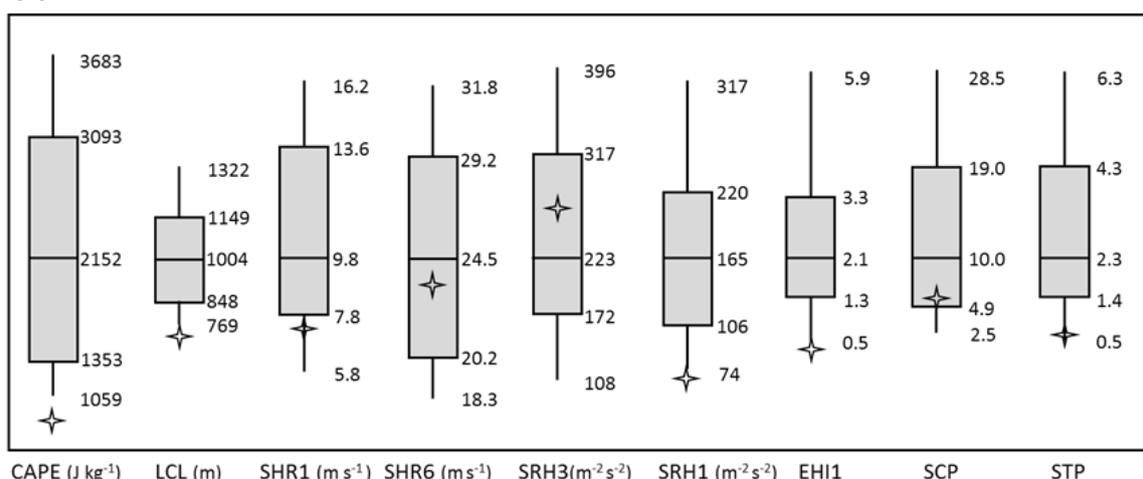


图 4.4 北京观象台 14 时探空环境参量与美国统计结果的对比

Figure 4.4 Comparison of the Beijing rawinsonde parameters with US statistics

考虑到地面至地面以上 1 km 的能量螺旋度指数更加有助于区分强龙卷型与其它两

种类别 (Rasmussen, 2003), 这里对北京“7.21”龙卷临近探空的地面至地面以上 1 km 的能量螺旋度指数进行分析比较 (图 4.5a)。结果表明, 本个例中的数值达到了常规型的最大 10% 区段, 超级单体型超过中位数的区段和强龙卷型不到 50% 的区段。这一结果表明, 北京“7.21”龙卷所形成的环境非常有利于超级单体的形成, 特别是由于其较强的低层垂直风切变。

前面讨论的这类基于实际观测的探空资料得到的统计结果的一个较大的局限性在于, 由于探空观测在时间和空间上的稀疏性, 具有良好代表性的临近探空比例较小, 这大大减小了实际可用于统计分析的龙卷个例的样本数目。为弥补这一不足, Thompson 等 (2003) 给出了基于快速更新循环 (Rapid Update Cycle, RUC) 预报系统中得到的临近探空的龙卷个例探空参量统计结果 (图 4.4b)。该工作所使用的参量也都是基于以混合层平均高度为气块起始位置的计算方法。所采用的混合层高度为地面以上最低的 100 hPa, 这与地面以上最低的 1 km 高度近似。

对比 Rasmussen 和 Blanchard (1998) 与 Thompson (2003) 的统计结果, 使用快速更新循环预报系统得到的有利于强龙卷形成的探空参量数值区间比实际探空观测结果具有更强的不稳定性和垂直风切变。在与 Thompson (2003) 统计结果的比较中, 北京“7.21”龙卷的临近探空环境表现得更加不利于强龙卷的形成 (除了变得更加有利的抬升凝结高度以外)。

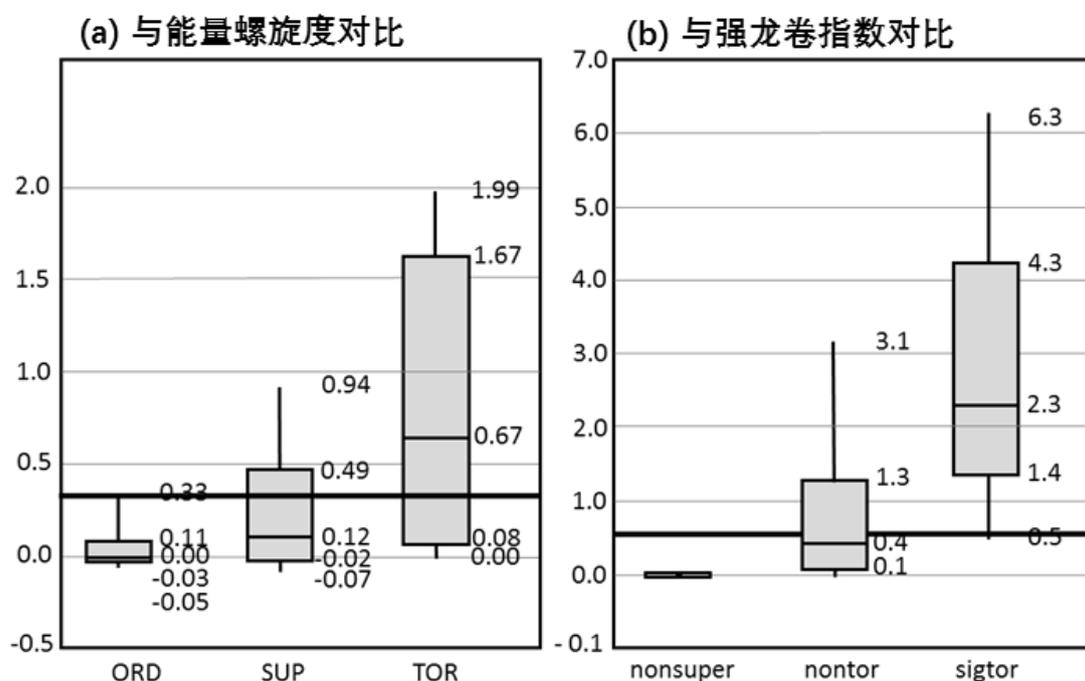


图 4.5 北京观象台 14 时探空环境参量与能量螺旋度指数以及强龙卷指数的对比

Figure 4.5 Comparison of the Beijing rawinsonde EHI1 and STP with US statistics

强龙卷参数 (Significant Tornado Parameter, STP) 是一个可以有效区分强龙卷性超级单体和普通超级单体的组合探空参量 (Thompson 等, 2003; Thompson 等, 2012)。该统计中的强龙卷参数的分类中包含“无超级单体的对流”(nonsuper)、“无强龙卷的超级单体对流”(nontor)和“有强龙卷的超级单体对流”(sigtor)这三类,与 Rasmussen 和 Blanchard (1998) 中常规型、超级单体型和强龙卷型的分类相似。对比结果显示,北京“7.21”龙卷临近探空的强对流指数(图 4.5b 中的实线)远远大于“无超级单体的对流”类型结果中最高的 10%,接近“无强龙卷的超级单体”类型的中位数,而在“有强龙卷的超级单体对流”类型中仅仅达到了最低的 10%附近。此结果进一步表明,北京“7.21”龙卷的探空环境非常有利于无强龙卷的超级单体的形成。这与前面基于实际探空观测得到的统计结果相一致。

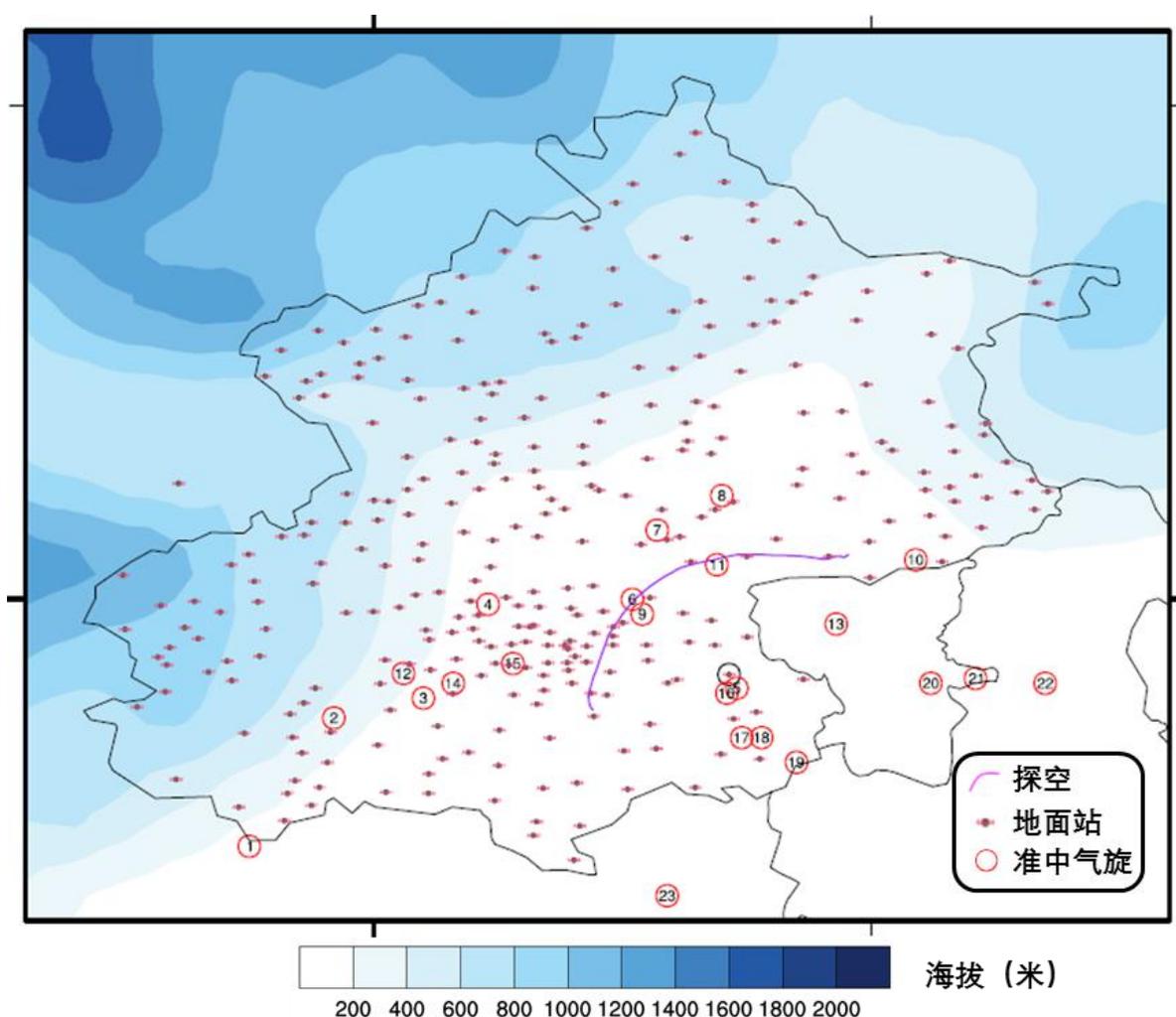


图 4.6 北京及周边区域达到速度标准的准中气旋分布图

Figure 4.6 Distribution of the quasi-mesocyclones that meet the velocity standard near Beijing

也就是说,较强龙卷的發生的可能性尽管存在,却很有限。根据统计,2012年7

月 21 日当天在北京地区共可识别出的达到速度差值标准的准中气旋共有 24 个，尽管许多强度很弱且持续时间不长（图 4.6；表 4.2）。在这些准中气旋中仅有一个产生了龙卷也恰恰印证了探空环境的这一特征。

表 4.2 北京及周边区域达到速度标准的准中气旋列表

Table 4.2 Distribution of the quasi-mesocyclones that meet the velocity standard near Beijing

编号	时间	正负速度差	归一化旋转
1	10:14	22.5	0.85
2	11:56	24.5	0.57
3	12:50	25.5	0.97
4	13:26	23.0	0.49
5	13:50	52.5	1.84
6	13:56	29.5	0.97
7	14:32	26.5	0.45
8	14:50	27.0	0.69
9	14:50	27.5	0.69
10	15:20	36.5	0.97
11	15:20	23.0	0.61
12	16:32	42.0	1.44
13	16:38	21.5	0.65
14	17:38	26.5	0.42
15	17:50	24.0	1.05
16	20:26	31.5	0.85
17	20:38	31.5	1.09
18	20:44	31.5	1.21
19	20:56	34.0	1.01
20	21:38	21.5	0.61
21	21:50	28.0	0.69
22	22:20	21.5	0.69
23	23:14	25.5	0.77
24	02:50	27.5	0.93

4.3 超级单体形成的关键环境因子

4.3.1 模拟方法和参数设置

本研究使用的是美国大气研究中心 (NCAR) George H. Bryan 博士研发并维护的中尺度云解析模式 CM1 (Cloud Model version 1, release 17)。CM1 被设计用来在中尺度数值模拟中实现大涡模拟 (Large Eddy Simulation, LES), 并在近十余年来越来越广泛地应用于超级单体和龙卷的研究工作 (如, Markowski 和 Richardson, 2014a; Markowski 等, 2014; Dahl 等, 2014)。该模式的详细情况可以参见 Bryan 和 Fritsch (2002) 以及 Bryan 等 (2003) 两篇文献。与前人研究工作的基本思路相同, 本研究使用一条基本探空廓线生成水平方向均匀的初始场, 通过在其中加入椭球形热泡的初始热力扰动来实现对流触发。

与之前大多数已发表的使用理想模拟的研究工作不同, 本工作中所使用的基本探空廓线是实际观测中所得到的。该探空廓线来自北京观象台 (区站号: 54511) 于北京时间 2012 年 7 月 21 日 14 时的汛期加密探空观测 (图 4.2), 对于本次龙卷性超级单体过程具有良好的时间和空间代表性。根据探空气球所携带的 GPS 定位仪器所记录的信息, 探空气球的实际施放时间为 13 时 15 分, 这距离龙卷实际的开始时刻 13 时 40 分提前了 25 分, 而其施放位置在龙卷路径以西约 20 km 处。而在释放之后, 探空气球在上升过程中朝东北方向呈抛物线形轨迹运动, 并在 13 时 45 分之前完成了对地面到 6 km 高度层次之间的观测, 这较好地反映了龙卷发生之前其上游邻近区域的背景环境特征。

为了揭示北京“7.21”龙卷及其超级单体产生的关键环境因子, 我们使用 08 时和 14 时的临近探空生成初始场, 分别在热泡的初始扰动下进行模拟。模拟的参数设置以前人工作为基础, 并通过试验和调整, 最终确定为可以得到最佳模拟效果的组合。模拟中并未使用均匀网格或者嵌套网格, 而是使用了拉伸网格。在水平方向上, 在中央的 20 km \times 20 km 的区域范围内, 其分辨率设定为均一的 100 m, 而在此向外至 120 km \times 120 km 的区域内, 其分辨率均匀拉伸为最外侧的 900 m。在模拟过程中, 网格在水平方向被设定了恒定的移动速度 (1.85 m s⁻¹ 向东, 9.44 m s⁻¹ 向北), 以使高分辨率的部分跟随系统而移动。在垂直方向上, 在最靠近地面的 1 km 高度内, 网格的分辨率为均一的 50 m, 而在此以上至上边界 18 km 高度之间, 其垂直分辨率均匀拉伸为最顶层的 500 m。

模拟中所采用的初始热泡扰动为一个水平方向半径 10 km 的正圆形、垂直方向半径 1.4 km 的旋转椭球体。热泡中心的最高温度扰动为 4 K, 向旋转椭球体外界均匀减弱至 0 K。该探空资料有三个主要的版本, 一是最简单的特性层探空资料版本, 二是具有 60 个层次的分钟级别精度的探空资料版本, 三是具有 2504 个层次的秒级别精度的探空资料版本。对于超级单体的模拟, 这里采用的是特性层探空数据。

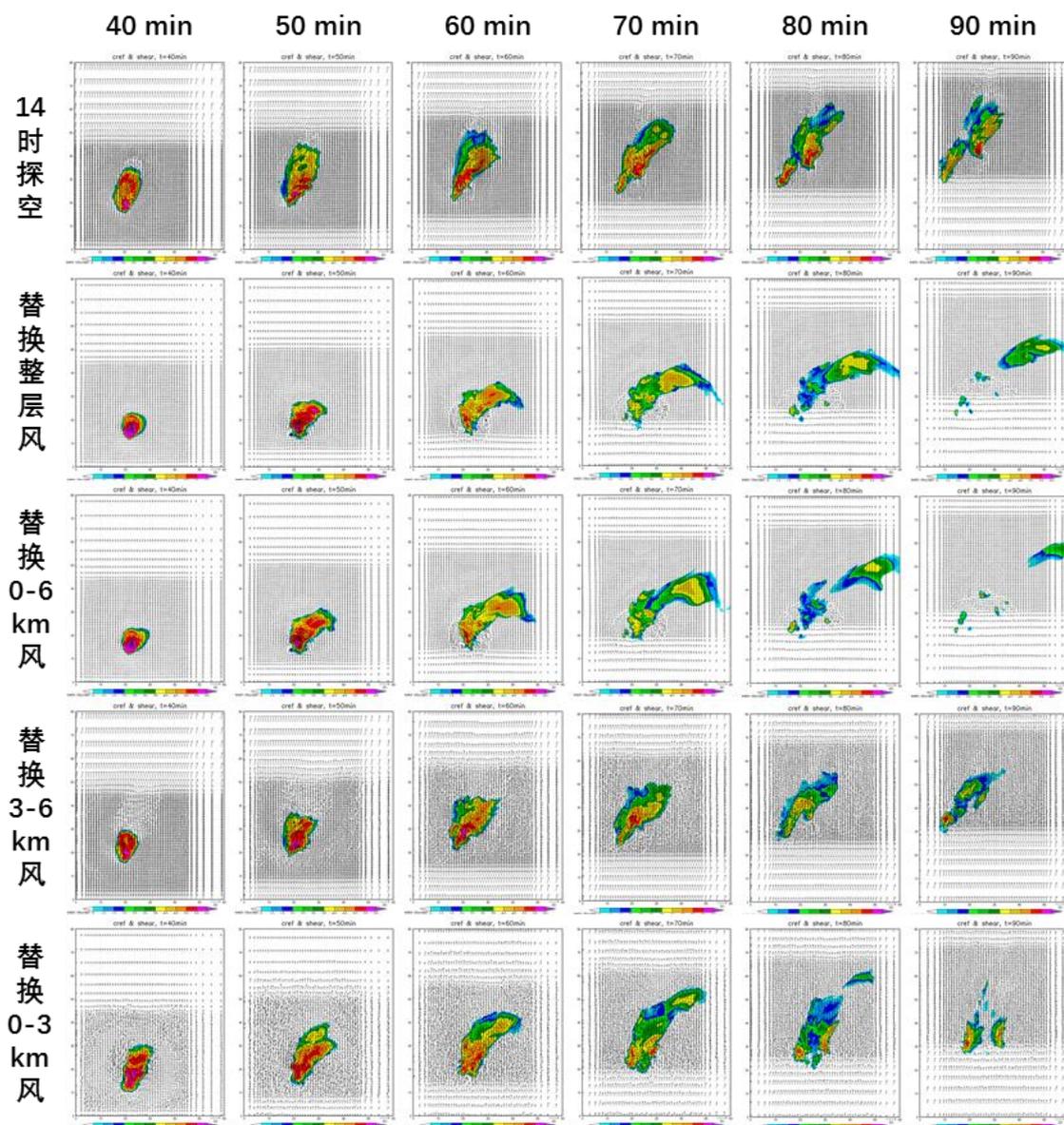


图 4.7 使用 08 时探空对 14 时探空进行部分替换的试验结果

Figure 4.7 Results of replacing 1400 sounding with part of 0800 sounding

模拟的其它参数主要沿用了模式提供的默认设置。为保证计算稳定性满足稳定性判据的要求，积分的时间步长设定为 1 秒，并采取了可以提高计算效率的自适应化步长动态调整（self-adaptive）方案。水平和垂直方向都采用了 5 阶近似的平流方案。实际中龙卷发生的位置在北京东南部的平原地区，尽管对于整个“7.21”暴雨过程的大尺度降水系统而言西部山区的地形可能有很大作用，但是对于该超级单体和龙卷而言西北部山区的地形作用可以忽略不计，因此模拟中没有考虑下垫面地形的影响。在湿过程方面，研究中没有使用早期模拟中较为常用的 Kessler 单参数（single moment）暖云

降水方案，也没有采用 Markowski 和 Richardson (2014a) 中所使用的简化干过程方案，而是使用了 Morrison 双参数 (double moment) 的微物理方案 (Morrison 等, 2009) 以更好地描述超级单体和龙卷发展中的湿物理过程。此外，高分辨率的模拟中不涉及常规中尺度模拟中存在的积云对流参数化方案的选取和可靠性问题。侧边界条件为开放边界条件，而上下边界均为无摩擦作用的自由边界条件 (free-slip)。模拟的积分时间为 2 h，模拟结果的输出间隔为每 5 min 一次。

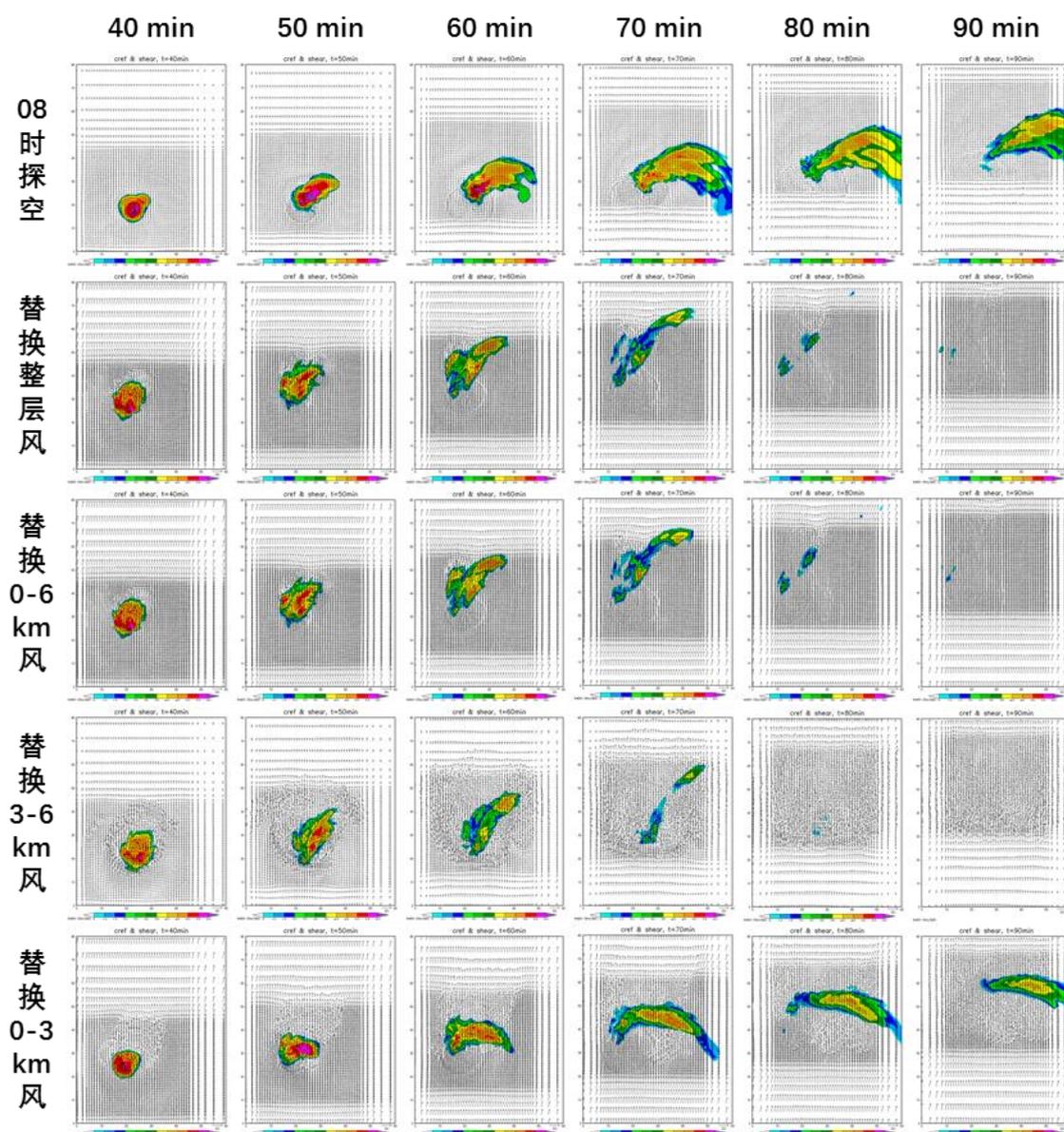


图 4.8 使用 14 时探空对 08 时探空进行部分替换的试验结果

Figure 4.8 Results of replacing 0800 sounding with part of 1400 sounding

4.3.2 控制试验和敏感性研究

分别使用北京观象台 7 月 21 日 08 时与 14 时探空可以得到截然不同的结果。在使用 14 时北京观象台探空作为水平均匀初始场的热泡扰动模拟中,可以得到分裂之后向右移动的超级单体,伴随有中气旋、弱回波区以及钩状回波(图 4.7, 第一行)。然而,在使用 08 时探空廓线而其它条件不变的模拟试验中,所形成的对流单体并不具备上述超级单体的典型特征,其形态和结构也都与雷达观测相差甚远(图 4.8, 第一行)。其云砧范围很大并且向东扩散延伸,在其对流主体的范围内也没有明显涡旋中心及其对应的弱回波区或者钩状回波。

从探空条件来看,08 时的探空廓线具有更小的对流有效位能和更弱的低层垂直风切变,难以形成同等强度的超级单体或者强对流系统是合理的。也就是说,考虑地形和天气系统演变,在 7 月 21 日整个特大暴雨过程中,只有 14 时前后,北京才出现了有利于龙卷发生发展的环境条件。这就说明,不能简单地以大范围环流形势、天气系统配置讨论龙卷发生环境。

那么,在这两个相隔 6 小时的探空曲线中,究竟是哪些因素的变化造成了龙卷的发生条件变得更为有利?为了解答上述问题,我们使用了探空廓线分变量、分层次替换进行模拟试验的研究方法。具体而言,就是分别改变不同层次的探空廓线,考察对模拟结果产生的影响,从而探讨探空环境的变化中,对于超级单体乃至龙卷的发生有利的关键因素。

首先使用 08 时探空的整层风场替换 14 时次的整层风场,而温湿场保持 14 时的廓线不变(图 4.7, 第二行),尽管可以激发许多强对流单体,但是有组织的超级单体却无法形成。与之相反,使用 14 时探空的整层风场替换 08 时次的整层风场,而温湿场保持 08 时的廓线不变(图 4.8, 第二行),则在切变减弱而热力条件不变的情况下,形成的强对流单体很快消散。

这表明,形成有组织的超级单体的必要条件是 14 时的风场。也就是说,对于在对流触发之后所形成的强对流单体的种类和形态而言,风场的影响远比温湿场重要。不稳定能量和水汽所起到的作用更多的是作为强对流产生的基本先决条件,它可以影响强对流是否生成,以及生成的强对流能否维持,但是究竟会出现怎样的天气系统、能否产生超级单体、甚至于有没有发生龙卷的潜在可能,这些主要由风场条件决定。

进一步而言,不同层次的风场所起到的作用有何区别呢?试验结果表明,不同层次之间的垂直风切变的强度对于超级单体结构和演变的影响在不同的热力和水汽条件下具有不同的结果。地面至 6 km 高度的风场比 6 km 以上的高层风场更为重要,后者在本个例中的转变对系统发展的影响甚小。

首先,使用温湿条件更好的 14 时探空为基础进行的分层次替换试验,考察不同层

次风场对超级单体形成和演变的影响。如第 4.2 节所分析的, 该探空具有更大的湿度和更强的不稳定性, 更加有利于超级单体的形成。

我们采用特定层次的风场逐一替换 14 时的探空廓线。替换 0 至 6km 层次风场与替换整层风场的差异很小 (图 4.7, 第二、三行)。这表明, 6 km 以上的高空层次的替换对结果影响很小。替换 6km 以上风场的结果与不替换的结果相差也很小 (图略), 印证了这一结论。这并非因为两个时次探空的高空风场之间差异很小。事实上, 与 08 时相比, 在 200 hPa 高度附近存在的高空急流在最大强度上有所降低, 而在厚度上向上下层次都有明显拓展 (图 4.3a 和 b)。然而, 可能是由于系统的垂直发展较低, 在水平均匀场的理想模拟中, 这种差异所造成的影响 (比如高空急流范围的扩大使得高空辐散有所加强) 并没有体现出来。

进一步分别替换 0 至 3 km 高度之间以及 3 km 至 6 km 高度之间风场的试验表明 (图 4.7, 第四、五行), 3 至 6 km 之间的风场改变影响了云砧的形状和超级单体的形态, 而地面至 3 km 之间的风场则主要影响了系统的移动和模拟前期分裂过程的发生。由于 08 时的探空中在近地面层次的风场存在一个先随高度逆转然后再顺转的过程, 引入该层次信息的模拟结果在分裂之后会出现左侧的反气旋性超级单体强度更大、移速更快的特征。这表明, 3 km 以下的低层风场, 特别是近地面部分的风场, 其改变对于有利于强对流产生的条件下能否形成超级单体甚至龙卷至关重要。

然而, 如果使用 14 时探空的风场分层次对温湿条件不够好的 08 时探空进行替换, 则得到的结果有所不同。在基于 08 时探空的温湿廓线所进行的风场替换试验中, 地面至 3 km 高度之间的垂直风切变的增强主要影响对流系统的形态和朝向 (图 4.8, 第四行), 而 3 至 6 km 之间的垂直风切变则与对流系统的移动相关性更好 (图 4.8, 第五行)。6 km 以上风场影响微小这一结果是一致的 (图 4.8, 第三行)。

综上所述, 对于可以产生强对流但并不有利于产生超级单体的 7 月 21 日早上 08 时探空而言, 如果其地面至 6 km 的低层风切变增强, 呈现出明显的顺转特征, 那么该环境中所能形成的对流单体则更接近于与观测中实际发生了的超级单体相一致的有利于龙卷形成的强对流系统。如果在此之上, 进一步有更强的不稳定性和更充沛的水汽来源, 则很有利于形成可以维持很久的强龙卷性超级单体。在北京“7.21”龙卷的形成过程中, 从早晨到中午之间的 6 个小时之内, 温度和湿度环境的改变影响了对流系统的强度和持续时间, 而风场影响了风暴的类型、形态和移动等。它们的共同作用促成了北京“7.21”龙卷性超级单体的形成。相比而言, 低层风场的变化, 即低层风切变的增强和风场随高度顺时针旋转是北京“7.21”龙卷性超级单体形成的关键因子。

4.4 小结

北京“7.21”龙卷发生在有利于中尺度对流系统形成的天气尺度背景环境中，具体表现在较强的不稳定性和低层风切变以及充足的水汽条件。这十分有利于强对流天气系统的形成。

在高层，龙卷生成区域的上方是反气旋性辐散场、负涡度增加区域，有利于深厚强对流系统的发展和超级单体风暴的产生。在中层，龙卷生成区域处于副热带高压外围、冷涡南侧槽前，受到西南气流控制。在低层，上游有中 α 尺度气旋性涡旋移近，龙卷生成区域处于水汽通量辐合区。低空增暖增强形成了持续增强的不稳定区域，极有利于超级单体的发生发展。在地面，龙卷发生地点处于地面倒槽区，从地面加密区域自动站风场分析可见，龙卷发生地点处于风场辐合区。

具有良好时间和空间代表性的北京观象台探空廓线具有很大的对流有效位能和低层垂直风切变。尽管以地面为气块起点的对流有效位能很高，与美国龙卷个例探空参量统计结果的比较却显示，北京“7.21”龙卷的临近探空环境具有偏低的以混合层平均高度为起点的对流有效位能（不利因素）、极低的对流抑制（非常有利）、接近中值的抬升凝结高度以及偏低的地面至地面以上1 km垂直风切变。

与不同对流类型的能量螺旋度指数和强龙卷参数的比较进一步显示，本个例的探空环境非常有利于非龙卷性超级单体或者弱龙卷性超级单体的形成，而伴随有强龙卷发生的超级单体的形成概率较低。探空环境的这一特点在下一章的数值模拟结果中同样有所体现。

本章进一步考察了北京观象台7月21日08时探空与14时探空对龙卷发生发展的影响。使用08时探空廓线进行模拟，所形成的对流单体不具备雷达观测中的超级单体特征。敏感性研究表明，在北京“7.21”龙卷形成之前，从早晨到午后之间的6个小时之内，温度和湿度环境的改变影响了对流系统的强度和持续时间，而风场影响了风暴的类型、形态和移动等。它们的共同作用促成了北京“7.21”龙卷性超级单体的形成。相比而言，低层风场的变化，即低层风切变的增强以及风场随高度一致性的顺时针旋转是北京“7.21”龙卷性超级单体形成的关键环境因子。

第五章 北京“7.21”龙卷过程的数值模拟及与观测的比较

数值模拟是研究龙卷发生发展的重要方法。本章使用高分辨率云解析模式 CM1 对北京“7.21”龙卷进行模拟研究。模拟结果成功再现了超级单体和中气旋的形态和移动特征，再现出下沉反射率核的形成与回缩以及龙卷尺度涡旋的形成、维持和消亡等过程。模拟中的龙卷尺度涡旋在路径、生命期、强度变化以及与下沉反射率核的关系等方面都与观测十分相近。

5.1 模拟方法与参数设置

本节对龙卷的模拟依然采用与 4.3 节相同的 CM1 云解析模式的理想模拟。尽管北京“7.21”龙卷的发生发展过程中没有进行外场观测试验，但是汛期加密的业务观测尤其是下午 14 点的探空（图 5.1）幸运地捕捉到了代表性环境特征。在实际观测甚至是对于外场观测试验来说，如此近距离的观测都非常难得。这是本节进一步龙卷模拟研究的前提。

