

热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动的演变机制*

方俏娴¹ 李青青^{2,3,4} 伍红雨¹ 程晶晶⁵ 梁秀姬⁶

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
5. 漳州市气象局, 漳州 363000
6. 珠海市公共气象服务中心, 珠海 519000

摘要: 利用理想数值模拟资料, 开展了热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动的演变机制的个例研究。选取的个例起源于热带气旋外雨带顺垂直风切变方向的右侧, 其垂直质量输送具有双峰时间演变特征, 存在两次增强阶段, 生命史长达 2.5 h。结果表明: 强垂直风切变和低层高值相当位温为上升运动长生命史的维持提供了有利环境, 邻近对流单体的发生发展通过调节相当位温的局地变化造成上升运动强度的不同响应。上升运动的两次增强阶段均是正热力浮力和正浮力扰动气压垂直梯度力主导, 但两次增强机制存在区别: 首次增强阶段邻近对流单体的发展引起低层相当位温升高, 同时上升运动倾斜增大, 水凝物粒子持续增长释放潜热引起热力浮力显著增大, 因此垂直速度较大; 二次增强阶段前期新的邻近对流单体的发生发展增大了低层相当位温, 但随后邻近对流单体发展成熟和消亡, 造成下沉运动增强和局地相当位温降低, 热力浮力和垂直速度较小。与中纬度普通对流单体的减弱机制类似, 减弱阶段上升运动倾斜较小, 下沉运动在上升运动下方形成并发展, 该下沉运动和其他邻近对流单体的下沉运动将低值相当位温输送至低层形成近地面冷池, 热力浮力减小, 负热力浮力和降水拖曳作用导致上升运动减弱。热力浮力、浮力扰动气压垂直梯度力和降水拖曳作用的不平衡过程是上升运动长时间演变的主要机制, 但也不可忽视上升运动的倾斜大小。

关键词: 热带气旋, 外雨带, 上升运动, 长生命史, 演变机制

中图法分类号 P445

An Idealized Numerical Study on the Evolution Mechanism of a Long-life Convective-Scale Updraft in Outer Rainband of Sheared Tropical Cyclone

FANG Qiaoxian¹ LI Qingqing^{2,3} WU Hongyu¹ CHENG Jingjing⁴ LIANG Xiuji⁵

1. Guangdong Climate Centre, Guangzhou 510641
2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information

*国家自然科学基金项目 (U2342202、42175005)、广东省气象局科技项目 (GRMC2023Q41) 和广东省气候中心科研项目 (QH202403) 共同资助。

2024 年 2 月 29 日收稿; XXXX 年 XX 月 XX 日收修定稿

第一作者: 方俏娴, 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: 伍红雨, 主要从事天气气候特征和机理研究。E-mail: 492019784@qq.com

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

5. Zhangzhou Meteorological Bureau, Zhangzhou 363000

6. Zhuhai Public Meteorological Service Center, Zhuhai 519000

Abstract: This study investigates the evolution mechanism of a long-life convective-scale updraft in outer rainband of numerically simulated sheared tropical cyclone (TC). The updraft originates on the downshear right quadrant of outer rainband within a sheared TC with a lifespan of 2.5-hour. This updraft undergoes two intensification processes and displays complex evolutionary characteristics with two peaks in vertical mass flux. Results show that strong localized vertical wind shear and low-level high-value equivalent potential temperature are the main favorable environmental factors maintaining an updraft long life cycle. The strengthening and weakening of neighboring convective cells lead to different responses to updraft intensity by adjusting the variation of local equivalent potential temperature. The vertical momentum budget suggests that an updraft is growing when it is dominated by positive buoyancy pressure gradient acceleration and positive thermal buoyancy, yet there are differences between the two strengthening mechanisms. In the first intensification stage, the development of neighboring convective cells cause an increase in the equivalent potential temperature at lower levels. Moreover, the increase in updraft tilt and the latent heating lead to a significant increase in thermal buoyancy, resulting in a larger vertical velocity. In the early second intensification stage, the occurrence and development of new convective cells in the vicinity of the focused updraft induce an increase in localized equivalent potential temperature. Subsequently, however, the mature and dissipation of these neighboring convective cells lead to downward motion stronger and localized equivalent potential temperature decrease, resulting in smaller thermal buoyancy and smaller vertical velocity. Analogous to the weakening mechanism of convective cells in mid-latitudes, during the weakening phase, the focused updraft exhibits a decrease in tilt, and then force a downdraft directly beneath it. This downdraft and downdrafts of neighboring convective cells carry low-value equivalent potential temperature toward the lower layers to form a surface cold pool. Consequently, thermal buoyancy tends to decrease with decreasing equivalent potential temperature at lower layers, which suppress the growth of the focused updraft. In addition, the negative contribution of water loading is harmful to the development of the focused updraft. The imbalance between thermal buoyancy, buoyancy pressure gradient acceleration, and water loading constitute the primary physical mechanism responsible for the prolonged evolution of the updraft. However, a tilted updraft structure can also influence its own development.

Key words: tropical cyclone, outer rainband, updraft, long-life, evolution mechanism

引 言

热带气旋 (Tropical Cyclone, TC) 作为典型的对流系统之一, 其环流内存在多种类型的对流单体 (Barnes et al, 1991; Hense and Houze, 2008; Li and Fang, 2018; 陈涛等, 2021; 王科等, 2021)。例如, TC 外核区 (常定义为 3 倍最大风半径以外的区域; Wang, 2009) 通常是外雨带活

跃的区域，由于此区域的水平形变相对较小（Wang, 2008; 2009; Li and Wang, 2012），因此外雨带中的对流尺度系统以孤立对流单体为主（Hence and Houze, 2008; Moon and Nolan, 2015; 周海光, 2010）。

观测资料和高分辨率数值模拟研究结果显示 TC 外雨带的孤立对流单体具有复杂的运动场结构，通常包含对流尺度上升运动（简称上升运动）和下沉运动（Barnes et al, 1983; Hence and Houze, 2008; Cheng and Li, 2020）。上升运动中心对应着雷达反射率大值区（Barnes et al, 1983; Hence and Houze, 2008; 周海光, 2010），因此其垂直速度大小可指示外雨带对流单体的强度。此类上升运动可以通过倾斜和低层辐合拉伸作用引起垂直涡度增强（Hence and Houze, 2008; 罗辉等, 2020），进而有利于外雨带次级水平风速大值的产生。对流尺度上升运动产生的凝结潜热可引起 TC 的热力-动力场的调整（向纯怡等, 2024），进而引起 TC 的结构和强度的变化（Wang, 2009; 王珍等, 2023）。

Li and Fang（2018）统计了垂直风切变影响下 TC 外雨带对流尺度上升运动的生命史特征，发现 80% 以上的上升运动的生命史小于 1 h，10% 左右的上升运动的生命史为 1~2 h，1% 上升运动的生命史长达 2 h 以上。相对而言，中纬度孤立对流单体的生命史较短，典型值为 0.5~1 h（周毅, 1987），通常发生在弱垂直风切变环境下（Chisholm and Renick, 1972），对流单体内上升运动的倾斜较小，降水粒子垂直降落产生向下的拖曳力，以及冰雹的融化和降水蒸发的冷却作用减弱了对流单体内的上升运动，这些过程同时促进了位于上升运动下方的下沉运动的发生发展，该下沉运动切断了对流单体内的入流，导致对流单体迅速消散（Doswell III, 1984; 周毅, 1987）。在较强的垂直风切变环境下，下沉运动形成于入流外侧，上升运动和下沉运动同时存在并维持一段时间，才有可能出现生命史较长的对流单体（寿绍文等, 2003）。区别于中纬度孤立对流单体的局地环境，TC 外雨带孤立对流单体的上升运动不仅受到垂直风切变的影响（Li and Fang, 2018; 翁之梅等, 2024），还会受到 TC 主环流气旋式风场、涡丝化效应（Wang, 2008; 2009; Li and Wang, 2012）和邻近对流单体的影响，10% 以上的上升运动能够维持 1 h 以上，这类长生命史上升运动的发展和维持机制与中纬度地区孤立对流单体的发展机制可能不同。在这种复杂 TC 外雨带环境中，长生命史的对流尺度上升运动具有怎样的演变特征？上升运动能够长时间维持的环境背景和物理机制是什么？哪些物理过程主导了上升运动的强度变化？

为回答上述问题，基于 TC 理想数值模拟结果，分析 TC 外雨带一例生命史长达 2 h 以上的深厚对流尺度上升运动的演变特征，研究该上升运动得以长时间维持的环境背景，并通过动力诊断上升运动长时间演变的物理机制，以期加深对 TC 外雨带长生命史对流发生、发展机理的认识。

