

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).

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^{*}

孙继松^{1,2}

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

2 南京气象科技创新研究院, 南京 210041

提 要: 从预报预警业务的视角, 重点讨论了直线型对流大风形成机理与对流风暴形态结构演变、风暴内部热动力学与云-水微物理过程之间的科学逻辑关系, 以及它们在现代业务观测体系中的“显性表征”, 对一些存在不同观点或解释的科学问题进行了探讨, 以期帮助相关人员科学理解“观测现象”背后的物理逻辑、提高科学预警能力。主要结论: 对流风暴引发的直线型地面强风, 直接驱动因子来自于风暴内部的垂直运动, 而垂直运动的主要贡献来自于“热力学作用造成的扰动气压垂直变化”和对流冷池效应强迫, 它们又与风暴内部的蒸发(凝结)、融化(凝华)等云-水微物理过程直接相关; 这些热动力学和云-水微物理过程的演变可以通过一系列的“观测现象”表征出来, 例如雷达观测到的弱回波槽口、后侧入流急流、中层径向强辐合、中气旋、阵风锋等, 以及地面气象要素随时间的剧烈变化。线型风暴系统的形态变化特征是由于风暴系统内部的动力学过程或者风暴系统与环境大气相互作用导致的, 并不是所有的线型风暴系统都会演变为弓状回波特征的飑线; RKW 理论本质上解释了整体飑线系统与环境风垂直切变之间的相互作用问题, 实质上环境风场更多是在主导飑线移动和传播, 而飑线的发展、维持可能主要是由风暴内部的热动力学过程控制的。

关键词: 对流风暴, 结构特征, 风暴动力学, 直线型对流大风, RKW 理论

中图分类号: P442, P421

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.111802

The Pattern Structure and Thermodynamic and Dynamic Processes of Severe Storms Associated with Linear Convective Gales

SUN Jisong^{1,2}

1 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Nanjing Joint Institute for Atmospheric Sciences, Nanjing 210041

Abstract: In order to help weather forecasters understand the physical mechanisms concealed among observational phenomena and scientifically improve their warning skills, from the operational point of view on weather forecasting and warning, this paper emphatically discusses the scientific relationships between the mechanisms triggering linear convective gales and the structure evolution, thermodynamic and dynamic processes of convective storms and the cloud-water macrophysical processes, and also explains their “dominant characters” in the contemporary operational observation system. Besides, some scientific problems with different views or interpretations are discussed as well. The major results are as follows. The surface linear gales incurred by convective storms are directly derived from the internal vertical movement of storms, while major compositions of the vertical velocity are contributed by the cold pool forcing and the

^{*} 国家自然科学基金气象联合基金项目(U2142203)资助

2022 年 7 月 22 日收稿; 2022 年 11 月 18 日收修定稿

第一作者: 孙继松, 主要从事灾害性天气形成机理与预报技术研究. E-mail: sunjs@cma.gov.cn

downward vertical gradient of the disturbed pressure for thermodynamic effect. The thermodynamic effect and cold pool effect are directly related to cloud-water macrophysical processes within storms, such as evaporation (condensation), melting (sublimation), and their evolutions can be demonstrated by a series of observed phenomena, such as weak echo slot, descending rear inflow jet, MARC (mid-altitude radial convergence), mesocyclone, gust front and the acute variations of meteorological elements on surface. The pattern variations of linear convective storms are induced by the inner dynamic processes of storm systems or by the interaction between storm systems and ambient atmosphere. It can not be definitely considered that all linear convective storms should develop into squall lines with bow echoes. The RKW theory can essentially interpret the interaction between the integrated squall line and the vertical shear of ambient wind. Virtually, the ambient wind performs the principal function of leading the movement and propagation of squall line, and the development or maintenance of squall line is possibly controlled by its inner thermodynamic and dynamic processes.

Key words: convective storm, structure feature, storm dynamics, linear convective gale, RKW theory

引 言

随着我国精细化探测能力和预报预警技术的发展,强对流天气的业务预报能力总体上呈现明显上升趋势(唐文苑等,2017;俞小鼎和郑永光,2020;Zhang et al,2020)。然而,目前对于短时强降水、冰雹、雷暴大风和龙卷等强风暴的准确预报预警能力仍然很低。主要原因在于,对我国不同区域复杂而独特的天气气候背景下的不同类型、不同尺度的强风暴系统精细化结构演变与风暴内部的热动力学过程、云微物理过程及其地面灾害性天气现象之间的科学逻辑关系认识不足,风暴尺度动力学理论本身的完善程度远不及天气尺度动力学和次天气尺度动力学,因此面对迅速发展演变的对流风暴系统,很多一线预报员依然停留在“看图说话”、线性外推或者基于短时临近客观预报系统的主观解释上,而有些主观判断的依据未必完全源于对不同类型风暴演变过程动力学的科学认识,更多的是基于并不严谨的所谓“经验判断”或者半经验式的统计指标,从某些观测现象来推断可能引发什么类型的天气灾害,这必然造成有效预警时效短、预警针对性差等问题。尽管基于对流可分辨的数值预报模式在一定程度上能够提升组织化程度较高的对流系统影响范围以及对流降水系统的预报能力,但是在可预见的未来若干年内,业务模式依然不太可能大幅提高极端对流性灾害天气的直接预报能力,例如对极端性短时强降水、大冰雹、极端阵风 and 龙卷等天气现象的准确预报。而对这些天气现象的准确预报预警正是拯救生

命、有效降低灾害损失的前提。因此,正确理解对流风暴生命史过程中一系列形态结构特征的演变过程及其内在的热动力学主导机制,依托精细化多源观测资料,依然是科学有效预警不同类型强对流灾害天气的主要手段。

能够预报“对流风暴系统”并不等于能够预报“强对流灾害天气”,正如我们能够准确预报天气系统(如高空槽、低涡、锋面等)的演变,并不等于我们能够准确预报这些天气系统到底能够带来多大的降水量一样。与强对流风暴有关的灾害性天气一般包括短时强降水、直线型对流大风、冰雹和龙卷,只有将风暴热动力学知识“具象化”地与高分辨率观测资料结合起来,才能理解“观测现象”背后的物理学逻辑,从而实现基于科学逻辑的针对性预警。限于篇幅,本文将主要从预报预警的业务角度出发,讨论直线型对流大风与对流风暴结构演变、风暴内部热动力学与云-水微物理过程之间的科学逻辑关系,以期帮助预报预警业务人员理解强风暴系统一系列观测现象演变背后的物理逻辑,进而提高强风暴分类预警的针对性和有效性。

