"所庆95周年专题"投稿栏目约稿

中国近海变暖和海洋热浪演变特征及气候成因研究进展

蔡榕硕 谭红建

自然资源部第三海洋研究所海洋可持续发展研究中心福建省厦门市 361005

摘要

近几十年来,气候变化背景下中国近海海表面温度(SST)显著上升且极端高海温事件 (海洋热浪)频发,时常造成海洋生物大规模死亡和赤潮暴发等生态灾害。为此,文章回顾分 析了中国近海变暖及海洋热浪的相关研究进展,包括海温变化趋势和变率、海洋热浪演变特征 和气候成因,以及相关影响,并探讨了应对策略。研究显示,1960-2022年,中国近海尤其是东 中国海(渤、黄和东海)变暖趋势显著,SST分别上升了1.02 ±0.19℃、1.45±0.32℃,主要受到 东亚季风减弱和黑潮入侵增强的影响;而SST年际和年代际变率还与厄尔尼诺与南方涛动 (ENSO)和太平洋年代际涛动(PDO)等大尺度气候因子有关。中国近海变暖还引起地理等 温线明显向北迁移,造成季节性物候发生变迁(春季提前和秋季滞后),并影响海洋生物生长 节律、地理分布、群落结构和生态服务功能。自1982年以来,中国近海海洋热浪增多变强,最 近十年(2010-2019年)尤其显著,其中,东中国海和南海(5-9月)海洋热浪平均发生频率分 别是1980年代的20倍和4倍,并与热带印度洋偶极子和厄尔尼诺有较高的相关关系。趋频增强的 海洋热浪对珊瑚礁等海洋生态系统和海水养殖业造成了灾难性的影响。研究还揭示,未来中国 近海较高纬度海区将暴露于更强烈的升温、热浪、酸化、缺氧和生产力降低等综合影响下,海 洋生态系统特别是南海珊瑚礁等生态系统面临突破气候临界点的风险。当前除应加强对中国近 海变暖和海洋热浪物理过程、可预报性及预测预警等研究外,还亟需采取变革性和前瞻性的海 洋气候行动与应对措施,增强海洋生态系统的气候恢复力,应对未来气候变化的影响。

关键词 中国近海;海洋变暖;海洋热浪;物候变迁;变革性行动

Progress on the evolutionary characteristics and climatic causes of warming and marine heatwaves in the coastal China seas

CAI Rongshuo and TAN Hongjian

Third Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Xiamen, China, 361005

Abstract: Robust warming and frequent extremely high sea temperature events (marine heatwaves, MHWs) have

收稿日期 2023-05-08; 网络预出版日期 2023-XX-XX

作者简介 蔡榕硕, 男, 1964年出生, 理学博士、研究员, 主要从事气候变化对海洋和海岸带的影响、风险和适应研究。E-mail: rscai@163.com; cairongshuo@tio.org.cn

通讯作者 谭红建, tanhongjian@tio.org.cn

资助项目 国家重点研发计划"全球变化及应对"专项项目(2017YFA0604902), 国家自然科学基金项目(42005013), 福建省自然科学 基金资助项目(2022J01497)

Funded by National Key Research and Development Program of China (2017YFA0604902), National Natural Science Foundation of China (42005013), Natural Science Foundation of Fujian Province (2022J01497)

been observed in the coastal China seas (CCS) over the past decades, causing a series of ecological disaster, including mass mortality of marine organisms and outbreaks of harmful algal blooms. This paper presents a comprehensive review of the research progress involving the warming and MHWs in the CCS, including the characteristics and causes of long-term warming trend and MHWs, as well as their ecological impacts and adaptation strategies. Under the combined influences of the East Asian monsoon and Kuroshio, the sea surface temperature (SST) in the CCS, especially in the East China Seas (Bohai, Yellow and East China Seas, hereafter ECS), has shown an enhanced response to global warming, with annual mean increases of 1.02 ±0.19°C and 1.45±0.32°C during the period of 1960-2022, respectively, with significant inter-decadal and inter-annual variability. In addition to the influence of large-scale air sea interaction such as ENSO and PDO, SST changes are also directly affected and jointly affected by the East Asian Monsoon changes and the Kuroshio meridional transport. The ocean warming has caused rapid northward migration of geographic isotherms and seasonal phenological changes (spring arrives earlier and fall ends later than normal), resulting in the changes in the growth rhythm, geographic distribution, community structure and ecological service functions of marine organisms. Since 1982, the MHWs in the CCS has obviously increased in frequency, intensity, and duration, and are projected to be likely further increase in the future. Among them, the frequency of MHWs in the ECS and SCS is 20 times and 4 times higher than that in the 1980s, respectively, and there are high correlations between them and the negative Indian Ocean Dipole and the El Niño. Frequent extreme MHWs have caused devastating disasters to some marine ecosystems such as coral reefs and aquaculture. In the future, the CCS especially the mid-high latitudes of CCS will be simultaneously exposed to the enhanced warming, deoxygenation, acidification, and reduced productivity; and sever climate tipping points of marine ecosystems such coral reef ecosystems in the South China Sea are very likely to be triggered in the near future. There is an urgent need for in-depth research on the physical processes and predictability of marine heatwaves, as well as the forecasting and early warning systems. Furthermore, transformative climate action measures should be developed to enhance the climate resilience of marine systems, and strong mitigation measures need to be taken as soon as possible to slowdown global warming.

Key Words: the coastal China seas; warming; marine heatwaves; phenological shift; transformative climate action

1引言

工业革命以来,人类活动排放了大量的CO₂等温室气体,导致地球气候系统显著变暖,对 全球环境、生态和人类社会产生了显著的影响。联合国政府间气候变化专门委员会(IPCC)第 六次评估报告(AR6)指出,相对于工业革命初期(1850–1900年),全球表面温度在2011-2020年间上升了1.09°C(0.95~1.20°C),其中陆地表面温度上升了1.59°C(1.34~1.83°C),海 洋表面温度上升了0.88°C(0.68~1.01°C)。海洋占地球表面积约71%,吸收了90%以上因温室 效应产生的多余热量,并发生了明显的变化,包括海洋变暖、海平面上升、海水酸化和缺氧, 生物多样性降低和渔业资源减少等(IPCC 2021, 2023)。近几十年来,全球变暖引起的极端高 海温事件(海洋热浪)已经接近甚至超过了某些海洋生物的耐受极限,并屡屡造成严重的生态 灾害,如暖水珊瑚的大规模白化、死亡,以及海草和大型海藻的大面积消失(Laufkötter et al., 2020)。研究指出,2016年发生的海洋热浪导致大堡礁大约三分之一的珊瑚严重白化并难以恢 复,即使幸存的珊瑚仍处在缓慢的死亡进程中(Hughes et al., 2017)。

尽管全球变暖是确凿的,但是海洋变暖的速率和幅度在空间和时间尺度上有很大的区域性 差异。一方面,全球高纬度海区(尤其是北冰洋)以及大洋副热带西边界流区域(如黑潮和湾 流区)在过去几十年均表现出显著的升温特征,海表面温度(SST)上升的速率是全球海洋平 均的2~3倍(Wu et al., 2012)。另一方面,全球平均SST在20世纪后半叶以近乎线性的方式快速 上升,其中,1980年代和1990年代是海温上升速率最快的两个时期。但在此之后也出现短暂的 升温减缓现象,即,从1990年代末开始至2010年代初(1998~2013年),尽管温室气体浓度持续 上升,但是全球温度并未像之前一样快速上升,在很多区域甚至出现降低的现象,即全球变暖 出现减缓或停滞(warming hiatus, Kosaka and Xie, 2013)。例如,多种观测资料显示,全球表 面温度上升趋势在 1997~2013 年间为 0.07±0.08℃ /10年,相比近 50 年的趋势 0.16±0.02℃/10年 要低得多(Met Office, 2013)。关于该现象,目前较为认可的解释是气候系统内部变率的调整 和海洋热吸收的再分布(Chen and Tung, 2014; Trenberth, 2015, 林霄沛等, 2016), 也有研究将 其归因于人为数据处理不当(Karl et al., 2015)。近年来的研究显示,在过去的半个世纪中,海 洋的每一个十年都比前一个十年更暖(IPCC, 2021)。特别是, 2014年以后, 太平洋年代际涛 动(PDO)转入正位相,全球气候又进入了一个新的快速升温期(Su et al., 2017)。2022年, 全球海洋热含量再创新高,成为有现代海洋观测记录以来最暖的一年(Cheng et al., 2023)。因 此,全球变暖并未真正停止,只是短暂的减缓,是人为气候变化与气候系统自然变率共同作用 下的年代际波动。

海洋温度的快速上升显著增加了海洋热浪的发生频率和强度。海洋热浪是指发生在海洋中 的天气或中短期气候尺度的极端高海温事件,其持续时间通常是数日到几个月甚至更长,范围 可延伸数百至上千千米并可向深海发展(Hobday et al., 2016)。研究指出,全球变暖背景下海 洋热浪已经变得更频繁、范围更广、强度更大、持续时间更久(Oliver et al., 2018)。1982-2016年间,全球海洋热浪发生的频次增加了近1倍,其中高强度海洋热浪的发生频率增加了20倍, 并且未来随着全球持续变暖,海洋热浪的频率和强度很可能会进一步增加(Frölicher et al., 2018; Oliver et al., 2018)。海洋热浪的强度和频率也具有显著的区域性差异。高强度的海洋热浪主要 发生在大洋的西边界流区域、陆架海和边缘海、半封闭海以及其他海温变率较大的区域,如中 国近海、地中海、西北大西洋和东北太平洋(Holbrook et al., 2018)。不同海域海洋热浪的形成 机制差别较大,即便同一海域,每次发生海洋热浪的原因也可能不同,其中大气强迫(太阳短 波辐射和扰动热通量等)和海洋动力过程(暖平流增强、混合层变浅和上升流减弱等)被认为 是最主要的物理机制(胡石建和李诗翰, 2022)。并且, 上述局地海洋和大气过程还受到大尺 度气候模态的影响,如厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)、大气季节内振荡(MJO)和印度洋偶极 子 (IOD) 等 (Holbrook et al., 2018; 张小娟和郑飞, 2022)。此外, Li et al. (2023) 对2021年 7月西北太平洋破纪录的海洋热浪的归因研究指出,人为强迫引起的平均温度增加可显著增加发 生极端海洋热浪的概率。

中国近海及邻近海域,包括渤海、黄海、东海和南海及其邻近海域(以下简称中国近海) 位于亚欧大陆东部,是西北太平洋的边缘海,跨越了热带、亚热带和温带,有众多的河口、港 湾和广阔的浅海陆架,以及多样的海洋生态系统及丰富的海洋生物资源,对中国沿海地区社会 经济的可持续发展有重要意义。研究指出,中国近海是气候变化的敏感区域(Cai et al., 2016; 2017;蔡榕硕等,2006,2022a;Tan et al.,2021)。一方面,中国近海位于东亚季风区,受东亚季 风系统(如东亚冬、夏季风和西太平洋副热带高压)变化的显著影响;另一方面,还位于全球 最强副热带西边界流之一的黑潮影响区域,因而也受到黑潮变化的明显影响。这种独特的地理 位置和气候条件以及强烈的人类活动使得中国近海海洋环境在过去几十年发生了显著的变化, 包括明显变暖、海洋热浪频发、富营养化、有毒藻类暴发、生物多样性和资源减少等(蔡榕硕 等,2020b,2022)。

随着全球变暖的加剧,中国近海生态系统面临海洋升温叠加海洋热浪等气候危害性的威胁 日益增加,如何有效地应对气候变化是当今重大的科学与社会问题。本研究通过梳理过去几十 年来中国近海变暖和海洋热浪的主要研究论文和评估报告,回顾海洋显著变暖和海洋热浪的演 变特征及气候成因,包括变化趋势和变率、发生规律及机制,以及相关影响,并对重要的研究 结果进行数据更新和再现,探讨相关的海洋气候行动及应对策略。文章将有助于进一步认识中 国近海对全球变化的响应特征及机理,以期为我国应对气候变化和防灾减灾提供科学参考。

2 数据和方法

2.1 数据

本研究采用最新的观测和再分析数据对中国近海变暖的部分主要研究成果(以作者团队的 成果为主)进行更新及再现。应用的数据集描述见表1,其中SST数据包括(1)英国哈德莱中 心(Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature, HadISST)逐月的资料,分辨率为1°×1°; (2)美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的逐日25km的全球卫星海温资料。大气和海洋再 分析数据分别为欧洲中期天气预报中心(ECMWF)发展的新一代全球大气再分析产品 (ERA5);(3)中国国家海洋信息中心发展的一套中国海洋再分析产品(China Ocean Reanalysis,简称CORA1.0)。与其他海洋再分析产品相比,CORA1.0同化了大量的由中国独立 观测的资料,包括CTD、BT以及Argo等,很多研究也都证实了该产品能够很好地用于再现中国 近海的有关海洋过程和现象。

