

李庆余, 王爱美, 吴晓, 等. 调水调沙影响下黄河口泥沙异重流过程[J]. 海洋地质前沿, 2021, 37(8): 52-63.

调水调沙影响下黄河口泥沙异重流过程

李庆余¹, 王爱美^{1,2}, 吴晓^{1,2}, 涂德耀¹, 王厚杰^{1,2*}

(1 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100; 2 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 青岛 266100)

摘要:利用黄河干流大型水库进行调水调沙,在短期内将大量沉积物快速输送入海,是河口泥沙异重流触发的重要窗口期。根据 2010 年调水调沙期间黄河口沉积动力现场观测资料,建立覆盖整个渤海海域的 ROMS 数学模型,以黄河利津站逐日水沙数据和海域潮汐、风场数据作为模型驱动条件,模拟调水调沙期间的河口泥沙异重流发育过程。模拟结果显示,在没有大风扰动情况下,河流入海悬沙浓度 $>29.0 \text{ kg/m}^3$ 时会在河口产生高密度泥沙异重流。黄河冲淡水携带大量悬浮物从河口流出后,与海水迅速混合,在潮流影响下,冲淡水舌随时间由西北向东南偏转,输运至莱州湾西侧。淡水和沉积物主要以表层羽状流和底层异重流形式输运:表层羽状流扩展范围较大,输运路径为河口西北方向—远岸(河口东北区域)—莱州湾西侧;底层异重流扩散范围较小,输运路径为河口西北方向—河口沿岸(东)—莱州湾西侧。河口泥沙异重流生消和水体垂向结构存在周期性变化特征:落潮时段异重流发育较好,水体层化增强;涨潮时段异重流逐渐消亡,水体混合增强。估算出黄河口清水沟清 8 又流路主泓区内水体由河口径流、潮汐应变和潮汐搅动引起的势能变化率,其中潮汐应变和潮汐搅动起主导作用,比河口径流引起的势能变化率高出 2~3 个数量级 ($10^2 \sim 10^3$)。

关键词:黄河口; 河口泥沙异重流; ROMS 数值模拟; 混合与层化; 调水调沙

中图分类号: P736.21

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2020.114

0 引言

河流作为连接陆地与海洋的纽带,每年向海洋输送巨量的沉积物,在全球物质循环中扮演了重要角色^[1]。黄河作为我国第 2 大河,以水少沙多闻名于世。据利津水文站多年监测数据统计,黄河平均每年向海洋输送的巨量沉积物数量达 13 亿 t ^[2],居世界第 2 位。河流水体年平均泥沙含量为 25.0 kg/m^3 ,汛期甚至可以达到年平均含量的 8 倍以上。近年来,受气候变化和不断增强的人类活动的共同作用,尤其是黄河上游引水灌溉、水土保持、退耕还林和修库建坝^[3]的影响,黄河入海水沙急剧减少,有些

年份甚至出现了断流现象。黄河水少沙多,水沙分布不均,大量的泥沙淤积在下游河道,致使河床日益抬高,逐渐变成“地上悬河”^[4]。

自 2002 年以来,黄河水利委员会开始实施调水调沙工程,实现利用更少的水输送更多的泥沙入海、下游河道不淤甚至是冲刷的目的。黄河调水调沙期间的输沙量占全年的 30% 以上,在河口产生的高泥沙浓度异重流,下潜至海底从而沿水下斜坡快速输送^[5-7]。河口泥沙异重流具有偶发性特点,大型的海洋调查船无法在河口进行观测,只能借助小型渔船或者吃水相对较浅的小型调查船,观测和追踪的难度都相对较大。目前仅有 1995 年 9 月洪季和 2010 年 7 月小浪底调水调沙塑造异重流排沙影响下的黄河口泥沙异重流观测资料^[8]。

前人对渤海沉积物分布及输运开展了较多研究,认为影响海域沉积物分布因素主要有:物源、沿岸流、季风等,且具有显著季节性特征;同时,结合实测和数值模拟,提出河口沉积物输运主要由径流输入、潮汐、河口地形等因素控制。前人已利用 EFDC 三维数值模拟手段成功还原黄河口泥沙异重

收稿日期: 2020-07-27

资助项目: 国家杰出青年科学基金“现代黄河入海沉积物从源到汇的关键沉积动力过程”(41525021)

