

层化对东海大陆架潮流垂向结构的影响*

谭伟¹ 左军成¹ 李娟² 陈美香¹ 杨逸秋³

(1. 河海大学 南京 210098; 2. 国家海洋局南海预报中心 广州 510310; 3. 国家海洋环境预报中心 北京 100091)

摘要 利用 ADCP 对东海大陆架定点(26°30.052'N, 122°35.998'E) 连续观测 6 个多月的海流数据进行分析研究, 结果表明: 层化对该海域潮流的垂向结构有显著影响, 层化导致潮流流速、潮流椭圆长轴、椭圆率和倾角在通过密度跃层时发生较大改变。9 月份, 东海大陆架存在较强的密度跃层, 层化加强, 海流流速、 M_2 分潮潮流倾角和 M_2 分潮潮流椭圆率在跃层深度以浅随深度显著增大, 跃层处达最大, 跃层以深随深度迅速减小; 2 月份, 上层海洋混合较强, 密度跃层强度最弱, 潮流流速、潮流椭圆长轴、椭圆率和倾角在垂向上变化不大。

关键词 层化; 潮流; 密度跃层; 垂向结构

中图分类号 P731 doi: hyhz20140800213

潮流是潮波运动的一种表现形式。20 世纪 80 年代以来, 对东中国海潮流的研究从传统的观测分析向数值模拟发展(万振文等, 1998; 沙文钰, 2000)。采用数值模式计算东中国海的全日及半日潮流, 证实 M_2 分潮流在北黄海山东北部近海及南黄海北部海域各存在一个圆流点(赵保仁等, 1994)。随着高性能计算机的发展, 为了能更精确地反映潮流的运动规律, 潮波数值模拟已经从二维模型发展到三维模型(万振文等, 1998; 王凯等, 1999; 沙文钰, 2000; 朱学明等, 2012)。利用 POM 三维数值模式模拟东中国海潮波系统, 发现 M_2 分潮在舟山群岛附近存在一个圆流点, M_1 分潮在黄海北部和台湾海峡各存在一个圆流点(万振文等, 1998)。采用高分辨率三维模式进行模拟, 可以解释辽东湾中 M_2 分潮无潮点的出现以及黄海中出现流速上下一致的现象(Guo *et al.*, 1998)。

在近岸海域, 由于水深、地形、纬度不同和天体引潮力的驱动使潮流能量存在显著的区域差异(Bruno *et al.*, 2000; Tsimplis, 2000), 例如, 在直布罗陀海峡、海底门槛以半日分潮 M_2 和 S_2 为主, 而从德克萨斯州到美国路易斯安那州的大陆架则以全日分潮 K_1 为主(DiMarco *et al.*, 1998)。北海潮流垂向剖面

观测结果表明, 潮流振幅随着水深的增大表现出减小的趋势, 潮流位相随着水深的增大而增大, 由于对潮流垂向结构的分辨率较低, 因此不能很好地分析研究潮流的垂向结构及影响因素(Maas *et al.*, 1987)。影响潮流结构的主要因素有摩擦力、层化和低频海流的波动(Souza *et al.*, 1996), 其中, 底摩擦力显著影响潮流的垂向结构和流速大小(Fan *et al.*, 2009), 在黄海, 底摩擦效应会使 M_2 分潮流的流速迅速减小 20%—40%以及海洋底部的 M_2 分潮流的位相增加 15—20min。在浅水海域, 地形是引起潮流垂向结构变化的主导因素, 层化主要影响潮流的垂向切变和季节变化(Lee *et al.*, 2011), 在墨西哥瓜伊马斯湾, 层化会导致全日潮流在海洋上层逆时针旋转, 而在海洋下层则是顺时针旋转(Gómez-Valdés *et al.*, 2012)。

在潮流垂直结构中, 分潮流最大流速发生时刻随深度的加深而不断提前, 不仅与摩擦有关, 而且还受到水深以及科氏参量的影响(叶安乐, 1984a)。水深较浅的海域, 上层最大潮流时刻随深度的变化率绝对值较大, 而水深较深的海域, 上层最大潮流时刻变化率的绝对值较小, 两者在底层的变化率都比较接近(方国洪, 1984; 叶安乐, 1984a)。当科氏参量 f 大于

* 国家重点基础研究发展计划(973)项目, 2013CB430302 号; 国家自然科学基金项目, 41276018 号; 海洋公益性行业科研专项专题项目, 201105010-12 号; 国家 530 专项项目, GASI03010109 号。谭伟, E-mail: tw0419@yeah.net