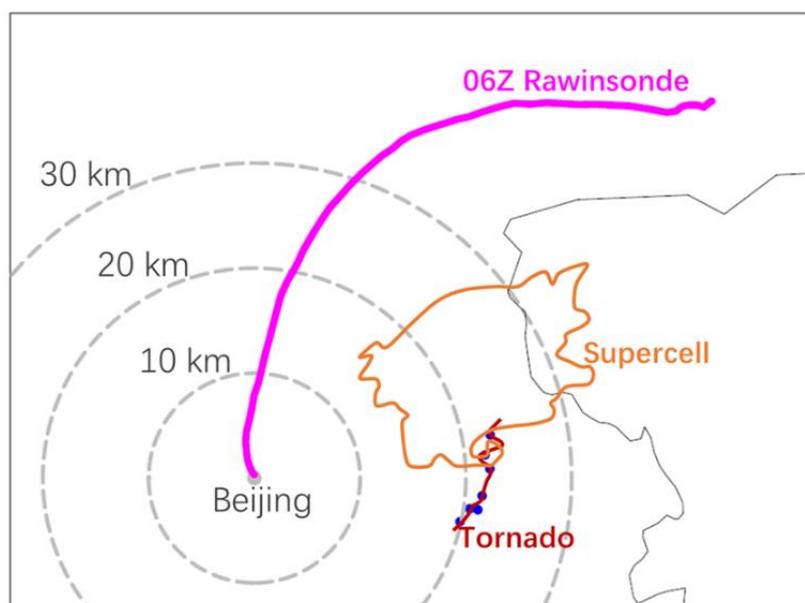


图 5.1 北京“7.21”龙卷的临近探空与超级单体及龙卷的位置关系

Figure 5.1 Location of the proximity sounding with supercell and tornado track

本文对龙卷超级单体的模拟还使用了北京观象台的地面自动观测资料对探空的最低层进行改进，尽管不进行这种改进也可以得到发展的超级单体和龙卷尺度涡旋，但

是改进后的探空可以更好地捕捉到雷达观测中龙卷性超级单体的主要特征，特别是雷达观测中得到的下沉反射率核的三维结构及演变特征，以及灾害调查中得到的龙卷涡旋在近地面的强度变化。

模拟的参数设置以前人工作为基础，并通过试验和调整，最终确定为可以得到最佳模拟效果的组合。与更易实现的超级单体模拟相比，模拟中的水平分辨率保持不变，而垂直分辨率在最低 1 km 的高度内提升至 20 m。近地面垂直分辨率的提高保证了对龙卷发展演变极为重要的近地面层次被更好地模拟，特别是地面以上至云底以下的层次，也使得模式最低层次的高度仅为 10 m。水平分辨率保持为中心区域内均一的 100 m，但外围区域调整为向外至 100 km×100 km 的区域内，均匀拉伸为最外侧的 3.9 km（参考 Markowski 和 Richardson, 2014a），从而在保证模拟结果的前提下提升了运算效率。网格的移动速度也被调整为更适应于追踪龙卷涡旋移动的（ 2.5 m s^{-1} 向东， 10 m s^{-1} 向北）。关于分辨率对于模拟结果的影响请参见第 5.3 节。

与第 4.3 节中不同，在对龙卷的模拟中，热泡中心的最高温度扰动设置为 7 K。这高于前人工作中常用的 1、2 和 4 K 的设计。事实上，在本研究中，1 和 2 K 强度的热泡不足以触发超级单体，而 4 K 强度的热泡所触发的超级单体尽管也可以捕捉到雷达观测中超级单体的结构和演变，但在更精细化的涡旋结构上不如 7 K 的结果。关于热泡强度对于模拟结果的影响在第 5.3 节中讨论。

此外，对于龙卷的模拟，在本个例中需要采用分钟级别的探空数据。试验表明，分钟级别数据对于本次龙卷过程的模拟可以得到最优的相似度。秒级别探空尽管层数更多，但其中包含了噪音信息；即使进行平滑处理之后，探空随高度过于复杂的变化也不利于模拟中系统的稳定发展和维持。特性层探空数据对低层风场的描述不够完整，也无法得到较好的模拟结果。水汽、下垫面、摩擦等参数与第 4.3 节中设置相同。关于水汽方案和摩擦过程的影响参见第 5.3 节中的讨论。模拟的积分时间为 2 h，模拟结果的输出频率为每 30 s 一次。

综上所述，模拟中的参数设计基本延续了前人工作的基本思路，主要的变化是使用了更强的初始热力扰动、更高的地面至 1 km 垂直分辨率以及双参数的湿物理过程方案。该过程的临近探空具有宝贵的时间和空间代表性。北京观象台位于龙卷发生地点以西仅 20 km 处，14 时探空的施放时间在龙卷发生前约 20 min。模拟使用该探空的分钟级别数据作为均匀的环境背景场，采用地面观测数据对廓线最低层次进行优化，并经过热泡的初始扰动。

5.2 模拟效果的检验

为了实现模拟结果与观测信息的比较，本研究对于理想模拟中的时间和位置信息

进行了一些假定。为了简化和明确，时间的表述方面采用了相对于观测和模拟中龙卷生成时间的的时间差。模拟中的龙卷生成是在模拟起始后的第 79 min 发生的，体现在较强的近地面涡旋（以 0.1 s^{-1} 垂直涡度等值面为参考）首次形成并在地面和云顶之间连接，同时与之相伴随的气压降低（以 -2 hPa 气压扰动等值面为参考）开始呈现出下伸的趋势。该时刻以及雷达观测中的 13 时 40 分时刻被共同定义为时刻 t ，而其它时刻的定义则相对于 t 而言。在此定义下，超级单体特别是下沉反射率核特征的演变以及龙卷发展的不同阶段可以较好地进行对比。

而在位置方面，模拟中雷达站位置的确定则结合了在 $t+4 \text{ min}$ 时刻 2.4° 仰角体扫的雷达回波与雷达的相对位置，并结合了模拟出的龙卷近地面涡旋路径与灾害调查得到的龙卷灾害路径的位置对比。雷达位置的确定使得对模拟结果进行雷达体扫截面的处理成为可能。

模拟结果表明，本研究不仅成功模拟出超级单体和中气旋的形态特征和移动规律，更重要的是，再现出了下沉反射率核的形成与回缩、以及龙卷尺度涡旋的形成、维持和消亡等过程。模拟中的龙卷尺度涡旋在路径、生命期、强度变化以及与下沉反射率核的关系等方面都与雷达观测十分相近。

5.2.1 超级单体模拟结果与雷达观测特征的对比

在风暴尺度上，模拟中的龙卷性超级单体成功地捕捉到了雷达观测中超级单体的主要特征，在形态结构和移动特征上都与观测十分接近。以 2.4° 仰角为例，在雷达基本反射率图中（图 5.2），钩状回波和弱回波区清晰可见；而在多普勒雷达径向速度图上，中气旋表现为清晰的速度对结构（图 5.3）。模拟中超级单体和中气旋的大小与雷达观测相比均偏小。在强度上，中气旋最大径向速度差值小于 30 m s^{-1} ，其对应的切变速度小于 15 m s^{-1} ，弱于雷达观测。事实上，在模拟对流单体早期的发展过程中，超级单体的形态和大小与观测更为接近，但该阶段尚无龙卷涡旋结构产生。而目前的控制试验中，尽管在超级单体强盛之后，其水平大小和垂直高度都有所减小，中气旋强度也偏弱，但是对结构特征而言较好地捕捉了观测中的关键特征，特别是接近于龙卷尺度的特征。关于模拟中涡旋和风速强度的低估在第 5.3 节中有详细讨论。

模拟中还清晰地再现了雷达观测中超级单体的三维结构关键特征（图 5.4），特别是下沉反射率核。在 $t+4 \text{ min}$ 时刻，模拟中出现了细长而相对独立的柱状下沉反射率核结构，其形态与雷达观测中 $t+2 \text{ min}$ 时刻的三维结构十分相似。在强度上，模拟中的下沉反射率核更为强盛，这表现为清晰的 50 dBZ 反射率等值面所围成的柱体。在 $t+6 \text{ min}$ 时刻，原先的下沉反射率核不再存在，而一个悬垂露珠状的新的下沉反射率核重新形成，与观测中 $t+8 \text{ min}$ 时刻十分相似。至 $t+14 \text{ min}$ 时刻，模拟与观测都出现了相似的较粗的下沉反射率核结构。

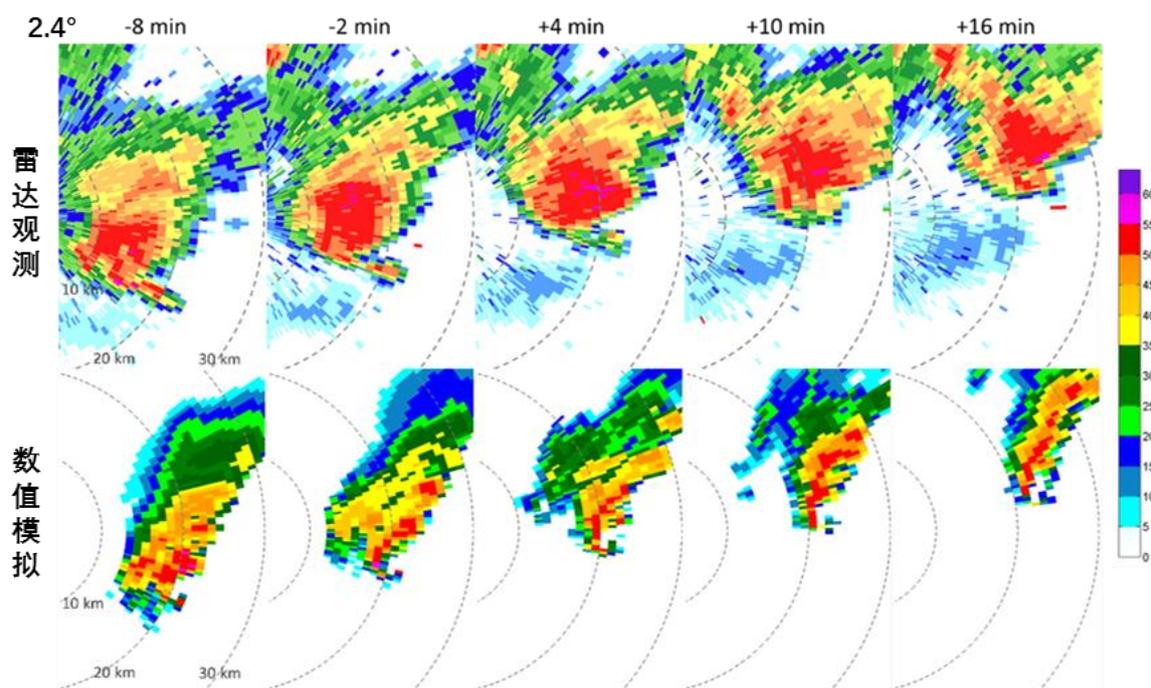


图 5.2 模拟的超级单体与雷达观测的二维对比

Figure 5.2 Two-dimensional comparison between observed and simulated supercells

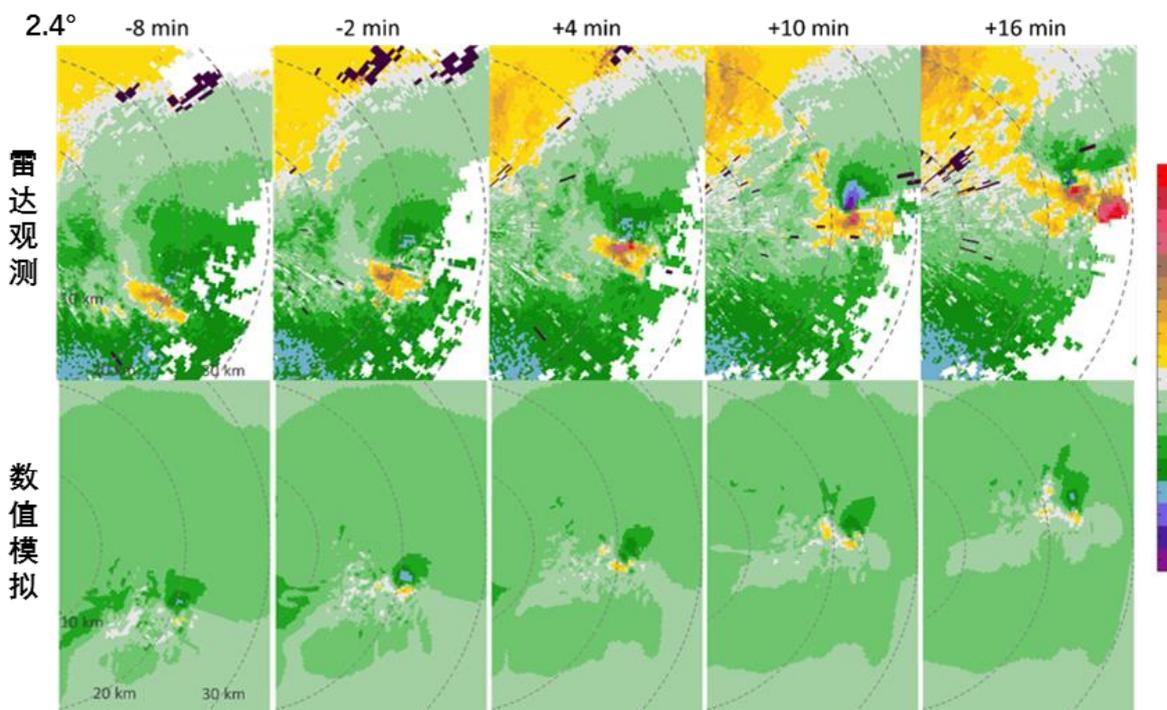


图 5.3 模拟的中气旋与雷达观测的二维对比

Figure 5.3 Two-dimensional comparison between observed and simulated mesocyclones

在以上的比较中，模拟的超级单体结构在垂直尺度上更小，因此对模拟结果进行了等距拉伸。雷达观测中的超级单体的高度，在龙卷发生的前期约有 6 km 左右，而后期伸展到 9 km（该高度已低于常见的美国龙卷性超级单体）；而北京“7.21”龙卷在模拟中的高度前期只有 4 km 左右，后期则为 6 km 左右。除了模式和模拟方法存在的误差之外，这一结果很可能表明北京“7.21”龙卷的探空环境本身并不足够有利于较强超级单体的发生发展（详细的讨论见第 5.3 节）。有鉴于此，本文中针对于本个例的“中层”是指地面以上 1 到 3 km 之间的层次，而“低层”是指地面以上 1 km 以下的层次。

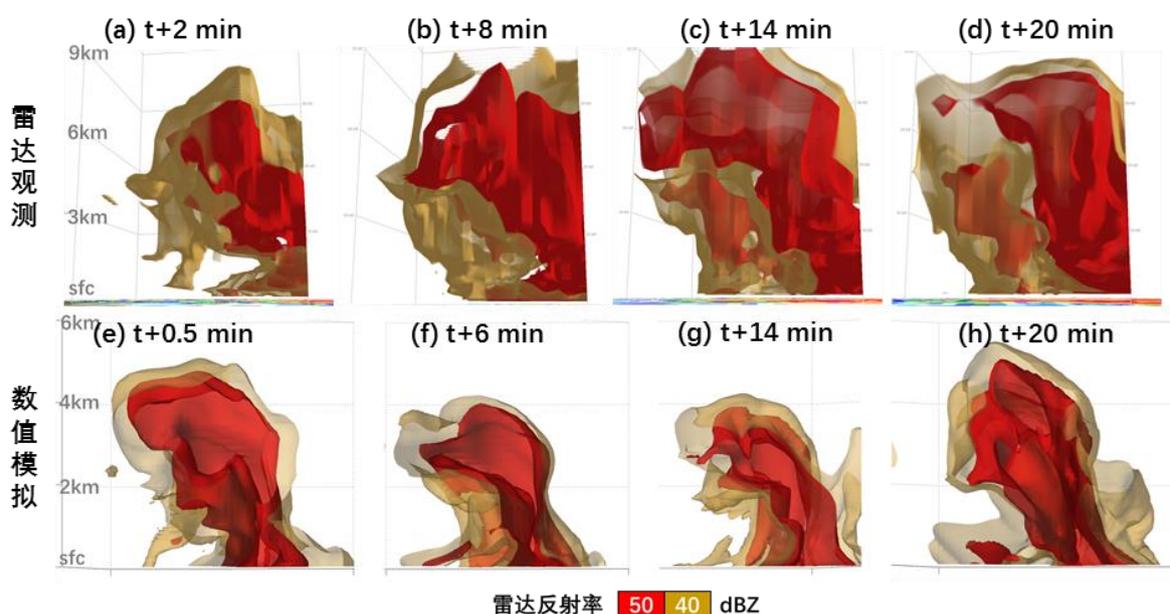


图 5.4 模拟中超级单体与雷达观测的三维结构对比

Figure 5.4 Three-dimensional comparison between observed and simulated supercell structures

5.2.2 龙卷涡旋模拟结果与灾害调查特征的对比

除了超级单体外，模拟还成功捕捉到了与灾害调查结果相符合的龙卷尺度涡旋特征。模拟中的龙卷结构表现为向上增长的垂直涡度柱状结构和向下增长的气压扰动柱状结构，二者在空间位置上相互重合（图 5.5）。

模拟中的龙卷在路径、生命期、强度变化和影响范围等方面与灾害调查的结论相吻合。模拟中的龙卷生命周期有 24 min 长，这与观测中得到的约 20 min 的龙卷生命期相一致。在此期间，观测中龙卷的强度变化并非均匀一致的，而是在生成后呈现出明显的减弱再加强的过程。再加强之后的龙卷近地面受灾范围变宽，路径也由前期的直线型转变为曲线型。最强的灾害和造成的人员伤亡也出现在这一阶段。

在对模拟结果的分析中，本文采用近地面涡旋的演变，也就是模式中最低的距地

面 10 m 高度层次平面上 0.1 s^{-1} 强度的垂直涡度来作为模拟中龙卷路径的表征，并与灾害调查的路径进行对比（图 5.6）。可以看出，模拟中龙卷的整体移动与观测十分接近，其强度变化在一定程度上反映了观测中灾害分布的特征。在模拟结果中，龙卷强度的减弱再加强体现为三维结构中 0.1 s^{-1} 强度的垂直涡度柱体的一次明显的断裂和重新连接过程。重新连接的龙卷涡度柱体的近地面部分发生了一次替换，重新连接后的柱体比前期更强，柱体直径也明显增大。这对应了观测中龙卷灾害范围在后期的增大。最强的地面风速也出现在这一阶段，与伤亡的出现时间相吻合。后期复杂的曲线型龙卷路径并没有直接被模拟出来，而是体现为近地面涡度的更替过程。对于该问题的讨论将在 5.3 节中进行。

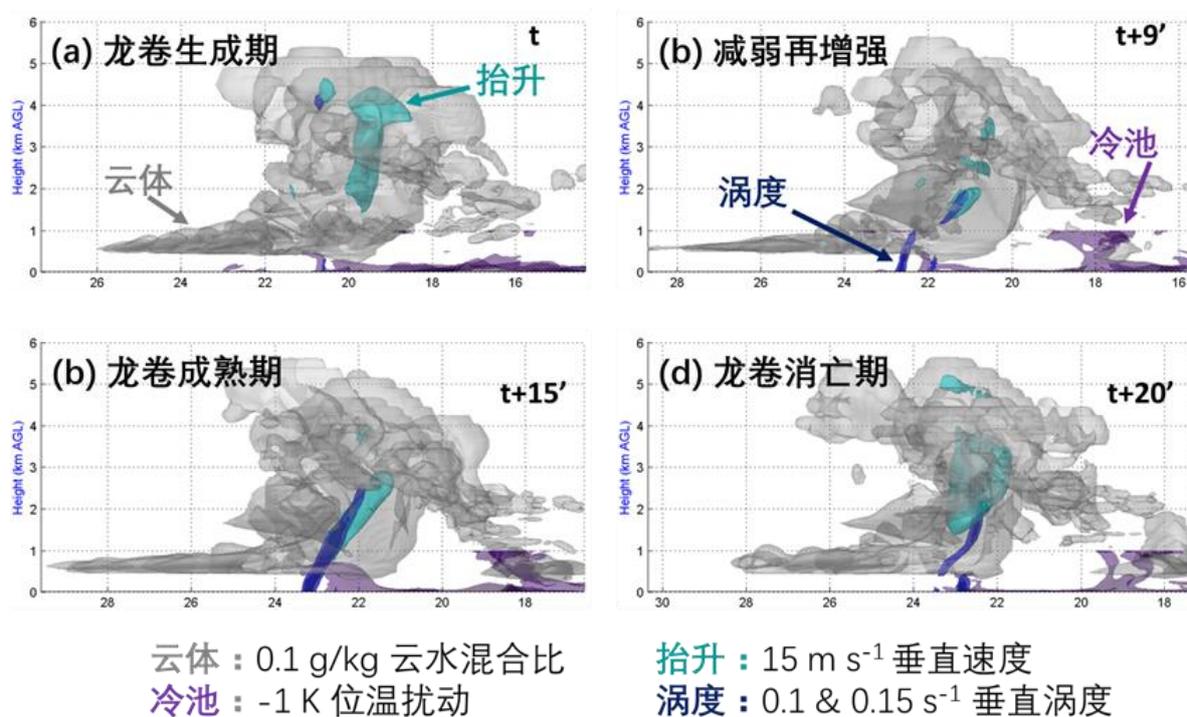


图 5.5 模拟的四个阶段中超级单体对流云体与龙卷涡度柱体

Figure 5.5 Simulated supercell and tornadic vortex column during the four stages

图 5.7 至 5.11 展示了在龙卷发展的不同阶段超级单体尺度的模拟结果，而图 5.12 至 5.14 则给出了放大的龙卷涡度柱体和负气压扰动柱体的演变图。对于龙卷生命周期中的关键物理过程及其机理的详细讨论将在第六章展开。

需要指出的是，实际发生的龙卷事件可能包含有一个或多个龙卷，而灾害调查所能得到的只是它（们）在地面所造成灾害的痕迹。模拟结果包含了三个紧密联系而又相互独立的龙卷过程。它们在云底以下的部分是相互独立而位置相近、在时间上交替出现的，而在云底以上的部分是同一个涡旋，只是在低层发生了替换的过程。在本次龙卷事件中，由于缺少照片和视频的佐证，现在已无法辨认实际发生了的单个龙卷数目。因

此，在本文中龙卷的生成、减弱、再加强、成熟和消亡是指整个龙卷事件的演变过程，而非单个在云底以下“可视的”龙卷特征。

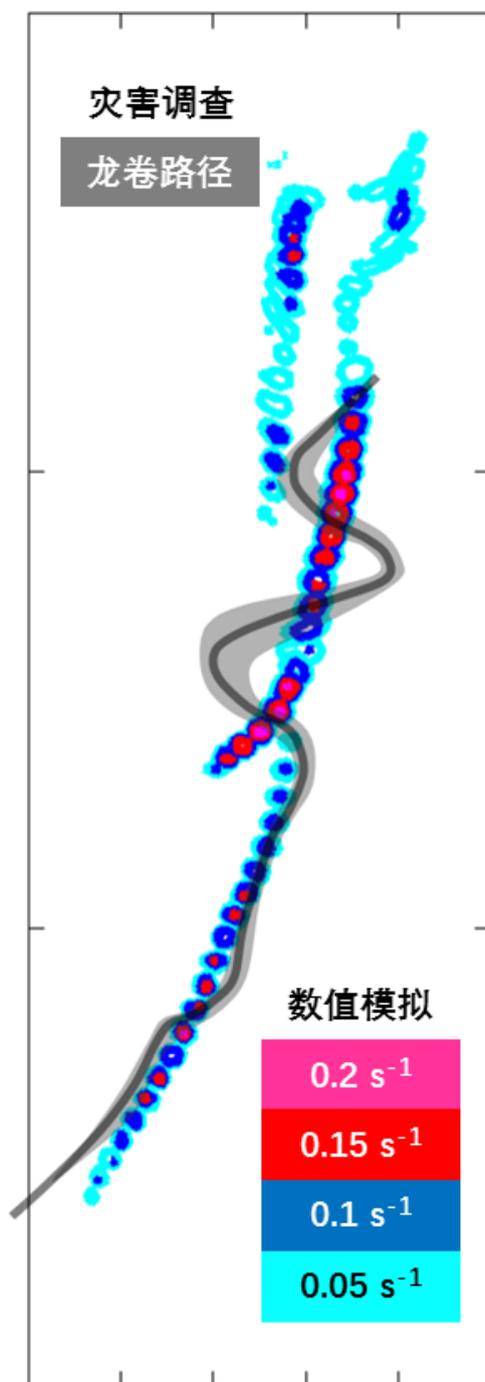


图 5.6 模拟中龙卷最低层涡度的轨迹与灾害调查中龙卷路径的对比

Figure 5.6 Comparison between observed and simulated tornado track

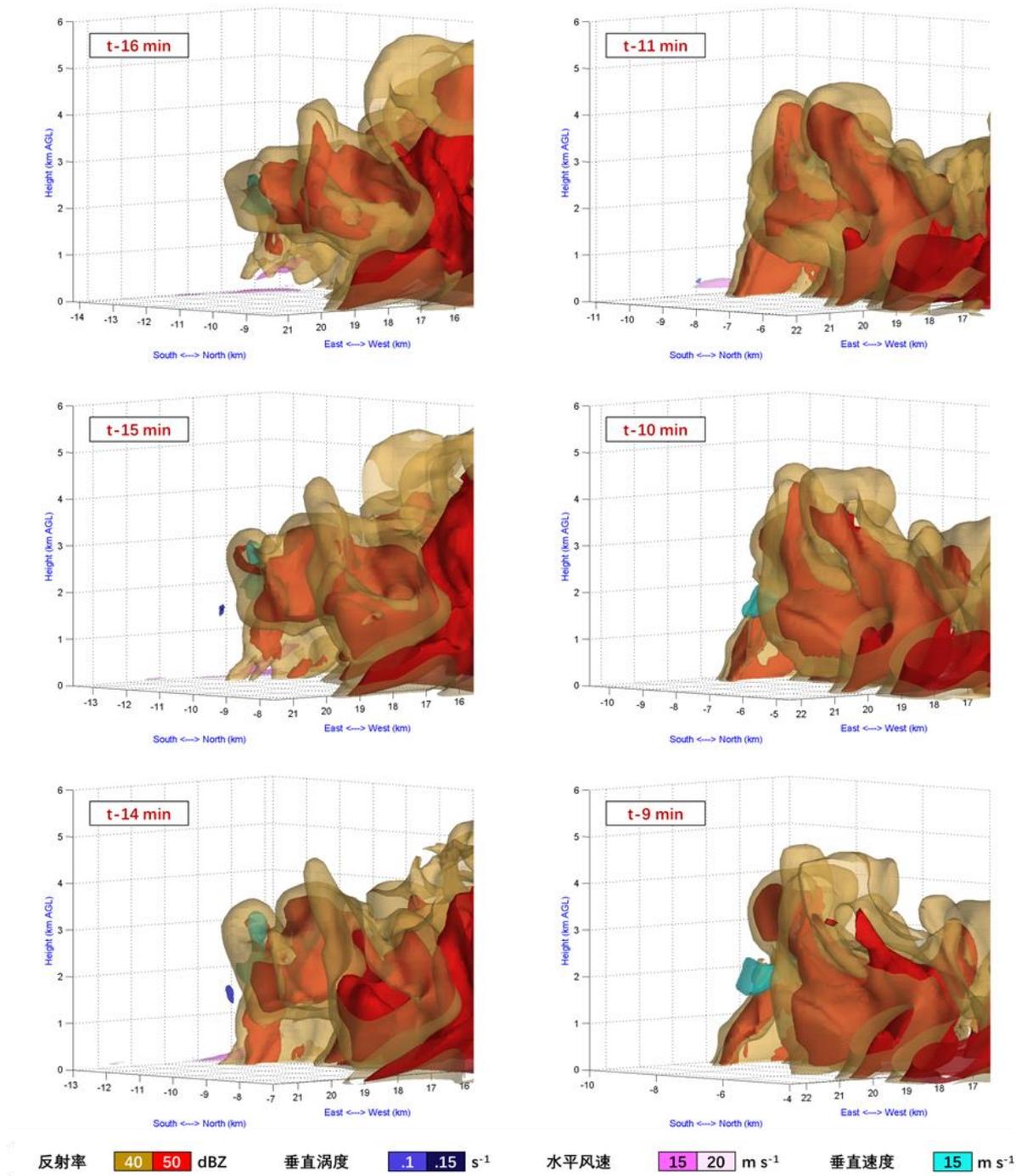


图 5.7 模拟的超级单体和龙卷涡度的演变图：下沉反射率核形成和增强阶段

Figure 5.7 Simulated supercell and tornadic vortex during the period of DRC formation

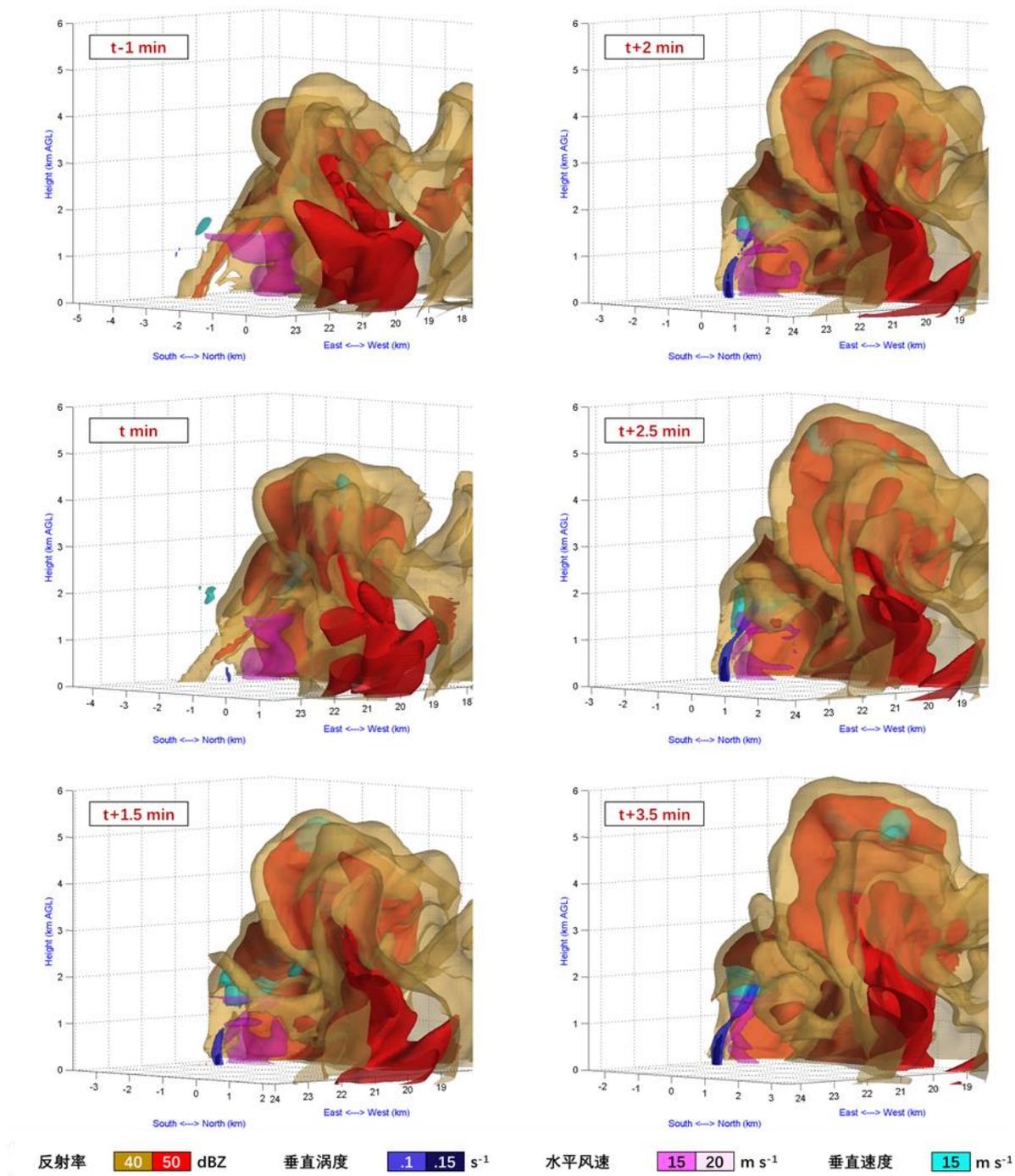


图 5.8 模拟的超级单体和龙卷涡度的演变图：下沉反射率核上缩和龙卷生成阶段

Figure 5.8 Same as Fig. 5.7 but for the period of DRC shrinking and tornadogenesis

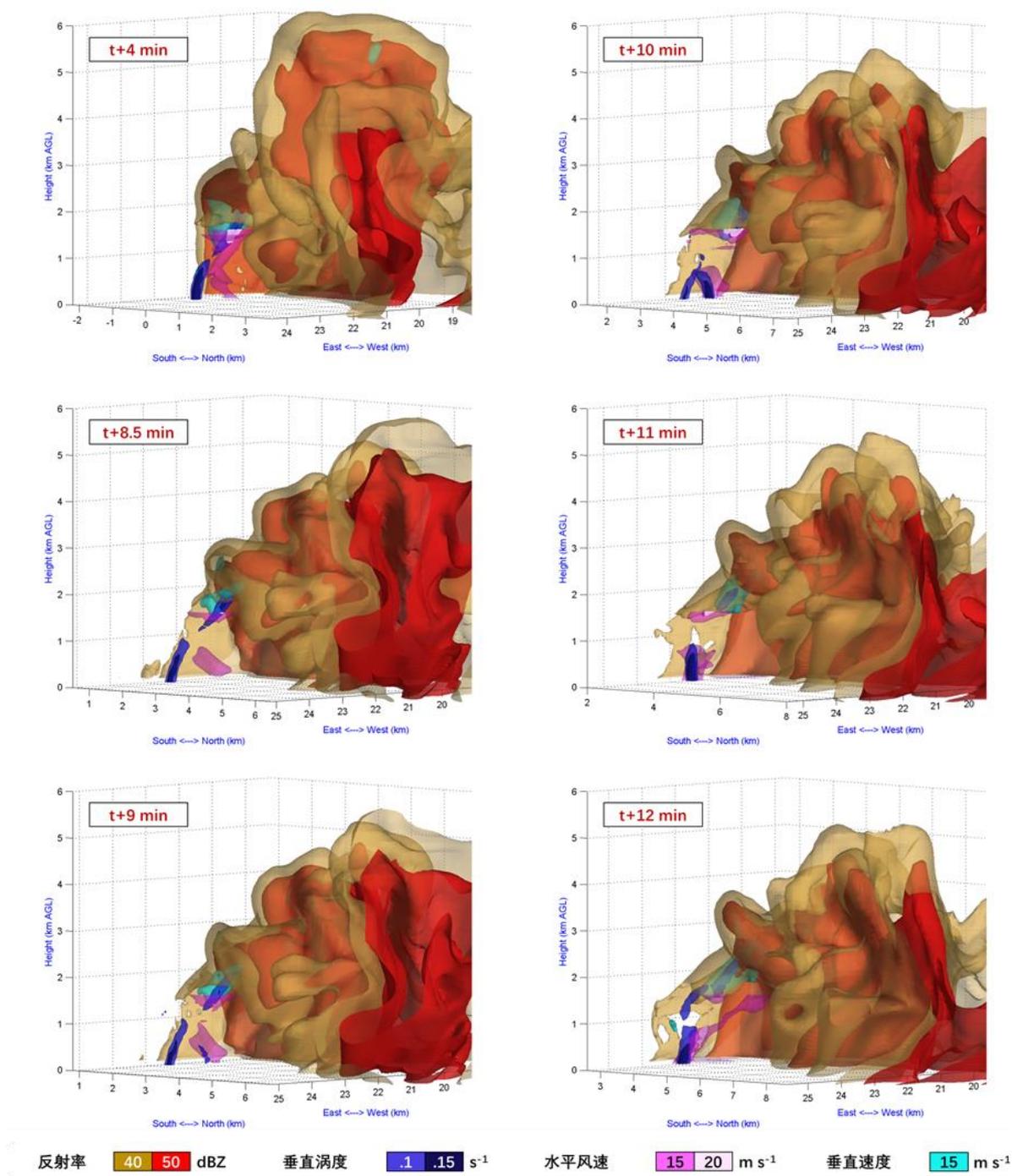


图 5.9 模拟的超级单体和龙卷涡度的演变图：龙卷减弱和再加强的阶段

Figure 5.9 Same as Fig. 5.7 but for the period of tornado weakening and re-intensification