1 资料和方法

1.1 模式简介

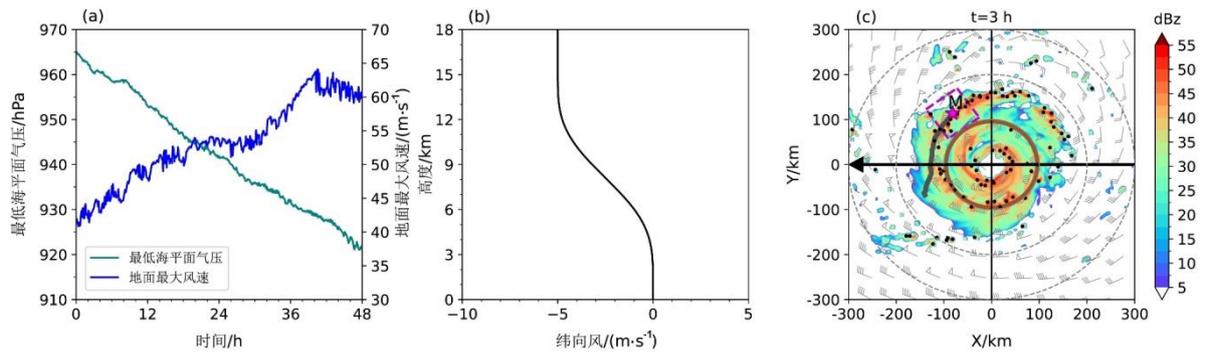
文中所用资料来自于水平分辨率为2 km、时间分辨率为6 min的热带气旋模式(Tropical Cyclone Model version 4, TCM4)的理想数值模拟资料。TCM4 模式采用完全可压的非静力方程,能够合理地模拟 TC 的结构、强度及对流活动等(Wang, 2007; Li and Wang, 2012; Li and Fang, 2018)。模拟试验采用四层双向嵌套网格,各层嵌套网格的格距分别为 54、18、6 和 2 km,相应的格点数分别为 241 个×201 个、127 个×127 个、163 个×163 个和 313 个×313 个。由于对流主要发生在距离 TC 中心 300 km 的半径范围内,研究区域取自于 3 倍最大风半径至 300 km 半径的外雨带区域。模式垂直层次共有 32 层,最低和最高层的高度分别为 0.03 km 和 27 km。模拟试验使用 f 平面(18 N°),海面温度设为 29 °C。初始涡旋最大风半径为 90 km,近地面最大切向风速为 18 m·s⁻¹,风速随高度以正弦曲线减小,至 100 hPa 减小为 0 m·s⁻¹。相应的涡旋质量场和热力场通过非线性平衡方程(Wang, 2001)获取。采用 Dunion (2011)观测的湿热力学廓线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/个 | 241 × 201 (第一层: Δx=54 km) |
| | 127 × 127 (第二层: Δx=18 km) |
| | 163 × 163 (第三层: Δx=6 km) |
| | 313 × 313 (第四层: Δx=2 km) |
| 垂直层数 | 32 层 (0.03~27 km) |
| 积分步长 | 6 min |
| 边界层方案 | E-ε 湍流闭合方案(Langland and Liou, 1996) |
| 云微物理方案 | 显式混合相态云微物理方案 (Wang, 2001) |
| 积云参数化方案 | 无 |

注: 括号内数据为各参数取值对应的实际数值。

模式积分 60 h 后(设为研究试验的初始时刻,即 $t=0$ h, t 表示时间,下同),模拟的 TC 中心最低海平面气压为 966 hPa(图 1a),此时在模式中加入 5 m·s⁻¹ 东风切变。东风切变的廓线分布如图 1b 所示,风速变化集中在 1.5~13.5 km 高度范围内,加入的垂直切变风场满足热成风平衡。Rios-Berrios and Torn (2017) 将 4.5~11.0 m·s⁻¹ 的垂直风切变定义为中等强度的垂直风切变,因此试验中加入 5 m·s⁻¹ 东风切变代表了模拟的 TC 受中等偏弱的垂直风切变的影响。加入东风切变后模拟的 TC 持续增强, $t=48$ h 最低海平面气压下降到 920 hPa,地面最大风速达到 60 m·s⁻¹(图 1a)。从图 1c 的 TC 雷达反射率因子的水平分布可见,外雨带分布大量的对流单体,其中上升运动中心位置与雷达反射率大值区高度吻合。



注：图c虚线圆半径分别为100、200、300 km；棕色实心圆以外区域为外雨带区域；黑色箭头为东风切变；每个风向杆为4 m·s⁻¹，三角形风杆为20 m·s⁻¹；黑色圆点为算法识别到的上升运动中心位置；紫色星形为研究对象上升运动个例生成位置；灰色粗实线为上升运动个例的移动轨迹；紫色虚线矩形为80 km×80 km的研究区域。

图1 (a) TCM4模式在加入垂直风切变0~48 h内模拟的TC最低海平面气压和地面最大风速随时间的变化，(b) 垂直风切变的廓线分布，(c) t=3 h模拟的3 km高度雷达反射率因子（填色）和风场（风羽）分布

Fig.1 (a) Time series of minimum sea level pressure (green line, unit: hPa) and maximum surface wind (blue line, unit: m·s⁻¹) simulated by TCM4 model after vertical shear are imposed within 48 hours. (b) The vertical profiles of zonal winds (black line, unit: m·s⁻¹) in experiment. (c) Simulated radar reflectivity (shaded, dBZ), and wind field (barb, unit: m s⁻¹) at

3-km height at 3th hour

1.2 对流尺度上升运动识别算法

Terwey and Rozoff (2014) 提出了一种针对 TC 对流尺度上升运动的识别和追踪算法 (Statistical and Programmable Objective Updraft Tracker, SPOUT)。SPOUT 算法能够捕捉到 TC 对流尺度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，不仅方便统计上升运动的结构和演变特征，还可以追踪上升运动附近的环境变化，有助于理解周围环境的局部效应。因此，采用 SPOUT 算法对 TC 外雨带对流尺度上升运动进行识别，算法中相应的阈值设置如表 2 所示。Li and Fang (2018) 的结果显示上述阈值设置能够合理识别模拟的上升运动。

表2 识别对流尺度上升运动的参数阈值设置

Table 2 User-specified parameters for the identification of convective-scale updrafts

| 参数 | 说明 | 阈值 |
|----------|-----------------------------|-----------------------|
| 最低层数 | SPOUT 算法在模式资料中检测的最低层 | 6 层 (0.96 km) |
| 总垂直层数 | SPOUT 算法在模式资料中检测的总垂直层数 | 18 层 (最高到 14.7 km) |
| 最小上升速度 | 二维上升运动的垂直速度识别阈值 | 1.0 m·s ⁻¹ |
| 最大水平距离 | 垂直方向上连续两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 | 三维上升运动的最小厚度 | 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 | 上升运动持续的最短时间 | 3 (18 min) |

注：括号内数据为各参数阈值对应的实际数值。

2 上升运动的演变特征

图 2a 显示，TC 外雨带 86.2% 的上升运动生命史不超过 1 h，12.8% 上升运动生命史为 1~2 h，仅有 1% 上升运动生命史达到 2 h 以上。因此，将上升运动按照生命史长短分为生命史 1 h 以内、1~2 h 和 2h 以上三种类型，分析对应的垂直质量输送（vertical mass transport, VMT；定义为上升运动中心格点及相邻 8 个格点的垂直质量输送的垂直平均值；计算公式为 $VMT = \rho w$ ，其中 ρ 为单位体积的空气、水汽、液态水和固态水的质量之和， w 为垂直速度）特征。图 2b 显示大部分较短生命史 (≤ 2 h) 的上升运动的垂直质量输送小于 $6 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ，而生命史 > 2 h 的上升运动则呈现较大的 VMT，中位数峰值可达 $7 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。例如，生命史长达 2.5 h 的上升运动 M（形成于 TC 外雨带顺垂直风切变方向的右侧，图 1c），其 VMT 在 $t=4.0$ h 和 4.9 h 分别出现两个峰值 ($21.1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $17.8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ，图 2c)，与中纬度长生命史中尺度对流系统的面积和最大小时降水量呈双峰或多峰时间变化的特征一致 (Prein et al, 2020)。此外，上升运动 M 垂直倾斜（定义为上升运动最低层中心和最高层中心连线的斜率，即 $\delta z / \sqrt{(\delta x)^2 + (\delta y)^2}$ ）明显；且在上升运动 M 生命史的大部分时段，其倾斜大小与 VMT 随时间的变化一致（图 2c）。

图 2d 显示，在生命史前 1 h 上升运动 M 的顶高不断上升， $t=3.9$ h 时顶高突破 14 km，达到最大值，表现出穿透性对流特征。3.0~5.0 h 上升运动 M 的最大垂直速度在 2~6 km 高度小幅波动，底高基本稳定在 0.96 km，除了 $t=4.0$ h 时底高有所抬升以外。5.0~5.5 h 最大垂直速度所在高度和底高迅速抬升，特别是 $t=5.1$ h 时最大垂直速度所在高度和底高分别抬升至 12 km 和 8 km。底高的抬升说明上升运动 M 底部的垂直速度减小（将在第 3.2 节和 4.2 节讨论）。

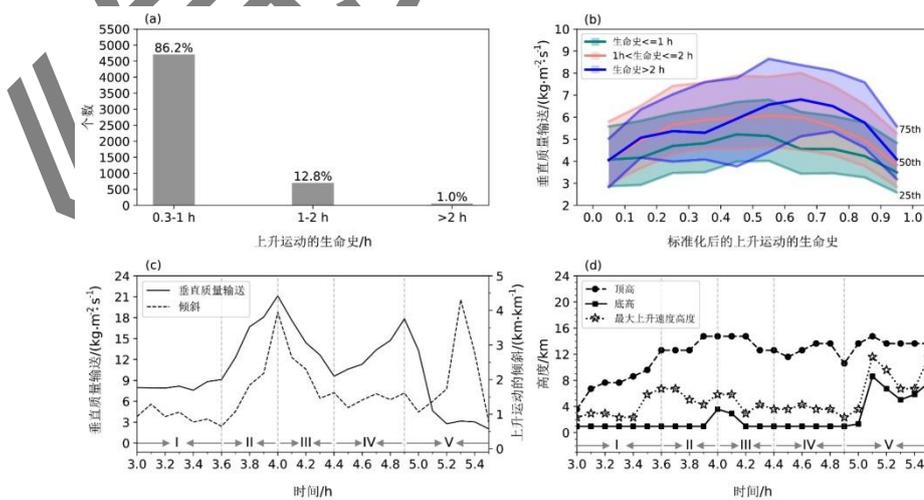


图2 不同生命史的上升运动 (a) 个数分布，(b) VMT (单位： $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) 在其标准化的生命史内25%、50%和75%分位数分布；(c) 上升运动M的VMT和倾斜随时间的变化，(d) 上升运动M的顶高、底高和最大上升速度高度-

