

西港海洋牧场底层海水溶解氧浓度时变特征

王心怡¹, 刘子洲¹, 顾艳镇¹, 翟方国¹, 孙利元², 宋洪芳³, 李子牛⁴, 王兆宇⁴, 贾乃东⁴, 曲俐儒⁴

(1. 中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 2. 山东省水生生物资源养护管理中心, 山东 烟台 264000; 3. 辽宁省营口市海洋环境预报站, 辽宁 营口 115007; 4. 海洋环境预报与防灾减灾中心, 辽宁 沈阳 110014)

摘要: 利用海底有缆在线观测系统获得的连续实时观测数据, 研究了2016年6月2日至10月22日期间威海市西港海洋牧场底层海水溶解氧浓度的时间变化特征, 并探讨了其影响机制。结果表明, 观测期间底层海水溶解氧浓度整体呈先减小后增大的变化趋势, 其变化范围为2.99 mg/L至11.43 mg/L, 均值约为6.65 mg/L。进一步分析表明: (1)底层海水饱和和溶解氧浓度的变化并不显著, 于6月出现过饱和现象; (2)海水温度是底层海水溶解氧浓度日变化和月变化的主要影响因素; (3)7月至8月中旬, 在季节性温跃层抑制垂向混合和水温升高的共同影响下, 底层溶解氧浓度总体呈下降趋势; (4)日平均风速与日平均海水溶解氧浓度的相关性并不显著, 但大风期间底层海水溶解氧浓度存在先升高后降低的变化特征; (5)底层海水溶解氧浓度的日变化以全日周期为主, 可能主要受生物过程、垂向混合扩散和潮流输运等日变化的影响。本研究对于进一步探讨山东半岛海洋牧场区域海水溶解氧的时空分布特征及其影响机制具有重要意义。

关键词: 海洋牧场; 溶解氧浓度; 时间变化; 海水温度; 季节性温跃层

中图分类号: P717 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3096(2020)09-0009-12

DOI: 10.11759/hyxx20190327001

海水中溶解氧浓度(dissolved oxygen concentration, DOC)是反映海水环境质量和生物生长状况的重要指标, 也是研究海洋中各种物理、生物和化学过程的重要参数^[1-2]。在海洋环境中, 当水体中溶解氧浓度处于2.0 mg/L至6.0 mg/L之间时, 则认为水体开始出现慢性缺氧现象; 当浓度降至2.0 mg/L以下时, 则认为水体出现急性缺氧或“无氧”状况^[3]。低氧现象会对水体生命产生十分不利的影 响: 例如生长速度放慢、生存压力上升、生殖能力受损、甚至导致死亡^[4-8]。Schmidtko等^[9]的研究指出, 自1960至今的50多年间全球大洋中溶解氧浓度下降了2%, 同时海洋中低氧水体的体积增长了4倍, 低氧水体的扩张意味着很多鱼类和无脊椎物种的栖息地已经消失。海水溶解氧浓度的变化及其影响因素已成为国内外科学家研究的重要内容^[2, 10-18]。

低氧现象主要可分为自然形成和人为形成两种情况^[1]。自然形成的低氧现象多发于夏季, 因季节性温跃层阻碍了溶解氧的垂向输运, 生物呼吸作用和有机物分解作用持续耗氧, 致使底层溶解氧含量降低^[19-20]。人为形成的低氧区主要是因海洋污染物增多

引起海水富营养化, 浮游植物激增, 植物死亡后在海底分解消耗大量氧气, 从而促使了低氧区的形成, 这是近年来低氧现象频发的主要原因^[21-22]。除此之外, 全球变暖与低氧现象也有一定的关系, Sarmiento等^[23]提出全球变暖导致世界大洋中溶解氧浓度减小。一方面是氧气在较温暖的水中溶解度降低, 另一方面是全球变暖导致上层海洋分层, 阻碍了表层向海洋内部的氧气供应^[23-26], 即为全球变暖引起海洋“脱氧”。

我国海洋学家对海水溶解氧浓度的时空分布特

收稿日期: 2019-03-27; 修回日期: 2019-04-24

基金项目: 国家自然科学基金项目(41576082, 41476002, 41776012); 国家重点研发计划项目(2017YFF0208403, 2017YFF0208404); 山东省重点研发计划项目(2016ZDJS09A02)

[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41576082, No. 41476002, No. 41776012; National Key Research and Development Program of China, No. 2017YFF0208403, No. 2017YFF0208404; Science and Technology Development Plan Project of Shandong Province, No. 2016ZDJS09A02]

作者简介: 王心怡(1992-), 女, 山东威海人, 硕士研究生, 研究方向: 海洋水文要素的计算与预测技术, 电话: 13906306089, E-mail: cindy6317@163.com; 刘子洲(1987-), 通信作者, 实验师, 主要从事物理海洋学和海洋调查方面的教学与研究, 电话: 13708954171, E-mail: lzz2013@ouc.edu.cn

征及其影响机制进行了广泛的调查研究和数值模拟研究,特别是在低氧海域集中的珠江口、长江口以及渤海海域。Yin 等^[19]基于观测数据分析表明珠江口海域海水溶解氧浓度在 1990 年至 2000 年间主要表现为季节变化,最小值发生在夏季,而年际变化并不明显。该海域在夏季时亦可能存在显著低氧现象^[27-28]。李道季等^[29]基于观测数据指出长江河口外海域存在显著的低氧现象,并初步探讨了其形成机制。随后,该低氧现象的时空分布特征及其影响机制得到更多学者的关注和研究^[14, 30-34]。在黄海海域,顾宏堪^[10]研究表明海水溶解氧浓度在垂向上存在极大值现象;宋国栋等^[13]指出黄海外海海水溶解氧浓度的分布主要受温度和盐度的影响,而近岸海水溶解氧浓度的分布则主要受温度的控制,与盐度无关;辛明等^[35]分析了黄海海水溶解氧浓度的平面分布特征,表明各季节海水溶解氧浓度的水平和垂向分布不尽相同,春季溶解氧含量最高,秋季含量最低;刘春利等^[18]结合 1960 至 1997 年的黄海表层溶解氧数据,研究了不同时期海水溶解氧的时空变化规律,结果表明表层海水溶解氧浓度的月均值变化特征为 3 月份最高,8 月份最低,季节性特征为春季>冬季>夏季>秋季;李潇等^[36]利用 15 年的溶解氧等数据分析了天津近岸海域海水溶解氧的分布以及影响因素,表明溶解氧含量与海水温度、盐度和 pH 值都存在相关关系。

前人研究极大推进了人们对我国近海海水溶解氧浓度时间变化和空间分布的认识,但是这些研究大多是利用船基大面调查资料或者数值模拟结果,而基于定点的长时间观测资料的研究并不多。孟鑫等^[37]利用威海小石岛海洋牧场和荣成西霞口海洋牧场的连续观测网数据对牧场海底环境进行了不同时间尺度的分析,并利用自由水域假设建立了海洋牧场溶解氧生态模型,计算并分析了牧场生态系统的新陈代谢参数;李兆钦等^[38]利用威海刘公岛海洋牧场长期连续观测数据,分析了该牧场海水溶解氧浓度的时间变化特征及其影响因素,并探讨了低氧灾害发生的可能性。为了加强我们对近海海水溶解氧浓度的时间变化特征的认识和了解,保障海洋牧场海域的生态安全,山东省海洋牧场观测网建设项目于 2016 年在威海市西港海洋牧场布放了一套海洋生态环境海底有缆在线观测系统。本文主要利用该系统获得的长期连续观测数据,研究了该牧场底层海水溶解氧浓度的时间变化特征,并结合底层海水温度、盐度、海面风速、海表面温度等数据资料探讨

