

强对流天气形成机制和预报研究综述*

郑永光^{1,2,3} 杨波^{1,2,3} 蓝渝^{1,2,3} 盛杰^{1,2,3} 张小雯^{1,2,3} 田付友^{1,2,3} 曹艳察^{1,2,3} 周康辉^{1,2,3}

1 国家气象中心, 北京 100081

2 灾害天气科学与技术全国重点实验室, 北京 100081

3 中国气象局水文气象重点开放实验室, 北京 100081

提 要: 强对流天气的致灾性和精准监测预报得到广泛关注。文章总结了各类典型对流风暴和强对流天气的主要特征、发生条件、形成机制和双偏振多普勒天气雷达观测特征等, 梳理了基本概念, 简要总结了强对流天气的预报思路、监测预报技术, 对未来的工作进行了展望。近年来的主要进展包括: 重力波是夜间对流风暴的重要触发机制; 强垂直风切变弱对流有效位能环境的强对流天气形成过程中 γ 中尺度涡旋发挥关键作用; 超级单体强上升气流对降水粒子的分选作用使得双偏振天气雷达观测特征非常突出, Z_{DR} 柱、 Z_{DR} 弧、 K_{DP} 足等揭示了超级单体更多微物理特征和动力结构; 华南大部分的弓形回波由 QLCS (准线状对流系统) 与其前方的对流单体合并形成; 中涡旋的形成机制比中气旋更为复杂多样; 中气旋和中涡旋等对上升运动的加强作用是极端强降水形成机制的重要方面, 这些涡旋与弓形回波的后侧入流急流共同作用也是极端雷暴大风的重要形成机制之一; 很多产生短时强降水的对流风暴介于大陆型和热带海洋型二者之间, 发现华南瞬时极端雨强越强, 对流风暴有更多的液态和冰水含量; 直径 ≥ 5.0 cm 的冰雹主要由超级单体生成, 冰雹的形成过程为穿越上升气流的气旋式弯曲轨迹, 几乎没有螺旋式轨迹或循环增长路径; 龙卷形成的关键是近地表垂直涡度形成、集中和加强; 高分辨率数值预报和深度学习技术显著提升了强对流天气监测预报预警精度。百米级精细机理和超高分辨率数值预报以及全面融合物理规律的深度学习模型研究是强对流天气未来发展的主要方面。

关键词: 强对流天气, 对流风暴, 超级单体, QLCS, 龙卷, 机理, 深度学习

中图分类号: P434, P458

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2025.082501

A Review of Mechanisms and Forecasting Technology of Severe Convective Weather

ZHENG Yongguang^{1,2,3} YANG Bo^{1,2,3} LANYu^{1,2,3} SHENG Jie^{1,2,3} ZHANG Xiaowen^{1,2,3} TIAN Fuyou^{1,2,3} CAO Yancha^{1,2,3} ZHOU Kanghui

1. National Meteorological Centre, Beijing 100081

2. State Key Laboratory of Severe Weather Meteorological Science and Technology, CMA, Beijing 100081

3. CMA Hydro- Meteorology Key Laboratory, Beijing 100081

Abstract: The disastrous nature of severe convective weather and the need for its accurate monitoring and forecasting have garnered widespread attention. This paper summarizes the main

*国家自然科学基金项目(U2342204、42175017)和中国气象局强对流天气重点创新团队项目(CMA2022ZD07)共同资助

2025-03-09 收稿; 2025-08-25 收修订稿

第一作者: 郑永光, 主要从事强对流和强降水等中小尺度天气研究。E-mail: zhengyg@cma.gov.cn

characteristics, environments, formation mechanisms, and dual-polarization Doppler weather radar observation features of various typical types of convective storms and severe convective weather. It presents fundamental concepts and understanding, briefly outlines forecasting approaches and monitoring techniques for severe convective weather, and provides prospects for future work. In recent years, main advances include as follows. Gravity waves are an important type of trigger mechanisms of nocturnal convective storms. The key formation mechanisms of severe convective weather in low convective available potential energy environments with strong vertical wind shear are on meso- γ -scale vortices, which have been significantly understood. The sorting effect of supercell updrafts on precipitation particles results in highly distinctive dual-polarization radar signatures, and the signatures such as Z_{DR} column, Z_{DR} arc, K_{DP} foot have revealed more characteristics of microphysical processes and dynamical structure of supercells. Most bow echoes in South China form through the merger of quasi-linear convective systems with pre-existing convective cells ahead of them. Mesovortices develop through multiple complex mechanisms. The intensification of updrafts by meso- γ -scale vortices such as mesocyclones and mesovortices is an important aspect of heavy rainfall formation mechanism. The meso- γ -scale vortices combined with rear-inflow jets of bow echoes, plays a crucial role in extreme severe thunderstorm winds. A great many convective storms producing short-duration heavy rainfall often exhibit hybrid characteristics between continental and tropical maritime types, and it has been found the heavier the instantaneous extreme rainfall intensity in South China, the more the liquid and ice water content in convective storms. Hail with diameters ≥ 5.0 cm are primarily generated by supercells, and their growth rarely follows spiral trajectories or cyclic growth paths. Tornadogenesis hinges on the formation, concentration, and intensification of near-surface vertical vorticity. High-resolution numerical forecasting and deep learning techniques have significantly improved the accuracy of severe convective weather monitoring, forecasting, and warning systems. Future efforts should focus on the “about-100-m” fine-scale mechanisms and super-high-resolution numerical models, and deep learning models with fully integrating physical laws for comprehensive severe convective weather forecasting.

Key words: Severe convective weather, convective storms, supercells, quasi-linear convective systems, tornadoes, mechanisms, deep learning

引言

强对流天气是由对流风暴产生的短时强降水、冰雹、雷暴大风（也称为雷雨大风或对流性大风）、龙卷等剧烈灾害性天气（俞小鼎等,2012;郑永光等,2015b; Yu and Zheng, 2020）。强对流天气定义并没有严格的阈值标准，不同的国家标准不同，“强”的含义是指该类天气易于致灾。由于强对流天气时空分布尺度小、演变快、突发性强、形成机理复杂、高度非线性、不确定性大等特点，其精准预报依然是气象行业的世界性难题。

强对流天气地理分布范围广，但分布很不均匀，具有显著的季节和日变化特征。各国都非常重视雷暴、闪电和各类强对流天气气候特征研究和更新，近年来的研究如 Ashley et al (2019)、Brooks et al (2019)、Haberlie and Ashley (2019)、Allen et al (2020)、Taszarek et al (2020)、Feng et al (2021)、Ma et al (2021)、田付友等 (2022)、Li et al (2025)、Tian et al (2024) 等。这些强对流天气气候特征成果为理解该类天气形成机制提供了必要的气候背景基础。

中国强对流天气主要发生在春、夏、秋这三个季节, 尤其春季和夏季强对流天气更为多发、强度更大, 但深秋和冬季强对流天气也时有发生 (Chen et al, 2013; Meng et al, 2013; 盛杰等, 2014; 范雯杰和俞小鼎, 2015; Yang et al, 2017; Li et al, 2018; Feng et al, 2021; 田付友等, 2022; 张恒进和郑永光, 2022), 如 2020 年 2 月 14 日 17 时 (北京时, 下同) 左右, 湖北宜昌市秭归县等地发生的最大冰雹如鸡蛋、最大小时雨量达 30.7 mm (郑永光等, 2024)。

强对流天气是地球大气能量和水分循环的重要组成部分, 其机理牵扯到大气科学的众多方面, 包括大气物理学、动力气象学、天气学和气候学等, 与太阳辐射、行星边界层、不同地形分布、不同下垫面等密切相关, 也与气候变化密切相关 (张恒进和郑永光, 2022)。强对流天气的发生发展是多尺度相互作用的过程。因此, 需要从气候背景、天气形势、环境条件与近风暴环境的中尺度条件 (Yu and Zheng, 2020; 郑永光等, 2020) 等是否有利, 以及对流风暴结构特征和各类强对流天气的形成机理等出发, 进行不同时效客观预报技术开发和主观预报制作。但由于可预报性的限制, 有利于强对流天气的不同尺度物理条件和特征的可用预报时效不同。

随着探测系统, 尤其是高空和雷达探测网, 以及数值预报技术的发展, 美国、中国等各国的强对流天气研究和监测预报预警取得了显著进展, 使得能够看到、模拟和预报上个世纪无法观测和理解的众多强对流风暴和强对流天气的细节 (Brooks et al, 2019)。进入 21 世纪, 中国强对流天气监测、短期预报、短时预报和临近预报业务逐步全面规范和发展完善 (郑永光等, 2010; Yu and Zheng, 2020)。2005 年开始, 国家气象中心开始尝试发布雷暴和未分类的强对流天气短期预报; 自 2009 年 3 月国家气象中心成立专职负责强对流天气业务预报和研究的强天气预报中心以来, 已建立了完整的强对流天气监测、分析、预报、检验和灾害调查等客观技术支撑、业务和流程, 预报准确率、提前量、精细化水平稳步提高 (郑永光等, 2010; 2015b; Yu and Zheng, 2020; Zhang et al, 2020), 但机理认识不够精细、预报精准度不能完全满足防灾减灾需求的难题还将长时间存在。

尽管俞小鼎等 (2012; 2020)、孙继松和陶祖钰 (2012)、孙继松等 (2014) 都系统总结了强对流天气当时的研究和预报进展, 但业务预报和部分研究中依然存在着对一些强对流天气基本概念认识不清或不全面的问题。因此, 本文从基本概念与物理认识出发, 较为全面总结梳理强对流风暴及其产生天气的主要研究成果, 给出对流风暴触发机制、典型对流风暴和各类强对流天气的有利环境条件、形成演变机理、雷达观测特征和预报技术等进展, 并展望未来工作方向, 以加深对强对流天气的认识和发现不足, 为进一步提升对该类天气的精细规律研究水平和预报能力提供基础。

1 对流风暴环境条件和触发机制

1.1 对流风暴环境条件

对流风暴的形成需要水汽、不稳定 (条件不稳定或湿对称不稳定为主, 对流不稳定极其罕见) 和抬升触发这些基本条件。与强对流天气关系非常密切的多单体风暴、超级单体和 QLCS (准线状对流系统, 也称为飚线或线状多单体风暴) 等发生发展通常需要中等以上强度深层 (0~6 km) 垂直风切变条件。但有一些强对流天气出现在弱的深层垂直风切变、高对流有效位能 (CAPE) 环境中, 由脉冲风暴产生 (Chisholm and Renick, 1972; Markowski and Richardson, 2010), 其与高 CAPE 产生的强上升气流相关, 也可能与产生这些天气的临近环境条件的中尺度演变相关; 这类天气也称为脉冲强对流天气, 需要在预报业务中加强关注。

有利于强对流天气发生发展的环流形势包括低槽、涡旋、切变线、锋面、高低空急流、副热带高压边缘等, 但 500 hPa 西北气流形势也常会形成 QLCS 导致大范围冰雹和雷暴大风

等；中国有利于龙卷发生的天气背景是梅雨期环流形势、冷涡和台风（郑永光等, 2021），有时温带气旋会导致龙卷爆发（Wen et al, 2024; 郑永光等, 2025a）。

从大气的斜压性强弱来看，强对流天气可以发生在强斜压性条件下，也就是强天气尺度强迫（常称为强强迫）条件下；也可以发生在斜压性较弱的条件下，也就是弱天气尺度强迫（常称为弱强迫）条件下，或称为准正压条件。华南春季、华北和东北春末夏初发生的强对流天气大多为强强迫条件，多雷暴大风、冰雹等天气；华南后汛期、华北“七下八上”发生的强对流天气多为弱强迫条件，多短时强降水和暴雨天气。美国强对流天气的天气尺度强迫通常强于中国。华南春季、华北和东北春末夏初等发生的雷暴大风、冰雹等天气通常水汽条件偏干，导致这些天气的对流风暴可称为相对的“干对流”；而盛夏季节产生极端强降水天气的对流风暴通常所需水汽更为充沛，该类对流风暴为相对的“湿对流”（Zheng et al, 2007; 郑永光等, 2007; 盛杰等, 2020）。

对流风暴发展所需水汽量是否足够的实质是能否形成对流风暴发展所需的条件不稳定或湿对称不稳定以及能否被触发。中国西部内陆干旱区和高原地区，发生雷暴甚至强对流时的低层水汽比湿可低至 $4\sim 6\text{ g kg}^{-1}$ （王秀明等, 2014），个别的低于 3 g kg^{-1} 。短时强降水天气所需的水汽条件通常显著高于雷暴和冰雹等天气，对于极端小时雨量、极端的持续性暴雨，整层可降水量通常达 60 mm 或以上（郑永光等, 2017; 曹艳察等, 2018; 盛杰等, 2020）。

大气中有各种不稳定，包括动力不稳定、静力不稳定、动力和热力相结合的不稳定等（郑永光等, 2024）。导致对流风暴的主要是条件不稳定。需要关注 Bryan and Fritsch(2000)提出对流风暴系统中存在第 6 类静力稳定度——湿绝对不稳定（MAUL），该不稳定是很多 MCS（中尺度对流系统）发展阶段形成、并持续到成熟阶段的一种基本状态。导致倾斜对流的主要是湿对称不稳定，有时大气中湿对称不稳定和条件不稳定会同时存在。瑞利-贝纳德不稳定与大气中的晴空积云等浅对流密切相关。

水平对流卷主要与大气边界层的拐点不稳定和热力不稳定相关，有时也会由平行不稳定导致。当边界层大气热力为弱稳定或者弱不稳定、而垂直风切变较强时，水平对流卷的方向会垂直于垂直风切变方向；而当边界层大气热力为很不稳定时，对流卷的方向会沿着垂直风切变方向或者沿着平均风方向，此时边界层内常常具有相同风向且风速较大。

预报业务中需要加强关注强 $0\sim 6\text{ km}$ 垂直风切变、低 CAPE（简称 HSLC）环境的强对流天气。已有研究（Schneider et al, 2006; Davis and Parker, 2014）发现美国冷季 HSLC 环境中常产生龙卷、雷暴大风、冰雹等强对流天气，该环境产生了美国约 50% $\geq$ EF2 级的龙卷；Wade and Parker(2021)使用数值模拟确认 HSLC 环境中的超级单体主要由动力扰动气压梯度形成强垂直上升运动。2005 年 3 月 22 日生命史长达 12 h 的华南强 QLCS 和前文所述的 2020 年 2 月 14 日下午湖北宜昌大冰雹过程都发生在典型的 HSLC 环境中。在英国的冷季也有龙卷发生在类似 HSLC 环境中，只是强垂直风切变位于 $0\sim 1\text{ km}$ 大气低层（Clark, 2009）。需要指出的是，热带气旋龙卷也是发生在类似 HSLC 环境中，但强垂直风切变同样位于低层 $0\sim 1\text{ km}$ （McCaul, 1991; 郑媛媛等, 2015; 郑永光等, 2025a）。

CAPE 和对流抑制能量（CIN）是气块的温湿特征和环境大气的温湿垂直分布状态的综合结果。CAPE 值对水汽的变化更加敏感，CIN 则对温度的变化较水汽的变化更敏感。对于初始状态一定的抬升气块，在 $\text{CAPE} > 0$ 的情况下，大气垂直减温率越大，CAPE 值越大（郑永光等, 2017）；一般来说，较大的垂直减温率是指 $\geq 7\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 或 850 hPa 与 500 hPa 温差 $\geq 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ （Craven and Brooks, 2004; 曹艳察等, 2018; 王美慧等, 2025）。计算 CAPE 和 CIN 没有考虑气块与环境间的混合（夹卷）以及扰动气压、冰相过程和水凝物拖曳作用等，常高估 CAPE、低估 CIN（王秀明等, 2014; 郑永光等, 2017）。

1.2 对流风暴触发机制

对流风暴触发机制由于种类多、且属于中小尺度过程，因此是强对流天气预报的主要难点之一。判识是否触发对流风暴的最重要条件是低层大气的辐合抬升及其强度的识别 (Lock and Houston, 2014)，触发更易于发生在 CIN 较小的区域。触发对流风暴的大气上升运动需要达到 m s^{-1} 的量级，为中小尺度上升运动。水平尺度更大的中尺度上升运动更有利于对流风暴的触发和维持，其有利于减少夹卷对触发的不利作用、但不利于克服扰动气压的不利作用；倾斜的上升气流更有利于夹卷作用、不利于对流风暴的触发 (Markowski and Richardson, 2010)；但与湿对称不稳定相关的倾斜对流触发通常比垂直深对流容易。

高架对流的触发机制主要是大气低层 (925~700 hPa) 的辐合切变线 (如 Wilson and Roberts, 2006; 盛杰等, 2014)、地形以及重力波 (Yu and Zheng, 2020; 郑永光和陈炯, 2022)。地形会产生地形重力波，如山脉背风坡的较大振幅俘获重力波触发了山东一次大冰雹和雷暴大风高架对流过程 (俞小鼎等, 2016)；大气涌潮和孤立波都属于重力波，夜间边界层有利于大气涌潮和孤立波的形成，因此，它们更易于在夜间触发高架对流；重力波也常与其他系统如低空急流 (LLJ) 等相互作用触发对流风暴 (Haghi et al, 2019; Parsons et al, 2019)。有研究认为大气中低层浅薄的 MAUL 层会使得弱的上升气流触发高架对流 (Trier et al, 2017; Gebauer et al, 2018; Shapiro et al, 2018; Zhang et al, 2019)，尤其是夜间 LLJ 或持续的中尺度上升运动与 MAUL 共同作用触发高架对流；不过，这种环境下的 MAUL 形成机制与 Bryan and Fritsch (2000) 最先提出的机制不同。

中尺度强迫上升气流是一类对流风暴触发机制 (Trier, 2003; Trier et al, 2017; Shapiro et al, 2018)，如中尺度对流涡旋 (MCV) 与环境垂直风切变相互作用，在 MCV 下切变方向的对流层低层会产生上升运动；与夜间 LLJ 相关的惯性重力波产生的上升运动也属于此类触发机制。

地基对流触发机制在边界层，主要是边界层辐合线和地形。边界层辐合线包括冷锋、干线、雷暴出流边界 (阵风锋)、力管环流 (如海陆风) 形成的辐合线、地形辐合线、水平对流卷、边界层热泡环流、地表感热/潜热通量的不连续作用；地形作用包括地形抬升、地形热力强迫、地形障碍作用 (如阻塞和绕流)、空气动力学作用 (如产生重力波) 等 (郑永光和陈炯, 2022)。力管环流是触发地基对流的常见重要机制，包括多种类型，如海陆风/湖陆风、山谷风、热岛效应等环流及其所致辐合线，还包括倾斜或不规则的地形分布、陆地表面差异 (例如植被差异)、土壤湿度的水平梯度以及云量的空间变化等 (郑永光和陈炯, 2022)。冷锋、出流边界、海风锋等常是但并不总是密度流，密度流又称为重力流。干线不仅是美国、也是中国对流风暴的重要触发机制之一，在日间两侧空气虚温差异最大时呈现出弱密度流的性质 (Bluestein, 2008)。东北 (方祖亮等, 2020; 郑永光和陈炯, 2022)、西北 (张一平等, 2022)、华北 (郑永光等, 2007)、黄淮 (王金兰等, 2021; 郑永光和陈炯, 2022) 等地都会形成干线，但东北干线更为频发。中国很多干线的形成与以下过程相关，当冷干气流经过高原或下山时，干绝热下沉升温 and 湍流混合的共同作用 (罗然等, 2020) 使气团显著升温、变性，气温要高于平原湿气团，但该类干线是否具有密度流的性质尚需要更多分析。

