

曹力戈, 王喜冬, 李威, 等. 路经南海热带气旋迅速加强的年代际变化[J]. 海洋学报, 2021, 43(5): 50–62. doi:10.12284/hyxb2021069

Cao Lige, Wang Xidong, Li Wei, et al. Multidecadal variability of rapid intensification of tropical cyclones passing through the South China Sea[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(5): 50–62. doi:10.12284/hyxb2021069

路经南海热带气旋迅速加强的年代际变化

曹力戈¹, 王喜冬², 李威^{1*}, 韩桂军^{1*}, 武晓博¹

(1. 天津大学海洋科学与技术学院, 天津 300072; 2. 河海大学海洋学院, 江苏南京 210098)

摘要: 本文利用中国气象局热带气旋资料中心最佳路径数据集、美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心大气再分析数据集和国家海洋信息中心的海洋再分析数据集, 研究了路经南海热带气旋迅速加强 (Rapid Intensification, RI) 的年代际变化。在 1951–2017 年期间, 路经南海的热带气旋主要发生在 6–12 月, 其中发生 RI 的热带气旋集中在 7–12 月, 且 RI 呈现年代际变化, 这种变化和太平洋年代际振荡 (Pacific Decadal Oscillation, PDO) 显著相关。在正 PDO 年, RI 频数较少且主要分布在菲律宾群岛东部和南海北部; 而在负 PDO 年, RI 频数较多且分布在菲律宾群岛东部的大范围区域。路经南海热带气旋 RI 的年代际变化与 PDO 对大尺度海洋大气变量的调制有关。回归分析显示热带气旋潜热对路经南海热带气旋 RI 频数的年代际变化影响最大, 而相对湿度的影响相对较小, 垂直风切变的影响很小。

关键词: 热带气旋; 迅速加强; 太平洋年代际振荡; 南海

中图分类号: P444

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)05-0050-13

1 引言

热带气旋是发生在热带海洋上的巨大旋涡系统, 在沿海和登陆后会对当地造成巨大的破坏^[1]。在过去几十年里, 人们对热带气旋路径和强度开展了很多研究, 但对热带气旋强度变化, 特别是其迅速加强 (Rapid Intensification, RI) 事件在长时间尺度上变化的研究还相对较少。

关于热带气旋 RI 的研究, 无论是从大气科学的角度还是从海气耦合的角度来看一直都是热点问题。Wang 等^[2] 研究指出, 在热带大西洋的不同区域影响 RI 的大尺度海洋大气变量不同, 海洋大气变量的小尺度变化或热带气旋内部过程等其他因素也可能是导致 RI 的原因。Kaplan 和 Demaria^[3] 指出, 北大西洋所有 4 级和 5 级的飓风以及西北太平洋接近

90% 的超强台风 (4 级和 5 级的热带气旋) 都至少经历一次 RI 过程。Kieu 等^[4] 研究了 RI 发生时的热带气旋垂直结构, 给出了约束 RI 发生的动力学和热力学条件。Yan 等^[5] 通过理想数值模拟指出, 季风旋涡会导致热带气旋尺度变大, 出现对流不对称分布和较大的垂直切变, 说明季风旋涡会限制热带气旋的发展, 不利于其发生 RI。此外, 季风旋涡越湿润, 热带气旋的加强速率越快。Shu 等^[6] 研究了西北太平洋热带气旋 RI 的大尺度特征, 并建立了迅速加强指数对西北太平洋热带气旋 RI 进行预估。Lin 和 Qian^[7] 通过分析大西洋热带气旋 RI 期间的温度和对流垂直结构指出, 对于达到飓风强度的热带气旋, 温暖的平流层下沉气流进入中心眼区促进 RI 发生, 且 RI 通常与从眼壁云顶向平流层剧烈升温的速率有关。Chih 和 Wu^[8] 研究了 1998–2016 年期间西北太平洋热带气旋

收稿日期: 2020-03-18; 修订日期: 2020-06-30。

基金项目: 国家重点研发计划 (2018YFC1406206, 2016YFC1401800); 国家自然科学基金 (41876014)。

作者简介: 曹力戈 (1997—), 男, 辽宁省葫芦岛市人, 主要从事海洋分析与预报研究。E-mail: CaoLG1228@163.com

* 通信作者: 李威, 教授, 主要从事海洋数据同化、海洋数值分析和预报研究工作。E-mail: liwei1978@tju.edu.cn; 韩桂军, 教授, 主要从事海洋分析与预报研究。E-mail: guijun_han@tju.edu.cn

RI与热带气旋潜热(Tropical Cyclone Heat Potential, TCHP)和海表面温度(Sea Surface Temperature, SST)之间的统计关系指出,西北太平洋热带气旋RI的持续时间与TCHP呈正相关,RI期间热带气旋的强度增加对SST不敏感。此外,高TCHP和高SST海区上方的热带气旋并不一定发生RI。Guo和Tan^[9]指出,在短期的厄尔尼诺事件中,西北太平洋热带气旋RI位置偏西分布的主要原因是上层海洋热含量自东太平洋向南海和西菲律宾海的纬向平流所导致的垂直风切变(Vertical Wind Shear, VWS)减弱、对流层中层相对湿度和TCHP增强。Benedetto和Trepanier^[10]指出,全球气候变暖会导致更强烈的热带气旋发生,在其生命周期中发生RI的可能性更高,在发生RI的热带气旋中,最大强度出现的位置在空间上有聚集的趋势。

研究表明,太平洋年代际振荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO)^[11]可以调制西北太平洋热带气旋活动的年代际变化。李辑等^[12]指出,东亚盛夏北上转向台风个数存在明显年代际变化特征,在1978年前后发生突变,且与PDO呈反位相关系。何鹏程和江静^[13]指出,在PDO不同位相期间,太平洋SST通过影响副热带高压的位置和强度间接影响西北太平洋热带气旋频数。陆晓婕等^[14]指出,进入东海海域的台风频数存在较明显的年代际变化趋势,当PDO处于暖位相时,台风频数较少且有逐年增多趋势,当PDO处于冷位相时,台风频数较多且有逐年减少趋势。Wang等^[15-16]研究表明,西北太平洋热带气旋RI存在明显的年代际变化,这主要受PDO和厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)的调制。Zhao等^[17-18]分析1979-2015年西北太平洋热带气旋的年代际变化指出,在1998年PDO由暖位相变为冷位相之后,减弱的低层相对涡度和加强的VWS等动力学因素导致热带气旋频数减少,但是有利的热力条件(TCHP和SST)使得热带气旋RI频数不会减少。

南海作为我国大陆濒临的最大边缘海,也是我国受到热带气旋影响最强烈的地区之一。开展南海区域热带气旋活动研究,为沿海区域采取措施应对热带气旋带来的破坏有着重要意义。在南海区域热带气旋研究方面,张亚杰等^[19]分析了影响南海及其不同区域的热带气旋频数、强度、源地和路径等气候特征,指出1949-2015年间,影响南海和南海北部的热带气旋年频数呈显著减少趋势。Sun等^[20]通过研究吕宋海峡热带气旋强度变化率的逐月变化指出,9月份吕宋海峡热带气旋的增强趋势主要是因为较厚的上层海洋暖水层和较弱的垂直风切变。廖菲等^[21]指出,

随着热带气旋强度的增大,南海区域发生路径快速转向的频次迅速减少,路径快速转向主要出现在近岸地区和南海中北部偏东区域。朱晓金和陈联寿^[22]研究我国近海热带气旋RI活动特征指出,在南海近海海域发生RI的热带气旋里,起源于南海的热带气旋的级别普遍低于起源于南海以西北太平洋的热带气旋。

本文针对路经南海的热带气旋,对其RI的年代际变化,尤其是RI与PDO的关系进行研究和探讨。

2 数据和方法

本文使用的热带气旋数据来自中国气象局热带气旋资料中心(<http://tcdata.typhoon.org.cn>)的最佳路径数据集(1951-2017年)。该数据集记录了在西北太平洋和南海生成的热带气旋每6h的位置、中心最低气压和中心最大风速。本文分析用到的SST、相对湿度(Relative Humidity, RHUM)以及计算VWS的风场月平均数据来自美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmosphere Administration, NOAA)的美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心(National Center for Atmospheric Research / National Center for Environmental Prediction, NCAR/NCEP)大气再分析数据集^[23](<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>),其网格分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。用于计算TCHP的海水温度和盐度的月平均数据来自国家海洋信息中心的海洋再分析(China Ocean Reanalysis, CORA)数据集^[24](<http://cora.nmdis.org.cn/>),其网格分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。PDO指数来自华盛顿大学(<http://research.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest.txt>)。