时间变化

Fig.2 (a) Updraft lifetime (unit: h) histogram, with each bar topped with proportional values (unit: %). (b) Percentiles for average vertical mass flux (unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) for three types of updrafts over a normalized updraft life span. (c) Time series of VMT (solid line, unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) and tilt (dashed line, unit: $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$) of Updraft M. (d) Time series of the bottom (solid squares, unit: km), top (solid circles, unit: km) and height of the maximum upward velocity (hollow pentagrams, unit: km) of Updraft M

3 不同发展阶段周围环境动力和热力特征

为探讨上升运动 M 发生发展过程中周围动力和热力环境的特征，根据垂直质量输送随时间的变化（图 2c），将其生命史分为初生阶段（3.0–3.5 h）、首次增强阶段（3.6–4.0 h）、减弱阶段（4.1–4.4 h）、二次增强阶段（4.5–4.9 h）和消亡阶段（5.0–5.5 h）。

3.1 垂直风切变

图 3 为上升运动 M 的环境垂直风切变（定义为距离上升运动中心 20~40 km 的环形区域的平均垂直风切变）随时间的变化。由图 3 可见，在上升运动 M 生命史前 2h 内，0~6 km 垂直风切变和 0~10 km 垂直风切变增强，其中，0~6 km 垂直风切变从 $13.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 缓慢增加至 $16.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；0~10 km 垂直风切变从 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增加到 $18.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，期间强度发生明显振荡；而 0~1 km 和 0~3 km 垂直风切变变化较小，分别稳定在 $7.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在消亡阶段，垂直风切变明显减弱（图 3）。强垂直风切变使得上升运动 M 发生明显倾斜，随着 0~10 km 垂直风切变强度的变化，上升运动 M 的倾斜也发生明显变化。例如，3.0–3.6 h 期间 0~10 km 垂直风切变明显增强，随后 3.6~4.0 h 上升运动 M 的倾斜明显增大；3.6–3.9 h 期间 0~10 km 垂直风切变减小，随后 4.1~4.4 h 上升运动 M 倾斜减小。强垂直风切变为上升运动 M 的长时间维持提供了有利的动力环境，与中纬度短生命史的孤立对流单体通常发生在弱垂直风切变环境（Chisholm and Renick, 1972）不同。研究表明，长生命史的超级单体在其发展过程中可引起周围局地垂直风切变显著增强（Parker, 2014, Nowotarski and Markowski, 2016），而本文中上升运动 M 持续时间长，期间垂直质量输送发生明显变化，表现为双峰时间演变特征，但在整个生命史，除了 0~10 km 垂直风切变稍微增强以外，6 km 以下的垂直风切变未发生明显变化，说明上升运动 M 的强度变化并不是周围环境垂直风切变的变化所致。

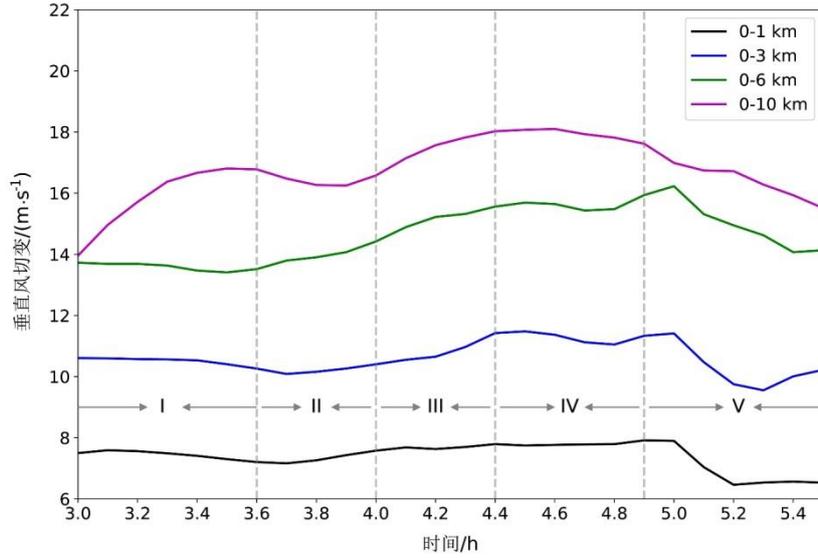


图 3 距离上升运动 M 中心位置 20~40 km 环形区域范围内 0~1 km、0~3 km、0~6 km 和 0~10 km 垂直风切变随时间的变化

Fig. 3 Time series of magnitude of the 0~1 km, 0~3 km, 0~6 km, and 0~10 km bulk wind difference (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) around Updraft M

3.2 相当位温

上升运动 M 能够长时间维持且强度发生明显变化，与周围低层相当位温 (θ_e) 的显著变化有关 (图 4)。 $t=3.0$ h 时上升运动 M 在高值 θ_e 的区域生成 (图 4a)，随后低层入流的 θ_e 高值区和出流的 θ_e 低值区并存 (图 4b)，导致 3.0~3.6 h 上升运动 M 发展缓慢，对应的垂直质量输送变化较小 (图 2c)。

在上升运动 M 生成的同时，邻近上升运动 m_3 (为表述方便，其他上升运动分别命名为 m_1 , m_2 , m_3 ，以此类推) 也在西北侧 θ_e 高值区生成 (图 4a)，随后持续发展，增强了低层入流和风场辐合 (图 4b~4d, 图 5c, 5d)，将西北部高值 θ_e 向上升运动 M 平流 (图 4a~4c, 图 5a~5c)，因此 3.6~3.8 h 西北侧低层 θ_e 明显增强，达 354~356 K (图 4b, 4c)。同时，3 km 高度的 θ_e 明显降低 (图 5c, 5d)，表明上升运动 M 局地环境的静力稳定性降低。此外，上升运动 M 的倾斜显著增大 (图 2c)，意味着降水偏离上升运动 M 的中心，有利于附近的高值 θ_e 维持。因此，3.6~4.0 h 上升运动 M 迅速增强，发展深厚，在 $t=4.0$ h 时其顶高已突破 14 km (图 2d)，最大垂直速度达到 $23.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

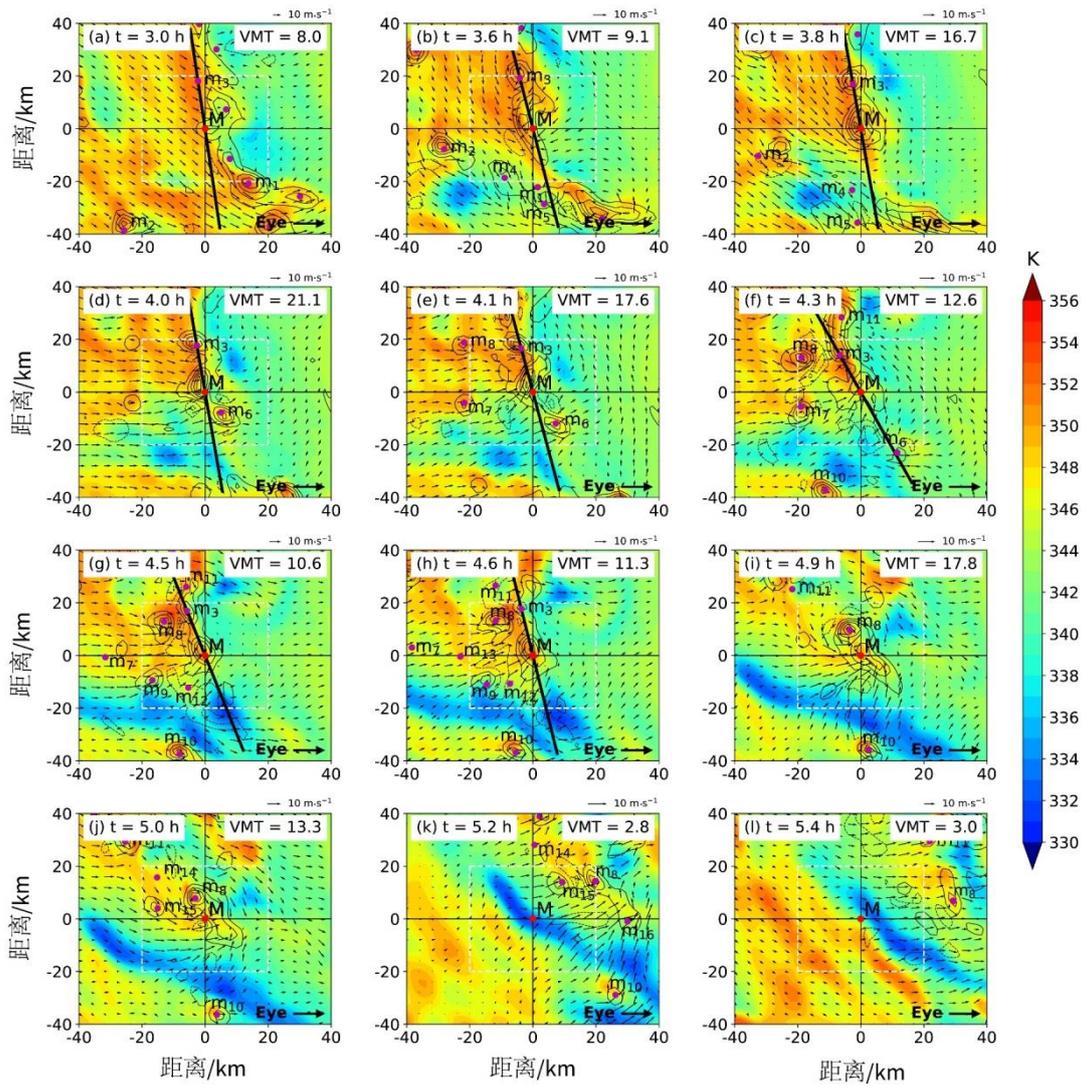
4.0~4.4 h 上升运动 M 的倾斜明显减小 (图 2c)，上升运动 M 中心区域的降水粒子垂直降落产生向下的拖曳力促进下沉运动的形成和发展 (图 4d, 4e; 图 5d, 5e)，降水蒸发冷却作用也使得低层 θ_e 持续降低 (图 4d, 4e; 图 5d, 5e)，在低层形成冷池 (图 4d~4f, 图 5e; Schlemmer and Hohenegger, 2014; 程晶晶等, 2023)，静力不稳定性减小。此外，在 $t=4.3$ h 时上升运动 m_3 强迫的下沉运动进一步导致西北部低层 θ_e 减小 (图 4f)。因此，4.0~4.4 h 上升运动 M 明显减弱 (图 2c)，底高有所抬升

