# 2020 年春季长江口连续低氧特征及其影响机制

苏 秦[1], 陈 栋[1,2], 胡雪梅[1,2], 丁金强[4*], 翟方国[3], 姜庆岩[1,2], 顾艳镇[1,2], 李培良[1,2]

（1. 浙江大学 海洋学院，浙江 舟山 316021；
2. 浙江大学 海南研究院，海南 三亚 572025；
3. 中国海洋大学 海洋与大气学院，山东 青岛 266100；
4. 山东省渔业发展和资源养护总站，山东 烟台 264003）

**摘 要：**自 20 世纪 50 年代发现长江口的低氧现象以来，众多学者对其展开了研究，但是对于该海域的长时间连续观测仍然较为缺乏，对低氧形成的动态过程难以有清楚的认知。利用大戢山西南海域的坐底观测站 2020 年 1 月至 5 月的底层溶解氧（Dissolved Oxygen, DO）数据，分析了该站点处溶解氧的变化特征，发现观测期间底层溶解氧出现了 2 次发展过程完全不同的低氧现象：第一次低氧形成过程较为缓慢，在 2020 年 1 月至 4 月，溶解氧缓慢降低，到 4 月出现并维持低氧；第二次低氧形成较为迅速，在 5 月中下旬，溶解氧在 10 d 内从接近饱和迅速降低到低氧状态。通过对 2 次低氧形成过程中不同环境要素的分析发现，1 月至 3 月溶解氧降低主要原因是升温导致的氧溶解度下降以及沉积物耗氧，4 月则是有机物分解导致的低氧，同时 4 月上中旬的弱风条件有利于形成层结，维持低氧，在 5 月初出现持续的强风混合海水，第一次低氧过程结束。而大风混合海水后也将底层营养盐输送到表层，使得海表浮游植物大量繁殖，出现赤潮，赤潮末期大量浮游植物死亡沉降到海底进行分解，再加上 5 月中下旬风混合较弱，使得 5 月末又迅速进入低氧状态。借助于连续的观测数据，对于 2020 年春季 2 次连续低氧的分析可以补充对长江口低氧季节变化的认知，为研究长江口的春季低氧变化特征及形成机制提供重要参考。

**关键词：**河口低氧；层结；风混合；浮游植物爆发

**中图分类号：**X55 **文献标志码：**A **文章编号：**1671-6647（2023）04-0688-12

**doi:** 10.12362/j.issn.1671-6647.20230312001

**引用格式：** 苏秦, 陈栋, 胡雪梅, 等, 2023. 2020 年春季长江口连续低氧特征及其影响机制[J]. 海洋科学进展, 41(4): 688-699. SU Q, CHEN D, HU X M, et al, 2023. Characteristics and influence mechanism of continuous hypoxia in the Changjiang River Estuary in spring 2020[J]. Advances in Marine Science, 41(4): 688-699.

当水体中的溶解氧质量浓度低于 3.0 mg/L 时，该水体称为低氧水体（Rosenberg et al, 1991）。当溶解氧质量浓度低至 2.0 mg/L 时，多数海洋生物难以存活，该水体称为缺氧水体（Rabalais et al, 1991），当海域出现低溶解氧水体时也可以说对应区域发生了低氧。低氧会对海洋生物尤其是底栖生物的生活造成巨大威胁，并通过影响食物供应、改变捕食关系等途径影响其他渔业品种，对海洋渔业产生威胁，造成严重的经济损失（Rabalais et al, 2002）。例如发生在菲律宾波里纳奥海域的低氧导致了大量鱼类死亡，巴拿马博卡斯德尔托罗的低氧灾害导致珊瑚及生活在珊瑚间的其他生物大量死亡（Breitburg et al, 2018）。

**收稿日期：**2023-03-12
**资助项目：**舟山科学计划项目（2022C81010）；浙江省重点研发计划项目（2020C03012）；浙江省科技创新领军人才项目（2019R52045）
**作者简介：**苏 秦（1997—），男，硕士，主要从事物理海洋方面研究. E-mail: suqin97@zju.edu.cn
***通信作者：**丁金强（1986—），男，高级工程师，硕士，主要从事海洋牧场建设、海洋观测、智慧渔业及渔业资源修复方面研究. E-mail: blzdjq@163.com

（胡筱敏 编辑）

根据低氧受人类活动影响的程度可将海洋中的低氧区划分为大洋低氧区和近岸低氧区，其中近岸低氧区可按照形成机制分为由上升流作用引起的低氧区和有机物降解耗氧引起的低氧区(Zhao et al, 2020)。而长江口及其邻近海域的季节性缺氧区属于由有机物降解耗氧引起的河口低氧区(Zhang et al, 2010)，是我国近海的重要生态问题之一。一般认为，该海域的低氧现象产生的主导因素是强烈的水体层化以及有机物的分解耗氧(Zhu et al, 2016)，而径流冲淡水、局地环流、地形、风、潮汐等则能够通过影响层化及耗氧来影响低氧的生消。一方面径流冲淡水可以与近岸海水之间形成盐度跃层，阻碍水交换，利于低氧的形成与维持(Wiseman et al, 1997)；另一方面径流携带的大量有机物和营养盐输入海中，促进了浮游植物的繁衍，浮游植物在死亡后沉降到水底分解导致耗氧增加(Gooday et al, 2009)。局地的环流则会为低氧的产生提供背景场，例如 Wang(2009)曾指出冬季台湾暖流北上与其流经海域的溶解氧低值区相互对应, 能够提供较低的溶解氧质量浓度背景值。局地的地形则会影响底层水周围海水的交换，例如长江口外的水下河谷有利于低氧水的保存，水下河谷一方面限制了河谷内底层水与周围富氧水体之间的交换, 使得河谷内的缺氧现象得以保持；另一方面河谷地形也有利于沉降下来的有机物进行汇聚，增加底层的分解耗氧(Wang, 2009)。潮汐和风则主要通过影响层结的强度来影响低氧的生消过程(Wiseman et al, 1997)。

在长江口除了有机物分解耗氧之外，沉积物耗氧(Sediment Oxygen Demand，SOD)也是溶解氧消耗的重要过程，Cai 等(2014)在利用同位素分析沉积物与水的物质交换时估算的 SOD 可占底层耗氧的 6%～61%。Zhang 等(2017)通过对夏季长江口邻近海域多个站点的沉积物采样及现场培养计算出的 SOD 对总体耗氧的贡献率可达 80%～148%，这表明在密度跃层之下，SOD 占主要作用。