作者简介: 李庆余(1995—),男,在读硕士,主要从事海洋沉积学方面的研究工作。E-mail: liqingyu1018@outlook.com

* 通讯作者: 王厚杰(1972—),男,博士,教授,主要从事近海沉积动力学方面的研究工作。E-mail: hjwang@ouc.edu.cn

流过程,计算得出黄河口泥沙异重流形成的临界条件,对捕捉黄河口泥沙异重流时机提供理论指导^[9-11]。EFDC 具有通用性好、数值计算能力强、数据输出应用范围广等优势,但对于输入数据要求很高,且模拟中只考虑盐度和悬浮体浓度效应,未反映温度场的变化,因此无法反映真实河口环境。对比而言,ROMS 模型对输入数据要求不高,可加入温度项,对表底层进行层数加密,提高异重流识别分辨率。黄河调水调沙期间由小浪底水库输送入海的泥沙多为细颗粒泥沙,具有比表面积大、吸附能力强的特性,所携带的大量陆源物质对河口海岸的生态平衡和海洋生物地球化学循环产生重要影响。深入理解调水调沙期间河口泥沙异重流过程,对于厘清河口及邻近海域沉积动力过程和地貌演化控制机制尤为关键。

2010 年黄河第 1 次调水调沙为 6 月 19 日至 7 月 7 日,分为排水期和排沙期,特点表现为水沙不同步,最大悬沙浓度达 64.2 kg/m^3 ,是河口泥沙异重流发育的绝佳时机。本文通过 ROMS 数值模拟重现调水调沙期间黄河口泥沙异重流从产生、发育到消亡的过程,分析水体温度、盐度和悬浮体浓度的时空变化和水体混合层化特征,探究黄河口泥沙异重流沉积动力机制。

1 ROMS 模型简介及设置

1.1 ROMS 模式介绍

区域海洋模式系统 (ROMS, Regional Ocean Modeling System) 是近年在海洋科学研究中应用广泛的三维、自由表面、随底坐标模式,用于模拟不同尺度的海洋动力过程,如全球尺度环流系统^[12-13];由气象因素或者天文潮引起的中尺度水位和流场变化,也可以计算小尺度河川渠道等水利运动^[14-15]。ROMS 模式水平方向上采用正交曲线 (Arakawa C) 网格,垂向上采用地形拟合的可伸缩坐标系统 (S 坐标系),提供多种转换函数和拉伸函数调节垂向层级疏密分配。基于 ROMS 模块化的程序结构设计,可在原有水动力模块的基础上调用生态模块、泥沙模块、海浪模块、垂向混合模块、数据同化模块等。

1.2 模式基本设置

模式计算范围以渤海为背景 (37° — 41°N , 117° — 122°E , 图 1), 总网格数为 $625 \times 500 \times 30$ (纬度 $\times$ 经度 $\times$ 深度), 水平分辨率为 $0.48'$, 垂向采用 Sigma 坐标, 均匀分成 30 层 (图 2)。海岸线通过 Google Earth