(图2d)。

西南部冷池前缘的辐散气流和低层入流辐合，激发新的对流单体生成（图4g的 m_9 和 m_{12} ；Eastin et al, 2012；程晶晶等, 2023），新生上升运动 m_9 和 m_{12} 的发展，使得西南侧的 θ_e 升高，低层入流增大（图4g），将西部的高值 θ_e 向上升运动M平流（图4f~4h，图5g），增强静力不稳定性。因此，4.5~4.9 h上升运动M发生了二次增强。随后这些邻近对流单体（如 m_3 、 m_9 、 m_{12} 等）发展成熟和消亡（图4g~4i），引起下沉运动增强（图4h），低值 θ_e 随着下沉运动进入低层，造成上升运动M中心附近低层 θ_e 降低（图4i）。因此相较于首次增强阶段而言，二次增强阶段上升运动M的垂直质量输送较弱（图2c）。

随着越来越多的邻近对流单体减弱消亡，增强的下沉运动导致西南部低层 θ_e 下降14 K以上，形成长度达30 km（图4h，4i），厚度达9 km（图5g）的带状冷池，该冷池迅速入侵上升运动M的底部（图4k），静力不稳定性减小；同时上升运动M的底高抬升至6 km以上（图2d），不利于低层水汽的向上输送，上升运动M逐渐消亡。

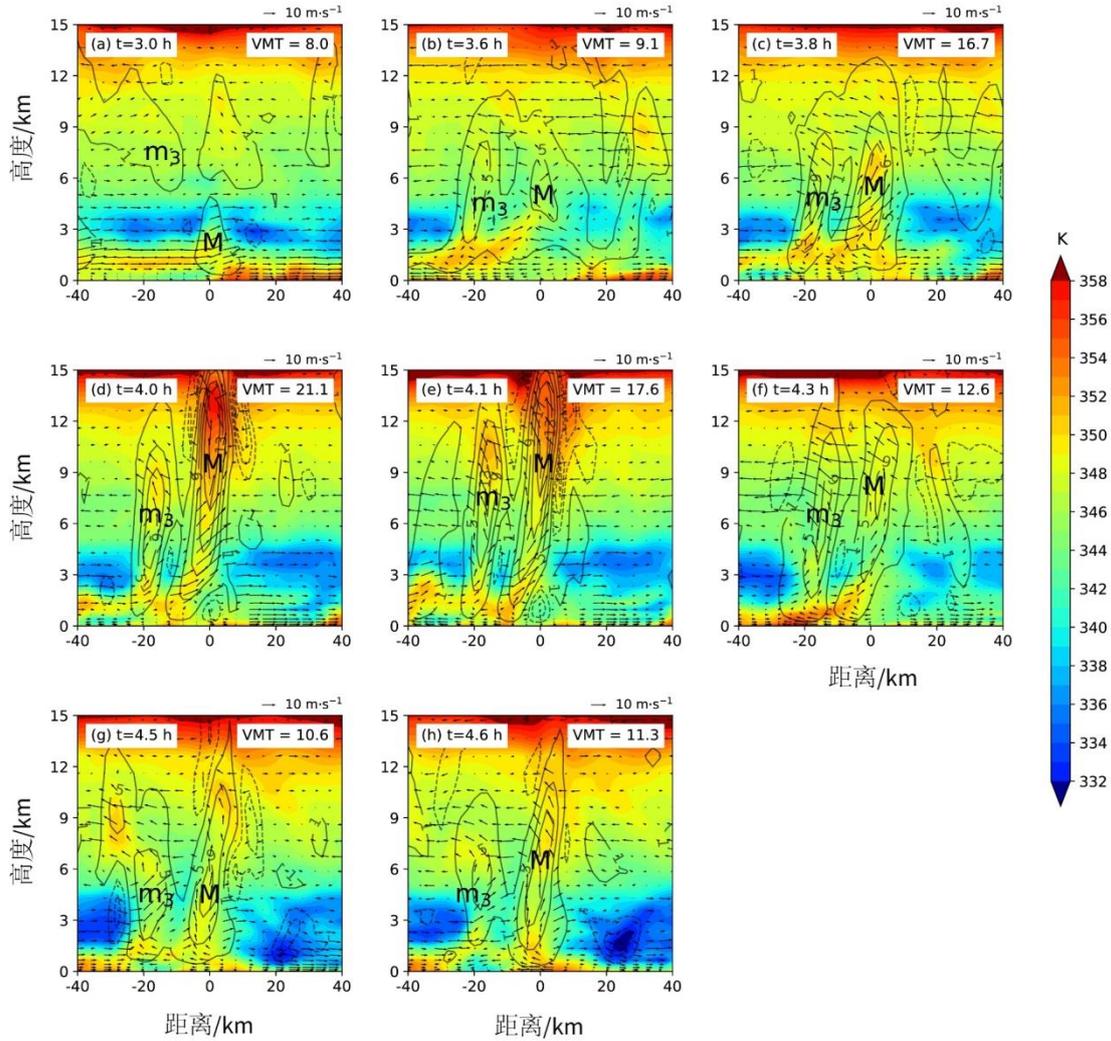
以上分析表明，上升运动M的长时间发展和维持与邻近新生对流单体的持续发展引起周围低层 θ_e 升高密切相关，而短生命史的上升运动例如 m_6 也是在高值 θ_e 的环境中生成（图4d），但生成后不久便受到西南部低值 θ_e 和邻近上升运动M强迫的下沉运动的影响（图4e，4f），上升运动 m_6 迅速减弱，生命史仅为24 min；同样地，上升运动 m_{12} 在西南部带状冷池的前边缘形成（图4g），随后受到冷池的影响（图4h）而迅速消亡，仅持续了18 min。



注： m_i ($i=1, 2, 3, \dots, 15$) 为其他上升运动，红色圆点为上升运动 M 的中心位置，紫色圆点为其他上升运动的中心位置，实线为上升运动（等值线 $\geq 1 \text{ m s}^{-1}$ ，间隔 2 m s^{-1} ），虚线为下沉运动（等值线 $\leq -1 \text{ m s}^{-1}$ ，间隔 1 m s^{-1} ），图 a~图 h 黑色粗实线为图 5 中垂直剖面所在位置。

图 4 3.0~5.4 h 上升运动 M 附近区域 0.96 km 高度的不对称风场（风矢）、 θ_e （填色）、3 km 高度垂直运动（黑色等值线，单位： m s^{-1} ）和上升运动中心位置的水平分布随时间的演变

Fig. 4 Asymmetric $[u, v]$ winds (black vectors, unit: m s^{-1}), θ_e (shaded, unit: K) at 0.96-km height, and updraft locations identified by SPOUT, overlaid by vertical velocity (contours, unit: m s^{-1}) at 3-km height around Updraft M from (top left) 3.0 to (bottom right) 5.4 h of simulation



注：VMT代表垂直质量输送。

图5 3.0~4.6 h沿图4的 m_3 中心穿过M中心的 θ_e （填色）、垂直速度（黑色等值线，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）和非对称风矢量与垂直速度的合成风场（风矢）的垂直剖面随时间的演变

Fig. 5 Corresponding vertical cross section of equivalent potential temperature (shaded, unit: K) along the cross section in Fig.4 with vertical velocity (contours, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), overlaid by the asymmetric wind and vertical wind vectors (black vectors, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) from (top left) 3.0 to (bottom center) 4.6 h of simulation

4 垂直动量收支诊断分析

上文揭示了上升运动M不同发展阶段的热力环境发生显著变化，而动力环境变化较小。为揭示上述动、热力环境中上升运动M得以长时间维持的物理机制，根据垂直动量方程对垂直加速度(dw/dt)进行收支诊断分析 (Zhang et al, 2000) 是有效的工具。垂直动量收支诊断方程为：

$$\frac{dw}{dt} = \underbrace{-\frac{\partial p'_b}{\partial z} / \rho}_{\text{BPGA}} - \underbrace{\frac{\partial p'_d}{\partial z} / \rho}_{\text{DPGA}} + \underbrace{g \left(\frac{\theta'_v}{\theta_v} \right)}_{\text{TB}} + \underbrace{g(\kappa - 1) \left(\frac{p'}{p} \right)}_{\text{DB}} - \underbrace{g(q_c + q_r + q_i + q_s + q_g)}_{\text{WL}} + \underbrace{2\Omega u_m \cos \phi}_{\text{科氏力}} + \underbrace{D_w}_{\text{湍流耗散}} \quad (1)$$

式中： $\kappa = 0.286$ ， g 为重力加速度， $\bar{\theta}_v$ 和 \bar{p} 分别为虚位温和气压的平均参考态， θ'_v 为虚位温扰动； p' 为扰动气压，由浮力扰动气压 p'_b 和动力扰动气压 p'_d 两部分组成（Houze, 1993），即： $p' = p'_b + p'_d$ ； p'_b 代表水凝物相变过程的非绝热加热造成空气受热引起高低层之间的气压差； p'_d 代表垂直运动在垂直方向上的不均匀分布导致空气质量的辐合辐散引起高低层之间的气压差； q_c 、 q_r 、 q_i 、 q_s 和 q_g 分别为云水、雨水、冰晶、雪和霰粒子的混合比， Ω 、 u_m 、 ϕ 和 D_w 分别为地球旋转角速度、纬向风、纬度和耗散项。