了海水溶解氧浓度的影响因素。

1 数据和方法

1.1 数据

威海市西港游钓型海洋牧场位于威海市小石岛周边海域,海域面积 51 公顷,位置如图 1 所示,其中水深数据来自 GEBCO_2014(The General Bathymetric Chart of the Oceans),空间分辨率为 1/120°。海洋牧场海洋生态环境海底有缆在线观测系统布放于 2016 年 6 月,布放位置经纬度坐标为 121°59'59.31"E, 37°30'56.63"N,离岸距离约 0.8 km,平均水深为 4.62 m,其海底观测平台集成安装了 TRDI CTD-NH 温盐深仪和 SBE43 式溶解氧传感器,以实时获取底层海水温度、盐度、深度、溶解氧浓度等水动力环境参数和水质参数,数据采集间隔为 1 分钟。因为仪器维护等原因,观测数据存在不定时的缺测,故本文选取 2016 年 6 月 2 日至 10 月 22 日这一数据连续性较好的时间段进行研究,观测时长共计 143 天。本文首先对数据进行质量控制,然后将数据平均为 1 小时间隔的时间序列。

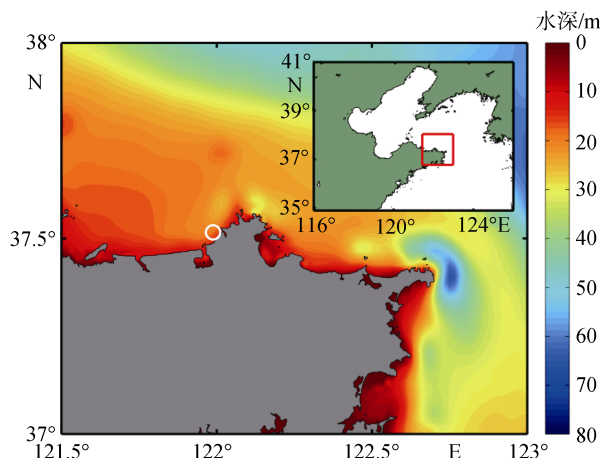


图 1 山东半岛周边海域水深分布

Fig. 1 The bathymetric around Shandong Peninsula
注:白色圆圈表示威海市西港海洋牧场海底有缆在线观测系统布放位置

为了辅助探讨观测海水溶解氧浓度时间变化的影响机制,本文还利用了海表面 10 m 风场数据和海表面温度数据。海表面 10 m 风场数据来自欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的 Interim 再分析资料^[39],空间分辨率为 0.125°×0.125°,时间间隔为 6 小时。海表面温度数据来自于全球范围的高分辨率海温产品 GHRSSST^[40],空间分辨率为 0.05°×0.05°,时

间间隔为 1 天。

1.2 海水溶解氧浓度相关参数计算

海水饱和溶解氧浓度是指当水体与大气的氧气交换达到平衡时海水溶解氧的浓度。本文基于 Garcia 等^[41]得出的公式计算海水饱和溶解氧浓度 DOC_{sat} ，具体计算过程如下：

$$\ln C'_{do} = A_0 + A_1 \cdot T_S + A_2 \cdot T_S^2 + A_3 \cdot T_S^3 + A_4 \cdot T_S^4 + A_5 \cdot T_S^5 + S \cdot (B_0 + B_1 \cdot T_S + B_2 \cdot T_S^2 + B_3 \cdot T_S^3) + C \cdot S^2, \quad (1)$$

其中， C'_{do} 表示海水饱和溶解氧浓度，单位为微摩尔每升 ($\mu\text{mol/L}$)； S 表示实测海水盐度； $T_S = \ln[(298.15-t) \cdot (273.15+t)^{-1}]$ 表示温度转换系数， t 表示实测海水温度，单位为摄氏度 ($^{\circ}\text{C}$)； A 、 B 、 C 为经验常数，其数值分别为：

$$A_0=2.008\ 56; A_1=3.224\ 00; A_2=3.990\ 63; A_3=4.802\ 99; A_4=9.781\ 88 \times 10^{-1}; A_5=1.710\ 69; B_0=-6.240\ 97 \times 10^{-3}; B_1=-6.934\ 98 \times 10^{-3}; B_2=-6.903\ 58 \times 10^{-3}; B_3=-4.291\ 55 \times 10^{-3}; C=-3.116\ 80 \times 10^{-7}.$$

根据下式可将 C'_{do} 转化为单位为 mg/L 的饱和溶解氧浓度 C_{do} 。

$$C_{do}(\text{mg/L}) = 1.423 C'_{do}(\mu\text{mol/L}), \quad (2)$$

随后根据 USGS(United States Geological Survey) No.81.11 对计算得到的海水饱和溶解氧浓度进行压强订正。订正公式如下：

$$DOC_{sat} = C_{do} \cdot co_{factor}, \quad (3)$$

$$co_{factor} = (0.000\ 000\ 5 \cdot h^2 - 0.011\ 8 \cdot h + 99.979) / 100, \quad (4)$$

其中 h 为测量地点海拔高度，此处取负的水深值。

海水溶解氧饱和度 (saturation percentage, p) 表示实测海水溶解氧浓度与饱和浓度的比值，计算公式如下：

$$p = DOC / DOC_{sat} \times 100\%. \quad (5)$$

2 时间变化特征

2.1 总体特征

图 2 给出了观测期间，威海市西港海洋牧场底层海水溶解氧浓度的小时平均时间序列。整个观测时间段内，海水溶解氧浓度的变化范围为 2.99~11.43 mg/L ，最小值 2.99 mg/L 发生在 7 月 15 日 8 时，最大值 11.43 mg/L 发生在 7 月 31 日 13 时，平均值约为 6.65 mg/L ，方差为 1.20 mg^2/L^2 ，标准差为 1.09 mg/L 。

2.2 日际变化和月变化

图 3a 展示了海水实测溶解氧浓度 DOC 和饱和

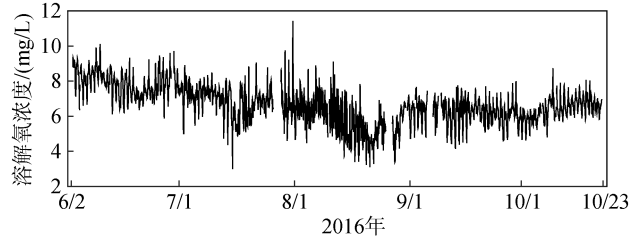


图 2 2016 年 6 月 2 日—10 月 22 日威海市西港海洋牧场底层海水溶解氧浓度小时平均时间序列

Fig. 2 Time series of hourly-mean observed dissolved oxygen concentration (DOC) in the Xigang marine ranch of Weihai City for the period of June 2 to October 22, 2016

注：横坐标数字代表月/日，下同

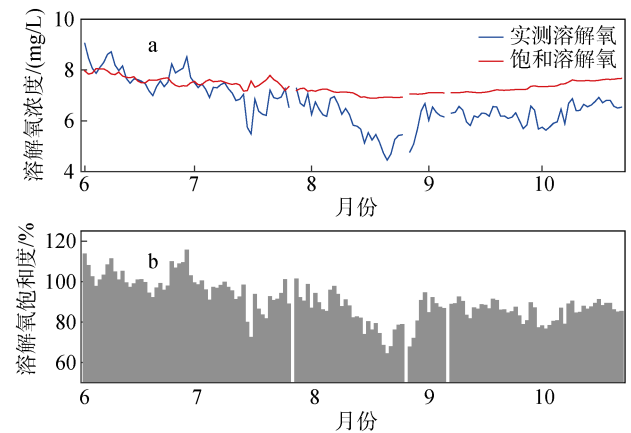


图 3 海洋牧场底层海水日平均溶解氧浓度(a)和饱和度(b)时间序列

Fig. 3 Time series of daily-mean observed DOC (a) and its saturation percentage (b)

