

赵振驰,许士斌,黄菲,等.东海黑潮暖舌对热带气旋“派比安”(1807)强度的影响[J].海洋气象学报,2023,43(2):20-30.
ZHAO Zhenchi, XU Shibin, HUANG Fei, et al. Impact of Kuroshio warm tongue in the East China Sea on intensity of Tropical Cyclone Prapiroon (1807)[J]. Journal of Marine Meteorology, 2023, 43(2): 20-30. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2023.02.002. (in Chinese)

东海黑潮暖舌对热带气旋“派比安”(1807)强度的影响

赵振驰¹,许士斌¹,黄菲^{1,2,3},董茹月⁴,陈文聪⁵,樊婷婷⁶

(1.中国海洋大学海洋与大气学院,山东 青岛 266100;2.中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室,山东 青岛 266100;3.中国海洋大学海洋高等研究院,山东 青岛 266100;4.国家海洋局北海环境监测中心,山东 青岛 266061;5.中国气象科学研究院人工智能气象应用研究所,北京 100081;6.青岛科技大学数理学院,山东 青岛 266061)

摘要: 通过使用天气研究与预报(Weather Research and Forecasting, WRF)模式对热带气旋(Tropical Cyclone, TC)个例“派比安”(1807)进行了一组数值试验,分析了东海黑潮暖舌对“派比安”强度的影响。研究表明,东海黑潮暖舌高海面温度(以下简称“海温”)导致TC区域内海气界面热通量显著增加,并造成TC边界层不稳定特征发展,形成了有利于垂直对流发展的边界层环境。因此TC内特别是TC眼墙处对流更为活跃,TC强度显著提高,同时黑潮暖舌对TC的局部加热还会引起TC内部对流活动的非对称分布。根据数值试验的结果,黑潮暖舌为“派比安”整体动能增加做出约24.7%的贡献,中心气压变化对东海黑潮暖舌高海温特征的响应时间约为10 h。此外,在黑潮暖舌作用下,“派比安”7级风圈半径扩张16.3%,最大风速半径收缩10.7%。

关键词: 热带气旋;东海黑潮;海气相互作用;热带气旋边界层

中图分类号: P447 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2023)02-0020-11

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2023.02.002

Impact of Kuroshio warm tongue in the East China Sea on intensity of Tropical Cyclone Prapiroon (1807)

ZHAO Zhenchi¹, XU Shibin¹, HUANG Fei^{1,2,3}, DONG Ruyue⁴,
CHEN Wencong⁵, FAN Tingting⁶

(1. College of Oceanic and Atmosphere Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Key Laboratory of Physical Oceanography of Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 3. Institute of Advanced Ocean Study, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 4. North China Sea Environmental Monitoring Center, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China; 5. Institute of Artificial Intelligence for Meteorology, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China; 6. School of Mathematics and Physics, Qingdao University of Science and Technology, Qingdao 266061, China)

Abstract: The impact of Kuroshio warm tongue in the East China Sea on the intensity of Tropical Cyclone (TC) Prapiroon (1807) is analyzed by performing a set of numerical experiments using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The results suggest that the high sea surface temperature of the Kuroshio warm tongue leads to the significant increase of heat flux at the air-sea interface under the TC, and causes the development of instability characteristics in the TC boundary layer, forming a boundary

收稿日期:2022-11-06;修回日期:2023-01-04

基金项目:国家自然科学基金面上项目(41975061)

第一作者简介:赵振驰,男,硕士研究生,主要从事热带气旋动力学研究,zhaozhenchi@stu.ouc.edu.cn。

通信作者简介:许士斌,男,博士,副教授,主要从事热带气旋动力学研究,xushibin@ouc.edu.cn。

layer environment conducive to the development of vertical convection. Therefore, the convection in the TC, especially in the TC eyewall, is more active, and the TC intensity is significantly increased. The local heating of TC by Kuroshio warm tongue also causes the asymmetric distribution of convections in the TC. According to the results of numerical experiments, the Kuroshio warm tongue contributes about 24.7% to the total kinetic energy of Prapiroon, and the response time of central pressure change to the high sea surface temperature of Kuroshio warm tongue is about 10 h. In addition, under the effect of Kuroshio warm tongue, the radius of moderate gale of Prapiroon expands by 16.3%, and the radius of maximum wind shrinks by 10.7%.

Keywords: tropical cyclone; Kuroshio in the East China Sea; air-sea interaction; tropical cyclone boundary layer

引言

众多研究表明,较高的海面温度(以下简称“海温”; sea surface temperature, SST; 高于 26 °C)不仅是热带气旋(tropical cyclone, TC)生成的基本条件^[1-2],而且在 TC 强度和结构演变过程中起重要作用^[3-4]。SST 的高低会显著影响海洋和大气间的热通量传递,较暖的海洋可以提供对流发展所需要的大量海气界面热通量,有利于 TC 的生成和增强^[5-7]。有研究表明,SST 每增加 1 °C,TC 的强度增加 12.5%^[8],但 SST 的变化对于 TC 路径的影响是较小的^[9-11]。

海洋上层存在着许多高热含量的中尺度系统,如暖心涡旋、墨西哥湾流、黑潮等,它们的暖水特征对 TC 的发展有显著的影响^[12]。Huo 等^[11]发现中尺度暖涡造成的局地 SST 正异常在一定程度上促进了“天鸽”(1717)的快速增强过程。而 Kafatos 等^[13]的研究发现墨西哥湾流的高海温异常造成的高潜热和感热通量在飓风 Katrina 登陆前的增强过程中起到了重要作用。黑潮是西北太平洋一支强西边界流,同时也是世界上第二大暖流,Wada^[4]利用海气耦合模式发现黑潮延伸体的暖海洋条件对 Man-yi(2013)的增强作用,超过 TC 自身造成的 SST 冷却对 TC 强度的抑制作用,并促成了 Man-yi 的快速增强过程。而东海黑潮流径约占黑潮总流径的一半,并且相较于墨西哥湾流和海洋暖涡的高 SST 影响,东海黑潮存在其特殊性。首先,相对于墨西哥湾流,东海黑潮所在纬度位置更高,与周围水团温度特征差异更为明显,其主轴附近的 SST 比东西两侧 SST 显著高 1~3 °C,表现为黑潮锋和琉球群岛之间一条强而窄的海温暖舌,而此区域也是中国邻海向大气输送潜热通量最为强烈的区域^[14-15]。其次,相

对于海洋暖涡旋,东海黑潮的高海温特征是一条带状高海温区域,有着与暖涡不同的加热形势。经统计,平均每年有 3~4 个 TC 经过东海黑潮暖舌影响中国东部,因此有必要系统研究 TC 对于这种冷暖对比强烈的特殊条带状加热区域的响应过程。

在东海黑潮暖舌对 TC 的影响方面,前人统计发现东南—西北走向穿越东海黑潮的 81 个 TC 个例中仅不到 40% 的个例出现了增强,但沿东海西南—东北走向移动的 TC 个例中有 90% 出现了增强趋势,这与该类走向的 TC 和东海黑潮接触时间较长,有充分时间与黑潮暖舌发生海气相互作用有关^[14,16]。