1 直线型对流大风的形成机制

与强对流过程有关的地面对流大风可以简单地分为三类(孙继松等,2014):离向风暴系统的大风(包括下击暴流、出流阵风)、指向风暴系统的前侧入流大风和高速旋转大风(包括龙卷、尘卷)。前两类可以被统称为直线型对流大风。上述大风既可以由孤立对流风暴(单体或超级单体)造成,也可以出现

在高度组织化的多单体对流系统中,如线型对流系统(飑线)、非线型对流多单体风暴系统等。对流性大风必然是由对流风暴引发的,但是对流风暴不一定会产生地面大风,这是因为不同的对流风暴内部存在不同的热动力学和云-水微物理过程。

从动力学的角度来看,地面水平风必然是与大气中的垂直运动伴随的。取一个以对流风暴边沿为界的大气柱,对于不可压的气柱来说:

$$\frac{\partial v'}{\partial s} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

式中 v' 是流线 s 方向的扰动风速,于是可以得到距离垂直运动中心一定距离的水平扰动风速:

$$v' = - \int_0^x \frac{\partial w}{\partial z} ds \quad (2)$$

因此风暴前侧的强上升运动(updraft)和风暴后侧的强下沉运动(downdraft)必然对应应有低层大风:由于地面的垂直速度为零,即 $w_0 = 0$,在强上升运动的前侧,因为 $\partial w / \partial z > 0$,低层水平风为指向风暴系统的入流大风,强下沉运动的前侧为指向风暴前侧的出流大风($\partial w / \partial z < 0$),强下沉运动的后侧为指向风暴后侧的出流大风(此处 $\Delta x < 0$) (图 1a)。指向风暴的入流大风之所以很少被关注,是因为其极大风不一定出现在地面上,例如高架雷

暴中的入流大风、对流冷池上的入流大风很少被地面观测站捕捉到,但存在地形起伏的区域容易被监测到,例如从 2016 年 6 月 6 日发生在湖北的一次飑线造成的地面大范围对流大风事件中(图 1b)可以清晰地看到位于阵风锋后侧的入流大风。

测站观测的是全风速,在不考虑风暴移动的情况下, $v = V + v'$, 其中 V 为环境风速。当对流风暴位于地面冷锋上或者气旋后侧时,更容易形成单一指向的极端出流大风,此时强下沉运动前侧的扰动风速与环境风方向一致(如图 1a 中的 A 点),强下沉运动后侧的地面风向与环境风方向相反,在远端被快速削弱,于是我们看到图 1a 中由下击暴流造成的辐散状地面大风,最大负速度(指向雷达)的位置(如图 1a 中的 B 点)比最大正速度的位置(A 点)更靠近下击暴流中心的位置;同理,当风暴位于地面气旋前侧时,因风暴入流与气旋环境风的风向相同,地面观测站上更容易观测到地面极端入流大风而减弱出流大风风速。

那么,风暴内部的强垂直运动是如何形成的呢?取追随风暴系统移动的坐标系(这样可以大致忽略环境平流作用的影响),可以得到垂直运动方程(Takemi and Satomura, 2000; Peters et al, 2019):

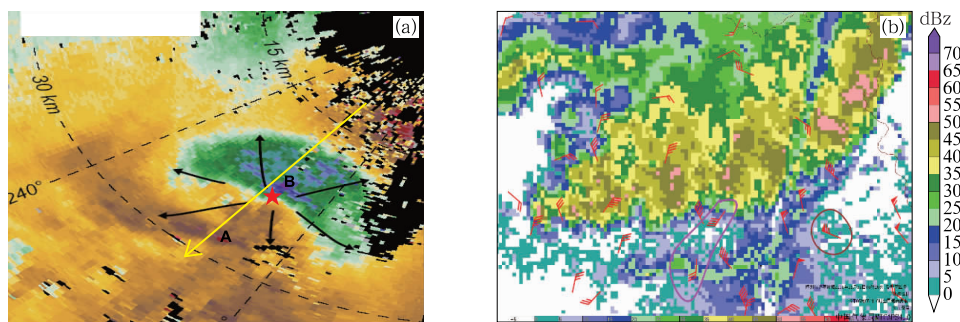


图 1 (a)典型下击暴流过程中 0.5° 仰角观测到的雷达径向速度示意图(改绘自 Markowski and Richardson, 2010; 黄色箭头为环境风方向, 红星位置对应下沉气流中心, A、B 点分别为最大正、负径向速度的位置); (b) 2016 年 6 月 6 日一次对流大风事件中飑线系统对应的当前一小时内地面极大风与 1.5° 仰角雷达反射率 (引自郭英莲和孙继松, 2019; 粉色圈内为入流风, 棕色圈为极大风出现位置)

Fig. 1 (a) Radar radial velocity of a typical downburst observed at 0.5° elevation (adapted from Markowski and Richardson, 2010; the yellow arrow represents the ambient wind direction, and red star corresponds to downdraft center; A, B indicate the maximum positive and minimum negative radial velocities, separately), and (b) surface extreme gale within the current hour corresponding to a squall line and radar reflectivity at 1.5° elevation on 6 June 2016 (adapted from Guo and Sun, 2019; the pink circle represents surface inflow wind and the brown circle refers to the extreme gale within an hour)

$$\frac{dw'}{dt} \approx \frac{\partial w'}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'_d}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P'_b}{\partial z} + [B' - g(q_c + q_r + q_i + q_s + q_g)] \quad (3)$$

式中： $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'_d}{\partial z}$ 为动力学作用造成的扰动气压垂直梯度项； $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'_b}{\partial z}$ 为热力学作用造成的扰动气压垂直梯度项； B' 为冷池效应造成的斜压作用项；而 $-g(q_c + q_r + q_i + q_s + q_g)$ 则为不同类型水物质（各项依次为云水、雨水、冰、雪、霰的混合比）的拖曳作用项。

