

DOI:10.13232/j.cnki.jnju.2026.02.004

热带气旋生成前初始中、低层型涡旋的热力结构发展差异

刘 乐, 刘 岩, 唐晓东*

(灾害天气科学与技术全国重点实验室, 中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 南京大学大气科学学院, 南京, 210023)

摘 要: 利用两个实际典型个例分析了热带气旋(TC)生成过程中初始中层(MV)型和低层(LV)型涡旋的发展及作用差异. MV型TC Koinu前期存在持续正温度异常, 而LV型TC Mawar中未出现, 且Koinu中暖核的出现比Mawar早. 由于Mawar中初始暖核高度比Koinu低, 当暖核同等增强时, Mawar中低层风增强更快, 因此海平面气压径向梯度也增强, 产生更强的低层径向流入, 更有利于强度增强; 同时, Koinu初期中层的冷异常也会抑制其强度增强. Mawar暖核的出现与下沉增暖过程密切相关, 而此过程在Koinu中未出现, 因此Mawar和Koinu的暖核初始高度不同, 最终导致LV型的TC生成效率(以暖核出现作为起始的定义)高于MV型. 此外, Koinu和Mawar的暖核出现均早于TC明显增强和达到热带风暴强度, 也说明暖核是TC生成的先决条件.

关键词: 热带气旋, 暖核, 初始涡旋, 生成效率

中图分类号: P444

文献标志码: A

Differences in the development of thermal structures in the types of initial middle and low-level vortices prior to tropical cyclogenesis

Liu Le, Liu Yan, Tang Xiaodong*

(State Key Laboratory of Severe Weather Meteorological Science and Technology, Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather/Ministry of Education, School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210023, China)

Abstract: By analyzing actual typical cases, the differences in development and roles of initial mid-level (MV) vortices and low-level (LV) vortices during tropical cyclone (TC) genesis were examined. During the early stage of the MV-type TC Koinu, a persistent positive temperature anomaly existed, which was not observed in the LV-type TC Mawar. In addition, the warm core appeared earlier in Koinu than in Mawar. The initial warm core was at a lower altitude in Mawar than in Koinu. When the warm core was strengthened to the same extent, the low-level winds in Mawar intensified more rapidly than in Koinu, thereby enhancing the radial gradient of the sea level pressure, generating stronger low-level radial inflow, which was more favorable for TC intensification. At the same time, the initial mid-level cold anomaly in Koinu also inhibited its intensification. The appearance of the warm core in Mawar was closely related to the subsidence induced warming process, which did not occur in Koinu. Therefore, the difference of initial altitudes of the warm cores in Mawar and Koinu ultimately led to a higher TC genesis efficiency (the occurrence of warm core as the start time in the definition) for Mawar compared to Koinu. Moreover, the warm cores in both Koinu and Mawar appeared prior to obvious intensification and reaching the level of tropical storm, which indicated that the warm core is a prerequisite for TC genesis.

Keywords: tropical cyclone, warm core, initial vortex, genesis efficiency

基金项目: 国家自然科学基金(42275049)

收稿日期: 2026-01-23

* 通信联系人, E-mail: xdtang@nju.edu.cn

热带气旋(Tropical Cyclone, TC)是一种在热带或副热带海洋上生成的极端灾害性天气现象,对沿海城市居民造成了严重的影响和损失^[1].近年来,研究人员对TC生成、强度及路径进行了重点关注,其中热带气旋生成(Tropical Cyclone Genesis, TCG)是一个复杂的多尺度过程^[2].研究人员在TCG的条件方面达成了共识,即海表面温度高于26.5~27℃,且有相对较深的海洋混合层(约50 m)、较深的条件不稳定层、低层气旋式绝对涡度的增强、在大范围上升和中层湿度较高的区域存在有组织的深对流以及弱垂直风切变^[3].在动力学方面,初始涡旋扰动会促进TC的生成,而其所处的高度不同会导致TC生成效率的差异^[4].在热力结构方面,TC的显著特征是暖核,即TC中心的温度高于周围环境温度.暖核能够导致海平面气压下降,因此在TC生成的初期,暖核发挥着重要作用^[5-6],同时暖核的强度通常随着TC强度的增强而增加,但其高度与TC强度之间似乎并没有明显的关系^[7-8].

暖核作为热力学的重要特征,近年来受到了广泛的关注与研究.关于暖核出现时间,在对发展型和未发展型云团的观测中发现,接近70%的发展型云团在热带风暴(Tropical Storm, TS)强度前存在暖核(温度异常超过0.9 K)^[9],这表明在热带气旋生成前就已存在暖核结构.而对暖核的研究不只局限在TC生成前,针对飓风Wilma(2005)快速增强(Rapid Intensification, RI)的相关研究,探讨了对流爆发(Convective Burst, CB)、高层暖核及其环流结构的形成机制.研究表明,高层暖核的形成与RI现象是同时发生的,并且受到了平流层空气下沉的影响.此外,眼中的暖核是由于CB的卷出所引起的,主要发生在最大风速半径(Radius of Maximum Winds, RMW)附近, CB的卷出增强了流出层与眼中质量汇的气旋径向流入,导致下方的沉降变暖.同时,研究还表明,外部区域的强烈发散出流有助于保护暖核免受环境流的影响,且眼中的高层变暖比低层变暖能更有效地导致海平面气压的下降^[10].除了下沉增暖导致暖核的形成外,有研究指出, RMW内高惯性稳定性区域的非绝热加热能够有效地产生局部正温度趋势,并且这种效应随着风暴强度的增

加而显著增强.这表明,涡旋增强率的关键在于RMW内的加热程度;同时,风暴达到的最大强度可能部分取决于暖核的垂直和空间分布以及在眼墙高惯性稳定性区域中的非绝热加热量^[11].关于TCG阶段的暖核特征,研究人员利用Pre-Depression Investigation of Cloud-Systems in the Tropics (PREDICT)研究计划的下投探空仪数据发现,在扰动生成TC前,在200~500 hPa出现了较暖的温度异常.同时, PREDICT的微波温度廓线仪表明,由于环流中心附近存在有组织的对流,发展中的扰动在对流层高层具有更大的径向温度梯度^[12-13].而暖核在TC发展过程中也发挥着重要作用,在研究中层涡旋对于TC Toraji(2013)生成的影响时发现,中层涡旋在Toraji形成过程中起着至关重要的作用,它通过维持高层暖核结构,为Toraji前期涡旋的形成提供了有利环境,促进了Toraji的生成;在敏感性试验中,中层涡旋的消失导致暖核结构的消散,最终未能生成Toraji,这证明了中层涡旋对暖核和TCG的重要性^[14].在对不同垂直风切变情景下生成的两个TC的研究中,高层变暖能够解释最低海平面气压变化的75%以上,TCG早期阶段的广泛深对流倾向于使对流层上部变暖,并引起海平面气压的下降.由于惯性稳定性较弱,高层通风和垂直风切变会抑制暖核的形成,而高层流出则增强了次级环流,使得TC强度能够更快地增强,有利于暖核的形成.同时,当高层通风和垂直风切变较弱或显著减少,导致高层变暖幅度和深度增加时,将触发TCG,这些结果都证明了暖核在TCG中扮演着重要角色^[6].

