

南海民都洛岛西南暖池的季节变化研究*

周一铭¹ 孙瑞立² 李培良^{1,2} 翟方国³ 刘聪²

(1. 浙江大学海洋学院 浙江舟山 316021; 2. 浙江大学海南研究院 海南三亚 572025;
3. 中国海洋大学海洋与大气学院 山东青岛 266100)

摘要 南海暖池作为影响我国东南部地区气候变化的重要因素,研究其多时间尺度变化特征及动力机制对于更加准确预报我国天气变化具有重要意义。结合海表面温度卫星观测资料和海表面再分析数据,识别和研究了南海民都洛岛西南暖池的季节变化特征,并利用数值模式探讨了其强迫机制。暖池位于民都洛岛西南方向约 100 km 范围内,中心位置在 120.5°E, 12.5°N。暖池整个季节变化过程可分为发展期(10~11 月)、成熟期(12~2 月)、衰退期(3~5 月)、消失期(6~9 月)4 个阶段: 11 月份暖池与南北两侧冷水温差达到 0.5 °C,暖池结构初步形成; 2 月份温差达到 1.1 °C (南侧)和 0.7 °C (北侧),暖池最强; 3 月份暖池开始衰退,到 6 月份完全消失。进一步研究表明,该暖池的形成与地形引起的民都洛岛附近海域潜热通量的空间差异有关: 冬季盛行的东北季风被民都洛岛上的高海拔山脉阻挡,在民都洛岛西南背风侧形成低风速区,而在南北两侧形成风激流(风速极大值区)。风速的空间差异引起了海表面潜热通量的差异,导致民都洛岛背风侧的潜热通量较周围海域要小,海表面温度较周围海域要高,从而导致了暖池的形成。

关键词 南海; 民都洛岛; 暖池; 季节变化

中图分类号 P731.11 **doi:** 10.11693/hyhz20230200037

南海是西北太平洋最大的半封闭边缘海,其西侧和北侧与亚洲大陆相接,自东北至西南依次主要被台湾岛、菲律宾群岛、巴拉望岛、加里曼丹岛、苏门答腊岛和马来半岛包围,并主要通过台湾海峡、吕宋海峡、卡里马塔海峡、巴拉望海峡、马六甲海峡与其他大洋相连接。南海处于东亚季风区,在夏季,盛行西南季风,南海北部和南部分别呈现为气旋式环流和反气旋式环流;在冬季,盛行的东北季风导致整个南海海盆呈现气旋式环流。南海除了海盆、次海盆尺度环流外还分布着众多中尺度涡。东亚季风、大尺度环流、中尺度涡与地形等因素相互作用,会通过潜热通量、热平流等作用,显著影响着南海海表面温度的空间分布,导致南海海表面温度呈现出显著的大尺度特征和局地特征。

南海暖池,一般是指海表面温度不低于 28 °C 的水体(何有海等, 1997),是南海海表面温度空间分布的显著特征之一。高温的暖池上空大气对流运动强烈,大气潮湿、多云,海气相互作用强烈,所以暖池的范围、强度和位置的变化将影响海气界面通量及其上的大气对流,进而影响南海水汽和热量输送、云量、长短波辐射甚至大气环流的变化。暖池中高温的水体是台风重要的能量来源,能够加强台风(伊炳祺等, 2008; Sun *et al*, 2016; 韦美闹等, 2021)。因此研究南海暖池具有重要的科学意义。

Chu 等(1997)通过对美国海军 1966 年海洋观测资料的分析,发现并研究了春季南海中东部的暖池,首次提出南海暖池的概念。他们认为这是在副热带高压控制下,太阳辐射的增加和负风应力旋度作用下

* 三亚崖州湾科技城管理局 2022 年度科技计划项目, SKJC-2022-01-001 号; 三亚崖州湾科技城科技专项资助, SCKJ-JYRC-2022-47 号; 海南省自然科学基金, 121MS062 号; 舟山科学计划项目, 2022C81010 号; 浙江省重点研发计划, 2020C03012 号; 浙江省科技创新领军人才项目, 2019R52045 号。周一铭, 硕士研究生, E-mail: 22034112@zju.edu.cn

通信作者: 孙瑞立, 副研究员, E-mail: sunruili2007@126.com; 李培良, 博士生导师, 教授, E-mail: lipeiiliang@zju.edu.cn
收稿日期: 2023-02-22, 收修改稿日期: 2023-04-06

的上层海水辐合造成的。早期研究(何有海等, 1997, 1999)主要是基于观测和模式对其空间结构和季节变化特征进行探讨。贾英来等(2000)和 Liu 等(2002)将南海暖水季节变化过程概括为发展、维持、退缩和消失 4 个阶段, 同时指出发展阶段局部加热是南海暖池范围和厚度增长的主导因素。Qu (2001)通过历史观测资料证实了春季暖池的存在, 同时基于混合层热收支方程定性描述了海表面净热通量、风场、混合层深度以及卷挟速度在暖池各阶段所起的作用。他的分析表明虽然表面净热通量项在海表面温度的年际变化中占主导作用, 但是海洋动力过程是不可忽略的。Wang 等(2006)通过热收支方程进一步量化分析给出了净热通量和海洋动力过程在春季暖池形成过程中的贡献比例。同时也指出伴随着西南季风的爆发, 海洋动力过程的降温作用会克服表面热辐射带来的升温作用。

随着数据时间跨度的不断增加和空间分辨率的不断提高, 南海暖池的局部特征也逐渐被发现和研究。姜霞等(2006)和 Liu 等(2009)通过高分辨率数据

确认了菲律宾岛西侧春季暖池(高于 $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的高温水体)的存在, 提出菲律宾岛在冬季和早春对东北季风的阻隔作用是吕宋暖水形成的主要原因。Li 等(2012)和 Li 等(2014)发现由于冬季东北季风受高海拔山脉地形的阻挡, 在海南岛西南侧及泰国湾内各存在一个冬季暖池。两个暖池均有年际变化, 在厄尔尼诺(拉尼娜)年时, 东北季风减弱(增强), 海表面潜热通量减少(增多), 导致暖池中心的温度相应升高(降低)。