风暴系统内的云水物质拖曳项总是造成向下的强迫作用，扰动气压的动力学垂直变化项大多数情况下起到阻尼作用，一般认为这两项对强下沉运动形成过程相对于热力学效应要弱得多（Wakimoto and Bringi, 1988; Proctor, 1989; 许焕斌和魏绍远, 1995; Fu and Guo, 2007; Mahale et al., 2016）。这一点可以从某些极端短时强降水事件中并不存在地面大风的对流事件中被证实：尽管存在高密度大粒径水物质拖曳效应，但地面风速很小，与之对应的地面冷池很弱（表明风暴中不存在强烈的蒸发和融化），这样的天气表现一般发生在较为深厚的饱和湿环境中。

在存在明显干层和一定垂直风切变环境下的对流风暴中，在风暴前侧弱回波区附近，存在强烈的水汽凝结和凝华过程，潜热释放造成 $\partial P'_b / \partial z < 0$ ，气块向上加速；同时该区域低层为指向前侧的强位温梯度（冷湿指向暖干， $B' > 0$ ），气块向上加速，它们的共同作用加强了上升气流；在水凝物下落区后侧，由于存在强烈的蒸发、冰相水物质融化过程，冷却效应必然造成最大融化、蒸发层扰动气压比低层更大，即 $\partial P'_b / \partial z > 0$ ，气块向下加速，同时低层形成由蒸发冷中心指向后侧的位温梯度（ $B' < 0$ ），它们的共同作用进一步加强了下沉气流。因此，风暴内部的非绝热过程是垂直运动（*downdraft*, *updraft*）强弱变化的主要强迫源。从 2016 年 6 月 30 日 15:03 双多普勒雷达反演的青岛附近三维风场（图 2）可以清楚地看到地面极端大风主要强迫源的作用：其中风暴顶部存在明显的回波缺口，该缺口的形成主要是由于蒸发、融化作用造成（Mahale et al., 2016），由于该区域存在强烈的蒸发冷却、融化冷却和大粒子拖曳，因此对应着最强的下沉气流，这支下沉气流也是地面极端大风的主要强迫源；另外，风暴后侧的下沉入流、

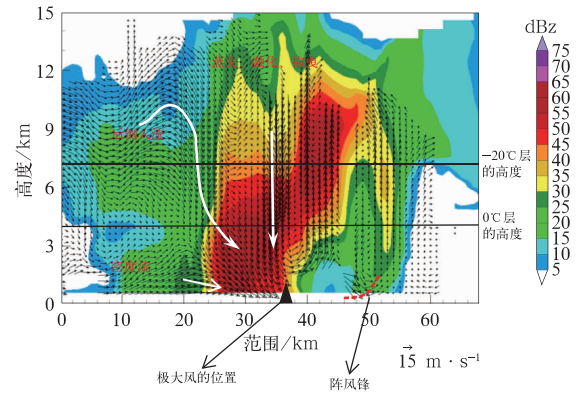


图 2 2016 年 6 月 30 日 15:03 双多普勒雷达反演的风场（风矢）和雷达反射率因子（填色）的垂直剖面（引自万夫敬等, 2021）

Fig. 2 Vertical cross-section of radar reflectivity (shaded) and winds (vector) retrieved by the dual-Doppler radar at 15:03 BT 30 June 2016 (cited from Wan et al., 2021)

低层密度流（斜压强迫）也是地面极端大风形成的重要机制之一。

2 观测现象与对流大风形成机制的逻辑关系

风暴内部的垂直运动与地面大风存在直接的对应关系，然而现代观测系统几乎仍然无法直接观测到“垂直运动速度”，即便是利用雷达天顶径向速度（此时的径向速度就是垂直运动速度）也存在极大误差，这是由于水凝物下落速度“污染”造成无法直接观测到“空气”的垂直运动。但是，通过雷达观测和地面要素观测，是可以间接揭示风暴内部的某些动力学、热力学和云微物理过程的，这是透过“观测现象”来识别（客观或主观）是否存在地面灾害性大风的主要依据，因此理解观测现象背后的物理逻辑是科学发布不同类型对流灾害天气预警的前提。

2.1 阵风锋与地面极端大风

阵风锋是判断能否出现对流大风的重要判据之一，但是对流风暴造成的最大极端大风并不一定都是与阵风锋对应的，如图 2 中的极端大风的位置位于阵风锋后侧 13 km 左右；2021 年 4 月 30 日江苏南通通州湾最强的对流大风（ $47.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）同样位于阵风锋后侧 10 余千米、紧贴强回波区前侧（吴海英等, 2022），从靠近通州湾的如东地面要素演变

图可以看到(图 3),该站点与阵风锋过境对应的地面极大风只有 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右(对应地面气温第一阶段降温),该站点出现的极端大风($32.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)发生在阵风锋过境后 30 min 左右。这是因为阵风锋对应的是冷池出流边界,由冷池密度流造成的最大水平风紧贴阵风锋的后侧(图 2),密度流形成的阵风风速可以用瞬时变压(1 min 内)梯度进行简单估算。即便是由出流阵风形成的地面大风,大多数对流过程中的最大极端大风也比密度流风速大,这是由于测站上的观测风速为全风速,即 $v = V_{\text{move}} + v'_{\text{density}}$,阵风锋的移动速度(V_{move})是决定阵风大小的

另外一个重要因子,这是为什么阵风锋移动越快对应地面风速越大的重要原因。

2.2 后侧入流急流、后侧入流槽口、中层强辐合(MARC)、中气旋与地面大风

在发生地面对流大风的天气事件中,常常可以从雷达径向速度图上看到风暴后侧存在一支向下伸展的后侧入流急流(RIJ)(图 4),它可以作为临近时刻地面大风预警的指示性因子。后侧入流急流的形成与风暴内强下沉气流的水平补偿气流有关,其强度为 $v = V_{\text{环境}} + v'_{\text{downdraft补偿}}$ 。如果中层环境大气很干

