

徐鹏昭, 杨伟, 赵亮, 等. 渤海弱层化期湍流混合观测特征分析[J]. 海洋学报, 2020, 42(3): 1–9, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.03.001
Xu Pengzhao, Yang Wei, Zhao Liang, et al. Observations of turbulent mixing in the Bohai Sea during weakly stratified period[J]. Haiyang Xuebao, 2020, 42(3): 1–9, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.03.001

渤海弱层化期湍流混合观测特征分析

徐鹏昭¹, 杨伟^{1*}, 赵亮², 魏皓¹, 聂红涛¹

(1. 天津大学海洋科学与技术学院, 天津 300072; 2. 天津科技大学海洋与环境学院, 天津 300457)

摘要: 利用 2017 年 9 月在渤海共享航次中取得的湍流混合直接观测数据, 本文研究了渤海海域湍流混合的空间分布特征及有关的影响因素。9 月观测海区水体垂向层结较弱, 莱州湾受黄河冲淡水影响出现高温低盐结构, 位于渤海中央浅滩南北两侧洼地的双中心冷水结构依旧存在。湍流观测结果表明湍动能耗散率在 $10^{-9} \sim 10^{-5} \text{ W/kg}$ 之间变化, 统计上满足对数正态分布。耗散率强值区出现在辽东湾及渤海湾湾口近岸处, 相应的垂向湍扩散系数约为 $10^{-6} \sim 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ 。垂向上, 水体表、底层混合较强, 进一步研究发现弱层化水体的平均湍动能耗散率 $\langle \varepsilon \rangle$ 与风速和正压潮流速的大小存在正相关关系。另一方面, 耗散率 ε 与浮性频率 N 近似满足 $\varepsilon = 2.0 \times 10^{-8} + 3.0 \times 10^{-7} (N^2/N_0^2)^{-5}$ 的拟合函数关系, 反映了层化对水体垂向混合的抑制作用。

关键词: 湍动能耗散率; 垂向湍扩散系数; 渤海

中图分类号: P731.26

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2020)03-0001-09

1 引言

位于太平洋西侧边缘的渤海是一个半封闭浅海, 海域面积 77 000 km², 平均水深 18 m。渤海共有 5 部分组成: 辽东湾、渤海湾、莱州湾、中央海盆以及渤海海峡, 东部通过渤海海峡与北黄海相连, 水交换能力较差。历史观测资料与数值模拟结果显示, 渤海季节性层化形成于 4 月, 到 9 月结束, 在层化季节, 渤海中央浅滩南北两侧的洼地会出现非对称双中心冷水结构^[1-6]。

近年来随着环渤海经济的发展, 渤海富营养化加剧, 环境逐年恶化, 其中渤海中部夏季底层低氧现象加重是一个显著特征。低氧的发生主要是由于季节性层化的出现抑制了表层溶解氧向下层的补充, 使向下层传递的溶解氧不足以抵消下层水体和海底沉积有机物矿化分解的耗氧量^[6-9]。水体垂向湍流混合与

溶解氧的垂向扩散过程直接相关, 认识湍流混合的特征与影响因素对于理解低氧发生具有至关重要的作用。同时湍流混合也是水体结构及营养盐通量的关键控制因子, 对初级生产力及颗粒物的沉降、再悬浮、絮凝与解凝等过程有重要影响^[10-11]。Rippeth 等^[12] 在爱尔兰海的观测指出, 间歇性强剪切引起的混合能显著影响营养盐的跨跃层输运; Williams 等^[13] 夏季在凯尔特海的观测发现由风生惯性振荡引起的混合为次表层叶绿素最大值区提供了其生产所需的 33%~71% 硝酸盐。因此, 海洋湍流混合机制研究也是理解浅海环境问题的重要环节。

目前, 黄、东海已有较多的湍流混合观测^[14-17], 然而渤海的直接湍流观测仍然十分匮乏。赵亮和魏皓^[18] 利用三维斜压陆架海模式 HAMSOM, 以湍流的局地平衡理论封闭计算出垂直湍流黏性系数的时空分布, 结果表明, 渤海表层湍流黏性系数季节性变化明显,

收稿日期: 2019-01-28; 修订日期: 2019-08-18。

基金项目: 国家重点研发计划(2017YFC1404403, 2016YFC1401401); 国家自然科学基金(41876018, 41906006); 天津市自然科学基金(16JCQNJC08000)。

作者简介: 徐鹏昭(1994—), 男, 天津市人, 从事海洋湍流混合方面研究。E-mail: pengzhaoxu@tju.edu.cn

* 通信作者: 杨伟, 男, 从事湍流混合与内波研究。E-mail: yangwouc@163.com

最大可达 $200 \text{ cm}^2/\text{s}$, 而中部及底层则分别维持在 $70 \text{ cm}^2/\text{s}$ 与 $90 \text{ cm}^2/\text{s}$ 左右。梁书秀等^[19]进行了渤海海域内目前为止唯一的一次湍流直接剖面观测, 发现非层化期的渤海海峡北部为强混合区域, 湍扩散系数与热扩散系数在 $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ 之间变化, 与模式研究结果量级一致, 然而由于观测区域的局限性, 该研究并未给出对全渤海区域湍流混合特征及影响因素的认识。

鉴于渤海区域尚缺乏大范围湍流直接观测数据的现状, 2017 年 9 月, 依托国家自然科学基金委渤海共享航次调查, 在渤海中部海域获取了湍流剖面现场观测的大面调查数据, 本文将结合水文、气象数据分析渤海湍流混合空间分布特征、统计规律并探究相关的动力因素, 丰富人们对弱层化季节渤海区域湍流混合特征的认识, 并为今后数值模拟与低氧现象等相关环境问题研究提供参考。

2 观测与数据处理

2.1 观测方法

2017 年 9 月 13–16 日“东方红 2”号科学考察船在渤海进行了大面观测(图 1), 本文利用加拿大 Rock-

land Scientific International(RSI)公司生产的垂向微尺度剖面仪(Vertical Microstructure Profiler, VMP-200)进行了水体湍动能耗散率的剖面测量。VMP 配备有两个高频剪切探头, 一个高频温度探头以及一个高频电导率探头, 采样频率均为 512 Hz。为了降低缆绳扰动影响, 系缆在下放过程中时刻保持松弛, 从而使 VMP 呈自由落体下降状态。

