

非典型对流”台风快速增强机制研究：地表潜热通量作用

2

3

沈上骐¹、黄绮君¹、葛旭阳¹

4

¹（南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室，南京，210044）

5

6

摘要：利用再分析资料和红外云图普查西北太平洋具有“非典型”对流分布特征（对流集中于逆切变一侧）的快速增强（RI）台风个例。通过与具有“典型”对流分布（对流集中于顺切变一侧）的缓慢变化个例（noRI）对比分析后发现，RI 组在风切方向左侧拥有更强的地表潜热通量高值中心。为进一步探讨可能机制，本文选取“非典型对流”台风“利奇马”进行敏感性数值试验。诊断结果表明，风切方向左侧较高的地表潜热通量有利于建立该地区对流不稳定。同时，地表潜热通量会通过“边界层熵恢复”机制削弱“通风效应”作用。在高层东风切变下，当对流从顺切变一侧移动至逆切变一侧，对流活动在高地表潜热区域可以得到增强，从而激发出强的上层出流通道；而出流通道的建立（出流阻挡机制）可以抵抗环

境东风流，从而削弱垂直风切强度，帮助台风恢复直立发展。

15

16

关键词：热带气旋、快速增强、高层切变、出流、地表潜热通量

17

18

文章编号：2023073A

19

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2310.23073

20

21

收稿日期：2024-03-05 网络预出版日期：

作者简介：沈上骐，男，1999 年 4 月生，硕士研究生，研究领域：台风与中小尺度气象。E-mail：
1106411771@qq.com

通讯作者：葛旭阳，E-mail: xuyang@nuist.edu.cn

项目资助：气象联合基金（U2342202）

Founds: Supported by National Natural Science Foundation of China (Grants U2342202)

Rapid Intensification typhoon with “Atypical Convection” : The Role of Surface Latent Heat Flux

Shangqi Shen¹, Qijun Huang¹, Xuyang Ge¹

¹Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

Abstract: In this study, rapidly intensifying (RI) tropical cyclones (TCs) with ‘Atypical’ convection (upshear concentrated convection) in the Northwest Pacific were screened by using reanalysis data and infrared cloud images. A group of slow-intensifying (noRI) typhoons with ‘Typical’ convection (downshear concentrated convection) were gathered for comparison. It is found that the RI group has a stronger maximum region of surface latent heat flux on the left side of the vertical wind shear (VWS) direction. To further explore possible mechanisms, the ‘Atypical’ convection case ‘Lekima’ was selected for sensitivity numerical experiments. The diagnostic results indicate that the surface latent heat flux on the left side of the VWS direction helps establish convective-instability in the region. Consequently, the effect of the "Ventilation effect" was weakened through the "Boundary layer entropy recovery" mechanism caused by the surface latent heat flux. Under easterly VWS, convection activity can be enhanced in high surface latent heat flux regions during the transition from the down-shear to the up-shear, thereby stimulating strong upper outflow channels. The establishment of outflow channels (Outflow blocking mechanism) can resist the environmental easterly flow, which weakens the strength of VWS and allows the typhoon to develop vertically.

Keywords: tropical cyclone, rapid intensification, upper vertical shear, outflow, surface latent heat-flux

1 引言

热带气旋 (Tropical cyclone; TC) 的快速增强过程 (Rapid intensification; RI) 被定义为 24 小时内台风最大风速增加超过 30 kts (Wang and Zhou, 2007)。其造成的灾害性天气给我国人民生命安全和国家财产带来巨大威胁 (陈联寿和丁一汇, 1979; 端义宏等, 2005; 陈光华等, 2005; 于玉斌等, 2007; 费建芳和陆汉城, 1996; 李英等, 2004; 余晖和吴国雄, 2001), 而 RI 过程中的强度预报依旧是业务预报的难点问题 (Krishnamurti et al., 2005; 陈彩珠, 2011)。RI 过程不仅与热带气旋内部热动力学有关, 而且与大尺度环境要素密切相关。其中环境风垂直切变 (VWS) 是影响 TC 强度的关键因素之一 (Emanuel et al., 2004; Zeng et al., 2007, 2008; Wang et al., 2015; Chen et al., 2017; Corbosiero et al., 2002, 2003)。VWS 影响 TC 强度变化的理论, 从热力学角度, 其中包括但不限于: 1) 台风高层暖心通风作用 (Frank and Ritchie, 2001); 2) 中层干空气侵入 TC 眼墙的中、低层通风效应, 从而削弱热机效率 (Tang and Emanuel, 2010; Ge et al., 2013; Kanada and Wada, 2015)。从动力学角度来说, 垂直风切变会使得台风低层与中高层环流中心出现位移, 导致台风垂直结构发生倾斜 (Jones, 1995), 诱发台风区域产生一波非对称结构 (Corbosiero and Molinari, 2003), 进而导致非对称 (扰动) 分量与对称分量 (基本流) 之间相互作用引发台风强度变化。相对应的, 对流分布也呈现出一波非对称结构, 即强对流往往出现在顺切变左侧。本文将这种在台风顺切变一侧的强对流活动称为“典型”对流分布特征。这种对流分布可以通过诱发与风切方向相反的次级环流 (Wong and Chan, 2004), 从而有助于 TC 恢复直立结构。

Ryglicki et al. (2018 a) 统计分析指出, 在高层垂直风切变情形下, 部分大西洋快速增强台风个例在经历 RI 期间, 强对流活动呈现出有别于上述“典型”对流的分布特征 (Ryglicki et al., 2018 a), 即异常强对流活动主要发生在风切变的逆切变一侧 (“非典型”对流分布)。而这类“非典型”对流分布对台风 RI 的影响机制与“典型”对流不同, 其中“出流阻挡”机制是一个重要的影响途径 (Ryglicki et al., 2018a, 2021; Dai et al., 2021)。同时, 台风逆切变高层出流的建立和局地风切变的减弱都可能成为 RI 的预测指标 (Shi and Chen, 2021, 2023)。值得一提的是, Richardson et al. (2022) 在统计对比两类快速、慢速增强型台风

时发现, RI 台风拥有更强的地表潜热通量, 这促进了低层潜热对流向逆切变迁移, 利于形成和维持逆切变(非典型)对流。具体而言, 处于风切变中的台风对流首先发生顺切变一侧, 在有利条件(高地表潜热通量)下, 对流活动可以移至逆切变且强度增强。这有利于高层出流通道的建立来抵消环境风切变, 同时也表明台风正逐渐克服由垂直风切变造成的非对称降水和台风涡旋垂直结构的倾斜。

迄今为止, “非典型”对流 RI 台风研究大多局限于大西洋, 西北太平洋 RI 台风中是否具有这种“非典型”对流分布特征?“出流阻挡”机制是否同样适用于西北太平洋? 对上述问题的探究有助于加深西北太平洋区域 TC 强度变化的认识。本文首先统计西北太平洋“非典型”对流分布的快速增强台风个例, 并通过与“典型对流”分布个例进行合成对比分析, 发现台风下垫面地表潜热通量存在显著差异。在此基础上针对典型个例进行敏感性数值模拟, 探究地表潜热通量对“非典型”对流演变特征的影响以及台风快速增强的物理机制。

2 观测资料分析

2.1 资料与方法

本文利用美国联合台风警报中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)提供的 2006-2019 年西北太平洋台风最佳路径数据集, 筛选出 24 小时内台风最大风速增加大于等于 30 kts (Wang et al., 2007) 的样本 153 个。进一步, 为了使统计中台风的风切变大小和方向相对一致, 我们借鉴前人经验(Ryglicki et al., 2018b), 筛选出 29 个位于高层反气旋的南侧的台风个例, 处于这种环流场配置的台风往往对应着高层东风 VWS。最后, 根据美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration; NOAA)区域和中尺度气象部门(Regional and Mesoscale Meteorology Branch; RAMMB)提供的台风卫星观测数据, 判断台风生命史中是否存在内区对流分布不同于“典型”特征, 即主要分布于其相对于垂直风切变逆切变一侧的现象。最终得到 7 个具有“非典型”对流分布台风 RI 个例(具体参见表 1)。同时, 在相似的高层东风切变背景下, 本文选择一组缓慢变化台风 noRI 组进行对比分析(具体参见表 2)。

表 1 西北太平洋 2006-2019 年东风切变下拥有“非典型”对流的快速增强组 RI 个例，
 (风切由 200hPa-850hPa 平均纬向风场计算)

Table 1 RI cases with "Atypical" convection during 2006-2019 in Western North Pacific
 (zonal VWS is calculated from 200hPa-850hPa zonal wind field)

RI			
年份	台风命名	首次 RI 时间	纬向风切
2011	纳沙	1800UTC23SEP	6m/s
2012	韦森特	1800UTC21JUL	8m/s
2013	韦帕	1800UTC10OCT	6m/s
2013	范斯高	1800UTC16OCT	9m/s
2014	威马逊	0000UTC13JUL	10m/s
2014	浣熊	1200UTC03JUL	7m/s
2019	利奇马	0600UTC06AUG	10m/s

表 2 西北太平洋 2006-2019 年东风切变下呈现“典型”对流的缓慢变化组 noRI 个例，
 (纬向风切由 200hPa-850hPa 平均纬向风场计算)