由此可见从观测角度东海黑潮暖舌确实对 TC 强度产生了影响,但在统计分析中,黑潮暖舌对 TC 强度的独立贡献比例难以被分离出来,导致黑潮暖舌对 TC 强度的贡献与其他因素对 TC 强度的贡献混淆在一起。因此本文旨在利用数值试验方法进行去除东海黑潮暖舌特征的敏感性试验,研究黑潮暖舌造成 TC 强度特征变化的独立贡献和基本机制,以及 TC 强度变化对暖舌的响应时间。此外,TC 的尺寸参数如 7 级风圈半径和最大风速半径对东海黑潮暖舌的响应尚缺乏研究,这对于了解 TC 的致灾范围有重要意义^[17]。而 TC 边界层作为 TC 结构的重要组成部分,大气和海洋发生的物质和能量交换均是在边界层实现的,大气会在边界层内获得来自于海表的热量和水汽^[18]。即海洋与大气相互作用会首先通过热力学和动力学过程对海气交界面产生影响,改变 TC 的边界层结构,进而影响上层大气。已有研究表明,海洋冷涡可以通过促进 TC 稳定边界层的形成,改变 TC 涡旋结构以及降低 TC 的强度,并且稳定边界层特征的出现位置和 TC 与冷涡的相对位置有关^[19]。但目前关于东海黑潮暖舌对

于 TC 边界层稳定性影响的研究还比较缺乏,因此有必要对黑潮暖舌和 TC 边界层稳定性的关系进行探究。

本文选取 TC 个例“派比安”(1807),利用天气研究与预报(Weather Research and Forecasting, WRF)模式再现了“派比安”的移动路径和强度变化,并进一步进行了敏感性试验,探究了东海黑潮暖舌影响 TC 强度演变的特征和基本物理机制。

1 资料与数值试验设计

1.1 海温、大气资料

文中使用的大气数值模式初始和侧边界场资料来自美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)提供的全球再分析资料(Final Operational Global Analysis, <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>),其水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,垂直方向分为 32 层,时间分辨率为 6 h。试验中所使用的下垫面 SST 场来自全球逐日海温-海冰融合产品(The Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis, OSTIA)数据集(<https://ghrsst-pp.metoffice.gov.uk/ostia-website/index.html>),水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

1.2 TC 最佳路径数据集

文中使用的 TC 最佳路径数据集来自日本气象厅(Japan Meteorological Agency, JMA; <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html>)。

1.3 WRF 模式和试验设计

WRF-ARW (Advanced Research Weather Research and Forecasting) 是一种中尺度、非静力完全可压缩的大气动力模式,对于 TC 的模拟具有较大优势,本文采用 WRF-ARW 4.0.3 版本进行数值模拟。

“派比安”为 2018 年第 7 号 TC,6 月 27 日 21 时(世界时,下同)在菲律宾以东洋面上生成为热带低压,之后向西北方向缓慢移动,其中心于 6 月 30 日 18 时进入东海黑潮暖舌区域(该区域如图 1 中绿色框线区域所示),并沿暖舌向对马海峡方向移动。根据 JMA 最佳路径数据集,其在黑潮暖舌上的行进时间长达 48 h,有充足时间受到暖舌的影响,因此选取其作为典型个例进行数值模拟并设计一组对比试

验来探究东海黑潮暖舌对其结构和强度的影响。

“派比安”的模拟区域如图 2 所示,模拟中采用双层嵌套固定网格,第一层网格水平分辨率为 9 km,网格点数为 305×319 (d01 区域),第二层网格水平分辨率为 3 km,网格点数为 550×688 (d02 区域),垂直方向分为 45 层,模式层顶为 50 hPa,模式的积分步长为 30 s。模拟时间为 2018 年 6 月 29 日 00 时—7 月 3 日 18 时,共计 114 h,为保证模拟数据可靠性,参考 Ma^[20] 和 Sun 等^[21] 的试验设计,模拟前 24 h 作为其起旋(spun-up)时间。对模拟开始时间的选择主要考虑了在模式经过 spin-up 过程后,TC 需要尚未进入黑潮暖舌区域,结束时间主要考虑到部分物理量对黑潮暖舌产生响应可能需要一定的时间,因此将模拟结束时间选择在 TC 移出黑潮暖舌区域的 24 h 之后,此时 TC 已移入对马海峡,距东海黑潮位置较远。试验中采用如下参数化过程:(1)云微物理方案使用 Lin 等^[22] 参数化方案;(2)长波辐射参数化过程采用 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) 参数化方案^[23],短波辐射参数化过程采用 Dudhia 参数化方案^[24];(3)近地面层方案使用 Revised MM5 Monin-Obukhov 方案;(4)陆面过程方案使用 Noah 方案;(5)边界层参数化过程采用 Yonsei University 参数化方案^[25];(6)积云对流参数化方案使用 Kain-Fritsch 方案^[26](d02 区域中不使用积云参数化方案)。

数值试验设计如下:第一组试验中将使用模式开始时间 6 月 29 日 00 时 SST(见图 1a)作为下垫面海温强迫场(with-K 试验),模式运行中固定海温不随时间变化;而另一组试验中将东海黑潮暖舌特征进行去除(non-K 试验),去除方法即令暖舌特征区域内同纬度格点 SST 等于模拟区域对应同纬度平均 SST,由此将暖舌特征进行去除,去除后的 SST 场如图 1b 所示。将两组试验结果进行对比,探究东海黑潮暖舌在“派比安”结构和强度演变中所起到的作用。

2 模拟结果概况

将 with-K 试验和 non-K 试验模拟结果与 JMA 观测数据进行对比。with-K 和 non-K 试验均较好地模拟出了“派比安”的移动路径(图 3a),与 JMA 观测数据相比,两组试验 90 h(即模拟第 24~114 小

时,模拟前 24 h 为 spin-up 时间)平均偏差分别约为 38 km 和 56 km。而在强度方面(图 3b),与观测数据进行对比,with-K 试验模拟的“派比安”中心气压 90 h 平均偏差约为 -2.14 hPa,non-K 试验则为 2.84 hPa。整体上看,with-K 试验和 non-K 试验均成功模拟了“派比安”的移动路径,with-K 试验模拟的 TC 强度虽然略强于实况,但其对于强度变化趋势的体现仍优于 non-K 试验,尤其对于 TC 刚进入黑潮暖舌区的时段(7 月 1 日 00 时—7 月 2 日 00 时),with-K 试验 TC 平均强度为 977.53 hPa,相较最佳路

径数据的平均误差仅为 1.54 hPa,non-K 试验 TC 平均强度为 981.47 hPa,相较最佳路径数据的平均误差为 5.48 hPa。另外,TC 生命史最强时段(7 月 2 日 18—21 时),with-K 试验 TC 平均强度为 957.61 hPa,平均误差仅为 -2.39 hPa,non-K 试验 TC 平均强度为 967.11 hPa,平均误差为 7.11 hPa。由于两组试验区别仅在于是否对东海黑潮暖舌特征进行去除,可以认为 non-K 试验相对于 with-K 试验的变化仅是由东海黑潮暖舌独立造成的,因此可通过这一对比试验,探究黑潮暖舌在“派比安”发展中的作用。

