

黑潮影响热带气旋强度的统计分析*

董茹月¹, 许士斌^{1**}, 黄菲^{1,2,3}, 樊婷婷⁴, 赵振驰¹

(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. 中国海洋大学深海圈层与地球系统前沿科学中心, 山东 青岛 266100; 4. 青岛科技大学数理学院, 山东 青岛 266061)

摘要: 本文利用东京台风中心(Tokyo-Typhoon Center)发布的热带气旋(Tropical cyclone, TC) best-tracks 资料, 统计了 1979—2019 年经过黑潮关键区热带气旋的强度变化特征, 并进一步分析了其中的物理机制。统计结果显示, 黑潮对不同强度 TC 的加热效果不同, 整体而言, TC 外缘靠近黑潮关键区至 TC 中心进入关键区阶段, TC 风速显著增强; TC 中心进入关键区后, 风速数值的分布范围较集中, 黑潮暖水对 TC 风速的影响与 TC 当前强度有关, 强度较弱的 TC 风速增强, 而强度较强 TC 的风速下限略增大但其风速均值减小。黑潮暖水通过增加海表面的热通量, 造成低层水汽辐合, 对流层中层湿度增大, 水汽上升至高空释放凝结潜热增多, 导致 TC 暖心增强, 垂直速度增大, 对流增强, 从而增强 TC 强度。TC 暖心变化较低层水汽通量的变化滞后约 12 h, 导致 TC 中心移出关键区后强度不会迅速减弱。

关键词: 黑潮; 热带气旋强度; 非绝热加热; 统计分析

中图法分类号: P732.3

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2023)06-017-13

DOI: 10.16441/j.cnki.hdxh.20210469

引用格式: 董茹月, 许士斌, 黄菲, 等. 黑潮影响热带气旋强度的统计分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2023, 53(6): 17-29.

Dong Ruyue, Xu Shibin, Huang Fei, et al. Statistical analysis of influence of the Kuroshio on intensity of tropical cyclone [J]. Periodical of Ocean University of China, 2023, 53(6): 17-29.

热带气旋(Tropical cyclone, TC)是最具有破坏性的天气系统之一。相对于近年来路径预报的巨大改善, TC 的强度预报一直是研究的难点问题。

下垫面的海气相互作用是 TC 增强至关重要的能量来源; 海表面温度(Sea Surface Temperature, SST)高于 26.5 °C 是 TC 生成和发展的必要条件之一, 海表面高温和丰富的水汽可以维持 TC 的内部对流和加热^[1], 且 TC 的强度随 SST 的增加而增强, 当 SST 高于 27 °C 时, TC 增强的趋势变得更明显^[2]。有研究表明, 大部分强台风在经过暖涡或高的上层海洋热含量区域时将经历快速增强过程^[3]。北美墨西哥湾暖流能够为过境 TC 提供更高的海表面热通量, 且能有效的减弱由于 TC 过境造成的海洋下层冷水上翻的负反馈作用, TC 强度会迅速增强或者使强 TC 能够长时间维持当前强度^[4]。当 TC 移出暖涡后, 其强度开始减弱^[5-6]。

流经中国东海的黑潮源于太平洋的北赤道流, 携带热带大洋的高温高盐水, 是世界上第二大暖流^[7], 相对于同纬度其他海区, 其海温更高, 混合层更厚, 具有更高的上层海洋热含量。平均每年有超过 3 个 TC 经过黑潮流域, TC 过境会发生海气相互作用, 存在海洋

向大气输送热量的过程。Wu 等^[8]通过卫星数据以及数值模拟研究台风 Nari 和黑潮之间的相互作用, 发现台风 Nari 在多次经过黑潮时, 都会产生不同程度的增强。夏季黑潮区域 SST 始终保持 29 °C 以上, 可以为 TC 的发展提供大量的能量。黑潮区感热通量和潜热通量的增加增强了 TC 的对流, 其对 TC 强度增强的贡献要明显大于冷尾迹的负反馈效应, 使沿黑潮暖舌向东北方向移动的 TC 中有 90% 出现了增强趋势^[9]。

黑潮主轴的流幅稳定在 100~200 km^[10], TC 最大风速半径约为 100~300 km, 黑潮必然会对过境 TC 产生局部加热作用。关于下垫面局部加热对 TC 强度的作用, 目前研究者们还没有统一明确的结论。Peng 和 Wu^[11]发现, 当抑制 2 倍的最大风速半径(Radius of maximum wind, RMW)以内的表面热通量时, TC 强度会变弱; 但当抑制了 2 倍 RMW 以外的表面热通量时, 会增强 TC 内部的高层风以及加热效率, 此时 TC 可以从海洋中获得更高的能量, 增强 TC 内部的对流和涡度, 导致 TC 强度迅速增强。Sun 等^[12]通过数值模拟表明, 当加热源位于 2 倍 RMW 内部时, 低层流入气流增强, 上升气流增强, 加强了次级环流, TC 获得的热通量增

* 基金项目: 国家自然科学基金项目(41975061)资助

Supported by the National Natural Science Foundation of China(41975061)

收稿日期: 2021-12-20; 修订日期: 2022-03-24

作者简介: 董茹月(1997—), 女, 硕士生, 研究方向为热带气旋动力学。

** 通讯作者: E-mail: xushibin@ouc.edu.cn

多,向 TC 输入热能,使 TC 强度显著增强;而当加热源位于 TC 外部 3 倍 RMW 处时,减弱了低层流入,其诱导的次级环流改变,抑制了热通量的输送,TC 强度明显减弱。

本文从统计的角度分析了黑潮的高热含量对过境 TC 强度的影响,并进一步探讨了其中的物理过程和机制。

1 资料方法

本文统计分析选用的大气风、温、湿等数据来自于欧洲中期数值预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)^[13] 发布的 1979—2019 年的 ERA5 全球大气再分析资料,空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,时间分辨率为 6 h。

深层海温资料选用国家海洋科学数据中心发布的 1979—2019 年月平均数据,其下载网址: <http://mds.nmdis.org.cn/pages/dataView.html?type=2&id=a5da2a0528904471b3a326c3cc85997d>。TC 强度、中心位置、最大风速等信息来自于日本气象厅(Japan Meteorological Agency, JMA)发布的西北太平洋 TC 最佳路径集,数据下载的网址为 <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/trackarchives.html>。

本文中非绝热加热项的计算参考张丽等^[14]的方法,从热力学能量方程(1)出发,分别计算出温度局地变化项、温度平流变化项以及垂直项,最终得出非绝热加热项。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T - \omega(\gamma_d - \gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \quad (1)$$

式中: T 为大气温度; $\frac{\partial T}{\partial t}$ 为温度变化率; $-V \cdot \nabla T$ 为温度的平流运输; $-\omega(\gamma_d - \gamma)$ 为温度的垂直运输; $\frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt}$ 为大气非绝热加热率。

由于 TC 是大尺度环流场中一个不断移动的系统,随着 TC 的移动,其所处位置的其他环境系统也不断发生变化,因此分析 TC 周围环流形势的过程中采用了跟随 TC 中心运动的动态合成方法^[15]。公式如下:

$$\bar{S}_i(x, y) = \frac{1}{N} \sum_1^N S_i(x, y) \quad (2)$$

式中: $S_i(x, y)$ 为 t 时刻物理量场; $\bar{S}_i(x, y)$ 为其样本平均; (x, y) 为所选区域的坐标。将各个时刻 TC 所在的位置作为移动坐标原点及动态区域中心,针对特定时刻和区域坐标点 (x, y) , 求取物理量 $S_i(x, y)$ 的 N 个样本平均值。这种动态合成方法使得 TC 是位于研究区域中心,结构保持相对完整,并使 TC 与周围环境的相对位置保持原状。

1.1 确定黑潮关键区

本文根据气候态 6—10 月 26°C 等深线的分布,划定

黑潮关键区的范围如图 1 所示,其纬向跨度为 333 km,经向跨度为 778 km。

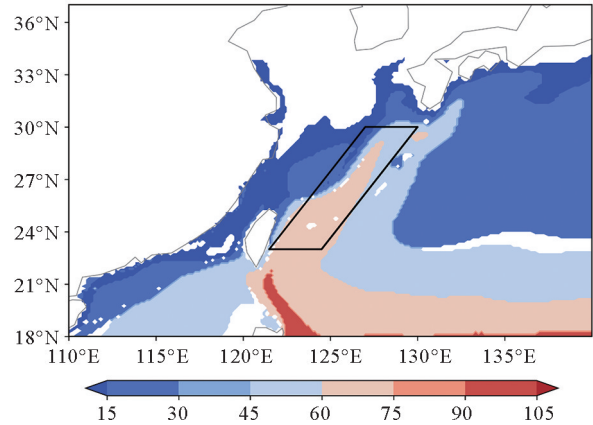


图 1 1979—2019 年 6—8 月气候态 26°C 等深线(填色;单位:m)及黑潮位置示意图(黑色框线)

Fig.1 Color is climate characteristics of the 26°C isobath (shading, Unit: m) from June to August from 1978 to 2019 (Black line is the location of the Kuroshio key region)

1.2 筛选 TC 样本

TC 强度的变化受多种因素的影响,其中环境风垂直切变(Vertical wind shear, VWS)是影响 TC 强度增强的一个关键因子。许多研究均表明,弱 VWS 更有利于 TC 增强过程的发生,而较强 VWS 会破坏 TC 的结构,不利于 TC 强度的发展,且 VWS 越强,TC 强度减弱的越快,VWS 超过 22 m/s 时,TC 的强度不会再增加^[16]。本文采用 850 和 200 hPa 分别代表对流层的低层和高层,选取距离 TC 中心 2° 经纬距范围进行区域平均,用高低层的纬向风速之差表示环境风垂直切变的大小。1979—2019 年间共有 121 个 TC 穿过黑潮关键区(不包括登陆台湾岛的 TC),本文重点关注下垫面对 TC 强度的作用,因此将整个研究阶段中平均 VWS 较大($VWS > 22\text{ m/s}$)的 TC 剔除,后续研究共 68 个 TC 样本。不同强度 TC 所处的背景环流以及其热力结构不同,黑潮下垫面加热对 TC 强度的影响效果可能有所差异,因此本文将 TC 按照其最大风速(V_{\max})进行分类:热带风暴(TS, $17.3\text{ m/s} \leq V_{\max} \leq 33\text{ m/s}$)、台风(TY, $33\text{ m/s} < V_{\max} \leq 43\text{ m/s}$)、强台风(ITY, $V_{\max} > 43\text{ m/s}$)。