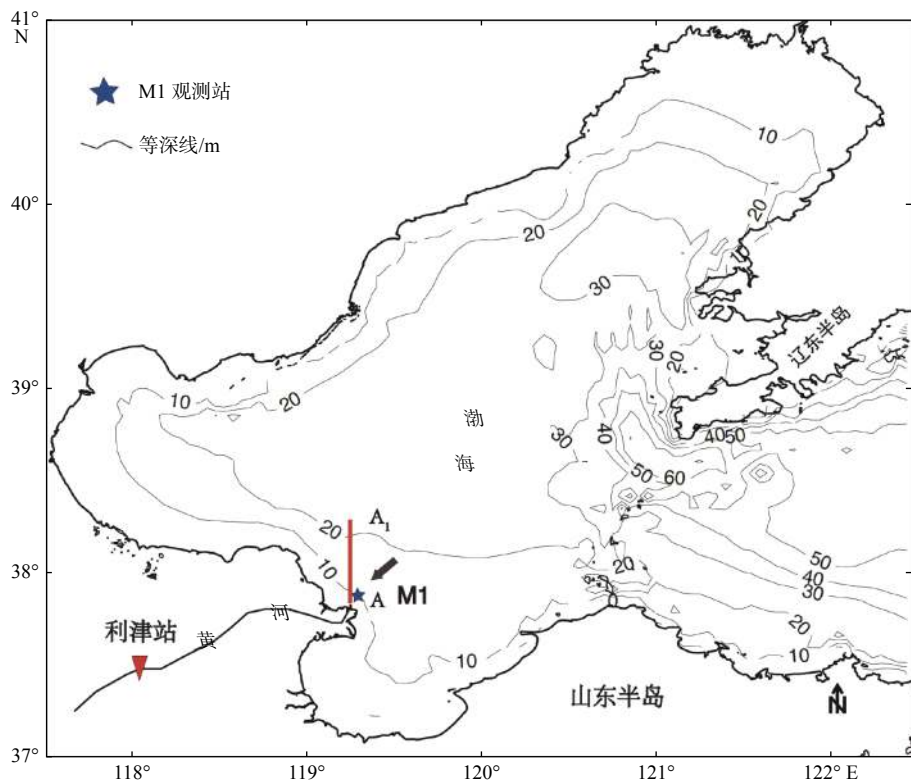


图 1 模拟区域水深和观测站点设置

Fig.1 Water depth and gauging station settings of the modeling region

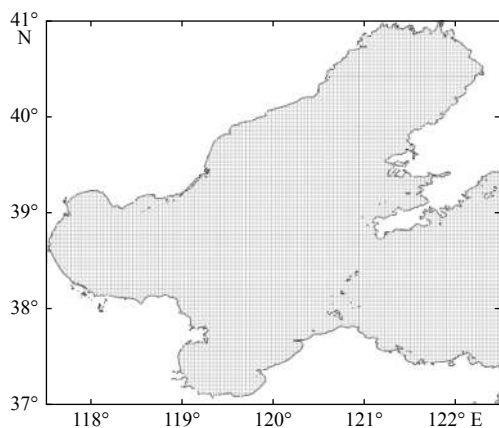


图2 模拟区域网格分布图

Fig.2 Grid distribution of the model region

软件提取,水深为实测深度值,最小深度 3 m。在现行河口清水沟清 8 叉流路主泓区设置监测站点 M1,距离河口输入点 5.6 km,水深约 6 m。

潮强迫采用 M_2 、 S_2 、 O_1 和 K_1 4 个分潮,边界水

位采用 Chapman 边界条件,正压流速采用 Flather 边界条件,大气强迫基于 Bulk_Flux 公式内部计算。模式所需的风速、压强、气温、表面大气压、云覆盖、短波辐射、降水等数据由 ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)提供(www.ecmwf.int)。同时使用 HSIMT-TVD(3 阶精度数值格式差分)求解对流项,并采用 $k-\omega$ 湍流闭合模型对垂直混合进行参数化。模式初始场由 HYCOM + NCODA Global 1/12 Degree Analysis(GLBa0.08/exp1_91.2)提供(www.hycom.org)。

黄河泥沙输入量占整个渤海河流泥沙输入总量的 90% 以上^[16],此次模拟的河流边界条件只考虑黄河的水沙输入。采用 2010 年利津水文站逐日水沙数据(图 3)^[17],以黄河口门处作为水沙时间序列的输入点。黄河沿清 8 叉流路由南向北注入渤海,在实际模拟的过程设置黄河为北向径流。河水的盐度值设置为 0 PSU,温度设置为 23 °C。

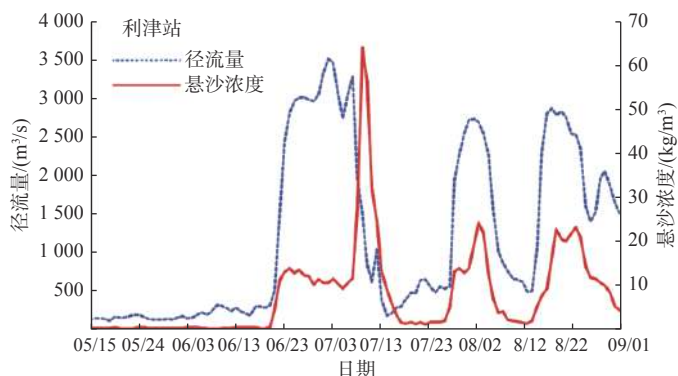


图3 利津水文站逐日水沙数据

Fig.3 Daily water discharge and suspended sediment concentration at Lijin station

黄河调水调沙期间,河口泥沙主要由细颗粒粉砂质组成^[17],本文模拟单一粒径(粉砂,粒径 0.016 mm)泥沙运输过程,沉降速度设置为 0.1 mm/s,临界剪切应力设置为 0.07 Pa。运行的起止时间为 2010 年 5 月 15 日至 2010 年 9 月 1 日,时间步长设置为 30 s。