重力波能量来源主要是垂直风切变和地转调整过程 (即地转不平衡气流的调整过程)，还有地形作用、潜热释放或对流风暴等产生的重力波 (郑永光和陈炯, 2022)。垂直风切变产生的开尔文-亥姆霍兹波 (K-H 波) 属于重力内波，其不稳定就是 K-H 波不稳定，易于导致晴空湍流。当边界层垂直风切变矢量与对流风暴出流边界平行时，会产生 K-H 波和惯性重力波，出流边界与 K-H 波的波峰相互作用会触发新的对流风暴 (Bluestein, 2008)。2009 年江苏一次对流风暴阵风锋导致的重力波传播到了安徽，与边界层辐合线相互作用触发了新对流风暴 (Su and Zhai, 2017)。

预报业务中要着重注意边界层辐合线的相遇/相交/相互作用和不同边界的三汇点（如冷锋或出流边界同干线的交汇点），其会使得辐合增强，更有利于对流风暴触发。公衍铎等（2019）、郑永光等（2020）、杨磊等（2025）发现已有地面辐合线或干线加强并同其他对流风暴的出流边界共同作用触发或加强对流风暴。Bai et al（2019）发现 2009 年 6 月 3 日前期雷暴产生的间歇性阵风锋与干线的交点处触发对流风暴。梅雨锋上前一天傍晚左右对流风暴形成的地面中尺度冷池同夜间增强的边界层气流共同作用，可以触发夜间对流风暴（Luo and Chen, 2015）。辐合线触发对流风暴的关键与其两侧不同方向气流的水平涡度平衡有关，取决于是否使得辐合区的上升气流变得更直立和更深厚，经常与辐合线上的中涡旋位置一致（Wilson et al, 1992）。水平对流卷海洋和陆地都可发生，一般难以单独发展为对流风暴，但如果与其他边界层辐合线相互作用，则可能触发对流风暴，如 2025 年 8 月 6 日北京东南部的对流风暴。

2 典型对流风暴形成机制和结构特征

本部分给出超级单体、QLCS 和弓形回波的结构特征与形成机制，并总结对流风暴中的中涡旋特征和成因。

2.1 超级单体

超级单体是一种准稳态的有组织性的对流风暴，中气旋是其最本质的特征。超级单体的生命史远长于空气块从起始抬升高度到达风暴顶部所需时间，即远超过 10—20 min（American Meteorological Society, 2025），通常超过 1 h，最长可超过 8 h，在北半球通常向引导风的右侧移动。中气旋直径为 2~10 km，垂直涡度达 10^{-2} s^{-1} 量级。Yu et al（2012）统计中国超级单体中气旋特征发现，频率最高的中气旋旋转速度范围为 $15\sim 25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、垂直涡度范围为 $(1\sim 2) \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、直径范围为 4~7 km。

虽然只有约 26% 的超级单体产生龙卷（Trapp et al, 2005a），但大多数的大冰雹（尤其直径超过 5 cm 的冰雹）、80% 以上的 EF2 级及以上等级的强龙卷由超级单体产生（Markowski and Richardson, 2009; Blair et al, 2017; Allen et al, 2019）。值得注意的是，超级单体有时会反复产生龙卷，称之为周期性龙卷生成（Dowell and Bluestein, 2002），比如 2024 年 4 月 27 日，一个超级单体在广州市白云区和增城区先后各产生一个龙卷，并在增城区产生了直径达 10 cm 以上的巨大冰雹；2024 年 7 月 5 日一个超级单体在山东菏泽市先后反复生成了四个龙卷（曹艳察等, 2025）。超级单体也会导致强雷暴大风（王秀明等, 2023）和极端强降水天气，比如 2019 年 3 月 21 日广西桂林市临桂区国家气象观测站记录到由超级单体产生的达 60.3 m s^{-1} 的极强雷暴大风（翟丽萍等, 2019; 蔡康龙等, 2021），这是国家级气象观测站记录到的由非台风产生的最大瞬时风速。

超级单体可分为经典超级单体、弱降水超级单体和强降水超级单体三类（Doswell III and Burgess, 1993）。还存在一类尺度较小、伸展高度较低的微型超级单体，常发生在热带气旋外围和梅雨锋雨带中，有时会产生龙卷（郑媛媛等, 2015）。有利于超级单体发展的环境条件是强的垂直风切变和强的 CAPE，但不同类型的超级单体的环境条件存在差异，台风中的微型超级单体发展环境的 CAPE 值通常较小（郑媛媛等, 2015）；有利于弱降水超级单体的环境垂直风切变较强、强降水超级单体相对较弱、经典超级单体则介于二者之间（王秀明等, 2025）。

经典超级单体的最显著特征是钩状回波，其结构还包括前侧下沉气流（FFD）和后侧下沉气流（RFD）及相应的前侧阵风锋和后侧阵风锋以及前侧入流强上升气流区等（Lemon and

Doswell III,1979),若有龙卷形成,一般发生在具有辐合特征的钩状回波附近强上升气流中,紧邻 RFD,在墙云附近(Doswell III and Burgess, 1993);在超级单体 RFD 的出流边界上可能会形成新的龙卷(Davies-Jones, 2015)。弱降水超级单体的反射率因子较低,降水区与上升气流分离,无 RFD;强降水超级单体降水集中在 FFD 区域和不明显的钩状回波区中,中气旋全部或大部分为降水所包裹,雷达回波呈现为“肾形”或“S 形”(Doswell III and Burgess, 1993),中国强降水超级单体占比很可能高于美国(王秀明等,2025)。

超级单体大多存在中层中气旋。但微型超级单体的中气旋位于低层,其形成与大气低层强的垂直风切变密切相关,发生在类似 HSLC 的环境中(Kulie and Lin, 1998; Clark, 2009);龙卷超级单体必定存在低层中气旋(Bluestein, 2013; 王秀明等, 2025)。超级单体的低层中气旋并非就是龙卷涡旋,其提供龙卷形成所需的强上升气流和初始涡度。即使超级单体具有低层中气旋,并不能增加其生成龙卷的概率(Trapp, 1999),这是因为龙卷形成的关键是近地表垂直涡度的形成和增强。

双偏振天气雷达探测进一步揭示了超级单体的微物理特征和动力结构。这些特征包括 Z_{DR} (差分反射率因子)柱(正 Z_{DR} 柱或负 Z_{DR} 柱)、 Z_{DR} 环、低 ρ_{hv} (相关系数)、 K_{DP} (差分相移率)柱、 K_{DP} 足等(Ryzhkov et al, 2005; Kumjian and Ryzhkov, 2008; Romine et al, 2008; Kumjian et al, 2010; Wakimoto et al, 2018, 2020)。超级单体 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱代表了强上升气流区边缘的一部分, Z_{DR} 柱的变化代表了上升气流强度的变化,其分布范围代表了上升气流的空间分布; Z_{DR} 弧是超级单体的前侧的局部 Z_{DR} 增强区域,代表了大气低层(0~3 km)强垂直风切变筛选不同降水粒子的结果,使得大雨滴位于低层面面向暖湿入流一侧的反射率因子大梯度区;中层 Z_{DR} 环和 ρ_{hv} 环间接表征超级单体的强烈旋转上升(中气旋)区,对应该区域内正的温度距平所致抬高的融化层高度的环形 Z_{DR} 高值区和 ρ_{hv} 低值区(Van Den Broeke, 2016; 王秀明等,2025)。由于 Z_{DR} 柱的伸展高度和范围反映了经典超级单体上升气流的分布,因此 Z_{DR} 柱主要受环境 CAPE 和融化层等的影响(Van Den Broeke, 2016)。Loeffler et al(2020)发现产生龙卷的超级单体 Z_{DR} 弧和 K_{DP} 足分离(Kumjian et al, 2010)方向与风暴移动方向更接近正交,这表明强降水引起的下沉气流离上升气流较远,有利于龙卷生成。

垂直风切变在中气旋的形成发展过程中起关键作用(Klemp and Wilhelmson, 1978; Weisman and Klemp, 1984; Klemp, 1987; Davies-Jones et al,1990)。超级单体的中层中气旋通过正压作用形成,也就是由强上升气流使得环境水平涡度的顺流涡度分量倾斜拉伸加强形成。在北半球,风向随高度顺时针转变使得不同垂直风切变矢量也顺转,会有利于右移气旋式超级单体风暴;若与此相反,则有利于左移反气旋式超级单体风暴。如果超级单体风暴发展的环境风矢端线为直线,则风暴会分裂为左移和右移两个风暴。

超级单体低层中气旋有多种形成机制,还未完全清楚哪种机制更为关键。有学者认为低层中气旋的形成与低层冷池所致斜压生成的水平涡度和环境大气低层垂直风切变所致水平涡度的垂直扭转都有关,而且二者之间可能存在相互作用,也可能存在其他环境水平涡度的垂直倾斜作用(Bluestein,2013);高分辨率数值模拟研究表明地表摩擦造成的水平涡度垂直扭转也是成因之一(Schenkman et al, 2014; Roberts et al, 2016; Roberts and Xue, 2017; Roberts et al, 2020);也有高分辨率数值模拟研究表明低层中气旋的垂直涡度主要来自低层水平风垂直切变形成的环境水平涡度的顺流涡度扭转形成(Coffer et al, 2023);而有些高分辨率数值模拟研究表明,很多超级单体的 FFD 前沿低层大气斜压生成的顺流涡度流向上倾斜是低层中气旋形成的原因,顺流涡度流是指沿 FFD 边界的众多涡旋和涡块的集结(Orf et al, 2017; Finley et al, 2023)。

2.2 QLCS 和弓形回波

2.2.1 QLCS

美国 QLCS 约占 MCS 数量的 32% (Ashley et al, 2019), 平均每年有 139 条, 主要发生在平原地区。美国 21% 的龙卷、28% 的大风和 10% 的直径 ≥ 5 cm 的大冰雹由 QLCS 所致 (Ashley et al, 2019; Kuster et al, 2024)。华北的 QLCS 不仅能够造成极端大风和冰雹天气, 也能够导致极端强降水天气 (盛杰等, 2020)。华北 QLCS 是导致短时强降水天气最多的对流风暴形态, 且其中的弓形回波最易于产生短时强降水和雷暴大风天气 (Ma et al, 2021)。

QLCS 有多种形态, 如前导层状云型 (LS)、尾随层状云型 (TS) 和平行层状云型 (PS) (Parker and Johnson, 2000)、尖锥状 (或胡萝卜状) 模态 (公衍铎等, 2019)、无层云降水型 (Gallus et al, 2008; Li et al, 2021a; Ma et al, 2021), 线状排列/邻接层状云型、准静止/后部新生型 (Schumacher and Johnson, 2005), 线状回波波动型 (LEWP), 持续长对流系统 (PECS), 弓形回波等。

从气象静止卫星观测的云顶亮温来看, QLCS 主对流区可位于亮温的低值区或大梯度区, 这取决于他们的层云分布模态, LS 型和 TS 型的主对流区应当位于亮温大梯度区, 而 PS 型和尖锥状模态的主对流区位于亮温低值区。这些 QLCS 模态由垂直风切变和高层流场决定 (Parker and Johnson, 2000; 公衍铎等, 2019)。

QLCS 有多种形成方式 (Bluestein and Jain, 1985), 包括不连续线形成、后方新生形成、不连续区域形成、嵌入区域形成; 不连续形成过程通常沿着锋面、干线和出流边界等边界层辐合线发生。不连续形成和后方新生这两种形成方式最为常见。中国 QLCS 形成方式以断线方式为主, 形态以 TS 型为主, 西南—东北走向最多, 平均生命史 4.7 h; 台前 QLCS 的生命史和长度都短于西风带 QLCS (Meng and Zhang, 2012; Meng et al, 2013); 长江中下游地区梅雨期的 QLCS 平均生命史达 7 h (王晓芳和崔春光, 2012); Cui et al (2023) 发现华北的 QLCS 更多形成于山麓。但也有一些 QLCS 的形成过程不同于以上方式, 比如, Luo et al (2014) 给出了中国梅雨锋上一种产生极端降水 QLCS 的形成过程, 包括了后方新生、对流单体排列和对流雨带排列过程等; 2007 年 7 月 7 日北京的一次 QLCS 形成过程是先东西向辐合线形成线状排列对流风暴, 然后发展成为一个超级单体向东南方向移动, 在这个超级单体移动方向的左右两侧都有新单体形成, 从而发展成为 QLCS (罗琪等, 2019)。

QLCS 可发生在多种环境条件下。相对于美国 QLCS, 中国 QLCS 形成在更高的湿度、同美国大致相当的 CAPE 以及相对弱的垂直风切变环境下。由于有利于产生极端大风和大冰雹 QLCS 与超级单体的环境条件都是强垂直风切变及强 CAPE, 因此, QLCS 与超级单体关系密切, 很多弓形回波 QLCS 由超级单体发展而来 (Klimowski et al, 2004) 或 QLCS 发展过程中形成超级单体, 如公衍铎等 (2019)、罗琪等 (2019)、许长义等 (2023); 2009 年 6 月 5 日华东地区的 QLCS 与前方的超级单体风暴形成了“弓”与“箭”的关系 (戴建华等, 2012); Keene and Schumacher (2013) 提出的“弓”与“箭”的对流风暴结构与戴建华等 (2012) 不同, 指的是弓形回波的后方形成了另外一条 QLCS。

成熟阶段中纬度 QLCS 的典型结构为 Houze et al (1989) 给出的模型, 这个模型其实是典型弓形回波的结构模型。这是个理想概念模型, 很少有个例具有该模型的所有这些特征; 有些个例的后部入流很强, 有些个例则很弱; 模型中的对流单体都是竖直的, 但在 QLCS 不同发展阶段和不同的个例中单体可向前方或向后方倾斜。比如 2021 年 4 月 30 日影响江苏大部的强雷暴大风过程的最后阶段, 形成了一条总体呈现为逗点状的不太典型的 QLCS, 持续时间约从 20:50 至 21:40; 该 QLCS 对流单体总体明显向系统的移动方向 (东南偏东方向,

也是 0~6 km 垂直风切变的下切变方向) 倾斜 (图 1), 应该是垂直风切变特别强所致。

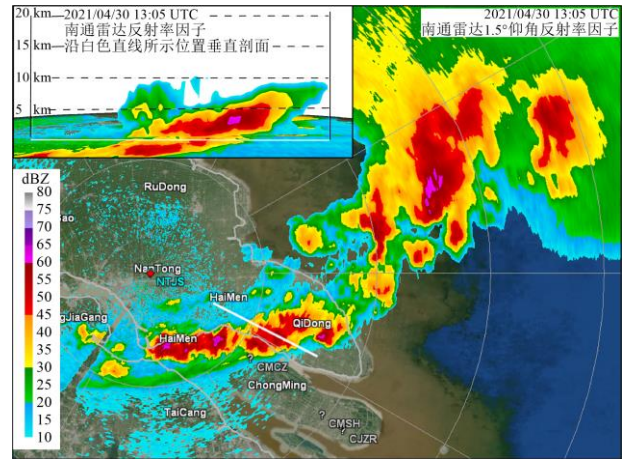


图 1 2021 年 4 月 30 日 21:05 江苏南通雷达 1.5° 仰角和垂直剖面 (左上角图形, 位置如图中白色实线所示) 反射率因子

Fig. 1 Reflectivity at 1.5 °elevation and vertical cross section (as shown in the upper left corner and along the position indicated by the white solid line) of the Nantong radar in Jiangsu at 21:05 BT 30 April 2021

QLCS 的维持机制是中尺度气象学研究的重要问题之一。Rotunno et al (1988) 提出了有利于 QLCS 发展和维持最优状态的 RKW (Rotunno-Klemp-Weisman) 理论 (Weisman and Rotunno, 2004), 认为近地面冷池和低层环境垂直风切变水平涡度的平衡是最有利的状态, Rotunno et al (1988) 中的低层是指 0~3 km 距地高度, Weisman and Rotunno (2004) 提出 RKW 理论的低层环境垂直风切变可扩展到 0~5 km 距地高度。RKW 理论一直存在争议, 部分原因是较多强雷暴大风个例显示, 环境垂直风切变明显弱于 RKW 理论的最优条件, 在美国很多强 QLCS 中对流单体明显向垂直风切变的下切变方向倾斜, 但如图 1 所示, 由于垂直风切变太强, 对流单体明显向垂直风切变的下切变方向倾斜; 也有人认为 RKW 理论没有考虑后方入流急流 (RIJ)、书端涡旋等对 QLCS 发展的影响 (Weisman and Rotunno, 2004); 还有就是 RKW 理论过于强调了上升气流竖直程度对长生命史 QLCS 的重要性, 因为 QLCS 还会受到对流层中层和上层垂直风切变等的作用 (Markowski and Richardson, 2010)。因此, Weisman and Rotunno (2004) 指出 RKW 理论要解决的基本问题是, 为什么环境垂直风切变会促进更强、更持久的 QLCS, RKW 理论解决并解释了低层垂直风切变对 QLCS 发展特别重要的主要原因, 但不可能解释 QLCS 发展机理的各个方面。Mulholland et al (2021) 通过理想数值模拟 QLCS 发现, 较强的低层垂直风切变会减少夹卷作用, 加强上升气流, 而上层垂直风切变对上升气流的影响则弱得多, 因此强的低层垂直风切变有利于 QLCS 上升气流发展; Bryan et al (2012) 认为 RKW 理论只是解释 QLCS 结构的理论之一; 孙继松 (2023) 认为 RKW 理论本质上只能用来解释“整体风暴系统”与环境垂直切变之间的相互作用, 环境风场更多是主导 QLCS 移动和传播。因此, 未来需要进一步对 QLCS 维持机制进行深入研究和总结。

2.2.2 弓形回波

弓形回波, 也称为弓状回波, 可以是孤立的、也可以是由多单体构成的在雷达回波上呈现弓形结构的对流风暴, 多数情况是作为一部分镶嵌在 QLCS 中 (Yu and Zheng, 2020)。Fujita (1978) 最早提出了“弓形回波”这一名称, 强调该结构的一个显著特征是其易于产生非常长路径的致灾性雷暴大风, 也就是易于产生 derecho 事件 (图 2), 并会产生龙卷。