为了探究黑潮暖水在 TC 不同位置进行加热时 TC 强度产生的变化,由于 TC 的平均 RMW 约为 2° 经纬距,本文将 TC 穿过黑潮关键区的过程分为三个阶段:TC 中心进入关键区之前且距离关键区 2° 经纬距之内(阶段 1);TC 中心位于关键区内(阶段 2);TC 中心离开关键区且距离关键区 2° 经纬距之内(阶段 3)。为了方便对比分析,将 TC 中心进入关键区之前、距离关键

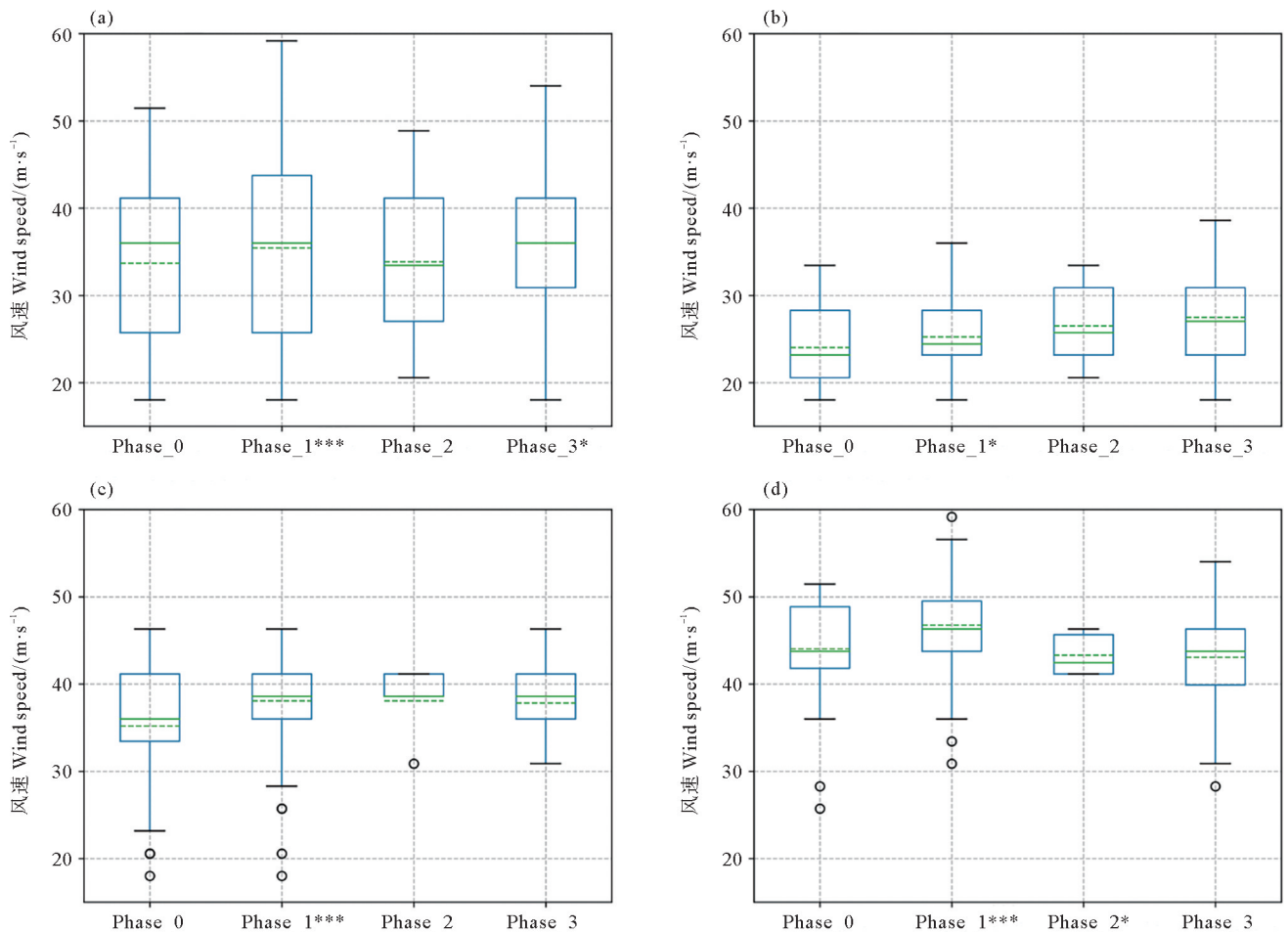
区 $2^{\circ}\sim 4^{\circ}$ 经纬距的时刻标注为阶段 0。

2 经过黑潮关键区 TC 强度变化的统计特征

2.1 TC 最大风速变化的统计特征

根据各阶段 TC 最大风速的箱线图(见图 2)可知,整体来看,当 TC 外缘靠近黑潮关键区,风速相较阶段 0 显著增强,最大风速比阶段 0 强约 9 m/s,平均风速增强了约 2.5 m/s;当 TC 中心进入黑潮关键区,风速下限增大了 5 m/s 左右;当 TC 中心移出关键区后,风速最大值分布范围更广,整体风速略有增大(见图 2(a))。TC 强度越强,其进入关键区前的风速值越大,后续各个阶段的风速变化呈现出不同的趋势,因此需要将 TC 按照强度分类讨论。当强度较弱的 TS 中心逐渐靠近关键区时,TC 风速明显增大,平均风速约增大 2 m/s,最大风速增大了约 2.5 m/s;TS 中心进入关键区内后,风速

再次增强,其分布范围更集中,风速下限及平均风速均增大;而当 TC 中心移出关键区后,风速数值分布范围变广,其最小值略有减小,而风速的最大值及平均值略有增大(见图 2(b))。TY 中心逐渐靠近关键区时,风速显著增强,整体风速下限可增大 5 m/s,平均风速可增大 3 m/s;当 TY 中心位于关键区内时,风速数值分布更集中,风速下限增大了约 10 m/s;当 TY 中心移出关键区后,其风速数值分布范围变广,平均风速略有减小(见图 2(c))。当强度较强的 ITY 逐渐靠近关键区时,TC 的风速同样明显增强,最大风速可增大 5 m/s 以上,平均风速增强了约 2.5 m/s;当 ITY 中心位于关键区内时,风速值的分布更集中,其风速下限增大了约 5 m/s,而平均风速却略有减小;而当 TC 中心移出关键区后,风速下限减小,均值及中位数均无明显变化(见图 2(d))。由上述分析可知,当 TC 逐渐靠近关键区



((a)为所有 TC 阶段 0、阶段 1、阶段 2、阶段 3 的风速, (b)~(d)与(a)相同,但分别为热带风暴 TS、台风 TY 和强台风 ITY。图中加星号***、**、*分别表示此阶段与上一阶段的风速差异通过了显著性水平为 95%、90%、85% 的显著性检验;线段两端横线为统计内限,箱形的上部框线为上四分位值,下部框线为下四分位值,箱内绿色实线为中位线,绿色虚线为平均值,空心圆圈代表异常值。(a) indicate the phase 0, phase 1, phase 2 and phase 3 of all the TC. (b)~(d) are the same as figure (a) but for the tropical storm TD, typhoon TY and super typhoon ITY respectively. The asterisk indicates that the difference in wind speed between this stage and the previous stage has passed the significance test of 95%, 90% and 85% respectively; The blue boxes enclose the 25th percentile (bottom of box) to the 75th percentile values, with the median values marked by a horizontal green solid line within each box; The horizontal lines of the two ends are the statistical limits; The green dashed line is the average value; The empty circle is the abnormal value.)

图 2 各阶段不同强度 TC 的最大风速箱线图

Fig.2 Results of the maximum wind speed at each phase of TCs of different intensities

