威海市天鹅湖海洋牧场底层海水溶解氧浓度时间变化特征

刘禹铖[1], 刘子洲[1], 顾艳镇[1], 李培良[2], 孙利元[3], 翟方国[1], 宋洪芳[4], 李子牛[5], 王兆宇[5], 贾乃东[5], 曲俐儒[5], 盖芸芸[6]

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 2. 浙江大学海洋学院, 浙江 舟山 316021; 3. 山东省水生生物资源养护管理中心, 山东 烟台 264000; 4. 营口市海洋环境预报站, 辽宁 营口 115007; 5. 辽宁省海洋环境预报与防灾减灾中心, 辽宁 沈阳 110014; 6. 烟台职业学院, 山东 烟台 264025)

摘要: 依据威海市天鹅湖海洋牧场2016年7—10月海洋生态环境海底有缆在线观测系统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, 并探讨了其可能的影响因素。结果表明: 观测期间海水溶解氧浓度平均值为 6.65 mg/L, 呈先下降后上升的变化趋势, 月平均值最小为 6.36 mg/L, 出现在 9 月。溶解氧月浓度标准差呈先减小后增大的变化趋势, 而溶解氧日浓度标准差总体变化趋势与月浓度标准差相反。底层海水基本上处于不饱和状态, 月均溶解氧消耗量在观测期间逐月增大。海水温度是影响溶解氧浓度变化的主要因素。7 月 1 日至 8 月 24 日期间, 牧场海域存在季节性温跃层。7 月 1 日至 17 日与 8 月 11 日至 24 日期间, 溶解氧浓度下降可能受季节性温跃层和海水温度上升的共同影响; 7 月 18 日至 8 月 1 日期间, 溶解氧浓度变化不受季节性温跃层控制。大风过程会增强表、底层海水交换, 使溶解氧浓度上升。月均溶解氧浓度日变化均表现出双峰双谷的特征, 与月均水深日变化对比, 7—8 月 0—13 时无显著正相关性, 7—8 月 1—23 时及 9—10 月相位变化基本一致, 涨潮时海水溶解氧浓度升高, 而落潮时降低, 说明研究区域外海水溶解氧浓度很可能高于近岸, 而潮流输运过程使得近岸海水溶解氧浓度随潮汐过程变化。

关键词: 海洋牧场; 溶解氧; 时间变化; 影响因素

中图分类号: P717 **文献标识码**: A **文章编号**: 1000-3096(2019)09-0041-13

DOI: 10.11759/hykx20190126003

海水中的溶解氧, 指的是海水中存在的自由、非化合的氧气分子, 它是指示海洋生物活动、衡量海水水质与海洋环境质量状况的重要指标之一[1], 可以表征海-气相互作用、初级生产力等多个过程的强度, 故它是海洋调查中的不可或缺的要素之一, 是物理、化学、生物等海洋学专业分支所研究的重要因素之一, 在海洋水环境研究中具有重要的地位。

一些欧美国家对海水溶解氧的时空变化规律、特别是低氧现象研究较多[2-4]。例如, Scully 等[2]结合切萨皮克湾 1985 年至今的连续观测数据, 构建了近海三维水动力生态模型, 以研究切萨皮克湾日益严重的低氧现象并完成对湾内低氧缺氧灾害的预报预警。Yu 等[3]结合墨西哥湾北部海域的连续实测数据, 结合前人研究提出的参数化方案, 计算了海表面海气通量及底层沉积物耗氧量, 进而分析了影响该海区低氧现象形成的物理因素, 为后续灾害预报做出重要贡献。Boyer 等[4]基于多年的观测数据, 研究了大西洋和太平洋中海水溶解氧浓度、溶解氧饱和度、表观耗氧量等的季节变化。

目前, 国内对于沿岸海域及淡水系统中溶解氧的研究仍大多基于航次采样数据[5-8]。薛彬等[5]基于 2013 年 5 月的航次观测数据, 研究了瓯江口海域春季表层海水溶解氧的分布特征, 发现其饱和度形态受到地形及堤坝建设的影响, 溶解氧浓度与化学需

收稿日期: 2019-01-26; 修回日期: 2019-03-01

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: 刘禹铖(1994-), 男, 湖南岳阳人, 硕士研究生, 研究方向: 浅海动力学, 电话: 18975002829, E-mail: 18975002829@163.com; 顾艳镇, 通讯作者, 讲师, 主要从事近海水文生态环境动力学的观测和数值预报研究, 电话: 13061442155, E-mail: guyanzhen@ouc.edu.cn

氧量的负相关性最显著，与叶绿素含量及浮游生物呈正相关，依据GB 3097-1997海水水质标准，总体水质为国家2类水体(溶解氧浓度大于5 mg/L)。石强[6]基于北黄海1976—2015年历年8月的监测资料，研究了北黄海夏季断面溶解氧含量和表观耗氧量的年际变化时空模态，指出其多年平均的空间分布形态主要受海水温度、盐度、浮游生物光合作用、风生环流输送效应、沉积物需氧等因素的影响，而其年际变化则主要受生物活性组分耗氧-生氧过程和海水温度的影响。蔡励勋[7]基于2007年3月至2008年2月对厦门海域同安湾及九龙江河口每30分钟的溶解氧浓度连续观测数据，研究了该海域海水溶解氧浓度的日变化特征，发现溶解氧含量随潮汐的运动表现出很强的规律性，其表现形式有双峰双谷、单峰单谷、双齿状特征。张竹琦[8]基于1958—1988年渤、黄海近海断面调查资料，分析研究了该海区溶解氧浓度的年变化特征，指出溶解氧浓度在近岸浅水区域主要受大陆和水温的影响，季节变化明显，且表、底层变化一致。

我国学者对我国近海海水溶解氧的时空变化特征已经有了一定认识。但前人研究所用数据大多关注离岸较远的深水区域或海表面区域。近年来我国大力发展近岸海域的海洋牧场，海水底层溶解氧浓度则是决定海洋牧场效益的关键因素之一，而针对海洋牧场区域的溶解氧研究成果有待丰富。孟鑫等[9]基于威海市小石岛海洋牧场、荣成市西霞口海洋牧场的长期连续数据，对其海底环境要素进行时间变化分析，并利用自由水域假设建立溶解氧生态模型，计算并分析了两个牧场生态系统新陈代谢参数，最后结合观测数据，为西霞口海洋牧场的发展提出合理建议，该研究还发现对于两浅水动物养殖型牧场，物理过程对溶解氧变化的贡献与生物过程相当。李兆钦等[10]基于威海市刘公岛海洋牧场长期连续数据，对该牧场底层海水溶解氧浓度的时间变化特征及其影响因素进行分析，并探讨了低氧现象乃至灾害发生的可能性。本文基于威海市天鹅湖海洋牧场有缆在线观测系统于2016年7—10月获得的海水溶解氧浓度、温度、盐度、水深等参数的4个月连续观测数据，研究了该牧场底层海水溶解氧浓度的时间变化特征，并结合其他海洋和气象数据探讨其物理影响因素及潜在机制，为中国近海海水溶解氧的时空变化特征研究及牧场生产活动提供科学参考。

1 数据和方法

1.1 数据

为保障海洋生态环境安全，威海市天鹅湖游钓型海洋牧场于2016年6月下旬布放了一套海洋生态环境海底有缆在线观测系统，布放坐标点经纬度为122°35′13.19″E，37°19′15.27″N，距离岸线约1公里，位置详见图1，布放点水深约为7 m。该观测系统的水下观测部分集成安装了海底高清彩色摄像机(ROS C600，美国)和温盐深仪(Hydrocat CTD，美国)；前者可在水下LED灯的辅助下实时拍摄水下生物活动情况，后者可实现底层海水的温度、电导率、压强和海水溶解氧浓度(Dissolved Oxygen, DO)的连续实时观测。为进一步分析将原始数据进行小时平均，并在质量控制后得到本文的数据。本文研究时间段为2016年7月1日至2016年10月25日，共计117 d，约为4个月。