Table 2 Same as Table 1 but for noRI cases

noRI			
年份	台风命名	首次达到 49kts 时间	纬向风切
2009	莫拉克	0000UTC04AUG	8.5m/s
2006	格美	1200UTC07SEP	7m/s
2012	杜苏芮	1800UTC26JUN	8m/s
2013	潭美	1200UTC17AUG	8.5m/s
2014	麦德姆	0000UTC18JUL	10.5m/s
2014	海鸥	0000UTC12SEP	8m/s
2017	纳沙	1800UTC26JUL	8m/s

在风场和地表潜热通量场的统计分析中，本文使用了欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF）提供的第五版大气再分析数据（ECMWF Reanalysis v5, ERA5; Hersbach et al., 2020）。该数据集的水平分辨率为 0.25 ° × 0.25 °。“利奇马”台风数值模拟所使用的模式版本为 WRF-ARW Version 3.9（Davis et al., 2008）。采用了四重嵌套网格，分辨率分别设置为 27，9，3 和 1 km。模拟中主要使用了美国国家大气研究中心提供的再

分析数据集 (National Centers for Environmental Protection/ Final Operational Global Analysis; NCEP/FNL), 作为模式模拟的初始场和边界场。该数据集时间间隔为 6 小时 (0000, 0600, 1200, 1800 UTC), 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。“利奇马”台风模拟的初始时间为 2019 年 8 月 6 日 0000 UTC, 整个模拟时间为 2 天, 包含了“利奇马”台风快速增强的过程。具体模式设置以及参数化方案请参见 (Huang et al., 2021)。

2.2 观测分析

在对流活动区域, 云层越高, 云顶的温度越低。因此, 红外亮温低值区可以反映了强对流活动。图 1 给出了具有“非典型”对流及“典型”对流分布特征的台风个例, 方框中箭头代表 VWS 方向。在“非典型”组中 (图 1 a-g), 因受环境东风影响, 台风内区对流主要分布在东北侧 (逆切变一侧), 这与大西洋快速增强的“非典型”对流分布的台风一致 (Ryglicki et al., 2018 a)。图 1 (h-n) 给出了 noRI 组个例。一个显著的差别是: noRI 组台风对流分布主要集中在西南侧 (顺切变一侧), 与风切影响下经典台风对流分布相吻合。

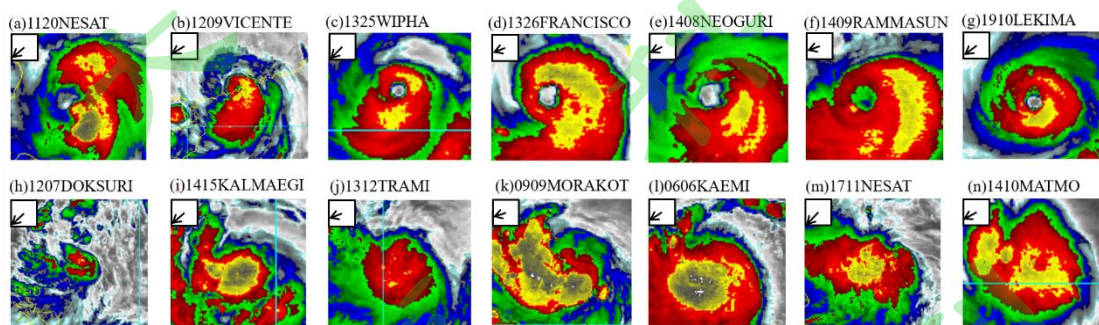


图 1 卫星观测的红外亮度温度表征强对流分布特征, 其中第一行为非典型 RI 台风个例; 第二行 noRI 台风 (图中箭头为 200-850hPa 垂直风切方向)

Fig.1 Satellite-observed infrared brightness temperature characterizes the distribution features of strong convection. Black arrows are the shear direction (a-g: Atypical cases; h-n: Typical cases)

为了解两组台风所处的背景流强度, 图 2 对以台风中心 500 km 半径内环境风场进行合成, 对比了两类台风在强度达到 33 kts 时纬向风随高度分布。本文将 200 hPa 与 500 hPa 的风速差定义为高层垂直风切变, 低层 (如: 850 hPa) 到 500 hPa 的风速差异定义为低层垂直风切变。由图可见, 两组台风拥有相似的纬

向环境垂直风切变，RI 组和 noRI 组台风垂直风切变条件相似，且平均垂直风切变为中等强度的高层东风垂直风切变。具体而言，在 500 hPa 高度以下，低层为弱的东风垂直风切变 (3 m s^{-1})，高层则为中等强度的东风垂直风切变 (8 m s^{-1})。这与大西洋高层环境场高层东风切变情形相吻合。

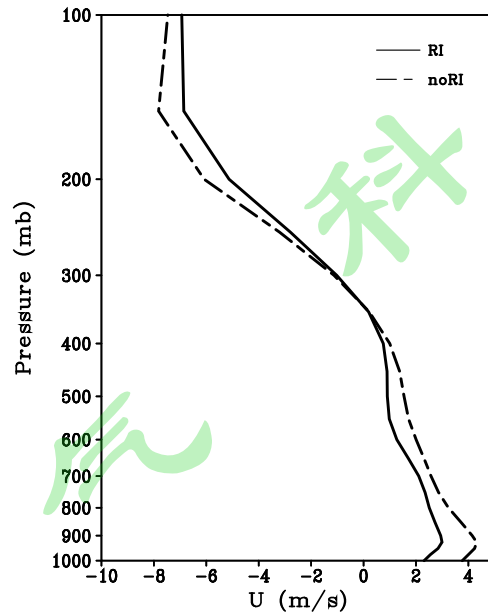


图 2 RI 组和 noRI 组个例台风中心 500km 半径内平均所得的环境纬向风垂直廓线（黑实线：RI 组；黑点线：noRI 组）

Fig.2 The vertical profiles of center composited environment zonal wind in RI and noRI cases

图 3 给出了两组台风的地表潜热（Surface latent heat-flux, SLHF）动态合成对比分析，其中“0”时刻为两组台风平均强度首次达到 49 kts 时刻。可以发现，在研究时段期间，两者都具有明显的一波非对称结构，即 SLHF 高值中心基本上出现在顺切变左侧（Downshear-left, DSL）至逆切变左侧（Upshear-left, USL）。值得注意的是，RI 组在三个时次中拥有更强的 SLHF，特别是-24H 时高达 300 Wm^{-2} ，这与 noRI 组形成鲜明对比。

TC 表面风和表面焓通量之间的正反馈，称为风蒸发导致的地表热通量交换理论（WISHE; Emanuel, 1986）。RI 台风发生发展一般对应着更强的地表潜热通量和强对流特征。在风切变作用下台风 RI 过程中，对流首先发生在顺切变一侧，而后逆时针向逆切变一侧发展，进而完成对称化过程。考虑 DSL-USL 区域具有显著的差异，这里一个值得思考的问题：该区域高的 SLHF 如何影响随后的强

对流活动？下面将对该问题开展探究。

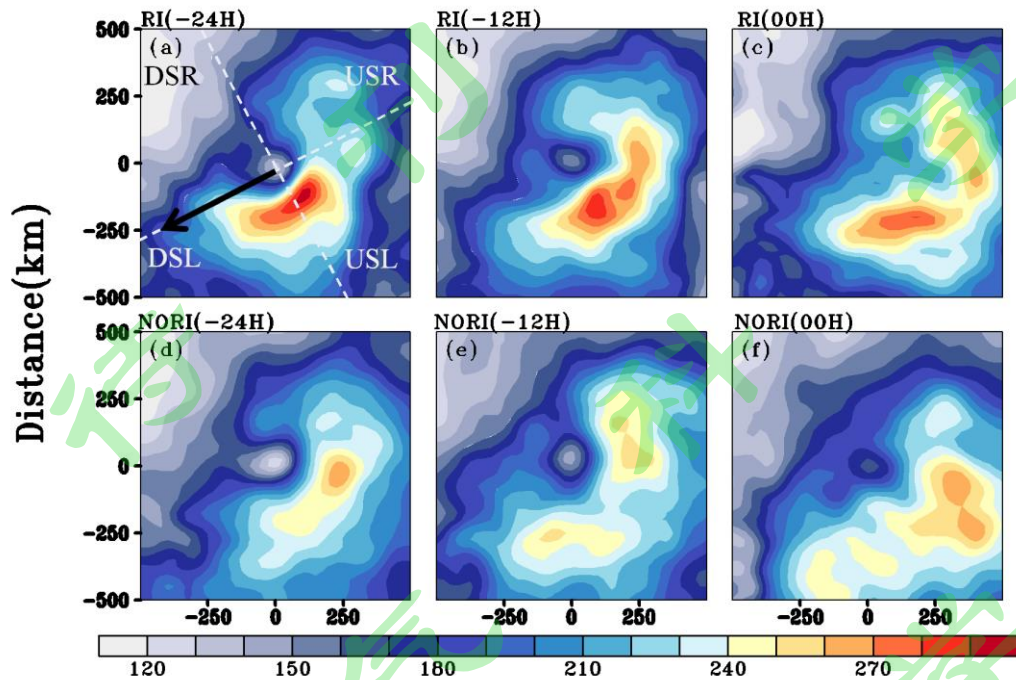


图3 地表潜热通量随时间演变特征 (单位 Wm^{-2})，其中(a)(b)(c)代表 RI 组，(d)(e)(f)代表 noRI 组。(a)中四个象限依照合成后 200-850hPa 风切变方向 (黑色箭头)，划分为顺切变左侧 (DSL)、顺切变右侧 (DSR)、逆切变左侧 (USL) 和逆切变右侧 (USR)

