

琼东上升流的年际变化及长期变化趋势*

谢玲玲 宗晓龙 伊小飞 李敏

(广东海洋大学广东省近海海洋变化与灾害预警重点实验室 湛江 524088)

摘要 全球变暖背景下沿岸上升流的年际变化是近年来的研究热点。本文基于 1982—2012 年的海表面温度和风场资料, 分析了琼东上升流的强度和中心位置的年际变化规律以及沿岸风应力及其旋度的作用。结果显示, 近 30 年来, 琼东上升流强度总体减弱, 相比于沿岸风应力, 其变化与减弱的局地风应力旋度相关性更高; 琼东上升流强中心位置最大概率发生在 19.2° — 19.3° N, 与最大风应力旋度位置接近, 且存在北移趋势。琼东上升流强度和位置的年际变化还存在周期约 3 年、5 年和 10 年的本征模态, 以 3 年周期变化为主。局地风应力旋度在琼东上升流的年际变化中发挥了重要作用。

关键词 琼东上升流; 年际变化; 风应力; 风应力旋度; 变化趋势

中图分类号 P731 doi: 10.11693/hyhz20150300069

沿岸上升流是陆架海区一种重要的动力过程, 对海域的生态环境和渔业生产具有重要影响(Silva *et al.*, 2009; García-Reyes *et al.*, 2010; Kuvaldina *et al.*, 2010; Jing *et al.*, 2011)。低温的上升流海水还影响了沿岸陆地环境和气候(Bakun, 1990; Xie *et al.*, 2003; Cropper *et al.*, 2014)。此外, 沿岸上升流区也是海气二氧化碳交换和全球碳循环中的重要区域(Tsunogai *et al.*, 1999; Ianson *et al.*, 2009; Lachkar *et al.*, 2013)。

沿岸上升流的年际变化趋势成为近年来全球气候变化的研究热点(Lorenzo, 2015; Sydeman *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2015)。Bakun(1990)首先提出全球变暖会导致海陆间大气压强梯度力和沿岸风应力增强, 从而加强大洋东边界的沿岸上升流。这一论断也得到了很多研究者的支持, 观测结果显示加利福尼亚上升流、秘鲁上升流、本格拉上升流、洪堡上升流等大洋东岸的上升流均呈增强趋势(McGregor *et al.*, 2007; Vargas *et al.*, 2007; García-Reyes *et al.*, 2010; Santos *et al.*, 2012; Cropper *et al.*, 2014; Sydeman *et al.*, 2014)。

我国位于太平洋西岸, 沿岸存在许多显著的上升流区(伍佰瑜, 1990; 洪启明等, 1991; 颜廷壮, 1992; Hu *et al.*, 2001; 吴日升等, 2003; Gan *et al.*, 2009; 韦钦胜等, 2011)。对于大洋东边界上升流的观点较为统一;

而目前大洋西边界上升流年际变化的研究较少。关于我国沿岸上升流变化趋势的研究开展有限。蔡榕硕等(2006)研究了我国近海对全球变暖的响应, 认为 1976 年以来中国近海辐聚风场减弱使得沿岸的南风减小, 从而不利于沿岸上升流的形成, 导致上升流区 SST 上升。Gan 等(2009)通过观测和数值模拟研究南海北部陆架上升流, 指出由于密度大的底层水向岸输送增强, 南海东北部上升流呈现增强的趋势。

琼东上升流是发生于南海西北部、海南岛以东的季节性沿岸上升流, 通常发生在 4—9 月, 其中 6—7 月最强(谢玲玲等, 2012)。基于 1959—1960、1977—1981 年的现场观测, 李立(1990)、邓松等(1995)注意到琼东上升流的强度和持续时间各年不同。Jing 等(2011)指出 1998 年夏琼东上升流受厄尔尼诺影响而显著增强。Li 等(2012)数值模拟的结果显示 2000—2007 年海南岛东部上升流的年际变化与南海季风指数相关。这些研究关注了短期的年际变化, 对长期的变化趋势关注较少。刘羿等(2009)利用滨珊瑚重构的温度序列分析认为琼东上升流在 1906—1993 年间增强, 而 Su 等(2013)分析 1960—2006 年的温度变化, 得出琼东上升流强度在减弱的结论。可见, 关于琼东上升流强度、空间特征的年际变化趋势还有待更多研

* 国家自然科学基金项目, 41476009 号, 41106012 号; 广东省高等学校科技创新项目, 2013KJCX0099 号; 热带海洋环境国家重点实验开放课题, LTO1404 号。谢玲玲, 硕士生导师, 副教授, E-mail: llingxie@163.com

收稿日期: 2015-03-08, 收修改稿日期: 2015-07-02

究。此外,对于年际变化的机制,前人较多地考虑了沿岸风的变化。事实上,风应力旋度也属主要因素(Jing *et al.*, 2011),其贡献可达到 30%(Wang *et al.*, 2013)。目前,关于局地风应力旋度对琼东上升流年际变化影响的研究比较少见。本文利用 1982—2012 年的卫星遥感海面温度和再分析风场资料,分析琼东上升流强度和中心位置的年际变化规律,并着重探究局地风应力旋度在年际变化中的作用。

1 数据和方法

1.1 数据来源

本文采用的温度数据是 1982—2012 年的 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) 的海表面温度(Sea Surface Temperature, SST),分辨率为 4km。风场数据采用欧洲中尺度天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)月平均的再分析数据,时间范围是 1982—2012 年,分辨率为 0.125° ,在分析较长时间尺度的事件时,再分析数据具有一定的优势。为了与温度数据分辨率匹配,我们将风场数据进行二维线性