VWS定义为850 hPa和200 hPa风速之差,其计算公式如下:

$$VWS = \sqrt{(u_{200} - u_{850})^2 + (v_{200} - v_{850})^2}, \quad (1)$$

式中, u_{200} 和 u_{850} 分别表示200 hPa和850 hPa等压面上的纬向风速; v_{200} 和 v_{850} 分别表示200 hPa和850 hPa等压面上的经向风速。

TCHP计算公式如下^[15,25]:

$$TCHP = c_p \int_{D_{26}}^0 \rho(z) [T(z) - 26] dz, \quad (2)$$

式中, c_p 是恒压下的比热,本文取 $c_p = 3.9 \text{ kJ}/(\text{kg} \cdot \text{K})$; D_{26} 表示海水温度为 26°C 的深度; $\rho(z)$ 和 $T(z)$ 分别表示不同深度处的海水密度和温度。

本文重点研究路经南海的热带气旋及其RI活动,选取 $0^{\circ} \sim 25^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ} \sim 122^{\circ}\text{E}$ 的区域作为研究范围。只要某一热带气旋的路径进入该区域,就认为其

是路经南海的热带气旋。选取 $15.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}/(24 \text{ h})$ 的变化速率作为定义热带气旋 RI 的阈值,因为它近乎代表了 24 h 内热带气旋强度变化的 95% [3,26]。

采用 t 检验对相关系数做显著性检验时,统计量 t 的计算公式为

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{N_{\text{edf}}}}}, \quad (3)$$

式中, r 为相关系数; N_{edf} 为有效自由度。

因为在计算相关系数前会对时间序列做滑动平均,所以自由度会发生变化。设 N 是时间序列 x 和 y 的长度, r_{x_1} 和 r_{y_1} 分别是时间序列 x 和 y 滞后 1 个时间点的自相关系数, r_{x_2} 和 r_{y_2} 分别是时间序列 x 和 y 滞后两个时间点的自相关系数,则 N_{edf} 的计算公式为 [27-28]

$$N_{\text{edf}} = \frac{N}{1+2r_{x_1}r_{y_1}+2r_{x_2}r_{y_2}}. \quad (4)$$

如果 N_{edf} 的计算结果不是整数,则用距其最近的整数代替。

采用 t 检验对样本均值差异做显著性检验时,统计量 t 的计算公式为

$$t = \frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sqrt{\left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y}\right) \frac{(n_x-1)\sigma_x^2 + (n_y-1)\sigma_y^2}{N_d}}}, \quad (5)$$

式中, n_x 和 n_y 分别是时间序列 x 和 y 的长度; \bar{X} 和 \bar{Y} 分别是时间序列 x 和 y 的平均值; σ_x 和 σ_y 分别是时间序列 x 和 y 的标准差; N_d 为自由度,计算公式为 [15]

$$N_d = \frac{\frac{\sigma_x^2}{n_x} + \frac{\sigma_y^2}{n_y}}{\frac{\sigma_x^2}{n_x(n_x-1)} + \frac{\sigma_y^2}{n_y(n_y-1)}}. \quad (6)$$

如果 N_d 的计算结果不是整数,则用距其最近的整数代替。

采用 F 检验对多元线性回归模型做显著性检验时,统计量 F 的计算公式为

$$F = \frac{U/m}{Q/(n-m-1)}, \quad (7)$$

式中, U 表示回归平方和,即回归分析值的距平差异的平方和; Q 表示残差平方和,即回归分析值与真值的差异的平方和; m 表示回归平方和的自由度; n 表示时间序列的长度; $n-m-1$ 表示残差平方和的自由度。

对多元线性回归模型做方差检验时,复相关系数 R^2 的计算公式为

$$R^2 = \frac{U}{U+Q}. \quad (8)$$

本文考虑 TCHP、RHUM 和 VWS 3 个因子作为自变量,RI 频数作为因变量,并对自变量和因变量的 1951-

2017 年时间序列进行 7 年滑动平均处理,因此, $m=3, n=15$ 。

3 RI 的气候态统计

本文统计了 1951-2017 年期间各月路经南海的热带气旋频数和 RI 频数,结果如图 1 所示。在 1951-2017 年期间,路经南海的热带气旋主要发生在 6-12 月,占全年的 91.8%(图 1a),其中发生 RI 的热带气旋则集中于 7-12 月,占全年的 88.3%(图 1b)。基于此,本文拟研究 7-12 月路经南海热带气旋 RI 及相关海洋大气变量的年代际变化。

图 2 给出了发生 RI 的路经南海热带气旋的轨迹和 RI 频数在 $5^\circ \times 5^\circ$ 网格的空间分布。由图可以看出,路经南海热带气旋 RI 大多发生在 $6^\circ \sim 18^\circ \text{N}$, $120^\circ \sim 144^\circ \text{E}$ 范围内西北太平洋的洋面上,很少发生在南海。这说明路经南海热带气旋 RI 主要受到西北太平洋的海洋和大气环境条件影响。

4 RI 和大尺度环境变量的年代际变化

4.1 RI 的年代际变化及其与 PDO 的关系

PDO 作为具有年代尺度生命史的太平洋变率,对热带气旋活动有着重要的调制作用 [29-30]。本文采用计

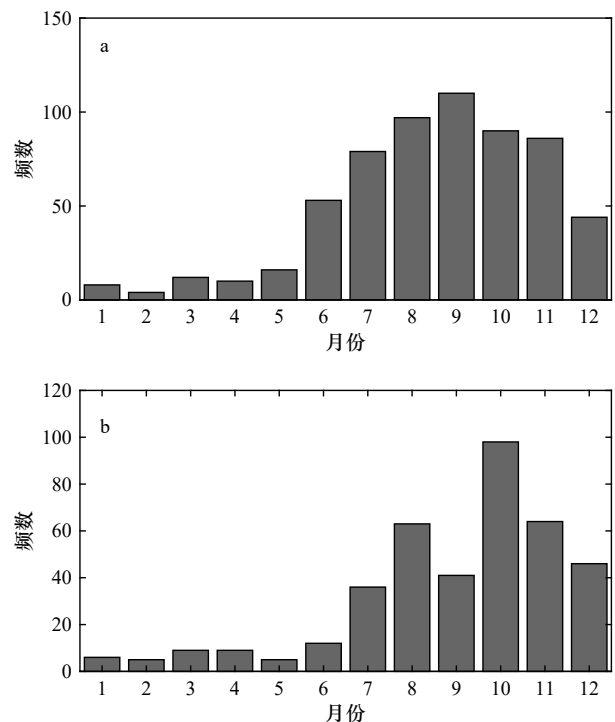


图 1 1951-2017 年期间各月路经南海热带气旋频数(a)和发生 RI 频数(b)

Fig. 1 Monthly number of tropical cyclones passing through the South China Sea (a) and RI events (b) during 1951-2017

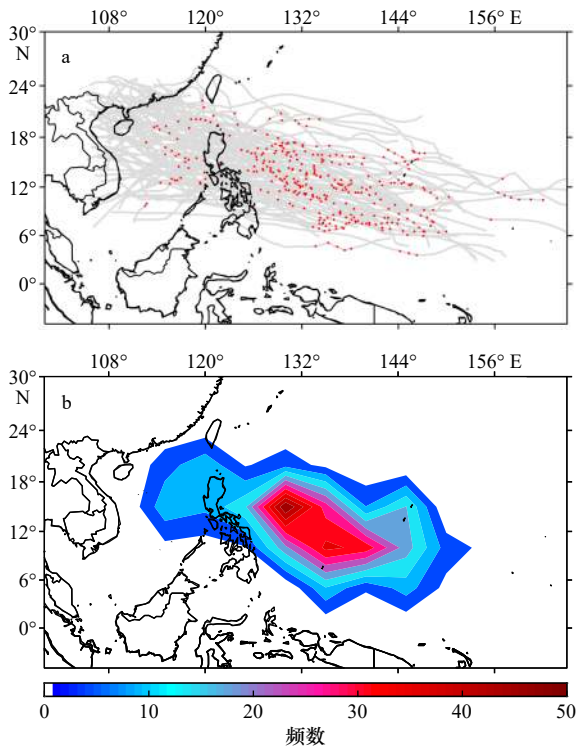


图2 1951–2017年间发生RI的路经南海热带气旋的轨迹(灰色线)(a)和RI频数在 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 网格的空间分布(b)(a中红点表示发生RI的地点)