Table 1 The adopted dataset in this study									
数据种类	数据名称	数据描述	来源						
	HadISST	逐月 1°×1°全球海表温度再分析数据,始于 1850年1月至今	http://www.metoffice.gov.uk/hadob s/hadisst/data/download.html [2023-05-08]						
海表温度	OISST	逐日 1/4°×1/4°(25km)全球卫星海表温度数 据,始于 1981年12月至今	http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/ gridded/data.noaa.oisst.v2.html [2023-05-08]						
X	ERA5	逐月 0.5°×0.5°全球海温再分析数据, 始于 1940 年 1 月至今	https://www.ecmwf.int/en/research /climate-reanalysis [2023-05-08]						
大 气 再 分 析数据	ERA5	逐月(日)0.5°×0.5°全球大气综合再分析数据,欧洲中心(ECMWF)新一代再分析产品	https://www.ecmwf.int/en/research /climate-reanalysis [2023-05-08]						
海 洋 再 分 析数据	NCEP-CFSR	逐月,高分辨率(赤道海区为 0.25°×0.25°, 热 带以外 0.5°×0.5°;深度 40 层,上层海洋有 10m 的垂直分辨率),拥有完整的大气、海洋和热 通量资料,始于 1979 年 1 月至今	https://www.hycom.org/dataserver/ ncep-cfsr [2023-05-08]						

表1本研究采用的数据集

	CORA1.0	逐月水平空间分辨率为 0.5°×0.5°, 垂向为 25 层,包括的海洋再分析要素为海表面高度、三 维温度、盐度和海流,始于 1958 年 1 月	http://www.cmoc-china.cn/web/ guest/home [2023-05-08]
未 来 气 候 情 景 模 拟 数据	CMIP5	地球系统模式模拟的历史和未来不同气候情景 (RCP2.6, RCP4.5 和 RCP8.5)的海洋温度、溶 解氧、pH 和初级生产数据	https://esgf-node.llnl.gov/ search/cmip5/ [2023-05-08]
气候指数	Ocean Climate Indices	逐月太平洋、印度洋和大西洋海温指数,包括 ENSO 指数(Niño3.4)、太平洋年代际涛动指 数(PDO)、印度洋偶极子指数(DMI),大西 洋指数等	https://stateoffheocean.osmc.noaa. gov/sur/ [2023-05-08]
		\sim	

2.2 方法

本研究主要采用基于最小二乘法的线性回归模型评估变量(如SST)的长期变化趋势。对于变量Y而言,其线性变化趋势可以通过对{*X_i*}时刻的时间序列{*Y_i*}采用如下关系进行线性 拟合获得:

$$Y_i = k \times X_i + Y_0 \tag{1}$$

式中, *Yi*为年(或季节)平均的变量, *Xi*为时间变量, 斜率k即为变化趋势或者速率, 单位为℃/a 或℃/10a。k为正数时表示上升, 为负数时表示下降。

为了更好地刻画中国近海变暖的程度及影响,文章引入气候变化速度的概念,包括地理等 温线移动速度和物候变迁速率(Loarie et al., 2009; Burrows et al., 2011; 蔡榕硕和付迪, 2018)。 从地球气候的自然规律而言,季节或年平均SST地理等温线的分布位置以及季节物候的时间周 期是相对固定的。但是,近百年来,由于人为气候变化导致平均温度的显著升高,使得地理等 温线逐渐向高纬度方向移动;同时,日或月等时间尺度的温度升高导致季节物候的变异及其持 续时间的变化,如春季提前到来、秋季滞后结束,即温暖期变长等。气候变化速度对生物空间 分布和生长节律具有重要意义。为定量描述上述变化,地理等温线的移动速度(V_{isotherm}, km/10a)表示为季节或年平均SST长期变化趋势(k, ℃/10a)与其二维空间梯度(P, km/10a) 的比值,

$$V_{isotherm} = \frac{k}{\nabla T_{(x,y)}} \tag{2}$$

从上式可以看出,V_{isotherm} 具有方向性,可以分解为经向和纬向的分量。由于⊽在平行于等 温线方向的梯度分量很小(几乎为零),导致V_{isotherm}在该方向的分量无穷大,本研究在计算时 对上述情况做了单独处理。

物候的季节变迁速率($V_{phenology}$)表示为SST长期变化趋势(k, °C/10a)与其季节变化率 (ΔT , °C/d) 的比值。

$$V_{phenology} = \frac{k}{\Delta T}$$

(3)

本研究主要关注代表性季节出现的时间节点(春季的4月和秋季的10月)变化。季节变化率 ΔT 用月平均温度的中央差分表示,即后一个月与前一个月温度之差,再除以2。以春季为例, 季节变迁速率为4月份的SST变化趋势与5月和3月温度中央差分的比值。计算获得的正(负)值 表示季节提前(延后)的天数。

5

关于海洋热浪,本研究采用的识别方法是Hobday et al. (2016)定义的固定基准期内相对阈 值法,即利用逐日的全球海温卫星遥感数据(OISST)以30年(1982-2011年)基准期内日变化 的第90百分位数的海温为热浪阈值,且连续超过阈值不少于5天(允许异常增暖期间温度短暂 地低于阈值,但不能连续超过2天)。海洋热浪一旦发生,可用一系列指标来定量描述海洋热 浪的特征,包含热浪的平均强度、持续时间、最大强度、累积强度、发生频次等。

3 结果与分析

中国近海位于东亚季风区,自北向南跨越了温带、亚热带和热带,包括暖温带的渤海和黄海、亚热带的东海和台湾海峡、南海北部陆架以及热带的南海大部(图1)。受东亚季风影响, 中国近海大部分区域冬季干冷,夏季暖湿,春秋季为交替季节。冬季盛行基本沿海岸线分布的 北风,其中长江口以北为来自大陆的西北风,以南为东北风。夏季以西南风为主,平均风速较 冬季小,随着南海夏季风爆发,雨带逐步向北推进。中国近海夏季还受到西北太平洋副热带高 压的控制,天气晴朗少云,太阳辐射强烈,同时由于海面风速降低,使蒸发造成的热量损失减 少,容易发生海洋热浪。此外,中国近海环流系统也受到北太平洋西边界流黑潮及其分支变化 的影响。黑潮源自菲律宾东部海域,自南向北流经台湾岛的东部海域,沿着琉球群岛北侧继续 往东北方向流动,并把大量的热量从低纬输运到高纬海域,将热带的气候信号传递到中高纬度 海区。中国近海独特的地理位置和气候条件使得其在全球变暖背景下发生了显著的升温等变化。 为了便于分析,文章根据地理位置和气候环境条件的相似性将中国近海区域划分为东中国海



图 1 中国近海冬季 (a) 和夏季 (b) 海表面温度 (SST, 蓝色等值线)、低层 925hPa 风场 (红色矢量) 和 上 30m 层海洋环流 (绿色矢量) 气候态 (1981-2010 年) 分布,黑色方框代表东中国海 (包括渤海、黄海 和东海, 23-43°N, 118-130°E) 和南海 (2-23°N, 108-120°E) Fig.1 Climatology of SST (°C, blue contours), wind field at 925hPa (m/s, red vectors), and upper 30-m ocean current (m/s, green vectors) during winter (a) and summer (b) in the coastal China seas.

3.1 海温变化

3.1.1 海温变化的观测研究

已有的大量研究揭示了整个西北太平洋尤其是中国近海的显著升温现象(张秀芝等,2005; 蔡榕硕等,2006; 冯淋和林霄佩,2009; Liu and Zhang,2013; Cai et al,2016; Cai et al.,2017)。 采用最新资料分析的结果显示,1960–2022年期间,中国近海年平均SST上升了1.02±0.19℃,其 中东中国海平均SST上升了1.45±0.32℃,而冬季SST的增加尤为突出,近2℃(图略)。这表明, 半个多世纪以来,中国近海出现明显的升温趋势,并以冬季的东中国海为显著。为此,文章进 一步分析全球和中国近海冬、夏两季海温的变化。图2为1960-2022年冬季(12、1和2月)和夏 季(6、7和8月)全球海洋和中国近海SST变化趋势空间分布和时间序列。由图可见,在全球变 暖背景下,全球大部分海区呈现变暖趋势,包括印度洋、北太平洋、南太平洋西部和北大西洋, 仅南大洋高纬度海区和热带东太平洋变暖趋势不明显或有微弱的变冷趋势(图2a)。另外,在 副热带大洋西边界流区域均出现显著的升温现象,如北太平洋的黑潮区、南太平洋的东澳大利 亚流、北大西洋的湾流区、南大西洋巴西流和印度洋的阿古拉斯流海区。这与Wu等(2012)的 研究结果类似,即过去百年来大洋西边界流海区的升温速率是全球海洋平均的2~3倍。1960-2022年期间,东中国海冬季(夏季)上升了1.95±0.38 ℃(1.26±0.32 ℃),升温速率达到0.31 (0.20)°C/10a,是同期全球海洋平均的2~3倍。东中国海升温速率最大区域位于东海的长江河 口附近至台湾海峡南部海域(Cai et al, 2016, 2017)。相对而言,南海SST升温速率小于东中国 海,冬、夏季升温速率分别为0.19/10a和0.14°C/10a,但也高于全球平均水平。

分析也显示,中国近海SST的升温并非是单调的上升,在全球变暖不同时期还表现出很大 的差异。全球平均表面温度在20世纪70年代末到90年代末快速升温,被称为全球变暖的加速期; 而在21世纪初期(1998-2013年)升温速率发生了短暂的停滞或减缓,被称为变暖减缓期;2014 年以后全球气候变暖似乎又进入一个新的上升时期(Dai et al. 2015; Su et al., 2017)。中国近海 尤其是东中国海SST在全球变暖的不同时期均表现出增强的响应特征(Tan et al., 2021)。具体 为,在全球变暖加速期(1979-1998年),东中国海SST以更快的速率上升,冬季升温速率达到 0.62°C/10a, 是全球平均水平的5倍以上。而在全球变暖减缓期(1998-2013年), 东中国海又表 现出显著的冷却态势,冬季降温速率达到-0.39℃/10a,同样显著高于全球平均。2013年以后, 随着全球变暖减缓期的结束,东中国海SST又以空前的上升速率增加(冬季达到0.89°C/10a)。 此外,南海的变暖速率虽然低于东中国海,但仍然高于全球平均水平。由此可见,中国近海尤 其是东中国海是全球气候变化的敏感区,并有明显的年代际和年际变化特征。这既与全球变暖 紧密相关,也与其独特的地理位置和气候环境条件有关。

图 2 1960-2022 年冬季(a, c)和夏季(b, d)全球海洋 SST 变化趋势空间分布(°C/10a)和距平时间序列 (°C,相对于 1971-2000 年气候态平均值)(修改自 Cai et al, 2017;采用 HadISST 数据更新至 2022 年, 未考虑极区海洋).

Fig.2 Trend (°C /10a) and time series of SST anomaly over the global ocean (polar regions omitted) in winter and summer of 1960-2022.

表 2 乐中国海和南海 SSI 在个问时 别的并温速率(°C/10a)											
Table 2 Warming rate (°C/10a) during different periods in the East China Seas and South China Sea											
区域/ 时期	1960-2022年		1979-1998年		1998-2013年		2013-2022年				
	冬季	夏季	冬季	夏季	冬季	夏季	冬季	夏季			
东中 国海	0.31±0.06	0.20±0.05	0.62±0.30	0.52±0.26	-0.39±0.23	-0.37±0.31	0.89±0.78	0.51±0.52			
南海	0.19±0.05	0.14±0.03	0.34±0.21	0.34±0.22	-0.14±0.28	-0.15±0.29	0.19±0.67	0.19±0.17			
全球 海洋	0.08±0.01	0.09±0.01	0.11±0.08	0.14±0.07	-0.03±0.11	-0.02±0.08	0.10±0.21	0.07±0.12			

上述分析显示,中国近海除了有显著的升温趋势外,还有明显的年代际和年际变化。因此,

为进一步了解中国近海SST的年代际和年际变率,文章采用小波分析方法对中国近海SST的变化 周期加以分析。图3为中国近海冬、夏季SST序列的小波系数实部谱。小波系数实部绝对值大小 的物理意义表示周期信号的强弱。由图3可见,小波系数实部谱揭示了中国近海SST的主要周期、 强度和位相转换在时间域上的变化。换言之,中国东部海域SST的变化在小波实部具体数值上 有显著的年际和年代际变化周期。在年际尺度上,冬、夏季SST均具有明显的准2年和3~7年的 变化周期,前者对应准两年振荡(quasi-biennial oscillation,QBO),后者与ENSO的变化周期 类似。值得注意的是,在20世纪80年代以后,这两种年际变化信号融合在一起,并大体表现为 一种3~4年的年际变化周期。这可能与ENSO在20世纪70年代末以后活动变得较为频繁有关,这 也表明ENSO对中国近海SST年际变化的影响可能正在加强,但具体过程还有待进一步研究。

已有的研究表明,不同类型ENSO事件对中国近海SST的影响也存在明显的差异(Liu et al., 2014; Tan et al., 2016)。El Niño发展到成熟期后, 南海SST会出现"双峰型"增温特征, 即El Niño达到顶峰后的2月和8月南海SST会有显著的正异常变化,并且由El Niño引起的大气和海洋 环流异常分别是这两次增温过程的主要贡献者(Wang et al., 2006)。相对而言,中部型El Niño (El Niño Modoki)引起的南海"双峰型"升温持续时间较短,显著影响区域位于西部边界流 (Liu et al., 2014)。此外, El Niño与中国东海SST有6-8个月的滞后正相关(Wu et al., 2017), 而中部型El Niño则会导致中国近海尤其黑潮流域秋季出现冷异常(Tan and Cai, 2014: Tan et al., 2016)。在年代际尺度上,中国近海SST主要表现为大约16年的低频振荡特征,这可能与太平 洋年代际振荡(PDO)有关,但又有所不同,这是因为PDO的振荡周期一般是20~30年 (Mantua and Hare, 2002)。中国近海在全球变暖不同时期的升温速率与PDO的位相转换密切 相关。PDO在1970年代末进入正位相,并分别在1980年代和1990年代中期达到顶峰,并在1990 年代末转为负位相。中国近海升温最迅速的两个时期分别是PDO处于正位相最大值的时期, 1990年代末以后中国近海温度的下降趋势也与PDO进入负位相的时期基本一致。2014年以后, 随着PDO再次转为正位相(Su et al., 2017; Tang et al., 2020),中国近海也再次进入快速升温时 期,并伴随着频繁发生的海洋热浪。相关分析表明,东中国海冬季SST序列10年滑动趋势与 PDO指数具有显著的相关性(相关系数为0.55,超过99%信度检验),而与AMO指数的关系不 大(Tan et al., 2021)。这表明中国近海的年代际变暖速率很可能受到PDO位相的调制。

图 3 1960-2022 年中国近海冬季(a) 和夏季(b) SST 序列的小波实部谱 Fig.3 Wavelet real part spectra of SST in winter (a) and summer (b) in the coastal China seas during the period of 1960-2022.

