

长江口海域水文环境要素分布及溶解氧垂向输运

李 博 王鹏皓 卢军炯 王 寇

(浙江海洋大学海洋科学与技术学院 舟山 316000)

摘要 本文基于 2016 年长江口海域(舟山绿华山)的连续观测数据,分析了该海域水文环境要素分布,并估算了溶解氧跨跃层垂向输运。本次观测发现,水体的温度、盐度和溶解氧剖面具有明显的分层结构,三者跃层具有相同的变化趋势且主要受潮流变化影响。通过计算,得到跃层浮性频率的平方(N^2)在 10^{-3} — $10^{-2}/s^2$ 之间,剪切的平方(S^2)介于 10^{-5} — $10^{-2}/s^2$ 。潮流活动会激发水体剪切不稳定促进水体中溶解氧的垂向交换。最后,采用简化的一维溶解氧垂向输运模型,得到观测周期内跨跃层输运的溶解氧的含量为 $4.75\text{mmol}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$,佐证层化是长江口海域出现氧亏损现象的主要原因之一。

关键词 长江口;温盐跃层;水文环境;剪切不稳定;溶解氧垂向输运

中图分类号 P731.1 doi: 10.11693/hyhz20190500083

长江口及邻近海域是典型的强潮驱动陆架海(刘志宇, 2009),水文结构受到冲淡水、外海水和沿岸流等多种水体的影响(朱建荣等, 1998; 米铁柱等, 2012)。长江冲淡水会在夏季激增,在该海域形成明显的层化(韦钦胜等, 2015; Li *et al.*, 2002)。层化是内波的温床,层化的水体存在着很强的流速剪切,剪切不稳定会在跃层内造成间歇性的强混合(MacKinnon *et al.*, 2003)。这种跨跃层的混合是控制水文要素分布、营养盐输运以及颗粒物浓度变化的重要机制(Dong *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2015; Wu, 2015)。因此,了解长江口的物理过程是理解河口区水文分布、环境要素分布和溶解氧输运的关键。Rong 等(2012), Wang 等(2016), Zhang 等(2018)采用数值模拟的方法,研究了长江口水体和潮波之间的相互作用和水体间物质输运。Chen 等(2009)与 Zhu 等(2016)研究了长江口海域的浮游生物的日耗氧量。Song 等(2016)计算了东海陆架上底层沉积物对氧的消耗。Zhang 等(2017)计算了沉积物需氧量,分析了有机质分解对长江口海域水体耗氧贡献所占的比重。

长江口的水文环境分布及物质(主要为颗粒物和营养盐)输运已经有了大量的研究成果,但对于层化

水体的垂向输运尚未有学者给出具体的分析与计算。本文基于现场水文数据参数,采用简化的一维溶解氧垂向输运模型,计算了一个完整潮周期内跨跃层溶解氧的输运,分析了跃层对溶解氧输运的限制作用,为进一步探讨长江口低氧区的发生、发展与消亡过程提供参考。

1 数据和方法

1.1 数据组成及处理方法

本文采用 2016 年 7 月 22 日 15 时—23 日 15 时(东八区)于长江口(舟山绿华山)附近海域(122.42°E , 31°N , 水深 25m)进行的连续 25h 观测所采集的数据(图 1)。温度、盐度和溶解氧含量数据由 SBE 25 PLUS 型 CTD 测得,并采用仪器自带的 SBE Data Processing 软件进行处理。处理过程包括原始数据转化、滤波、压力测试校订和分层平均,最后获得 2m 垂向平均的温度、盐度和溶解氧含量数据。

海流数据使用 600kHz 的 RDI ADCP 测量,其盲区设置为 2m,垂向分为 60 层,每层厚度为 2m。采用 WINADCP 软件进行数据后处理,导出东分量、北分量数据。由于原始数据中带有大量扰动信息,需要对

* 自然科学基金经费资助项目, 41706022 号; 国家重点研发计划, 2017YFA0604902 号; 舟山市科技局资助项目, 2018C21023 号。李 博, E-mail: acelibo@zjou.edu.cn