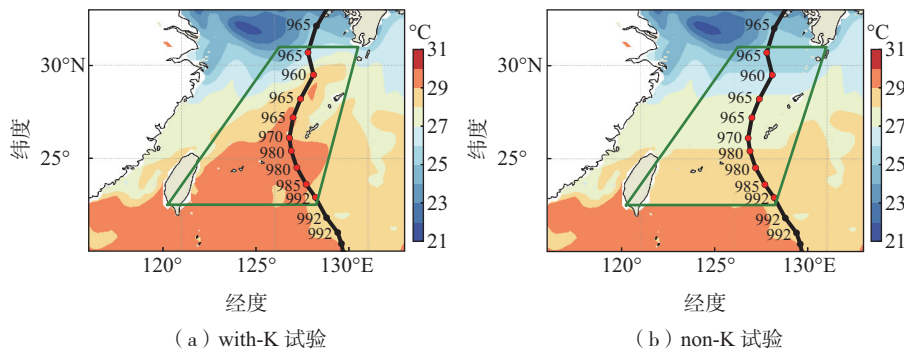


图 1 两组试验 6 月 29 日 00 时 SST(色阶)场(绿色框线为东海黑潮暖舌研究区域;黑色实线为 JMA 最佳路径集资料,时间间隔为 6 h,其左侧标注了对应时刻“派比安”中心气压,单位: hPa)
 Fig.1 Spatial distribution of SST (color scale) in with-K run and non-K run at 00:00 UTC 29 June (the green box is the survey region of Kuroshio warm tongue in the East China Sea; the black solid line is based on JMA Best Track Dataset with a time interval of 6 h, and the central pressure (units: hPa) of Prapiroon at the corresponding time is marked on the left side)

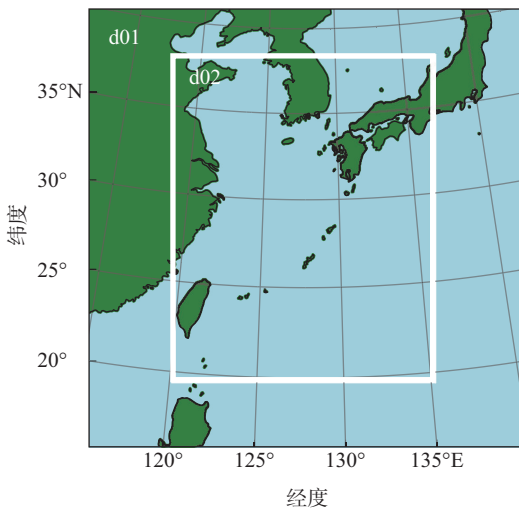


图 2 WRF 模拟区域示意图
 Fig.2 Domain of the WRF model

由图 3a 可见,with-K 和 non-K 试验 TC 路径差异不大,经统计两试验 90 h 平均偏差仅为 38 km,东海黑潮暖舌存在与否对其影响是比较小的,即 TC 路径

对 SST 的改变并不敏感,这与前人的研究结论^[9-11]是一致的。经过计算两组试验 TC 中心进入和移出东海黑潮暖舌特征区域时间段相同,即 6 月 30 日 15 时—7 月 2 日 18 时(模拟第 39~90 小时)共计 51 h,随后对该时间段内两组试验的差异进行重点研究。

图 3b 显示黑潮暖舌对于 TC 强度的影响是显著的,两组试验最低中心气压大概于 7 月 1 日 00 时开始出现较为明显的差异,with-K 试验与 non-K 试验中心气压的最小值存在 9.8 hPa 的差异,可以得到黑潮暖舌为“派比安”增强过程(7 月 1 日 00 时—7 月 2 日 18 时)中心气压的下降做出约 31% 的贡献,TC 生命期平均中心气压下降 5 hPa,即“派比安”与东海黑潮暖舌的长时接触显著促进了“派比安”的增强。

为了解东海黑潮暖舌对 TC 风场水平尺度的影响,本文以台风中心为原点,将 10 m 风速进行方位角平均,得到平均风场沿径向的分布,取最大风速所

在的半径为最大风速半径^[19],取眼墙外侧7级风达到的半径为7级风圈半径,对两组试验TC的7级风圈半径、最大风速半径进行计算和比较。结果表明在暖舌影响下,with-K试验中TC的7级风圈半径显著扩张,最大超过200 km(图4a),经过计算TC中心与黑潮暖舌接触期间,with-K试验TC平均7级风圈半径为181.5 km,相对于non-K试验扩张了16.3%,这意味着TC的强风灾害影响范围将显著扩大。在最大风速半径方面,由图4b可见,模拟第51小时(7月1日03时)之后,with-K试验中TC最大风速半径迅速缩小(即眼墙收缩),且明显小于non-K试验,TC结构趋于紧凑。直至模拟第95小时(7月2日22时),with-K试验的最大风速半径基本

都要明显小于non-K试验。经过计算,TC中心与黑潮暖舌接触期间,with-K试验平均最大风速半径为40.7 km,相对于non-K试验缩小了10.7%。值得注意的是,在TC离开黑潮暖舌4 h之后(7月2日22时),with-K试验最大风速半径恢复至与non-K试验相当,两组试验最大风速半径差异不再明显。但是with-K试验中TC的7级风圈半径并没有很快恢复至non-K试验的大小,而是在随后的TC生命期中始终大于non-K试验。这也意味着在黑潮暖舌影响下,TC所造成的灾害范围会显著扩大,并且在TC离开黑潮暖舌区域后,扩张的TC强风灾害影响范围特征仍会被持续保留,对沿岸人民生命财产安全造成更大影响。

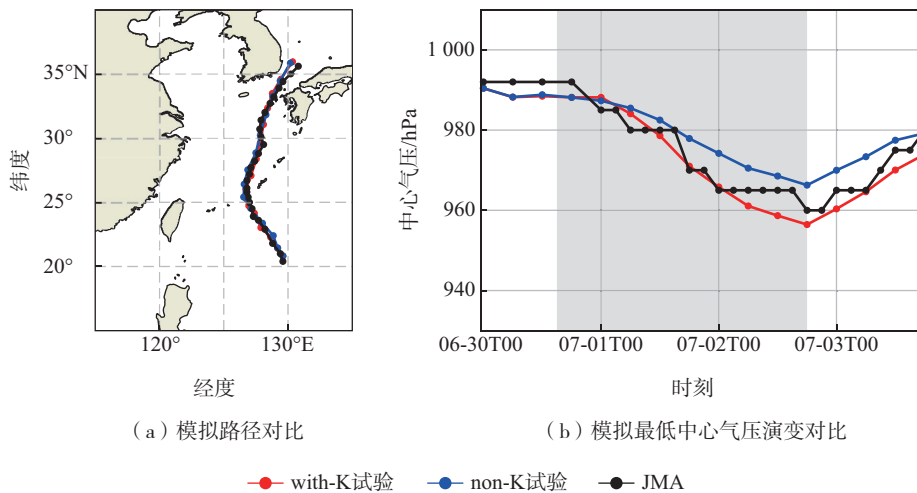


图3 6月30日00时—7月3日18时两组试验与JMA最佳路径数据集对比(灰色阴影表示“派比安”位于黑潮暖舌上的时段,下同)