就低氧的季节变化而言，层化强、分解旺盛的夏季低氧较为强烈。有研究基于全年的观测数据指出，长江口及其邻近海域的低氧现象一般出现于春末夏初，到冬季消失(韦钦胜等, 2015)。因此此前大多数对低氧的观测都集中于低氧现象最强的夏季，对于其他季节的调查相对较少。

虽然迄今为止已有基于遥感、船测以及数值模拟的大量关于长江口及邻近海域低氧现象的研究，但研究过程中采用的观测方式或是局限于海表，或是在时间上较为离散，对整个低氧过程的连续监测仍然较少，对于低氧的生消过程以及主导因素难以有直观的判断。除此以外，目前许多针对长江口低氧的研究在时间上存在一定的局限性，例如目前的研究和观测大多针对低氧现象明显的夏季，而对于春季低氧现象的研究和观测较为缺乏。本文基于布放于长江口外大戢山附近的坐底观测站观测到的 2020 年 4 月及 5 月 2 个连续的低氧过程的生消过程，结合这 2 个低氧现象生消过程中观测到的底层叶绿素 *a*(Chlorophyll-*a*, Chl-*a*)质量浓度、温度、盐度和 pH 等相关环境参数的变化，分析低氧发展过程中不同因素的作用。并结合海表的叶绿素遥感数据及风场再分析数据，分析低氧的形成过程，探究其形成机制。

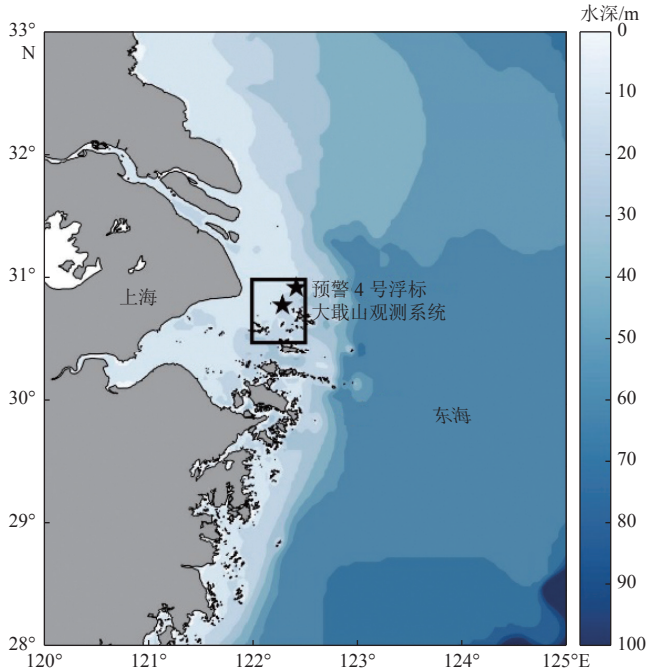
## 1　数据与方法

### 1.1　数据来源

#### 1.1.1　坐底观测系统数据

2019 年 9 月上海市海洋环境监测预报中心在大戢山附近海底布置了一套生态环境在线观测系统，观测点坐标为(122°10′18.12″E，30°48′35.64″N)(图 1)，位于长江口东南、舟山群岛西北侧海域。观测数据主要包括海水温度、电导率、溶解氧质量浓度、叶绿素 *a* 质量浓度和水深等，本文使用了 2020 年 1 月 1 日至 5 月 31 日期间的海水温度、盐度、水深、溶解氧浓度、pH、叶绿素 *a* 质量浓度、浊度数据。其中，浊度数据由英国 Aquatec 公司的 AQUAlogger 310TY 浊度传感器测得，其余数据均

由加拿大 AML 公司的 Metrec-X 多参数水质仪测得。除去缺测天数，有效数据长度共 144 d，主要用于分析溶解氧以及底层各海洋环境要素的时间变化。




注：★为观测点，方框表示进行叶绿素 *a* 质量浓度分析时数据取值的范围。

**图 1 观测点位置和周围地形**

**Fig. 1 Locations of observation stations and surrounding topography**

### 1.1.2 海洋浮标数据

海表氨氮和硝氮质量浓度可以辅助验证局地的有机物分解情况，数据由上海市海洋环境监测预报中心的预警 4 号浮标观测获得，观测时长为 2020 年全年，布放坐标为（122°17′59.14″E，30°57′53.00″N），具体位置见图 1。

### 1.1.3 风场数据

风场采用欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，ECMWF）（https://cds.climate.copernicus.eu/）提供的 ERA5 再分析资料，主要使用海面 10 m 高度风速，数据分辨率 0.25°×0.25°，时间间隔为 1 h，时间为 2020 年 1 月至 5 月，通过双线性插值得到观测系统布放处的海表风场的时间序列。

### 1.1.4 海表叶绿素 *a* 质量浓度数据

海表叶绿素 *a* 质量浓度数据来自于美国航空航天局（National Aeronautics and Space Administration，NASA）的水色网站（https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/）上的 GOCI 叶绿素 *a* 质量浓度的 L2 遥感数据，空间分辨率为 500 m，时间间隔为 1 h，时间为 2020 年 4 月和 5 月。当海表叶绿素 *a* 质量浓度迅速升高时意味着局地可能出现赤潮。

### 1.1.5 热流率数据

热流率数据来自于夏威夷大学亚太数据研究中心（Asia-Pacific Data-Research Center, APDRC, http://apdrc.soest.hawaii.edu/），为月平均数据，空间分辨率为 0.25°×0.25°，由于缺乏 1、2 月的数据因此仅下载了 2020 年 3 月至 5 月的数据，用于计算风混合强度。

## 1.2　研究方法

### 1.2.1　研究区域介绍

本文研究区域为长江口邻近海域，坐底观测系统和浮标均布放在长江口门附近，水深都在 20 m 以浅。观测数据显示，该区域受长江冲淡水、外海水和潮汐过程等的影响，水文环境复杂，低氧现象显著。

### 1.2.2　溶解氧相关参数计算

海水饱和溶解氧质量浓度（$O_d$，单位为 mg/L）定义为海水与大气中的氧交换达到平衡时海水中溶解氧的浓度。海水饱和溶解氧质量浓度受海水的温度、盐度和压强的影响（Weiss, 1970）。本文采用 Garcia 等（1993）提出的饱和溶解氧计算式：

$$\ln C_0=A_0+A_1\times t_s+A_2\times t_s^2+A_3\times t_s^3+A_4\times t_s^4+A_5\times t_s^5+S(B_0+B_1\times t_s+B_2\times t_s^2+B_3\times t_s^3)+C\times S^2, \tag{1}$$