3.1.2 海温变化的影响机制

研究认为,气候变化背景下中国近海尤其是东中国海SST变化受到很多因素的影响,包括 东亚季风、黑潮、副热带高压、太阳辐射,以及陆地径流等因素(Cai et al., 2017; 蔡榕硕等, 2022a)。由于中国近海地处东亚季风区和西北太平洋边界流黑潮的影响区,因此,文章重点关 注东亚季风和黑潮的变化及其影响。一方面,东亚季风低层大气环流的变动可通过影响海气界 面的潜热和感热通量的变化,引起中国近海上层的热量和SST变化,因此东亚季风的强弱变动 可通过影响中国近海上空气温和风速的变化而引起海温的异常。其中,冬季,强烈的西北风携 带大量冷空气从欧亚大陆吹向中国近海,夏季西南季风携带暖湿气流从热带吹向中纬度海区。 另一方面,中国近海位于北太平洋副热带西边界流黑潮影响区域。黑潮实际上是热带太平洋北 赤道流向西流至菲律宾群岛东部海域后的北向支流,流经台湾岛东北部发生弯曲,部分暖水入 侵东中国海陆架海域,并通过东中国海的环流系统将热量传输至该海域,同时黑潮又通过吕宋 海峡入侵南海北部。其中,台湾岛以东黑潮的经向流量(热量和体积)是影响东中国海海温的 重要因子之一(Wu et al., 2012; Cai et al., 2017)。由此可见,东亚季风和黑潮是中国近海SST变 化的重要影响因子,并主要通过海气热通量和海洋热动力等过程而产生作用(冯琳和林霄沛, 2009; Liu and Zhang, 2013; Zhang et al., 2010; Moon et al., 2019; Cai et al., 2017)。

图4为中国近海SST和东亚季风低层(925hPa)风场的主要模态(为节省篇幅,本节主要以 冬季为例)在年代际和年际尺度上均表现出显著的负相关关系(Cai et al., 2017; Tan et al., 2021)。从图4a、b可以清晰地看到,中国近海冬季SST年有明显年代际变化特征,显著区域位 于东中国海,而东亚冬季风年代际最显著的信号是东中国海上空来自中国大陆的西北风,两者 的相关系数达到-0.89。东亚冬季风在1980年代进入负位相并开始减弱,中国近海SST也在1980 年代中期转为正位相并开始上升,考虑到SST对大气强迫响应的滞后过程,东亚冬季风年代际 减弱很可能是中国近海尤其是东中国近海冬季SST迅速升温的重要因素。这表明,近几十年来 东中国海增强的变暖与东亚季风的年代际减弱关系密切。东亚季风在1970年代末开始减弱并在 2000年以后有所加强(丁一汇等,2018),上述中国近海SST的年代际变化也与之相似。从图4c、 d可看出,中国近海SST和东亚低层风场的年际变化也有较为一致的耦合关系,相关系数高达-0.81。这也说明,不论是年际还是年代际尺度,中国近海SST的变化与东亚冬季风有密切关系; 并且,这种关系不依赖于线性变化趋势。



图 4 1960-2022 年中国近海冬季 SST (颜色)、低层 925hPa 风场(矢量)在年代际(a 和 b)和年际尺度 (c 和 d)上 EOF 主模态的空间分布与时间序列,年际和年代际的 SST 与风场分别经过了 2-7 年的带通滤 波和 7 年以上的低通滤波,白线为风场时间序列 PC1 对海温的回归 (修改自 Cai et al., 2017,采用 ERA5 和 HadISST 数据,更新至 2022 年)

Fig.4 The major EOF modes of SST (color shading with white contours) and wind field at 925 hPa (black vectors) in winters during the period of 1960-2022 on the interdecadal (a and b) and interannual (c and d) time scale. SST and wind field datasets were conducted 2-to-7-year band pass and 7-year low pass filtering before EOF analysis.

一般地,当东亚冬季风强(弱)时,会带来大(少)量冷空气,使中国近海特别是东中国海低层气温偏低(高)并伴随风速的增大(减弱),海气温差增大(减小),并且由风速变化引起的蒸发量增大(减小),将引起从海洋向大气释放的潜热通量和感热通量增多(减少),最终导致SST降低(升高)。因此,东亚冬季风的变化也将对中国近海的海气热通量产生明显的作用,进而影响SST的变化。一般地,中纬度海域的海气相互作用主要表现为大气对海洋的作用,而热带海域则主要表现为海洋对大气的作用。这是由于热带海域如南海的上层海洋热含

量较大,SST较高(26℃以上),SST升高可降低海面上空大气的静力稳定度,使得大气垂向混 合增强。而较高的SST可以通过潜热和感热对大气低层加热,从而降低局地海平面气压,相应 的气压梯度使风场发生调整。由于东中国海的大部分海域为200m以浅的陆架海域,且黑潮之外 海域上层海洋热含量较小,不容易引起对流活动,其上空低层大气环流主要受中纬度环流系统 支配,相对稳定,并受大陆性系统的影响明显,季节和年际变率很大,东亚季风受中纬度大气 环流的影响很大,而局地影响较小,因此,从传统理论上来看,东中国海及附近海域的海气相 互作用主要应表现为东亚季风对SST的影响,但由于东中国海的长期升温变暖,有热带化的现 象(Cai et al., 2016),这有可能使得该海域海气相互作用产生异常现象。简言之,有关东亚季 风的变化及其通过海气热通量对中国近海尤其是东中国海SST的影响过程、机制将进一步研究 并另文报道。

图5为1958-2008年,台湾岛东部冬、夏季黑潮(23°N断面)上层(200-m)海洋经向流速 的气候态及长期变化趋势。台湾岛东部的黑潮区断面宽度在121.5°E~123°E左右,经向流速较大, 200 m以浅的流速在0.4m/s以上,近表层流速则可以达到0.5m/s以上;并且,夏季流速要大于冬 季。冬、夏季,黑潮流域200 m深度以浅的经向流速在1958~2008年间均有显著的加强的趋势, 且深度越浅变化趋势越大。图6为源地黑潮(18°N断面)经向流量的年际和年代际变化。从图 中可以更易看出,源地黑潮(18°N断面)经向流量在1976/77年后有增强趋势。虽然黑潮经过 23°N断面的流量一般小于18°N断面,这主要是因为源地黑潮(18°N断面)北流过程中,一部分 通过吕宋海峡进入南海,另一部分作为主干继续北上。但由于23°N断面的经向流量可反映黑潮 经向输运对东中国海影响的流量指标。因此,从图5、6所示的黑潮经向流量的长期趋势可看出, 自1970年中后期黑潮暖水向北输运增强,有利于从台湾海峡到东中国海的变暖趋势。

此外,图6还显示,黑潮的经向热输送也有显著的年代际和年际变化特征,尤其是黑潮的经 向输运在1970年代中后期开始明显增加,并持续至1990年代中期达到顶峰,在1990年代末期后 至2004年左右黑潮的经向输送量出现减弱,2004年后又有增加的现象(蔡榕硕等,2013;齐继 峰等,2014;蔡榕硕等,2015;Wang et al.,2016),这与全球海洋和中国近海海温的年代际变化也 是基本一致的。



图 5 1958-2008 年台湾岛东部冬季(a)和夏季(b)黑潮 23°N 断面(121°E~125°E)上层海洋经向流速的 气候态平均(黑线, m/s)和长期变化趋势(颜色, m/s/a)(引自蔡榕硕等, 2022a) Fig.5 Climatology (black contours, m/s) and trend (color shading, m/s/a) of meridional velocity of the upper 30-m Kuroshio Current (KC) at 23°N section during winter (a) and summer (a) of 1958–2008.



图 6 源地黑潮(18°N 断面)流量的年际和年代际变化,细实线为经 5 个月滑动平均,粗实线为经 10a 滑 动平均(引自蔡榕硕等, 2013)

Fig.6 The interannual and interdecadal variations of the Kuroshio volume transport at 18°N section.

值得关注还有东亚季风和黑潮对中国近海SST的共同影响机制。图7为1958~2008年中国近

海冬季上30m层流场气候态分布及冬季上30m层流场对东亚冬季风低层风场PC1回归的空间分布。 如图4a、b所示,东中国海(渤海、黄海和东海)的年代际升温除了与图4b中风场PC1代表的东 亚季风年代际减弱明显相关外,还与图7b红色箭头所示的黑潮暖水入侵东中国海陆架的分支及 经过吕宋海峡进入南海北部的黑潮支流有密切关系。换言之,黑潮暖水入侵东海陆架海域和南 海北部有利于中国东部海域的年代际升温。这是因为中国东部海域上空东亚冬季风(西北风) 年代际减弱产生的埃克曼(Ekman)流(向南)变弱,从而有利于黑潮入侵东海陆架海域,进 而对SST 年代际的上升有显著贡献。同样,由于东亚夏季风向朝北,当东亚夏季风处于年代际 减弱时,其产生向东的埃克曼流也处于减弱中,有助于黄海逆时针环(暖)流的加强(图略), 也有利于黑潮暖水入侵东中国海及SST的上升(Cai et al., 2017)。





图 7 1958~2008 年中国近海冬季气候平均上 30m 层流场分布(a)。 同期 8 年低通滤波冬季中国近海上 30m 层流场对东亚冬季风(EAWM) 925 hPa 风场 PC1 回归的空间型态(阴影区域超过 95%的置信度) (b)(引自 Cai et al., 2017)

Fig. 7 (a) Distributions of winter climatological mean upper 30-m ocean currents in offshore China for 1958–2008. (b) Spatial patterns of the 8-yr, low-pass-filtered winter upper-ocean current regression with 213PC1 of the East Asian winter monsoon (EAWM) wind field at 925 hPa for 1958–2008 (shaded areas exceed 95% confidence level). Reference vectors are in the top right corner of (a), (b) in m/s.