溶解氧浓度 DOC_{sat} 的日平均时间序列。从图中可以看出，日平均实测海水溶解氧浓度在 6 月至 8 月基本呈减小趋势，于 8 月 21 日降至最小值 4.46 mg/L ，平均减小速率约为 0.06 $\text{mg}/(\text{L} \cdot \text{d})$ ，之后基本呈单调增加趋势，平均增大速率约为 0.04 $\text{mg}/(\text{L} \cdot \text{d})$ 。同时，从 6 月到 8 月，实测海水溶解氧浓度也呈现出季节内时间尺度的变化，分别在 6 月 20 日、7 月 16 日、8 月 21 日出现月中极小值。相比于实测的海水溶解氧浓度，饱和溶解氧浓度的变化并不明显，同样经历先减小后缓慢上升的变化趋势。在除 6 月外的大部分时间内，计算的饱和溶解氧浓度均大于实测海水溶解氧浓度，其平均值为 7.37 mg/L ，最大值为 8.06 mg/L ，出现在 6 月 5 日，最小值为 6.89 mg/L ，出现在 7 月 18 日。8 月中旬之后，饱和溶解氧浓度与实测溶解氧浓度的时间变化差异较大，而在此之前，两者存在基本相同的数值和变化趋势。需要指出的是，在 6 月份的部分日子里，底层海水溶解氧存

在过饱和现象, 实测溶解氧浓度与饱和溶解氧浓度的差最大可达 1.14 mg/L。

从图 3b 可以看出, 日平均海水溶解氧饱和度的变化与实测溶解氧浓度的变化具有很好的一致性, 两者相关系数为 0.97, 高于 95% 置信水平。观测期间海水溶解氧饱和度的平均值约为 91.10%, 最大值为 115.48%, 出现在 6 月 29 日, 最小值为 64.28%, 出现在 8 月 21 日。

图 4 进一步计算了海水溶解氧浓度观测值、饱和值和饱和度的月平均时间序列和相应的月标准差, 其中每月的月标准差为该月内日平均时间序列的标准差。从 6 月至 10 月, 海水溶解氧浓度的观测值和饱和值均呈现先下降后上升的变化趋势, 实测海水溶解氧浓度的月平均值分别为 7.91 mg/L、6.91 mg/L、5.79 mg/L、6.21 mg/L 和 6.42 mg/L, 而饱和溶解氧浓度的月平均值分别为 7.70 mg/L、7.44 mg/L、7.05 mg/L、7.18 mg/L 和 7.54 mg/L。但是在夏季从 6 月至 8 月, 实测海水溶解氧浓度减小的速率要大于饱和溶解氧浓度减小的速率, 而从 8 月至 10 月, 两者增大的速率基本一致。和海水溶解氧浓度月平均值的变化不同, 实测和饱和海水溶解氧浓度的月标准差呈现不同的变化趋势。从 6 月至 10 月, 前者分别约为 0.48 mg/L、0.49 mg/L、0.70 mg/L、0.25 mg/L 和 0.40 mg/L, 总体呈现先增大后减小的变化特征, 最大值出现在 8 月份, 即日际变化在 8 月份最强, 与海水溶解氧浓度月平均值的变化相反。而后者则分别约为 0.21 mg/L、0.16 mg/L、0.12 mg/L、0.08 mg/L 和 0.11 mg/L, 总体呈现先减小后增大的变化特征, 最大值出现在 6 月。

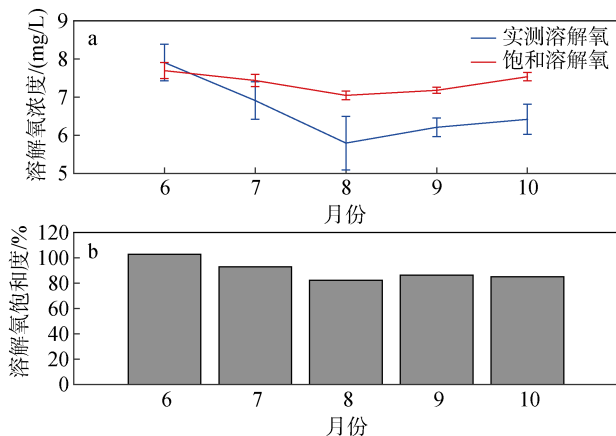


图 4 海洋牧场底层海水月平均溶解氧浓度(a)和饱和度(b)时间序列

Fig. 4 Time series of monthly-mean DOC with standard deviations (a) and its saturation percentage (b)

注: a 中竖线为各月相应的月标准差

海水溶解氧饱和度的月平均值与其浓度的月平均值的变化基本一致, 随时间先减小后增大, 从 6 月到 10 月分别约为 102.8%、92.9%、82.2%、86.5%和 85.2%。

2.3 周日变化

利用小时平均的实测海水溶解氧数据, 计算得到各月平均的周日变化曲线, 如图 5 所示。从图中可以看出, 观测期间各月均在凌晨 4—6 时达到全天最小值, 而极大值发生的时刻有所不同。6 月白天海水溶解氧浓度持续上升, 至下午 16 时达到全天最大值; 7 月和 8 月从日出开始溶解氧浓度上升迅速, 10 时至下午 17 时在极大值附近波动, 总体呈缓慢上升趋势, 分别于下午 17 时和 16 时达到最大值; 9 月和 10 月最大值出现在正午 10—12 时左右。各月海水溶解氧浓度周日变化最大值与最小值发生时刻统计如表 1 所示。

表 1 各月平均周日变化中海水溶解氧浓度最大值与最小值的发生时刻

Tab. 1 The occurred time of maximum and minimum DOC in each month

月份	6	7	8	9	10
极大值	16	17	16	10	12
极小值	5	5	6	6	4

3 影响机制探讨

3.1 海水温度

前人研究表明海水温度是海水饱和溶解氧浓度至关重要的影响因素^[41]。如图 6a 中的蓝色线所示, 海洋牧场底层海水温度从 6 月至 8 月显著上升, 并于 8 月 18 日达到最大值(约为 27.0°C), 随后在秋季呈波动下降趋势, 平均值约为 22.3°C。对比海洋底层海水溶解氧浓度和温度时间序列可以看出, 两者在整个观测期间存在相反的变化趋势, 相关系数约为 -0.78, 高于 95% 置信水平, 这说明温度越高, 海水溶解氧浓度越低^[17, 41]。本文利用整个观测时间段内底层海水溶解氧浓度和海水温度(T), 基于最小二乘法得到二者之间的线性关系如下:

$$DOC_T = -0.2746 \cdot T + 12.7657 \quad (6)$$

图 6a 中红线为根据海水温度利用上述公式拟合得到的溶解氧浓度 DOC_T 时间序列。 DOC_T 与 DOC 具有相似的时间变化特征, 二者相关系数为 0.78, 高于 95% 置信水平, 进一步证明在日际及较长时间尺度上海水溶解氧浓度可能主要受温度影响, 温度高时, 溶