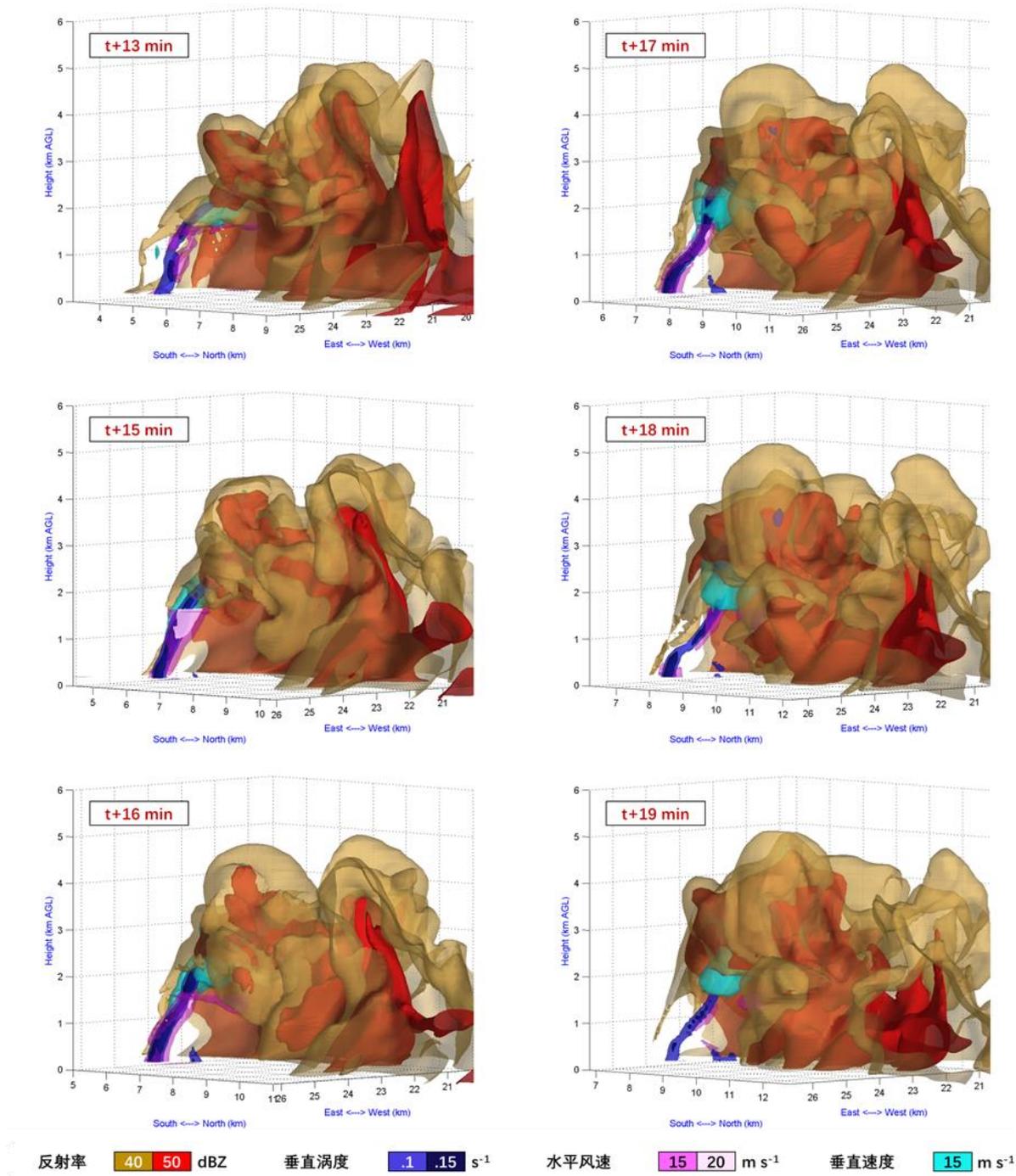


图 5.10 模拟的超级单体和龙卷涡度的演变图：龙卷成熟期的强盛阶段

Figure 5.10 Same as Fig. 5.7 but for the period of tornado maturity

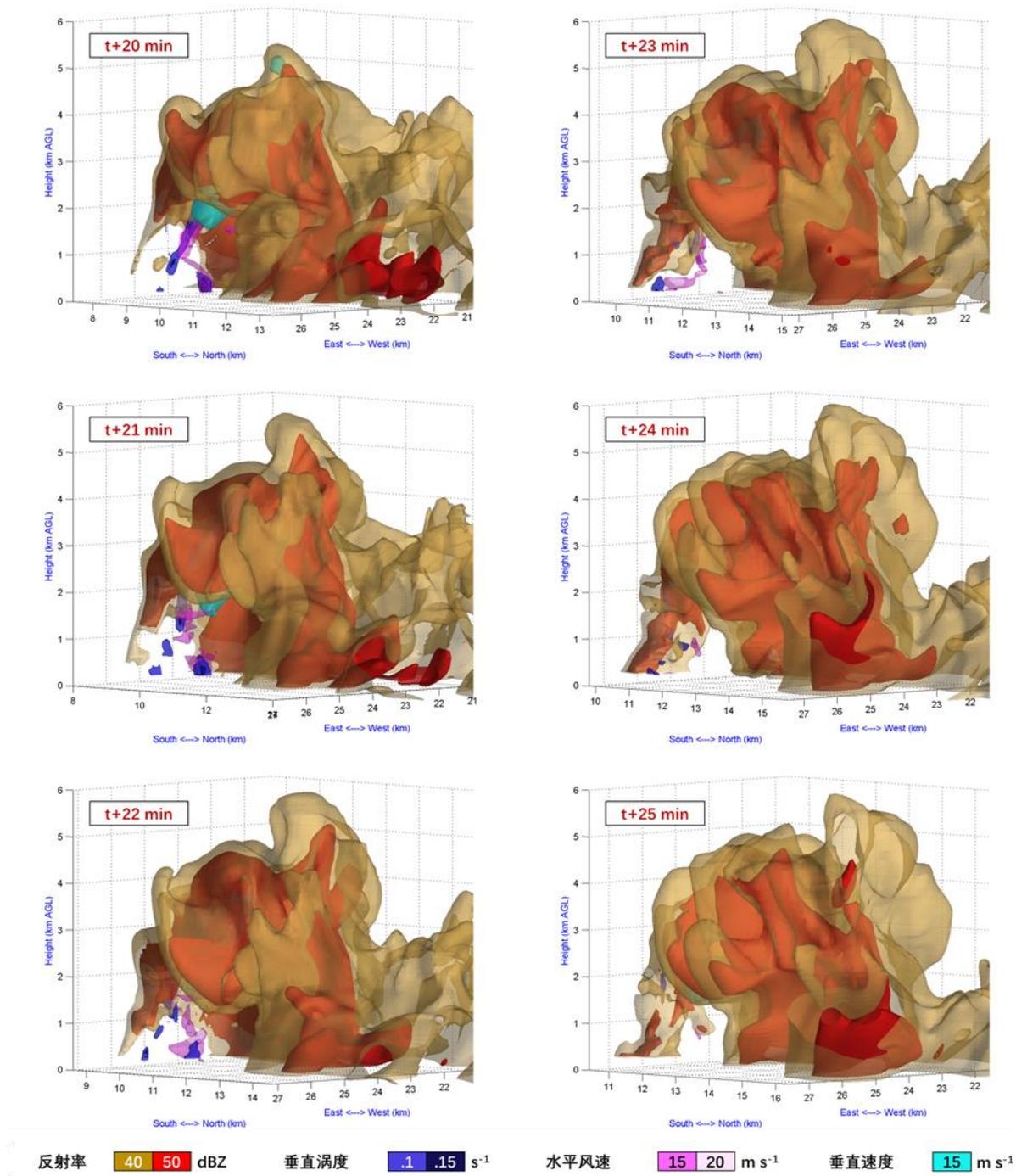


图 5.11 模拟的超级单体和龙卷涡度的演变图：龙卷消亡的阶段

Figure 5.11 Same as Fig. 5.7 but for the period of tornado demise

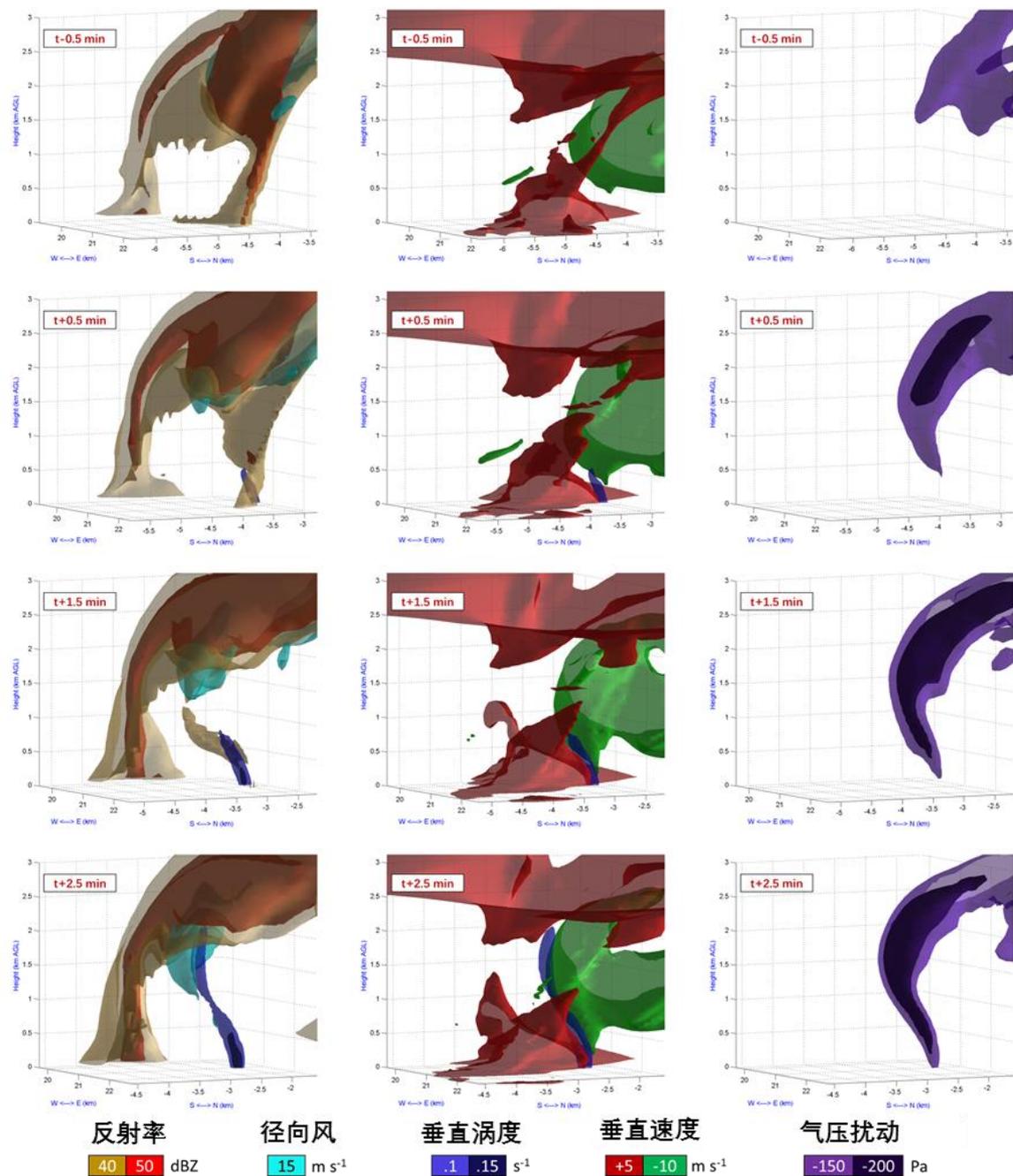


图 5.12 模拟的龙卷涡度和气压柱体：龙卷生成期

Figure 5.12 Simulated tornadic vortex and pressure perturbation columns during tornadogenesis

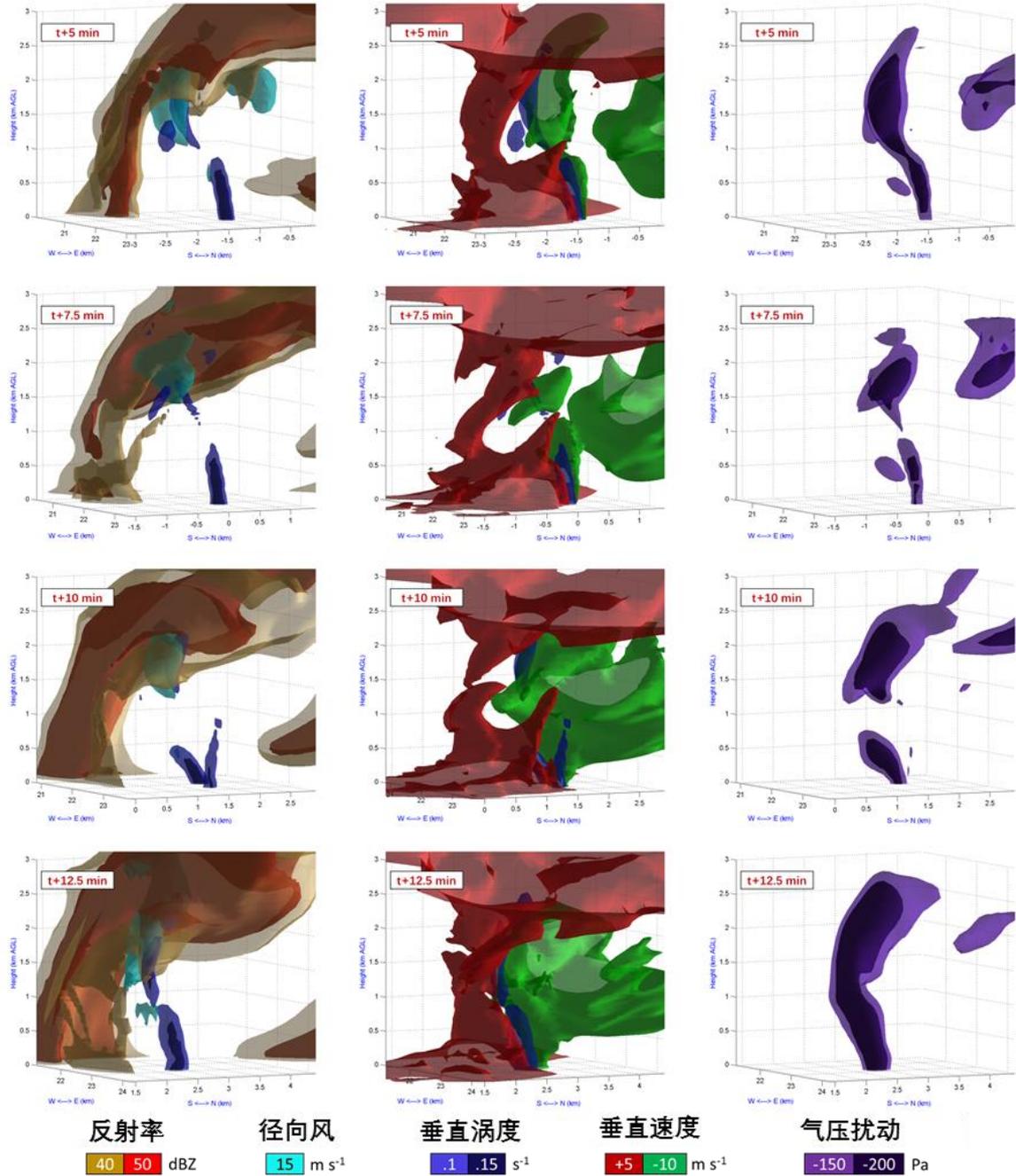


图 5.13 模拟的龙卷涡度和气压柱体：龙卷减弱再加强阶段

Figure 5.13 Same as Fig. 5.12 but for the period of tornado weakening and re-intensification

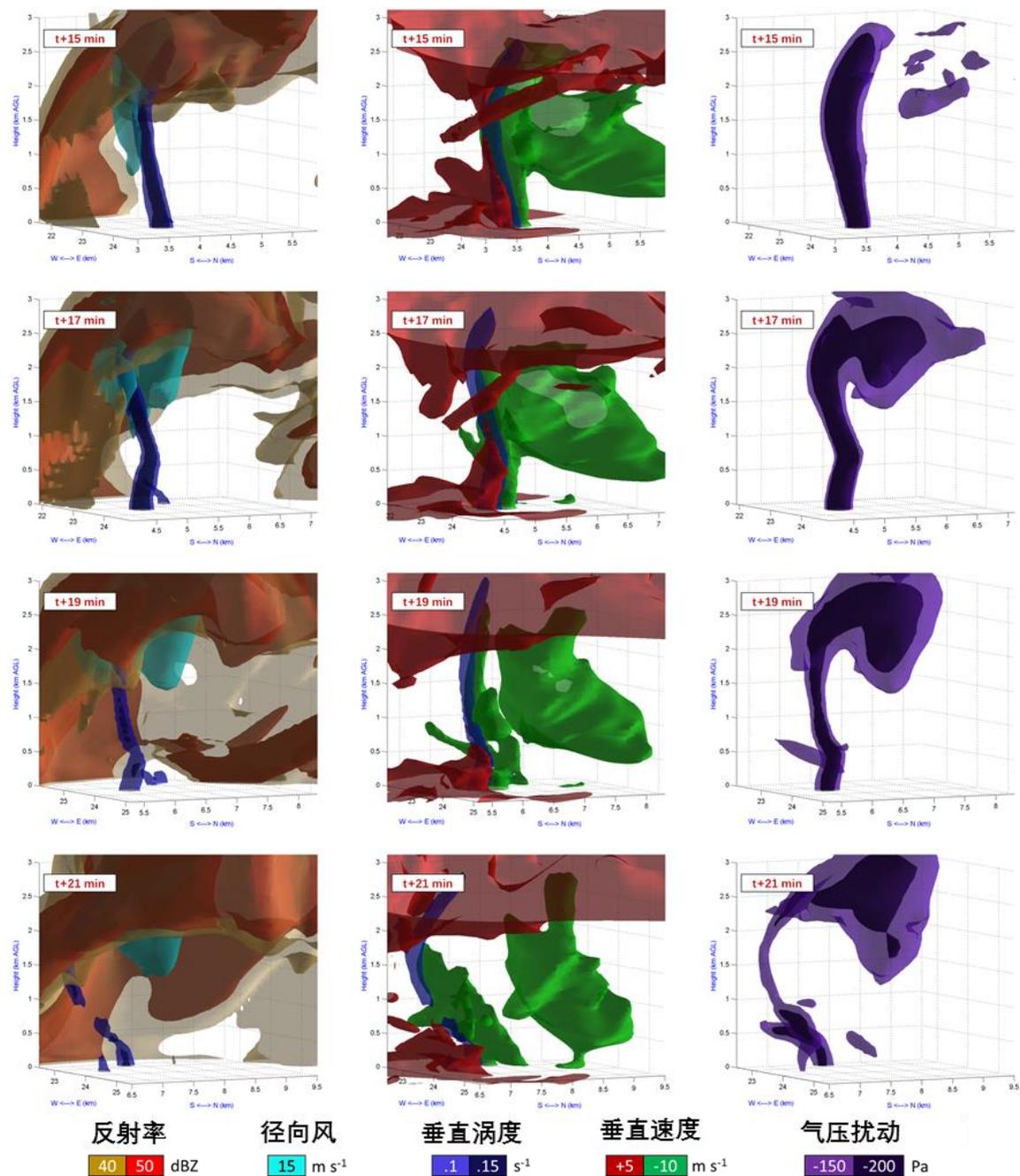


图 5.14 模拟的龙卷涡度和气压柱体：龙卷成熟期和消亡期

Figure 5.14 Same as Fig. 5.12 but for the period of tornado maturity and demise

5.3 模拟结果的讨论

本工作中, 尽管 CM1 模式的理想化水平均匀初始场的模拟成功再现了北京“7.21”龙卷性超级单体中出现的下沉反射率核结构和龙卷生命周期及强度演变, 但该模拟仍然存在一定的局限性。此外, 模拟结果对于模式的初始条件、物理过程以及积分方案有较大的数值敏感性。

5.3.1 近地面风速的低估

局限性之一是当前模拟结果中对于龙卷在近地面造成的水平风速的低估。使用热泡对以临近探空为基础的水平均匀初始场进行扰动所形成的超级单体在近地面风速上只能达到 EF0 的程度, 这与灾害调查中对北京“7.21”龙卷评估的 EF3 等级相差很远。造成这一低估的原因可能有三个方面, 即: 模式网格分辨率、光滑下垫面的假设以及探空本身的特性。

目前试验中所使用的网格分辨率, 在中间的 $20\text{ km} \times 20\text{ km}$ 区域内水平分辨率为 100 m , 在地面以上 1 km 的范围内垂直分辨率为 20 m 。尽管与早期的研究工作中普遍采用的 500 m 甚至 1 km 分辨率相比而言, 100 m 的水平分辨率可以很好地描述超级单体的结构特征, 但是对于直径往往为几百米甚至几十米的龙卷涡旋而言, 这个分辨率仍然是不足够高的。然而, 可能由于目前云解析模式及大涡模拟本身能力的限制, 单纯的提高分辨率在大大增加运算资源消耗的同时并不能保证对于细致结构的更好捕捉。对本个例的模拟而言, 将分辨率提高到 50 m 甚至 20 m 会造成回波和涡旋结构更为复杂, 不再与观测相似, 而并非把 100 m 模拟中得到的较接近观测的结构进一步精细化。同时, 近地面风速也没有得到明显的提升。更重要的是, 尽管分辨率的不足往往被认为是造成中小尺度系统强度不足的一个重要的可能原因, 已有的一些基于更加理想化探空曲线的模拟研究工作表明, 100 m 乃至更粗分辨率的模式网格是可以产生 30 至 50 m s^{-1} 级别的近地面水平大风的。当然, 目前的模拟结果也在很大程度上依赖于水平和垂直分辨率的提高。分辨率的影响不应忽视, 同时也不能夸大。

忽略地表摩擦作用的光滑下垫面假设是超级单体和龙卷模拟研究工作中最为常用的方法。然而, 地表的摩擦作用除了作为耗散项存在以外, 很可能存在类似 Ekman 泵的作用机制, 而成为涡旋发展的重要因素。此外, Schenkman 等 (2014) 的研究中还指出, 下垫面的摩擦作用不仅不能忽略不计, 而且很可能起到了促进龙卷形成的关键性作用, 成为独立于斜压涡度生成的涡度主要来源。他们的敏感性分析表明, 在关闭地表摩擦作用而其它设定保持不变的情况下, 模拟出的龙卷在路径和持续时间上都有显著改变。这表明, 至少在该工作所分析的个例中, 摩擦的作用可能是斜压涡度生成这一经典机制之外, 对于龙卷形成起到关键作用的另一独立的过程。然而, 尽管摩擦的引入可

能会增加北京“7.21”龙卷在模拟中的强度，地表拖曳作用的引入也同样有可能会减弱甚至破坏对龙卷的模拟。Markowski 和 Bryan (2016) 指出，模拟中摩擦的引入所导致的旋衡风平衡的破坏在一定条件下有可能会强于摩擦对于涡度生成的作用，基于现有大涡模式所得到的结果很可能高估了摩擦对涡度生成的实际作用。其中更复杂的问题已超出本研究的范围。

如果排除上述两个涉及模拟方法不够完善所带来的影响，模式对于龙卷近地面风速强度的模拟结果偏弱表明，该探空本身的特性有利于龙卷的形成，但是并不足够有利于强龙卷的形成。事实上，这与第四章中该临近探空的相关参数计算结果同美国历史龙卷个例的统计结果比较所得到的结论相一致。如前面章节所述，北京“7.21”龙卷的临近探空具有非常宝贵的时间和空间代表性，然而尽管其以地面为基础的探空指数有利于龙卷的生成，但是其以混合层为基础的探空指数却很低，不利于龙卷的生成。进一步的数值试验表明，使用临近时次的地面观测站信息对探空资料的最低层进行替换调整可以改进模式对于龙卷近地面风速的模拟。比如，使用 5 min 之后的地面风速观测进行替换就可以使模拟中的龙卷涡旋内部的近地面风速超过 30 m s^{-1} ，而龙卷的强度变化也有明显的不同。这充分表明龙卷生成和演变过程的模拟对于低层风场有着很强的敏感性，也就引出了更为复杂的与可预报性相关的问题（5.3.3 节）。

5.3.2 漏斗云的缺失

本文龙卷模拟的另一个局限性在于，尽管模拟中出现了形态与漏斗云十分相似的低压扰动结构，却没有直接得到反射率或者水汽混合比所形成的龙卷漏斗云结构。对于本个例的雷达观测而言，S 波段雷达 1 km 的观测分辨率比龙卷漏斗云约 100 m 直径的尺度要粗很多。而对于模拟而言，尽管水平分辨率已经达到 100 m，接近了龙卷，但其解析度可能仍然不足。提升至 10 m 量级分辨率的模拟很可能可以得到水凝物所形成的漏斗云结构，但目前的运算资源难以实现，并且其结构可能更为复杂。分辨率提升促进龙卷漏斗云形成的一个可能机制是，对于较粗的水平分辨率而言，尺度小于网格分辨率的气旋性环流的强度被低估了，这造成了涡旋内部的负气压扰动强度的低估（如在目前模拟中为 2 hPa 左右）。低估后的负气压扰动强度不足以将涡旋柱体内部的抬升凝结高度降低至凝结形成龙卷漏斗云所需要的数值。反之，在负气压扰动的强度增大之后（比如达到 4 hPa），涡旋柱体内部的抬升凝结高度会明显降低，这有利于其中辐合后的水汽凝结，由上向下形成云体，继而形成由上向下发展的逼真的龙卷。在目前的模拟中，龙卷尺度的垂直涡度柱体和漏斗云形状的负气压扰动区域可以作为龙卷的标识物，辅助识别可能存在的龙卷漏斗云所在的位置和结构。

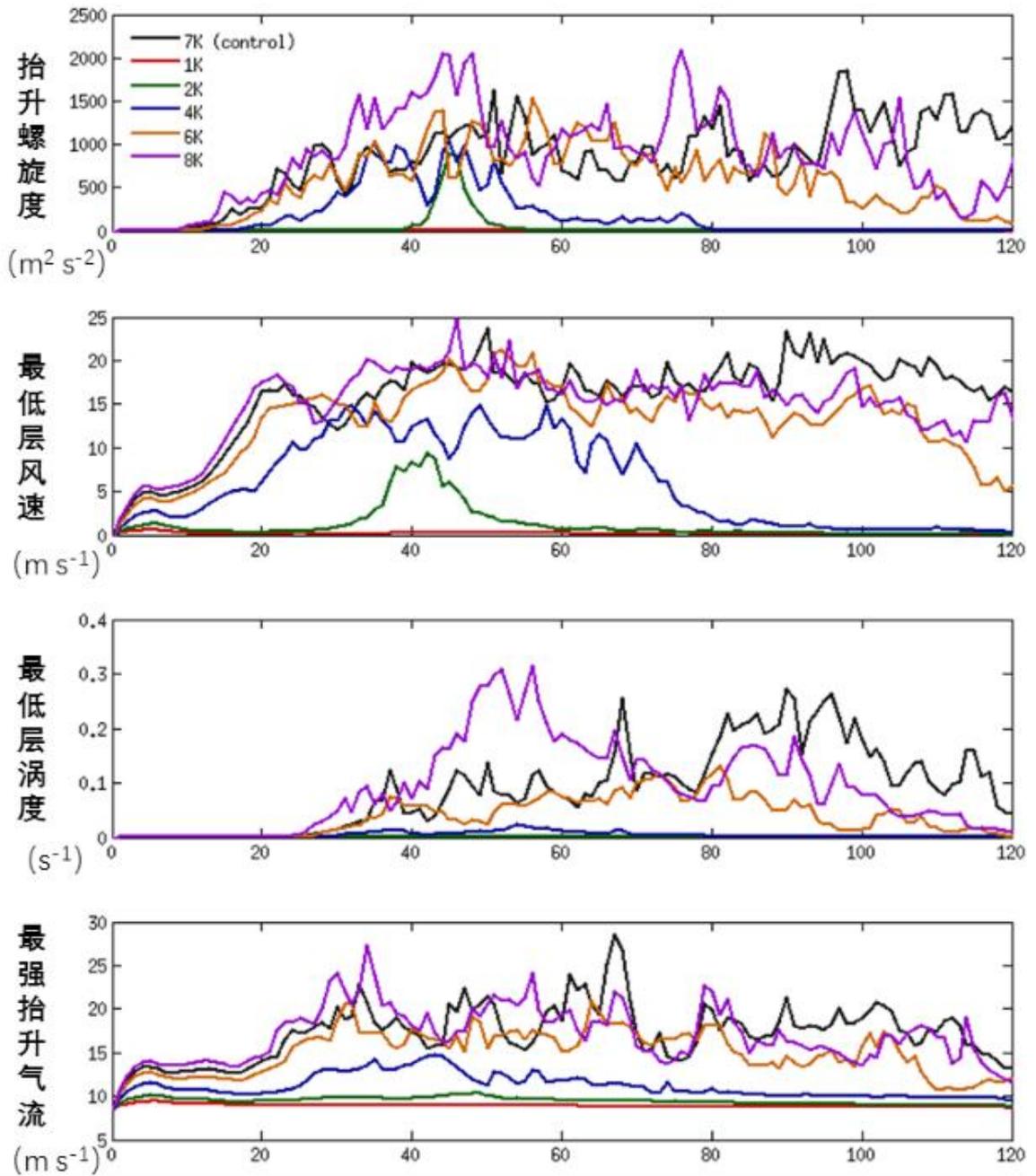


图 5.15 模拟强度对热泡温度的数值敏感性

Figure 5.15 Sensitivity of the simulated intensity to the temperature of the warm bubble

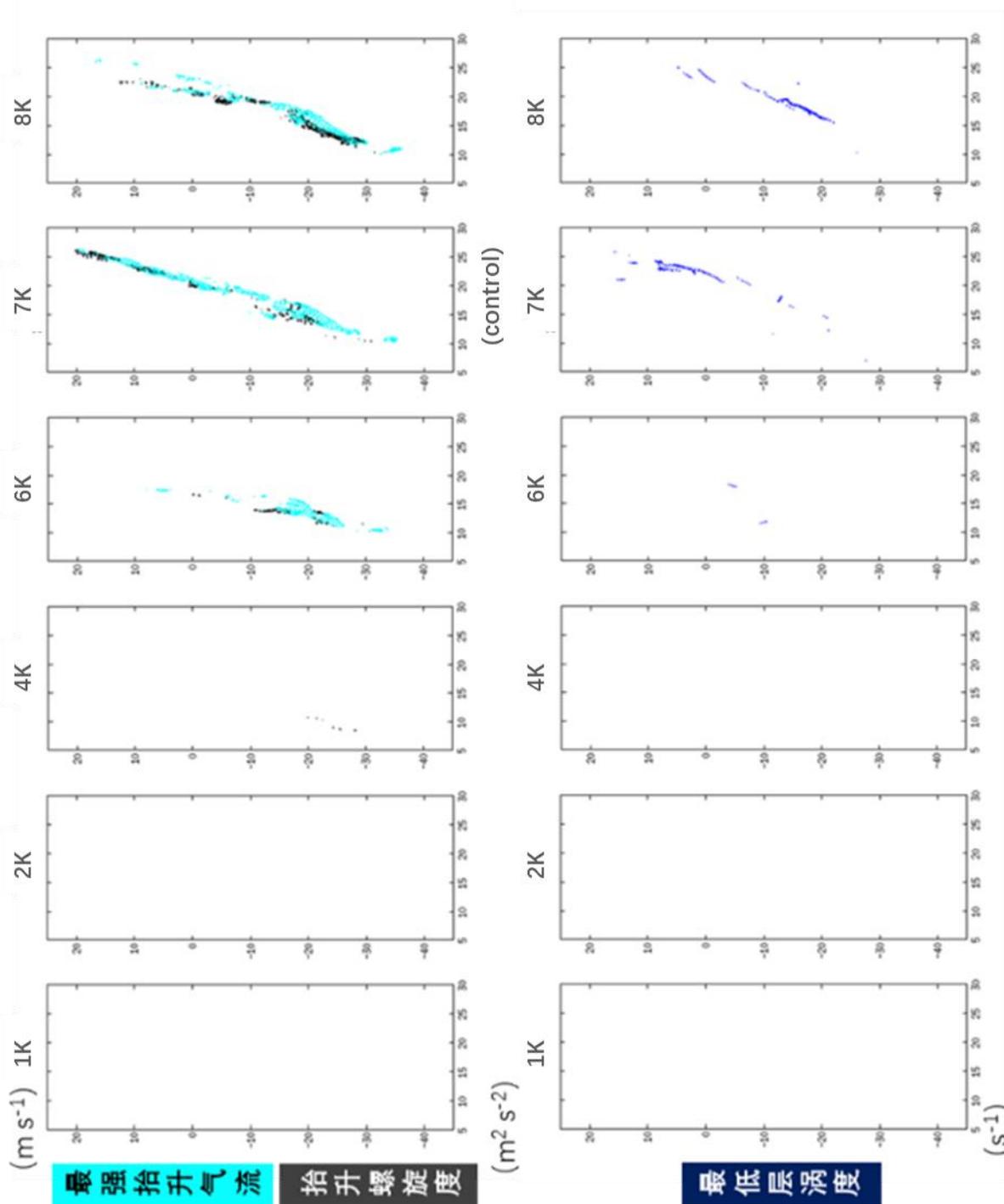


图 5.16 模拟演变对热泡温度的数值敏感性

Figure 5.16 Sensitivity of the simulated variation to the temperature of the warm bubble