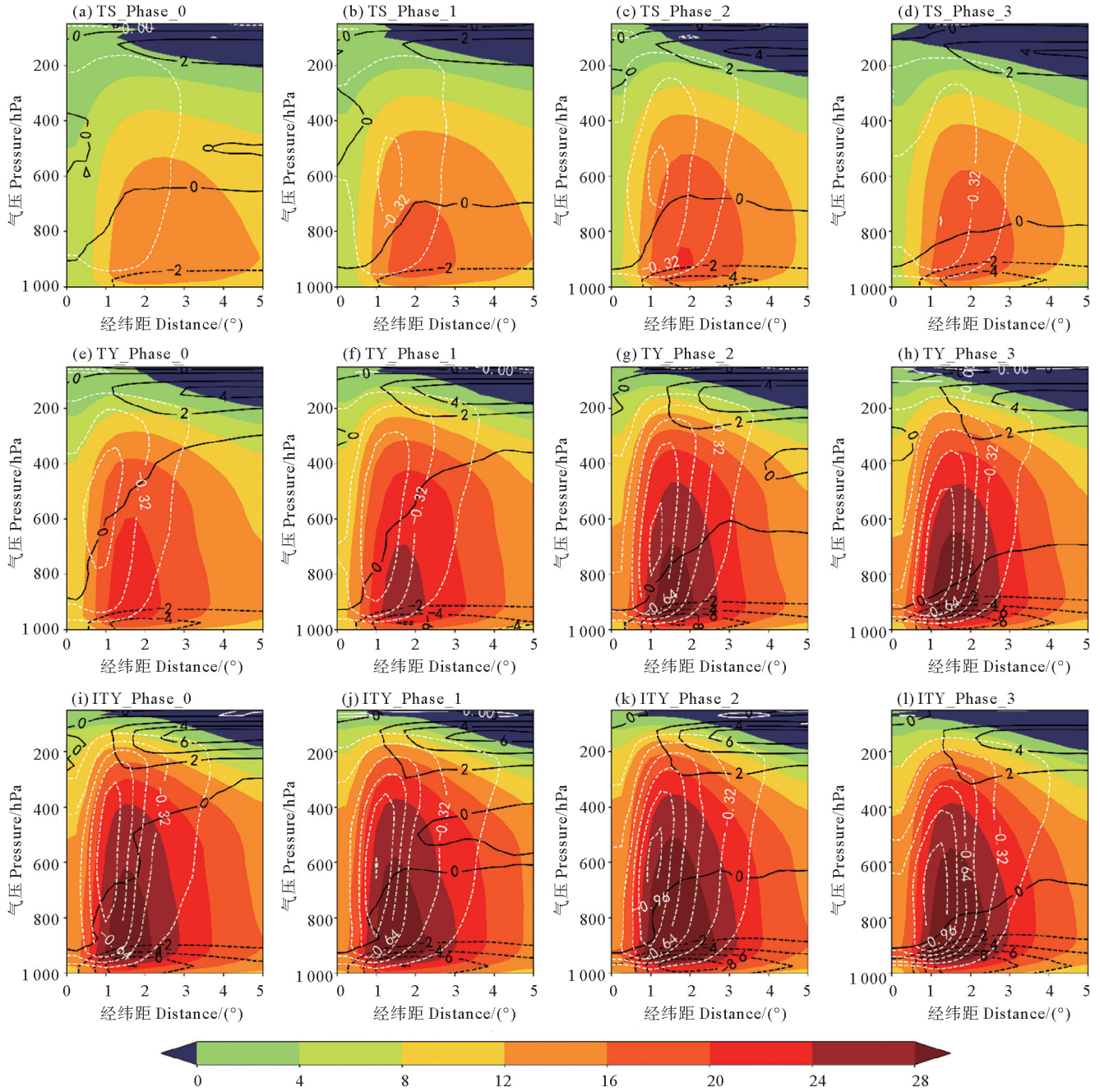
时,其风速显著增强,此后 TC 各阶段的风速变化与 TC 强度有关,表明黑潮加热对不同强度 TC 的影响效果不同,需分类讨论。

2.2 风速剖面变化特征

虽然黑潮关键区下垫面加热对不同强度 TC 的作用效果不同,但各阶段的 TC 环流场均表现出典型的热

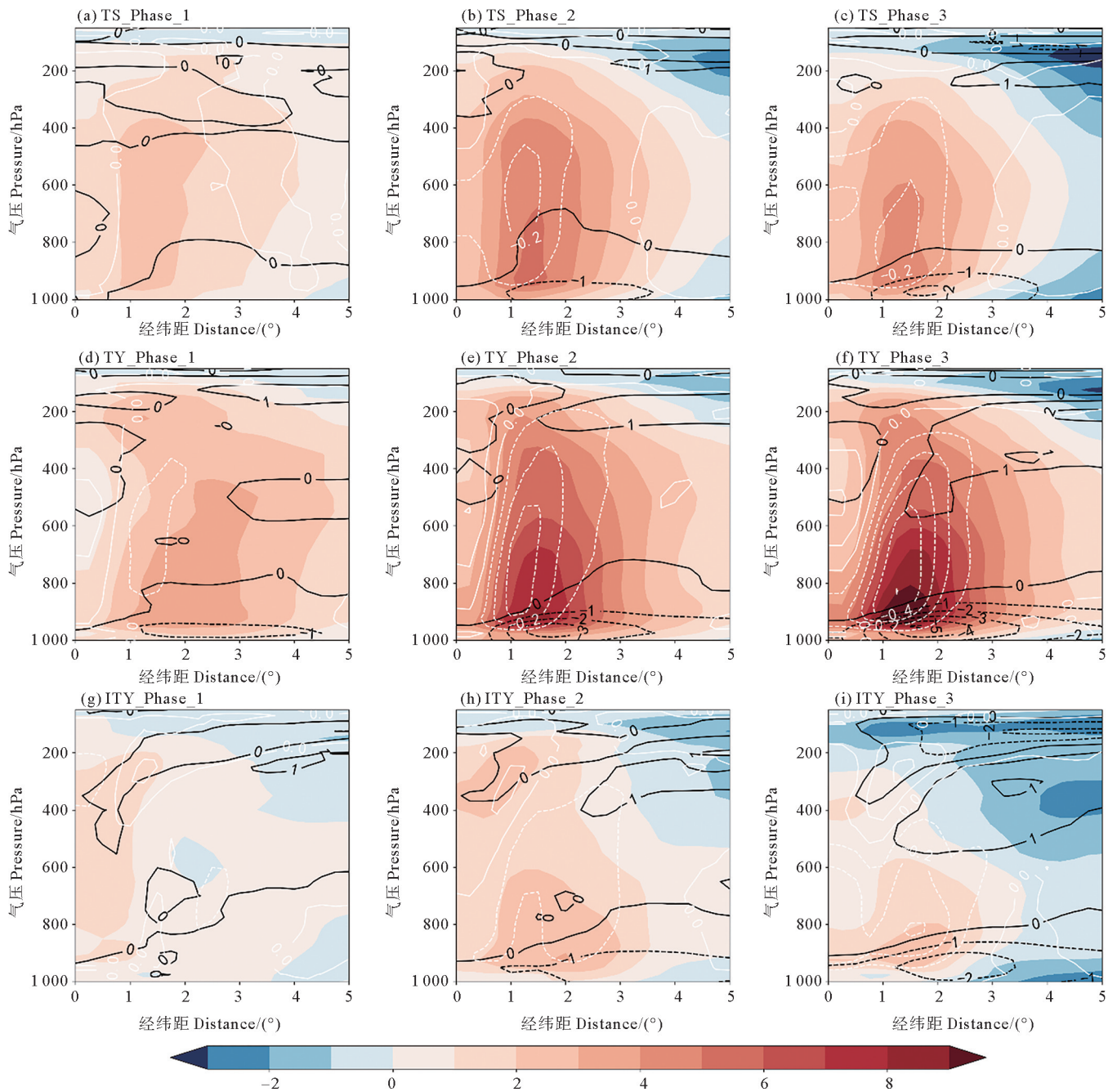
带气旋环流形式。

强度较弱的 TS 中心逐渐靠近黑潮关键区时,整个 TC 范围内切向风增强约 1~2 m/s,在距离 TC 中心 1°~2° 经纬距范围内的眼墙区域切向风增强最大可达 3 m/s,700 hPa 以下的中低层眼墙区出现 16 m/s 的风速圈(见图3(b)和4(a));TS中心位于关键区内时,低层径



((a)为所有 TC 阶段 0、阶段 1、阶段 2、阶段 3 的风速,(b)~(d)与(a)相同,但分别为热带风暴 TS、台风 TY 和强台风 ITY。图中加星号 * * *、* *、* 分别表示此阶段与上一阶段的风速差异通过了显著性水平为 95%、90%、85% 的显著性检验;线段两端横线为统计内限,箱形的上部框线为上四分位值,下部框线为下四分位值,箱内绿色实线为中线,绿色虚线为平均值,空心圆圈代表异常值。(a) indicate the phase 0, phase 1, phase 2 and phase 3 of all the TC. (b)~(d) are the same as figure (a), but for the tropical storm TD, typhoon TY and super typhoon ITY respectively. The asterisk indicates that the difference in wind speed between this stage and the previous stage has passed the significance test of 95%, 90% and 85% respectively; The blue boxes enclose the 25th percentile (bottom of box) to the 75th percentile values, with the median values marked by a horizontal green solid line within each box; The horizontal lines of the two ends are the statistical limits; The green dashed line is the average value; The empty circle is the abnormal value.)

图 3 各阶段不同强度 TC 方位角平均切向风(填色,单位: m/s)、径向风(黑色线,单位: m/s)、垂直速度(白色线,单位: Pa/s)剖面图
Fig.3 Results of the azimuthal-mean tangential wind (shading, Unit: m/s), radial wind (black line, Unit: m/s), and vertical speed (white line, Unit: Pa/s) at each phase of TCs of different intensities



((a)~(c)分别表示热带风暴 TD 的阶段 1、阶段 2、阶段 3, (d)~(f)和(g)~(i)与(a)~(c)相同,但分别为台风 TY 和强台风 ITY。(a)~(c) indicate the phase 1, phase 2 and phase 3 of tropical storm TD, respectively. (d)~(f) and figure (g)~(i) are the same as figure (a)~(c) but for the typhoon TY and super typhoon ITY respectively.)