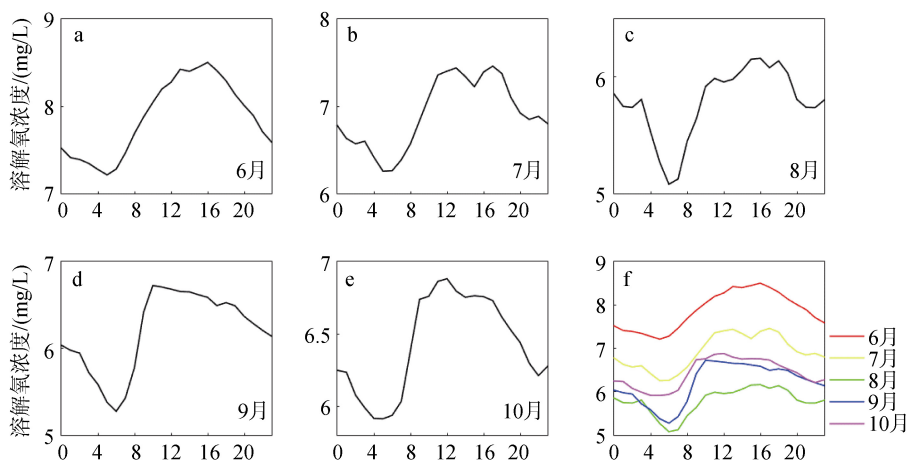


图5 底层海水溶解氧浓度各月平均的周日变化
Fig. 5 The monthly-mean diurnal variations of DOC

注: f 图为所有月份的汇总图; 横坐标刻度代表时刻, 下同

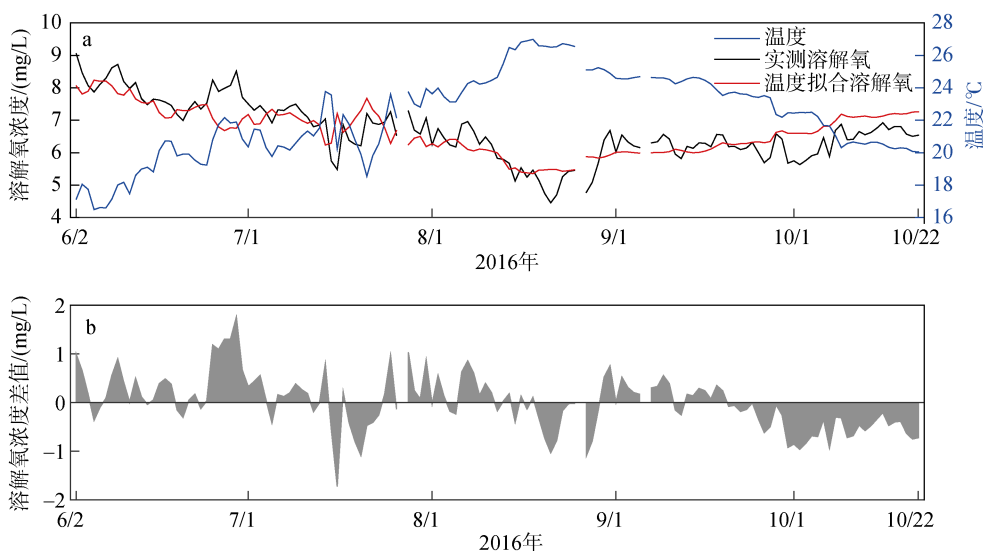


图6 底层海水温度、溶解氧浓度与温度拟合溶解氧浓度时间序列(a); 实测溶解氧浓度与温度拟合溶解氧浓度的差(b)
Fig. 6 Time series of daily-mean bottom temperature, DOC, DOC_T (a) and the difference between DOC and DOC_T (b)

解氧浓度降低^[18, 41]。这是因为温度是海水溶解氧溶解度的最主要影响因素, 且两者呈反比关系^[41]。图 6b 表示实测溶解氧浓度减去拟合溶解氧浓度的差值, 大于 0 的区域表示实测溶解氧浓度高于拟合值, 小于 0 的区域表示实测溶解氧浓度低于拟合结果。从图中可以看出, 两者之间的差别呈现出显著的天气-季节内时间尺度的变化, 尤其是在 6 月下旬、7 月中旬、8 月中下旬和 10 月等 4 个时期内比较大。这说明在天气等较短的时间尺度上, 底层海水溶解氧浓度还同时受其他因素的影响。

图 7 比较了底层海水温度和溶解氧浓度的月平均周日变化, 以探究前者对后者的可能影响。从 6 月到

10 月, 利用相关性分析计算得到二者相关系数分别为 0.85, -0.04, -0.47, 0.93 和 0.85。在 6 月、9 月和 10 月, 底层海水溶解氧浓度的周日变化与海水温度的变化基本一致, 而在 7 月, 两者并无任何相关性, 这和海水温度与海水溶解氧溶解度呈显著反比关系的事实不符^[41], 因此说明这 4 个月中前者并不受后者直接控制。在 8 月, 两者呈现一定的负相关关系, 说明底层海水温度对海水溶解氧浓度的变化可能具有一定影响。值得指出的是, 在日变化上, 溶解氧浓度与海水温度之间的关系与它们在日际及月变化上的关系不同。这是因为海水溶解氧浓度的日变化可能主要受生物过程、垂向扩散、潮汐潮流等生物和动力过程的日变化的影响。

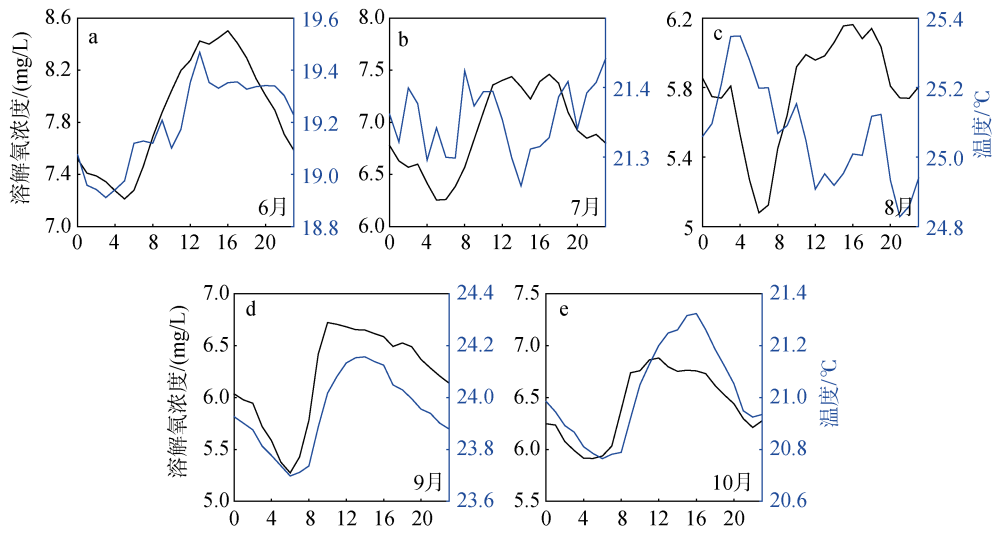


图 7 底层海水溶解氧浓度与温度各月平均的周日变化

Fig. 7 The monthly-mean diurnal variations of DOC (black lines) and bottom temperature (blue lines)

3.2 海洋层结

海洋表层由于海气交换充分, 水体溶解氧含量普遍较高, 可通过垂向混合扩散至海水底层, 但由太阳辐射增强产生的温跃层会阻碍这一垂向扩散过程。由于海洋牧场观测系统只能提供锚定点的底层水温数据, 缺乏剖面资料, 本文利用 GHRSSST 海表面温度数据 SST 结合底层观测温度 T 和水深 H 计算得到水体平均温度梯度 TG, 用以指示海水层结强度, 计算公式如下:

$$TG = (SST - T) / H, \quad (7)$$

TG 大于 0 表示海表温度高于海底温度, 数值越大表示温度层结越明显。

图 8 比较了观测期间海表面温度、底层海水温度、水体平均温度梯度和底层海水溶解氧浓度。从图 8a 可以看出, 海表温度与海底温度的变化趋势基本一致, 夏季升高, 入秋后降低, 两者相关系数约为 0.85, 高于 95% 置信水平。在 7 月之前和 8 月中旬以后, 两者大小基本一致, 表明海水垂向混合较为均匀。而从 7 月至 8 月中旬, 海表温度基本上均大于海底温度, 说明海洋存在季节性温跃层。同时海底温度的最大值滞后于海表温度的最大值, 这是因为夏季太阳辐射是海水温度增加的主要原因, 表层海水直接吸收太阳辐射增温, 而底层海水通过垂向热扩散等过程接收来自上层的的热量, 由此出现滞后现象。从图 8b 可以看出, TG 于 7 月至 8 月中旬均为正值。当海洋中出现温度跃层时, 水体垂向混