由于南海暖池的重要性, 前人对南海暖池时空变化特征及其动力机制做了系统的研究。受岛屿地形影响, 南海海表面温度空间分布的局地特征显著, 近期我们用 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 的 OISST 卫星观测数据, 重新检查了南海海盆东侧的海表面温度分布, 发现在民都洛岛西南侧存在一个被冷水包围的冬季暖池(图 1b), 其空间分布特征、季节变化及强迫机制尚不清楚。我们将在本文中对其展开研究, 论文的结构如下: 第一部分简要介绍数据和方法; 第二部分描述民都洛岛西南暖池的季节变化特征和进行强迫机制分析; 第三部分总结本文研究成果。

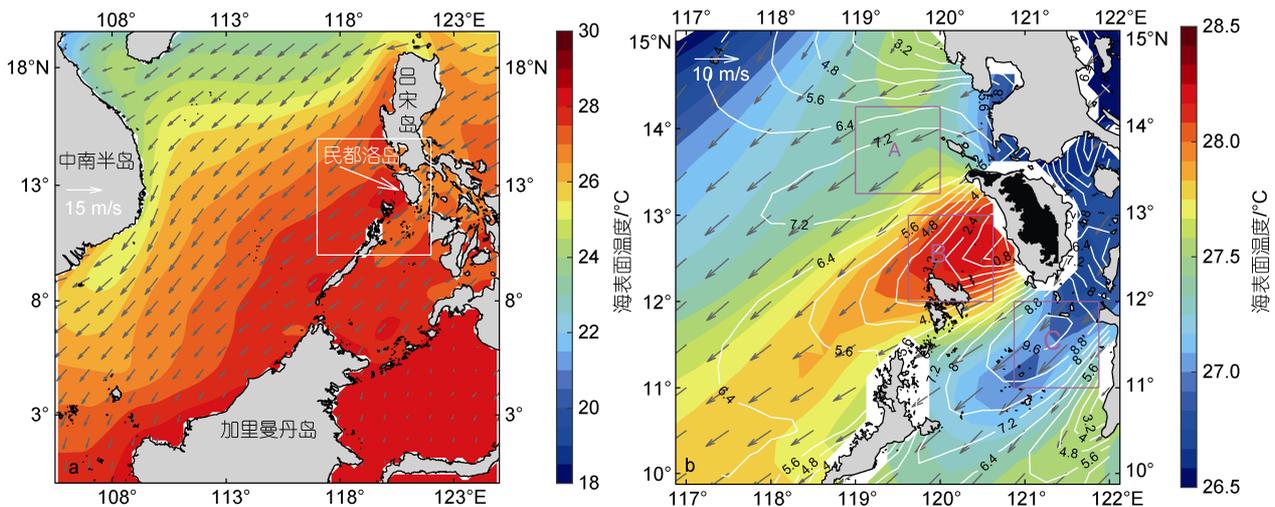


图 1 南海气候态冬季季节平均的海表面温度和海表面风场(a)和民都洛岛邻近海域气候态冬季季节平均的海表面温度和海表面风场(b)

Fig.1 Winter climatological sea surface temperature (SST) and sea surface wind vectors in the South China Sea (a) and winter climatological SST, sea surface wind vectors and wind speed (contours at 0.8 m/s intervals) around the Mindoro Island (b)

注: a 中白色方框表示本文研究区域, 空间范围覆盖 $117^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$; b 中等值线表示风速大小, 等值线间隔 0.8 m/s ; 黑色阴影表示陆地海拔在 300 m 以上的区域; 紫色方框 B($119.625^{\circ}\sim 120.625^{\circ}\text{E}$, $12^{\circ}\sim 13^{\circ}\text{N}$)表示暖池区域, A($119^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $13.25^{\circ}\sim 14.25^{\circ}\text{N}$)和 C($120.875^{\circ}\sim 121.875^{\circ}\text{E}$, $11^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{N}$)表示南北两侧冷水区域; b 中沿岸空白区域为遥感数据缺失所致, 图 2、图 4 同

1 数据与方法

1.1 数据

海表面温度(sea surface temperature, SST)数据是美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and

Atmospheric Administration, NOAA)发布的 2.1 版本的最优插值海表面温度数据(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, OISST v2.1)。该数据是高级甚高分辨率辐射计(Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR)得到的 SST 数据, 经过船测、浮

标、Argo 等现场观测数据校正后, 利用最优插值法得到的日平均资料。时间分辨率 1 d, 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 时间跨度为 1981 年 9 月 1 日至今。本文所用时间范围为 1981 年 9 月至 2021 年 12 月(Huang *et al.*, 2021)。下载地址: <https://www.ncei.noaa.gov/data/sea-surface-temperature-optimum-interpolation/v2.1/access/avhrr/>。

本文利用欧洲中期天气预报中心第五代再分析数据集(ECMWF Reanalysis v5, ERA5)中的大气变量数据去描述和模拟大气过程(Chen *et al.*, 2022)。变量包括海表面 10 m 处的纬向风速和经向风速、净短波辐射、净长波辐射、潜热通量、感热通量和总降雨量数据, 时间分辨率为 1 d, 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 时间跨度为 1979 年 1 月 1 日至今, 本文所用时间范围为 1982 年 1 月至 2021 年 12 月。下载地址: <https://cds.climate.copernicus.eu>。

气候态月平均温度、盐度数据来自美国海军通用数字环境模式第三代产品(GDEM-Version 3.0), 该数据集是美国海军研究实验室通过对 MOODS (Master Oceanographic Observational Data Set)中的温度, 盐度剖面观测数据提取、插值后得到的全球气候态月平均全深度的网格化产品(Li *et al.*, 2012, 2014)。空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 下载地址: <http://www.nrl.navy.mil>。

地转流数据是由哥白尼海洋环境监测服务(Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS)提供。数据集由处理系统生成, 包括许多高度计的数据: Sentinel-3A/B, Jason-3, HY-2A, Jason-1, Topex/ Poseidon, Envisat, GFO 和 ERS-1/2。它提供了一个全球覆盖范围和区域产品, 具有空间分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 时间分辨率为 1 d, 时间跨度为从 1993 年至今, 本文使用时间范围为 1993 年 1 月至 2020 年 6 月。CMEMS 包括两类产品: 近实时产品和延时产品。延时产品提供了一个均质化, 相互校准, 长时间高精度高度计数据(Sun *et al.*, 2020)。本文选择了延时产品。下载地址: <http://marine.copernicus.eu/>。

