

不同高度垂直风切变环境下热带气旋外核区对流尺度上升运动特征对比分析

方俏娴¹ 李青青^{2,3,4}

1. 广东省气候中心, 广州, 510641

2. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

4. 南京信息工程大学太平洋台风研究中心和气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

摘要 利用理想数值模式资料, 对比分析了不同高度垂直风切变(简称风切变)影响下热带气旋外核区对流尺度上升运动的特征。结果表明, 上升运动在高层和低层风切变环境中呈现不同的特征:(1)低层风切变试验顶高达到12 km以上的上升运动的比例更高, 上升运动的垂直质量输送和最大垂直速度更大, 与较大的对流有效位能、边界层相当位温和边界层水汽混合比有关。此外, 低层风切变、热带气旋主环流诱发的局地风切变和地面冷池之间的相互作用对上升运动的发生发展也产生积极影响。(2)上升运动的径向倾斜与上升运动的顶高和非对称径向流场有关。低层风切变试验穿透性对流上升运动占比大, 顺着风切变象限(简称顺风切)的上升运动受到对流层高层非对称径向出流的影响随高度径向向外倾斜, 逆着风切变象限(简称逆风切)的上升运动受到对流层高层非对称径向入流的影响随高度径向向眼区倾斜; 高层垂直风切变试验大部分上升运动受到顺风切右侧和逆风切对流层高层非对称径向入流及顺风切左侧对流层中低层非对称径向入流的影响随高度径向向眼区倾斜。(3)低层风切变试验对流层低层以相对称的径向入流为主, 大部分上升运动向眼区移动; 高层风切变试验顺风切对流层低层为径向入流, 上升运动径向向眼区移动, 逆风切对流层低层为径向出流, 上升运动径向向外移动。(4)低层风切变试验上升运动的正热力浮力和降水拖曳作用较大, 负动力浮力以负值为主, 导致总浮力从负值到正值分布; 高层风切变试验上升运动的正热力浮力和降水拖曳作用较小, 动力浮力和总浮力以较小的正值为主。

关键词 热带气旋 外核区 垂直风切变 上升运动

文章编号

中图分类号 P445, P447

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2200.20000

收稿日期 2025-01-15; 网络预出版日期

作者简介 方俏娴, 女, 工程师, 硕士, 主要从事灾害性天气特征和机理研究。E-mail: beiruoyiqiao@163.com

通讯作者 李青青, E-mail: liqq@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 U2342202、42175005, 广东省气象局科技项目 GRMC2023Q41, 广东省气候中心科研项目 QH202403

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants U2342202, 42175005), Technology Project of Guangdong Meteorological Bureau (Grant GRMC2023Q41), Research Project of Guangdong Climate Centre (Grant QH202403)

Characteristics of convective-scale updrafts in the outer core of numerically simulated tropical cyclones: lower-layer shear versus upper-layer shear

FANG Qiaoxian¹ LI Qingqing^{2,3,4}

1. Guangdong Climate Centre, Guangzhou 510641

2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3. School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

4. Pacific Typhoon Research Center and Key Laboratory of Meteorological Disaster of the Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract The characteristics of convective-scale updrafts in the outer core of tropical cyclones (TC) simulated under lower- and upper-layer vertical wind shear are compared in this study. Results show that there are quite a few notable differences between the two experiments. More deep updrafts develop up to the tropopause in the lower-layer shear experiment, with their top heights above 12 km. Vertical mass transport, maximum vertical velocity associated with outer-core updrafts are statistically significantly larger in the lower-layer sheared TC than in the upper-layer sheared TC, which is related to larger convective effective potential energy, equivalent temperature and water vapor mixing ratio in the boundary layer. Furthermore, the interaction among the lower-layer vertical wind shear, local wind shear induced by the circulation of TC and surface cold pools is also favorable to the initiation and development of updrafts. The radial tilts of updrafts is associated with updraft top height and asymmetric radial flows. Updrafts with top height above the tropopause dominate in the lower-layer shear experiment, the preferential radial tilt is radially outward induced by upper-level asymmetric radial outflow in downshear quadrants but radially inward induced by upper-level asymmetric radial inflow in upshear quadrants. However, in the upper-layer shear experiment, most updrafts prefer to tilt radially inward in height, the largest proportion of updrafts originate from in upshear quadrants and downshear right quadrant, another small proportion of updrafts with top heights less than 8 km originates from downshear left quadrant, which induced by asymmetric radial inflow at upper-level of troposphere in upshear quadrants and downshear right quadrant, and asymmetric radial inflow in low-mid troposphere in downshear left quadrant, respectively. In the lower-layer shear experiment, updrafts in all quadrants tended to move radially inward induced by radial inflow in lower levels. However, in the upper-layer shear experiment, updrafts in upshear quadrants tended to move radially outward induced by radial outflow in lower levels, updrafts in downshear quadrants tended to move radially inward induced by radial inflow in lower levels. In the lower-layer sheared TC, most updrafts exhibit larger positive thermal buoyancy, larger negative water loading and larger negative dynamic buoyancy, leading to total buoyancy varying from negative to positive. However, in the upper-layer sheared TC, most updrafts exhibit smaller positive thermal buoyancy, smaller positive dynamic buoyancy, and smaller negative water loading, resulting in smaller positive total buoyancy.

Key words tropical cyclone, outer-core, vertical wind shear, updraft

1 引言

成熟的热带气旋 (Tropical Cyclone, TC) 可大致分为内核区和外核区两个部分。内核区主要包括眼、眼壁和内雨带, 外核区 (定义为三倍最大风半径以外区域, Wang, 2009) 主要为外雨带的活跃区域, 该区域比内雨带具有更大的对流有效位能 (Convective Available Potential Energy, CAPE; Molinari et al., 2012), 存在许多对流尺度系统 (Houze, 2010; Li and Wang, 2012), 这些对流尺度系统常带来强降水 (李欣等, 2022)、雷暴 (张志伟等, 2023)、龙卷风 (李兆慧等, 2017) 等灾害性天气。

研究表明, TC 外核区的对流尺度系统具有复杂的动力学结构, 通常包含对流尺度上升运动 (简称上升运动; Barnes et al., 1983; Hince and Houze, 2008) 和下沉运动 (Cheng and Li, 2020)。上升运动通过倾斜和低层辐合拉伸作用, 促进垂直涡度的发展 (Hince and Houze, 2008; 罗辉等, 2020), 同时将低层的动量、热量和水汽向上输送, 有利于对流尺度系统的发展和维持以及 TC 外核区次级水平风速大值的形成。此外, TC 外核区对流尺度上升运动造成的凝结潜热可引起 TC 的热力-动力场的调整, 进而导致 TC 的结构和强度变化 (Wang, 2009; 王珍等, 2023)。

垂直风切变除了影响 TC 结构和强度变化以外, 对 TC 对流活动也有重要影响 (Corboseiro et al., 2002; Corboseiro and Molinari, 2003; Chen et al., 2006; Kilroy et al., 2014, 2015)。研究表明, 垂直风切变通常引起 TC 对流的非对称发展, 使强对流集中在顺着垂直风切变方向 (简称顺风切) 的左侧 (Corboseiro and Molinari, 2003; 王佳琪和李英, 2019), 且垂直风切变越强, 对流的非对称性越显著 (Chen et al., 2006; Li and Fang, 2018)。由于外核区距离 TC 中心较远, 该区域的对流尺度系统更容易受到垂直风切变的影响, 其活动特征不仅与垂直风切变的强度有关 (Li and Fang, 2018), 还与垂直风切变的垂直分布有关 (Gao et al., 2020; Cheng and Li, 2020)。以往的研究通常采用 200~850 hPa 的垂直风切变表征 TC 所处的环境, 但环境风场往往具有复杂的垂直结构, 仅依据 200 hPa 与 850 hPa 两个特定高度层之间的风矢量差异来表征环境垂直风切变, 无法有效评估垂直风切变对 TC 对流活动产生的影响。研究表明, 在 TC 外雨带的活跃阶段, 相较于高层垂直风切变试验, 低层垂直风切变试验外雨带具有更高比例的对流云, 且不同高度的环境垂直风切变能够引发地面冷池活动的差异, 从而影响 TC 外雨带的对流活动 (戴宇凡, 2023)。沈上骐等 (2024) 对 2006~2019 年西北太平洋具有非典型对流特征的快速增强台风进行了统计分析, 发现在高层垂直东风切变影响下, 台风强对流由顺风切一侧向逆着垂直风切变 (简称逆风切) 一侧移动, 不同于典型台风对流集中发生在顺风切象限。国外也有学者通过理想数值模拟试验研究了局地垂直风切变对 TC 深对流特征的影响。Kilroy et al. (2014) 发现局地垂直风切变影响下, TC 上升运动使得水平涡度倾斜, 可能导致垂直涡度呈现偶极子结构, 上升运动随高度反转, 导致对流单体分裂。边界层垂直风切变的增强可造成垂