通讯作者: 李娟, 博士, E-mail: twlj0419@126.com

收稿日期: 2014-08-03, 收修改稿日期: 2014-10-31

分潮角速率 σ 时, 潮流最大流速方向随着深度的增加向左偏(Fang *et al.*, 1983; 叶安乐, 1984b)。外力强迫下, 层结的海洋会激发出各种形式的内波, 自由传播的内波其低频部分的构成必须与浮力频率所决定的一组本征模态相符合(方国洪, 1984)。海洋内部波动模态可以改变海流的垂直结构, 使海流表现出很强的斜压性(叶安乐, 1984c), 在直布罗陀海峡, 垂向剖面中的内波模态可以解释潮流半长轴的位相随深度的变化(Tsimplis, 2000)。Zuo 等(2007)利用一个月的海流观测数据, 分析得到葡萄牙北部大陆架海域的潮流特征, 并使用 PWP 模式探讨风应力对流速的影响。在东海大陆架边缘海域潮流椭圆随深度旋转, 且潮流以顺时针旋转为主, 反映了潮流是正压流的特点(Li *et al.*, 2012)。

这些研究成果加深了人们对东中国海潮波的认识。但已有的东海实测潮流资料主要集中于近岸海域和东北部海域, 东海东南部大陆架边缘海域的实测

潮流资料还比较少。本文利用 973 计划“近海及邻近大洋动力环境低频变异的可预测性研究”项目投放在东海的海床基观测系统得到的 6 个多月的实测潮流数据, 研究该海域的潮流垂向结构, 探讨层化对潮流垂向结构的影响。

1 数据

海流资料来源于东海海床基观测系统的 ADCP (声学多普勒流速剖面仪) 观测结果。观测点位于东海大陆架边缘海域($26^{\circ}30.052'N$, $122^{\circ}35.998'E$), 水深约为 113m(图 1)。采样时间从 2008 年 9 月 20 日 5:30 到 2009 年 4 月 22 日 11:00, 实际有效观测时间是从 2008 年 9 月 20 日 6:00 到 09 年 4 月 6 日 7:00, 采样时间间隔为 10min, 有效数据共 28519 组。垂向空间采样间隔为 8m, 共 13 层, 实际可供分析的连续资料有 11 层, 分别位于 24、32、40、48、56、64、72、80、88、96m 和 104m 层上。由于天气和仪器原因, 海

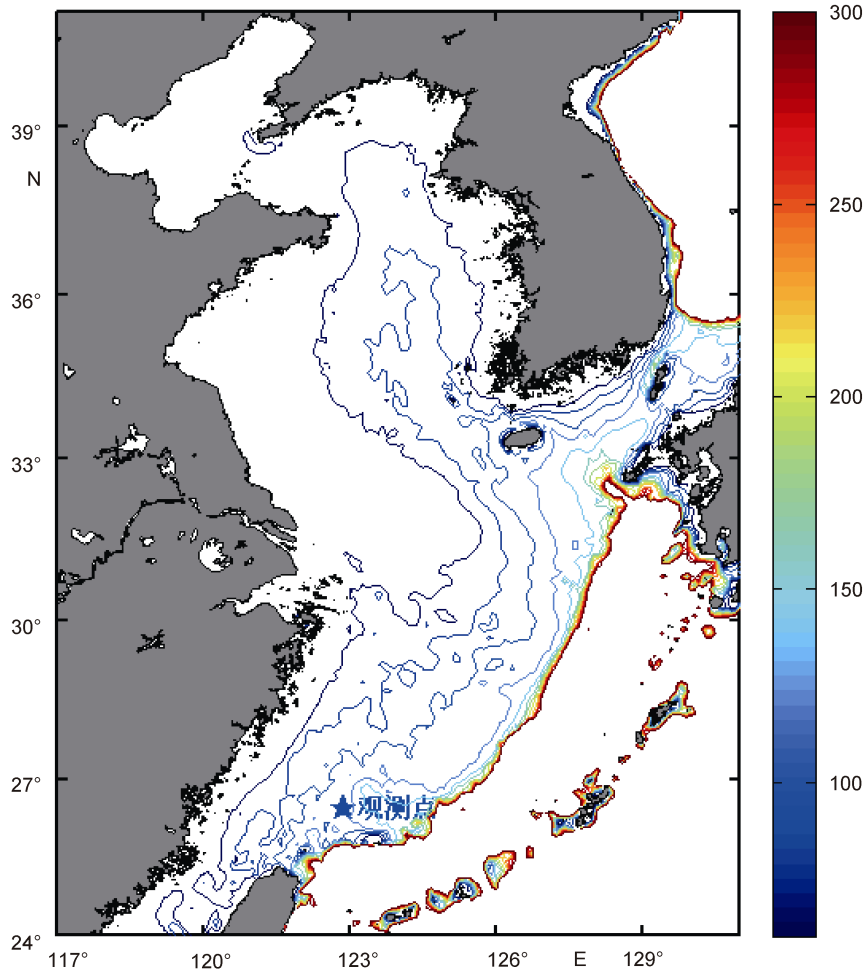


图 1 观测站点的位置和东中国海水深(单位: m)

Fig.1 The observation site and bathymetric map of the Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea

流数据在不同的时间段和不同层次皆有缺测, 缺测部分用邻近时刻观测值线性内插加以弥补。水深资料来源于海军航海保证部提供的海图水深。本文采用的 Argo 温盐数据是基于 Argo 浮标资料、Triangle Trans-Ocean Buoy Network(TRITON)和 CTD 数据进行融合插值后形成逐月的格点数据, 空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 垂向 25 层分别为 10、20、30、50、75、100、125、150、200、250、300、400、500、600、700、800、900、1000、1100、1200、1300、1400、1500、1750m 和 2000m, 时间从 2001 年 1 月开始, 下载网址为 http://www.argo.ucsd.edu/Gridded_fields.html。本文选取的是观测点附近的一个格点(26.5°N, 122.5°E)上 125m 层的温盐数据, 时间段是 2008 年 9 月至 2009 年 4 月。

2 分析结果

2.1 密度的垂向结构

夏季, 充分的潮汐能和太阳热能传输到海洋表层, 导致大陆架海洋层化加强(Howarth, 1998)。图 2 给出了利用观测点附近的 Argo 温盐数据计算得到的位势密度的垂向分布(2008 年 9 月到次年 4 月)。除 9 月份外, 上混合层密度的垂向分布相对比较均匀, 而在密度跃层, 海水密度随深度的增加显著增大, 密跃层以深密度增大的趋势减缓, 到底层密度达到最大, 而 9 月份海水上层温度仍比较高, 密度较低, 层化加强, 密跃层强度大, 几乎没有上混合层的存在, 海水密度在整个深度上递增。随着时间推移, 海水上层温度降低, 密度逐月增大, 出现上混合层, 并且随着对流混合的加强, 上混合层有逐渐加深的趋势, 到次年 2 月份密度达到最大, 密跃层几乎消失, 海水密度在整个深度上变化较小。3 月份密度垂向结构与 2 月份

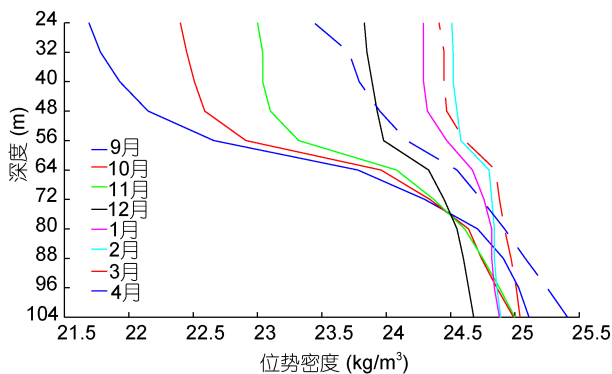


图 2 观潮点附近的位势密度垂向分布

Fig.2 Profiles of the potential density nearby the observation site

相近, 但上层海水密度开始减小, 到 4 月份上层海水密度已明显减小, 跃层重新出现。

浮力频率 ($N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}}$) 是表征密度垂向分布的

参数, 与密度()的铅直梯度成正比, 反映了水体层结稳定性的基本状况(图 3)。在观测期间(以下重点研究 9 月、12 月、次年 2 月和 4 月这 4 个典型月份), 浮力频率均在 56—64m 处达到最大, 该深度恰好是密度跃层形成的深度(图 2), 并且从 9 月份开始, 浮力频率开始减小, 到 2、3 月份浮力频率达到最小, 这与 2、3 月份的跃层强度较弱有关。

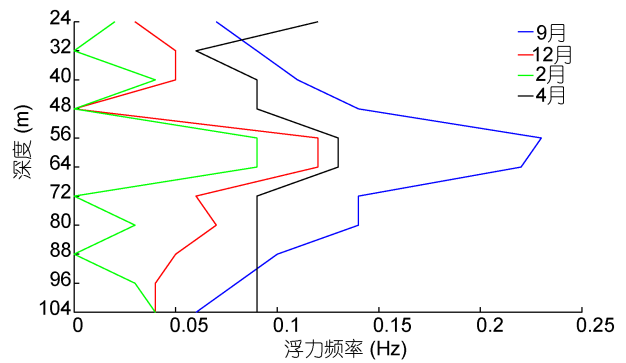


图 3 观测点的浮力频率垂向分布

Fig.3 Profiles of the buoyancy frequency nearby the observation site

2.2 平均流

本文分别对海流的 x 方向流速 U 分量和 y 方向流速 V 分量在观测期间跃层强度最大的 9 月份和最弱的 2 月份做时间平均(图 4), 在各观测层上 U 分量明显大于 V 分量, 海流基本为偏东的东北向流。海洋密度层结对流速结构的影响非常明显, 9 月份几乎不存在上混合层, 在 56m 以浅 U 分量随深度的增加而增大, 在跃层最强处达到最大, 跃层以深流速变化较小, 在底层, 流速因受底摩擦的影响而迅速减小; 2 月份, 位势密度跃层最弱(图 1), U 分量只在近底层迅速减小, 在其它深度上变化不大(图 4)。与 U 分量类似, V 分量的变化同样以 56m 为界。56m 以浅 V 随深度略微减小; 在跃层以深, 9 月份 V 分量随深度的增大而增大, 而 2 月份变化很小; 9 月份和 2 月份 V 分量在底层都迅速减小。以上结果表明该海域海流的动量受到密度层结的约束, 层化加强减小了动量和质量的垂向湍流交换, 导致密度垂向微分在层化处加强(Howarth, 1998)。图 3 中浮力频率在密跃层深度处最大也可以由此得到解释。