美国弓形回波主要发生在强天气尺度强迫背景下,但华南弓形回波发生在明显弱于美国弓形回波的天气尺度强迫环境中 (Zhou A et al, 2020; 2023)。Johns and Hirt (1987) 发现美国 86% 的暖季 (5—9 月) 由弓形回波产生的 derecho 事件发生在 500 hPa 偏西风或西北气流形势下,而 40% 的事件 500 hPa 为短波槽; 500 hPa 平均风速达 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, CAPE 值为 $2600 \sim 6300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Przybylinski, 1995)。Burke and Schultz (2004) 统计发现美国冷季 92% 的弓形回波发生在 500 hPa 西南风形势下, $0 \sim 5 \text{ km}$ 垂直风切变平均为 $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, CAPE 值平均为 $1366 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 1/3 个例的 CAPE 低于 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 也就是约 1/3 个例发生在 HSLC 环境中。

弓形回波的关键结构特征是包含一个 $20 \sim 120 \text{ km}$ 长的弓形对流系统 (Fujita, 1978), 在距地表 $2 \sim 3 \text{ km}$ 处有强 RIJ 延伸到弓形回波的前缘, 雷达回波上呈现为后方入流缺口, 在弓形回波的两端分别有气旋和反气旋式涡旋, 这些涡旋称为书端涡旋或线端涡旋, 由于中层辐合和科里奥利力的作用会使得气旋式涡旋增强; 弓形回波生命史通常为 $3 \sim 4 \text{ h}$ (Weisman, 1993; Przybylinski, 1995; Weisman and Davis, 1998); 其典型垂直结构即上文给出的 QLCS 结构模型 Houze et al (1989)。

弓形回波有不同的组织结构类型。Johns and Hirt (1987) 将弓形回波分为前进型和序列型两类; 前进型为单一的弓形回波, 占有弓形回波的 76%; 序列型包含至少两个弓形回波, 也就是 LEWP 型 QLCS。Przybylinski (1995) 将弓形回波分为四类, 第一类为多个弓形回波, 也就是 LEWP 型 QLCS 或 Johns and Hirt (1987) 给出的序列型; 第二至四类都属于 Johns and Hirt (1987) 给出的前进型, 第二类是单一的弓形回波且下风方 (东侧) 存在多个对流风暴, 第三类是单一的弓形回波中存在超级单体, 第四类最为少见, 是由强降水超级单体发展而来的单一弓形回波。

强垂直风切变和高 CAPE 环境中, 弓形回波形成的主要因素是对流风暴的 RIJ。Weisman (1992; 1993) 通过数值模拟发现, 该急流由对流单体后部边缘的浮力水平梯度形成的气压梯度形成, 且由于书端涡旋的发展得到增强, 并一直延伸到冷池前缘附近。这种急流环流有利于抵消对流风暴的冷池环流, 在系统前缘形成深厚的强制抬升。Grim et al (2009) 定量评估了以下四种机制对 RIJ 形成的贡献: 浮力分布引起的水平气压梯度 (δP_B)、书端涡旋导致的动力气压梯度 (δP_V)、非旋转导致的动力气压梯度 (δP_I)、天气尺度动力气压梯度 (δP_S); 发现在弓形回波形成阶段, δP_I 贡献最大, 而在成熟和减弱阶段 δP_B 和 δP_V 的共同贡献至少 70%。Meng et al (2012) 使用数值模拟研究了华南一次弓状 QLCS 的后方入流形成机制, 发现中层后方入流由几对书端涡旋强迫形成, 低层后方入流是由地表附近大气斜压作用产生的水平涡度所致。

弓形回波两端的书端涡旋形成原因主要是由系统产生的冷池形成的斜压水平涡度的倾斜造成; 类似超级单体中层中气旋的形成机制, 即环境垂直风切变形成的水平涡度先被上升气流向上倾斜、然后被下沉气流向下倾斜, 对书端涡旋的形成起次要作用; 如前所述, 科里奥利力的作用会使得气旋式涡旋增强; 强的环境风垂直切变的作用是使系统前沿形成更强的竖直上升气流, 从而使书端涡旋更强 (Weisman and Davis, 1998)。

弓形回波的形成过程有多种方式。Fujita (1978) 给出的典型弓形回波形成过程是: 初始的长直回波发展为弓形回波, 最后演变为逗点状回波 (图 2); Klimowski et al (2004) 统计分析了 273 个美国弓形回波的形成过程, 将其分为三类, 分别为由弱组织性 (即没有相互作用) 多个对流单体、QLCS、超级单体形成, 占比分别为 45%、40%、15%。也有弓形回波由 QLCS 与其前方对流单体或超级单体合并形成 (Burke and Schultz, 2004; French and Parker, 2014)。Zhou A et al (2020) 和 Liu et al (2023) 发现在华南存在由 QLCS 与其前方的对流单体合并形成弓形回波过程, 具有较弱的后方入流; Zhou A et al (2023) 进一步统计表明华南弓形回波的 62% 为 QLCS 与其前方的对流单体合并形成、38% 属于经典弓形回波, 且合并形成的弓形回波多产生强降水天气。

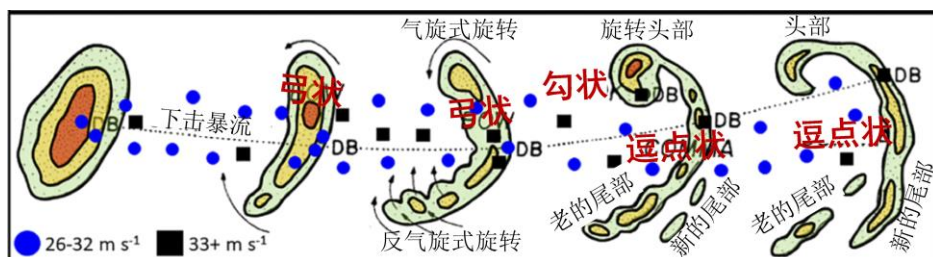


图 2 弓形回波顶端附近及线状对流末端中涡旋以南区域是 derecho 大风区所在位置（依据理论风场绘制）
[Squitieri et al(2025)改绘自 Fujita(1978)]。

Fig. 2 Near the bow-echo apex and to the south of the line-end mesovortex is where the derecho wind swath occurs (delineated by theoretical wind reports). [Reproduced from Fujita (1978)] (Squitieri et al, 2025)

2.2.3 对流风暴中的中涡旋

弓形回波在低层前沿经常有 γ 中尺度的中涡旋，但其他类型对流风暴的低层也可能会生成中涡旋。中涡旋的垂直涡度量级通常为 10^{-3} s^{-1} ，弱于中气旋，生命史一般短于中气旋。中涡旋不仅与直线大风密切相关，也与龙卷和强降水等密切相关（Weisman and Trapp, 2003; Schenkman and Xue, 2016; Wang et al, 2023; 杨磊等, 2023）。2006 年梅雨期间江苏一条 QLCS 的 7 个龙卷都是由中涡旋形成（吴芳芳等, 2019）。

目前，不同的研究对中涡旋的判定标准不同，有一定主观性，如 Przybylinski (1995) 首次给出的中涡旋涡度 $\geq 5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ；Davis and Parker (2014) 要求涡度 $\geq 6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ；Tang et al (2020) 要求的中涡旋涡度 $\geq 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，至少持续 18 min。Przybylinski (1995) 最先提出的中涡旋直径约 5~15 km；Tang et al (2020) 对中涡旋的直径大小采用的是 γ 中尺度的定义标准，即 2~20 km。

大气中低层的中到强的垂直风切变有利于形成强的深厚的长生命史中涡旋，而弱的垂直风切变环境中的中涡旋通常强度弱、浅薄并且持续时间短；科里奥利力和对流风暴的强冷池也是有利于强中涡旋形成的有利因素（Atkins and Laurent, 2009a）。与非龙卷中涡旋相比，龙卷中涡旋往往更强、更深厚、持续时间更长（Atkins et al, 2004; Davis and Parker, 2014）。

Davis and Parker (2014) 统计分析了美国部分地区冷季产生龙卷和不产生龙卷的超级单体中气旋与 QLCS 中涡旋分布特征，发现这些涡旋中产生龙卷的生命史平均为 40 min，没有产生龙卷的平均为 30 min；产生龙卷的 QLCS 中涡旋总体强于非龙卷 QLCS 中涡旋，在距离雷达 60 km 范围内，产生龙卷的 QLCS 中涡旋平均的雷达径向速度切变约为 $1.5 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ ，而非龙卷 QLCS 中涡旋则约为 $1.1 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。采用前述不同于 Davis and Parker (2014) 的中涡旋定义标准，Tang et al (2020) 统计了江淮地区中涡旋的特征，中涡旋直径通常为 4~12 km，雷达径向速度切变通常为 $(1 \sim 4) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，并根据产生中涡旋的对流风暴类型将中涡旋分为了孤立单体型和 MCS 型两类，MCS 型主要发生在 7 月、强度更强、持续时间更长。

Kuster et al (2024) 统计总结了 167 个 QLCS 中涡旋的双偏振雷达观测特征，包括约 95% 的中涡旋的 K_{DP} 数值减小先于中涡旋形成，导致大风或龙卷的中涡旋中层和低层 K_{DP} 核强度以及低层强速度谱宽区域的强度更强等。

中涡旋的形成机制有多种（Schenkman and Xue, 2016; Skow and Cogil, 2017; Kosiba et al, 2024; Kuster et al, 2024），包括：① 风暴前侧的冷池出流或后下方下沉气流由于大气的斜压性形成了水平涡管，被降水下沉气流扭曲而形成（Trapp and Weisman, 2003; Atkins and Laurent, 2009b）；② RIJ 涌形成（Kuster et al, 2024）；③ 冷池出流凸起部位的水平涡管被上升气流拉伸而形成（Atkins and Laurent, 2009b）；④ 地面摩擦作用形成的水平涡度也可能是中涡旋

形成的的重要涡度来源 (Schenkman et al, 2012; Xu et al, 2015b; Parker et al, 2020); ⑤局地的环境水平涡度形成 (Wheatley and Trapp, 2008; Flournoy and Coniglio, 2019); ⑥由水平切变不稳定形成 (Przybylinski, 1995; Trapp, 1999; Conrad and Knupp, 2019), 并可通过水平涡度倾斜和垂直拉伸作用增强 (Buckingham et al, 2025)。水平涡管由下沉或上升气流倾斜到垂直方向拉伸会形成涡旋对, 已有观测事实证明中气旋和中涡旋通常具有气旋式旋转的涡旋加强 (Klemp, 1987; Trapp and Weisman, 2003)。

3 强对流天气环境条件和形成机制

3.1 短时强降水

短时强降水和暴雨的直接成因都是两个方面——雨强和持续时间 (Doswell III et al, 1996; 俞小鼎, 2013)。瞬时雨强是降水效率、上升速度和上升空气比湿的乘积。据统计, 大气中垂直累积可降水量 ≥ 28 mm 是短时强降水天气发生的必要条件, 达到 60 mm 接近短时强降水天气发生的充分条件, 而达到 70 mm 则是非常极端的水汽条件 (Tian et al, 2015; 田付友等, 2022), 这时大气非常暖湿、湿层深厚, 极易发生热带海洋型或接近该型的对流性强降水。对流风暴的上升运动除了取决于 CAPE 的大小外, 还与对流风暴是否存在 γ 中尺度涡旋相关, 这些涡旋除了通过动力作用加强垂直运动外, 还会导致大的垂直螺旋度, 使得对流风暴持续更长的时间 (俞小鼎, 2013), 如 2017 年 5 月 7 日广州 (Li et al, 2021b)、2019 年 8 月 16 日沈阳 (杨磊等, 2023)、2021 年 7 月 20 日河南郑州 (Wang et al, 2023) 极端降水事件等。

对流层整层相对湿度越大, 垂直风切变越小, 雨滴越不容易蒸发, 则降水效率越高, 因此, 多数短时强降水事件出现在弱垂直风切变环境中 (俞小鼎, 2013)。强垂直风切变环境中, 虽然对流风暴降水效率偏低, 但易于形成超级单体或伴有中涡旋的对流风暴, 因此, 仍有很多短时强降水包括极端强降水事件发生, 如 2012 年 7 月 21 日北京 (俞小鼎, 2013)、2019 年 8 月 16 日沈阳 (杨磊等, 2023) 等。

短时强降水可以由大陆型对流风暴或热带海洋型对流风暴产生 (Lemon, 1977; 俞小鼎, 2013)。大陆型对流风暴发生在低层露点值较大、中上层存在干层、垂直减温率较大、CAPE 值大、垂直风切变较强的环境中, 属于前文提到的相对“干对流” (Zheng et al, 2007), 对应活跃的冰相过程, 产生的雨滴直径较大。热带海洋型对流风暴发生在低层露点值较大、整层相对湿度较大、垂直减温率接近但略高于湿绝热减温率的大气环境中, CAPE 值为中等甚至偏小, 云底低, 降水效率高, 雨滴直径较小、数浓度高, 其雷达回波强度为 45~50 dBZ 左右, 小时雨量可达 80 mm 以上; 如 2017 年 5 月 7 日 05:24—06:23 广州极端降水的雨滴谱分布更接近热带海洋型对流风暴 (田付友等, 2018; Li et al, 2021b)。

需要指出的是, 很多对流风暴介于前述两种类型之间, 比如东亚梅雨期的短时强降水、北京部分极端强降水个例 (曹艳察等, 2020)、华南部分极端降水过程 (Yu et al, 2022) 等, 这些对流风暴中雨滴大小比热带海洋型大, 但数目远多于大陆型。对华南瞬时极端雨强统计的雨滴谱分析发现, 随着极值的增加, 对流风暴强度趋向更强, 有更多的液态和冰水含量, 雨滴平均尺寸越大, 浓度略为增高 (Gao et al, 2023)。对 2021 年郑州 201.9 mm 极端小时雨量的雨滴谱特征分析发现, 先是质量加权平均直径迅速增长, 随后粒子数浓度也陡增, 从而导致降水率的迅速增强 (张哲等, 2022)。

强降水持续时间 (Doswell III et al, 1996; 2001; 俞小鼎, 2013; 孙继松, 2017) 与天气尺度系统的移动快慢和稳定性、对流风暴的移速和移动方向、以及是否存在列车效应、后侧对流

新生（即后向传播）等密切相关。后向传播系统更容易导致强降水。通常，对流风暴的空间尺度越大、生命史越长。Gao et al (2023) 对华南瞬时极端雨强的对流风暴特征统计发现，随着极端雨强的增强，更多由 β 中尺度对流风暴产生。

短时强降水与暴雨关系密切，短时强降水量的大小一定程度上决定了暴雨的等级，尤其特大暴雨等极端降水过程中都有短时强降水发生，且常有极端短时强降水发生，如 2018 年 8 月 30—31 日一条超长生命期的中尺度线状对流引发的华南沿海一次极端降水（曾智琳等,2020）、及 2021 年 7 月 20 日河南郑州的特大暴雨过程。但中国短时强降水高频区与暴雨高频区并不完全一致，在黄淮地区到华北南部和西南地区到华南地区，短时强降水对暴雨贡献最为显著（周晓敏等,2023）。在强的整层平均风环境中，很多移速快的大陆型对流风暴能够产生短时强降水，但由于降水持续时间偏短，通常不会产生暴雨。

双偏振雷达观测能够揭示对流风暴中的粒子类型、雨滴谱特征、云微物理过程等（Zhao et al, 2019; Kumjian et al, 2022），有利于判断对流风暴是大陆型还是热带海洋型，能够提升定量估测降水的精度。如前所述， Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱表征了对流风暴内的强上升气流特征，Li et al (2025) 分析了 2021 年 7 月 20 日郑州产生 201.9 mm 小时降水量的对流风暴的双偏振雷达观测特征，发现在极端强降水中心的低层存在 Z_{DR} 反弧特征，这个特征有利于判识极端强降水，其与 Z_{DR} 弧的形成机制都是强上升气流对降水粒子进行分选的结果。

3.2 大冰雹

美国气象学会的大气科学词汇（American Meteorological Society, 2025）定义的冰雹为直径 ≥ 5 mm 的固体降水。而中国《地面气象观测规范 天气现象》中冰雹的定义要求直径 ≥ 2 mm（涂满红等, 2017）。一些研究（Kumjian et al, 2020）将直径 ≥ 10 cm 的冰雹称为“巨型”（giant）冰雹，并将直径 ≥ 15 cm 的冰雹称为“超巨型”（gargantuan）冰雹，美国 99% 的“巨型”冰雹由超级单体产生。Blair et al (2017) 通过外场观测发现美国 90% 的超级单体会产生直径 ≥ 5 cm 的冰雹。

俞小鼎等（2020）总结给出了有利于大冰雹的环境条件是大的 CAPE（或较大的 $-30\sim-10^\circ\text{C}$ 的 CAPE，或较小的 $-20\sim 0^\circ\text{C}$ 的厚度）、强的 $0\sim 6$ km 风矢量差（ $\geq 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 为中等强度， $\geq 20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 为强垂直风切变）和合适的湿球温度 0°C 层到地面的高度（ $2.0\sim 4.5$ km）。中国冷涡系统背景发生的大冰雹常具备这些环境条件（郑永光和宋敏敏, 2021）。中国低海拔地区虽然冰雹频次低，但有较多大冰雹发生（曹艳察等, 2018; Li et al, 2018）。曹艳察等（2018）发现一级阶梯冰雹的发生环境比二级阶梯区域具有更多水汽、更大的 CAPE 和更强的垂直风切变。但需要注意的是，脉冲风暴也会产生大冰雹，如 2022 年 8 月 6 日中午上海大冰雹（最大直径超过 5 cm）个例发生在副热带高压内部，垂直风切变非常弱， $0\sim 6$ km 风矢量差仅约 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，而 CAPE 极大，超过 $4000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，干球温度 0°C 层高度约 5 km，湿球温度 0°C 层约 4.5 km，属于前文所述的脉冲风暴和脉冲强对流天气的环境条件，但产生的大冰雹直径超过了 Markowski and Richardson (2010) 所称的脉冲强对流天气范畴。

早期的冰雹形成理论——“累积带理论”和“循环增长理论”有很大局限性（姚展予等,2022）。多年来的研究（Allen et al, 2020; 姚展予等,2022）证明，冰雹形成的微物理过程是首先形成雹胚，一般分为冻滴胚和霰胚，冻滴胚由过冷雨滴冻结形成，霰胚则是冰晶、雪花淞附而成，且只有当云内过冷水层较厚时才可能形成霰。云底温度决定了冰雹云中哪种雹胚占优势。在冰雹形成过程中，作为雹胚的霰和冻滴主要通过淞附和撞冻过冷水¹来生长；当过冷液态水立即冻结时，该收集过程称为“淞附”（riming，即干增长），形成不透明的、

¹姚展予等（2022）把 Allen et al (2020) 所称的“淞附”和“撞冻增长”统称为撞冻增长

松软的凇冰层；若过冷液态水仍保持液态，则称为“撞冻增长”（accretion，即湿增长）（Allen et al, 2020），形成分层的、透明的冰层；凇附和撞冻增长占冰雹增长量的大部分，云中存在丰富的过冷水是雹胚和冰雹的形成及增长的必要条件。冰雹的主要增长过程发生在约 -25°C （或 -30°C ）至 -10°C 的温度区间内，可分为干增长、湿增长和海绵增长（液态水与冰交织在一起）过程，其中，前两种增长过程为主（Allen et al, 2020; Lin et al, 2025）。