Fig.3 Comparison between with-K/non-K run and JMA Best Track Dataset from 00:00 UTC 30 June to 18:00 UTC 3 July (the gray shaded area indicates the time of TC Prapiroon located on the Kuroshio warm tongue, the same hereafter)

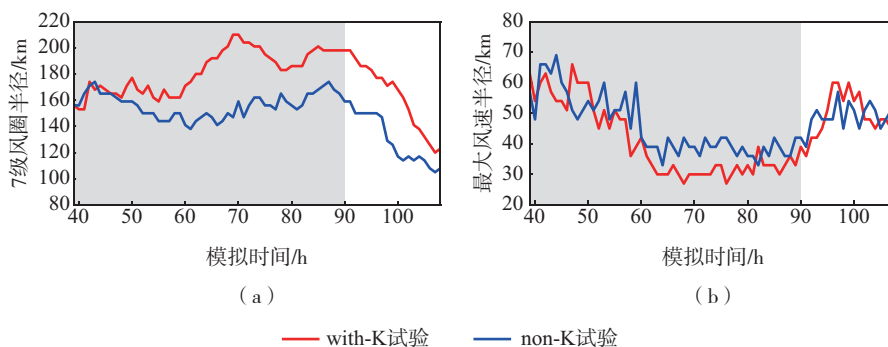


图4 两组试验的7级风圈半径(a)与最大风速半径(b)随时间演变特征

Fig.4 Evolution of radius of moderate gale (a) and radius of maximum wind (b) in with-K run and non-K run

3 黑潮暖舌的热力效应

海洋与大气之间的能量交换主要通过海气界面间的湍流热通量交换来实现,海洋向大气输送的湍流热通量是 TC 发展的一个重要能量来源。热通量主要分为两部分,一是潜热通量,二是感热通量,它们的计算公式如下:

$$V_{LH} = \rho L_v C_q (q_g - q_a) U_a, \quad (1)$$

$$V_{SH} = \rho C_p C_h (\theta_g - \theta_a) U_a, \quad (2)$$

其中: V_{LH} 为潜热通量, V_{SH} 为感热通量, ρ 为表面的空气密度, L_v 为水的汽化潜热, C_p 为定压比热容, C_q 和 C_h 分别为水汽交换系数和表面热交换系数, $q_g - q_a$ 为海洋与大气之间的比湿差, $\theta_g - \theta_a$ 为海洋与大气之间的位温差, U_a 为模式最底层风速。由潜热通量和感热通量的公式可知,潜热通量主要受海表与大气之间水汽含量差异和风速的影响,而感热通量主要受海表与大气间温差和风速的影响。

经统计,在“派比安”中心与黑潮暖舌接触时间段内(模拟时间第39~90小时)的TC中心180 km半径内(180 km半径内是海气间热通量交换较为强烈的区域,如图5、6所示),with-K试验平均海气比湿差为 $0.701 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,SST与2 m气温差为 $0.879 \text{ }^\circ\text{C}$;而non-K试验中,平均海气比湿差仅为 $0.503 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,SST与2 m气温差仅为 $0.248 \text{ }^\circ\text{C}$ 。因此TC在黑潮暖舌上移动时,with-K试验中TC从海洋中获得的潜热通量和感热通量都明显高于non-K试验(图5、6);并且with-K试验(图5b、c和图6b、c)中,TC内核区域眼墙附近相对于non-K试验(图5e、f和图6e、f)形成了明显的环状高潜热通量和感热通量区域,即东海黑潮暖舌的存在显著提高了“派比安”眼墙附近潜热通量和感热通量的输送。根据潜热和感热通量计算公式,这一环状高热通量区域主要是由眼墙较高的底层风速配合with-K试验中较显著的海气间温差和水汽差导致的。7月2日00时,with-K试验中由于受到向北伸展的黑潮暖舌的强烈加热作用,该环状高热通量区域同样出现向北伸展的特征(图5c和图6c)。经过计算,non-K试验相对于with-K试验在潜热通量部分下降了40.36%,感热通量部分下降了67.72%。黑潮暖舌造成的更高的海气温差以及海气间水汽差异大大促进了海洋向大气的潜热通量和感热通量的输送,为TC发展提供更多能量。

图7a显示了在“派比安”180 km半径范围内,with-K试验减non-K试验TC方位角平均海气热通量差异随半径-时间变化,可见热通量差异演变呈现出明显双峰分布特征,其中第一次峰值出现在第60小时左右,第二次峰值出现在第80小时左右。由图8可见热通量差异和SST差异时间序列同期相关,相关性高达0.9297,通过99%显著性检验,因此这两次热通量差异峰值主要是with-K试验中TC路径上黑潮暖舌高SST与non-K试验中纬向平均背景海温的强烈对比引起的。而TC可以视为一种热机,其通过眼墙中的湿对流非绝热加热过程将从海洋中摄取的热量转化为动能,经过计算,模拟时间内相对于non-K试验,with-K试验平均动能增加了24.7%。但TC从海洋下垫面获得高热通量导致TC强度增强需要一定的时间,即TC强度对海气热通量改变存在响应时间。图7b显示了两组试验从模式底层到14 km高度垂直平均和方位角平均后的动能差异随半径-时间的变化,文中动能 E_k 的计算公式为

$$E_k = \rho \frac{V^2}{2}, \quad (3)$$

其中: ρ 为空气密度, V 为TC的三维风场。可见动能差异与热通量差异随时间演变非常相似,同样存在两次峰值,但是动能差异峰值相对于热通量差异峰值存在明显的滞后趋势。超前滞后相关分析(图8)显示,两组试验海气热通量差异对动能差异在超前13 h时存在最高的相关性,相关系数达到0.766,而其对中心气压差异在超前10 h时相关性最高,达到-0.808,均通过99%的显著性检验,即TC中心气压和TC整体动能对海气间热通量升高(下垫面SST增加)的响应时间约为10 h和13 h,黑潮暖舌高SST加热作用所导致的热通量差异可能首先对TC中心气压产生影响,随后进一步导致TC动能发生变化。

4 东海黑潮暖舌对“派比安”边界层及对流活动的影响

如前文所述,东海黑潮暖舌的存在导致了海气界面更强的热通量释放,而海洋与大气相互作用会首先通过热力学和动力学过程对海气交界面产生影响^[18],改变TC的边界层结构,进而影响上层大气,因此有必要探究东海黑潮对于TC边界层特征的影响。