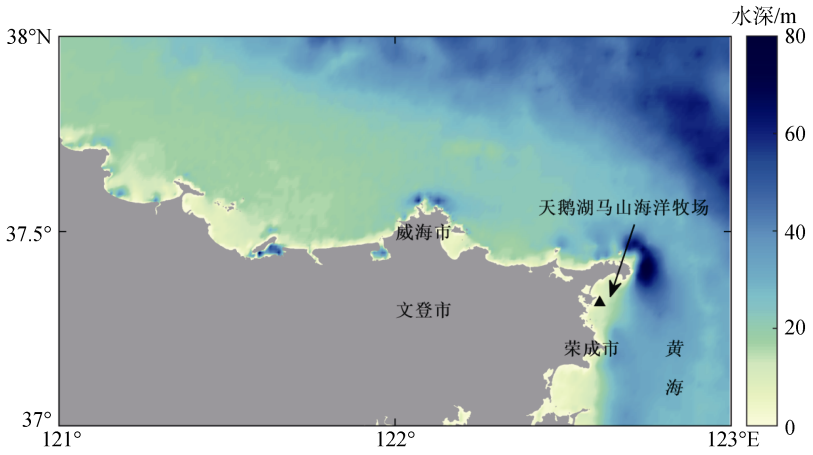


图1 山东半岛东北部地形及威海市天鹅湖海洋牧场位置(黑三角形)图

Fig. 1 Bathymetry around the northeast of Shandong Peninsula. Black triangle indicates the Swan Lake Marine Ranch in Weihai

为探究海洋牧场底层海水溶解氧浓度的时间变化特征和影响因素，本文还使用了两种辅助数据：(1)美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction; NCEP)提供的再分析数据[11]，数据空间分辨率为 1°×1°，参考变量是海面 10 m 风，数据时间间隔为 6 h，时间区间为 2016 年 7 月 1 日至 2016 年 10 月 31 日，利用双线性插值得到系统布放点的海面风数据时间序列；(2)业务化海表面温度与海冰分析系统融合各种观测资料产生的全球高分辨率 SST 资料(GHRSST)[12]，数据空间分辨率为 0.05°× 0.05°，参考变量是海表面温度，数据时间间隔为 1 d，时间区间为 2016 年 7 月 1 日至 2016 年 10 月 31 日，受地形的影响，选取距离系统布放点水平方向最近的网格点数据序列近似作为观测点海表面温度数据时间序列。

1.2 相关参数计算

海水的溶解氧饱和浓度(DO_{sat}，单位 mg/L)指在任何给定的水温及盐度条件下，氧在海水中溶解至饱和时的特定浓度[13]。海水温度、压强、盐度会影响溶解氧饱和浓度的大小[14]。本文采用 Garcia 等[15]改进的海水溶解氧饱和浓度计算公式：

$$\ln C_0 = A_0 + A_1 \cdot T_1 + A_2 \cdot T_1^2 + A_3 \cdot T_1^3 + A_4 \cdot T_1^4 + A_5 \cdot T_1^5 + S(B_0 + B_1 \cdot T_1 + B_2 \cdot T_1^2 + B_3 \cdot T_1^3) + C \cdot S^2, \quad (1)$$

式(1)中 C_0 表示海水中溶解氧饱和浓度，单位：mL/L；S 表示海水盐度；T_1 表示温度系数：

$$T_1 = \ln[(298.15 - T)/(273.15 + T)], \quad (2)$$

T 表示海水温度，单位℃；A、B、C 为常数，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=0.978188; A_5=1.710 69;

B_0= –6.240 97×10^{-3}; B_1= –6.934 98×10^{-3}; B_2= –6.903 58×10^{-3}; B_3= –4.291 55×10^{-3};

C= $-3.116\ 8 \times 10^{-7}$。

接下来通过单位换算得到 DO_{sat_1}(单位：mg/L)，公式如下：

$$DO_{sat_1} = 1.423 C_0, \quad (3)$$

下面根据美国地质局 No. 81.11 文件中的方法对溶解氧饱和浓度进行气压订正，订正公式如下：

$$DO_{sat} = DO_{sat_1} \cdot co_factor, \quad (4)$$

其中 co_factor 为订正系数，需要用到海拔高度 h，本文中 h 为–7 m，公式如下：

$$co_factor = (5 \times 10^{-7} h^2 - 1.18 \times 10^{-2} h + 99.979)/100. \quad (5)$$

海水溶解氧饱和度(Saturation of DO, p)指测得的溶解氧浓度与水样现场水温、盐度条件下的溶解氧饱和浓度之百分比[13]，其计算公式如下：

$$p = (DO/DO_{sat}) \times 100\%. \quad (6)$$

表观耗氧量(Apparent Oxygen Utilization, AOU)指在相同水温、盐度下实测溶解氧浓度对于溶解氧饱和浓度的偏离量，其计算公式如下：

$$AOU = DO_{sat} - DO. \quad (7)$$

平均温度梯度 DT 指海表面、底层海水溶解氧浓度差与水深的比值，以此来量化海水季节性温跃层的强度，其计算公式如下：

$$DT = (T_{surface} - T)/H. \quad (8)$$

(8)中 $T_{surface}$ 为海表面海水温度，H 为水深。若 DT>0，说明海表面海水温度高于底层温度，存在季节性温跃层；反之不存在季节性温跃层。DT 越大，表示季节性温跃层的强度越强。

2 时间变化特征

2.1 总体变化特征

图 2 展示了观测期间威海市天鹅湖海洋牧场底层海水溶解氧浓度小时平均的时间序列。在该段时间内，海水溶解氧浓度变化范围为 5.78~7.75 mg/L，平均值和标准差分别为 6.65 mg/L 和 0.38 mg/L。总体上，海水溶解氧浓度从 7 月至 9 月中旬呈下降趋势，之后随时间上升。同时，从图 2 可看出，溶解氧浓度不仅呈现低频的季节变化特征，也呈现出显著的日际、月际等不同时间尺度的变化特征。

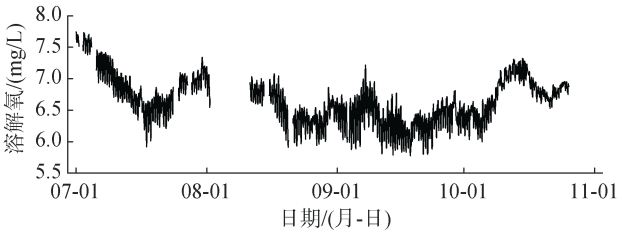


图 2 天鹅湖海洋牧场底层海水溶解氧浓度(单位：mg/L)小时平均时间序列

Fig. 2 Time series ofthe bottom water hourly meanDO (mg/L) in the marine ranch of Swan Lake