2 模拟结果

2.1 模拟结果验证

模式首先只采用潮汐强迫,每小时输出瞬时模拟的水位 u 和 v 流速,利用调和计算分析出 4 个主要分潮(M_2 、 K_1 、 S_2 、 O_1)的调和常数。数值模拟得到的区域同潮图与海洋图册的结果相一致(图 4)。同时选取 6 月 1 日 0 时至 6 月 5 日 24 时期间莱州港、塘沽和鲅鱼圈 3 个验潮站的逐时预报水位数据

与模拟结果进行比对(图 5),结果显示模拟结果能够有效的反映潮汐变化特征,可用于分析潮汐变化对河口沉积物输运过程的影响。

采用 2010 年 7 月国家自然科学基金委夏季黄河三角洲海域调查航次计划实测数据^[8]对模式输出流速、流向、温度和盐度结果进行评估(图 6、7)。

结果显示,模式计算流速和实际观测流速的比对良好;盐度模拟结果和实测数据拟合较好,确定系数 R^2 为 0.89;温度模拟结果略小于实测温度,确定系数 R^2 为 0.76。整体来看,ROMS 模式计算结果能够较好反映黄河口水文要素特征。

2.2 调水调沙期间河口泥沙异重流发育过程及其对河口水沙输运过程的影响

2.2.1 调水调沙期间河口泥沙异重流发育过程

本文选择 M1 监测站水文要素变化特征来说明

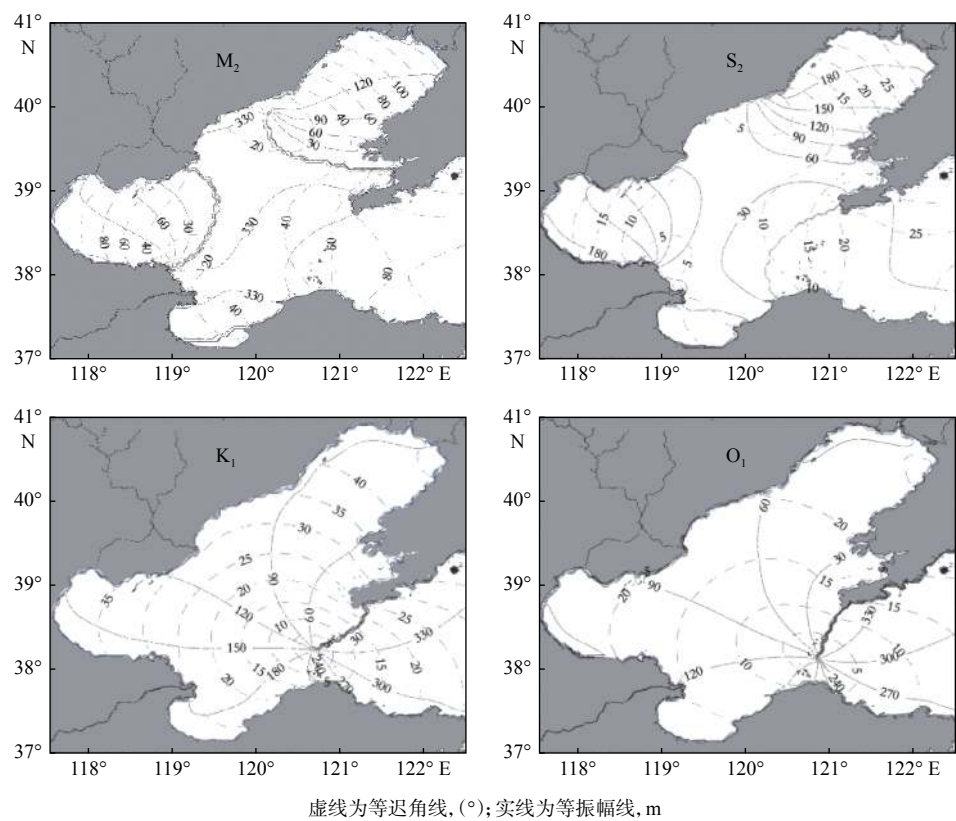


图 4 不同分潮的同潮图

Fig.4 The co-tidal charts of different tidal constituents