直涡度极大值增大，垂直速度极大值减小（[Kilroy and Smith, 2015](#)）。在不同高度的垂直风切变中，TC 外核区具有不同的对流尺度结构（[Gao et al., 2020](#)），对流尺度下沉运动的特征也呈现明显差异（[Cheng and Li, 2020](#)）。对流尺度上升运动作为对流尺度系统的重要结构之一，其垂直速度大小可指示 TC 外核区对流强度大小（[Barnes et al., 1983](#); [Hence and Houze, 2008](#); [周海光, 2010](#)）。不同高度的环境垂直风切变可能对 TC 外核区对流尺度上升运动的动力学和热力学特征产生显著影响，进而引发对流尺度系统的强度和发生发展机制的差异，最终导致 TC 结构和强度发生变化。因此不同高度的环境垂直风切变影响下 TC 外核区对流尺度上升运动的动热力特征值得进一步探讨。

以往的研究大多基于有限的观测资料进行 TC 外核区上升运动特征的个例分析（[Hence and Houze, 2008](#); [周海光, 2010](#)），缺乏对不同高度垂直风切变影响下 TC 外核区对流尺度上升运动特征的系统性分析。故本文利用理想数值模拟资料，对比分析高层和低层垂直风切变影响下 TC 外核区对流尺度上升运动特征的差异，并进一步讨论造成这种差异的可能物理机制，以期加深对 TC 对流发生发展物理过程的认知，为不同高度垂直风切变环境下 TC 对流活动特征和预报预警提供理论指导。

2 资料和方法

2.1 数值模式和试验设计

模拟试验采用完全可压的非静力平衡的热带气旋模式（Tropical Cyclone Model version 4, TCM4）。研究表明，TCM4 模式占用空间小，包含了全物理参数化方案，能够合理地模拟 TC 的结构和强度（[Wang, 2007](#); [Li and Wang, 2012](#)）以及 TC 对流活动（[Li and Fang, 2018](#)）。模拟试验采用四层双向嵌套网格，各层嵌套网格的分辨率分别为 54、18、6 和 2 km，相应的网格点数分别为 241×201 、 127×127 、 163×163 和 313×313 。在垂直方向上，模式共 32 层，层顶高度为 27 km。时间分辨率为 6 min。控制试验不包含大尺度环境风场，即在没有环境垂直风切变的条件下，控制试验在常温 29°C 的海表温度、 18N° 的 f 平面上启动，初始涡旋的最大风半径为 90 km，最大切向风速约为 18 m s^{-1} ，切向风速在垂直方向上以正弦曲线递减，至 100 hPa 减小为 0 m s^{-1} 。采用 [Wang \(2001\)](#) 的非线性平衡方程求取初始涡旋质量场和热力场，[Dunion \(2011\)](#) 的湿环境场作为初始热力环境场。模式的主要参数设置见表 1，关于 TCM4 模式的详细说明可参见 [Wang \(2007\)](#)。

表1 TCM4模式模拟参数
Table1 TCM4 model configuration

参数	说明
水平格点数	241×201 （第一层； $\Delta x=54\text{ km}$ ）
	127×127 （第二层； $\Delta x=18\text{ km}$ ）
	163×163 （第三层； $\Delta x=6\text{ km}$ ）
	313×313 （第四层； $\Delta x=2\text{ km}$ ）
垂直层数	32（0.03~27 km）

控制试验经过 60 小时的模式调整后，模拟的 TC 中心最低海平面气压为 966 hPa（图 1a），此时（设为敏感性试验的初始时刻，即 $t=0$ h）加入环境垂直风切变。为对比高层和低层垂直风切变对 TC 外核区上升运动特征的影响，设计了两组敏感性试验（图 1a），两组试验均在同等强度的垂直风切变（ 10 m s^{-1} 东风切变）条件下进行，但通过调整风速变化的垂直分布来模拟不同高度的垂直风切变环境，即风速变化分别被设定在 1.5~5.0 km 和 7.3~13.5 km 高度，分别表征低层垂直风切变（Lower Layer Shear, LLS）和高层垂直风切变（Upper Layer Shear, ULS）环境。由图 1a 可见，在东风切变加入后的 48 小时内 LLS 试验模拟的 TC 强度逐渐增强，海平面最低气压从 965 hPa 降低至 933 hPa，期间 TC 强度发生明显振荡。在东风切变加入后 ULS 试验中 TC 也逐渐增强，但变化较平缓，TC 强度较弱，至 48 小时海平面最低气压降低至 946 hPa。图 1b 和图 1c 分别为 LLS 和 ULS 模拟的 TC 在第 30 小时 3 km 高度的雷达反射率水平分布图，可见外核区存在大量的对流尺度系统，上升运动中心对应着雷达反射率大值区。

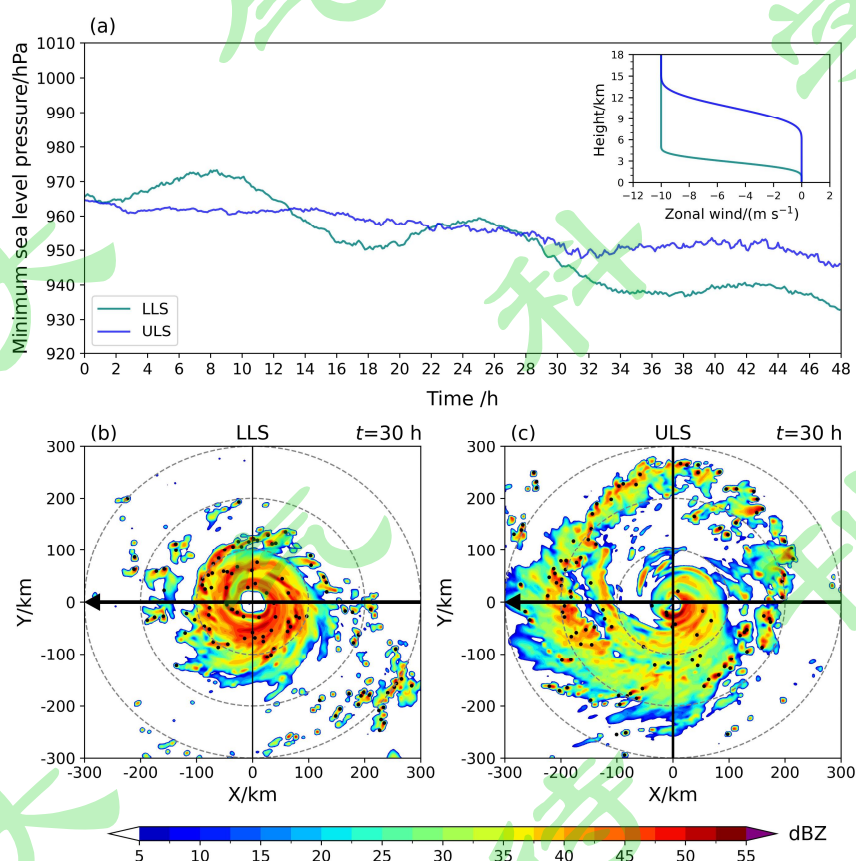


图1 加入垂直风切变后48小时内TCM4模式模拟的（a）不同高度垂直风切变条件下TC海平面最低气压（单位：hPa）随时间的变化曲线，（b）LLS试验和（c）ULS试验第30小时3 km高度的雷达反射率（填色，单位：dBZ）水平分布。其中，（a）中的小图表示加入的 10 m s^{-1} 纬向风廓线，虚线圆半径分别为100、200、300 km。

Fig.1 (a) Time series of minimum sea level pressure (units: hPa), radar reflectivity (colored, units: dBZ) at 3 km height simulated by TCM4 model after vertical shear are imposed within 48 hours for (b) LLS (c) ULS at 30 hr. The inset in (a) shows the vertical profiles of zonal winds (units: m s^{-1}) in LLS and ULS.

2.2 对流尺度上升运动的识别

为识别和追踪 TC 环流内大量的对流尺度上升运动，本文采用一种可统计和目标导向设计的对流尺度上升运动识别追踪算法 (Statistical and Programmable Objective Updraft Tracker, SPOUT; Terwey and Rozoff, 2014)。该算法能够提取 TC 环流内大量上升运动的关键运动学特征，且不依赖于上升运动的微物理特性，为本研究提供了有效途径。表 2 为 SPOUT 算法各参数的阈值设置，该阈值设置能够合理识别 TC 外核区的对流尺度上升运动 (Li and Fang, 2018)。

表2 识别对流尺度上升运动的参数阈值设置

Table2 User-specified parameters for the identification of convective-scale updrafts

参数	说明	阈值
最低层	SPOUT 算法扫描的最低层	6 (0.96 km)
总垂直层数	SPOUT 算法扫描的总垂直层数	18 (最高到 14.7 km)
最小上升速度	垂直速度识别阈值	1.0 m s^{-1}
最大水平距离	连续两个高度层的最大垂直速度所在格点的最大水平距离	2 (4 km)
最小厚度	上升运动在垂直方向上的最小厚度	4 (1.4~3.1 km)
最大水平移动距离	连续两个时次的三维上升运动的最大水平移动距离	5 (10 km)
最小垂直层数	连续两个时次的三维上升运动的最小垂直层数	6
最短生命史	SPOUT 算法输出的上升运动的最短生命史	3 (18 min)

3 结果与分析

在研究时段内 (加入垂直风切变 0~48 小时)，两个试验 TC 外核区均位于大约 90 km 半径之外 (图略)，外核区出现许多对流尺度上升运动 (图 1b、c)，LLS 和 ULS 试验的 TC 外核区上升运动个数分别为 4066 和 5984，LLS 试验识别到的上升运动个数偏少，可能与对流尺度系统的合并有关 (将在第 3.5 节讨论)。以下为两个试验 TC 外核区上升运动特征的统计分析结果。