式中：$C_0$为氧在海水中的饱和浓度（mL/L）；$S$为实测海水盐度；$t_s$为温度转换系数，$t_s=\ln[(298.15-t)/(273.15+t)]$，其中 $t$ 为实测海水温度, 单位为 ℃；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；$A_4$=0.978 188；$A_5$=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 8×10$^{-7}$。

之后，进行单位换算就可得到不考虑压力影响下的饱和溶解氧质量浓度$O_{sat}$（mg/L），计算式为：

$$O_{sat}=1.423\times C_0。 \tag{2}$$

在计算实际海水的饱和溶解氧质量浓度 $O_d$ 时还需要考虑压力的影响，因此需要对$O_{sat}$进行压力订正，订正关系式（李兆钦等, 2019）如下：

$$O_d=O_{sat}\times \text{co_factor}, \tag{3}$$

其中co_factor为订正系数，计算时需要用到水深$Z$，计算式为：

$$\text{co_factor}=(0.000\,000\,5\times Z^2-0.011\,8\times Z+99.979)/100。 \tag{4}$$

海水溶解氧饱和度（Saturation Percentage，$p$）计算式为:

$$p=\text{DO}/O_d\times 100\%, \tag{5}$$

式中 DO 为实测溶解氧质量浓度。$p$ 不仅可以帮助预测低氧的发生, 而且对于水产养殖有重要的参考价值，$p$ 过低时海水易发生低氧现象，鱼类和海洋生物会主动回避氧饱和度低的水域（Wannamaker et al, 2000）。

表观耗氧量（Apparent Oxygen Utilization，AOU）由饱和溶解氧质量浓度减去实测溶解氧质量浓度算得，计算式为：

$$\text{AOU}=O_d-\text{DO}。 \tag{6}$$

AOU 用于描述生物耗氧过程：当 AOU＜0 时, 表示海水中的溶解氧处于过饱和状态；当 AOU=0 时，表示海水中的溶解氧处于饱和状态；当 AOU＞0 时，表示海水中的溶解氧处于不饱和状态。底层 AOU 的变化可以反映有机物的分解耗氧情况以及呼吸作用耗氧情况（Zhu et al, 2016），AOU 越大，耗氧越多。

### 1.2.3　风混合强度计算

为了综合衡量风和潮的混合作用，Xuan 等（2012）提出了一个综合考虑风和潮混合的层化与混合模型：

$$D_M=Z/W^3-T_M=Z/W^3-\left\{\delta k_s\rho_s\left[agQ/2c-\left(3\pi/4\rho k\varepsilon\cdot Z/u_T^3\right)^{-1}\right]^{-1}\right\}, \tag{7}$$

式中：$D_M$ 为衡量风混合强度的指标；$Z$ 为局地水深；$W$ 为海表风速；$T_M$ 为海表能量输入与潮混合

之差；$k_s$为海表的拖曳系数；$\rho_s$为海表的空气密度；$\delta$为风能耗散率；$c$为海水的比热；$\rho$为海水密度；$k$和$\varepsilon$分别为2种潮混合率；$\alpha$为体积扩散系数；$u_T$为垂向平均的潮流流速；$Q$为热流率。除$H$和$u_T$外，其余参数均由Xuan等(2012)给出，由于研究区域基本重合，均为长江口邻近海域，因此本文中除随季节变化的参数$Q$之外，其余参数采用该作者的设定。本文研究的2次低氧出现的季节与该作者的研究不同，故本文中的$Q$下载自APDRC。由于缺乏1、2月的数据，因此仅计算3月至5月的$D_M$值。$D_M$越小，风的混合越强，当$D_M<0$时，海水被完全混合。由于$D_M<0$的情况较少，因此本文选取$D_M<0.02$的时间段作为风混合较强时间段。

## 2 观测结果

### 2.1 溶解氧的变化特征

图2为大戢山站点处底层溶解氧质量浓度时间序列，由图2可见，观测期间溶解氧质量浓度呈现多种尺度的变化特征，既包含高频的日变化又包含较为低频的月变化和季变化。2020年1月，溶解氧质量浓度存在波动但始终保持较高水平，2020年2月和3月溶解氧质量浓度波动下降，2020年4月大多数时间溶解氧质量浓度小于2 mg/L，出现第一次低氧，2020年5月初溶解氧质量浓度迅速上升，第一次低氧结束，溶解氧恢复至较高水平，经过短暂维持后溶解氧质量浓度从5月中旬开始迅速降低，从2020年5月17日至5月26日，经过9 d溶解氧质量浓度从7.56 mg/L降低至1.27 mg/L，出现了第二次低氧。

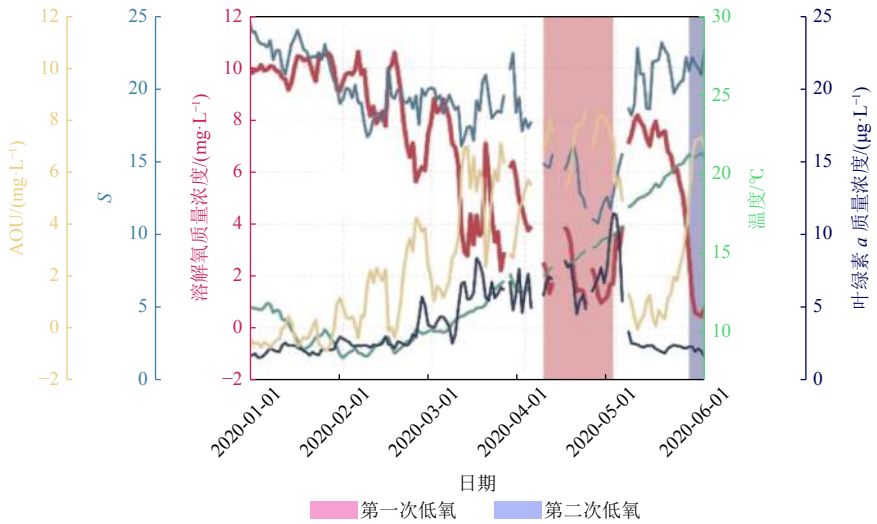



**图2 大戢山站点底层溶解氧质量浓度、AOU、温度、盐度、叶绿素*a*质量浓度时间序列**

**Fig. 2 Time series of DO, AOU, temperature, salinity and chlorophyll-*a* at the Daji Mount station**

整体上看，AOU波动在2020年1月至4月上升，5月迅速下降后又迅速回升。由于2020年1月海水温度较低且风混合较强，大多数时间AOU小于0，说明此时海水混合充分，底层溶解氧基本处于饱和状态。从2020年2月开始，AOU波动上升，直至4月达到最大，而4月也是低氧最为严重的时间。