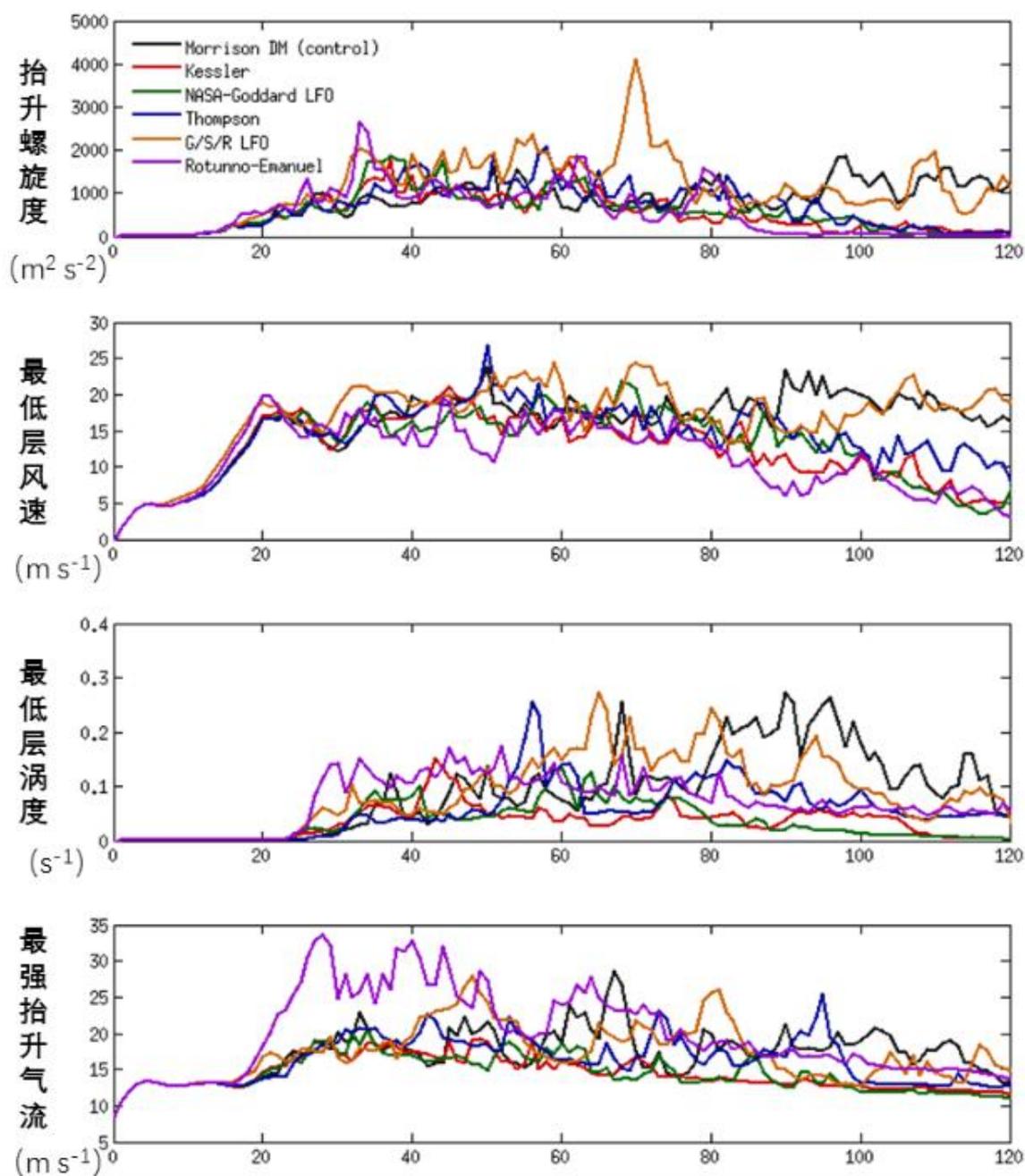


图 5.17 模拟强度对水汽方案的数值敏感性 (一)

Figure 5.17 Sensitivity of the simulated intensity to the moisture scheme (part 1)

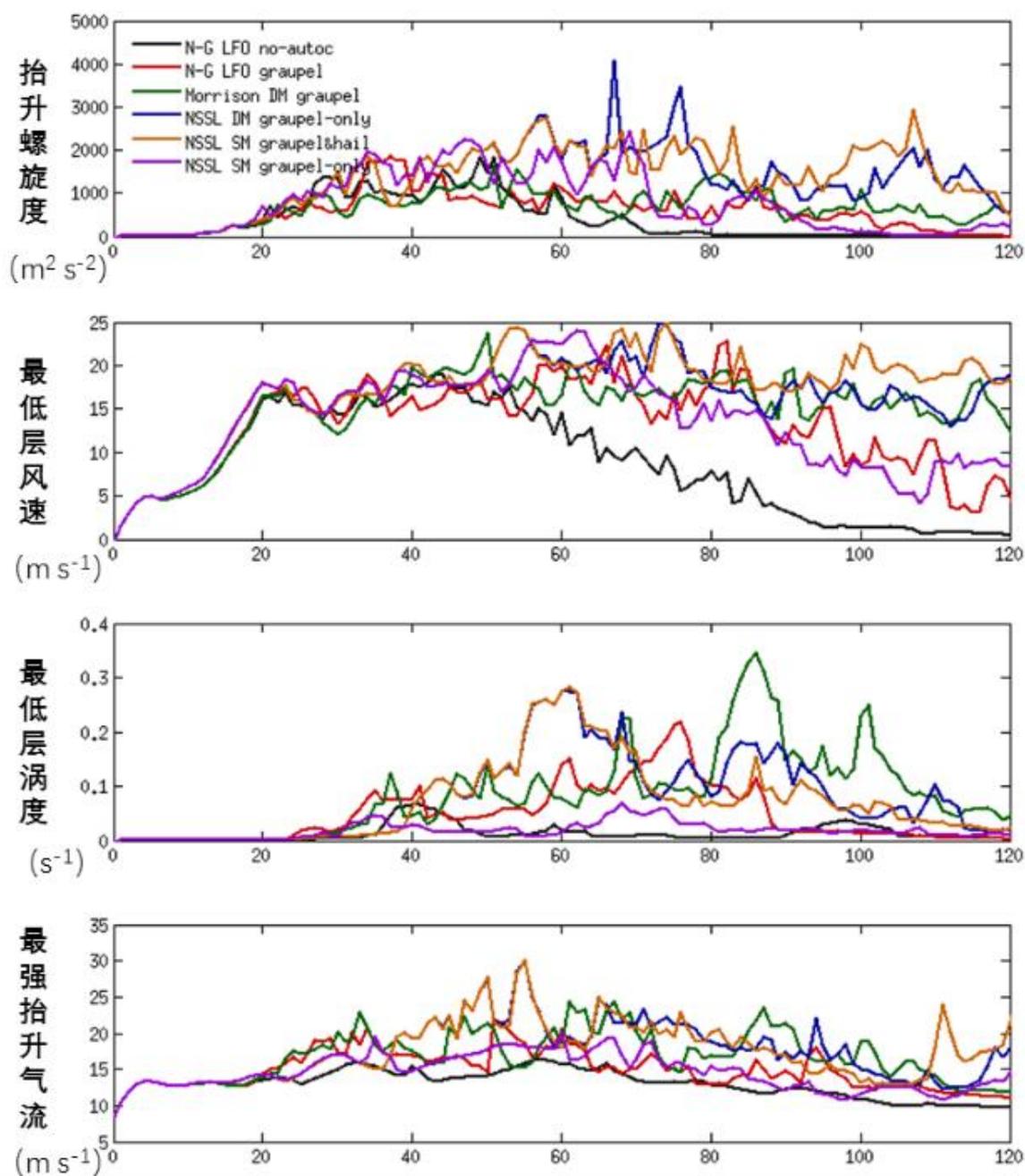


图 5.18 模拟强度对水汽方案的数值敏感性 (二)

Figure 5.18 Sensitivity of the simulated intensity to the moisture scheme (part 2)

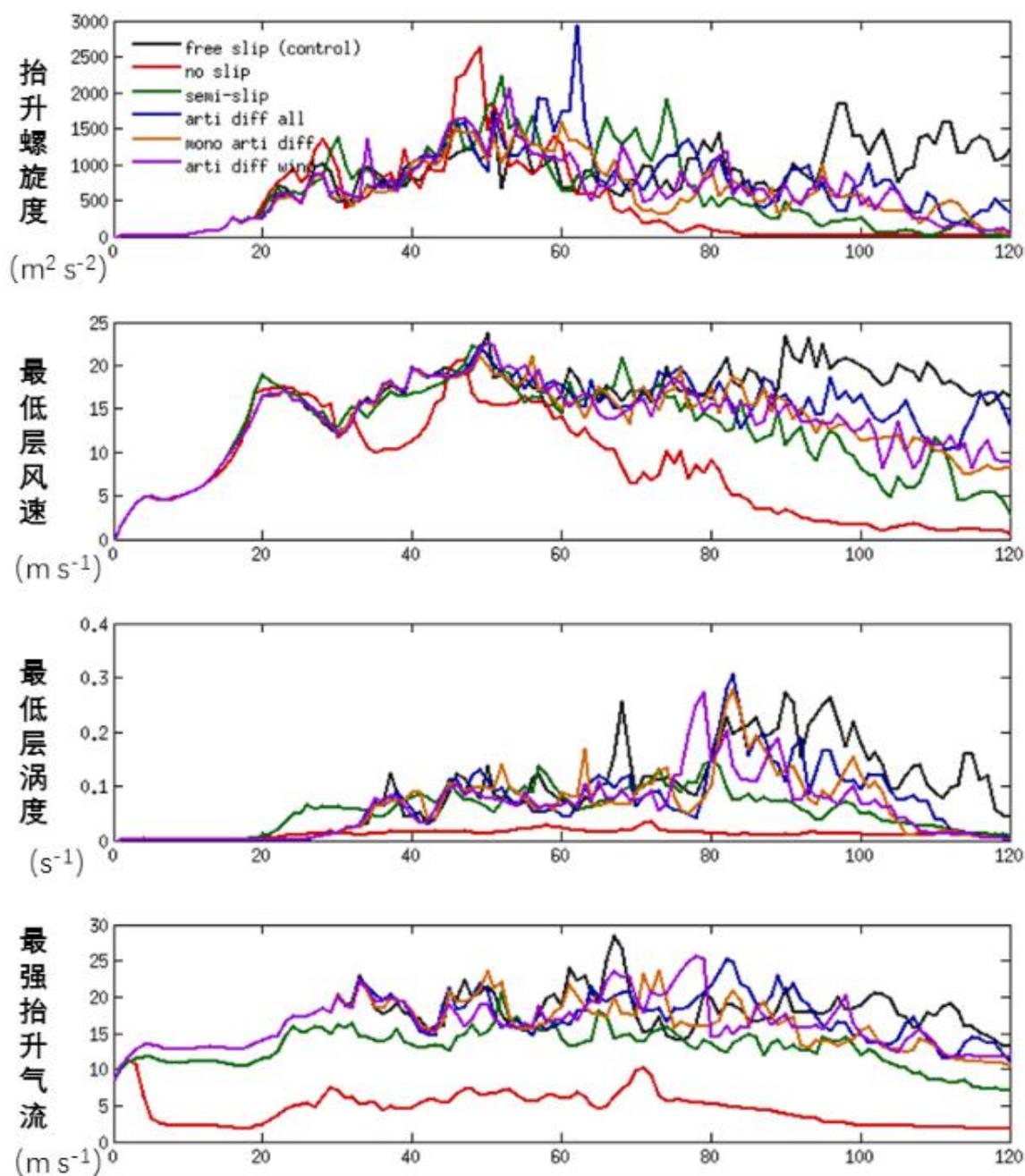


图 5.19 模拟强度对地面摩擦的数值敏感性

Figure 5.19 Sensitivity of the simulated intensity to the surface friction

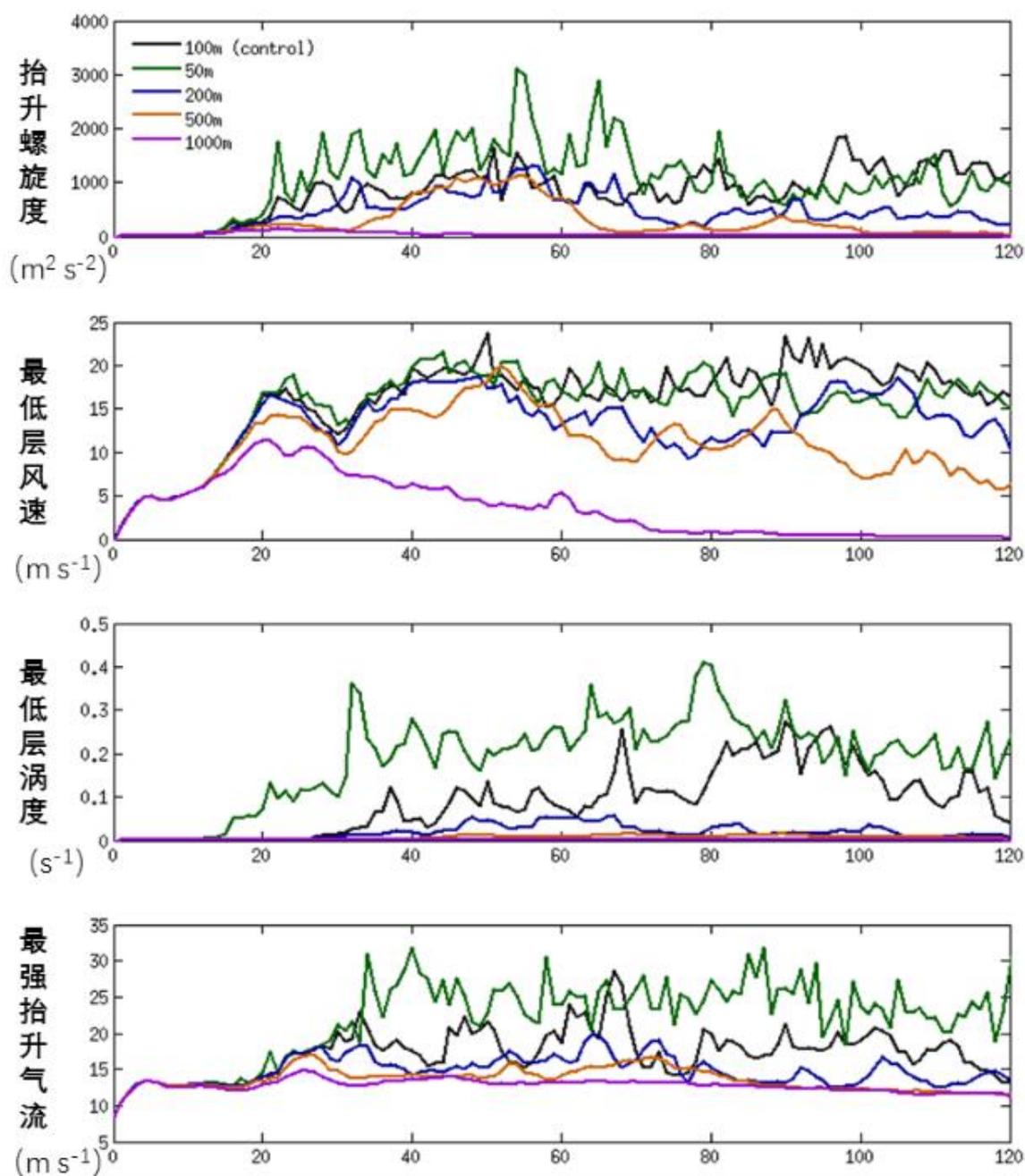


图 5.20 模拟强度对水平分辨率的数值敏感性

Figure 5.20 Sensitivity of the simulated intensity to the horizontal resolution

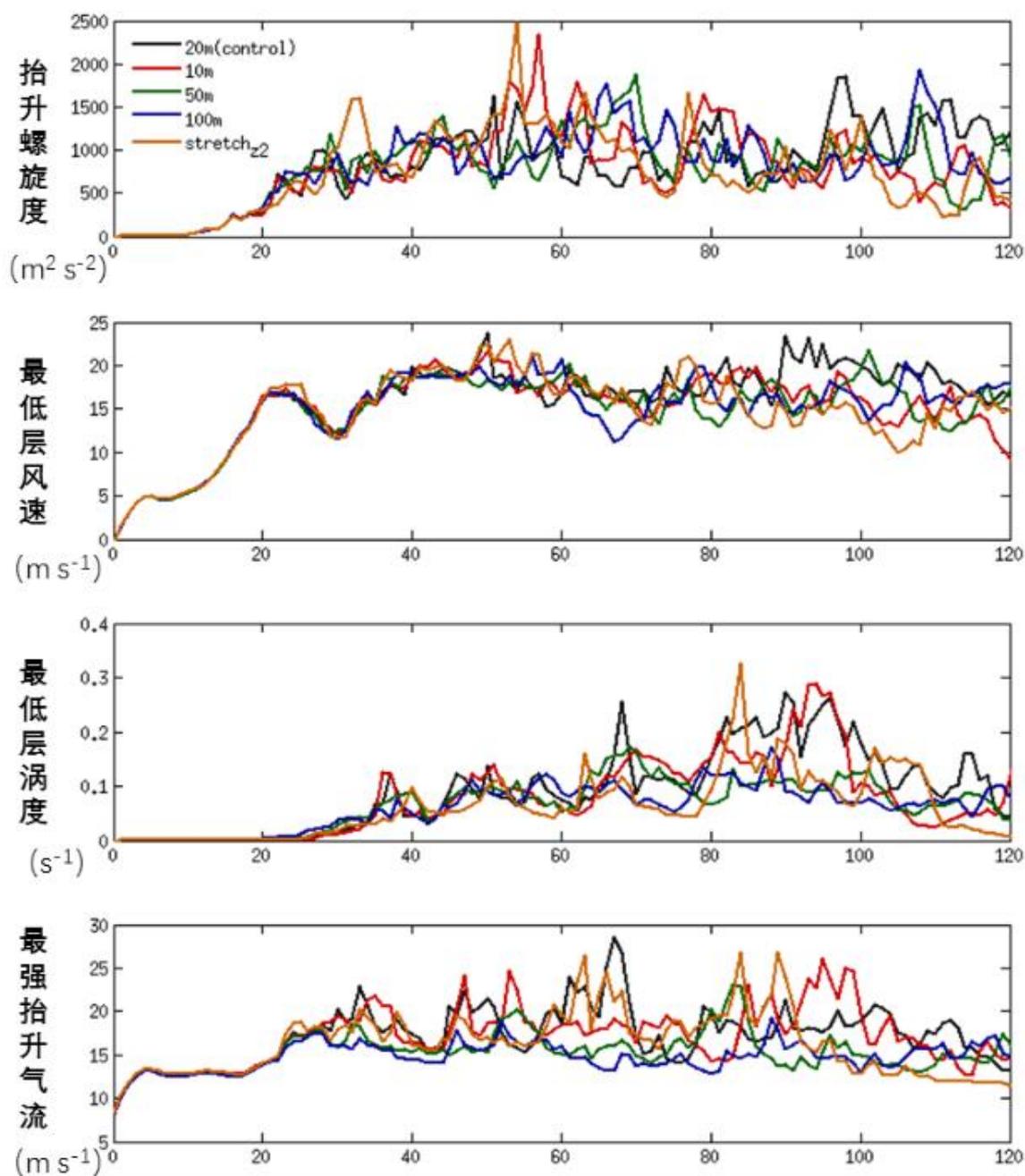


图 5.21 模拟强度对垂直分辨率的数值敏感性

Figure 5.21 Sensitivity of the simulated intensity to the vertical resolution

5.3.3 模拟结果的数值敏感性

敏感性试验结果表明,北京“7.21”龙卷及其超级单体的模拟结果对模式的初始条件、物理过程和积分方案都有着很强的数值敏感性。

在初始条件方面,热泡作为触发对流的方式,是一个重要的影响因素。在理想化的试验中,由于初始场设定为水平方向物理量均匀分布,因此对流的触发过程是通过人为施加的初始扰动来产生的。对于超级单体的模拟而言,最为常用的初始化扰动方案是旋转椭球体形状的热泡。热泡的中心设定一个最强的位温扰动数值,其余部分的数值向椭球体外边界均匀衰减至0。初始热泡的设计实质上是模拟了真实大气中夏季不稳定边界层中热泡的产生过程,也就是由于下垫面与大气成分分布的不均匀性所造成的局地不均匀加热过程。

使用不同强度的热泡会对模拟结果产生较大影响(图 5.15)。1 K 强度的热泡几乎没有产生强对流系统。2 K 的热泡可以产生最高接近 $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 抬升螺旋度(2 至 5 km 的积分结果,下同),达到了 Naylor 和 Gilmore (2014) 所采用的 $900 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 的超级单体强度的标准。但是达到之后迅速下降为 0 并不再发展。最强 10 m 高度的近地面风速可达 10 m s^{-1} ,但是最低层的垂直涡度几乎没有发展。4 K 强度的热泡,其抬升螺旋度可达 $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$,其维持时间也延长到 20 min,期间达到两次峰值。最大近地面风速可达 15 m s^{-1} 。10 m 高度的垂直涡度最强可达 0.02 s^{-1} 的数量级,最强的中层抬升速度也提高到了 15 m s^{-1} 。

相比而言,6 K 热泡的模拟结果则明显不同。6 K 模拟结果中的抬升螺旋度强度最大值达到了 $1500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$,而维持在 $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 以上的时间超过了 60 min。在对流发展的主要阶段,其最低层风速和抬升气流的最大值均维持在 15 至 20 m s^{-1} 之间,而最低层涡度的最大值为 0.1 s^{-1} ,相比 4 K 模拟结果而言提升显著。

7 K 与 8 K 的热泡在系统发展上比 6 K 更强。特别是在 10 m 高度的近地面垂直涡度上,7 K 的峰值超过了 0.25 s^{-1} ,而 8 K 则更是超过了 0.3 s^{-1} 。所不同的是,8 K 模拟的近地面涡度峰值出现在超级单体发展早期的 50 至 60 min 之间,超过 0.2 s^{-1} 的强盛阶段持续时间不足 10 min;而 7 K 模拟的近地面涡度峰值则出现在 80 至 100 min,持续时间接近 20 min,更为接近观测。

从不同试验结果的水平分布(图 5.16)可以看出,1 K、2 K 和 4 K 的结果中基本没有出现抬升螺旋度超过 $900 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 的中气旋以及超过 0.1 s^{-1} 的近地面涡度。6 K 结果中出现了持续很短的中气旋、强抬升气流以及稍纵即逝的近地面涡度。7 K 和 8 K 的结果中都出现了维持时间较长的中气旋和近地面涡度,7 K 的模拟在后期强盛,8 K 的结果在发展初期即快速增强,后期减弱。从近地面涡度的轨迹来看,8 K 的结果是接近直线的分布,而 7 K 模拟的轨迹有更多的偏北分量、并出现了涡度替换带来的后期弯曲

型特征,且轨迹长度约为 10 km,这与灾害调查所得到的龙卷路径特征极为相似。因此,7K 为本研究所选取的设定。

在物理过程方面,模拟结果对水汽参数化方案的选取同样十分敏感(图 5.17)。本研究所选取的 Morrison 双参数方案并不是可以模拟出最强中气旋的方案,但却是近地面涡度维持时间最长、最接近观测特征的。在可供选择的 12 种不同方案中,双参数方案模拟的强度和效果明显优于单参数方案,对近地面涡度的发展十分关键。此外,尽管对软雹(graupel)和冰雹(hail)过程的区分会在一定程度上降低近地面涡度的最大值,但其维持和发展却更为稳定,在路径上也与观测更加接近(图略)。

地面摩擦的引入对模拟结果同样造成了影响(图 5.19)。使用完全无滑动(no slip)方案的结果会使得中气旋在前期快速增强至 $2500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$,强于自由下垫面条件下的结果。然而,达到最强后的中气旋迅速减弱消亡,近地面涡度未能发展。可以看到,在全过程中,抬升气流的强度始终没能超过 10 m s^{-1} 。使用半滑动假设(semi-slip)的模拟结果介于完全无滑动和下垫面光滑之间,在前期到达与后者相同的强度之后快速减弱,最强的近地面涡度在 0.1 s^{-1} 。这表明,在本研究的模拟中,地表摩擦的作用主要是使得系统耗散,而没有呈现出对近地面涡度加强的影响,这点与 Davies-Jones (2008) 及 Schenkman 等 (2014) 的结论不同。造成这种差异的原因可能是地面摩擦的设定不够完善。本研究还尝试了可能改进摩擦效果的耗散过程(图 5.19)以及湍流方案(图略)的调试,然而都未能实现对近地面涡度的实质性增强。

而在模式的积分方案方面,北京“7.21”龙卷的数值模拟对水平分辨率(图 5.20)和垂直分辨率(图 5.21)也都十分敏感。随着水平分辨率的降低,200 m、500 m 和 1000 m 分辨率所模拟的中气旋和近地面涡度均递减。50 m 分辨率的强度显著上升,然而模拟的系统及其涡度的空间分布均更为复杂;100 m 的控制试验尽管强度偏弱,对于超级单体和龙卷的模拟却与观测更加接近。垂直分辨率的结果所造成的差异小于水平分辨率,但是与更粗的 50 m 和 100 m 以及更细的 10 m 相比,20 m 的控制试验对于下沉反射率核以及龙卷强度的变化的模拟与观测最为接近。

除此以外,对于下沉反射率核及龙卷强度变化的模拟对模式积分的时间步长也极为敏感。这充分表明,精细化超级单体和接近龙卷尺度的结构特征和演化的模拟具有极强的数值敏感性。超级单体乃至龙卷的可预报性是一个复杂的问题,如何提高模拟技巧和预报能力仍需要后续深入研究。

5.4 小结

本章使用高分辨率云解析模式 CM1 对 2012 年 7 月 21 日发生在北京通州张家湾镇的龙卷进行了模拟。该过程的临近探空具有较好的时间和空间代表性。北京观象台位

于龙卷发生地点以西仅 20 km 处，14 时探空的施放时间在龙卷发生前约 20 min。使用该探空的分钟级数据作为均匀的环境背景场，采用地面观测数据对探空廓线最低层次进行优化，经过热泡的初始扰动，不仅可以成功模拟出超级单体和中气旋的形态特征和移动规律，更重要的是，再现出了下沉反射率核的形成与回缩以及龙卷尺度涡旋的形成、维持和消亡等过程。模拟中的龙卷尺度涡旋在路径、生命期、强度变化、影响范围以及与下沉反射率核的关系等方面都与灾害调查及雷达观测十分相近。

模拟结果的两个不足是对于近地面风速的低估和漏斗云的缺失。从本质而言，这两者都反映了龙卷强度模拟的不足。造成模拟强度不足的可能原因主要包括网格分辨率的限制、下垫面光滑的假设和探空本身的不足。

模拟结果对于初始条件、物理过程和积分方案的数值敏感性都很强。热泡的强度对近地面涡度的增强十分关键，传统的 2 K 模拟不足以模拟出稳定维持的超级单体，而 4 K 模拟不足以在出现稳定维持的中层中气旋后产生近地面龙卷尺度强涡度。控制试验的 7 K 模拟与观测最为接近。水汽方案的选取对模拟也有很大影响，双参数方案优于单参数方案，区分软雹过程更有利于模拟结果接近观测。完全无滑动和半滑动假设的地面摩擦方案会使得系统快速耗散，无法得到近地面稳定维持的强涡度，也就无法进一步提高龙卷的发展强度。以作者目前的尝试难以得到支持地面摩擦可以促进龙卷发展这一理论的结果。100 m 的水平分辨率和 20 m 的垂直分辨率十分必要，但继续提高水平分辨率会使得模拟结果的涡度分布趋于复杂化，难以得到更加接近观测的龙卷尺度模拟。

第六章 北京“7.21”龙卷的模拟演变过程

本章通过对灾害调查、雷达观测和数值模拟结果的综合分析,研究北京“7.21”龙卷发生发展的物理过程和其中的关键特征。北京“7.21”龙卷的生命周期大致可分为五个阶段,包括:(1)龙卷形成前下沉反射率核的形成,(2)下沉反射率核的向上收缩及龙卷的生成,(3)龙卷的减弱和再加强,(4)龙卷的成熟,以及(5)龙卷的消亡。在本文的第二章和第三章中,已经对该龙卷在生命周期中的减弱再加强的过程进行分析,并初步探讨了下沉反射率核与龙卷生成之间的可能联系。龙卷与下沉反射率核的这些结构和演变特征都在 CM1 的云模拟中得到了再现,这为进一步分析提供了数据基础。以下将逐一讨论模拟中各个阶段所对应的龙卷结构和演变过程。

6.1 龙卷的生成过程

6.1.1 下沉反射率核的形成和发展

模拟中下沉反射率核发生在 $t-19\text{ min}$ 至 $t-2.5\text{ min}$ 之间。在下沉反射率核形成之前,模式首先经历了约 30 min 的对流单体形成阶段和约 30 min 的超级单体发展阶段。对流单体首先是由旋转椭球体形状的泡状热力扰动而形成的。热泡的存在使得上升气流形成,在气团抬升的过程中水汽逐渐凝结,直至产生降水和与之伴随的下沉气流。最初的热泡和上升气流原本是在水平方向呈对称分布的,但在发展过程中,由于水平风速垂直切变的存在,下沉气流产生的位置相对于原热泡而言不再对称,也与上升气流相互分离。持续性的旋转性上升气流与下沉气流的分离使得弱回波区得以形成,该区域的反射率数值接近 0,与具有反射率高值的回波主体相分离。模拟积分时间 30 min ,弱回波区域的高度达到 2 km 。在之后的 30 min 内,上升气流的旋转性和强度均提升,特别是在地面以上大约 $1\text{ 至 }2\text{ km}$ 高度的范围内。这标志着超级单体的形成和增强。在龙卷形成前的 15 min ,也就是 $t-19\text{ min}$,弱回波区域的顶部在持续性抬升气流的作用下达到了 3 km 高度(图 6.1a)。

此时下沉反射率核形成了。 $t-19\text{ min}$,一个悬垂的反射率核首先在 40 dBZ 的三维等值面上出现(图 6.1a),并于 $t-16\text{ min}$ 在 50 dBZ 的等值面上出现,高度约为 1.5 km (图 6.1b 和 c)。随后,该反射率核逐渐向下伸展并增厚,在 $t-14\text{ min}$ 接触地面(图 6.1d-f)。该反射率核的发展方式符合 Byko 等(2009)所描述的第一型下沉反射率核。在接触地面之后,该下沉反射率核逐渐增宽并演化为“墙面”的形状(图 6.1g)。随着“墙面”从中心逐渐断裂分为两部分(图 6.1h),而距离对流系统的回波主体较远一侧的部

分旋转形成柱状（图 6.1i-l）。这一过程与 Byko 等（2009）所记录的 1997 年 5 月 27 日的龙卷性超级单体个例中下沉反射率核的发展十分相似。不过，在 Byko 等（2009）的分类中，由于此下沉反射率核的发展并不是明显的“下沉”状，并未将其归纳为一个典型的类别。在北京“7.21”龙卷中，高值的反射率柱体在水平方向上与超级单体逐渐分离，其 50 dBZ 等值面的直径达到 500 m，而反射率柱体高达 3 km。

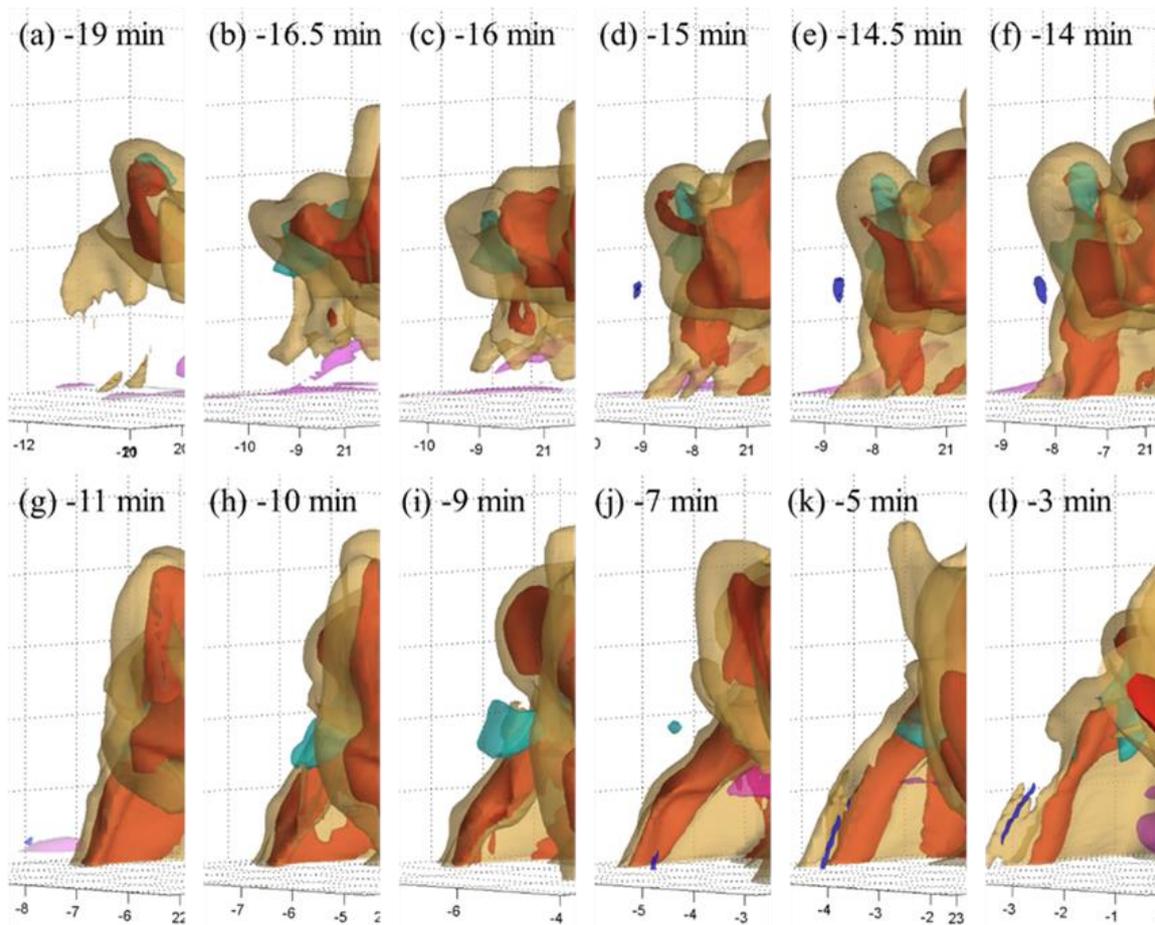


图 6.1 下沉反射率核在形成和增强阶段的结构图

Figure 6.1 DRC Structure during its formation and strengthening

该柱状下沉反射率核甚至还伴随有一个较弱的垂直涡度柱（图 6.1k），后者接近地面，强度达到了 0.1 s^{-1} ，但柱体本身连续性不佳，快速向上移动而远离地面并在短短几分钟之内就消失（图 6.1l）。与 50 dBZ 不同，40 dBZ 反射率等值面直到 $t-2.5 \text{ min}$ 都保持为连续的“墙面”，其间并没有从中间断裂的迹象。