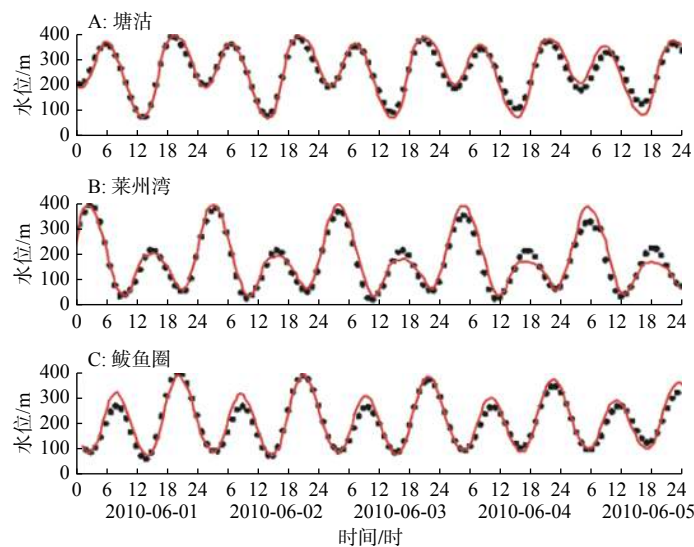


图 5 预报水位 (黑色散点) 与模拟水位 (红色曲线) 对比图

Fig.5 Comparison of water level between prediction(black dot)and simulation(red solid line)

河口泥沙异重流发育过程, 研究结果显示在潮汐的影响下, M1 站剖面的温度、盐度和悬沙浓度(SSC)均随着涨落潮呈现明显的周期性变化(图 8)。

7 月 10 日之前, 落潮时表层主要为冲淡水, 以高温低盐、高悬沙浓度为显著特征, 而底层为低温高盐水所占据, 悬沙浓度 $<10\text{ kg/m}^3$; 涨潮时海水向

海岸运动, 水体的温度明显降低, 盐度明显增高。利津站的水沙记录显示, 该阶段径流量达到峰值, 但悬沙浓度较低(图 3), 不满足形成异重流的条件, 河口运输的主要方式为表层的羽状流。

7 月 10 日至 7 月 11 日, 落潮时底层水体的温度迅速增加至 $>20\text{ }^{\circ}\text{C}$, 明显高于表层; 同时底层盐

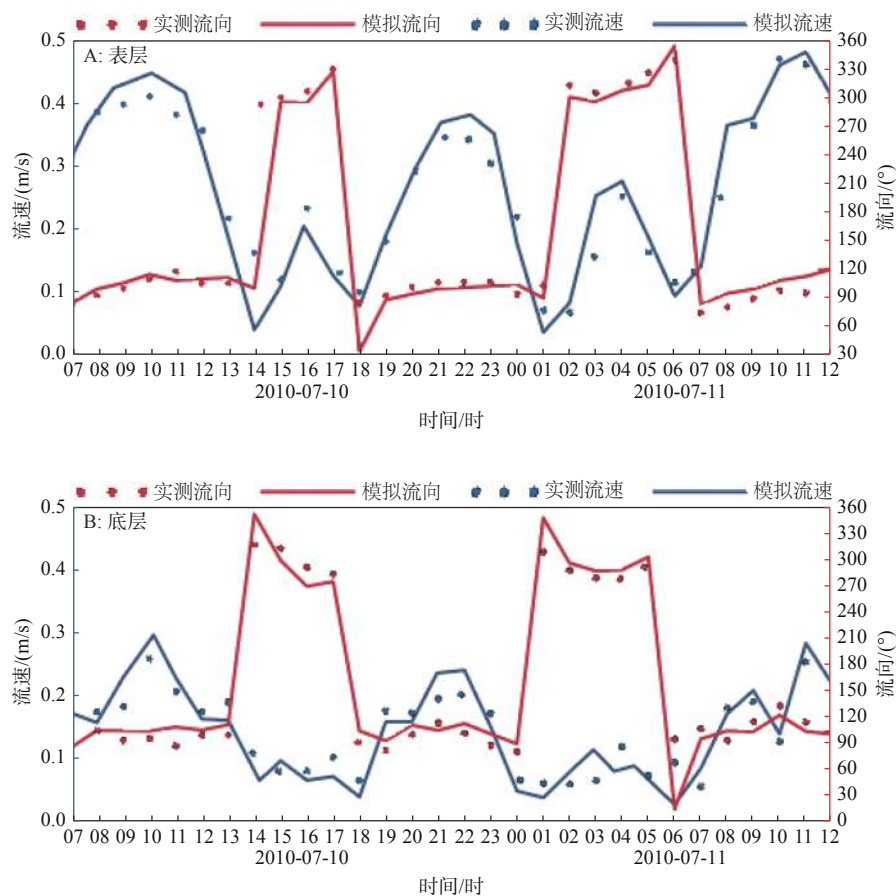


图6 模式计算表层、底层潮流流速、流向与实测潮流流速、流向对比图

Fig.6 Comparison of modeled and measured surface, bottom tide velocities and flow direction