水深、温度、电导率等要素采用 RBR maestro CTD 观测, 仪器采样频率为 6 Hz。流速数据则由 RDI 300 KHz 声学多普勒流速剖面仪(Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP)获得, 仪器垂向分辨率为 2 m, 时间分辨率为 2 s, 在具体分析中, 我们对流速数据进行了 10 min 平均, 利用流速的 u 、 v 分量进一步计算得到 2 m 分辨率的垂向剪切数据(公式为 $S = \sqrt{(\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2}$); 车载 RM YOUNG 风速仪进行风速观测, Campbell Scientific HMP45-L 探头用于观测气温、湿度以及气压, 采样间隔均为 10 s。

2.2 VMP 数据处理

VMP 高频流速剪切脉动的观测由翼型压电陶瓷探头测得, 基于 Taylor 冰冻假设

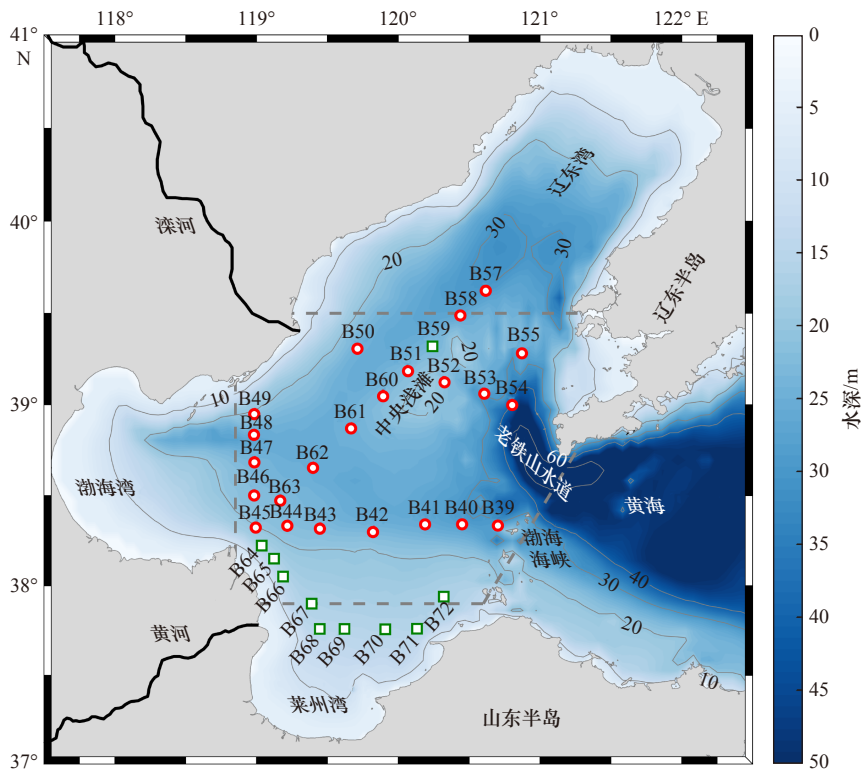


图 1 渤海观测站点分布

Fig. 1 Distribution of observation stations in the Bohai Sea

红色圆圈为同时包含 VMP 与 CTD 观测的站点, 绿色方块为只进行 CTD 观测的站点, 背景颜色代表水深, 根据前人研究^[20], 用虚线框将中央海盆与莱州湾、渤海湾以及辽东湾区别开来

Location of the stations that have both VMP and CTD measurements are denoted by the red circles. Other stations with only CTD measurements are denoted by green squares. Consistent with the previous study^[20], the dashed lines separate the Laizhou Bay, Bohai Bay, Liaodong Bay from the central region

$$\frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{W} \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (1)$$

水平流速的时间变化率被转换为垂向剪切数据, 式中, W 为仪器下降速度; U 为脉动流速; t 为时间; z 为深度(图 2a)。湍动能耗散率的计算主要基于 RSI 提供的 ODAS Matlab Library Manual v4.3 程序进行, 相关数据处理理论与方法在很多文献中已有过详细说明^[21-23], 本节简要描述本文数据的处理过程。

(1) 首先通过比较局地标准差的方法剔除剪切观测的奇异值, 之后对数据进行带通滤波以消除低频剪切与高频噪声的影响, 截断频率分别为 0.7 Hz(对应波数约 1 cpm)与 98 Hz(对应波数约 140 cpm)。

以 2 m 为间隔对处理后的剪切数据运用快速傅里叶转换得到剪切谱, 运用 Goodman 相干噪声去除方法^[24] 消除仪器振动噪声干扰, 之后拟合 Nasmyth 谱^[25] 迭代计算得到湍动能耗散率 ε , ε 的计算公式为

$$\varepsilon = \frac{15}{2} \nu \overline{\left(\frac{\partial U'}{\partial z}\right)^2} = \frac{15}{2} \nu \int_{k_1}^{k_2} \Phi(k) dk, \quad (2)$$

式中, ν 为分子黏性系数; 流速脉动剪切的方差 $\overline{(\partial U'/\partial z)^2}$ 可通过积分剪切谱 $\Phi(k)$ 来得到; 积分下限 k_1 为剪切谱可分辨的最低波数(约 2 cpm); 上限 k_2 与 Kolmogorov 波数 $(k_t = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{\varepsilon}{\nu^3}\right)^{1/4})$ 有关, 同时需要结合 Nasmyth 谱迭代拟合出准确结果。

为消除船体扰动、表面波对数据的影响, 我们根据下放速度和仪器姿态选取 5~10 m 以深数据进行

耗散率的计算, 并对整个剖面进行 50% 重叠运算(图 2b 至图 2e)得到 1 m 分辨率的耗散率剖面(图 2f)。

(2) 湍扩散系数 K_p 由 Osborn^[26] 提出的下式计算,

$$K_p = \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2}, \quad (3)$$

式中, Γ 为混合效率, 本文取传统常数值 0.2; 浮性频率平方 N^2 由位势密度 ρ 、重力加速度 g 的函数关系式 $N^2 = -(g/\rho)(d\rho/dz)$ 计算得到。