地形数据来自于海图数据校正后的美国国家海洋和大气管理局的 ETOPO1 全球地形起伏模型(Amante *et al.*, 2009)。空间分辨率为 $0.0167^\circ \times 0.0167^\circ$, 下载地址: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>。

1.2 方法

本文采用混合层热收支方程和一维混合层模式(Price-Weller-Pinkel Upper Ocean Model, PWP; Price

et al., 1986)研究暖池的强迫机制。混合层热收支方程:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_0 - q_d}{\rho C_p h_m} - \mathbf{u}_e \cdot \nabla T - \mathbf{u}_g \cdot \nabla T - \frac{W_{ent}(T - T_d)}{h_m} + \text{RES}, \quad (1)$$

式中, T 是混合层温度, 本文中使用海表面温度近似代替, t 是时间, $\partial T / \partial t$ 计算采用本月减去上一个月气候态月平均温度; h_m 是混合层深度, 本文混合层定义为 45 m (Xiao *et al.*, 2019; Chen *et al.*, 2022); Q_0 是海表面辐射净热通量, ρ 是海水密度 1025 kg/m^3 , C_p 是海水比热容 $4000 \text{ J}/(\text{C} \cdot \text{kg})$, \mathbf{u}_e 和 \mathbf{u}_g 分别是埃克曼流和地转流流速矢量, W_{ent} 是混合层卷挟速度, T_d 是混合层下方 5 m 处的海水温度, RES 表示余项, 其中包括了混合、扩散以及计算中的误差。 q_d 是穿透混合层的辐射通量, 计算采用经验公式(Paulson *et al.*, 1977):

$$q_d = Q_0 [R e^{h_m/r_1} + (1-R) e^{h_m/r_2}], \quad (2)$$

式中, Q_0 是海表面辐射净热通量, 系数 R , r_1 和 r_2 分别选择为 0.58, 0.35 和 23。

热收支方程中的卷挟速度 W_{ent} 可以用下面式子确定(Qu, 2001)⁶⁹⁵⁰:

$$W_{ent} = \frac{\partial h_m}{\partial t} + w_{mb} + \mathbf{U} \cdot \nabla h_m, \text{ 如果 } \frac{\partial h_m}{\partial t} + w_{mb} + \mathbf{U} \cdot \nabla h_m > 0, \quad (3)$$

$$W_{ent} = 0, \text{ 其他情况,} \quad (4)$$

式中, $\partial h_m / \partial t$ 表示混合层加深速度, w_{mb} 是混合层底水团速度, $\mathbf{U} \cdot \nabla h_m$ 表示混合层以下水团的水平对流(Williams, 1989)。南海由于混合层较浅, 混合层底的垂直速度一般由埃克曼抽吸作用占主导(Qu, 2001)⁶⁹⁵¹。

在本文中, 混合层热收支方程(1)中等号左侧项被称为温度趋势项, 右侧 5 项分别被称为净热通量项, 埃克曼热对流项, 地转热对流项, 垂向卷挟项及余项。所有这些项将利用气候态月平均数据进行计算。

PWP 混合层模式是一维整体混合层模式, 混合层内各种变量(水平流速、温度、盐度等)都是充分混合的, 而混合层与深层之间的水平流速、温度、盐度是不连续的。混合层的判定满足三重标准: 1、静力稳定。任何的静力不稳定性立即通过附近网格的混合来消除, 直至整个剖面满足静力稳定; 2、为了模拟混合层底部的卷入和卷出, 混合层底部的混合过程通过整体 Richardson 数(R_b)来控制; 3、为了消除混合层底与下层水体之间的巨大的速度梯度, 通过设置梯度 Richardson 数(R_g), 在混合层和下层水体之间形成一

个有限深度的转换层。

PWP 模式中使用的一维温度、盐度和动量方程如下:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{l} \left(\frac{Q}{\rho_r C_p} + \delta T \frac{\partial h}{\partial t} \right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{l} \left(S(E-P) + \delta S \frac{\partial h}{\partial t} \right), \quad (6)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -f \times V + \frac{1}{l} \left(\frac{\tau}{\rho} + \delta V \frac{\partial h}{\partial t} \right), \quad (7)$$

式中, T, S, V 分别是混合层温度, 盐度, 水平速度; Q 是净海气热通量(长波辐射、短波辐射、潜热通量、感热通量之和); ρ_r 是参考密度(1025 kg/m^3); C_p 是海水热容量; $\delta T, \delta S, \delta V$ 分别是各水层界面间的温度, 盐度, 速度差值; $E-P$ 是蒸发减去降雨; f 是科氏力参数; τ 是风应力矢量; l 是混合层深度; $\partial h / \partial t = -W_e$ (W_e 是卷挟速度)。密度是通过线性状态方程计算得到(Li *et al.*, 2012):

$$\rho(T, S) = \rho_t + \alpha(T - 24) + \beta(S - 36), \quad (8)$$

式中, $\alpha = -3.0 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $\beta = 7.6 \times 10^{-4} \text{ } \text{‰}^{-1}$ 。

PWP 初始条件采用的是 GDEM 10 月份气候态月平均的温度、盐度剖面数据。表面强迫采用的是从 12 月 1 日至 2 月 28 日冬季气候态天平均的净热通量、风应力和淡水通量。净热通量包括净短波辐射、净长波辐射、潜热通量、感热通量; 风应力包括纬向风应力(向东为正), 经向风应力(向北为正), 其中潜热通量和风应力是独立的输入文件, 前者属于热收支模块,