2.3 观测点的潮流调和分析

2.3.1 垂向平均潮流 原始观测的流速中包含潮流成分，潮流的调和分析可以对实测潮流按各天文分潮的频率进行分离。为了除去高频噪音，取 60min 滑动平均，采用 Pawlowicz 等(2002) 提供的潮流调和分析，在 95%的置信度下得到垂向平均的 O_1 、 K_1 、 M_2 和 S_2 这 4 个主要分潮的潮流椭圆要素(表 1)，并绘制潮流椭圆(图 4)。潮流椭圆短轴为正值，表示潮流

矢量随时间逆时针旋转，短轴为负表示潮流矢量随时间顺时针旋转。从表 1 和图 5 中可以明显看出，观测站点以半日潮流为主， M_2 分潮最大，其次为 S_2 分潮， K_1 和 O_1 分潮则相对较小。潮汐性质比 $(H_{K_1} + H_{O_1})/H_{M_2}$ 为 0.12，小于 0.5，说明该观测点所在海域为正规半日潮海域。除了 O_1 分潮外，其余 3 个分潮的潮流椭圆均做顺时针旋转。这 4 个主要分潮的长轴指向基本一致，均是西北—东南方向。

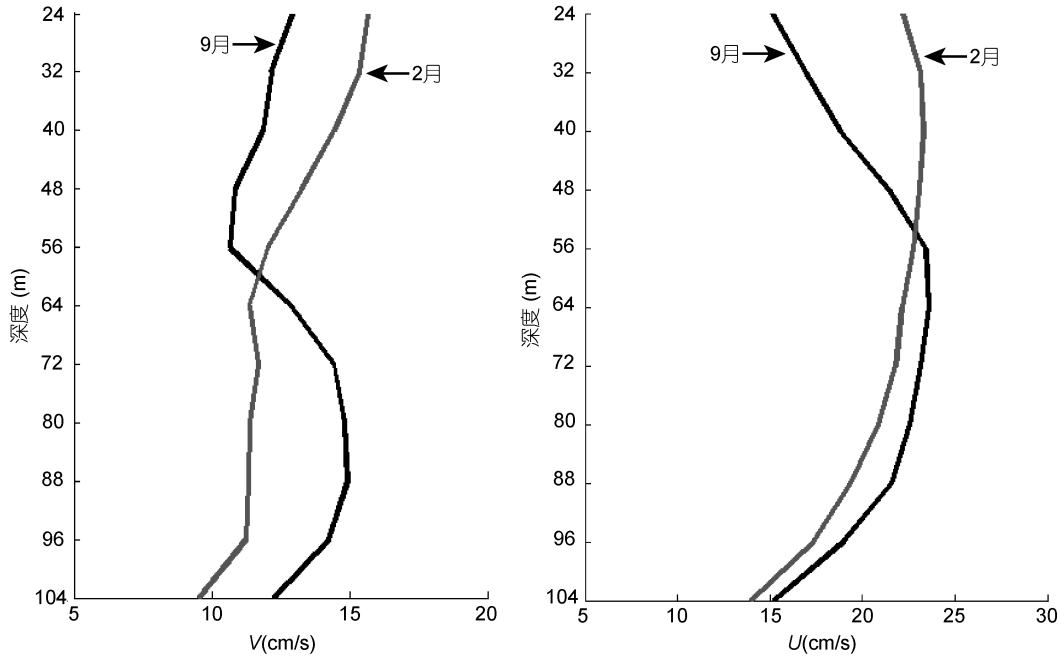


图 4 观测点海流的 U 、 V 分量在 9 月份和 2 月份的垂向分布

Fig.4 Profiles of the time-averaged U and V components of observed currents in the September and February nearby the observation site

表 1 主要分潮的垂向平均潮流椭圆参数

Tab.1 The vertical average tidal current ellipse parameters of the main constituent

分潮	频率(h)	长轴(cm/s)	短轴(cm/s)	倾角(°)	位相(°)	信噪比
O_1	0.03873	2.52	0.08	135.61	92.30	34
K_1	0.04178	4.02	-0.63	132.62	133.50	66
M_2	0.08051	39.16	-4.00	138.87	172.59	610
S_2	0.08333	14.60	-1.38	133.63	210.73	110