收稿日期: 2019-05-05, 收修改稿日期: 2019-07-24

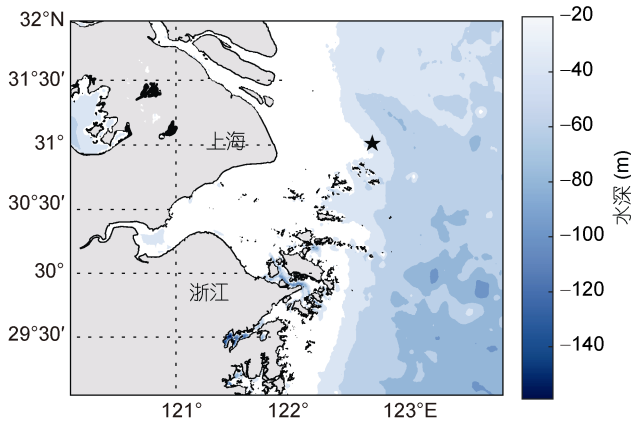


图1 观测站位图

Fig.1 Observation station

原始数据进行数据平滑处理。提取所有层的数据,剔除小于 -30m/s 的数据值,将数据按每分钟分组,计算每分钟内的标准差,剔除大于3倍标准差的数据。将有效数据取均值,作为此时此刻的流速。

1.2 一维垂向运输模型

本文中所采用的计算模型是基于湍流混合和溶解氧垂向扩散的一维理想化运输模型。海洋湍流是海洋水体中任意点的运动速度的大小和方向都紊乱变动的流动,它能加强物质的扩散,使能量从较大尺度的涡旋运动向较小尺度的涡旋运动转移(Kantha *et al.*, 2001)。湍流是一种动态不稳定现象,其所带来的混合效应,也是造成溶解氧垂向运输的根本原因。在流体力学体系中,针对静态稳定与动态不稳定的相对重要性用理查德森数(Richardson Number, Ri)来表征:

$$Ri = \frac{N^2}{S^2}, \quad (1)$$

其中,分子 N 代表浮性频率(Buoyancy frequency),其公式如下所示:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (2)$$

式(2)中, g 表示重力加速度, ρ 为海水密度;式(1)中, S 表示速度剪切强度,由式(3)导出:

$$S^2 = \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2, \quad (3)$$

式(3)中, U 表示局地流速。

$Ri > 0.25$ 时处于稳定状态, $Ri < 0.25$ 时速度剪切将促进混合(Polzin, 1996; Dimotakis, 2005)。

完成了对海水稳定性和层化程度的判断后,引入一维溶解氧运输方程(Zhang *et al.*, 2017):

$$\frac{\partial(\text{DO})}{\partial t} = k_z \frac{\partial^2(\text{DO})}{\partial z^2}, \quad (4)$$

式(4)中,DO (Dissolved Oxygen)表示溶解氧的浓度, k_z 为湍扩散系数。由Kunze等(1990)发表的文献中采用的方案得出:

$$k_z = \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2}, \quad (5)$$

其中, $\Gamma=0.2$ 为经验系数(MacKinnon *et al.*, 2003)。 ε 为湍动能耗散系数,计算同样采用Kunze所采用的方程:

$$\varepsilon = (\Delta z)^2 \left[\left(\frac{S^2 - 4N^2}{24} \right) \left(\frac{S - 2N}{4} \right) \right]. \quad (6)$$

2 结果与讨论

2.1 温度、盐度和溶解氧的分布特征

温度、盐度和溶解氧含量的垂向分布(图2)呈现明显的层化结构,即上混合层—跃层—下混合层。盐度上混合层(图2a)的范围为表层至5m,盐度浮动范围为11—25。水体在上混合层的盐度分布上表现为低盐的长江冲淡水,其盐度跃层强且稳定。下混合层(海表面以下7m至海底)水体混合均匀,属于陆架混合水,其由于受到潮汐涨落及外海高盐水入侵的影响,盐度在30—33范围内。