在热带气旋生成过程中,除了暖核这一明显热力结构外,中层涡旋作为TC生成前最显著的动力学特征,通常会早于低层涡旋出现,并在TCG中发挥重要作用.对TC个例Usagi(2001)和Irving(1992)的研究发现,对流层中层首先出现了闭合的气旋环流及高暖低冷的温度异常结构^[15-16].在西北太平洋热带气旋的统计结果中,初始中层涡旋的热力结构表现为中高层持续存在的正温度异常,然而在中高层正温度异常的下方并未观察到相应的冷核心,这与理想模拟和热成风平衡中的高暖低冷温度异常结构并不一致,这

种现象的出现可能是由于在进行统计合成分析时,不同 TC 的低层冷核持续时间存在差异^[4,15,17]. 此外,在 TCG 过程中,低层涡旋也可能在中层涡旋之前就已出现,例如实际个例中的 Nepartak (2016)和 Dolly (2008)^[18-19];同时在飓风 Humberto (2001)的生成过程中,初始涡度的增强发生在较低的高度,大约在 1~2 km 高度处,而非中层涡度增强后向低层延伸^[20]. 统计分析中,初始低层涡旋与初始中层涡旋的热力结构发展在中高层几乎一致,即稳定且持续的正温度异常,而与初始中层涡旋热力结构的差异是 850 hPa 处的低层正温度异常. 然而,在理想数值模拟和热成风平衡关系中,初始低层涡旋仅存在地表正温度异常^[4,17],这种差异一方面源于理想数值模拟中初始暖核是通过热成风平衡关系计算得出的,另一方面可能源于统计分析的低层涡旋初始强度较强.

尽管中层涡旋和低层涡旋在 TCG 过程中均可首先出现,但两者在生成效率方面存在显著差异. 在对西北太平洋热带气旋的统计分析中发现,初始低层涡旋的生成效率高于初始中层涡旋, Wu and Fang^[4]对此现象的解释是初始低层涡旋具有更高的相对湿度和更强的低层气旋环流,这促进了海气相互作用和低层辐合. 然而,前人的研究^[4]在统计结果中相似的热力结构特征可能导致其在生成效率差异中的作用被忽视. 同时除了统计结果表明初始中、低层涡旋的生成效率存在差异外,理想实验也表明在相同的绝对涡度条件下,初始低层涡旋的生成效率高于初始中层涡旋^[4,15,21],另外,由于理想数值模拟中除了初始涡旋高度和初始热力结构存在差异外无环境因素影响,所以更表明热力结构对于两者生成效率差异或许具有较为关键的作用.

统计结果和理想数值模拟均表明,初始中层涡旋与初始低层涡旋在 TC 生成效率方面存在较大差异,而生成效率差异是否源于两者热力结构的不同仍需进一步探讨.

本文通过具体的热带气旋个例分析,对初始中、低层涡旋在 TC 生成前热力结构特征和发展过程差异进行细致探究,以此探讨暖核对 TCG 的作用与重要性.

1 数据和方法

本文的分析基于欧洲中期天气预报中心(European Center for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis, ECMWF)第五代全球大气再分析数据(ERA5),其空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,时间分辨率为 6 h,具体使用变量包括水平风场、垂直速度、海平面气压、相对湿度、水平散度和降水等. 初始中、低层涡旋的 TC 记录取自最佳路径数据集(IBTrACS),TC 生成时间为最大风速达到 TS 强度($17.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)的时间. 因为生成于西北太平洋区域的热带气旋最有可能对中国等亚洲国家造成严重影响,所以共选取了此区域两个真实 TC 个例,分别为 Mawar 和 Koinu. 它们均于 2023 年生成,分别代表近些年来由初始低层(LV)和中层(MV)类型涡旋生成的 TC,两者的强度在整个生命期内均达到超强台风级别且两者的环境条件大致相似,给中国和日本等地带来了严重损失和人员伤亡,具有较大的研究意义.

1.1 涡旋的识别 在识别初始涡旋上,本文参考 Wu and Fang^[4],对 TC 生成前的涡旋中心进行跟踪. 本文选择 1000 hPa 和 600 hPa 两个等压层分别代表低层和中层,并在这两个等压层上对相对涡度进行滤波. 具体地,在 $30^{\circ} \times 40^{\circ}$ 的区域内通过傅里叶滤波去除 200 km 以下的波动,以消除局地涡度的极大值. 由于本研究为个例分析,跟踪中心的初始时刻设定为 IBTrACS 数据中该 TC 第一个记录点后 2~3 d 的 1800UTC,以确保所选扰动能够达到 TS 强度,并以此初始时刻的涡度极大值中心倒退寻找初始涡旋. 在确定涡旋中心时,需满足以下条件:首先,该中心的相对涡度必须超过阈值 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 且是中心半径 2° 范围内的最大值;其次,该中心所在的涡旋扰动范围(即超过相对涡度阈值的区域的南北或东西长度)至少为 2° (在东西或南北任一方向满足即可),以排除涡旋扰动过小的情况;最后,需确保与前一时刻中心的距离不超过 3° ,并在存在多个涡度极大值的情况下选择距离最近的一个作为中心. 按照上述方法倒退跟踪后,根据 600 hPa 和 1000 hPa 中出现的第一个跟踪点的时间确定其初始涡旋,如果 600 hPa (1000 hPa)第一个跟踪点出现的时间

早于 1000 hPa (600 hPa) 第一个跟踪点 6 h 或更长时间, 则该涡旋被视为初始中层涡旋(初始低层涡旋), 后续分别简称为 MV 和 LV. 鉴于所选扰动个例在最大强度上的差异, 在后续分析中研究的时间段为初始涡旋出现后的 7 d, 以便全面分析其生成过程.

1.2 暖核定义及其对地面降压的贡献 由于本研究主要关注暖核的发展特征, 因此在计算暖核强度时, 使用 TC 中心的温度减去环境温度, 环境温度定义为距 TC 中心半径 500~600 km 范围内的平均温度. 为了确保暖核的时间连贯性, 对于 MV (LV), 使用 600 hPa (1000 hPa) 中心进行方位角插值计算. 值得注意的是, 前人关于暖核的研究大多数是通过方位角平均剖面或范围平均的正温度异常来反映暖核的存在, 然而作为 TC 的显著特征, 暖核的立体结构应当得到更充分的强调. 暖核至少应保持一个闭合的核状结构, 并且其温度异常强度需达到一定程度才能称之为暖核. 相对而言, 一些不闭合的正温度异常不能被称为暖核. 因此, 本文提出了关于暖核形态及强度方面的定义, 具体为: 在 TC 中心半径 200 km 以内, 参考 Bessho et al^[9] 的标准, 最大温度异常需超过 1 K, 并且在水平和垂直剖面上的 1 K 等值线应呈现明显的闭合形状. 同时, 满足上述条件的持续时间不能低于 12 h, 第一个满足暖核定义的时间即为暖核出现的时间. 除了暖核的立体结构外, 本文还通过温度异常值的高低来衡量暖核的强度, 个例中具体的暖核立体结构详见 2.4.

进一步分析了温度时间异常对海平面气压下降的贡献, 在计算这一贡献时, 所使用的温度异常是基于时间尺度的. 为了确保计算的准确性, 在 MV 中, 低层涡旋出现之前统一使用 600 hPa 中心垂直投影至表面处的海平面气压, 而在低层涡旋出现之后, 统一使用 1000 hPa 中心处的海平面气压. 计算温度时间异常对海平面气压下降贡献的公式如下^[22]:

$$\Delta P_s = \frac{P_s}{T_{v(ps)}} \int_{P_s}^{P_T} \Delta T_v \, d \ln P \quad (1)$$

$$T_v = T(1 + 0.61q) \quad (2)$$

$$q = 0.622 \frac{e}{p - e} = \frac{6.11 \exp\left(5420\left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T}\right)\right)r}{p - 6.11 \exp\left(5420\left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T}\right)\right)r} \quad (3)$$

$$q_{ps} = 0.622 \frac{e}{p - e} = \frac{6.11 \exp\left(5420\left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T_d}\right)\right)}{p - 6.11 \exp\left(5420\left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T_d}\right)\right)} \quad (4)$$

式(1)中的 P_s 为海平面气压, P_T 为积分上边界, 近似为饱和湿绝热线与环境温度剖面相交的气压层, 尽管 P_T 的选择会影响总体的贡献, 但不同高度层内的贡献可以被精确计算, $T_{v(ps)}$ 为海平面虚温, T_v 为不同气压层虚温; 式(2)中的 q 为混合比, T 为温度; 式(3)是不同气压层中混合比计算公式, r 为相对湿度, p 为气压; 式(4)中的 q_{ps} 是海平面混合比, 由于 ERA5 中没有海平面相对湿度和温度变量, 所以使用 2 m 露点温度 T_d 计算其混合比.