2.2 逐日变化和逐月变化

图 3 给出了该牧场底层海水溶解氧浓度的日平均和月平均时间序列。

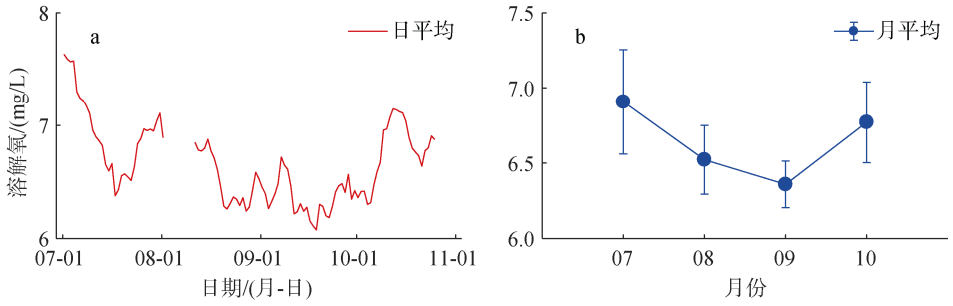


图 3　天鹅湖海洋牧场底层海水日平均(a)、月平均(b)溶解氧浓度(单位: mg/L)时间序列

Fig. 3　Time series of the bottom waterdaily mean (a) and monthly mean (b) DO(mg/L) in the marine ranch of Swan Lake

日平均海水溶解氧浓度呈现显著的月际-季节内时间尺度的变化特征, 如图 3a 所示。7 月初至 7 月中旬溶解氧浓度随时间下降, 之后至 8 月初随时间上升, 8 月中旬至下旬又随时间下降, 8 月底至 10 月初随时间再小幅度增减, 10 月上旬随时间上升后再度随时间下降, 10 月 21 日再次随时间上升。观测期间, 溶解氧浓度最大值为 7.63 mg/L, 出现在 7 月 1 日, 最小值为 6.08 mg/L, 出现在 9 月 18 日。如图 3b 所示, 月平均海水溶解氧浓度先减小后增大, 最大值为 6.91 mg/L, 出现在 7 月, 最小值为 6.36 mg/L, 出现在 9 月。辛明等[16]基于 2006 年 7 月—2007 年 11 月黄海航次的调查资料, 研究了黄海溶解氧的季节变化, 指出黄海下层水体(30 m 层与底层)溶解氧含量的季节变化为: 夏>秋, 与本文研究结果一致。

利用日平均海水溶解氧浓度计算得到各月月浓度标准差, 如图 3b 所示, 海水溶解氧的月浓度标准差先减小后增大, 和其月平均值的变化趋势一致, 最大值为 0.35 mg/L, 出现在 7 月, 最小值为 0.15 mg/L, 出现在 9 月。

2.3　日变化

海水溶解氧浓度的日变化, 主要受潮汐作用、径流和生物活动等因素影响[17]。为研究海洋牧场底层海水溶解氧浓度的日变化特征, 图 4 给出了月平均海水溶解氧浓度日变化情况。

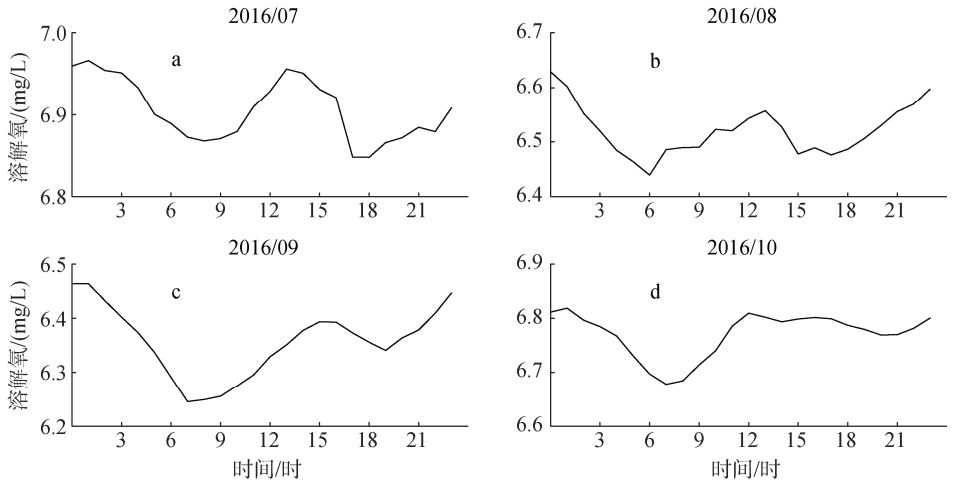


图 4　7—10 月月平均海水溶解氧浓度(单位: mg/L)日变化

Fig. 4　The monthly mean diurnal variation of DO (mg/L) fromJuly to October

观测期间, 海水溶解氧浓度日变化表现出双峰双谷的特征, 但不同季节峰谷出现的时间存在一定差异。夏季(7—8 月), 双峰大致出现在凌晨 0—1 时和午后 13 时, 双谷大致出现在清晨 6—8 时和傍晚 17—18 时。9 月双峰大致出现在凌晨 1 时和下午 15 时, 双谷大致出现在清晨 7 时和傍晚 19 时。相较于夏季, 9 月下午及傍晚的极值存在滞后现象。10 月双峰、双谷出现时间与 9 月类似, 但午后至深夜的溶解氧浓度变化较为稳定, 下午及傍晚的极值不明显。利用小时平均的海水溶解氧浓度计算日浓度标准差,

结果如图 5 所示。日浓度标准差整体变化趋势先增大后减小，其中最大值为 0.31 mg/L，出现在 9 月 7 日。进一步分析发现，月均日浓度标准差最大值为 0.21 mg/L，出现在 9 月，说明 9 月溶解氧浓度日变化最强。对比月、月均日浓度标准差，发现二者呈显著负相关。李兆钦等[10]在研究刘公岛海洋牧场溶解氧浓度变化时，发现所研究牧场溶解氧的月均日浓度标准差与月浓度标准差变化趋势一致，与本文相反，说明两种变化情况均可出现。

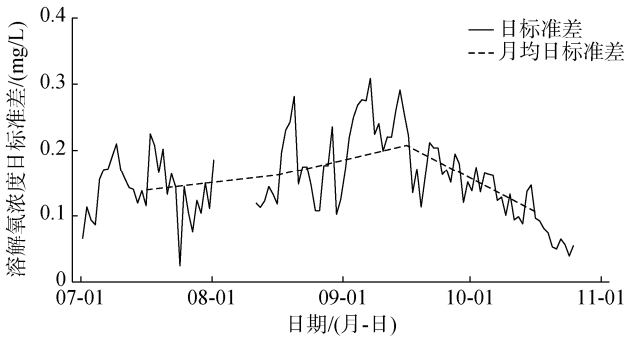


图 5　天鹅湖海洋牧场底层海水溶解氧(单位：mg/L)日浓度标准差时间序列

Fig. 5　Time series of daily standard deviation of the hourly DO (mg/L) in the marine ranch of Swan Lake

2.4　海水溶解氧相关变量分析

图 6a 给出了实测溶解氧浓度 DO 及溶解氧饱和浓度 DO_{sat} 时间序列。观测期间，DO_{sat} 先下降后上升，与 DO 变化趋势相似，经计算两者相关系数约为 0.68，高于 95%置信水平；最小值为 6.88 mg/L，出现在 9 月 15 日。在该段时间内，DO_{sat} 基本上大于 DO，仅在 7 月 1 日至 7 月 4 日及 9 月 7 日出现 DO 大于 DO_{sat} 的情况。

图 6b 给出了底层海水溶解氧饱和度时间序列。由于垂向水体层化、光照限制、气压平衡等因素的影响，底层海水溶解氧饱和度是有别于表层的。由图 6b 可看出，观测期间，溶解氧饱和度基本上小于 100%，仅 7 月 1 日至 4 日及 9 月 7 日大于 100%，其整体变化范围为 79%~104%，均值为 91%，牧场底层海水基本处于不饱和状态。卢勇等[18]提出，持续的水体不饱和说明底层海水一直处于氧化分解状态，溶解氧消耗大于溶解氧补充，水体中以有机物分解成无机物或生物呼吸等耗氧过程为主。未来应该加强观测，以量化生化过程对牧场底层海水溶解氧浓度变化的影响。