式（1）左侧为垂直加速度项，右侧分别为浮力气压扰动垂直梯度力（buoyancy pressure gradient acceleration, BPGA）、动力气压扰动垂直梯度力（dynamic pressure gradient acceleration, DPGA），热力浮力（thermal buoyancy, TB）、动力浮力（dynamic buoyancy, DB）、降水拖曳作用（water loading, WL）、科氏力项和耗散项等七项。由于科氏力和湍流耗散项远小于其他五项，本研究不讨论科氏力和湍流耗散项的贡献。以下分别诊断增强阶段和减弱阶段垂直动量方程右侧各项对垂直加速度项的贡献。

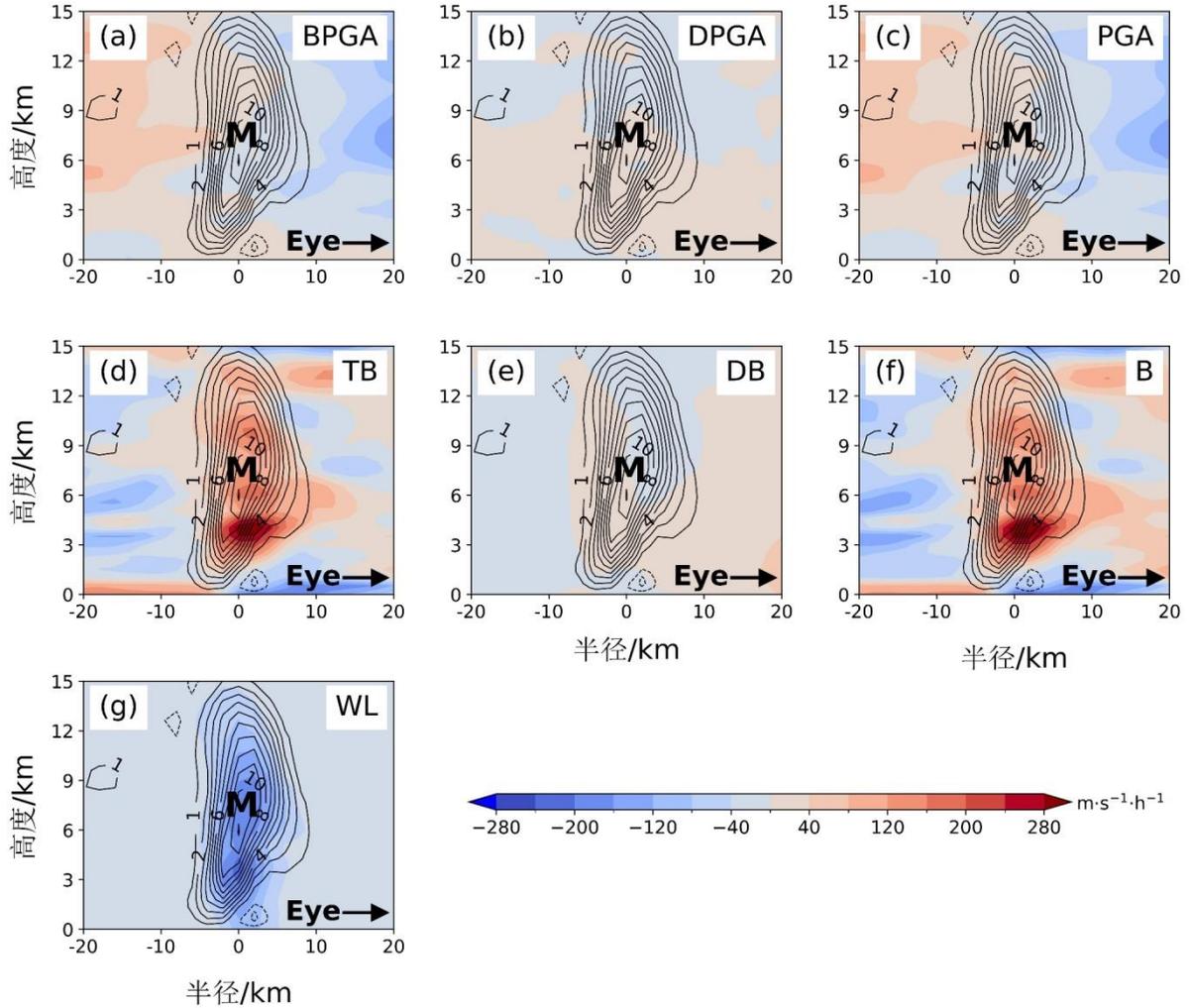
4.1 增强阶段

图6为首次增强阶段（3.6~4.0 h）过上升运动M中心的气压扰动垂直梯度力（包括BPGA和DPGA）、浮力（包括TB和DB）和降水拖曳作用（WL）的垂直剖面。由图6a可见，正BPGA主要分布在上升运动中低层0~4 km、中高层6~12 km高度和径向向外区域，负BPGA分布在上升运动中部4~9 km和径向内侧（靠TC眼区一侧）区域。图6b显示，正DPGA集中分布于上升运动M的中下层（0~9 km），负DPGA集中分布在9 km以上高度。由于DPGA相对较小（图6b），气压扰动垂直梯度力PGA的分布特征（图6c）与BPGA的分布特征（图6a）相似，此阶段气压扰动垂直梯度力以BPGA为主。

随着上升运动M的增强，云水、雨水、冰晶和霰等水凝物粒子持续增长（图7a~7c, 7e）释放潜热，进一步促进TB增大，导致上升运动区存在三个TB大值区，分别位于2~4、5~6和9~12 km高度（图6d），分别与低层水汽凝结形成雨水（图7b）、中层水汽冻结形成雪或霰粒子（图7d, 7e）和高层云水（图7a）、冰晶（图7c）及雪（图7d）粒子增长释放潜热有关。图6e显示，正DB主要分布在上升运动径向外侧区域和径向内侧区域2~6 km高度，负DB分布在上升运动中上部6 km以上高度和上升运动底部，但由于DB较小，总浮力B（TB与DB之和，图6f）以正TB为主。此外，此阶段上升运动的倾斜增大（图2c），意味着降水偏离上升运动中心，有利于低层高值 θ_e （图4c）和正TB（图6d）的维持。

首次增强阶段由于水凝物粒子持续增长（图7），上升运动中心的WL较大（图6g），但BPGA和TB的正贡献仍大于WL的负贡献，上升运动由正TB和正BPGA主导。Peters（2016）的研究指出动

力压强迫项重要影响上升运动的发展演变，但本研究的DPGA和DB较小。这可能与两项研究中浮力项的虚位温扰动和参考态的计算方法不同有关。Peters(2016)采用 $\delta\theta'_v$ 代替 θ'_v 计算浮力项，将 $\delta\theta'_v$ 定义为上升运动中心位置的虚位温扰动 θ'_v 与其周围环境的平均虚位温扰动 $\overline{\theta'_v}$ 之差，即 $\delta\theta'_v = \theta'_v - \overline{\theta'_v}$ ；而本研究采用 θ'_v 计算浮力项，定义为上升运动区域内任意格点的虚位温 θ_v 与上升运动周围环境的平均虚位温 $\overline{\theta_v}$ 之差，即 $\theta'_v = \theta_v - \overline{\theta_v}$ 。



注：PGA 为 BPGA 与 DPGA 之和，B 为 TB 与 DB 之和；实线为上升运动（等值线 $\geq 1 \text{ m s}^{-1}$ ；间隔 1 m s^{-1} ）；虚线为下沉运动（等值线 $\leq -0.5 \text{ m s}^{-1}$ ；间隔 0.5 m s^{-1} ）。

图 6 增强阶段(3.6~4.0 h)垂直动量方程各动力项(a) BPGA、(b) DPGA、(c) PGA、(d) TB、(e) DB、(f) B 和(g)WL (填色)和垂直速度(黑色等值线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)过 M 中心的径向剖面

Fig. 6 Temporally averaged between 3.6 and 4.0 h of (a) BPGA, (b) DPGA, (c) PGA, (d) TB, (e) DB, (f) B and (g) WL (shaded, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) taken from the radial cross sections passing the center of Updraft M are shaded, overlaid by contours of vertical velocity (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