3 结果

3.1 水文要素分布特征

渤海区域观测站位的温盐结构分布(图 3a, 图 3b)表明, 9 月中旬渤海区域温跃层基本消失, 水体垂向混合趋向均匀, 这与人研究结果较为一致^[1-6]。黄河口附近海域受黄河淡水输入影响, 存在 10 m 以浅的温跃层, 中央海盆、辽东湾及渤海湾湾口处的海水盐度在 31~32 左右, 莱州湾湾口区域受黄河冲淡水影响呈现出相对高温低盐的特征。渤海海峡附近及辽东湾东部有 23℃ 左右冷水, 在黄河口至辽东湾方向的断面处非对称的南北双中心冷水结构依稀可见。

图 3c 和图 3d 给出了位势密度与浮性频率平方的分布。莱州湾水体的高温低盐结构导致此处海水密度最低, N^2 大值($>10^{-3} \text{ s}^{-2}$) 出现在 10 m 以浅的表层(图 3d), 集中分布在两处: 一处位于黄河入海口附近, 这主要是受黄河淡水输入的影响; 另一处出现在渤海海峡北部, 这可能由外海低温水从下层水体入侵引起(图 3a)。

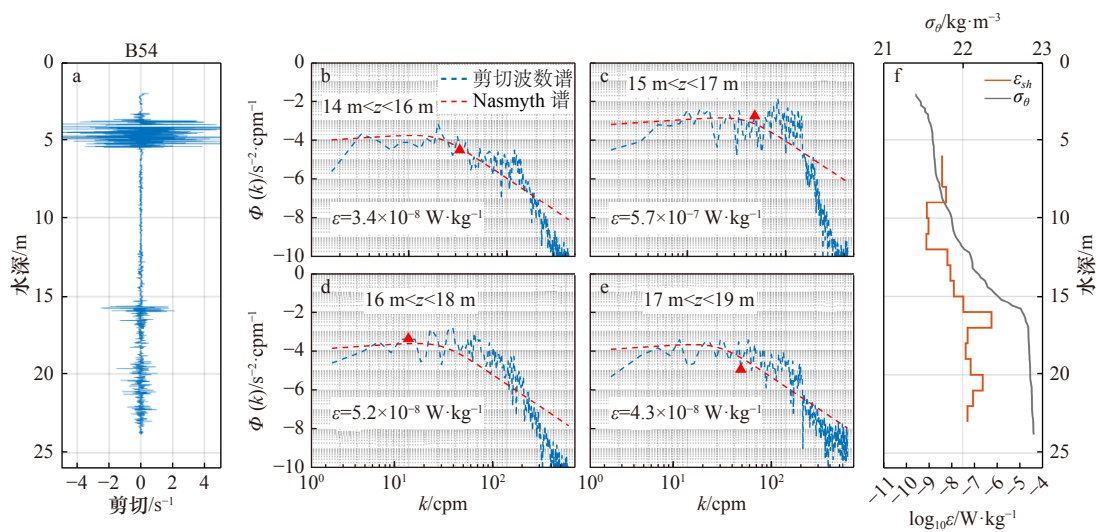


图 2 B54 站位原始剪切剖面(a); 不同深度范围的实测剪切波数谱(蓝色虚线)与对应的理论 Nasmyth 谱(红色虚线), 红色三角表示剪切谱的积分上限(b~e); 耗散率 ε (橘黄实线)与位势密度 σ_θ (灰线)剖面(f)

Fig. 2 The profile of the raw shear at Station B54 (a); the shear spectra at wavenumber space (blue dashed lines) and the corresponding Nasmyth spectra (red dotted lines) calculated within different depth ranges, the red triangles indicate the upper limits of integration (b~e); the profiles of the calculated dissipation rate ε (orange line) and potential density σ_θ (gray line) (f)

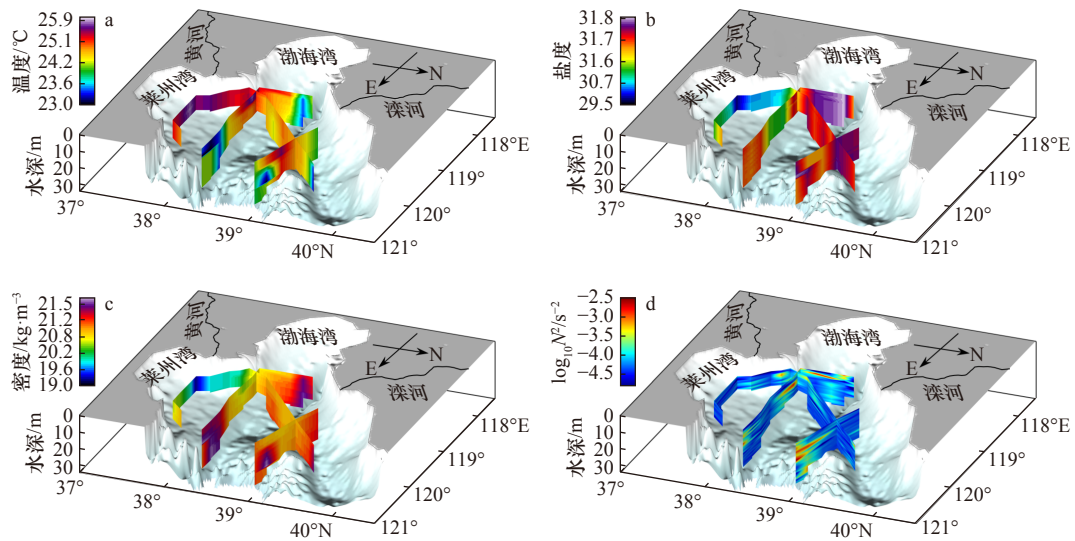


图 3 温度(a)、盐度(b)、位势密度(c)以及浮性频率平方 N^2 (d) 三维空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of temperature (a), salinity(b), potential density (c) and squared buoyancy frequency N^2 (d) in a 3D view

3.2 湍流混合断面分布

渤海区域共进行了 23 个站位的湍流微尺度剖面观测, 湍动能耗散率平均值为 1.4×10^{-6} W/kg, 湍扩散系数平均值为 6.6×10^{-3} m²/s。从图 4 可以看出, 湍动能耗散率(ϵ)与扩散系数(K_p)在空间上呈现出非常复杂的变化特征。辽东湾、黄河口附近以及渤海海峡中部水体混合较强, 耗散率大值出现在表层与底边界层, 最大值为 4.7×10^{-5} W/kg, 渤海中央海盆区跃层以下耗散率相对较小。垂向湍扩散系数的空间分布同耗散率大体一致, 垂向上呈现表底层混合较强而中间层较弱的特征, 最大值可达 2.5×10^{-1} m²/s。