合将会减弱, 从而可能导致底层海水溶解氧浓度随时间减小。在 7 月至 8 月中旬期间, 海水溶解氧浓度总体上呈下降趋势, 但是因为此时温度随时间亦不断增大(图 8a), 说明该时间段内底层海水溶解氧浓度受海水温度和海洋层结的共同影响, 但是无法定量评估两者的具体贡献。该时间内去除线性变化趋势的海水溶解氧浓度日平均时间序列和 TG 日平均时间序列之间的同期相关系数约为 0.20, 说明天气时间尺度上两者呈弱的正相关关系, 即前者并不受后者抑制垂向混合扩散过程的直接影响。这是

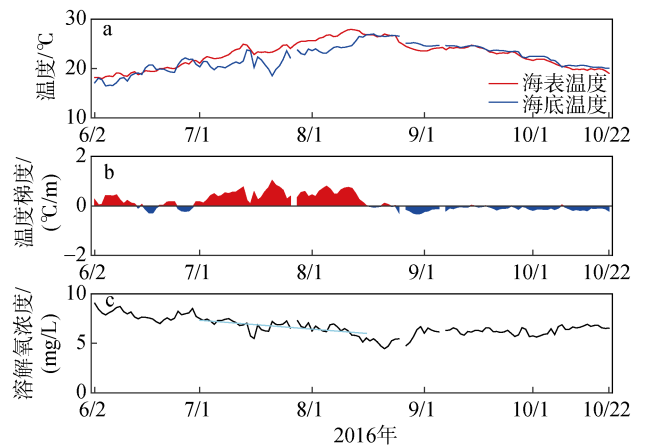


图 8 观测期间海表与海底温度(a); 海水温度梯度 TG(b); 底层实测溶解氧浓度(c)

Fig. 8 Time series of daily-mean SST and T (a), TG (b), DOC with cyan line refers to the declined trend during 2016.7.1—2016.8.16 (c)

注: c 中青色线表示 DOC 在 2016.7.1—2016.8.16 期间的下降趋势

因为当海洋层结强(弱)时,海洋中的垂向扩散过程将会受到抑制(加强),从而导致海水溶解氧的垂向扩散变弱(变强)^[14]。

3.3 风致混合

大风能够驱动海水的混合,当超过 8 m/s 风速的强风经常发生时,在海表面能量输入和潮致混合作用下垂向混合会加强^[42]。垂向混合的加强可增强海水溶解氧的垂向扩散,从而增强底层海水溶解氧浓度。图 9 展示了风速与实测溶解氧浓度的日平均时间序列,其中风速大于 8 m/s 的大风过程标记为红色。

总体上,风速并未呈现显著的季节变化。海底实测溶解氧浓度与风速的日平均序列相关系数从 6 月到 10 月分别为-0.23, -0.37, -0.18, 0.38, -0.09, 9 月出现明显的正相关,说明该月风混合对于底层溶解氧浓度的升高存在一定贡献。在 8 月 22 日后出现了极大值为 11.90 m/s(8 月 30 日)的大风过程,且此后的 9、10 月份大风频发,在海表面能量输入和潮致混合作用下,温度梯度较夏季减小直至消失,对应图 8b 中 TG 值始终小于 0,说明海底温度不再低于海表温度,此时海洋混合十分充分。当大风过程发生时,海水底层溶解氧浓度均存在先升高后降低趋势。底层海水溶解氧浓度的升高是因为大风过程引起海水垂向混合增强,从而导致海水溶解氧的垂向扩散增强。而随后海水溶解氧浓度的降低则可能存在两个原因,一个原因是风速减弱导致海水溶解

氧的垂向扩散减弱,另一个原因则可能与生物化学过程有关。大风过程期间,海水垂向混合增强,引起浮游植物大量繁殖。而浮游植物凋亡沉入海底后的分解过程则会消耗大量氧气,从而导致底层海水溶解氧浓度降低^[43]。

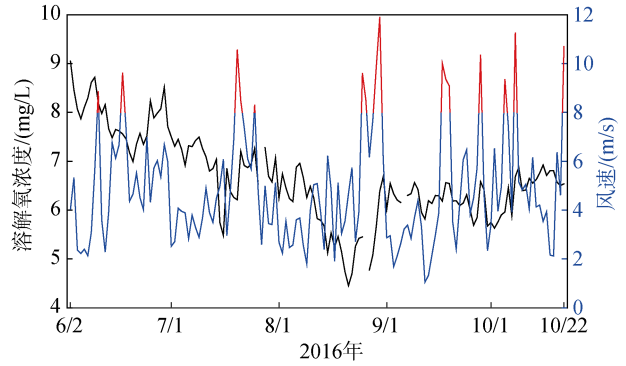


图 9 日平均底层海水溶解氧浓度(黑色)与海表面风速(蓝色)时间序列

Fig. 9 Time series of daily-mean DOC and wind speed with strong winds in red

注: 红色部分表示风速超过 8 m/s 的大风过程

3.4 潮汐作用

潮汐过程同样影响底层海水溶解氧浓度。为了得到牧场区域的潮汐特征,本文利用观测的海水深度减去其平均值得到水深异常,并进行调和和分析。从功率谱图 10a 和 10b 可以看出,底层海水溶解氧浓度

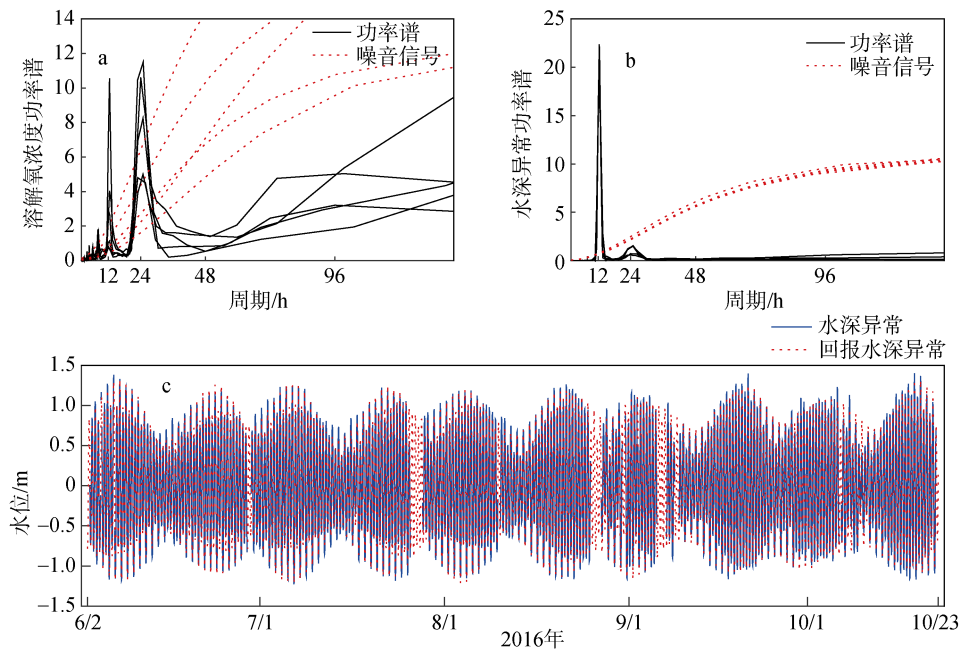


图 10 各月份底层海水溶解氧浓度功率谱(a); 水深异常功率谱(b); 水深异常观测值与调和结果重构的水深异常(c)