6.1.2 下沉反射率核的上缩和龙卷的生成

模拟中龙卷的生成期发生在 $t-2 \text{ min}$ 至 $t+3.5 \text{ min}$ 之间。下沉反射率核随后向上收缩，与观测一致，同时伴随有龙卷的形成过程。40 dBZ 反射率等值面的破裂发生在 $t-$

2 min (图 6.2a)。首先出现的是在距离地面 500 m 高度处的一个弱回波洞,并在形成后逐渐扩大。与弱回波洞的扩大相伴随的是已形成的柱状下沉反射率核变强变细,至 $t-1$ min,除已形成的 50 dBZ 等值面部分的柱体直径减小为 300 m 以外,40 dBZ 等值面也在其外围形成了直径 1 km 的柱体结构(图 6.2b)。至龙卷形成的 t min,两个等值面的同心柱体均变得更细并向上收缩(图 6.2c)。与之伴随的是显著而持续的近地面涡旋和从中层中气旋位置开始向下伸展的负气压扰动。在本文第三章的雷达观测三维结构中也可以看到相似的下沉反射率核的向上收缩。Markowski 等(2012a)研究了 VORTEX2 外场观测试验中 2009 年 6 月 5 日美国 Goshen 县超级单体龙卷发生前出现的下沉反射率核发展过程,认为在低层旋转增强之前出现了下沉反射率核。然而,该工作并未明确指出在龙卷发生之前下沉反射率核的向上收缩,也并未给出对于下沉反射率核在形成过后如何变化或者消失的描述。根据作者的文献调研,在有限的探讨了下沉反射率核的工作之中,本文是首次正式提出下沉反射率核向上收缩这一过程的。

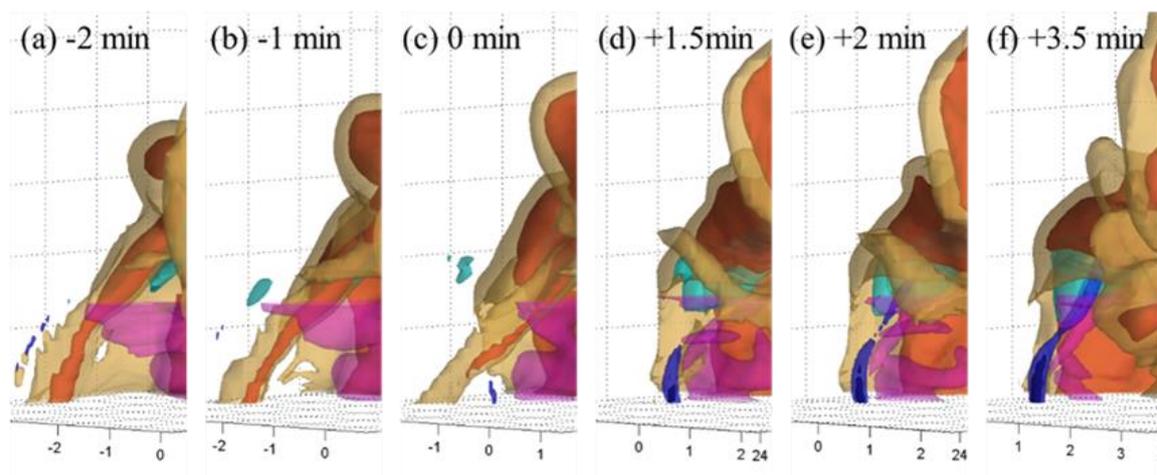


图 6.2 下沉反射率核在上缩阶段的结构图

Figure 6.2 DRC Structure during its upward shrinking

龙卷的形成可以从近地面龙卷尺度涡度的变化看出。对 0.1 s^{-1} 的垂直涡度的分析表明,在 t min (图 6.3a 和 b, 第一行),龙卷涡度首先形成于贴地的层次,其直径约为 100 m,高度约有 400 m,从地面向上与云底相接。(该涡度柱体在 0.5 min 的时间间隔内贯穿了云底以下的高度,而根据第 5.3 节所讨论的敏感性方面的原因,本工作难以继续深入研究在该时间间隔内涡度在垂直方向的发展演化,这是个遗憾。)在形成之后的 1 min 内,该涡旋柱体在直径、高度和强度上迅速增大,并形成了内侧更强的 0.15 s^{-1} 的垂直涡度等值面柱体(图 6.3c 和 d, 第一行)。在其发展过程中,涡度柱逐渐远离超级单体主体。在 $t+1.5$ min,已向上收缩的下沉反射率核完全消失,取而代之的是已增长的垂直涡度柱体(图 6.2d)。在此过程中,中层的抬升气流也在增强,表现为 15 m s^{-1} 垂直速度等值面区域的扩大和向下伸展(图 6.3e, 第一行)。其抽吸作用促进了垂直涡

度柱体的发展, $t+2 \text{ min}$, 在距离地面 1 至 2 km 高度层次有涡度 0.1 s^{-1} 垂直涡度等值面的柱体形成, 并位于上升区域的中心 (图 6.3f)。新生成的 1 至 2 km 高度层次之间的垂直涡度柱体与近地面垂直涡度柱体在 30 s 后连接 (图 6.3g)。模拟中龙卷柱体在形成阶段的最强时刻出现在 $t+3.5 \text{ min}$ (图 6.3i), 此时涡度柱体底层附近出现了达到 15 m s^{-1} 的水平风速区域 (图 6.2f)。至此, 模拟中完整的龙卷涡旋柱体形成, 对应于第四章雷达观测中 13 时 42 分的体扫中龙卷在后坨村附近造成的灾害。

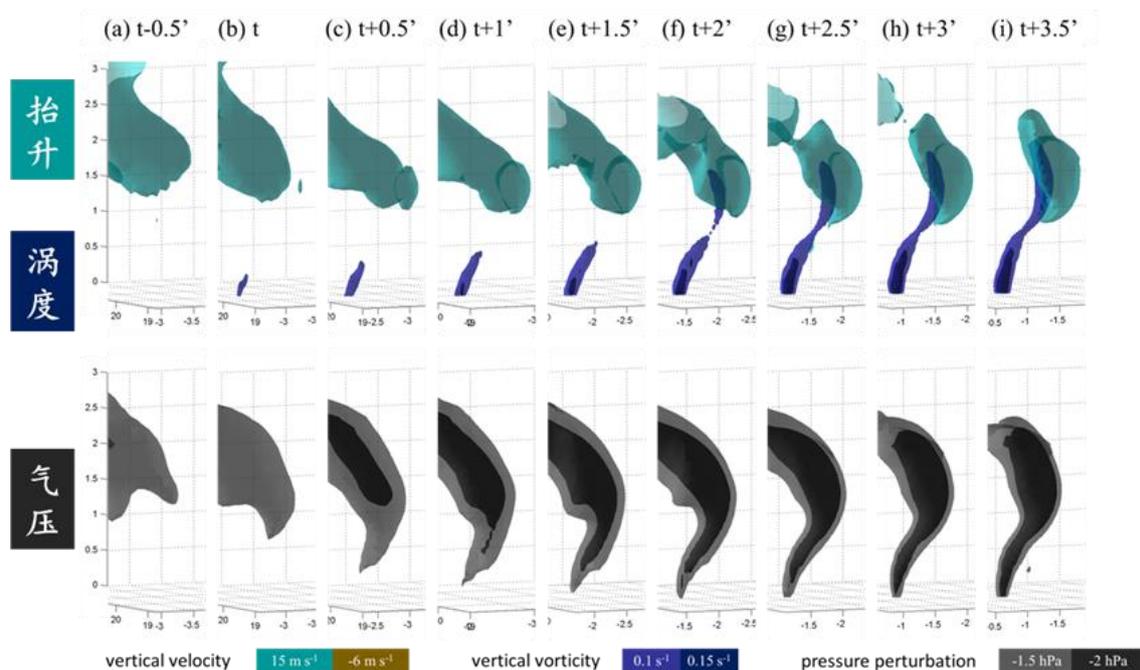


图 6.3 龙卷涡度和气压扰动柱体结构和演变图, 龙卷生成期

Figure 6.3 Structure and development of tornadic vortex versus pressure perturbation columns during tornadogenesis

龙卷涡度柱体在形成与加强的同时伴随有负气压扰动, 其三维形态与前者相比更加接近龙卷漏斗云。 $t-0.5 \text{ min}$, -1.5 hPa 的气压扰动等值面与 15 m s^{-1} 的抬升气流区域相互重合, 两者都出现在地面以上 1 km 高度之上的位置 (图 6.3a, 第二行)。随着 0.1 s^{-1} 强度的龙卷近地面垂直涡度柱的形成, 位于其上方的负气压扰动区域开始向下伸展 (图 6.3b 至 e, 第二行), 并在 2 min 内接触地面 (图 6.3f, 第二行)。数值更强的 -2 hPa 气压扰动等值面在 $t+0.5 \text{ min}$ 生成于 -1.5 hPa 等值面的内侧, 高度位于地面以上 1 至 2.5 km 的层次 (图 6.3c, 第二行), 并在生成之后向下伸展直至与地面接触 (图 6.3d 至 h, 第二行)。在成熟之后, 负气压扰动区域的下部呈现出与经典的象鼻状漏斗云相类似的三维结构 (图 6.3i, 第二行)。与由地面向上伸展的龙卷垂直涡度柱体的发展方向相反, 负气压扰动等值面区域的发展方向为由上至下, 这与实际中可视的龙卷漏斗云发展方向一致, 特别是在对流云底以下的低层部分。

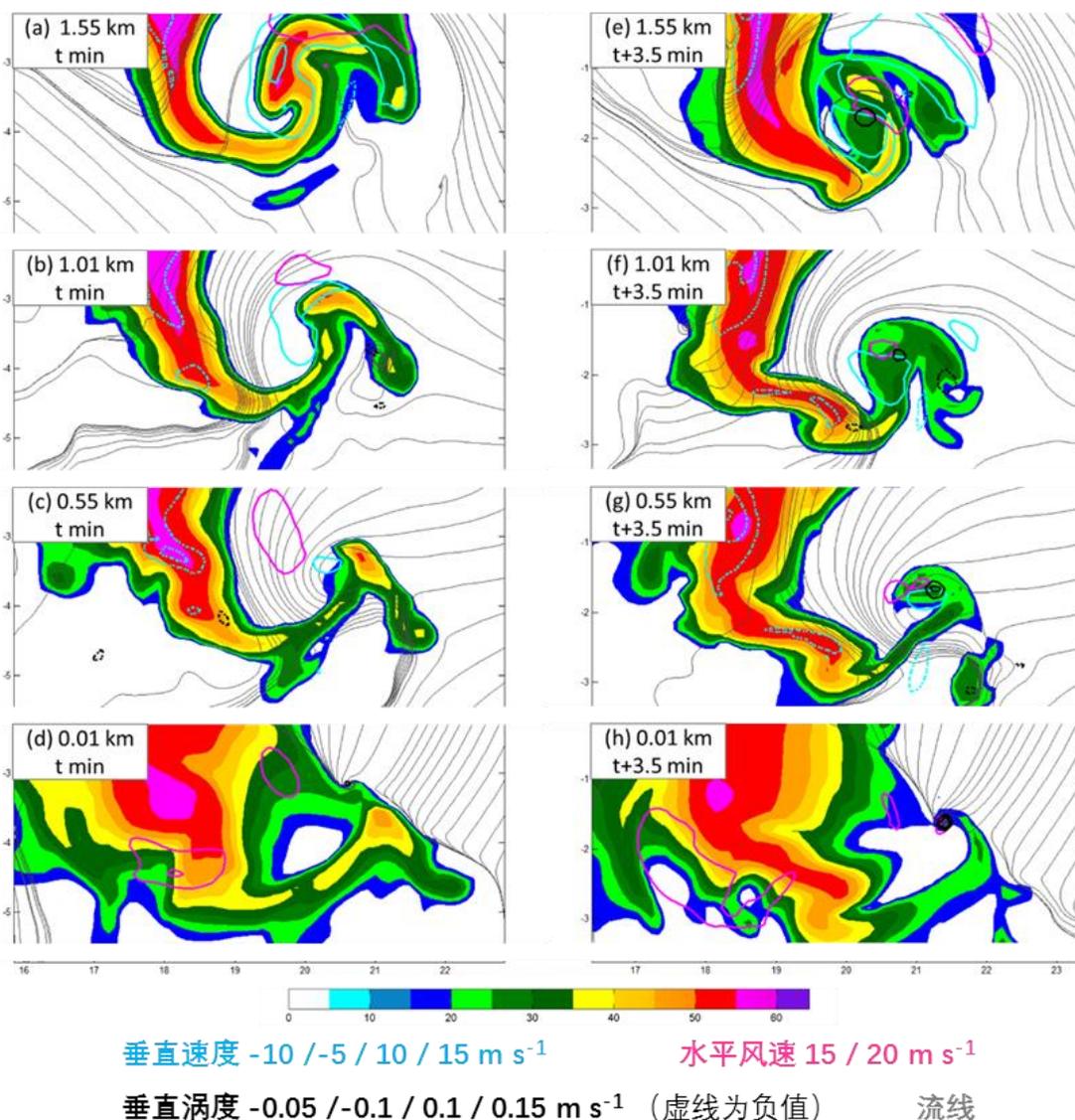


图 6.4 龙卷涡度与超级单体的二维结构图，龙卷生成阶段

Figure 6.4 Two-dimensional structure of the tornadic vortex and supercell during tornadogenesis

在传统的二维视角下，强近地面涡旋的形成及其与中层中气旋抬升区域的关系也同样清晰。在龙卷开始形成的 $t \text{ min}$ ，模式最低的距地面 10 m 层次出现了 0.1 s^{-1} 的强涡度等值线，其位置位于地面以上 0.55 km 、 1.01 km 和 1.55 km 层次的旋转抬升气流区域之下，而这些更高层次处的涡度数值较弱（图 6.4a 至 d）。在 $t+3.5 \text{ min}$ ，此时龙卷已经形成，地面以上 10 m 高度的涡旋显著增强，而更高层次的涡度也对应增强（图 6.4e 至 h）。模拟结果中更高层次还出现了强度相仿的正负涡度对的结构，特别是在地面以上 1.01 km 处最为明显，而近地面层次只有单一的气旋性涡度比较明显。这一特征与前人工作的结果一致，这体现了斜压生成的低层涡度的涡度线被抬升及下沉气流扭转之后的特征（Markowski 等，2008）。该作用是近年来龙卷研究中的核心问题之一

(Markowski 和 Richardson, 2009; Wurman 等, 2012)。

6.2 龙卷的维持和消亡过程

6.2.1 龙卷的第一次减弱和再加强

模拟中龙卷的减弱再加强发生在 $t+4 \text{ min}$ 至 $t+12.5 \text{ min}$ 之间。龙卷形成阶段的近地面涡度的持续时间并没有贯穿龙卷的整个生命期。在 $t+4 \text{ min}$ ，已连接为整体的 0.1 s^{-1} 强度的龙卷垂直涡度柱体在地面以上 1 km 附近的位置发生断裂。断裂之后的下半段近地面部分继续沿着先前远离超级单体母体的方向向外移动，而上半段的部分则保持着不变的相对风暴位置，并在抬升气流中向上收缩（图 6.5a，第一行）。向外移动的近地面龙卷涡度维持了 10 min ($t \text{ min}$ 至 $t+10 \text{ min}$)。与第 6.1.1 节中分析在龙卷生成之前伴随下沉反射率核出现的较弱、不连续、维持时间也很短的垂直涡度细柱不同，此时的近地面龙卷涡度柱体在 0.1 s^{-1} 和 0.15 s^{-1} 两个强度的垂直涡度等值面上都向下减弱收缩，并且在消散之前始终保持接地（图 6.5b 至 g，第一行）。龙卷在这一阶段由于涡度柱断裂而造成的强度减弱与灾害调查中所分析得到的生成之后的强度减弱相一致。

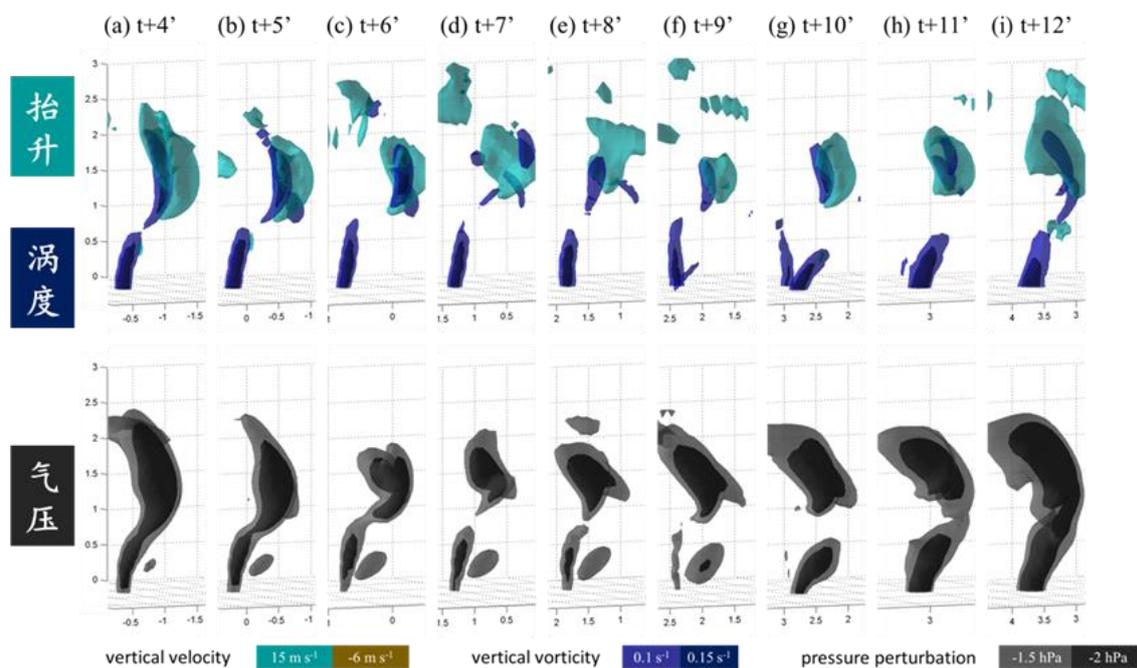


图 6.5 龙卷涡度和气压扰动柱体结构和演变图，龙卷减弱再加强阶段

Figure 6.5 Structure and development of tornadic vortex versus pressure perturbation columns during the period of tornado weakening and re-intensification

然而，龙卷涡度柱体的断裂并未导致整个龙卷事件的结束。在此过程中，另一个与之前形态上相仿而在强度上更强的近地面涡度形成（图 6.5f 至 g，第一行），并在移

动之后取代了原先的近地面龙卷涡旋所在的位置（图 6.5h 和 i，第一行）。这一新的近地面涡度柱体最早出现在 $t+9$ min(图 6.5f, 第一行), 出现的位置也是从贴近地面开始, 并且在出现之初就与近地面大风（相对地面水平风速最大值）区域紧密重合。涡度的替换过程仅发生在地面以上 500 m 之内的高度, 更高层次的涡旋柱体已经上缩至系统中层中气旋所在位置。

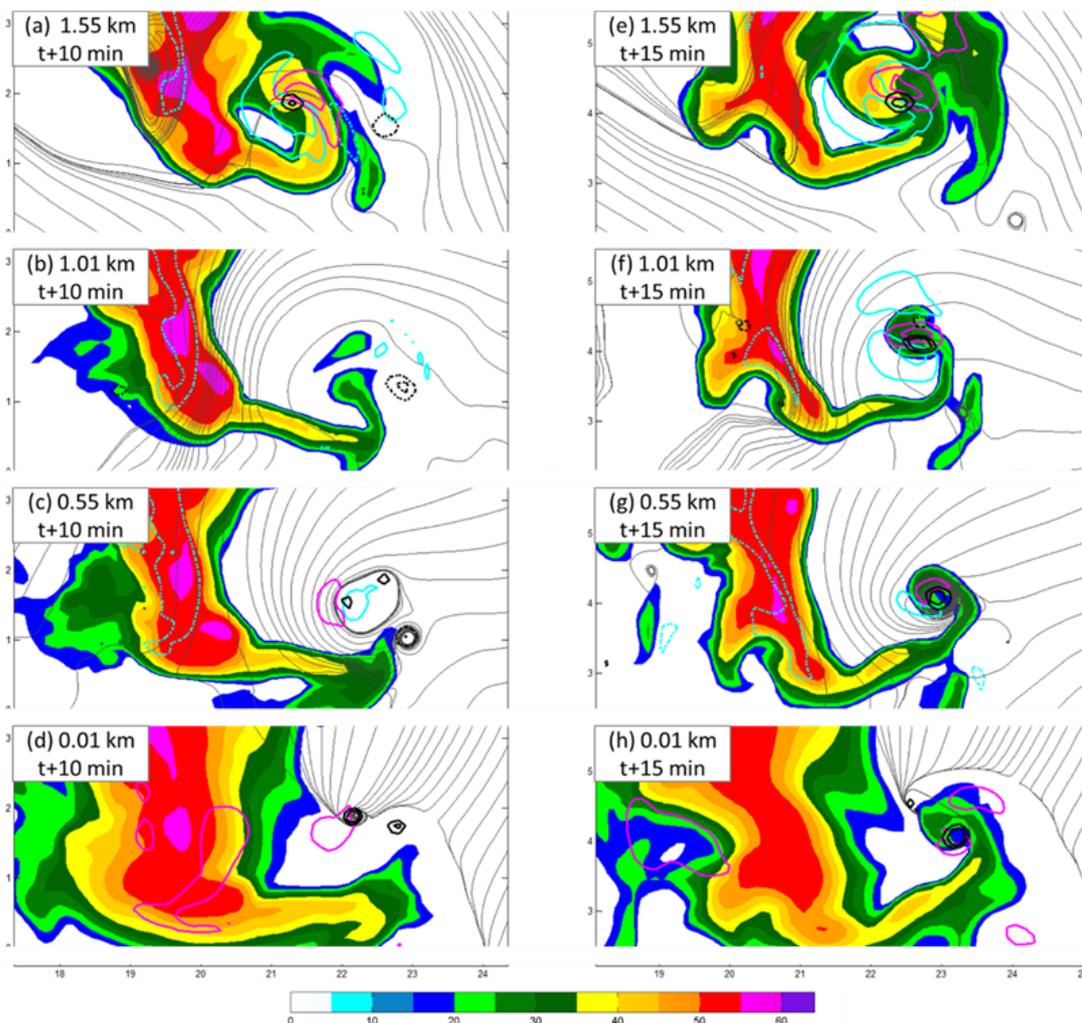


图 6.6 龙卷涡度与超级单体的二维结构图，龙卷再加强和成熟阶段

Figure 6.6 Two-dimensional structure of the tornadic vortex and supercell during tornado re-intensification and maturity

在负气压扰动的演变中也可以看出龙卷的减弱再加强的过程（图 6.5，第二行）。气压扰动等值面也发生了相似的断裂过程（图 6.5a 至 d，第二行）。在重新连接之后，负气压扰动等值面区域所形成的柱状结构的强度显著增强，其直径也明显增大（图 6.5e 至 i，第二行）。

而在近地面涡度替换阶段的水平剖面分析表明，随着第二个龙卷近地面涡度的发展，二维平面内的旋转性环流和低层抬升气流都逐渐向其靠近，共同呈现出向更高层

次旋转性抬升气流区域连接的趋势（图 6.6a 和 b）。地面以上层次的反气旋性涡旋有所增强，特别是在地面以上 0.55 km 高度层次最为明显，形成了直径 300 m 的小型反气旋涡旋（图 6.6c）。反气旋涡旋的出现是涡流线弯折的体现（Markowski 等，2012b）。

6.2.2 龙卷再加强之后的成熟和强盛

模拟中龙卷的成熟期发生在 $t+13 \text{ min}$ 至 $t+16.5 \text{ min}$ 之间。在经历了涡度柱体的替换之后，龙卷达到了其成熟强盛阶段。随着第二个近地面涡旋的发展，之前曾发生断裂的地面以上 1 km 位置处的垂直涡度重新增强，其上方已收缩的涡旋柱体和下方新发展的涡旋柱体重新连接（图 6.5f 至 i，第一行；图 6.7a，第一行）在 $t+13 \text{ min}$ ，上下两段涡度柱体的连接完成，而完整的龙卷垂直涡度柱体呈现出比形成阶段更为连续的成熟形态（图 6.7b，第一行）。在几分钟之内，更强的 0.15 s^{-1} 垂直涡度等值面也形成了贯穿地面至地面以上 2 km 高度的完整柱状结构，柱体直径达 500 m（图 6.7c 至 e）。在龙卷的成熟阶段，垂直涡度柱体的顶部逐渐发展升高（图 6.7c 至 h），从地面以上 2 km 达到 $t+16.5 \text{ min}$ 的地面以上 2.5 km（图 6.7i）。超级单体本身的反射率回波也逐渐升高，这与雷达观测中 13 时 54 分的三维结构在垂直方向上的增高相吻合。

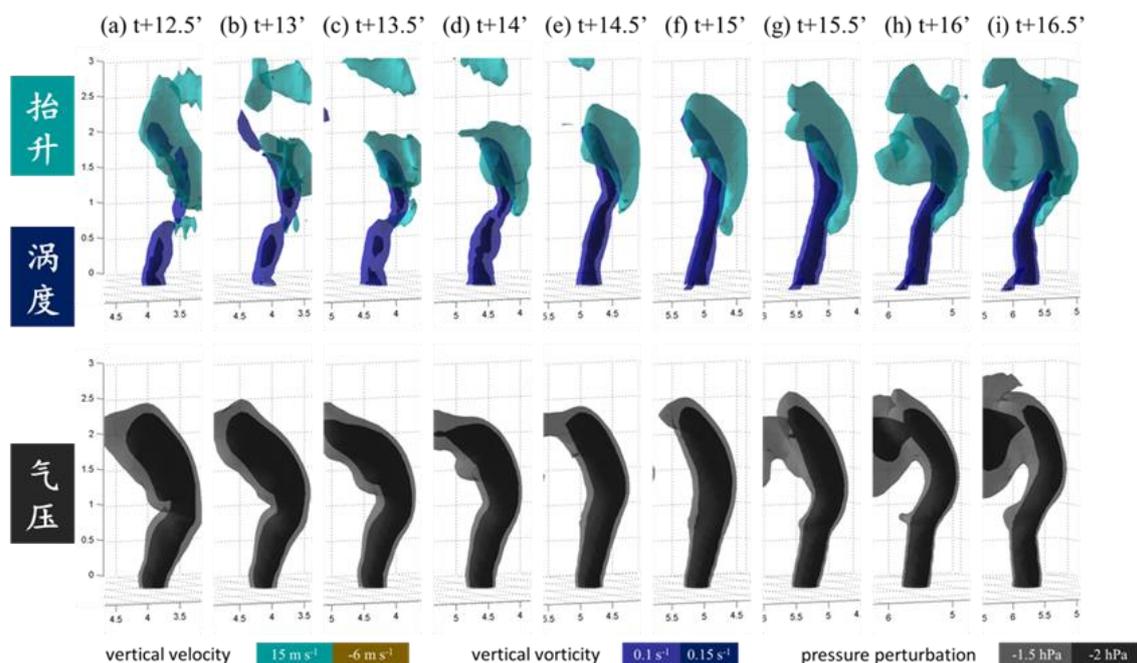


图 6.7 龙卷涡度和气压扰动柱体结构和演变图，龙卷成熟期

Figure 6.7 Structure and development of tornadic vortex versus pressure perturbation columns during tornado mature stage

负气压扰动的三维场也同样显示出龙卷的成熟和强盛（图 6.7，第二行）。底层发生了替换之后的气压扰动等值面的柱体，其近地面部分的显著增宽，达到与上半段相同

的直径。在此过程中,龙卷在近地面产生了最强的相对地面水平风速,这与灾害调查中枣林庄村厂房倒塌造成人员伤亡所在的阶段相吻合。气压在近地面层次的加强和低压区域水平范围的扩大也与灾害调查中大辛庄村所产生的最大受灾面积相一致。而在雷达观测中出现在这一阶段的龙卷地物碎片特征则并没有在模拟中被捕捉到。在实际中,龙卷地物碎片特征的产生是由于受灾地区的碎片和沙尘等被龙卷卷至低空,由这些残骸所产生的反射率,而非水汽或者降水粒子。在本研究的模拟之中,碎片和沙尘是没有被数值模式所模拟的。尽管如此,在近地面增宽的负气压扰动仍然表明了龙卷地物碎片特征出现的可能性。

在龙卷成熟的阶段内,超级单体本身也呈现出更明显的钩状回波结构,这与雷达观测相一致(图 6.6e 至 h)。地面以上 0.55 km 高度层次的气旋性环流与强涡度中心配置更为良好(图 6.6g)。在地面以上 1.01 km 高度的正负涡度对仍然可以识别(图 6.6f)。与此同时,在贴近地面的 10 m 高度层次(图 6.6h),第三个龙卷近地面涡旋形成并开始影响低层风场,伴随着第二个近地面涡度与龙卷涡度柱体的偏移,以及完整龙卷涡旋柱体的再次减弱。

6.2.3 龙卷的第二次减弱和消亡

模拟中龙卷的消亡期发生在 $t+17$ min 至 $t+24.5$ min 之间。在成熟之后,龙卷走向了消亡。在 $t+15$ min,随着第三个新生的近地面龙卷涡旋的出现(图 6.7f, 第一行;图 6.6h),另一次近地面龙卷涡度的替换过程发生。与此同时,龙卷的柱状垂直涡度等值面和漏斗云状负气压扰动等值面均在地面以上 1.5 km 的位置发生弯曲($t+20$ min, 图 6.8d 和 e, 第一行和第二行)。第三个近地面龙卷涡度逐渐发展并增宽,但却始终没能与上方的龙卷涡度柱体相连接(图 6.8a 至 d, 第一行)。不仅如此,在形成阶段,该近地面涡度也并未像前一涡度一样伴随有最强的地面大风,而是在 $t+20$ min 之后,原先的龙卷涡度柱体在地面以上 500 m 高度之内发生断裂, 15 m s^{-1} 水平风速的等值面才伸展至该新生的近地面涡度。该涡度在垂直方向上的发展始终限制在地面以上 500 m 高度以内(图 6.8e 至 g, 第一行),直至消散。原先的龙卷涡度柱体碎裂为几个部分(图 6.8e, 第一行),尽管在水平相对位置上并未离开上方强中气旋抽吸所在的位置,却不再发展,直至消亡(图 6.8f 至 i, 第一行)。

在龙卷消亡之后,整个超级单体的强度也有所减弱。在 $t+41$ min,也就是模拟的第 120 min,超级单体虽然减弱却仍然展现出持续性的旋转上升特性以及弱回波区结构。模拟中该超级单体可以继续维持几十分钟,这与观测中超级单体移出北京后的继续维持相一致。由于超级单体强度的减弱,在此之后没有新的龙卷出现的迹象。

在整个模拟的过程中,最初的 30 min 是对流单体初始化的过程,随后的 30 min 超级单体逐渐形成。17 min 之后下沉反射率核形成,并在龙卷发生之前发展成为孤立的

柱状并向上收缩。龙卷的形成、减弱再加强、成熟和消亡这四个阶段依次经历了 6 min、9 min、4 min 和 8 min 的时间。在模拟结束之前的最后 16 min 内，没有新的龙卷涡度生成。模拟中的龙卷从最初开始形成到最终消亡用时 24 min，中间经历了三个近地面龙卷垂直涡度的两次替换过程，其生命周期及强度演变等特征与灾害调查的主要结论十分接近。

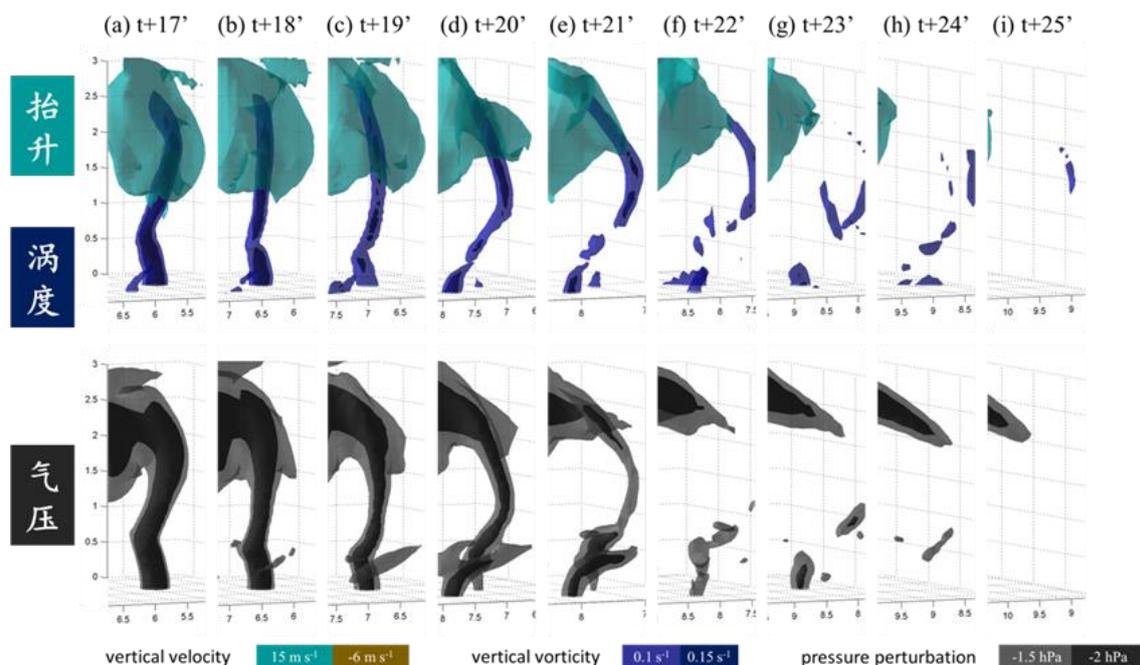


图 6.8 龙卷涡度和气压扰动柱体结构和演变图，龙卷消亡期

Figure 6.8 Structure and development of tornadic vortex versus pressure perturbation columns during tornado demise