### 2.2 海底主要环境要素时间变化特征

坐底观测系统的观测时间经历了由冬季向春季的转变，海温的日变化情况如图2所示，从2020

年 1 月至 2 月初，海温逐渐降低，在 2 月 1 日达到最低值 8.43 ℃，之后逐渐回升。随着海温的升高，溶解氧质量浓度也逐渐降低，但 4 月之后，溶解氧质量浓度与温度的变化没有明确的对应关系。同时，随着长江径流量增大，大量长江冲淡水扩展至站点处，导致大戢山站点处的盐度逐渐降低。由海底盐度以及叶绿素 *a* 质量浓度与溶解氧浓度关系（图 2）可见，盐度与溶解氧质量浓度的变化较为一致，特别是在 2 月至 4 月第一次低氧过程的发展形成到结束的整个过程中，盐度变化与溶解氧变化高度一致，二者相关系数达 0.74，$p<0.01$；叶绿素 *a* 质量浓度与溶解氧质量浓度呈现明显的反向变化，二者相关系数为−0.76，$p<0.01$。

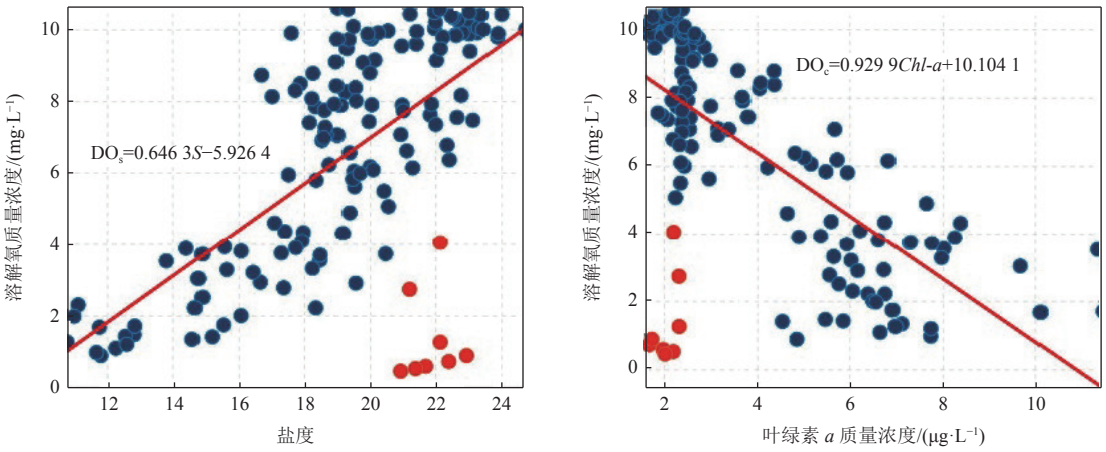
由于冲淡水会携带大量的陆源营养盐，有利于浮游植物的生长繁殖，由图 2 可见，大戢山站点处叶绿素 *a* 质量浓度与盐度呈现良好的负相关性，盐度变化超前叶绿素 *a* 质量浓度一天，相关系数为−0.76。1 月至 4 月，扩展到大戢山站点处的长江冲淡水逐渐增多，带来大量的营养盐，同时温度也逐渐升高到较适宜浮游植物生长的温度，浮游植物开始迅速繁殖，因而监测到的海水叶绿素 *a* 质量浓度逐渐盐度升高。

由于盐度和叶绿素 *a* 质量浓度与溶解氧质量浓度具有很高的相关性，因此可以用盐度和叶绿素 *a* 质量浓度来对溶解氧质量浓度进行拟合。由叶绿素 *a* 质量浓度和盐度与溶解氧质量浓度的散点图（图 3）可以看出，叶绿素 *a* 质量浓度和盐度与溶解氧质量浓度均近乎线性相关，因此本文采用最小二乘法得到溶解氧与叶绿素 *a* 质量浓度和盐度的拟合关系式分别为：

$$DO_s = 0.646\,3S - 5.926\,4, \tag{8}$$

$$DO_c = -0.929\,9Chl\text{-}a + 10.104\,1, \tag{9}$$

式中：$DO_s$ 为通过盐度拟合的溶解氧质量浓度；$DO_c$ 为通过叶绿素 *a* 质量浓度拟合得到的溶解氧浓度；*Chl-a* 为底层的叶绿素 *a* 质量浓度。拟合结果如图 4 所示，盐度拟合的溶解氧质量浓度与实测值的均方根误差为 2.42 mg/L，而叶绿素 *a* 质量浓度拟合的均方根误差为 2.36 mg/L，因此，根据叶绿素 *a* 质量浓度拟合的溶解氧质量浓度更贴近观测数据。图 3 中与拟合直线偏差较远的点均出现在低溶解氧区域，结合图 4 可以看出，2 种拟合溶解氧质量浓度均未模拟出 5 月的第二次低氧，说明此次低氧过程的主导机制可能不同于第一次低氧。