Fig.3 Time evolution characteristics of surface latent heat fluxes (unit: Wm^{-2}), (a-c): RI cases; (d-e): noRI cases. Fig.3(a) is separated into Downshear-left(DSL), Downshear-right(DSR), Upshear-left(USL) and Upshear-right(USR) according to VWS direction (black arrow)

Liang (2013, 2014) 使用信息流或信息传递以测量动态事件之间的因果关系，可被认为是对于适当因果关系之间的一种测度。对于线性系统，给定两条时间序列 X_1 和 X_2 ，单位时间内从 X_2 到 X_1 信息流的最大似然估计为：

$$T_{2 \rightarrow 1} = \frac{C_{12} - C_{12}C_{1,d1} + C_{11}C_{1,d1}}{C_{11} \quad C_{11}C_{22} - C_{12}^2} \quad (1)$$

其中 C_{ij} 是 X_i 和 X_j 之间的样本协方差， $C_{ij} = \overline{(X_i - \bar{X}_i)(X_j - \bar{X}_j)}$ 。

$C_{i,dj}$ 是 X_i 和 $\dot{X}_j$ 之间的协方差。其中 $\dot{X}_j = \frac{X_{j,n+1} - X_{j,n}}{\Delta t}$ ， Δt 为时间步长。相反方向 $T_{1 \rightarrow 2}$ 的信息流量可以通过切换指标 1 和 2 直接写出，单位为 nats 每单位时间。上述公式计算的信息流速率可以为零或非零。如果 $T_{2 \rightarrow 1} = 0$ ，从 2 到 1 没有因果关系，即 1 的发展独立于 2；如果不等于 0，则存在因果关系（须通过显著性检验）。

由于考虑到再分析资料时间、空间分辨率较粗，难以准确反映 RI 快速过程。在此，本文将使用前期台风利奇马（1910）的实际个例模拟数据（Huang et al., 2021）。该工作模拟出跟观测接近的快速增强过程、路径以及“非典型”对流分布特征。本文将模拟的强度序列（最大风速）设为 X_1 、地表潜热通量随时间变化场设为 X_2 ，计算信息流分布（图4）。如图所示，高值中心（0.6 nats/6h）位于顺风切方向左侧（60-180 km 范围内），且大片区域通过了显著性检验，这意味着模拟试验中利奇马强度变化与 SLHF 存在密切的因果关系，且敏感区出现在台风南侧（或风切方向左侧半圆 60-180 km 范围内）。

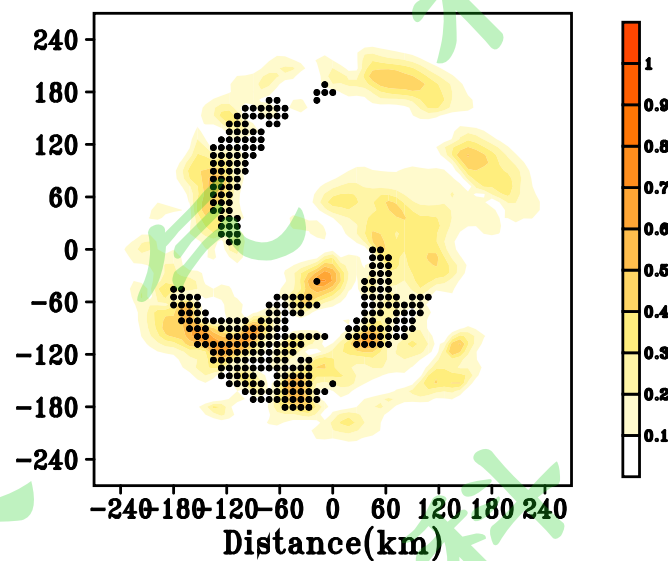


图4 利用基于 Liang-Kleeman 信息流理论计算得到的利奇马（1910）台风，地表潜热通量到台风强度的信息流（阴影）（打点区域表示达到 0.05 显著性水平）

Fig.4 The information flow obtained by Liang-Kleeman information flow theory in simulated Lekima (1910). (Dotted areas indicate a significance level of 0.05.)

综上所述，通过 RI 和 noRI 两组台风合成发现，分别对应“非典型”和“典型”对流分布特征。其中 RI 组台风在顺风切左侧拥有更强的 SLHF 高值中心，而信息流方法也指出这种空间分布特征。但 SLHF 的差异如何影响强对流演变尚未明确，本文将针对地表潜热通量进行敏感性试验，以此揭示其空间分布是影响非典型对流进而 RI 的可能途径。

3 敏感性试验结果分析

本文使用了 WRF-ARW 模式，模式设置以及参数化方案请参见（Huang et

al., 2021)。本文在控制试验（CTL）的基础上，设置了一组敏感性试验（noQ）。
具体来说，在整个模拟过程中，将 noQ 试验中台风南侧区域 60-200km 扇面内的
地表潜热通量设为 0，即关闭了地表潜热通量的影响（如图 5）。CTL 和 noQ 试
验比较可以反映该敏感区地表潜热通量的作用。

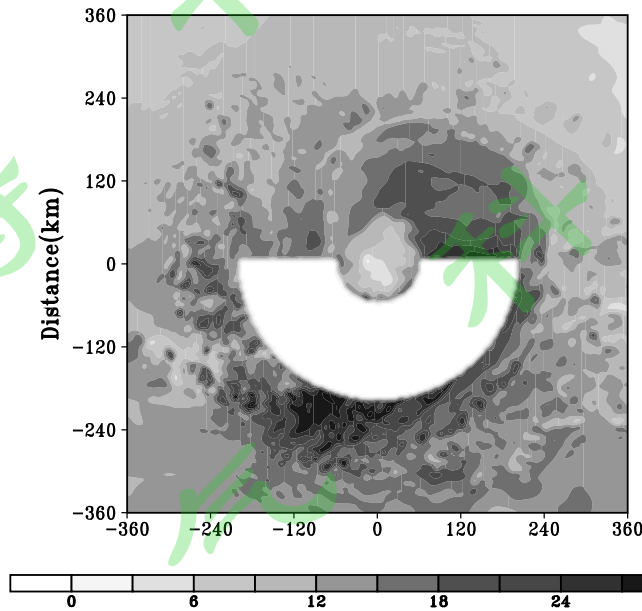


图 5 模式积分初始时刻 noQ 试验台风中心 360 km 范围内向上水汽通量分布 ($1e^{-5} \cdot \text{kg/m}^2\text{s}$)，其中半弧形扇面内地表潜热通量设置为 0

Fig.5 The distribution of upward water vapor flux in noQ experiment at the initial time of integration (unit: $1e^{-5} \cdot \text{kg/m}^2\text{s}$), with surface latent heat flux set to 0 within the semi-circular area

3.1 模拟台风强度对比

图 6 给出了 CTL 和 noQ 试验模拟强度与观测对比情况。由图可见，CTL 较好地模拟出实际台风的强度变化，尤其是在模拟 48 小时期间，台风中心最低气压下降至 920 hPa，较初始时刻下降了 67 hPa，且最大风速增强至 115 kts，即台风经历了一次快速增强过程。与此相反，noQ 试验中台风强度变化相对较慢。在模拟的第 48 小时，台风中心最低气压约为 947 hPa，台风最大风速为 88 kts。这反映了 noQ 试验中台风并没有经历快速增强阶段。由此可见，风切左侧的地表潜热通量大小对台风强度快速增强有显著影响。

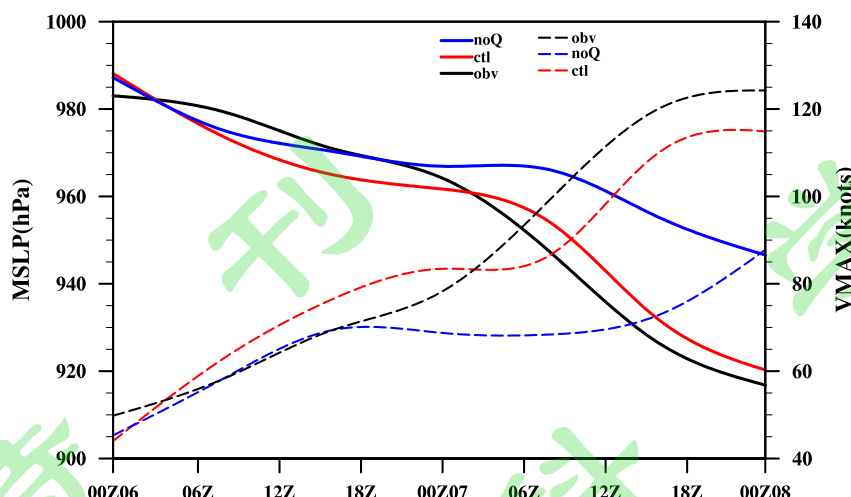


图 6 2019 年 8 月 6 日-8 日, “利奇马”台风观测和模拟台风强度 (黑线: 观测; 红线: CTL 试验; 蓝线: noQ 试验); 实线表示最低海平面气压 (单位: hPa); 点线表示最大风速 (单位: kts)

Fig.6 The observed and simulated typhoon intensity of Typhoon Lekima (black line: observation; red line: CTL experiment; blue line: noQ experiment) during 6-8 August, 2019; solid lines represent the minimum sea level pressure (unit: hPa); dotted lines represent the maximum wind speed (unit: kts)

