

王寇, 李博, 李爱国, 等. 夏季长江口及其邻近海域湍流特征分析[J]. 海洋学报, 2021, 43(11): 22–31, doi:10.12284/hyxb2021172

Wang Kou, Li Bo, Li Aiguo, et al. Characteristics of turbulence in the Changjiang River Estuary and its adjacent waters in summer[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(11): 22–31, doi:10.12284/hyxb2021172

夏季长江口及其邻近海域湍流特征分析

王寇¹, 李博^{1*}, 李爱国², 王鹏皓³, 裴生鑫¹

(1. 浙江海洋大学海洋科学与技术学院, 浙江舟山 316022; 2. 舟山市自然资源测绘设计中心, 浙江舟山 316021; 3. 国防科技大学气象海洋学院, 江苏南京 211100)

摘要: 利用 2019 年 7 月在长江口科学考察实验研究夏季航段 (NORC2019-03-02) 中获得的 MSS90L 湍流剖面仪的直接观测数据, 本文计算并分析了该断面的湍动能耗散率 ϵ 和垂向湍扩散系数 K_z 的分布情况。湍动能耗散率的大小为 $1.72 \times 10^{-10} \sim 2.95 \times 10^{-5}$ W/kg; 垂向湍扩散系数的大小为 $3.24 \times 10^{-7} \sim 4.55 \times 10^{-2}$ m²/s。湍动能耗散率和垂向湍扩散系数的分布相似, 均为上层最强, 底层次之, 中层最弱。上层由于风应力的作用, 使得湍动能耗散率和垂向湍扩散系数较大; 温跃层处层化较强, 抑制了湍动能的耗散和垂向上的湍混合。盐度锋面的次级环流会促使低盐水团脱离, 锋面引起的垂向环流会加强海洋的湍混合。低盐水团与外界的能量交换较少, 湍动能耗散率较弱。长江口海区存在明显的上升流和下降流, 它们是由锋面的次级环流产生的; 上升流和下降流的存在促进湍动能的耗散与湍混合。

关键词: 长江口; 温跃层; 湍动能耗散率; 垂向湍扩散系数; 盐度锋面

中图分类号: P731.21

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)11-0022-10

1 引言

长江口的地理位置独特, 有长江冲淡水 and 钱塘江冲淡水的注入, 外海与东海相连, 南侧有台湾暖流向北流入, 北侧有黄海冷水团向南延伸, 其水系结构复杂, 营养盐类型丰富。长江口及其邻近海域也是我国海岸带陆海相互作用研究的关键水域之一, 长江冲淡水对黄海、东海水文环境有重要影响^[1], 故研究长江口海区水体结构的变化对于了解长江冲淡水所携带的营养盐和污染物的输运具有重要的科学意义和经济价值。

海洋湍流是一种重要的海水运动形式, 是控制海水质量、动量和能量输运的重要因素^[2]。海洋中存在各种类型的大、中、小尺度的运动, 其能量传递过程一般是由大到小, 最终以湍流混合的形式耗散^[3]。湍

流混合是水体结构及营养盐输运的关键控制因子, 对初级生产力有重要影响^[4]。层化和混合是海洋动力学研究的热点和难点。Simpson 等^[5]发现, 淡水的输入对河口和邻近海域的海水产生分层影响: 淡水输入引起水平梯度, 从而驱动河口环流, 其中水面较轻的流体向海移动, 而较重的流体则向下移动, 随着潮汐周期内湍流水平的变化, 这种对层结的贡献将随时间而变化。Mackinnon 和 Gregg^[6]在新英格兰大陆架外部进行的微观结构观测和速度测量的结果发现, 底边界层内平均耗散率的大小随着潮汐、沿陆架流和低频内波的强度变化而变化。MacDonald 和 Geyer^[7]采用控制体积法计算了弗雷泽河口高度分层状态下近岸海域的湍流动能产生量和浮力通量。Nash 等^[8]利用哥伦比亚河口羽流的观测资料, 将不同时期湍流流量与河流流量进行对比, 来检验湍流输入和淡水输入的相对作

收稿日期: 2021-01-17; 修订日期: 2021-05-25。

基金项目: 国家重点研发计划重点专项(2017YFA0604904); 国家自然科学基金青年基金(41706022); 国家自然科学基金(41849903)。

作者简介: 王寇(1994—), 女, 河北省石家庄市人, 主要从事海洋湍流混合方面研究。E-mail: 2805125809@qq.com

* 通信作者: 李博, 男, 从事海洋环境动力学研究。E-mail: acelib0@zjou.edu.cn

用,发现在河口内其羽流的性质由淡水输入量和潮汐混合引起的湍流流量的比值控制。国内诸多学者也进行了大量的研究,周磊等^[9]在东海陆架坡折海区进行了湍动能耗散率的直接观测;梁鑫峰等^[10]在东海陆架坡折海区发现盐指现象导致的温度脉动,其热扩散系数的垂向分布与热耗散率相反;刘志宇和魏皓^[11]计算并分析了秋末冬初潮流占优势的陆架浅海潮流底层内湍动能耗散率和底应力的特征及其潮周期变化;杨丽芬等^[12]研究了南海北部陆架坡折海区的湍动能耗散率、热耗散率和热扩散系数的分布以及盐指现象对混合效率的影响,发现盐指现象的存在提高了湍混合效率;卢著敏等^[13]发现,南海北部强混合发生区主要为北部陆架坡折海区,陆架坡折海区和深水区的垂向混合有不同的规律;魏传杰等^[14]在南黄海海区观测发现,深水区湍流混合的垂直分布明显地表现出三层结构且风混合和潮混合是黄海湍流混合的主要形式。

以上国内的研究调查都是在东海、黄海和南海进行的,关于长江口的湍流研究调查很少,Zhang和Wu^[15]通过在长江口附近的连续站观测,发现在浅层旋转潮流中,剪切产生的相位滞后和湍流耗散的相位滞后随距离海底高度的增加而增加。本文利用MSS90L湍流剖面仪观测的大面站数据,研究了长江口及其邻近海域湍流的空间分布特征,为研究河口地区湍流混合提供了资料。还利用MSS90L湍流剖面仪获得的资料计算了湍动能耗散率的观测,并由湍动能耗散率计算得到垂向湍扩散系数。