6.3 龙卷涡度的发展和替换过程

本研究主要关注对北京“7.21”龙卷的结构和演变的细致模拟。具体而言，关注了当龙卷尺度的近地面涡旋形成之后，它究竟如何发展。也就是涡度倾向方程之中的拉伸项的作用。对于 0.05 s^{-1} 强度的垂直涡度等值面的分析显示，随着中层中气旋涡度的向下发展，其抽吸作用促使近地面更强的 0.1 s^{-1} 垂直涡度自下而上快速生长，同时负气压扰动自上而下发展（图 6.9）。一种可能的解释是，较弱涡度的形成和向下发展是由于中层中气旋的抽吸作用所致。在持续性抬升存在的条件下，由于角动量守恒，气流在因抽吸而辐合之后涡度增加。这种机制在中层中气旋抽吸的作用下自上而下传播发生，因而表现为涡度柱体自上向下的伸展。当该过程传播至接近地面的层次时，由于下边界变为封闭，因此抽吸所产生的辐合作用大幅度提升，因此在近地面产生紧贴地面的

强垂直涡度中心。而辐合后达到旋衡风平衡状态的涡旋柱体其能量自下而上传播，因而表现出强龙卷垂直涡度柱体自下而上的发展。这可能是不同于传统龙卷研究中所关注的斜压涡度生成理论的对于龙卷形成的另一种解释。

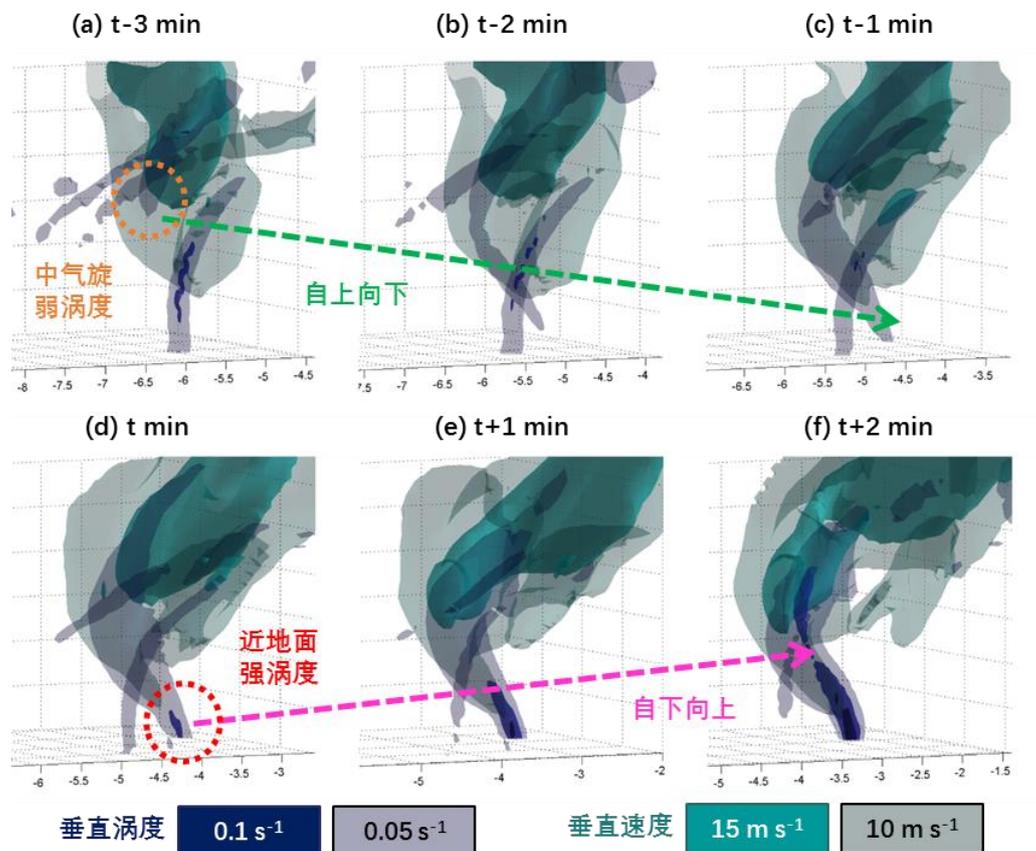


图 6.9 龙卷生成阶段垂直涡度发展方向

Figure 6.9 Development of vertical vorticity column during tornadogenesis

龙卷的强度变化表现为龙卷柱体在近地面部分的断裂和涡度替换过程。那么，为何相似的两次龙卷近地面涡度的替换过程中，前一次可以在龙卷减弱之后促进其再次增强乃至成熟，而后一次则无法阻止龙卷的减弱乃至最终消亡呢？分析表明，龙卷的消亡伴随着下沉气流的增强，而增强后的下沉区域扩大，切断了龙卷低层地面涡旋与中层中气旋抬升气流的联系（图 6.10）。云底以下部分的龙卷涡旋在这一阶段分裂为多个相互独立的垂直涡度区域。以俯视的视角而言，在龙卷生成的阶段，龙卷涡旋的底部周围包围着均匀的抬升气流（图 6.11a），而在龙卷消亡的阶段，下沉气流以两条螺旋的带状形态侵入到龙卷底部（图 6.11b）。在成熟期的龙卷涡度柱体弯曲并断裂之后，其上层的部分向上收缩并持续碎裂为多个部分，其形态与常见的龙卷漏斗云最终的上缩过程十分相似；而下侧的涡旋部分始终保持接地并继续维持了 4 min。需要指出的是，即便在整个龙卷涡旋柱体消亡之后，近地面的龙卷涡旋仍然维持到了龙卷生命周期的最后时刻。

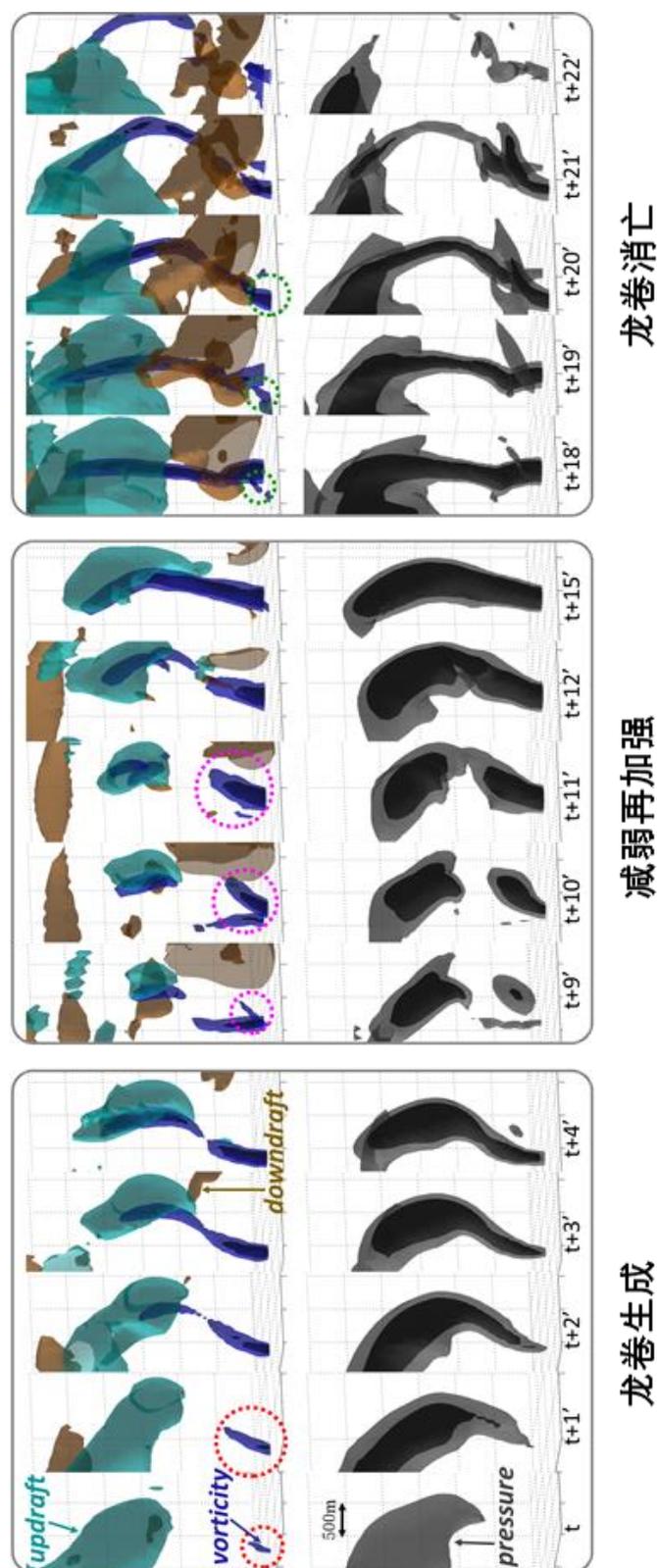


图 6.10 龙卷生成、维持和消亡的不同阶段抬升气流和下沉气流的对比

Figure 6.10 Comparison of updraft and downdraft during tornadogenesis, maintenance and demise

基于 CM1 模拟的结果，我们归纳出了北京“7.21”龙卷从触发到消亡过程的概念模型（图 6.12）。在龙卷形成之前，一个在水平方向上独立的柱状下沉反射率核形成并向上收缩。在龙卷涡度最初形成的过程中，首先是在中层中气旋内形成一个尺度更小、旋转更强、但相对于龙卷来说涡度较弱的涡旋。该涡旋向下传播形成柱体，并在接触地面的同时在内部形成更强的龙卷尺度涡旋柱体。当龙卷涡旋柱体形成之后它快速向上发展，最终连接到中层中气旋的位置。同时，中层中气旋所在位置的负气压扰动加强并向下伸展，呈漏斗云状。当负气压扰动足够强之后可能会导致柱体内部抬升凝结高度的显著下降和水凝物的形成。龙卷的形成和发展得益于近地面强龙卷涡度与中层中气旋的良好配置和相互作用（图 6.12a）。

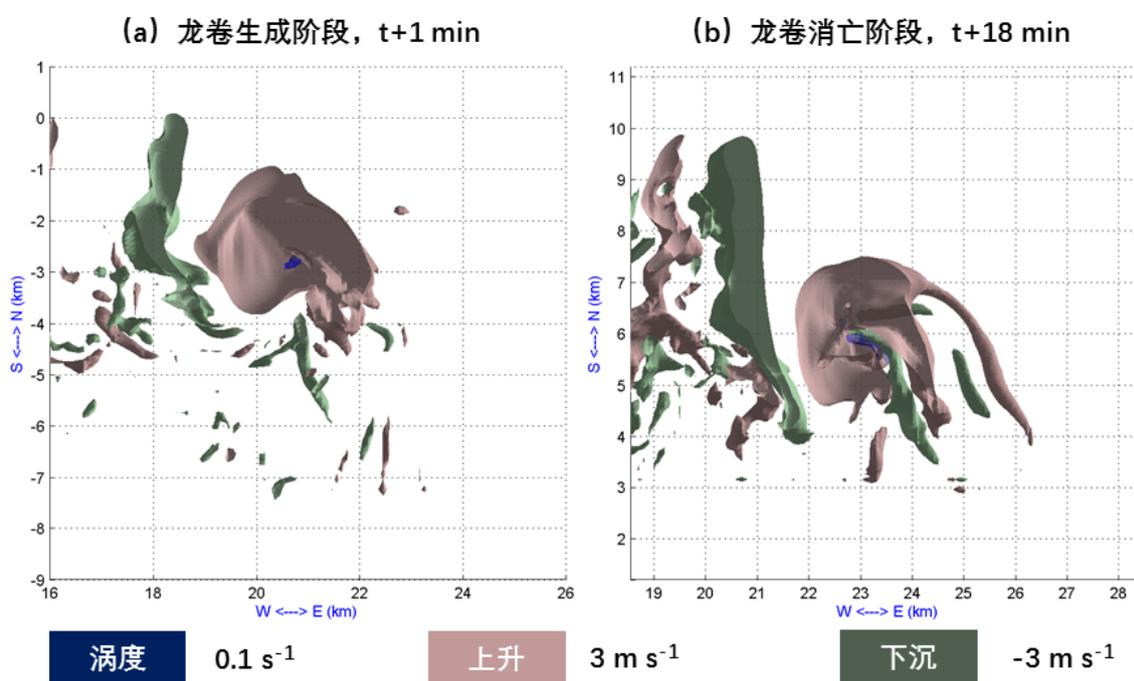


图 6.11 龙卷生成和消亡阶段的低层垂直运动的三维结构俯视对比

Figure 6.11 Comparison of three-dimensional structures of low-level vertical motion during tornadogenesis and demise

随着近地面涡度移出中气旋下方抽吸中心所在的位置，龙卷涡度柱体发生断裂，龙卷减弱。与此同时，另一个新生成的近地面龙卷涡度柱体形成并与之前的近地面涡度发生替换，使得断裂后的龙卷涡度柱体重新连接，并发展得更为强盛，龙卷再次增强并达到成熟，并在近地面造成最大的水平风速和最宽的影响范围（图 6.12b）。当第二个近地面龙卷涡度再次移出中气旋抽吸所在的位置时，尽管有一个相似的近地面涡度形成并出现在中层中气旋下方的合适位置，但此时增强并扩大范围的下沉气流侵入了龙卷低层的入流，使得近地面涡度与中层中气旋的连接被切断，龙卷涡度无法在抽吸作用下再次连接为连续而强盛的整体，龙卷最终消亡（图 6.12c）。

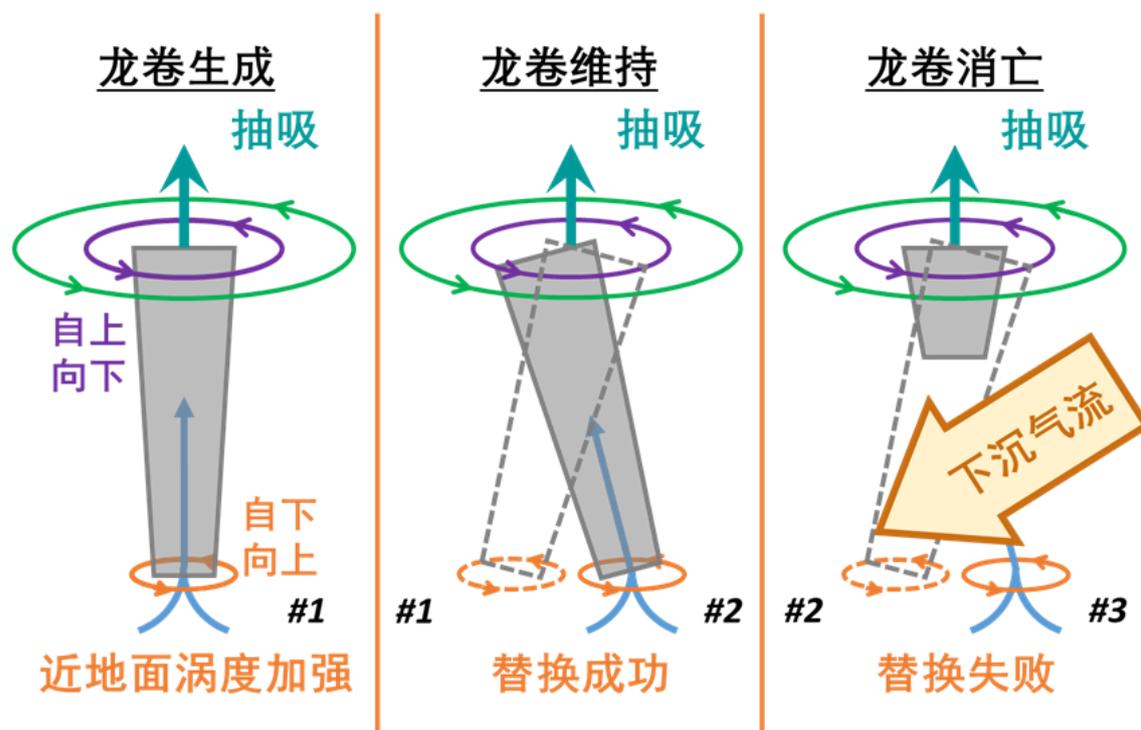


图 6.12 基于模拟结果的北京“7.21”龙卷生成、维持和消亡过程的概念模型

Figure 6.12 Schematic diagrams of the genesis, maintenance and demise processes happened in the Beijing tornado event enlightened from idealized simulation

6.4 小结

本章通过对雷达特征和数值模拟结果的综合分析，考察龙卷的发生发展特征。北京“7.21”龙卷的生命周期大致可分为五个阶段，包括：（1）龙卷形成前下沉反射率核的形成，（2）下沉反射率核的向上收缩及龙卷的生成，（3）龙卷的减弱和再加强，（4）龙卷的成熟，以及（5）龙卷的消亡。在模拟结果中， 0.1 s^{-1} 强度的垂直涡度等值面真实地反映了龙卷从最初的形成、经历减弱再加强的过程、达到成熟、最终消亡的完整生命周期。

该龙卷的形成过程发生在下沉反射率核成熟并上缩之后，表现为中层中气旋内形成一个尺度更小、旋转更强、但相对于龙卷来说涡度较弱的涡旋。该涡旋向下传播并在接触地面的同时在内部出现更强的龙卷尺度涡旋。同时，中层中气旋所在位置的负气压扰动加强并向下伸展，呈漏斗云状。两个等值面在位置上相互吻合，其宽度都在百米量级的龙卷尺度。此后，垂直涡度和气压扰动柱体的近地面部分都经历了一次断裂再连接的替换过程，这与灾害调查所得到的龙卷中期强度的减弱再加强以及路径由前期的直线型转为后期的曲线型十分吻合。断裂之后的龙卷涡度并没有消亡，而是与一个新生成并在中气旋抽吸作用下发展增强的近地面涡度重新连接。重新连接的龙卷涡度

柱体和与之伴随的气压扰动柱体强度增大，在地面造成范围更大、强度更强的旋转风速和低压，与灾害调查中的龙卷减弱再加强之后最严重的受灾区域相一致。龙卷的消亡发生在龙卷涡度和气压扰动柱体的第二次断裂之后。此时，尽管近地面又有新的垂直涡度形成并位于中气旋之下，但其与中层中气旋抽吸的连接被下沉气流切断。垂直涡度无法再次发展和重新连接，龙卷不再维持。

龙卷涡度和气压扰动柱体的断裂和更替可以解释龙卷不同阶段造成的灾害强度、范围的差异。中气旋的抽吸对于该更替过程的促进作用以及下沉气流出现后对于该更替的抑制作用可能是北京“7.21”龙卷生成、维持与消亡过程中的关键因子。

第七章 比较研究：“东方之星”倾覆事故风灾调查

本文的第二章详细论述了北京“7.21”龙卷的验证过程，并特别指出，龙卷和下击暴流是造成局地强风灾害的两种容易混淆的过程。在有些情况下，确认和排除龙卷是非常困难的工作，而排除龙卷比认定龙卷更加困难。本章将从另一个更加复杂的个例入手，讨论一次被误认为是龙卷的下击暴流灾害的调查和分析过程，与北京“7.21”龙卷进行比较分析，进一步探讨龙卷的验证与排除。该过程造成“东方之星”客轮的倾覆，导致 442 人遇难。本章将首先分析客轮航迹，确定客轮的倾覆过程和方位。接着，通过多普勒天气雷达分析，研究事故发生时可能相关的中尺度天气系统。进一步地，通过雷达观测分析和现场灾害调查，分别对事故周边区域的低层风速和地面风速进行估计。最后，运用 EF 评级方法对客轮倾覆地点附近陆地区域的风力进行估测，从而揭示事故背后的天气事实。

7.1 航迹信息与中尺度系统的演变

2015 年 6 月 1 日 21 时 31 分左右，载有 454 名乘客的“东方之星”客轮在长江湖北监利县大马洲航段倾覆，造成 442 人遇难（图 7.1a 和 b）。为揭示造成客轮倾覆的气象原因，在湖北监利进行了多次现场调查（Meng 等，2016；郑永光 等，2016）。除了像第二章北京“7.21”龙卷灾害调查一样采用现场勘查、访问目击者、收集并分析媒体和网上的影像和文字材料、结合雷达观测分析等方法外，考察中还采用了无人机航拍等手段辅助调查。根据实时航迹信息（图 7.1b），“东方之星”客轮在沿着南向北方向的航道向北—东北方向逆流前进的过程中，于 21 时 20 分 20 秒发生了一次向右前方的转向。随后，在 21 时 22 分 20 秒，船体发生了向西北方向的急转弯。1 分钟之后的 21 时 23 分 20 秒，客轮开始向东南方向倒退，并于 21 时 31 分前后发生倾覆。客轮所发出的最后一次定位信息在 21 时 31 分 49 秒。

据幸存的船员回忆，客轮在倾覆之前曾先后两次遭受到强风袭击：第一次发生于 21 时 23 分前后，也就是船体达到航迹最北端并开始后退的阶段；第二次发生于 21 时 26 分前后，也就是船体开始倾覆的阶段。

多普勒天气雷达反射率图（图 7.2a 至 e）显示，事发当晚，客轮驶入了一条飚线。当天下午，几个对流单体在湖北与湖南两省交界附近形成（图 7.2a 和 b）。之后，随着 500 hPa 短波槽（图 7.3a 中的黑色粗实线）、850 hPa 切变线（图 7.3a 中的红色粗虚线）、850 hPa 低空急流（图 7.3a 中的蓝色等值线）及其输送的充沛水汽（图 7.3a 和 c 中的绿

色阴影区域)以及地面倒槽(图 7.3b 中的粗实线)的发展,前期零散的对流单体于 19 时 00 分前后开始组织成为线状对流系统,并于 20 时 06 分形成飏线。40 dBZ 雷达反射率的回波带呈现西南—东北走向,其宽度约为 30 km,而长度超过 200 km(图 7.2c 至 e)。

飏线形成之后,以 40 km h^{-1} 左右的速度向东移动。长沙气象站 20 时的探空曲线中,以地面为气块起点的对流有效位能达到了 1976 J kg^{-1} ,地面至距离地面 6 km 高度的垂直风切变约为 15 m s^{-1} ,风玫瑰图呈顺转(图 7.3c 及其子图)。这是一个有利于飏线维持的探空环境。

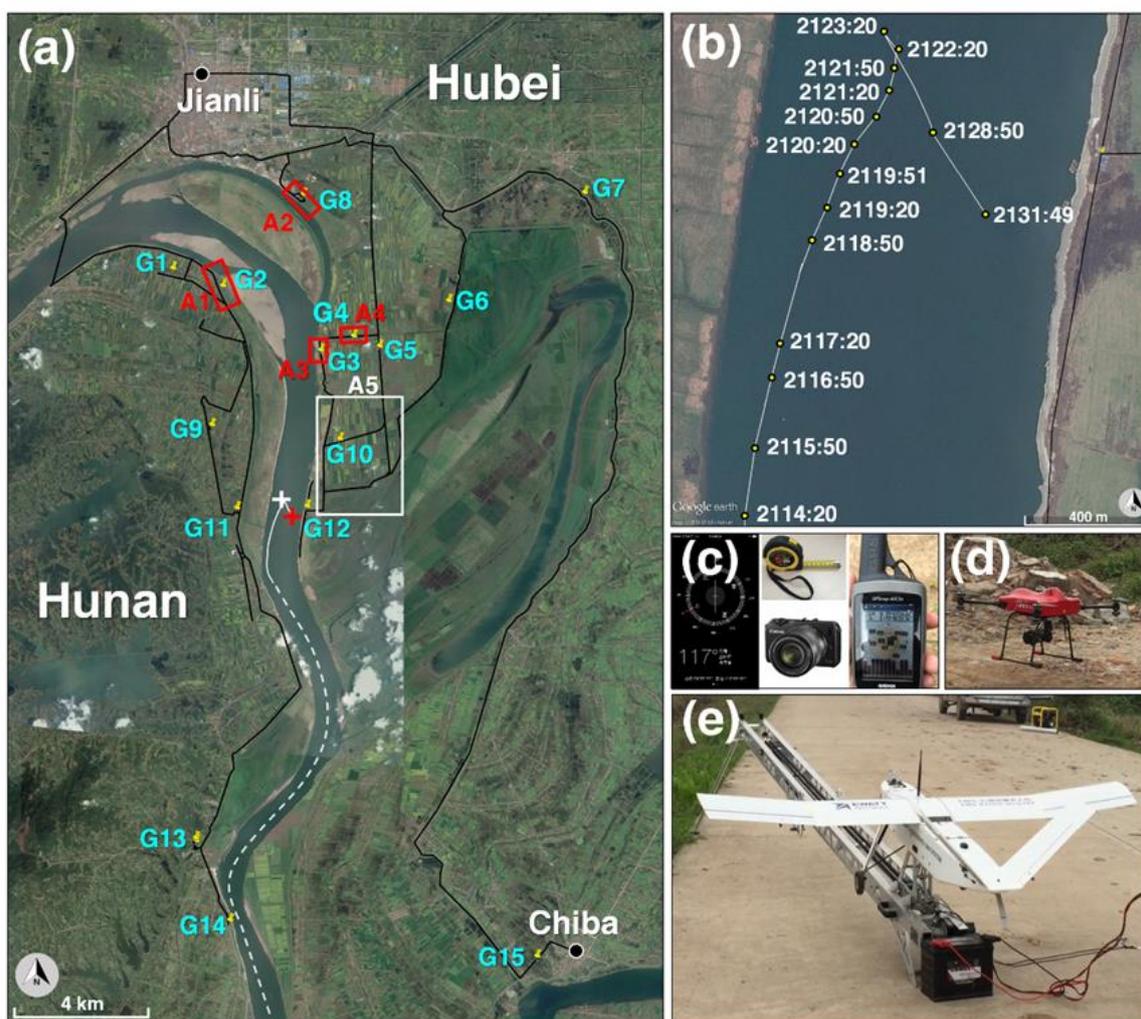


图 7.1 监利周边现场灾害调查的灾情分布、航迹和设备图

Figure 7.1 Damage distribution, ship track and instruments in the damage survey of Jianli

21 时 15 分,在该飏线中段形成了弓形回波的结构,后者于 21 时 21 分至 21 时 30 分经过了事故发生区域(图 7.2d 和 e)。弓形回波是指水平形态呈现出类似弓状弯曲的线状对流系统,通常伴随有强的地面直线大风乃至小型龙卷过程的发生。地面的强

风通常出现在弓形回波的弓状结构顶点附近。直线大风是指相对地面运动没有出现明显曲率的气流，与龙卷所伴随的具有明显弯曲特征的气流相互区别。

7.2 低空风速估计：雷达观测分析

由于事故发生地点附近的地面观测十分稀少，最近的站点为距离约 13 km 的监利气象站（图 7.1a 中的黑点），对于风灾的分析缺少地面风速直接观测数据的支持。飊线系统的风场梯度很大，间隔仅仅几分钟、相距仅仅几百米就足以产生风速的很大差异，因此监利气象站以及更远的尺八气象站的观测数据无法代表船体遭受的风力。估算风速的一种可行手段是依靠多普勒天气雷达的速度观测。该观测的时间间隔为 6 min，空间分辨率为 250 m，具有一定的参考价值。

距离事故地点最近的多普勒天气雷达为相距 49 km 的岳阳雷达（图 7.2a 中的 YYRD）。尽管其最低的 0.5° 扫描仰角在此距离的实际观测已经高达地面以上 700 m 左右，这已是本次灾害调查中可用于风速估计的最佳气象观测。在多普勒径向速度场中，由于飊线的前缘伴随有低层风场的辐合，因此常常表现为远离雷达和指向雷达的正负速度区域的交界。在本个例中，径向速度风场的指向在飊线前缘由东南方向转为西北方向（图 7.2k 至 o）。

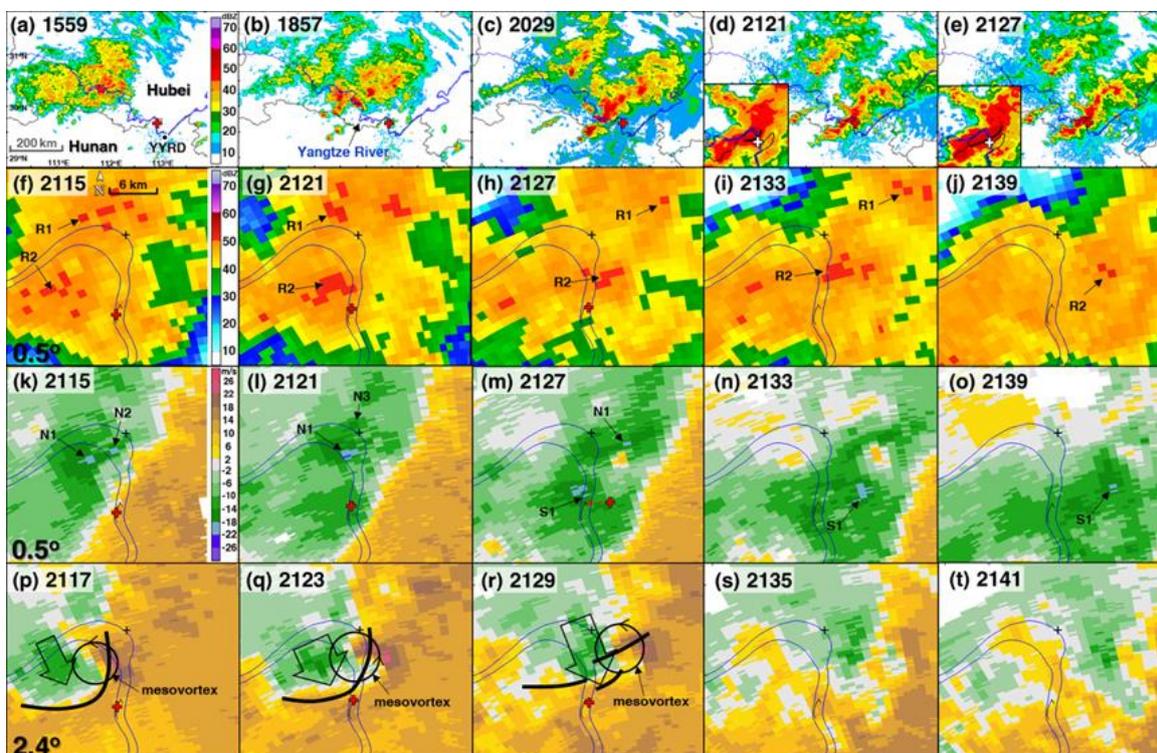


图 7.2 事故前后的雷达反射率和径向风演变图

Figure 7.2 Evolution of the radar reflectivity and radial velocity of the wind hazard

21 时 15 分前后，客轮穿过了飚线的前缘，由偏南风区域进入了偏北大风区域（图 7.2k）。此时，雷达反射率图中出现了 R1 和 R2 两个降水中心（图 7.2f）。在事故发生位置向北约 6 km 的位置，出现了两个指向雷达方向的径向速度高值区域 N1 和 N2，其强度均达到了 18 至 22 m s^{-1} 的区段。它们的形成很可能与其上方出现的靠近弓形回波顶点（图 7.2p 中的粗黑线，由组合反射率回波带的 50 dBZ 回波前缘得到）的低空急流（图 7.2p 中的大空心箭头）相关。弓形回波北端出现了明显的气旋性中涡旋结构。

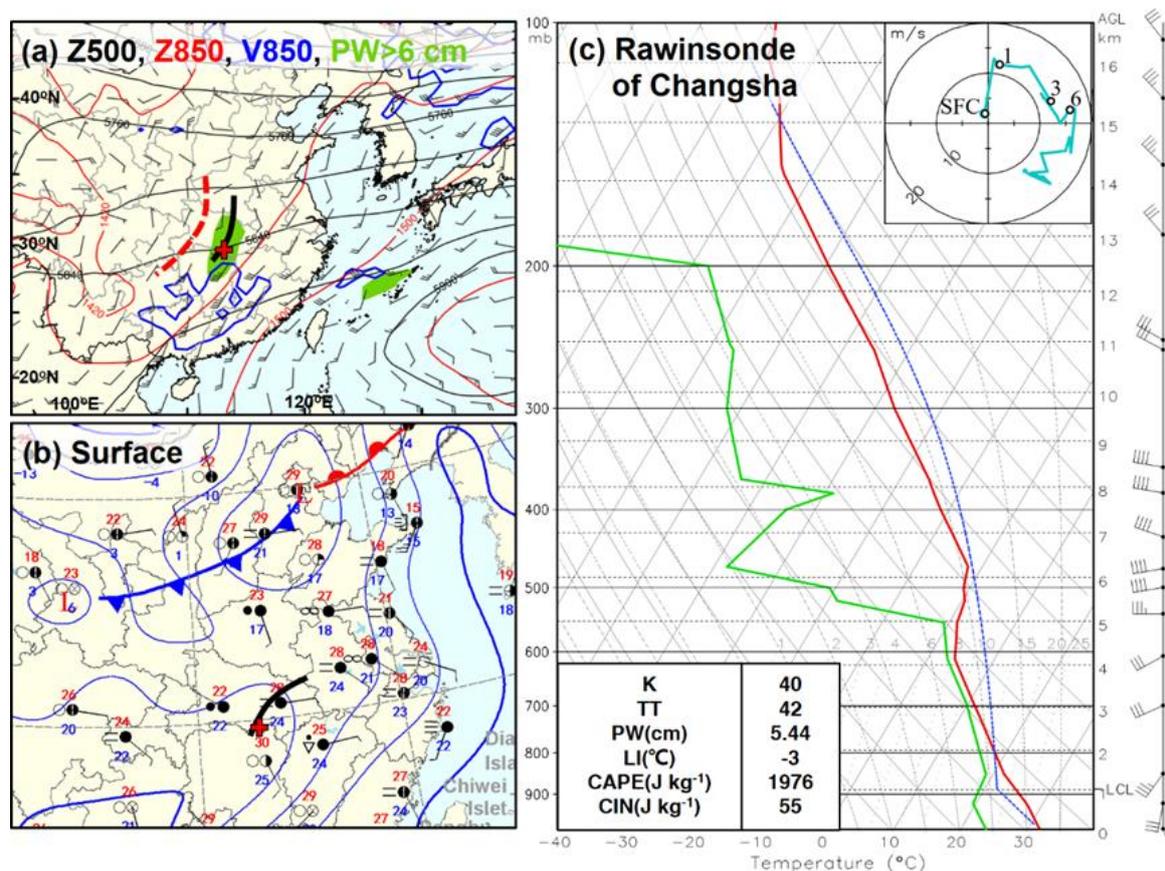


图 7.3 天气形势和长沙站的临近探空图

Figure 7.3 Synoptic chart and proximity sounding in Changsha

21 时 21 分，随着中涡旋和后向入流的加强（图 7.2q），指向雷达方向的径向速度强中心 N1 移向江岸并增强至 22 至 26 m s^{-1} 区段（图 7.2l）。在 N1 向北约 5 km 的位置，另一个指向雷达方向的径向速度强中心 N3 形成，这可能是由于 R1 降水增强（图 7.2g）所造成的强下沉气流。与此同时，降水中心 R2 移至江岸边距离客轮航迹最北点向北 2 km 处，并显著增强。R2 南侧的径向速度也增强了，原因也很可能是 R2 降水的下沉气流以及弓形回波顶点附近的后向入流。以上过程均发生在客轮经历第一次强风袭击的 21 时 23 分左右。