为了进一步比较非对称对流分布的情况, 图 7 给出了两组试验中不同高度层 (1.5、5 和 15km) 垂直速度空间分布情况。在图 7(a)中, 8 月 7 日 0000 UTC, CTL 试验中强对流分布 (垂直速度大于 2 ms^{-1}) 主要位于台风的南侧、东南以及东北象限, 内区对流集中于东北侧 (逆切变侧) 即呈现出 “非典型” 对流分布特征。值得注意的是, 逆切变一侧强的上升运动主要位于高层 (15 km), 这意味着其伴随对流活动逆时针移动至逆切变一侧, 并逐渐发展为强对流。与之相反, 在 noQ 试验 (图 7b), 主要对流区域依旧位于台风的西南象限 (顺切变一侧) 且内区对流较少。

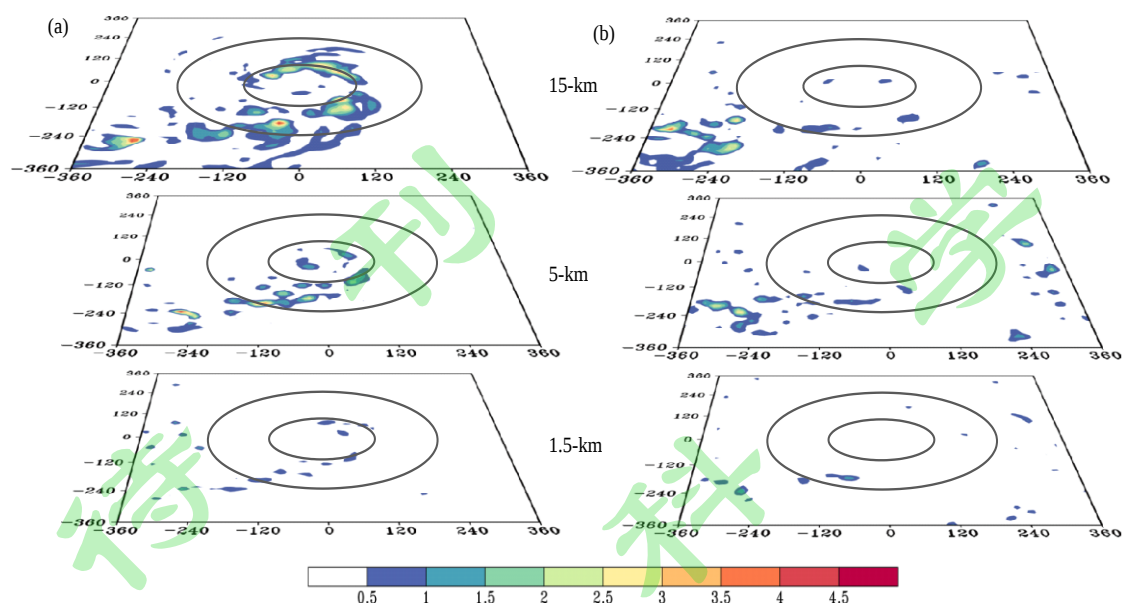


图 7 8 月 7 日 0000 UTC (a) CTL 试验(b) noQ 试验中不同高度 (1.5, 5 和 15 km) 垂直运动水平分布 (单位: ms^{-1}); 黑色圆圈距离台风中心分别为 120 和 240km
Fig.7 The horizontal distribution of vertical motion (unit: ms^{-1}) at different heights at 0000 UTC August 7 in (a) CTL experiment and (b) noQ experiment; Black circles are located 120 and 240 km away from the typhoon center, respectively

为进一步刻画各象限对流差异, 图 (8-9) 给出了两组试验距离台风中心半径 180 km 范围内垂直速度的 CFADs (Contoured Frequency by Altitude Diagrams; Yuter and Houze, 1995)。图中阴影表示在距离台风中心 $360\text{ km} \times 360\text{ km}$ 范围内, 不同垂直速度在总区域中所占比例大小随高度分布情况。这可以反映各高度层、不同等级大小的垂直速度的频率分布。当阴影区域右边界向右扩张时, 强对流活动在所选区域中的占比越高, 即强对流活动强度越强。两组试验在整层高度上垂直速度主要在 $\pm 1\text{ ms}^{-1}$ 范围内。比较后可见, 在 CTL (图 8), 8 月 6 日 0700 UTC 台风顺切变左侧 (DSL) 高层 (12-16 km) $\geq 2\text{ ms}^{-1}$ 的上升气流几率较高。这就说明在台风 RI 启动前期, 强对流主要出现在 DSL 附近。在 8 月 7 日 0000UTC, 随着 RI 启动, 台风逆切变一侧 CFADs 分布呈现出明显的非对称结构, 在逆切变的左侧 (USL) 出现 6 ms^{-1} 垂直运动几率, 即该区域具有强烈的上升运动。这反映了强对流活动逆时针移动特征。在 8 月 6 日 0700 UTC, noQ 试验中垂直速度强度和分布情况与 CTL 试验较为接近 (图 9)。初期强上升气流同样主要位于台风 DSL。而在 8 月 7 日 0000UTC, 台风 DSL 和 USL 象限的上升运动在高层 (12-16 km) 略有增强, 但最强的上升运动仍位于 DSL, 即没有

267 明显但逆时针移动特征。

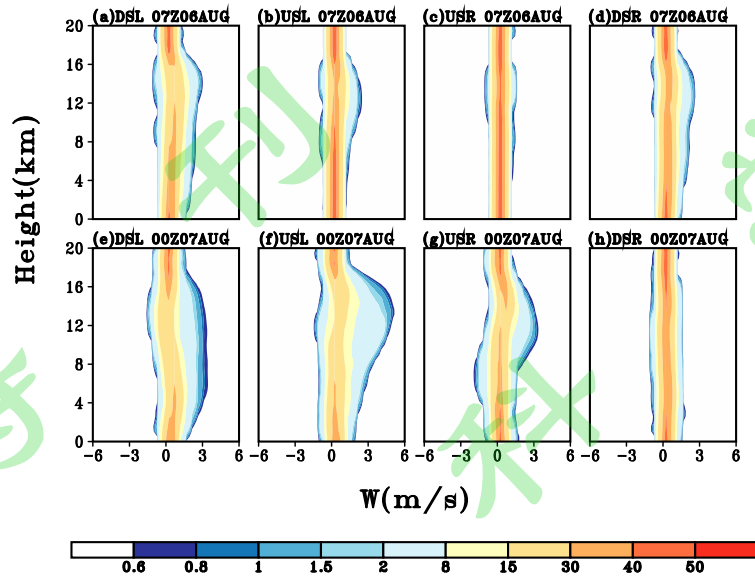


图 8 8月6日0700 UTC（第一行）及8月7日0000UTC（第二行）CTL试验距离台风中心半径180 km范围内各象限垂直速度的CFADs（单位：%）；(a, e) DSL, (b, f) USL, (c, g) USR, (d, h) DSR

Fig.8 Snapshots of the CFADs (unit: %) of vertical velocities within a radius of 180 km from the typhoon center in each quadrant in the CTL experiment at 0700 UTC August 06(top panels) to 0000 UTC August 07 (bottom panels)

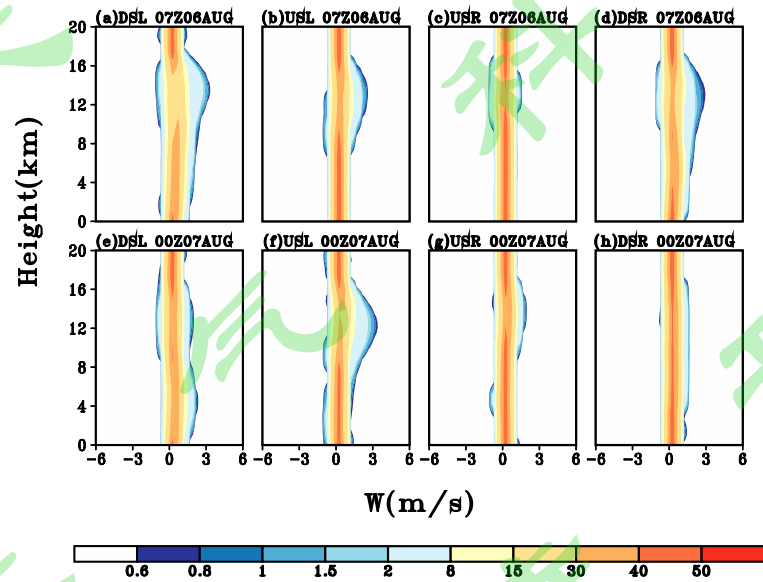
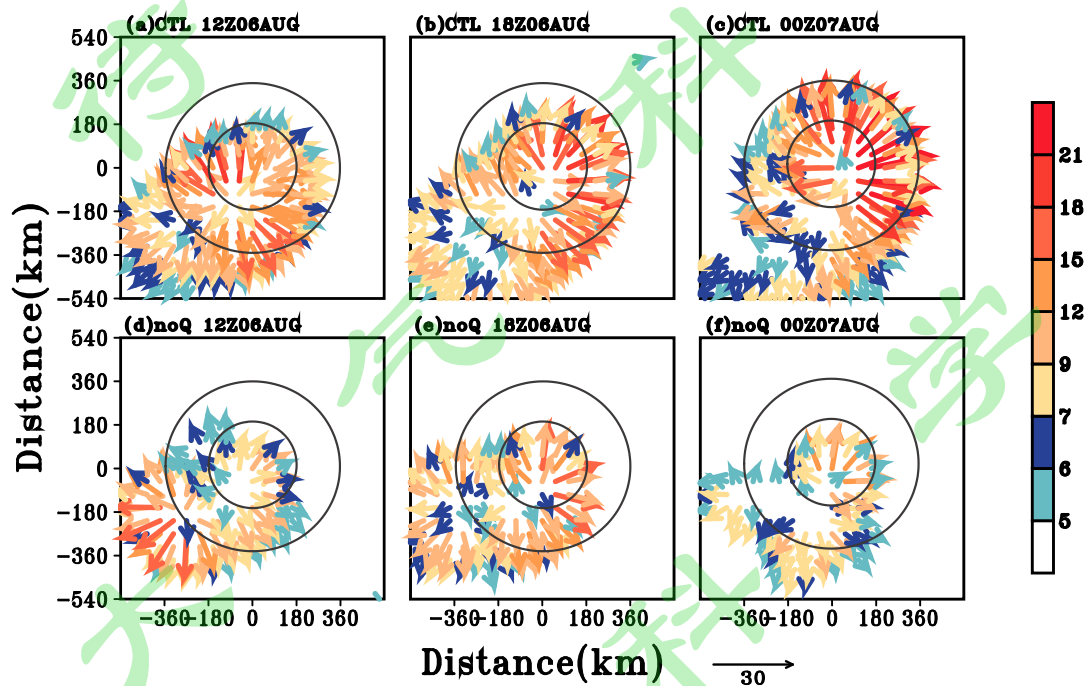