2.3.2 潮流的垂向结构 在浅海海域层化能显著影响潮汐混合和潮流的垂向结构，层化的影响是减小密度跃层内的扰动/湍流，导致潮流振幅、位相和倾角在通过密度跃层时发生较大改变(Howarth, 1998)。

本文对 9 月、12 月、次年 2 月和 4 月这 4 个典型月份的潮流进行调和分析，得到主要分潮 M_2 和 K_1 的潮流椭圆要素，并给出椭圆要素的垂向分布。

(1) 椭圆长轴的垂向结构

图 6 给出了 M_2 和 K_1 分潮的潮流椭圆长轴的垂向

分布。半日分潮 M_2 潮流的最大流速(30—60cm/s) 远远大于全日分潮 K_1 (2—12cm/s)，9 月份， M_2 分潮流的长轴在 80m 以浅的深度上变化不大，在 43cm/s 附近振荡，从表层开始先随深度的增加略微增大，在 32m 处存在一个极大值，然后随深度的增大而减小，在密跃层深度(48m)处有一极小值，再然后随深度显著增大，在 88m 处达到最大值为 47.44cm/s，由于受底摩擦的影响，在近底层迅速减到最小为 37.07cm/s(图 6)，这与方国洪得到的理论结果吻合(方国洪, 1984)。12

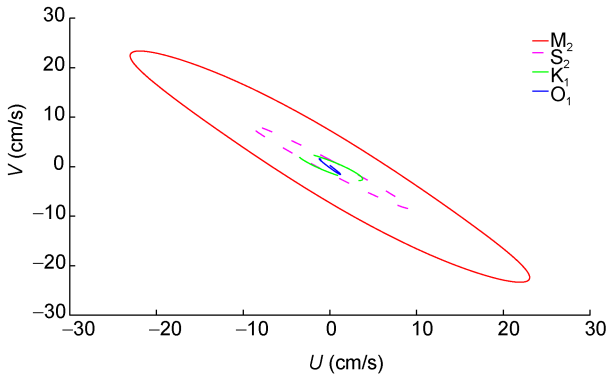


图 5 垂向平均潮流椭圆

Fig.5 Vertical average current ellipse nearby the observation site

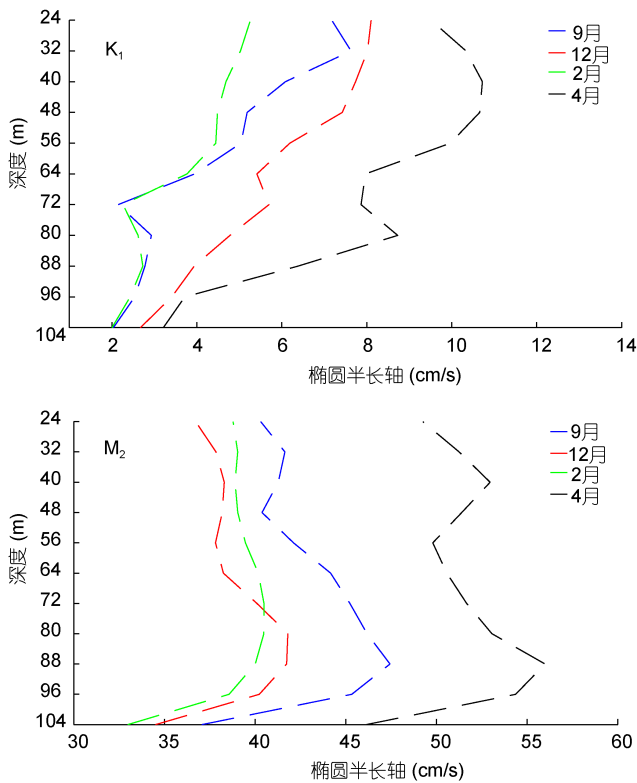


图 6 潮流椭圆半长轴的垂向分布

Fig.6 Profiles of major axes of current ellipse nearby the observation site

月份, M_2 分潮流的长轴的垂向结构与 9 月份相近, 但随着冬季的到来, 对流混合加强, 密度跃层强度减弱, 相比 9 月份, M_2 分潮流的长轴在整个深度上减小, 且在 80m 以浅的深度上垂向变化与 9 月份类似, 但变化幅度略小(图 6)。2 月份, M_2 分潮流的长轴在垂向上几乎没有变化, 大小和 12 月份相当; 2 月过后, 整个深度上的 M_2 长轴开始增大, 4 月份的长轴已明显大于 9 月, 80 m 以浅的垂向变化率也在增大, 并且伴随着跃层的形成及加深, 极大、极小值出现的深度也随之下

移(图 6); 另外, M_2 分潮流的长轴由于受底摩擦的影响在近底层迅速减小(Souza *et al*, 1996)。

全日潮流 K_1 的长轴大体表现为随深度增加而递减的趋势, 各月份的 K_1 长轴在 64m 或 72m 层处有一个明显的极小值, 然后随深度增加而增大, 接近海底的深度上迅速减小, 最小可达 2—3cm/s。全日潮流的强流会在上混合层出现的部分原因是日周期的冷却、加热以及风混合的共同作用(Price *et al*, 1987), 这在一定程度上也解释了图 6 中上混合层的 K_1 长轴在 2 月最小, 之后开始增大这一现象。