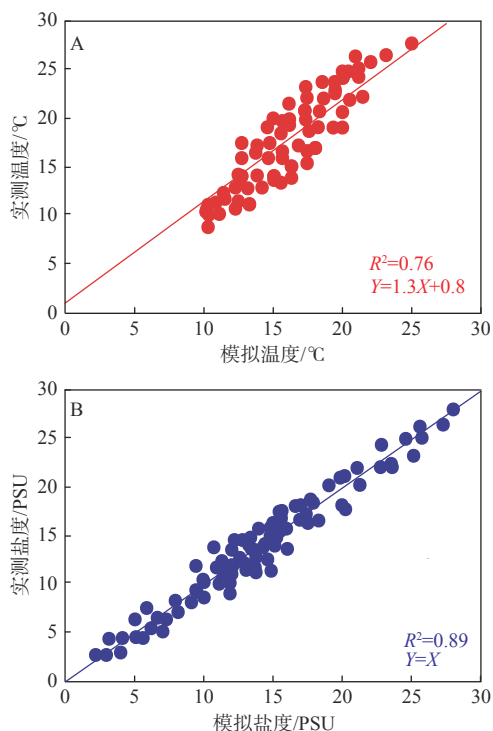


图7 模式与实测温度、盐度拟合关系

Fig.7 Linear regression between modeled and measured temperature, salinity

度降至 <16 PSU, 明显低于表层, 悬沙浓度达到 $>30 \text{ kg/m}^3$ 。这一时段利津站的径流流量有所下降, 但悬沙浓度达到峰值(最高 60 kg/m^3), 超过了河口异重流形成的临界条件, 河口异重流开始发育, 且在7月10日5时至7月11日0时期间形成了4次明显的异重流过程。

7月11日之后, 虽然又出现底层悬沙浓度 $>18 \text{ kg/m}^3$ 的现象, 但温度和盐度并无明显特征, 因此可能是落潮携带的粗颗粒悬沙在底部运动所致。

为了更清楚地分析河口泥沙异重流发育变化特征, 以7月10日8时至13时作为参考时刻, M1站水体温度、盐度、悬沙浓度和流速的垂向剖面变化反映了河口泥沙异重流从发育到消亡的过程(图9)。

7月10日8时至9时(图9A、B)潮汐阶段为落潮, 河口高浓度泥沙异重流开始发育, 水体表现为“倒盐水楔”结构, 异重流层内盐度 <8 PSU, 温度 $>21^\circ\text{C}$, 悬沙浓度 $>29 \text{ kg/m}^3$, 存在明显的密度跃层和泥跃层; 异重层流速梯度较大, 异重流层以上流速较大, 最大流速 $>0.4 \text{ m/s}$ 。