图 9 8月6日0700 UTC（第一行）及8月7日00UTC（第二行）noQ试验距离台风中心半径180 km范围内各象限垂直速度的CFADs（单位：%）；(a, e) DSL, (b, f) USL, (c, g) USR, (d, h) DSR

Fig.9 Snapshots of the CFADs (unit: %) of vertical velocities within a radius of 180 km from the typhoon center in each quadrant in the noQ experiment at 0700 UTC August 06(top panels) to 0000 UTC August 07 (bottom panels)

283

284 上述分析表明，CTL 呈现出明显“非典型”对流分布特征，伴随着对流活
285 动逆时针移至逆切变方向，台风经历 RI。前人工作（Elsberry and Jeffries, 1996;
286 Ryglicki et al., 2019）指出，台风高层出流通道的建立和增强有利于阻挡高层环
287 境气流，从而减弱台风附近的局地垂直风切变，使其强度增强。这种台风高层
288 出流阻挡环境气流的机制称为“出流阻挡”机制。为揭示上述机制在两组试验
289 中的差异，图 10 对比了两者高层散度风场演变特征。



290

291 图 10 8 月 6 日 1200 UTC - 8 月 7 日 0000 UTC, 17 km 高度台风出流散度风随时间演变
292 CTL 试验（第一行；单位： ms^{-1} ）和 noQ 试验（第二行），黑色圆圈代表距离台风中心半
293 径 180、360km（风矢量及色标单位： ms^{-1} ；风速越大，风矢量越接近红色）
294 Fig.10 Time evolution of divergence wind (unit: ms^{-1}) in typhoon outflow at 17 km altitude in
295 the CTL (top panels) and noQ experiment (bottom panels) during 1200 UTC August 6 to 0000
296 UTC August 7; Black circles represent a radius of 90 and 180 km away from the typhoon center,
297 respectively

298

299 在快速增强初期（8 月 6 日 1200UTC），CTL 试验中的 17 km 处的散度风场
300 中心主要位于台风西南象限（USL），这与该时刻强对流集中在顺切变一侧的现
301 象相对应。随后，高层散度风中心向台风中心靠近，并逐渐从顺切变一侧逆时
302 针向内旋转至逆切变一侧。在 8 月 7 日 0000 UTC 时，散度风大值区主要位于台
303 风逆切变一侧，此时高层散度风为强西风，与高层环境场东风相反，从而削弱

风切变。noQ 试验中，高层散度风中心没有随时间向逆切变一侧移动，且散度风强度维持在较弱水平。这说明在 noQ 试验中，高层出流阻挡机制对环境垂直风切的抵消效果有限。

图 11 给出了两组试验中不同高度以 540 km 为半径区域平均的环境风场随时间的演变特征，这可以反映风切变随时间演变情况。在台风发展前期（8 月 6 日 0700 UTC），两组试验中平均环境风场基本相同，在 8 km 以下高度环境风场为西南风；8 km 以上高度环境风场主要为东北风。随着时间推移，两组试验的垂直风切变均开始减小，但 CTL 试验的垂直风切变要明显小于 noQ 试验。在 8 月 7 日 0600 UTC，CTL 试验中垂直风切变减小至 3 ms^{-1} ，而 noQ 试验中垂直风切变减弱相对比较缓慢，大约是 6 ms^{-1} 。在增强过程期间，CTL 高层东风随时间减少的幅度要明显大于 noQ，这与前者高层存在较强的散度风有关。综上所述，CTL 试验 RI 期间“非典型”对流分布有利于台风高层出流阻挡机制。相应地，出流阻挡机制有效减弱风切变强度，台风垂直结构倾斜度减小，台风快速直立发展（图略）。

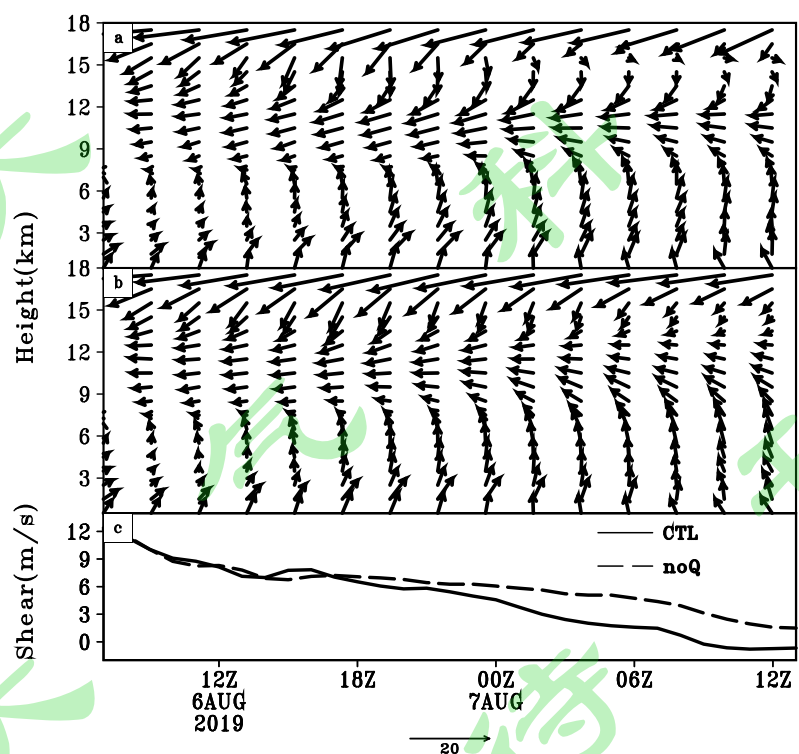


图 11 8 月 6 日 0700UTC 至 8 月 7 日 1300UTC (a) CTL 试验，(b) noQ 试验中以台风为中心半径 540 km 范围的区域平均环境场垂直结构（单位： m s^{-1} ）以及(c)两组试验整层垂直风切（16 - 2 km；单位： m s^{-1} ）随时间演变（直线：CTL 试验；虚线：noR 试验）

Fig.11 The vertical structure of the area-averaged environmental field within a 540 km range

centered on the typhoon (unit: m s^{-1}), and (c) the temporal evolution of the vertical wind shear (16-2 km; unit: m s^{-1}) in both experiments from 0700 UTC August 06 to 1300 UTC August 07

4 物理机制

4.1“边界层熵恢复”机制

CTL 和 noQ 试验清楚地表明非对称对流分布存在显著差异，其中 CTL 中台风 RI 期间存在非典型对流演变特征。而 noQ 试验中表现为典型对流分布且没有 RI。在此，我们需要探讨特定区域的地表潜热如何影响非对称对流活动？在风切变情况下，存在两种通风效应（低层和中层）影响途径。对应低层通风效应，与降水相伴随的下沉气流会携带低熵空气进入台风边界层，降低边界层内的熵通量，并随着台风边界层入流入侵台风眼墙，从而抑制台风内区对流发展（Tang and Emanuel, 2010; Riemer et al., 2013; Chen et al., 2021）。参照 Riemer et al. (2010)，本文将对低层通风效应进行对比分析，具体定义为：

$$DFX = w_- \cdot \theta'_e \quad (2)$$

其中 w_- 表征的是垂直运动负值区，即下沉运动， θ'_e 表示的是扰动相当位温， DFX 由二者相乘得到，正的 DFX 表示下沉运动所导致的熵通量的减少。。图 12 给出了两组试验中边界层内 DFX 的水平分布情况。由图可见，在 CTL 中，6 日 2000UTC 时的 DFX 正值区呈带状分布，且位于切变方向左侧（图 12a）；至 6 日 2200UTC 时，在 USL 一侧出现一个面积较大的 DFX 高值中心。随着时间推移，这个高值中心逆时针运动至 USR。类似的，noQ 试验中的 DFX 也具有相同的非对称分布，而内区强度上 CTL 则显得更为明显。一般来说，正 DFX 意味着会将更多的低熵空气向下带入台风边界层，并随着边界层入流进入台风内区。这将会对台风强度造成负面影响，不利于台风强度的增强。以上结果似乎存在一定的矛盾之处，下文将回答这个疑问。