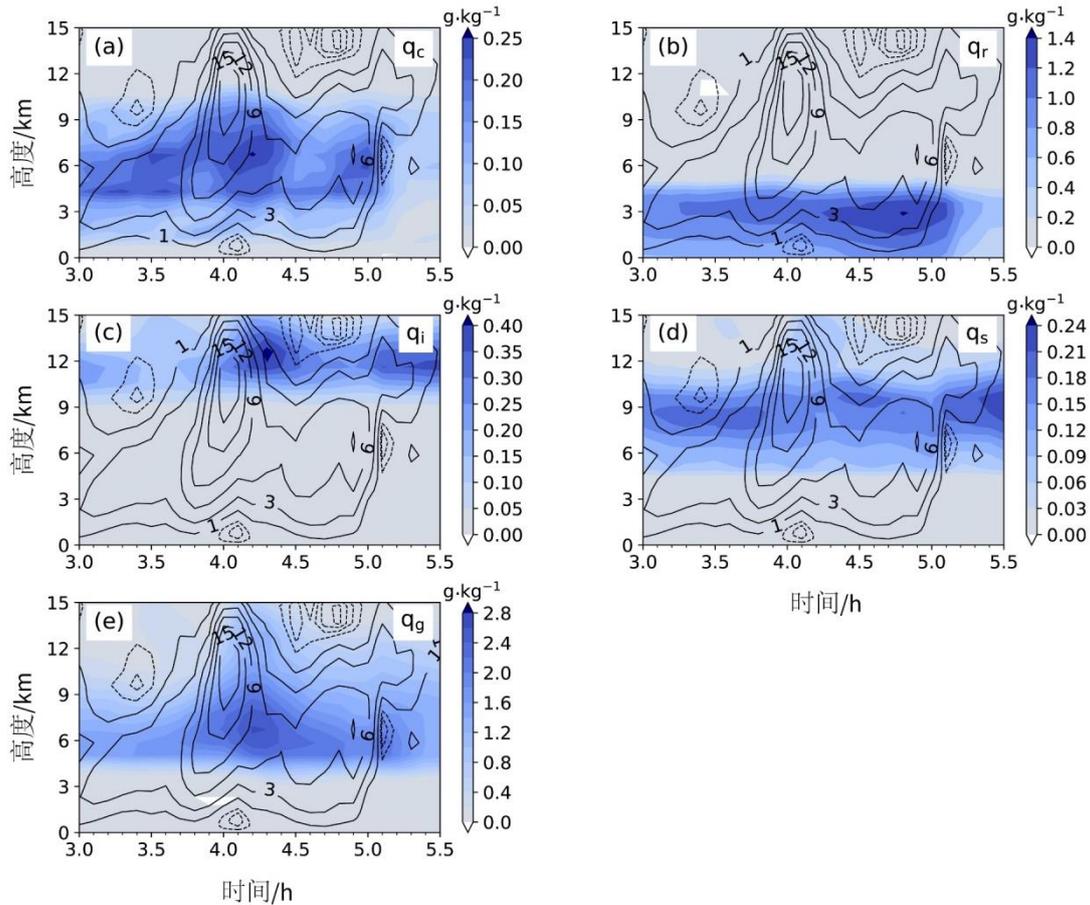
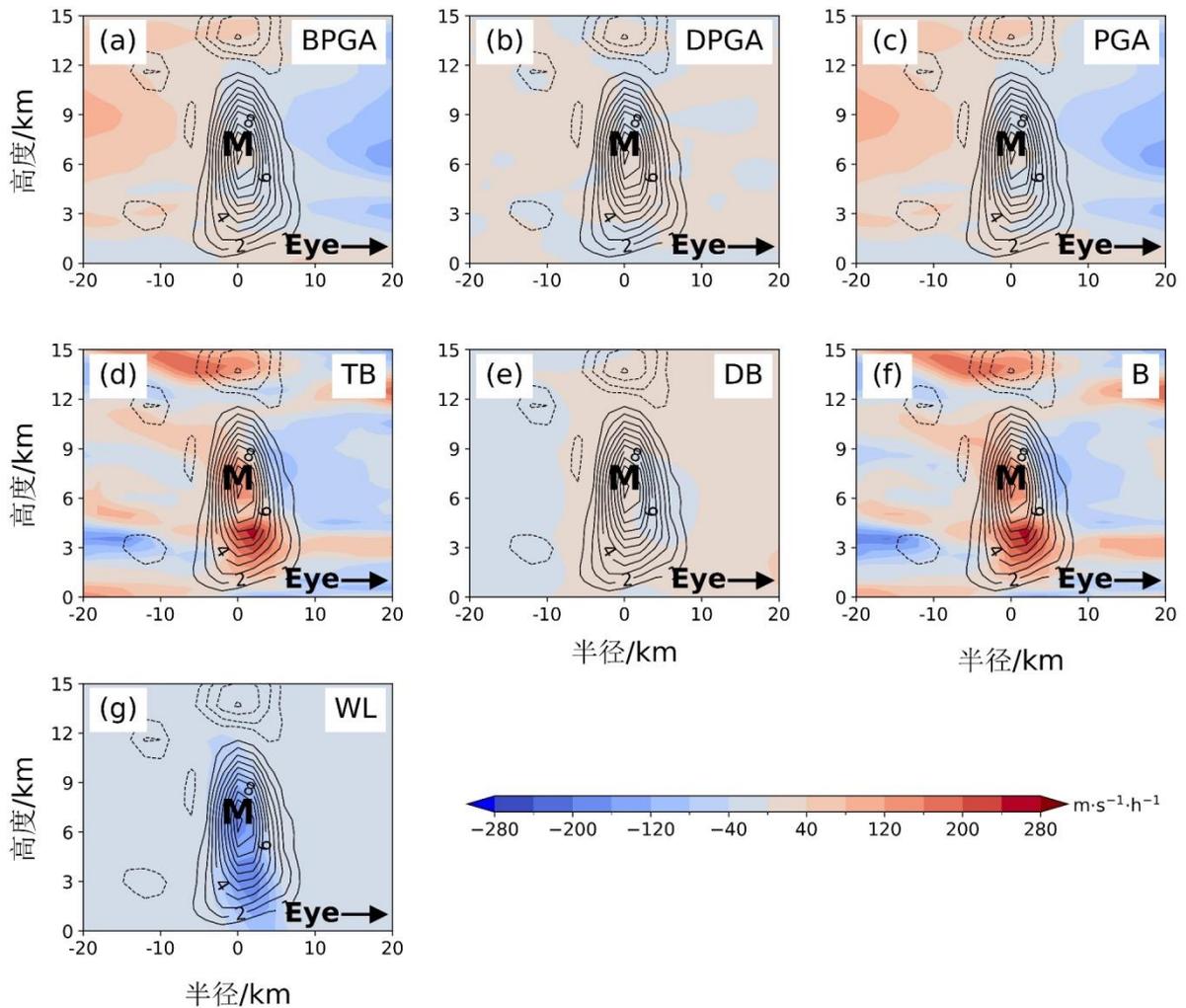


图7 上升运动M及附近区域 (a)云水、(b)雨水、(c)冰晶、(d)雪和(e)霰粒子的混合比(填色)和垂直速度(黑色等值线, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)的时间-高度演变

Fig.7 Time-height variation of (a) q_c , (b) q_r , (c) q_i , (d) q_s , and (e) q_g (shaded, unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) around updraft M are shaded, overlaid by contours of vertical velocity (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

上升运动M在4.1~4.4 h经历了明显减弱后, 在4.5~4.9 h发生了二次增强(图2c)。二次增强期间上升运动M的中下层0~5 km和中层6~8 km高度及径向向外区域为正BPGA, 上升运动M的中部5~6 km高度和上部8~11 km高度及径向内侧区域为负BPGA(图8a)。图8b显示, 除了上升运动M底部(0~3 km)和中上部9~12 km高度为负DBGA以外, 上升运动M大部分区域为正DBGA, 但DPGA相对较小, 因此二次增强阶段气压扰动垂直梯度力也是以BPGA为主(图8c)。图8d显示, 二次增强阶段TB存在两个大值中心, 分别位于上升运动M中下部1~4 km和中上部6~11 km高度, 其中, 中上部6~11 km高度的TB大值与雪粒子的二次增长有关(图7d)。除了4~9 km高度小部分区域为负DB以外, 上升运动区以正DB为主。因此, 二次增强阶段上升运动区大部分区域为正浮力(图6f), 但相对首次增强阶段, TB和总浮力较小。由于云水、冰晶和霰粒子含量明显减少(图7), WL也相对较小(图8g), 主要集中在1~4 km和5~8 km高度(图8g), 与此处较多的雨水和雪粒子(图7b, 7d)有关。综上所述

述，二次增强阶段上升运动M也是受到正TB和正BPGA主导，但由于TB较小，此阶段上升运动M的垂直速度较小。



注：PGA 为 BPGA 与 DPGA 之和，B 为 TB 与 DB 之和；实线为上升运动（等值线 $\geq 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；间隔 $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）；虚线为下沉运动（等值线 $\leq -0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；间隔 $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）。