温度剖面(图2b)与盐度剖面的分层结构一致,上混合层受控于相对高温的长江冲淡水。在观测周期内,上混合层温度浮动在24—25°C,下混合层温度变化在20—22°C内。溶解氧数据来源于SBE 25 PLUS CTD上所搭载的SBE-43溶解氧传感器,处理后的数据也同样采用2m的间隔输出(图2c)。溶解氧高值区位于上混合层(120—260mmol/L),下混合层溶解氧浓度明显小于上混合层(40—90mmol/L)。出现这种分布的原因是大气层向海表运输大量的氧,使得上混合层溶解氧含量较高。而溶解氧在向下运输的过程中会被逐渐消耗,致使下混合层含量较低。另外,上下混合层之间的溶解氧含量相较混合层内部存在较大差异,这表明此处的层化阻碍了溶解氧从上混合层向下混合层的运输。

在观测的25个小时之内,6—11h,9—15h这两个时间段内,底层温度下降,盐度上升,这两次事件发生的时长接近。对比温度和盐度变化过程,第一段的低温海水涌升至9m,第二段则涌升至13m。为了更清晰地了解这一过程,绘制了温度、盐度和溶解氧

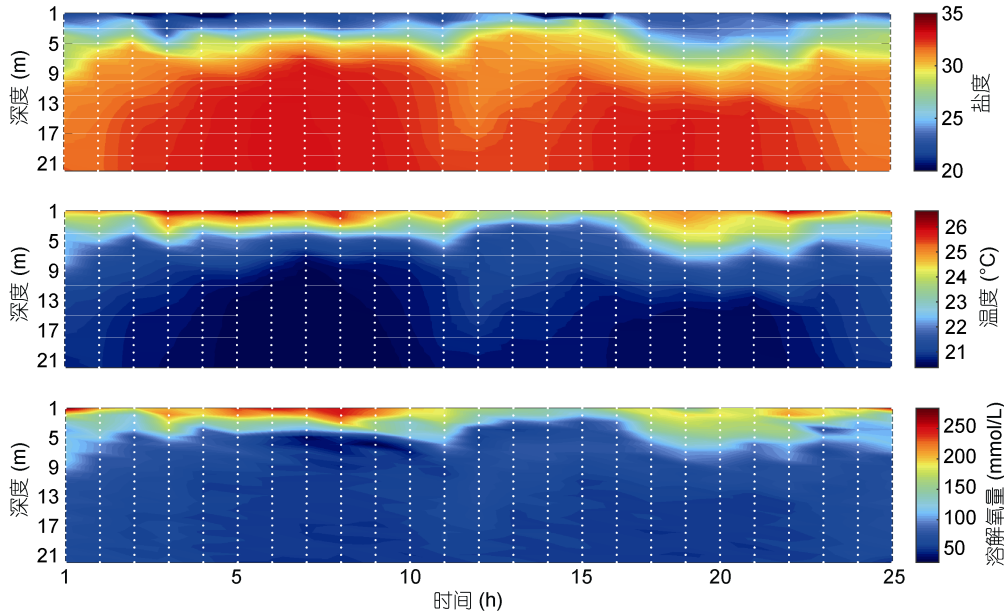


图 2 温度、盐度和溶解氧剖面结构图

Fig.2 The profile structure of salinity, temperature and dissolved oxygen concentration

含量的跃层所在深度随时间变化的图像(图 3)。三者跃层深度随时间的变化趋势基本一致, 出现两次升降过程。第二次升降幅明显高于第一次。产生上述现象的原因主要是舟山海域潮流属于不正规半日潮, 潮周期内存在一次低高潮与高高潮过程。潮水的涨落, 不但控制着日周期内水文环境要素的分布, 同时也是造成观测海域跃层位置变动的重要原因之一。

2.2 流场变化特征

连续观测的 25 个小时流速数据(图 4)呈现半日潮流特点。潮流的旋转方向为逆时针, 存在明显的日不等现象。从流速分布上看, 受海底底摩擦影响, 上层流速大于下层, 流速介于 0.31—1.76m/s 之间, 且