Fig. 2 Tracks of tropical cyclones passing through the South China Sea (gray lines) with RI events (red dots) (a) and RI number in each $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ box (b) during 1951–2017

算每一年中某时间段的平均PDO指数来确定正负PDO年的思路^[31–34],并借鉴Goh和Chan^[32]的方法,通过比较某一年7–12月平均PDO指数是否比总体均值大于或小于标准差的一半,即0.34和-0.61,来判断这一年是正PDO年或负PDO年。据此,本文得到如图3所示的21个正PDO年和23个负PDO年。

图4给出了1951–2017年7–12月途经南海热带气旋的RI频数和7–12月平均PDO指数经过7年滑动平均后的时间序列。二者的相关系数达到了-0.64,

通过了置信度为99%的显著性检验。这说明PDO对途经南海热带气旋发生RI具有调制作用:在21个正PDO年中,RI频数较少,共有133次RI,年均6.33次;而在23个负PDO年中,RI频数较多,共有192次RI,年均8.35次。这一结果通过了置信度为95%的显著性检验。

图5给出了正PDO年和负PDO年的RI频数在 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 网格的空间分布。由图可以看出,在正PDO年,RI主要分布在菲律宾群岛东部和南海北部;在负PDO年,RI主要分布在菲律宾群岛东部较广的范围内,且频数明显多于正PDO年。这里定义 $16^{\circ}\sim 22^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $6^{\circ}\sim 18^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 的范围为正PDO年RI主要区域A(图5a中虚线矩形框), $4^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $122^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 的范围为负PDO年RI主要区域B(图5b中虚线矩形框)。

4.2 大尺度海洋大气变量的年代际变化对RI的影响及其与PDO的关系

前面的分析显示,途经南海的热带气旋发生RI的频数和位置与PDO位相存在明显的相关关系。下面分析引起这一现象发生的有关的大尺度海洋大气环境要素的变化特征,以及它们和PDO的关系。Gray^[35]曾指出,只有当SST不低于 26°C 时热带气旋活动才得以发展。Chan^[36]发现 $26\sim 27^{\circ}\text{C}$ 的SST可以作为热带气旋强度增大的阈值。Emanuel^[37]指出发展阶段的热带气旋下方的SST决定了它的潜在最大强度,因此SST可作为一个预测热带气旋强度的重要指标。Wada和Usui^[38]以及Potter等^[39]都指出,较高的TCHP是西北太平洋上热带气旋发生RI的条件之一。Lin等^[40]指出,TCHP高于 $60\sim 90\text{ kJ/cm}^2$ 的海域有利于热带气旋发生RI,较高的上层海洋热含量可以有效地限制热带气旋由于海水冷却而减弱强度的负反馈。Zhao等^[17–18]指出,与SST相比,较高的RHUM和TCHP对热带气旋的生成和RI有着更重要的促进作用。

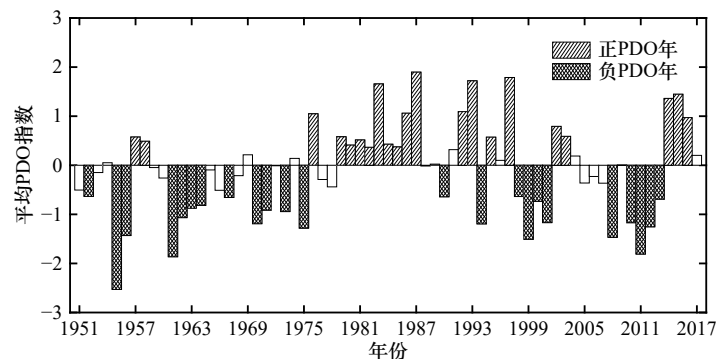


图3 1951–2017年7–12月平均PDO指数时间序列图

Fig. 3 Time series of average PDO index from July to December during 1951–2017

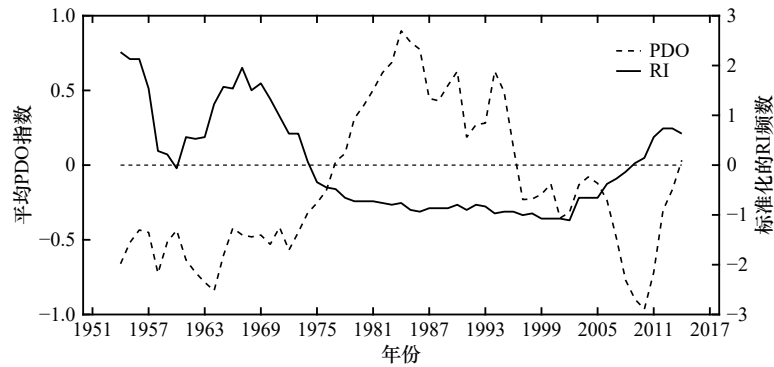


图 4 1951–2017 年 7–12 月路径南海热带气旋的 RI 频数经过 7 年滑动平均后的标准化时间序列(实线)和经过 7 年滑动平均后的 PDO 指数序列(虚线)(二者的相关系数为 -0.64)

Fig. 4 Standardized time series of RI number (solid line) of tropical cyclones passing through the South China Sea and PDO index (dashed line) both with a 7-year running mean from July through December during 1951–2017 (the correlation coefficient of the two is -0.64)

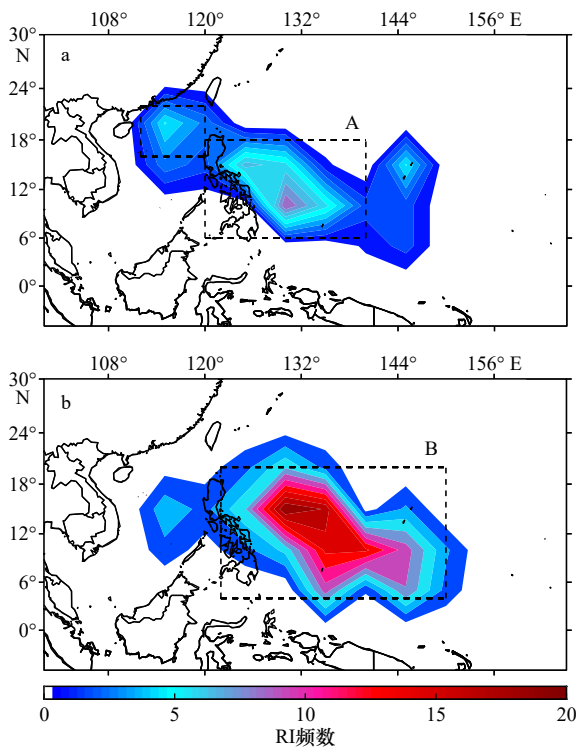


图 5 正 PDO 年(a)和负 PDO 年(b)的 RI 频数在 $5^\circ \times 5^\circ$ 网格的空间分布

Fig. 5 Total RI number in each $5^\circ \times 5^\circ$ box during 1951–2017 in positive (a) and negative (b) PDO years

用。Gray^[35,41]和 Shi 等^[42]指出弱的 VWS 是促进热带气旋加强的关键因素之一。此外, RHUM 和 SST 共同影响热带气旋及对流区的稳定性和潜在破坏力。Zheng 等^[43]的研究也表明, 高于 26°C 的 SST 和弱的 VWS 是 RI 发生的必要条件。综上, 本文考虑研究 SST、TCHP、RHUM 和 VWS 4 个大尺度海洋大气变量的年代际变化特征以及它们对路径南海热带气旋 RI 的影响。

4.2.1 SST 的年代际变化对 RI 的影响

正 PDO 年和负 PDO 年的平均 SST 和 SST 异常分布情况, 以及相应的 RI 发生位置分布如图 6 所示。为方便比较, 在图中还画出了正、负 PDO 年的 RI 主要区域 A 和区域 B。由图 6 可以发现, RI 的发生位置全部位于 26°C 等温线以南。在正 PDO 年(图 6a), SST 在赤道东太平洋呈现舌状异常暖分布, 从美国西海岸一直延伸至 150°E ; SST 在太平洋北部呈异常冷分布, 自东向西拓展至赤道西太平洋。在负 PDO 年(图 6b), SST 异常分布则近乎与正 PDO 年相反。RI 主要区域 A 在正 PDO 年全部分布在 SST 异常冷的地区且 RI 频数较少, 而在负 PDO 年 RI 主要区域 B 则总体分布在 SST 异常高的地区且 RI 频数明显增多。这说明发生 RI 地区的 SST 异常是影响 RI 频数呈现年代际变化的重要因素。