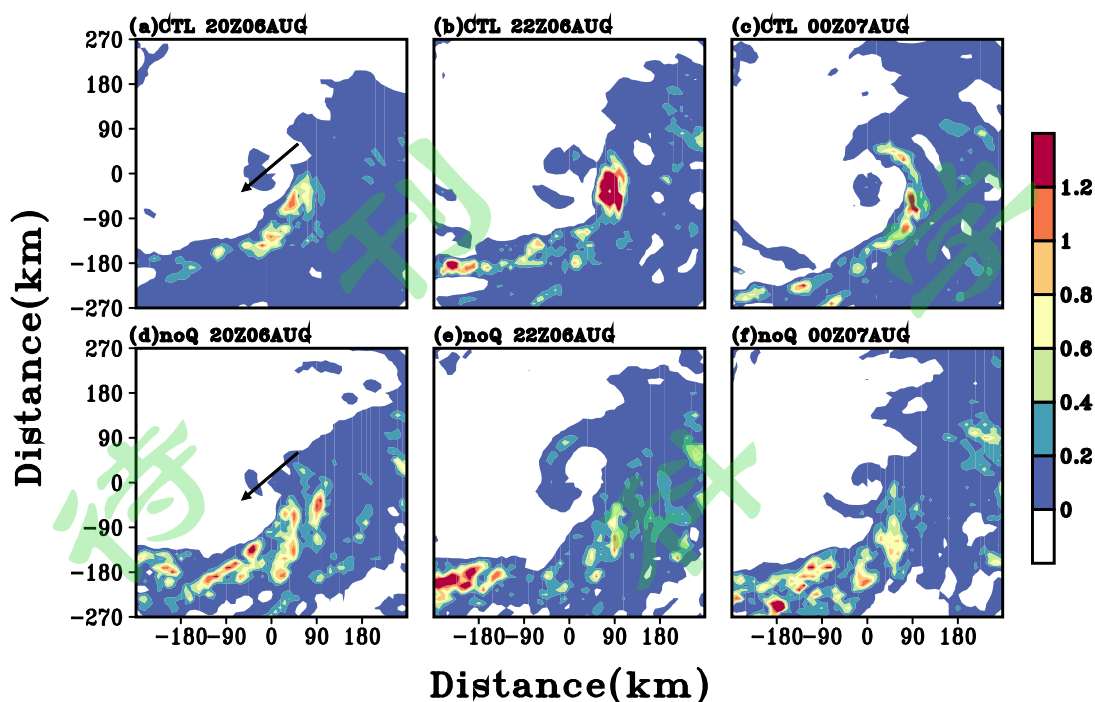


图 12 8 月 6 日 2000、2200UTC 以及 8 月 7 日 0000UTC, CTL 试验 (第一行) noQ 试验 (第二行) 0.5-1.5km 的高度平均的 DFX 水平分布 (单位: K ms^{-1}); 黑色箭头表示风切变方向

Fig.12 Snapshots of the horizontal distribution of the height-averaged DFX (unit: K ms^{-1}) between 0.5-1.5 km in CTL (top panels) and noQ (bottom panels) from 2000 UTC August 6 to 0000 UTC August 7; Black arrows indicate the direction of the wind shear

台风内区相当位温 (θ_e) 在对流层低层的增加 (Dolling and Barnes, 2012; Miyamoto and Nolan, 2018; Miyamoto and Takemi, 2013) 对 TC 增强或 RI 很重要。因此, 本文计算两组试验中关键区相当位温随高度变化廓线 (图 13)。初始时刻 (图 13 a), 两组具有相似的 θ_e 垂直廓线; 随着时间推移, 至 8 月 6 日 1900UTC 时, 两组试验在近地面层出现了明显差异, 在 CTL 保留地表潜热通量时, 低层 θ_e 逐渐增加, 比 noQ 高了 8.5 K。而在中层 4-6 km 附近 CTL 试验中的 θ_e 有小幅降低, noQ 试验则小幅升高。相应的, CTL 试验中中低层 θ_e 随高度变化为负值 ($\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$), 这意味着该地区存在显著的对流性不稳定, 利于对流的发生发展。相反的, noQ 试验的 θ_e 廓线更倾向于对流性稳定, 即对流发展易受抑制。这一结果与陈联寿等 (2004) 对台风加强和维持的研究相呼应。

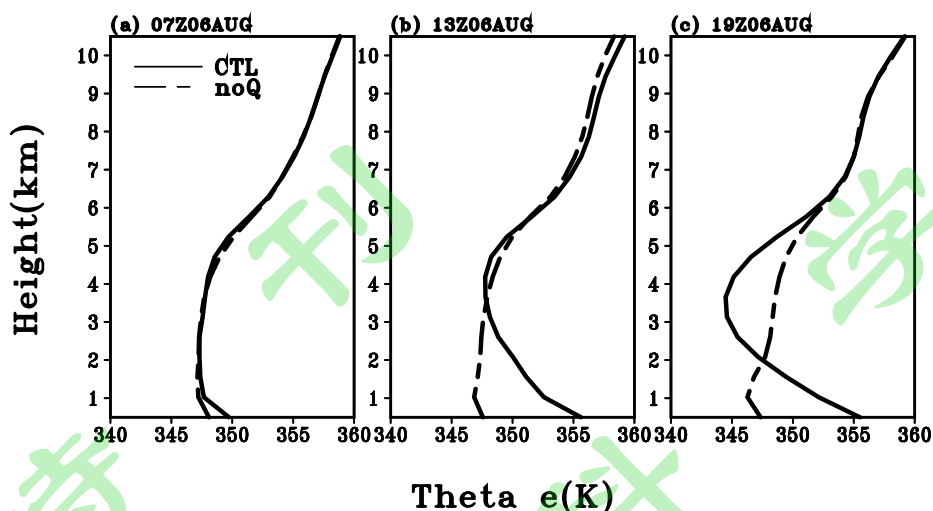


图 13 8 月 6 日 0700、1300、1900UTC, CTL 与 noQ 试验 DSL 和 USL 半径 180km 区域平均等效位温(θ_e)的垂直分布 (单位: K)

Fig.13 The profile of area-averaged equivalent potential temperature (θ_e ; unit: K) within a radius of 180 km for DSL and USL in both experiments from 0700 UTC August 6 to 1900 UTC August 6

图 14 给出了低层高度平均 θ_e 水平分布。在 RI 初始阶段 (图 14a), 两者 θ_e 与水平分布相类似, 即在 DSL 一侧 120-240 km 处拥有一个低值中心。这是由此处降水相对应的下沉气流所导致的。随着台风发展, 至 8 月 6 日 1900UTC 时, 随着风速的增强, CTL 中的低层 θ_e 整体都得到了加强, 风切左侧的相当位温低值区面积缩小, 且台风中心附近的 θ_e 高值区也进一步升温。与其相反, 在 noQ 中, 风切左侧的 θ_e 低值中心没有随着台风的发展而得到恢复, TC 中心 θ_e 高值区的强度也远不及 CTL。从差值图 (图 14 g-i) 可见, 最大的 θ_e 差异位置与敏感性试验关键区吻合。不难推测, 在风切变情形下, 随着对流从 DSL 向 USL 一侧移动, 当地面具有较大潜热通量时, 其对应的相当位温会得到逐步恢复。前人研究均指出 (Powell, 1990; Tang and Emanuel, 2012; Molinari et al., 2013; Zhang et al., 2017; Zhang and Rogers, 2019; Nguyen et al., 2019), 地表热通量可以补偿因为低层通风效应导致的边界层熵降低, 使得边界层熵恢复, 抵消低层通风效应对台风强度发展带来的负面影响。在 CTL 中, 台风垂直风切左侧的地表潜热通量可以通过抵消边界层因为下沉气流而带来的低熵空气, 从而有利于边界层低熵空气恢复到较高的水平。在 noQ 试验中, 台风南侧 60-200km 内的地表潜热通量被人为关闭。从对流区域的下沉运动携带的低熵空气无法通过下垫面获得补偿, 导致其风切左侧区域 θ_e 低值中心持续维持, 这抑制对流产生 (图 8)。总之, 较

高的地表热通量有利于台风内区边界层内温度的升高和相对湿度的增加。这说明地表潜热通量的大小和边界层熵通量的恢复速率在台风强度增强中起到了关键性作用（Wadler et al., 2021）。