7月10日10时(图9C)潮汐阶段为落潮, 河口

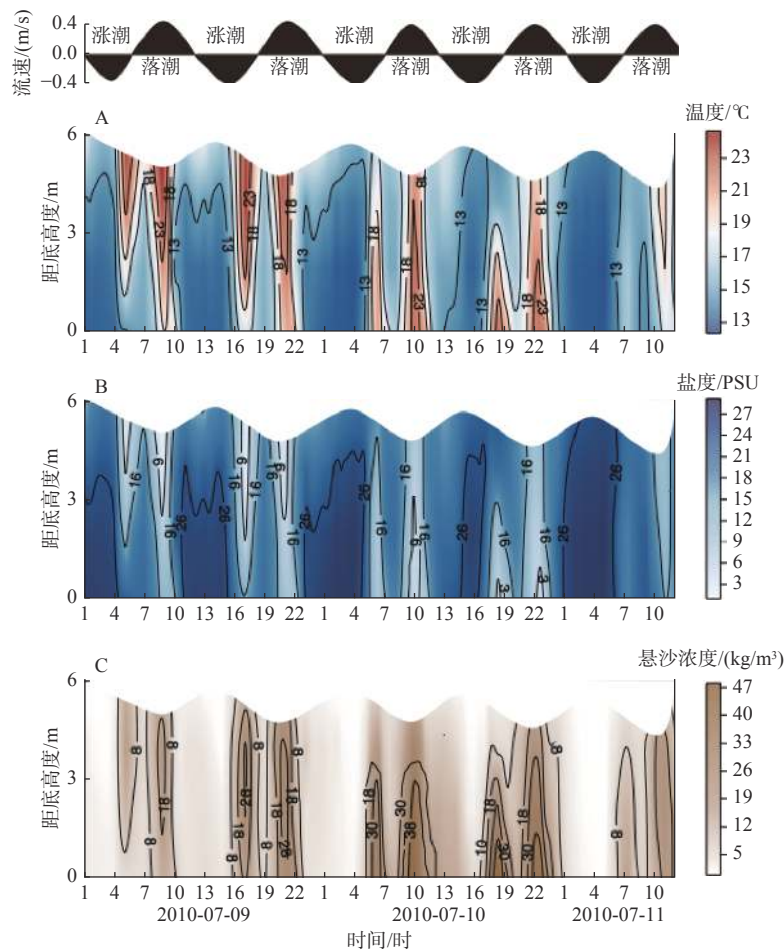


图 8 M1 站垂向温度、盐度和悬沙浓度随时间变化

Fig.8 Time-dependent variation of water-column temperature, salinity and suspended sediment concentration at M1 station

泥沙异重流层发育完全, 异重流层内盐度 < 2 PSU, 温度 > 22 $^{\circ}\text{C}$, 悬沙浓度 > 40 kg/m^3 , 密度跃层和泥跃层发育, 水体结构具有显著的潜在不稳定性; 异重层流速梯度较大, 异重层以上流速最大 > 0.3 m/s 。

7月10日11时(图9D)潮汐阶段为涨潮, 河口泥沙异重流层发育受阻, 水体仍表现为“倒盐水楔”结构, 异重流层内盐度 < 8 PSU, 温度接近 22 $^{\circ}\text{C}$, 悬沙浓度为 29 kg/m^3 ; 异重流层以上流速较小, 约 0.2 m/s 。

7月10日12时(图9E)潮汐阶段为涨潮, 河口泥沙异重流趋于消亡, 水体“倒盐水楔”结构逐渐消失, 异重流层以上最大流速 > 0.3 m/s ; 异重流层流速 < 0.2 m/s 。

7月10日13时(图9F)潮汐阶段为涨潮, 河口泥沙异重流消亡, 水体温度、盐度和悬沙浓度垂向均匀分布, 表底层盐度均 > 18 PSU, 温度 < 18 $^{\circ}\text{C}$, 悬沙浓度迅速降至 < 15 kg/m^3 , 最大流速 > 0.3 m/s 。

异重流层的发育过程随潮流的涨落而具有周

期性的特征, 在落潮时期异重流发育较好, 在涨潮时期异重流逐渐消亡。在落潮流控制下, 异重流层流速较大 (> 0.2 m/s); 在涨潮流控制下, 异重流层的流速较小 (≤ 0.2 m/s)。涨潮流对异重流向海扩散具有阻碍作用, 而落潮流则有利于异重流向海扩散。

2.2.2 河口泥沙异重流发育过程对水沙输运过程的影响

7月9日9时至11时, 黄河口温度、盐度、悬沙浓度整体空间分布(图10、11)显示河口泥沙异重流发育期间, 黄河口流出的冲淡水通过羽状流和异重流2种方式运动, 在表、底层, 冲淡水舌均为西北方向, 但是在潮流影响下有逐渐向东偏转的趋势, 同时, 对比海水的温度和盐度(温度 10 $^{\circ}\text{C}$, 盐度 30 PSU), 莱州湾西侧均有淡水和海水的混合, 表层较底层而言, 冲淡水影响的范围更大。

表层的变化为: 冲淡水从河口流出后, 朝向西北方向运动, 在潮流的影响下, 逐渐向东南偏转, 于是表层淡水绕河口, 从远岸的海水表面向莱州湾运动, 逐步和海水混合, 但该部分运动的淡水具有