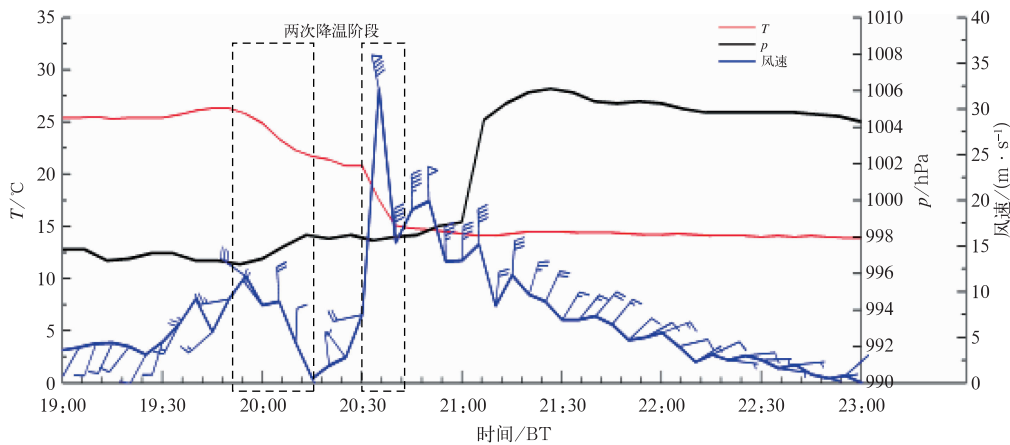


图 3 2021 年 4 月 30 日 19—23 时江苏如东站气温(红线)、气压(黑线)、极大风向(风羽)风速(蓝线)的时间演变 (引自吴海英等,2022)

Fig. 3 Time series of temperature (red line), pressure (black line), maximum wind direction (wind barb) and speed (blue line) at Rudong Station of Jiangsu Province from 19:00 BT to 23:00 BT 30 April 2021 (cited from Wu et al, 2022)

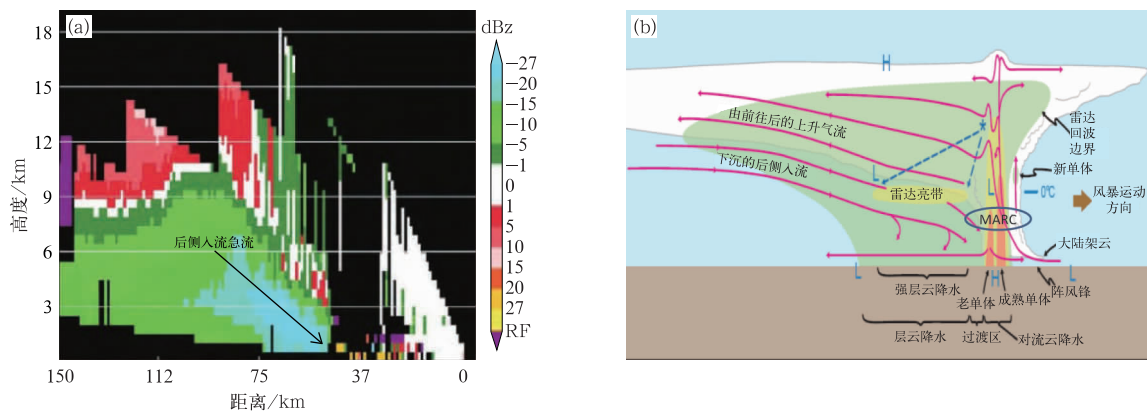


图 4 (a) 风暴后侧向下伸展的后侧入流急流(引自梁维亮等,2016)和 (b) 飑线系统动力学结构垂直剖面(加工自 Houze, 1989)

Fig. 4 (a) The descending rear inflow jet from radar radial velocity (cited from Liang et al, 2016), and (b) vertical cross-section of dynamic structure in a typical squall line (adapted from Houze, 1989)

燥,蒸发效应必然造成后侧入流急流轴附近出现弱雷达反射率区,即后侧入流槽口,这是由于干空气进入风暴造成该位置的蒸发强度比两侧大得多(即急流造成的“干空气通量”远大于环境风形成的“干空气通量”),因此伴随着后侧入流槽口的后侧入流急流必然对应地面的雷暴大风,后侧入流急流越强、且越干燥,对应的下击暴流越强。如果环境大气是完全饱和的,后侧入流急流不容易形成明显的回波槽口,也就是说,后侧入流急流强度与后侧弱回波槽口不存在完全对应关系。

在强风暴系统的雷达径向速度图上,常常可以看到风暴中层的正负速度对,如果该“速度对”是不旋转的,被称为“中层径向辐合”;如果是旋转的速度对,则被称为“中气旋”。从空气质量守恒的角度来说,近地面层的强辐散(如下击暴流)必然对应风暴中层的径向强辐合(MARC),因此径向强辐合常常可以作为地面强风的预警指标。从 Houze(1989)给出的概念模型(图 4b)可以理解径向强辐合与风暴前侧入流和后侧入流的关系:如果在某一个雷达仰角观测中,这一高度上的前侧入流与后侧入流强度相同,径向强辐合的径向风速呈对称分布,否则为非对称分布,左侧速度越大(出现明显的后侧入流急流),下沉气流强度越强,对应地面强风越大。

依据对流风暴内部中气旋出现的高度不同,被

分别称为“中层中气旋”(mid-level mesocyclone)和“低层中气旋”(low-level mesocyclone),中层中气旋和低层中气旋可能是两个相互独立的涡旋系统(图 5a)。低层中气旋被认为是与龙卷涡旋直接相关的涡旋,因此有些强风暴存在龙卷涡旋特征(TVS)而没有观测到中气旋,而大多数具有中气旋特征的超级单体并不会引发龙卷。这两种中气旋的初始涡度来源不同,尺度上一般也存在差异:超级单体中必然存在中层中气旋(是否存在中气旋是判断风暴是否为超级单体风暴的主要判据之一),它是低层强垂直切变(或者说水平涡度)在强上升运动拉伸作用下演变成垂直涡度的结果,其水平尺度可达几千米至十几千米甚至更大;低层中气旋水平尺度往往更小,一般紧贴超级单体钩状回波的云墙(wall cloud),其垂直涡度首先产生于后侧倾斜下沉气流(RFD)的水平涡管中,之后垂直涡管快速拉伸增强被认为是低层中气旋的主要产生机制(Markowski and Richardson,2010),因此,后侧下沉气流(Wurman et al,2012)以及与之相关的冷池水平斜压涡度被认为对低层中气旋的产生至关重要(Markowski and Richardson,2009;2014;2017)。