3.2 变暖影响

3.2.1 变暖对物候的影响

IPCC AR6 指出,气候变暖已经严重影响海洋生物和生态系统,包括海洋生物的繁殖、生长和迁徙等生命周期,以及物种的地理分布和季节性演替规律等(IPCC,2022)。其中,海洋的升温变暖将引起海洋地理等温线的变迁,而海洋地理等温线的移动速度和方向是与生态系统和生物多样性紧密相关的气候关键指标。这是因为对于海洋生物而言,跟随等温线移动才能保持其生态位并适应温度的变化(Burrows et al., 2011)。海温升高使得海洋地理等温线向极区方向移动。研究表明,自1960年以来,全球海洋气候变化速度为21.7km/10a,其中,热带海域和北极/亚北极气候变化速度要显著高于其他海区。观测数据显示,热带海域鱼类等游泳动物的迁移速度最快,平均向极移动速度达到59.2±15.5 km/10a,这与等温线的气候变化速率较为一致(Cooley et al., 2022)。

按照蔡榕硕和付迪(2018)的研究方法,本研究基于高分辨率的ERA5海温再分析资料,更 新了中国近海冬、夏季地理等温线移动速度的分布图(图8)。结果表明,1960-2022年,中国 近海地理等温线普遍沿着梯度方向朝北方移动,即地理等温线已偏离自然气候条件下的位置而 向原来温度相对较低但现在明显变暖的海域迁移;并且,低纬度海区的地理等温线移动速率要 明显高于较高纬度的海区,这是因为低纬度海区的温度梯度较小(公式2),导致中国近海逐步 出现热带化的现象。同时,地理等温线还有朝着海岸线方向移动的趋势,如南海的等温线向西 北方向移动,而东海的等温线则跨越陆架海区向岸线移动。在黑潮流域,由于主流区域海温较 高,温度梯度向两侧递减,等温线因而也向两侧方向迁移。尽管东中国海冬季升温趋势显著,但由于温度梯度较大,等温线移动的速率仅约20km/10a(图8a),与全球平均水平相当。夏季,由于温度梯度相对较小,等温线移动速率明显增大,超过50km/10a,并向黄、渤海方向移动(图8b)。

海温的普遍上升还导致季节性物候发生明显变化。图8为中国近海春、秋季物候的变迁情况, 正值和负值分别表示提前和推迟时间(天)。由于显著的升温趋势,1960-2022年,东中国海近 岸海域(从台湾海峡北部到黄海)春季提前了5天/10a以上,南海北部平均提前2~3d/10a,而南 海东部及南部平均春季的时间提前3d/10a以上(图9a)。秋季,东中国海和南海北部近岸大部 分海域平均推后3~5d/10a。需要指出的是,由于热带海域较低的季节内变率,计算获得的季节 性物候变迁速率偏高,绝对值超过20 d/10a (图9b 阴影),该区域的部分结果可能具有较大的 不确定性(Burrows et al., 2011)。总体而言,气候变暖背景下中国近海大部分海区的物候春季 提前和秋季推迟,这表明了温暖期的延长和寒冷期的缩短。



图 8 1960-2022 年中国近海冬季(a)和夏季(b) SST 等温线(白色实线)移动的气候变化速度(km/10 a)。矢量(颜色)代表等温线移动速度方向(大小)

(修改自蔡榕硕和付迪, 2018; 采用 ERA5 数据更新至 2022 年)

Fig. 8 The climate velocity (km /10, a) of seasonal mean isotherms (white lines) in the coastal China seas during the winter (a) and summer (b) during the period of 1960-2022. The vector (color shading) denotes direction (magnitude) of the climate velocity.



图 9 1960-2022 年中国近海春季(4月,a)和秋季(10月,b)的物候变迁速率(d/10a);正值(负值) 表示提前(推迟)时间;图 b 阴影区域表示不确定性较大的区域

(修改自蔡榕硕和付迪,2018;采用 ERA5 数据更新至 2022 年)

Fig. 9 The speed (d/10a) of seasonal shift of Spring (April, a) and Autumn (October, b) in the coastal China seas during the period of 1960-2022. Positive (negative) values denote the timing of advancement (delay).

3.2.2 变暖对生态的影响

全球海洋从沿岸到近海、大洋分布有各种各样的生态系统。然而,气候变化的影响正在加 剧。预计到本世纪末几乎所有类型的海洋和海岸带生态系统都将处于高或很高的风险水平 (Bindoff et al., 2019; 蔡榕硕等, 2020a, 2022a)。其中,有的变异是由缓发性的升温变暖引起 的,如物种地理分布的变迁和海洋初生产力的变化,而有的灾害则主要由突发性频繁发生的极 端高海温事件所导致,如暖水珊瑚大规模化白化、死亡。中国近海变暖背景下地理等温线的迁 移和季节性物候的改变对海洋生物及生态系统具有重要意义。一般而言,海洋生物为了保持其 生态位而需要处于最适温度区间。地理等温线的迁移意味着海洋生物为适应海洋变暖而将随其 迁移而移动,这将改变海洋生物的地理空间分布以及区域内海洋生物的群落结构、物种丰富度 和多样性等。海水变暖引起的春季物候提前促使浮游生物群落在传统的春季之前开始更替,并 为浮游植物水华(藻华)的频繁暴发提供了必要的生物条件。浮游植物是地球生物的重要组成 部分,但频繁暴发的藻华即包括赤潮、绿潮等也会对海洋生态系统和渔业等生物资源等构成严 重威胁。对于浮游植物而言,在近岸营养盐充足的条件下(富营养化),春季海水的提早变暖 有利于水体中藻类的生长,其中甲藻数量增速快于硅藻,微型浮游植物迅速演替为优势种(蔡 榕硕,2010;唐森铭等,2017;蔡榕硕等,2022a)。而浮游动物群落结构的变化,如暖温种丰 度的提前消退,降低了对浮游植物的摄食压力,使得浮游植物和浮游动物之间的食物链和生物 量等失衡,并且前冬低空风场的减弱有利于近岸海水营养盐的累积,为翌年春、夏季浮游植物 的暴发性增殖提供了充分必要的基础条件,而近岸浮游植物的藻华也极易随之形成并频繁暴发 (蔡榕硕,2010; Xu,2011;蔡榕硕等,2022a;Guo et al.,2023)。

其次,海洋变暖使得海水中的溶解氧更易释出,并增强海水的层结,阻碍表层氧气向下层 输送,引起溶解氧浓度下降(Huang et al., 2018),并且大规模藻华的频繁暴发还将进一步加剧 底层水体缺氧,使得对氧气有较高需求的海洋生物(如游泳动物)更易因缺氧而窒息死亡。观 测数据表明,我国长江口和珠江口外海域均存在季节性的低氧区,面积有不断扩大的趋势 (Wei et al., 2017),并造成严重的海洋经济损失(蔡榕硕等,2020b)。上述研究也显示,随 着气候变暖的加剧,未来海洋气候环境条件的变化将更有利于有害藻华和赤潮藻物种如甲藻的 增殖。换言之,海洋变暖为有害藻华的暴发提供了更有利的基础条件。例如,与历史时期相比, 预计到2040年代,由于海洋升温、海面风场变弱和春季物候提前等原因,使得长江口附近海域 浮游植物有害藻华的发生有突破气候临界点的风险,暴发频次可能发生跃变式的增加,并产生 一系列不可逆且当前还难以量化的生态灾害(蔡榕硕等,2022a;Guo et al., 2023)。因此,季 节性物候的变迁除影响浮游动植物优势种的演替发生异常以及浮游动植物之间摄食平衡外,还 将通过食物链进一步影响到游泳动物的群落结构。

此外,季节性物候的变迁正在并将继续影响渔业资源的主要组分即游泳动物的生物学特征、 种群数量以及空间分布与群落结构,包括物种北移、繁殖季节提前、产卵和洄游时间的改变等。 其中,黄海冷温性鱼类如大头鳕分布的北移,冷温性渔业资源种群密度下降,分布区明显萎缩 (蔡榕硕等,2022b)。海洋变暖背景下本地物种外移后的缺位以及外来物种的入侵,将对局地 乃至区域的渔业资源和海水养殖业带来较大的影响。例如,原本分布于赤道附近海域的热带暖 水种苏门答腊金线鱼(*Nemipterus mesoprion*)已可在南海北部湾观测到(黄梓荣和和王跃中, 2009);台湾海峡也频繁发现热带海域南海暖水种,1986-1997年闽南-台湾浅滩渔场的暖温性 和暖水性鱼类的比例分别下降或升高10~20%(戴天元,2004);在中纬度海域,随着冷水性物 种的栖息地的缩小或北退,黄海小黄鱼种群也已观测到向北迁移等(李忠炉,2011;Ma et al., 2019),黄海鱼类群落暖温性优势种分布区明显北移(单秀娟等,2011;陈云龙等,2013)。

未来随着海洋持续变暖,中国近海绝大多数鱼类的栖息地范围将向北移动,鱼类物种丰富 度的分布格局将可能有较大变化,物种的周转或演替构成了时间尺度上物种多样性变化的主要 组分(Hu et al., 2022)。东中国海的主要渔业资源中心还将继续北移,而黄海、渤海的重要冷 温性渔业资源如大头鳕和玉筋鱼等重要种类将进一步衰退,甚至枯竭,而主要分布于黄海和东 海的重要渔业经济种如蓝点马鲛和三疣梭子蟹的栖息地也将北移并有缩小的风险,长江口和黄 河口渔业生态系统健康水平将明显降低(蔡榕硕等, 2020b, 2022b; Liu et al., 2022; Yan et al., 2022)。然而,大部分海洋生物的迁移终将受到海岸线的阻隔,迁徙的生物在到达陆海分界线 之后将"无处可去",最终可能因无法适应海水温度的持续上升而在本地区内消失或灭绝 (Burrows et al., 2011; Cooley et al., 2022)。

3.3 海洋热浪

中国近海显著的升温变暖也是导致海洋热浪频繁发生的重要成因(缪予晴等,2020;Yao et al.,2020; 王庆元等,2021)。然而,相对于相邻中国东部大陆上的高温热浪,海洋热浪受到的关注较少,但其影响却愈发严重(蔡榕硕等,2022b)。2016年8月,东中国海发生了破纪录的极端海洋热浪,区域平均的SST上升幅度超过2℃(2倍标准差),28.5℃等值线北伸至36°N,接近山东半岛,为有记录以来的最北端(Tan and Cai, 2018)。随后,2017和2018年的夏季,东中国海又连续2年发生严重的夏季海洋热浪(Gao et al.,2020;Yan et al.,2020);2022年夏季,东中国海再次暴发极端海洋热浪(Tan et al.,2023)。持续的极端海洋热浪对海洋生态系统造成严重影响并给近岸海水养殖业带来严重的经济损失(蔡榕硕等,2020;Li et al.,2022)。2020年夏季,南海也发生了长时间的海洋热浪,热浪天数超过60天,并造成了北部湾涠洲岛、海南岛西北部近岸和西沙群岛等海域珊瑚礁的大规模白化和死亡(Feng et al.,2022;Lyu et al.,2022)。3.3.1 海洋热浪的演变特征

图10为基于1982-2022年高分辨率逐日卫星遥感数据(OISST)计算获得的中国近海海洋热 浪持续时间和平均强度的气候态分布及变化趋势。由此可以看出,南海北部(尤其是北部湾) 和东海的长江口邻近海域是海洋热浪发生最频繁的海区,平均每年发生热浪的天数达25天以上 (图10a)。在海洋热浪发生的强度方面,中国近岸海域尤其是北部湾、台湾海峡、长江口及黄 渤海区普遍较强,热浪平均强度超过2℃(图10b)。1982-2022年,中国近海海洋热浪的发生频 率和强度表现出显著的增强趋势。南海北部和东海大部分海区热浪发生天数和强度平均每十年 增加20-30天和1℃(图10c、d),这与最近四十年来全球表面温度几乎每十年就上升一个台阶 (即相对于工业革命前,升温0.48、0.70、0.82、1.091°C)基本同步(IPCC, 2021)。并且, 中国近海发生的海洋热浪变得持续时间更长、范围更广、强度更大(图10、11)。特别是,最 近十年(2010-2019年期间)东中国海、南海5-9月海洋热浪平均发生频率的百分比为20.0%和 36.2%,分别是1980年代(1982-1989年,1.0%和7.8%)的20倍和4倍。2015年以后,中国近海 海洋热浪似乎进入了一个高发期,其中,2016、2017、2020、2021和2022年,东中国海海洋热 浪年发生天数均超过50天,并以春季和夏季最为显著(图11a),而2020-2022年东中国海夏季 海洋热浪更是激增至平均20d/a(图10、11)。类似的,自2015年以来,南海的海洋热浪年发生 天数也进入一个连续的高发期(图11b)。与此同时,与海洋热浪相反的是海洋极端冷事件的发 生频率正在急剧减少,强度也在趋于减弱(Yao et al., 2022; Li et al., 2023)。



图 10 1982-2022 年中国近海海洋热浪持续天数(d) 和平均强度(°C) 的气候态及变化趋势(*/10a) Fig. 10 Climatology and trend (per decade) of duration and mean intensity of marine heatwaves in the coastal China seas from 1982 to 2022.



图 11 1982-2022 年东中国海(a和c)和南海(b和d)海洋热浪持续天数的四季长期变化、 5-9 月海洋热 浪年代际频率百分比(%)以及海温异常(相对于 1982-2011)变化(c和d) Fig. 11 Seasonal series of marine heatwaves duration (a, b) and decadal frequency percentage as well as SST anomalies (c, d) in the East China seas (a, c) and south China sea (b, d) from 1982 to 2022.