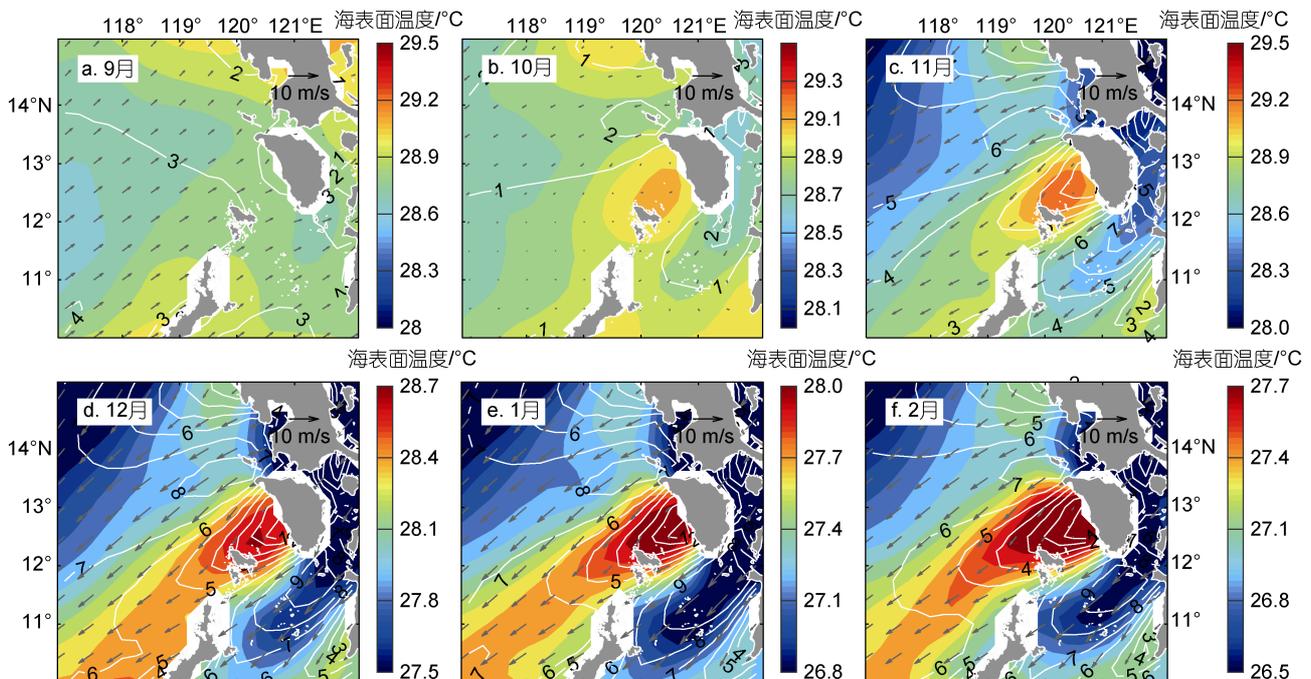
后者属于混合模块(Price *et al.*, 1986)。在我们的模拟实验中, 垂直分辨率为 1 m。这个模式连续运行 90 d。

2 结论

2.1 民都洛岛西南暖池的季节变化特征

图 1b 展示了从 12 月至 2 月气候态冬季季节平均的 OISST 的空间分布。图中最鲜明的特征是在民都洛岛西南侧的温暖水体被岛北部和南部的冷水包围。暖水覆盖了 $119.2^\circ\text{E} \sim 120.8^\circ\text{E}$, $12^\circ \sim 13^\circ\text{N}$ 的区域, 暖池中心位置在 120.5°E , 12.5°N , 我们将其称作南海民都洛岛西南暖池。本文中的暖池定义沿用 Li 等(2012)和 Li 等(2014)两篇文章中暖池定义, 为相对意义上的暖池, 指海表面温度高于周围海水的区域。本文中相对暖池核心区域的平均温度约为 28°C , 比南北两侧约高 $0.6 \sim 1.0^\circ\text{C}$ 。为了量化分析该暖池强度变化, 我们基于地形选取了相对民都洛岛中轴线近似对称的三个 $1^\circ \times 1^\circ$ 正方形区域, A 区、B 区和 C 区, 分别用紫色粗线框出(图 1b)。紫色方框 B 包括了整个暖池核心区域, 未包含区域将不会对结论产生影响。紫色方框 A 和 C 表示南北两侧冷水区。我们利用 A、B 和 C 三个正方形区域内海表面温度平均值计算暖池中心区域与周边区域的温差, 构造暖池的强度指数。

图 2 展示了民都洛岛西南暖池空间分布的季节变化。从图 2 中可以看出该暖池具有显著的季节变化。该暖池在某些月份很强, 如 12 月、1 月和 2 月; 在某些月份很弱, 如 10 月、11 月、3 月、4 月和 5 月; 在某些月份完全消失, 如 6~9 月。