Wang 等^[15]提出了 PDO 信号调制西北太平洋热带气旋 RI 的机制, 即从季节性足迹机制 (Seasonal Footprinting Mechanism, SFM)^[44]入手, 在 PDO 冷位相期间赤道地区的低空信风增强, 这使得赤道向极地的埃克曼 (Ekman) 运输增强, 导致经向平流将暖水带入 RI 主要区域, 从而促使 RI 的发生。基于这个思路, 本文分别统计了正 PDO 和负 PDO 年 7–12 月的 850 hPa 平均风场, 并计算 850 hPa 纬向风与 PDO 指数的相关系数。图 7 给出了负 PDO 年和正 PDO 年的 850 hPa 平均风场差异和 850 hPa 纬向风与 PDO 指数的相关系数分布。由图 7a 可以看出, 负 PDO 年的 850 hPa 平均风场较正 PDO 年相比出现了明显的赤道东风异常。图 7b 显示赤道地区的 850 hPa 纬向风与 PDO 指数呈正相关且通过了置信度为 99% 的显著性检验。这同样说明在负 PDO 年赤道地区低空会出现东风异常, 与 Wang 等^[15]的结论相一致。这一结果表明, 由

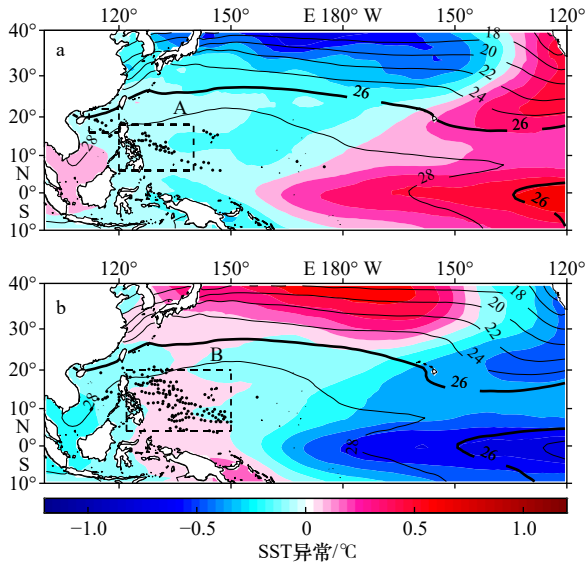


图6 正PDO年(a)和负PDO年(b)的平均SST(等值线)和SST异常(填色)

Fig. 6 Mean SST (contour) and SST anomaly (shaded) in positive (a) and negative (b) PDO years

黑点代表RI位置, 矩阵框表示RI主要区域
The black dots represent the RI location. The rectangle boxes indicate the main RI region

于PDO的调制作用, 负PDO年较之于正PDO年出现明显的赤道低空东风异常, 由此促进Ekman输运将暖水从赤道输送至RI主要区域, 使当地的SST升高, 促进了RI的发生。

4.2.2 TCHP的年代际变化对RI的影响及其与PDO的关系

较高的TCHP是促使RI发生的重要热力因子之一, TCHP也因此成为热带气旋预报中必不可少的考虑因素^[9]。图8分别给出了正PDO年和负PDO年的平均TCHP和TCHP异常分布情况, 以及相应的RI发生位置分布。同样, 在图中画出了正、负PDO年的RI主要区域A和区域B。由图8a和图8b可以看到, 发生在西北太平洋上的RI位置全部被60 kJ/cm²等值线包围。在赤道附近的TCHP异常分布与SST的异常分布结构类似。在正PDO年(图8a), TCHP在赤道东太平洋呈异常高的分布, 而在赤道西太平洋呈异常低的分布; RI主要区域A全部分布在TCHP异常低的地区且RI频数较少。在负PDO年(图8b), TCHP分布则近乎与之相反; RI主要区域B则几乎全部分布在TCHP异常高的地区且RI频数明显增多。这说明发生RI地区的TCHP异常是影响RI频数呈年代际变化的重要因素。

图9给出了TCHP与PDO指数的相关系数分布, 其分布结构与TCHP在正PDO年和负PDO年的异常

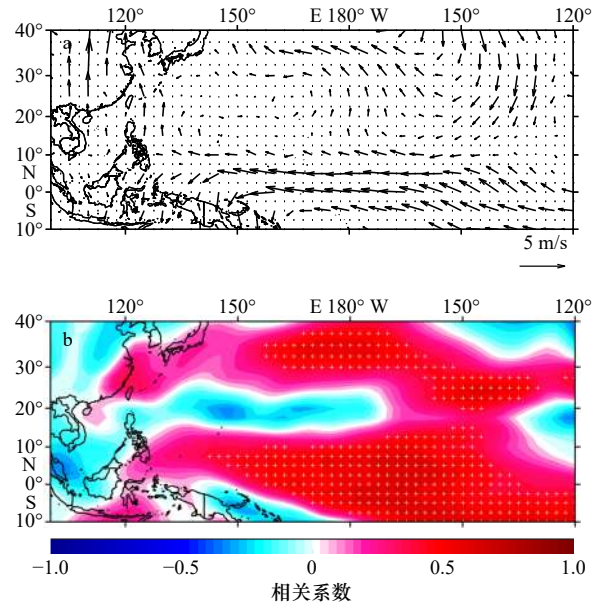


图7 负PDO年和正PDO年850 hPa平均风场差异(a)和850 hPa纬向风与PDO指数的相关系数(b)分布

Fig. 7 Difference of mean 850 hPa wind vectors between negative and positive PDO years (a) and correlation between 850 hPa wind and the PDO index (b)

图b中白点表示该位置的相关系数通过了置信度为99%的显著性检验
The white dots in b indicate those exceeding the 99% significance level

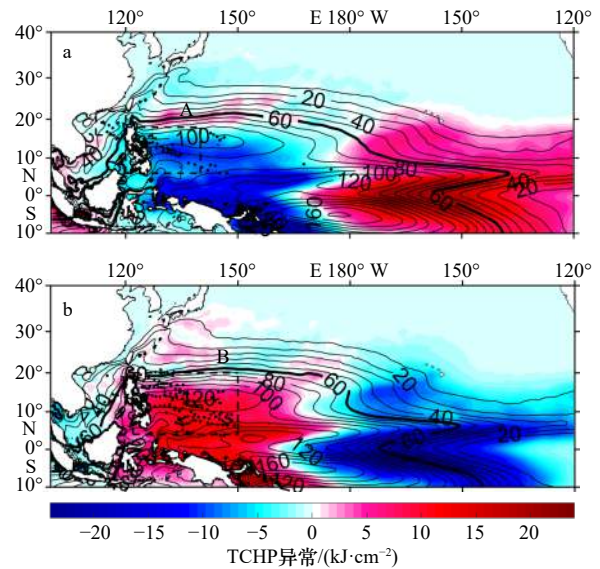


图8 正PDO年(a)和负PDO年(b)的平均TCHP(kJ/cm², 等值线)和TCHP异常(填色)

Fig. 8 Mean TCHP (kJ/cm², contour) and TCHP anomaly (shaded) in positive (a) and negative (b) PDO years

黑点代表RI位置, 矩阵框表示RI主要区域
The black dots represent the RI location. The rectangle boxes indicate the main RI region

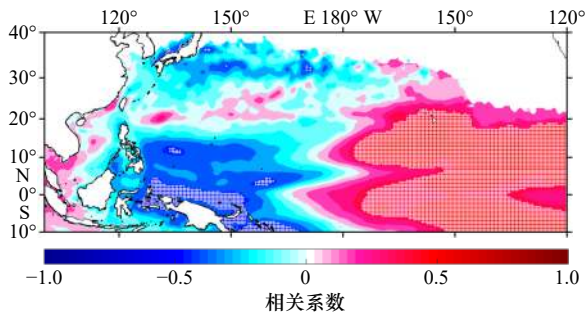


图 9 TCHP 与 PDO 指数的相关系数分布

Fig. 9 Correlation between TCHP and the PDO index

白点表示该位置的相关系数通过了置信度为 99% 的显著性检验

The white dots indicate those exceeding the 99% significance level

分布(图 8 填色)结构类似: TCHP 与 PDO 指数的正相关系数分布在赤道东太平洋, 负相关系数主要分布在赤道西太平洋。在 $0^{\circ}\sim 16^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 的范围内呈负相关的区域恰好为 RI 发生的主要区域。这说明, 在正 PDO 年, 该区域的 TCHP 异常低, 不利于当地的热带气旋发生 RI, 因此 RI 频数较少; 在负 PDO 年, 该区域的 TCHP 异常高, 有利于当地的热带气旋发生 RI, 因此 RI 频数较多。