3.3.2 海洋热浪的发生机制

海洋热浪的形成原因众多,机制较为复杂。不同海域海洋热浪发生机制差别较大,即便同 一海域,每次发生海洋热浪的原因也可能不同。但大致可分为两类:一是大气强迫,二是海洋 动力过程(Holbrook et al., 2018;胡石建和李诗翰,2022)。大气强迫主要包括太阳辐射、感热、 潜热和风应力等。海洋动力过程包括海流异常导致的暖平流增强、混合层变浅和海洋层结增强、 上升流减弱和Ekman抽吸等。中国近海夏季同时处于强大的西太平洋副热带高压系统(副高) 和海洋副热带西边界流黑潮的共同影响下,大气强迫和海洋动力过程均非常重要。一方面,在 副高控制区域内,云层稀薄、风力减弱,使得更多的太阳短波辐射抵达海洋表面,加热上层海 洋;同时海面风场减弱又会抑制海洋上层的混合和蒸发,导致海洋上层层化加强和混合层变浅, 有利于热量快速聚集,容易引起热浪发生。另一方面,在大气低层异常的反气旋环流影响区内, 由于Ekman效应有利于黑潮暖水入侵中国近海,同时上层海洋异常的反气旋环流使得热量在近 海区域辐聚,从而导致海洋热浪得到进一步的维持(图12、13)。

诱发海洋热浪发生的局地海洋和大气过程还受到气候系统内部模态和人类活动排放温室气 体造成的长期升温趋势的影响。大尺度气候系统模态,如厄尔尼诺和南方涛动(El Niño and Southern oscillation, ENSO)、印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD)和大气季节内振荡 (MJO)均可以通过大气强迫或遥相关对局地海洋热浪的形成产生影响(张小娟和郑飞, 2022)。南海海洋热浪具有明显的年际变化特征,并与ENSO关系密切。在El Niño发生次年的 夏季, 南海通常会发生大规模的极端海洋热浪(如1998、2010和2016年); 而在La Niña次年的 夏季,较少发生(如1989、1999、2000和2011年)(图13)。在El Niño 达到成熟期的第二年夏 季热带西太平洋温跃层变浅、开尔文波传播和上升流减弱等海洋动力过程可为南海海洋热浪事 件的发生创造有利的条件(Yao and Wang, 2021; Liu et al., 2022)。并且,全球变暖背景下,南 海平均温度的上升将进一步抬升该海域海洋热浪发生的强度和频率。因此,即便是较弱的El Niño事件也能导致极端海洋热浪的发生,如2015年夏季。相对而言,东中国海海洋热浪的暴发 可能与El Niño的发生有一定关系,但与热带印度洋海温异常(IOD)的关系可能更为密切(Tan and Cai, 2018; Li et al., 2022)。例如,在连续三年的La Niña事件之后(该事件通常认为可导致 海表面温度下降, Boening et al., 2012), 在2022年夏季东中国海依然暴发了极端海洋热浪事件 (Tan et al., 2023)。这是因为热带印度洋春末夏初发展的偶极子事件通过湿绝热调整激发出暖性 开尔文波并向东传播,使得热带东南印度洋印度尼西亚苏门答腊岛附近海域显著升温,异常升 温产生的强对流活动可通过Matsuno-Gill(Matsuno, 1966; Gill, 1980)响应,而引起西北太平洋 海域上空反气旋环流北移并控制东中国海区域,从而有利于海洋热浪的发生(图12)(Xiao et al., 2020; Li et al., 2022; Tan et al., 2023)。在El Niño的衰退期,大气低层的反气旋环流控制着 南海的大部分海域和东海南部部分海域,除了有利于太阳辐射直接对海洋产生加热作用外,还 抑制了对流活动,并且大气反气旋环流分别引起南海和黄、渤海的反气旋海流,增强了热带海 域暖流向南海中北部的输运,以及东中国海北部海水向南的传输,前者增加了南海上层热量的 堆积及海洋热浪发生的强度和频率,而后者则反之(图13)。因此,21世纪以来,特别是2015 年以后El Niño事件的增多增强有利于南海极端海洋热浪的发生。

此外,由人类活动排放的温室气体造成的海洋平均温度的上升也增加了海洋热浪发生的频率和强度。Li et al. (2023)通过对发生于2021年7月西北太平洋破纪录的极端海洋热浪的归因研究指出,人为强迫引起的平均温度增加使得该极端海洋热浪发生的频率增加40多倍。



图 12 东中国海夏季海洋热浪发生时的大尺度 SST 异常(颜色,°C)、850hPa 风场(矢量,m/s)和500 hPa 副高 5,860 等值线(blue line)的合成分析,选择的10个负位相 IOD 年为2022, 2021, 2016, 2013, 2010, 2004, 2001, 1998, 1996 and 1990,异常相对于1982-2011年(引自 Tan et al., 2023)。 Fig.12 Composited differences in the July-August SST anomaly (color, °C), 850 hPa wind anomalies (vector, m/s), and 500 hPa contour line for 5,860 gpm (blue line) between ten cases of significant negative IOD events, defined as monthly IOD index less than -0.5 °C (including 2022, 2021, 2016, 2013, 2010, 2004, 2001, 1998, 1996, and 1990) and climatological mean condition.



图 13 夏季大尺度 SST 异常(颜色,°C)、850hPa 风场(矢量,m/s)和500 hPa 副高 5,860 等值线(blue line)的合成分析,选择 6 个厄尔尼诺衰减年(1983、1988、1998、2010、2016)和五个拉尼娜衰减年(1989、1999、2000、2008、2011),异常相对于 1982-2011年(引自 Tan et al., 2022)。 Fig. 13 Composited differences in the summer SST anomaly (color, °C), 850 hPa wind anomalies (vector, m/s) between five El Niño decay years (1983, 1988, 1998, 2010, 2016) and five La Niña decay years (1989, 1999, 2000, 2008, 2011). Blue (green) line is 5,880-gpm contour line at 500 hPa during El Niño (La Niña). Dots denote SST anomalies above the 90% confidence level.

3.4 热浪影响

相对于缓发性的海洋变暖而言,海洋热浪是突发性的极端高海温事件,两者对海洋生物和 生态系统均有显著的影响,但又有较明显的差异。例如,前者可引起海洋物候和生物气候的变 化,并造成海洋生物及生态系统的缓发性变异,而后者则经常导致突发性的生态灾害,包括海 洋生物死亡,如珊瑚大规模的严重白化和死亡、赤潮等有害藻华的暴发,以及海水养殖业的灾 害,以及严重的社会经济损失(蔡榕硕等,2020b)。以下重点关注暖水珊瑚礁面临的问题。

暖水珊瑚礁主要分布于南北纬约30°之间的热带和亚热带浅水海域,对于全球环境与生态和 人类社会有极其重要的意义。一方面,珊瑚礁仅占海洋底床面积的约0.1%,但却为超过25%的 海洋生物提供庇护所,并为人类社会提供可持续食物、生计和收入等生态价值,包括生物资源、 矿物材料、环境调节、文化娱乐、海岸防护以及国土安全等服务功能。因此,全球虽仅约有 2.75亿人口生活在距离珊瑚礁30千米的范围内,但珊瑚礁的资源支持着全球至少5亿人的生计 (Hoegh-Guldberg, et al., 2014)。另一方面,珊瑚礁也是地球上最脆弱的生态系统之一。特别是, 近四十年来全球造礁珊瑚消失了约13.5%,约11700km²,而藻类数量却增加了约20%,大规模珊 瑚白化愈发频繁,珊瑚礁生态系统已处于明显的退化当中(Souter et al., 2021)。其中,除了人 类活动的破坏,频繁发生的海洋热浪是全球和我国珊瑚礁生态系统衰退的重要原因(IPCC, 2022; 蔡榕硕等, 2021a)。珊瑚礁是由无数的珊瑚虫的碳酸钙骨骼在数百至数千年中形成的。 珊瑚礁生态系统则由造礁珊瑚虫、藻类和其他造礁生物共同构成。其中,珊瑚虫及其虫黄藻之 间的共生关系尤其密切,虫黄藻通过光合作用为珊瑚虫提供丰富的营养物质和氧气,并清除造 礁珊瑚生长过程中的代谢废物。但是,在海洋环境条件剧变的影响下,如极端高海温事件的频 繁发生可破坏珊瑚宿主与虫黄藻之间的共生关系。当珊瑚失去体内共生的虫黄藻或无法恢复共 生关系,导致珊瑚组织中虫黄藻的密度急剧下降,珊瑚虫也将失去主要的营养物质和能量来源; 与此同时,珊瑚虫也将因失去共生的虫黄藻及体内色素而暴露出白色骨骼,从而由五彩缤纷变 为白色,即珊瑚白化以及死亡。例如,1998年极端ENSO事件中,异常的高海温导致全球珊瑚 礁发生大面积白化,甚至死亡,其中印度洋中部超90%的珊瑚发生白化;2016-2017年,澳大利 亚大堡礁约有一半的造礁石珊瑚因海洋热浪的影响发生白化或死亡,直接导致了造礁石珊瑚覆 盖率大幅降低、鱼类等敏感物种减少、群落结构发生改变等(Hughes et al., 2017)。此外,海 洋热浪还会对浮游植物、海草、大型海藻、海鸟和大型海洋哺乳动物等产生不利影响。例如, 2016年阿拉斯加海洋热浪导致当地发生大规模藻华事件,有毒藻类使得大量贝类中毒并最终导 致大量海鸟中毒死亡(Walsh et al., 2018)。

观测表明,过去几十年来,中国大陆和海南岛的近岸珊瑚消失了80%,而在南海群岛和环 礁上的珊瑚平均覆盖率则从60%以上下降到了20%左右(Hughes et al., 2012)。Yu et al (2006) 通过对南沙群岛死亡块状滨珊瑚的高精度年代测定,发现过去200多年来南沙群岛发生了多次大 规模珊瑚死亡事件,并指出这很可能是由于高海温引起的珊瑚白化所致。近年来,在中国南海诸 岛(如南沙、西沙群岛)和近岸海域(如海南三亚、台湾垦丁等地)均发现有不同程度的珊瑚 白化(Li et al., 2012; Keshavmurthy et al., 2019)。例如,2020年夏季南海海洋热浪导致了北部 湾涠洲岛、徐闻等地近岸80%以上的珊瑚发生白化(Lyu et al., 2022; Feng et al., 2022)。此外, 海洋热浪还影响到了中国近岸海水养殖业。2018年8月,中国黄、渤海发生极端海洋热浪事件, 其中黄海北部的长山群岛附近海域SST超过26℃(最大强度高于气候平均值5℃),并且持续时 间超过20天。本次事件导致当地养殖海参大面积死亡,造成经济损失约150亿人民币(Li et al., 2023)。

3.5 未来趋势

IPCC报告指出,由人类活动排放大量CO₂等温室气体引起的气候变化已经使得全球海洋的物理、化学性质和生物生态发生了显著的变化,如海洋升温、海水酸化和脱氧、初级生产力降低等;并且,这种变化还将持续下去(IPCC,2021,2022,2023)。第五次国际耦合模式比较计划(CMIP5)地球系统模式结果表明,变暖将是不同温室气体排放浓度情景下未来百年中国近海

的主要特征,并且东中国海的升温幅度将明显高于南海。在温室气体低、中等和高排放浓度情景(RCP2.6、4.5和8.5)下,相对于1980-2005年平均,预计到本世纪末期,东中国海SST将分别升高0.74°C、1.75°C和3.24°C(图14,Tan et al.,2020)。海温上升还将引起海水中的氧溶解度降低和层化加强以及营养盐交换减弱,导致海洋初级生产力下降(蔡榕硕等,2022a)。未来中国近海的酸化程度与温室气体排放情景浓度几乎呈现高比例的线性关系,但是东中国海pH下降的幅度将超过南海。综上,未来中国近海尤其是东中国海将同时暴露于强烈的升温、酸化、缺氧和初级生产力降低等的共同影响下,这将加剧中国近海面临的气候风险。

随着温室气体浓度的持续增加,未来全球海洋热浪的强度和持续天数都将显著增加。很多海区甚至可能将出现常态化的海洋热浪现象。预估表明,RCP8.5情景下,到本世纪末期,全球升温3.5℃的情景下,全球海洋热浪出现的平均频率将达到工业化前水平的41倍,热浪的空间范围将增加21倍(Frölicher et al., 2018);并且,海洋热浪的发生频率将几乎是RCP4.5情景的2倍(Oliver et al., 2019)。在中国近海未来进一步升温的情景下,中国近海也将面临更为严重的海洋热浪的影响。例如,相对于工业革命化前(1850-1900年),到21世纪末期,渤、黄海海洋热浪的年发生天数将超过300天(RCP4.5)和350天(RCP8.5),意味着上述区域极端高温海事件将接近饱和,面临着发生常态化的海洋热浪的风险(Yao et al., 2020)。其中,在全球升温2℃ 情景下,2022年夏季东中国海暴发的极端海洋热浪事件重现期将可能缩短至几年一遇(Tan et al., 2023)。换言之,当前偶发的海洋热浪在未来可能成为常态,这将给大多数的海洋生物和生态系统带来灾难性的影响。因此,未来全球升温下海洋热浪的变化将严重威胁海洋生态系统。 另外,需要指出的是,目前多数海洋热浪未来变化的预估研究都是采用基于当前历史时期的阈值标准,由人为温室气体排放引起的平均温度上升会直接增加未来海洋热浪发生的强度和持续时间,而未来平均海温的变率可能并未发生很大变化(Oliver et al., 2021)。因此,有研究建议采用动态的阈值标准评估海洋热浪的变化趋势(Jacox, 2019)。

最近的研究显示,当前的升温幅度(1.1℃,相对于工业革命时期)已使得全球五个气候临 界点处于触发的危险期,包括格陵兰冰盖、西南极冰盖、低纬珊瑚礁系统、北半球冻土以及巴 伦支海海冰,并且随着全球变暖持续还有多个临界点即将进入危险期(Armstrong et al., 2023)。 与之相关的是,长江河口浮游植有害藻华的暴发和南海珊瑚礁生态系统正在逼近气候临界点 (Guo et al., 2023; 蔡榕硕等,2021a, b)。研究表明,藻华的暴发除了与缓发性的变暖有关外, 还与海洋热浪有较高的相关性(Yao et al., 2020)。海洋热浪与海水缺氧的同时发生还有严重的 协同效应,对生态系统的影响远高于单一事件(Huang et al., 2018; Yao et al., 2020)。研究表明, 随着全球和中国南海珊瑚礁的明显退化,珊瑚礁的气候脆弱性也愈发突出,面临极高的气候变 化风险(Hoegh-Guldberg et al., 2014; 蔡榕硕等,2021a, b)。当全球升温1.5℃时,最快将于 2040年代发生(SSP5-8.5情景),全球暖水珊瑚礁预计将减少70%~90%;当升温2℃时,几乎 所有的(>99%)暖水珊瑚礁将会消失(IPCC, 2022)。而半封闭的近海生态系统比开放系统对 人类活动与气候变化等外部扰动更为敏感,更易达到系统临界点,进而触发系统状态的改变。 因此,保护珊瑚礁等生态系统的"窗口期"正在快速的关闭,如何尽快修复受损珊瑚礁,提高 其气候恢复力(韧性),是人类社会面对的一个亟待解决的科学与社会问题。

18



图 14 2006-2100 年 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下东中国海(左侧)和南海(右侧)海表温度、溶解 氧、海水 pH 和初级生产力年平均的时间变化序列, 阴影颜色为 25~75%的模式间偏差 (修改自 Tan et al., 2020)

Fig.14 Time series of SST, DO, pH, and NPP in the East China Seas (left panel) and South China Sea (right panel) under RCP 2.6, RCP 4.5, and RCP 8.5 during the period of 2006–2100.