插值,分辨率为 4km。

琼东上升流为季节性上升流,夏季最为强盛。为消除季节变化的干扰,本文选用每年 6—8 月份平均的温度场和风场。

1.2 研究区域

前人研究认为琼东上升流出现范围通常在 $18.5^\circ\text{--}20^\circ\text{N}$, 111.5°E 以西近岸(韩舞鹰等, 1990; 邓松等, 1995; 柴扉等, 2001),集中在离岸 40km 以内(郭飞等, 1998)。为了减小地形凸角对上升流强中心的影响(Su *et al.*, 2009),本文选择 $18.8^\circ\text{--}19.6^\circ\text{N}$ 范围内岸线变化相对平缓的沿岸 40km 的区域为琼东上升流的代表区,如图 1 中 A 所示。

在同样纬度范围内的外海,选择与近岸上升流区形状、大小完全一致的区域代表未受上升流影响的背景海域,如图 1 中 B 所示,与近岸上升流 A 区相隔 3 个经度(约 114°E 以东),以避免海南岛东部外海 114°E 以西暖涡的影响(管秉贤, 1997)。作者实验了不同研究区域面积,发现其对上升流指数的变化规律影响不大。

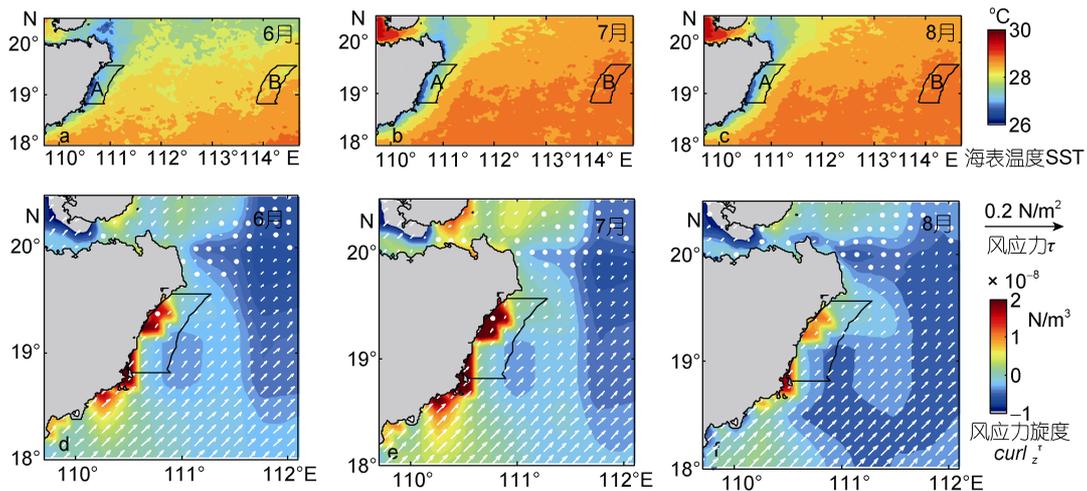


图 1 南海北部夏季(6—8月)气候态月平均的海表面温度 SST (a—c)、风应力矢量 τ 和风应力旋度 $curl_z \tau$ (d—f)。图中的黑色框形为本文研究选取的近岸上升流区域 A 和外海背景场区域 B

Fig. 1 The summer (June—August) monthly climatological sea surface temperature SST (a—c), wind stress vector τ and wind stress curl $curl_z \tau$ (d—f) in the northern South China Sea. The black boxes labeled A and B are the studied nearshore upwelling region and offshore background region, respectively

1.3 参数计算

1.3.1 上升流指数 UI 由于上升流垂向流速无法直接获取,前人多采用其它易获取参量(如温度、风速等)来表征上升流强度,不同研究中上升流指数定义也不尽相同(Kuo *et al.*, 2000; 苗馨等, 2011; Li *et al.*, 2012)。本文要探究沿岸风和风应力旋度对上升流年

际变化的影响,为此不选用 Ekman 输送作为上升流指数。参考前人工作(Nykjær *et al.*, 1994; 邓松等, 1995; Kuo *et al.*, 2000; 苗馨等, 2011),我们用海表面温度差 ΔT 定义上升流指数(Upwelling Index, UI)为:

$$UI_{Year} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta T_{i,Year} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{i,Year} - t_{i,Year}) \quad (1)$$

这里 $T_{i,Year}$ 和 $t_{i,Year}$ 分别表示某一年份外海非上升流区(图 1 中 B)和近岸上升流区(图 1 中 A)的第 i 个网格点上的海表温度, N 表示网格数。 $\Delta T_{i,Year}$ 是对应网格点上的内外海区的温度差, UI_{Year} 为上升流指数(空间平均了的温差)。 UI 越大, 上升流越强。

1.3.2 沿岸风应力和风应力旋度 风应力 τ 由海面 10m 风速块体公式计算:

$$\vec{\tau} = \rho \cdot C_d \cdot |\vec{U}_{10}| \cdot \vec{U}_{10} \quad (2)$$

其中拖曳系数 C_d 为(Yelland *et al.*, 1996, 1998):

$$1000C_d = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \quad (3 \leq U_{10} \leq 6 \text{ m/s})$$

$$1000C_d = 0.60 + 0.071U_{10} \quad (6 \leq U_{10} \leq 26 \text{ m/s})$$

由 ETOPO 2' 地形数据计算岸线倾角, 再将风应力矢量投影到沿岸方向, 得到沿岸风应力 $\tau_{\text{alongshore}}$

风应力旋度 $\text{curl}_z \tau$ 由以下公式计算得到

$$\text{curl}_z \tau = \frac{\partial \tau_x}{\partial y} - \frac{\partial \tau_y}{\partial x} \quad (3)$$