TCHP 的变化主要与海表风场和海洋内部环境有关, Zhao 等^[17-18]分析 PDO 由暖位相转为冷位相的 1998 年前后的西北太平洋热带气旋 RI 与大尺度海洋大气要素的关系指出: PDO 冷位相期间, 热带气旋 RI 区域 SST 和 TCHP 的增高与赤道东风增强有关, 由赤道太平洋东西热力差异导致异常强的赤道东风驱使暖水向西太平洋堆积, 加深了暖水层的深度。以上结论可以由 4.2.1 节中对 850 hPa 平均风场的分析得到验证, 说明 TCHP 受到 PDO 的调制, 并影响途经南海热带气旋 RI 的年代际变化。Wang 等^[15]研究了受 PDO 调制的大尺度气候变量对西北太平洋热带气旋 RI 的影响并指出: 在 PDO 冷(暖)位相时期, 位于赤道西太平洋的 RI 主要区域的海表面压力(Sea Level Pressure, SLP)偏高(低), 导致海表面形成一个反气旋(气旋)的异常并使海水辐聚(辐散), 使得 26°C 等温线的深度增加(减小), 从而导致 TCHP 升高(降低)。Matsumura 和 Horinouchi^[45]研究太平洋对西太平洋副热带高压的年代际影响时也曾得到类似的结论。基于以上思路, 本文分别统计了正 PDO 和负 PDO 年 7-12 月的海表面平均风场, 图 10 分别给出了负 PDO 年和正 PDO 年的海表面平均风场差异和海表面纬向风和经向风与 PDO 指数的相关系数分布。由图 10a 可以看出, 与正 PDO 年相比, 负 PDO 年在

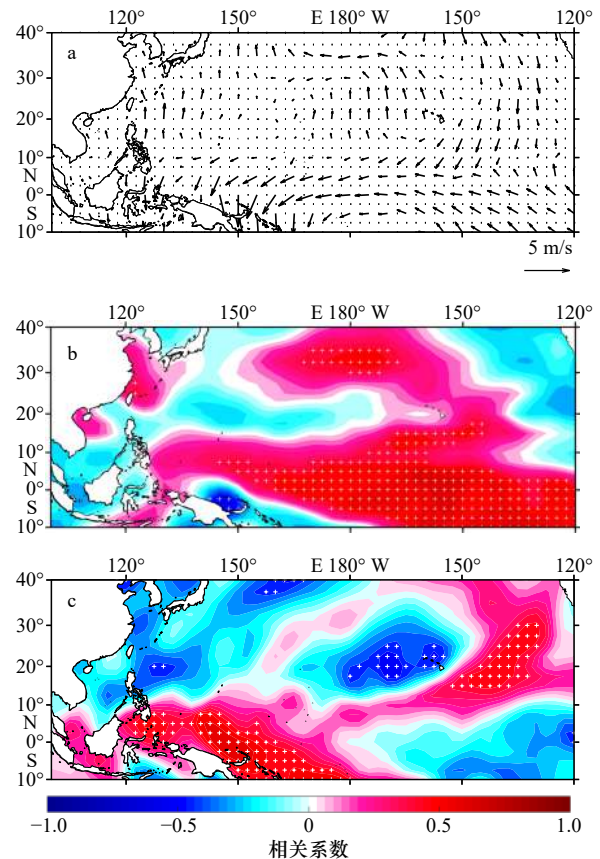


图 10 负 PDO 年和正 PDO 年海表面平均风场差异

(a) 和海表面纬向风(b)和经向风(c)与 PDO 指数的相关系数分布

Fig. 10 Difference of mean surface wind vectors between negative and positive PDO years (a) and correlation between surface zonal wind and the PDO index (b), surface meridional wind and the PDO index (c)

图 b 和 c 中白点表示该位置的相关系数通过了置信度为 99% 的显著性检验

The white dots in b and c indicate those exceeding the 99% significance level

$10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 的区域形成了反气旋的异常, 这与 Wang 等^[15]及 Matsumura 和 Horinouchi^[45]的结论基本一致。赤道西太平洋地区的海表面纬向风(图 10b)以及菲律宾群岛东北部海域的经向风(图 10c)与 PDO 指数分别呈正相关和负相关且通过了置信度为 99% 的显著性检验, 说明它们会受到 PDO 的调制作用, 在负 PDO 年途经南海热带气旋 RI 主要区域会形成反气旋异常, 使 26°C 等温线的深度增加, 导致 TCHP 增加, 从而促使 RI 的发生。

4.2.3 RHUM 的年代际变化对 RI 的影响及其与 PDO 的关系

中低对流层的 RHUM 是影响热带气旋发展的关键因素之一, 较高的 RHUM 有利于克服热带气旋发

展中对流的不利影响^[37]。图 11 分别给出了正 PDO 年和负 PDO 年的平均 RHUM 和 RHUM 异常分布情况, 以及相应的 RI 发生位置分布, 并画出了正、负 PDO 年的 RI 主要区域 A 和区域 B。由图可以看到, 在正 PDO 年(图 11a), RHUM 在赤道东太平洋和北太平洋东部呈异常高的分布, 而从北太平洋西部一直到赤道西太平洋呈异常低的分布; RI 主要区域 A 大部分分布在 RHUM 异常低的地区且 RI 频数较少, 只有小部分分布在 RHUM 异常高的南海北部。而在负 PDO 年(图 11b), RHUM 分布则近乎与正 PDO 年相反; RI 主要区域 B 则大部分分布在 RHUM 异常高的地区且 RI 频数明显增多。这说明发生 RI 地区的 RHUM 异常是影响 RI 频数呈年代际变化的重要因素。

图 12 给出了 RHUM 与 PDO 指数的相关系数分布, 其分布结构与 RHUM 在正 PDO 年和负 PDO 年的异常分布(图 11)结构类似: RHUM 与 PDO 指数的正相关系数分布在赤道东太平洋和北太平洋东部, 负相关系数分布在从北太平洋西部一直到赤道西太平洋的区域。在 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 的范围内呈负相关的区域恰好为 RI 发生的主要区域。这说明, 在正 PDO 年, 该区域的 RHUM 异常低, 不利于当地的热带气旋发生 RI, 因此 RI 频数较少; 在负 PDO 年, 该区域的 RHUM 异常高, 有利于当地的热带气旋发生 RI, 因

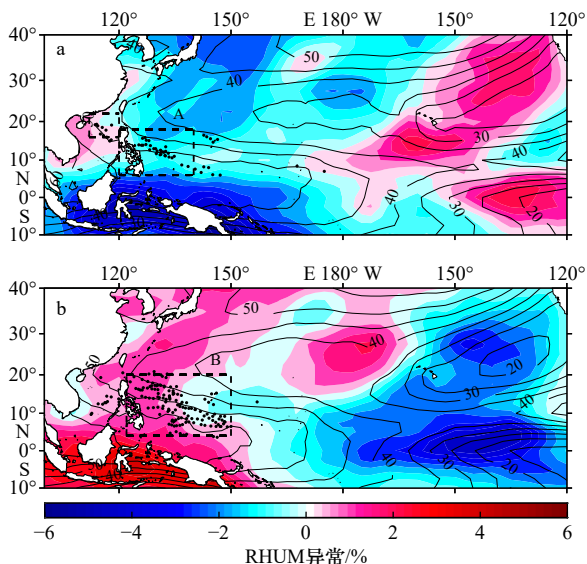


图 11 正 PDO 年(a)和负 PDO 年(b)的平均 RHUM (%)、等值线)和 RHUM 异常(填色)

Fig. 11 Mean RHUM (%), contour) and RHUM anomaly (shaded) in positive (a) and negative (b) PDO years