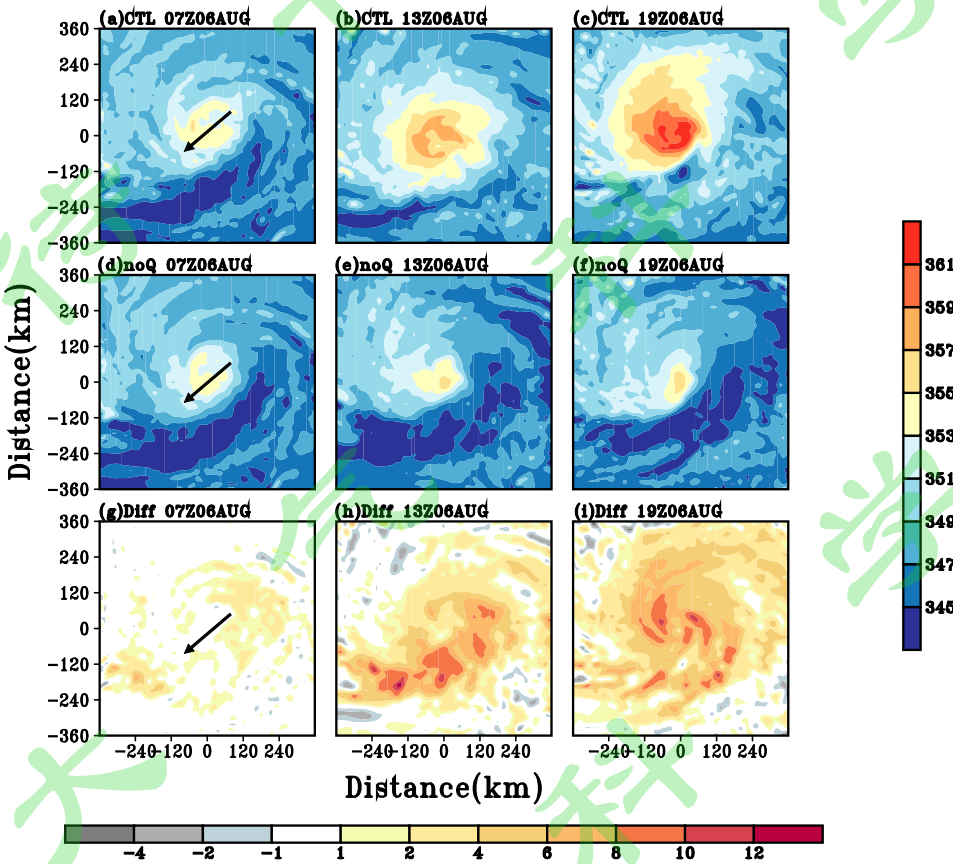


图 14 8 月 6 日 0700、1300、1900UTC，CTL 试验（第一行）；noQ 试验（第二行）在 0.5-1.5km 高度平均的相当位温水平分布（单位：K）以及两组试验相当位温差异（第三行），箭头表征垂直风切方向

Fig.14 Snapshots of the horizontal distribution of height-averaged equivalent potential temperature (unit: K) between 0.5-1.5 km in CTL experiment (top panels) and noQ experiment (middle panels), and the differences in between (bottom panels) from 0700 UTC August 6 to 1900 UTC August 6; Arrows characterize the direction of vertical wind shear

5 结论与讨论

本文普查了 2006-2019 年间高层垂直东风切变影响下，西北太平洋具有非典型对流特征的快速增强台风，其强对流由顺切变一侧往逆切变一侧移动。与在相同环境风切变却没有经历快速增强的台风 noRI 比较可知，前者在顺风切方向左侧区域具有更强的地表潜热通量高值中心。为探讨地表潜热通量对非典型对

流台风发展的影响，本文选取了台风利奇马（2019）作为典型个例，进行针对地表潜热通量的敏感性试验。当将顺切变左侧（60-200 km 范围内）地表潜热通量人为设置为 0 时，台风没有经历快速增强过程。主要结论如下：

（1）在高层垂直风切变的影响下，西北太平洋快速增强台风也具有“非典型”对流分布特征，即对流在台风相对于垂直风切变的顺切变一侧产生，逆时针移至逆切变一侧。一旦强对流强迫高层出流散度风，这种“出流阻挡”影响机制可以抵抗高层环境东风，使局地切变强度减弱。

（2）与“出流阻挡”机制关系密切的强对流活动受地表潜热通量调制。地表潜热通量会通过“边界层熵恢复”机制削弱“通风效应”作用。在东风切变下，当对流从顺切变一侧移动至逆切变一侧，对流活动经过高地表潜热区域可以得到增强，从而激发出强的上层出流通道。

总之，本文利用有限的观测样本及超强台风利奇马（2019）的敏感性试验，揭示了地表潜热通量在非典型对流台风 RI 期间的重要性。在实际中，地表通量不仅取决于下垫面热力状况（如海温、边界层水汽条件），而且还取决于风速大小（如：台风风廓线）。例如，不同的初始尺度（最大风速半径）的台风可能会导致地表潜热通量空间分布的差异，这些都可能会为影响地表潜热分布进而影响“非典型”对流。鉴于这类台风出现在副高南侧，因此西南季风环流对其影响值得关注。不难推测，西南季风水汽输送可以显著影响台风南侧对流活动；另外，西南季风与台风环流的叠加，可以改变台风尺度、风速的非对称性，这些均可以导致地表通量的非对称性。

此外，关于 noRI 过程是否会出现非典型对流？这值得进一步探索。如果“非典型”对流通通过“出流层阻挡机制”，呈现出强烈“非典型”对流，一般预示着 RI 过程。从这个层面来看，台风的 noRI 过程一般不具有明显的非典型对流。在实际中，台风增强本质上是一个对称化过程，即内核对流（如眼墙附近）总会从 downshear 往 upshear 一侧逆时针移动。因此，这涉及非典型对流（本工作侧重于前期外雨带）与上述内核对流活动的演变区别。本文仅仅是围绕特定高层东风切变下 RI 个例中非典型对流与地表热通量的关系，仅仅是抛砖引玉。因此，如果要系统探讨不同环境背景气流下 RI 情况，这需要更系统进行分类对比，如：风切廓线、台风移速、移向、近地面平均风等等。这些复杂问题都尚

待进一步探究。

参考文献:

- 陈彩珠. 2011. 西北太平洋热带气旋强度预报方法评估[D].南京信息工程大学, 45-47. Chen Caizhu. Evaluation of tropical cyclone intensity forecast methods in Northwest Pacific [D]. Nanjing University of Information Science and Technology. doi:<https://kns.cnki.net/KCMS/detail/detail.aspx?dbname=CMFD2011&filename=1011155784.nh>
- 陈光华, 裘国庆. 2005. 热带气旋强度与结构研究新进展[J].气象科技,33(01):1-6. Chen Guanghua, Qiu Guoqing. Progress in Researches on Tropical Cyclone Intensity and Structure[J].Meteorological Science and Technology,2005,33(1):1-6. doi:10.19517/j.1671-6345.2005.01.001.
- 陈联寿,丁一汇. 1979.西太平洋台风概论[M].科学出版社. Chen Lianshou, Ding Yihui. Introduction to Typhoons in the Western Pacific [M]. Science Press (in Chinese)
- 陈联寿,罗哲贤,李英. 2004.登陆热带气旋研究的进展[J].气象学报,(5): 541-549. Chen Lianshou, Luo Zhexian, Li Ying. Research advances on tropical cyclone landfall process[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2004, (5): 541-549. doi: 10.11676/qxxb2004.055
- Chen X, Wang Y. 2017. A Numerical Study on Rapid Intensification of Typhoon Vicente (2012) in the South China Sea. Part I: Verification of Simulation, Storm-Scale Evolution, and Environmental Contribution. Mon. Wea. Rev., 145(3), 877-898, doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0147.1>.
- Chen X, Gu J, Zhang J, et al. 2021. Boundary Layer Recovery and Precipitation Symmetrization Preceding Rapid Intensification of Tropical Cyclones under Shear. Journal of the Atmospheric Sciences, 78(5), 1523-1544. doi:<https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0252.1>
- Corbosiero K L, Molinari J. 2002. The Effects of Vertical Wind Shear on the Distribution of Convection in Tropical Cyclones. Monthly Weather Review, 130(8), 2110-2123. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<2110:TEOVWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<2110:TEOVWS>2.0.CO;2)
- Corbosiero K L, Molinari J. 2003. The Relationship between Storm Motion, Vertical Wind Shear, and Convective Asymmetries in Tropical Cyclones. Journal of the Atmospheric

466 Sciences,60(2),366-376.
 467 doi:[https://doi.org/10.1175/15200469\(2003\)060<0366:TRBSMV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200469(2003)060<0366:TRBSMV>2.0.CO;2)
 468 Dai Y, Majumdar S J, Nolan D S. 2021. Tropical Cyclone Resistance to Strong Environmental Shear.
 469 Journal of the Atmospheric Sciences, 78(4), 1275-1293. [https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-](https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0231.1)
 470 0231.1
 471 端义宏, 余晖, 伍荣生. 2005. 热带气旋强度变化研究进展 [J]. 气象学报, 63(5): 636 - 645. Duan
 472 Yihong, Yu Hui, Wu Rongsheng. Review of the research in the intensity change of tropical
 473 cyclone[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2005, (5): 636-645. doi:10.11676/qxxb2005.062
 474 Dolling K P, Barnes G M. 2012. The Creation of a High Equivalent Potential Temperature Reservoir
 475 in Tropical Storm Humberto (2001) and Its Possible Role in Storm Deepening. Monthly
 476 Weather Review, 140(2), 492-505. doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00068.1>
 477 Elsberry R L, Jeffries R A. 1996. Vertical Wind Shear Influences on Tropical Cyclone Formation
 478 and Intensification during TCM-92 and TCM-93. Monthly Weather Review, 124(7),1374-
 479 1387.doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<1374:VWSIOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<1374:VWSIOT>2.0.CO;2)
 480 Emanuel K A. 1986. An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State
 481 Maintenance. J. Atmos. Sci., 43, 585-605, [https://doi.org/10.1175/1520-](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2)
 482 0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2.
 483 Emanuel K, DesAutels C, et al. 2004. Environmental Control of Tropical Cyclone Intensity. Journal
 484 of the Atmospheric Sciences, 61(7), 843-858. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0843:ECOTCI>2.0.CO;2)
 485 0469(2004)061<0843:ECOTCI>2.0.CO;2
 486 费建芳, 陆汉城. 1996. 圆形涡旋中的惯性重力内波不稳定和对称不稳定 [J]. 大气科学,20(1):
 487 54 - 62. Fei Jianfang, Lu Hancheng. Instability of Inertia-Internal Gravity Waves and
 488 Symmetric Instability in Circular Vortexes[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1996,
 489 20(1): 54-62. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1996.01.07
 490 Frank W M, Ritchie E A. 2001. Effects of Vertical Wind Shear on the Intensity and Structure of
 491 Numerically Simulated Hurricanes. Monthly Weather Review, 129(9), 2249-2269.
 492 doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2)
 493 Ge X, Li T, Peng M. 2013. Effects of Vertical Shears and Midlevel Dry Air on Tropical Cyclone
 494 Developments. Journal of the Atmospheric Sciences, 70(12), 3859-3875.
 495 doi:<https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-066.1>