(a) 盐度与溶解氧质量浓度　　(b) 叶绿素 *a* 质量浓度与溶解氧质量浓度

注：红点为第二次低氧发展过程中的散点；蓝点指第二次低氧过程以外的散点。

**图 3　海底盐度以及叶绿素 *a* 质量浓度与溶解氧质量浓度散点分布**

**Fig. 3　Scatter diagram of sea bottom salinity, chlorophyll-*a* concentration and DO**

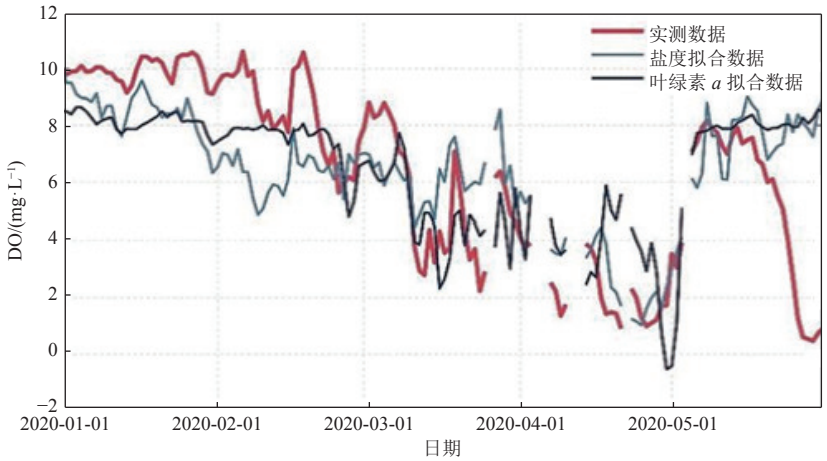
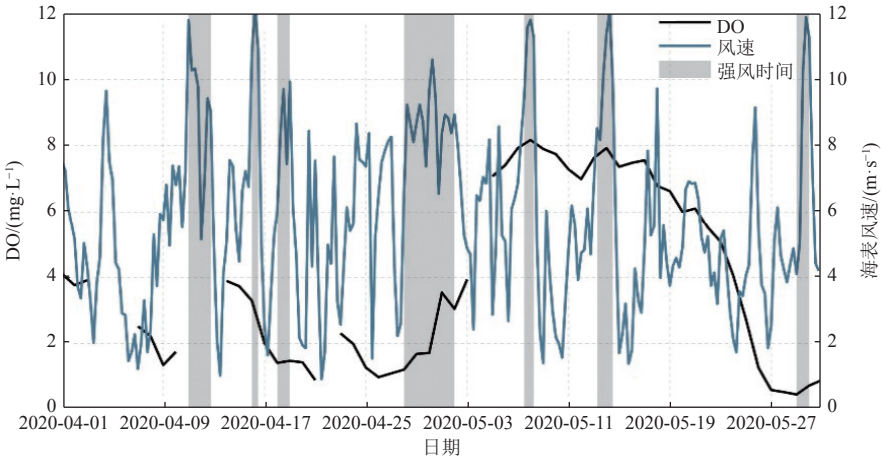



**图 4 实测溶解氧质量浓度与拟合溶解氧质量浓度时间序列**

**Fig. 4 Time series of the observed and simulated DO**

### 2.3 海表风场、叶绿素 *a* 质量浓度和营养盐浓度变化特征

图 5 展示了海表风场和底层溶解氧质量浓度的时间变化，为了便于观察，风场数据选取了当地时间 00:00、06:00、12:00、18:00 的小时平均数据来刻画当天的风场变化。由阴影区域对应 $D_M$＜0.02 的大风时期看出，在大风情况下底层溶解氧能够得到补充，尤其是 4 月 28 日至 5 月 2 日期间持续的强南风混合了海水，使得底层溶解氧得到了补充，第一次低氧结束。虽然在之后的 5 月 3 日至 5 日海面的风速较小，但在惯性的作用下海水的垂向运动仍未停止，底层的溶解氧持续得到补充。此外，5 月初海表植物大量繁衍，在增殖过程中也会产生大量溶解氧，然后随着海水的垂向运动对底层的溶解氧进行补充，因此底层溶解氧质量浓度不断上升，最终在 5 月 7 日达到峰值。在这之后底层溶解氧质量浓度逐渐降低，虽然在 5 月 14 日出现大风天气短暂地补充了底层的溶解氧，但之后持续的弱风天气为低氧的发展提供了理想的条件，最终在 5 月 26 日再一次出现低氧，相较于第一次低氧过程，此次低氧形成要迅速得多，这可能是因为 2 次低氧发展过程中的主导因素不同。




注：图中阴影部分表示对应时间段内的 $D_M$＜0.02。

**图 5 海表风速和海底溶解氧质量浓度的时间变化**

**Fig. 5 Time series of sea surface wind and sea bottom DO**

4 月 28 日至 5 月 2 日的大风在混合海水、补充溶解氧的过程中，也将底层富含营养盐的海水带到了表层，使得表层的浮游植物大量繁衍。在利用遥感数据分析海表浮游植物的变化情况时，由于

水色卫星受天气影响较大，在部分区域可能由于云层遮挡而导致数据缺失，因此本文选取大戢山观测点附近（122°00′～122°30′E，30°30′～31°00′N）区域（图 1 中矩形区域）平均的叶绿素 *a* 质量浓度代表该站点的海表叶绿素 *a* 质量浓度进行分析。图 6 为 4 月至 5 月站点附近海域的区域平均海表叶绿素 *a* 质量浓度的变化情况，考虑到河口的高浊度有可能导致卫星遥感的叶绿素 *a* 质量浓度与实际现场的叶绿素 *a* 质量浓度有一定的偏差，因此，需要结合大戢山站点实测的叶绿素 *a* 质量浓度辅助验证。可以看出在 5 月初遥感数据和实测数据均出现叶绿素 *a* 质量浓度的极大值，说明此时大戢山站点附近海域出现了浮游植物大量增殖；而在之后的 5 月 12 日海表的叶绿素 *a* 质量浓度降到了较低的水平，这意味着在 5 月 2 日至 12 日期间可能有大量的浮游植物死亡。

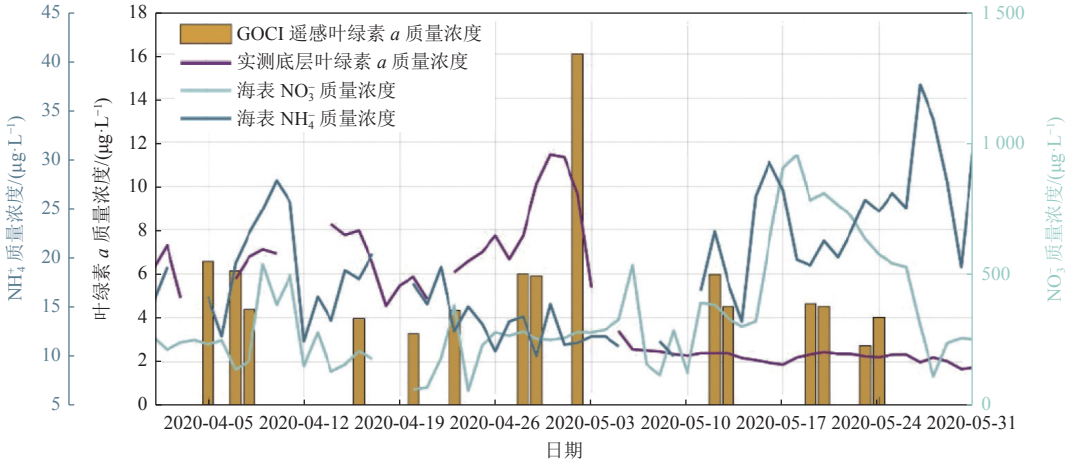
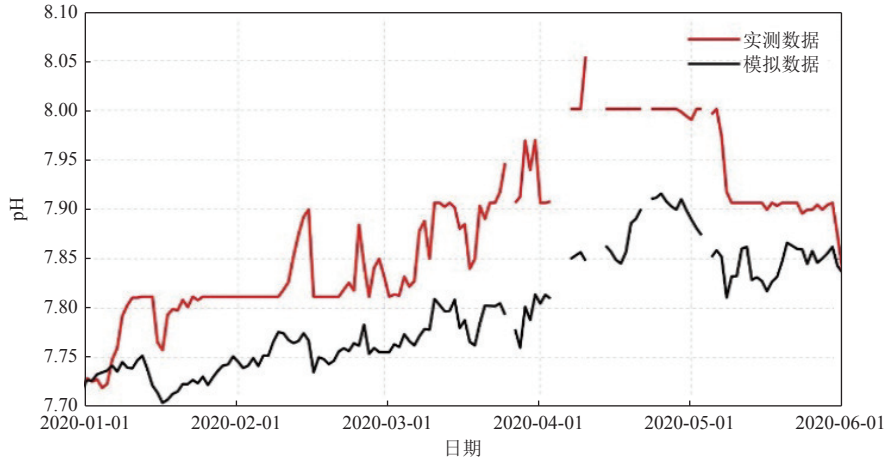