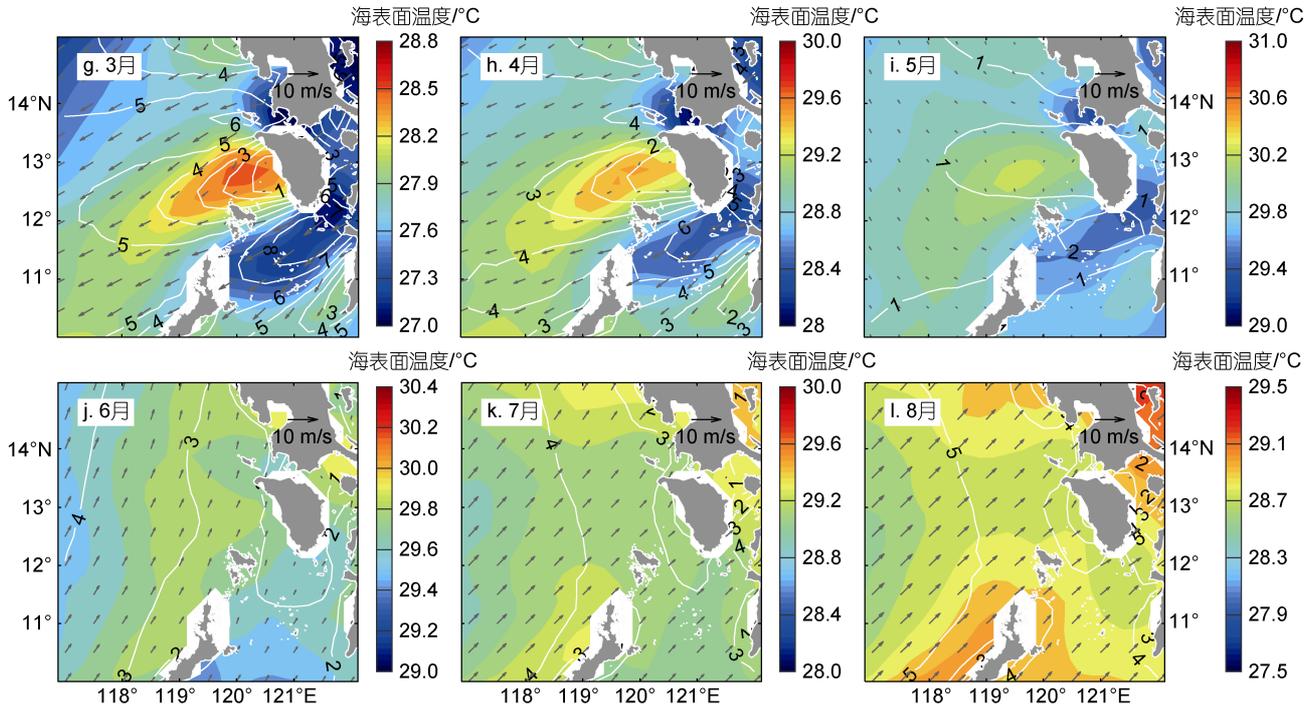


图2 民都洛岛邻近海域气候态月平均海表面温度和风场的季节变化

Fig.2 Seasonal variation of monthly mean SST, sea surface wind vectors, and wind speed around the Mindoro Island in climate state
注: 等值线为风速, 间隔为 1 m/s; 不同的颜色范围以抵消背景的季节循环

图3给出了暖池(B区域)和周围区域(A区域和C区域)海表面温度及暖池强度的季节变化。图3a展示的是A、B、C三个区域气候态月平均海表面温度的季节变化, 可以看出三个区域海表面温度呈现出相似的季节变化特征: 海表面温度从秋季开始逐渐降低, 直到在冬季2月份达到最低温度; 进入春季之后海表面温度持续回升并在5月份达到最高, 最后在夏季海表面温度持续降低。同时B区域平均海温恒高于区域A和C区域, C区域平均海温一直处于最低。

图3b表示的是暖池区域分别与民都洛岛南部、北部区域温差的季节变化。根据图3b, 暖池的季节演变过程大致可以分为4个阶段: 成长期, 成熟期、衰退期和消失期。成长期为10~11月份, 10月暖池中心区域与南北两侧区域温差约0.25°C, 11月份区域间温差达到0.5°C, 暖池长成雏形; 12~2月为成熟期, 期间暖池中心区域与南北两侧区域温差皆高于0.5°C, 暖池中心区域与南北两侧区域温差最高可达1.1°C和0.7°C; 3~5月为衰退期, 暖池中心区域与南北两侧区域温差逐月减小, 暖池结构不断衰退; 6~9月为消失期, 暖池特征在这4个月中基本消失不见。

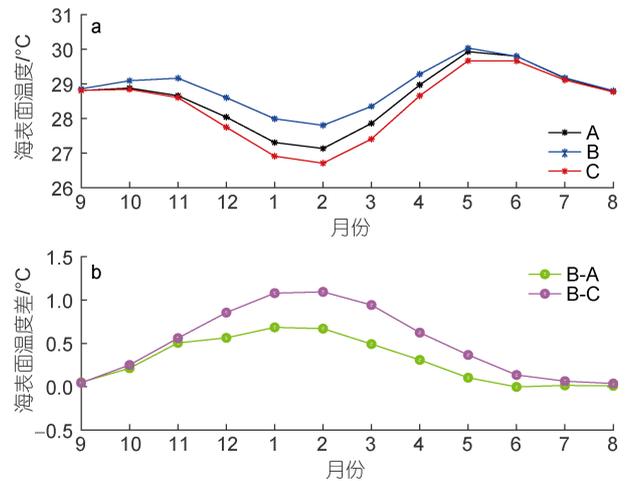


图3 暖池(B)及南北侧冷水(A和C)区域平均的气候态月平均海表面温度的季节变化(a)和暖池与冷水区域间气候态月平均温差的季节变化(b)

Fig.3 Seasonal variation of the monthly mean sea surface temperature in the warm pool (B), and the north and south areas (A and C) in climate state (a) and seasonal variation of the monthly mean sea surface temperature differences between the warm pool and cold-water areas in climate state (b)
注: A, B, C 的区域范围如图 1b 所示

2.2 民都洛岛西南暖池的强迫机制

前人研究(Qu, 2001; 王卫强等, 2005; Wang *et al*, 2006)中指出影响海表面温度的因素主要包括海表面净

热通量, 埃克曼热对流, 地转热对流以及垂向混合。因此我们使用在第二部分中介绍的混合层热收支方程和 PWP 模式来研究民都洛岛西南暖池的强迫机制。

图 4 展示了气候态冬季季节平均的海表面净热通量项, 埃克曼热对流项, 地转热对流项和垂向卷挟项对海表面温度变化贡献的空间分布图像。图 4a 展示了由海表面净热通量项引起的海表面温度变化的空间模态和图 1b 中气候态冬季季节平均的民都洛岛

西南暖池的空间结构是相似的。图 4b~4d 展示的埃克曼热对流项, 地转热对流项和垂向卷挟项虽然在暖池附近区域引起的局部海表面温度变化较大, 但是他们引起的升温和降温作用并不能促进暖池结构的形成。因此我们认为是海表面净热通量项导致了气候态冬季民都洛岛西南暖池的形成。基于此结论, 我们利用 PWP 模式进一步验证和探究民都洛岛西南暖池的强迫机制。

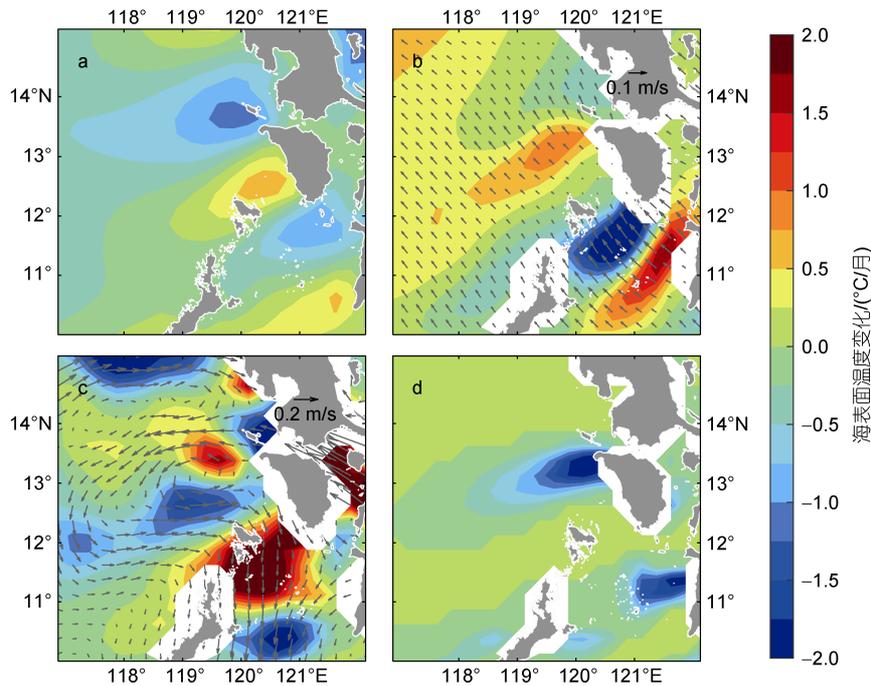


图 4 气候态冬季季节平均净热通量项(a)、埃克曼热对流项(b)、地转热对流项(c)、垂向卷挟项(d)