Fig. 10 Monthly power spectrum of DOC (a), depth anomaly (b) and the result of harmonic analysis (c)

功率谱与水深异常功率谱在高频部分均存在两个显著峰值，分别位于 12 小时和 24 小时附近。从谱峰能量来看，海水溶解氧浓度在大部分月份中以全日周期变化为主，而潮汐过程则以半日潮为主。

利用小时平均的水深异常时间序列进行调和与分析，得到各主要分潮的调和常数如表 2 所示。图 10c 比较了实测的水深异常时间序列与利用调和与分析结

果重构的水深异常时间序列。二者吻合一致，方差解释率为 97.9%，同期相关系数为 0.99。根据潮汐调和与分析结果计算潮汐特征值 $\frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2}}$ ，结果约为 0.38，

说明威海西港海洋牧场的潮汐类型为正规半日潮，且以周期为 12.42 小时的 M_2 分潮为主，与前人观测结果一致。

表 2 各主要分潮调和常数

Tab. 2 The harmonic constants of influential tidal components

分潮	周期/时	振幅/m	振幅误差/m	迟角/°	迟角误差/°	信噪比
M_2	12.42	0.784 9	0.014	272.60	1.02	3 100
S_2	12.00	0.240 9	0.016	329.94	3.03	240
K_1	23.93	0.182 5	0.014	299.83	4.39	170
M_4	6.25	0.029 3	0.003	174.43	5.13	130
N_2	12.66	0.125 3	0.015	239.58	7.25	71
O_1	25.82	0.117 9	0.017	237.94	7.79	48
MS_4	6.10	0.016 1	0.003	250.34	9.77	29

图 11 进一步比较了五个月中月平均水深和底层溶解氧浓度的周日变化。可以看出，水深以半日周期变化为主，而海水溶解氧浓度则基本以全日周期变化为主。相关性分析表明 6 月到 10 月，两者的相关系数分别为 -0.18, -0.42, -0.30, 0.02 和 0.12，相关性均较弱。但值得指出的是，各月中 0 时至 12 时，两者变化趋势基本一致，即退潮时溶解氧浓度降低，而涨潮时溶解氧浓度升高，意味着该时间段内底层海水溶解氧浓度的小时变化可能受潮汐过程的影响，

且近海水溶解氧浓度很可能低于外海水溶解氧浓度。蔡励勋^[44]在厦门海域亦观测到类似现象，他指出相较于外海水，近岸海域底层有更多的无机物和有机物，其氧化分解过程更强，氧消耗更大，从而使得近海水溶解氧浓度低于外海水。未来应加强观测以进一步研究西港海洋牧场及周边海域海水溶解氧浓度的空间分布特征。在 12 时至次日 0 时这一时间段，海水溶解氧浓度变化与水深变化并无显著关系，具体影响机制还需要进一步分析。

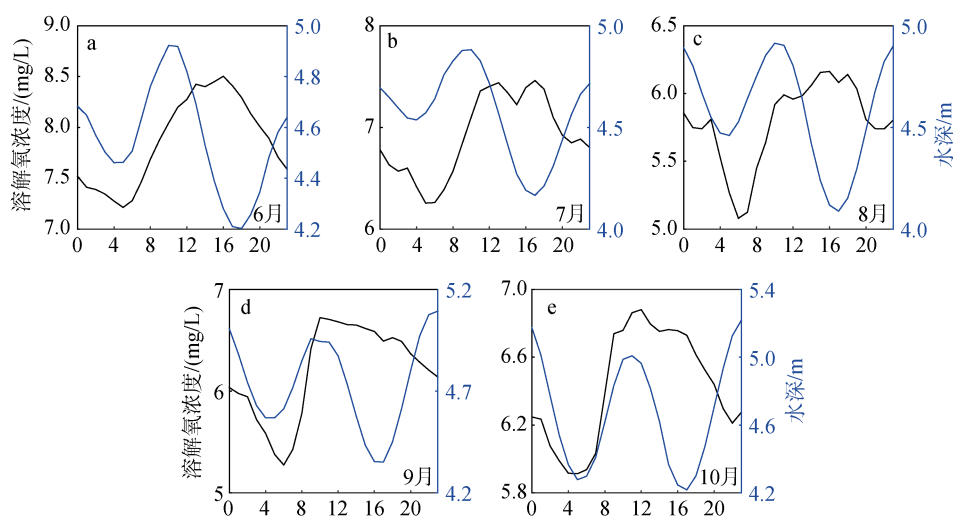


图 11 底层海水溶解氧浓度(黑)与水深(蓝)各月平均的周日变化

Fig. 11 The monthly-mean diurnal variations of DOC (black lines) and depth (blue lines)

4 结论

本文利用威海市西港海洋牧场海底有缆实时在线观测系统的长期连续观测数据,研究了底层海水溶解氧浓度的时间变化特征,结合温度、盐度、水深以及风速数据对海水溶解氧浓度的影响机制进行了探讨,主要结论如下:

(1) 观测期间底层海水溶解氧浓度整体呈现先减小后增大的变化趋势,变化范围为 2.99~11.43 mg/L,最小值 2.99 mg/L 发生在 7 月 15 日 8 时,最大值 11.43 mg/L 发生在 7 月 31 日 13 时,平均值为 6.65 mg/L,方差为 1.20 mg²/L²,标准差为 1.09 mg/L。计算的海水饱和溶解氧浓度平均值为 7.37 mg/L,最大值为 8.06 mg/L,出现在 6 月 5 日,最小值为 6.89 mg/L,出现在 7 月 18 日。

(2) 日际及月变化分析表明,日平均底层海水溶解氧浓度在 6 月初的高值后逐渐降低,8 月 21 日降至最小值 4.46 mg/L,平均减小速率约为 0.06 mg/(L·d),之后基本呈单调增加趋势,平均增大速率为 0.04 mg/(L·d)。从 6 月到 8 月,实测溶解氧浓度呈现出季节内时间尺度的变化,分别在 6 月 20 日、7 月 16 日、8 月 21 日出现月中极小值,随后对应溶解氧浓度的缓慢回升和整体的下降趋势。相比而言,饱和溶解氧浓度的变化并不显著,6 月出现过饱和现象。

海水温度是影响底层海水溶解氧浓度的主要因素,二者呈现显著的负相关关系。该海域于 7 月至 8 月中旬出现明显季节性温跃层,在此时间段内海水溶解氧浓度总体上呈下降趋势,但是因为此时海水温度随时间亦不断增大,说明该时间段内底层海水溶解氧浓度受海水温度和海洋层结的共同影响。该时间内去除线性变化趋势的海水溶解氧浓度日平均时间序列和跃层强度日平均时间序列之间的同期相关系数约为 0.20,说明天气时间尺度上两者呈弱的正相关关系,即前者并不受跃层抑制垂向混合扩散过程的控制。

日平均风速仅在 9 月份与日平均海水溶解氧浓度呈弱的正相关关系,说明前者对后者影响较弱。但大风过程发生时,海水底层溶解氧浓度存在先升高后降低的变化特征。底层海水溶解氧浓度的升高是因为大风过程引起海水垂向混合增强,从而导致海水溶解氧的垂向扩散增强。而随后海水溶解氧浓度的降低则可能存在两个原因,一方面是风速减弱