2 结果

气候态下, 夏季南海北部表层水温较高, 大部分海域 SST 达到 28°C 以上(图 1a—c)。在海南岛东部沿岸, 上升流形成的低温区十分明显, 其等温线大致与岸线平行, SST 由离岸 40km 处的 27.5°C 降到岸边的 26°C。7、8 月份的外海温度相比 6 月份升高, SST 达到 29°C 以上, 而近岸上升流的低温仍在 27.5°C 以下。受东亚季风气候影响, 夏季南海北部海域盛行西南风(图 1d—f), 琼东近岸风应力相对外海较小, 风向在沿岸偏向东北。风场大小和方向在空间上分布不均匀, 产生了不为零的风应力旋度。关注该海域的风应力旋度(图 1d—f), 发现夏季南海北部 112°E 以东的海域, 风应力旋度通常为负值, 而在 110°—111°E 的海南岛近岸区域风应力旋度在 6—8 月份则为正值, 且 7 月份正风应力旋度的量值和范围较大。正风应力旋度作用下的 Ekman 抽吸也会引起下层冷水上涌, 从而对琼东沿岸的上升流和低温产生影响。

2.1 琼东上升流强度的年际变化

图 2 给出了 1982—2012 年研究海域夏季海温和上升流指数的变化。可以看到, 尽管上升流区与背景海域纬度一致, 由于上升流的存在, 近岸温度比外海背景温度通常低 1—2°C。在全球变暖背景下, 外海背景 SST 和近岸上升流区 SST 都呈现上升的趋势。然而, 近岸 SST 的平均增温率为 0.027°C/年, 外海 SST 的平均增温率只有 0.018°C/年, 近岸比外海升温更快,

暗示近岸上升流减弱。进一步计算上升流指数, 结果显示琼东上升流强度在 1982—2012 年间呈现减弱趋势, 变化率为 -0.010°C/年。

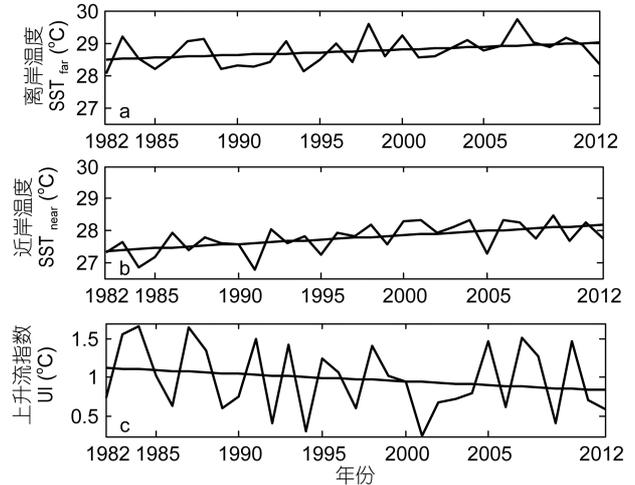


图 2 1982—2012 年夏季(6—8 月份)研究海域的平均海表面温度和琼东上升流指数的时间变化

a. 外海背景温度 SST_{far} , b. 上升流区温度 SST_{near} , c. 上升流指数 UI 。图中直线为线性趋势项

Fig.2 Variations of averaged SST and Qiongdong Upwelling index (UI) in the study areas in summer (June—August) of 1982—2012

a: averaged SST in offshore background area; b: averaged SST in nearshore upwelling area; c: upwelling index. Straight lines are the linear trends of the variation

沿岸西南季风产生的 Ekman 输运通常被认为是琼东上升流产生的主要机制(伍佰瑜, 1990)。分析琼东沿岸风应力(图 3a)发现, 近 30 年来沿岸风应力变化与上升流指数变化的相关系数仅有 0.43(随机噪音检验 P 值为 $0.016 < 0.05$, 相关性显著, 95%置信区间上下限为 $[0.09 \ 0.68]$), 与琼东上升流指数的下降趋势不同, 沿岸风应力在 1982—2012 年总体变化趋势没有减弱, 甚至略有增强, 增长率为 $1.1 \times 10^{-5} \text{ N}/(\text{m}^2 \text{ 年})$ 。Su 等(2013)基于 cross-calibrated multi-platform (CCMP)海面风场也发现琼东沿岸风应力在 1988—2008 年间呈现增强趋势, 与琼东上升流指数的减弱趋势相反, 针对此“矛盾”现象, 他们通过数值模拟, 从背景西边界流的变化予以解释。事实上, 除了沿岸风应力, 局地风应力旋度也是调控琼东上升流的重要因素(Jing *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2013)。进一步分析风应力旋度数据发现(图 3b), 近岸上升流区域内风应力旋度的年际变化与上升流指数的相关性高于沿岸风应力, 相关系数达到了 0.66(P 值为 0.0001, 95%置信区间的边界分别为 0.39 和 0.82), 并且, 风应力旋