中气旋不是下击暴流(或者对流大风)的必然伴随现象(或者说不是必要条件),也就是说,是否存在中气旋本身不能单独作为地面大风的预警指标,例

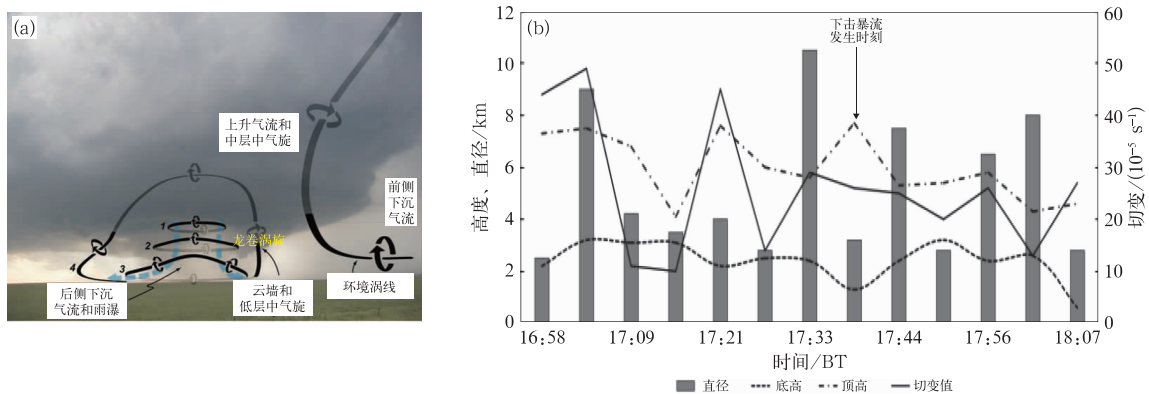


图 5 (a)超级单体风暴内部涡线结构与中气旋(引自 Markowski et al,2008);

(b)2021 年 4 月 30 日一次超级单体下击暴流过程中的中气旋直径(柱状)、底高(虚线)和顶高(点划线)、切变值(实线)的时序变化(引自吴海英等,2022)

Fig. 5 (a) The vortex line structure inside a supercell storm and mesocyclone (cited from Markowski et al, 2008), and (b) time series of mesocyclone diameter (column), bottom height (dashed line), top height (dotted line) and shear (solid line) during a supercell downburst on 30 April 2021 (cited from Wu et al, 2022)

如干空气夹卷进入一般风暴系统,完全由蒸发融化过程产生的下击暴流(Mahale et al, 2016),特别是干下击暴流风暴中很少观测到中层中气旋而更容易观测到径向强辐合;在整层接近饱和的环境大气中发展起来的、以短时强降水为主要特征的一些超级单体(即存在明显的中层中气旋特征),也不会出现地面强风。但是中层中气旋的旋转加速、垂直拉伸过程往往预示可能产生很强的下击暴流,例如,2021年“4·30”强风事件中,一个超级单体造成江苏淮北极端对流大风(下击暴流)时刻,中气旋同时出现向上和向下的强烈拉伸过程并伴随着旋转性快速增强、涡旋半径收缩(图 5b),这是由于超级单体前侧的强上升气流与后侧的强下沉气流大多存在“耦合”关系,否则超级单体是无法维持的:中气旋垂直拉伸过程表明前侧低层入流正在快速增强,为了保持风暴内部大气质量的近似平衡状态,后侧下沉入流必然也会快速增强,即下沉气流加强;根据角动量守恒原理,旋转速度加快必然伴随涡旋半径收缩。

3 关于飏线和 RKW 理论的应用问题

飏线是一类高度组织化的多单体线型风暴系统,往往造成大范围灾害性对流大风,在我国中东部平原地区比较常见(Meng et al, 2013)。大多数飏线的演变进程与 Fujita(1981)给出的弓状回波(飏线)演变概念模型类似,极端大风一般出现在“弓”的顶端或钩状回波附近,与下击暴流(DB)对应(图 6a)。弓状回波的形成很大程度上与后侧入流急流的强迫有关(图 6b);下击暴流的后侧必然存在

更强的水平补偿气流,即出现后侧入流急流;后侧入流急流与两侧环境气流之间的速度差分别构成气旋式(cyclonic)、反气旋式(anticyclonic)切变,造成飏线两端相对向内弯曲,形成弓状回波;如果环境场存在深厚干层,与后侧入流急流轴对应必然出现“弱回波槽口”。

直线形态的多单体对流风暴系统演变为弓状飏线的另外一种机制,与不同单体的传播速度差异有关。如果飏线系统移动前方存在非均匀的水汽辐合(如与线性风暴存在交角的海风锋、湖风锋或者其他类型的辐合线),飏线前侧的阵风锋与之相互作用,更容易诱发新生风暴,新生风暴与原来的直线型风暴系统合并后快速发展,其后侧原来的老单体因失去水汽供应而逐渐减弱,直线形态的飏线演变为弓状飏线(孙继松等, 2013; 万夫敬等, 2021; 雷蕾等, 2021)。总之,线型风暴系统的形变特征是由于风暴系统内部的动力学过程或者风暴系统与环境相互作用造成不同位置的单体传播速度差异导致的,因此,并不是所有的线型风暴系统都一定会演变为弓状回波特征的飏线。

Rotunno、Klemp 和 Weisman 于 1988 年提出了一种长生命史强飏线的维持机制(Rotunno et al, 1988),被称为 RKW 理论。其核心思想是当飏线冷池强度与低层环境风垂直切变强度达到平衡时(即: $C/\Delta U \approx 1$, 其中 C 为冷池强度, ΔU 为低层垂直风切变),飏线强度达到最强并维持,因此这一理论也被称为水平涡度平衡理论。后来 Weisman(1993)对该理论做了进一步完善,考虑垂直风切变时加入了后侧入流急流。尽管该理论发表后引发了一些争论

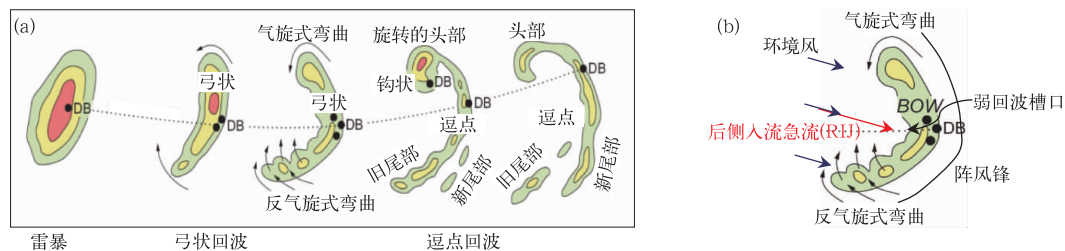


图 6 (a) 弓状回波(飏线)演变概念模型(引自 Fujita, 1981)和(b)成熟飏线的动力学特征
(黑点为下击暴流发生的位置)