导致海水溶解氧的垂向扩散减弱,另一方面则可能与生物化学过程有关。

(3) 日变化上,各月海水溶解氧浓度均以全日周期变化为主,极小值均发生在凌晨,而极大值发生的时刻有所不同。6 月最大值出现在下午 4 时;7 月和 8 月在 10 时至下午 5 时在极大值附近波动,总体趋势缓慢上升;9 月和 10 月在上午 10—12 时出现日最大值后呈现下降趋势。与海水温度月平均周日变化的比较说明,海水溶解氧浓度的日变化并不受温度控制。各月 0 时至 12 时,海水溶解氧浓度与水深变化趋势基本一致,即退潮时溶解氧浓度降低,而涨潮时溶解氧浓度升高,意味着该时间段内底层海水溶解氧浓度的小时变化可能受潮汐过程的影响,且近海水溶解氧浓度很可能低于外海水溶解氧浓度。而从 12 时至次日 0 时,海水溶解氧浓度变化与水深变化并无显著关系,具体影响机制还需要进一步分析。

需要指出的是,由于受到观测条件和生态数据测量结果准确性的制约,本文并未考虑生态化学过程对海水溶解氧浓度变化的影响。将来拟进一步加强物理海洋、海洋化学、海洋生态等学科方向的高分辨率观测和数值模拟研究,以准确探明该海域海水溶解氧浓度时间变化的影响机制。

参考文献:

- [1] 顾孝连,徐兆礼. 河口及近岸海域低氧环境对水生动物影响[J]. 海洋渔业, 2009, 31(4): 426-437.
Gu Xiaolian, Xu Zhaoli. A review on the effects of hypoxia on aquatic animals in estuaries[J]. Marine Fisheries, 2009, 31(4): 426-437.
- [2] 韦钦胜,王守强,臧家业,等. 海洋低氧现象的研究及相关问题初探[J]. 海洋开发与管理, 2009, 26(6): 54-59.
Wei Qinsheng, Wang Shouqiang, Zang Jiaye, et al. Preliminary study on oceanic hypoxia and its related problem[J]. Ocean Development and Management, 2009, 26(6): 54-59.
- [3] OSPAR Commission. Common procedure for the identification of the eutrophication status of the OSPAR maritime area[J]. OSPAR Commission Agreement, 2005-3, p 36.
- [4] Baden S P, Pihl L, Rosenberg R. Nephrops norvegicus[J]. Mar Ecol Prog Ser, 1990, 67: 141-155.
- [5] Breitburg D L. Episodic hypoxia in Chesapeake Bay: interacting effects of recruitment, behavior, and physical disturbance[J]. Ecological Monographs, 1992, 62(4):

- 525-546.
- [6] Davis J C. Minimal dissolved oxygen requirements of aquatic life with emphasis on Canadian species: a review[J]. *Journal of the Fisheries Board of Canada*, 1975, 32(12): 2295-2332.
- [7] Gray J S, Wu R S, Ying Y O. Effects of hypoxia and organic enrichment on the coastal marine environment[J]. *Marine Ecology Progress Series*, 2002, 238(1): 249-279.
- [8] Marcus N H, Richmond C, Sedlacek C, et al. Impact of hypoxia on the survival, egg production and population dynamics of *Acartia tonsa* Dana[J]. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 2004, 301(2): 111-128.
- [9] Schmidtko S, Stramma L, Visbeck M. Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades[J]. *Nature*, 2017, 542(7641): 335.
- [10] 顾宏堪. 黄海溶解氧垂直分布的最大值[J]. *海洋学报(中文版)*, 1980, 2(2): 70-80.
Gu Hongkan. The maximum value of dissolved oxygen in its vertical distribution in Yellow Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica (Chinese Edition)*, 1980, 2(2): 70-80.
- [11] Diaz R J. Overview of hypoxia around the world[J]. *Journal of Environmental Quality*, 2001, 30: 275-281.
- [12] Rabalais N N, Turner R E, Scavia D. Beyond science into policy: Gulf of Mexico hypoxia and the Mississippi River[J]. *BioScience*, 2002, 52(2): 129-142.
- [13] 宋国栋, 石晓勇, 祝陈坚. 春季黄海溶解氧的平面分布特征及主要影响因素初探[J]. *海洋环境科学*, 2007, 26(6): 534-536.
Song Guodong, Shi Xiaoyong, Zhu Chenjian. Horizontal distributions and main effect factors of dissolved oxygen in the Yellow Sea in Spring[J]. *Marine Environmental Science*, 2007, 26(6): 534-536.
- [14] 张莹莹, 张经, 吴莹, 等. 长江口溶解氧的分布特征及影响因素研究[J]. *环境科学*, 2007, 28(8): 1649-1654.
Zhang Yingying, Zhang Jing, Wu Ying, et al. Characteristics of dissolved oxygen and its affecting factors in the Yangtze Estuary[J]. *Environmental Science*, 2007, 28(8): 1649-1654.
- [15] 王巧宁, 颜天, 周名江. 低氧对中华哲水蚤存活和繁殖影响的实验研究[J]. *海洋科学*, 2013, 37(2): 12-16.
Wang Qiaoning, Yan Tian, Zhou Mingjiang. The effects of hypoxia on survival and reproduction of *Calanus sinicus*[J]. *Marine Sciences*, 2013, 37(2): 12-16.
- [16] Chen X, Shen Z, Li Y, et al. Physical controls of hypoxia in waters adjacent to the Yangtze Estuary: A numerical modeling study[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2015, 97(1-2): 349-364.
- [17] 石强. 黄海溶解氧含量场季节循环时空模态与机制[J]. *应用海洋学学报*, 2016, 35(1): 1-14.
Shi Qiang. Mechanism and spatio-temporal mode on the seasonal cycle of dissolved oxygen content fields in the Yellow Sea[J]. *Journal of Applied Oceanography*, 2016, 35(1): 1-14.
- [18] 刘春利, 葛长宇, 张玉娟, 等. 黄海表层溶解氧时空分布特征[J]. *海洋环境科学*, 2017, 36(2): 255-260.
Liu Chunli, Ge Changzi, Zhang Yujuan, et al. Spatial and temporal variations of surface dissolved oxygen in the Yellow Sea[J]. *Marine Environmental Science*, 2017, 36(2): 255-260.
- [19] Yin K, Lin Z, Ke Z. Temporal and spatial distribution of dissolved oxygen in the Pearl River Estuary and adjacent coastal waters[J]. *Continental Shelf Research*, 2004, 24(16): 1935-1948.
- [20] Ni X, Huang D, Zeng D, et al. The impact of wind mixing on the variation of bottom dissolved oxygen off the Changjiang Estuary during summer[J]. *Journal of Marine Systems*, 2016, 154: 122-130.
- [21] Chen C C, Gong G C, Shiah F K. Hypoxia in the East China Sea: one of the largest coastal low-oxygen areas in the world[J]. *Marine Environmental Research*, 2007, 64(4): 399-408.
- [22] Wei H, He Y, Li Q, et al. Summer hypoxia adjacent to the Changjiang Estuary[J]. *Journal of Marine Systems*, 2007, 67(3-4): 292-303.
- [23] Sarmiento J L, Hughes T M C, Stouffer R J, et al. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming[J]. *Nature*, 1998, 393(6682): 245.
- [24] Matear R J, Hirst A C, McNeil B I. Changes in dissolved oxygen in the Southern Ocean with climate change[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2000, 1(11): 1050.
- [25] Plattner G K, Joos F, Stocker T F, et al. Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming[J]. *Tellus B*, 2001, 53(5): 564-592.
- [26] Keeling R F, Garcia H E. The change in oceanic O₂ inventory associated with recent global warming[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2002, 99(12): 7848-7853.
- [27] Zhang H, Li S. Effects of physical and biochemical processes on the dissolved oxygen budget for the Pearl River Estuary during summer[J]. *Journal of Marine Systems*, 2010, 79(1-2): 65-88.
- [28] He B, Dai M, Zhai W, et al. Hypoxia in the upper reaches of the Pearl River Estuary and its maintenance mechanisms: A synthesis based on multiple year observations during 2000-2008[J]. *Marine Chemistry*, 2014, 100(167): 13-24.
- [29] 李道季, 张经, 吴莹, 等. 长江口外氧的亏损[J]. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 2002, 32(8): 686-694.
Li Daoji, Zhang Jing, Wu Ying, et al. Hypoxia area off