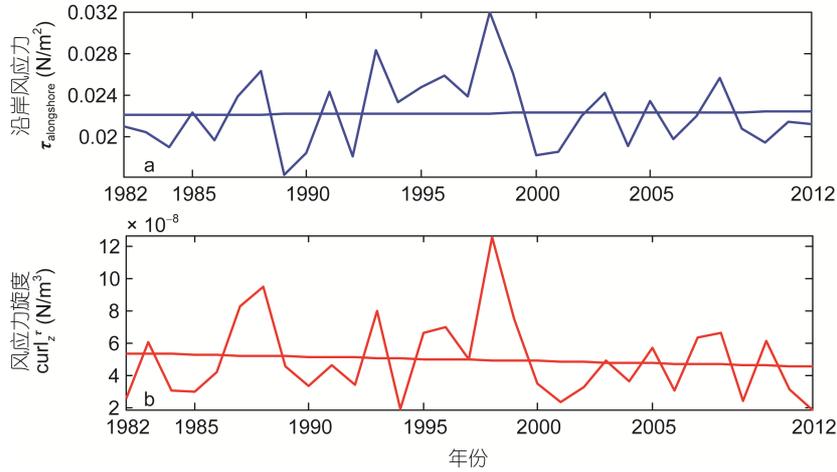


图3 1982—2012年琼东上升流区沿岸风应力 $\tau_{\text{alongshore}}$ (a)及风应力旋度 $\text{curl}_z\tau$ (b)的变化
图中直线为线性趋势

Fig.3 Variations of alongshore wind stress $\tau_{\text{alongshore}}$ (a) and the curl of wind stress $\text{curl}_z\tau$ (b) in Qiongdong Upwelling region in 1982—2012. Straight lines are their linear trends

度变化的总体趋势是减弱, 减弱率为 $-2.7 \times 10^{-11} \text{ N}/(\text{m}^3 \text{ 年})$ 。相比沿岸风应力, 风应力旋度的变化对琼东上升流强度的年际变化可能发挥了更重要的作用: 风应力旋度减弱可能是导致琼东上升流强度减弱的重要因素。

为了进一步研究风场变化和琼东上升流指数变化的内在相关性, 我们将琼东上升流指数、沿岸风应力和风应力旋度进行经验模态分解(Empirical Mode Decomposition, EMD) (Huang *et al*, 1998)。该方法可以得到由数据本身变化决定的有限个本征模函数。如图 4a—c 和表 1 所示, 琼东上升流指数的年际变化存

在 3 个本征模态(intrinsic mode function, IMFs), 变化周期约为 3 年、5 年和 10 年, 方差贡献分别为 82%、10%和 1%, 其中以 3 年周期的振幅最大, 是琼东上升流指数变化的主周期。相应的, 沿岸风应力和风应力旋度也存在 3 个本征模态, 其周期与上升流变化类似, 并以第一模态的振幅和方差贡献最大。对于上升流变化的前两个主要模态, 风应力旋度与上升流指数的相关性均高于沿岸风应力, 尤其是在振幅和方差贡献最大的第一模态, 相关系数达到 0.75, 说明风应力旋度变化在琼东上升流变化中的重要作用。

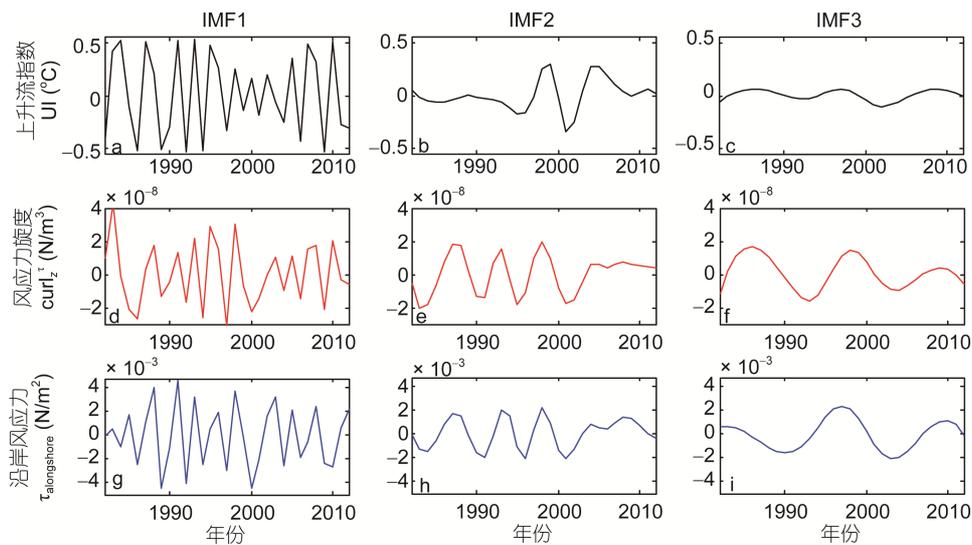


图4 1982—2012年琼东上升流指数 UI (a—c)、风应力旋度 $\text{curl}_z\tau$ (d—f)和沿岸风应力 $\tau_{\text{alongshore}}$ (g—i) EMD 分解得到的本征模函数

Fig.4 The intrinsic mode functions (IMFs) of the Qiongdong Upwelling index UI (a—c), the curl of wind stress $\text{curl}_z\tau$ (d—f), and alongshore wind stress $\tau_{\text{alongshore}}$ (g—i) in 1982—2012

表 1 琼东上升流指数 UI、沿岸风应力 $\tau_{\text{alongshore}}$ 和风应力旋度 $\text{curl}_2\tau$ 的本征模函数及相关性Tab.1 The IMF's of the upwelling index (UI), wind curl ($\text{curl}_2\tau$) and alongshore wind stress ($\tau_{\text{alongshore}}$), and the correlation coefficients