呈现出明显的斜压结构。观测开始的 1—5h, 14—19h 属于落潮阶段, 6—14h, 19—25h 属于涨潮阶段。

落潮阶段的东向流速显著大于涨潮阶段的西向流速, 表现为显著的涨落潮流速不对称性。在 10h 前后, 近表层的东向流流速突然增大, 引起了表层盐度的降低与温度的升高, 这说明此时间段内来自北侧的流将高温、低盐的长江冲淡水挟带至此处。

2.3 层化与剪切

为了进一步讨论水体的稳定性, 分析水体的层化状态(图 5), 我们计算了观测周期内的浮性频率的平方 N^2 (单位为 $/s^2$), 水平流速剪切的平方 S^2 (单位为 $/s^2$)和理查德森数(无量纲数)。

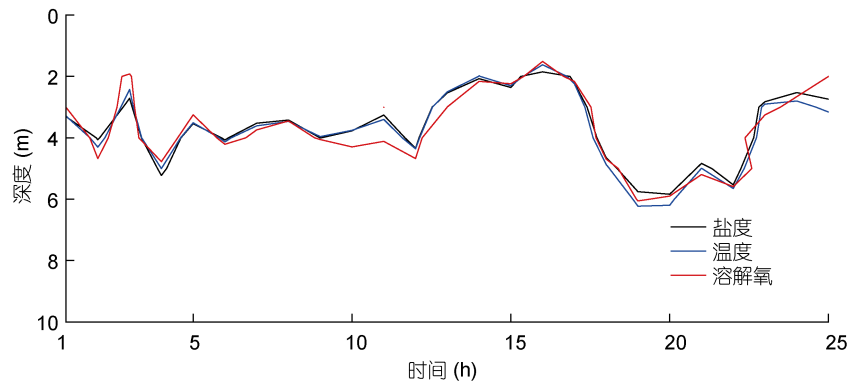


图 3 温度、盐度和溶解氧跃层深度

Fig.3 Depth of Thermocline, Halocline and Dissolved Oxygen

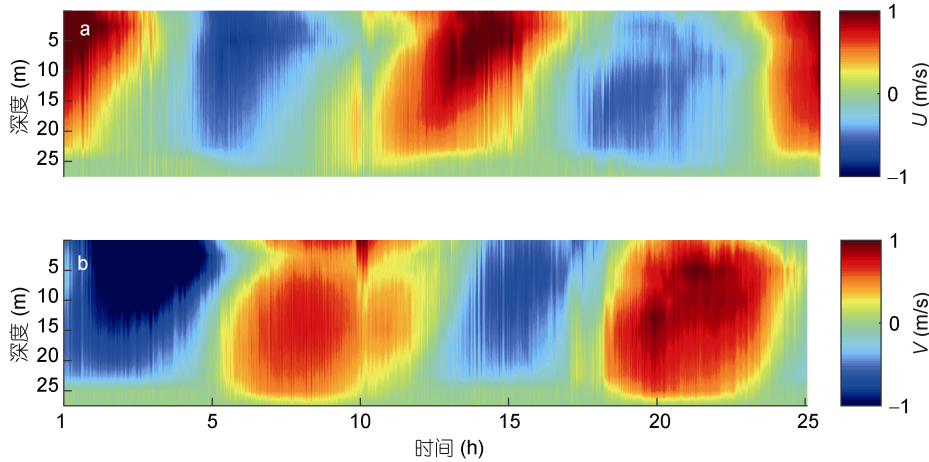


图 4 北分量 U (a)、东分量 V (b)剖面图(10min 平均)
 Fig.4 The north component(a) and east component(b) (10-min average)