1.3 位温倾向和非绝热加热估计 在探究暖核出现的原因时, 本文使用了位温倾向分析的方法, 在计算位温倾向时, 虽然 ERA5 中没有非绝热加热、辐射加热和边界层加热的垂直剖面数据, 但可以使用近似公式对非绝热加热项进行估计计算. 因此, 在计算位温倾向时使用了以下公式^[23-24]:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial r} - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} - u' \frac{\partial \bar{\theta}'}{\partial r} - \omega' \frac{\partial \bar{\theta}'}{\partial p} + \frac{1}{c_p} \frac{d\bar{Q}}{dt} \quad (5)$$

$$\frac{d\bar{Q}}{dt} = c_p \frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} \quad (6)$$

式(5)右侧前四项分别为平均径向平流项、平均垂直平流项、扰动径向平流项和扰动垂直平流项. 式(5)和式(6)中 u 为径向风, θ 为位温, ω 为垂直速度, T 为温度, Q 为非绝热加热, c_p 为定压比热.

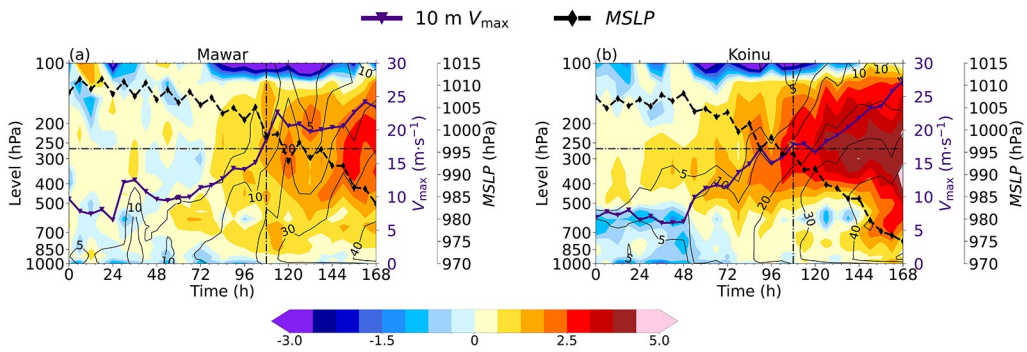
2 LV 和 MV 型发展过程中的不同特征

2.1 TC 生成前后相对涡度发展与强度变化 从相对涡度发展过程可以看出, 本研究选取的

个 TC 均符合研究要求,即一个 LV 和一个 MV (图 1). 在 Mawar 中,初始相对涡度较强的区域位于较低高度(图 1a),随着时间的推移,相对涡度逐渐向上延伸并增强,同时伴随着 10 m 最大风速的增加和最低海平面气压的下降. 相反,Koinu 的初始相对涡度在对流层中层较强,并且,相对涡度逐渐向下延伸(图 1b),这与前人研究中提出的 Top-down 机制相同^[25]. 随后,相对涡度在整个对流层内增强,最终生成 TC.

2.2 涡旋内核温度空间异常发展过程 在确定初始涡旋后,首先对两个个例空间上的温度异常(即内核温度相较于环境温度,下文均简称为温度空间异常)进行了比较. 首先展示了 Mawar 的温度空间异常发展情况,可以观察到,在扰动发展的初期并未出现类似暖核的正温度空间异常

(图 1a). 只有在接近 TS 强度($17.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)时,才会出现较为明显且持续的正温度空间异常,同时,在出现明显的正温度空间异常之前,10 m 最大风速与最低海平面气压的变化并不明显. 根据热成风关系,LV 在对流层低层应出现明显的正温度空间异常^[17],然而在实际个例中并未观察到这一现象,这可能是由于实际大气中边界层内摩擦的影响,导致低层未能满足热成风关系,未能出现理想情况下的热力学结构. 相较之下,Koinu 展示了与 Mawar 截然不同的温度空间异常发展过程(图 1b). 在 Koinu 的早期阶段,出现了一个稳定且持续的正温度空间异常,并且下方伴随有相应的冷异常,尽管此时并不意味着暖核的形成,但正温度空间异常的持续出现是明显特征,而这一现象在 Mawar 中未出现.



MSLP (the black diamond dashed line) represents the minimum sea level pressure within 200 km of the TC center, and 10 m V_{max} (the purple inverted triangle solid line) represents the maximum 10 m wind speed within 200 km of the TC center, the horizontal line indicates a wind speed of $17.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (TS intensity), and the vertical line indicates the TCG time.

图 1 Mawar (a) 和 Koinu (b) 距 TC 中心半径 200 km 内平均温度空间异常(填色,单位:K)和相对涡度(等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})
Fig. 1 Average spatial temperature anomalies (shaded, unit: K) and relative vorticity (contours, unit: 10^{-5} s^{-1}) within a 200 km radius from the TC center for (a) Mawar and (b) Koinu

2.3 影响热力结构发展与 TCG 的其他因素 为了探讨自身发展因素对 TCG 和暖核生成与发展的影响以及在初始中、低层涡旋中是否存在差异,对相对湿度和水平散度也进行了分析. 首先,针对 Mawar 的相对湿度场和水平散度场(叠加垂直速度)进行分析,在发展初期相对湿度并不高,中高层在前期处于较为干燥的状态(图 2a 和图 2c),结合温度空间异常发展情况(图 1a)可以观察到,在暖核出现之前,中高层的相对湿度从低到高逐渐发展,并且在暖核形成时,中层湿度达到饱和状态. 这与 Koinu 的相对湿度发展情况存在显著差

异(图 2b),Koinu 在初始阶段的中层相对湿度较高,并且此时已有中层正温度空间异常即暖核,这些对比结果表明,相对湿度对暖核的出现和增强可能具有重要影响,即中层相对湿度的增加有利于 TC 的生成,同时也促进了正温度空间异常即暖核的出现和增强. 对水平散度场的分析表明,在暖核出现后 TC 表现出低层辐合与高层辐散的特征,这与发展起来的次级环流相对应,表明暖核能够促进 TC 强度的增强.

针对 Koinu 的相对湿度场和水平散度场(叠加垂直速度)也同样进行分析. 尽管在发展过程

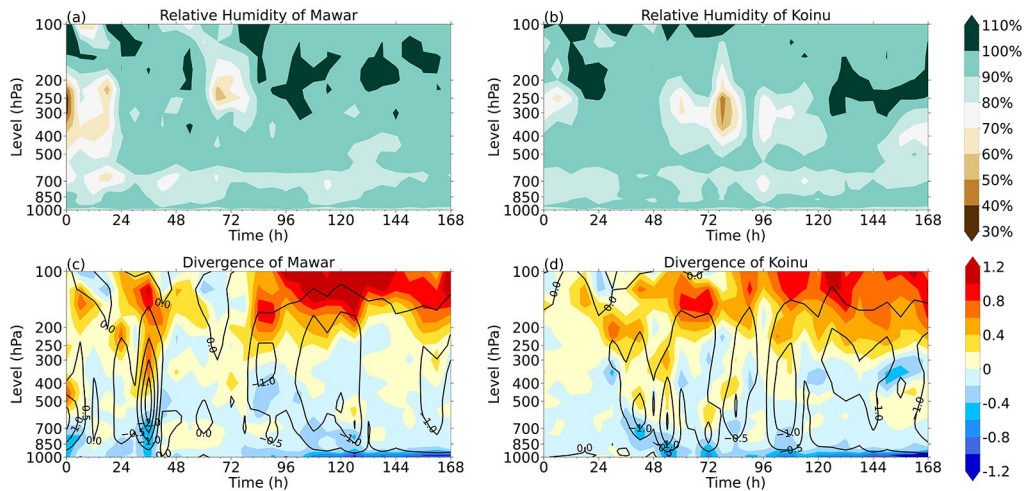


图2 Mawar (a, c)和Koinu (b, d)距TC中心半径200 km内平均相对湿度、水平散度(单位: $10^{-4} s^{-1}$)和垂直速度(等值线,单位: $Pa \cdot s^{-1}$)