图 4 各阶段不同强度 TC 方位角平均切向风(填色,单位: m/s)、径向风(黑色线,单位: m/s)、垂直速度(白色线,单位: Pa/s)与阶段 0 的差值场剖面图

Fig.4 Results of the difference field of the azimuthal-mean tangential wind (shading, Unit: m/s), radial wind (black line, Unit: m/s), and vertical speed (white line, Unit: Pa/s) between at each phase and at phase 0

向流入气流增强,高层 200 hPa 左右流出气流增强,导致眼墙区域的垂直速度增大,切向风再次增强,最大可增强 6 和 16 m/s 的风圈半径扩大 1° 经纬距左右,且向对流层上部伸展到 600 hPa,低层眼墙区出现了 20 m/s 风速圈,TC 强度增强(见图 3(c)和 4(b));当 TS 中心移出关键区后,切向风开始减弱,这与此时 TC 的位置靠近陆地导致低层摩擦增大、TC 动能耗散及水汽供应

不足有关,同时垂直速度差值场的大值中心向低层移动 200 hPa 左右(见图 3(d)和 4(c))。

较强热带气旋 TY 的中心靠近黑潮关键区时,低层流入气流及高层流出气流均略有增强,眼墙区域的垂直速度增大约 0.1 Pa/s,在距离 TC 中心 $1^\circ \sim 2^\circ$ 经纬距范围内出现风速达 24 m/s 以上的大风圈(见图 3(f)和 4(d));TC 中心进入关键区内时,低层流入气流

显著增强可达 3 m/s , 眼墙区域的垂直速度增大超过 0.3 Pa/s , 上升运动增强, 切向风显著增强, 600 hPa 眼墙区域切向风的增幅可达 8 和 24 m/s 的风圈半径向眼区外扩张至 3° 经纬距左右, 且垂向伸展更高可至 500 hPa , 对流层低层眼墙区出现风速达 28 m/s 以上的风圈(见图 3(g)和 4(e)), TC 强度增强; 当 TC 中心移出关键区后, 低层的径向流入气流及高层的流出气流继续增强, 眼墙区的垂直运动增强, 导致 TC 的切向风继续增强(见图 3(h)和 4(f)), 这可能与 TC 的移动速度较慢、水汽输送充沛等环境因素有关。

黑潮对强热带气旋 ITY 强度的影响相较前两者更弱, 这可能是因为此时 TC 发展成熟, 结构稳定, 导致下垫面加热对其结构和强度的影响较小, 但总体上 TC 仍然出现了增强趋势。当 ITY 中心靠近黑潮关键区时, 在整个 TC 环流内的切向风增强约 $1\sim 2 \text{ m/s}$ (见图 4(g)); 当 TC 中心位于黑潮关键区内时, 低层流入气流及高空流出气流均增强约 1 m/s , 眼墙区域的垂直速度增大约 0.1 Pa/s , 导致 600 hPa 以下的对流层低层眼墙

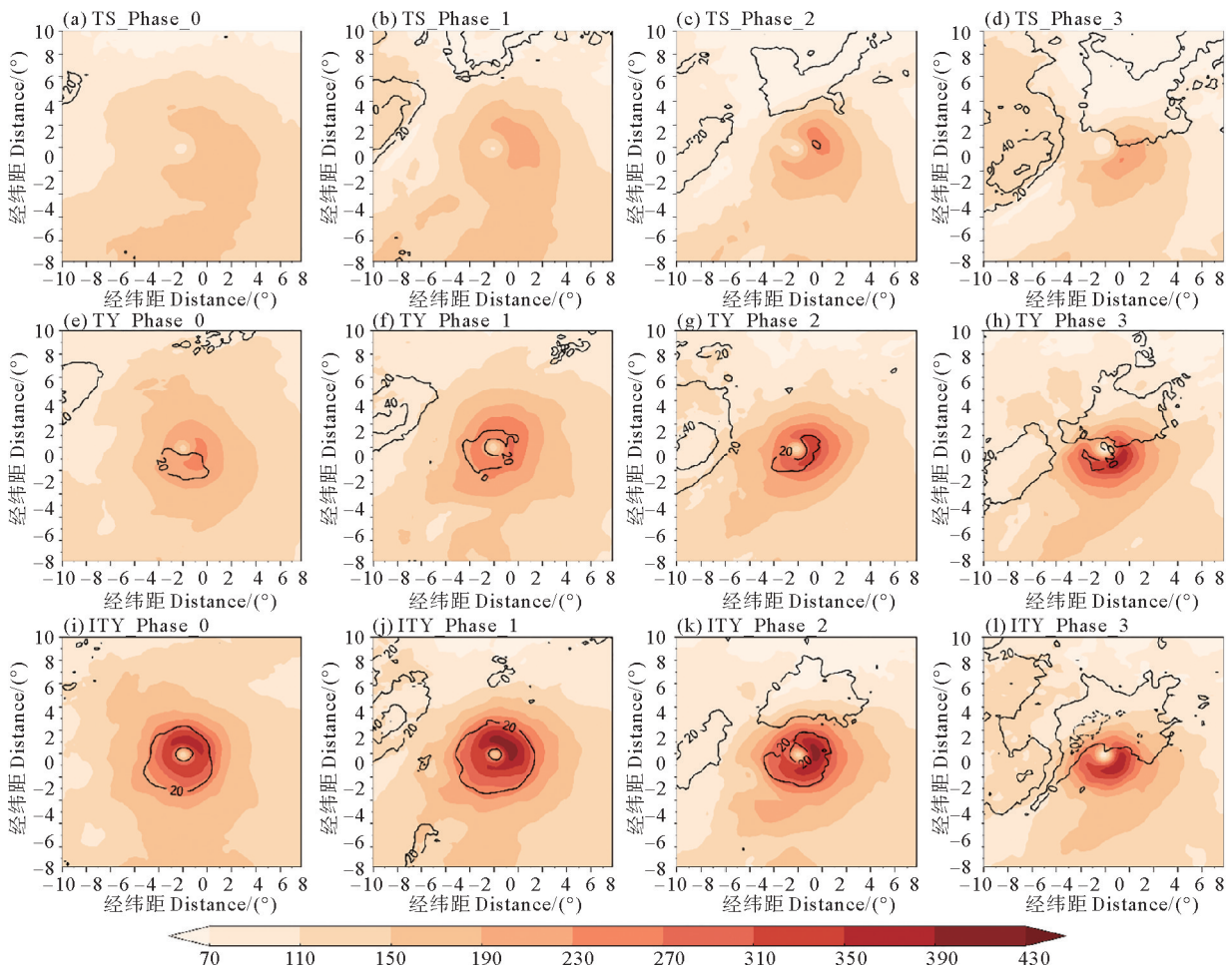
区域的切向风速增大 3 m/s (见图 3(k)和 4(h)); 当 TC 中心移出关键区后, 对流层低层径向流入气流及高空流出气流依然较强, 但此时由于 TC 一侧靠近陆地, 导致切向风开始逐渐减弱, 但相较阶段 0, 其低层眼墙区的切向风依然表现为增强(见图 3(l)和 4(i))。

由此可见, 黑潮下垫面加热能够增强 TC 的强度: TC 中心位于黑潮关键区 2° 经纬距范围内时, TC 强度显著增强; 当 TC 中心位于黑潮关键区内, TC 强度增强最显著。一方面表现在 TC 眼墙区风速的增大; 另一方面体现在 TC 大风区范围的变化, 经黑潮加热后, 方位角平均后的最大风圈半径可增加 1° 经纬距左右, 垂向伸展范围可增加 200 hPa 。

3 黑潮影响 TC 强度变化的机制

3.1 黑潮下垫面热通量的变化特征

黑潮携带低纬度的暖海水流向中高纬, 使得此区域的海气热量交换强于同纬度其他海区。图 5 显示了各个阶段 TC 周围海表面的热通量分布, TC 强度越



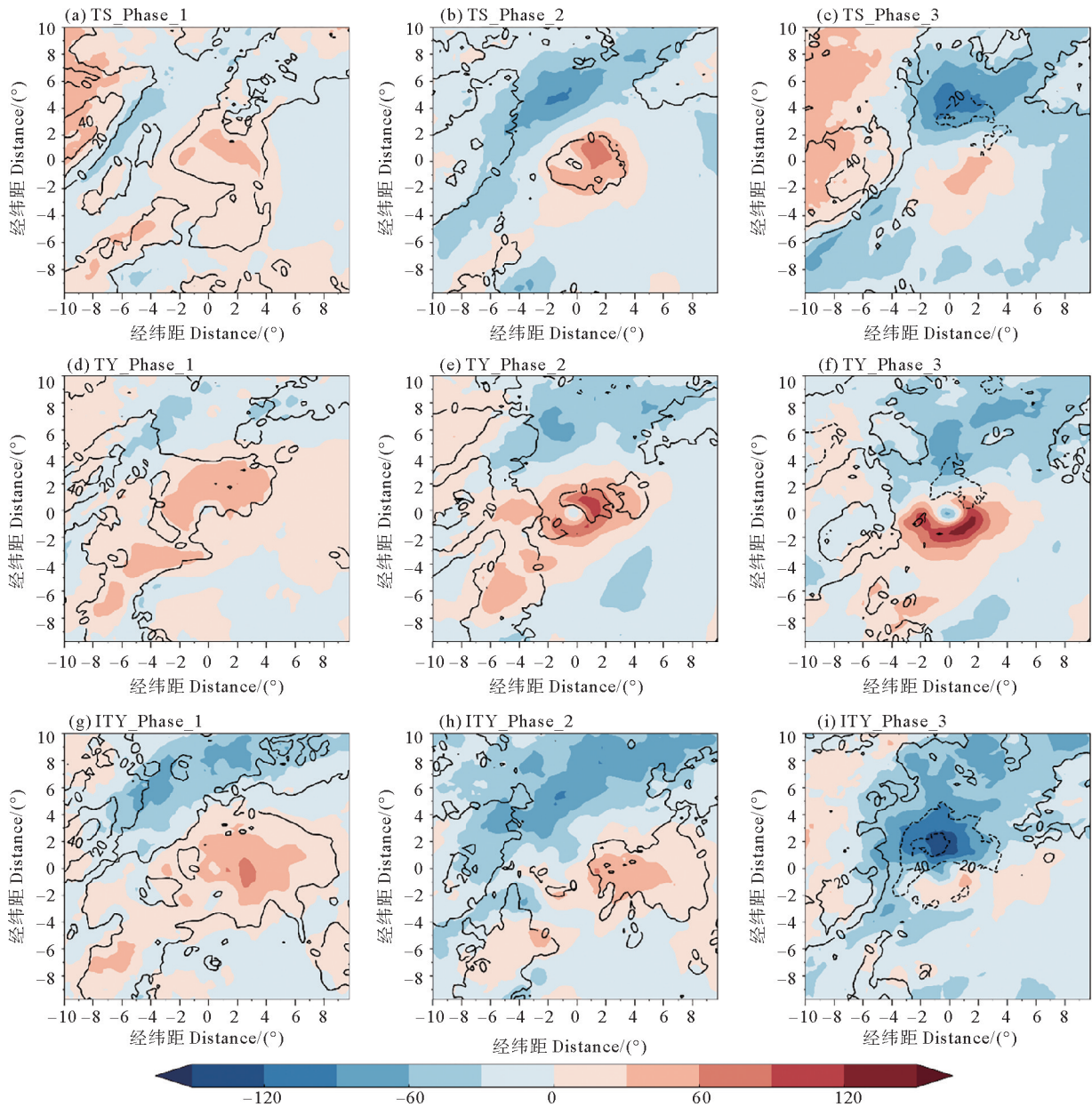
(a)~(d)分别表示热带风暴 TD 的阶段 0、阶段 1、阶段 2、阶段 3, (e)~(h)和(i)~(l)与(a)~(d)相同, 但分别为台风 TY 和强台风 ITY。(a)~(d) indicate the phase 0, phase 1, phase 2 and phase 3 of tropical storm TD, respectively. (e)~(h) and figure (i)~(l) are the same as figure (a)~(d) but for the typhoon TY and super typhoon ITY respectively.)