Fig. 6 (a) Schematic showing the evolution of a squall line with bow echo
(adapted from Fujita, 1981) and (b) the dynamic structure of a mature squall line
(Black spots represent positions of downburst events)

(Weisman and Rotunno, 2004; 2005), 该理论依然被广泛用来讨论飚线系统的演变机制(陈明轩和王迎春, 2012; 袁招洪, 2021)。为了更好地理解 RKW 理论的实际业务应用中所面临的问题, 需要对该理论推导过程中的一些限定条件进行剖析。

忽略摩擦效应, 将三维涡度方程展开, 可以得到指向 y 轴方向的水平涡度方程为:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = f \frac{\partial v}{\partial z} - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial y} \right) - \xi \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{\partial B}{\partial x} \quad (4)$$

式中: $\xi = \partial u / \partial z - \partial w / \partial x$, 为指向 y 方向的水平涡度, B 为冷池强度。

不考虑地转效应, 将质量方程代入式(4), 可以得到:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (u \xi) - \frac{\partial}{\partial z} (w \xi) - \frac{\partial B}{\partial x} \quad (5)$$

对式(5)进行空间积分可以得到:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_L^R \int_0^h \xi dz dx \approx \left(\frac{u_{L,h}^2}{2} - \frac{u_{L,0}^2}{2} \right) - \left(\frac{u_{R,h}^2}{2} - \frac{u_{R,0}^2}{2} \right) - \left(\frac{w_{h,L}^2}{2} - \frac{w_{h,R}^2}{2} \right) + \int_0^d B_L dz \quad (6)$$

如果取左边界为风暴的后边界, $u_{L,h}^2/2 - u_{L,0}^2/2 \approx 0$, 上边界垂直速度为 0, 即 $w_{h,L}^2/2 = 0, w_{h,R}^2/2 = 0$ 。因此, 当 $C^2 = \Delta U^2$ 时, 水平涡度达到平衡, 即 $\partial \xi / \partial t = 0$ 。其中: $C = \left(2 \int_0^d B_L dz \right)^{1/2}$, 为冷池强度, $B_L = g \Delta \theta' / \theta_0$; $\Delta u = u_{R,h} - u_{R,0}$, 为环境风垂直切变。即: 当冷池强度与环境风垂直切变相当时, 飚线达到最强, 但冷池强度超过环境风垂直切变时, 飚线开始减弱, 而在风暴发展初期, 冷池很弱, 如图 7 所示的垂直切变环境将造成飚线发展 ($\partial \xi / \partial t > 0$)。

由于上述边界条件的限定, RKW 理论本质上只能用来解释“风暴系统整体”与环境垂直切变之间的相互作用问题, 其利用边界设定条件“巧妙地”规避了飚线内部动力学过程在风暴系统发展、维持过程中的作用。实质上环境风场更多是在主导着飚线移动和传播, 飚线的发展、维持主要是由风暴内部的动力学过程控制的(如图 4b 所示), 如果将式(5)的空间积分边界改为图 7 的红色位置: 即左右边界取在冷池前侧的最大温度梯度区, 右边界 $R1$ 紧贴冷池前沿, 其上空只存在强上升运动(updraft), 左边界 $L1$ 地面之上由强下沉气流控制(downdraft), 上边界取在风暴内部(厚度为 $H > d$)。利用上述边界条件对式(5)进行空间积分可以得到:

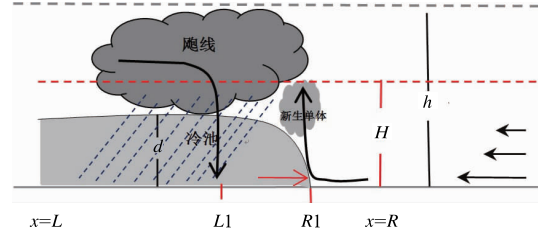


图 7 成熟飚线剖面示意图

(d 为冷池厚度, L, R, h 分别为 RKW 理论定义的左、右边界和积分高度; $L1, R1, H$ 分别为本文选取的左、右边界和积分高度; 红色箭头为冷池密度流方向, 左右两侧的黑色箭头代表风暴后侧的下沉气流和风暴前侧的上升气流)

Fig. 7 Schematic diagram of a mature squall line section (d is thickness of the cool pool; L, R, h represent the left boundary, right boundary and integral height in RKW theory; $L1, R1, H$ are the left boundary, right boundary and integral height in this paper; the red arrow indicates the direction of cool pool density flow; the black arrows in left and right sides represent the rear downdraft and front updraft of the storm, separately)

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{L1}^{R1} \int_0^H \xi dz dx \approx \left(\frac{u_{L1,H}^2}{2} - \frac{u_{L1,0}^2}{2} \right) - \left(\frac{u_{R1,H}^2}{2} - \frac{u_{R1,0}^2}{2} \right) - \left(\frac{w_{H,L1}^2}{2} - \frac{w_{H,R1}^2}{2} \right) + \int_0^d B_{L1} dz \quad (7)$$

此时, 靠近风暴中心两侧主要为垂直运动控制, $u_{L1,H}^2, u_{R1,H}^2$ 均可以忽略, 冷池中心不存在水平风, $u_{L1,0}^2 = 0$, 于是:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{L1}^{R1} \int_0^H \xi dz dx \approx \frac{u_{R1,0}^2}{2} - \left(\frac{w_{H,L1}^2}{2} - \frac{w_{H,R1}^2}{2} \right) + \int_0^d B_{L1} dz \quad (8)$$

式中: $u_{R1,0}$ 为气压梯度力(PGF)造成的地面阵风, $w_{H,L1}, w_{H,R1}$ 分别对应下沉气流、上升气流的强度。如果取风暴追随坐标, 不考虑摩擦损耗, 地面阵风与冷池密度流相同, 即:

$$\int_0^d B_{L1} dz = - \frac{u_{R1,0}^2}{2}$$

因此:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{L1}^{R1} \int_0^H \xi dz dx \approx - \left(\frac{w_{H,L1}^2}{2} - \frac{w_{H,R1}^2}{2} \right) \quad (9)$$

在飚线触发阶段, 风暴系统内部为对称的上升气流控制, 没有冷池效应, $B_{L1} = 0, \frac{w_{H,L1}^2}{2} - \frac{w_{H,R1}^2}{2} \approx 0$,