为了进一步分析湍流混合的分布特征及其影响因素, 图 5 显示了 4 个观测断面的浮性频率平方、剪切平方、耗散率与湍扩散系数的变化情况。黄河口至辽东湾湾顶方向的断面 A 为空间跨度最大断面, 中部浅滩南北两侧地势低洼, 断面从南到北温度逐渐降低, 水体垂向混合均匀。跃层最强出现在黄河口附近 10 m 以浅水层中, 湍流混合强度较弱, 因此造成了较低的垂向湍扩散系数(约 10^{-6} m²/s), 相对于水体内

部, 表底层水体的耗散率与湍扩散系数较大, 湍扩散系数最大值出现在北部的近表层, 达到 8×10^{-2} m²/s。断面 B 位于辽东湾湾口处, 在外海冷水的作用下, 断面 B 东侧老铁山水道附近水体层结与剪切均较强, 而跃层处水体混合强度较弱, 扩散系数低至 10^{-6} m²/s, 断面 B 西侧近岸处 10 m 以浅水体混合较强。南北走向的断面 C 横跨渤海湾湾口, 断面 C 最显著的特征是底混合较强, 这可能与潮流和地形底摩擦相互作用有关, 湍动能耗散率最大为 9×10^{-5} W/kg, 湍扩散系数最大可达 5×10^{-2} m²/s; 位于湾口中部的 B47 站层结相对较强($N^2 > 10^{-4}$ s⁻²), 对应该站点出现了最低的湍动能耗散率(约 10^{-9} W/kg); 断面 D 西起黄河口, 北至渤海海峡, 分别受黄河冲淡水 and 外海冷水的影响, 断面东部和西部 N^2 增大, 跃层处耗散率与湍扩散系数均较低。

3.3 湍动能耗散率与垂向湍扩散系数的统计特征

本小节将对渤海湍动能耗散率与垂向湍扩散系数的统计特征进行分析。研究发现对于混合较为均匀的表层或底边界层水体, 耗散率与湍扩散系数通常满足对数正态分布的统计规律^[23, 27-31]。对数正态分布^[32]

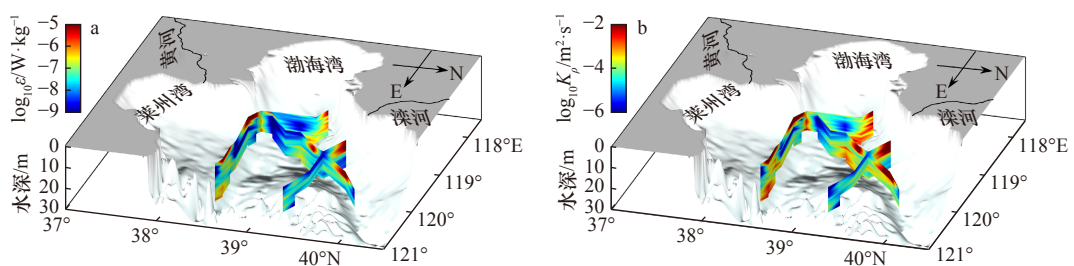


图 4 湍动能耗散率 ϵ (a) 和垂向湍扩散系数 K_p (b) 空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of turbulent kinetic energy dissipation rate ϵ (a) and vertical eddy diffusivity K_p (b) in a 3D view