**图 6　大戢山站点附近海域海表叶绿素 *a* 质量浓度遥感数据变化、底层实测叶绿素 *a* 质量浓度变化及预警 4 号浮标观测的海表$NH_4^+$质量浓度和$NO_3^-$质量浓度**

**Fig. 6　Time series of remote sensing chlorophyll-*a* concentration, measured chlorophyll-*a* concentration at the Daji Mount station, $NH_4^+$ and $NO_3^-$ at the Yujing 4 station**

图 6 为预警 4 号浮标观测的海表的$NH_4^+$和$NO_3^-$质量浓度变化，由图 6 可见，从 5 月中旬开始，2 种营养盐都有迅速升高，之后略有降低，5 月 21 日之后 2 种营养盐的变化趋势相反，$NH_4^+$逐渐升高，$NO_3^-$逐渐降低。

此外，在 2 月至 4 月溶解氧的逐渐降低的过程中，底层海水的 pH（图 7）并没有降低，反而逐渐




注：模拟数据采用隋永年（1986）提出的经验关系计算。

**图 7　大戢山站点实测 pH 和模拟 pH 的时间变化**

**Fig. 7　Time series of daily average ovserved and simulated pH at the Daji Mount station**

升高，直至 4 月上旬之后才开始降低。隋永年(1986)总结大量观测资料得出了长江口海域 pH 与温度和盐度的经验关系，即海水温度每升高 1 ℃，海水 pH 降低约 0.010 4，而盐度每升高 1，海水 pH 降低 0.011 2。结合温盐与 pH 的对应关系计算出模拟的 pH，结果如图 7 所示，在 2 月至 3 月实测 pH 与模拟的 pH 变化趋势大体一致，且二者之间的误差基本小于仪器误差。

大戢山站点处的溶解氧质量浓度、浊度与水位的变化如图 8 所示，大潮期间浊度升高，溶解氧质量浓度降低；而小潮期间浊度降低，溶解氧质量浓度升高。

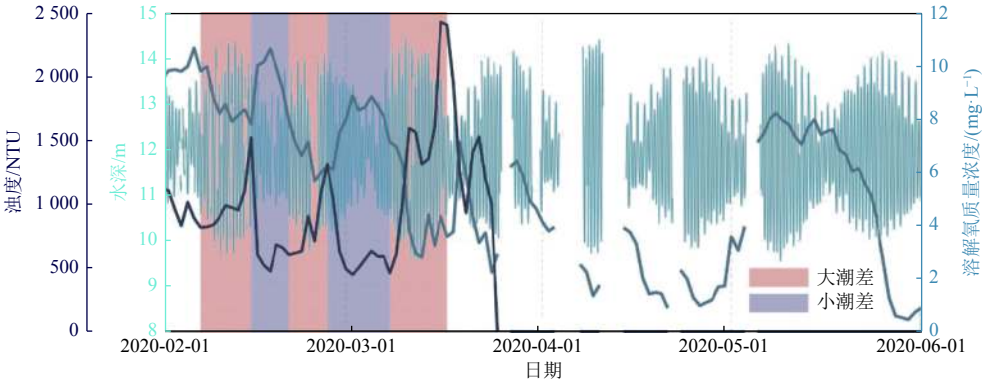



**图 8 大戢山站点溶解氧质量浓度、浊度与水深的变化**

**Fig. 8 Time series of hourly depth, daily turbidity and DO at the Daji Mount station**

## 3 分析与讨论

### 3.1 2 月至 4 月缓慢形成的第一次低氧

2 月至 4 月，底层溶解氧质量浓度逐渐降低，并最终在 4 月出现低氧(图 2)。然而在此次低氧的发展过程中也出现了一些与常规认知相反的现象。例如，通常在低氧的产生过程中也会伴随着海水的酸化，这是由于呼吸作用分解有机物消耗溶解氧的同时也会产生 $CO_2$，这些呼吸作用产生的 $CO_2$ 溶于水会导致海水酸化。图 7 展示了底层海水 pH 的变化，在 2 月至 4 月海水的 pH 并没有降低，反而逐渐升高。这意味着在第一次低氧的发展过程中，呼吸作用可能不是主要的耗氧因素，因此需要考虑 SOD 的贡献。周君(2021)研究了长江口及邻近海域 SOD 与水柱呼吸耗氧之间的动态贡献，结果表明在高溶解氧条件下 SOD 占主要贡献，而在较低溶解氧情况下水柱呼吸耗氧是主要的耗氧途径。此外，根据刘笑天等(2022)采集乳山湾沉积物在不同溶解氧质量浓度的上覆水进行培养实验的结果可以看出，在溶解氧质量浓度较高的上覆水培养过程中，pH 出现波动，但总体能维持稳定，说明高溶解氧质量浓度下 SOD 不会明显降低海水的 pH，而大戢山站点处的 pH 逐渐升高并且与温盐模拟的pH 变化较为一致，说明在2 月至4 月有机物分解耗氧并非主要的耗氧过程，这一期间的主要耗氧过程可能是 SOD。