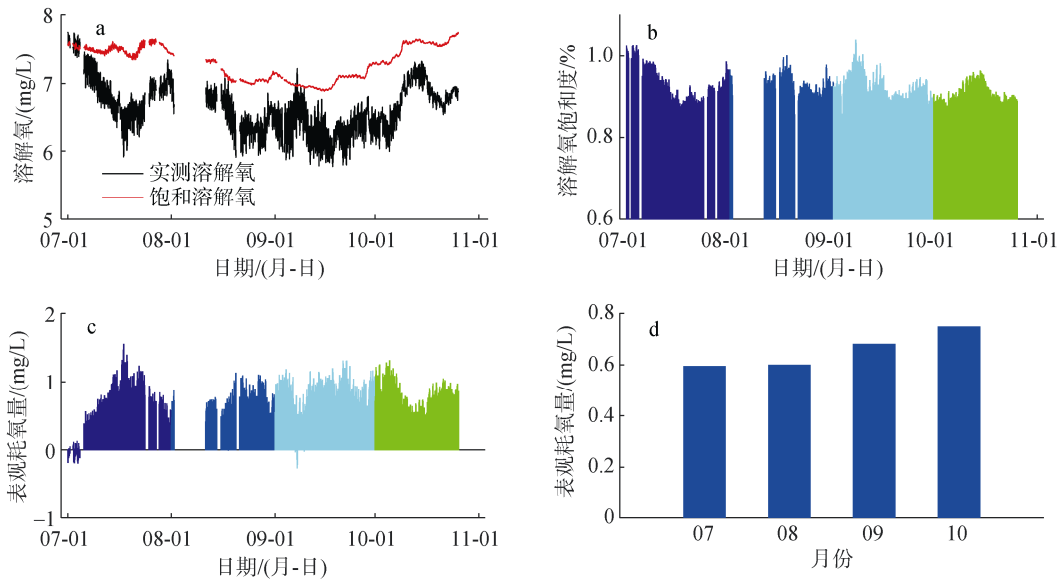


图 6　溶解氧浓度、溶解氧饱和浓度(a，单位：mg/L)、溶解氧饱和度(b，单位：%)、表观耗氧量(c，单位：mg/L)、月均表观耗氧量(d，单位：mg/L)时间序列

Fig. 6　Time series of DO (a, mg/L), DO_{sat} (a, mg/L), p (b, %), AOU(c, mg/L), monthly mean AOU (d, mg/L)

图 6c 与图 6d 给出了小时平均与月平均表观耗氧量的时间序列。观测期间，表观耗氧量平均值为 0.65 mg/L，变化范围为–0.27~1.54 mg/L。尽管存在负值，但负值出现频率极低，总体上表观耗氧量仍为正，说明底层海水一直处于不饱和状态。此外，由图 6d 看出，月均溶解氧消耗量在观测期间逐月增大。

表 1 展示了牧场底层海水溶解氧饱和度 p 及表观耗氧量在 7—10 月中各月的变化范围和均值。可以看出，月平均溶解氧饱和度在 90%附近浮动，较为稳定，而月均表观耗氧量逐渐增大。

表 1　天鹅湖海洋牧场底层水体溶解氧饱和度(单位: %)、表观耗氧量(单位: mg/L)在 7—10 月中各月的变化范围和均值

Tab. 1　Range & mean values of the bottom water DO saturation (%), AOU (mg/L) in the marine ranch of Swan Lake in each monthfromJulyto October

项目	溶解氧饱和度/%		AOU/(mg/L)	
月份	变化范围	均值	变化范围	均值
7 月	79~103	92	–0.19~1.54	0.59
8 月	84~100	91	–0.01~1.11	0.60
9 月	81~103	90	–0.26~1.31	0.68
10 月	82~97	90	0.27~1.31	0.75

3　影响机制探讨

赖利和格拉斯霍夫等[19-20]提出，海水中的溶解氧含量与海水物理、化学、生物等因素有紧密的联系。其通常随海水温度和盐度的升高、氧分压的下降、浮游植物光合作用的减弱、动物呼吸作用的加强及有机颗粒的氧化等而降低。并且除上述各种因素的影响外，河口港湾水体的溶解氧含量还受江河淡水的注入、潮汐运动和沿岸排污等因素的影响。此外，海表层水体因与大气直接接触，为维持大气压平衡及受各种物理、生化过程影响，表层水体中溶解氧含量通常较为充足，但底层水体受限于空间、光照等因素，溶解氧补充仅依靠湍流过程引起的垂向混合、海水的平流效应、浮游植物光合作用等，所以海洋表层、底层水体溶解氧变化是存在差异的。表 2 给出了观测期间牧场底层海水温度、溶解氧浓度在不同月份的变化范围和均值。下文将分别从海水温度、季节性温跃层、海表面风、潮汐作用等方面来探讨各因素对底层海水溶解氧浓度变化的影响。

表 2　天鹅湖海洋牧场底层海水温度(单位: ℃)、溶解氧浓度(单位: mg/L)在不同月份的变化范围和均值

Tab. 2　Monthly range & mean values of the bottom water temperature (单位: ℃), DO (单位: mg/L) in the marine ranch of Swan Lake

项目	海水温度/℃		溶解氧浓度/(mg/L)	
月份	变化范围	均值	变化范围	均值
7 月	18.98~21.28	19.92	5.92~7.75	6.91
8 月	20.53~24.21	23.00	5.91~7.19	6.52
9 月	21.57~24.97	23.68	5.78~7.22	6.36
10 月	18.57~21.85	20.04	6.00~7.32	6.77

3.1　海水温度

近岸浅水海域氧含量的年变化主要受大陆和水温的影响，季节变化明显，表、底层变化一致，氧含量与水温呈负相关[8]。图 7 展示了观测期间牧场底层海水溶解氧浓度 DO(黑线)、温度 T(红线)以及拟合溶解氧 DO_T(蓝线)的时间序列。

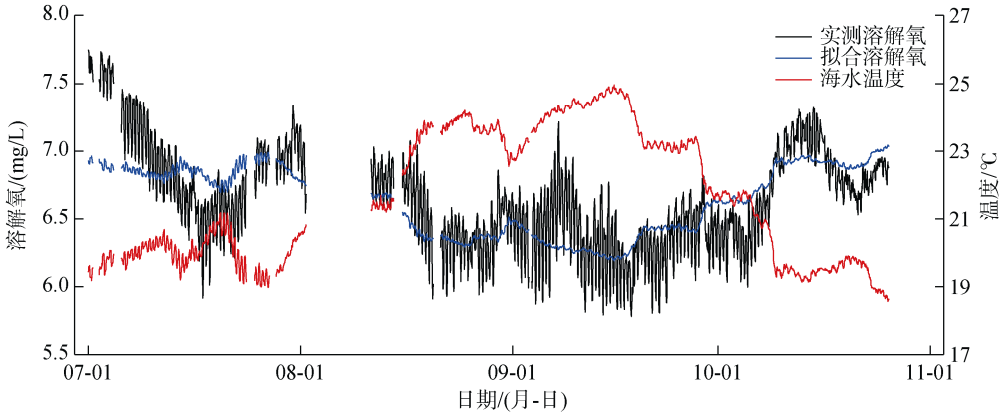


图 7　天鹅湖海洋牧场底层海水溶解氧浓度(单位: mg/L)、温度(单位: ℃)、拟合溶解氧(单位: mg/L)时间序列

Fig. 7　Time series of the bottom water hourly DO (mg/L), T (℃), DO_T (mg/L) in the marine ranch of Swan Lake