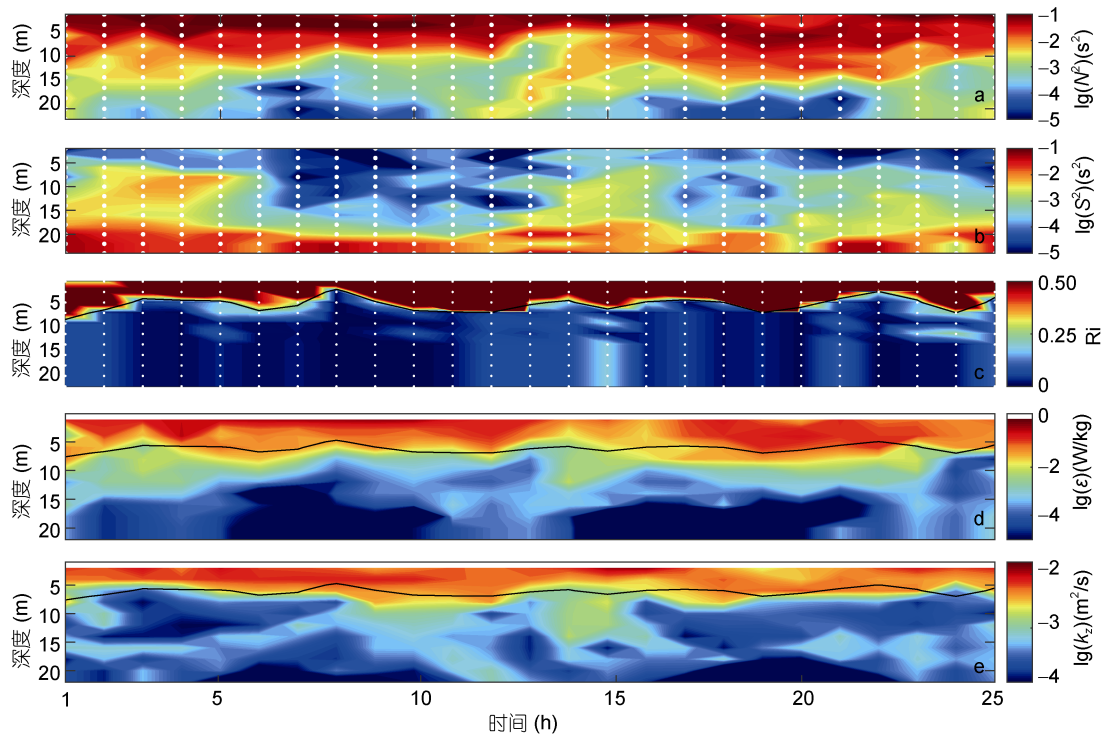


图 5 浮性频率的平方 N^2 (a)、水平流速剪切的平方 S^2 (b)、理查德森数 Ri (c)、耗散系数 ϵ (d)、扩散系数 k_z (e)
 Fig.5 Square of Brunt-Vaisala N^2 (a), square of horizontal velocity shear S^2 (b), the Richardson number Ri (c), dissipative coefficient ϵ (d), diffusion coefficient k_z (e)
 注: 黑线: $Ri=0.25$ 所在位置

利用式(1)、式(2)和式(3)和计算得到水体的浮性频率的平方(N^2 , 图 5a)、剪切能(S^2 , 图 5b)、理查德森数(Ri , 图 5c)。分界位置与温盐跃层位置大体一致。跃层所在位置随时间变化出现不同程度的起伏(水下 3—5m 范围内浮动), 具有明显的内潮扰动特征。 N^2 跃层强度为 $10^{-2}/s^2$, 大于密度跃层垂直梯度的最低标

准为 $0.1kg/m^4$, 换算成浮性频率约为 $10^{-3}/s^2$ (汪嘉宁等, 2012),表明此处铅直方向上的水体结构属于由冲淡水所控制的强跃层结构。

S^2 同样呈现分层结构, 上层流速剪切明显小于下层, 近底层的剪切最强。这种分布表示, 受到层化的影响, 上下混合层之间能量与物质交换均被跃层

所阻隔。1—5h 与 20—25h 之间, 下层流的剪切存在明显的增长, 其原因为潮位上涨, 海流流速由底层至表层逐渐变大, 流速导致的剪切也由底至表逐渐增加, S^2 增大, Ri 变小, 水体不稳定性增大, 促进物质交换。这证明了涨落潮过程会促进水体物质交换, 促进溶解氧垂向运输。