Fig.4 Winter climatological net surface heat flux term (a), the Ekman heat advection term (b), the geostrophic heat advection term (c) and vertical heat entrainment term (d)

注: b 和 c 矢量箭头分别表示埃克曼流场和地转流流场

图 5a 展示了以热通量、风应力和淡水通量观测资料作为强迫场进行 PWP 模式模拟得到的海表面温度结果。可以看到与观测(图 1b)相比, 控制实验很好地再现了民都洛岛西南暖池的空间结构。值得注意的是, 模拟出的暖池及南北两侧的冷水区相比于观测结果而言(图 1b)是较强的。这可能是模式中计算混合层深度时选取的密度梯度值较小导致的。

为了找到主要影响因素, 我们利用不同的外强迫做了六个额外的敏感实验。在敏感性实验中我们将短波辐射、长波辐射、潜热通量、感热通量、风应力和降雨速率设置成研究区域的区域平均值。如图 6c 所示, 当潜热通量被设置成区域平均值之后, 类似图 1b 中 120.5°E, 12.5°N 附近区域的暖心空间结构不能被很好的重现出来(图 6c)。剩下的 5 个实验中, 当

把其他 5 个变量设置成区域平均值, 潜热通量按照实际观测数值输入后是可以重现暖池的空间结构的(图 6a, 6b, 6d, 6e, 6f)。因此潜热通量是暖池形成的主要影响因素。

图 1b 展示了气候态冬季季节平均的风矢量和风速的空间分布。民都洛岛西南侧海域风速较小, 在岛西北和东南两侧地区风速却很大。风场这种独特的空间分布是由于民都洛岛上的高海拔山脉导致的。图 1b 中民都洛岛上海拔高于 300 m 的地形用黑色阴影表示。在民都洛岛西南背风侧区域, 东北季风被岛上高海拔山脉阻挡, 导致该地区风速减小, 同时在岛的南北两端风速增加。民都洛岛西南暖池的范围和小风速、潜热通量较小区域, 暖池南北两侧低温区与高风速、潜热通量较大区域具有非常好的对应关系(图 5b)。

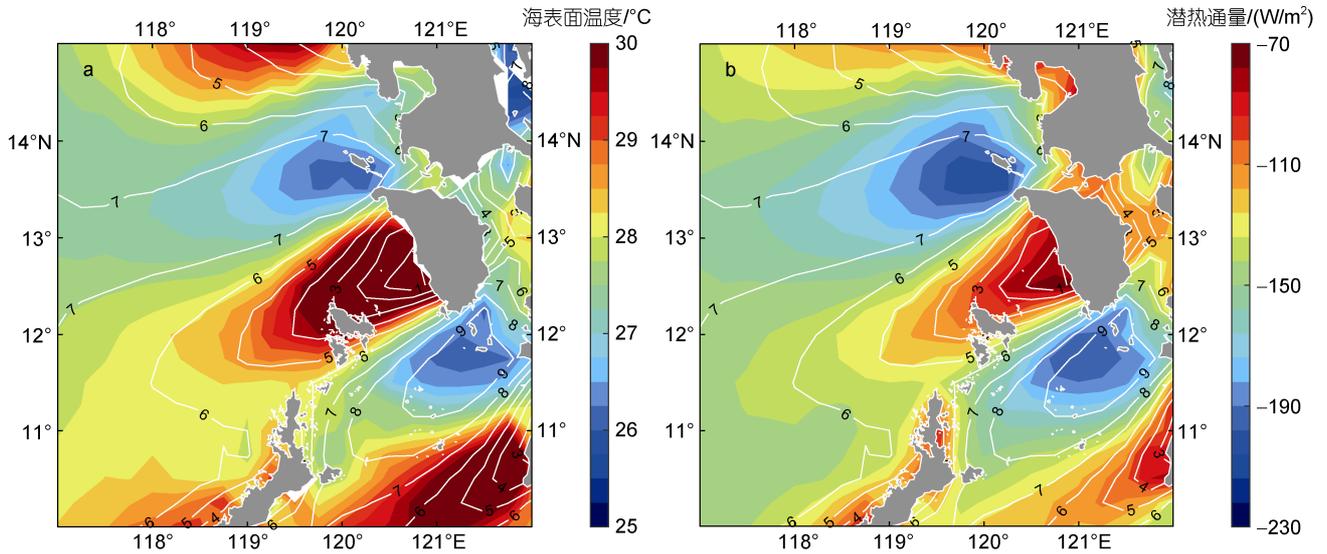


图 5 PWP 模式控制实验的冬季季节平均海表面温度(a)以及气候态冬季季节平均潜热通量和海表面风速(b)

Fig.5 Winter-mean sea surface temperature from the PWP control model result (a) and winter-mean latent heat flux (LHF) and sea surface wind speed (contours at 1 m/s intervals) (b)
注: 白色等值线为 10 m 风速, 等值线间隔为 1 m/s