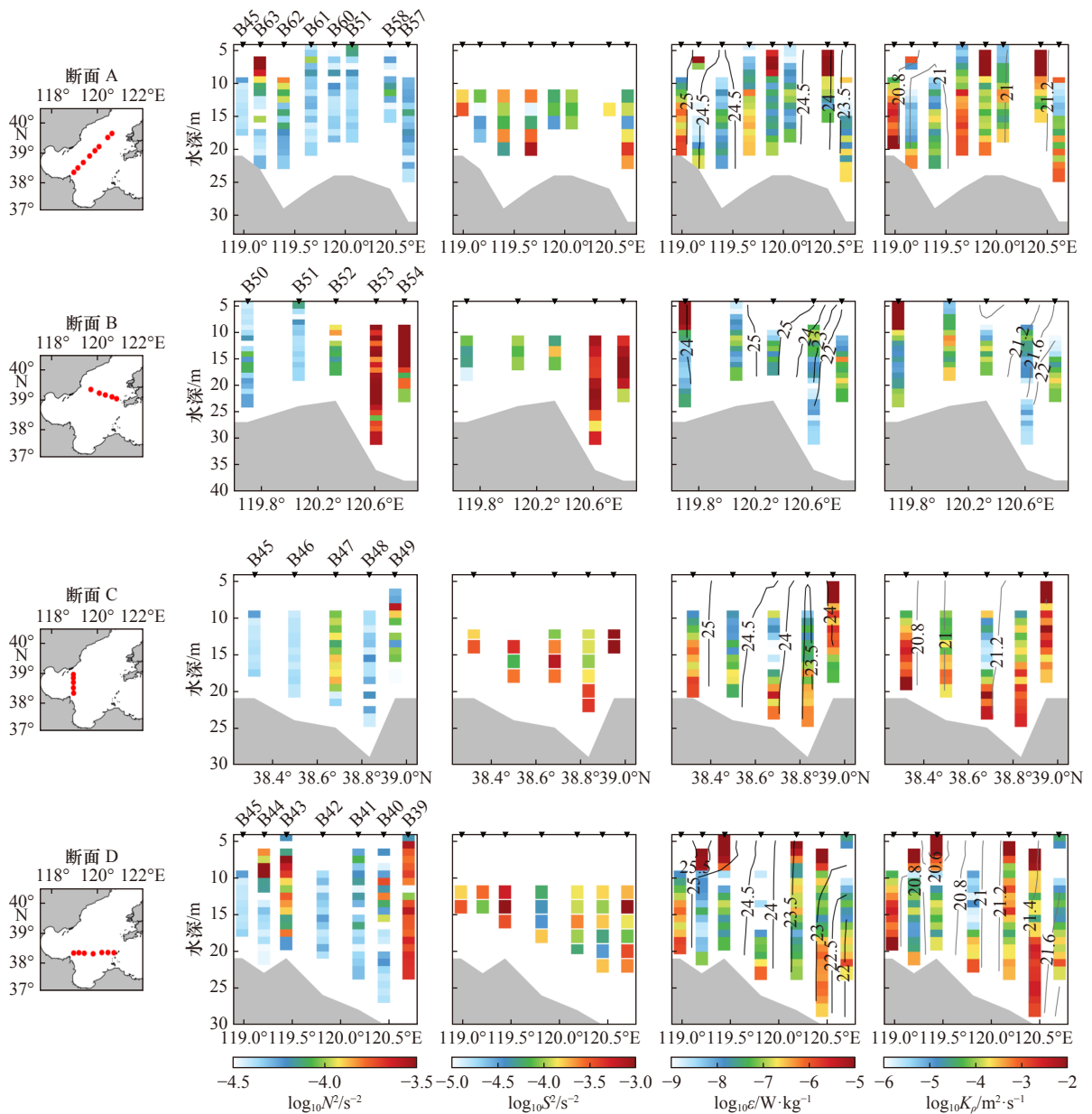


图5 从左列至右列分别代表断面位置、浮性频率平方(N^2)、流速剪切平方(S^2)、湍动能耗散率(ε)(黑线:等温线)以及垂向湍扩散系数(K_p)(灰线:等密线)的断面分布

Fig. 5 From left to right are locations of the transects, cross-sectional distributions of squared buoyancy frequency N^2 , squared shear S^2 , TKE dissipation rate ε (black contours: isotherms) and vertical eddy diffusivity K_p (gray contours: isopycnals)

对应的累积分布函数为

$$\text{CDF}(\varepsilon) = \Phi\left(\frac{\ln\varepsilon - \mu_{\ln\varepsilon}}{\sigma_{\ln\varepsilon}}\right), \quad (4)$$

式中, Φ 为标准正态分布的累积分布函数; 相应的平均值 $\bar{\varepsilon}$ 与中位数 $\hat{\varepsilon}$ 可由 $\mu_{\ln\varepsilon}$ 与 $\sigma_{\ln\varepsilon}$ 计算得到

$$\bar{\varepsilon} = \exp(\mu_{\ln\varepsilon} + \sigma_{\ln\varepsilon}^2/2), \quad (5)$$

$$\hat{\varepsilon} = \exp(\mu_{\ln\varepsilon}). \quad (6)$$

观测数据(图6a)显示, 耗散率 ε 大致满足 $\mu_{\ln\varepsilon} = -16.96$, $\sigma_{\ln\varepsilon} = 2.62$ 的对数正态分布, 因此弱层化期渤海区域的耗散率可以用 $\bar{\varepsilon} = 1.3 \times 10^{-6}$ W/kg 与 $\hat{\varepsilon} = 4.3 \times 10^{-8}$ W/kg

的对数正态分布模型表示, 此平均值与中位数的值高于 Lozovatsky 等^[27] 夏季在东海陆坡处的观测结果 ($\bar{\varepsilon} = 1.35 \times 10^{-7}$ W/kg, $\hat{\varepsilon} = 2.92 \times 10^{-8}$ W/kg), 垂向湍扩散系数大致符合 $\mu_{\ln K_p} = -9.12$, $\sigma_{\ln K_p} = 2.93$ 的对数正态分布(图6b)。在高 ε (大于 10^{-6} W/kg) 与高 K_p 区间 (大于 10^{-2} m²/s), 实际的概率稍稍偏离正态分布曲线(图6红色点划线)。

4 讨论: 湍流混合影响因素分析

风能与潮能是陆架海水体混合的主要能量来源, 本节将进一步分析风混合与潮能耗散对渤海海域水

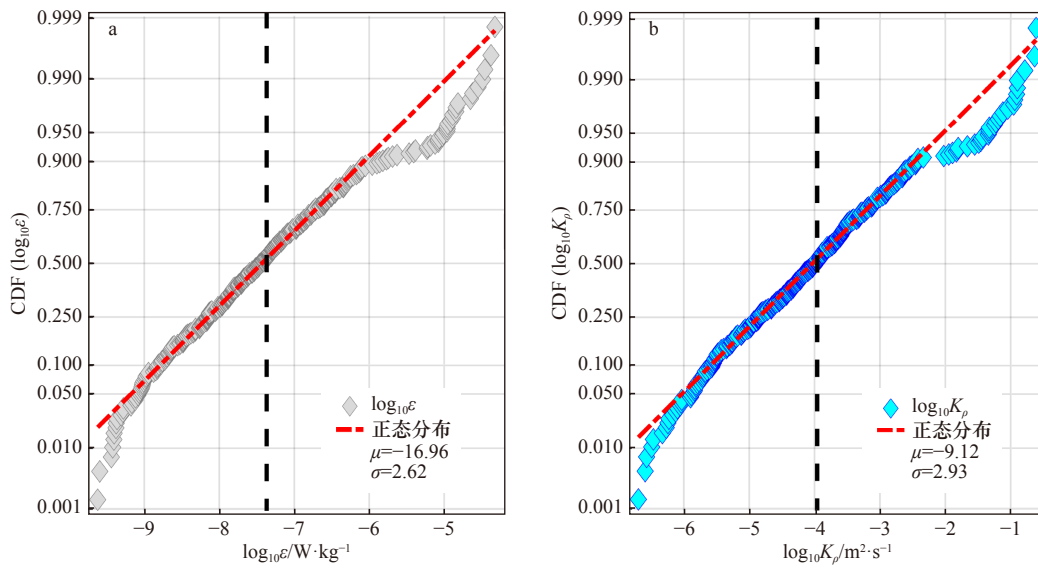


图 6 对数湍动能耗散率($\log_{10}\varepsilon$)(a)与对数湍扩散系数($\log_{10}K_{\rho}$)(b)累积概率(CDF)分布

Fig. 6 The cumulative distribution functions (CDF) of $\log_{10}\varepsilon$ (a) and $\log_{10}K_{\rho}$ (b)

红色点划线为对应的对数正态分布,黑色虚线对应对数正态分布模型的中位数

Red dot dash line is lognormal distribution, black dash lines denote the medians of the corresponding lognormal distribution