496 Huang Q, Ge X and Peng M. 2021. Simulation of Rapid Intensification of Super Typhoon Lekima
 497 (2019). Part I: Evolution Characteristics of Asymmetric Convection Under Upper-Level
 498 Vertical Wind Shear. *Front. Earth Sci.* 9:739507. doi: 10.3389/feart.2021.739507
 499 Jannetta C R, Ryan D T, et al. 2022. An Analog Comparison between Rapidly and Slowly
 500 Intensifying Tropical Cyclones. *Monthly Weather Review*, 150(8). doi:10.1175/MWR-D-21-
 501 0260.1
 502 Jones, Sarah. 2006. The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices.
 503 *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 121(524). 821 - 851.
 504 doi:10.1002/qj.49712152406.
 505 Krishnamurti T N, Pattnaik S, et al. 2005. The Hurricane Intensity Issue. *Monthly Weather Review*,
 506 133(7), 1886-1912. doi:https://doi.org/10.1175/MWR2954.1
 507 Kanada S, Wada A. 2015. Numerical Study on the Extremely Rapid Intensification of an Intense
 508 Tropical Cyclone: Typhoon Ida (1958). *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(11), 4194-
 509 4217. doi:https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0247.1
 510 李英, 陈联寿, 王继志. 2004. 登陆 TC 长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征 [J]. *气象学报*,
 511 62(2): 167 - 179. Li Ying, Chen Lianshou, Wang Jizhi. The diagnostic analysis on the
 512 characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of
 513 tropical cyclone after it's landfall[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2004, (2): 167-179.doi:
 514 10.11676/qxxb2004.018
 515 Liang XS. 2014. Unraveling the cause-effect relation between time series. *Phys Rev E Stat Nonlin*
 516 *Soft Matter Phys*;90(5-1):052150. doi:10.1103/PhysRevE.90.052150
 517 Liang XS. 2013. The Liang-Kleeman Information Flow: Theory and Applications. *Entropy*;
 518 15(1):327-360. doi:https://doi.org/10.3390/e15010327
 519 Miyamoto Y, Nolan D S. 2018. Structural Changes Preceding Rapid Intensification in Tropical
 520 Cyclones as Shown in a Large Ensemble of Idealized Simulations. *Journal of the Atmospheric*
 521 *Sciences*, 75(2), 555-569. doi:https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0177.1
 522 Miyamoto Y, Takemi T. 2013. A Transition Mechanism for the Spontaneous Axisymmetric
 523 Intensification of Tropical Cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(1), 112-129.
 524 doi:https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0285.1
 525 Molinari J, Frank J, Vollaro D. 2013. Convective Bursts, Downdraft Cooling, and Boundary Layer

526 Recovery in a Sheared Tropical Storm. *Monthly Weather Review*, 141(3), 1048-1060.
527 doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00135.1>

528 Powell M D. 1990. Boundary Layer Structure and Dynamics in Outer Hurricane Rainbands. Part II:
529 Downdraft Modification and Mixed Layer Recovery. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 918–
530 938, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<0918:BLSADI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<0918:BLSADI>2.0.CO;2).

531 Riemer M, Montgomery M T, Nicholls M E. 2013. Further examination of the thermodynamic
532 modification of the inflow layer of tropical cyclones by vertical wind shear [J]. *Atmos. Chem.*
533 *Phys.*, 13(1): 327 - 346. doi:<https://doi.org/10.5194/acp-13-327-2013>

534 Riemer M, Jones S C. 2010. The downstream impact of tropical cyclones on a developing baroclinic
535 wave in idealized scenarios of extratropical transition. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136(648),
536 617–637, doi:<https://doi.org/10.1002/qj.605>.

537 Ryglicki D R, Cossy J H, Hodyss D H, et al. 2018a. The unexpected rapid intensification of
538 tropical cyclones in moderate vertical wind shear. Part I: Overview and observations [J]. *Mon.*
539 *Wea. Rev.*, 146(11): 3773 - 3800. doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0020.1>

540 Ryglicki D R, Doyle J D, Hodyss D H, et al. 2019. The unexpected rapid intensification of tropical
541 cyclones in moderate vertical wind shear. Part III: Outflow-Environment Interaction [J]. *Mon.*
542 *Wea. Rev.*, 147(8): 2919 – 2940. doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0370.1>

543 Ryglicki D R, Velden C S, Reasor P D, et al. 2021. Observations of Atypical Rapid Intensification
544 Characteristics in Hurricane Dorian (2019). *Mon. Wea. Rev.*, 149, 2131–2150,
545 <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0413.1>.

546 Shi D, Chen G. 2021. The implication of outflow structure for the rapid intensification of tropical
547 cyclones under vertical wind shear, *Monthly Weather Review*, 149, 4107-4127. doi:
548 <https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0141.1>

549 Shi D, Chen G. 2023. Modulation of asymmetric inner-core convection on midlevel ventilation
550 leading up to the rapid intensification of Typhoon Lekima (2019). *JGR-Atmosphere*, 128,
551 e2022JD037952. doi:10.1029/2022JD037952

552 Tang B, Emanuel K. 2010. Midlevel ventilation's constraint on tropical cyclone intensity [J]. *J.*
553 *Atmos. Sci.*, 67(6): 1817 - 1830. doi:<https://doi.org/10.1175/2010JAS3318.1>

554 Tang B, Emanuel K. 2012. Sensitivity of tropical cyclone intensity to ventilation in an axisymmetric
555 model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69(8): 2394 - 2413. doi:<https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0232.1>

556 Wadler J B, Cione J J, Zhang J A, et al. 2021. The effects of environmental wind shear direction on
557 tropical cyclone boundary layer thermodynamics and intensity change from multiple
558 observational datasets [J]. Mon. Wea. Rev., 150(1): 115 - 134.
559 doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0022.1>

560 Wang B, Zhou X. 2007. Climate variation and prediction of rapid intensification in tropical cyclones
561 in the western North Pacific [J]. Meteor. Atmos. Phys., 99(1): 1 - 16.
562 doi:<http://dx.doi.org/10.1007/s00703-006-0238-z>

563 Wang Y, Rao Y, et al. 2015. A Statistical Analysis of the Effects of Vertical Wind Shear on Tropical
564 Cyclone Intensity Change over the Western North Pacific. Mon. Wea. Rev., 143(9), 3434–3453,
565 doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0049.1>.

566 Wong M L M, Chan J C L. 2004. Tropical Cyclone Intensity in Vertical Wind Shear. Journal of the
567 Atmospheric Sciences, 61(15), 1859-1876. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<1859:TCIIVW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<1859:TCIIVW>2.0.CO;2)

568 于玉斌, 杨昌贤, 姚秀萍. 2007. 近海热带气旋强度突变的垂直结构特征分析 [J]. 大气科学,
569 31(5): 876 - 886. Yu Yubin, Yang Changxian, Yao Xiuping. 2007. The Vertical Structure
570 Characteristics Analysis on Abrupt Intensity Change of Tropical Cyclone over the Offshore of
571 China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 31(5): 876-886. doi: 10.3878/j.issn.1006-
572 9895.2007.05.11

573 余晖, 吴国雄. 2001. 湿斜压性与热带气旋强度突变 [J]. 气象学报, 59(4): 440 - 449. Yu Hui, Wu
574 Guoxiong. 2001. Moist baroclinity and abrupt intensity change of tropical cyclone[J]. Acta
575 Meteorologica Sinica, (4): 440-449. doi: 10.11676/qxxb2001.047

576 Yuter S E, Houze R A, et al. 1995. Three-Dimensional Kinematic and Microphysical Evolution of
577 Florida Cumulonimbus. Part II: Frequency Distributions of Vertical Velocity, Reflectivity, and
578 Differential Reflectivity. Monthly Weather Review, 123(7), 1941-1963.
579 doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<1941:TDKAME>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<1941:TDKAME>2.0.CO;2)

580 Zeng Z, Chen L, Wang Y. 2007. Environmental Dynamical Control of Tropical Cyclone Intensity—
581 An Observational Study[J]. Mon. wea. rev, 135(9). doi:10.1175/2008MWR2388.1.

582 Zhang X, Duan Y, et al. 2017. A High-Resolution Simulation of Supertyphoon Rammasun (2014)-
583 Part I: Model Verification and Surface Energetics Analysis. Adv. Atmos. Sci. 34(6), 757–770.
584 doi:10.1007/s00376-017-6255-7

585

586 Zhang J, Rogers R. 2019. Effects of Parameterized Boundary Layer Structure on Hurricane Rapid
587 Intensification in Shear. Monthly Weather Review 147(3) pp. 853-871. doi:
588 <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0010.1>
589