2 数据来源及处理方法

2.1 现场观测

于2019年7月11-12日搭载“国家自然科学基金委共享航次计划2018年度长江口科学考察实验研究

(NORC2019-03)”航次进行观测,长江口及其邻近海域共享航次覆盖具体地理区域为28.5°~32.5°N,120.5°~124°E,图1给出了观测站位分布,针对A4断面使用德国Sea&Sun Technology公司生产的MSS90L湍流剖面仪进行了湍流的垂向剖面观测。MSS90L湍流剖面仪中的剪切传感器实际上是一个标准的压电陶瓷剪切探头,它可以用来测量湍流的脉动流速,观测范围和精确度分别是0.001~0.500 m/s和5%。MSS90L湍流剖面仪还可以测量水体的温度和电导率,它们的测量精度分别为0.01℃和0.50 mS/cm。它的采样频率是1 024 Hz,数据处理后,采用垂向分辨率为1 m的数据来进行分析。

2.2 数据处理方法

通过MSS90L湍流剖面仪获得的直接观测资料采用Prandle^[16]、Adolf^[17]和Roget等^[18]的数据处理方法:利用逐步迭代的方法剔除观测信号中的大振幅奇异值,然后利用低通滤波滤除观测信号中的高频噪声,高通滤波滤除信号中的低频脉动。经过处理后的数据可以直接用来计算湍动能耗散率 ε 。剪切探头首先测得垂向流速脉动剪切值 $\frac{\partial u'}{\partial z}$,根据Taylor提出的湍流冰冻假设^[19],当湍流流动形式变化较慢时,时间序列和空间序列可以转换,可以求得:

$$\frac{\partial u'}{\partial z} = \frac{1}{W} \frac{\partial u'}{\partial t}, \quad (1)$$

式中, W 为仪器下降速度; u' 为水平脉动流速; z 为垂向距离; t 为时间。湍动能耗散率 ε 由各向同性湍流^[20]计算式得到:

$$\varepsilon = 7.5\nu \overline{\left(\frac{\partial u'}{\partial z}\right)^2} = 7.5\nu \int_{k_1}^{k_2} \psi(k) dk, \quad (2)$$

式中, ν 为分子黏性系数;湍动能耗散率 ε 由微尺度剪切功率谱 $\psi(k)$ 积分求得,积分下限取2 cpm(cycle per

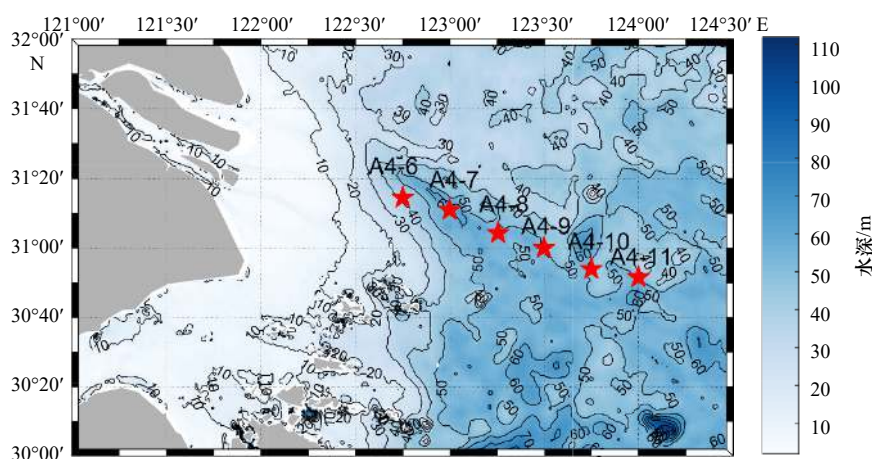


图1 站位分布

Fig. 1 Distribution of stations

minute), 由仪器本身的分辨率决定; 积分上限为 Kolmogorov 波数^[21], 即 $k_2 = (\epsilon/\nu^3)^{1/4}/2\pi$ 是湍动能耗散率 ϵ 的函数, 所以剪切功率谱积分也可通过逐步迭代求得。

仪器下降速度造成的测量误差和剪切探头的校准误差会引起剪切功率谱的漂移, 所以在功率谱积分前, 将实测剪切功率谱与 Nasmyth 谱进行对比, Nasmyth 谱可很好地表征小尺度湍流在惯性副区内剪切谱的形式。我们在每个站位下放 3 次微结构剖面仪, 选取实测剪切功率谱与 Nasmyth 谱符合较好的数据来进行研究(图 2)。

垂向湍扩散系数由 Osborn^[22] 所提出的计算公式求得:

$$K_z = \Gamma \frac{\epsilon}{N^2}, \quad (3)$$

式中, $N^2 = -g \frac{\partial \rho}{\rho \partial z}$; N 为浮力频率; g ($g=9.8 \text{ m/s}^2$) 为重力加速度; ρ 为海水密度, 与当地海水的温度和盐度相关; ϵ 为湍动能耗散率; 在不同的海域 Γ 取不同的值, 一般 Γ 取 0.2, 为经验系数^[23]。

3 结果

3.1 夏季长江口 A4 断面的水文分布特征

A4 断面西侧存在冷水团的涌升, 东侧发现高温

水的下沉(图 3)。A4-7 站位的平均温度为 23.4°C , A4-10 站位的平均温度为 24.6°C , 东侧高温水的垂向平均温度比西侧低温水高 1.2°C 。A4 断面西侧水温的分布呈三层结构, 上层温度分布均匀, 上混合层的平均温度为 24.87°C ; 随着深度的增加, 温度迅速降低形成温跃层(图 3)。《海洋调查规范》^[24] 规定: 浅海中水温梯度超过 0.2°C/m 的水层为温跃层, 温跃层的平均温度为 23.12°C ; 温跃层下为混合均匀的低温冷水层, 冷水层的平均温度为 21.88°C 。A4-6 站位的温跃层范围为 $14\sim 21 \text{ m}$, 厚度为 7 m , 17 m 处温跃层强度最强, 为 1.18°C/m 。A4-7 站位在 8 m 处温跃层强度最强, 为 1.05°C/m , 厚度为 8 m 。A4-8 站位温跃层为 $14\sim 20 \text{ m}$, 厚度为 6 m , 在 18 m 处强度最强, 为 0.92°C/m 。A4-9 站位温跃层最厚, 厚度为 11 m , 范围为 $12\sim 23 \text{ m}$, 强度最强的位置在 22 m 处, 大小为 0.40°C/m 。A4-10 站位出现温跃层的水深较深, 上界在 24 m 处, 下界在 29 m 处, 最强的位置在 27 m 处, 大小为 0.41°C/m 。A4-11 站位的温跃层最薄, 只有 3 m , 在 18 m 处强度最强, 为 0.60°C/m 。

A4 断面在 A4-8 与 A4-9 站位之间的上层至 15 m 水深之间存在一个孤立低盐水团(图 4), 整个水团的平均盐度为 30.6, 此水团的来源是长江冲淡水。根据