图 5 各阶段不同强度 TC 距离 TC 中心 10° 经纬距范围内海表面潜热通量(填色, 单位: W/m^2)及感热通量(黑色线, 单位: W/m^2)分布图

Fig.5 Results of the latent heat flux (shading, Unit: W/m^2) and sensible heat flux (black line, Unit: W/m^2) of sea surface within 10° distance from TC center at each phase

强,低层风速越大,海气交换作用越强,海洋向大气输送的热量越多,海表面热通量越大。潜热通量比感热通量大一个量级,可见潜热通量在 TC 与下垫面的海气相互作用过程中发挥更重要的作用,是 TC 重要的能量来源。当 TC 中心逐渐靠近黑潮关键区,TC 获得的潜热通量逐渐增大,眼墙区潜热通量增大最显著,且 TC 右侧潜热通量明显高于左侧(见图 5(b),5(f)和 5(j)),这与大部分 TC 前进方向右侧的对流强于左侧的特征

相符合。TC 中心位于关键区内时,相对于更强的 TC,强度较弱 TC 的潜热通量增量更大:TS 眼墙附近的潜热通量可以增加 90 W/m^2 (见图 6(b)),TY 的潜热通量增加了 120 W/m^2 (见图 6(e)),而 ITY 仅增加了 60 W/m^2 (见图 6(h)),即黑潮暖水更容易为较弱的 TC 提供潜热通量供其发展。TC 中心移出关键区后,其潜热通量的数值及大值区的范围都有一定减小,而 TC 的东南侧靠近黑潮一侧的潜热通量依然较大;此时 TC 西



((a)~(c)分别表示热带风暴 TD 的阶段 1、阶段 2、阶段 3,(d)~(f)和(g)~(i)与(a)~(c)相同,但分别为台风 TY 和强台风 ITY。(a)~(c) indicate the phase 1, phase 2 and phase 3 of tropical storm TD, respectively. (d)~(f) and figure (g)~(i) are the same as figure (a)~(c), but for the typhoon TY and super typhoon ITY respectively.)

图 6 各阶段不同强度 TC 距离 TC 中心 10° 经纬距范围内海表面潜热通量(填色,单位: W/m^2)及感热通量(黑色线,单位: W/m^2)与阶段 0 的差值场剖面图

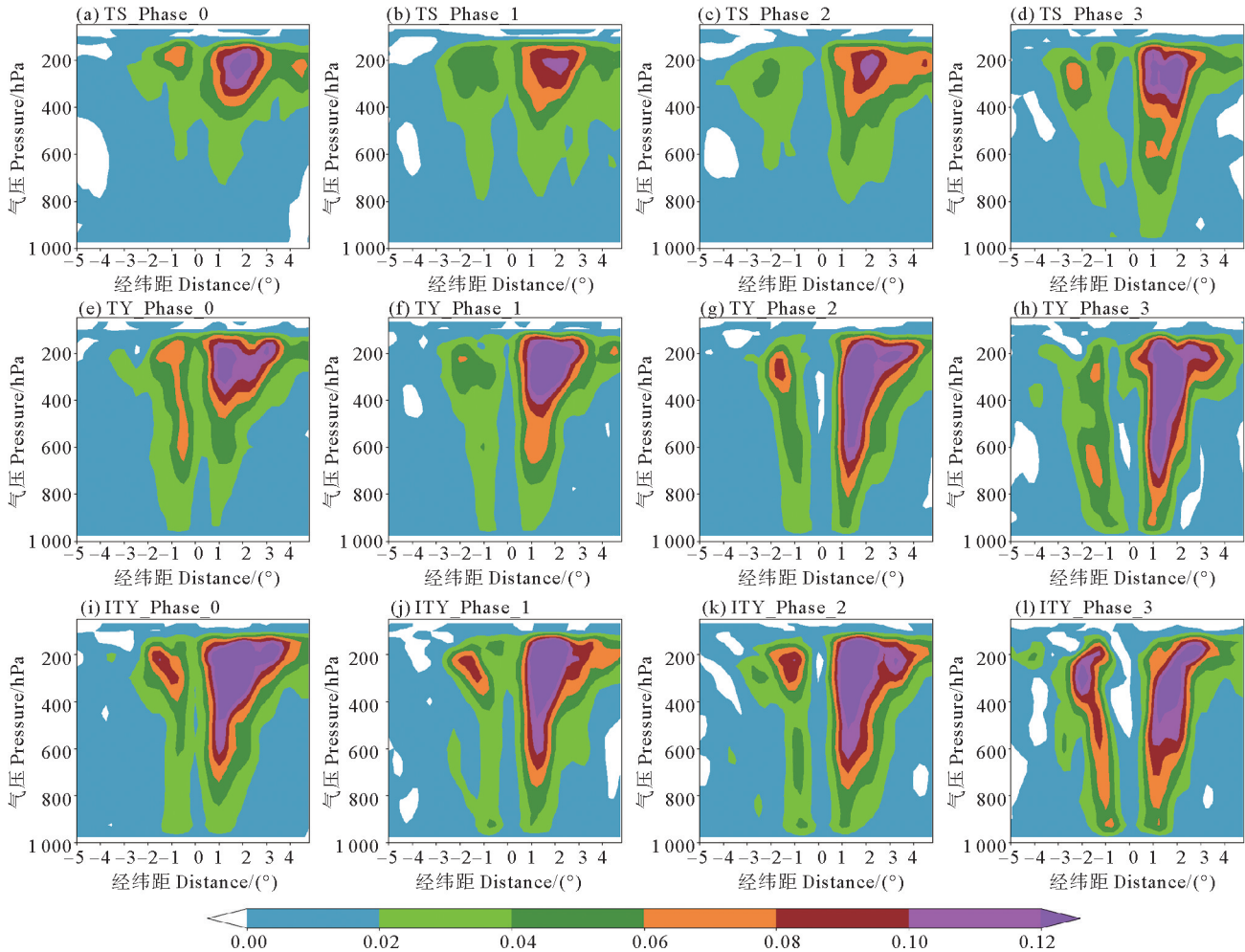
Fig.6 Results of the difference field of the latent heat flux (shading, Unit: W/m^2) and sensible heat flux (black line, Unit: W/m^2) of sea surface within 10° distance from TC center between at each phase and at the phase 0

北侧靠近陆地,因此西北象限的感热通量较大,但下垫面难以持续供应充沛的水汽,导致 TC 很难继续增强。

3.2 大气层结稳定性的变化

下垫面高的热通量主要通过凝结潜热释放过程为 TC 提供能量。根据式(1)计算,非绝热加热项比其余项大一个量级以上,是 TC 暖心温度变化、TC 强

度突变的重要因子^[17]。由图 7 的非绝热加热剖面图可知,TC 中心距离关键区越近,TC 在 400 hPa 左右的非绝热加热越强。TC 中心位于关键区内时,较强 TC 在对流层中低层也出现了非绝热加热大值区(见图 7(g)和见 7(k)),这与低层水汽含量的增加及 TC 降水有关。



((a)~(d)分别表示热带风暴 TD 的阶段 0、阶段 1、阶段 2、阶段 3, (e)~(h)和(i)~(l)与(a)~(d)相同,但分别为台风 TY 和强台风 ITY。 (a)~(d) indicate the phase 0, phase 1, phase 2 and phase 3 of tropical storm TD, respectively. (e)~(h) and figure (i)~(l) are the same as figure (a)~(d) but for the typhoon TY and super typhoon ITY respectively.)