大冰雹形成的更为关键因素是冰雹增长时间（Allen et al, 2020）。只有当冰雹粒子在适宜的生长环境中停留足够长的时间，才能实现显著增长；大冰雹在增长区域可能停留 10—15 min 甚至更长时间；冰雹在风暴上升气流中的路径决定了其可获得的增长时间；上升气流的宽度被认为有助于提高冰雹增长潜力。冰雹的形成轨迹投影在平面上常为气旋式路径，具有一个主要的上升支和下沉支；很多研究认为几乎不会形成螺旋式轨迹或循环增长路径（Allen et al, 2020; Lin et al, 2025）。

大冰雹的单偏振天气雷达回波特征包括高悬的强回波（55 dBz 的强回波垂直扩展到 -20°C 等温线对应的高度以上），任何位置出现 65 dBz 以上的强回波，高大的回波悬垂和弱回波区，超级单体有界弱回波区，垂直累积液态含水量（VIL）或异常大的 VIL 密度，三体散射以及强烈风暴顶辐散等（胡胜等, 2015; 俞小鼎等, 2020）。

干大冰雹的典型双偏振雷达观测特征包括低或负的 Z_{DR} 、低 ρ_{hv} 和低 K_{DP} 。干和湿冰雹的双偏振雷达观测特征具有很大差异（Kumjian and Ryzhkov, 2008; 俞小鼎等, 2020）。对于干冰雹， Z_{DR} 大约为 0 dB， K_{DP} 是 0 或负值，干大冰雹的 K_{DP} 经常会出现观测缺失；对于湿冰雹，在对流风暴内含有大量直径为 0.5~1.0 cm 的湿雹时， Z_{DR} 会有大值，直径 ≥ 1 cm 湿雹的 Z_{DR} 在 -2 dB 与 2 dB 之间，直径 ≥ 0.8 cm 湿雹 S 波段雷达的 K_{DP} 为正值，而 C 和 X 波段雷达的 K_{DP} 基本为负值；同时有冰雹和雨滴的 ρ_{hv} 通常小于 0.95。冰雹下降过程中会由于冰雹融化成大雨滴或外包水膜的湿雹， Z_{DR} 和 K_{DP} 会由负值或 0 转为正值（冯晋勤等, 2018）。

前文所述的 2022 年 8 月 6 日上海大冰雹个例，风暴反射率因子最大超过 60 dBz、有显著的三体散射特征，径向速度场具有中层的 γ 中尺度气旋式涡旋（未达到中气旋强度）、高层的反气旋式涡旋和风暴顶辐散等，也有 Z_{DR} 柱、 K_{DP} 足等特征，超过 60 dBz 区域 2~3 km 高度的 Z_{DR} 约 1~2 dB，但 2~3 km 高度的 K_{DP} 约 $3^{\circ}\cdot\text{km}^{-1}$ ， ρ_{hv} 约为 0.99，较高的 K_{DP} 值和 ρ_{hv} 值表明由于零度层较高、冰雹已经融化为湿雹。

大冰雹同极端强降水、雷暴大风、龙卷等都属于小尺度天气现象，更多的志愿者或气象信息员报告和现场调查对确认这些天气非常重要（Allen et al, 2020）。Blair et al (2017) 通过外场观测发现，美国天气局即使收到了众多志愿者的冰雹报告，但还是经常低估冰雹的最大直径。

在一些海拔相对较高的区域，例如云贵高原、华北坝上高原、美国科罗拉多州丹佛等地，部分对流风暴产生了大量冰雹，地表冰雹最大堆积厚度可达 60 cm（Wallace et al, 2019; Friedrich et al, 2019）。2021 年 4 月 28 日下午，云南文山市城区遭遇花生大小冰雹袭击，街道瞬间变成了“冰河”²，最大冰雹直径 2 cm 左右，最大堆积厚度超过 20 cm。

云内形成大量冰雹粒子、风暴速度缓慢和冰雹融化有限的情况下易于导致大量地表冰雹堆积，有些产生大量冰雹堆积的对流风暴的 K_{DP} 可超过 $7^{\circ}\cdot\text{km}^{-1}$ （Friedrich et al, 2019; Wallace et al, 2020），Wallace et al (2019) 进一步发展了使用业务雷达观测和经验公式来估计地表冰雹累积厚度的技术方法。

² <http://www.chinanews.com/sh/2021/04-28/9466513.shtml>

3.3 下击暴流和雷暴大风

下击暴流是对流风暴下沉气流产生的一个或多个强风区，通常具有很强破坏性。Fujita and Byers (1977) 最早给出的下击暴流定义中指的是 8 级以上强阵风。为了方便应用雷达资料识别下击暴流，Wilson et al (1984) 把直径 ≤ 4 km、最大径向风速差 $\geq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的辐散式雷达径向风速对判定为微下击暴流。王秀明等 (2023) 将下击暴流定义为由对流风暴强下沉气流引发的水平尺度 10 km 以下的强辐散性出流。雷暴大风也称为雷雨大风，是指由对流风暴在地表附近产生的非龙卷直线型强阵风 (Yu and Zheng, 2020)。下击暴流是对流风暴产生雷暴大风的主要原因 (Johns and Hirt, 1987; Przybylinski, 1995)，最强大风灾害可达 F3 级 (Wakimoto, 1985)。

如前所述，弓形回波易于导致 derecho。Squitiери et al (2025) 修改的 derecho 定义为，一种大范围的强风风暴，是由一系列破坏性的下击暴流组成，伴随飓风级别 ($\geq 33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的阵风，与冷池驱动的温带 MCS 相关 (图 2)。

下击暴流和雷暴大风形成机制比较复杂，与环境大气垂直风切变、湿度和垂直减温率、对流风暴内部的微物理过程等都有关系。通常对流层中层或以上有明显干层、对流层中低层大气较大减温率的环境条件下易于导致下击暴流；当高原地区低层大气存在干层 ($T-\ln p$ 图上呈现倒 V 形的温湿廓线) 加之低层存在较大垂直减温率时，即使是弱对流风暴也能够产生下击暴流 (Wakimoto, 1985)，因此，弱上升气流也可能会产生强下沉气流。

Proctor (1988; 1989) 对孤立下击暴流的模拟发现，下击暴流主要是由雨水的蒸发冷却引起的，其次是冰雹融化引起的冷却，这在使用双偏振雷达观测研究中得到证实 (Kuster et al, 2016; Richter et al, 2014; Mahale et al, 2016; 王秀明等, 2023)；雪花粒子的升华是干下击暴流形成的主导因素 (Proctor, 1989; Wakimoto et al, 1994; Wilson and Wakimoto, 2001)，模拟发现会形成相对狭窄的钟乳石形雷达回波、强烈的下沉气流。

在对流层大气都较湿的情况下，强降水的拖曳和蒸发作用也会导致强下沉气流 (湿下击暴流)，加以动量下传作用，是强降水也时常伴随大风的直接原因。在整层湿度较大的环境中，一次长三角地区弓形回波个例的南侧中高层干暖气流的卷入加强了降水的蒸发冷却作用，导致下沉运动明显增强，是产生雷暴大风的关键因素 (陶岚等, 2014)。需要注意的是，强降水伴随的湿下击暴流通常难以准确预报，可能会导致严重灾害，如 2020 年 9 月 12 日深圳发生的微下击暴流导致龙门吊倒塌、2021 年 9 月 18 日贵州牯牯江发生的下击暴流导致船只翻沉等。

产生大冰雹或强降水的超级单体大多会产生雷暴大风 (王秀明等, 2023)，这些雷暴大风多由 RFD 导致。由于产生大冰雹的环境条件要求有较高的 CAPE 与合适的湿球零度层高度，因此要求环境大气有较大的垂直减温率，这既有利于强上升气流、也有利于强下沉气流；冰雹融化及其形成的固液混合态粒子的蒸发对下击暴流形成很关键 (Richter et al, 2014; Kuster et al, 2016; Mahale et al, 2016; 王秀明等, 2023)，这是大冰雹天气通常伴随大风天气的主要原因，这类大风常强于强降水所伴随的大风 (郑永光等, 2015b)。

研究 (Atkins et al, 2004, 2005; Xu et al, 2015a) 表明中涡旋对雷暴大风的形成有重要作用。在弓形回波顶点的中涡旋附近会形成雷暴大风 (图 2)，Wakimoto et al (2006) 认为这是中涡旋气流与 RIJ 的叠加效应，而 Xu et al (2015a) 认为这主要是由弓形回波的 RIJ 在中涡旋附近的高度下降所形成，中涡旋所产生的向下垂直压力梯度力强迫该处 RIJ 增强和高度下降。

对流风暴阵风锋附近的局地强风的形成机制会有多种作用 (王秀明等, 2023)，包括 QLCS 中的风暴单体强下沉气流出流与阵风锋的叠加作用 (Miller and Johns, 2000)，阵风锋前沿的中涡旋作用 (Trapp and Weisman, 2003)，下击暴流与波动的共同作用 (Mahoney, 1988;

Bernardet and Cotton, 1998; Childs et al, 2021) 等, 如下击暴流与重力内波或强垂直风切变所致 K-H 不稳定共同导致强风。

天气雷达观测的最低仰角径向速度数值超过 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大值区、弓形回波、显著中层径向速度辐合、移速超过 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 阵风锋等是判识雷暴大风的重要依据 (俞小鼎等, 2020)。对流风暴中融化的冰雹粒子下降形成的 Z_{DR} 槽 (Z_{DR} 极小值) (Kuster et al, 2016; Mahale et al, 2016)、融化层附近的 K_{DP} 核 (Kuster et al, 2021) 是判识下击暴流重要双偏振雷达观测特征, 且 K_{DP} 核水平梯度越大指示强下击暴流的概率越大 (Kuster et al, 2021); 如前所述, QLCS 中产生大风或龙卷的中涡旋的 K_{DP} 核和速度谱宽更强 (Kuster et al, 2024)。

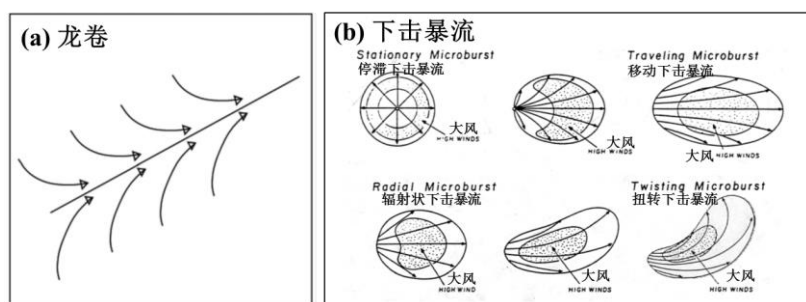


图 2 (a) 龙卷 [引自 Doswell (2003)] 和 (b) 不同下击暴流 [根据 Fujita (1985) 绘制] 的地表气流流型 (郑永光等, 2016a)

Fig. 3 Ground airflow patterns of (a) a tornado and (b) different downbursts (Zheng et al, 2016a)

(a) Adapted from Doswell (2003); (b) Adapted from Fujita (1985)

现有气象业务观测网依然难以完全监测微下击暴流和雷暴大风、龙卷、大冰雹等小尺度极端天气。现场调查是确定该类天气灾害成因、强度和时空分布等的必要手段 (Fujita, 1978; 郑永光等, 2017; 郑永光等, 2018), 也是研究该类天气成因的必需基础资料。下击暴流与雷暴大风所致灾害特征同龙卷显著不同 (Fujita, 1981; 1992; Meng and Yao, 2014; Meng et al, 2016; 郑永光等, 2016a; 2016b; 2021), 如图 2, 龙卷灾害路径通常为较狭窄的辐合旋转性风场, 成灾机制除了风场的直接作用外, 还有气压梯度力、飞射物等的作用; 下击暴流和雷暴大风灾害常常呈现为辐散状的直线或略有弯曲的曲线流型, 且多为点状分布, 具有空间分布不连续、多尺度和强灾害时空尺度小等特征; 但弱龙卷同微下击暴流的灾害及天气雷达观测的特征通常难以区分 (Fujita, 1981; 郑永光等, 2016a)。

3.4 龙卷

龙卷又称为龙卷风, 是地球大气中最具破坏性的天气, 其最强地表阵风可达 $140 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Davies-Jones et al, 2001; Bluestein et al, 2015)。龙卷的垂直涡度量级为 10^0 s^{-1} , 高于中气旋两个量级。美国气象学会的大气科学词汇多次修改龙卷定义, 其最新的定义 (American Meteorological Society, 2025) 是, 从地表垂直延伸至积状云云底的快速旋转空气柱, 当出现在陆地上空时, 常伴有近地面旋转的碎片或尘土, 在水面上空时则伴有旋转的水雾; 虽然漏斗云并非必然出现, 但它通常可见, 并可能部分或全部从云底延伸至地表; 阵风锋卷不属于龙卷。 $\geq \text{EF2}$ 级龙卷大部分由超级单体中气旋形成。非中气旋龙卷包括两类: 在 QLCS 或弓形回波前部的中涡旋内的龙卷和地面辐合切变线上产生的瞬变涡旋遇到对流云中上升气流垂直拉伸加强而形成龙卷 (Wakimoto and Wilson, 1989; 郑永光等, 2015b; 2017; Yu and Zheng, 2020)。

美国最近 10 年平均每年约发生 1400 个龙卷 (Kosiba et al, 2024), 欧洲平均每年发生 232 个龙卷 (Taszarek et al, 2020); 中国龙卷发生频率远低于美国和欧洲, 平均每年不到 100

个(范雯杰和俞小鼎, 2015)。龙卷绝大多数发生于地势平坦的区域, 强龙卷在地势复杂地区极其罕见(Bluestein, 2000; Bosart et al, 2006)。龙卷路径长度通常仅数千米, 但 2016 年 6 月 23 日阜宁龙卷的路径长达 34.5 km, 2021 年 6 月 1 日黑龙江尚志龙卷路径长度超过 50 km。2021 年 12 月 10 日夜(当地时间), 美国发生的 EF4 级龙卷路径达 266.7 km, 持续时间达 178 min。

如前所述, 约 26% 的超级单体产生龙卷, 但如果中气旋底高距离雷达低于 1000 m, 则产生龙卷的概率升高至 40% (Trapp et al, 2005a)。吴芳芳等(2013)发现苏北地区超级单体(中气旋)产生龙卷的概率大致是 18%。Trapp et al (2005b) 统计得到, 美国龙卷 79% 由对流单体(包括孤立单体风暴和多单体风暴)产生, 18% 由 QLCS 产生, 其余 3% 主要由登陆热带气旋产生。中国龙卷对流风暴组织形态也是单体较为多见, QLCS 组织形态也有一些个例(郑永光等, 2021); 其中, 江苏超过 50% 的龙卷由多单体风暴系统中的超级单体产生, 约 30% 龙卷由 QLCS 产生(徐芬等, 2021)。

一定的对流有效位能、强的 0~6 km 垂直风切变、低的抬升凝结高度(较高的相对湿度、较小的对流抑制能量)和较大的低层(0~1 km)垂直风切变等(Brooks et al, 2003; Grams et al, 2012)是有利于 $\geq$ EF2 级中气旋龙卷的环境条件。但热带气旋中形成龙卷的环境大气 CAPE 值较小(McCaul, 1991; 郑媛媛等, 2015), 如前所述, 属于类似美国 HSLC 环境中发生的强对流天气(郑永光等, 2025a), 在该环境中形成的具有低层中气旋的微型超级单体是产生龙卷的直接系统。如前所述, 超级单体/微型超级单体有时会反复循环形成多个龙卷(Kulie and Lin, 1998; Dowell and Bluestein, 2002; Clark, 2009; 曹艳察等, 2025)。

超级单体出流气流的作用对中气旋龙卷的生成必不可少, 出流气流不能太冷, 通常与周边地表气温差小于 4°C 有利于龙卷形成(Markowski et al, 2002; 郑永光等, 2017; 2018; 2020), 在这个过程中, FFD 和 RFD 的作用具有很大差异(Markowski and Richardson, 2009; Orf et al, 2017)。FFD 形成的出流气流斜压作用产生的顺流水平涡度是形成龙卷所需的涡旋小块的主要来源(Fischer et al, 2024), 另外, 很多个例中 FFD 出流气流的顺流涡度流也是低层中气旋涡度的重要来源(Orf et al, 2017; Finley et al, 2023)。随着 RFD 的发展, 超级单体会形成“马蹄形”上升气流, 水平涡度在 RFD 和/或钩状回波上“拱起”形成涡旋对, RFD 产生的冷出流涌的斜压水平涡度对龙卷形成也有重要作用(Markowski et al, 2008; Markowski and Richardson, 2009; Mashiko et al, 2009; Marquis et al, 2012; Schenkman et al, 2014)。

Markowski and Richardson (2014) 和 Davies-Jones (2015) 将中气旋龙卷的形成分为三个阶段; Fischer et al (2024) 则把中气旋龙卷的形成分为四个阶段, 分别为中气旋的形成、由下沉气流斜压产生的水平涡度扭转方向形成近地表涡旋小块、涡旋小块组织成一个对称涡旋且垂直拉伸增强、在地表摩擦作用下形成龙卷。

除了超级单体的雷达观测特征以外, 如钩状回波、中气旋、中气旋底高、龙卷涡旋特征(TVS)、 Z_{DR} 柱、 Z_{DR} 弧和 Z_{DR} 环等, 下沉反射率因子核也是龙卷生成的先兆信号之一(Rasmussen et al, 2006); 双偏振雷达观测的 TDS (龙卷残片特征) 等是监测龙卷的重要依据(Ryzhkov et al, 2005); 如前所述, Loeffler et al (2020) 发现在产生龙卷的超级单体中 Z_{DR} 弧和 K_{DP} 足的分向与风暴移动方向更接近正交。2021 年 5 月 14 日江苏盛泽龙卷超级单体的钩状回波区域有更低的 Z_{DR} , Z_{DR} 弧和 K_{DP} 足相距更远(Yuan et al, 2024)。

QLCS 的中涡旋大多不能发展为龙卷, 形成龙卷的中涡旋比没有形成龙卷的中涡旋强度更强、持续时间更长, 还需要低层垂直涡度加强达到龙卷强度(Fischer et al, 2024; Kosiba et al, 2024); 如果中涡旋靠近 QLCS 的 RIJ 则形成龙卷的可能性更大, 这是因为辐合使得上升气流增强从而加强了对垂直涡度的垂直拉伸作用的缘故(Atkins et al, 2005; Davis and Parker, 2014); 如前所述, 产生大风或龙卷的中涡旋有更强的 K_{DP} 核和径向速度谱宽(Kuster et al, 2024)。