(2)椭圆率的垂向结构

椭圆长半轴与短半轴的比值被定义为椭圆率。椭圆率为正表示潮流按逆时针方向旋转, 为负表示潮流按顺时针方向旋转, 椭圆率为 0 表示往复流, 此时潮流椭圆退化成线段, 为 1 或 -1 时表示椭圆变成圆周(DiMarco *et al*, 1998)。潮流椭圆率 k 随深度增加而增大, 当上层潮流左旋($k > 0$) 时, 到下层椭圆将变的较圆($k \approx 1$); 当上层潮流右旋($k < 0$) 时, 到下层椭圆将变的较扁($k \approx 0$), 甚至有可能变成左旋($k > 0$) (Fang *et al*, 1983)。 M_2 半日分潮的椭圆率始终为负值, 并且变化很小, 均在 -0.2-0 之间变化, 说明 M_2 潮流椭圆在整个深度上顺时针旋转, 并且椭圆较扁, 9 月份的 M_2 潮流在密度跃层(56m) 处几乎退化为往复流(图 7)。

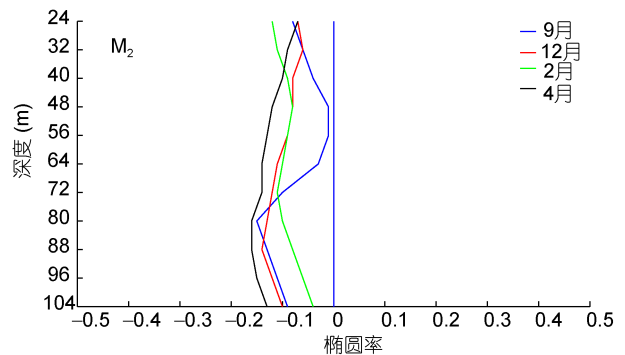
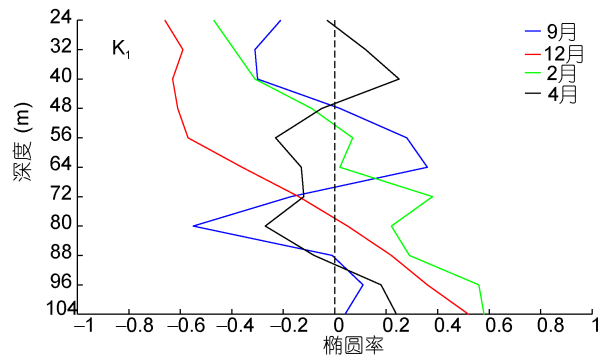


图 7 潮流椭圆率的垂向分布

Fig.7 Profiles of tide ellipticity nearby the observation site

K_1 全日分潮的椭圆率随接近海底而呈现出波动增加的趋势, 上层椭圆率 k 为负, 潮流顺时针旋转, 在底层 9 月份的椭圆率接近 0, 其余月份均为正, 即底层潮流椭圆变的较扁, 甚至是逆时针旋转(图 7), 与方国洪(1984)得到的理论结果一致。在 9 月和 4 月层化较强的月份, 椭圆率在密跃层以深到 88m 处在 0 附近出现震荡。

(3) 椭圆倾角的垂向结构

对于固定观测点, 由于密度水平差异产生的斜压海流导致潮流椭圆倾角 θ 随水深发生旋转, 且倾角的垂向结构与科氏力也有关。当相应的天文潮频率 σ 大于局地惯性频率 f 时, 椭圆长轴方向变化不大, 如水深足够大, 从表层到中层潮流椭圆略向右偏转, 到底层又有向左偏回来的趋势; 当 σ 小于或等于 f 时, 随着水深的不断加深, 最大流速方向逐渐向左偏(方国洪, 1984; 叶安乐, 1984)。该观测点(26°30.052'N, 122°35.998'E)的局地惯性频率 $f=0.0373/h$, 而 M_2 天文分潮频率 $\sigma_{M_2}=0.08051/h$, 天文潮频率大于局地频率 f , M_2 倾角先向右略偏, 密跃层以深至底层左偏; K_1 天文分潮频率 $\sigma_{K_1}=0.04178/h$, 与局地惯性频率 f 相近, 除 4 月份外, K_1 倾角随着接近海底明显左偏, 与上述理论结果吻合, 4 月份相对异常分布的原因还需进一步的探讨(图 8)。