	IMF1			IMF2			IMF3		
	周期 (年)	方差 贡献	与 UI 的相关系数/ <i>P</i> 值/95%置信区间	周期 (年)	方差 贡献	与 UI 的相关系数/ <i>P</i> 值/95%置信区间	周期 (年)	方差 贡献	与 UI 的相关系数/ <i>P</i> 值/95%置信区间
UI	2.6±0.7	82%		5.0±1.2	10%		10.6±1.5	1%	
$\text{curl}_2\tau$	2.9±1.0	58%	0.74/0.000/[0.53 0.87]	5.2±0.8	23%	0.54/0.002/[0.23 0.75]	11.0±1.0	14%	0.46/0.009/[0.13 0.71]
$\tau_{\text{alongshore}}$	2.8±0.9	55%	0.520/0.003/[0.21 0.74]	5.4±0.9	14%	0.46/0.009/[0.13 0.70]	12.3±2.0	13%	0.55/0.001/[0.25 0.76]

2.2 琼东上升流强中心位置的年际变化

琼东上升流在空间上分布不均匀。韩鹰舞等(1990)曾指出, 1984年7月在琼东上升流近岸30m水深的范围内存在港北港北部和南部两个低温中心。我们对琼东近岸上升流区气候态的 SST 进行纬向(即沿纬线方向)平均(图 5a), 发现低温主要集中在 18.9°—19.3°N 之间, 其中最低温大约在 19.2°N 左右, 另外两个低温位于 19.3°N 和 19°N 附近。将气候态的内外温差同样作纬向平均(图 5b), 其分布特征与近岸低温的分布呈现了很好的负相关, 大值也集中在 18.9°—

19.3°N 之间, 其中最大值位于最北部的 19.3°N。

定义纬向平均的最大温差所处的纬度为上升流中心, 并研究琼东上升流中心位置的年际变化。如图 6 所示, 琼东上升流的强中心随年际变化在研究区域内南北振荡, 但大多在 18.9°—19.3°N 之间, 最大概率出现在 19.2°—19.3°N 附近, 其次在 18.9°—19°N 附近, 这与图 5 中显示的气候态下的低温和大温差所处的位置基本一致。分析上升流中心位置的总体变化趋势, 发现近 30 年来琼东上升流中心略向北偏移。对中心位置年际变化的南北振荡进行 EMD 分解, 也得

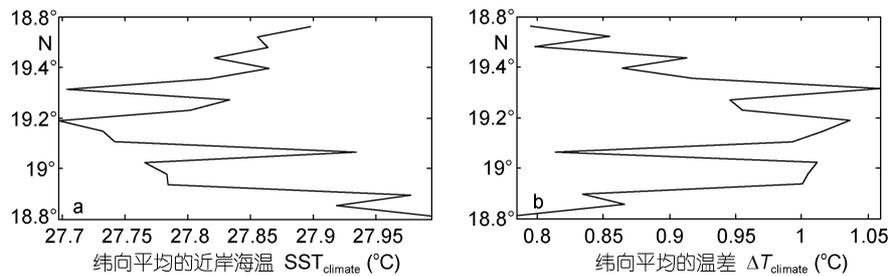
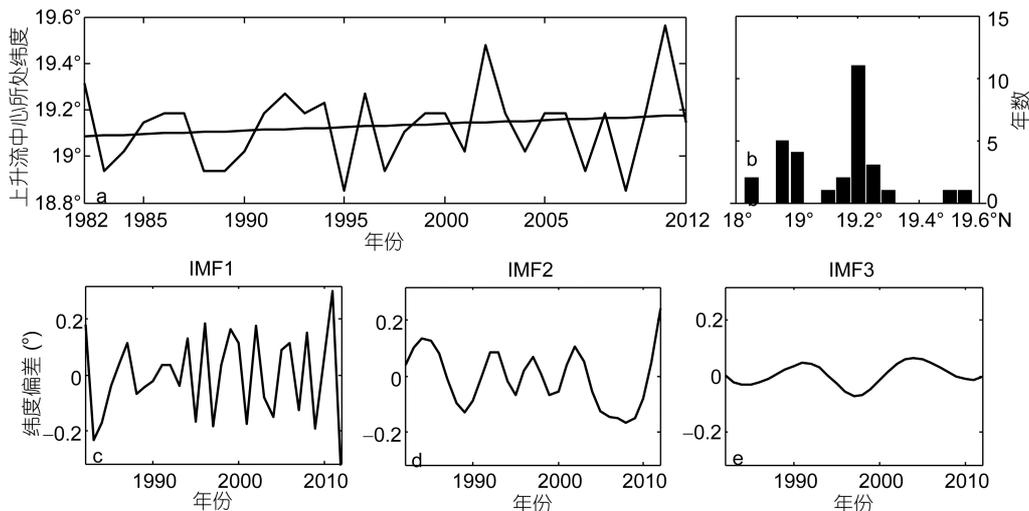
图 5 近岸气候态 SST(a)和内外温差 ΔT (b)的纬向平均Fig.5 Zonal averages of the coastal climate SST (a) and the upwelling temperature difference ΔT (b)

图 6 1982—2012 年琼东上升流中心位置的年际变化(a)、位置分布统计(b)以及中心位置南北振荡的 3 个本征模态(c—e)
Fig.6 Interannual variation (a) and the statistics (b) of the core location of Qiongdong Upwelling in 1982—2012, and three IMF's of the variation in the core location (c—e)

到了大约以 3 年、5 年和 10 年为周期的本征模态, 方差贡献分别为 60%, 31% 和 4%, 其中以 3 年为周期的第一模态振幅和方差贡献最大, 与上升流强度的年际变化规律相似。

对沿岸风应力和风应力旋度也作纬向平均, 发现最大沿岸风应力和最大风应力旋度出现的纬度较为固定(图 7)。最大沿岸风应力集中在 19.1°N , 少数年份出现在 18.9°N — 19°N , 这可能对上升流中心位置时常出现在 19°N 附近起到了作用; 而最大风应力旋度对应的纬度最大概率出现在 19.25°N 附近, 与上升流强中心出现最大概率的 19.2°N — 19.3°N 一致。强风应力旋度可能对上升流强中心的位置具有重要的影响。对于上升流中心的北移趋势, 可能与沿岸风应力增强了表层沿岸北向流从而使冷水北移有关, 具体机制还有待更多分析。