从图 7 可以看出牧场底层海水温度变化趋势是先上升后下降，最大值约为 24.97℃，出现在 9 月 15 日。通过对比发现，海水溶解氧浓度与海水温度变化趋势相反，同期相关系数约为–0.68，高于 95%置信水平。较高的相关性说明海水温度是影响海水中溶解氧浓度变化的主要因素之一。基于底层海水溶解

氧与温度的高线性相关系数，此处利用最小二乘法得到温度与溶解氧浓度的线性关系式:

$$DO_T = -1.334\times10^{-1}T + 9.522\,. \quad (9)$$

DO_T 为根据上式计算出的由温度拟合出的溶解氧浓度，图 7 中蓝线表示拟合溶解氧浓度变化。对比实测溶解氧与拟合溶解氧曲线，拟合溶解氧可反映出实测溶解氧的大致变化趋势。

图 8 展示了牧场底层海水日平均溶解氧浓度 DO(黑线)、温度 T(红线)时间序列。日平均海水溶解氧浓度与海水温度变化趋势大致相反，同期相关系数–0.75，高于 95%置信水平。DO、T 的日平均数据的相关性高于小时平均数据相关性，说明海水温度对溶解氧浓度日际及月变化的影响更为显著。

3.2 季节性温跃层

系统布放点距离岸线约 1 km，水深平均 7.91 m，仅会出现季节性温跃层，下面利用海表面、底层海水的温度差对季节性温跃层进行讨论。通过在线观测系统，仅能获得牧场底层海水温度数据 T，无法获得整个水体剖面的温度数据。故使用 GHRSST 的全球高分辨率 SST 数据 $T_{surface}$ 作为辅助，计算平均温度梯度 DT。

图 9 展示了牧场海表面海水温度 $T_{surface}$、底层海水温度 T、平均温度梯度 DT、溶解氧浓度 DO 的日平均时间序列。

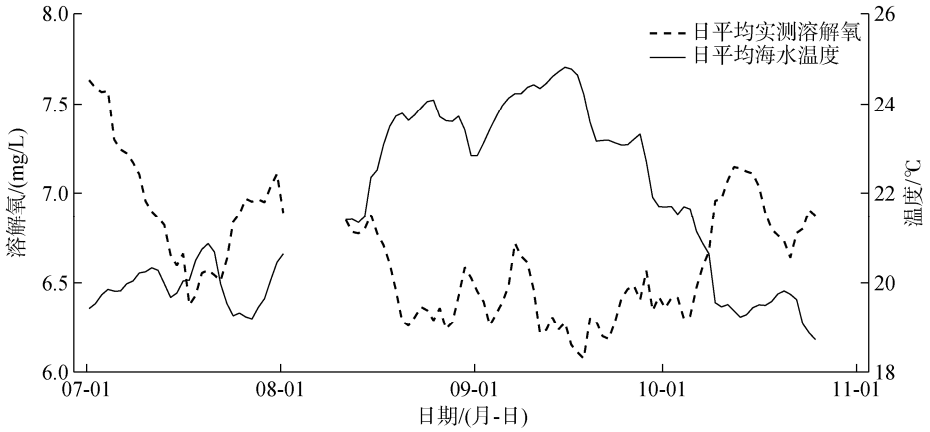


图 8 天鹅湖海洋牧场底层海水日平均溶解氧浓度(单位: mg/L)、温度(单位: ℃)时间序列

Fig. 8 Time series of the bottom water daily DO (mg/L), T (℃) in the marine ranch of Swan Lake

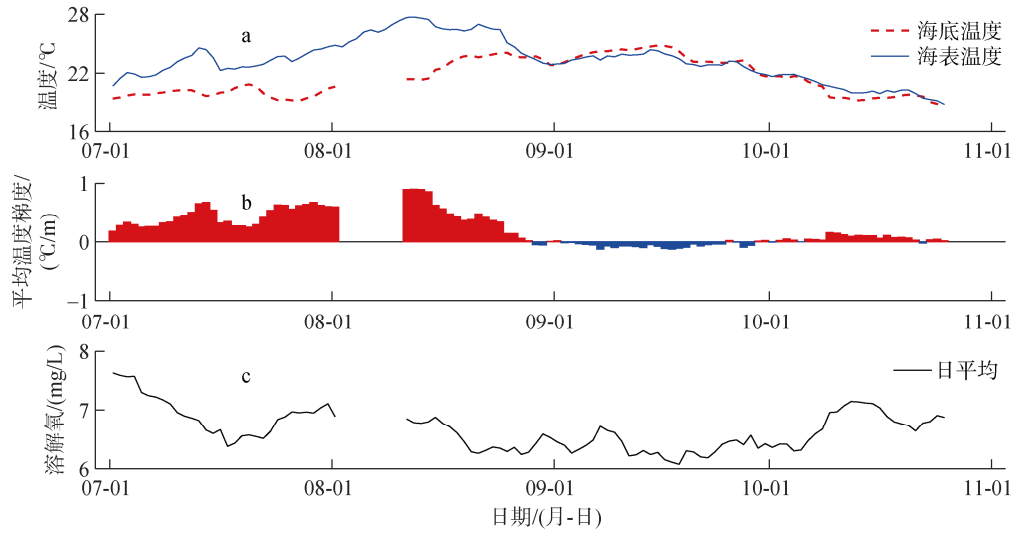


图 9 天鹅湖海洋牧场海表面海水温度、底层海水温度(a，单位: ℃)、平均温度梯度(b，单位: ℃)、溶解氧浓度(c，单位: mg/L)日平均时间序列

Fig. 9 Time series of daily $T_{surface}$ (a，单位: ℃) and the bottom water daily T (a，℃, DT (b，℃), DO (c, mg/L)in the marine ranch of Swan Lake

从图 9a、图 9b 可看出从 7 月 1 日至 8 月 24 日，海表面海水温度高于底层海水温度，DT 始终大于 0，该海域存在季节性温跃层。该段时间内 DT 变化显著，7 月 1 日至 14 日逐渐增大，7 月 15 日至 8 月 1 日先下降后逐渐增大，8 月 11 日至 8 月 24 日基本逐渐减小。8 月 25 日之后，海表面海水温度与底层海水温度基本一致，DT 约等于 0，温跃层消失。

在 7 月 1 日至 17 日与 8 月 11 日至 24 日期间，溶解氧浓度持续下降，这可能受季节性温跃层和海水温度上升的共同影响。季节性温跃层可抑制表、底层海水交换，含氧量丰富的表层海水无法补充至底层，同时底层海水的生化过程耗氧仍在继续，氧消耗大于氧补充，溶解氧浓度下降。而 7 月 18 日至 8 月 1 日期间，溶解氧浓度与 DT 的变化趋势一致，即随季节性温跃层增强，溶解氧浓度不降反升，这与上文提及的机制相矛盾，说明在该段时间内底层海水溶解氧浓度的变化不受季节性温跃层的控制，而可能受生物过程产氧或平流输运影响。