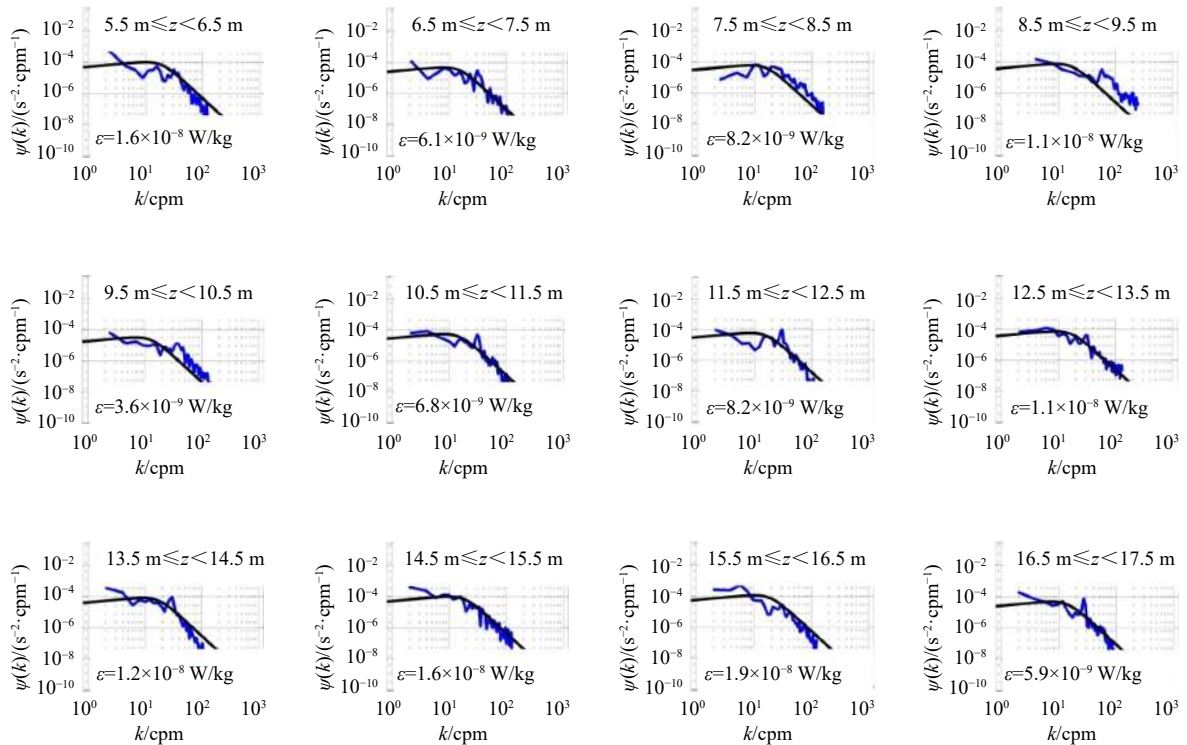


图 2 剪切功率谱与相应的 Nasmyth 谱的比较

Fig. 2 Comparison of the shear power spectrum with the corresponding Nasmyth spectrum

蓝线代表剪切功率谱; 黑线代表 Nasmyth 谱

The blue line represents the shear power spectrum; the black line represents the Nasmyth spectrum

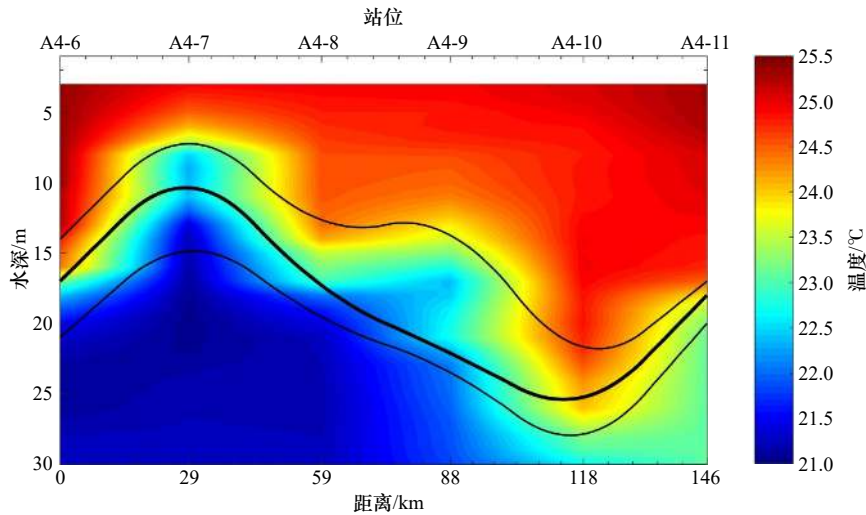


图3 夏季A4断面的温度分布

Fig. 3 The temperature distribution of Section A4 in summer

黑细线代表以 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 为标准计算得到的温跃层范围;黑粗线代表温跃层强度最强的位置

The thin black line represents the range of the thermocline calculated with $0.2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ as the standard; the thick black line represents the strongest location of the thermocline

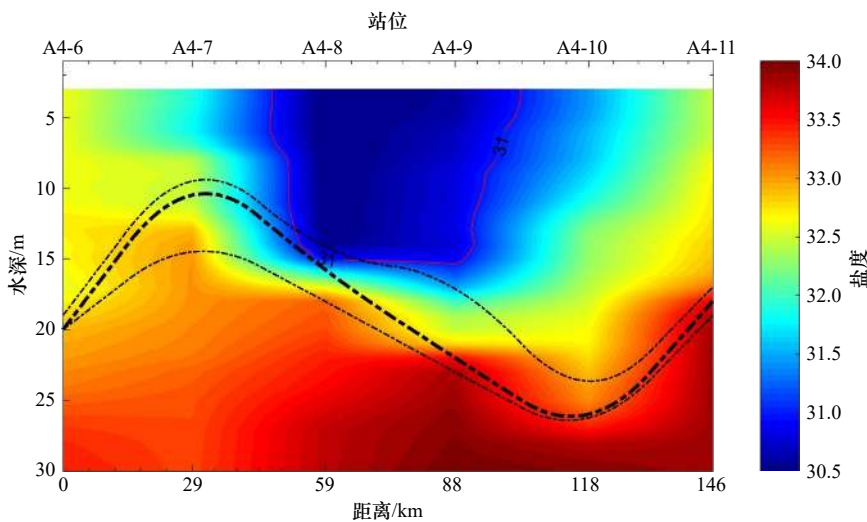


图4 夏季A4断面的盐度分布

Fig. 4 The salinity distribution of Section A4 in summer

红线为盐度为31的等值线;黑细虚线代表以 0.1 m^{-1} 为标准计算得到的盐跃层范围;黑粗虚线代表盐跃层强度最强的位置

The red line is the contour line with a salinity of 31; the black thin dashed line represents the range of the halocline calculated based on the standard of 0.1 m^{-1} ; the thick black dashed line represents the location of the strongest halocline