3.1 顶高和垂直质量输送特征

两个试验均显示 (图 2)，上升运动的顶高存在两个峰值，分别集中在 4~6 km 和 12 km 以上，且顺风切象限明显大于逆风切象限。其中，顺风切包括顺风切左侧 (Downshear Left, DL) 和顺风切右侧 (Downshear Right, DR)，逆风切包括逆风切左侧 (Upshear Left, UL) 和逆风切右侧 (Upshear Right, UR)。相较于 ULS 试验，LLS 试验穿透性对流上升运动 (顶高 > 12 km) 的比重较大 (图 2a、b)。部分穿透性对流上升运动可发展成对流爆发 (Convective Bursts, CBs)。CBs 定义为 2~12 km 高度的垂直速度大于 95% 分位数 (约为 7.5 m s^{-1}) 的上升运动 (Rogers et al., 2013; Hazelton et al., 2017;

Li and Fang, 2018)。经统计, LLS 中 CBs 的比重为 45%, 而 ULS 中 CBs 比重低于 40%。

研究表明, CBs 具有强烈的垂直速度和垂直质量输送 (Vertical Mass Transport, VMT; 定义为贯穿于上升运动底高至顶高之间的气柱内上升运动中心及周围 8 个格点的垂直质量输送的垂直平均值, 计算公式为 $VMT = \rho w$, ρ 为空气密度, w 为垂直速度) (Li and Fang, 2018)。通过分析标准化生命史内上升运动的垂直质量输送和最大垂直速度的分布特征, 发现 LLS 试验的上升运动的垂直质量输送 (图 3a) 和最大垂直速度 (图 3c) 明显较大, 较大的垂直质量输送和最大垂直速度主要由 CBs 贡献 (图 3a、c)。相较而言, ULS 试验 CBs 的垂直质量输送和最大垂直速度较小, 导致整体的垂直质量输送和最大垂直速度也较小 (图 3b、d)。图 3e 和 f 显示, 在上升运动生命史前半段, 两个试验的最大上升速度高度差别不大; 但在上升运动生命史的后半段, 最大上升速度高度显著抬升, 其中, CBs 的最大上升速度高度较高。由于 LLS 试验 CBs 的比例较高, 导致整体的最大上升速度高度也略微偏高 (图 3e)。可见 LLS 试验的对流活动较为活跃, 上升运动强度较强, 与较大的 CAPE、边界层相当位温和边界层水汽混合比有关 (将在第 3.5 节讨论)。在有利的环境下, 上升运动得到强烈发展, 垂直速度和垂直质量输送持续增强, 其顶高不断向上延伸甚至穿透对流层顶, 使得 LLS 试验具有更多的穿透性对流。相较而言, ULS 试验 TC 外核区的 CAPE、边界层相当位温和边界层水汽混合比较小, 不利于上升运动的发生发展, 上升运动的垂直质量输送和垂直速度较小, CBs 占比相对较小, 最大上升速度高度偏低。

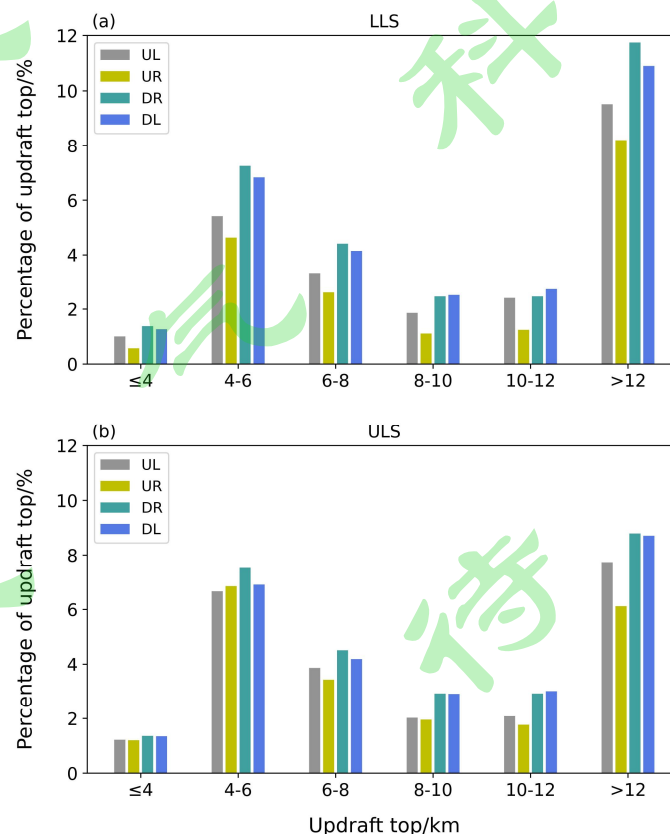


图2 (a) LLS 和 (b) ULS 试验外核区不同顶高的上升运动在各象限的比例 (单位: %) 分布。其中, UL、UR、DL、DR 分别代表逆风切左侧、逆风切右侧、顺风切左侧、顺风切右侧象限。

Fig.2 Proportion (units: %) of outer-core updraft top height histogram for (a) LLS, and (b) ULS. UL, UR, DL, and DR denote and upshear left, upshear right, downshear left, and downshear right, respectively.

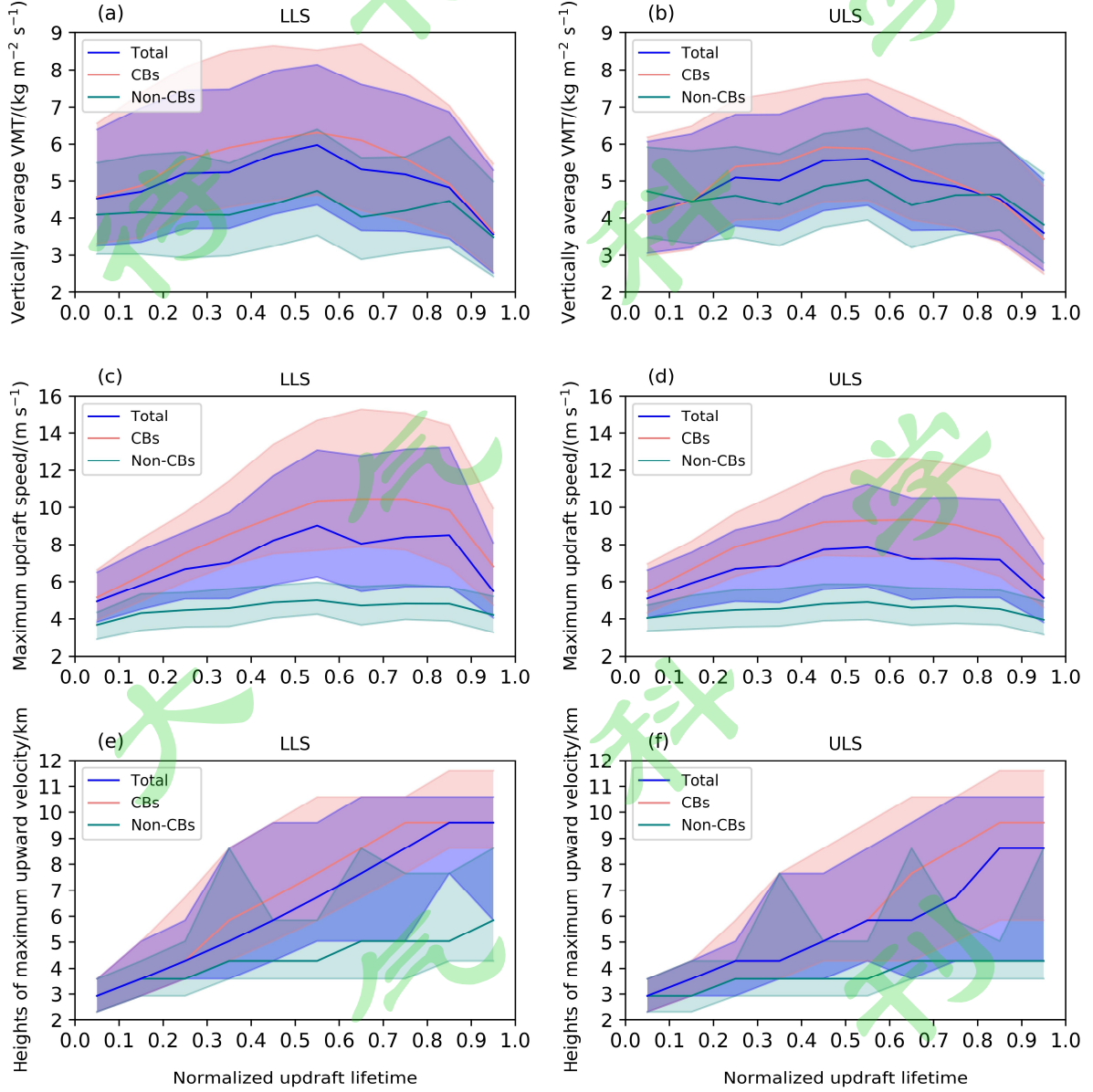


图3 外核区上升运动的 (a、b) 垂直平均垂直质量输送 (等值线, 单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)、(c、d) 最大上升速度 (单位: m s^{-1}) 和 (e、f) 最大上升速度高度 (单位: km) 在其标准化生命史内第 25%、50% 和 75% 分位数分布。其中, CBs 为对流爆发, Non-CBs 为其他上升运动。