中国第一次规范的龙卷灾害调查是对2012年7月21日北京特大暴雨期间通州区张家湾龙卷进行的现场调查 (Meng and Yao, 2014)。2016年6月23日江苏阜宁遭受EF4级龙卷袭击, 现场调查确定此龙卷路径长34.5 km, 路径平均宽度约2 km, 最宽约4.1 km (郑永光等, 2016b; Meng et al, 2018), 最强中气旋旋转速度为 $42 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Meng et al, 2018)。2019年7月3日辽宁开原发生了罕见EF4级龙卷, 该超级单体龙卷风暴前期产生的降水改善了对流层低层相对湿度较低这一不利龙卷的环境条件, 当风暴钩状回波部分移动到龙卷形成区域时产生了不太强的下沉气流和冷池, 在其他有利条件的共同作用下, 形成了该次强龙卷, 其最强中气旋旋转速度达 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上 (郑永光等, 2020)。2016年6月5日海南文昌龙卷属于非典型超级单体龙卷 (王秀明和俞小鼎, 2019)。2023年6月1日冷涡背景下辽宁阜新龙卷发生在强冷池的边缘 (杨磊等, 2025)。

中国龙卷爆发事件非常罕见。中国首次有明确记录的台风龙卷爆发事件是2018年台风摩羯在山东生成了11个龙卷 (白兰强等, 2020), 2021年7月11日黄淮气旋使得山东发生13个龙卷 (Wen et al, 2024), 2024年7月5日黄淮气旋使得山东中南部发生13个龙卷 (曹艳察等, 2025)。Wen et al (2024) 对比分析了2018年台风摩羯和2021年黄淮气旋龙卷爆发事件, 发现2021年事件夹卷CAPE、0~1 km 风暴相对螺旋度、0~6 km 垂直风切变和夹卷强龙卷参数等都更大。

4 强对流天气预报

由于可预报性限制, 强对流天气预报时效为递进式, 根据时效长短分为短期、短时和临近预报, 预报方法有很大不同 (McNulty, 1995; 孙继松等, 2014; 俞小鼎等, 2020)。预报业务中, 基于不同类型对流风暴和强对流天气的气候规律、物理机理和特征, 综合应用多种资料和客观技术产品以及分析技术, 预报技术人员首先做好短期预报, 在此基础上进一步做好短时和临近预报 (张小玲等, 2019; 张涛等, 2013; 蓝渝等, 2013; 郑永光等, 2025b)。短时和临近预报较短期预报更侧重于观测和高分辨率数值预报数据的应用。

基于探空和数值预报结果, 计算反映物理规律的多种诊断物理量是分类强对流天气短期和短时预报的必要步骤; 除了前文给出的如整层可降水量等水汽相关物理量、CAPE、 0°C 层高度、不同层次垂直风切变、涡度等物理量以外, 还需要关注850 hPa与500 hPa温差、最优抬升指数、下沉对流有效位能、大冰雹指数、龙卷指数等多种诊断物理量 (杨波等, 2017)。短时预报更需要关注高分辨数值模式对强对流风暴和相应物理量 (如最大上升气流螺旋度、强龙卷指数等) 的预报, 并使用“多模式集成”、“Time-lagged 法”、“邻域法”和“频率匹配法”等方法来订正和提升高分辨率数值模式预报能力 (如郑永光等, 2015a; 2015b; 2025b; Gallo et al, 2019; 唐文苑和郑永光, 2019; 曹艳察等, 2021)。

深度学习方法显著提升了强对流天气短期短时预报能力。传统的强对流天气短期短时客观预报方法是, 统计分析强对流物理量获取时空和强度分布, 利用“模糊逻辑”、“相对偏差模糊矩阵”等不同的技术方法对不同的物理量形成隶属函数、分配权重以及确定与气候态之间的偏差等, 自动生成预报结果 (如雷蕾等, 2012; 曾明剑等, 2015; 田付友等, 2024a; 2024b), 也有使用自组织映射、支持向量机等传统机器学习方法的预报技术。深度学习方法能够综合应用全球和高分辨率区域数值模式预报以及多源观测等数据, 分别构建的雷暴、短时强降水、冰雹和雷暴大风天气的短期和短时预报模型预报能力较传统方法显著提升 (Zhou et al, 2019; 2022; 2025; 周康辉等, 2021)。

短时预报能力提升离不开高分辨率数值预报的发展。美国研发的“基于预报的预警系统” (Warn-on-Forecast System) 是指基于高分辨率数值预报的预警发布系统, 以增加龙卷、强雷暴和山洪等预警的提前时间, 目前水平分辨率为3 km (Heinselman et al, 2024)。中国除

了研发了 3 km 和 1 km 分辨率的业务 CMA-meso 模式外,秦睿等³研发了应用 En4D-Var (集合四维变分) 同化等技术的超高分辨率短时临近集合数值预报系统, 2024 年最高水平分辨率 43 m, 可对龙卷涡旋进行短时预报, 试验表明具有一定的龙卷预报准确率。

虽然超高分辨率数值模式取得了显著进展, 但强对流天气的临近预报目前依然主要是基于观测数据, 既包括监测也包括未来几个小时的预报 (郑永光等, 2010; 2015b; 周康辉等, 2025)。基于多源观测资料, 对流风暴、雷暴、MCS 和各类强对流天气等的传统识别、外推方法和传统机器学习方法虽然依然在预报业务中具有较好应用价值, 但应用深度学习技术、融合多源资料的识别和临近预报方法更为精准、得到了更为广泛的应用 (郑永光等, 2010; 2013; 2015b; 周康辉等, 2025)。例如, 杨璐等 (2018) 和 Zhang et al (2025) 分别使用支持向量机和多模态特征融合、多头交叉注意力机制的深度学习方法建立了雷暴大风识别模型; 肖艳姣等 (2020; 2022)、Sandmæl et al (2023) 和 Xie et al (2024) 分别使用模糊逻辑方法、随机森林方法以及卷积神经网络与 Transformer 技术相结合的方法研发了超级单体龙卷识别算法。利用前文所述的双偏振雷达观测特征, 不同类型强对流天气的客观识别监测技术正在持续研发中 (郑永光等, 2025b; 周康辉等, 2025)。深度学习和深度生成模型已经在临近预报技术方面得到了深度应用, 并取得了明显成效 (周康辉等, 2025)。虽然美国业务中依然在使用基于贝叶斯模型研发的 0—1 h 大冰雹、雷暴大风和龙卷概率临近预报技术 ProbSevere v2.0 (Cintineo et al, 2020), 但使用多源观测和数值预报等数据, 应用深度学习方针对闪电、强降水、冰雹、雷暴大风和龙卷等各类强对流天气已经发展了不同的临近预报模型 (如 Lagerquist et al, 2020; Zhou K H et al, 2020; Schmidt et al, 2023; Xiao et al, 2023; Zhang et al, 2023; Liu et al, 2024; 2025)。其中最为突出的是, 基于 NowcastNet (Zhang et al, 2023) 发展了中国气象局人工智能“风雷”临近预报模型 V1.0, 融合了物理规律、深度学习和深度生成模型, 逐 10 min 生成未来 3 h 的反射率因子和降水预报, 具有优良的预报性能 (Das et al, 2024; 盛杰等, 2025), 集成于中国气象局灾害性天气短时临近预报系统 SWAN 3.0, 得到广泛好评。

5 结论和展望

随着天气雷达、卫星、闪电和稠密地面观测站网的建设以及数值预报、人工智能技术的发展, 对流风暴和强对流天气的形成机制认识越来越深入, 综合多源资料的深度学习预报技术取得重要进展, 预报精准度明显提升。本文较全面地总结了这些成果, 要点如下:

(1) 本文梳理了基本概念和物理认识, 总结了对流风暴发展所需的大气不稳定类型、有利天气形势和环境、HSLC 环境、重力波与辐合线的相互作用等对流触发机制, 各类中小尺度涡旋对强对流天气的形成具有极其重要的作用。

(2) 系统总结了超级单体、QLCS、弓形回波和中涡旋的主要结构特征、密切相关的天气、环境条件、形成机制和双偏振雷达观测特征等。超级单体强上升气流对降水粒子的分选作用显著, 突出的双偏振天气雷达观测特征揭示了超级单体更多微物理和动力结构特征。微型超级单体发生在类似 HSLC 环境中。RKW 理论解释的是低层垂直风切变对长时间维持 QLCS 的重要性, 并不能完全解释各类 QLCS 的发展机理。弓形回波的形成与强垂直风切变和高 CAPE 环境密切相关, RIJ 是其形成的重要因素; 华南弓形回波超过 60% 由 QLCS 与前方的单体对流合并形成。RIJ 由对流风暴后部的浮力水平梯度形成的气压梯度所驱动, 书端涡旋会增强 RIJ。中涡旋的形成机制有多种。

³ 秦睿, 程月星, 陈明轩, 2024, 龙卷可分辨尺度短临集合数值预报系统——技术实现与试验运行, 6 月以来龙卷过程成因分析和短临预警技术交流会暨 2024 年天气预报中试基地第 7 期联合会商, 北京。见网址: <http://www.ium.cn:8000/now2/>

(3) 强降雨所需的强上升运动包括了较强 CAPE 值、中气旋等涡旋所产生的垂直气压力梯度作用。产生短时强降水的对流风暴包括大陆型、热带海洋型以及介于前二者之间的类型。直径 ≥ 5 cm 的冰雹主要由超级单体生成,但要关注强 CAPE 弱切变环境中大冰雹的形成机制;冰雹的形成轨迹具有一个主要的上升支和下沉支,为穿越上升气流的气旋式弯曲轨迹,几乎不会形成螺旋式轨迹或循环增长路径;干和湿大冰雹的双偏振雷达观测特征具有很大差异;海拔相对较高区域的部分对流风暴会在地面产生很厚的冰雹堆积。中涡旋对雷暴大风形成起重要作用,其与 RIJ 的叠加效应或 RIJ 的高度下降会导致地表强风;超级单体产生的雷暴大风多由 RFD 引起。龙卷形成的关键是近地表垂直涡度形成、集中和加强;雷达观测的中气旋底高、TVS、下沉反射率因子核、TDS 等是监测龙卷的主要依据。

(4) 简要总结了强对流天气的预报思路、监测预报技术进展,尤其是高分辨率数值预报和深度学习技术的广泛应用显著提升了强对流天气的监测预报预警精准度。

强对流天气的精细机理认识和精准预报依然是气象界的难题,业务预报还面临着空报率偏高、准确率偏低、有效预报时效偏短的问题,未来需要在开展针对性加密观测试验基础上,在以下方面持续深入研究:

(1) 对流风暴触发的准确判断和预报一直是业务难点,需要针对不同环境条件和不同下垫面区域加强触发机制的关键过程研究以及触发过程中的热动力条件变化特征等;加强下垫面和环境条件的日变化、近风暴环境条件变化等对对流风暴演变的影响机制研究;要深入研究 HSLC 和弱垂直风切变强 CAPE 等非典型环境条件下强对流天气形成机制。

(2) 加强 QLCS 维持机制的研究,尤其是产生强降水天气的 QLCS 维持机制;深入认识强对流风暴的 γ 中尺度和百米级小尺度精细机理规律,尤其强致灾性和极端性的强对流天气的形成机制和预报信号更需要深入研究,比如超级单体低层中气旋和微型超级单体形成机制、弓形回波的形成机制、中涡旋的形成机制和对强对流天气形成的作用、大冰雹和大量冰雹堆积形成的关键机制、超级单体产生雷暴大风和反复产生龙卷的关键因素、龙卷形成的关键预报因子等。

(3) 进一步提升气象精密监测能力,尤其是各类雷达精细探测能力和边界层观测能力,持续深化强对流风暴和强对流天气的多波段双偏振(相控阵)雷达特征研究;大力发展百米级快速更新同化技术和精细数值预报模式,深入发展针对强对流天气精细预报的超高分辨率数值预报技术、深度融合物理规律与精细数值预报技术的深度学习模型,持续提升对流风暴生成和消亡、不同类型强对流天气时空分布、强度和极端性的精准预报能力,延长强对流天气预警有效时效。

参考文献

- 白兰强, 孟智勇, Sueki K, 等, 2020. 中国热带气旋龙卷的气候统计特征(2006~2018)[J]. 中国科学: 地球科学, 50(5): 619-634. Bai L Q, Meng Z Y, Sueki K, et al, 2020. Climatology of tropical cyclone tornadoes in China from 2006 to 2018[J]. Sci China Earth Sci, 63(1): 37-511 (in Chinese).
- 蔡康龙, 俞小鼎, 李彩玲, 等, 2021. 2019 年广西临桂微下击暴流和广东湛江龙卷现场灾情调查对比分析[J]. 气象, 47(2): 230-241. Cai K L, Yu X D, Li C L, et al, 2021. Comparative analysis of damage survey of microburst in Lingui of Guangxi and tornado in Zhanjiang of Guangdong in 2019[J]. Meteor Mon, 47(2): 230-241 (in Chinese).
- 曹艳察, 田付友, 郑永光, 等, 2018. 中国两级阶梯地势区域冰雹天气的环境物理量统计特征[J]. 高原气象, 37(1): 185-196. Cao Y C, Tian F Y, Zheng Y G, et al, 2018. Statistical characteristics of environmental parameters for hail over the two-step terrains of China[J]. Plateau Meteor, 37(1): 185-196 (in Chinese).

曹艳察, 郑永光, 盛杰, 等, 2020. 2018年7月15—17日北京极端强降水过程三类对流风暴及其强降水特征分析[J]. 气象, 46(7): 885-897. Cao Y C, Zheng Y G, Sheng J, et al, 2020. Characteristics of three types of convective storms during the Beijing extreme precipitation event in 15-17 July 2018[J]. Meteor Mon, 46(7): 885-897 (in Chinese).

曹艳察, 郑永光, 盛杰, 等, 2021. 基于 GRAPES_3 km 模式输出的风雹概率预报技术研究[J]. 气象, 47(9): 1047-1061. Cao Y C, Zheng Y G, Sheng J, et al, 2021. Severe convective wind and hail probabilistic forecasting method based on outputs of GRAPES_3 km model[J]. Meteor Mon, 47(9): 1047-1061 (in Chinese).

曹艳察, 郑永光, 周晓敏, 等, 2025. 2024年7月5日山东菏泽龙卷灾害现场调查与中尺度特征[J]. 气象. 优先出版. Cao Y C, Zheng Y G, Zhou X M, et al, 2025. Damage survey and mesoscale characteristics of the tornadoes in Heze of Shandong province on 5 July, 2024[J]. Meteor Mon (in Chinese).

戴建华, 陶岚, 丁杨, 等, 2012. 一次罕见飑前强降雹超级单体风暴特征分析[J]. 气象学报, 70(4): 609-627. Dai J H, Tao L, Ding Y, et al, 2012. Case analysis of a large hail-producing severe supercell ahead of a squall line[J]. Acta Meteor Sin, 70(4): 609-627 (in Chinese).

范雯杰, 俞小鼎, 2015. 中国龙卷的时空分布特征[J]. 气象, 41(7): 793-805. Fan W J, Yu X D, 2015. Characteristics of spatial-temporal distribution of tornadoes in China[J]. Meteor Mon, 41(7): 793-805 (in Chinese).

方祖亮, 俞小鼎, 王秀明, 2020. 东北暖季干线统计分析[J]. 气象学报, 78(2): 260-276. Fang Z L, Yu X D, Wang X M, 2020. Statistical analysis of drylines in Northeast China[J]. Acta Meteor Sin, 78(2): 260-276 (in Chinese).

冯晋勤, 张深寿, 吴陈锋, 等, 2018. 双偏振雷达产品在福建强对流天气过程中的应用分析[J]. 气象, 44(12): 1565-1574. Feng J Q, Zhang S S, Wu C F, et al, 2018. Application of dual polarization weather radar products to severe convective weather in Fujian[J]. Meteor Mon, 44(12): 1565-1574 (in Chinese).

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

胡胜, 罗聪, 张羽, 等, 2015. 广东太冰雹风暴单体的多普勒天气雷达特征[J]. 应用气象学报, 26(1): 57-65. Hu S, Luo C, Zhang Y, et al, 2015. Doppler radar features of severe hailstorms in Guangdong Province[J]. J Appl Meteor Sci, 26(1): 57-65 (in Chinese).

蓝渝, 张涛, 郑永光, 等, 2013. 国家级中尺度天气分析业务技术进展 II: 对流天气中尺度过程分析规范和支撑技术[J]. 气象, 39(7): 901-910. Lan Y, Zhang T, Zheng Y G, et al, 2013. Advances of mesoscale convective weather analysis in NMC II: mesoscale nowcasting analysis and supporting techniques[J]. Meteor Mon, 39(7): 901-910 (in Chinese).

雷蕾, 孙继松, 王国荣, 等, 2012. 基于中尺度数值模式快速循环系统的强对流天气分类概率预报试验[J]. 气象学报, 70(4): 752-765. Lei L, Sun J S, Wang G R, et al, 2012. An experimental study of the summer convective weather categorical probability forecast based on the rapid updated cycle system for the Beijing area (BJ-RUC)[J]. Acta Meteor Sin, 70(4): 752-765 (in Chinese).

罗琪, 郑永光, 陈敏, 2019. 2017年北京北部一次罕见强弓状飑线过程演变和机理[J]. 气象学报, 77(3): 371-386. Luo Q, Zheng Y G, Chen M, 2019. Evolution and development mechanisms of a rare strong arc-shaped squall line that occurred in northern Beijing in 2017[J]. Acta Meteor Sin, 77(3): 371-386 (in Chinese).

罗然, 郑永光, 陈敏, 2020. 北京一次罕见夜间突发性强增温事件成因分析[J]. 气象, 46(4): 478-489. Luo R, Zheng Y G, Chen M, 2020. Mechanism of a rare night sudden intense warming event in Beijing and surrounding area[J]. Meteor Mon, 46(4): 478-489 (in Chinese).

盛杰, 金荣花, 张小雯, 等, 2025. 临近气象预报大模型“风雷”V1 版本检验及个例评估[J]. 气象, 51(4): 389-399, doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2025.032801. Sheng J, Jin R H, Zhang X W, et al, 2025. Verification and case evaluation of the “Fenglei” V1 meteorological nowcasting model[J]. Meteor Mon, 51(4): 389-399, doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2025.032801 (in Chinese).

盛杰, 毛冬艳, 沈新勇, 等, 2014. 我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析[J]. 气象, 40(9): 1058-1065. Sheng J, Mao D Y, Shen X Y, et al, 2014. Analysis on characteristics of elevated thunderstorms behind cold fronts in China during spring[J]. Meteor Mon, 40(9): 1058-1065 (in Chinese).

盛杰, 郑永光, 沈新勇, 2020. 华北两类产生极端强天气的线状对流系统分布特征与环境条件[J]. 气象学报, 78(6): 877-898. Sheng J, Zheng Y G, Shen X Y, 2020. Climatology and environmental conditions of two types of quasi-linear convective systems with extremely intense weather in North China[J]. Acta Meteor Sin, 78(6): 877-898 (in Chinese).

孙继松, 2017. 短时强降水和暴雨的区别与联系[J]. 暴雨灾害, 36(6): 498-506. Sun J S, 2017. Differences and relationship between flash heavy rain and heavy rainfall[J]. Torr Rain Dis, 36(6): 498-506 (in Chinese).

孙继松, 2023. 与直线型对流大风相关的强风暴形态结构和热动力学过程[J]. 气象, 49(1):1-11. Sun J S, 2023. The pattern structure and thermodynamic and dynamic processes of severe storms associated with linear convective gales[J]. Meteor Mon, 49(1):1-11 (in Chinese).