实际情况将长江冲淡水海域中盐度梯度超过 0.15 每米的水层为盐跃层(图4),盐跃层的平均盐度为 33.51 。盐跃层下方的高盐水混合层的平均盐度为 33.86 ,比盐跃层高 0.35 。A4-10站位的盐跃层最厚为 18 m ,范围为 $11\sim 29\text{ m}$,在 28 m 处强度最强,为 0.30 m^{-1} 。A4-6站点只在 $19\sim 20\text{ m}$ 之间存在盐跃层,强度相同,为 0.12 m^{-1} 。A4-7站点在 8 m 处的强度最强,为 0.44 m^{-1} ,范围为 $7\sim 13\text{ m}$,厚度为 6 m 。A4-8站点和A4-9站点盐跃层的上界都在 15 m 处,A4-9站位的盐跃层

较厚,下界在 23 m 处,而A4-8站点盐跃层下界在 18 m 处。但A4-8站点盐跃层的强度强于A4-9站点,A4-8的强度值最大在 16 m 处,大小为 0.91 m^{-1} ,A4-9站位的强度最大值为 0.75 m^{-1} ,在 22 m 处。A4-11站位的盐跃层厚度为 $17\sim 19\text{ m}$,强度最大值为 0.43 m^{-1} 。

3.2 夏季长江口A4断面的湍耗散与湍扩散

整个断面的浮力频率的分布($\lg N^2$)如图5,层化程度较高的地方恰好和温跃层的位置大体相似。 N^2 的最大值分别在 17 m 、 8 m 、 18 m 、 22 m 、 27 m 和 18 m

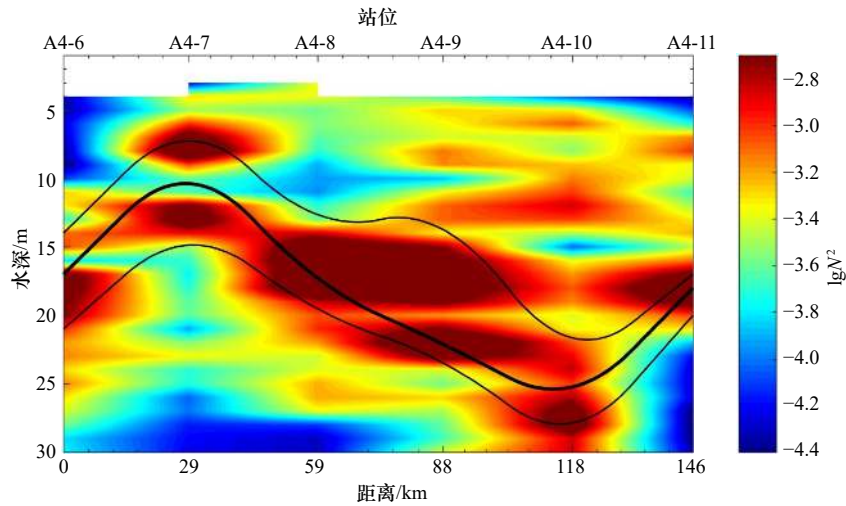


图 5 夏季 A4 断面的浮性频率($\lg N^2$)分布

Fig. 5 The distribution of the buoyancy frequency ($\lg N^2$) of Section A4 in summer

黑细线代表以 $0.2^\circ\text{C}/\text{m}$ 为标准计算得到的温跃层范围; 黑粗线代表温跃层强度最强的位置; N^2 单位: s^{-2}

The thin black line represents the range of the thermocline calculated with $0.2^\circ\text{C}/\text{m}$ as the standard; the thick black line represents the strongest location of the thermocline; the unit of N^2 is s^{-2}

处, 这些位置恰好与温跃层强度最强的位置(图 5)相近。温跃层处的层化最强, 上混合层的平均层化程度高于下混合层。每个站点上混合层的 N^2 的平均值都在 10^{-4} s^{-2} 附近, 其中 A4-6 站点上混合层 N^2 的平均值最小, 自西向东逐渐增大, 到 A4-10 站点上混合层 N^2 的平均值最大, 层化最强, 到 A4-11 站点平均值减小。温跃层处 N^2 的平均值在 10^{-3} s^{-2} 附近, 比上混合的平均值高一个量级。下混合层中 A4-10 站点 N^2 的平均值最大, 为 $1.40 \times 10^{-3} \text{ s}^{-2}$, 层化最强, 其余站位的量级在

10^{-4} s^{-2} 附近, 在 A4-7 站位的平均值最小, 层化最弱。

图 6 为 A4 断面的湍动能耗散率($\lg \varepsilon$)的示意图, 6 个观测站位的湍动能耗散率的量级均为 $10^{-9} \sim 10^{-4} \text{ W/kg}$ 。在温盐跃层重合的地方, 湍动能耗散率的值较小, 其量级为 $10^{-9} \sim 10^{-8} \text{ W/kg}$, 表明温盐跃层对海洋的湍耗散具有抑制作用。A4-7 站点湍动能耗散率较大值在表层至 4 m 处, 量级为 10^{-6} W/kg , 最大值在 26 m 处, 为 $1.04 \times 10^{-5} \text{ W/kg}$, 最小值在 10 m 处, 为 $5.19 \times 10^{-10} \text{ W/kg}$ 。A4-10 站点湍动能耗散率仍然是上层较

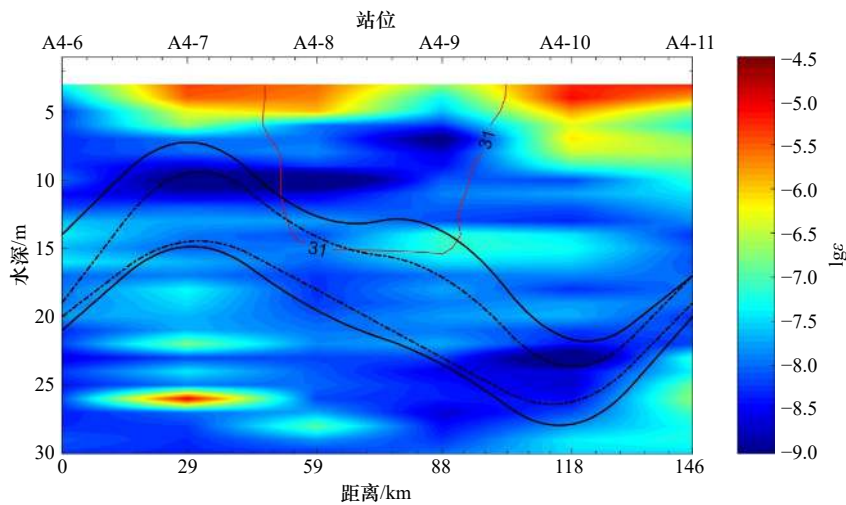


图 6 夏季 A4 断面的湍动能耗散率($\lg \varepsilon$)示意图

Fig. 6 Schematic diagram of the turbulent energy dissipation rate ($\lg \varepsilon$) of Section A4 in summer