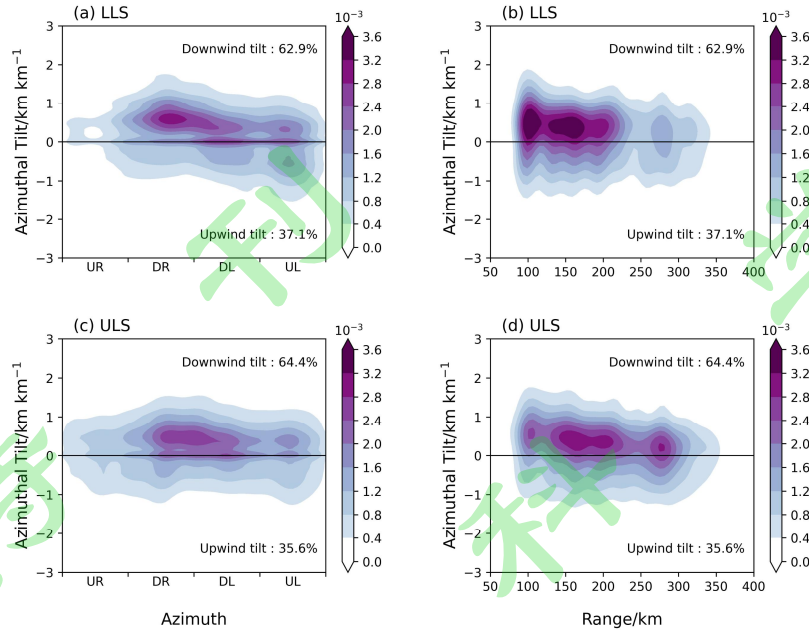
Fig.3 The 25th, 50th, and 75th quantiles of (a, b) outer-core updraft vertically average vertical mass transport (unit: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (c, d) maximum updraft speed (unit: m s^{-1}) and (e, f) heights of maximum upward velocity (unit: km) over a normalized updraft lifetime. CBs denote convective bursts, Non-CBs denote the other updrafts.

3.2 倾斜特征

不同高度的环境垂直风切变条件下TC具有不同的结构和强度变化（图1），不同结构和强度的TC中上升运动的倾斜特征可能不同。由于上升运动处于TC气旋式环流内，在柱坐标系中将上升运动的倾斜分解为方位角倾斜（定义为上升运动最高层中心和最低层中心的方位角坐标之差与两点之间的垂直高度的比值）和径向倾斜（定义为上升运动最高层中心和最低层中心的径向坐标之差与两点之间的垂直高度的比值）分别讨论。图4、图5为上升运动的倾斜的核密度估计（Kernel Density Estimations, KDEs）分布图。由图4可见，两个试验的上升运动的方位角倾斜特征相似，60%以上的上升运动随高度向切向风的下游方向倾斜，与TC外核区的气旋式风场有关。但通过对比两个试验，LLS试验上升运动的方位角倾斜较大（图4a、b），尤其是顺风切象限和较小半径处（90~120 km），与较大的切向风速有关（图略），而ULS试验切向风速较小（图略），因此上升运动的方位角倾斜也较小（图4c、d）。

相较而言，两个试验的上升运动的径向倾斜特征存在明显差异（图5），与上升运动的顶高和非对称径向流场有关。尽管LLS试验中TC涡旋强度较ULS试验更强（图1a），非对称次级环流相对较弱（图略），但该试验顺风切象限对流层中高层（3~15 km）存在非对称径向出流，逆风切象限对流层中高层（3~15 km）存在非对称径向入流（图略）；注意到LLS试验存在更多顶高大于12 km的穿透性对流上升运动（图2a），这些上升运动容易受对流层高层风场的影响，顺风切象限的上升运动受到对流层高层非对称径向出流的影响随高度径向向外（远离TC眼区一侧）倾斜（图5a），且主要集中在半径90~120 km和250~350 km（图5b）；逆风切象限的上升运动受到对流层高层非对称径向入流的影响随高度径向向眼区倾斜（图5a），且主要位于半径120~250 km（图5b）。

图5c显示，ULS试验61.5%的上升运动随高度径向向眼区倾斜，这部分上升运动主要来自于DR象限和逆风切象限，且主要位于半径较大处（150~320 km；图5d）。通过分析ULS试验的非对称径向流场，发现该试验除了DL象限对流层高层存在强的非对称径向出流以外，其他象限对流层高层为强的非对称径向入流（图略），受到此高层强的非对称径向入流的影响，逆风切象限和DR象限的大部分上升运动随高度径向向眼区倾斜（图5c）。此外，由于DL象限对流层高层存在强的非对称径向出流，对应对流层中低层存在深厚的径向入流，该径向入流厚度甚至可达到8 km（图略）。由图2b可见，DL象限的上升运动仅占27.1%，其中顶高小于8 km的上升运动的比例高达12.4%（图2b），这些顶高较低的上升运动受到对流层中低层的非对称径向入流的影响随高度径向向眼区倾斜，而顶高大于8 km的上升运动受到对流层高层强的非对称径向出流的影响随高度径向向外倾斜，且主要位于半径较小处（90~120 km；图5d）。可见，61.5%随高度径向向眼区倾斜的上升运动除了来自于DR象限和逆风切象限以外，还有小部分来自于DL象限顶高小于8 km的上升运动。



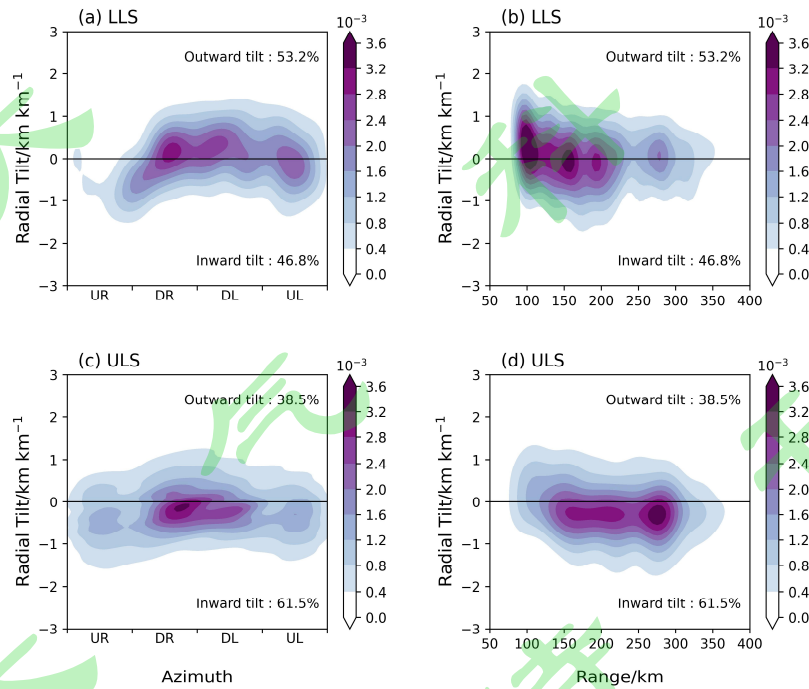
216

217 图 4 (a、b) LLS 和 (c、d) ULS 试验 TC 外核区上升运动的方位角倾斜（填色，单位： km km^{-1} ）的 KDEs 分布

218 图。其中左列为方位角分布，右列为径向分布。

219 Fig.4 KDEs plotted by quadrant (left column) and radius (right column) of azimuthal tilts (colored, units: km km^{-1}) of outer-

220 core updrafts in (a, b) LLS and (c, d) ULS.



221

222 图 5 (a、b) LLS 和 (c、d) ULS 试验外核区上升运动的径向倾斜（填色，单位： km km^{-1} ）KDEs 分布图。其中左

223 列为方位角分布，右列为径向分布。

224 Fig.5 KDEs plotted by quadrant (left column) and radius (right column) of radial tilts (colored, units: km km^{-1}) of outer-core

225 updrafts in (a, b) LLS and (c, d) ULS.