孙继松, 戴建华, 何立富, 等, 2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法——中国强对流天气预报手册[M]. 北京: 气象出版社, 282. Sun J S, Dai J H, He L F, et al, 2014. The Basic Principles and Methods of Convective Weather Forecasting: China Convective Weather Forecasting Manual[M]. Beijing: China Meteorological Press, 282 (in Chinese).

孙继松, 陶祖钰, 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J]. 气象, 38(2): 164-173. Sun J S, Tao Z Y, 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast[J]. Meteor Mon, 38(2): 164-173 (in Chinese).

唐文苑, 郑永光, 2019. 基于快速更新同化数值预报的小时降水量时间滞后集合订正技术[J]. 气象, 45(3): 305-317. Tang W Y, Zheng Y G, 2019. Improvement of hourly precipitation forecast using a time-lagged ensemble based on rapid refresh assimilation and forecast[J]. Meteor Mon, 45(3): 305-317 (in Chinese).

陶岚, 袁招洪, 戴建华, 等, 2014. 一次夜间弓形回波特征分析[J]. 气象学报, 72(2): 220-236. Tao L, Yuan Z H, Dai J H, et al, 2014. Analysis of the characteristics of a nocturnal bow echo[J]. Acta Meteor Sin, 72(2): 220-236 (in Chinese).

田付友, 张小玲, 曹艳察, 等, 2022. 中国中低海拔地区三类强对流天气环境条件的基本气候特征[J]. 高原气象, 41(6): 1446-1459. Tian F Y, Zhang X L, Cao Y C, et al, 2022. Baseline climatology of environmental parameters for three severe convective weather phenomena over middle-low areas of China[J]. Plateau Meteor, 41(6): 1446-1459 (in Chinese).

田付友, 郑永光, 坚参扎西, 等, 2024a. 融合物理理解与模糊逻辑的分类强对流客观短期预报系统: (2)表现评估[J]. 气象, 50(6): 649-660. Tian F Y, Zheng Y G, Jiancan Z X, et al, 2024a. Forecasting system for short-term multi-category convective phenomena combining physical understanding and fuzzy logic Part II: Performance evaluation[J]. Meteor Mon, 50(6): 649-660 (in Chinese).

892 田付友, 郑永光, 孙建华, 等, 2024b. 融合物理理解与模糊逻辑的分类强对流客观短期预报系统:
893 (1)系统构成[J]. 气象, 50(5): 521-531. Tian F Y, Zheng Y G, Sun J H, et al, 2024b. Forecasting
894 system for short-term multi-category convective phenomena combining physical understanding
895 and fuzzy logic Part I: System construction[J]. Meteor Mon, 50(5): 521-531 (in Chinese).

896 田付友, 郑永光, 张小玲, 等, 2018. 2017 年 5 月 7 日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持
897 机制[J]. 气象, 44(4): 469-484. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang X L, et al, 2018. Structure, triggering
898 and maintenance mechanism of convective systems during the Guangzhou extreme rainfall on 7
899 May 2017[J]. Meteor Mon, 44(4): 469-484 (in Chinese).

900 涂满红, 毛成忠, 冯冬霞, 等, 2017. GB/T 35224-2017 地面气象观测规范 天气现象[S]. 北京: 中
901 国标准出版社. Tu M H, Mao C Z, Feng D X, et al, 2017. GB/T 35224-2017 Specifications for
902 surface meteorological observation—weather phenomena[S]. Beijing: Standards Press of China
903 (in Chinese).

904 王金兰, 俞小鼎, 汤兴芝, 等, 2021. 黄淮地区触发对流天气的干线特征[J]. 应用气象学报, 32(5):
905 592-602. Wang J L, Yu X D, Tang X Z, et al, 2021. Characteristics of convection-triggering
906 drylines in the drainage area of Huanghe and Huaihe Rivers[J]. J Appl Meteor Sci, 32(5): 592-602
907 (in Chinese).

908 王美慧, 郑永光, 李典南, 等, 2025. 华北日间型与夜间型强降水过程特征对比研究[J]. 气象学报,
909 83(5): 1-16. Wang M H, Zheng Y G, Li D N, et al, 2025. Characteristics of daytime and nighttime
910 types of torrential precipitation processes in North China[J]. Acta Meteor Sin, 83 (5): 1-16 (in
911 Chinese). 王晓芳, 崔春光, 2012. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析 I: 组织类
912 型特征[J]. 气象学报, 70(5): 909-923. Wang X F, Cui C G, 2012. Analysis of the linear mesoscale
913 convective systems during the Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River.
914 Part I: organization mode features[J]. Acta Meteor Sin, 70(5): 909-923 (in Chinese).

915 王秀明, 汤欢, 俞小鼎, 等, 2025. 超级单体风暴研究进展[J]. 气象学报, 83(3): 813-832. Wang X
916 M, Tang H, Yu X D, et al, 2025. Advances in supercell storm research[J]. Acta Meteor Sin, 83(3):
917 813-832 (in Chinese).

918 王秀明, 俞小鼎, 2019. 热带一次致灾龙卷形成物理过程研究[J]. 气象学报, 77(3): 387-404. Wang
919 X M, Yu X D, 2019. A study on the physical process involved in the genesis of a severe tropical
920 tornado[J]. Acta Meteor Sin, 77(3): 387-404 (in Chinese).

921 王秀明, 俞小鼎, 费海燕, 等, 2023. 下击暴流形成机理及监测预警研究进展[J]. 气象, 49(2):
922 129-145. Wang X M, Yu X D, Fei H Y, et al, 2023. A review of downburst genesis mechanism and
923 warning[J]. Meteor Mon, 49(2): 129-145 (in Chinese).

924 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J]. 气象, 40(4): 389-399.
925 Wang X M, Yu X D, Zhou X G, 2014. Discussion on basical issues of thunderstorm potential
926 forecasting[J]. Meteor Mon, 40(4): 389-399 (in Chinese).

927 吴芳芳, 俞小鼎, 王慧, 等, 2019. 一次黄海之滨中尺度对流复合体多尺度结构特征观测研究[J].
928 气象学报, 77(5): 785-805. Wu F F, Yu X D, Wang H, et al, 2019. An observational study of
929 multi-scale structural features of MCC on the coast of the Yellow Sea[J]. Acta Meteor Sin, 77(5):
930 785-805 (in Chinese).

931 吴芳芳, 俞小鼎, 张志刚, 等, 2013. 苏北地区超级单体风暴环境条件与雷达回波特征[J]. 气象学
932 报, 71(2): 209-227. Wu F F, Yu X D, Zhang Z G, et al, 2013. A study of the environmental
933 conditions and radar echo characteristics of the supercell-storms in northern Jiangsu[J]. Acta
934 Meteor Sin, 71(2): 209-227 (in Chinese).

935 肖艳姣, 李中华, 王志斌, 等, 2020-11-13. 一种龙卷涡旋特征自动识别算法: 中国,

202010861316.5[P]. Xiao Y J, Li Z H, Wang Z B, et al, 2020-11-13. Automatic identification algorithm for tornado vortex characteristics: CN, 202010861316.5[P] (in Chinese).

肖艳姣, 王珏, 王志斌, 等, 2022. 双偏振天气雷达精细化探测技术对 2021 年两个龙卷风暴识别能力的影响分析[J]. 暴雨灾害, 41(2): 130-141. Xiao Y J, Wang J, Wang Z B, et al, 2022. Analysis on the influence of fine detection technology of dual polarization weather radar on recognition ability of two tornado storms in 2021[J]. Torr Rain Dis, 41(2): 130-141 (in Chinese).

许长义, 章丽娜, 肖现, 等, 2023. 冷涡背景下华北平原一次弓形回波致灾大风过程分析[J]. 气象学报, 81(1):40-57. Xu C Y, Zhang L N, Xiao X, et al, 2023. Case analysis of damaging high winds generated by bow echoes in the presence of a cold vortex over the North China Plain[J]. Acta Meteor Sin, 81(1):40-57 (in Chinese).

徐芬, 郑媛媛, 孙康远, 2021. 江苏龙卷时空分布及风暴形态特征[J]. 气象, 47(5): 517-528. Xu F, Zheng Y Y, Sun K Y, 2021. Characteristics of spatio-temporal distribution and storm morphologies of tornadoes in Jiangsu Province[J]. Meteor Mon, 47(5): 517-528(in Chinese).

杨波, 郑永光, 蓝渝, 等, 2017. 国家级强对流天气综合业务支撑体系建设[J]. 气象, 43(7): 845-855. Yang B, Zheng Y G, Lan Y, et al, 2017. Development and construction of the supporting platform for national severe convective weather forecasting and service[J]. Meteor Mon, 43(7): 845-855 (in Chinese).

杨磊, 郑永光, 袁子鹏, 等, 2023. 2019 年 8 月 16 日沈阳极端降水事件的低空 γ 中尺度涡旋观测特征和机理分析[J]. 气象学报, 81(1): 19-39. Yang L, Zheng Y G, Yuan Z P, et al, 2023. The low-level meso- γ scale vortices during the extreme rainfall in Shenyang on 16 August 2019: Formation, merging, and rain-producing mechanisms[J]. Acta Meteor Sin, 81(1): 19-39 (in Chinese).

杨磊, 郑永光, 袁潮, 等, 2025. 2023 年 6 月 1 日辽宁龙卷风暴环境及演变特征分析[J]. 大气科学. 优先出版. Yang L, Zheng Y G, Yuan C, et al, 2025. Environmental conditions and evolutionary characteristics of the tornadic storms in Liaoning Province on June 1 2023[J]. Chin J Atmos Sci (in Chinese).

杨璐, 韩丰, 陈明轩, 等, 2018. 基于支持向量机的雷暴大风识别方法[J]. 应用气象学报, 29(6): 680-689. Yang L, Han F, Chen M X, et al, 2018. Thunderstorm gale identification method based on support vector machine[J]. J Appl Meteor Sci, 29(6): 680-689 (in Chinese).

姚展予, 屠琦, 安琳, 等, 2022. 冰雹形成过程及人工防雹研究综述[J]. 气象学报, 80(6): 835-863. Yao Z Y, Tu Q, An L, et al, 2022. Review of advances in hail formation process and hail suppression research[J]. Acta Meteor Sin, 80(6): 835-863 (in Chinese).

俞小鼎, 2013. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. 暴雨灾害, 32(3): 202-209. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. Torr Rain Dis, 32(3): 202-209 (in Chinese).

俞小鼎, 王秀明, 李万莉, 等, 2020. 雷暴与强对流临近预报[M]. 北京: 气象出版社: 416. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al, 2020. Thunderstorm and Strong Convection Nowcasting[M]. Beijing: China Meteorological Press: 416 (in Chinese).

俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报, 70(3): 311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 311-337 (in Chinese).

俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 中国冷季高架对流个例初步分析[J]. 气象学报, 2016, 74(6): 902-918. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. A preliminary case study of elevated convection in China[J]. Acta Meteor Sin, 2016, 74(6): 902-918 (in Chinese).

980 曾明剑, 王桂臣, 吴海英, 等, 2015. 基于中尺度数值模式的分类强对流天气预报方法研究[J]. 气
981 象学报, 73(5): 868-882. Zeng M J, Wang G C, Wu H Y, et al, 2015. Study of the forecasting
982 method for the classified severe convection weather based on a meso-scale numerical model[J].
983 Acta Meteor Sin, 73(5): 868-882 (in Chinese).

984 曾智琳, 谌芸, 王东海, 2020. 2018 年 8 月华南超历史极值降水事件的观测分析与机理研究[J]. 大
985 气科学, 44(4): 695-715. Zeng Z L, Chen Y, Wang D H, 2020. Observation and mechanism
986 analysis for a record-breaking heavy rainfall event over southern China in August 2018[J]. Chin J
987 Atmos Sci, 44(4): 695-715 (in Chinese).

988 翟丽萍, 农孟松, 梁维亮, 等, 2019. 造成临桂极端大风的超级风暴单体观测分析[J]. 暴雨灾害,
989 38(4): 346-353. Zhai L P, Nong M S, Liang W L, et al, 2019. Analysis of the observations for a
990 supercell causing extreme gale in Lingui[J]. Torr Rain Dis, 38(4): 346-353 (in Chinese).

991 张恒进, 郑永光, 2022. 基于逐时观测的 1971—2010 年中国大陆雷暴气候特征[J]. 气象学报,
992 80(1): 54-66. Zhang H J, Zheng Y G, 2022. Thunderstorm climatology over mainland China based
993 on hourly observations during 1971—2010[J]. Acta Meteor Sin, 80(1): 54-66 (in Chinese).

994 张涛, 蓝渝, 毛冬艳, 等, 2013. 国家级中尺度天气分析业务技术进展 I: 对流天气环境场分析业
995 务技术规范的改进与产品集成系统支撑技术[J]. 气象, 39(7): 894-900. Zhang T, Lan Y, Mao D
996 Y, et al, 2013. Advances of mesoscale convective weather analysis in NMC I: Convective
997 weather environment analysis and supporting techniques[J]. Meteor Mon, 39(7): 894-900 (in
998 Chinese).

999 张小玲, 郑永光, 杨波, 2019. 强对流天气研究和预报技术[M]. 北京: 气象出版社: 522. Zhang X
1000 L, Zheng Y G, Yang B, 2019. Severe Convection Weather Research and Forecasting
1001 Technology[M]. Beijing: China Meteorological Press: 522 (in Chinese).

1002 张一平, 俞小鼎, 王迪, 等, 2022. 河套地区典型干线的形成及其在对流触发中的作用[J]. 气象学
1003 报, 80(1): 39-53. Zhang Y P, Yu X D, Wang D, et al, 2022. The formation of typical dry lines in
1004 Hetao and its role in triggering convection[J]. Acta Meteor Sin, 80(1): 39-53, doi:
1005 10.11676/qxxb2022.009 (in Chinese).

1006 张哲, 戚友存, 李东欢, 等, 2022. 2021 年郑州“7·20”极端暴雨雨滴谱特征及其对雷达定量降水估
1007 测的影响[J]. 大气科学, 46(4): 1002-1016. Zhang Z, Qi Y C, Li D H, et al, 2022. Raindrop size
1008 distribution characteristics of the extreme rainstorm event in Zhengzhou 20 July, 2021 and its
1009 impacts on radar quantitative precipitation estimation[J]. Chine J Atmos Sci, 46(4): 1002-1016 (in
1010 Chinese).

1011 郑永光, 曹艳察, 周晓敏, 2025a. 龙卷发生环境与机理及灾情调查研究进展[J]. 气象学报, 83(4):
1012 990-1006. Zheng Y G, Cao Y C, Zhou X M, 2025a. Advances in research on environments,
1013 formation mechanism, and damage survey of tornadoes[J]. Acta Meteor Sin, 83(4): 990-1006 (in
1014 Chinese).

1015 郑永光, 陈炯, 2022. 大气湿对流的类型和深厚湿对流触发机制综述[J]. 北京大学学报(自然科学
1016 版), 58(6): 1141-1152. Zheng Y G, Chen J, 2022. Review of atmospheric moist convection
1017 categories and triggering mechanism of deep moist convection[J]. Acta Sci Naturalium Univ
1018 Pekinensis, 58(6): 1141-1152 (in Chinese).

1019 郑永光, 黄振强, 陈炯, 等, 2024. 对流风暴大气不稳定机制研究的若干问题[J]. 暴雨灾害, 43(3):
1020 266-275. Zheng Y G, Huang Z Q, Chen J, et al, 2024. Some issues in studies on the atmospheric
1021 instability of convective storms[J]. Torr Rain Dis, 43(3): 266-275 (in Chinese).

1022 郑永光, 蓝渝, 曹艳察, 等, 2020. 2019 年 7 月 3 日辽宁开原 EF4 级强龙卷形成条件、演变特征和
1023 机理[J]. 气象, 46(5): 589-602. Zheng Y G, Lan Y, Cao Y C, et al, 2020. Environmental conditions,

1024 evolution and mechanisms of the EF4 tornado in Kaiyuan of Liaoning Province on 3 July 2019[J].
 1025 Meteor Mon, 46(5): 589-602 (in Chinese).

1026 郑永光, 刘非凡, 张恒进, 2021. 中国龙卷研究进展[J]. 气象, 47(11): 1319-1335. Zheng Y G, Liu F
 1027 F, Zhang H J, 2021. Advances in tornado research in China[J]. Meteor Mon, 47(11): 1319-1335
 1028 (in Chinese).

1029 郑永光, 林隐静, 朱文剑, 等, 2013. 强对流天气综合监测业务系统建设[J]. 气象, 39(2): 234-240.
 1030 Zheng Y G, Lin Y J, Zhu W J, et al, 2013. Operational system of severe convective weather
 1031 comprehensive monitoring[J]. Meteor Mon, 39(2): 234-240 (in Chinese).

1032 郑永光, 宋敏敏, 2021. 冷涡影响中国对流性大风与冰雹的分布特征[J]. 热带气象学报, 37(5-6):
 1033 710-720. Zheng Y G, Song M M, 2021. Analysis of influence of cold vortexes on distribution of
 1034 convective high winds and hail in China[J]. J Trop Meteor, 37(5-6): 710-720 (in Chinese).

1035 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎, 2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象, 43(6): 641-652. Zheng
 1036 Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J].
 1037 Meteor Mon, 43(6): 641-652 (in Chinese).

1038 郑永光, 田付友, 孟智勇, 等, 2016a. “东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度
 1039 特征分析[J]. 气象, 42(1): 1-13. Zheng Y G, Tian F Y, Meng Z Y, et al, 2016a. Survey and
 1040 multi-scale characteristics of wind damage caused by convective storms in the surrounding area of
 1041 the capsizing accident of cruise ship “Dongfangzhixing”[J]. Meteor Mon, 42(1): 1-13 (in
 1042 Chinese).

1043 郑永光, 薛明, 陶祖钰, 2015a. 美国 NOAA 试验平台和春季预报试验概要[J]. 气象, 41(5):
 1044 568-582. Zheng Y G, Xue M, Tao Z Y, 2015a. An overview of NOAA testbeds and spring
 1045 experiment in the United States[J]. Meteor Mon, 41(5): 598-612 (in Chinese).

1046 郑永光, 杨波, 周康辉, 等, 2025b. 龙卷监测预报预警技术进展[J]. 海洋气象学报, 45(2): 1-13.
 1047 Zheng Y G, Yang Y, Zhou K H, et al, 2025b. Advances in monitoring, forecasting and early
 1048 warning technology of tornado[J]. J Marine Meteor, 45(2): 1-13 (in Chinese).

1049 郑永光, 张春喜, 陈炯, 等, 2007. 用 NCEP 资料分析华北暖季对流性天气的气候背景[J]. 北京大
 1050 学学报(自然科学版), 43(5): 600-608. Zheng Y G, Zhang C X, Chen J, et al, 2007. Climatic
 1051 background of warm-season convective weather in North China based on the NCEP analysis[J].
 1052 Acta Sci Nat Univ Pekinensis, 43(5): 600-608 (in Chinese).