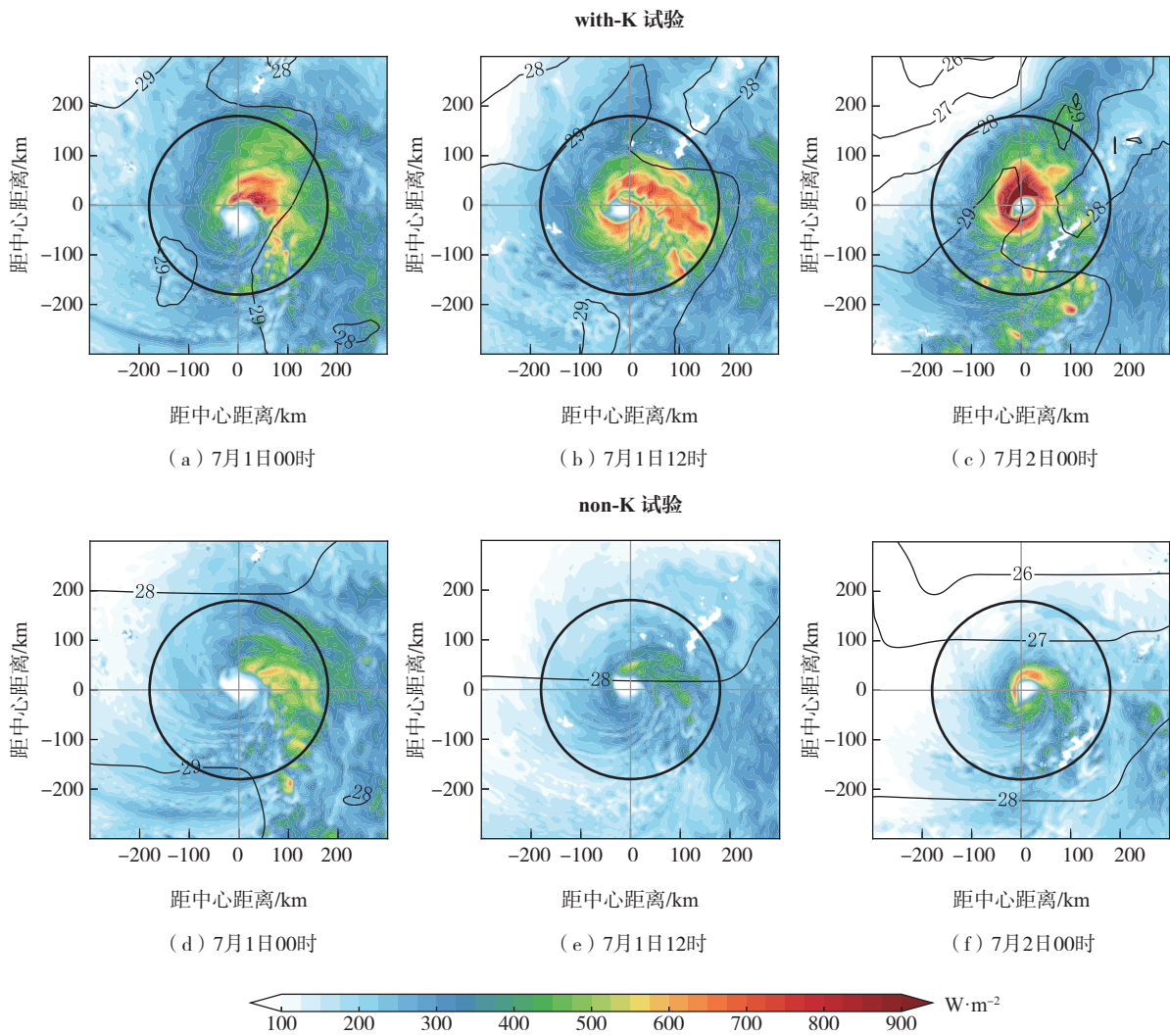
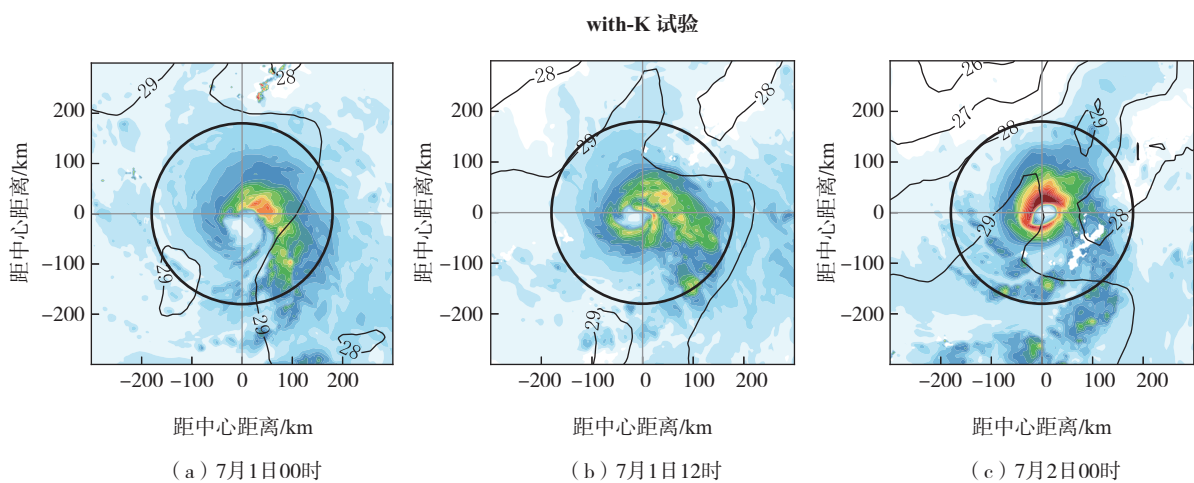


图5 两组试验潜热通量(色阶)和 SST(等值线,单位: $^{\circ}C$) 水平分布
(黑色圆圈代表距“派比安”中心 180 km 半径范围,下同)

Fig.5 Plan views of latent heat flux (color scale) and SST (contour, units: $^{\circ}C$) in with-K run and non-K run
(the black circle denotes the radius of 180 km from the center of Prapiroon, the same hereafter)