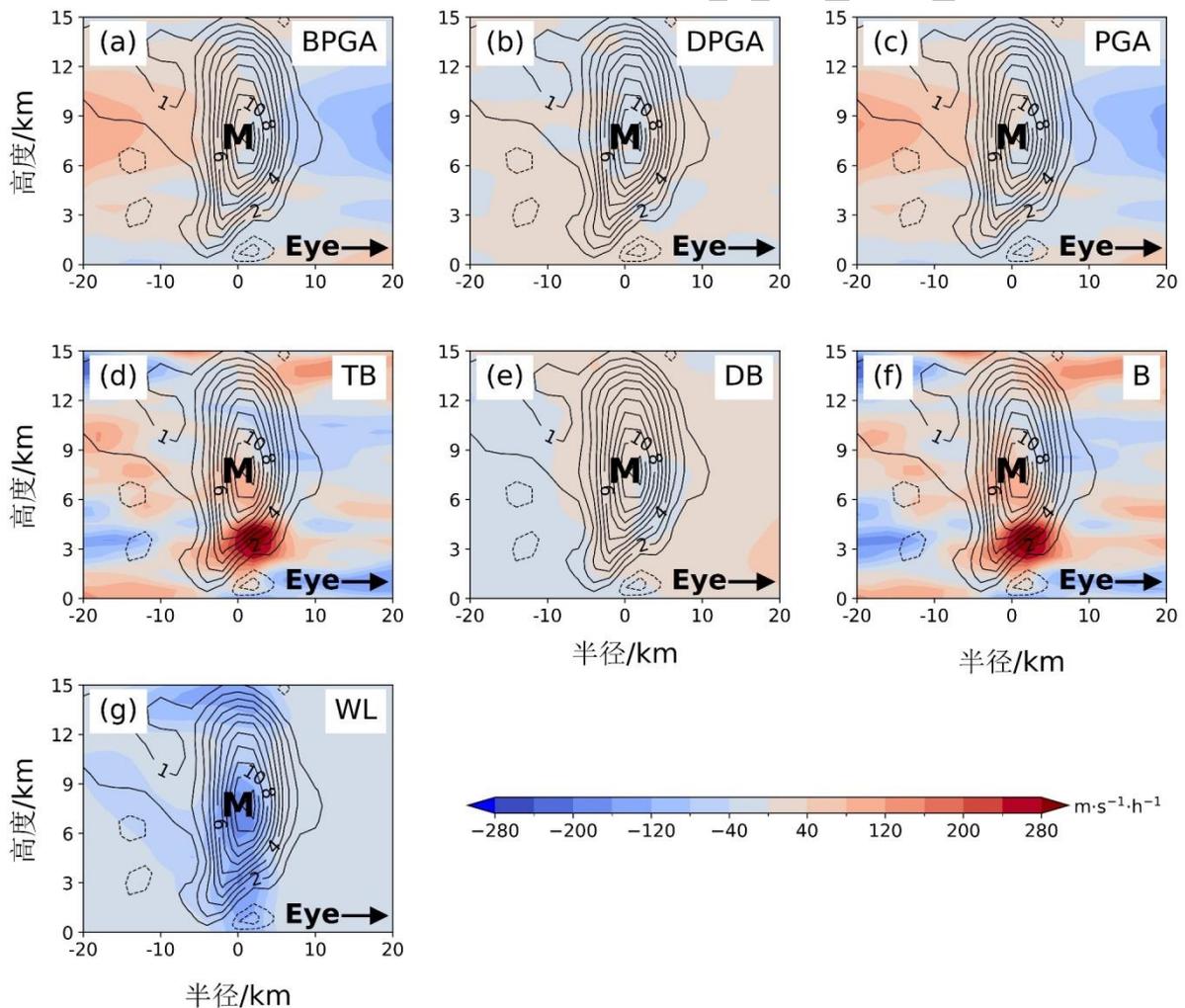
图 8 二次增强阶段（4.5~4.9 h）垂直动量方程各动力项(a) BPGA、(b) DPGA、(c) PGA、(d) TB、(e) DB、(f) B 和 (g) WL（填色）和垂直速度（黑色等值线，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）过 M 中心的径向剖面

Fig. 8 Temporally averaged between 4.5 and 4.9 h of (a) BPGA, (b) DPGA, (c) PGA, (d) TB, (e) DB, (f) B and (g) WL (shaded, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) taken from the radial cross sections passing the center of Updraft M are shaded, overlaid by contours of vertical velocity (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

4.2 减弱阶段

减弱阶段（4.1~4.4 h）BPGA 变化不大，低层 0~2 km 高度和径向内侧区域为负 BPGA，径向向外区域为正 BPGA（图 9a）。上升运动中部 5~10 km 的 DPGA 减小，由正值转为负值（图 9b）。

因此，上升运动径向内侧区域受到负气压扰动垂直梯度力控制（图 9c）。同时，此阶段 TB 明显减小，尤其是中高层 5~6 km 和 9~12 km 高度的两个 TB 大值由正值转为负值（图 9d），可能与中高层雪、霰的融化和升华（图 7d, 7e）引起的非绝热冷却有关；但 2~4 km 高度的 TB 大值仍存在（图 9d）。减弱阶段 DB 增大，上升运动区主要分布正 DB，但量级较小（图 9e）。由于减弱阶段水凝物粒子明显增多（图 7），尤其是霰粒子（图 7e），WL 明显增强，存在三个大值区（图 9g），分别位于上升运动顶部（12~15 km）、中部（6~9 km）和底部（1~4 km），与冰晶、云水、霰和雨水（图 7a~7c, 7e）明显增多有关。由于较小的正 TB 不足以弥补较大 WL 的负加速度，上升运动的发展受到抑制。此外，上升运动 M 的倾斜减小（图 2c），降水粒子垂直降落产生的拖曳作用削弱了上升运动 M 底部的上升速度，使得 5 km 以下高度的垂直速度减小，甚至在上升运动 M 底部出现下沉运动（图 9），进一步削弱上升运动，使得上升运动 M 的底高抬升至 4 km（图 2d），具有中纬度地区弱垂直风切变环境下直立的孤立对流单体的“自消亡”机制。在负 TB 和负 WL 共同作用下，上升运动 M 明显减弱，但由于 2~4 km 的 TB 大值仍存在，上升运动 M 得以维持，未直接减弱消亡。



实线为上升运动（等值线 $\geq 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；间隔 $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）；虚线为下沉运动（等值线 $\leq -0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；间隔 $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）。

图 9 减弱阶段 (4.1 ~ 4.4 h) 垂直动量方程各动力项(a) BPGA、(b) DPGA、(c) PGA、(d) TB、(e) DB、(f) B 和(g)WL (填色) 和垂直速度 (黑色等值线, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 过 M 中心的径向剖面

Fig. 9 Temporally averaged between 4.1 and 4.4 h of (a) BPGA, (b) DPGA, (c) PGA, (d) TB, (e) DB, (f) B and (g) WL (shaded, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) taken from the radial cross sections passing the center of Updraft M are shaded, overlaid by contours of vertical velocity (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

5 结论和讨论

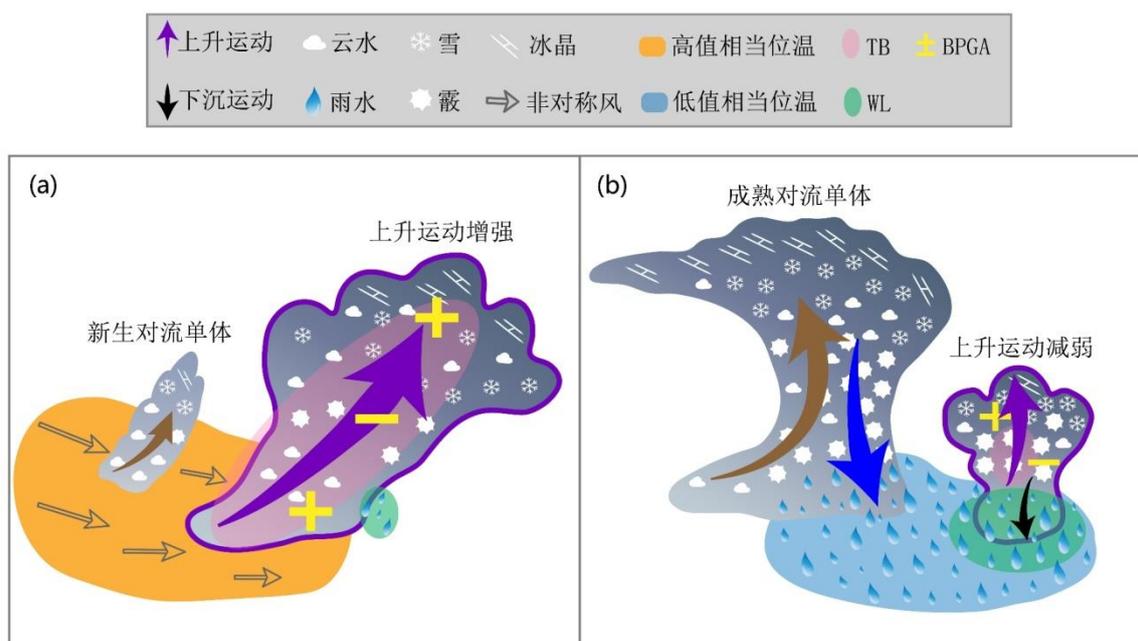
本文基于 TCM4 的理想数值模拟资料, 开展了垂直风切变影响下热带气旋外雨带对流尺度上升运动的演变机制的个例研究, 该上升运动个例形成于顺垂直风切变右侧的热带气旋外雨带, 不同于中纬度对流单体通常经历新生、成熟和消亡的生命史特征, 该个例经历了初生、首次增强、减弱、二次增强和消亡五个阶段, 其垂直质量输送具有双峰时间演变特征, 生命史长达 2.5 h。通过进一步分析不同阶段上升运动周围环境的动力和热力特征, 并对上升运动垂直动量收支进行诊断分析, 得到热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动发展演变的主要物理机制概念示意图总结如图 10 所示。主要结论如下。

(1) 区别于中纬度短生命史对流单体的弱垂直风切变环境, 强垂直风切变和高值相当位温为热带气旋外雨带上升运动的长时间维持和发展提供了有利环境, 邻近对流单体的发生发展通过调节周围相当位温的局地变化造成上升运动强度的不同响应, 可能存在两种情形: 一是邻近新生对流单体 (图 10a 棕色箭头) 的发展引起低层相当位温升高, 增强低层入流 (图 10a 空心箭头) 辐合, 高值相当位温 (图 10a 橙色阴影区) 增加, 静力不稳定性增大, 促进上升运动 (图 10a 紫色箭头) 发展; 二是邻近成熟对流单体的下沉运动 (图 10b 蓝色箭头) 将低值相当位温输送至低层形成近地面冷池 (图 10b 蓝色阴影区), 静力不稳定性减小, 抑制上升运动 (图 10b 紫色箭头) 发展。

(2) 上升运动的两次增强阶段均是正热力浮力 (图 10a 粉色阴影区) 和正浮力扰动气压垂直梯度力 (图 10a 黄色土符号) 主导, 但两次增强机制存在区别: 首次增强阶段邻近新生对流单体的持续发展, 引起低层相当位温升高, 上升运动倾斜增大, 水凝物粒子持续增长释放潜热引起热力浮力显著增大, 因而垂直速度较大; 二次增强阶段前期不断有新的对流单体形成和发展, 造成低层局地相当位温升高, 随后这些邻近对流单体发展成熟及消亡, 引起下沉运动增强和局地相当位温降低, 造成热力浮力减小, 因此垂直速度较小。