由于水柱呼吸耗氧并不是耗氧的主要因素，在此期间溶解氧质量浓度变化也呈现出一些特别的变化。通常来讲，大潮期间水体层结减弱，底层溶解氧质量浓度升高。而由图 8 可以看出，在大潮期间底层溶解氧质量浓度反而降低，小潮期间反而回升。这是因为大潮期间底混合增强，导致沉积物再悬浮，浊度增加，而沉积物的再悬浮增大了沉积物与水的接触面积，也就加强了 SOD，从而使得溶解氧浓度降低。

2 月和 3 月溶解氧质量浓度逐渐降低表明水体中溶解氧的补充小于消耗，而溶解氧的补充方式

主要有浮游植物的光合作用以及大气复氧，但由图 8 可以看出，大戢山站点处的观测到的浊度较高，可能会对底层浮游植物光合作用产生限制。潘国权等(2007)用泥沙配置了浊度为 90 NTU 的水体，发现在 50 cm 水深处的光强就已经衰减到表层的 1%，而大戢山站点处的平均水深为 11.97 m，近底层的浊度远超 90 NTU，故而到达底层的光照强度十分微弱，浮游植物光合作用也受到极大限制，因此本文中主要考虑大气复氧对底层溶解氧的补充。由图 5 可以看出，在 4 月初低氧形成之后直至 4 月中旬，海表的风速都较小，偶尔有短暂的强风也无法彻底混合海水，因此低氧得以维持。而在 4 月底，海面出现了长时间且持续的强风，这场强风混合了海水，使得第一次低氧结束。

### 3.2　5 月迅速形成的第二次低氧

强风混合海水结束低氧的过程中也会将底层高营养盐的海水带到表层，使得表层的浮游植物大量繁衍，形成赤潮，在赤潮末期大量浮游植物死亡，这些死亡浮游植物的遗体沉降进入底层后，在底层被分解者分解会消耗大量的溶解氧。Ni 等(2016)研究了风混合对于长江口夏季低氧的影响，发现 2009 年台风“莫拉克”过境使得长江口外一观测站点(123°E, 35°N)处的低氧结束，但在之后又迅速形成了第二次低氧，而第二次低氧的成因主要是大量死亡浮游植物的分解。结合图 5 和图 6 可以看出，在 4 月底持续的强风混合海水结束了第一次低氧后，5 月初海表叶绿素 *a* 质量浓度迅速升高，出现了赤潮。在 5 月 2 日至 12 日之间可能有大量的浮游植物死亡沉降到底层进行分解消耗了大量的溶解氧，因此溶解氧质量浓度从 5 月中旬开始迅速降低。

由图 6 可以看出，5 月中旬之后营养盐浓度也迅速升高，此时长江冲淡水已经由出口门向南的冬季型转变为春季的东北转向型(赵玉喜 等, 2021)，结合图 2 中盐度的变化也可以看出，5 月扩展到大戢山观测站点处的长江冲淡水少于 4 月，因此 5 月中旬之后营养盐浓度的升高的主要原因是局地的有机物分解。旺盛的有机物分解加上 5 月中下旬持续的弱风条件便促成了第二次低氧的迅速形成。

## 4　结　论

本文基于 2020 年 1 月至 5 月大戢山附近底层海水溶解氧的连续观测数据，发现了长江口浊度锋内春季也可能发生低氧现象，对长江口低氧现象的时间和空间特征进行了补充，并对春季长江口低氧现象的发生机制做了探讨。

观测期间出现了 2 次低氧过程。第一个低氧过程为 2 月至 4 月，分为 2 个阶段：第一阶段为 2、3 月，海水呈现低温高氧的特征，溶解氧质量浓度在沉积物耗氧主导下逐渐降至较低水平；第二阶段为 4 月，温度的升高加上更多携带大量有机物的冲淡水扩展至大戢山站点，有机物分解占主导因素，消耗溶解氧的同时造成底层海水酸化，最终出现低氧。而 4 月上中旬海表风力较弱，无法混合海水，因此低氧得以维持。4 月底出现持续的强风充分混合海水，此次低氧结束。第二个低氧过程为 5 月，由于 4 月底 5 月初出现的强风在混合海水将底层丰富的营养盐带到表层，使得表层浮游植物大量繁衍，出现赤潮，赤潮末期大量藻类死亡沉降到底层进行分解消耗大量溶解氧，在此期间海表风力较弱，无法混合海水，因此底层溶解氧质量浓度迅速降低，并最终出现低氧。

本文对于厘清长江口低氧的产生机制及短期变化规律有较好的补充作用。但是，受限于观测数据的种类，低氧对于海洋生物的影响没有涉及；受限于观测站点的数量，对于低氧影响的面积及水团的运移也没有涉及。在未来可以通过增加观测仪器种类及增设观测站点对春季低氧进行进一步观测和研究。

## 参考文献 (References):

李兆钦, 李欣, 孙利元, 等, 2019. 刘公岛海洋牧场底层海水溶解氧浓度的变化特征[J]. 海洋与湖沼, 50(1): 86-99. LI Z Q, LI X, SUN L Y, et al, 2019. Analysis of the temporal variations of dissolved oxygen concentration in seawater in the bottom of the Liugong Island marine pasture[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 50(1): 86-99.

刘笑天, 刘军, 王以斌, 等, 2022. 不同溶解氧条件下沉积物-水体系磷循环[J]. 环境科学, 43(12): 1-17. LIU X T, LIU J, WANG Y B, et al, 2022. Phosphorus cycling in the sediment-water system controlled by different dissolved oxygen level of overlying water[J]. Environmental Science, 43(12): 1-17.

潘国权, 王国祥, 李强, 等, 2007. 浊度对苦草(*Vallisneria natans*)幼苗生长的影响[J]. 生态环境, 16(3): 762-766. PAN G Q, WANG G X, LI Q, et al, 2007. Influence of turbidity on growth of the seedlings of *Vallisneria natans*[J]. Ecology and Environment, 16(3): 762-766.

隋永年, 1986. 海水pH及其影响因素[J]. 山东海洋学院学报, (增刊1): 146-159, 207-208. SUI Y N, 1986. The influence factors of seawater pH[J]. Journal of Shandong Ocean University, (Suppl. 1): 146-159, 207-208.

韦钦胜, 王保栋, 陈建芳, 等, 2015. 长江口外缺氧区生消过程和机制的再认知[J]. 中国科学: 地球科学, 45(2): 187-206. WEI Q S, WANG B D, CHEN J F, et al, 2015. Recognition of the process and mechanism of production and consumption in the hypoxic area outside the Yangtze Estuary[J]. Scientia Sinica Terrae, 45(2): 187-206.