此时,在如图 7 的低空环境风垂直切变背景下,由式(7)可以得到: $\frac{\partial}{\partial t} \int_{L1}^{R1} \int_0^H \xi dz dx \approx \frac{u_{R1,0}^2}{2} - \frac{u_{R1,H}^2}{2} > 0$, 即:强的环境风垂直切变有利于飏线风暴系统组织化发展。当风暴系统内部下沉气流大于上升气流 $\left[\left(\frac{w_{H,L1}^2}{2} - \frac{w_{H,R1}^2}{2} \right) > 0 \right]$ 时,由式(9)可知, $\frac{\partial}{\partial t} \int_{L1}^{R1} \int_0^H \xi \cdot dz dx < 0$, 飏线系统减弱;只有当上升气流与下沉气流的强度相当时, $\frac{\partial}{\partial t} \int_{L1}^{R1} \int_0^H \xi dz dx \approx 0$, 飏线系统才能够维持,此时飏线系统处于生命史最强时段。这一理论分析结果与气象学家们基于观测给出的多单体风暴系统演变概念模型是一致的 (Byers and Braham, 1949; Doswell, 1985)。

4 结论与讨论

以正确理解风暴动力学基础理论为前提,利用高时空分辨率观测资料作为具象化的认知工具,辅以方便快捷的工作平台,才能够实现真正的强对流天气灾害的科学预警。从这个角度来说,现代天气业务对从事临近预报预警工作的专业人员的科学素养要求极高:由于目前有关风暴气象学的基础理论远不如天气尺度气象学完备,需要不断追踪风暴尺度动力学、热力学与云微物理学等基础研究进展,并将这些知识“具象化”地与高分辨率观测资料结合起来,才能理解“观测现象”背后的物理学逻辑,从而达到更具针对性预警的目的。正是从这一角度出发,本文从预报预警业务的视角,重点讨论了直线型对流大风形成机理与对流风暴结构演变、风暴内部热动力学与云水微物理过程之间的科学逻辑关系,以及它们在现代业务观测体系中的“显性表征”,以期帮助预报员能够科学理解“观测现象”背后的物理机制。简单归纳如下:

(1) 对流风暴引发的直线型地面强风,直接驱动因子来自于风暴内部的垂直运动,而垂直运动的主要贡献来自于“热力学作用造成的扰动气压垂直变化”和“冷池效应”,这两项又与风暴内部的蒸发(凝结)、融化(凝华)等云-水微物理过程直接相关。

(2) 上述热动力学和云-水微物理过程的演变可以通过一系列的“观测现象”表征出来,例如雷达观测到的弱回波槽口、下沉的后侧入流急流、中层强辐合、中气旋、阵风锋等以及地面气象要素随时间的剧烈变化。

(3) 线型风暴系统的形变特征是由于风暴系统内部的动力学过程或者风暴系统与环境相互作用造成不同位置的单体传播速度差异导致的,并不是所有的线型风暴系统都会演变为弓状回波特征的飏线。

(4) 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问题,实质上环境风场更多是在主导着飏线移动和传播,飏线的发展、维持可能主要是由风暴内部的动力学过程控制的。

对流系统内部的下沉气流被认为能够将水平动量从高层带到低层,在近地面产生较强的辐散气流,这一过程被认为是产生地面大风的重要动力学过程,预报员将其称为动量下传过程(张琳娜等, 2018; 侯淑梅等, 2022; 王一童等, 2022; 彭霞云等, 2022), 这一现象在雷达径向速度剖面图上表征为一支向下伸展的后侧入流急流(如图 2、图 4)。从能量学的角度来看,动量下传可以被理解为中层水平动能(与中层后侧入流急流对应)在下沉气流(与强下沉气流对应)的“传导”作用下,转化为近地面层的水平动能(与地面水平大风对应)的过程,向下的后侧入流急流可以被视为动能输送带。所谓“动量下传”这一观点还缺乏足够的理论依据或极高分辨率观测事实(例如分钟以下时间分辨率的观测资料)的支撑。从能量转换的角度来看,风暴后部的强下沉气流更多来源于向下势能(即负浮力)的转化过程(向下的势能转化为下沉动能),而中层后侧入流急流的增强过程可能与这支下沉气流的水平补偿效应有关,这是由质量方程决定的;从观测事实来看,王一童等(2022)的统计结果表明,在 34 次存在后侧入流急流对应的超级单体致灾大风(极大风速达到 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上)事件中,仅有 12 次出现后侧入流急流高度下降,表明所谓的动量下传仅在少数超级单体造成的地面大风事件中能够被识别出来,而且超级单体内的后侧入流急流也并非连续存在的。上述观测事实暗示,后侧入流急流增强过程与下沉气流引发的下击暴流很可能是同时发生的,并不存在明确的“自上而下的传导”时序问题,即只有当下击暴流发生时,才能观测到后侧入流急流增强过程,因而后侧入流急流不是连续存在的,而且伴随着地面极端大风的后侧入流急流也并不总是存在高度下降过程。当然,这些现象也可能是由于目前业务雷达观测方式的时间分辨率不够高造成的。因此,对流风暴内部