3.3 移动特征

研究表明, TC 外核区对流尺度系统的移动与 TC 非对称流场有关 (Sawada and Iwasaki, 2010; Li and Wang, 2012), 而非对称流场与环境垂直风切变密切相关。在极坐标系中, 将上升运动的移动速度矢量分解为径向移动速度和切向移动速度分别讨论。其中, 径向移动速度定义为单位时间内上升运动中心的垂直平均位置在径向方向上产生的位移; 切向移动速度定义为单位时间内上升运动中心的垂直平均位置在方位角方向上产生的位移 (单位时间的方位角偏移乘以当前时次上升运动中心所在半径的垂直平均值)。

在不同高度的环境垂直风切变影响下, 上升运动的径向移动特征不同。低层垂直风切变环境下, TC 强度较强 (图 1a), 非对称次级环流较弱, 对流层低层整体以相对对称的入流为主 (图略), 受到低层入流的影响, 大部分上升运动径向向眼区移动 (图 6a)。在高层垂直风切变环境下, TC 强度较弱 (图 1a), 非对称次级环流较强, 顺风切象限对流层低层 (0~3 km) 存在径向入流, UR 象限对流层低层 (0~4 km) 存在较强的径向出流 (图略), 导致不同方位角的上升运动径向移动方向不同, 即顺风切象限的上升运动主要径向向眼区移动, UR 象限的上升运动主要径向向外移动 (图 6c)。两个试验不同半径上对流层低层均存在非对称径向入流 (图略), 上升运动主要径向向眼区移动 (图 7a、c)。

在 TC 气旋式风场的影响下, 两个试验的上升运动均发生气旋式移动 (图 6b、d), 由于两个试验 TC 外核区的切向风速随半径的增大而减小 (图略), 因此上升运动的切向移动速度也随半径的增大呈减小趋势 (图 7b、d), 但两个试验的上升运动也呈现一些不同的切向移动特征。相较于 ULS 试验, LLS 试验的上升运动切向移动速度明显较大, 尤其是 DL 象限 (图 6b)。通过分析发现该象限的上升运动集中分布在半径较小处 (90~120 km), 此处较大的切向风速 (图略) 引起上升运动快速切向移动 (图 7b)。相较而言, ULS 试验上升运动集中在半径较大处 (150~300 km), 此处切向风速较小 (图略), 因此上升运动的切向移动速度较小 (图 7d)。

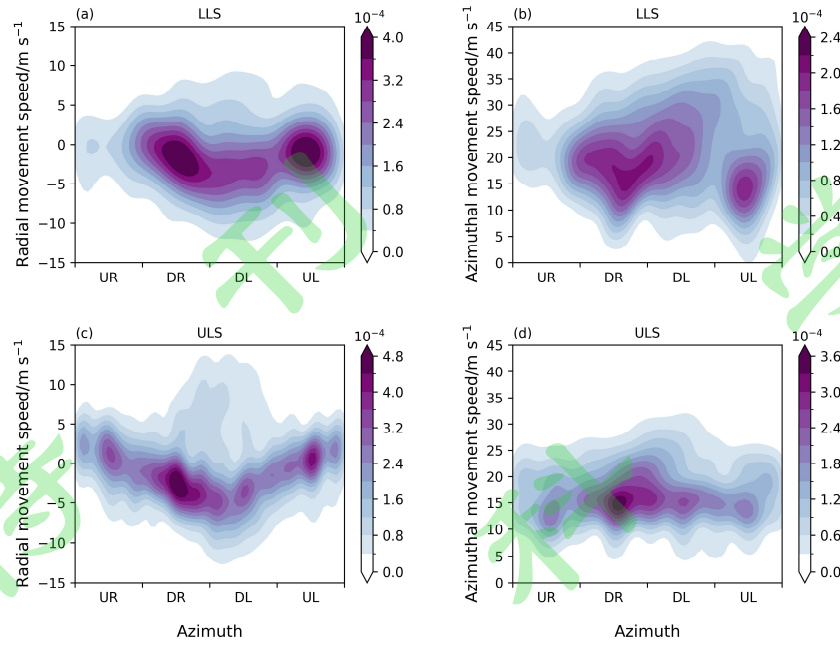


图 6 外核区不同方位角的上升运动的径向（左列）和切向（右列）移动速度（单位： m s^{-1} ）KDEs 分布图（a、b）LLS，（c、d）ULS。
Fig.6 KDEs plot by quadrant of radial (left column) and azimuthal (right column) movement speed (units: m s^{-1}) of updrafts for (a, b) LLS, and (b, d) ULS.

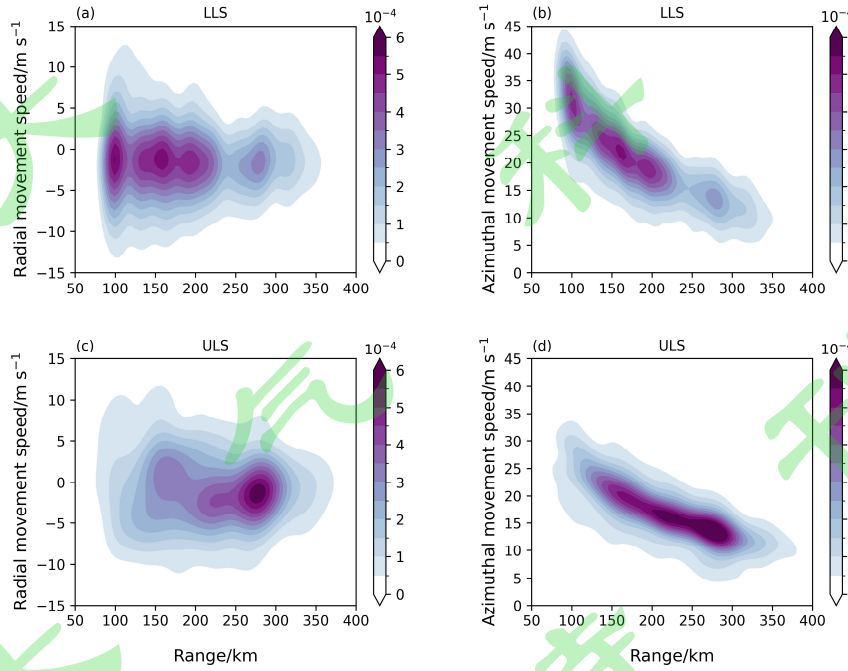


图 7 外核区不同半径的上升运动的径向（左列）和切向（右列）移动速度（单位： m s^{-1} ）KDEs 分布图（a、b）LLS，（c、d）ULS。
Fig.7 KDEs plot by radius of radial (left column) and azimuthal (right column) movement speed (units: m s^{-1}) of updrafts for (a, b) LLS, (c, d) ULS.

3.4 浮力特征

以上分析可知，强上升运动倾向于发生在低层垂直风切变环境，表明不同高度的垂直风切变影响下，上升运动可能表现出不同的浮力特征。浮力的计算采用以下公式 (Zhang et al., 2000; Houze, 2014):

$$B = \underbrace{g \left(\frac{\theta'_v}{\bar{\theta}_v} \right)}_{\text{热力浮力}} + \underbrace{g(\kappa - 1) \left(\frac{p'}{\bar{p}} \right)}_{\text{动力浮力}} - \underbrace{g(q_c + q_r + q_i + q_s + q_g)}_{\text{降水拖曳作用}} \quad (1)$$

其中， B 为总浮力， g 为重力加速度， $\kappa = 0.286$ ， $\bar{\theta}_v$ 和 $\bar{p}$ 分别为虚位温和气压的平均参考态， θ'_v 和 p' 分别为虚位温和气压的扰动， q_c 、 q_r 、 q_i 、 q_s 、 q_g 分别为云、雨、冰晶、雪、霰的混合比。方程 (1) 左侧为总浮力项，右侧分别为热力浮力、动力浮力和降水拖曳作用。

图 8 和图 9 为上升运动的浮力（定义为贯穿于上升运动底高至顶高之间的气柱内上升运动中心格点及相邻 8 个格点的浮力的垂直平均值）空间分布图。对比两个试验，发现 LLS 试验部分比例的上升运动的总浮力为较大的正值，部分比例的上升运动的总浮力为较大的负值（图 8a、9a）；其中总浮力正值与较大的正热力浮力（图 8c、9c）有关，总浮力负值与较大的负动力浮力（图 8b、9b）和降水拖曳作用（图 8d、9d）有关，而较大的负动力浮力可能与下沉运动和冷池活动有关，较大的降水拖曳作用与较强的降水有关（将在第 3.5 节讨论）。相较而言，ULS 试验上升运动的热力浮力较小（图 8g、9g），但大部分上升运动具有正的动力浮力（图 8b、9b），降水拖曳作用为较小的负值（图 8h、9h），因此，ULS 试验上升运动的总浮力以正值为主（图 8e、9e），且顺风切象限上升运动的总浮力大于逆风切象限，表明在垂直风切变影响下 TC 外核区的上升运动活跃于顺风切象限，与 Li and Fang (2019) 的研究结果一致。