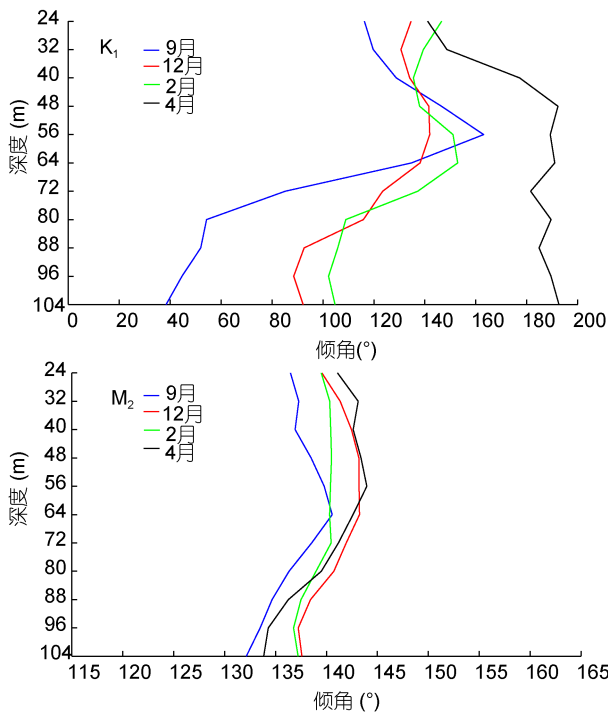


图 8 潮流椭圆倾角的垂向分布

Fig.8 Profiles of tide ellipse inclination nearby the observation site

3 结论

观测点位于东海大陆架边缘海域, 它的潮流特征能够反映该海域的潮流特点, 本文利用 Argo 数据分析观测点附近位势密度的垂向结构; 基于观测点 6 个多月的 ADCP 海流数据分析研究了观测点潮流的垂向结构及层化对其垂向结构的影响, 得到以下结论

(1) 海水密跃层在 9 月份强度最大, 此时, 位势密度在表层最大, 并随着深度的增加而逐渐递减; 随着冬季的到来, 对流混合逐渐增强, 最终在整个深度上混合均匀, 此时密度跃层消失, 而位势密度逐渐增加, 到次年 2 月份达到最大; 从 4 月份开始, 海水位势密度明显减小, 密度跃层重新出现。相应的浮力频率在夏季达到最大值冬季最小, 且在各个月份的密度跃层深度处最大。

(2) 观测点海域的潮汐性质比为 0.12, 属于正规半日潮海域, 其中 M_2 分潮最大, S_2 次之, K_1 和 O_1 相对较小; 4 个分潮的最大流速方向基本一致, 均为西北-东南方向; 分别对 4 个典型月份的海流数据进行潮流调和, 得到 M_2 和 K_1 分潮流的潮流椭圆要素, 发现本文结果与前人的理论结果吻合较好。

a. M_2 分潮流椭圆长轴的垂向结构在各个月份相近, 潮流椭圆长轴在 88m 以深直到底层由于底摩擦的影响迅速减到最小。冬季随着对流混合增强, 海水层化减弱, 潮流椭圆长轴在整个深度上同步减小; 从 3 月份开始, 潮流椭圆长轴开始逐渐增大, 到 4 月份达到最大。 K_1 分潮的潮流椭圆长轴在上混合层较大, 可能与日周期的冷却、加热和风混合的共同作用有关, 与 M_2 相似, K_1 分潮的潮流椭圆长轴在底层达到最小。

b. M_2 分潮的潮流椭圆率在整个深度上变化不大, 且在各个月份变化相似; 在海水层化效应较强的月份, K_1 分潮的潮流椭圆率在整个深度上在 0 值附近振荡随接近海底而增加, 这与方国洪的理论结果吻合。

c. 潮流椭圆倾角的垂向结构与相应的天文潮频率 σ 和局地惯性频率 f 的相对大小有关。观测点 M_2 分潮的频率 σ_{M_2} 大于 f , M_2 分潮流的椭圆倾角先向右略偏, 在密跃层以深海域向左偏; K_1 分潮的频率 σ_{K_1} 与局地惯性频率 f 相近, 潮流椭圆倾角接近海底时明显左偏。

参 考 文 献

- 万振文, 乔方利, 袁业立, 1998. 渤、黄、东海三维潮波运动数值模拟. 海洋与湖沼, 29(6): 611—616
王 凯, 方国洪, 冯士筌, 1999. 渤海、黄海、东海 M_2 潮汐潮流的三维数值模拟. 海洋学报, 21(4): 1—13