的热动力学过程非常复杂,还存在着很多不同的解释或观点,需要不断探索和求证。

参考文献

- 陈明轩,王迎春,2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J]. 气象学报,70(3):371-386. Chen M X, Wang Y C, 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin,70(3):371-386(in Chinese).
- 郭英莲,孙继松,2019. 湖北三类组织形态强对流系统造成的地面强对流大风特征[J]. 大气科学,43(3):483-497. Guo Y L, Sun J S, 2019. Characteristics of strong convective wind events caused by three types of convective systems in Hubei Province[J]. Chin J Atmos Sci,43(3):483-497(in Chinese).
- 侯淑梅,李豆薇,张鹏,等,2022. “4·29”山东近海 10 级以上雷暴大风的成因分析[J]. 气象,48(10):1242-1256. Hou S M, Li Y W, Zhang P, et al, 2022. Cause of a thunderstorm gale event over grade 10 along the Shandong Coast on 29 April 2021[J]. Meteor Mon,48(10):1242-1256(in Chinese).
- 雷蕾,孙继松,陈明轩,等,2021. 北京地区一次飑线的组织化过程及热动力结构特征[J]. 大气科学,45(2):287-299. Lei L, Sun J S, Chen M X, et al, 2021. Organization process and thermal dynamic structure of a squall line in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci,45(2):287-299(in Chinese).
- 梁维亮,屈梅芳,赖珍权,等,2016. 广西地区一次强雷暴天气过程雷达特征及环境场分析[J]. 气象与环境学报,32(3):10-18. Liang W L, Qu M F, Lai Z Q, et al, 2016. Analysis of radar features and environmental background during a severe thunderstorm in early summer 2014 in Guangxi Zhuang Autonomous Region[J]. J Meteor Environ,32(3):10-18(in Chinese).
- 彭霞云,章丽娜,刘汉华,等,2022. 冷涡底部对流引起的杭州湾极端大风形成机制分析[J]. 气象,48(6):719-728. Peng X Y, Zhang L N, Liu H H, et al, 2022. Formation mechanism of extreme winds in Hangzhou Bay caused by convection at the bottom of cold vortex[J]. Meteor Mon,48(6):719-728(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. Sun J S, Dai J H, He L F, et al, 2014. Basic Principles and Technical Methods of Strong Convective Weather Forecasting[M]. Beijing:China Meteorological Press(in Chinese).
- 孙继松,何娜,郭锐,等,2013. 多单体雷暴的形变与列车效应传播机制[J]. 大气科学,37(1):137-148. Sun J S, He N, Guo R, et al, 2013. The configuration change and train effect mechanism of multi-cell storms[J]. Chin J Atmos Sci,37(1):137-148(in Chinese).
- 唐文苑,周庆亮,刘鑫华,等,2017. 国家级强对流天气分类预报检验分析[J]. 气象,43(1):67-76. Tang W Y, Zhou Q L, Liu X H, et al, 2017. Analysis on verification of national severe convective weather categorical forecasts[J]. Meteor Mon,43(1):67-76(in Chinese).
- 万夫敬,孙继松,孙敏,等,2021. 山东半岛海风锋在一次飑线系统演变过程中的作用[J]. 气象学报,79(5):717-731. Wan F J, Sun J S, Sun M, et al, 2021. Impacts of sea breeze front over Shandong Peninsula on the evolution of a squall line[J]. Acta Meteor Sin,79(5):717-731(in Chinese).
- 王一童,王秀明,俞小鼎,2022. 产生致灾大风的超级单体回波特征[J]. 应用气象学报,33(2):180-191. Wang Y T, Wang X M, Yu X D, 2022. Radar characteristics of straight-line damaging wind producing supercell storms[J]. J Appl Meteor Sci,33(2):180-191(in Chinese).
- 吴海英,孙继松,慕瑞琪,等,2022. 一次强对流过程中两种不同类型风暴导致的极端对流大风分析[J]. 气象学报. DOI:10.11676/qxxb2023.2022005.0. Wu H Y, Sun J S, Mu R Q, et al, 2022. Analysis of extreme convective winds caused by two different types of storms in a severe convective process[J]. Acta Meteor Sin. DOI:10.11676/qxxb2023.2022005.0(in Chinese).
- 许焕斌,魏绍远,1995. 下击暴流的数值模拟研究[J]. 气象学报,53(2):168-175. Xu H B, Wei S Y, 1995. The modeling study of downburst[J]. Acta Meteor Sin,53(2):168-175(in Chinese).
- 俞小鼎,郑永光,2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展[J]. 气象学报,78(3):391-418. Yu X D, Zheng Y G, 2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China[J]. Acta Meteor Sin,78(3):391-418(in Chinese).
- 袁招洪,2021. 大气环境条件对夜间飑线影响的敏感性试验[J]. 气象学报,79(6):977-1001. Yuan Z H, 2021. Sensitivity of a nocturnal squall line to atmospheric conditions[J]. Acta Meteor Sin,79(6):977-1001(in Chinese).
- 张琳娜,冉令坤,李娜,等,2018. 雷暴大风过程中对流层中低层动量通量和动能通量输送特征研究[J]. 大气科学,42(1):178-191. Zhang L N, Ran L K, Li N, et al, 2018. Analysis of momentum flux and kinetic energy flux transport in the middle and lower troposphere during a thunderstorm event[J]. Chin J Atmos Sci,42(1):178-191(in Chinese).
- Byers H R, Braham R R, 1949. The thunderstorms[R]. Washington, D. C. : U. S. Department of Commerce, Weather Bureau.
- Doswell C A III, 1985. The operational meteorology of convective weather. Vol. II: storm scale analysis[R]. NOAA Technical Memorandum ERL ESG-15.
- Fu D H, Guo X L, 2007. Numerical study on a severe downburst-producing thunderstorm on 23 August 2001 in Beijing[J]. Adv Atmos Sci,24(2):227-238.
- Fujita T T, 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales[J]. J Atmos Sci,38(8):1511-1534.
- Houze R A Jr, 1989. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating[J]. Quart J Roy Meteor Soc,115:425-461.
- 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.

- Markowski P, Richardson Y, 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes[M]. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.
- 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, 2014. The influence of environmental low-level shear and cold pools on tornadogenesis: insights from idealized simulations[J]. J Atmos Sci, 71(1): 243-275.
- Markowski P M, Richardson Y P, 2017. Large sensitivity of near-surface vertical vorticity development to heat sink location in idealized simulations of supercell-like storms[J]. J Atmos Sci, 74(4): 1095-1104.
- Markowski P, Richardson Y, 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.
- 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.
- Peters J M, Nowotarski C J, Morrison H, 2019. The role of vertical wind shear in modulating maximum supercell updraft velocities [J]. J Atmos Sci, 76(10): 3169-3189.
- Proctor F H, 1989. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: sensitivity experiments[J]. J Atmos Sci, 46(14): 2143-2165.
- 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.
- Takemi T, Satomura T, 2000. Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments[J]. J Atmos Sci, 57(11): 1718-1740.
- Wakimoto R M, Bringi V N, 1988. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: the 20 July storm during the MIST project[J]. Mon Wea Rev, 116(8): 1521-1539.
- Weisman M L, 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes [J]. J Atmos Sci, 50(4): 645-670.
- 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, Rotunno R, 2005. Reply[J]. J Atmos Sci, 62(8): 2997-3002.
- Wurman J, Dowell D, Richardson Y, et al, 2012. The second verification of the origins of rotation in tornadoes experiment: VORTEX2[J]. Bull Am Meteor Soc, 93(8): 1147-1170.
- 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.

(本文责编:戴洋)