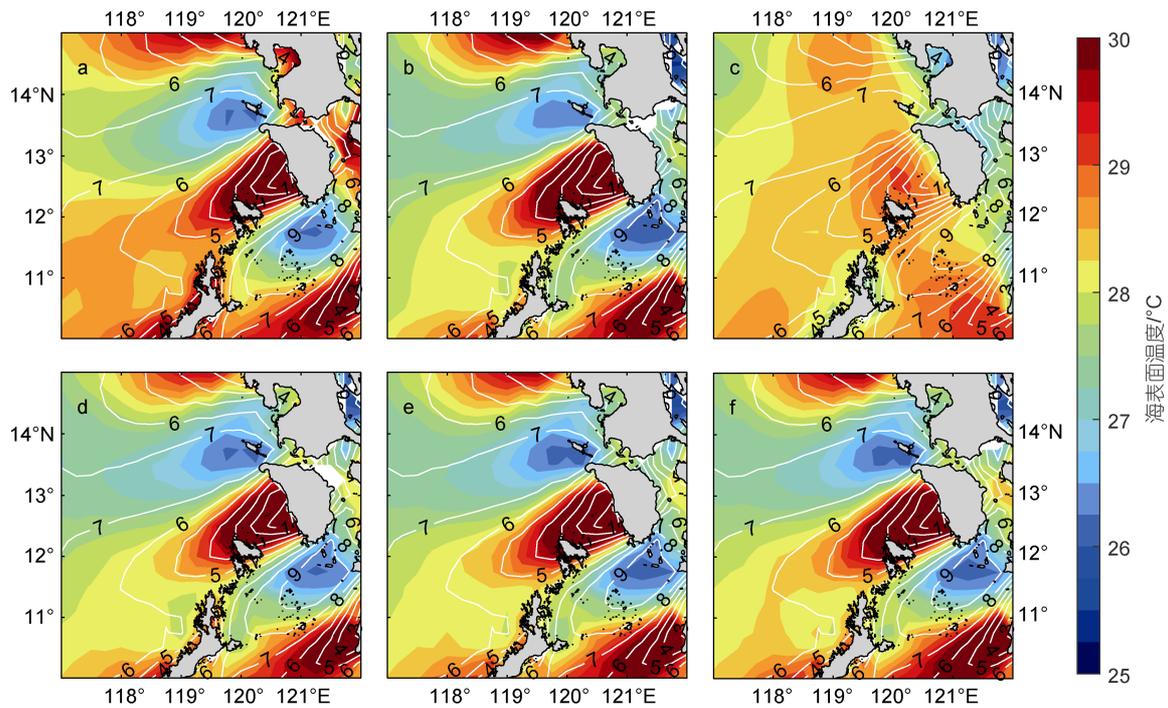


图 6 将短波辐射(a)、长波辐射(b)、潜热通量(c)、感热通量(d)、风速(e)和降雨速率(f)设置为区域平均值得到的 6 个 PWP 模式海表面温度敏感性实验结果

Fig.6 Sea surface temperature results for six sensitive PWP model experiments by setting short wave radiation flux (a), longwave radiation flux (b), latent heat flux (c), sensible heat flux (d), zonal and meridional wind stress (e), and precipitation rate (f) to be an area-averaged value

注: 白色等值线为 10 m 风速, 等值线间隔为 1 m/s

综上所述, 我们认为潜热通量对暖池空间结构的形成具有非常重要的影响。暖池的强迫机制可以总结如

下: 秋季时西南季风逐渐转换为冬季的东北季风, 受民都洛岛上高海拔山脉阻挡, 东北季风在民都洛岛

西南背风侧风速减小, 潜热通量减小, 海洋失热减少, 海温随之升高, 与之相反的是在岛南北两侧区域东北风受地形影响形成风激流区域, 潜热通量增大, 海洋失热增加, 海温降低, 暖池结构逐渐形成; 冬季东北季风最强, 暖池结构最为显著; 春季东北季风逐渐减弱, 地形引起的岛西南(西北和东南)风速小(大)的空间结构消失, 暖池与冷水区域之间的潜热通量的差异变小, 暖池逐渐衰退; 夏季东北季风完全消失, 暖池随之消失。

3 结论

综合利用 NOAA 海表面温度卫星观测数据、ERA5 再分析数据、GDEM 气候态温度、盐度剖面数据及 PWP 模式, 发现了南海民都洛岛西南暖池的存在, 分析了该暖池的季节变化特征, 探讨了暖池的强迫机制, 主要结论如下:

(1) 南海民都洛岛西南暖池为一个相对意义上的暖池, 定义为海表面温度比周围海域更高的区域。其位于民都洛岛西南方向约 100 km 范围内, 中心位置靠近民都洛岛西南侧。其季节变化过程可分为发展期、成熟期、衰退期、消失期 4 个阶段: 成长期为 10~11 月, 10 月暖池中心区域与南北两侧区域温差约 0.25 °C, 11 月份温差初步达到 0.5 °C, 暖池长成雏形; 12~2 月进入成熟期, 此时暖池中心区域与南北两侧区域温差皆高于 0.5 °C, 并且暖池中心区域与南北两侧区域温差最高可达 1.1 °C 和 0.7 °C; 3~5 月为衰退期, 暖池结构开始衰退; 6~9 月为消失期, 暖池结构特征在这 4 个月中完全消失。

(2) 地形引起的民都洛岛附近海域潜热通量的空间差异是民都洛岛西南暖池形成的主要原因。具体动力过程为: 冬季时东北季风受民都洛岛上的高海拔山脉阻挡, 在民都洛岛西南背风侧形成低风速区, 而在民都洛岛南北两侧形成高风速区。风速的空间差异引起了海表面潜热通量的空间差异, 即民都洛岛背风区的潜热通量较周围海域要小, 海表面失热较少, 进而海表面温度较周围海域要高, 导致了民都洛岛西南暖池的形成。春季东北季风不断减弱, 暖池逐渐衰退, 夏季东北季风完全转换为西南季风, 暖池彻底消失。

本文初步揭示了南海民都洛岛西南暖池的季节变化特征及强迫机制, 对于全面了解南海暖池的局部结构特征提供了一定参考。未来的工作需要进一步分析该暖池的年际变化及其对于生态系统响应、降水和边界层耦合等区域气候的影响。