1053 郑永光, 张小玲, 周庆亮, 等, 2010. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战[J]. 气象,
 1054 36(7): 33-42. Zheng Y G, Zhang X L, Zhou Q L, et al, 2010. Review on severe convective weather
 1055 short-term forecasting and nowcasting[J]. Meteor Mon, 36(7): 33-42 (in Chinese).

1056 郑永光, 周康辉, 盛杰, 等, 2015b. 强对流天气监测预报预警技术进展[J]. 应用气象学报, 26(6):
 1057 641-657. Zheng Y G, Zhou K H, Sheng J, et al, 2015b. Advances in techniques of monitoring,
 1058 forecasting and warning of severe convective weather[J]. J Appl Meteor Sci, 26(6): 641-657 (in
 1059 Chinese).

1060 郑永光, 朱文剑, 田付友, 2018. 2015 年“东方之星”翻沉事件和 2016 年阜宁 EF4 级龙卷对流风暴
 1061 环境条件、结构特征和机理[J]. 气象科技进展, 8(2): 44-54. Zheng Y G, Zhu W J, Tian F Y, 2018.
 1062 Environmental conditions, structures, and mechanisms of convective storms of 2015 “Oriental
 1063 Star” capsizing event and 2016 Funing EF4 tornado[J]. Adv Meteor Sci Technol, 8(2): 44-54 (in
 1064 Chinese).

1065 郑永光, 朱文剑, 姚聃, 等, 2016b. 风速等级标准与 2016 年 6 月 23 日阜宁龙卷强度估计[J]. 气象,
 1066 42(11): 1289-1303. Zheng Y G, Zhu W J, Yao D, et al, 2016b. Wind speed scales and rating of the
 1067 intensity of the 23 June 2016 tornado in Funing County, Jiangsu Province[J]. Meteor Mon, 42(11):

1289-1303 (in Chinese).

郑媛媛, 张备, 王啸华, 等, 2015. 台风龙卷的环境背景和雷达回波结构分析[J]. 气象, 41(8): 942-952. Zheng Y Y, Zhang B, Wang X H, et al, 2015. Analysis of typhoon tornado weather background and radar echo structure[J]. Meteor Mon, 41(8): 942-952 (in Chinese).

周康辉, 郑永光, 杨波, 等, 2025. 强对流天气客观临近预报技术进展和展望[J]. 气象学报, 83(3): 798-812. Zhou K H, Zheng Y G, Yang B, et al, 2025. Objective nowcasting of severe convective weather: Technological progress and outlook. Acta Meteor Sin, 83(3):798-812 (in Chinese).

周康辉, 郑永光, 王婷波, 2021. 利用深度学习融合 NWP 和多源观测数据的闪电落区短时预报方法[J]. 气象学报, 79(1): 1-14. Zhou K H, Zheng Y G, Wang T B, 2021. Very short-range lightning forecasting with NWP and observation data: A deep learning approach[J]. Acta Meteor Sin, 79(1): 1-14 (in Chinese).

周晓敏, 田付友, 郑永光, 等, 2023. 中国短时强降雨对暴雨的贡献特征[J]. 气象, 49(3): 267-278. Zhou X M, Tian F Y, Zheng Y G, et al, 2023. Contribution of short-duration heavy rainfall to rainstorm in China[J]. Meteor Mon, 49(3): 267-278 (in Chinese).

Allen J T, Giammanco I M, Kumjian M R, et al, 2020. Understanding hail in the Earth system[J]. Rev Geophys, 58(1): e2019RG000665.

American Meteorological Society, 2025. Glossary of Meteorology [R/OL]. [2024-11-21]. <https://glossary.ametsoc.org/wiki/>.

Ashley W S, Haberlie A M, Stroh M J, 2019. A climatology of quasi-linear convective systems and their hazards in the United States[J]. Wea Forecasting, 34(6): 1605-1631.

Atkins N T, Arnott J M, Przybylinski R W, et al, 2004. Vortex structure and evolution within bow echoes. Part I: Single-Doppler and damage analysis of the 29 June 1998 derecho[J]. Mon Wea Rev, 132(9): 2224-2242.

Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al, 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX[J]. Mon Wea Rev, 133(8): 2275-2296.

Atkins N T, Laurent M S, 2009a. Bow echo mesovortices. Part I: Processes that influence their damaging potential[J]. Mon Wea Rev, 137(5): 1497-1513.

Atkins N T, Laurent M S, 2009b. Bow echo mesovortices. Part II: Their genesis[J]. Mon Wea Rev, 137(5): 1514-1532.

Bai L Q, Meng Z Y, Huang Y P, et al, 2019. Convection initiation resulting from the interaction between a quasi-stationary dryline and intersecting gust fronts: A case study[J]. J Geophys Res Atmos, 124(5): 2379-2396.

Bernardet L R, Cotton W R, 1998. Multiscale evolution of a derecho-producing mesoscale convective system[J]. Mon Wea Rev, 126(11): 2991-3015.

Blair S F, Laflin J M, Cavanaugh D E, et al, 2017. High-resolution hail observations: implications for NWS warning operations[J]. Wea Forecasting, 32(3): 1101-1119.

Bluestein H B, Jain M H, 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring[J]. J Atmos Sci, 42(16): 1711-1732.

Bluestein H B, 2000. A tornadic supercell over elevated, complex terrain: The Divide, Colorado, storm of 12 July 1996[J]. Mon Wea Rev, 128(3): 795-809.

Bluestein H B, 2008. Surface boundaries of the southern plains: Their role in the initiation of convective storms[M]//Bosart L F, Bluestein H B. Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting. Boston: American Meteorological Society: 5-33.

Bluestein H B, 2013. Severe Convective Storms and Tornadoes: Observations and Dynamics[M].

-
- Heidelberg: Springer.
- Bluestein H B, Snyder J C, Houser J B, 2015. A multiscale overview of the El Reno, Oklahoma, tornadic supercell of 31 May 2013[J]. *Wea Forecasting*, 30(3): 525-552.
- Bosart L F, Seimon A, LaPenta K D, et al, 2006. Supercell tornadogenesis over complex terrain: The Great Barrington, Massachusetts, tornado on 29 May 1995[J]. *Wea Forecasting*, 21(6): 897-922.
- Brooks H E, Doswell III C A, Zhang X L, et al, 2019. A century of progress in severe convective storm research and forecasting[J]. *Meteor Monogr*, 59(1): 18.1-18.41.
- Brooks H E, Lee J W, Craven J P, 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data[J]. *Atmos Res*, 67-68: 73-94.
- Bryan G H, Rotunno R, Weisman M L, 2012. What is RKW theory?[C]//26th Conf. on Severe Local Storms. Nashville, TN: Amer Meteor Soc.
- Bryan G H, Fritsch J M, 2000. Moist absolute instability: the sixth static stability state[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 81(6): 1207-1230.
- Buckingham T J, Schultz D M, Markowski P M, et al, 2025. Two archetypes of tornadic quasi-linear convective systems in the United Kingdom: Relevance of horizontal shearing instability to vortexgenesis and maintenance[J]. *Quart J Royal Meteor Soc*, 151(770): e4967.
- Burke P C, Schultz D M, 2004. A 4-yr climatology of cold-season bow echoes over the continental United States[J]. *Wea Forecasting*, 19(6): 1061-1074.
- Chen J, Zheng Y G, Zhang X L, et al, 2013. Distribution and diurnal variation of warm-season short-duration heavy rainfall in relation to the MCSs in China[J]. *Acta Meteor Sin*, 27(6): 868-888.
- Childs S J, Schumacher R S, Adams-Selin R D, 2021. High-resolution observations of a destructive macroburst[J]. *Mon Wea Rev*, 149(9): 2875-2896.
- Chisholm A J, Renick J H, 1972. The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms[R]. Edmonton, Canada: Research Council of Alberta Hail Studies: 24-31.
- Cintineo J L, Pavolonis M J, Sieglaff J M, et al, 2020. NOAA ProbSevere v2. 0—ProbHail, ProbWind, and ProbTor[J]. *Wea Forecasting*, 35(4): 1523-1543.
- Clark M R, 2009. The southern England tornadoes of 30 December 2006: case study of a tornadic storm in a low CAPE, high shear environment[J]. *Atmos Res*, 93(1-3): 50-65.
- Coffer B E, Parker M D, Peters J M, et al, 2023. Supercell low-level mesocyclones: origins of inflow and vorticity[J]. *Mon Wea Rev*, 151(9): 2205-2232.
- Conrad D M, Knupp K R, 2019. Doppler radar observations of horizontal shearing instability in quasi-linear convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 147(4): 1297-1318.
- Craven J P, Brooks H E, 2004. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection[J]. *Natl Wea Dig*, 28: 13-24.
- Cui X Y, Chen M X, Song L Y, et al, 2023. Statistical analysis of quasi-linear convective systems over the Beijing-Tianjin-Hebei region during the warm season[J]. *Atmos Res*, 289: 106777.
- Das P, Posch A, Barber N, et al, 2024. Hybrid physics-AI outperforms numerical weather prediction for extreme precipitation nowcasting[J]. *npj Clim Atmos Sci*, 7(1): 282.
- Davies-Jones R, Burgess D W, Foster M, 1990. Test of helicity as a tornado forecast parameter[C]//Preprints 16th Conference on Severe Local Storms. Kananaskis Park: Amer Meteor Soc: 588-592.
- Davies-Jones R, Trapp R J, Bluestein H B, 2001. Tornadoes and tornadic storms[M]//Doswell III C A. *Severe Convective Storms*. Boston: American Meteorological Society: 167-221.

1156 Davies-Jones R, 2015. A review of supercell and tornado dynamics[J]. *Atmos Res*, 158-159: 274-291.
 1157 Davis J M, Parker M D, 2014. Radar climatology of tornadic and nontornadic vortices in high-shear,
 1158 low-CAPE environments in the mid-Atlantic and southeastern United States[J]. *Wea Forecasting*,
 1159 29(4): 828-853.
 1160 Doswell III C A, 2001. Severe convective storms—an overview[J]. *Meteor Monogr*, 28(50): 1-26.
 1161 Doswell III C A, 2003. Comments on "Extraction of geopotential height and temperature structure from
 1162 profiler and rawinsonde winds." [J]. *Mon Wea Rev*, 131(7), 1502-1503.
 1163 Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based
 1164 methodology[J]. *Wea Forecasting*, 11(4): 560-581.
 1165 Doswell III C A, Burgess D W, 1993. Tornadoes and toraadic storms: a review of conceptual
 1166 models[M]//*The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*. Washington:
 1167 American Geophysical Union: 161-172.
 1168 Dowell D C, Bluestein H B, 2002. The 8 June 1995 McLean, Texas, Storm. Part I: Observations of
 1169 cyclic tornadogenesis[J]. *Mon Wea Rev*, 130(11): 2626-2648.
 1170 Feng Z, Leung L R, Liu N N, et al, 2021. A global high-resolution mesoscale convective system
 1171 database using satellite-derived cloud tops, surface precipitation, and tracking[J]. *J Geophys Res*
 1172 *Atmos*, 126(8): e2020JD034202.
 1173 Finley C A, Elmore M, Orf L, et al, 2023. Impact of the streamwise vorticity current on low-level
 1174 mesocyclone development in a simulated supercell[J]. *Geophys Res Lett*, 50(1): e2022GL100005.
 1175 Fischer J, Dahl J M L, Coffey B E, et al, 2024. Supercell tornadogenesis: recent progress in our state of
 1176 understanding[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 105(7): E1084-E1097.
 1177 Flournoy M D, Coniglio M C, 2019. Origins of vorticity in a simulated tornadic mesovortex observed
 1178 during PECAN on 6 July 2015[J]. *Mon Wea Rev*, 147(1): 107-134.
 1179 French A J, Parker M D, 2014. Numerical simulations of bow echo formation following a squall
 1180 line-supercell merger[J]. *Mon Wea Rev*, 142(12): 4791-4822.
 1181 Friedrich K, Wallace R, Meier B, et al, 2019. CHAT: the colorado hail accumulation from
 1182 thunderstorms project[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 100(3): 459-471.
 1183 Fujita T T, 1978. Manual of downburst identification for project Nimrod[R]. SMRP Research 156.
 1184 Fujita T T, 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales[J]. *J Atmos*
 1185 *Sci*, 38(8): 1511-1534.
 1186 Fujita T T, 1985. The downburst: microburst and macroburst[R]. Chicago: University of Chicago: 122.
 1187 Fujita T T, 1992. The mystery of severe storms[R]. Chicago: University of Chicago: 298.
 1188 Fujita T T, Byers H R, 1977. Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner[J]. *Mon Wea*
 1189 *Rev*, 105(2): 129-146.
 1190 Gallo B T, Clark A J, Smith B T, et al, 2019. Incorporating UH occurrence time to ensemble-derived
 1191 tornado probabilities[J]. *Wea Forecasting*, 34(1): 151-164.
 1192 Gallus W A, Snook N A, Johnson E V, 2008. Spring and summer severe weather reports over the
 1193 midwest as a function of convective mode: a preliminary study[J]. *Wea Forecasting*, 23(1):
 1194 101-113.
 1195 Gao Y Y, Li M X, Luo Y L, et al, 2023. How do the convective and microphysical characteristics of
 1196 extreme precipitation over the Pearl River Delta at monsoon coast vary with increasing rainfall
 1197 extremity?[J]. *Geophys Res Lett*, 50(19): e2023GL104625.
 1198 Gebauer J G, Shapiro A, Fedorovich E, et al, 2018. Convection initiation caused by heterogeneous
 1199 low-level jets over the Great Plains[J]. *Mon Wea Rev*, 146(8): 2615-2637.

1200 Grams J S, Thompson R L, Snively D V, et al, 2012. A climatology and comparison of parameters for
1201 significant tornado events in the United States[J]. *Wea Forecasting*, 27(1): 106-123.

1202 Grim J A, Rauber R M, McFarquhar G M, et al, 2009. Development and forcing of the rear inflow jet
1203 in a rapidly developing and decaying squall line during BAMEX[J]. *Mon Wea Rev*, 137(4):
1204 1206-1229.

1205 Haberlie A M, Ashley W S, 2019. A radar-based climatology of mesoscale convective systems in the
1206 United States[J]. *J Climate*, 32(5): 1591-1606.

1207 Haghi K R, Geerts B, Chipilski H G, et al, 2019. Bore-ing into nocturnal convection[J]. *Bull Amer*
1208 *Meteor Soc*, 100(6): 1103-1121.

1209 Heinselman P L, Burke P C, Wicker L J, et al, 2024. Warn-on-forecast system: from vision to reality[J].
1210 *Wea Forecasting*, 39(1): 75-95.

1211 Houze Jr R A, Rutledge S A, Biggerstaff M I, et al, 1989. Interpretation of Doppler weather radar
1212 displays of midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 70(6): 608-619.

1213 Johns R H, Hirt W D, 1987. Derechos: widespread convectively induced windstorms[J]. *Wea*
1214 *Forecasting*, 2(1): 32-49.

1215 Keene K M, Schumacher R S, 2013. The bow and arrow mesoscale convective structure[J]. *Mon Wea*
1216 *Rev*, 141(5): 1648-1672.

1217 Klemp J B, Wilhelmson R B, 1978. Simulations of right- and left-moving storms produced through
1218 storm splitting[J]. *J Atmos Sci*, 35(6): 1097-1110.

1219 Klemp J B, 1987. Dynamics of tornadic thunderstorms[J]. *Ann Rev Fluid Mech*, 19: 369-402.

1220 Klimowski B A, Hjelmfelt M R, Bunkers M J, 2004. Radar observations of the early evolution of bow
1221 echoes[J]. *Wea Forecasting*, 19(4): 727-734.

1222 Kosiba K A, Lyza A W, Trapp R J, et al, 2024. The propagation, evolution, and rotation in linear storms
1223 (PERiLS) project[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 105(10): E1768-E1799.

1224 Kulie M S, Lin Y L, 1998. The structure and evolution of a numerically simulated high-precipitation
1225 supercell thunderstorm[J]. *Mon Wea Rev*, 126(8): 2090-2116.

1226 Kumjian M R, Gutierrez R, Soderholm J S, et al, 2020. Gargantuan hail in Argentina[J]. *Bull Amer*
1227 *Meteor Soc*, 101(8): E1241-E1258.

1228 Kumjian M R, Prat O P, Reimel K J, et al, 2022. Dual-polarization radar fingerprints of precipitation
1229 physics: a review[J]. *Remote Sens*, 14(15): 3706.

1230 Kumjian M R, Ryzhkov A V, 2008. Polarimetric signatures in supercell thunderstorms[J]. *J Appl*
1231 *Meteor Climatol*, 47(7): 1940-1961.

1232 Kumjian M R, Ryzhkov A V, Melnikov V M, et al, 2010. Rapid-scan super-resolution observations of a
1233 cyclic supercell with a dual-polarization WSR-88D[J]. *Mon Wea Rev*, 138(10): 3762-3786.

1234 Kuster C M, Bowers B R, Carlin J T, et al, 2021. Using K_{DP} cores as a downburst precursor signature[J].
1235 *Wea Forecasting*, 36(4): 1183-1198.

1236 Kuster C M, Heinselman P L, Schuur T J, 2016. Rapid-update radar observations of downbursts
1237 occurring within an intense multicell thunderstorm on 14 June 2011[J]. *Wea Forecasting*, 31(3):
1238 827-851.

1239 Kuster C M, Sherburn K D, Mahale V N, et al, 2024. Radar signatures associated with quasi-linear
1240 convective system mesovortices[J]. *Wea Forecasting*, 39(8): 1143-1161.

1241 Lagerquist R, McGovern A, Homeyer C R, et al, 2020. Deep learning on three-dimensional multiscale
1242 data for next-hour tornado prediction[J]. *Mon Wea Rev*, 148(7): 2837-2861.

1243 Lemon L R, 1977. New severe thunderstorm radar identification techniques and warning criteria: A

preliminary report[R]. NOAA Tech Memo, NWS-NSSFC 1: 60.

Lemon L R, Doswell III C A, 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis[J]. *Mon Wea Rev*, 107(9): 1184-1197.

Li H R, Yin J F, Kumjian M, 2024. Z_{DR} backwards arc: Evidence of multi-directional size sorting in the storm producing 201.9 mm hourly rainfall[J]. *Geophys Res Lett*, 51(10): e2024GL109192.

Li J F, Geiss A, Feng Z, et al, 2025. A derecho climatology (2004-2021) in the United States based on machine learning identification of bow echoes[J]. *Earth Syst Sci Data*, 17(8): 3721-3740.

Li M X, Luo Y L, Zhang D L, et al, 2021a. Analysis of a record-breaking rainfall event associated with a monsoon coastal megacity of South China using multisource data[J]. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 59(8): 6404-6414.

Li S, Meng Z Y, Wu N G, 2021b. A preliminary study on the organizational modes of mesoscale convective systems associated with warm-sector heavy rainfall in South China[J]. *J Geophys Res Atmos*, 126(16): e2021JD034587.

Li X F, Zhang Q H, Zou T, et al, 2018. Climatology of hail frequency and size in China, 1980–2015[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 57(4): 875-887.