Fig. 2 Average relative humidity, horizontal divergence (unit: $10^{-4} s^{-1}$), and vertical velocity (contour, unit: $Pa \cdot s^{-1}$) within a 200 km radius of the TC center for Mawar (a, c) and Koinu (b, d)

中Koinu的高层相对湿度偶尔会出现较低的情况,但并未对MV型TC的生成产生显著影响,这是由于Koinu的中层相对湿度始终保持较高的水平,从侧面验证了中层相对湿度在TCG过程中的重要性.在水平散度场(叠加垂直速度)中,同样发现在Koinu的发展后期出现了周期约为24 h的辐合周期现象,这种辐合周期可能与对流爆发及辐射过程有关^[26-27].与Mawar相似,随着时间的推移,Koinu也形成了低层辐合和高层辐散的次级环流.然而,Koinu的次级环流与暖核之间的关系与Mawar存在差异.Koinu的次级环流出现在中低层冷核消失之后(图1b和图2d),这表明Koinu初期的中高层暖核并未促进TC的增强和次级环流的形成,而是低层涡旋的增强才导致了TC强度的增强.

除了相对湿度和水平散度的差异外,TCG过程中存在的环境因素也可能对TC的增强和暖核的形成产生影响.对比中低层涡旋中心的倾斜程度和垂直风切变的差异,并对Mawar和Koinu进行对比分析,中低层涡旋中心倾斜度是将600 hPa和1000 hPa中心投影到同一水平面之后两点的距离,单位为度.

图3中实线展示了中低层涡旋中心的倾斜情况,由于在MV(LV)中,低层涡旋(中层涡旋)出现时间较晚,因此在168 h内并非始终存在中低层

涡旋的倾斜.研究表明,随着时间的推移,TC的中低层涡旋倾斜逐渐减小,最终实现中低层涡旋的对齐,并伴随TC的生成^[28],Koinu和Mawar的中心倾斜程度在48 h后未有较大差异;对于对TCG较为重要的垂直风切变来说,图3中虚线表明两个TC的垂直风切变均维持在中等强度,且在生成的过程中除略微降低外未出现显著变化.通过对这两个扰动个例的比较发现,尽管垂直风切变会对中低层涡旋的倾斜度有显著影响,但其负面作用并未阻碍暖核的形成和增强.此外,前人研究中也强调了在控制北大西洋TC的生成方面,热力学变量比动力学变量更加重要,这也更加弱化了热力结构存在显著差异的Koinu与Mawar中垂直风切变差异(图3)的微小影响^[29].

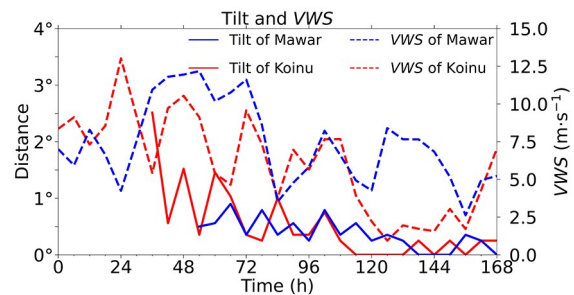


图3 中低层涡旋中心倾斜度和200~850 hPa的垂直风切变
Fig. 3 Tilt of the mid - to low - level vortex center and vertical wind shear from 200 hPa to 850 hPa

2.4 LV 和 MV 型中暖核引起的 TC 生成效率差异

排除环境因素可能带来的影响后,比较初始中、低层涡旋个例的生成效率、TS 强度时两者的暖核差异以及暖核与 TCG 之间的关系. 针对 TC 的生成效率,本文提出了两个衡量标准:第一个标准是初始涡旋出现时间与达到 TS 强度时间之间的时间间隔,称为 E_{ξ} ;第二个标准是暖核出现时间与达到 TS 强度时间之间的时间间隔,称为 E_T . E_{ξ} 和 E_T 越小,表明生成效率越高,反之则越低. 基于这两个生成效率指标,对 Koinu 和 Mawar 进行生成效率的比较,如表所示. 结果显示,两个 TC 的 E_{ξ} 相同,但 Koinu 的 E_T 大于 Mawar,即 LV 的生成效率高于 MV,这与前人研究结果一致. 因此,TC 生成效率可能与暖核存在一定的关联.

接下来,对暖核对于 TCG 的作用进行深入研究与分析. 在分析暖核对于 TCG 的作用之前,首先在实际个例中验证了暖核的立体结构,并观察了在 TS 强度前后的特征. 图 4 展示了 Koinu 和 Mawar 在 TS 强度时的暖核水平和垂直剖面结构,可以观察到 Koinu 的暖核的立体结构在垂直剖面上更加明显,尤其是在 200~500 hPa,呈明显的核状闭合结构(图 4e~f). 然而,在 Mawar 的南北垂直剖面中并未观察到此特征,而是在东西垂直剖面上显现出明显的核状闭合结构(图 4b~c). 此外,在 TS 强度前 6 h 到 TS 强度后 6 h 的时间段内,随着时间的推移,暖核的强度逐渐增强,立体结构也愈加明显. 这一现象与前人研究得出的暖核强度与 TC 强度呈正相关的结论相一致.

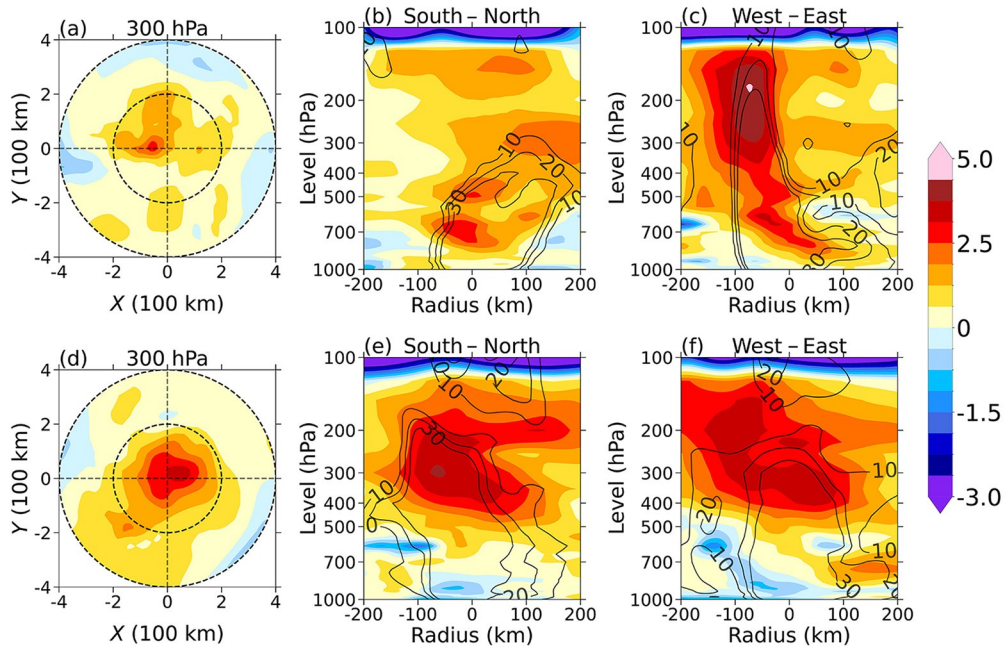


图 4 Mawar (a, b, c)和 Koinu (d, e, f)在 TS 强度时刻的温度空间异常(填色,单位:K)的 300 hPa 水平剖面 and 经过 TC 中心的南北、东西方向垂直剖面,等值线表示相对涡度(单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 4 The 300 hPa horizontal profiles of spatial temperature anomalies (shading, unit: K) and the vertical profiles in the north-south and east-west directions passing through the TC center during the TS intensity moments of Mawar (a, b, c) and Koinu (d, e, f), with contour lines representing relative vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1})