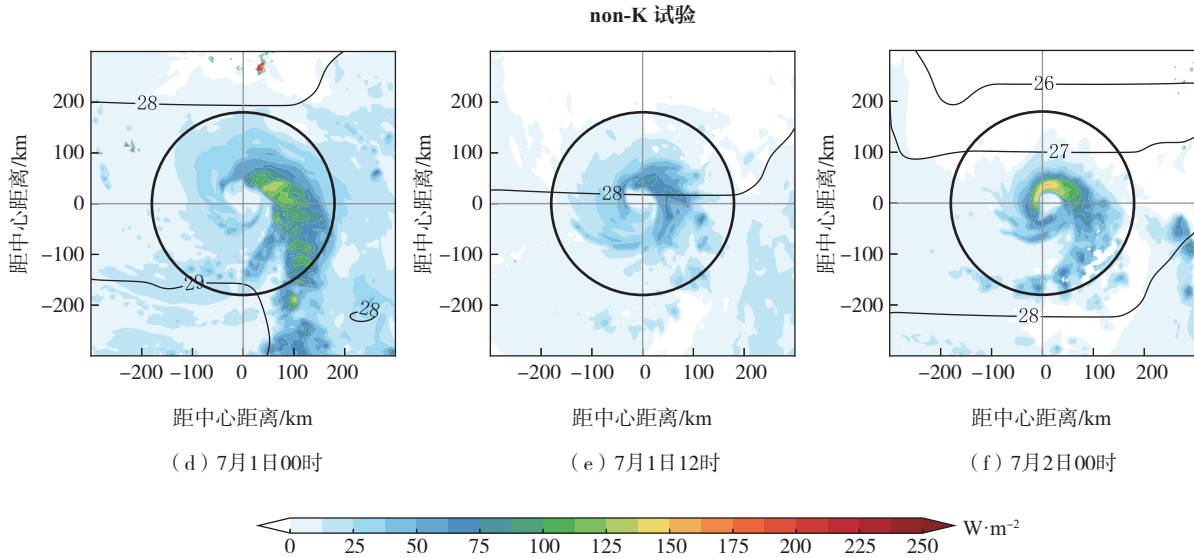


图 6 两组试验感热通量(色阶)和 SST(等值线,单位: $^{\circ}C$) 水平分布
 Fig.6 Plan views of sensible heat flux (color scale) and SST (contour, units: $^{\circ}C$) in with-K run and non-K run

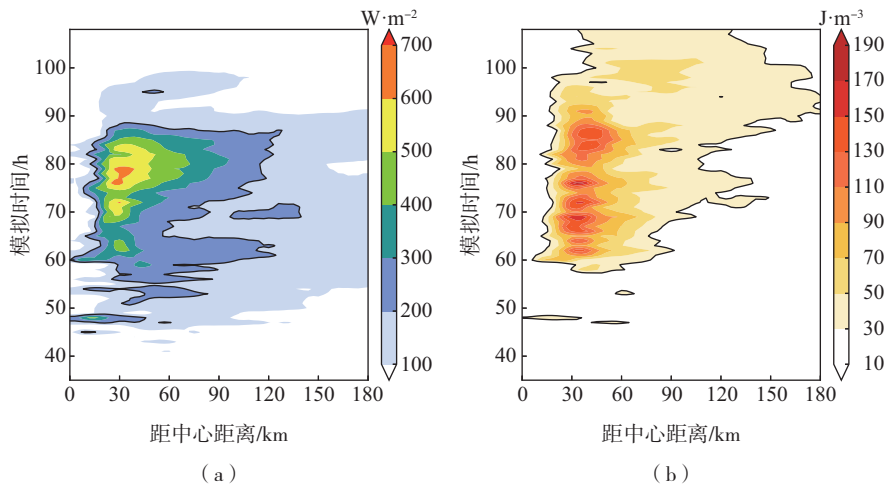


图 7 with-K 试验减 non-K 试验方位角平均热通量差异(a, 色阶)和动能差异(b, 色阶)随半径-时间演变
 (a 中黑色线为热通量差异 $200 W \cdot m^{-2}$ 等值线, b 中黑色线为动能差异 $30 J \cdot m^{-3}$ 等值线)
 Fig.7 Radius-time evolution of azimuthally averaged heat flux difference (a, color scale) and kinetic energy difference
 (b, color scale) between with-K run and non-K run (the black line in Fig.7a denotes the $200 W \cdot m^{-2}$ contour of
 heat flux difference, and the black line in Fig.7b denotes the $30 J \cdot m^{-3}$ contour of kinetic energy difference)

Stull^[27] 研究表明垂直位温梯度可以作为边界层稳定性的判据,根据谭晓林^[18] 给出的 TC 稳定和不稳定边界层判断方法,本文采用如下 TC 边界层稳定性判定方法:如果边界层内所有高度格点均满足 $\partial\theta/\partial z > 0$,判定此处边界层稳定,否则判定此处为非稳定边界层。图 9 显示了“派比安”在东海黑潮暖舌区域移动并发展增强时,两组试验中 180 km 半径范围内非稳定边界层格点数和平均对流有效位能(convective available potential energy, CAPE)随时间

的演变。经过统计“派比安”在黑潮暖舌区域停留的时段内,距 TC 中心 180 km 半径内,non-K 试验中非稳定边界层格点数量较 with-K 试验中减少了 45.8%,即 with-K 试验中 TC 在接触到黑潮暖下垫面之后,TC 区域内非稳定边界层格点数量较 non-K 试验明显增加。对流有效位能是 TC 对流活动的主要能量来源,能定量反映大气中是否可能发生深厚对流^[11,16]。伴随 with-K 相对于 non-K 试验中非稳定边界层格点数的增加,其平均 CAPE 也始终高于

non-K试验,经计算 with-K 试验中 CAPE 增加了 17.4%,即 with-K 试验中存在相对于 non-K 试验更为深厚的对流活动能量(图 9)。非稳定边界格点数与 CAPE 时间序列存在较好的相关性,with-K 试验中它们的相关性达到了 0.96,其在 non-K 试验中相关性也达到了 0.81,均通过 99%的显著性检验。这说明 with-K 试验中黑潮暖舌的高 SST 导致的高热通量具有促进非稳定边界层生成发展的作用,而大范围的非稳定边界层又将促进对流活动的垂直发展造成 TC 强度增强,non-K 试验中较低的 SST 则会抑制 TC 对流活动的发展。

图 10a—d 是两组试验东北、西北、西南、东南象限方位角平均的 with-K 试验减 non-K 试验 CAPE 差异随半径-时间变化图,伴随 with-K 试验中 4 个象限内热通量的普遍增加(图 10a—d)以及边界层非稳定特征发展,CAPE 也随之增加,并且第 60 小时之前 with-K 试验 4 个象限的眼区 CAPE 值相对于 non-K 均有非常显著的升高,而眼区内更高的 CAPE 可以激发深对流过程,因此有利于 TC 的增强^[28]。

一个较为明显的特征是第 85 小时之后,除西北象限(图 10b)以外,其余象限均出现了 40 km 半径之外 CAPE 值的普遍增加,东南象限 CAPE 值增加最为剧烈(图 10d),这实际上体现了黑潮对“派比安”的局部加热作用。随着 TC 向北移出黑潮暖舌区域,西北象限的热通量差异高值区范围迅速向 TC 中心收缩降低(图 10b),难以维持该象限两组试验的 CAPE 差异;而东南象限此时处于黑潮主轴,受到黑潮暖舌高 SST 的强烈加热作用,正值热通量差异的第二个峰值(图 10d),并且增加程度在 4 个象限中最大,因此也获得了最多的 CAPE 正差异。CAPE 值的差异可以直接反映到对流活动强度上,7月2日 18 时(模拟第 90 小时),with-K 试验(图 11a)TC 东南象限仍处于黑潮暖舌之上受到加热作用,拥有较高的 CAPE,云顶亮温也显著低于 non-K 试验(图 11b),表明此时 with-K 试验东南象限存在更为强烈的对流活动^[29]。而此时西北象限已处于黑潮暖舌边缘,受到加热作用较小,其相对于 non-K 试验云顶亮温区别较小,对流活动强度差异较小。以上结果表明,黑潮暖舌对 TC 的局部加热作用为 TC 对流活动的非对称分布做出了贡献。