3.3 海表面风

海表面风的变化可以影响海水由上至下的混合程度。当大风过程(大于 8 m/s)持续发生时，水体垂向混合会在海表面大风能量输入和潮汐作用下增强[21]。

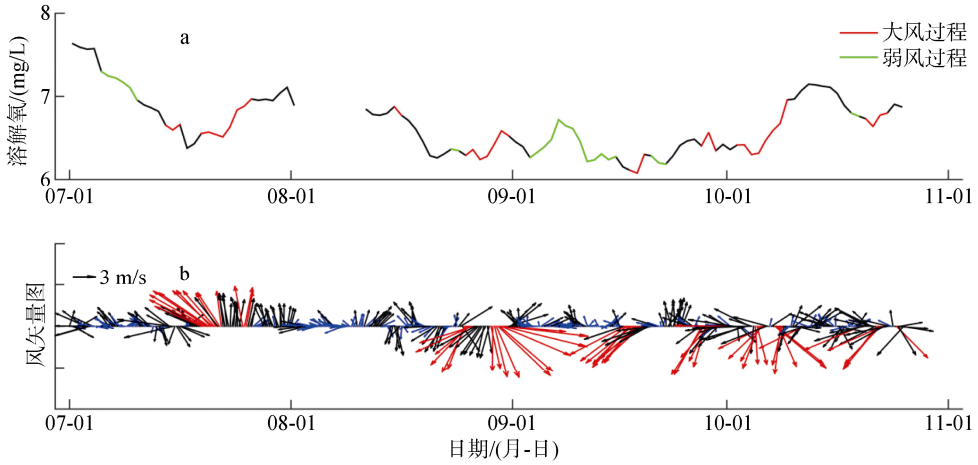


图 10　天鹅湖海洋牧场底层海水日平均溶解氧浓度(a，单位: mg/L)、海表面风矢量(b)时间序列

Fig. 10　Time series of the bottom water daily DO in the marine ranch of Swan Lake (a, mg/L) and sea surface wind vectors (b)

注: 子图 b 中风速大于 8 m/s 的风矢量用红色箭头表示，对应时段的溶解氧浓度曲线为红线，风速小于 3 m/s 的风矢量用蓝色箭头表示，对应时段的溶解氧浓度曲线为绿线

图 10 展示了牧场底层海水日平均溶解氧浓度 DO 及海表面风矢量时间序列。由图 10b 可以看出，观测期间共出现 6 次较为明显的大风过程: 7 月 19 日至 25 日、8 月 25 日至 31 日、9 月 17 日至 19 日、9 月 27 日至 29 日、10 月 5 日至 9 日、10 月 21 日至 24 日。对比图 10a 与图 10b，在大风过程时间段内，溶解氧浓度均上升，说明大风过程会加强表、底层海水交换，使底层海水溶解氧浓度受到上层富氧海水的补充而上升。此外，8 月 25 日至 30 日是观测期间最强的大风过程，10 m/s 以上的大风持续至少两天，最大风速约为 13.7 m/s，出现在 8 月 30 日。而 8 月 25 日正是季节性温跃层消失的时间点，说明大风过程可能对季节性温跃层的消失有影响。值得注意的是，9 月 1 日至 10 日是弱风过程，但 9 月 3 日至 6 日，溶解氧浓度上升，这可能受生化过程的影响。此外，经历大风过程后，可能会出现溶解氧浓度下降的现象，详见 10 月 5 日至 9 日的大风过程。因无法详细探究，仅能猜测大风过程会使得底层有机物悬浮，有机物可作为浮游植物的养料，大量繁殖的浮游植物凋亡后在溶解氧富余的海水环境中氧化分解，会使得溶解氧大量消耗，故溶解氧浓度下降[10]。

3.4 潮汐作用

本文利用观测的底层海水压强数据经换算获得观测坐标点的水深数据，再减去其均值获得观测坐标点水深异常。对于潮汐作用的分析，利用计算的水深异常进行调和分析。图 11a、图 11b 分别为利用溶解氧浓度、水深异常时间序列计算的功率谱，图 11c 为观测的水深异常时间序列与利用调和分析结果[22]反演的水位异常时间序列比较图，各主要分潮(信噪

比>100)调和常数详见表 3。如图 11 所示，观测期间不同月份水深异常的功率谱具有相同特征，即在 12 小时和 24 小时附近出现两个明显峰值，说明水深异常变化存在半日周期和全日周期的特征。再对比实测水深异常及调和分析结果，二者吻合度较好，其同期相关系数 0.97，方差贡献率 93 %。经计算牧场处潮汐特征值为 1.006，说明牧场所在海区的潮汐类型为不规则半日潮。陈耀祖等[23]指出，山东半岛东部沿海海洋牧场潮汐类型为不规则半日潮，与本文研究结果一致。

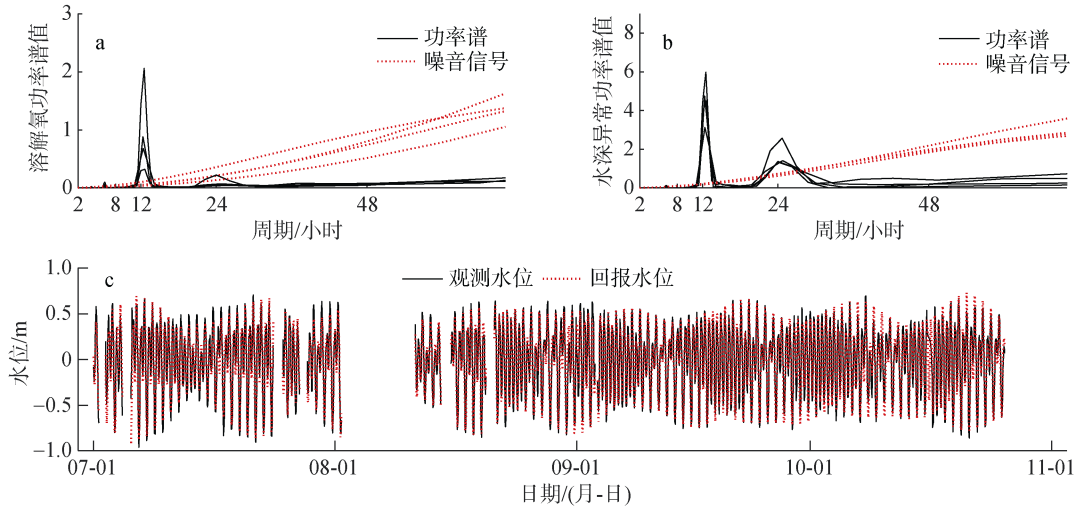


图 11　各月溶解氧浓度功率谱(a)、水深异常(b)及水位调和分析结果(c)

Fig. 11　Power spectrum analysis of DO(a), depth anomaly (b) in each month & the result of harmonic analysis (c)

表 3　各主要分潮调和常数

Tab. 3　Major tidal component harmonic constants

分潮	周期/小时	振幅/m	振幅误差/m	迟角/°	迟角误差/°	信噪比
Q_1	26.87	0.035 3	0.017	229.60	27.52	4.5
O_1	25.82	0.168 4	0.017	251.76	5.76	99
K_1	23.93	0.223 1	0.015	313.32	3.85	220
MU_2	12.87	0.028 4	0.008	95.82	17.00	14
N_2	12.66	0.049 3	0.008	316.40	10.29	35
M_2	12.42	0.389 2	0.008	341.79	1.25	2 600
S_2	12.00	0.131 0	0.008	45.76	4.06	240
M_4	6.21	0.051 0	0.004	186.91	4.76	130
M_6	4.14	0.016 8	0.003	197.69	8.98	37
$2MS_6$	4.09	0.020 7	0.003	261.65	8.14	49

从溶解氧浓度功率谱及日变化研究中可看出，溶解氧浓度呈较强的半日周期变化，与不规则半日潮相对应，因此猜测溶解氧浓度日变化可能与潮汐过程有关。下面将讨论溶解氧浓度日变化与水深日变化的关系。

如图 12 所示，上四图(a—d)为溶解氧浓度日变化，下四图(e—h)为水深日变化。对比二者变化趋势，7—8 月溶解氧浓度呈半日周期变化，水深呈全日周期变化，在 0—13 时二者无显著正相关性，14—23 时近似同相位变化；9—10 月二者均呈半日周期变化，且全天的相位变化基本一致。