水体 Ri 分布明显被跃层分为两层, 上混合层 N^2 明显大于 S^2 , 其 Ri 数值大于 0.25, 表明上混合层处于层化状态。下混合层剪切较强, Ri 小于 0.25, 剪切将促进混合。结合 Ri 分布与流场分布可以发现, 涨落潮时, 水体不稳定性增大, Ri 小于 0.25 的区域变大, 水体混合变强。停潮时, 水体相对稳定, Ri 大于 0.25 的区域变大。

在整个日周期内, 始终存在两个具有明显差异的区域, 这表明观测海域存在着一个强大的跃层, 而强大的跃层意味着相对较高的浮性频率。高浮性频率会阻碍水体的混合, 并且抑制溶解氧的向下运输。水体层化是长江口及其邻近海域低氧(水体溶解氧含量低于 $62.5\mu\text{mol/L}$, Diaz, 2001)现象形成的一个重要因素。

2.4 溶解氧垂向运输

基于以上计算出的 N^2 、 S^2 , 以及结合式(5)和式(6)计算出的相应湍耗散系数 ε 与湍扩散系数 k_z (图 5d, 图 5e)分析如下。

在观测时段内, 上混合层的 ε 介于 10^{-2} — 10^{-1}W/kg 之间, 下混合层的 ε 介于 10^{-3} — 10^{-5}W/kg 之间。这两个时间段内, 下层的 ε 值出现了两个极小值。上层的极大值出现于这两个时段中间。结合式(5), 计算出垂向运输系数 k_z (图 5e), 上混合层的 k_z 介于 0.06 — $0.03\text{m}^2/\text{s}$ 之间, 下混合层介于 0.01 — $10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ 之间。在同样的两个时段内, k_z 的分布与 ε 相似。

利用式(4)计算出水体中溶解氧垂向运输, 选取 $Ri=0.25$ 所在的等值线作为上下混合层的分界线, 积分计算得到了观测周期内的水体跨跃层向下运输的溶解氧为 $4.75\text{mmol}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$ 。

Zhang 等(2017)同样通过一维溶解氧垂向运输模型, 结合 2006 年 7 月长江口海域区内水文数据, 计算出日周期内跨跃层运输的溶解氧的含量为 $3.1\text{mmol}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$ 。本文计算出的输运量约为前人所计算数值的 1.5 倍, 造成误差的主要原因可能是两次观测水体的层化强度存在明显差异。Zhang 等(2017)观测的到水体温度跃层为 $0.68^\circ\text{C}/\text{m}$, 盐度跃层为

$1.23/\text{m}$; 而本次所观测到的温度和盐度跃层强度分别是 $0.41^\circ\text{C}/\text{m}$ 和 $0.91/\text{m}$ 。由于水体层化控制着水体中溶解氧的垂向运输(Bouffard *et al*, 2013), 较弱的层化会导致溶解氧跨跃层输运量较大, 因此本次计算得到的数值较大。海水中溶解氧的主要来源是空气中的氧在海水中溶解, 消耗的主要途径的是水体耗氧和沉积物耗氧。Song 等(2016)计算的长江口海域(122.2°E , 31°N)观测点的沉积物耗氧率 $8.1\text{mmol}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$, Zhu 等(2016)估算夏季长江口水体耗氧量介于 3.75 — $112.5\text{mmol}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$ 。水体中氧的消耗速率明显高于本次计算得出溶解氧垂向运输的速率。

根据本文结果可以很好地解释长江口海域出现低氧现象的一个重要因素就是水体层化(Zhu *et al*, 2011)。每年夏季, 长江冲淡水流入长江口海域, 致使该地区出现层化现象(Li *et al*, 2002; Wei *et al*, 2007; Wang, 2009)。水体中大量的氧被长江冲淡水形成的层结所阻隔, 无法及时向下混合层以补充被消耗的氧, 造成水体溶解氧的亏损, 从而形成低氧现象(Zhou *et al*, 2017)。到了秋季, 冲淡水排出量减少, 风致混合增强, 层化减弱, 水体中溶解氧输运阻碍逐渐减小, 低氧现象消失(Wang *et al*, 2016)。