21 时 27 分，强风区域 N1 移至长江以东约 3 km 位置并减弱，仅有两个雷达像素

点保持在 18 m s^{-1} 以上 (图 7.2m)。这可能是由于中涡旋和后向入流的减弱 (图 7.2q 和 r)。弓形回波断裂成为三个线状部分。R2 下方以及南侧的径向速度 (图 7.2m 中的 S1) 增强至 18 至 22 m s^{-1} 区段, 位于事故地点以北大约 1 km 。考虑到 R2 降水以及弓形回波顶点处后向入流的增强, 在沉船位置附近很可能出现了更强的近地面大风。最大的降水区域从长江西岸移至东岸, 面积有所减小 (图 7.2h)。此后, 强降水区域继续东移减弱, 在其南侧的径向速度 18 至 22 m s^{-1} 区段的区域也逐渐减弱收缩 (图 7.2i、j、n 和 o)。

以上的雷达观测分析表明, 在弓形回波顶点附近的地面以上 700 m 高度观测到了两个强径向风速带, 而在其下方的近地面处很可能存在着两个相对应的沿东西方向的强风带。其中一个位于事故地点以北约 6 km 处, 而另一个就位于事故发生位置。它们很有可能都与处在后向入流下方的局地性强降水区域的增强有关。由于在事故地点附近 13 km 范围之内没有地面观测资料, 实地灾情考察对于地面强风的定量估计以及风灾成因的确认是十分必要的。要综合分析受灾区域的树木、房屋、电线杆等灾害指示因子的受损程度和方向信息。需要指出的是, 调查中的全部灾害均是由于此次过程中的伴随该飚线而产生的强风所造成的, 没有人为因素或者其它降水和强风的干扰。

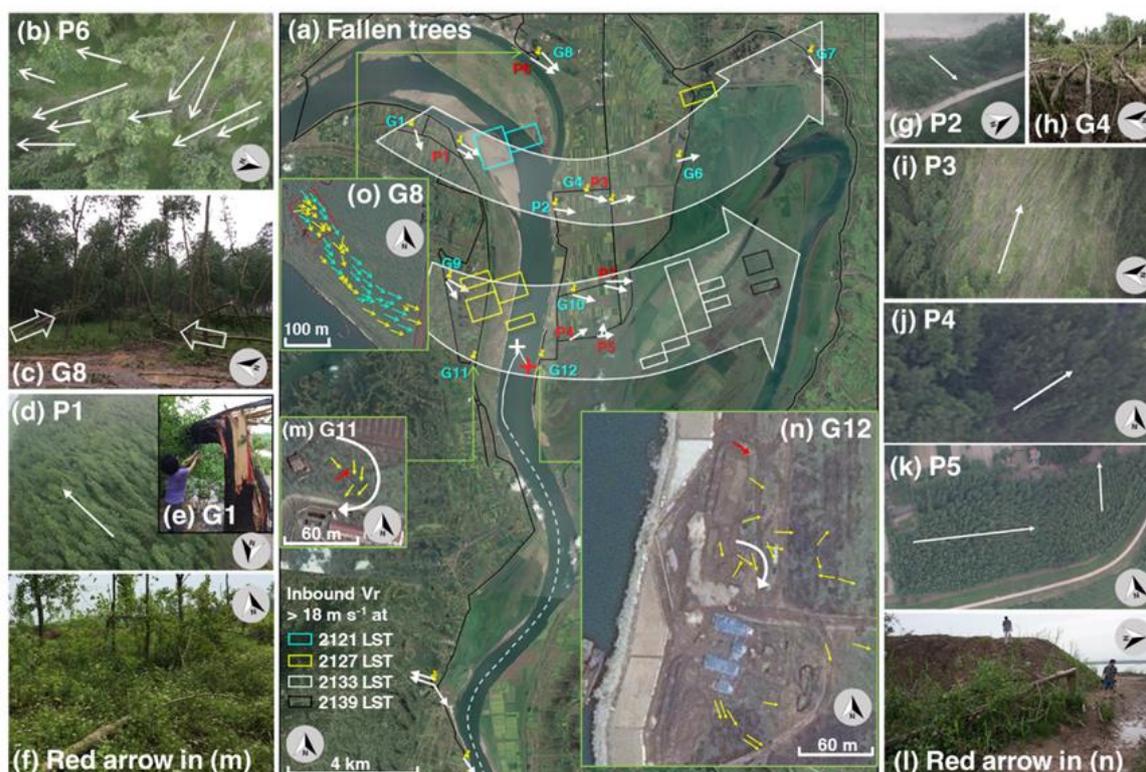


图 7.4 “东方之星”特大倾覆事故的灾害调查结果图

Figure 7.4 Detailed information of the damage survey for the wind hazard

7.3 地面风速估计：现场灾害调查

在直接气象观测缺失的情况下，揭示近地面强风真相的最可靠而有效的途径就是实地灾害调查（Atkins 等，2014a；Burgess 等，2014）。我们在事故发生之后，对于长江两岸的受灾情况进行了实地考察。两次考察分别是在灾情刚刚发生的 6 月 2 日至 3 日，以及救援工作结束之后的 6 月 10 日至 13 日。图 7.1a 中的黑色线条给出了考察的路径。在考察中，使用卷尺、相机、数字罗盘和手持 GPS 定位仪等工具（图 7.1c）对受灾的物体，特别是树木进行测量和记录，重点是其所在位置、类型、倒伏方向和直径。与北京“7.21”龙卷的灾情不同，这里村落分布更加稀疏，能用于判别的有效信息主要来自树木。此外，针对图 7.1a 中所示的四个红色方框区域和一个白色方框区域，利用两架无人机进一步获取了更完整的航拍影像资料（图 7.1d 和 e）。

研究发现，弓形回波过境所造成的灾害主要是树木被折断或者连根拔起。尽管也有弯曲的玉米、芦苇等农作物以及少量瓦片被掀起或屋顶被损毁的房屋，但其分布十分稀少，同时也很难对其进行量化评级。因此，风灾的等级评定主要是参照 EF 评级标准针对树木进行的（WSEC，2006；Edwards 等，2013；Frelich 和 Ostuno，2012）。由于土壤性质的不确定性，以及树木的树干和树冠尺寸的差异，依照树木受损情况对实际风速大小进行反演的过程有一定难度（Blanchard，2013）。EF 评级标准中将树木区分为阔叶树（hardwood）和针叶树（softwood）两种类别，又对每种类别的树木受损情况划分为五种程度（Degree of damage, DoD），即：小树枝受损、大树枝受损、树木被连根拔起、树干被拦腰折断、树叶被全部剥落而只剩下大的枝干（WSEC，2006）。对于阔叶树而言，造成树木被拦腰折断和连根拔起的风速估计分别为 42 至 60 m s^{-1} 以及 34 至 53 m s^{-1} 。这里，和北京“7.21”龙卷风灾考察中一样，我们对于风速的估计使用了比较保守的期望值，也就是对于阔叶类树木被拦腰折断和连根拔起分别估计为 49 m s^{-1} 和 40 m s^{-1} 。这两个估计值均在 EF1 的程度（38 至 49 m s^{-1} 区间）。需要指出的是，根据 Feuerstein 等（2011）的研究结果，使用 EF 评级的风速估计可能会存在约 18 m s^{-1} 的误差。

将全部倒树信息叠加在 Google Earth 所提供的卫星地图上之后，可以识别出两条明显的带状受灾区域（图 7.4a）。其中，北边受灾区域的灾情比南边更为严重，这与前面雷达分析中得到的 700 m 高度附近的指向雷达方向的径向速度大于 18 m s^{-1} 的区域分布特征相一致（图 7.2l 和 m；图 7.4a 中的彩色小方框给出了与图 7.2l 至 o 对应的径向速度大于 18 m s^{-1} 的区域轮廓）。不仅如此，在弓形回波前缘所经过的区域附近，出现了多处显著的下击暴流直线型大风和小尺度涡旋型大风（whirlwind）所造成破坏的痕迹。

在长江河道转弯处附近东岸的老台深水码头（图 7.4a 中的 G8 和 P6；图 7.4o、b 和

c), 总面积约有 $400 \times 50 \text{ m}^2$ 的树林的树木出现了朝向东—东南方向的整体倾斜(图 7.4o 中的天蓝色箭头)。其中, 在宽度约 20 m 的狭长而弯曲的路径内, 大量树木被折断或者连根拔起(图 7.4o 中的黄色箭头)。树木倒伏的特征主要为大面积的同向, 其中又包含有小范围内的轻微辐合和辐散特征(图 7.4o 和 c), 这证实了微下击暴流的出现(靠近图 7.21 中的 N3)。灾害的强度为 EF1 级, 风速估计依照阔叶类树木被连根拔起的标准应为 49 m s^{-1} 。不过, 在此处的树木折断路径弯曲而细长, 也不排除存在类似龙卷的小尺度强涡旋存在的可能。但是, 结合雷达资料的分析, 此处并没有对应的旋转环流, 距离中气旋中心的水平距离很远, 处于其边缘, 因此发生龙卷的可能性不大, 证据不足。但是不能排除阵风卷、尘卷风一类系统出现的可能性, 但这些验证已远远超出已有资料所能提供的证据。这也印证了小尺度系统观测和分析的难度和复杂性。需要强调的是, 即使有这类小尺度涡旋的存在, 这些系统因为距离远, 不可能直接影响到客轮的倾覆。那么有没有可能在 1 km 左右宽度的江面上也出现了类似的小尺度涡旋而没有任何证据可以证实呢? 这是目前的研究手段所无法回答的问题。

在老台深水码头西南方向长江西岸的顺星村东北方位, 出现了面积约为 $1200 \times 300 \text{ m}^2$ 的大范围树木倾斜, 方向指向东南。其中也有靠近边缘的部分零散树木被拦腰折断或者连根拔起(图 7.4a 中的 P1; 图 7.4d)。在顺星村内, 一棵直径 50 cm 的杨树被拦腰折断(图 7.4a 中的 G1; 图 7.4e), 对应的风速估计约为 49 m s^{-1} 。与这部分明显的下击暴流灾情隔江相望, 在长江东岸的新洲村有两处面积分别为 $80 \times 40 \text{ m}^2$ (图 7.4a 中的 P2; 图 7.4g) 和 $200 \times 70 \text{ m}^2$ (图 7.4a 中的 G4 和 P3; 图 7.4h 和 i) 的倒树区域。在更向东的 G6 位置(图 7.4a), 树林中出现了面积为 $200 \times 150 \text{ m}^2$ 的倾斜树木, 其间也有部分被折断和连根拔起的树木, 表明了另一次微下击暴流过程的发生。在图 7.4a 中的 G7 位置, 一棵直径达到 71 cm 的孤立树木被连根拔起并倒向东—东北方向, 对应的评级为 EF1, 风速估计约为 40 m s^{-1} 。

与上述的北部风带相比, 位于南部的近地面强风带与客轮倾覆事故的发生关系更为密切。在长江两岸均有树木受损迹象。在长江西岸, 沉船位置西北约 3 km 处有一片树林, 其中的树木呈现出微下击暴流造成的辐散型倒向特征(图 7.4a 中的 G9)。而在东岸也存在着多处体现相似特征地点(图 7.4a 中的 G10、P4、P5 和 P7; 图 7.4j 和 k)。

最为关键的是, 在紧邻客轮倾覆地点附近的两岸(图 7.4a 中的 G11 和 G12), 均出现了树木倒伏的情况, 并且与 21 时 27 分雷达多普勒径向速度的高值区域(图 7.4a 中的黄色方框)相匹配。遗憾的是, 这里并没有大面积完整的成片树林, 而仅有稀疏分布的少量树木, 这对于风场的还原是极为不利的。以有限的树木为依据, 事故发生地点附近的两岸树木倒伏特征(图 7.4a 中的 G11 和 G12; 图 7.4m 和 n) 与前面分析的更向北位置的情况相比更为复杂。具体而言, 这里的树木不再是整体呈现均匀一致的倾斜方向, 而是在整体倾斜或倒向东南方向的分布中存在着具有水平尺度约为 30 m 宽的弯曲

特征（图 7.4m 和 n）。这里的弯曲部分表明了小尺度涡旋的存在。这些小尺度涡旋形成于弓形回波顶点（图 7.2q、r 和 m）和强降水中心（图 7.2g 中的 R2）附近的下击暴流或者冷池出流边界处（图 7.2m 中的 S1）。需要说明的是，这些可能存在的涡旋并不是雷达观测中 2.4° 仰角出现的中涡旋结构。事实上，由于尺度极小，维持时间很短，并且很可能仅仅出现在近地面的较低层次，它们与老台深水码头处可能出现的涡旋一样，是无法被 S 波段多普勒天气雷达系统捕捉到的。它们也不太可能是龙卷，因为龙卷的定义要求其具有与积云的旋转云底相连接的旋转性气流。从致灾的角度而言，龙卷所造成的灾害往往具有风暴尺度的辐合或者旋转的残骸特征。这些涡旋究竟是否与积云的旋转云底相接不得而知，但是受灾树木并没有呈现狭长的分布特征。我们无法了解如果树林的覆盖面积更大会不会有怎样的灾情分布，但仅就已有信息而言，这不符合龙卷造成的灾害形态。并且，在西岸更加邻近江面的堤坝上，树木保存得比较完整，没有出现一次明显龙卷过境留下的痕迹。另外，它们也不太可能是阵风卷，因其位于出流区域，远离飚线的阵风锋。综上所述，在客轮倾覆位置附近可能出现了伴随着微下击暴流产生的小涡旋，但不太可能有龙卷或者阵风卷发生。

我们根据事故地点附近的树木进行了风速估计。在稀疏分布的少量树木中，零散的直径为 15 至 20 cm 的杨树被拦腰折断或者连根拔起。图 7.4f 给出的是客轮倾覆位置以西约 1.6 km 处的被连根拔起的树木，对应图 7.4m 中的红色箭头。图 7.4l 给出的是客轮倾覆位置以东约 0.6 km 处的被拦腰折断的树木，对应图 7.4n 中的红色箭头。这些受灾树木所对应的风速估计范围为 42 至 60 m s^{-1} ，期望值为 49 m s^{-1} 。进一步采用欧洲研究人员建立和使用的 T 等级（Dotzek, 2009）对这两处灾害情况（G11 和 G12）进行评估，所得到的风速估计结果为 42 至 51 m s^{-1} ，属于 T3 级别，与 EF 评级的结论相一致。考虑到径向风观测所展现的强风带分布的连续性，以及江面上更弱的下垫面摩擦作用，可以推断，“东方之星”客轮在行驶过程中遭遇了下击暴流的直线型大风以及其中可能存在的小尺度涡旋系统，实际所经受的风力应在 49 至 60 m s^{-1} 的范围内。考虑到 EF 评级的风速估计会有约为 18 m s^{-1} 的误差（Feuerstein 等，2011），造成客轮倾覆的大风强度至少为 31 m s^{-1} 。

7.4 小结

本章通过湖北监利“6.1”风灾调查的对比分析，为进一步开展风灾调查和事故鉴定提供科学参考。

“7.21”风灾过程两个符合龙卷的显著特征说明了造成北京“7.21”强风灾害的天气过程是龙卷：一是狭长的受灾区域分布，二是受灾区域中的多处辐合特征。而“6.1”风灾过程客轮倾覆之前遭受了至少 31 m s^{-1} 的强风，强风是由微下击暴流的直线大风以

及其中可能存在的小尺度涡旋产生的，没有能证实龙卷发生的直接证据。两个个例都发生了严重的风灾，而且“6.1”风灾比“7.21”风灾的灾情更严重，都有目击者关于经历龙卷的证词和气象专家关于发生了龙卷的判断，但是，调查研究的结果不同。这充分说明风灾调查的难度和重要性。“6.1”风灾的调查分析，有助于我们更好地理解 and 认识龙卷、识别龙卷。

在一些情况下，确认或者否认龙卷的发生是十分困难的工作。在强降水发生时，密集的降水粒子的存在往往会使可能存在的龙卷难以分辨，特别是在夜晚。根据美国气象学会给出的龙卷定义，能被确定为龙卷的涡旋系统需要满足三个基本条件：条件 1，近地面的旋转性强风；条件 2，与云底的旋转相连；条件 3，位于积状云之下。从造成灾害的角度而言，龙卷往往会产生狭长的风暴尺度灾害路径，并且路径中的残骸特征呈现旋转或者辐合状分布。阵风卷是容易与龙卷混淆的概念，而事实上它们往往并不满足条件 2 或者条件 3。满足条件 1 和条件 3 但不满足条件 2 的小型涡旋应该被认定为阵风卷而非龙卷，特别是当其发生于阵风锋边缘位置。在“6.1”风灾个例中，在船体倾覆位置附近的涡旋满足了条件 1 和条件 3，然而条件 2 是否满足难以确定。考虑到呈现出辐合或者旋转特征的树木分布范围均很小，局地性很强，并没有形成狭长路径，并且它们并没有发生于阵风锋边缘，它们应该是微下击暴流或者出流所造成的小型涡旋，而非龙卷或者阵风卷。

第八章 结论与展望

本章是对全文研究的总结，首先归纳本研究的主要结论，并进一步分析文章的创新点，接着讨论本文研究成果对气象业务的意义和几点启示，最后对我国龙卷研究方向进行展望。

8.1 主要结论

本文通过灾害现场调查、雷达资料分析、天气学分析、临近探空分析、动力诊断、数值模拟和敏感性数值试验等方法，对 2012 年 7 月 21 日发生在北京市通州区张家湾镇的龙卷进行了比较系统的研究。得到如下主要结论：

第一，通过现场灾害调查，结合雷达资料分析，对北京“7.21”龙卷的发生、强度、影响范围、生命史等进行了比较深入细致的研究。“7.21”龙卷是北京地区首例龙卷记录。该龙卷发生在 13 时 40 分至 14 时 00 分期间，强度达到 EF3 级，造成通州区张家湾镇 7 个村庄受灾，2 人死亡。北京“7.21”龙卷发生的两个关键科学证据是：狭长的强风受灾区域分布和受灾区域中树木、庄稼和电线杆等倒伏物呈现多处辐合特征。

该龙卷受灾区域的长度约 10 km，宽度为 30 至 400 m 不等，并呈现出“初期较窄较直、后期较宽较曲折”的分布特点。龙卷风灾强度沿受灾区域中线呈现不对称分布，面向龙卷移动方向右侧的灾情比左侧重。

第二，通过雷达资料处理和分析，并结合龙卷灾害调查的相关结论，研究了北京“7.21”龙卷及其超级单体的结构特征和演变过程。北京“7.21”龙卷是超级单体龙卷，该超级单体形成于一条西北—东南向的飚线的东南端。龙卷发生前后，多普勒雷达回波图上出现了钩状回波、弱回波区结构以及清晰的中气旋结构。该中气旋强度较强，质心较低。中气旋强度达到峰值的时间与龙卷最具破坏力的时间吻合。中气旋加强和增大的位置与曲线型灾损区一致，也与龙卷后期路径呈现出曲线型的时段相一致。

本研究识别出龙卷涡旋特征、下沉反射率核以及龙卷地物碎片特征。与中气旋相比，龙卷涡旋特征在低层的强度演变，与龙卷灾害的位置、时间以及强度变化更为吻合。邻近地面的最低仰角出现龙卷涡旋特征的时间和地点与最强风灾出现的时间和地点吻合。下沉反射率核结构与龙卷的生成和加强时间吻合。先后有两个下沉反射率核结构出现，分别对应于龙卷生成之前和龙卷再次加强之前。第一个下沉反射率核在风灾出现前约 16 min 形成，在其向上收缩的过程中龙卷形成。第二个下沉反射率核发展在龙卷风灾短暂减弱过程中，在龙卷风灾再次增强之前。在龙卷生命史后期，达到强盛

时出现了龙卷地物碎片特征。龙卷地物碎片特征为扁泡状的近地面反射率等值面，直径约为 1.6 km。

第三，运用天气学分析、临近探空廓线分析、物理量诊断等方法，分析了“7.21”龙卷发生发展的大尺度环流背景、天气系统配置以及临近探空环境，并通过敏感性试验进一步研究了龙卷性超级单体形成的关键环境因子。北京“7.21”龙卷发生在有利于中尺度强对流系统形成的天气尺度背景环境中，具体表现为较强的不稳定性、强低层风切变以及充足的水汽条件。在高层为反气旋性辐散场、负涡度增加区域；在中层为副热带高压外围、冷涡南侧槽前，受西南气流控制；在低层有中 α 尺度气旋性涡旋移近，处于水汽通量辐合区和低空增暖形成的持续增强的不稳定区域；在地面处于地面倒槽区及风场辐合区。

具有较好的时间和空间代表性的北京探空廓线具有很大的对流有效位能和低层垂直风切变，与美国龙卷统计的对比表明，其不稳定能量偏弱，低层风切变较强。能量螺旋度指数和强龙卷参数的诊断表明，本个例大气垂直结构有利于形成超级单体及龙卷。

使用北京探空对超级单体的模拟及敏感性试验表明，在北京“7.21”龙卷形成之前，从早晨到午后之间的 6 个小时之内，温度和湿度环境的改变影响了对流系统的强度和持续时间，而风场的改变影响了风暴的类型、形态和移动等。它们的共同作用促成了北京“7.21”龙卷性超级单体的形成。相比而言，低层风场的变化，即低层风切变的增强以及风场随高度一致性的顺时针旋转是北京“7.21”龙卷性超级单体形成的关键环境因子。

第四，运用高分辨率 CM1 模式对北京“7.21”龙卷及其超级单体的结构特征和演变过程进行了成功模拟，分析了龙卷生成过程中的涡度发展方向和龙卷维持与消亡过程中的涡度替换过程。模拟使用临近探空的分钟级数据作为均匀的环境背景场，采用地面观测数据对探空廓线最低层次进行优化，经过热泡的初始扰动，成功模拟出超级单体和中气旋的形态特征和移动规律，包括下沉反射率核的形成与回缩，以及龙卷尺度涡旋的形成、维持和消亡等过程。模拟中的龙卷尺度涡旋在路径、生命期、强度变化、影响范围以及与下沉反射率核的关系等方面都与灾害调查及雷达观测分析结论十分相近。接近龙卷尺度的结构和演变的模拟结果对于初始条件、物理过程和积分方案都有着很强的敏感性。

中气旋的抽吸对于近地面涡度更替过程的促进作用和下沉气流对于该更替过程的抑制作用是数值模拟中北京“7.21”龙卷生成、维持与消亡过程中的关键因子。龙卷的形成表现为中层中气旋内形成一个尺度更小、旋转更强、但相对于龙卷来说涡度较弱的涡旋。该涡旋向下传播并在接触地面的同时在内部出现更强的龙卷尺度涡旋。同时，中层中气旋所在位置的负气压扰动加强并向下伸展，呈漏斗云状。随后，近地面涡度移出中气旋下方抽吸中心所在的位置，龙卷涡度柱体发生断裂，龙卷减弱。与此同

时，另一个新生成的近地面龙卷涡度柱体形成并与上方的中气旋重新连接，并发展得更为强盛，龙卷再次增强。气压扰动柱体的近地面部分也经历了一次断裂再连接的替换过程。龙卷涡度和气压扰动柱体的断裂和更替可以解释龙卷不同阶段造成的灾害强度、范围的差异。重新连接的龙卷涡度柱体和与之伴随的气压扰动柱体强度增大，在地面造成范围更大、强度更强的旋转风速和低压，与灾害调查中的龙卷减弱再加强之后龙卷路径由前期的直线型转为后期的曲线型相一致。龙卷的消亡发生在龙卷涡度和气压扰动柱体的第二次断裂之后。当第二个近地面龙卷涡度再次移出中气旋抽吸所在的位置时，尽管有一个相似的近地面涡度形成并出现在中层中气旋下方的合适位置，但此时增强并扩大范围的下沉气流侵入了龙卷低层的入流，使得近地面涡度与中层中气旋的连接被切断，龙卷涡度无法在抽吸作用下再次连接为连续而强盛的整体，龙卷最终消亡。

8.2 本文的创新点

第一，本文基于现场灾害调查，结合雷达资料分析，对北京“7.21”风灾和“东方之星”客轮倾覆灾难事故风灾成因进行分析、对比，给出是否有龙卷发生的科学证据，如此细致的龙卷调查在国内尚属首次，为我国未来开展龙卷认定、事故鉴定和灾害调查提供了科学参考。

第二，本研究通过多普勒天气雷达资料分析，并结合龙卷灾害调查的相关事实，研究龙卷母体超级单体和中气旋发生发展过程，并进一步识别龙卷涡旋特征、下沉反射率核以及龙卷地物碎片特征。如此精细化的中国龙卷三维雷达观测分析尚属首次。

第三，本研究采用真实临近探空作为均匀背景初值，运用高分辨率模式成功模拟了北京“7.21”龙卷及其超级单体的发生发展过程，并以此为基础分析了龙卷生成、维持和消亡的关键特征和物理过程，填补了国内龙卷数值模拟的空白。具有如此逼真度的龙卷模拟在国际上也是十分罕见的。

第四，本研究通过数值模拟敏感性试验揭示了低层风切变的增强是此次龙卷性超级单体发生的关键环境因子。温度和湿度环境的改变影响了对流系统的强度和持续时间，而风场的改变影响了风暴的类型、形态和移动等特征。

8.3 几个相关问题的讨论

第一，关于龙卷灾害调查。龙卷灾害调查是判定龙卷发生、确定龙卷强度的基础性工作，是龙卷研究的重要方法。通过现场灾害调查，被误认为是雷暴大风的北京“7.21”风灾实际上是龙卷，而被误认为是龙卷导致的“东方之星”客轮倾覆灾难的强风实际上却并非龙卷。“6.1”风灾尽管有狭长的受灾区域分布，却没有能证实龙卷发生的直接证

据，其成因被确定为下击暴流的直线大风以及其中可能存在的小尺度涡旋。两个个例都发生了严重的风灾，都有目击者关于经历龙卷的证词和气象专家关于发生了龙卷的判断，而且“6.1”风灾比“7.21”风灾更严重，影响更大。但是，调查结果不同，充分说明风灾调查的难度和重要性。

本研究探讨了结合雷达分析的龙卷灾害调查方法和龙卷强度估计方法，提出在缺少直接证据的条件下判定龙卷的五个步骤。第一步是确定风灾发生时伴随有强对流天气。如果发生风灾时在风灾区没有强的雷达回波，则排除龙卷可能性，可能是尘卷等造成的灾害。比如北海公园发生的尘卷和甘肃一所小学发生的尘卷。第二步是确定强风为风暴尺度的小范围大风。龙卷风灾一定是狭长的灾损区，宽的受灾区可排除龙卷。第三步是通过灾情分布特征寻找旋转形大风证据。如果树木倒伏等风灾呈旋转性分布，则表明是龙卷所致。如果没有旋转证据，则进入第四步。第四步是通过灾情分布特征寻找辐合性树木倒伏等风灾证据。如果是辐合形分布，表明是龙卷所致，如果是辐散形分布，则是微下击暴流所致，如湖北监利“6.1”风灾。第五步在确定龙卷后，可以根据风灾导致物体的破坏程度，估计龙卷强度。

本研究采用的龙卷灾害调查方法将有助于气象业务部门开展风灾调查、确认龙卷。有必要在此基础上研究制定风灾调查和龙卷调查技术标准。一旦建立了风灾调查和龙卷调查技术标准，将有助于提升我国风灾和龙卷灾害调查水平，促进龙卷和其它风灾研究水平的提高。

第二，关于龙卷的监测和预警。我国龙卷监测、预报和预警与美国相比有非常大的差距。北京“7.21”龙卷在午后从多普勒天气雷达站附近的北京郊区掠过，气象部门没有能够及时预报预警，甚至事后也说不清楚到底是否发生了龙卷。而研究表明，通过多普勒天气雷达资料的分析，不仅可以监视超级单体和中气旋的发生发展，对龙卷几个关键特征也是可以追踪的。“东方之星”客轮在长江航线倾覆，造成了震惊中外的特大伤亡事故，第二天有气象专家根据雷达资料推测是龙卷灾害所致，而事故当晚并没有发布足够级别的大风预警。这说明我国龙卷和局地大风临近预报业务还有很大差距。要强化对预报员的培训，加强临近预报业务建设，及时发布龙卷等强天气临近预警。

第三，关于多普勒天气雷达资料的分析应用。多普勒天气雷达可以提供丰富的径向速度信息，对龙卷等强天气监测具有得天独厚的优势。研究表明，业务预报中，不仅要重视雷达反射率图的分析，更要重视雷达径向速度图的分析。就龙卷监测而言，要重视对中气旋的监视，进一步还要重视对下沉反射率核、龙卷涡旋特征、龙卷地物碎片特征等的监视。

本研究也表明，除了已有的垂直剖面绘图系统，在临近预报的雷达观测分析系统中也需要加入三维等值面绘图和分析系统。这将会有助于对下沉反射率核、龙卷涡旋特征和龙卷地物碎片特征等结构的监测。

第四，关于龙卷数值模拟。数值预报模式不仅是天气预报基础，也是中尺度天气系统研究的重要工具。对龙卷预报能力的建立和提高最终还需要依赖于数值模式对中气旋的预报以及识别。本研究对于龙卷和超级单体的成功模拟，增强了我们对中尺度数值预报模式的信心和期待。模拟结果的三维分析也表明，对于数值模拟结果的分析不应停留于简单的平面图。中小尺度的强对流系统往往具有在空间上不均匀的快速多变结构，三维等值面的分析为我们展现中小尺度天气系统的精彩全貌，有助于我们了解中小尺度天气系统的结构特征和发生发展演变过程。本研究的分析工具和方法可以应用于天气预报业务。

8.4 我国龙卷未来研究之展望

第一，开展更多精细化典型个例的观测和模拟研究。个例研究是龙卷研究的基础。本文对北京首例被正式记录的龙卷进行了尝试性研究，然而单一个例研究结果的局限性很大，需要更多研究的补充。鉴于龙卷的数值模拟对探空数据的敏感性和偶然性，在缺少有效探空时，可以尝试使用模式模拟的临近探空场进行替代，或者尝试基于雷达资料同化的模拟。

第二，建立基于业务化灾害调查的完整龙卷数据库。首先要建立适用于我国的龙卷量化指标，给出符合我国国情和常见受灾物特征的灾害指示物、受损程度以及对应的EF等级。在此基础之上将风灾调查流程标准化、业务化，以保证各地发生的龙卷可以被最大限度地正确、完整地记录。

第三，开展基于龙卷数据库的观测统计分析和模拟对比研究。龙卷的数据库中应包含有可用的雷达观测资料和临近探空等其它观测。通过观测分析和数值模拟，实现对于龙卷过程的深入挖掘，关注精细化的结构和演变特征，以及生成、维持和消亡中的机理问题，系统性地研究龙卷。

第四，建立基于实时雷达资料的快速循环同化系统和龙卷监测预警平台。快速循环同化系统的模拟预报是解决预报预警问题的根本途径。在改进同化模拟效果的同时，加入对中气旋的识别和龙卷环境参量的诊断，尝试建立我国的龙卷预警系统。而在临近预报方面，则需要在实时雷达分析系统中加入中气旋识别和三维等值面分析功能，为预报员提供参考和判定依据。

第五，在龙卷高发地区开展外场观测试验，在其它地区加密多波段、双偏振雷达布网。雷达观测是分析龙卷最为有效和可靠的资料来源。对于龙卷和超级单体的观测需要近距离、多仰角探测。近距离的观测可以保证对低层的观测，越低的层次对于龙卷的结构和发展越为重要；而多仰角、多波段、多雷达的观测不仅有利于更多信息的采集，而且可以实现风场的重建，意义重大。更密集的雷达布网，结合对华南、长江中下

游等龙卷高发区域的外场试验观测，将极大地推进对我国龙卷的深入研究。

参考文献

- 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. 大气科学, 36 (5): 929-944.
- 陈正洪, 刘来林. 2008. 核电站周边地区龙卷风时间分布与灾害特征. 暴雨灾害, 27 (1): 78-82.
- 谌芸, 孙军, 徐珺, 等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (一) 观测分析及思考. 气象, 38 (10): 1255-1266.
- 大气科学辞典编委会. 1994. 大气科学辞典. 北京: 气象出版社, 398.
- 刁秀广, 万明波, 高留喜, 等. 2014. 非超级单体龙卷风暴多普勒天气雷达产品特征及预警. 气象, 40 (6): 668-677.
- 范雯杰, 俞小鼎. 2015. 中国龙卷的时空分布特征. 气象, 41 (7): 793-805.
- 方丽娟, 姬菊枝, 陶国辉. 2009. 一次超级单体风暴中龙卷的天气过程分析及龙卷强度判定. 自然灾害学报, 18 (2): 167-172.
- 冯婧, 周伟灿, 徐影. 2012. 1980-2009 年我国龙卷事件变化. 气候变化研究进展, 8 (3): 183-189.
- 金巍, 曲岩, 安来友. 2009. 超级单体引发的龙卷天气过程分析. 气象, 35 (3): 36-42.
- 李改琴, 许庆娥, 吴丽敏, 等. 2014. 一次龙卷风天气的特征分析. 气象, 40 (5): 628-636.
- 李向红, 唐熠, 郑传新, 等. 2010. 一次多种强对流天气过程的雷达回波特征分析. 气象, 36 (8): 61-71.
- 廖玉芳, 俞小鼎, 郭庆. 2003. 一次强对流系列风暴个例的多普勒天气雷达资料分析. 应用气象学报, 14 (6): 656-662.
- 林志强. “6.9” 南海, 广州龙卷风灾情调查. 广东气象, 1995 (1): 36-38.
- 刘娟, 朱君鉴, 魏德斌, 等. 2009. 070703 天长超级单体龙卷的多普勒雷达典型特征. 气象, 35 (10): 32-39.
- 鹿世瑾. 1996. 福建龙卷风的活动特点. 气象, 22 (7): 36-39.
- 罗爱文, 朱科锋, 方茸, 等. 2015. 江淮地区弓状回波的分布和环境特征分析. 气象, 41 (5): 588-597.
- 马德栗, 陈正洪, 靳宁, 等. 2011. 湖北浠水核电站周边地区龙卷风特征. 气象科技, 39 (4): 520-524.
- 牟重行, 张昌记, 潘兴发. 2001. 浙江省第一例器测龙卷风记录调查. 浙江气象科技, 22 (1): 41-43.
- 全国科学技术名词审定委员会. 2009. 大气科学名词. 北京: 科学出版社, 16.
- 申占营. 2012. 河南省 1949-2011 年龙卷风灾害的时空分布特点. 农业灾害研究, 2 (5): 29-32.
- 宋子忠, 刘娟, 张健, 等. 2006. 灵璧强龙卷个例的多普勒天气雷达分析. 气象科学, 26 (6): 689-695.
- 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: 中国强对流天气预报手册. 北京: 气象出版社, 18-19, 59.