4.结论与展望

4.1 结论

近几十年来,人为气候变化引起中国近海显著变暖以及海洋热浪频繁发生,并对海洋生物 和生态系统产生了一系列严重的影响,制约了中国海洋生态文明的建设和沿海地区经济社会的 可持续发展。文章回顾分析了中国近海变暖及海洋热浪的相关研究进展。主要结论如下: (1) 1960~2022年,中国近海尤其是东中国海有显著的变暖趋势,分别上升了1.02 ±0.19℃、 1.45±0.32℃,且东中国海冬季的升温已接近2℃;而东中国海在全球变暖加速期(1979~1998年) 或减缓期(1998~2013年)均有显著增强的响应特征,远超全球海洋平均,是全球变化的高度敏 感区。(2)东亚季风的减弱和黑潮入侵中国近海的增强是中国近海变暖的重要原因。这是由于 东亚季风处于减弱状态时,埃克曼风生流的变弱有利于黑潮暖水入侵中国近海陆架,并有助于 加强夏季东海和黄海的逆时针环(暖)流。(3)中国近海SST具有准2年、3~7年的年际以及约 16年的年代际变化周期,与ENSO和PDO的变化关系密切,不同类型ENSO对中国近海SST的影 响也有所不同。(4)气候变暖引起中国近海地理等温线向北和向陆方向迁移,导致季节性物候 发生变迁,春季提前和秋季延后,并影响海洋生物的生长节律、地理分布、群落结构和生态服 务功能力,如甲藻数量增速快于硅藻,微型浮游植物演替为优势种,渔业资源物种丰富度分布 格局有较大变化,绝大多数鱼类栖息地范围向北移动,冷温性渔业资源种类将进一步衰退,特 别是栖息地有萎缩的风险。(5)1982-2022年,中国近海海洋热浪趋频变强,最近十年(2010-2019年)的变化更为显著,东中国海、南海5-9月MHWs暴发天数的平均频率分别是1980年代的 20倍和4倍。其中,北部湾和长江口邻近海域,南海北部和东海大部分海区热浪发生天数和强度 平均每十年增加20-30天和1℃。西太平洋副热带高压的变化是中国近海夏季海洋热浪发生的主 要影响因素之一,但海洋热浪的发生还受到IOD和ENSO的调控,并分别以东中国海和南海受到 的影响为显著。(6)在气候变暖背景下,未来中国近海尤其是东中国海将暴露于强烈的升温、 热浪、酸化、缺氧和初级生产力降低等的共同影响下,海洋气候变化的综合风险将明显加剧; 并且,中国南海珊瑚礁生态系统的大规模白化、死亡和长江口附近海域浮游植物有害藻华的暴 发很可能面临触发气候临界点并发生多米诺骨牌效应的风险。

4.2 展望

在气候变化和人类活动的共同影响下,中国近海生态系统及沿海地区社会经济面临的气候 风险日益增加,尤其是极端海洋热浪的频繁发生更是对珊瑚礁等生态系统和经济社会的可持续 发展构成严重威胁。尽管目前已采取了一些应对措施,如建立珊瑚礁等自然保护区,采取伏季 休渔制度,并开展大量珊瑚移植等修复措施。然而,实践证明,现有的措施如珊瑚移植修复等 亟待采取进一步的变革性方法与行动(蔡榕硕等,2021a, b; Bruno et al., 2018; Abd-Elgawad et al., 2023; Mohamed et al., 2023; Okubo, 2023)。按照当前的升温速率,预计到本世纪中期前,海洋热 浪的发生将远超珊瑚的热耐受能力,珊瑚礁等生态系统将很可能触发气候临界点,仅靠采取当 前的海洋保护区管理及传统移植方式很难恢复受损珊瑚礁的气候恢复力,难以面对日益严重的 海洋热浪的影响和风险的发生。以下是有关我国海洋领域应对气候变化的几点思考及展望。

首先,当前我国还未建立专门的海洋热浪及灾害影响预测、预警和监测系统,这可能是因为对海洋热浪的危害性及其可预报性,以及风险成因的认识尚不够深入。例如,东中国海海洋 热浪发生的物理过程、机制及其与大尺度气候因子的联系、缓发性海洋升温叠加突发性海洋热 浪的综合危害性及其与海洋生态系统暴露度和脆弱性的相互作用机制。其次,仅发展早期预测、 预警和监测系统远不足以应对气候变化的影响,还必须采取有效的适应与减缓措施。目前采取 的海洋自然保护区、伏季休渔制度等措施对海洋生态系统和生物资源的保护虽起到了重要的作 用,但值得关注的是,中国东部地区包括近海的春、秋季物候正在发生明显变迁,因此,相关 海域保护区和休渔制度是否需据此做出相应的调整是值得有关决策部门深入调研的问题。第三, 鉴于气候变暖背景下当前的许多适应措施,将很快达到极限(IPCC,2022)。为此,基于海洋 生态系统如珊瑚礁、海草床和红树林等的连通性、系统性和恢复期,我国亟待加强开展基于 "自然的解决方案""自然恢复为主,人工干预/支持为辅",以及有50-100年前瞻性的修复行 动(蔡榕硕等,2021a,b;Abd-Elgawad et al.,2023;Mohamed et al.,2023),恢复受损珊瑚礁、海草 床、红树林和盐沼湿地等重要生境,人为增加"蓝碳"生态系统碳汇,发挥海岸带蓝碳生态系 统减缓气候变化的作用;同时,还需从"陆海统筹"的角度考虑,实施从陆海洋环境的综合整 治,以及从可再生能源到碳捕获与封存的减排增汇行动,提高社应对气候变化风险的能力。

参考文献

- Abd-Elgawad A, Cai R, Hellal A, et al. 2023. Implementing a transformative approach to the coral reefs' recovery phase[J]. Science of The Total Environment, 879: 163038.
- Armstrong McKay D I, Staal A, Abrams J F, et al. 2022. Exceeding 1.5 C global warming could trigger multiple climate tipping points[J]. Science, 377(6611): eabn7950.
- Bao B, Ren G. 2014. Climatological characteristics and long-term change of SST over the marginal seas of China[J]. *Continental Shelf Research*, 77: 96-106.
- Bindoff N L, Cheung W W L, Kairo J G, et al. 2019. Changing ocean, marine ecosystems, and dependent communities [M/OL]. In: IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. [H.-O. Pörtner H O, Roberts D C, Masson-Delmotte V, et a. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 447-587. https://doi.org/10.1017/9781009157964.007. [2023-0508]
- Burrows M T, Schoeman D S, Buckley L B, et al. 2011. The pace of shifting climate in marine and terrestrial ecosystems[J]. Science, 2011, 334(6056): 652-655, doi:10.1126/science.1210288.
- Bruno J F, Bates A E, Cacciapaglia C, et al. 2018. Climate change threatens the world's marine protected areas[J]. Nature Climate Change, 8(6), 499-503, doi:10.1038/s41558-018-0149-2.

- Cai R, Tan H, Qi Q. 2016. Impacts of and adaptation to inter decadal marine climate change in coastal China seas. International Journal of Climatology, 36(11): 3770-3780.
- Cai R, Tan H, Kontoyiannis H. 2017. Robust surface warming in offshore China seas and its relationship to the east Asian monsoon wind field and ocean forcing on interdecadal time scales[J]. Journal of Climate, 30(22): 8987-9005.
- Chen X, Tung K K. 2014. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration[J]. Science, 345(6199): 897-903.
- Cheng L, Abraham J, Trenberth K E, et al. 2023. Another Year of Record Heat for the Oceans. Advances in Atmospheric Sciences, 1-12. https://doi.org/10.1007/s00376-023-2385-2.
- Cooley S, Schoeman D, Bopp L, et al. 2022. Oceans and Coastal Ecosystems and Their Services. In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Pörtner H O, Roberts D C, Tignor M, et al., (eds.)].
 Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 379–550, doi:10.1017/9781009325844.005.
- Dai A, Fyfe J C, Xie S P, et al. Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability[J]. Nature Climate Change, 2015, 5(6): 555-559.
- Feng Y, Bethel B J, Dong C, et al. 2022. Marine heatwave events near Weizhou Island, Beibu Gulf in 2020 and their possible relations to coral bleaching[J]. Science of the Total Environment, 823: 153414.
- Frölicher T L, E M Fischer, N Gruber, 2018. Marine heatwaves under global warming[J]. Nature, 560(7718), 360-364, doi:10.1038/s41586-018-0383-9.
- Gao, G., Marin, M., Feng, M., et al. 2020. Drivers of marine heatwaves in the East China Sea and the South Yellow Sea in three consecutive summers during 2016–2018. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2020JC016518.
- Guo H., Cai R, Tan H. 2023. Projected harmful algal bloom frequency in the Yangtze River Estuary and adjacent waters, Marine Environmental Research, 183, 105832, https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2022.105832.
- Hobday AJ, Alexander LV, Perkins SE, et al. 2016. A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141: 227-238.
- Hoegh-Guldberg O, Cai R, Poloczanska E S, et al., 2014. The Ocean [R/M] //Climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability. Part B: Regional aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2014: 1655-1731.
- Holbrook N J, Scannell H A, Gupta A S, et al. 2019. A global assessment of marine heatwaves and their drivers. *Nature Communications*, 10(1), 2624.
- Hu W, Du J, Su S, et al. 2022. Effects of climate change in the seas of China: Predicted changes in the distribution of fish species and diversity[J]. Ecological Indicators, 134,108489, doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.108489.
- Huang J, Huang J, Liu X, et al. The global oxygen budget and its future projection[J]. Science Bulletin, 2018, 63(18): 1180-1186.
- Hughes T P, Kerry J, Álvarez-Noriega M, et al. 2017. Global warming and recurrent mass bleaching of corals. *Nature* 543 (7645), 373-377.
- IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V, Zhai P, Pirani A, et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3–32, doi:10.1017/9781009157896.001.
- IPCC, 2022: Summary for Policymakers [Pörtner H O, Roberts D C, Poloczanska E S. et al., (eds.)]. In: Climate

Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Pörtner H O, Roberts D C, Tignor M, et al., (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 3-33, doi:10.1017/9781009325844.001.