2.5 Mawar 的暖核形成原因分析 由于 Koinu 的暖核出现与热成风平衡关系密切相关,而 Mawar 的初始暖核并不位于表面,而是位于对流层的中低层,因此本节将重点分析 Mawar 初始暖核出现的原因. 从表可以看出, Mawar 的暖核出现在 66 h, 对应于图 1a 中 500~700 hPa 的正温度

异常. 因此本节对暖核出现前 24 h 内的位温倾向进行了分析,并对比了式(5)右侧五项的位温倾向贡献. 虽然存在误差,但总体分布是大致相同的且仍然可以分析各项对总位温倾向的贡献(图 5a 和图 5b). Mawar 的暖核出现前 24 h 内 500~700 hPa 气压层的增温现象较为明显,这与暖核出现

表 Mawar和Koinu的初始涡旋出现时间、暖核出现时间、达到TS强度时间和两者的生成效率

Table The initial vortex appearance time, warm core appearance time, time to reach tropical storm intensity, and genesis efficiency of Mawar and Koinu

	初始涡旋出现时刻	暖核出现时刻	达到TS强度时刻	E_{ξ}	E_T
Mawar	5-16-0600UTC	5-19-0000UTC	5-20-1800UTC	108 h	42 h
Koinu	9-26-0000UTC	9-27-0600UTC	9-30-1200UTC	108 h	78 h

的高度相对应(图5a). 在式(5)右侧的贡献项中, 平均垂直平流项在0~100 km具有强烈的正贡献(图5e). 尽管在100~200 km存在负贡献, 但非绝热加热项会抵消掉这一范围内的负贡献(图5g), 同时, 在0~100 km, 500~700 hPa的非绝热负贡献无法抵消平均垂直平流项的正贡献(图5h). 因此, 本文推测正是由于如此强烈的正贡献, 才导致了Mawar暖核的形成. 为了探究平均垂直平流项在0~100 km强烈正贡献的原因, 接下来分析影响该项的位温垂直分布和垂直运动. 结果表明暖

核出现前(66 h), 42~60 h, 0~100 km和500~700 hPa存在明显的下沉运动, 并且这些时刻的位温垂直分布呈现高暖低冷的特征(图6). 这会导致下沉增暖, 从而出现强烈的位温倾向正贡献(图5e), 最终导致66 h中低层暖核的形成. 这与前人研究中飓风Humberto(2001)因下沉增暖而导致对流层低层出现暖核的现象相似^[30]. 同时还发现下沉运动仅集中在0~100 km的内核区域, 而在200 km以外的外核区域不存在下沉运动. 这表明下沉现象主要是Mawar内部的因素引起的.

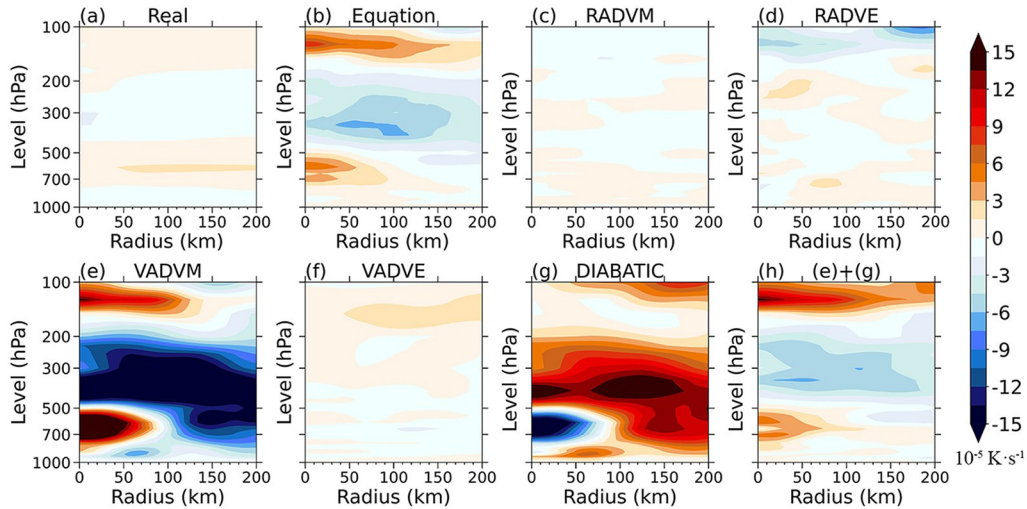


图5 Mawar中0~200 km内方位角平均位温倾向垂直剖面:(a)式(5)左侧项,(b)式(5)右侧项之和,(c)平均径向平流项,(d)扰动径向平流项,(e)平均垂直平流项,(f)扰动垂直平流项,(g)非绝热加热项,(h)平均垂直平流项与非绝热加热项之和
Fig. 5 Mawar's vertical profile of mean potential temperature tendency for 0~200 km azimuth: (a) the left-hand side of equation (5), (b) the sum of the right-hand side terms of equation (5), (c) the mean radial advection term, (d) the perturbation radial advection term, (e) the mean vertical advection term, (f) the perturbation vertical advection term, (g) the diabatic heating term, (h) the sum of mean vertical advection term and the diabatic heating term

关于42~60 h的下沉运动, 对其出现的原因进行了细致分析, 结果表明在36 h左右出现了一个非常明显的涡度向上延伸和对流爆发现象(图1a和图2c). 因此, 接下来对30~42 h和42~66 h的水平散度及垂直速度分布进行了对比分

析. 结果表明, 在30~42 h和0~50 km存在强烈的上升运动, 而在42~66 h则表现为强烈的下沉运动(图7). 同时, 在0~50 km和500 hPa附近的散度分布情况也呈现相反的趋势, 30~42 h为低层辐合、高层辐散, 而42~66 h为高层辐合、低层

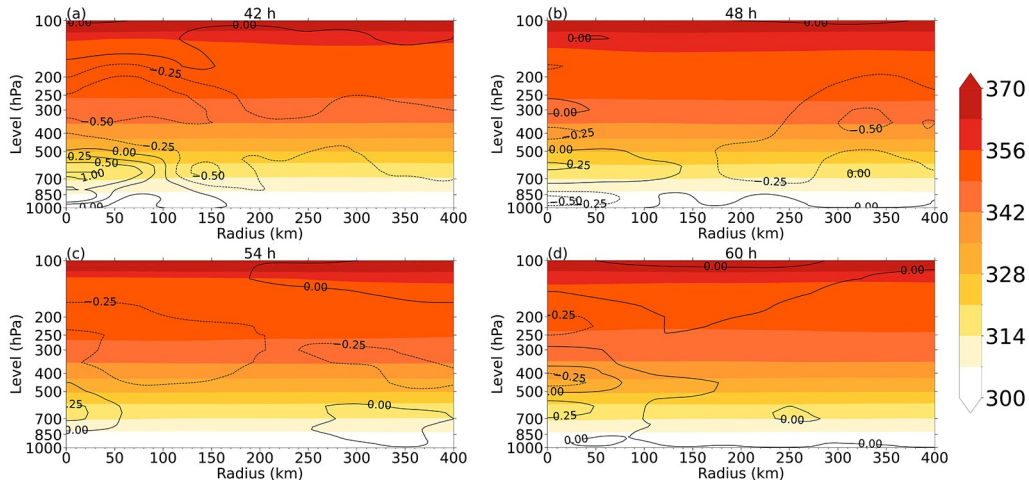


图 6 Mawar 不同时刻的 0~400 km 内方位角平均位温(填色, 单位: K)和垂直速度(等值线, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$):
(a) 42 h, (b) 48 h, (c) 54 h, (d) 60 h

Fig. 6 Mawar's azimuthally averaged potential temperature (shaded, unit: K) and vertical velocity within 0~400 km (contours, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at different times: (a) 42 h, (b) 48 h, (c) 54 h, (d) 60 h