溶解氧浓度与水深同相位变化，即退潮时溶解氧浓度下降，涨潮时溶解氧浓度上升，这说明外海海水溶解氧浓度很可能高于近岸海水溶解氧浓度，而潮流输运过程使得近岸海水溶解氧浓度随潮汐过程变化，这与蔡励勋[7]在厦门海域观测到的现象类似。出现该溶解氧分布特征的可能原因是，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，使得近岸海水溶

解氧浓度低于外海水。每当涨潮时，外海水可补充陈旧近岸海水中的溶解氧[24]，使近岸海水溶解氧浓度上升。综上，潮流输运可能是影响溶解氧浓度日变化的重要因素。

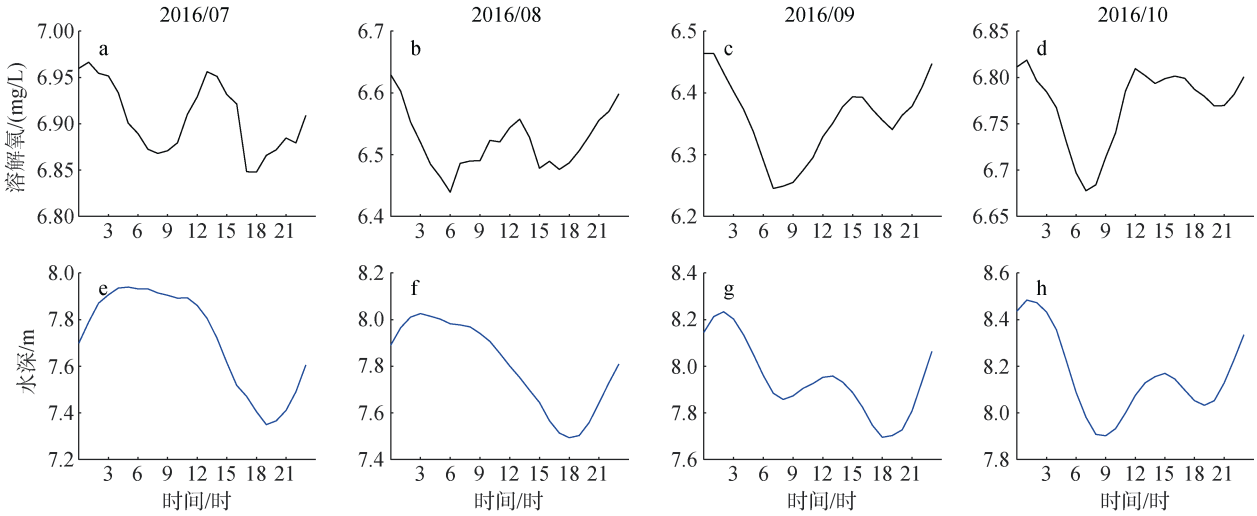


图 12　各月平均的海水溶解氧浓度(a—d，单位: mg/L)及水深日变化(e—h，单位: m)

Fig. 12　The monthly mean diurnal variation ofDO (a-d, mg/L), depth (e-h, m)

4　结论

本文利用威海市天鹅湖海洋生态环境岸基有缆在线观测系统所观测的数据，研究了该牧场底层海水溶解氧浓度的时间变化特征，并借助辅助数据探究溶解氧浓度变化的影响因素及潜在的变化机制。结论如下:

(1) 天鹅湖海洋牧场底层海水溶解氧浓度不仅呈现低频的季节变化特征，也呈现出显著的日际、月际等不同时间尺度的变化特征。观测期间溶解氧浓度变化范围为 5.78~7.75 mg/L，平均值和标准差分别为 6.65 mg/L 和 0.38 mg/L。总体上，海水溶解氧浓度在 7 月至 9 月中旬期间呈下降趋势，之后随时间上升。

(2) 观测期间，日平均海水溶解氧浓度呈现显著的月际-季节内时间尺度的变化特征，其中最大值为 7.63 mg/L，出现在 7 月 1 日，最小值为 6.08 mg/L，出现在 9 月 18 日。月平均海水溶解氧浓度先减小后增大，最大值为 6.91 mg/L，出现在 7 月，最小值为 6.36 mg/L，出现在 9 月。夏季平均溶解氧浓度大于秋季，与前人研究一致。

海水温度是溶解氧浓度变化的主要物理影响因素，与溶解氧浓度呈负相关。二者小时平均数据同期相关系数为–0.68，低于日平均数据同期相关系数–0.75，说明海水温度对溶解氧浓度日际及月变化的影响更为显著。7 月 1 日至 8 月 24 日期间，牧场海域存在季节性温跃层，8 月 25 日之后温跃层消失。在 7 月 1 日至 17 日与 8 月 11 日至 24 日期间，溶解氧浓度持续下降，这可能受季节性温跃层和海水温度上升的共同影响；而 7 月 18 日至 8 月 1 日期间，随季节性温跃层增强，溶解氧浓度不降反升，说明该段时间内溶解氧浓度的变化不受季节性温跃层的控制，而可能受生物过程产氧或平流输运影响。大风过程会加强表、底层海水交换，使底层海水溶解氧浓度受到上层富氧海水的补充而上升。经历大风过程后，可能会出现溶解氧浓度下降的现象，推测该现象的成因是大风过程影响了底层海水中的生化反应。

(3) 月平均溶解氧日变化均表现出双峰双谷的特征。该变化可能受潮流输运及对应海域溶解氧分布特征的共同影响。牧场处海域潮汐类型为不规则半日潮，而溶解氧浓度呈半日周期变化。7—8 月 0—13 时溶解氧浓度与水深无显著正相关性，7—8 月 14—23 时及 9—10 月二者相位变化基本一致，即涨潮时海水溶解氧浓度升高，而落潮时降低，这说明外海海水溶解氧浓度很可能高于近岸海水溶解氧浓度，而潮流输运过程使得近岸海水溶解氧浓度随潮汐过程变化。

(4) 观测期间，天鹅湖海洋牧场底层海水基本处于不饱和状态，溶解氧饱和度均值 91%。AOU 基本上大于 0，并且月均溶解氧消耗随时间逐渐增大。对比溶解氧浓度的月变化幅度及日变化幅度，二者

变化呈显著负相关性，与前人研究结果相反，说明两种情况均可出现。

本文由于缺乏生化数据的支持，未考虑海水中生化过程对海水溶解氧浓度变化的影响，未来应该加强关于生化过程的观测，便于进一步研究海水中溶解氧的变化。

参考文献:

[1] 冯士筰, 李凤歧, 李少菁, 等. 海洋科学导论[M]. 北京: 高等教育出版社, 1999: 434-482.
Feng Shizuo, Li Fengqi, Li Shaojing, et al. Introduction to Marine Science[M]. Beijing: Higher Education Press, 1999: 434-482.

[2] Scully M E. Physical controls on hypoxia in Chesapeake Bay: A numerical modeling study[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2013, 118(3): 1239-1256.

[3] Yu L, Fennel K, Laurent A. A modeling study of physical controls on hypoxia generation in the northern Gulf of Mexico[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2015, 120(7): 5019-5039.

[4] Boyer T, Conkright M E, Levitus S. Seasonal variability of dissolved oxygen, percent oxygen saturation, and apparent oxygen utilization in the Atlantic and Pacific Oceans[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 1999, 46(9): 1593-1613.

[5] 薛彬, 梅光明, 朱敬萍, 等. 瓯江口海域春季表层溶解氧分布特征及环境意义[J]. 广州化工, 2014(16): 103-104.
Xue Bin, Mei Guangming, Zhu Jingping, et al. Distribution character of dissolved oxygen of Oujiang River estuary in spring and environmental significance[J]. Guangzhou Chemical Industry, 2014(16): 103-104.