- IPCC, 2023: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 1-34, doi: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001
- Jacox MG. 2019. Marine heatwaves in a changing climate. Nature 571:485-87.
- Karl T R, Arguez A, Huang B, et al. 2015. Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus[J]. Science, 348(6242): 1469-1472.
- Keshavmurthy S, Kuo C Y, Huang Y Y, et al. 2019. Coral reef resilience in Taiwan: Lessons from long-term ecological research on the coral reefs of Kenting National Park (Taiwan)[J]. Journal of Marine Science and Engineering, 7(11): 388.
- Kosaka Y, Xie S P. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling[J]. Nature, 2013, 501(7467): 403-407.
- Laufkötter C, Zscheischler J, Frölicher T L. 2020. High-impact marine heatwaves attributable to human-induced global warming[J]. *Science*, 369(6511): 1621-1625.
- Li X, Liu S, Huang H, et al. 2012. Coral bleaching caused by an abnormal water temperature rise at Luhuitou fringing reef, Sanya Bay, China[J]. Aquatic Ecosystem Health & Management, 15(2): 227-233.
- Li D, Chen Y, Qi J, et al. 2023. Attribution of the July 2021 Record-Breaking Northwest Pacific Marine Heatwave to Global Warming, Atmospheric Circulation, and ENSO[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 104(1): E291-E297.
- Li Y, Ren G, You Q, et al. 2022. The 2016 record-breaking marine heatwave in the Yellow Sea and associated atmospheric circulation anomalies[J]. *Atmospheric Research*, 268: 106011.
- Li Y, Ren G, Wang Q, et al. 2023. Changes in marine hot and cold extremes in the China Seas during 1982–2020[J]. Weather and Climate Extremes, 39: 100553.
- Li Y, Ren G, Wang Q, et al. 2023. Record-breaking marine heatwave in northern Yellow Sea during summer 2018: Characteristics, drivers and ecological impact[J]. Science of The Total Environment, 904: 166385.
- Liu Q Y, Wang D, Wang X, et al. 2014. Thermal variations in the South China Sea associated with the eastern and central Pacific E l Niño events and their mechanisms[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 119(12): 8955-8972.Liu N, Wu D, Lin X, et al. 2014. Seasonal variations of air-sea heat fluxes and sea surface temperature in the northwestern Pacific marginal seas[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 33(3): 101-110.
- Liu X, Han X, Han Z. Effects of climate change on the potential habitat distribution of swimming crab Portunus trituberculatus under the species distribution model[J]. Journal of Oceanology and Limnology, 2022. https://doi.org/10.1007/s00343-021-1082-1.
- Lyu Yihua, Zhou Zihua, Zhang Yangmei, et al., 2022. The mass coral bleaching event of inshore corals form South China Sea witnessed in 2020: insight into the causes, process and consequence[J]. Coral Reefs. doi.org/10.1007/s00338-022-02284-1.
- Ma S, Liu Y, Li J, et al., 2019. Climate-induced long-term variations in ecosystem structure and atmosphere-oceanecosystem processes in the Yellow Sea and East China Sea[J]. Progress in Oceanography, 175, 183-197.

Mantua N J, Hare S R. 2002. The Pacific decadal oscillation[J]. Journal of oceanography, 58: 35-44.

Met Office. 2013. The recent pause in global warming (1): what do observations of the climate system tell us? Met Office: Exeter, Devon, UK, 1–2.

Mohamed H F, Abd-Elgawad A, Cai R, et al. 2023. Microbial community shift on artificial biological reef structures

(ABRs) deployed in the South China Sea[J]. Scientific Reports, 13(1): 3456.

- Moon J H, Kim T, Son Y B, et al. 2019. Contribution of low-salinity water to sea surface warming of the East China Sea in the summer of 2016[J]. Progress in oceanography, 2019, 175: 68-80.
- Okubo N. 2023. Insights into coral restoration projects in Japan." Ocean & Coastal Management 232 (2023): 106371. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106371 [2023-05-08]
- Oliver E C J, Benthuysen J A, Darmaraki S, et al. 2021. Marine heatwaves[J]. Annual Review of Marine Science, 13: 313-342.
- Oliver E C J, Burrows M T, Donat M G, et al. 2019. Projected marine heatwaves in the 21st century and the potential for ecological impact[J]. Frontiers in Marine Science, 6: 734.
- Oliver ECJ, Benthuysen JA, Bindoff NL, et al. 2017. The unprecedented 2015/16 Tasman Sea marine heatwave[J]. Nature Communications, 8:16101.
- Oliver ECJ, Donat MG, Burrows MT, et al. 2018. Longer and more frequent marine heatwaves over the past century[J]. Nature Communications, 9(1):1324.
- Pei Y H, Liu X H, He H L. 2017. Interpreting the sea surface temperature warming trend in the Yellow Sea and East China Sea[J]. Science China Earth Sciences, 60(8): 1558-1568.
- Souter D, Planes S, Wicquart J, et al. 2021: Status of Coral Reefs of the World: 2020. Global coral reef monitoring network, International coral reef initiative, Australian government, Australian Institute of Marine Science. <u>https://www.unep.org/cobsea/resources/reports/status-coral-reefs-world-2020</u>. [2023-05-08].
- Smith K E, Burrows M T, Hobday A J, et al. 2021. Socioeconomic impacts of marine heatwaves: Global issues and opportunities[J]. Science, 374(6566): eabj3593.
- Su J, Zhang R, Wang H. 2017. Consecutive record-breaking high temperatures marked the handover from hiatus to accelerated warming[J]. Scientific Reports, 7: 43735.
- Tan H J, Cai R S. 2014. A possible impact of El Niño Modoki on sea surface temperature of China's offshore and its adjacent regions[J]. Journal of Tropical Meteorology, 20(1): 1-7.
- Tan H, Cai R. 2018. What caused the record-breaking warming in East China Seas during August 2016?[J]. Atmospheric Science Letters, e853. https://doi.org/10.1002/asl.853.
- Tan H, Cai R, Bai D, et al., 2023. Causes of 2022 summer marine heatwave in the East China Seas[J]. Advances in Climate Change Research, <u>https://doi.org/10.1016/j.accre.2023.08.010</u>. [2023-05-08]
- Tan H, Cai R, Huo Y, et al. 2020. Projections of changes in marine environment in coastal China seas over the 21st century based on CMIP5 models[J]. Journal of Oceanology and Limnology, 38(6): 1676-1691.
- Tan H, Cai R, Yan X, et al. 2021. Amplification of Winter Sea surface temperature response over East China Seas to global warming acceleration and slowdown[J]. International Journal of Climatology, 41(3): 2082-2099.
- Tan H J, Cai R S, Wu R G. 2022. Summer marine heatwaves in the South China Sea: Trend, variability and possible causes[J]. Advances in Climate Change Research, 13(3): 323-332.
- Tan W, Wang X, Wang W, et al. 2016. Different responses of sea surface temperature in the South China Sea to various El Niño events during boreal autumn[J]. Journal of Climate, 29(3): 1127-1142.
- Tang Y, Huangfu J, Huang R, et al. 2020. Surface warming reacceleration in offshore China and its interdecadal effects on the East Asia–Pacific climate[J]. Scientific Reports, 10(1): 1-10.
- Trenberth K E. 2015. Has there been a hiatus? [J]. Science, 349(6249): 691-692.
- Wang C., W. Wang, D. Wang, et al. 2006. Interannual variability of the South China Sea associated with El Nino[J]. Journal of Geophysical Research, 111, C03023, doi:10.1029/2005JC003333.
- Walsh, J.E. et al., 2018: The high latitude marine heat wave of 2016 and its impacts on Alaska. In "Explaining Extreme Events of 2016 from a Climate Perspective". Bull. Am. Meterol. Soc., 99(1), S39–S43, doi:10.1175/bams-d-17-0105.1.
- Wei Q S, Wang B D, Yu Z G et al, 2017. Mechanisms leading to the frequent occurrences of hypoxia and a

preliminary analysis of the associated acidification off the Changjiang estuary in summer (SCI). Science China: Earth Sciences, 60: 360–381

- Wu L, Cai W, Zhang L, et al. 2012. Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents[J]. Nature Climate Change, 2(3): 161-166.
- Wu R, Li C, Lin J. 2017. Enhanced winter warming in the Eastern China Coastal Waters and its relationship with ENSO[J]. Atmospheric Science Letters, 18(1): 11-18.
- Xiao F, Zeng L, Liu Q Y, et al. 2017. Extreme subsurface warm events in the South China Sea during 1998/99 and 2006/07: observations and mechanisms. Climate Dynamics. 8(8):115-128.
- Yan Y, Chai F, Xue H, Wang G. 2020. Record-breaking sea surface temperatures in the Yellow and East China Seas. Journal of Geophysical Research: Oceans, 125, e2019JC015883. https://doi.org/10.1029/2019JC015883
- Yang T, Liu X, Han Z. Predicting the Effects of Climate Change on the Suitable Habitat of Japanese Spanish Mackerel (Scomberomorus niphonius) Based on the Species Distribution Model[J]. Frontiers in Marine Science, 2022, 9: 927790. doi: 10.3389/fmars.2022.927790.
- Yao Y, Wang C. 2021. Variations in Summer Marine Heatwaves in the South China Sea. Journal of Geophysical Research: Oceans, e2021JC017792. https://doi.org/10.1029/2021JC017792.
- Yao Y, Wang J, Yin J, et al. 2020. Marine Heatwaves in China's Marginal Seas and Adjacent Offshore Waters: Past, Present, and Future. Journal of Geophysical Research: Oceans, 125(3): e2019JC015801.
- Yao Y, Wang C, Fu Y. 2022. Global Marine Heatwaves and Cold-Spells in Present Climate to Future Projections[J]. Earth's Future, 10(11): e2022EF002787.
- Yu K F, Zhao J X, Shi Q, et al. 2006. U-series dating of dead Porites corals in the South China Sea: evidence for episodic coral mortality over the past two centuries[J]. Quaternary Geochronology, 1(2): 129-141.
- Zhang L, Wu L, Lin X, et al. 2010. Modes and mechanisms of sea surface temperature low-frequency variations over the coastal China seas[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 115(C8). doi:10.1029/2009JC006025.
- Xu Z L, Ma Z L, Wu Y M, 2011. Peaked abundance of Calanus sinicus earlier shifted in the Chang jiang River (Yangtze River) Estuary: a comparable study between 1959, 2002, and 2005. Acta Oceanologica Sinica, 30(3): 84–91.
- Loarie S R, Duffy P B, Hamilton H, et al. 2009. The velocity of climate change [J]. Nature, 462 (7276): 1052–1057, doi:10.1038/nature08649.
- 卞晓东,万瑞景,金显仕,等. 2018. 近 30 年渤海鱼类种群早期补充群体群聚特性和结构更替[J].渔业科学进展, 39(2):1-15. BIAN Xiaodong, WAN Ruijing, JIN Xianshi, et al. 2018. Ichthyoplankton Succession and Assemblage Structure in the Bohai Sea During the Past 30 Years Since the 1980s[J]. Progress in Fishery Sciences (in Chinese), 39(2): 1-15.
- 蔡榕硕, 2010, 气候变化对中国近海生态系统的影响[M], 海洋出版社, 北京. CAI Rongshuo. 2010. Impacts of Climate Change on the marine ecosystems of China offshore area [M], Ocean press. Beijing.
- 蔡榕硕,陈际龙,黄荣辉. 2006. 我国近海和邻近海的海洋环境对最近全球气候变化的响应[J]. 大气科学, 30 (5): 1019–1033. CAI Rongshuo, CHEN Jilong, HUANG Ronghui. 2006. The Response of Marine Environment in the Offshore Area of China and Its Adjacent Ocean to Recent Global Climate Change[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30(5): 1019-1033.
- 蔡榕硕, 陈际龙, 谭红建. 2011. 全球变暖背景下中国海表层海温变异及其与东亚季风的关系[J]. 气候与环境 研究, 16(1): 94-104. CAI Rongshuo, CHEN Jilong, TAN Hongjian. 2011. Variations of the Sea Surface Temperature in the Offshore Area of China and Their Relationship with the East Asian Monsoon under the Global Warming[J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16(1): 94-104.
- 蔡榕硕, 付迪. 2018. 全球变暖背景下中国东部气候变迁及其对物候的影响[J]. 大气科学, 42(4):729-740. CAI Rongshuo, FU Di. 2018. The Pace of Climate Change and Its Impacts on Phenology in Eastern

China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(4): 729-740.