图 7 各阶段 TC 非绝热加热率(填色,单位:K/s)垂直于黑潮关键区方向的垂直剖面图

Fig.7 The vertical cross section of the term of diabatic heating (shading, Unit: K/s) which is perpendicular to the direction of the Kuroshio key region of TCs at each phase

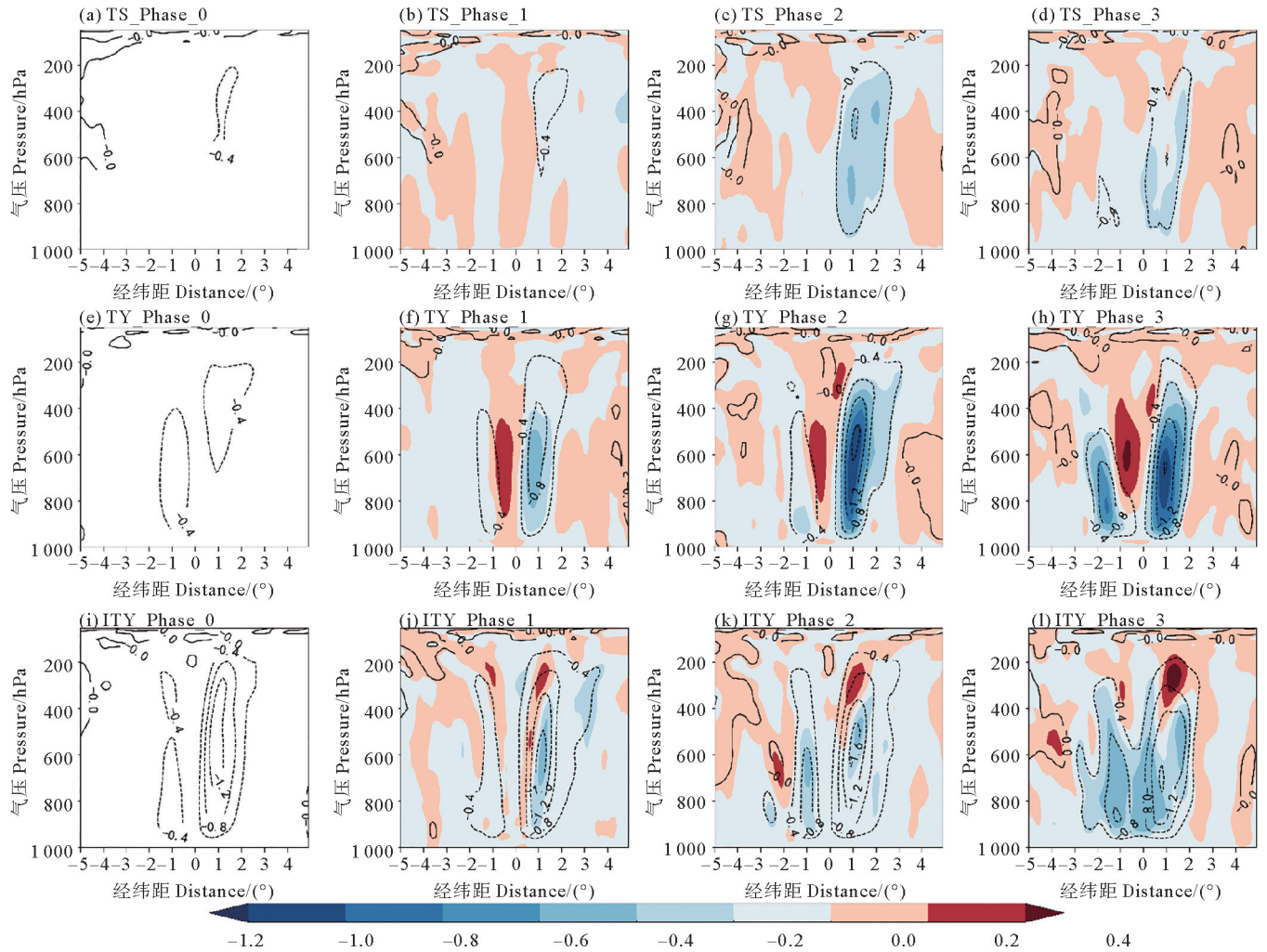
对流层高层的非绝热加热导致大气不稳定,且低层径向流入加强、水汽辐合均会使上升运动增强,上升运动一方面可以表现大气的稳定性即对流的强弱,另一方面可以将低层的水汽输送到高层,凝结释放潜热,是导致 TC 强度变化的重要因素。由图 8 垂直速度剖面图可知,TC 始终是右侧对流发展更深厚,强对流集中在 TC 眼墙区域。TC 中心靠近黑潮关键区时,在 TC 右侧的上升运动增强,TS 的上升运动增加了 0.2 Pa/s(见图 8(b)),TY 及 ITY 上升运动可增加 0.6 Pa/s(见图 8(f)

和 8(j)),三类 TC 眼区的下沉运动均增强,即 TC 内部的次级环流增强,导致 TC 强度增强;至 TC 中心位于黑潮关键区内,TC 左侧的上升运动也开始增强,而此时右侧的上升运动更强,对流更加深厚,TY 表现尤其明显,其右侧的上升运动可增加 1 Pa/s 以上(见图 8(g));当 TC 中心移出关键区后,眼区的下沉运动变化不明显,但在 TC 左右两侧上升运动相对于前一阶段略有增强(见图 8(d)、8(h)和 8(l))。

由于黑潮关键区海表面潜热通量的增大,低层径

向流入加强、水汽辐合上升, 对流层中上层非绝热加热增强, 导致大气层结不稳定性增加, TC 眼墙区的上升

运动增强, 眼区的下沉运动增强, TC 次级环流增强, 强度增强。



((a)~(d)分别表示热带风暴 TD 的阶段 0、阶段 1、阶段 2、阶段 3, 图(e)~(h)和(i)~(l)与(a)~(d)相同, 但分别为台风 TY 和强台风 ITY。(a)~(d) indicate the phase 0, phase 1, phase 2 and phase 3 of tropical storm TD, respectively. (e)~(h) and figure (i)~(l) are the same as figure (a)~(d) but for the typhoon TY and super typhoon ITY respectively.)

图 8 各阶段 TC 垂直速度(黑色线, 单位: Pa/s)及与阶段 0 的垂直速度差值场(填色, 单位: Pa/s)垂直于黑潮关键区方向的垂直剖面图 Fig.8 The vertical cross section of vertical velocity of TCs at each phase (black line, Unit: Pa/s) and the difference field of vertical velocity between at each phase and at phase 0 (shading, Unit: Pa/s) which is perpendicular to the direction of the Kuroshio key region

3.3 TC 温湿结构变化: 低层比湿富集, TC 暖心增强

低层的水汽通过影响 TC 的热力结构来影响 TC 的强度, 充沛的水汽供应有利于 TC 暖心结构的维持, 为 TC 发展提供能量^[18-19]。从图 9 温度和比湿的剖面图分析, TC 在 400~300 hPa 有明显的暖心结构, 且 TC 中心距离关键区越近, TC 强度越强, 中高层的暖心表现越明显; 而在低层 925~700 hPa 存在比湿大值中心, 表明中低层湿度较大、水汽富集。

TS 中心逐渐靠近黑潮时, 400 hPa 的暖心温度升高约 0.8 K (见图 9(b) 和 10(a)); 当 TS 中心位于关键区内时, 400 hPa 以下的比湿增加, TC 中低层水汽增多, 凝结潜热释放, 暖心再次增强, 400~300 hPa 的暖

心增温可达 1.2 K, 同时在 600~500 hPa 的比湿大值区, TC 眼区也出现了 0.8 K 左右的增温现象(见图 9(c) 和 10(b)); 当 TS 中心移出关键区后, 400 hPa 的暖心范围略有减小, 但对流层中层 600 hPa 左右的暖心范围略有扩大(见图 9(d) 和 10(c))。

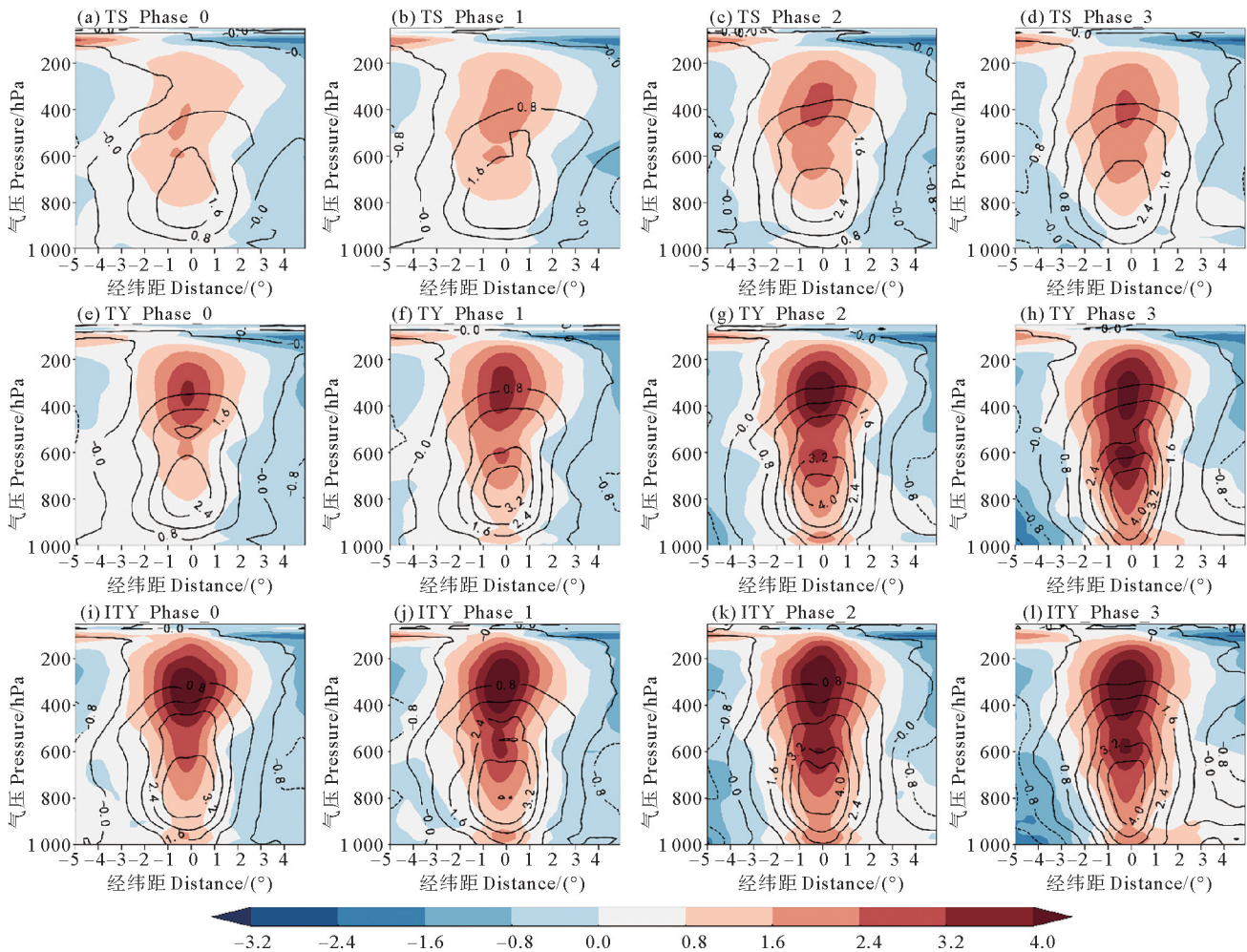
当 TY 中心逐渐靠近黑潮关键区时, 600 hPa 以下的对流层低层比湿增大, 且 TC 暖心出现增温现象, 温度可增大 1.2 K (见图 9(f) 和 10(d)); TY 中心位于黑潮关键区内时, 距离 TC 中心 3° 经纬距以内的整个对流层比湿均显著增加, 空气湿度增大, 不仅在 400~200 hPa 的高空出现了暖心增强, 在 800~700 hPa 的中低空出现了可达 1.6 K 以上的大幅增温, 导致 TC 暖心向对流