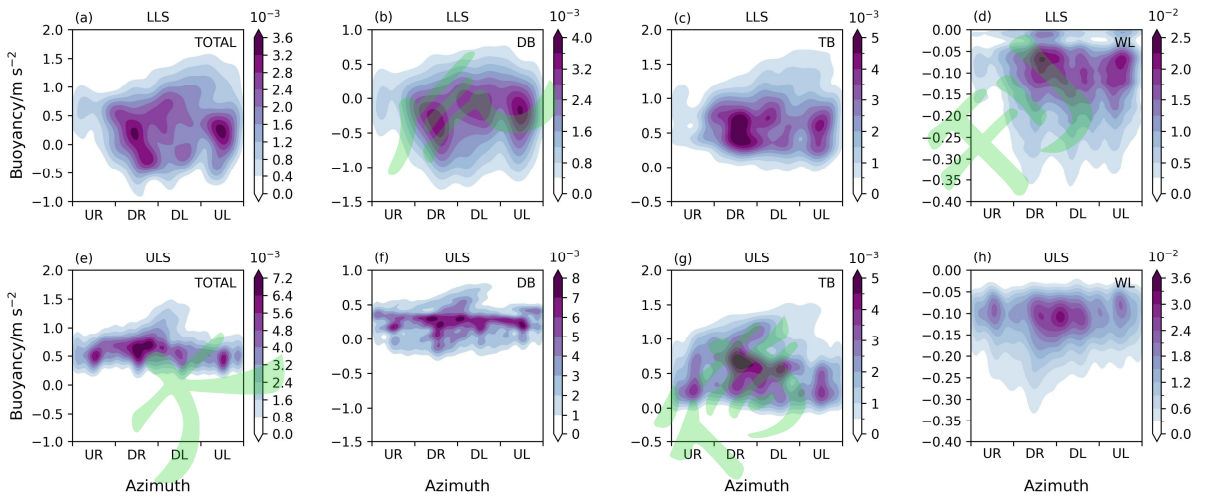
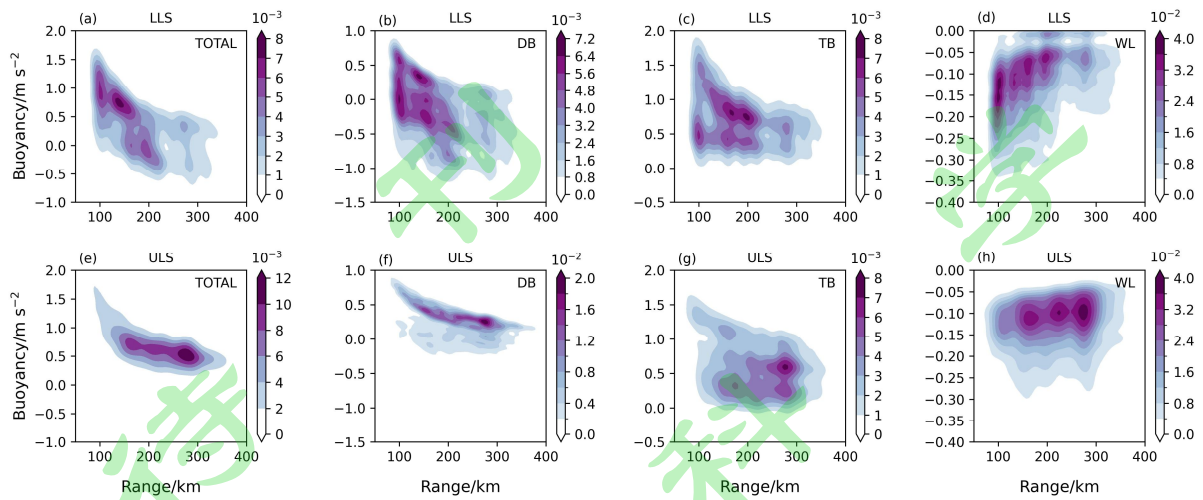


图 8 外核区不同方位角的上升运动各浮力项（单位： m s^{-2} ）KDEs 分布图 (a、b、c、d) LLS, (e、f、g、h) ULS。

Fig.8 KDEs plot by quadrant of vertically averaged total buoyancy, dynamic buoyancy, thermal buoyancy and water loading

279 (colored, units: m s^{-2}) of updrafts for (a, b, c, d) LLS, and (e, f, g, h) ULS.



280

281 图9 外核区不同半径的上升运动各浮力项 (单位: m s^{-2}) KDEs 分布图 (a、b、c、d) LLS, (e、f、g、h) ULS。

282 Fig.9 KDEs plot by radius of vertically averaged total buoyancy, dynamic buoyancy, thermal buoyancy and water loading

283 (colored, units: m s^{-2}) of updrafts for (a, b, c, d) LLS, and (e, f, g, h) ULS.

284 3.5 物理机制的讨论

285 上述分析结果显示, 在不同高度的垂直风切变影响下, TC 外核区对流尺度上升运动呈现不同的
286 的特征, 低层垂直风切变较高层垂直风切变环境更有利于外核区深厚的强上升运动的发生发展, 造
287 成这种差异与不同的物理过程有关。

288 研究表明, 深厚湿对流的发生需要不稳定层结、充足水汽、抬升触发机制及有利的垂直风切变
289 等条件 (Doswell, 2001; 俞小鼎等, 2012; 郑永光等, 2017)。相较于 ULS 试验, LLS 试验具有较大的
290 CAPE (图 10a) 和较高的边界层相当位温 (图 10c); 较大的 CAPE 提供了充足的不稳定能量, 较高
291 的边界层相当位温反映了低层大气具有高温高湿的特点, 使得 LLS 试验的正热力浮力较大 (图 8c、
292 9c), 向上的浮力加速度有利于大气的扰动和对流上升运动的触发。同时, 较大的边界层水汽混合比
293 (图 10e) 为对流提供充足水汽, 水汽随着上升运动向上输送, 在对流层中高层凝结释放潜热, 进
294 一步增大热力浮力, 促进上升运动的加强和维持。此外, 低层较大的垂直风切变 (图 1a) 一方面通
295 过动力抬升作用, 触发低层大气的垂直上升运动, 同时促使水平涡度向垂直涡度转化, 形成倾斜上
296 升运动, 使得上升运动与下沉运动在空间上分离, 两者能够共存并维持更长时间 (寿绍文等, 2003)。
297 另一方面, 较大的低层垂直风切变有利于对流尺度系统的组织化 (Johnson et al., 2005; 张建军等,
298 2016), 使得周围的上升运动不断合并到强对流系统中, 这可能是 LLS 试验上升运动个数偏少的原
299 因之一。强而持久的上升运动有利于雨滴的持续增长, 促进降水增强。由于空气的质量补偿作用,
300 较强的上升运动可强迫形成下沉运动, 较大的降水拖曳作用 (图 8d、9d) 也促进下沉运动发生发展。

此外，较强的降水蒸发冷却使空气变得干冷，干冷空气随着下沉运动向下输送，有利于形成地面冷池（Sawada and Iwasaki, 2010; Schlemmer and Hohenegger, 2014; 程晶晶等, 2023）。活跃的冷池活动引起正的气压扰动（程晶晶等, 2023），造成上升运动的动力浮力以负值为主（图 8b、9b）。地面冷池前缘的辐散气流和低层入流辐合上升，不断激发新的上升运动（Eastin et al., 2012; Yu and Tsai, 2013），有利于 CBs 的发展和维持，CBs 使得该试验的上升运动的垂直质量输送和最大垂直速度较大（图 3a、c），顶高较高（图 2a）。此外，冷池动力学在低层垂直风切变条件下对 TC 外核区的深对流活动具有重要影响，即地面冷池、低层环境垂直风切变和 TC 主环流引起的局地风切变三者之间更容易建立起一种最优的相互作用机制（戴宇凡, 2023），增强对流系统的线状组织性，使得低层垂直风切变环境更有利于外核区上升运动的发生发展。在有利的热力和动力条件的协同作用下，LLS 试验深对流活跃（图 2a），上升运动强度大（图 3a、c），具有更大比例的穿透性对流上升运动和 CBs。

相较而言，在 ULS 试验中，CAPE（图 10b）、边界层相当位温（图 10d）、边界层水汽混合比（图 10f）以及低层垂直风切变（图 1a）均处于较低水平，大气不稳定能量和热力浮力（图 8g、9g）较小，水汽不够充足，低层的动力抬升作用较弱，不利于深对流上升运动的发展和维持。此外，DL 象限的对流层高层非对称出流更强（图略），有利于 TC 内核区的水汽和水凝物粒子（如冰晶、雪、霰等）向外输送，使得外核区存在较大比例的层状云，深对流云的比例较小（Gao et al., 2020），相应地，CBs 的比例较少，导致上升运动的垂直质量输送和最大垂直速度较小（图 3d、f）。