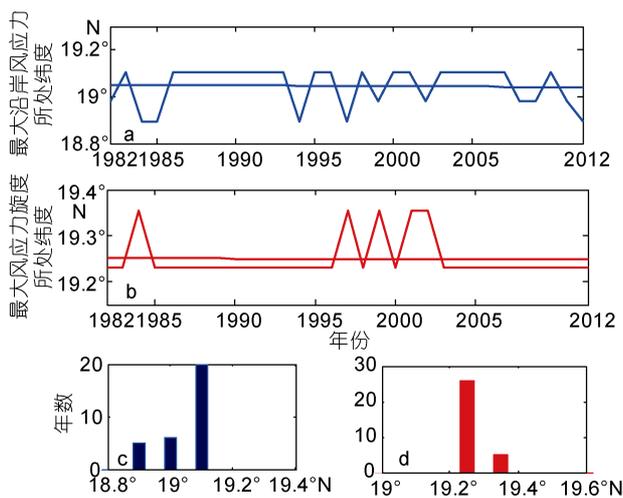


图 7 琼东上升流近岸区域内纬向平均的最大沿岸风应力(a)和最大风应力旋度(b)所处纬度, 以及对应纬度出现次数的统计(c, d)

Fig. 7 Latitudes of maximum zonal-averaged alongshore wind stress (a) and wind stress curl (b) in the Qiongdong Upwelling region, and their corresponding statistics (c, d)

3 讨论

通常认为沿岸风应力是琼东上升流的主要产生因素, 那么琼东上升流的长时间变化是否也主要受沿岸风应力控制? 本文分析卫星资料的发现, 琼东上升流的长时间变化趋势与沿岸风应力变化并不一致, 甚至相反, 这与 Su 等(2013)分析现场温度和风场的结果一致。事实上, 除了沿岸风应力, 风应力旋度引起的 Ekman 抽吸也对上升流有重要贡献, 琼东上升流随时间的变化可能受风应力旋度变化的影响。

Jing 等(2011)在关注厄尔尼诺对琼东上升流影响时曾指出, 1999—2007 年间风应力旋度变化是琼东上升流变化的主要机制。本文关注 1982—2012 年近 30 年来琼东上升流强度和中心位置的变化, 发现相比于沿岸风应力, 风应力旋度的变化是上升流变化的主要原因。

为了探究琼东上升流的水平空间分布情况及其与局地风应力旋度的关系, 我们对表征上升流的内外温差 $\Delta T_{i,Year}$ 和风应力旋度 $curl_{z}\tau$ 的时空序列做经验正交函数分解(Empirical Orthogonal Function, EOF), 并选取通过检验的方差贡献最大的模态进行分析。

如图 8a 所示, 琼东上升流第一模态在空间上均为正值, 呈南北向分布, 最强值出现在近岸, 并向离岸方向减弱, 在 19.0°N — 19.3°N 之间存在最大值中心, 与近岸低温的空间分布形式类似, 其方差贡献占 60%, 是琼东上升流的最主要空间分布形态; 其时间系数变化谱分析显示(图 8c), 存在 2.5、2.9、3.8、5.2 以及 11.1 年周期的峰值, 其中 2.5 年和 2.9 年(约 3 年左右)的周期峰值最高, 与上升流指数的 EMD 分解结果类似, 进一步证实琼东上升流的时空变化 3 年左右的主周期。除第一模态, 上升流内外温差 EOF 分解的其它模态所占比例都非常小, 其中第二模态最大方差贡献仅有 5.7%, 这里不再讨论。风应力旋度的 EOF 分解也以第一模态为主, 其方差贡献占 93%。与上升流内外温差的第一模态类似, 风应力旋度第一模态在空间也均为正值(图 8d), 最强值出现在近岸, 向离岸方向减弱, 并在 19.2°N — 19.4°N 之间存在最大值中心, 其时间系数变化也存在 2.5、3.0、3.8、5.2 以及 9.8 年周期的峰值, 并以约 3 年周期为主。两者空间分布和时间系数的相关系数分别达到 0.60(假设检验 P 值为 0.000)和 0.67。这些相似, 进一步说明了风应力旋度可能是琼东上升流变化的重要因素。

4 结论

在全球气候变化背景下, 大洋东边界上升流普遍呈现增强的趋势, 而关于大洋西边界上升流变化的研究不多。位于南海西北部的琼东上升流区是我国重要的渔业生产区, 其年际变化规律具有重要的科学意义和应用价值。

本文在前人研究的基础上, 利用 1982—2012 年的高分辨率的风场和温度数据详细研究了琼东上升流强度和中心位置的年际变化趋势, 得到以下结论:

(1) 近 30 年来, 琼东上升流强度总体上减弱。局

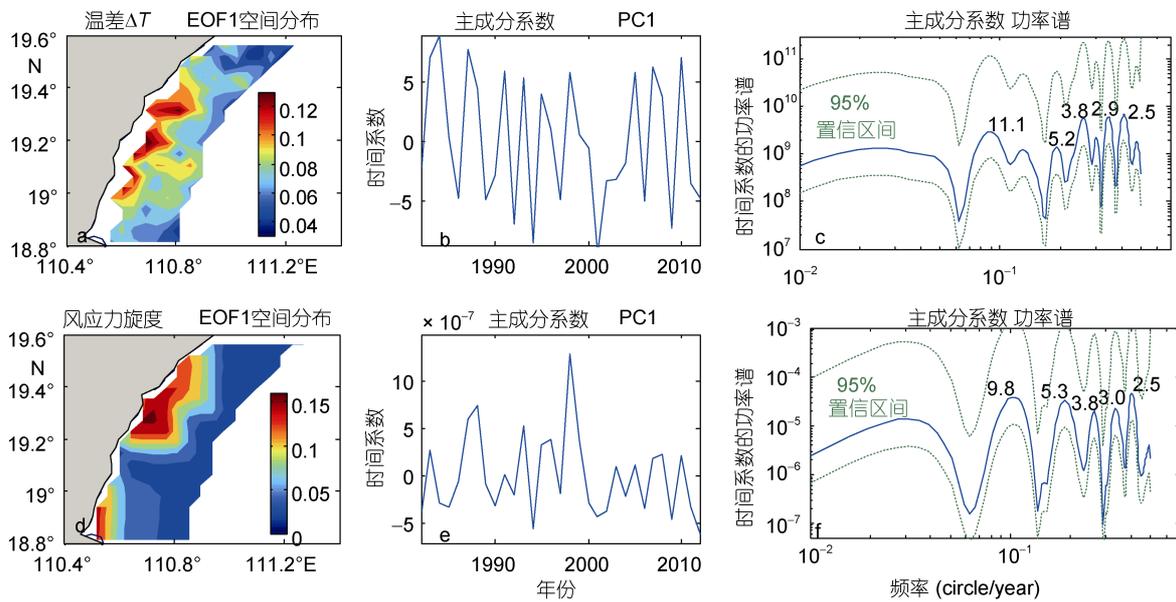


图 8 琼东上升流区内外温差 ΔT 和风应力旋度 $\text{curl}_z \tau$ 的 EOF 分解第一模态的空间分布(a, c)、时间变化系数(b, d)以及时间变化的功率谱(c, e)

Fig.8 The special (a, d) and temporal (b, e) components of the first mode of EOF decomposition of Qiongdong Upwelling temperature difference ΔT and local wind stress $\text{curl}_z \tau$. c and f are the power spectra of the temporal coefficients, where green dot lines are the upper and lower boundaries of 95% confidence level

地风应力旋度是琼东上升流的重要影响因素, 其年际变化与琼东上升流指数变化相关系数达到 0.66, 并且其总体趋势是减弱的, 与上升流指数变化趋势一致。EMD 分解结果显示, 风应力旋度和上升流指数均存在 3 年、5 年和 10 年的振荡周期, 并以 3 年为主, 该模态两者相关系数达到 0.75。

(2) 统计发现, 在研究范围内琼东上升流强中心最大概率出现在 $19.2^\circ\text{--}19.3^\circ\text{N}$ 附近, 上升流中心位置随年际变化也存在周期约 3 年、5 年和 10 年的本征模态, 其总体变化趋势略向北偏移。最大风应力旋度在 19.25°N , 与上升流中心最大概率分布位置接近。局地风应力旋度对琼东上升流强中心起到了重要作用。

参 考 文 献

- 韦钦胜, 臧家业, 战闰等, 2011. 夏季长江口东北部上升流海域的生态环境特征. 海洋与湖沼, 42(6): 899—905
- 邓 松, 钟欢良, 王名文等, 1995. 琼海沿岸上升流及其与渔场的关系. 台湾海峡, 14(1): 51—56
- 伍佰瑜, 1990. 珠江口以西陆架海域环流研究 II. 台湾海峡, 9(1): 14—21
- 刘 羿, 彭子成, 韦刚健等, 2009. 南海北部夏季沿岸上升流近百年的强度变化. 地球化学, 38(4): 317—322
- 李 立, 1990. 珠江口以西陆架夏季上升流的研究. 台湾海峡, 9(4): 338—346
- 吴日升, 李 立, 2003. 南海上升流研究概述. 台湾海峡, 22(2): 269—277
- 苗 馨, 胡建宇, 2011. 用沿岸上升流指数分析中国东南沿岸风生上升流的特征. 海洋通报, 30(3): 258—265
- 洪启明, 李 立, 1991. 粤东陆架区夏季的上升流. 台湾海峡, 10(3): 271—277
- 柴 扉, 薛惠洁, 侍茂崇, 2001. 海南岛东部上升流研究. 见: 中国海洋学文集—南海海流数值计算及中尺度特征研究. 北京: 海洋出版社, 129—137
- 郭 飞, 侍茂崇, 夏综万, 1998. 琼东沿岸上升流二维数值模型的诊断计算. 海洋学报, 20(6): 109—116
- 韩舞鹰, 王明彪, 马克美, 1990. 我国夏季最低表层水温海区—琼东沿岸上升流区的研究. 海洋与湖沼, 21(3): 267—275
- 谢玲玲, 张书文, 赵 辉, 2012. 琼东上升流研究概述. 热带海洋学报, 31(4): 35—41
- 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. 大气科学, 30(5): 1019—1033
- 管秉贤, 1997. 海南岛以东外海的暖涡. 黄渤海海洋, 15(4): 1—7
- 颜廷壮, 1992. 浙江和琼东沿岸上升流的成因分析. 海洋学报, 14(3): 12—18
- Bakun A, 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. Science, 247(4939): 198—201
- Cropper T E, Hanna E, Bigg G R, 2014. Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012. Deep Sea Research Part I, 86: 94—111
- Gan J P, Cheung A, Guo X G *et al*, 2009. Intensified upwelling over a widened shelf in the northeastern South China Sea.