Lin X Y, Zhang H F, Li X F, et al, 2025. Isotopic analysis for tracing vertical growth trajectories of hailstones[J]. *Adv Atmos Sci*, 42(6): 1195-1211.

Liu Q Q, Xu X, Zhao K, et al, 2023. A merger-formation bow echo caused by low-level mesovortex in South China[J]. *J Geophys Res Atmos*, 128(8): e2022JD037954.

Liu Y Q, Yang L, Chen M X, et al, 2024. A deep learning approach for forecasting thunderstorm gusts in the Beijing-Tianjin-Hebei region[J]. *Adv Atmos Sci*, 41(7): 1342-1363.

Liu Y Q, Yang L, Chen M X, et al, 2025. TG-net: A physically interpretable deep learning forecasting model for thunderstorm gusts[J]. *J Meteor Res*, 39(1): 59-78.

Lock N A, Houston A L, 2014. Empirical examination of the factors regulating thunderstorm initiation[J]. *Mon Wea Rev*, 142(1): 240-258.

Loeffler S D, Kumjian M R, Jurewicz M, et al, 2020. Differentiating between tornadic and nontornadic supercells using polarimetric radar signatures of hydrometeor size sorting[J]. *Geophys Res Lett*, 47(12): e2020GL088242.

Luo Y L, Chen Y R X, 2015. Investigation of the predictability and physical mechanisms of an extreme-rainfall-producing mesoscale convective system along the Meiyu front in East China: An ensemble approach[J]. *J Geophys Res Atmos*, 120(20): 10593-10618.

Luo Y L, Gong Y, Zhang D L, 2014. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a mei-yu front in East China[J]. *Mon Wea Rev*, 142(1): 203-221.

Ma R Y, Sun J H, Yang X L, 2021. A 7-yr climatology of the initiation, decay, and morphology of severe convective storms during the warm season over North China[J]. *Mon Wea Rev*, 149(8): 2599-2612.

Mahale V N, Zhang G F, Xue M, 2016. Characterization of the 14 June 2011 Norman, Oklahoma, downburst through dual-polarization radar observations and hydrometeor classification[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 55(12): 2635-2655.

Mahoney W P, 1988. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows[J]. *Mon Wea Rev*, 116(7): 1474-1492.

Markowski P M, Richardson Y P, 2009. Tornadogenesis: Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research[J]. *Atmos Res*, 93(1-3): 3-10.

-
- Markowski P M, Richardson Y P, 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes[M]. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd: 245-260.
- Markowski P M, Richardson Y P, Bryan G, 2014. The origins of vortex sheets in a simulated supercell thunderstorm. *Mon Wea Rev*, 142(11): 3944-3954.
- Markowski P M, Richardson Y P, Rasmussen E, et al, 2008. Vortex lines within low-level mesocyclones obtained from pseudo-dual-Doppler radar observations[J]. *Mon Wea Rev*, 136(9): 3513-3535.
- Markowski P M, Straka J M, Rasmussen E N, 2002. Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of nontornadic and tornadic supercells[J]. *Mon Wea Rev*, 130(7): 1692-1721.
- Marquis J, Richardson Y, Markowski P, et al, 2012. Tornado maintenance investigated with high-resolution dual-Doppler and EnKF analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 140(1): 3-27.
- Mashiko W, Niino H, Kato T, 2009. Numerical simulation of tornadogenesis in an outer-rainband minisupercell of Typhoon Shanshan on 17 September 2006[J]. *Mon Wea Rev*, 137(12): 4238-4260.
- McCaul Jr E W, 1991. Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments[J]. *Mon Wea Rev*, 119(8): 1954-1978.
- McNulty R P, 1995. Severe and convective weather: a central region forecasting challenge[J]. *Wea Forecasting*, 10(2): 187-202.
- Meng Z Y, Bai L Q, Zhang M R, et al, 2018. The deadliest tornado (EF4) in the past 40 years in China[J]. *Wea Forecasting*, 33(3): 693-713.
- Meng Z Y, 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[J]. *Wea Forecasting*, 29(3): 702-724.
- Meng Z Y, Yao D, Bai L Q, et al, 2016. Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations[J]. *Sci Bull*, 61(4): 330-337.
- Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J, 2013. General features of squall lines in East China[J]. *Mon Wea Rev*, 141(5): 1629-1647.
- Meng Z Y, Zhang F Q, Markowski P, et al, 2012. A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a squall line over South China[J]. *J Atmos Sci*, 69(4): 1182-1207.
- Meng Z Y, Zhang Y J, 2012. On the squall lines preceding landfalling tropical cyclones in China[J]. *Mon Wea Rev*, 140(2): 445-470.
- Miller D J, Johns R H, 2000. A detailed look at extreme wind damage in derecho events[C]//20th Conference on Severe Local Storms. Orlando, United States: American Meteorology Society.
- Mulholland J P, Peters J M, Morrison H, 2021. How does vertical wind shear influence entrainment in squall lines?[J]. *J Atmos Sci*, 78(6): 1931-1946,
- Orf L, Wilhelmson R, Lee B, et al, 2017. Evolution of a long-track violent tornado within a simulated supercell[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 98(1): 45-68.
- Parker M D, Borchardt B S, Miller R L, et al, 2020. Simulated evolution and severe wind production by the 25-26 June 2015 nocturnal MCS from PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 148(1): 183-209.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3413-3436.
- Parsons D B, Haghi K R, Halbert K T, et al, 2019. The potential role of atmospheric bores and gravity

waves in the initiation and maintenance of nocturnal convection over the Southern Great Plains[J].
 J Atmos Sci, 76(1): 43-68.
 Proctor F H, 1988. Numerical simulations of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure[J].
 J Atmos Sci, 45(21): 3137-3160.
 Proctor F H, 1989. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments[J].
 J Atmos Sci, 46(14): 2143-2165.
 Przybylinski R W, 1995. The bow echo: observations, numerical simulations, and severe weather
 detection methods[J]. Wea Forecasting, 10(2): 203-218.
 Rasmussen E N, Straka J M, Gilmore M S, et al, 2006. A preliminary survey of rear-flank descending
 reflectivity cores in supercell storms[J]. Wea Forecasting, 21(6): 923-938.
 Richter H, Peter J, Collis S, 2014. Analysis of a destructive wind storm on 16 November 2008 in
 Brisbane, Australia[J]. Mon Wea Rev, 142(9): 3038-3060.
 Roberts B, Xue M, 2017. The role of surface drag in mesocyclone intensification leading to
 tornadogenesis within an idealized supercell simulation[J]. J Atmos Sci, 74(9): 3055-3077.
 Roberts B, Xue M, Dawson D T, et al, 2020. The effect of surface drag strength on mesocyclone
 intensification and tornadogenesis in idealized supercell simulations[J]. J Atmos Sci, 77(5):
 1699-1721.
 Roberts B, Xue M, Schenkman A D, et al, 2016. The role of surface drag in tornadogenesis within an
 idealized supercell simulation[J]. J Atmos Sci, 73(9): 3371-3395.
 Romine G S, Burgess D W, Wilhelmson R B, 2008. A dual-polarization-radar-based assessment of the
 8 May 2003 Oklahoma City area tornadic supercell[J]. Mon Wea Rev, 136(8): 2849-2870.
 Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. J Atmos
 Sci, 45(3): 463-485.
 Ryzhkov A V, Schuur T J, Burgess D W, et al, 2005. Polarimetric tornado detection[J]. J Appl Meteor,
 44(5): 557-570.
 Sandmæl T N, Smith B R, Reinhart A E, et al, 2023. The tornado probability algorithm: A probabilistic
 machine learning tornadic circulation detection algorithm[J]. Wea Forecasting, 38(3): 445-466.
 Schenkman A D, Xue M, 2016. Bow-echo mesovortices: a review[J]. Atmos Res, 170: 1-13.
 Schenkman A D, Xue M, Hu M, 2014. Tornadogenesis in a high-resolution simulation of the 8 May
 2003 Oklahoma City supercell[J]. J Atmos Sci, 71(1): 130-154.
 Schenkman A D, Xue M, Shapiro A, 2012. Tornadogenesis in a simulated mesovortex within a
 mesoscale convective system[J]. J Atmos Sci, 69(11): 3372-3390.
 Schmidt T G, McGovern A, Allen J T, et al, 2023. 1-2 hour hail nowcasting using time-resolving
 3-dimensional UNets[C]//22nd Conference on Artificial Intelligence for Environmental Science.
 Denver: American Meteorological Society.
 Schneider R S, Dean A R, Weiss S J, et al, 2006. Analysis of estimated environments for 2004 and 2005
 severe convective storm reports[C]//23rd Conference on Severe Local Storms. Boston: American
 Meteorological Society.
 Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of
 extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 133(4): 961-976.
 Shapiro A, Fedorovich E, Gebauer J G, 2018. Mesoscale ascent in nocturnal low-level jets[J]. J Atmos
 Sci, 75(5): 1403-1427.
 Skow K D, Cogil C, 2017. A high-resolution aerial survey and radar analysis of quasi-linear convective
 system surface vortex damage paths from 31 August 2014[J]. Wea Forecast, 32(2): 441-467.

- Squitiere B J, Wade A R, Jirak I L, 2025. On a modified definition of a derecho. Part I: Construction of the definition and quantitative criteria for identifying future derechos over the contiguous United States[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 106(1): E84-E110.
- Su T, Zhai G Q, 2017. The role of convectively generated gravity waves on convective initiation: a case study[J]. *Mon Wea Rev*, 145(1): 335-359.
- Tang Y, Xu X, Xue M, et al, 2020. Characteristics of low-level meso- γ -scale vortices in the warm season over East China[J]. *Atmos Res*, 235: 104768.
- Taszarek M, Allen J T, Groenemeijer P, et al, 2020. Severe convective storms across Europe and the United States. Part I: Climatology of lightning, large hail, severe wind, and tornadoes[J]. *J Climate*, 33(23): 10239-10261.
- Tian F Y, Zhang X L, Sun J H, et al, 2024. Climatology and pre-convection environmental conditions of dry and wet thunderstorm high winds over eastern China[J]. *Theor Appl Climatol*, 155(2): 1493-1506.
- Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al, 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China[J]. *J Meteor Res*, 29(3): 370-384.
- Trapp R J, 1999. Observations of nontornadic low-level mesocyclones and attendant tornadogenesis failure during VORTEX[J]. *Mon Wea Rev*, 127(7): 1693-1705.
- Trapp R J, Stumpf G J, Manross K L, 2005a. A reassessment of the percentage of tornadic mesocyclones[J]. *Wea Forecasting*, 20(4): 680-687.
- Trapp R J, Tessendorf S A, Godfrey E S, et al, 2005b. Tornadoes from squall lines and bow echoes. Part I: climatological distribution[J]. *Wea Forecasting*, 20(1): 23-34.
- Trapp R J, Weisman M L, 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: their genesis and implications[J]. *Mon Wea Rev*, 131(11): 2804-2823.
- Trier S B, 2003. Convective Storms | Convective Initiation[M]//Holton J R. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Academic Press: 560-570. Trier S B, Wilson J W, Ahijevych D A, et al, 2017. Mesoscale vertical motions near nocturnal convection initiation in PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 145(8): 2919-2941.
- Van Den Broeke M S, 2016. Polarimetric variability of classic supercell storms as a function of environment[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 55(9): 1907-1925.
- Wade A R, Parker M D, 2021. Dynamics of simulated high-shear, low-CAPE supercells[J]. *J Atmos Sci*, 78(5): 1389-1410, doi: 10.1175/JAS-D-20-0117.1.
- Wakimoto R M, 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains[J]. *Mon Wea Rev*, 113(7): 1131-1143, doi: 10.1175/1520-0493(1985)113<1131:FDMAOT>2.0.CO;2.
- Wakimoto R M, Kessinger C J, Kingsmill D E, 1994. Kinematic, thermodynamic, and visual structure of low-reflectivity microbursts[J]. *Mon Wea Rev*, 122: 72-92.
- Wakimoto R M, Murphey H V, Davis C A, et al, 2006. High winds generated by bow echoes. Part II: the relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds[J]. *Mon Wea Rev*, 134(10): 2813-2829.
- Wakimoto R M, Wienhoff Z, Bluestein H B, et al, 2018. The Dodge City tornadoes on 24 May 2016: Damage survey, photogrammetric analysis combined with mobile polarimetric radar data[J]. *Mon Wea Rev*, 146(11): 3735-3771.
- Wakimoto R M, Wienhoff Z, Bluestein H B, et al, 2020. Mobile radar observations of the evolving debris field compared with a damage survey of the Shawnee, Oklahoma, Tornado of 19 May

2013[J]. *Mon Wea Rev*, 148(5): 1779-1803.

Wakimoto R M, Wilson J W, 1989. Non-Supercell Tornadoes. *Monthly Weather Review*, 117, 1113-1140.

Wallace R, Friedrich K, Deierling W, et al, 2020. The lightning and dual-polarization radar characteristics of three hail-accumulating thunderstorms[J]. *Wea Forecasting*, 35(4): 1583-1603.

Wallace R, Friedrich K, Kalina E A, et al, 2019. Using operational radar to identify deep hail accumulations from thunderstorms[J]. *Wea Forecasting*, 34(1): 133-150.

Wang X M, Zheng Y G, Fan L M, et al, 2023. The key mesoscale systems and mesoscale vortices of the Henan extreme precipitation in 2021[J]. *Sustainability*, 15(6): 4875.

Weisman M L, 1992. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems[J]. *J Atmos Sci*, 49(19): 1826-1847.

Weisman M L, 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes[J]. *J Atmos Sci*, 50(4): 645-670.

Weisman M L, Davis C A, 1998. Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems[J]. *J Atmos Sci*, 55(16): 2603-2622.

Weisman M L, Klemp J B, 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears[J]. *Mon Wea Rev*, 112(12): 2479-2498.

Weisman M L, Rotunno R, 2004. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited[J]. *J Atmos Sci*, 61(4): 361-382.

Weisman M L, Trapp R J, 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part I: overview and dependence on environmental shear[J]. *Mon Wea Rev*, 131(11): 2779-2803.

Wen J Y, Meng Z Y, Bai L Q, et al, 2024. A comparison between the only two documented tornado outbreak events in China: tropical cyclone versus extratropical cyclone environments[J]. *Wea Forecasting*, 39(4): 613-638.

Wheatley D M, Trapp R J, 2008. The effect of mesoscale heterogeneity on the genesis and structure of mesovortices within quasi-linear convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 136(11): 4220-4241.

Wilson J W, Foote G B, Crook N A, et al, 1992. The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: a case study[J]. *Mon Wea Rev*, 120(9): 1785-1815.

Wilson J W, Roberts R D, Kessinger C, et al, 1984. Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection[J]. *J Climate Appl Meteor*, 23(6): 898-915.

Wilson J W, Roberts R D, 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective[J]. *Mon Wea Rev*, 134(1): 23-47.

Wilson J W, Wakimoto R M, 2001. The discovery of the downburst: T.T.Fujita's contribution[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 82(1): 49-62.

Xiao H X, Wang Y Q, Zheng Y, et al, 2023. Convective-gust nowcasting based on radar reflectivity and a deep learning algorithm[J]. *Geosci Model Dev*, 16(12): 3611-3628.

Xie J Y, Zhou K H, Chen H N, et al, 2024. Multi-task learning for tornado identification using Doppler radar data[J]. *Geophys Res Lett*, 51(11): e2024GL108809.

Xu X, Xue M, Wang Y, 2015a. Mesovortices within the 8 May 2009 bow echo over the central United States: analyses of the characteristics and evolution based on Doppler radar observations and a high-resolution model simulation[J]. *Mon Wea Rev*, 143(6): 2266-2290.

Xu X, Xue M, Wang Y, 2015b. The genesis of mesovortices within a real-data simulation of a bow echo system[J]. *J Atmos Sci*, 72(5): 1963-1986.

Yang X L, Sun J H, Zheng Y G, 2017. A 5-yr climatology of severe convective wind events over

China[J]. Wea Forecasting, 32(4): 1289-1299.

Yu S T, Luo Y L, Wu C, et al, 2022. Convective and microphysical characteristics of extreme precipitation revealed by multisource observations over the Pearl River Delta at monsoon coast[J]. Geophys Res Lett, 49(2): e2021GL097043.

Yu X D, Wang X M, Zhao J, et al, 2012. Investigation of supercells in China: Environmental and storm characteristics[C]//Proceedings of the 26th Conference on Severe Local Storms. Nashville: American Meteorological Society.

Yu X D, Zheng Y G, 2020. Advances in severe convection research and operation in China[J]. J Meteor Res, 34(2): 189-217.

Yuan C, Bai Y, Sun P F, et al, 2024. Microphysical insights into a tornadic supercell from dual-polarization radar observations in Jiangsu, China on 14 May 2021[J]. J Meteor Res, 38(2): 303-320.

Zhang M R, Meng Z Y, Huang Y P, et al, 2019. The mechanism and predictability of an elevated convection initiation event in a weak-lifting environment in central-eastern China[J]. Mon Wea Rev, 147(5): 1823-1841.

Zhang X L, Sun J H, Zheng Y G, et al, 2020. Progress in severe convective weather forecasting in China since the 1950s[J]. J Meteor Res, 34(4): 699-719.

Zhang X W, Zheng Y G, Zhang H D, et al, 2025. TGNNet: Intelligent identification of thunderstorm wind gusts using multimodal fusion[J]. Adv Atmos Sci, 42(1): 146-164.

Zhang Y C, Long M S, Chen K Y, et al, 2023. Skilful nowcasting of extreme precipitation with NowcastNet[J]. Nature, 619(7970): 526-532.

Zhao K, Huang H, Wang M J, et al, 2019. Recent progress in dual-polarization radar research and applications in China[J]. Adv Atmos Sci, 36(9): 961-974.

Zheng Y G, Chen J, Chen M X, et al, 2007. Statistic characteristics and weather significance of infrared TBB during May-August in Beijing and its vicinity[J]. Chin Sci Bull, 52(24): 3428-3435.

Zhou A, Zhao K, Lee W C, et al, 2020. VDRAS and polarimetric radar investigation of a bow echo formation after a squall line merged with a preline convective cell[J]. J Geophys Res Atmos, 125(7): e2019JD031719.

Zhou A, Zhao K, Xu X, et al, 2023. A climatological study on the two types of bow echoes over South China[J]. J Geophys Res Atmos, 128(18): e2023JD038720.

Zhou K H, Sun J S, Zheng Y G, et al, 2022. Quantitative precipitation forecast experiment based on basic NWP variables using deep learning[J]. Adv Atmos Sci, 39(9): 1472-1486.

Zhou K H, Zheng Y G, Dong W S, et al, 2020. A deep learning network for cloud-to-ground lightning nowcasting with multisource data[J]. J Atmos Ocean Technol, 37(5): 927-942.

Zhou K H, Zheng Y G, Li B, et al, 2019. Forecasting different types of convective weather: A deep learning approach[J]. J Meteor Res, 33(5): 797-809.

Zhou K H, Zheng Y G, Yang B, et al, 2025. Objective nowcasting of severe convective weather: Technological progress and outlook[J]. J Meteor Res, 39(3): 724-740.