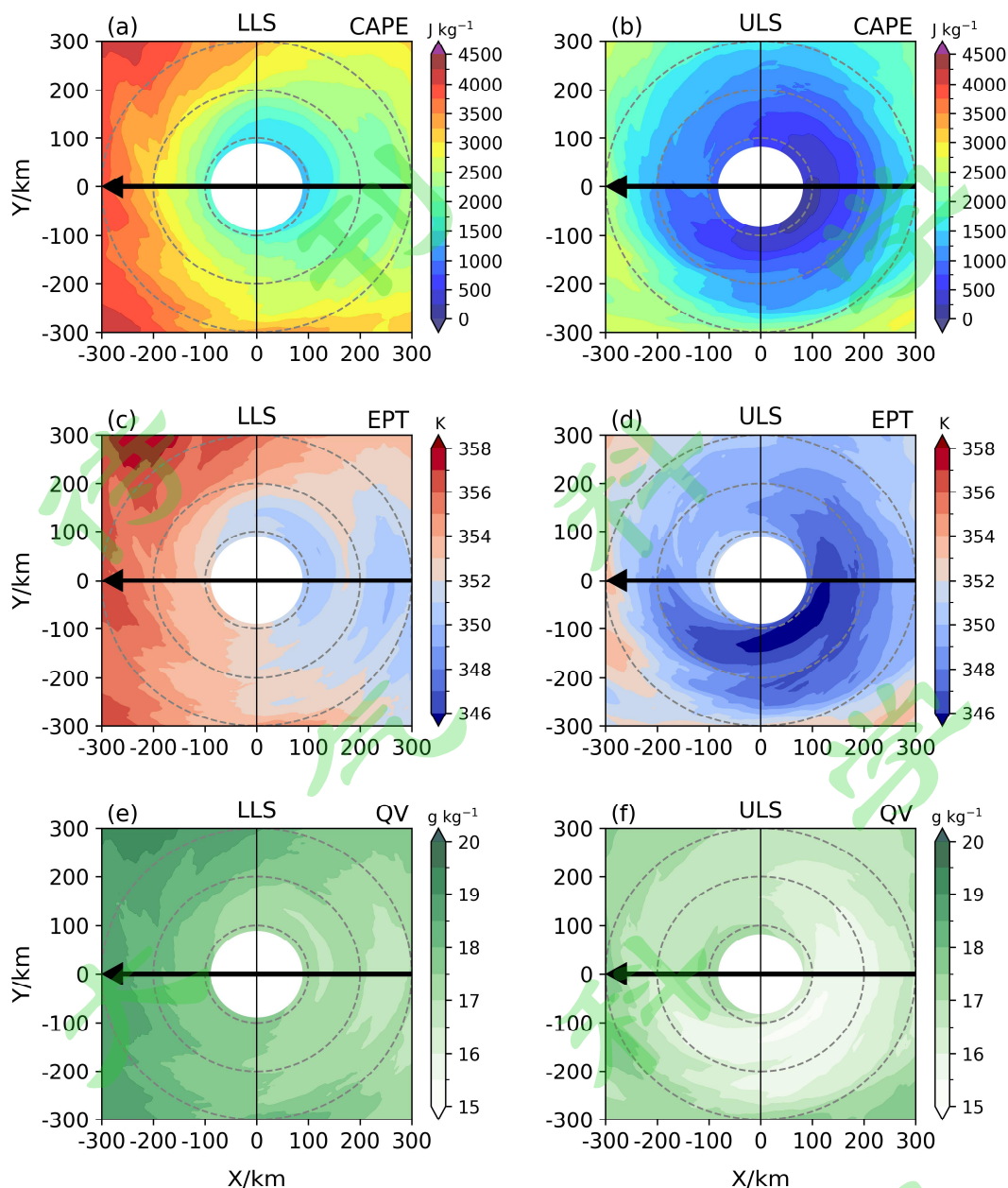


图 10 外核区时间平均的 (a、b) CAPE (填色, 单位: J kg^{-1}), 边界层 (0.1~0.96 km) 垂直平均 (c、d) 相当位温 (填色, 单位: K) 和 (e、f) 水汽混合比 (填色, 单位: g kg^{-1}) 的水平分布。其中, 左列为 LLS 试验, 右列为 ULS 试验, EPT 表示相当位温, QV 表示水汽混合比, 虚线圆半径分别为 100、200、300 km, 黑色箭头表示东风切变。

Fig.10 Temporally averaged between 0 and 48 h of (a, b) CAPE (shaded, units: J kg^{-1}), (c, d) equivalent potential temperature (shaded, units: K) and (e, f) water vapor mixing ratio (shaded, units: g kg^{-1}) vertically averaged in boundary layer (0.1~0.96 km) in outer-core of TC in (left column) LLS and (right column) ULS. Radii at every 100 km are shown as dashed circles, EPT represents equivalent potential temperature, QV represents water vapor mixing ratio, and the black arrow indicates the direction of easterly wind shear.

4 结论与讨论

利用 TCM4 理想数值模拟资料,对高层和低层垂直风切变影响下热带气旋外核区对流尺度上升运动的动力和热力特征的差异进行了对比分析,并进一步讨论造成这种差异的可能物理机制,得到以下结论。

(1)相较于高层垂直风切变试验,低层垂直风切变试验上升运动的垂直质量输送和最大垂直速度较大,顶高大于 12 km 的上升运动的比例更高,表明深对流上升运动倾向于在低层垂直风切变环境中形成和发展,与较大的 CAPE、边界层相当位温和边界层水汽混合比有关;此外,较强的上升运动可强迫形成下沉运动,有利于地面冷池的发生发展;地面冷池、低层环境垂直风切变和热带气旋主环流引起的局地风切变三者之间的相互作用进一步促进上升运动的发生发展。

(2)上升运动的径向倾斜与上升运动的顶高和非对称径向流场有关。低层垂直风切变试验穿透性对流上升运动占比大,逆风切象限上升运动受到对流层高层非对称径向入流的影响随高度径向向眼区倾斜,顺风切象限上升运动受到对流层高层非对称径向出流的影响随高度径向向外倾斜;高层垂直风切变试验大部分上升运动随高度径向向眼区倾斜,主要来自于逆风切和顺风切右侧象限,小部分来自于顺风切左侧部分顶高小于 8 km 的上升运动,分别与逆风切和顺风切右侧对流层高层非对称径向入流以及顺风切左侧对流层中低层的非对称径向入流有关。

(3)低层垂直风切变试验对流层低层以相对对称的径向入流为主,大部分上升运动径向向眼区移动;在高层垂直风切变试验中,顺风切象限的上升运动受到对流层低层径向入流的影响径向向眼区移动,逆风切象限的上升运动受到对流层低层径向出流的影响径向向外移动。

(4)在低层垂直风切变环境中,上升运动的正热力浮力和降水拖曳作用较大,动力浮力以负值为主,导致总浮力从负值到正值分布;在高层垂直风切变环境中,上升运动的热力浮力和降水拖曳作用较小,动力浮力以正值为主,因此总浮力以较小的正值为主。

上述研究结果为加深理解不同高度垂直风切变对热带气旋外核区对流尺度上升运动的动热力特征的影响提供了新的视角,加深了对不同高度垂直风切变环境下 TC 对流结构和强度变化物理过程的理解,但本研究仅是基于理想数值模拟试验得到的结果,与实际的热带气旋所处的垂直风切变环境存在一定偏差,实际场景下热带气旋外核区的对流尺度上升运动可能呈现更复杂的特征,有待进一步开展精细化观测和数值模拟研究。此外,垂直风切变方向的差异也会对热带气旋强度变化产生一定影响(Wei et al., 2018; 王伟和余锦华, 2013),例如同等强度下,西风切变比东风切变更容易使得热带气旋强度减弱(Fu et al., 2019),而热带气旋对流活动与热带气旋强度息息相关,未来将进一步揭示不同方向的垂直风切变条件对热带气旋对流活动特征的影响。

参考文献

- Barnes G M, Zipser E J, Jorgensen D, et al. 1983. Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40(9):2125–2137. doi:10.1175/1520-0469(1983)040<2125:MACSOA>2.0.CO;2
- Chen S S, Knaff J A, Marks Jr F D. 2006. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(11), 3190–3208. doi: 10.1175/MWR3245.1
- Cheng J, Li Q. 2020. A numerical study of convective-scale downdrafts in the outer core of tropical cyclones in vertically varying environmental flows [J]. *Trop. Cyclone Res. Rev.*, 9(3): 143–161. doi: 10.1016/j.tcr.2020.06.002
- 程晶晶, 李青青, 陈锦鹏. 2023. 不同强度环境垂直风切变影响下热带气旋外核区冷池特征 [J]. *大气科学*, 47(5):1510–1524. Cheng Jingjing, Li Qingqing, Chen Jinpeng. 2023. Characteristics of cold pools in the outer core of tropical cyclones under different vertical wind shear magnitudes [J]. *Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 47(5): 1510–1524. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2203.21216
- Corbosiero K L, Molinari J. 2002. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130(8):2110–2123. doi:10.1175/1520-0493(2002)130<2110:TEOVWS>2.0.CO;2
- Corboseiro K L, Molinari J. 2003. The Relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60(2): 366–376. doi: 10.1175/1520-0469(2003)060<0366:TRBSMV>2.0.CO;2
- 戴宇凡. 2023. 环境垂直风切变的特征对热带气旋外雨带活动的影响 [D]. 南京信息工程大学博士学位论文, 74pp.
- Dai Yufan. 2023. Characteristics of "direct" and "indirect" responses of outer rainband activities to environmental vertical wind shear [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University of Information Science and Technology, 74pp. doi: 10.27248/d.cnki.gnjqc.2023.000050
- Doswell III C A (Ed). 2001. Severe convective storms [M]. Boston: American Meteorological Society, 1–26.
- Dunion J P. 2011. Rewriting the climatology of the tropical North Atlantic and Caribbean Sea atmosphere [J]. *J. Climate*, 24(3):893–908. doi:10.1175/2010JCLI3496.1
- Eastin M D, Gardner T L, Link M C, et al. 2012. Surface cold pools in the outer rainbands of tropical storm Hanna (2008) near landfall [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(2): 471–491. doi:10.1175/MWR-D-11-00099.1
- Fu H, Wang Y Q, Riemer M, et al. 2019. Effect of unidirectional vertical wind shear on tropical cyclone intensity change—Lower-layer shear versus upper-layer shear [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124(12): 6265–6282. doi: 10.1029/2019JD030586
- Gao Q, Li Q, Dai Y. 2020. Characteristics of the outer rainband stratiform sector in numerically simulated tropical cyclones: Lower-layer shear versus upper-layer shear [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(4):399–419. doi: 10.1007/s00376-020-9202-y
- Hazelton A T, Hart R E, Rogers R F. 2017. Analyzing simulated convective bursts in two Atlantic hurricanes. Part I: Burst formation and development [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 145(8):3073–3094. doi:10.1175/MWR-D-16-0267.1
- Hence D A, Houze Jr R A. 2008. Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005) [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D15108. doi: 10.1029/2007JD009429
- Houze Jr R A. 2010. Clouds in tropical cyclones [J]. *Mon Wea Rev*, 138(2): 293–344. doi: 10.1175/2009MWR2989.1
- Houze Jr R A. 2014. Cloud Dynamics [M]. Kidlington, Oxford, UK: Academic Press, 432 pp.
- Johnson R H, Aves S L, Ciesielski P E, et al. 2005. Organization of oceanic convection during the onset of the 1998 East Asian summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (1): 131–148. doi: 10.1175/MWR-2843.1
- Kilroy G, Smith R K, Wissmeier U. 2014. Tropical convection: the effects of ambient vertical and horizontal vorticity [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140(682):1756–1770. doi:10.1002/qj.2261
- Kilroy G, Smith R K. 2015. Tropical cyclone convection: the effects of a vortex boundary-layer wind profile on deep convection [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141(688):14–726. doi:10.1002/qj.2383
- Langland R H, Liou C S. 1996. Implementation of an E-ε parameterization of vertical subgrid-scale mixing in a regional model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124(5):905–918. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0905:IOAPOV>2.0.CO;2
- Li Q, Fang Q. 2018. A numerical study of convective-scale structures in the outer cores of sheared tropical cyclones: Part 1.