黑点代表 RI 位置, 矩阵框表示主要的 RI 区域

The black dots represent the RI location. The rectangle

boxes indicate the main RI region

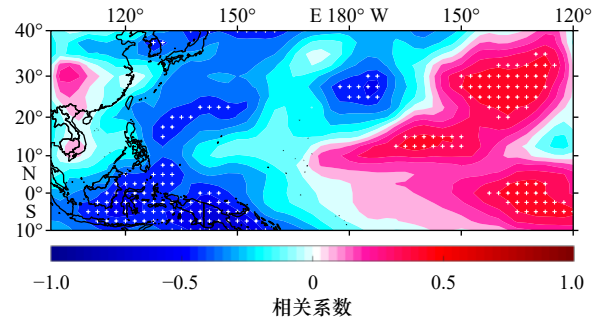


图 12 RHUM 与 PDO 指数的相关系数分布

Fig. 12 Correlation between RHUM and the PDO index

白点表示该位置的相关系数通过了置信度为 99% 的显著性检验

The white dots indicate those exceeding the 99% significance level

此 RI 频数较多。

Shu 等^[6]、Guo 和 Tan^[9] 以及 Gray^[41] 都曾指出, RHUM、SST 和 TCHP 等热力因子不是孤立的, 而是共同影响热带气旋的稳定性和潜在破坏力。事实上, 如图 6 和图 11 所示, 在 RI 主要区域的正 PDO 年和负 PDO 年的 SST 异常和 RHUM 异常具有相似的分布。基于 4.2.1 节中提到的 SFM 机制, 在负 PDO 年, 赤道地区的低空信风增强, 导致经向海水平流将暖水带入 RI 主要区域, 因此该区域的 RHUM 也随之升高。

4.2.4 VWS 的年代际变化对 RI 的影响及其与 PDO 的关系

较弱的 VWS 是促进热带气旋加强的关键因素之一。如果高低空水平风速相差过大, 热带气旋的热量会迅速平流, 不利于热带气旋的维持。正 PDO 年和负 PDO 年的平均 VWS 和 VWS 异常分布情况, 以及相应的 RI 位置分布如图 13 所示, 图中还画出了正、负 PDO 年的 RI 主要区域 A 和区域 B。由图可以看到, 在正 PDO 年(图 13a), VWS 在赤道东太平洋呈异常低的分布, 在 $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 的范围内呈异常高的分布; RI 主要区域 A 多分布在 VWS 异常弱的地区, 在 VWS 异常强的地区有少量分布, 但 RI 频数总体较少。在负 PDO 年(图 13b), VWS 的分布则近乎与正 PDO 年相反; RI 主要区域 B 在 VWS 的异常强和异常弱的地区均有分布且 RI 频数明显增多。这说明发生 RI 地区的 VWS 异常对 RI 频数呈年代际变化的影响不大。

图 14 给出了 VWS 与 PDO 指数的相关系数分布, 其分布结构与 VWS 在正 PDO 年和负 PDO 年的异常分布(图 13)结构类似: VWS 与 PDO 指数的负相关系数多分布在赤道东太平洋一直延伸至 160°E , 但在 $14^{\circ}\sim 22^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ (图中虚线矩形区域 C) 的范围内也呈负相关, 而在 $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $135^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ (图中虚线矩形区域 D) 的范围内呈正相关, 它们都是发

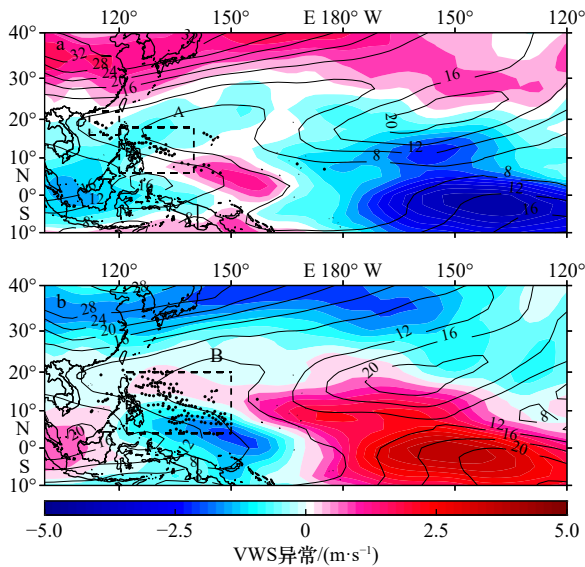


图 13 正 PDO 年(a)和负 PDO 年(b)的平均 VWS (m/s, 等值线)和 VWS 异常(填色)
Fig. 13 Mean VWS (m/s, contour) and VWS anomaly (shaded) in positive (a) and negative (b) PDO years

黑点代表 RI 位置, 矩阵框表示主要的 RI 区域
The black dots represent the RI location. The rectangle boxes indicate the main RI region

生 RI 的主要区域, 且这些地方的相关系数很少通过置信度为 99% 的显著性检验(图中白点所示)。因此可以得出: 在正 PDO 年, 区域 C 的 VWS 异常弱, 但 RI 频数相对较少; 但在负 PDO 年, RI 不仅发生在 VWS 异常弱的区域 D, 而在 VWS 异常强的区域 C 也有较多的 RI 发生。这说明虽然 PDO 对 VWS 具有调制作用, 但 VWS 对路经南海热带气旋发生 RI 在年代际尺度的影响不大。

Zhao 等^[17-18]指出, 在 PDO 冷位相期间大尺度环流异常的背景下, 较强的 VWS 导致西北太平洋热带气旋频数减少, 但是 SST、RHUM 和 TCHP 等热力因子为热带气旋 RI 提供了有利的条件, 使得热带气旋 RI 频数相对于热带气旋频数表现为增加的趋势, 这说明热力因子较之动力因子对热带气旋 RI 有着更重要的影响。综合前文的分析可以看出, 在长时间尺度上, 有利的热力因子是促使路经南海热带气旋 RI 的主导因素。此外, 路经南海的热带气旋 RI 的频数和位置分布都与西北太平洋热带气旋 RI 有很多相似之处, 关于西北太平洋热带气旋 RI 在长时间尺度上的部分研究结论可以借鉴到路经南海的热带气旋 RI 的研究中。

4.2.5 大尺度海洋大气环境要素相对重要性的统计分析

前文对大尺度海洋大气环境要素在年代际尺度

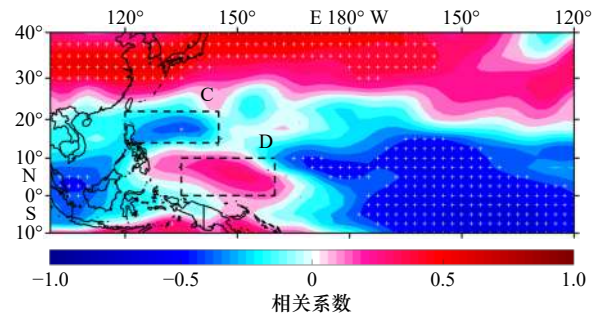


图 14 VWS 与 PDO 指数的相关系数分布

Fig. 14 Correlation between VWS and the PDO index

白点表示该位置的相关系数通过了置信度为 99% 的显著性检验, 矩阵框表示 RI 事体的相关区域

The white dots indicate those exceeding the 99% significance level. The rectangle boxes indicate the concentration regions of RI events

的分析表明: 受 PDO 调制的大尺度海洋大气热力因子如 SST、TCHP 和 RHUM 对路经南海热带气旋 RI 有较大影响, 而 VWS 对其影响不大。表 1 给出了正 PDO 年和负 PDO 年路经南海热带气旋 RI 主要区域的 SST、TCHP、RHUM 和 VWS 的平均值, 以及它们在正 PDO 年和负 PDO 年平均值的差异。正 PDO 年 RI 主要区域的 SST、TCHP 和 RHUM 平均值比负 PDO 年的低, 而正 PDO 年 RI 主要区域的 VWS 平均值比负 PDO 年的高, 这与 4.2.1 至 4.2.4 节中的分析相一致, 其中 SST 和 TCHP 平均值在正 PDO 年和负 PDO 年的差异分别通过了置信度为 95% 和 99% 的显著性检验, 而 RHUM 和 VWS 平均值的差异没有通过显著性检验。这些说明, 与正 PDO 年相比, 负 PDO 年路经南海热带气旋 RI 主要区域的 SST 和 TCHP 平均值的升高对负 PDO 年 RI 频数偏多的影响比 RHUM 平均值升高和 VWS 平均值降低对其的影响更大。

下面从多元回归分析的角度, 进一步深入地分析

表 1 RI 主要区域 SST、TCHP、RHUM 和 VWS 在正 PDO 年和负 PDO 年的平均值和差异

Table 1 Average magnitude for SST, TCHP, RHUM and VWS during positive and negative PDO years and difference for SST, TCHP, RHUM and VWS between positive and negative PDO years

要素	正PDO年	负PDO年	差异
SST/°C	28.50	28.79	-0.29*
TCHP/(kJ·cm ⁻²)	74.32	97.40	-23.08**
RHUM/%	48.06	49.34	-1.28
VWS/(m·s ⁻¹)	9.53	9.38	0.15