参 考 文 献

- 王卫强, 朱秀华, 侯一筠, 2005. 气候态意义下的南海春季暖池[J]. 大气科学, 29(4): 565-572.
- 韦美闹, 赵金彪, 陈绍河, 等, 2021. 南海台风“韦帕”生成环境条件及移动转向成因分析[J]. 气象研究与应用, 42(4): 20-25.
- 伊炳祺, 刘启汉, 梁爱民, 等, 2008. 南海台风“悟空 2000”生成及发展的数值模拟[J]. 北京大学学报(自然科学版), 44(5): 773-780.
- 何有海, 关翠华, 1997. 南海暖池初探(I)[J]. 南海研究与开发, (4): 8-11.
- 何有海, 关翠华, 1999. 南海暖池初步研究[J]. 高原气象, 18(4): 595-602.
- 姜霞, 刘秦玉, 王启, 2006. 菲律宾以西海域的高温暖水与南海夏季风爆发[J]. 中国海洋大学学报, 36(3): 349-354.
- 贾英来, 刘秦玉, 孙即霖, 2000. 南海暖水的季节变化特征及数值模拟[J]. 海洋与湖沼, 31(4): 354-362.
- AMANTE C, EAKINS B W, 2009. ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis [R]. Boulder: National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.
- CHEN Y C, ZHAI F G, LI P L, *et al*, 2022. Extreme 2020 summer SSTs in the Northern South China Sea: implications for the Beibu gulf coral bleaching [J]. Journal of Climate, 35(13): 4177-4190.
- CHU P C, LU S H, CHEN Y C, 1997. Temporal and spatial variabilities of the South China Sea surface temperature anomaly [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 102(C9): 20937-20955, doi: 10.1029/97JC00982.
- HUANG B Y, LIU C Y, BANZON V, *et al*, 2021. Improvements of the daily optimum interpolation sea surface temperature (DOISST) version 2.1 [J]. Journal of Climate, 34(8): 2923-2939, doi: 10.1175/JCLI-D-20-0166.1.
- LI J X, WANG G H, XIE S P, *et al*, 2012. A winter warm pool southwest of Hainan Island due to the orographic wind wake [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 117(C8): C08036, doi: 10.1029/2012JC008189.
- LI J X, ZHANG R, LING Z, *et al*, 2014. Effects of Cardamom Mountains on the formation of the winter warm pool in the gulf of Thailand [J]. Continental Shelf Research, 91: 211-219, doi: 10.1016/j.csr.2014.10.001.
- LIU Q Y, SUN C X, JIANG X, 2009. Formation of spring warm water southwest of the Philippine Islands: winter monsoon wake effects [J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 47(1/2/3): 154-164, doi: 10.1016/j.dynatmoce.2008.08.003.
- LIU Q Y, WANG D X, JIA Y L, *et al*, 2002. Seasonal variation and formation mechanism of the South China Sea warm water [J]. Acta Oceanologica Sinica, 21(3): 331-343.
- PAULSON C A, SIMPSON J J, 1977. Irradiance measurements in the upper ocean [J]. Journal of Physical Oceanography, 7(6): 952-956, doi: 10.1175/1520-0485(1977)007<0952:IMITUO>2.0.CO; 2.
- PRICE J F, WELLER R A, PINKEL R, 1986. Diurnal cycling: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing [J]. Journal of

- Geophysical Research: Oceans, 91(C7): 8411-8427, doi: 10.1029/JC091iC07p08411.
- QU T D, 2001. Role of ocean dynamics in determining the mean seasonal cycle of the South China Sea surface temperature [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C4): 6943-6955, doi: 10.1029/2000JC000479.
- SUN J, ZUO J C, LING Z, *et al*, 2016. Role of ocean upper layer warm water in the rapid intensification of tropical cyclones: a case study of typhoon Rammasun (1409) [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 35(3): 63-68, doi: 10.1007/s13131-015-0761-1.
- SUN R L, ZHAI F G, ZHANG G S, *et al*, 2020. Cold water in the lee of the Batanes Islands in the Luzon strait [J]. *Journal of Ocean University of China*, 19(6): 1245-1254, doi: 10.1007/s11802-020-4492-3.
- WANG W Q, WANG C Z, 2006. Formation and decay of the spring warm pool in the South China Sea [J]. *Geophysical Research Letters*, 33(2): L02615, doi: 10.1029/2005GL025097.
- WILLIAMS R G, 1989. The influence of air-sea interaction on the ventilated thermocline [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 19(9): 1255-1267, doi: 10.1175/1520-0485(1989)019<1255:T-IOAIO>2.0.CO;2.
- XIAO F A, WANG D X, ZENG L L, *et al*, 2019. Contrasting changes in the sea surface temperature and upper ocean heat content in the South China Sea during recent decades [J]. *Climate Dynamics*, 53(3/4): 1597-1612, doi: 10.1007/s00382-019-04697-1.

SEASONAL VARIATION OF THE WARM POOL TO THE SOUTHWEST OF THE MINDORO ISLAND IN THE SOUTH CHINA SEA

ZHOU Yi-Ming¹, SUN Rui-Li², LI Pei-Liang^{1,2}, ZHAI Fang-Guo³, LIU Cong²

(1. *Ocean College, Zhejiang University, Zhoushan 316021, China*; 2. *Hainan Institute of Zhejiang University, Zhejiang University, Sanya 572025, China*; 3. *College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*)

Abstract The South China Sea warm pool is an important factor affecting climate in southeastern China. Study of its multi-time scale variation characteristics and the dynamic mechanisms is important for accurate forecast of weather changes in China. Based on the sea surface temperature satellite observation and sea surface reanalysis datasets, the seasonal variation characteristics of the warm pool to the southwest of Mindoro Island in the South China Sea were identified and analyzed, and its forcing mechanism was discussed by using numerical model. The warm pool is located about 100 km off coast to the southwest of Mindoro Island and centered near 120.5°E, 12.5°N. The whole seasonal variation can be divided into four stages: development period (October~November), maturity period (December~February), decline period (March~May), and disappearance period (June~September). The warm pool begins to form in November, the temperature difference between the warm pool and the cold water on the north and south sides reaches 0.5 °C, strongest in February when the temperature difference reaches 1.1 °C (south side) and 0.7 °C (north side). The relative warm pool structure begins to decay in March and disappears completely by June. Further studies have shown that the formation of this warm pool is related to the spatial distribution differences of latent heat flux around Mindoro Island: the prevailing northeast monsoon in winter is blocked by the mountains of Mindoro Island, forming a low wind speed zone on the leeward side of Mindoro Island, and a wind torrent (maximum wind speed zone) on the north and south sides of Mindoro Island. The spatial distribution difference of wind speed leads to the spatial distribution difference of latent heat flux above the sea surface, resulting in a smaller latent heat flux on the leeward side of Mindoro Island relative to the surroundings, thus forming a relatively warm pool.

Key words the South China Sea; Mindoro Island; warm pool; seasonal variation