红线代表盐度为 31 的等值线; 黑虚线为盐跃层的范围; 黑实线为温跃层的范围; ε 单位: W/kg

The red line represents the contour line with a salinity of 31; the black dotted line is the range of the halocline; the black solid line is the range of the thermocline; the unit of ε is W/kg

大,最小值在 23 m 处,为 2.49×10^{-10} W/kg。在 A4-10 站位温跃层上界与盐跃层上界之间的湍动能耗散率较大。A4 断面温跃层上混合层的湍动能耗散率的平均值为 1.28×10^{-6} W/kg,下混合层为 1.22×10^{-7} W/kg,温跃层湍动能耗散率的平均值为 2.64×10^{-8} W/kg,温跃层处的湍动能耗散较小,层结稳定,上混合层的平均耗散较大,其原因可能是风的搅动和太阳辐射的作用。温跃层上混合层中 A4-7 站位、A4-8 站位和 A4-11 站位的平均湍动能耗散率较大,量级均在 10^{-6} W/kg 左右,A4-7 站位上混合层较薄,湍动能耗散率主要受太阳辐射和风的影响。下混合层中 A4-7 站位的平均湍动能耗散率最大,为 6.03×10^{-7} W/kg,且在 26 m 处湍动能耗散率最大为 1.04×10^{-5} W/kg,是因为低温水向上涌升湍动能耗散较大。

垂向湍扩散系数的分布($\lg K_z$)如图 7 所示,与湍动能耗散率的空间分布相似,与浮性频率的分布相反。温跃层上混合层垂向湍扩散系数的平均值为 1.60×10^{-3} m^2/s ,温跃层垂向湍扩散系数平均值为 9.30×10^{-6} m^2/s ,下混合层的平均值为 2.67×10^{-4} m^2/s 。温跃层处的垂向湍扩散系数最小,温跃层抑制了湍流的扩散。所有站位的上混合层处的平均垂向湍扩散系数在 A4-7 站位、A4-10 站位和 A4-11 站位偏大,量级都在 10^{-3} m^2/s 左右,温跃层处垂向湍扩散系数平均值的量级为 $10^{-7} \sim 10^{-5}$ m^2/s ,在下混合层中,A4-7 站位的平均垂向湍扩散系数最大,量级为 1.30×10^{-6} m^2/s ,是因为上升流的存在使得周围海水的湍扩散增大。A4-7 站位垂向湍扩散

系数在 26 m 处最大,为 2.28×10^{-2} m^2/s ,可能是上升流的流速较大,湍扩散系数也较大。A4-10 站位的垂向湍扩散系数在表层至 9 m 的垂向湍扩散系数较大,然后逐渐减小,到 15 m 处较大,为 1.11×10^{-4} m^2/s ,自 15 m 以下垂向湍扩散系数减小。低盐水团的位置恰好在 A4-8 站位和 A4-9 站位的盐跃层上混合层,这两个站位盐跃层上混合层的平均垂向湍扩散系数分别为 2.68×10^{-6} m^2/s 、 7.90×10^{-5} m^2/s ,二者都偏小,说明低盐水团的湍扩散较小,内部性质稳定,与外界的能量交换较少。

4 讨论

4.1 低盐水团脱离的形成机制

我们在盐度断面图中发现 A4-8 站位与 A4-9 站位之间存在 1 个明显的低盐水团,其盐度低于 31,推测其成分为长江冲淡水。夏季长江羽流在外海一侧的边界,水平方向高盐度梯度(0.03 km^{-1})的狭窄水域把长江冲淡水与周围的海水隔开,我们通过计算每两个相邻站位之间的水平盐度梯度,发现在 A4-9 站位和 A4-10 站位形成了盐度锋面(图 8)。李博等^[25]发现,长江口孤立低盐水团的脱离和输运受到长江径流、风场等的影响,其中大潮引起的强上升流对低盐水团的脱离起到决定性的作用;Wu 等^[26]认为,大潮导致强烈的上升流产生,有足够的力可以将低盐水团从长江冲淡水中剥离出来;Li 和 Rong^[27]研究潮汐对长江冲淡水的影响,发现在潮汐周期中,湍流混合的强烈变化导致长江口羽流流的周期性分离和喷

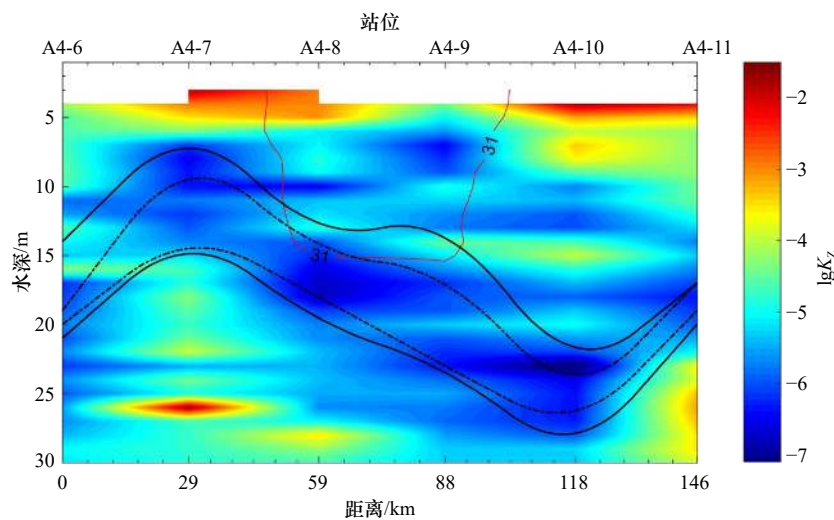


图 7 夏季 A4 断面的垂向湍扩散系数($\lg K_z$)的分布

Fig. 7 The distribution of vertical turbulent diffusion coefficient ($\lg K_z$) of Section A4 in summer