层低层伸展约 200 hPa,在 600 hPa 附近形成一个较弱的暖心,形成上层暖心强、中低层暖心较弱的“双暖心”垂直结构(见图 9(g)和 10(e));当 TC 中心移出关键区后,高空的暖心增温幅度逐渐减小,但对流层中低层的增温依然很强,暖心向低层伸展明显(见图 9(h)和 10(f)),这也是 TY 移出关键区后的强度依然很强的原因之一。研究表明,发生快速增强过程的 TC 大都伴随着中低层湿度的增加、TC 暖心增强及“双暖心”垂直结构的形成^[20]。

强热带气旋 ITY 中心逐渐靠近黑潮关键区时,600 及 200 hPa 均出现大幅增温,温度可增加 0.8 K(见图 9(j)和 10(g));ITY 中心位于关键区内时,600 hPa 以下的对流层低层湿度显著增大,TC 暖心温度可升高 1.6 K,相对而言,高空 300~200 hPa 的 TC 暖心增温

较小,导致暖心位置向对流层低层伸展,也呈现出“双暖心”结构(见图 9(k)和 10(h));当 ITY 中心移出关键区后,低层比湿依然较大,低层增温明显,暖心位置较低(见图 9(l)和 10(i))。

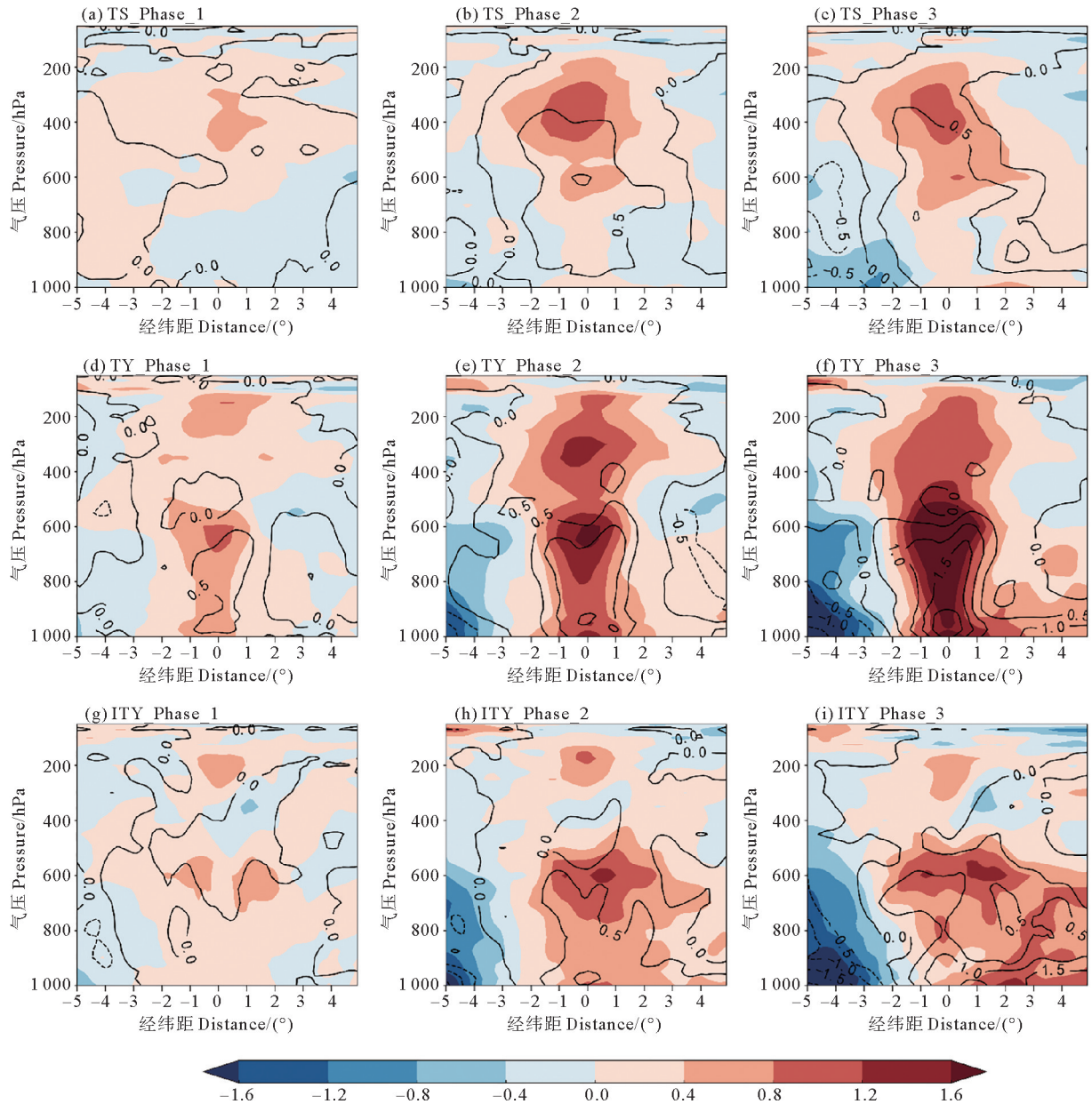
可见,黑潮暖水为 TC 发展提供一个充沛的水汽环境,是 TC 发展增强的重要水汽来源。黑潮使 TC 在对流层低层水汽富集、湿度增大,导致对流层中低层 600 hPa 以下的 TC 暖心温度升高,可增温 1.6 K;水汽上升至高空凝结释放潜热可使得 400 hPa 左右温度升高达 1.2 K,这两类作用结合,可导致 TC 暖心位置向对流层低层伸展,在对流层中低层形成一个较弱的暖心,呈现出上层强、下层较弱的“双暖心”垂直结构,而此结构普遍出现在快速增强的 TC 中,即“双暖心”垂直结构的出现有利于 TC 强度增强。



((a)~(d)分别表示热带风暴 TD 的阶段 0、阶段 1、阶段 2、阶段 3, (e)~(h)和(i)~(l)与(a)~(d)相同,但分别为台风 TY 和强台风 ITY。(a)~(d) indicate the phase 0, phase 1, phase 2 and phase 3 of tropical storm TD, respectively. (e)~(h) and figure (i)~(l) are the same as figure (a)~(d) but for the typhoon TY and super typhoon ITY respectively.)

图 9 各阶段 TC 温度(填色,单位:K)及比湿(黑色线,单位:g/kg)与距离 TC 中心 500 km 范围内平均温度及平均比湿的距平值垂直于黑潮关键区方向剖面图

Fig.9 The vertical cross section of the anomaly value of mean temperature (shading, Unit: K) and mean specific humidity (black line, Unit: g/kg) within 500 km from TC center which is perpendicular to the direction of the Kuroshio key region of TCs at each phase



((a)~(c)分别表示热带风暴 TD 的阶段 1、阶段 2、阶段 3, (d)~(f)和(g)~(i)与(a)~(c)相同, 但分别为台风 TY 和强台风 ITY。 (a)~(c) indicate the phase 1, phase 2 and phase 3 of tropical storm TD, respectively. (d)~(f) and figure (g)~(i) are the same as figure (a)~(c) but for the typhoon TY and super typhoon ITY respectively.)

图 10 各阶段 TC 温度(填色, 单位: K)及比湿(黑线, 单位: g/kg)与距离 TC 中心 500 km 范围内平均温度和平均比湿的距平值与阶段 0 的差值场垂直于黑潮关键区方向的垂直剖面图

Fig.10 The vertical cross section of the difference of the anomaly value of mean temperature (shading, Unit: K) and mean specific humidity (black line, Unit: g/kg) within 500 km from TC center which is perpendicular to the direction of the Kuroshio key region of TCs between at each phase and at phase 0

低层水汽上升至高空释放凝结潜热是 TC 暖心加强最重要的因子,也是影响 TC 强度变化的主要能量来源。值得注意的是,当 TC 中心移出关键区后,尽管下垫面的潜热通量略有减小(见图 6),但此阶段高空的非绝热加热却达到最强,因此我们需要考虑产生这部分非绝热加热的来源即水汽的来源。由图 11 TC 暖心变化与各个时刻低层水汽通量的相关系数可知,400~300 hPa 暖心温度变化与 12 h 前的低层水汽通量相关

性最高,即 TC 暖心变化滞后低层水汽变化 12 h。分析其相关系数平面图(图略)可知,在 TC 眼墙区两者的相关系数达到了 0.8 以上且通过了 90% 的显著性检验。暖心变化时间滞后的原因可能是下垫面提供的水汽上升到高空释放凝结潜热需要一定的时间,这段滞后时间的存在也可能是 TC 移出黑潮关键区后强度并未迅速减弱的原因之一。Huo 等^[21]也表明 TC 对暖水的响应在 12 h 后最明显;同样 Holland^[22]也指出,环境湿度