(3) 与中纬度普通对流单体的减弱机制类似, 减弱阶段上升运动 (图 10b 紫色箭头) 倾斜减小, 下沉运动 (图 10b 黑色箭头) 在上升运动下方形成并发展, 该下沉运动和其他邻近成熟对流单

体的下沉运动(图 10b 蓝色箭头)共同导致低层相当位温降低形成近地面冷池(图 10b 蓝色阴影区), 热力浮力明显减小(图 10b 粉色阴影区), 上升运动中高层部分区域热力浮力出现负值, 负热力浮力和降水拖曳作用(图 10b 绿色阴影区)共同导致上升运动减弱。上述结果表明, 热力浮力、浮力扰动气压垂直梯度力和降水拖曳作用的不平衡过程是上升运动长时间演变的主要机制, 但上升运动的倾斜大小也不能忽视。



注: 紫色箭头为文中所关注的上升运动

图 10 热带气旋外雨带对流尺度上升运动发展演变的主要物理机制概念示意图

(a)增强阶段, (b)减弱阶段

Fig. 10 Schematic illustration of the main physical processes governing the (a) strengthening and (b) weakening of a convective-scale updraft in outer rainband of sheared TC

本研究利用热带气旋理想数值模拟结果分析了 $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 东风切变条件下热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动个例的演变特征和长时间维持的物理机制。该上升运动发展深厚, 顶高可达对流层顶, 上升运动减弱时倾斜较小, 下沉运动位于上升运动下方, 因此上升运动减弱时从底部开始消散, 具有中纬度地区普通对流单体的典型特征。该上升运动长时间维持与周围强的垂直风切变和低层高值相当位温有关, 邻近对流单体的发生发展引起低层相当位温的变化直接影响了上升运动的强度变化。Peters (2016) 和 Morrison and Peters (2018) 的研究指出中纬度对流单体最大垂直速度主要来自于总浮力和浮力气压强迫, 并提到不可忽略动力气压强迫的影响。本文的垂直动量收支诊断分别讨论了热力浮力和动力浮力的作用, 同时考虑了降水拖曳作用, 诊断结果表明动力浮力对上

升运动的发展影响较小,热力浮力是热带气旋外雨带上升运动长时间发展和维持的主要贡献项,浮力扰动气压垂直梯度力和降水拖曳作用以及上升运动的倾斜大小对上升运动的发展也有重要影响。本研究讨论了邻近新生和成熟对流单体发展通过调节低层相当位温的变化可以导致上升运动强度的不同响应,并通过动力诊断特别揭示了热带气旋外雨带对流尺度上升运动长时间演变的物理机制,但仍存在一定的局限性和不足之处:(1)垂直动量的诊断分析未区分邻近对流单体和层云产生的降水拖曳作用的影响,后续研究将通过敏感性试验进行探讨;(2)由于选用的是理想数值模式资料,模拟结果与实际的热带气旋外雨带环境存在一定偏差,且受到模式时空分辨率的限制,可能不足以揭示热带气旋外雨带上升运动的精细化发展演变这一复杂的物理过程,还需要开展更多的精细化观测和数值模拟研究。

参考文献

- 陈涛,董林,罗玲,等,2021.台风利奇马登陆期间的对流结构特征及对强降雨影响[J].气象,47(12):1433-1443. Chen T, Dong L, Luo L, et al, 2021. Convection structure and impact on severe precipitation during landing of Typhoon Lekima[J]. Meteor Mon, 47(12): 1433-1443 (in Chinese).
- 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心区冷池特征[J].大气科学,47(5):1510-1524. Cheng J J, Li Q Q, Chen J P, 2023. Characteristics of cold pools in the outer core of tropical cyclones under different vertical wind shear magnitudes [J]. Chin J Atmos Sci, 47(5): 1510-1524 (in Chinese).
- 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 H, Gou A N, Kang L, et al, 2020. Radar echo characteristics of an meso-anticyclonic supercell of Sichuan in August 2016[J]. Meteor Mon, 46(10): 1362-1374 (in Chinese).
- 寿绍文,励申申,寿亦莹,等,2003.中尺度气象学[M].北京:气象出版社:70-73. Shou S W, Li S S, Shou Y X, et al, 2003. Mesoscale Meteorology [M]. Beijing: China Meteorological Press: 70-73 (in Chinese).
- 王科,陈光华,吕欣宇,等,2021.1521号台风“杜鹃”生成阶段中尺度对流系统和降水演变特征[J].大气科学,45(1):73-87. Wang K, Chen G H, Lü X Y, et al, 2021. Evolution characteristics of mesoscale convective system during the formation of tropical cyclone Dujuan (1521) [J]. Chin J Atmos Sci, 45(1): 73-87 (in Chinese).
- 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 Z, Huang H, Zhao J, et al, 2023. Research progress on the intensifying mechanism of coastal tropical cyclones [J]. Meteor Mon, 49(5): 525-541 (in Chinese).
- 翁之梅,李渊,范敏霜,等,2024.三次台风登陆后雨带列车效应特征对比[J].气象,50(8):997-1011. Weng Z M, Li Y, Fan M S, et al, 2024. Comparison of the train effect characteristics of rainbands after the landfall of three typhoons [J]. Meteor Mon, 50(8): 997-1011 (in Chinese).
- 向纯怡,董林,刘达,等,2024.2023年台风杜苏芮登陆后残涡维持的热力和动力机制研究[J].气象,50(11):1289-1305. Xiang C Y, Dong L,

-
- Liu D, et al, 2024. Thermodynamic and dynamic mechanism of maintenance of Typhoon Doksuri remnant vortex after its landfall in 2023[J]. Meteor Mon, 50(11): 1289-1305 (in Chinese).
- 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试验研究[J]. 气象, 36(3): 54-61. Zhou H G, 2010. Structure of typhoon Krosa (0716) outer rainband observed by dual-Doppler radars [J]. Meteor Mon, 36(3): 54-61 (in Chinese).
- 周毅, 1987. 积雨云的发生发展[J]. 气象科技, (6): 57-64. Zhou Y, 1987. The occurrence and development of cumulonimbus clouds [J]. Meteor Sci Technol, (6): 57-64 (in Chinese).
- Barnes G M, Gamache J F, LeMone M A, et al, 1991. A convective cell in a hurricane rainband [J]. Mon Wea Rev, 119(3): 776-794.
- 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.
- Cheng J J, Li Q 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.
- Chisholm A J, Renick J H, 1972. The kinematics of multi-cell and supercell Alberta hailstorms [J]. Res Coun Alta, Hail Stud Rep, 72(2): 24-31.
- Doswell III C A, 1984. Mesoscale aspects of a marginal severe weather event[C]/Preprints Tenth Conf. Weather Forecasting and Analysis. Clearwater Beach: American Meteorological Society: 131-137.
- Dunion J P, 2011. Rewriting the climatology of the tropical North Atlantic and Caribbean Sea atmosphere [J]. J Climate, 24(3): 893-908.
- Eastin M D, Gardner T L, Christopher Link M, 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.
- 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 Atmos, 113(D15): D15108.
- Houze R A Jr, 1993. Cloud Dynamics [M]. Waltham: Academic Press.
- Langland R H, Liou C S, 1996. Implementation of an $E-\epsilon$ parameterization of vertical subgrid-scale mixing in a regional model [J]. Mon Wea Rev, 124(5): 905-918.
- Li Q Q, Fang Q X, 2018. A numerical study of convective-scale structures in the outer cores of sheared tropical cyclones: 1. updraft traits in different vertical wind shear magnitudes [J]. J Geophys Res Atmos, 123(21): 12097-12116.
- Li Q Q, Wang Y Q, 2012. A comparison of inner and outer spiral rainbands in a numerically simulated tropical cyclone [J]. Mon Wea Rev, 140(9): 2782-2805.
- Moon Y, Nolan D S, 2015. Spiral rainbands in a numerical simulation of Hurricane Bill (2009). Part I: structures and comparisons to observations [J]. J Atmos Sci, 72(1): 164-190.
- Morrison H, Peters J M, 2018. Theoretical expressions for the ascent rate of moist deep convective thermals [J]. J Atmos Sci, 75(5): 1699-1719.
- Nowotarski C J, Markowski P M, 2016. Modifications to the near-storm environment induced by simulated supercell thunderstorms [J]. Mon Wea Rev, 144(1): 273-293.

-
- Parker M D, 2014. Composite VORTEX2 supercell environments from near-storm soundings [J]. *Mon Wea Rev*, 142(2): 508-529.
- Peters J M, 2016. The impact of effective buoyancy and dynamic pressure forcing on vertical velocities within two-dimensional updrafts [J]. *J Atmos Sci*, 73(11): 4531-4551.
- Prein A F, Liu C H, Ikeda K, et al, 2020. Simulating North American Mesoscale Convective Systems with a convection-permitting climate model [J]. *Climate Dyn*, 55(1): 95-110.
- Rios-Berrios R, Torn R D, 2017. Climatological analysis of tropical cyclone intensity changes under moderate vertical wind shear [J]. *Mon Wea Rev*, 145(5): 1717-1738.
- 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.
- Terwey W D, Rozoff C M, 2014. Objective convective updraft identification and tracking: Part 1. Structure and thermodynamics of convection in the rainband regions of two hurricane simulations [J]. *J Geophys Res Atmos*, 119(11): 6470-6496.
- 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.
- Wang Y Q, 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.
- Wang Y Q, 2008. Rapid filamentation zone in a numerically simulated tropical cyclone [J]. *J Atmos Sci*, 65(4): 1158-1181.
- Wang Y Q, 2009. How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? [J]. *J Atmos Sci*, 66(5): 1250-1273.
- Zhang D L, Liu Y B, Yau M K, 2000. A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part III: dynamically induced vertical motion [J]. *Mon Wea Rev*, 128(11): 3772-3788.