体垂向混合的作用。由于船载 ADCP 观测数据垂向覆盖范围有限,本文使用 Oregon State University Tidal Inversion Software(OTIS)^[33]得到的包含 8 个主要分潮的模拟值代表各站位正压潮流速。图 7 为各站位的平均湍动能耗散率与海面以上 10 m 处风速和正压潮流速的散点对应图,湍动能耗散率对数值 $\log_{10}\langle\varepsilon\rangle$ 均与二者表现出较明显的正相关关系,相关系数分别为 0.45 和 0.28,这说明风力和潮流强度与渤海混合水平

有一定的相关性。由于在近海表与海底并没有得到足够的湍动能耗散观测数据,本文无法针对风与潮对水体混合的影响做更进一步的定量分析,然而,从定性的角度上可以看出风混合与潮能耗散对水体的垂向混合均有重要的贡献。

图 8 表示湍动能耗散率 ε 与 N^2/N_0^2 (图 8a)及 S^2/S_0^2 (图 8b)之间的关系,其中 $N_0=S_0=3$ cph(5.2×10^{-3} s $^{-1}$)为参考浮性频率与剪切。图 8a 灰色圆点表示 1 m 分辨

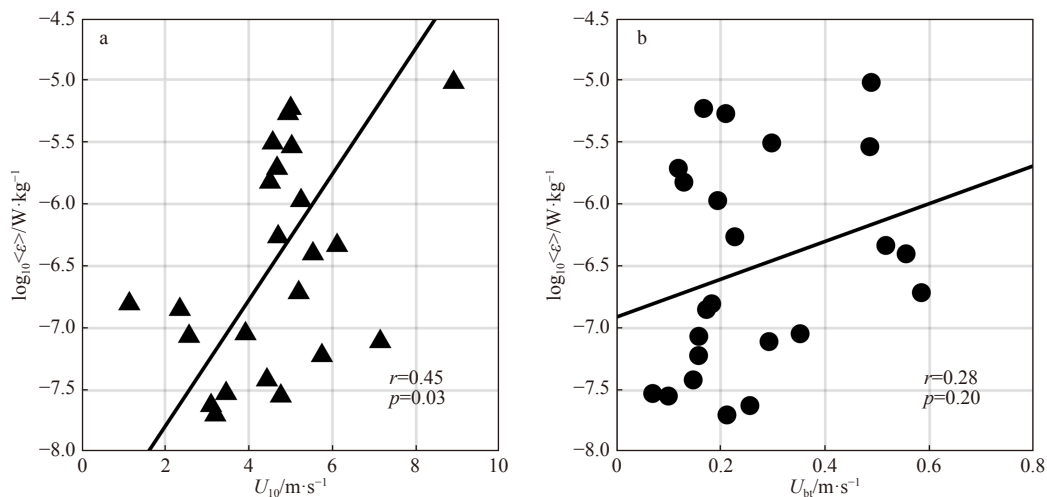


图 7 各站位平均耗散率的对数 $\log_{10}\langle\varepsilon\rangle$ 与海面以上 10 m 处风速(黑色三角)(a)和 OTIS 模型得到的正压潮流速(黑色实心圆)(b)的对应关系

Fig. 7 Station-averaged dissipation $\log_{10}\langle\varepsilon\rangle$ versus the averaged wind speed at 10 m height during the observation period (black filled triangles) (a) and the barotropic current speed from OTIS (black filled circles) (b)

黑色实线表示最小二乘法线性拟合

The black solid lines represent the best linear least squares fit

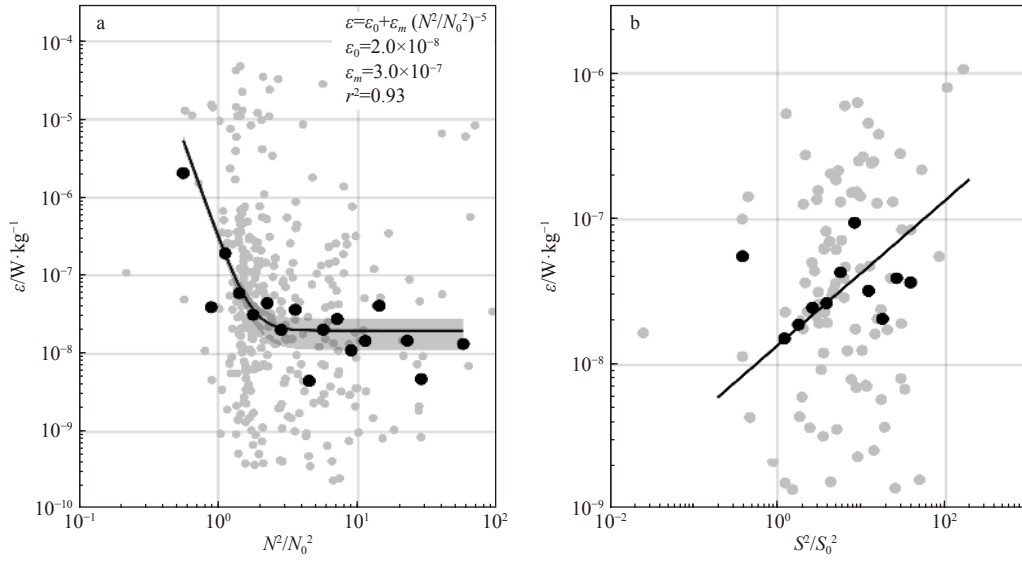


图8 湍动能耗散率 ε 与1 m平均的归一化浮性频率平方 N^2 (a)与2 m分辨率的归一化剪切平方 S^2 (b)的散点分布(灰色圆点)

Fig. 8 The turbulent kinetic energy dissipation rate ε versus the normalized squared buoyancy frequency N^2 (averaged into 1 m) (a) and the normalized squared shear S^2 (averaged into 2 m) (b)

灰色圆点为散点分布, 黑点为网格中位数结果, 最小二乘拟合直线用黑色实线表示, 阴影表示95%置信区间

The gray and black dots represent the raw and bin-median data, respectively. The best fitted lines are shown by dark solid lines with the 95% confidence intervals indicated by the gray shading