与 TC 随后的强度变化呈现正相关关系。因此在预测 TC 强度时要考虑 TC 强度变化对低层水汽响应时间的滞后性。

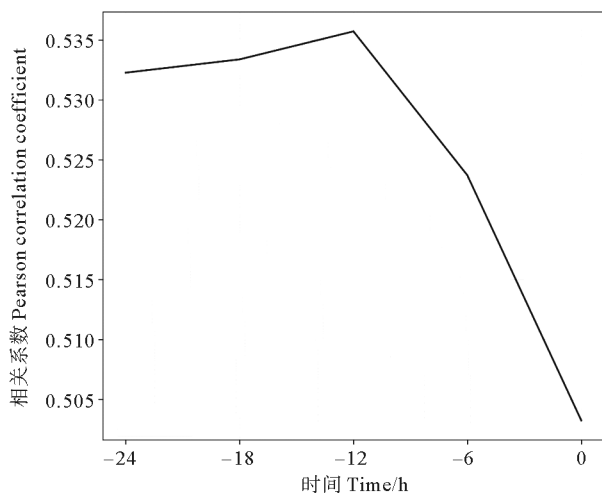


图 11 300 hPa 暖心温度与各时刻的 925 hPa 水汽通量相关系数折线图

Fig.11 Results of correlation coefficient between the temperature of 300 hPa TC warm core and water vapor flux at 925 hPa at each phase

4 结论与讨论

为了探讨黑潮对过境 TC 的影响,本文根据气候态深层海温资料确定了黑潮关键区,统计了 1979—2019 年经过关键区的 TC 强度变化特征,并进一步通过海表面热通量特征及 TC 的温湿结构的变化分析了其中的物理过程,结论如下:

(1)黑潮对不同强度 TC 的作用效果不同。TS 与 TY 受到黑潮的影响后其强度变化更为显著,有利于其发展更强,而强度较强的 ITY 由于此时发展成熟、结构较稳定,黑潮加热对其强度的影响较小。

(2)TC 经过黑潮关键区时,低层海表面的潜热通量增加,低层水汽辐合,对流层中层水汽富集,湿度增大,水汽上升至高空释放凝结潜热增大,导致 TC 暖心增强,上升运动增强,对流增强,从而导致 TC 强度增强。

(3)TC 的暖心变化滞后于低层水汽通量的变化 12 h,因此 TC 中心移出关键区后强度不会迅速减弱。

(4)TC 强度越强,低层比湿富集,有利于低层凝结潜热释放,低层增温略大于高层,这会导致 TC 暖心向对流层中低层伸展,形成“双暖心”垂直结构,有利于上升运动增强,是 TC 强度增强甚至发生快速增强的重要标志。

总之,黑潮暖水区可以为 TC 发展提供高的热通量,低层水汽辐合加强,水汽通量增大,中低层湿度增大,水汽上升至高空释放凝结潜热,垂直速度增大,对

流增强,使 TC 暖心增强,促使 TC 强度加强。本文仅从再分析资料的统计结果出发,分析了黑潮对过境 TC 强度的影响,具体的作用机理以及 TC 对黑潮的反馈作用还需要进一步探索。

参考文献:

- [1] Xu J, Wang Y. Dependence of tropical cyclone intensification rate on sea surface temperature, storm intensity, and size in the Western North Pacific[J]. *Weather Forecast*, 2018, 33(2): 523-537.
- [2] Xu J, Wang Y, Tan Z. The relationship between sea surface temperature and maximum intensification rate of tropical cyclones in the North Atlantic[J]. *Journal of the Atmospheric Science*, 2016, 73(12): 4979-4988.
- [3] Shen L, Wu C, Judt F. The role of surface heat fluxes on the size of typhoon Megi (2016)[J]. *Journal of the Atmospheric Science*, 2021, 78(4): 1075-1093.
- [4] Wu C C, Tu W T, Pun I F, et al. Tropical cyclone-ocean interaction in Typhoon Megi (2010)—A synergy study based on ITOP observations and atmosphere-ocean coupled model simulations[J]. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 2016, 121: 153-167.
- [5] Lin I I, Wu C, Pun I, et al. Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category 5 typhoons. Part I: Ocean features and the category 5 typhoons' intensification[J]. *Month Weather Review*, 2008, 136(9): 3288-3306.
- [6] Anandh T S, Das B K, Kuttippurath J, et al. A coupled model analyses on the interaction between oceanic eddies and tropical cyclones over the Bay of Bengal[J]. *Ocean Dynamics*, 2020, 70: 327-337.
- [7] 管秉贤. 东海黑潮变异研究的若干结果[J]. *海洋与湖沼*, 1979(4): 297-306.
Guan B X. Some result from the study of the variation of the Kuroshio in the East China Sea[J]. *Oceanologia Et Limnologia Sinica*, 1979(4): 297-306.
- [8] Wu C R, Chang Y L, Oey L Y, et al. Air-sea interaction between tropical cyclone Nari and Kuroshio[J]. *Geophysical Research Letter*, 2008, 35: L12605.
- [9] 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.
Zhou W J, Xu H M. Observational analysis and numerical simulation of influence of Kuroshio over East China Sea on intensity of tropical cyclones[J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*, 2015, 38(1): 9-18.
- [10] 赵新华. 基于卫星测高数据的全球海洋流场产品研究与黑潮监测应用[D]. 青岛: 国家海洋局第一海洋研究所, 2016.
Zhao X H. Study on Ocean Current Data Using Satellite Altimeters and their Application of the Kuroshio[D]. Qingdao: The First Institute of Oceanography, SOA, 2016.
- [11] Peng C, Wu C. The impact of outer-core surface heat fluxes on the convective activities and rapid intensification of tropical cyclones[J]. *Journal of the Atmospheric Science*, 2020, 77(11): 3907-3927.
- [12] Sun J, Wang G, Xiong X, et al. Impact of warm mesoscale eddy on tropical cyclone intensity[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2020, 39: 1-13.

- [13] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present[DB/OL]. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 2018. DOI: 10.24381/cds.bd0915C6(Accessed on 2021-12-20).
- [14] 张丽, 申双和, 孙向明. 热带气旋外围环流影响下深圳高温的定量估算[J]. 气象, 2010, 36(4): 37-42.
Zhang L, Shen S H, Sun X M. Quantitative estimation of high temperature under the influence of outer circulation of tropical cyclones in Shenzhen[J]. Meteorological Monthly, 2010, 36(4): 37-42.
- [15] 李英, 陈联寿, 王继志. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征[J]. 气象学报, 2004(2): 167-179.
Li Y, Chen L S, Wang J Z. The diagnostic analysis on the characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of tropical cyclone after its landfall[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2004(2): 167-179.
- [16] 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[J]. 气象科学, 2019, 39(3): 285-294.
Wang K, Wu L G. Numerical study of the influence of initial vortex structure on the intensification of tropical cyclones[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 2019, 39(3): 285-294.
- [17] Zehr R M. Environmental vertical wind shear with Hurricane Bertha (1996)[J]. Weather Forecast, 2003, 18(2): 345-356.
- [18] He H, Yang J, Wu L, et al. Unusual growth in intense typhoon occurrences over the Philippine Sea in September after the mid-2000s[J]. Climate Dynamics, 2017, 48: 1893-1910.
- [19] Wang Y, Davis C A, Huang Y. Dynamics of lower-tropospheric vorticity in idealized simulations of tropical cyclone formation[J]. Journal of the Atmospheric Science, 2019, 76(3): 707-727.
- [20] 杨涛. 热力非对称结构及其对台风强度影响的初步研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2015.
Yang T. Preliminary Study About Asymmetrical Structure of Thermal and Its Impact on Tropical Cyclone Intensity[D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 2015.
- [21] Huo Z, Duan Y H, Liu X. The effect of warm water and its weak negative feedback on the rapid intensification of Typhoon Hato (2017)[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2020(4): 402-416.
- [22] Holland G J. The maximum potential intensity of tropical cyclone [J]. Journal of the Atmospheric Science, 1997, 54: 2519-2541.

Statistical Analysis of Influence of the Kuroshio on Intensity of Tropical Cyclone

Dong Ruyue¹, Xu Shibin¹, Huang Fei^{1,2,3}, Fan Tingting⁴, Zhao Zhenchi¹

(1. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. The Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 3. Frontiers Science Center for Deep Ocean Multispheres and Earth System, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 4. School of Mathematical and Physics, Qingdao University of Science and Technology, Qingdao 266061, China)

Abstract: Based on RSMC Tokyo-Typhoon Center best-tracks data of tropical cyclones, the intensity variation statistical characteristics of tropical cyclones (TC) passed through the Kuroshio key region from 1979 to 2019 were analyzed, and the physical mechanism was further analyzed. The statistical results show that from the stage when the outer edge of TC is close to the Kuroshio key region to the stage when the center of TC is in the Kuroshio key region, the TC wind speed increases significantly; When the TC center moved into the Kuroshio key region, the wind speed distribution was more concentrated, and the wind speed change was related to the current TC intensity. The wind speed of the weak TC increased, while the minimum wind speed of the intense TC increased, but its mean wind speed decreased. The Kuroshio intensifies tropical cyclones mainly by increasing the heat flux at the lower sea surface which the latent heat flux plays a more significant role; the convergence of water vapor flux at the lower troposphere with the increase of humidity in the middle troposphere, and the increase of latent heat of condensation released by water vapor rising to the upper troposphere which leads to the enhancement of TC warm core and vertical convection, thus enhancing the TC intensity. In addition, the change of TC warm core was followed by the change of water vapor flux in the lower layer for about 12 h, therefore the intensity of TC would not weaken rapidly immediately after moving out of the Kuroshio key region.

Key words: Kuroshio; tropical cyclone intensity; diabatic heating; statistical analysis