- Journal of Geophysical Research, 114(C9): doi: 10.1029/2007JC004660
- García-Reyes M, Largier J, 2010. Observations of increased wind-driven coastal upwelling off central California. *Journal of Geophysical Research*, 115(C4), doi: 10.1029/2009JC005576
- Hu J Y, Kawamura H, Hong H S *et al*, 2001. Hydrographic and satellite observations of summertime upwelling in the Taiwan Strait: A preliminary description. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 12(2): 415—430
- Huang N E, Shen Z, Long S R *et al*, 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, London, UK: The Royal Society, 454(1971): 903—995
- Ianson D, Feely R A, Sabine C L *et al*, 2009. Features of coastal upwelling regions that determine net air-sea CO₂ flux. *Journal of Oceanography*, 65(5): 677—687
- Jing Z Y, Qi Y Q, Du Y, 2011. Upwelling in the continental shelf of northern South China Sea associated with 1997-1998 El Niño. *Journal of Geophysical Research*, 116(C2), doi: 10.1029/2010JC006598
- Kuo N J, Zheng Q N, Ho C R, 2000. Satellite observation of upwelling along the western coast of the South China Sea. *Remote Sensing Environment*, 74(3): 463—470
- Kuvaldina N, Lips I, Lips U *et al*, 2010. The influence of a coastal upwelling event on chlorophyll a and nutrient dynamics in the surface layer of the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Hydrobiologia*, 639(1): 221—230
- Lachkar Z, Gruber N, 2013. Response of biological production and air-sea CO₂ fluxes to upwelling intensification in the California and Canary Current Systems. *Journal of Marine Systems*, 109-110: 149—160
- Li Y N, Peng S Q, Yang W *et al*, 2012. Numerical simulation of the structure and variation of upwelling off the east coast of Hainan Island using QuikSCAT winds. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 30(6): 1068—1081
- Lorenzo E D, 2015. Climate science: The future of coastal ocean upwelling. *Nature*, 518(7539): 310—311
- McGregor H V, Dima M, Fischer H W *et al*, 2007. Rapid 20th-century increase in coastal upwelling off northwest Africa. *Science*, 315(5812): 637—639
- Nyckjær L, Van Camp L, 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research*, 99(C7): 14197—14207
- Santos F, Gomez-Gesteira M, deCastro M, 2012. Differences in coastal and oceanic SST trends due to the strengthening of coastal upwelling along the Benguela current system. *Continental Shelf Research*, 34: 79—86
- Silva A, Palma S, Oliveira P B *et al*, 2009. Composition and interannual variability of phytoplankton in a coastal upwelling region (Lisbon Bay, Portugal). *Journal of Sea Research*, 62(4): 238—249
- Su J, Pohlmann T, 2009. Wind and topography influence on an upwelling system at the eastern Hainan coast. *Journal of Geophysical Research*, 114(C6), doi: 10.1029/2008JC005018
- Su J, Xu M Q, Pohlmann T *et al*, 2013. A western boundary upwelling system response to recent climate variation (1960-2006). *Continental Shelf Research*, 57: 3—9
- Sydemann W J, García-Reyes M, Schoeman D S *et al*, 2014. Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Sicence*, 345(6192): 77—80
- Tsunogai S, Watanabe S, Sato T, 1999. Is there a “continental shelf pump” for the absorption of atmospheric CO₂? *Tellus B*, 51(3): 701—712
- Vargas G, Pantoja S, Rutllant J A *et al*, 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile Current since late 19th century. *Geophysical Research Letters*, 34(13), doi: 10.1029/2006GL028812
- Wang D W, Gouhier T C, Menge B A *et al*, 2015. Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature*, 518(7539): 390—394
- Wang D K, Wang H, Li M *et al*, 2013. Role of Ekman transport versus Ekman pumping in driving summer upwelling in the South China Sea. *Journal of Ocean University of China*, 12(3): 355—365
- Xie S P, Xie Q, Wang D X *et al*, 2003. Summer upwelling in the South China Sea and its role in regional climate variations. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), doi: 10.1029/2003JC001867
- Yelland M J, Moat B I, Taylor P K *et al*, 1998. Wind stress measurements from the open ocean corrected for airflow distortion by the ship. *Journal of Physical Oceanography*, 28(7): 1511—1526
- Yelland M J, Taylor P K, 1996. Wind stress measurements from the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 26(4): 541—558

THE INTERANNUAL VARIATION AND LONG-TERM TREND OF QIONGDONG UPWELLING

XIE Ling-Ling, ZONG Xiao-Long, YI Xiao-Fei, LI Min

(Guangdong Province Key Laboratory for Coastal Ocean Variation and Disaster Prediction, Guangdong Ocean University, Zhanjiang 524088, China)

Abstract The interannual variation of coastal upwelling in the global warming has become a focus of study in recent studies. Using sea surface temperature and wind velocity data of 1982—2012, we investigated the intensity and the core location of the Qiongdong Upwelling (QU), and the roles of alongshore wind stress and local wind curl. Results show that the intensity of QU trends to decrease in recent 30 years. Compared with the alongshore wind stress, QU is more closely correlated to the variation of local wind curl that shows a decreasing trend too. The QU core location would occur most probably in 19.2°—19.3°N zone, which is close to the area where maximum wind curl often occurs, and tends to move northward. Three intrinsic modes in period of 3, 5, and 10 years are found in upwelling intensity and core location variation, of which the 3-year one dominates the variation. In addition, local wind curl plays an important role in the QU interannual variation.

Key words Qiongdong Upwelling; interannual variation; wind stress; wind curl; variation trend