- the Changjiang River Estuary[J]. *Science in China (D: Geoscience)*, 2002, 32(8): 686-694.
- [30] Rabouille C, Conley D J, Dai M H, et al. Comparison of hypoxia among four river-dominated ocean margins: The Changjiang (Yangtze), Mississippi, Pearl and Rhône rivers[J]. *Continental Shelf Research*, 2008, 28(12): 1527-1537.
- [31] 周锋, 黄大吉, 倪晓波, 等. 影响长江口毗邻海域低氧区多种时间尺度变化的水文因素[J]. *生态学报*, 2010, 30(17): 4728-4740.
Zhou Feng, Huang Daji, Ni Xiaobo, et al. Hydrographic analysis on the multi-time scale variability of hypoxia adjacent to the Changjiang River Estuary[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2010, 30(17): 4728-4740.
- [32] 刘志国, 徐韧, 刘材材, 等. 长江口外低氧区特征及其影响研究[J]. *海洋通报*, 2012, 31(5): 588-593.
Liu Zhiguo, Xu Ren, Liu Caicai, et al. Characters of hypoxia area off the Yangtze River Estuary and its influence[J]. *Marine Science Bulletin*, 2012, 31(5): 588-593.
- [33] Zhou F, Chai F, Huang D, et al. Investigation of hypoxia off the Changjiang Estuary using a coupled model of ROMS-CoSiNE[J]. *Progress in Oceanography*, 2017, 159: 237-254.
- [34] Luo X, Wei H, Fan R, et al. On influencing factors of hypoxia in waters adjacent to the Changjiang estuary[J]. *Continental Shelf Research*, 2018, 152: 1-13.
- [35] 辛明, 马德毅, 王保栋, 等. 黄海溶解氧的平面分布特征及其季节变化[J]. *中国海洋大学学报(自然科学版)*, 2013, 43(7): 56-60.
Xin Ming, Ma Deyi, Wang Baodong, et al. The horizontal distribution characteristics and seasonal variations of dissolved oxygen in the Yellow Sea[J]. *Periodical of Ocean University of China(Natural Science Edition)*, 2013, 43(7): 56-60.
- [36] 李潇, 王晓莉, 刘书明, 等. 天津近岸海域溶解氧含量分布特征及影响因素研究[J]. *海洋开发与管理*, 2017, 34(8): 75-78.
Li Xiao, Wang Xiaoli, Liu Shuming, et al. Characteristics of dissolved oxygen and its affecting factors in Tianjin offshore seawater[J]. *Ocean Development and Management*, 2017, 34(8): 75-78.
- [37] 孟鑫, 王冬, 李培良, 等. 海洋牧场溶解氧生态模型初探[J]. *海洋技术学报*, 2017, (5): 120-126.
Meng Xin, Wang Dong, Li Peiliang, et al. Preliminary study on the DO eco-model in the ocean ranch[J]. *Journal of Ocean Technology*, 2017, (5): 120-126.
- [38] 李兆钦. 刘公岛海洋牧场及大沽河口底层海水溶解氧时间变化特征研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2018.
Li Zhaoqin. Study of temporal variations of the dissolved oxygen concentration of bottom water in Liugong Island marine pasture and Dagu River estuary[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2018.
- [39] Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2011, 137(656): 553-597.
- [40] Donlon C J, Martin M, Stark J, et al. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2012, 116: 140-158.
- [41] Garcia H E, Gordon L I. Oxygen solubility in seawater: Better fitting equations[J]. *Limnology and Oceanography*, 1992, 37(6): 1307-1312.
- [42] Maccready P, Banas N S, Hickey B M, et al. A model study of tide and wind induced mixing in the Columbia River Estuary and plume[J]. *Continental Shelf Research*, 2009, 29(1): 278-291.
- [43] 朱卓毅, 张经, 吴莹, 等. 长江口外颗粒有机碳及光合色素在不同溶氧水平下早期降解速率研究[J]. *海洋与湖沼*, 2013, 44(1): 1-8.
Zhu Zhuoyi, Zhang Jing, Wu Ying, et al. Early degradation rate particulate organic carbon and phytoplankton pigments under different dissolved oxygen level off the Chanjiang(Yantze) River estuary[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2013, 44(1): 1-8.
- [44] 蔡励勋. 厦门海域溶解氧日变化特征的分析[J]. *海洋渔业*, 2008, 30(3): 213-218.
Cai Lixun. Analysis on daily variation features of dissolved oxygen showed in Xiamen sea area[J]. *Marine Fisheries*, 2008, 30(3): 213-218.

Study on the temporal variation of bottom water dissolved oxygen concentration in the Xigang marine ranch

WANG Xin-yi¹, LIU Zi-zhou¹, GU Yan-zhen¹, ZHAI Fang-guo¹, SUN Li-yuan²,
SONG Hong-fang³, LI Zi-niu⁴, WANG Zhao-yu⁴, JIA Nai-dong⁴, QU Li-ru⁴

(1. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Shandong Hydrobios Resources Conservation and Management Center, Yantai 264000, China; 3. Marine Environment Forecast Station of Yingkou City, Yingkou 115007, China; 4. Center for Marine Environmental Prediction & Disaster Prevention and Reduction of Liaoning Province, Shenyang 110014, China)

Received: Mar. 27, 2019

Key words: marine ranch; dissolved oxygen concentration; temporal variation; seawater temperature; seasonal thermocline

Abstract: Based on the continuous real-time observation data collected by the online observation system, the temporal variations of the bottom dissolved oxygen concentration during June 2nd, 2016 to October 22th, 2016 in the Xigang marine pasture are studied, and the influencing mechanisms are also discussed. The results show that the bottom dissolved oxygen concentration generally decreases first with time and then experiences a mild increase during the period, ranging from 2.99 mg/L to 11.43 mg/L with a mean value of 6.55 mg/L. Further analysis shows that: (1) The bottom saturated dissolved oxygen concentration does not vary significantly with time, with oversaturation events occurring in June; (2) The seawater temperature is the main factor affecting the daily and monthly variations of the bottom dissolved oxygen concentration; (3) The bottom dissolved oxygen concentration tends to decrease from July to Mid-August, due to the combined effects of the weak vertical turbulent mixing inhibited by the seasonal thermocline and the rising temperature; (4) Although the correlation of the daily mean dissolved oxygen with daily mean wind speed is not significant, it increases first and then decreases during the gale; (5) The diurnal variation of the bottom dissolved oxygen concentration is featured by the diurnal cycle, which may be mainly influenced by the diurnal variations of the biological processes, vertical mixing, tidal transport, and so on. This study is of great significance to further study the tempo-spatial distributions of the dissolved oxygen in the marine pasture area of Shandong Peninsula and their influencing mechanisms.

(本文编辑: 丛培秀)