[6] 石强. 北黄海夏季溶解氧与表观耗氧量年际变化时空模态[J]. 应用海洋学学报, 2018(1): 9-25.
Shi Qiang. Spatio-temporal modes on inter-annual variation of dissolved oxygen and apparent oxygen utilization in summer of the North Yellow Sea[J]. Journal of Applied Oceanography, 2018(1): 9-25.

[7] 蔡励勋. 厦门海域溶解氧日变化特征的分析[J]. 海洋渔业, 2008(3): 213-218.
Cai Lixun. Analysis on daily variation features of dissolved oxygen showed in Xiamen sea area [J]. Marine Fisheries, 2008(3): 213-218.

[8] 张竹琦. 渤海、黄海(34°N 以北)溶解氧年变化特征及与水温的关系[J]. 海洋通报, 1992(5): 41-45.
Zhang Zhuqi. Annual variation of dissolved oxygen in Bohai Sea and Yellow Sea (north of 34°) with relation to water temperature[J]. Marine Science Bulletin, 1992(5): 41-45.

[9] 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.

[10] 李兆钦, 李欣, 孙利元, 等. 刘公岛海洋牧场底层海水溶解氧浓度时间变化特征分析[J]. 海洋与湖沼, 2019, 50(1), 86-99.
Li Zhaoqin, Li Xin, Sun Liyuan, et al. Analysis of the temporal variations of dissolved oxygen concentration in seawater in the bottom of Liugong Island marine pasture[J]. Oceanologia Et Limnologia Sinica, 2018, 2019, 50(1), 86-99.

[11] Ghazi Mirsaeid Mojgan, Mohammad Mehdizadeh Mehdi, Bannazadeh Mohammad Reza. The trend of changes in surface wind in the Indian Ocean, in the period from 1981 to 2015, using reanalysis Data, NCEP/NCAR[J]. Open Journal of Marine Science, 2017, 07(4): 445-457.

[12] Jangid B P, Kumar P, Raju A, et al. Significance of high resolution GHRSST on prediction of Indian Summer Monsoon[J]. Advances in Space Research, 2017, 59(9): 2349-2359.

[13] 国家质量监督检验检疫局. GB/T 12763.4-2007 海洋调查规范第四部分: 海水化学要素调查[S]. 北京: 中国标准出版社, 2007.
The general Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine. GB/T 12763.4-2007 Specification of oceanographic investigation Part 4: Investigation of chemical elements of seawater[S]. Beijing: Standard Press of China, 2007.

[14] Weiss R F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater[J]. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 1970, 17(4): 721-735.

[15] Garcia H E, Gordon L I. Oxygen solubility in seawater: Better fitting equations[J]. Limnology and Oceanography, 1992, 37(6): 1307-1312.

[16] 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(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(7): 56-60.

[17] 陈砚, 陈劲毅. 第三章海水化学——第一节海水溶解氧[J]. 台湾海峡, 1987(4): 358-368.
Chen Yan, Chen Jinyi. Chapter 3 seawater chemistry—Section 1 Dissolved oxygen in the Xiamen harbor waters[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1987(4): 358-368.

[18] 卢勇, 李宏亮, 陈建芳, 等. 长江口及邻近海域表层

水体溶解氧饱和度的季节变化和特征[J]. 海洋学研究, 2011(3): 71-77.
Lu Yong, Li Hongliang, Chen Jianfang, et al. Seasonal variation of the surface dissolved oxygen saturation in Changjiang River Estuary and its adjacent waters[J]. Journal of Marine Sciences, 2011(3): 71-77.

[19] J.P. 赖利. 刘光, 等. 化学海洋学[M]. 北京: 海洋出版社, 1982: 564-619.
Riley J.P. Liu Guang, et al, translated. Chemical oceanography[M]. Beijing: Ocean Press, 1982: 564-619.

[20] K.格拉斯霍夫. 海水分析方法[M]. 陆贤昆, 等译. 北京: 科学出版社, 1982: 71-85.
Grashoff K. Lu Xiankun, et al, translated. Analysis Method of Seawater[M]. Beijing: Science Press, 1982: 71-85.

[21] 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.

[22] Pawlowicz R, Beardsley B, Lentz S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE[J]. Computers & Geosciences, 2002, 28(8): 929-937.

[23] 陈耀祖, 高磊, 刘子洲, 等. 山东半岛海洋牧场潮汐特征分析[J]. 海洋与湖沼, 2019, 50(4), 719-727.
Chen Yaozu, Gao Lei, Liu Zizhou, et al. Tidal characteristics of marine pastures around Shandong Peninsula[J]. Oceanologia Et Limnologia Sinica, 2019, 50(4), 719-727.

[24] 郑元甲, 陈雪忠, 程家骅, 等. 东海大陆架生物资源与环境[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 2003: 67-73.
Zheng Yuanjia, Chen Xuezhong, Cheng Jiahua, et al. Biological Resources and Environment on the Continental Shelf of East China Sea[M]. Shanghai: Shanghai Publisher of Science and Technology, 2003: 67-73.

Feature research for temporal variability of the bottom water dissolved oxygen concentration in the marine ranch of Swan Lake, Weihai

LIU Yu-cheng[1], LIU Zi-zhou[1], GU Yan-zhen[1], LI Pei-liang[2], SUN Li-yuan[3], ZHAI Fang-guo[1], SONG Hong-fang[4], LI Zi-niu[5], WANG Zhao-yu[5], JIA Nai-dong[5], QU Li-ru[5], GAI Yun-yun[6]

(1. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Ocean College, Zhejiang University, Zhoushan 316021, China; 3. Shandong Hydrobios Resources Conservation and Management Center, Yantai 264000, China; 4. YingKou Marine Environmental Forcasting Station, Yingkou 115007, China; 5. LiaoNing Marine Environmental Forcasting and Disaster Prevention and Mitigation Center, Shenyang 110014, China; 6. YanTai Professional College, Yantai 264025, China)

Received: Jan. 26, 2019
Key words: marine ranch; dissolved oxygen; temporal variability; influence factor

Abstract: This studyinvestigated the temporal variability of bottom water dissolved oxygen (DO) in the marine ranch of Swan Lake in Weihai, with a discussion about its influencing factors, using the long-term and continuous observation data obtained by a real-time online marine ecosystem observation system laid at themarine ranch from July 1, 2016, to October 25, 2016.Results showed that during the study period, the mean DO content was 6.65 mg/L, which initially decreased and then increased. Regardingthe monthly mean value, the minimum was 6.36 mg/L, which was observed in September. The monthly standard deviation of DO initially decreased and then increased. The bottom water maintained an almostunsaturated situation, and the consumption of DO increasedover time. The primary influencing factor for DO variation was temperature. From July 1 to August 24, seasonal thermocline existed at the ocean of the marine ranch. From July 1 to July 17 and from August 11 to August 24, the decline in DO was possibly affected by the seasonal thermocline and the increasing temperature of seawater. From July 18 to August 1, the seasonal thermocline could not control the variation in DO. A strong wind process intensified the exchange of seawater, which increased the DO content. Furthermore, after the strong wind process, the DO content decreasedshortly. There wasa possibility that the strong wind process affected the bottom water biochemical reaction. The monthly mean diurnal variation in DO exhibited dual peaks and valleys. Compared to the monthly mean diurnal variation of depth, at 0–13 o'clock in July and August, both had no obvious positive correlation; however, at 14–23 o'clock in July and August and the whole day in September and October, both had the same phase variation, which implies that when the tide rises(falls), the DO content increases(decreases), and the DO content in the open sea was higher than that in the inshore area. The variation inthedaily standard deviation of DO was opposite to the variation in the monthly standard deviation of DO.

(本文编辑：丛培秀)