辐散,这与垂直运动的分布相对应.此外,对流爆发可能会带来较强的降水,因此,分析了 36 h 对流爆发前后 6 h 的降水率及垂直运动的水平分布情况(图 8),由于重点关注下沉运动,未展示上升运动的分布情况.在 30 h 和 36 h, Mawar 的 200 km 范围内降水较强,并且在降水区域会伴随相应的下沉运动.这可能是由降水的拖曳作用和降水蒸发冷却导致的下沉,但此时的下沉运动偏离了 Mawar 的中心,因此靠近中心处仍然存在较强的上升运动(图 7a).在对流爆发(36 h)后,42 h 的 200 km 范围内降水显著减少,但靠近中心处出现了强烈的下沉运动,这表明此时的下沉运动与降水无关.同时可以观察到 500 hPa 气压层附近明显的辐合现象(图 7b),该现象诱发了 500 hPa 以下的下沉运动,而此下沉运动主要与 36 h 发生的对流爆发有关(图 2c),一方面是对流爆发时高层强烈的辐散会导致补偿气流,从而产生 500 hPa 处的辐合和 700 hPa 处的辐散现象;另一方面,前人研究发现当涡度倾向呈“上负下正”的垂直分布并与散度分布相似,或涡度倾向的垂直分布与散度垂直分布相反时,对流会受到抑制,这一现象是涡旋罗斯贝波造成的^[31]. Mawar 在 42 h 的涡度收支情况为 500 hPa 的负涡度倾向和 700 hPa 的正涡度倾向,同时结合散度的分布情况(图 7b),会抑制对流,产生下沉气流,此过程可能是对流爆发

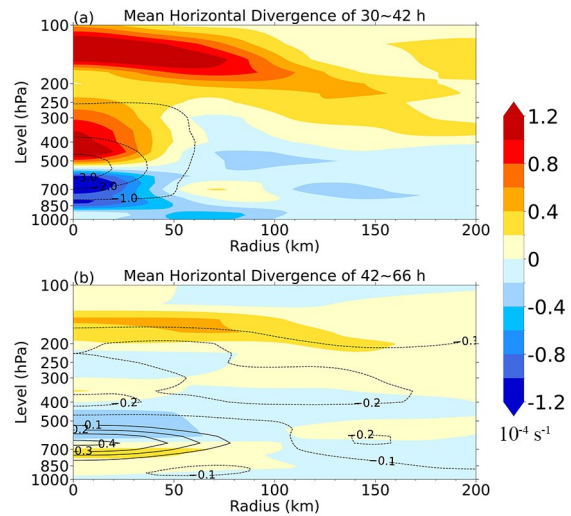


图 7 Mawar 的 0~200 km 内方位角平均散度(填色)和垂直速度(等值线, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$):(a) 30~42 h 平均, (b) 42~66 h 平均
Fig. 7 Mawar's 0~200 km azimuthal mean divergence (shaded) and vertical velocity (contours, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) 30~42 h average, (b) 42~66 h average

引起的涡旋罗斯贝波导致的.最终在暖核出现之前的 24 h 内,整个时间段内的下沉运动共同导致了在 66 h 出现暖核的现象.

3 暖核对 TCG 的作用

在确保本文提出的暖核定义的可信性后,由于气旋性旋转在 TC 生成前是一个显著特征,为

了研究暖核与TCG之间的关系,首先观察暖核与切向风场及径向风场之间的关系. 无论是Koinu还是Mawar,暖核的出现时间均早于切向风场的发展(图9). 本文将切向风场的发展开始时间定义为在半径400 km以内,方位角平均最大切向风速超过 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 且每6 h的增长超过 $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的时刻. 随着TC的不断发展,切向风速与暖核强度之

间存在明显的正相关关系. 两者之间的因果关系可能是暖核的增强导致切向风场的增强,因为暖核的出现时间早于切向风的发展. 具体的动力机制是,暖核的增强显著降低了海平面气压,从而促进了低层切向风的发展. 同时,径向温度梯度的增加也会对应地转风高度差的增加,以此增强中低层的涡旋旋转. 通过对不同高度的初始涡旋进

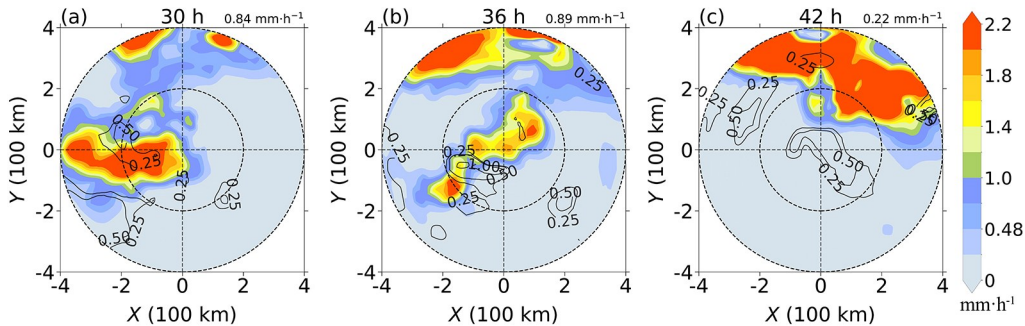
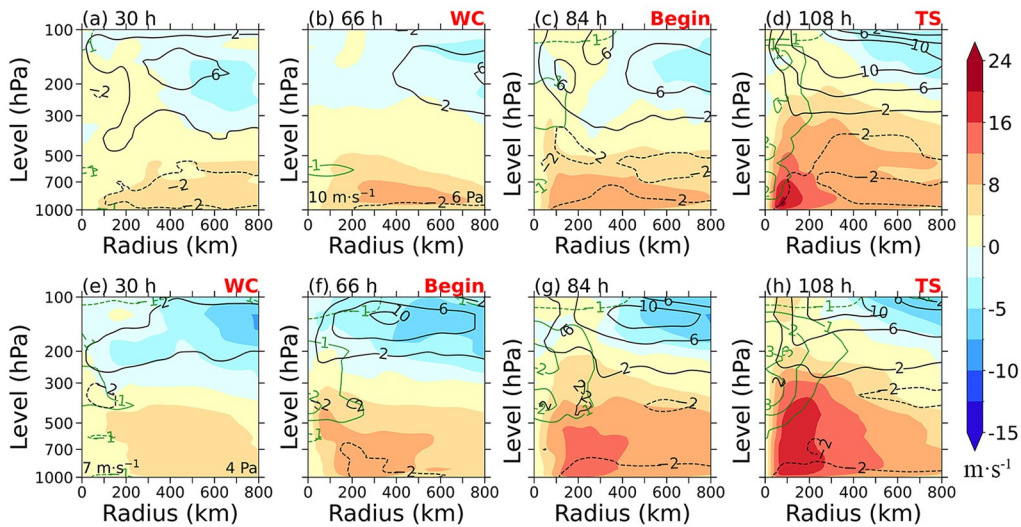


图8 Mawar不同时刻的0~400 km内降水率(填色)和500~700 hPa平均垂直速度(等值线,单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), 右上角为200 km范围内平均降水率:(a) 30 h, (b) 36 h, (c) 42 h

Fig. 8 Mawar's precipitation rate within 0~400 km (shaded) and the average vertical velocity between 500~700 hPa (contours, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), with the upper right corner showing the average precipitation rate within a 200 km range: (a) 30 h, (b) 36 h, (c) 42 h



WC, Begin, and TS represent the time of warm-core appearance, the start time of tangential wind development, and the time reaching TS intensity, respectively. The lower left corner of (b) and (e) shows the 10 m maximum wind speed, and the lower right corner shows the difference between the mean sea level pressure within $200\sim 400 \text{ km}$ and the mean sea level pressure within $0\sim 200 \text{ km}$.