- 唐小新, 廖玉芳. 2007. 湖南省永州市 2006 年 4 月 10 日龙卷分析. 气象, 33 (8): 23–28.
- 王毅, 郑媛媛, 张晓美, 等. 2012. 夏季安徽槽前形势下龙卷和非龙卷型强对流天气的环境条件对比研究. 气象, 38 (12): 1473–1481.
- 魏文秀, 赵亚民. 1995. 中国龙卷风的若干特征. 气象, 21 (5): 36–40.
- 吴芳芳, 俞小鼎, 张志刚, 等. 2012. 对流风暴内中气旋特征与强烈天气. 气象, 38 (11): 1330–1338.
- 徐祥德, 李泽椿, 柳崇健, 等. 2012. 地球大气中的涡旋: 揭秘气象灾害. 北京: 科学普及出版社, 171–193.
- 薛德强, 杨成芳. 2003. 山东省龙卷风发生的气候特征. 山东气象, 23 (4): 9–11.
- 杨起华, 陈才田, 吴沐良. 1978. 一次龙卷风的调查及浅析. 气象, 4 (4): 16–17.
- 姚叶青, 郝莹, 张义军, 等. 2012. 安徽龙卷发生的环境条件和临近预警. 高原气象, 31 (6): 1721–1730.
- 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. 大气科学, 32 (3): 508–522.
- 俞小鼎, 郑媛媛, 张爱民, 等. 2006. 安徽一次强烈龙卷的多普勒天气雷达分析. 高原气象, 25 (5): 914–924.
- 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. 气象学报, 70 (3): 311–337.
- 俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38 (11): 1313–1329.
- 张琳娜, 郭锐, 何娜, 等. 2015. “7·21”北京特大暴雨过程龙卷形成可能性探究. 高原气象, 34 (4): 1074–1083.
- 张一平, 俞小鼎, 吴蓁, 等. 2012. 区域暴雨过程中两次龙卷风事件分析. 气象学报, 70 (5): 961–973.
- 章国材. 2011. 强对流天气分析与预报. 北京: 气象出版社, 58–64.
- 赵坤, 周仲岛, 潘玉洁, 等. 2008. 台湾海峡中气旋结构特征的单多普勒雷达分析. 气象学报, 66 (4): 637–651.
- 赵亚民. 1995. 中小尺度天气的若干研究. 北京: 气象出版社, 75.
- 郑峰, 钟建锋, 张灵杰. 2012. 超强台风“圣帕”引发温州类龙卷的特征分析. 高原气象, 31 (1): 231–238.
- 郑峰. 2009. 温州“07818”龙港致灾强龙卷风调查. 中国农学通报, 25 (12), 283–286.
- 郑永光, 田付友, 孟智勇, 等. 2016. “东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析. 气象, 42 (1): 1–13.
- 郑媛媛, 俞小鼎, 方翔, 等. 2004. 2003 年 7 月 8 日安徽系列龙卷的新一代天气雷达分析. 气象, 30 (1): 38–40, 45.
- 郑媛媛, 朱红芳, 方翔, 等. 2009. 强龙卷性超级单体风暴特征分析与预警研究. 高原气象, 28 (3): 617–625.
- 周超. 2014. 中国大陆龙卷时空分布特征及典型个例研究 [硕士学位论文]. 兰州: 兰州大学.

- 周后福,刁秀广,夏文梅,等. 2014. 江淮地区龙卷性超级单体风暴及其环境参数分析. *气象学报*, 72 (2): 306–317.
- 朱江山,刘娟,边智,等. 2015. 一次龙卷生成中风暴单体合并和涡旋特征的雷达观测研究. *气象*, 41 (2): 182–191.
- 朱小燕,朱君鉴. 我国新一代天气雷达网监测系统. *气象科技*, 2004, 32 (4): 255–258.
- Adlerman E J , Droegemeier K K , Davies-Jones R . 1999 . A Numerical Simulation of Cyclic Mesocyclogenesis. *J Atmos Sci*, 56: 2045–2069.
- Agee E M, Jones E. 2009. Proposed conceptual taxonomy for proper identification and classification of tornado events. *Wea Forecasting*, 24: 609–617.
- Agee E M, Snow J T, Clare P R. 1976. Multiple vortex features in the tornado cyclone and the occurrence of tornado families. *Mon Wea Rev*, 104: 552–563.
- Agee E M. 2014. A revised tornado definition and changes in tornado taxonomy. *Wea Forecasting*, 29: 1256–1258.
- Alexander, C R, Wurman J. 2005. The 30 May 1998 Spencer, South Dakota, storm. Part I: The structural evolution and environment of the tornadoes. *Mon Wea Rev*, 133: 72–97.
- AMS. 2012. Mesocyclone, Glossary of Meteorology. <http://glossary.ametsoc.org/wiki/mesocyclone>.
- AMS. 2013. Tornado, Glossary of Meteorology. <http://glossary.ametsoc.org/wiki/tornado>.
- Andra D L. 1997. The origin and evolution of the WSR-88D mesocyclone recognition nomogram. Preprints, 28th Conf. on Radar Meteorology, Austin, TX, *Amer Meteor Soc*, 364–365.
- Antonescu B, Bell A. 2015. Tornadoes in Romania. *Mon Wea Rev*, 143: 689–701.
- Atkins N T, Butler K M, Flynn K R, et al. 2014a. An Integrated Damage, Visual, and Radar Analysis of the 2013 Moore Oklahoma EF5 Tornado. *Bull Amer Meteor Soc*, 95: 1549–1561.
- Atkins N T, Glidden E M, Nicholson T M. 2014b. Observations of Wall Cloud Formation in Supercell Thunderstorms during VORTEX2. *Mon Wea Rev*, 142: 4823–4838.
- Atkins N T, McGee A, Ducharme R, et al. 2012. The LaGrange Tornado during VORTEX2. Part II: Photogrammetric Analysis of the Tornado Combined with Dual-Doppler Radar Data. *Mon Wea Rev*, 140: 2939–2958.
- Blanchard D O. 2013. A Comparison of Wind Speed and Forest Damage Associated with Tornadoes in Northern Arizona. *Wea Forecasting*, 28: 408–417.
- Bluestein H B, Snyder J C, Houser J B. 2015. A multi-scale overview of the El Reno, Oklahoma, tornadic supercell of 31 May 2013. *Wea Forecasting*, 30: 525–552.
- Bluestein H B, Unruh W P, Dowell D C, et al. 1997. Doppler radar analysis of the Northfield, Texas, tornado of 25 May 1994. *Mon Wea Rev*, 125: 212–230.
- Bluestein H B. 1983. Surface meteorological observations in severe thunderstorms. Part II: Field experiments with TOTO. *J Climate Appl Meteor*, 22: 919–930.
- Bluestein H B. 2013. *Severe Convective Storms and Tornadoes: Observations and Dynamics*. Berlin: Springer.

- Brooks H E, Lee J W, Craven J P. 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global re-analysis data. *Atmos Res*, 67–68: 73–94.
- Brown R A, Lemon L R, Burgess D W. 1978. Tornado detection by pulsed Doppler radar. *Mon Wea Rev*, 106: 29–38.
- Bryan G H, Fritsch J M. 2002. A Benchmark Simulation for Moist Nonhydrostatic Numerical Models. *Mon Wea Rev*, 130: 2917–2928.
- Bryan G H, Wyngaard J C, Fritsch J M. 2003. Resolution Requirements for the Simulation of Deep Moist Convection. *Mon Wea Rev*, 131: 2394–2416.
- Bunkers M J, Baxter M A. 2011. Radar tornadic debris signatures on 27 April 2011. *Electronic J Operational Meteo*, 12 (7): 1–6.
- Bunting W F, Smith B E. 1993. A guide for conducting convective windstorm surveys. *NOAA Tech Memo*, NWS SR–146, 44.
- Burgess D W, Lemon L R, Brown R A. 1975a. Tornado characteristics revealed by Doppler radar. *Geophys Res Lett*, 2: 183–184.
- Burgess D W, Lemon L R, Brown R A. 1975b. Evolution of a tornado signature and parent circulation as revealed by single Doppler radar. Preprints Sixteenth Radar Meteorology Conf, Houston, Amer Meteor Soc, 99–106.
- Burgess D W, Ortega K, Stumpf G, et al. 2014. 20 May 2013 Moore, Oklahoma, Tornado: Damage Survey and Analysis. *Wea Forecasting*, 29: 1229–1237.
- Byko Z, Markowski P, Richardson Y, et al. 2009. Descending reflectivity cores in supercell thunderstorms observed by mobile radars and in a high-resolution numerical simulation. *Wea Forecasting*, 24: 155–186.
- Christopher J N, Anders A J. 2013. Classifying proximity soundings with self-organizing maps toward improving supercell and tornado. *Wea Forecasting*, 28: 783–801.
- Clark A J, Gao J, Marsh P T, et al. 2013. Tornado Pathlength Forecasts from 2010 to 2011 Using Ensemble Updraft Helicity. *Wea Forecasting*, 28: 387–407.
- Craven J P, Brooks H E. 2004. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection. *Nat Wea Digest*, 28: 13–24.
- Dahl J M L, Parker M D, Wicker L J. 2014. Imported and Storm-Generated Near-Ground Vertical Vorticity in a Simulated Supercell. *J Atmos Sci*, 71: 3027–3051.
- Davies-Jones R P, Brooks H E. 1993. Mesocyclogenesis from a theoretical perspective. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards, *Geophys Monogr*, 79: 105–114.
- Davies-Jones R P, Burgess D W, Lemon L R, et al. 1978: Interpretation of surfacemarks and debris patterns from the 24 May 1973 Union City, Oklahoma tornado. *Mon Wea Rev*, 106: 12–21.
- Davies-Jones R P, Markowski P. 2013. Lifting of Ambient Air by Density Currents in Sheared Environments. *J Atmos Sci*, 70: 1204–1215.
- Davies-Jones R P, Trapp R J, Bluestein H B. 2001. Tornadoes and tornadic storms. Severe Convective Storms, *Meteor Monogr*, 50: 167–221.

- Davies-Jones R P. 1982a. A new look at the vorticity equation with application to tornadogenesis. Preprints, 12th Conf on Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer Meteor Soc, 249–252.
- Davies-Jones R P. 1982b. Observational and theoretical aspects of tornadogenesis. Intense Atmospheric Vortices, L Bengtsson and J Lighthill, Eds Springer-Verlag, 175–189.
- Davies-Jones R P. 1984. Streamwise Vorticity: The Origin of Updraft Rotation in Supercell Storms. *J Atmos Sci*, 41: 2991–3006.
- Davies-Jones R P. 2008. Can a Descending Rain Curtain in a Supercell Instigate Tornadogenesis Barotropically? *J Atmos Sci*, 65: 2469–2497.
- Davies-Jones R P. 2015. A review of supercell and tornado dynamics. *Atmos Res*, 158–159: 274–291.
- Donaldson R J. 1970. Vortex signature recognition by a Doppler radar. *J Appl Meteor*, 9: 661–670.
- Doswell C A III. 2001. Severe convective storms. *Meteor Monogr*, 69: 1–26.
- Doswell C A III. 2003. A guide to F-scale damage assessment. NOAA/NWS, 94. <http://www.wdtd.noaa.gov/courses/ef-scale/lesson2/FinalNWSFscaleAssessmentGuide.pdf>.
- Feuerstein B, Groenemeijer P, Dirksen E, et al. 2011. Towards an improved wind speed scale and damage description adapted for Central Europe. *Atmos Res*, 100: 547–564.
- Frelich L E, Ostuno E J. 2012. Estimating wind speeds of convective storms from tree damage. *Electronic J Severe Storms Meteor*, 7 (9): 1–19.
- French M M, Bluestein H B, PopStefanija I, et al. 2013. Reexamining the Vertical Development of Tornado Vortex Signatures in Supercells. *Mon Wea Rev*, 141: 4576–4601.
- French M M, Bluestein H B, PopStefanija I, et al. 2014. Mobile, Phased-Array, Doppler Radar Observations of Tornadoes at X Band. *Mon Wea Rev*, 142: 1010–1036.
- Fujita T T, Wakimoto R M. 1981. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. *Mon Wea Rev*, 109: 1438–1456.
- Fujita T T. 1963. Analytical meso-meteorology: A review, severe local storms. *Meteor Monogr*, 27: 77–125.
- Fujita T T. 1971a. Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity. University of Chicago SMRP Research Paper 91, 42.
- Fujita T T. 1971b. Proposed mechanism of suction spots accompanied by tornadoes. Preprints, Seventh Conf on Severe Local Storms, Kansas City, MO, Amer Meteor Soc, 208–213.
- Fujita T T. 1974. Jumbo tornado outbreak of 3 April 1974. *Weatherwise*, 27: 116–126.
- Fujita T T. 1978. Manual of downburst identification for Project NIMROD. SMRP Research Paper 156, University of Chicago, 104. <http://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19780022828>.
- Fujita T T. 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J Atmos Sci*, 38: 1511–1534.
- Glickman T S. 2000. Glossary of Meteorology. 2nd ed. Amer Meteor Soc, 855.
- Huschke R E. 1959. Glossary of Meteorology. 1st ed. Amer Meteor Soc, 638.
- Joshua M B, Barbara E M, William G, et al. 2013. Discriminating environmental conditions for significant warm sector and boundary tornadoes in parts of the Great Plains. *Wea Forecasting*, 28: 1498–1523.

- Kahraman A, Markowski P M. 2014. Tornado Climatology of Turkey. *Mon Wea Rev*, 142: 2345–2352
- Kennedy A, Straka J M, Rasmussen E N. 2007. A Statistical Study of the Association of DRCs with Supercells and Tornadoes. *Wea Forecasting*, 22: 1191–1199.
- Kessler E. 1995. On the continuity and distribution of water substance in atmospheric circulations. *Atmos Res*, 38: 109–145.
- Klemp J B, Wilhelmson R B, Ray P S. 1981. Observed and Numerically Simulated Structure of a Mature Supercell Thunderstorm. *J Atmos Sci*, 38: 1558–1580.
- Klemp J B, Rotunno R. 1983. A Study of the Tornadic Region within a Supercell Thunderstorm. *J Atmos Sci*, 40: 359–377.
- Kosiba K A, Wurman J, Richardson Y, et al. 2013. Genesis of the Goshen County, Wyoming, Tornado on 5 June 2009 during VORTEX2. *Mon Wea Rev*, 141: 1157–1181.
- Kosiba K A, Wurman J. 2013. The 3D Structure and Evolution of a Tornado Boundary Layer. *Wea Forecasting*, 28: 1552–1561.
- Lee B D, Finley C A, Karstens C D. 2012. The Bowdle, South Dakota, Cyclic Tornadic Supercell of 22 May 2010: Surface Analysis of Rear-Flank Downdraft Evolution and Multiple Internal Surges. *Mon Wea Rev*, 140: 3419–3441.
- Lee R R, White A. 1998. Improvement of the WSR-88D mesocyclone algorithm. *Wea Forecasting*, 13: 341–351.
- MacGorman D R, Burgess D W. 1994. Positive Cloud-to-Ground Lightning in Tornadic Storms and Hailstorms. *Mon Wea Rev*, 122: 1671–1697.
- Markowski P M, Bryan G H. 2016. LES of Laminar Flow in the PBL: A Potential Problem for Convective Storm Simulations. *Monthly Weather Review*, 144: 1841–1850.
- Markowski P M, Straka J M, Rasmussen E N. 2002. Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of nontornadic and tornadic supercells. *Mon Wea Rev*, 130: 1692–1721.
- Markowski P M, Hannon C, Frame J, et al. 2003. Characteristics of vertical wind profiles near supercells obtained from the Rapid Update Cycle. *Wea Forecasting*, 18: 1262–1272.
- Markowski P M, Richardson Y, Bryan G. 2014. The origins of vortex sheets in a simulated supercell thunderstorm. *Mon Wea Rev*, 142: 3944–3954.
- Markowski P M, Richardson Y, Marquis J, et al. 2012a. The pretornadic phase of the Goshen County, Wyoming, supercell of 5 June 2009 intercepted by VORTEX2. Part I: Evolution of kinematic and surface thermodynamic fields. *Mon Wea Rev*, 140: 2887–2915.
- Markowski P M, Richardson Y, Marquis J, et al. 2012b. The pretornadic phase of the Goshen County, Wyoming, supercell of 5 June 2009 intercepted by VORTEX2. Part II: Intensification of low-level rotation. *Mon Wea Rev*, 140: 2916–2938.
- Markowski P M, Richardson Y, Rasmussen E, et al. 2008. Vortex Lines within Low-Level Mesocyclones Obtained from Pseudo-Dual-Doppler Radar Observations. *Mon Wea Rev*, 136: 3513–3535.
- Markowski P M, Richardson Y. 2009. Tornadogenesis: Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research. *Atmospheric Research*, 93: 3–10.

- Markowski P M, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes. Chichester, West Sussex, UK: Wiley- Blackwell Publication, 406, 424.
- Markowski P M, Richardson Y. 2013. How to Make a Tornado, *Weatherwise*, July/August: 12–19.
- Markowski P M, Richardson Y. 2014a. The Influence of Environmental Low-Level Shear and Cold Pools on Tornadogenesis: Insights from Idealized Simulations. *J Atmos Sci*, 71: 243–275.
- Markowski P M, Richardson Y. 2014b. What we know and don't know about tornado formation. *Physics Today*, 67 (9): 26–31.
- Marquis J, Richardson Y, Markowski P, et al. 2012. Tornado Maintenance Investigated with High-Resolution Dual-Doppler and EnKF Analysis. *Mon Wea Rev*, 140: 3–27.
- Marquis J, Richardson Y, Markowski P, et al. 2014. An Investigation of the Goshen County, Wyoming, Tornadic Supercell of 5 June 2009 Using EnKF Assimilation of Mobile Mesonet and Radar Observations Collected during VORTEX2. Part I: Experiment Design and Verification of the EnKF Analyses. *Mon Wea Rev*, 142: 530–554.
- Marquis J, Richardson Y, Wurman J, et al. 2008. Single- and Dual-Doppler Analysis of a Tornadic Vortex and Surrounding Storm-Scale Flow in the Crowell, Texas, Supercell of 30 April 2000. *Mon Wea Rev*, 136: 5017–5043.
- Marshall T P. 2002. Tornado damage survey at Moore, Oklahoma. *Wea Forecasting*, 17: 582–598.
- Mashiko W, Niino H, Teruyuki K. 2009. Numerical simulations of tornadogenesis in an outer-rainband minisupercell of Typhoon Shanshan on 17 September 2006. *Mon Wea Rev*, 137: 4238 – 4260.
- Mead C M. 1997. The Discrimination between Tornadic and Nontornadic Supercell Environments: A Forecasting Challenge in the Southern United States. *Wea Forecasting*, 12: 379–387.
- Meng Z, Yao D, Bai L, et al. 2016. Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations. *Science Bulletin*, 61 (4) : 330–337.
- Meng Z, Yao D. 2014. Damage survey, radar, and environment analyses on the first-ever documented tornado in Beijing during the heavy rainfall event of 21 July 2012. *Wea Forecasting*, 29: 702–724.
- Michael M F, Howard B B, Louis J W, et al. 2009. An example of the use of mobile Doppler radar data for tornado verification. *Wea Forecasting*, 24: 884–891
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009: Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Mon Wea Rev*, 137: 991–1007.
- Mulder K J, Schultz D M. 2015. Climatology, Storm Morphologies, and Environments of Tornadoes in the British Isles: 1980–2012. *Mon Wea Rev*, 143: 2224–2240.
- Nascimento E L, Held G, Gomes A M. 2014. A Multiple-Vortex Tornado in Southeastern Brazil. *Mon Wea Rev*, 142: 3017–3037.
- Naylor J, Gilmore M S, Thompson R L, et al. 2012. Comparison of Objective Supercell Identification Techniques Using an Idealized Cloud Mode. *Mon Wea Rev*, 140: 2090–2102.
- Naylor J, Gilmore M S. 2014. Vorticity Evolution Leading to Tornadogenesis and Tornadogenesis Failure in Simulated Supercells. *J Atmos Sci*, 71: 1201–1217.

- Potvin C K, Betten D, Wicker L J, et al. 2012. 3DVAR versus Traditional Dual-Doppler Wind Retrievals of a Simulated Supercell Thunderstorm. *Mon Wea Rev*, 140: 3487–3494.
- Potvin C K, Wicker L J, Biggerstaff M I, et al. 2013. Comparison between Dual-Doppler and EnKF Storm-Scale Wind Analyses: The 29–30 May 2004 Geary, Oklahoma, Supercell Thunderstorm. *Mon Wea Rev*, 141: 1612–1628.
- Potvin C K, Wicker L J. 2012. Comparison between Dual-Doppler and EnKF Storm-Scale Wind Analyses: Observing System Simulation Experiments with a Supercell Thunderstorm. *Mon Wea Rev*, 140: 3972–3991.
- Przybylinski R W. 1995. The bow echo: Observations, numerical simulations, and severe weather detection methods. *Wea Forecasting*, 10: 203–218.
- Rasmussen E N, Blanchard D O. 1998. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea Forecasting*, 13: 1148–1164.
- Rasmussen E N, Straka J M, Davies-Jones R P, et al. 1994. Verification of the Origins of Rotation in Tornadoes Experiment: VORTEX. *Bull Amer Meteor Soc*, 75: 995–1006.
- Rasmussen E N, Straka J M, Gilmore M S, et al. 2006. A preliminary survey of rear-flank descending reflectivity cores in supercell storms. *Wea Forecasting*, 21: 923–938.
- Rasmussen E N. 2003. Refined supercell and tornado forecast parameters. *Wea Forecasting*, 18: 530–535.
- Rauhala J, Brooks H E, Schultz D M. 2012. Tornado Climatology of Finland. *Mon Wea Rev*, 140: 1446–1456
- Rotunno R, Klemp J B. 1982. The Influence of the Shear-Induced Pressure Gradient on Thunderstorm Motion. *Mon Wea Rev*, 110: 136–151.
- Rotunno R. 1981. On the Evolution of Thunderstorm Rotation. *Monthly Weather Review*, 109: 577–586
- Rotunno R. 2013. The fluid dynamics of tornadoes. *Annu Rev Fluid Mech*, 45: 59–84.
- Ryzhkov A, Schuur T J, Burgess D W, et al. 2005. Polarimetric tornado detection. *J Appl Meteor*, 44: 557–570.
- Schenkman A D, Xue M, Hu M. 2014. Tornadogenesis in a High-Resolution Simulation of the 8 May 2003 Oklahoma City Supercell. *J Atmos Sci*, 71: 130–154.
- Schenkman A D, Xue M, Shapiro A, et al. 2010. The Analysis and Prediction of the 8–9 May 2007 Oklahoma Tornadoic Mesoscale Convective System by Assimilating WSR-88D and CASA Radar Data Using 3DVAR. *Mon Wea Rev*, 139: 224–246.
- Schenkman A D, Xue M, Shapiro A. 2012. Tornadogenesis in a Simulated Mesovortex within a Mesoscale Convective System. *J Atmos Sci*, 69: 3372–3390.
- Schenkman A, Xue M, Shapiro A, et al. 2011. The analysis and prediction of the 8-9 May 2007 Oklahoma tornadoic mesoscale convective system by assimilating WSR-88D and CASA radar data using 3DVAR. *Mon Wea Rev*, 139: 224–246.

- Skinner P S, Weiss C C, French M M, et al. 2014. VORTEX2 Observations of a Low-Level Mesocyclone with Multiple Internal Rear-Flank Downdraft Momentum Surges in the 18 May 2010 Dumas, Texas, Supercell. *Mon Wea Rev*, 142: 2935–2960.
- Skinner P S, Weiss C C, Schroeder J L, et al. 2011. Observations of the Surface Boundary Structure within the 23 May 2007 Perryton, Texas, Supercell. *Mon Wea Rev*, 139: 3730–3749.
- Smith B T, Thompson R L, Grams J S, et al. 2012. Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous united states. Part I: Storm classification and climatology. *Wea Forecasting*, 27: 1114–1135.
- Snyder J C, Bluestein H B. 2014. Some Considerations for the Use of High-Resolution Mobile Radar Data in Tornado Intensity Determination. *Wea Forecasting*, 29: 799–827.
- Speheger D A, Doswell C A III, Stumpf G J. 2002. The tornadoes of 3 May 1999: Event verification in central Oklahoma and related issues. *Wea Forecasting*, 17: 362–381.
- Stumpf G J, Witt A, Mitchell E D, et al. 1998. The National Severe Storms Laboratory Mesocyclone Detection Algorithm for the WSR-88D. *Wea Forecasting*, 13: 304–326.
- Sun J. 2005. Initialization and Numerical Forecasting of a Supercell Storm Observed during STEPS. *Mon Wea Rev*, 133: 793–813.
- Tanamachi R L, Wicker L J, Dowell D C, et al. 2013. EnKF Assimilation of High-Resolution, Mobile Doppler Radar Data of the 4 May 2007 Greensburg, Kansas, Supercell into a Numerical Cloud Model. *Mon Wea Rev*, 141: 625–648.
- Taszarek M, Brooks H E. 2015. Tornado Climatology of Poland. *Mon Wea Rev*, 143: 702–717.
- Thompson R L, Edwards R, Hart J A, et al. 2003. Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. *Wea Forecasting*, 18: 1243–1261.
- Thompson R L, Smith B T, Grams J S, et al. 2012. Convective Modes for Significant Severe Thunderstorms in the Contiguous United States. Part II: Supercell and QLCS Tornado Environments. *Wea Forecasting*, 27: 1136–1154.
- Trapp R J, Mitchell E D, Tipton G A, et al. 1999. Descending and nondescending tornadic vortex signatures detected by WSR-88Ds. *Wea Forecasting*, 14: 625–639.
- Trapp R J, Tessendorf S A, Godfrey E S, et al. 2005. Tornadoes from squall lines and bow echoes. Part I: Climatological distribution. *Wea Forecasting*, 20: 23–34.
- Verbout S M, Brooks H E, Leslie L M, et al. 2006. Evolution of the U.S. Tornado Database: 1954–2003. *Wea Forecasting*, 21: 86–93.
- Wakimoto R M, Atkins N T, Wurman J. 2011. The LaGrange Tornado during VORTEX2. Part I: Photogrammetric Analysis of the Tornado Combined with Single-Doppler Radar Data. *Mon Wea Rev*, 139: 2233–2258.
- Wakimoto R M, Atkins N T, Butler K M, et al. 2016. Aerial Damage Survey of the 2013 El Reno Tornado Combined with Mobile Radar Data. *Mon Wea Rev*, 144: 1749–1776.
- Wakimoto R M, Murphey H V, Dowell D C, et al. 2003. The Kellerville tornado during VORTEX: Damage survey and Doppler radar analyses. *Mon Wea Rev*, 131: 2197–2221.
- Wakimoto R M, Wilson J W. 1989. Non-supercell tornadoes. *Mon Wea Rev*, 117: 1113–1140.

- Wakimoto R M. 1983. The west bend, Wisconsin storm of 4 April 1981: A problem in operational meteorology. *J Climate Appl Meteor*, 22 (1): 181–189.
- WDTB . 2013 . Distance Learning Operations Course , Supercell velocity signatures . [http : //www.wdtb.noaa.gov/courses/dloc/topic7/lesson12/player.html](http://www.wdtb.noaa.gov/courses/dloc/topic7/lesson12/player.html).
- Wicker L J, Wilhelmson R B. 1995. Simulation and Analysis of Tornado Development and Decay within a 3D Supercell Thunderstorm. *J Atmos Sci*, 52: 2675–2703.
- Wilhelmson R B, Klemp J B. 1981. A Three-Dimensional Numerical Simulation of Splitting Severe Storms on 3 April 1964. *J Atmos Sci*, 38: 1581–1600.
- Wilson J W, Wakimoto R M. 2001. The discovery of the downburst: T. T. Fujita's contribution. *Bull Amer Meteor Soc*, 82 (1): 49–62.
- WSEC. 2006. A recommendation for an enhanced Fujitascale (EF-scale). Texas Tech University Wind Science and Engineering Center Rep, 95. [http : //www.spc.noaa.gov/faq/tornado/ef-ttu.pdf](http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/ef-ttu.pdf).
- Wurman J, Kosiba K, Robinson P, et al. 2014. The Role of Multiple-Vortex Tornado Structure in Causing Storm Researcher Fatalities. *Bull Amer Meteor Soc*, 95: 31–45.
- Wurman J, Dowell D, Richardson Y, et al. 2012. The Second Verification of the Origins of Rotation in Tornadoes Experiment: VORTEX2. *Bull Amer Meteor Soc*, 93: 1147–1170.
- Wurman J, Kosiba K, Robinson P. 2013. In Situ, Doppler Radar, and Video Observations of the Interior Structure of a Tornado and the Wind–Damage Relationship. *Bull Amer Meteor Soc*, 94: 835–846.
- Wurman J, Richardson Y, Alexander C, et al. 2007a. Dual-Doppler Analysis of Winds and Vorticity Budget Terms near a Tornado. *Mon Wea Rev*, 135: 2392–2405.
- Wurman J, Richardson Y, Alexander C, et al. 2007b. Dual-Doppler and Single-Doppler Analysis of a Tornadic Storm Undergoing Mergers and Repeated Tornadogenesis. *Mon Wea Rev*, 135: 736–758.
- Xue M, Hu M, Schenkman A D. 2014. Numerical Prediction of the 8 May 2003 Oklahoma City Tornadic Supercell and Embedded Tornado Using ARPS with the Assimilation of WSR-88D Data. *Wea Forecasting*, 29: 39–62.
- Xue M, Wang D, Gao J, et al. 2003. The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82: 139–170.
- Zhang Y, Zhang F, Stensrud D J, et al. 2015. Practical Predictability of the 20 May 2013 Tornadic Thunderstorm Event in Oklahoma: Sensitivity to Synoptic Timing and Topographical Influence. *Mon Wea Rev* 143: 2973–2997.
- Zhang Y, Zhang F, Stensrud D J, et al. 2016. Intrinsic Predictability of the 20 May 2013 Tornadic Thunderstorm Event in Oklahoma at Storm Scales. *Mon Wea Rev*, 144: 1273–1298.
- Zrnic D, Istok M. 1980. Wind speeds in two tornadic storms and a tornado deduced from Doppler spectra. *J Appl Meteor*, 19: 1405–1415.
- Zupanski D, Zupanski M, Rogers E, et al. 2002. Fine-Resolution 4DVAR Data Assimilation for the Great Plains Tornado Outbreak of 3 May 1999. *Wea Forecasting*, 17: 506–525.

致谢

我要对我的恩师孟智勇老师致以最诚挚的谢意。本论文从构思、研究到撰写都是在孟老师的悉心指导下完成的。孟老师是一个专注于学术的人，她对于科学研究有着发自内心的浓厚兴趣和孜孜不倦的强烈热情。她对于工作一丝不苟的态度和对于真理执着追求的信念深深影响着我。回想当初，在她的带领下初次进行北京“7.21”风灾调查的时候，我并没有设想过可以开展出系统性的后续研究工作，是她的启发和指引带领我在科研的道路上找到了自己的方向。孟老师对待学生十分负责，同时又非常善于和学生交流。我们的教研组有着积极向上的精神风貌和热烈讨论的科研氛围，这些都与导师的言传身教密不可分。除了常规的组会讨论之外，我们有及时和导师交流的周报告及一对一讨论，有提升科研素养、拓展学术视野的文献阅读组会，还有提高表达能力和口语的全英文学术年会。此外，孟老师还多次资助我参加国际会议，并在每一次参会之前反复听我试讲报告并提出改进意见，这对我的帮助是巨大的。孟老师常告诫我们要淡泊名利，对科研负责、对他人负责、对自己负责，这些教诲我将铭记于心。

我要感谢在科研道路上指导过我的各位尊敬的专家和老师们。感谢北京大学的陶祖钰老师、张庆红老师；感谢中国气象局气象干部培训学院的俞小鼎老师；感谢国家气象中心的郑永光老师、张小玲老师；感谢中国气象科学研究所的梁旭东老师、罗亚丽老师；感谢中国科学院大气物理研究所的孙建华老师；感谢南京大学的赵坤老师、薛明老师和王元老师；感谢宾州州立大学的 Paul Markowski 老师、Yvette Richardson 老师、张福青老师和翁永辉老师；等等。我的成长离不开每一位老师的耐心教导和热情鼓励。是老师们的帮助使我不断开拓视野、少走弯路，并得以在科研的道路上不断前行。

我还要感谢所有在这五年的求学生涯中帮助过我的人们。感谢我的家人、同学和朋友们，感谢你们的包容和陪伴，感谢你们在我最困难的时候始终不离不弃。感谢在孟老师课题组与我一起成长的每一位成员，感谢吴多常师兄、严大春师兄、张云济师兄、岳健师姐、黄龄、于慧珍、罗帆、冯主恩、白兰强、唐晓静、朱磊、张慕容和周瑞林，感谢你们不仅常常给我提供思路和建议，更让我的学习生活充满快乐。感谢物理学院以及大气与海洋科学系的各位老师对我的帮助，特别是董晓华老师、尹丹老师、肖黎老师、王革新老师、胡永云老师、张宏升老师、付遵涛老师、李成才老师、赵春生老师、谭本植老师、钱维宏老师、傅宗玫老师和韦骏老师。从您们身上，我学到的不仅仅是学术，更有处事的方法和做人的道理。

最后，感谢北京大学和研究生院给我提供的良好学习环境和科研条件。

北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

原创性声明

本人郑重声明：所提交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名：姚娟 日期：2016年6月6日

学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保留学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校一年/两年/三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名：姚娟 导师签名：高智勇

日期：2016年6月6日