红线代表盐度为 31 的等值线;黑虚线为盐跃层的范围;黑实线为温跃层的范围; K_z 单位: m^2/s

The red line represents the contour line with a salinity of 31; black dotted line is the halocline range; the black solid line is the thermocline range; the unit of K_z is m^2/s

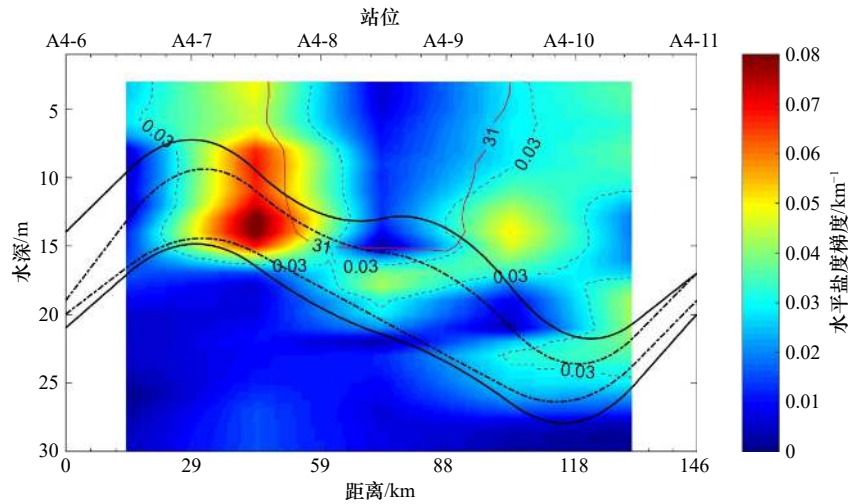


图 8 水平盐度梯度

Fig. 8 Horizontal salinity gradient

红色虚线包含的范围代表盐度锋面(0.03 km^{-1});红线代表盐度为 31 的等盐线;黑实线代表温跃层的位置;黑虚线代表盐跃层的位置

The range covered by the white line represents the salinity front (0.03 km^{-1}); the red line represents the isohaline with a salinity of 31; the black solid line represents the location of the thermocline; the black dotted line represents the location of the halocline

射。低盐水团的脱离发生在小潮到大潮的过渡期,且当潮汐产生的湍流足以破坏长江口附近陆架区的层结时才会发生低盐水团的脱离。图 7 显示,存在两个盐度锋面,低盐水团与周围高盐水之间的盐度梯度较大,产生了 A4-7 站位和 A4-8 站位的盐度锋面,在 A4-10 站位的盐度锋面是长江冲淡水舌与外海高盐水形成的。我们认为,锋面西侧的次级环流提供的作用力使得低盐水团从长江冲淡水中剥离出来,且低盐水团滞留在盐度锋面西侧。

通过观察湍动能耗散率和垂向湍扩散系数,发现在盐度锋面附近的湍流耗散较强,垂向湍扩散系数较大,锋面处的次级环流是加强海洋中的湍耗散和湍扩散的主要原因。低盐水团上层的湍动能耗散率较大,是由于夏季风的扰动使能量耗散较多,低盐水团下层的湍动能耗散率较小是因为低盐水团内部与周围水体的能量交换较少。

4.2 上升流与下降流的形成

温度和盐度分布图中分别标出了温跃层和盐跃层的范围,温盐跃层在 A4-7 站位和 A4-10 站位分别有明显的凸起和凹陷。在 A4-7 站位温跃层附近的温度低于周围水体的温度,而盐跃层附近的盐度高于周围水体。在 A4-10 站位温盐跃层周围水体的分布与 A4-7 站位相反。我们认为,在 A4-7 站位存在上升流,上升流将下层的低温高盐水向上抬升,并抬升了温盐跃层的位置。在 A4-10 站位存在下降流,下降流将表层的高温低盐水带到下层,使温盐跃层的位置降

低。在我们调查的邻近区域,赵保仁^[28]在长江口海区发现明显的上升流现象。上升流出现的原因可能是由于夏季西南风影响^[29],使得表层海水离开海岸,而位于长江口南面底层的台湾暖流水上升。Lü等^[30]利用数值模拟的方式研究引起上升流的主要机制,结果表明,潮汐混合作用对上升流起主导作用。在近海水域,强烈的潮汐混合会导致潮汐锋面出现相当大的水平密度梯度,垂向上的密度梯度变化会激发次级环流,上升流和下降流是次级环流的主要特征^[31]。次级环流是指与基本气流(地转和静水压力平衡)相关的运动,常发生在海洋中,如由锋面和涡旋驱动的深对流和环流^[32]。Chant 和 Wilson^[33]通过对哈德逊河口的观测,讨论了在强分层条件下,海角附近次级环流与分层之间的相互作用。锋面次级环流通过分层进一步加强,并且次级环流可以在涡旋中心产生上升流。

本文认为,上升流和下降流是受锋面次级环流的影响产生的。锋面处的次级环流将低盐水团从长江冲淡水中剥离出来,下层水体向上补充,又因为潮汐的作用,从而产生了上升流。同时由于锋面的环流而产生了下降流。图 9 展示了上升流和下降流的形成原因。由垂向湍扩散系数分布图可知, A4-7 站位和 A4-10 站位除温盐跃层外,其他位置的垂向湍扩散系数较大,表明锋面引起的垂向环流会加强海洋的湍混合。

本文发现,上升流和下降流会影响温度锋面(图 10)的产生。在 A4-7 站位附近的 8~17 m 处存在温度锋面,在 A4-9 站位和 A4-10 站位的 15 m 处以下存在温度锋

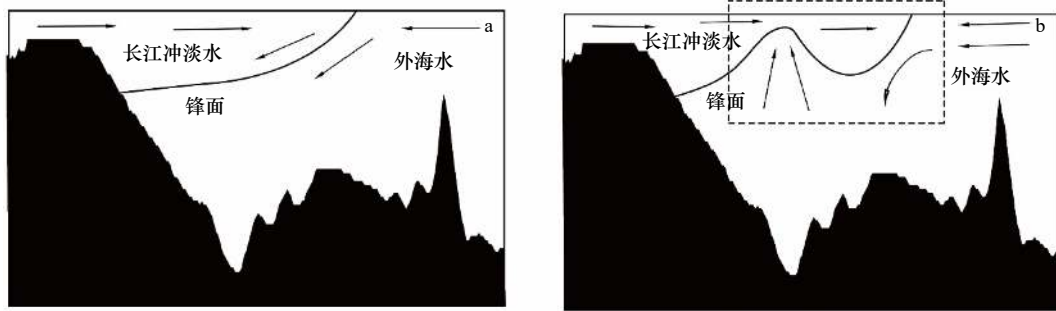


图9 上升流(a)和下降流(b)的形成示意图

Fig. 9 Schematic diagram of the formation of upwelling (a) and downwelling (b)