3 结论

通过对长江口海域附近(舟山绿华山)进行的 25h 连续水文环境要素的观测, 描述了水体中温度、盐度和溶解氧含量分布的特征, 结合流场进行进一步分析。最后, 定量地计算了溶解氧跨跃层的垂向输运含量, 得出以下结论:

(1) 本次观测站位的潮流类型属于不规则半日潮, 其上混合层主要被长江冲淡水所控制, 呈现高温、低盐、高溶解氧的特性; 下混合层主要被外海水控制, 各要素分布恰好与上混合层相反。跃层的存在对于上下混合层的物质输运起到了很强的限制作用。跃层大约位于水下 5—10m。跃层位置的变化主要受到潮流的控制, 会随着潮流涨落而上下运动。

(2) 经过计算, 跃层附近 N^2 介于 10^{-3} — $10^{-2}/\text{s}^2$ 之间, S^2 介于 10^{-3} — $10^{-2}/\text{s}^2$ 之间。 Ri 以 0.25 为分界线, 呈现出明显的分层结构。上混合层 Ri 数大于 1, 处于稳定状态; 下混合层 Ri 数小于 0.25, 流速剪切促进混合。

(3) 通过采用 Kunze 等(1990)曾使用的溶解氧输运公式, 简化其输运过程, 计算出溶解氧的混合率 10^{-4} — 10^{-1}W/kg , 扩散率为 10^{-4} — $10^{-2}\text{m}^2/\text{s}$, 并得到日

周期内的溶解氧跨越跃层向下输运量约为 $4.75\text{mmol}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$ 。引入沉积物耗氧与水体耗氧, 佐证层化是长江口海域出现低氧现象的原因之一。