- 蔡榕硕, 郭海峡, ABD-ELGAWAD Amro,等. 2021a. 全球变化背景下暖水珊瑚礁生态系统的适应性与修复研 究[J]. 应用海洋学学报, 40(1):12-25. CAI Rongshuo, GUO Haixia, ABD-ELGAWAD Amro, et al. 2021a. A study on the adaptation and restoration of warm water coral reef ecosystem in the context of global change[J]. Journal of Applied Oceanography (in Chinese), 40(1):12-25.
- 蔡榕硕,韩志强,杨正先. 2020a. 海洋的变化及其对生态系统和人类社会的影响、风险及应对 [J]. 气候变化研 究进展, 16 (2): 182-193. CAI Rongshuo, HAN Zhiqiang, Yang Zhengxian. 2020. Impacts and risks of changing ocean on marine ecosystems and dependent communities and related responses [J]. Climate Change Research (in Chinese), 16 (2): 182-193
- 蔡榕硕,刘克修, 谭红建. 2020b. 气候变化对中国海洋和海岸带的影响、风险与适应对策[J]. 中国人口·资源与 环境, 30(9):1-8. Cai R S, Liu K X, Tan H J. 2020. Impacts and risks of climate change on China's coastal zones and seas and related adaptation[J]. China population, resources and environment (in Chinese), 30(9):1-8.
- 蔡榕硕, 齐庆华, 张启龙. 2013. 北太平洋西边界流的低频变化特征[J]. 海洋学报, 35(1): 9-14. CAI Rongshuo, QI Qinghua, ZHANG Qilong. 2013. On low-frequency variations of volume transport of the Pacific western boundary currents[J]. Haiyang Xuebao (in Chinese), 35(1): 9-14.
- 蔡榕硕, 谭红建, 郭海峡, 等, 2022a. 气候变化与中国近海初级生产[M]. 科学出版社, 北京。Cai Rongshuo, Tan Hongjian, Guo Haixia, et al., 2022. Impacts of Climate Change on the primary production of China offshore area [M], Ocean press. Beijing.
- 蔡榕硕, 王慧, 郑惠泽, 等. 2021b. 气候临界点及应对—碳中和[J]. 中国人口·资源与环境, 31(9): 16-23. CAI Rongshuo, WANG Hui, ZHENG Huize, et al. 2021. Action against climate tipping points: carbon neutrality[J]. China population, resources and environment (in Chinese), 31(9): 16-23.
- 蔡榕硕, 张俊鹏, 颜秀花. 2015. 东海冷涡对黑潮热输运年代际跃变的响应[J]. 应用海洋学学报, 34(1):301-309. Cai Rongshuo, Zhang Junpeng, Yan Xiuhau. 2015. Responses of the East China Sea Cold Eddy to inter-decadal climatic jump of Kuroshio heat transport around 1976/1977. Journal of Applied Oceanography (in Chinese), 34(1):301-309.
- 蔡榕硕, 左军成, 王文涛等, 2022b, 第 16 章 对海洋和海岸带的影响、风险与适应,见:《第四次气候变化国家评估报告》编写委员会. 2022, 第四次气候变化国家评估报告[M]. 北京:科学出版社, 2022. 557~596.
 Cai Rongshuo, Zuo Junchen, Wang Wengtao, et al., 2002b. Chapter 16, Impacts and Risks on and adaptations to marine and coastal zone. In: Compilation Committee for the Fourth National Assessment Report on Climate Change. 2022. The Fourth National Assessment Report on Climate of China[M]. Beijing: Science Press.
- 戴天元. 2004. 福建海区渔业资源生态容量和海洋捕捞业管理研究[M]. 北京: 科学出版社. Dai Tianyuan. 2004. Study on Ecological Capacity of Fishery Resources and Management of Marine Fishing Industry in Fujian Sea Area[M]. Beijing: Science Press
- 丁一汇,司东,柳艳菊,等. 2018. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化[J]. 大气科学, 42 (3): 533-558. Yihui DING, Dong SI, Yanju LIU, Zunya WANG, Yi LI, Liang ZHAO, Yafang SONG. On the Characteristics, Driving Forces and Inter-decadal Variability of the East Asian Summer Monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2018, 42(3): 533-558.
- 冯琳,林霄沛. 2009. 1945~2006 年东中国海海表温度的长期变化趋势[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 39(1): 13-18. FENG Lin, LIN Xiaopei. 2009Long-Term Trend of the East China Sea Surface Temperature During 1945~2006. Journal of Ocean University of China (Natural Science Edition) (in Chinese), 39(1): 13-18.

- 胡石建, 李诗翰. 2022. 海洋热浪研究进展与展望[J]. 地球科学进展, 37(1): 51-64. HU Shijian, LI Shihan. Progress and Prospect of Marine Heatwave Study[J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 2022, 37(1): 51-64
- 黄梓荣, 王跃中. 2009. 北部湾出现苏门答腊金线鱼及其形态特征[J]. 台湾海峡, 28(4): 516~519. Huang Zirong, Wang Yuezhong. 2009. Nem ipterus mesoprion (Bleeker, 1853) appeared in Beibu Bay and its morphoiogic character[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait (in Chinese). 28(4): 516~519.
- 李忠炉, 金显仕, 张波等. 2012. 黄海大头鳕(Gadus macrocephalus)种群特征的年际变化[J]. 海洋与湖沼, 43(5):924-931. LI Zhong-Lu, JIN Xian-Shi, ZHANG Bo, ZHOU Zhi-Peng, SHAN Xiu-Juan, DAI Fang-Qun. 2012. Interannual variations in the population characteristics pf the Pacific Cod Gadus macrocephalus in the Yellow Sea[J]. Oceanologia et limnologia Sinica (in Chinese).43(5):924-931.
- 林霄沛, 许丽晓, 李建平, 等. 2016. 全球变暖 "停滞" 现象辨识与机理研究[J]. 地球科学进展, 31(10): 995-1000. Lin Xiaopei, Xu Lixiao, Li Jianping, et al. 2016. Research on the Global Warming Hiatus[J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 31(10): 995-1000.
- 缪予晴,徐海明,刘佳伟. 2020. 西北太平洋夏季海洋热浪的变化特征及海气关系[J]. 热带海洋学报, 40(1): 31-43. MIAO Yuqing, XU Haiming, LIU Jiawei. 2020. Variation of summer marine heatwaves in the Northwest Pacific and associated air-sea interaction[J]. Journal of Tropical Oceanography (in Chinese), 40(1): 31-43.
- 齐继峰, 尹宝树, 杨德周, 等. 2014.东海黑潮流量的年际和年代际变化[J]. 海洋与湖沼, 45(6):1141-1147. Qi Jifeng,Yin Baoshu,Yang Dezhou and Xu Zhenhua. 2014. The interannual and interdecadal variability of the Kuroshio volume transport in the East China Sea[J]. Oceanologia Et Limnologia Sinica (in Chinese). 45(6):1141-1147.
- 单秀娟, 陈云龙, 金显仕. 2017.气候变化对长江口和黄河口渔业生态系统健康的潜在影响[J]. 渔业科学进展, 38(2): 1-7. SHAN Xiujuan, CHEN Yunlong, JIN Xianshi. Projecting Fishery Ecosystem Health Under Climate Change Scenarios: Yangtze River Estuary and Yellow River Estuary[J]. Progress in Fishery Sciences(in Chinese), 2017, 38(2): 1-7.
- 唐森铭, 蔡榕硕, 郭海峡等. 2017.中国海区域浮游植物生态对气候变化的响应[J]. 应用海洋学学报, 36(4):455-465. Tang Senming, Cai Ronshuo, Guo Haixia, et al. 2017. Response of phytoplankton in offshore China seas to climate change [J]. Journal of Applied Oceanography (in Chinese), 36 (4): 455-465.
- 王庆元,李清泉,李琰,等. 2021.1982–2019 年渤、黄海海洋热浪时空变化特征分析[J]. 海洋学报,2021,43(12): 38–49. Wang Qingyuan, Li Qingquan, Li Yan, et al. 2021. Temporal and spatial characteristics of marine heat waves in the Bohai Sea and Yellow Sea during 1982–2019[J]. Haiyang Xuebao(in Chinese),43(12): 38–49
- 张小娟, 郑飞. 2022. 全球海洋热浪的多时间尺度变化特征及气候调控因子分析[J]. 气候与环境研 究, 27(1): 170-182. ZHANG Xiaojuan, ZHENG Fei. 2022. Analysis of Multi-time Scale Variation Characteristics and Climate Regulation Factors on Global Marine Heatwaves [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 27 (1): 170-182
- 张秀芝, 裘越芳, 吴迅英. 2005. 近百年中国近海海温变化[J]. 气候与环境研究, 10(4): 799-807. ZHANG Xiu-Zhi, QIU Yue-Fang, WU Xun-Ying. 2005. The Long-Term Change for Sea Surface Temperature in the Last 100 Years in the Offshore Sea of China[J]. Climatic and Environmental Research(in Chinese), 10(4): 799-807.



图 1 中国近海冬季(a) 和夏季(b) 海表面温度(SST, 蓝色等值线)、低层 925hPa 风场(红色矢量)和 上 30m 层海洋环流(绿色矢量)气候态(1981-2010年)分布,黑色方框代表东中国海(包括渤海、黄海 和东海,23-43°N,118-130°E)和南海(2-23°N,108-120°E)

Fig.1 Climatology of SST (°C, blue contours), wind field at 925hPa (m/s, red vectors), and upper 30-m ocean current (m/s, green vectors) during winter (a) and summer (b) in the coastal China seas.



图 2 1960-2022 年冬季(a, c)和夏季(b, d)全球海洋 SST 变化趋势空间分布(°C/10a)和距平时间序列 (℃,相对于 1971-2000 年气候态平均值)(修改自 Cai et al, 2017;采用 HadISST 数据更新至 2022 年, 未考虑极区海洋).

Fig.2 Trend (°C /10a) and time series of SST anomaly over the global ocean (polar regions omitted) in winter and summer of 1960-2022.



图 3 1960-2022 年中国近海冬季(a) 和夏季(b) SST 序列的小波实部谱 Fig.3 Wavelet real part spectra of SST in winter (a) and summer (b) in the coastal China seas during the period of 1960-2022.



图 4 1960-2022 年中国近海冬季 SST (颜色)、低层 925hPa 风场 (矢量) 在年代际 (a 和 b) 和年际尺度 (c 和 d) 上 EOF 主模态的空间分布与时间序列, 年际和年代际的 SST 与风场分别经过了 2-7 年的带通滤 波和 7 年以上的低通滤波, 白线为风场时间序列 PC1 对海温的回归 (修改自 Cai et al., 2017, 采用 ERA5 和 HadISST 数据, 更新至 2022 年)

Fig.4 The major EOF modes of SST (color shading with white contours) and wind field at 925 hPa (black vectors) in winters during the period of 1960-2022 on the interdecadal (a and b) and interannual (c and d) time scale. SST and wind field datasets were conducted 2-to-7-year band pass and 7-year low pass filtering before EOF analysis.



图 5 1958-2008 年台湾岛东部冬季(a)和夏季(b)黑潮 23°N 断面(121°E~125°E)上层海洋经向流速的 气候态平均(黑线, m/s)和长期变化趋势(颜色, m/s/a)(引自蔡榕硕等, 2022a) Fig.5 Climatology (black contours, m/s) and trend (color shading, m/s/a) of meridional velocity of the upper 30-m Kuroshio Current (KC) at 23°N section during winter (a) and summer (a) of 1958–2008.



图 6 源地黑潮(18°N 断面)流量的年际和年代际变化,细实线为经 5 个月滑动平均,粗实线为经 10a 滑动平均(引自蔡榕硕等, 2013)

Fig.6 The interannual and interdecadal variations of the Kuroshio volume transport at 18°N section.







Fig. 7 (a) Distributions of winter climatological mean upper 30-m ocean currents in offshore China for 1958–2008. (b) Spatial patterns of the 8-yr, low-pass-filtered winter upper-ocean current regression with213PC1 of the East Asian winter monsoon (EAWM) wind field at 925 hPa for 1958–2008 (shaded areas exceed 95% confidence level). Reference vectors are in the top right corner of (a), (b) in m/s.





Fig. 8 The climate velocity (km /10, a) of seasonal mean isotherms (white lines) in the coastal China seas during the winter (a) and summer (b) during the period of 1960-2022. The vector (color shading) denotes direction (magnitude) of the climate velocity.



图 9 1960-2022 年中国近海春季(4月,a)和秋季(10月,b)的物候变迁速率(d/10a);正值(负值) 表示提前(推迟)时间;图 b 阴影区域表示不确定性较大的区域 (修改自蔡榕硕和付迪,2018;采用 ERA5 数据更新至 2022 年)

Fig. 9 The speed (d/10a) of seasonal shift of Spring (April, a) and Autumn (October, b) in the coastal China seas during the period of 1960-2022. Positive (negative) values denote the timing of advancement (delay).



图 10 1982-2022 年中国近海海洋热浪持续天数(d) 和平均强度(°C) 的气候态及变化趋势(*/10a) Fig. 10 Climatology and trend (per decade) of duration and mean intensity of marine heatwaves in the coastal China seas from 1982 to 2022.



图 11 1982-2022 年东中国海(a和c)和南海(b和d)海洋热浪持续天数的四季长期变化、5-9 月海洋热 浪年代际频率百分比(%)以及海温异常(相对于 1982-2011)变化(c和d) Fig. 11 Seasonal series of marine heatwaves duration (a, b) and decadal frequency percentage as well as SST anomalies (c, d) in the East China seas (a, c) and south China sea (b, d) from 1982 to 2022.





Fig.12 Composited differences in the July-August SST anomaly (color, °C), 850 hPa wind anomalies (vector, m/s), and 500 hPa contour line for 5,860 gpm (blue line) between ten cases of significant negative IOD events, defined as monthly IOD index less than -0.5 °C (including 2022, 2021, 2016, 2013, 2010, 2004, 2001, 1998, 1996, and 1990) and climatological mean condition.



图 13 夏季大尺度 SST 异常(颜色, °C)、850hPa 风场(矢量, m/s)和 500 hPa 副高 5,860 等值线 (blue line)的合成分析,选择 6 个厄尔尼诺衰减年(1983、1988、1998、2010、2016)和五个拉尼娜衰减年(1989、1999、2000、2008、2011),异常相对于 1982-2011 年(引自 Tan et al., 2022)。

Fig. 13 Composited differences in the summer SST anomaly (color, °C), 850 hPa wind anomalies (vector, m/s) between five El Niño decay years (1983, 1988, 1998, 2010, 2016) and five La Niña decay years (1989, 1999, 2000, 2008, 2011). Blue (green) line is 5,880-gpm contour line at 500 hPa during El Niño (La Niña).





图 14 2006-2100 年 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下东中国海(左侧)和南海(右侧)海表温度、溶解 氧、海水 pH 和初级生产力年平均的时间变化序列,阴影颜色为 25~75%的模式间偏差 (修改自 Tan et al., 2020)

Fig.14 Time series of SST, DO, pH, and NPP in the East China Seas (left panel) and South China Sea (right panel) under RCP 2.6, RCP 4.5, and RCP 8.5 during the period of 2006–2100.