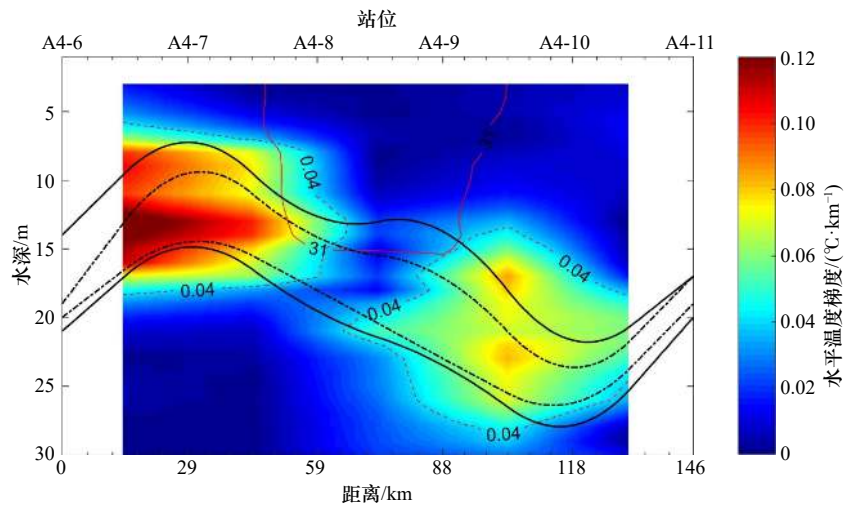


图10 水平温度梯度

Fig. 10 Horizontal temperature gradient

红线包含的范围代表温度锋面(0.04°C/km);红线代表盐度为31的等盐线;黑实线代表温跃层的位置;黑虚线代表盐跃层的位置

The range covered by the white line represents the temperature front (0.04°C/km); red line represents the isosalt with a salinity of 31; the black solid line represents the location of the thermocline; and the black dotted line represents the location of the halocline

面。温度锋面是由于上升流和下降流带来的水体与周围水体的温度明显不同而产生的,夏季出现的温度锋面一般都可以通过观察海表温度分布而观察出来,但我们所发现的两个温度锋面并不是从表层开始出现的,其所在位置恰好是上升流和下降流的位置,由此推断,此温度锋面是受上升流和下降流影响而产生的。

5 结论

通过分析夏季航次的MSS90L湍流剖面仪资料,对夏季长江口及邻近海域的水文要素及湍能耗散和湍混合的特征进行了研究,在所观测海域得出以下结论:

(1) 湍动能耗散率的大小为 $1.72 \times 10^{-10} \sim 2.95 \times$

10^{-5} W/kg; 垂向湍扩散系数的大小为 $3.24 \times 10^{-7} \sim 4.55 \times 10^{-2}$ m²/s。湍动能耗散率和垂向湍扩散系数的分布相似,均为表层最强,底层次之,中层最弱。上层由于风应力的作用,使得湍动能耗散率和垂向湍扩散系数较大;温盐跃层处层化较强,湍动能耗散率和垂向湍扩散系数较小。

(2) 盐度锋面的次级环流会促使低盐水团脱离,锋面引起的垂向环流会加强海洋的湍混合,低盐水团与外界的能量交换较少,湍动能耗散率较弱。

(3) 长江口海区存在明显的上升流和下降流,它们是由锋面的次级环流产生的;上升流和下降流的存在使得湍动能耗散率与垂向湍扩散系数较大。

参考文献:

- [1] 张文静,朱首贤,李训强,等.潮致余流和潮混合对长江口外东北海域低盐水团的作用[J].海洋学报,2014,36(3):9-18.
Zhang Wenjing, Zhu Shouxian, Li Xunqiang, et al. Impact of tide induced residual current and tidal mixing on the low salinity water lens in the northeast out of the Changjiang River Estuary[J]. Haiyang Xuebao, 2014, 36(3): 9-18.