参 考 文 献

- 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. 中国科学: 地球科学, 45(2): 187—206
- 朱建荣, 肖成猷, 沈焕庭, 1998. 夏季长江冲淡水扩展的数值模拟. 海洋学报, 20(5): 13—22
- 刘志宇, 2009. 强潮驱陆架海中的湍流与混合. 青岛: 中国海洋大学博士学位论文
- 米铁柱, 姚庆祯, 孟佳等, 2012. 2011年春、夏季黄海、东海营养盐分布特征研究. 海洋与湖沼, 43(3): 678—688
- 汪嘉宁, 魏皓, 李伟, 2012. 东海内陆架春季跃层和内波影响下的环境要素分布. 海洋与湖沼, 43(3): 643—648
- Bouffard D, Ackerman J D, Boegman L, 2013. Factors affecting the development and dynamics of hypoxia in a large shallow stratified lake: hourly to seasonal patterns. Water Resour Res, 49(5): 2380—2394
- Chen C C, Shiah F K, Chiang K P *et al*, 2009. Effects of the Changjiang (Yangtze) river discharge on planktonic community respiration in the East China Sea. J Geophys Res Oceans, 114(C3): C03005
- Diaz R J, 2001. Overview of hypoxia around the world. J Environ Qual, 30(2): 275—281
- Dimotakis P E, 2005. Turbulent mixing. Annu Rev Fluid Mech, 37: 329—356
- Dong L X, Guan W B, Chen Q *et al*, 2011. Sediment transport in the Yellow Sea and East China Sea. Estuar Coast Shelf Sci, 93(3): 248—258
- Kantha L H, Clayson C A, 2001. Small scale processes in geophysical fluid flows. Phys Today, 54(10): 74—75
- Kunze E, Williams III A J, Briscoe M G, 1990. Observations of shear and vertical stability from a neutrally buoyant float. J Geophys Res Oceans, 95(C10): 18127—18142
- Li D J, Zhang J, Huang D J *et al*, 2002. Oxygen depletion off the Changjiang (Yangtze River) estuary. Sci China Ser D: Earth Sci, 45(12): 1137—1146
- Liu S D, Qiao L L, Li G X *et al*, 2015. Distribution and cross-front transport of suspended particulate matter over the inner shelf of the East China Sea. Cont Shelf Res, 107: 92—102
- MacKinnon J A, Gregg M C, 2003. Mixing on the late-summer New England shelf—Solibores, shear, and stratification. J Phys Oceanogr, 33(7): 1476—1492
- Polzin K, 1996. Statistics of the Richardson number: mixing models and fine structure. J Phys Oceanogr, 26(8): 1409—1425
- Rong Z R, Li M, 2012. Tidal effects on the bulge region of Changjiang River plume. Estuar Coast Shelf Sci, 97: 149—160
- Song G D, Liu S M, Zhu Z Y *et al*, 2016. Sediment oxygen consumption and benthic organic carbon mineralization on the continental shelves of the East China Sea and the Yellow Sea. Deep Sea Res Part II: Top Stud Oceanogr, 124: 53—63
- Wang B D, 2009. Hydromorphological mechanisms leading to hypoxia off the Changjiang estuary. Mar Environ Res, 67(1): 53—58
- Wang B, Lu S Q, Lin W Q *et al*, 2016. Water quality model with multiform of N/P transport and transformation in the Yangtze River Estuary. J Hydrodyn, 28(3): 423—430
- Wei H, He Y C, Li Q J *et al*, 2007. Summer hypoxia adjacent to the Changjiang Estuary. J Mar Syst, 67(3—4): 292—303
- Wu H, 2015. Cross-shelf penetrating fronts: a response of buoyant coastal water to ambient pycnocline undulation. J Geophys Res Oceans, 120(7): 5101—5119
- Zhang F Y, Sun J, Lin B L *et al*, 2018. Seasonal hydrodynamic interactions between tidal waves and river flows in the Yangtze Estuary. J Mar Syst, 186: 17—28
- Zhang H Y, Zhao L, Sun Y *et al*, 2017. Contribution of sediment oxygen demand to hypoxia development off the Changjiang Estuary. Estuar Coast Shelf Sci, 192: 149—157
- Zhou F, Chai F, Huang D J *et al*, 2017. Investigation of hypoxia off the Changjiang Estuary using a coupled model of ROMS-CoSiNE. Prog Oceanogr, 159: 237—254
- Zhu Z Y, Zhang J, Wu Y *et al*, 2011. Hypoxia off the Changjiang (yangtze river) estuary: oxygen depletion and organic matter decomposition. Mar Chem, 125(1—4): 108—116
- Zhu Z Y, Hu J, Song G D *et al*, 2016. Phytoplankton-driven dark plankton respiration in the hypoxic zone off the Changjiang Estuary, revealed by in vitro incubations. J Mar Syst, 154: 50—56

DISTRIBUTION OF HYDROLOGICAL ENVIRONMENTAL ELEMENTS AND VERTICAL TRANSPORT OF DISSOLVED OXYGEN IN CHANGJIANG RIVER ESTUARY

LI Bo, WANG Peng-Hao, LU Jun-Jiong, WANG Kou

(School of Marine Science And Technology, Zhejiang Ocean University, Zhoushan 316000, China)

Abstract The data of this paper are derived from continuous observation in Changjiang (Yangtze) River estuary off Lvhuashan, Zhoushan, Zhejiang in 2016. We analyzed the distribution of hydrological environmental elements, and estimated the vertical transport of dissolved oxygen across thermocline. From the observation, we found that temperature, salinity, and dissolved oxygen in the profile of water column show obvious stratification structure, and the thermocline has the same variation trend that mainly affected by the change of tidal current. We determined by calculation the buoyancy frequency square (N^2) to be 10^{-3} — $10^{-1}/s^2$ and the shear square (S^2) 10^{-5} — $10^{-2}/s^2$. In addition, we found that tidal activity could stimulate the shear instability and promote vertical exchange of dissolved oxygen in water. Using the simplified model of one-dimensional vertical transport of dissolved oxygen, we calculated the cross-thermocline transport of dissolved oxygen to be $4.75\text{mmol}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$, proving that stratification is formed due mainly to oxygen depletion in the Changjiang River estuary waters.

Key words Changjiang River estuary; thermocline; hydrological environment; shear instability; dissolved oxygen; vertical transport