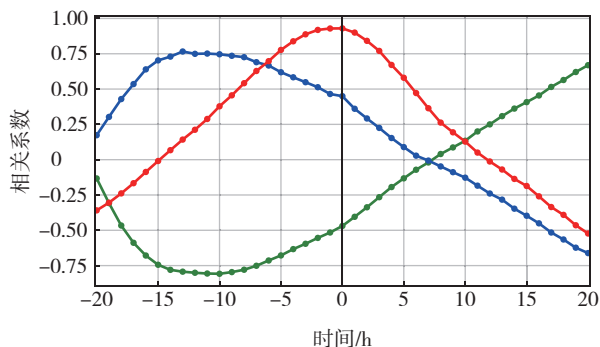


图 8 第 39~108 小时 with-K 试验减 non-K 试验距“派比安”中心 180 km 半径内区域平均热通量差异与中心气压差异时间序列超前滞后相关(绿线)、与平均动能差异时间序列超前滞后相关(蓝线),以及平均下垫面 SST 差异与平均热通量差异时间序列超前滞后相关(红线)

Fig.8 Lead-lag correlation coefficients between time series of regional mean heat flux difference (with-K run minus non-K run) and time series of central pressure difference (with-K run minus non-K run) within the radius of 180 km from the center of Prapiroon from the 39th hour to the 108th hour of simulation time (green line); blue line is the same as green line, but for those between regional mean heat flux difference and mean kinetic energy difference; red line is the same as green line, but for those between regional mean underlying SST difference and mean heat flux difference

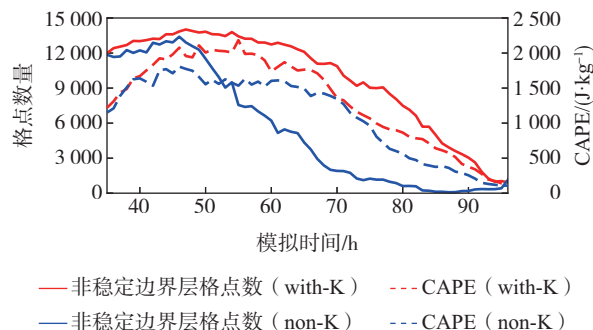


图 9 两组试验“派比安”中心 180 km 半径内非稳定边界层格点数量和区域平均对流有效位能随时间演变
Fig.9 Evolution of the number of grid points of unstable boundary layer and regional mean CAPE within the radius of 180 km from the center of Prapiroon in with-K run and non-K run

5 小结

利用 WRF-ARW 通过设计以 6 月 29 日 00 时实际 SST 场作为 TC 下垫面的 with-K 试验,以及将黑潮暖舌特征进行去除后的 SST 场作为下垫面的 non-K 试验,探究了东海黑潮暖舌对 1807 号 TC“派比安”强度特征的影响及其基本物理机制。主要结论如下:

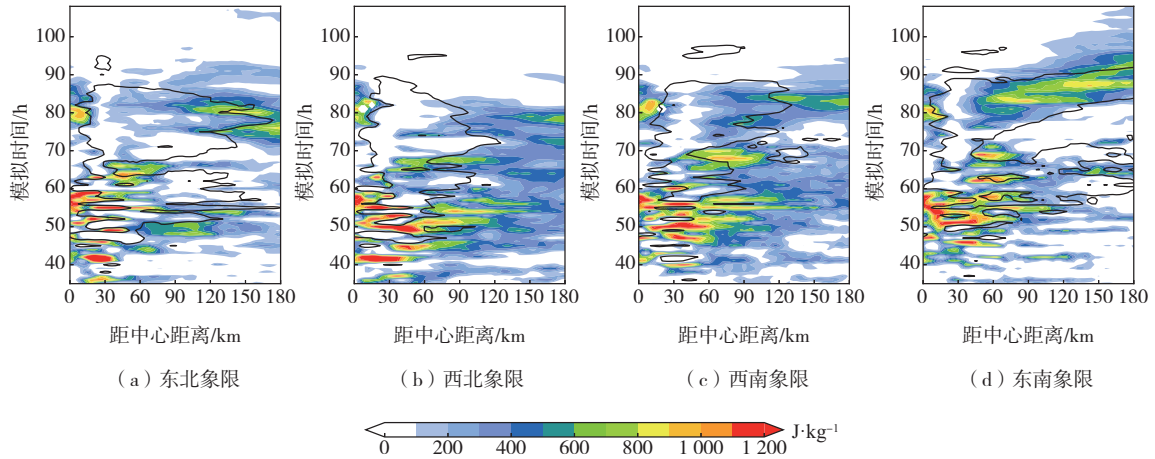


图 10 with-K 试验减 non-K 试验 4 个象限方位角平均热通量差异(黑色等值线为热通量差异 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 等值线)和 CAPE 值差异(色阶)随半径-时间演变

Fig.10 Radius-time evolution of azimuthally averaged heat flux difference (the black line denotes the $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ contour of heat flux difference) and CAPE difference (color scale) between with-K run and non-K run in the 4 quadrants

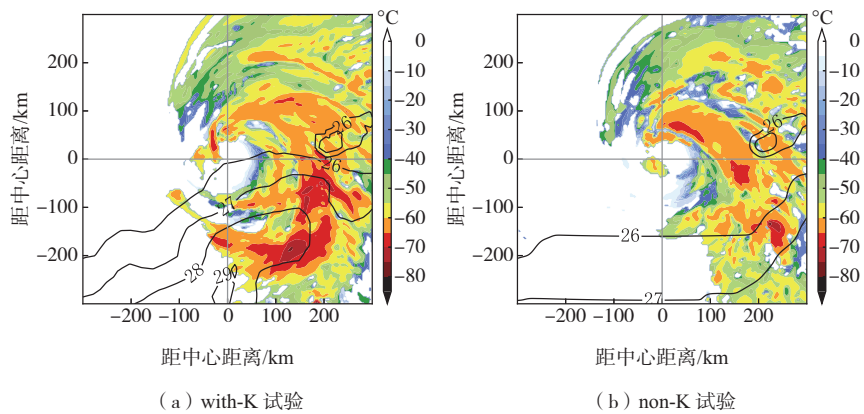


图 11 两组试验 7 月 2 日 18 时云顶亮温(色阶)和 SST(等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$) 水平分布图

Fig.11 Plan views of cloud-top temperature (color scale) and SST (contour, units: $^{\circ}\text{C}$) in with-K run and non-K run at 18:00 UTC 2 July