图9 Mawar (a, b, c, d)和Koinu (e, f, g, h)在30, 66, 84, 108 h的800 km范围内的方位角平均切向风(填色)和径向风(黑色等值线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),以及800 km范围内的方位角平均温度异常(绿色等值线,单位: K)

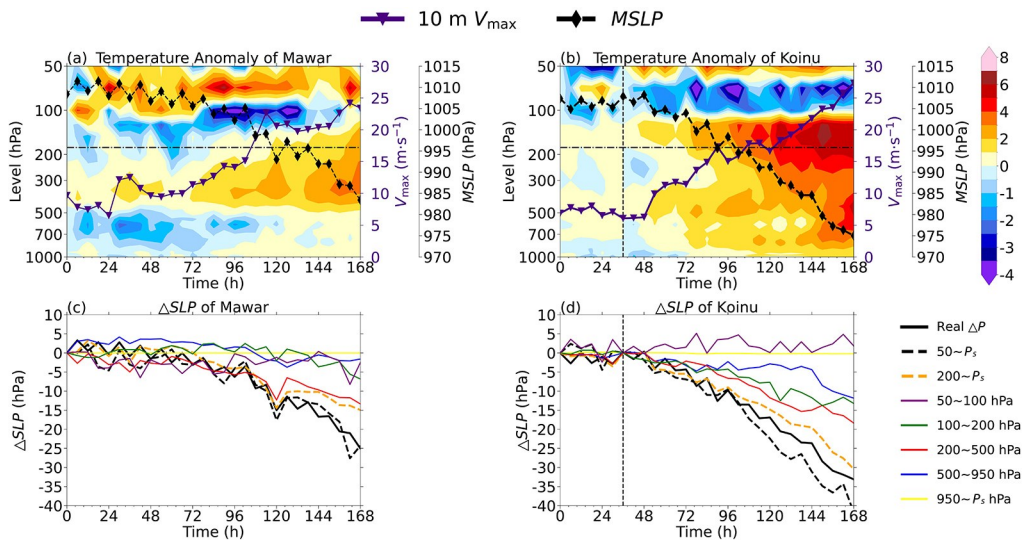
Fig. 9 The azimuthally averaged tangential wind (shaded) and radial wind (black contours, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) for Mawar (a, b, c, d) and Koinu (e, f, g, h) at 30, 66, 84, and 108 h within an 800 km range, as well as the azimuthally averaged temperature anomaly within an 800 km range (green contours, unit: K)

行比较,可以发现尽管均达到TS强度,但切向风场的结构存在差异. Koinu的切向风场会达到更高的高度,风场结构更加直立,这可能与其初始较强的中层涡旋有关. 尽管Mawar的切向风场结构未达到较高的高度,但这没有影响其达到TS强度,可能是由于Mawar从低到高发展的暖核对于TCG的影响更为显著. 这是因为根据热成风关系,当暖核增强幅度接近且结合热带气旋风速垂直向上减小的规律,高度较低的暖核增强时能够更迅速地促进低层切向风的增强. 同时,切向风的增强通过梯度风平衡间接产生更强的海平面气压径向梯度(图9b和图9e),从而增强低层的流入和辐合. 再者,Mawar的低层风速要强于Koinu,结合风致蒸发反馈(WISHE)机制^[32],导致海气通量的增加,进一步加速低层切向风的增强,而低层切向风的迅速增强可以加速TC的生成,因此LV的生成效率要高于MV. 此外,前文比较了暖核出现时的环境因素,如垂直风切变、相对湿度和海表面温度,结果显示,Koinu和Mawar的环境因素大致相同,这表明生成效率的差异主要源于初始涡

旋和暖核的差异.

除切向风场外,对径向风场(图9)的分析也同样表明,径向风与切向风的开始发展时间相同,均晚于暖核的发展. 同时,在Koinu与Mawar径向风的对比中可以发现,随着时间的推移,Mawar的次级环流强度明显强于Koinu,这可能是由于Mawar的低层径向流入更强. 此外,Mawar的中层径向风强度也高于Koinu,这与切向风场的垂直结构密切相关,Koinu的切向风场更强烈且直立,具有更高的惯性稳定度,能更有效地阻碍外层空气的中层径向流入.

除风场结构外,TC的生成还与海平面气压密切相关. 图10展示了Mawar和Koinu的中心时间尺度上的温度异常(相较于初始时间,下文均简称为温度时间异常)及其对中心海平面气压下降的贡献. 在计算温度时间异常对中心海平面气压下降的贡献时,式(1)中的积分上限 P_T (近似为饱和湿绝热线与环境温度剖面相交的气压层)的选择会影响公式的左右平衡. 同时,在实际计算中选择50 hPa和200 hPa得到的结果均与实际大致



The vertical line indicates the occurrence time of Koinu's lower-level vortices, and the portion after the vertical line uses the 1000 hPa center for area averaging. MSLP (the black diamond dashed line) represents the minimum sea level pressure within 200 km of the TC center, and 10 m V_{max} (the purple inverted triangle solid line) represents the maximum 10 m wind speed within 200 km of the TC center.

图 10 Mawar (a, c)和 Koinu (b, d)与初始时间对比的半径 200 km 范围内的平均温度时间异常发展(单位:K)和不同高度层温度时间异常对中心海平面气压下降的贡献

Fig. 10 Development of the mean temporal temperature anomaly (unit:K) within a 200 km radius compared to the initial time for Mawar (a, c) and Koinu (b, d) and the contribution of temperature anomalies at different vertical levels to the central sea level pressure drop

相同(图10c和图10d)。根据Hirschberg and Fritsch^[33]的描述,式(1)的使用条件是积分上限为位势高度的时间变化趋势为0,即 P_T 为位势高度随时间不发生变化的等气压层。尽管选择的积分上限会影响到总的贡献,但不同高度层的贡献是可以准确计算的。此外,结果表明扰动的中心温度随时间变化的趋势与温度空间异常发展趋势并不一致(图1,图10a和图10b)。在Koinu中,前期的温度时间异常并不明显,而在发展后期,主要集中在100~500 hPa,相对于初始温度表现出明显的正异常。对于Mawar,整个扰动期的主要贡献集中在200~500 hPa。在对中心海平面气压的贡献分析中,无论Koinu还是Mawar,200~500 hPa的时间正温度异常对中心海平面气压的下降贡献显著,进一步证实了暖核对于中心海平面气压下降的影响以及暖核在促进TC生成中的重要作用。

4 结论

综上所述,初始中、低层涡旋在TCG期间的暖核发展过程及特征存在显著差异。对于MV型TC Koinu,其初始中层涡旋较强,导致对流层中层出现稳定且持续的正温度空间异常,并不断增强形成三维闭合的暖核,最终生成TC;对于LV型TC Mawar,在发展初期并未出现低层正温度空间异常,但随着涡旋的增强,对流层中层也会出现正温度空间异常并逐渐形成暖核立体结构,最终促进TC的生成。关于温度空间异常的发展情况,本文个例中的Mawar与前人统计结果存在较大差异。在Wu and Fang^[4]的统计分析中,LV表现出持续的中层正温度空间异常,而本文的研究中Mawar在发展早期并未出现此现象,这是因为实际个例的初始风场在低层较强,根据热成风平衡关系不会出现中高层正温度空间异常。此外,在前人理想实验^[17]中,LV存在初始低层的正温度空间异常,而在真实个例中无此现象,这可能是由于真实个例中低层摩擦导致热成风平衡关系不成立,而理想模拟中的初始暖核则是人为设定初始条件。同时,前人对MV的统计分析结果表明,正温度空间异常下方不存在冷异常,这与本文个例不符,可能是统计中不同TC冷异常出现或持续时间不同所导致的。