- [2] Thorpe S A. An Introduction to Ocean Turbulence[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [3] 赵骞. 东中国海环流与混合的研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2006.
Zhao Qian. Study on the circulation and mixing in the East China Sea[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2006.
- [4] 刘志宇. 强潮驱动架海中的湍流与混合[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2009.
Liu Zhiyu. Turbulence and mixing in tidally energetic shelf seas[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2009.
- [5] Simpson J H, Brown J, Matthews J, et al. Tidal straining, density currents and stirring in the control of estuarine stratification[J]. *Estuaries*, 1990, 13(2): 125–132.
- [6] MacKinnon J A, Gregg M C. Mixing on the late-summer New England shelf—solibores, shear, and stratification[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2003, 33(7): 1476–1492.
- [7] MacDonald D G, Geyer W R. Turbulent energy production and entrainment at a highly stratified estuarine front[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2004, 109(C5): C05004.
- [8] Nash J D, Kilcher L F, Moum J N. Structure and composition of a strongly stratified, tidally pulsed river plume[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 114(C2): C00B12.
- [9] 周磊, 田纪伟, 张效谦. 东海陆架坡折小尺度过程观测[J]. *科学通报*, 2005, 50(24): 2885–2890.
Zhou Lei, Tian Jiwei, Zhang Xiaoqian. Observation of small-scale processes over shelf break in the East China Sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(24): 2885–2890.
- [10] 梁鑫峰, 田纪伟, 张效谦. 东海陆架坡折处温度微结构观测[J]. *自然科学进展*, 2006, 16(10): 1268–1274.
Liang Xinfeng, Tian Jiwei, Zhang Xiaoqian. Observation of the temperature microstructure at the break of the East China Sea shelf[J]. *Progress in Natural Science*, 2006, 16(10): 1268–1274.
- [11] 刘志宇, 魏皓. 黄海潮流底边界层内湍动能耗散率与底应力的估计[J]. *自然科学进展*, 2007, 17(3): 362–369.
Liu Zhiyu, Wei Hao. Estimation to the turbulent kinetic energy dissipation rate and bottom shear stress in the tidal bottom boundary layer of the Yellow Sea[J]. *Progress in Natural Science*, 2007, 17(3): 362–369.
- [12] 杨丽芬, 田纪伟, 谢玲玲. 南海北部陆坡区混合过程观测[J]. *海洋科学*, 2008, 32(12): 10–16.
Yang Lifen, Tian Jiwei, Xie Lingling. Observation of mixing processes over the continental slope of the northern South China Sea[J]. *Marine Sciences*, 2008, 32(12): 10–16.
- [13] 卢著敏, 陈桂英, 谢晓辉, 等. 夏季南海北部海洋混合的微结构特征研究[J]. *自然科学进展*, 2009, 19(6): 657–663.
Lu Zhumin, Chen Guiying, Xie Xiaohui, et al. Study on the microstructure characteristics of ocean mixing in the northern South China Sea in summer[J]. *Progress in Natural Science*, 2009, 19(6): 657–663.
- [14] 魏传杰, 于非, 郭景松, 等. 黄海西部海洋湍流的季节变化特征分析[J]. *海洋与湖沼*, 2014, 45(1): 166–171.
Wei Chuanjie, Yu Fei, Guo Jingsong, et al. Seasonal variation of ocean turbulence in the western Yellow Sea[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2014, 45(1): 166–171.
- [15] Zhang Qianjiang, Wu Jiaxue. On the phase lag of turbulent dissipation in rotating tidal flows[J]. *Continental Shelf Research*, 2018, 156: 23–32.
- [16] Prandle D. The vertical structure of tidal currents and other oscillatory flows[J]. *Continental Shelf Research*, 1982, 1(2): 191–207.
- [17] Adolf S. Dissipation Measurement: Theory[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- [18] Roget E, Lozovatsky I, Sanchez X, et al. Microstructure measurements in natural waters: Methodology and applications[J]. *Progress in Oceanography*, 2006, 70(2/4): 126–148.
- [19] Wolk F, Yamazaki H, Seuront L, et al. A new free-fall profiler for measuring biophysical microstructure[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, 19(5): 780–793.
- [20] Batchelor G K. The Theory of Homogeneous Turbulence[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1953.
- [21] Dewey R K, Crawford W R. Bottom stress estimates from vertical dissipation rate profiles on the continental shelf[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1988, 18(8): 1167–1177.
- [22] Osborn T R. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1980, 10(1): 83–89.
- [23] 史军强, 陈学恩. 基于舟山外海连续测站的湍混合研究[J]. *中国海洋大学学报*, 2015, 45(3): 25–32.
Shi Junqiang, Chen Xueen. Study on turbulent mixing based on the *in-situ* continuous observations station in the Zhoushan sea[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2015, 45(3): 25–32.
- [24] 国家技术监督局. GB/T 12763.7-1991, 海洋调查规范-海洋调查资料处理[S]. 北京: 中国标准出版社, 1992: 67–70.
National Bureau of Technical Supervision. GB/T 12763.7-1991, The specification for oceanographic survey-Oceanographic survey data processing[S]. Beijing: China Standards Press, 1992: 67–70.
- [25] 李博, 卢军炯, 王鹏皓, 等. 长江冲淡水扩展区域孤立水团分析[J]. *海洋与湖沼*, 2019, 50(6): 1181–1190.
Li Bo, Lu Junjiong, Wang Penghao, et al. Isolated low-salinity water mass in expansion area of Changjiang Diluted Water[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2019, 50(6): 1181–1190.
- [26] Wu Hui, Zhu Jianrong, Shen Jian, et al. Tidal modulation on the Changjiang River plume in summer[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C8): C08017.

- [27] Li Ming, Rong Zengrui. Effects of tides on freshwater and volume transports in the Changjiang River plume[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C6): C06027.
- [28] 赵保仁. 长江口外的上升流现象[J]. *海洋学报*, 1993, 15(2): 108–114.
Zhao Baoren. Upwelling phenomenon outside the Yangtze River Estuary[J]. *Haiyang Xuebao*, 1993, 15(2): 108–114.
- [29] 李凯, 高璐, 董旭, 等. 2014年与2015年夏季琼东上升流的年际变化及其成因分析[J]. *海洋学报*, 2019, 41(1): 1–10.
Li Kai, Gao Lu, Dong Xu, et al. The interannual variation and preliminary analysis of upwelling in eastern Hainan Island in summer of 2014 and 2015[J]. *Haiyang Xuebao*, 2019, 41(1): 1–10.
- [30] Lü Xingang, Qiao Fangli, Xia Changshui, et al. Upwelling off Yangtze River estuary in summer[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2006, 111(C11): C11S08.
- [31] Meng Qicheng, Xuan Jiliang, Zhang Wenyan, et al. Impact of submesoscale vertical advection on primary productivity in the southern East China Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2020, 125(8): e2019JG005540.
- [32] Chu P C. C-vector for identification of oceanic secondary circulations across Arctic Fronts in Fram Strait[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(24): 10-1–10-4.
- [33] Chant R J, Wilson R E. Secondary circulation in a highly stratified estuary[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1997, 102(C10): 23207–23215.

Characteristics of turbulence in the Changjiang River Estuary and its adjacent waters in summer

Wang Kou¹, Li Bo¹, Li Aiguo², Wang Penghao³, Pei Shengxin¹

(1. Marine Science and Technology College, Zhejiang Ocean University, Zhoushan 316022, China; 2. Zhoushan Natural Resources Surveying and Mapping Design Center, Zhoushan 316021, China; 3. College of Meteorology and Oceanography, National University of Defense Technology, Nanjing 211100, China)

Abstract: Using the direct observation data of the MSS90L turbulence profiler obtained in the summer cruise of the Changjiang River Estuary scientific investigation and experimental study (NORC2019-03-02) in July 2019, in this paper, the distribution of the turbulent kinetic energy dissipation rate ε and the vertical turbulent diffusion coefficient K_z are calculated and analyzed. The turbulent kinetic energy dissipation rate is 1.72×10^{-10} W/kg to 2.95×10^{-5} W/kg, and the vertical turbulent diffusion coefficient is 3.24×10^{-7} m²/s to 4.55×10^{-2} m²/s. The distribution of the turbulent kinetic energy dissipation rate and the vertical turbulent diffusion coefficient are similar, both of which are the strongest in the upper layer, the next in the bottom layer and the weakest in the middle layer. In the upper layer, due to wind stress, the turbulent kinetic energy dissipation rate and vertical turbulent diffusion coefficient are larger; the stratification is stronger at the thermocline, which suppresses the dissipation of turbulent kinetic energy and vertical turbulent mixing. The secondary circulation of the salinity front will promote the separation of the low salt water mass, and the vertical circulation caused by the front will enhance the turbulent mixing of the ocean. The energy exchange between the low salt water mass and the outside world is less, and the turbulent kinetic energy dissipation rate is weaker. There are obvious upwelling and downwelling in the Changjiang River Estuary, which are produced by the secondary circulation of the front; the existence of upwelling and downwelling promotes the dissipation of turbulent kinetic energy and turbulent mixing.

Key words: Changjiang River Estuary; thermocline; turbulent kinetic energy dissipation rate; vertical turbulent diffusion coefficient; salinity front