(1) 东海黑潮暖舌导致“派比安”显著增强,其中心气压相对于没有黑潮暖舌的影响最多下降 9.8 hPa ,且东海黑潮暖舌为 TC 增强过程做出 31.0% 的贡献,为平均动能增加做出约 24.7% 的贡献。

(2) 东海黑潮暖舌导致“派比安”增强的主要机制是黑潮暖舌高 SST 加热作用使“派比安”获得更多的海气间热通量,并使得边界层不稳定特征发展,形成了有利于垂直对流发展的边界层环境,大气 CAPE,尤其是眼墙处 CAPE 值的明显增加,促进了眼墙对流活动的大幅增强,使得“派比安”强度得到显著增强。TC 中心气压和 TC 整体动能对海气间热通量升高(东海黑潮暖舌加热作用)的响应时间约为 10 h 和 13 h 。

(3) TC 的水平尺度方面,东海黑潮暖舌导致其

7 级风圈半径出现持续扩张,但同时最大风速半径将出现收缩趋势。在其离开东海黑潮暖舌后,with-K 试验最大风速半径较快恢复至与 non-K 试验相当,但 with-K 试验中 TC 的 7 级风圈半径并不会恢复至 non-K 试验的大小,而是在随后的 TC 生命期中始终大于 non-K 试验,这可能造成 TC 致灾范围的扩大。

(4) 东海黑潮暖舌对 TC 的局部加热将加强 TC 内部对流活动的非对称分布。

本文以“派比安”为例对东海黑潮暖舌在其发展演变过程中的影响进行了研究,在未来的研究中将会选取更多受到东海黑潮及其附近高 SST 影响的 TC 进行研究,并对影响机制进行更为深入的探讨,以期总结出更具有普适性的结论。

参考文献:

- [1] CHAN J C L, DUAN Y H, SHAY L K. Tropical cyclone intensity change from a simple ocean-atmosphere coupled model[J]. *J Atmos Sci*, 2001, 58(2): 154-172.
- [2] KAPLAN J, DEMARIA M. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic Basin[J]. *Wea Forecasting*, 2003, 18(6): 1093-1108.
- [3] 刘磊, 费建芳, 林霄沛, 等. 海气相互作用对“格美”台风发展的影响研究[J]. *大气科学*, 2011, 35(3): 444-456.
- [4] WADA A. Unusually rapid intensification of Typhoon Man-yi in 2013 under preexisting warm-water conditions near the Kuroshio front south of Japan[J]. *J Oceanogr*, 2015, 71(5): 597-622.
- [5] EMANUEL K A. The maximum intensity of hurricanes [J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45(7): 1143-1155.
- [6] GRAY W M. The formation of tropical cyclones [J]. *Meteorol Atmos Phys*, 1998, 67(1): 37-69.
- [7] 周冠博, 董林, 柳龙生, 等. 2007号台风“海高斯”快速加强的成因分析[J]. *海洋气象学报*, 2021, 41(1): 100-108.
- [8] 刘贝, 周倩莹, 付东洋. 海面温度对南海台风强度的影响[J]. *广东海洋大学学报*, 2019, 39(1): 97-104.
- [9] 马艳, 华锋, 陈丽娟, 等. 海面温度变化影响台风“海棠”强度的数值研究[J]. *海洋科学进展*, 2007, 25(4): 453-459.
- [10] SHEN L Z, WU C C, JUDD F. The role of surface heat fluxes on the size of Typhoon Megi (2016) [J]. *J Atmos Sci*, 2021, 78(4): 1075-1093.
- [11] HUO Z M, DUAN Y H, LIU X. The effect of the warm water and its weak negative feedback on the rapid intensification of Typhoon Hato (2017) [J]. *J Trop Meteorol*, 2020, 26(3): 402-416.
- [12] HONG X D, CHANG S W, RAMAN S, et al. The interaction between Hurricane Opal (1995) and a warm core ring in the Gulf of Mexico [J]. *Mon Wea Rev*, 2000, 128(5): 1347-1365.
- [13] KAFATOS M, SUN D L, GAUTAM R, et al. Role of anomalous warm gulf waters in the intensification of Hurricane Katrina [J]. *Geophys Res Lett*, 2006, 33(17): L17802.
- [14] YU Y, DONG C M, SHAN H X, et al. Statistical analysis of intensity variations in tropical cyclones in the East China Sea passing over the Kuroshio [J]. *J Oceanogr*, 2020, 76(6): 1632-1639.
- [15] 殷明, 肖子牛, 黎鑫, 等. 东海黑潮暖舌的演变及其对我国气温的影响[J]. *气候与环境研究*, 2016, 21(3): 333-345.
- [16] 周婉君, 徐海明. 东中国海黑潮影响热带气旋强度的观测分析和数值模拟[J]. *大气科学学报*, 2015, 38(1): 9-18.
- [17] 李丽芳, 任福民, 刘春霞, 等. 台风大风预报研究回顾 [J]. *海洋气象学报*, 2022, 42(1): 50-60.
- [18] 谭晓林. 海气相互作用对台风“杜鹃”强度和边界层过程的影响研究[D]. 长沙: 国防科技大学, 2019.
- [19] MA Z H, FEI J F, HUANG X G, et al. A study of the interaction between Typhoon Francisco (2013) and a cold-core eddy. Part II: boundary layer structures [J]. *J Atmos Sci*, 2020, 77(8): 2865-2883.
- [20] MA Z H. A study of the interaction between Typhoon Francisco (2013) and a cold-core eddy. Part I: rapid weakening [J]. *J Atmos Sci*, 2020, 77(1): 355-377.
- [21] SUN J, WANG G H, XIONG X J, et al. Impact of warm mesoscale eddy on tropical cyclone intensity [J]. *Acta Oceanol Sin*, 2020, 39(8): 1-13.
- [22] LIN Y L, FARLEY R D, ORVILLE H D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. *J Appl Meteor Climatol*, 1983, 22(6): 1065-1092.
- [23] MLAWER E J, TAUBMAN S J, BROWN P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. *J Geophys Res: Atmos*, 1997, 102(D14): 16663-16682.
- [24] DUDHIA J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J Atmos Sci*, 1989, 46(20): 3077-3107.
- [25] HONG S Y, NOH Y, DUDHIA J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. *Mon Wea Rev*, 2006, 134(9): 2318-2341.
- [26] KAIN J S. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update [J]. *J Appl Meteor*, 2004, 43(1): 170-181.
- [27] STULL R B. An Introduction to boundary layer meteorology [M]. Dordrecht: Springer Dordrecht, 1988: 499-543.
- [28] MIYAMOTO Y, TAKEMI T. A transition mechanism for the spontaneous axisymmetric intensification of tropical cyclones [J]. *J Atmos Sci*, 2013, 70(1): 112-129.
- [29] 高晓梅, 李峰, 王文波, 等. 台风“利奇马”引发山东极端暴雨的多尺度特征分析 [J]. *海洋气象学报*, 2022, 42(2): 33-43.