率的耗散率与归一化的浮性频率平方之间的关系, 将 N^2/N_0^2 作对数等分(31个区间), 当落在区间内的 ε 样本超过3个时, 对其进行平均处理, 由于耗散率量级跨越多个量级($10^{-9} \sim 10^{-5}$ W/kg), 为避免极值数据的影响而采用中位数平均的方法进行计算, 结果如黑色圆点所示。Lozovatsky等^[27]利用济州岛西南的湍流观测发现弱层化水体中耗散率满足 $\varepsilon = 4.0 \times 10^{-6} (N^2/N_0^2)^{-3}$, 而在前面的分析中强层结与较弱的湍动能耗散率之间也表现出较明显的对应关系(图5), 因此本文借鉴上述关系式对网格中位数结果进行拟合, 得到如下表达式:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + \varepsilon_m \left(\frac{N^2}{N_0^2} \right)^{-5}, \quad (7)$$

式中, $\varepsilon_0 = 2.0 \times 10^{-8}$ W/kg, $\varepsilon_m = 3.0 \times 10^{-7}$ W/kg, 决定系数 $r^2 = 0.93$, 图8a中大部分中位数结果都落在95%置信区间内, 表明关系式对观测结果的拟合效果较好。对于 $N^2/N_0^2 < 3$ 的弱层化水体, 湍动能耗散率随层结强度的增强而递减, 显示出层结对水体垂向混合的抑制作用。当 $N^2/N_0^2 > 3$ 时, 水体中湍动能耗散率基本上不再随 N^2/N_0^2 的变化而变化, 而稳定在背景值(ε_0)上下, 此值与Lozovatsky等^[27]研究东海得到的湍动能耗散率的背景值相近。用同样方法研究耗散率 ε 与2 m分辨率的 S^2/S_0^2 间的关系, 趋势上湍动能耗散率随着剪切的增强而上升, 表明流速剪切对水体混合具有一定的驱动作用。

5 结论

渤海秋季科学考察获取了大量水文、流速、气象等现场观测数据, 实现了对渤海海域中部大范围湍流的直接观测。本文重点利用VMP观测分析了渤海弱层化季节湍流混合特征以及可能的影响因素, 结论如下:

(1) 渤海秋季(9月)水体垂向混合较为均匀, 受黄河冲淡水与辽东湾口低温水的影响, 在黄河口与老铁山水道附近水体存在明显的垂向层结; 在黄河冲淡水影响下, 莱州湾呈现相对高温低盐的结构。

(2) 观测期间渤海海域表底层水体混合较强, 观测到的湍动能耗散率平均值为 1.4×10^{-7} W/kg, 垂向湍扩散系数平均值为 6.6×10^{-3} m²/s, 湍动能耗散率与垂向湍扩散系数在统计上近似满足对数正态分布。研究发现各站位风速与正压潮流速均与深度平均湍动能耗散率呈正相关关系, 说明风混合与潮能耗散对于决定渤海水体混合水平起着至关重要的作用。进一步分析发现水体中的湍动能耗散率与浮性频率近似满足 $\varepsilon = 2.0 \times 10^{-8} + 3.0 \times 10^{-7} (N^2/N_0^2)^{-5}$ 的拟合函数关系, 表明水体层结对垂向混合的抑制作用。

在接下来的研究中, 如何进一步利用溶解氧浓度剖面数据与VMP观测计算溶解氧的垂向通量, 这对于解释低氧消耗期的渤海底层溶解氧的平衡具有重要参考意义。秋季渤海水体垂向混合较为均匀, 大部

分站位并无明显跃层,因此,不同站位水柱厚度计算范围的选取对垂向溶解氧通量的最终量值可能会有重要影响。与此同时,完善对渤海湍流混合特征的空间分布、季节变化等的认识也需要更多不同季节湍流混合的观测数据。

致谢: 本研究的数据及样品采集得到国家自然科学基金委员会共享航次计划(航次编号: NORC2017-01)的资助,该航次由中国海洋大学“东方红2”号科考船实施,同时对参与数据采集与处理工作的凡仁福、孙雪、王雅丽等人,在此一并致谢。

参考文献:

- [1] 鲍献文, 万修全, 高郭平, 等. 渤海、黄海、东海AVHRR海表温度场的季节变化特征[J]. 海洋学报, 2002, 24(5): 125-133.
Bao Xianwen, Wan Xiuquan, Gao Guoping, et al. The characteristics of the seasonal variability of the sea surface temperature field in the Bohai Sea, the Huanghai Sea and the East China Sea from AVHRR data[J]. Haiyang Xuebao, 2002, 24(5): 125-133.
- [2] 刘浩, 潘伟然. 渤海层化结构及潮汐锋面季节变化的数值研究[J]. 水科学进展, 2007, 18(3): 398-403.
Liu Hao, Pan Weiran. Numerical simulation of the seasonal variations of the stratification and tidal front in the Bohai Sea[J]. *Advances in Water Science*, 2007, 18(3): 398-403.
- [3] 赵保仁. 渤、黄海及东海北部强温跃层的基本特征及形成机制的研究[J]. 海洋学报, 1989, 11(4): 140-401.
Zhao Baoren. Study on the basic characteristics and formation mechanism of the strong thermocline in the Bohai, the Yellow Sea and the North East China Sea[J]. Haiyang Xuebao, 1989, 11(4): 140-401.
- [4] 赵保仁, 曹德明, 李徽翡, 等. 渤海的潮混合特征及潮汐锋现象[J]. 海洋学报, 2001, 23(4): 113-120.
Zhao Baoren, Cao Deming, Li Weifei, et al. Tidal mixing characters and tidal fronts phenomenons in the Bohai Sea[J]. Haiyang Xuebao, 2001, 23(4): 113-120.
- [5] 周锋, 黄大吉, 苏纪兰. 夏季渤海温跃层下的双中心冷水结构的数值模拟[J]. 科学通报, 2009, 54(11): 1591-1599.
Zhou Feng, Huang Daji, Su Jilan. Numerical simulation of the dual-core structure of the Bohai Sea cold bottom water in summer[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(11): 1591-1599.
- [6] Zhao H D, Kao S J, Zhai W D, et al. Effects of stratification, organic matter remineralization and bathymetry on summertime oxygen distribution in the Bohai Sea, China[J]. *Continental Shelf Research*, 2016, 134: 15-25.
- [7] 翟惟东, 赵化德, 郝楠, 等. 2011年夏季渤海西北部、北部近岸海域的底层耗氧与酸化[J]. 科学通报, 2012, 57(9): 753-758.
Zhai Weidong, Zhao Huade, Zheng Nan, et al. Coastal acidification in summer bottom oxygen-depleted waters in northwestern-northern Bohai Sea from June to August in 2011[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(9): 753-758.
- [8] 张华, 李艳芳, 唐诚, 等. 渤海底层低氧区的空间特征与形成机制[J]. 科学通报, 2016, 61(14): 1612-1620.
Zhang Hua, Li Yanfang, Tang Cheng, et al. Spatial characteristics and formation mechanisms of bottom hypoxia zone in the Bohai Sea during summer[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2016, 61(14): 1612-1620.
- [9] Zhang H, Zhao L, Sun Y, et al. Contribution of sediment oxygen demand to hypoxia development off the Changjiang Estuary[J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2017, 192: 149-157.
- [10] 刘志宇. 强潮驱陆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.
- [11] Thorpe S A. An Introduction to Ocean Turbulence[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [12] Rippeth T P, Wiles P, Palmer M R, et al. The diapycnal nutrient flux and shear-induced diapycnal mixing in the seasonally stratified western Irish Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 2009, 29(13): 1580-1587.
- [13] Williams C, Sharples J, Mahaffey C, et al. Wind-driven nutrient pulses to the subsurface chlorophyll maximum in seasonally stratified shelf seas[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(20): 5467-5472.
- [14] Lee J H, Lozovatsky I, Jang S T, et al. Episodes of nonlinear internal wave in the northern East China Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(18): L18601.
- [15] Liu Zhiyu, Wei Hao, Lozovatsky I D, et al. Late summer stratification, internal waves, and turbulence in the Yellow Sea[J]. *Journal of Marine Systems*, 2009, 77(4): 459-472.
- [16] 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): 167-171.
Wei Chuanjie, Yu Fei, Guo Jingdong, et al. Seasonal variation of ocean turbulence in the western Yellow Sea[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2014, 45(1): 167-171.
- [17] 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(16): 1784-1788.
Zhou Lei, Tian Jiwei, Zhang Xiaoqian. The observations of small scale processes in shelf break of East China Sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(16): 1784-1788.
- [18] 赵亮, 魏皓. 渤海垂直湍流混合强度季节变化的数值模拟[J]. 中国海洋大学学报, 2001, 31(3): 313-318.
Zhao Liang, Wei Hao. Annual cycle of the vertical eddy viscosity in the Bohai Sea[J]. *Journal of Ocean University of Qingdao*, 2001, 31(3): 313-318.
- [19] 梁书秀, 白波, 孙昭晨. 渤海海峡北部非层化期海洋湍流混合的微结构特征[J]. 海洋环境科学, 2013, 32(2): 190-195.
Liang Shuxiu, Bai Bo, Sun Zhaochen. Microstructure characteristics of ocean turbulent mixing during non-stratification season in north-

- ern Bohai Strait[J]. *Marine Environmental Science*, 2013, 32(2): 190–195.
- [20] Liu Zhe, Wang Haiyan, Guo Xinyu, et al. The age of Yellow River water in the Bohai Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C11): C11006.
- [21] Gregg M C. Uncertainties and limitations in measuring ε and x_T [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1999, 16(11): 1483–1490.
- [22] 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.
- [23] 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.
- [24] Goodman L, Levine E R, Lueck R G. On measuring the terms of the turbulent kinetic energy budget from an AUV[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2006, 23(7): 977–990.
- [25] Nasmyth P W. *Oceanic turbulence*[D]. Vancouver: University of British Columbia, 1970.
- [26] Osborn T R. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1980, 10(1): 83–89.
- [27] Lozovatsky I, Lee J H, Fernando H J S, et al. Turbulence in the East China Sea: The summertime stratification[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(3): 1856–1871.
- [28] Lozovatsky I, Fernando H J S, Planella-Morato J, et al. Probability distribution of turbulent kinetic energy dissipation rate in ocean: observations and approximations[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(10): 8293–8308.
- [29] Lozovatsky I, Planella-Morato J, Shearman K, et al. Vertical mixing and elements of mesoscale dynamics over North Carolina shelf and contiguous Gulf Stream waters[J]. *Ocean Dynamics*, 2017, 67(6): 783–798.
- [30] Rehmann C R, Duda T F. Diapycnal diffusivity inferred from scalar microstructure measurements near the New England shelf/slope front[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2000, 30(6): 1354–1371.
- [31] Yamazaki H, Lueck R. Why oceanic dissipation rates are not lognormal[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1990, 20(12): 1907–1918.
- [32] Gurvich A S, Yaglom A M. Breakdown of eddies and probability distributions for small-scale turbulence[J]. *Physics of Fluids*, 1967, 10(10): 59–65.
- [33] Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, 19(2): 183–204.

Observations of turbulent mixing in the Bohai Sea during weakly stratified period

Xu Pengzhao¹, Yang Wei¹, Zhao Liang², Wei Hao¹, Nie Hongtao¹

(1. School of Marine Science and Technology, Tianjin University, Tianjin 300072, China; 2. College of Marine and Environmental Sciences, Tianjin University of Science and Technology, Tianjin 300457, China)

Abstract: Based on the direct turbulence observations in the Bohai Sea during September 2017, this study investigates the spatial distribution of turbulent mixing in the Bohai Sea and the associated influencing factors. The water column was weakly stratified during the observation period. As influenced by the freshwater input from Yellow River, relatively warm and fresh water was found in the Laizhou Bay. The typical south-north dual-core cold bottom water structure still existed in the central Bohai Sea during the observation period. The observed turbulent kinetic energy (TKE) dissipation rate ε ranged from 10^{-9} to 10^{-5} W/kg and statistically satisfied the lognormal distribution. Intensified mixing was found at the nearshore region of the Liaodong Bay and the Bohai Bay. The corresponding vertical eddy diffusivity was about $10^{-6} \sim 10^{-2}$ m²/s. In the vertical direct direction, strong mixing occurred near the sea surface and bottom layers. Further analysis shows that the station-averaged TKE dissipation rate are positively related to the wind speed and barotropic tidal velocity. On the other hand, the dissipation rate and buoyancy frequency N satisfied the power function relationship of $\varepsilon = 2.0 \times 10^{-8} + 3.0 \times 10^{-7} (N^2/N_0^2)^{-5}$ indicating that inhibition effect of stratification on turbulent mixing.

Key words: turbulent kinetic energy dissipation rate; vertical eddy diffusivity; Bohai Sea