- Updraft traits in different vertical wind shear magnitudes [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123(21):12097–12116. doi:10.1029/2018JD029022
- Li Q, Fang Q. 2019. Buoyancy of convective-scale updrafts in the outer cores of sheared tropical cyclones [J]. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 12(1):58–65. doi:10.1080/16742834.2019.1548883
- Li Q, Wang Y. 2012. A comparison of inner and outer spiral rainbands in a numerically simulated tropical cyclone [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(9):2782–2805. doi:10.1175/MWR-D-11-00237.1
- 李欣, 张璐. 2022. 北上台风强降水形成机制及微物理特征[J]. *应用气象学报*, 33(1): 29–42. Li Xin, Zhang Lu. 2022. Formation mechanism and microphysics characteristics of heavy rainfall caused by northward-moving typhoons [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 33(1): 29–42. doi:10.11898/1001-7313.20220103.
- 李兆慧, 王东海, 麦雪湖, 等. 2017. 2015 年 10 月 4 日佛山龙卷过程的观测分析[J]. *气象学报*, 75(2):288–313. Li Zhaohui, Wang Donghai, Mai Xuehu, et al. 2017. Observations of the tornado occurred at Foshan on 4 October 2015 [J]. *Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese)*, 75(2):288–313. doi:10.11676/qxxb2017.013
- 罗辉, 苟阿宁, 康岚, 等. 2020. 四川盆地一次中反气旋超级单体的雷达回波特征研究[J]. *气象*, 46(10):1362–1374. Luo Hui, Gou Aning, Kang Lan, et al. 2020. Radar echo characteristics of a meso anticyclonic supercell of Sichuan in August 2016 [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 46(10):1362–1374. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.10.010
- Molinari J D, Romps M, Vollaro D, et al. 2012. CAPE in tropical cyclones [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69(8):2452–2463. doi: 10.1175/JAS-D-11-0254.1
- Rogers R, Reasor P, Lorsolo S. 2013. Airborne Doppler observations of the inner-core structural differences between intensifying and steady-state tropical cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 141(9):2970–2991. doi:10.1175/MWR-D-12-00357.1
- Sawada M, Iwasaki T. 2010. Impacts of evaporation from raindrops on tropical cyclones. Part II: Features of rainbands and asymmetric structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67(1): 84–96. doi: 10.1175/2009JAS3195.1
- Schlemmer L, Hohenegger C. 2014. The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 71(8):2842–2858. doi:10.1175/JAS-D-13-0170.1
- 沈上骐, 黄绮君, 葛旭阳. 2025. 非典型对流台风快速增强机制: 地表潜热通量作用[J]. *大气科学*, 49(3):752–766. Shen Shangqi, Huang Qijun, Ge Xuyang. 2025. Rapid intensification of typhoon with atypical convection: the role of surface latent heat flux [J]. *Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 49(3): 752–766. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2310.23073
- 寿绍文, 励申申, 寿亦萱, 等. 2003. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社: 70–73. Shou Shaowen, Li Shenshen, Shou Yixuan, et al. 2003. *Mesoscale Meteorology (in Chinese) [M]*. Beijing: China Meteorological Press: 70–73.
- Terwey W D, Rozoff C M. 2014. Objective convective updraft identification and tracking: Part I: Structure and thermodynamics of convection in the rainband regions of two hurricane simulations [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119(11):6470–6496. doi:10.1002/2013JD020904
- Wang Y. 2001. An explicit simulation of tropical cyclones with a triply-nested movable-mesh primitive equation model: TCM3. Part I: Model description and control experiment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129(6): 1370–1394. doi:10.1175/1520-0493(2001)129<1370:AESOTC>2.0.CO;2
- Wang Y. 2007. A multiply nested, movable mesh, fully compressible, nonhydrostatic tropical cyclone model–TCM4: Model description and development of asymmetries without explicit asymmetric forcing [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 97(1–4):93–116. doi:10.1007/s00703-006-0246-z
- Wang Y. 2009. How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? [J] *J. Atmos. Sci.*, 66(5):1250–1273. doi:10.1175/2008JAS2737.1
- 王佳琪, 李英. 2019. 西北太平洋热带气旋变性过程中的风及降水分布变化特征分析[J]. *大气科学*, 43(6): 1329–1343. Wang Jiaqi, Li Ying. 2019. Characteristics of wind and rainfall distribution of tropical cyclones during their extratropical transition processes over the Western North Pacific [J]. *Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 43(6):1329–1343. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1903.18213
- 王伟, 余锦华. 2013. 东风和西风切变环境下西北太平洋热带气旋快速增强特征的对比[J]. *大气科学学报*, 36(3):337–345.

443 Wang Wei, Yu Jinhua. 2013. Characteristic comparison between the rapid intensification of tropical cyclones in easterly
 444 and westerly wind shear over the Northwest Pacific [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 36(3): 337–345. doi:
 445 10.13878/j.cnki.dqkxxb.2013.03.011

446 王珍, 黄泓, 赵军, 等. 2023. 热带气旋近海加强机制的研究进展[J]. 气象, 49(5): 525–541. Wang Zhen, Huang Hong, Zhao Jun,
 447 et al. 2023. Research progress on the intensifying mechanism of coastal tropical cyclones [J]. Meteor. Mon. (in
 448 Chinese), 49(5): 525–541. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.082201

449 Wei N, Zhang X H, Chen L S, et al. 2018. Comparison of the effect of easterly and westerly vertical wind shear on tropical
 450 cyclone intensity change over the western North Pacific [J]. Environ. Res. Lett., 13(3): 034020. doi: 10.1088/1748-
 451 9326/aaa496

452 Yu C K, Tsai C L. 2013. Structural and surface features of arcshaped radar echoes along an outer tropical cyclone rainband[J].
 453 Atmos. Sci., 70(1): 56–72. doi: 10.1175/JAS-D-12-090.1

454 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 Xiaoding, Zhou
 455 Xiaogang, Wang Xiuming. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection [J].
 456 Acta. Meteor. Sinica. (in Chinese), 70(3): 311–337. doi: 10.11676/qxxb2012.030.

457 Zhang D L, Liu Y, Yau M K. 2000. A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). part III: dynamically induced
 458 vertical motion[J]. Mon. Wea. Rev., 128 (11): 3772–3788. doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<3772:AMNSOH>2.0.CO;2.

459 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 Yongguang, Tao Zuyu, Yu
 460 Xiaoding. 2017. Some Essential Issues of Severe Convective Weather Forecasting [J]. Meteor. Mon. (in Chinese),
 461 43(6): 641–652. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.001

462 张志伟, 郭凤霞, 初雨, 等. 2023. 超强台风“山竹”(1822)的闪电活动特征[J]. 大气科学, 47(2): 399–416. Zhang Zhiwei,
 463 Guo Fengxia, Chu Yu, et al. 2023. Characteristics of Lightning Activity in Super Typhoon Mangkhut (1822) [J]. Chin. J.
 464 Atmos. Sci. (in Chinese), 47(2): 399–416. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2203.21229

465 张建军, 王咏青, 钟玮. 2016. 飑线组织化过程对环境垂直风切变和水汽的响应[J]. 大气科学, 40(4): 689–702. Zhang Jianjun,
 466 Wang Yongqing, Zhong Wei. 2016. Impact of Vertical Wind Shear and Moisture on the Organization of Squall Lines [J].
 467 Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 40(4): 689–702. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1505.14337

468 周海光. 2010. 罗莎(0716)台风外围螺旋雨带中尺度结构的双多普勒雷达实验研究[J]. 气象, 36(3): 54–61. Zhou
 469 Haiguang. 2010. Structure of Typhoon Krosa (0716) outer rainband observed by dual-Doppler radars[J]. Meteor. Mon. (in
 470 Chinese), 36(3): 54–61. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2010.3.008