注: *表示差异通过了置信度为95%的显著性检验, **表示差异通过了置信度为99%的显著性检验。

这些因子对路经南海热带气旋 RI 的相对重要性。因为 SST 和 TCHP 具有很强的相关性,我们在分析时将不考虑 SST 这个因子。将 1951–2017 年期间每年的路经南海热带气旋 RI 频数和 RI 时刻及之后 24 h 路径上的 TCHP、RHUM 和 VWS 平均值的时间序列做 7 年滑动平均和归一化处理,对 RI 频数建立了如下回归模型:

$$RI = 0.4412 \times TCHP + 0.3482 \times RHUM + 0.1542 \times VWS. \quad (9)$$

该模型通过了置信度为 99% 的显著性检验,复相关系数 $R^2 = 0.31$ 。从统计回归角度来看, TCHP 对路经南海热带气旋 RI 的影响最大,而 RHUM 的影响相对较小, VWS 对 RI 影响很小。

如果只考虑在西北太平洋发生的 RI,则有如下回归模型:

$$RI = 0.5696 \times TCHP + 0.2605 \times RHUM + 0.1166 \times VWS. \quad (10)$$

该模型通过了置信度为 99% 的显著性检验,复相关系数 $R^2 = 0.43$ 。回归分析结果显示, TCHP 对西北太平洋热带气旋 RI 的影响最大,而 RHUM 的影响相对较小, VWS 对 RI 影响很小。

因为发生在南海的 RI 频数相对较少,因此回归模型没有通过显著性检验。

热带气旋 RI 是一个复杂的海气耦合作用的过程,除了本文分析讨论的大尺度海洋大气变量外,影响 RI 的因素还有很多。Yan 等^[5]指出,当热带气旋与季风旋涡相互作用时,热带气旋的外围尺度变大,发展变慢,不利于 RI 的发生。Lin 和 Qian^[7]指出,热带气旋 RI 通常与从眼壁云顶部向平流层剧烈升温的速率有关,平流层下沉气流参与了热带气旋 RI。Chih 和 Wu^[8]指出, RI 期间热带气旋的强度增加对 SST 不敏感,且在低纬度地区沿热带气旋路径的 TCHP 降低比 SST 更显著。因此,本研究基于统计回归分析得到的结论还需要有动力学研究方面的支撑(比如基于耦合模式的模拟结果)才更加可靠,这些工作需在后续的研究中进一步深入开展。

5 结论

利用中国气象局热带气旋资料中心最佳路径数据集、NCAR/NCEP 大气再分析数据集和国家海洋信息中心的 CORA 海洋再分析数据集,研究了路经南海的热带气旋 RI 事件的年代际变化。在 1951–2017 年期间,路经南海热带气旋主要发生在 6–12 月,占全年的 91.8%,其中发生 RI 的热带气旋集中在 7–12 月,占全年的 88.3%。1951–2017 年 7–12 月路经南海热带气旋 RI 频数与平均 PDO 指数的相关系数达到了

-0.64,通过了置信度为 99% 的显著性检验,说明 PDO 对路经南海热带气旋发生 RI 起着调制作用:在 PDO 正位相时期 RI 频数较少,在 PDO 负位相时期 RI 频数较多。在正 PDO 年,共有 133 次 RI,年均 6.33 次,主要分布在菲律宾群岛东部和南海北部;在负 PDO 年,共有 192 次 RI,年均 8.35 次,频数明显多于正 PDO 年,主要分布在菲律宾群岛东部的大范围区域。

通过分别比较正 PDO 年和负 PDO 年的 7–12 月 SST、TCHP、RHUM 和 VWS 距平异常的分布及其与 RI 发生位置分布的关系,说明发生 RI 区域的 SST、TCHP 和 RHUM 异常是影响 RI 频数呈年代际变化,即 PDO 指数与 RI 频数呈负相关的重要因素;这些海洋大气变量受到 PDO 信号的调制作用,且其相关系数分布与它们的气候态分布有很好的对应关系,都对 RI 的发生有着重要的影响。具体表现为:在正 PDO 年, RI 全部分布在 SST、TCHP 与 PDO 呈负相关的地区,大部分分布在 RHUM、VWS 与 PDO 呈负相关的地区,且 RI 频数较少;在负 PDO 年, RI 绝大多数分布在 SST、TCHP 与 PDO 呈正相关的地区,大部分分布在 RHUM 在与 PDO 呈正相关的地区,且 RI 频数明显增多,但 RI 在 VWS 与 PDO 呈正负相关的地区都有较多发生。

综上所述,路经南海热带气旋 RI 在频数和位置上表现出年代际变化,这种年代际变化与 PDO 有关, RI 频数与 PDO 指数呈负相关。PDO 信号作为具有年代尺度生命史的太平洋变率,对南海和赤道太平洋 SST、TCHP 和 RHUM 等大尺度海洋大气变量具有调制作用,进而影响路经南海热带气旋 RI 在年代际尺度上的变化。可能的物理解释为:基于季节性足迹机制(SFM),在 PDO 冷位相期间赤道地区的低空东信风增强,使得赤道向极的 Ekman 输运增强,导致经向平流将暖水带入 RI 主要区域,与此同时该区域的 RHUM 也随之升高。此外,在 PDO 冷位相期间 RI 主要区域会形成反气旋异常,使得 26°C 等温线的深度增加,导致 TCHP 增加,这些因素共同促使路经南海热带气旋 RI 的发生。虽然 PDO 对 VWS 具有调制作用,但 VWS 对路经南海的热带气旋发生 RI 在年代际尺度上的影响不大。多元线性回归分析显示 TCHP 对路经南海热带气旋 RI 频数的年代际变化影响最大,而 RHUM 的影响相对较小, VWS 的影响很小。基于回归分析得到的结论还需要有动力学研究方面的支撑(比如基于耦合模式的模拟结果)才更加可靠,这些工作需在后续的研究中进一步深入开展。

参考文献:

- [1] 周磊, 陈大可, 雷小途, 等. 海洋与台风相互作用研究进展[J]. *科学通报*, 2019, 64(1): 60–72.
Zhou Lei, Chen Dake, Lei Xiaotu, et al. Progress and perspective on interactions between ocean and typhoon[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2019, 64(1): 60–72.
- [2] Wang Chunzai, Wang Xidong, Weisberg R H, et al. Variability of tropical cyclone rapid intensification in the North Atlantic and its relationship with climate variations[J]. *Climate Dynamics*, 2017, 49(11/12): 3627–3645.
- [3] Kaplan J, Demaria M. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic Basin[J]. *Weather and Forecasting*, 2003, 18(6): 1093–1108.
- [4] Kieu C, Tallapragada V, Hogsett W. Vertical structure of tropical cyclones at onset of the rapid intensification in the HWRF model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(9): 3298–3306.
- [5] Yan Ziyu, Ge Xuyang, Peng Melinda, et al. Does monsoon gyre always favour tropical cyclone rapid intensification?[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2019, 145(723): 2685–2697.
- [6] Shu Shoujuan, Ming Jie, Chi Peng. Large-scale characteristics and probability of rapidly intensifying tropical cyclones in the Western North Pacific Basin[J]. *Weather and Forecasting*, 2012, 27(2): 411–423.
- [7] Lin Jialin, Qian Taotao. Rapid intensification of tropical cyclones observed by AMSU satellites[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(12): 7054–7062.
- [8] Chih C H, Wu C C. Exploratory analysis of upper-ocean heat content and sea surface temperature underlying tropical cyclone rapid intensification in the Western North Pacific[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(3): 1031–1050.
- [9] Guo Yipeng, Tan Zhemin. Westward migration of tropical cyclone rapid-intensification over the Northwestern Pacific during short duration El Niño[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 1507–1516.
- [10] Benedetto K M, Trepanier J C. Climatology and spatiotemporal analysis of North Atlantic rapidly intensifying hurricanes (1851–2017)[J]. *Atmosphere*, 2020, 11(3): 291–313.
- [11] Mantua N J, Hare S R, Zhang Yuan, et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1997, 78(6): 1069–1079.
- [12] 李辑, 李菲, 林蓉, 等. 东亚盛夏北上转向台风年代际变化及与PDO的关系[J]. *热带气象学报*, 2011, 27(5): 731–737.
Li Ji, Li Fei, Lin Rong, et al. Interdecadal variations of midsummer northward-going typhoons over east Asia and the relationships with Pacific decadal oscillation[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2011, 27(5): 731–737.
- [13] 何鹏程, 江静. PDO对西北太平洋热带气旋活动与大尺度环流关系的影响[J]. *气象科学*, 2011, 31(3): 266–273.
He Pengcheng, Jiang Jing. Effect of PDO on the relationships between large scale circulation and tropical cyclone activity over the western North Pacific[J]. *Scientia Meteorologica Sinica*, 2011, 31(3): 266–273.
- [14] 陆晓婕, 董昌明, 李刚. 1951–2015年进入东海的台风频数及登陆点的变化[J]. *大气科学学报*, 2018, 41(4): 433–440.
Lu Xiaojie, Dong Changming, Li Gang. Variations of typhoon frequency and landfall position in East China Sea from 1951 to 2015[J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*, 2018, 41(4): 433–440.
- [15] Wang Xidong, Wang Chunzai, Zhang Liping, et al. Multidecadal variability of tropical cyclone rapid intensification in the western North Pacific[J]. *Journal of Climate*, 2015, 28(9): 3806–3820.
- [16] Wang Xidong, Liu Hailong. PDO modulation of ENSO effect on tropical cyclone rapid intensification in the western North Pacific[J]. *Climate Dynamics*, 2016, 46(1/2): 15–28.
- [17] Zhao Haikun, Duan Xingyi, Raga G B, et al. Changes in characteristics of rapidly intensifying western North Pacific tropical cyclones related to climate regime shifts[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(19): 8163–8179.
- [18] Zhao Haikun, Wang Chunzai. On the relationship between ENSO and tropical cyclones in the western North Pacific during the boreal summer[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 52(1/2): 275–288.
- [19] 张亚杰, 陈升宇, 吴慧, 等. 对南海不同区域热带气旋气候特征的分析[J]. *海南大学学报(自然科学版)*, 2017, 35(1): 44–53.
Zhang Yajie, Chen Shengbei, Wu Hui, et al. Climatic characteristics of tropical cyclones entering the different regions of the South China Sea[J]. *Natural Science Journal of Hainan University*, 2017, 35(1): 44–53.
- [20] Sun Jingru, Xu Fanghua, Oey L Y, et al. Monthly variability of Luzon Strait tropical cyclone intensification over the northern South China Sea in recent decades[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 52(5/6): 3631–3642.
- [21] 廖菲, 李文婷, 张子然, 等. 1949–2017年南海海域热带气旋强度和路径快速变化统计特征[J]. *海洋学报*, 2019, 41(9): 126–135.
Liao Fei, Li Wenting, Zhang Ziran, et al. Analysis of rapid changes of tropical cyclones over the South China Sea for 1949–2017[J]. *Haiyang Xuebao*, 2019, 41(9): 126–135.
- [22] 朱晓金, 陈联寿. 我国近海热带气旋迅速加强活动特征及其与ENSO的关系[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 2011, 47(1): 52–58.
Zhu Xiaojin, Chen Lianshou. Climatological characteristics of rapidly intensifying tropical cyclone over the coastal waters of China and the relationship with ENSO[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2011, 47(1): 52–58.
- [23] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, 77(3): 437–472.

- [24] Han Guijun, Li Wei, Zhang Xuefeng, et al. A new version of regional ocean reanalysis for coastal waters of China and adjacent seas[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2013, 30(4): 974–982.
- [25] Leipper D F, Volgenau D, Navy U S. Hurricane heat potential of the Gulf of Mexico[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1972, 2(3): 218–224.
- [26] Wang B, Zhou X. Climate variation and prediction of rapid intensification in tropical cyclones in the western North Pacific[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2008, 99(1/2): 1–16.
- [27] Medhaug I, Furevik T. North Atlantic 20th century multidecadal variability in coupled climate models: Sea surface temperature and ocean overturning circulation[J]. *Ocean Science Discussions*, 2011, 8(1): 353–396.
- [28] Wang Chunzai, Dong Shenfu, Evan A T, et al. Multidecadal covariability of North Atlantic sea surface temperature, African dust, Sahel rainfall, and Atlantic hurricanes[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(15): 5404–5415.
- [29] 杨修群, 朱益民, 谢倩, 等. 太平洋年代际振荡的研究进展[J]. *大气科学*, 2004, 28(6): 979–992.
Yang Xiuqun, Zhu Yimin, Xie Qian, et al. Advances in studies of Pacific Decadal Oscillation[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2004, 28(6): 979–992.
- [30] Newman M, Alexander M A, Ault T R, et al. The Pacific decadal oscillation, revisited[J]. *Journal of Climate*, 2016, 29(12): 4399–4427.
- [31] Mantua N J, Hare S R. The Pacific decadal oscillation[J]. *Journal of Oceanography*, 2002, 58(1): 35–44.
- [32] Goh A Z C, Chan J C L. Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity in the South China Sea[J]. *International Journal of Climatology*, 2010, 30(6): 827–843.
- [33] Liu K S, Chan J C L. Inactive period of western North Pacific tropical cyclone activity in 1998–2011[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(8): 2614–2630.
- [34] Choi J W, Kim H D. Negative relationship between Korea landfalling tropical cyclone activity and Pacific decadal oscillation[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2019, 8: 101100.
- [35] Gray W M. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over tropical oceans*[C]//Shaw D B. *Meteorology over the Tropical Oceans*. Bracknell: James Glaisher House, 1979: 155–218.
- [36] Chan J C. Comment on “Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment” [J]. *Science*, 2006, 311(5768): 1713b.
- [37] Emanuel K A. Thermodynamic control of hurricane intensity[J]. *Nature*, 1999, 401(6754): 665–669.
- [38] Wada A, Usui N. Importance of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity and intensification in the western North Pacific[J]. *Journal of Oceanography*, 2007, 63(3): 427–447.
- [39] Potter H, Dimarco S F, Knap A H. Tropical cyclone heat potential and the rapid intensification of hurricane Harvey in the Texas Bight[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(4): 2440–2451.
- [40] Lin I I, Wu C C, Emanuel K A, et al. The interaction of supertyphoon Maemi (2003) with a warm ocean eddy[J]. *Monthly Weather Review*, 2005, 133(9): 2635–2649.
- [41] Gray W. Environmental influences on tropical cyclones[J]. *Australian Meteorological Magazine*, 1988, 36: 127–139.
- [42] Shi Donglei, Ge Xuyang, Peng Melinda, et al. Characterization of tropical cyclone rapid intensification under two types of El Niño events in the western North Pacific[J]. *International Journal of Climatology*, 2020, 40(4): 2359–2372.
- [43] Zheng Feng, Yue Caijun, Chen Peiyan, et al. Effects of SST, VWS, and DCC upon rapid intensification of off-shore typhoons in China Seas[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2019, 25(1): 13–25.
- [44] Bond N A, Harrison D E. The Pacific decadal oscillation, air-sea interaction and central North Pacific winter atmospheric regimes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(5): 731–734.
- [45] Matsumura S, Horinouchi T. Pacific ocean decadal forcing of long-term changes in the western Pacific subtropical high[J]. *Scientific Reports*, 2016, 6(1): 37765.

Multidecadal variability of rapid intensification of tropical cyclones passing through the South China Sea

Cao Lige¹, Wang Xidong², Li Wei¹, Han Guijun¹, Wu Xiaobo¹

(1. *School of Marine Science and Technology, Tianjin University, Tianjin 300072, China*; 2. *College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China*)

Abstract: Multidecadal variability of rapid intensification of tropical cyclones passing through the South China Sea (SCS) is investigated using the best track data set of tropical cyclones archived at the China Meteorological Administration, the National Center for Atmospheric Research/National Center for Environmental Prediction atmospheric reanalysis data set, and the China Ocean Reanalysis oceanic reanalysis data set from the National Marine Data and Information Service. During 1951–2017, tropical cyclones passing through the SCS are occurred concentratedly from June through December, among which the tropical cyclones with rapid intensification (RI) are concentrated from July through December. RI events have shown multidecadal variability, which is significantly correlated with the Pacific Decadal Oscillation (PDO). In positive PDO years, RI events, with relatively low frequency, mainly distribute in Eastern Philippines and north of the SCS, while in negative PDO years, RI events, with relatively high frequency, mainly distribute in a large area of eastern Philippines. The multidecadal variation of RI of tropical cyclones passing through the SCS is related to large-scale oceanic and atmospheric variables modulated by PDO. Regression analysis shows that tropical cyclone heat potential has the greatest effect on the multidecadal variation of RI, while relative humidity has a relatively small effect and the effect of vertical wind shear is smaller.

Key words: tropical cyclones; rapid intensification; Pacific decadal oscillation; South China Sea