赵玉喜, 王珍岩, 2021. 春季长江冲淡水在口门外海域逐月变化及其影响因素分析[J]. 海洋科学, 45(10): 81-92. ZHAO Y X, WANG Z Y, 2021. The monthly changes and its influencing factors of the Changjiang Diluted Water off the estuary in spring[J]. Marine Sciences, 45(10): 81-92.

周君, 2021. 利用溶解氧性质研究东海特定区域氧亏损的机理[D]. 上海: 华东师范大学. ZHOU J, 2021. The mechanism of oxygen deficit in specific areas of the East China Sea by using dissolved oxygen properties[D]. Shanghai: East China Normal University.

BREITBURG D, LEVIN L A, OSCHLIES A, et al, 2018. Declining oxygen in the global ocean and coastal waters[J]. Science, 359(6371): eaam7240.

CAI P H, SHI X M, MOORE W S, et al, 2014. $^{224}$Ra: $^{228}$Th disequilibrium in coastal sediments: implications for solute transfer across the sediment-water interface[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 125: 68-84.

GARCIA H E, GORDON L I, 1993. Oxygen solubility in seawater: better fitting equations[J]. Limnology and Oceanography, 37(6): 1307-1312.

GOODAY A J, JORISSEN F, LEVIN L A, et al, 2009. Historical records of coastal eutrophication-induced hypoxia[J]. Biogeosciences, 6(8): 1707-1745.

NI X B, HUANG D J, ZENG D Y, et al, 2016. The impact of wind mixing on the variation of bottom dissolved oxygen off the Changjiang Estuary during summer[J]. Journal of Marine Systems, 154(Part A): 122-130.

RABALAIS N N, TURNER R E, WISEMAN W J, et al, 1991. A brief summary of hypoxia on the northern Gulf of Mexico continental shelf: 1985—1988[J]. Geological Society, London, Special Publications, 58(1): 35-47.

RABALAIS N N, TURNER R E, WISEMAN W J, 2002. Gulf of Mexico hypoxia, aka "The dead zone"[J]. Annual Review of Ecology and Systematics, 33(11): 235-263.

ROSENBERG R, HELLMAN B, JOHANSSON B, 1991. Hypoxic tolerance of marine benthic fauna[J]. Marine Ecology Progress Series, 79(1/2): 127-131.

WANG B D, 2009. Hydromorphological mechanisms leading to hypoxia off the Changjiang Estuary[J]. Marine Environmental Research, 67(1): 53-58.

WANNAMAKER C M, RICE J A, 2000. Effects of hypoxia on movements and behavior of selected estuarine organisms from the southeastern United States[J]. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, 249(2): 145-163.

WEISS R F, 1970. Solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater[J]. Deep-Sea Research, 17(4): 721-735.

WISEMAN W J, RABALAIS N N, TURNER R E, 1997, et al. Seasonal and interannual variability within the Louisiana

coastal current: stratification and hypoxia[J]. Journal of Marine Systems, 12(1/4): 237-248.

XUAN J L, HUANG D J, ZHOU F, et al, 2012. The role of wind on the detachment of low salinity water in the Changjiang Estuary in summer[J]. Journal of Geophysical Research, 117(C10).

ZHANG J, GILBERT D, GOODAY A J, et al, 2010. Natural and human-induced hypoxia and consequences for coastal areas: synthesis and future development[J]. Biogeosciences, 7(5): 1443-1467.

ZHANG H Y, ZHAO L, SUN Y, et al, 2017. Contribution of sediment oxygen demand to hypoxia development off the Changjiang Estuary[J]. Estuarine Coastal and Shelf Science, 192: 149-157.

ZHAO Z, SONG G, ZHAO L, 2020. Characteristics of dissolved oxygen and pH variations in summer off the Qinhuangdao[J]. Acta Oceanologica Sinica, 42(10): 144-154.

ZHU J R, ZHU Z Y, LIN J, et al, 2016. Distribution of hypoxia and pycnocline off the Changjiang Estuary, China[J]. Journal of Marine Systems, 154: 28-40.

# Characteristics and Influence Mechanism of Continuous Hypoxia in the Changjiang River Estuary in Spring 2020

SU Qin[1], CHEN Dong[1,2], HU Xuemei[1,2], DING Jinqiang[4], ZHAI Fangguo[3], JIANG Qingyan[1,2], GU Yanzhen[1,2], LI Peiliang[1,2]

（1. *Ocean College*, *Zhejiang University*, Zhoushan 316021, China；
2. *Hainan Institute of Zhejiang University*, Sanya 572025, China；
3. *College of Oceanic and Atmospheric Sciences*, *Ocean University of China*, Qingdao 266100, China；
4. *Shandong Fisheries Development and Resources Conservation Center*, Yantai 264003, China）

**Abstract:** There has been increasing research interest in the Changjiang River Estuary since it was discovered to be hypoxic in the 1950s. However, long-term continuous monitoring of the area remains limited, which has in turn affected the understanding of dynamic hypoxia in the estuary. This study used monitored bottom dissolved oxygen (DO) data for the southwest Changjiang River Estuary from January to May, 2020 to identify the key factors affecting spring hypoxia. Of the two hypoxia events that occurred during the observation period, the first was relatively slow, whereas the second was faster. The first hypoxia event occurred from January to April during which DO slowly decreased and then stabilized in April. The second hypoxia event occurred during the middle and late May during which DO rapidly decreased from near DO saturation to hypoxia within 10 days. Correlation analysis showed that the first event could be attributed to sediment oxygen respiration during decomposition of organisms, in which stratification due to weak wind conditions maintained hypoxia. The onset of strong winds in early May ended the stratification, effectively ending the hypoxia event. Mixing resulted in bottom nutrients being transported to the surface layer, resulting in a phytoplankton bloom. The second rapid hypoxia event at the end of May could be related to the large biomass of dead phytoplankton settling on the seabed at the end of the phytoplankton bloom and the consequent decomposition process. By using continuous observation data, the analysis of two consecutive hypoxia events in spring 2020 can supplement the understanding of seasonal changes of hypoxia at the Changjiang River Estuary, and provide important references for studying the variation characteristics and formation mechanism of spring hypoxia.

**Key words:** estuarine hypoxia；stratification；wind mixing；phytoplankton bloom

**Received:** March 12, 2023