- 万国洪, 1984. 潮流垂直结构的基本特征——理论和观测的比较. 海洋科学, (3): 1—11
- 叶安乐, 1984a. 分潮流最大流速发生时刻随深度变化的特征. 海洋通报, 3(2): 1—8
- 叶安乐, 1984b. 频率低于惯性频率的潮流之垂直结构. 海洋湖沼通报, (3): 1—7
- 叶安乐, 1984c. 潮流椭圆长轴方向随深度变化的特征. 海洋湖沼通报, (2): 1—6
- 朱学明, 鲍献文, 宋德海等, 2012. 渤、黄、东海潮汐、潮流的数值模拟与研究. 海洋与湖沼, 43(6): 1103—1113
- 沙文钰, 2000. 中国海潮波研究的进展. 海洋预报, 17(2): 73—77
- 赵保仁, 万国洪, 曹德明, 1994. 渤、黄、东海潮汐潮流的数值模拟. 海洋学报, 16(5): 1—10
- Bruno M, Mañanes R, Alonso J J *et al*, 2000. Vertical structure of the semidiurnal tidal currents at Camarinal Sill, the strait of Gibraltar. *Oceanologica Acta*, 23(1): 15—24
- DiMarco S F, Reid R O, 1998. Characterization of the principal tidal current constituents on the Texas-Louisiana shelf. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2): 3093—3109
- Fan X, Wei H, Yuan Y *et al*, 2009. Vertical structure of tidal current in a typically coastal raft-culture area. *Continental Shelf Research*, 29(20): 2345—2357
- Fang G H, Ichiy T, 1983. On the vertical structure of tidal currents in a homogeneous sea. *Geophysical Journal International*, 73(1): 65—82
- Gómez-Valdés J, Dworak J A, Vázquez H J *et al*, 2012. Vertical structure of tidal flows at the entrance to Guaymas Bay, Mexico. *Geofísica Internacional*, 51-3: 271—279
- Guo X Y, Yanagi T, 1998. Three-dimensional structure of Tidal current in the East China Sea and the Yellow Sea. *Journal of Oceanography*, 54(6): 651—668
- Howarth M J, 1998. The effect of stratification on tidal current profiles. *Continental Shelf Research*, 18(11): 1235—1254
- Lee S, Lie H J, Cho C H *et al*, 2011. Vertical Structure of the M_2 Tidal Current in the Yellow Sea. *Ocean Science Journal*, 46(2): 73—84
- Li L, Jiang W W, Li P L *et al*, 2012. Vertical Structure of the Tidal Currents on the Continental Shelf of the East China Sea. *Journal of Ocean University of China*, 11(3): 347—353
- Maas L R M, Van Haren J J M, 1987. Observations on the vertical structure of tidal and inertial currents in the central North Sea. *Journal of Marine Research*, 45(2): 293—318
- Pawlowicz R, Beardsley B, Lentz S, 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers & Geosciences*, 29(8): 929—937
- Price J F, Weller R A, Schudlich R R, 1987. Wind-driven ocean currents and Ekman transport. *Science*, 238(4833): 1534—1538
- Souza A J, Simpson J H, 1996. The modification of tidal ellipses by stratification in the Rhine ROFI. *Journal of Continental Shelf Research*, 16(8): 997—1007
- Tsimplis M N, 2000. Vertical structure of tidal currents over the Camarinal Sill at the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 105(C8): 19709—19728
- Zuo J C, Du L, Peliz A *et al*, 2007. The characteristics of Near-surface Velocity During the upwelling Season on the Northern Portugal Shelf. *Journal of Ocean University of China*, 6(3): 213—225

EFFECT OF STRATIFICATION ON TIDAL CURRENT VERTICAL STRUCTURE ON CONTINENTAL SHELF OF THE EAST CHINA SEA

TAN Wei¹, ZUO Jun-Cheng¹, LI Juan², CHEN Mei-Xiang¹, YANG Yi-Qiu³

(1. *HoHai Universtiy, Nanjing 210098, China*; 2. *Forecating Center of South China Sea, State Oceanic Administration, Guangzhou 510310, China*; 3. *National Marine Environmental Forecating Center, Beijing 100091, China*)

Abstract The tidal current profile data measured by ADCP in over six months on continental shelf of the East China Sea were studied. The observation is situated at 26°30.052'N, 122°35.998'E (113m depth) from September 20, 2008 to April 6, 2009. The temporal interval was 10 m. The spatial interval is 8m at 11 depth levels (24, 32, 40, 48, 56, 64, 72, 80, 88, 96, and 104 m). A total of effective 28519 sets of data were acquired. The temperature and salinity data used for this study are based on an Argo floater. The monthly grid points are obtained by fusion and interpolation of the CTD data with the Triangle Trans-Ocean Buoy Network (TRITON) in resolution of 1°×1°. The results show that the influence of stratification on tidal current vertical structure is significant. The tidal current velocity, major axes of current ellipse, ellipticity, and inclination changed remarkably through the pycnocline caused by stratification. In September, a strong pycnocline exists in the continental shelf. The tidal current velocity, inclination of M_2 constituent tidal current, and the ellipticity of M_2 constituent tidal current increase significantly downwards the pycnocline, reach the maximum at the depth of pycnocline, and then decrease quickly downwards passing the pycnocline away. In February, all these parameters change only slightly as the mixing in the upper mixed layer becomes strong and the pycnocline is weak.

Key words stratification; tidal current; pycnocline; vertical structure