LV和MV型扰动除了暖核自身发展差异外,以暖核出现作为起始时间定义的TC生成效率也存在显著差异,即Mawar高于Koinu。尽管本文提出的两个生成效率的定义与前人研究中使用中低层涡旋同时出现与TS强度时刻的时间间隔或模拟初始时间与TS强度时刻的时间间隔来定义生成效率有所不同^[4,15],但得到的LV生成效率高于MV的结果是与前人一致的,进一步强调了暖核在TCG中的重要性。暖核对于TCG的影响主要与切向风场的发展和海平面气压的下降相关。Mawar的暖核出现时高度较低,根据热成风关系,当暖核增强幅度接近且结合热带气旋风速垂直向上减小的规律,Mawar中较低的暖核增强时会比暖核位置较高的Koinu更有效地增强低层切向风。同时,切向风的增强会通过梯度风平衡间接产生更强的海平面气压径向梯度,从而增强低层流入和辐合。Mawar的低层风速强于Koinu,结合WISHE机制^[32],导致海气通量的增加,进一步加速低层切向风的增强,最终生成TC;Mawar对流层中低层暖核的出现主要是由于Mawar中心强烈的下沉增温,而此下沉运动主要与对流爆发后导致的500 hPa气压层附近明显的辐合现象相关,导致其与Koinu暖核高度的差异,最终导致两者的生成效率差异。在暖核对中心海平面气压下降的贡献方面,主要是200~500 hPa的暖核发挥了关键作用,这与前人研究发现的高层暖核对TC增强更有作用的结果一致^[6]。尽管暖核在TCG中扮演重要角色,但Koinu的暖核出现时间较早并未立即增强TC,这是由于此时暖核下方存在冷核,抵消或减弱了暖核导致海平面气压下降的作用;Mawar的暖核虽然出现较晚,但能更有效地增强TC强度。尽管Mawar和Koinu中暖核出现时间不一致,但两者均早于切向风发展的开始时间和达到TS强度级别的时间。同时,随着暖核强度的不断增强,TC强度也相应地增强,这进一步证明暖核是TCG的先兆,为今后研究TC的生成机制及影响因素提供了新的视角。

本文在暖核对TCG的作用的研究中,弥补了暖核出现时间、结构的研究空白,但仅将暖核与切向风场、径向风场及中心海平面气压下降相关联,未来需结合高分辨率模拟结果进一步分析。此

外,后续研究可以结合理想化模拟来验证初始中、低层涡旋中热力结构对TCG的重要性. 本文提出的结合立体结构的暖核定义也为TC热力学研究提供了更多可探索的方向,为TC生成前暖核的形成与否提供了衡量标准,能更好地对TC强度和变化进行观测和预报. 然而,本文使用的暖核量化定义可能仍不够完善,因此有必要提出一种可以计算或量化的暖核定义,以研究与暖核相关的问题,并更加深入地理解暖核在TCG中的作用. 后续研究应该重点关注TC生成前暖核的形成机制,以及是否可以通过人为干预暖核来影响TC的生成与发展.

参考文献

- [1] Peduzzi P, Chatenoux B, Dao H, et al. Global trends in tropical cyclone risk. *Nature Climate Change*, 2012, 2(4):289–294.
- [2] Dunkerton T J, Montgomery M T, Wang Z. Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: Easterly waves. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2009, 9(15):5587–5646.
- [3] Tory K J, Frank W M. Tropical cyclone formation. *Global Perspectives on Tropical Cyclones: From Science to Mitigation*, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore, 2010:55–91.
- [4] Wu S L, Fang J. The initial mesoscale vortexes leading to the formation of tropical cyclones in the western North Pacific. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2023, 40(5):804–823.
- [5] Yanai M. Dynamical aspects of typhoon formation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1961, 39(5):282–309.
- [6] Zhang D L, Zhu L. Roles of upper-level processes in tropical cyclogenesis. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(17):L17804.
- [7] Stern D P, Nolan D S. On the height of the warm core in tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2012, 69(5):1657–1680.
- [8] Xi D Z, Chu K K, Tan Z M, et al. Characteristics of warm cores of tropical cyclones in a 25-km-mesh regional climate simulation over CORDEX East Asia domain. *Climate Dynamics*, 2021, 57(9):2375–2389.
- [9] Bessho K, Nakazawa T, Nishimura S, et al. Warm core structures in organized cloud clusters developing or not developing into tropical storms observed by the advanced microwave sounding unit. *Monthly Weather Review*, 2010, 138(7):2624–2643.
- [10] Zhang D L, Chen H. Importance of the upper-level warm core in the rapid intensification of a tropical cyclone. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(2):L02806.
- [11] Vigh J L, Schubert W H. Rapid development of the tropical cyclone warm core. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2009, 66(11):3335–3350.
- [12] Komaromi W A. An investigation of composite dropsonde profiles for developing and nondeveloping tropical waves during the 2010 predict field campaign. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2013, 70(2):542–558.
- [13] Davis C A, Ahijevych D A, Haggerty J A, et al. Observations of temperature in the upper troposphere and lower stratosphere of tropical weather disturbances. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2014, 71(5):1593–1608.
- [14] Chuang C H, Hsieh Y H, Liu P Y, et al. Influences of the mid-level vortex on the formation of tropical cyclone Toraji(2013). *Atmosphere*, 2023, 14(4):709.
- [15] Ge X Y, Li T, Peng M. Tropical cyclone genesis efficiency: Mid-level versus bottom vortex. *Journal of Tropical Meteorology*, 2013, 19(3):197–213.
- [16] Ritchie E A, Holland G J. Scale interactions during the formation of typhoon Irving. *Monthly Weather Review*, 1997, 125(7):1377–1396.
- [17] 王科, 吴立广. 初始涡旋结构对热带气旋强度变化影响的数值研究. *气象科学*, 2019, 39(3):285–294.
- [18] Wu S L, Fang J. The evolution and role of midtropospheric cyclonic vortex in the formation of super typhoon Nepartak(2016). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2019, 124(16):9277–9298.
- [19] Fang J, Zhang F Q. Initial development and genesis of Hurricane dolly(2008). *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2010, 67(3):655–672.
- [20] Davis C A, Bosart L F. The tt problem: Forecasting the tropical transition of cyclones. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004, 85(11):1657–1662.
- [21] Nolan D S. What is the trigger for tropical cyclogenesis. *Australian Meteorological Magazine*, 2006, 56(4):241–266.

- [22] Holland G J. The maximum potential intensity of tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1997, 54(21): 2519—2541.
- [23] Wang H, Wang Y Q, Xu J, et al. Evolution of the warm-core structure during the eyewall replacement cycle in a numerically simulated tropical cyclone. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2019, 76(8): 2559—2573.
- [24] Huang H J, Yuan J N, Wen G H, et al. Identifying the development of a tropical depression into a tropical storm over the South China Sea. *Weather and Forecasting*, 2021, 36(4): 1299—1328.
- [25] Bister M, Emanuel K A. The genesis of Hurricane guillermo: Texmex analyses and a modeling study. *Monthly Weather Review*, 1997, 125(10): 2662—2682.
- [26] 滕昱盛,唐晓东. 台风生成阶段周期性对流爆发机制及辐射的影响. *气象科学*, 2024, 44(3): 462—473.
- [27] Dunion J P, Thorncroft C D, Velden C S. The tropical cyclone diurnal cycle of mature hurricanes. *Monthly Weather Review*, 2014, 142(10): 3900—3919.
- [28] Yoshida R, Miyamoto Y, Tomita H, et al. The effect of water vapor on tropical cyclone genesis: a numerical experiment of a non-developing disturbance observed in Palau2010. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2017, 95(1): 35—47.
- [29] Peng M S, Fu B, Li T, et al. Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. part I : North Atlantic. *Monthly Weather Review*, 2012, 140(4): 1047—1066.
- [30] Dolling K, Barnes G M. Warm-core formation in tropical storm Humberto(2001). *Monthly Weather Review*, 2012, 140(4): 1177—1190.
- [31] 焦亚音,冉令坤,李娜,等. 台风“彩虹”(2015)高分辨率数值模拟及涡旋 Rossby 波特征分析. *物理学报*, 2017, 66(8): 089201.
- [32] Emanuel K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I : Steady-state maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1986, 43(6): 585—605.
- [33] Hirschberg P A, Fritsch J M. On understanding height tendency. *Monthly Weather Review*, 1993, 121(9): 2646—2661.

(责任编辑 杨贞)