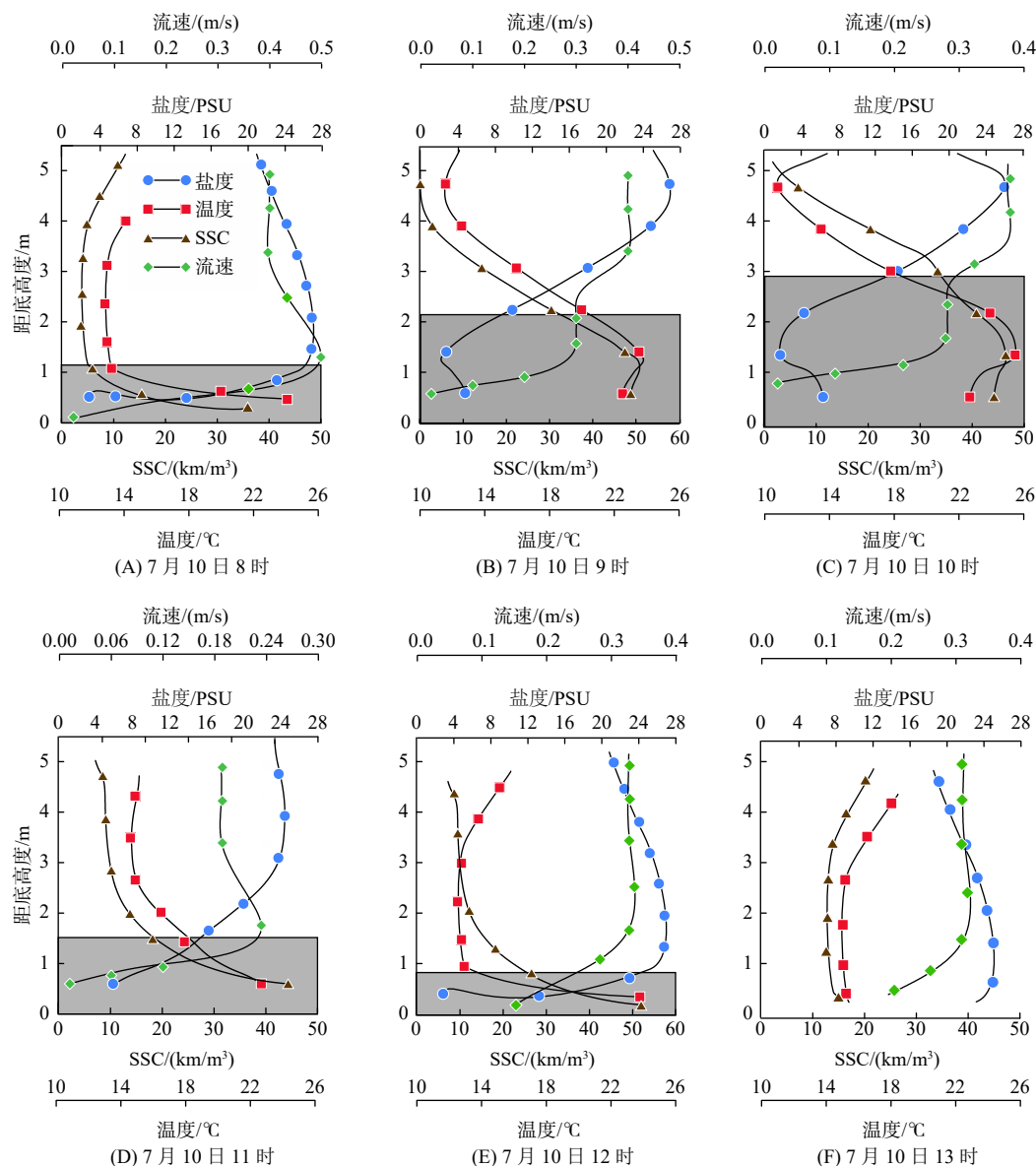


图9 7月10日8时至13时M1站水体温度、盐度、悬沙浓度和流速的垂向剖面图

Fig.9 Vertical profile of temperature, salinity, suspended sediment concentration, and velocity from 8:00 to 13:00 on July 10th at M1 station

较小的动能,并不能携带悬浮物,因此悬浮物影响区域很小,仅为从河口冲出后的半圆形区域,较底层而言,表层有更多的悬浮物被输运至偏东南的区域。

底层的变化为:温度、盐度同样从西北方向转向东南方向,高温淡水被输运至莱州湾,但是输运路径上存在不同,在该时间段内,底部的冲淡水并不能传输至远岸处,而是沿着岸边,从底部输运至莱州湾,导致莱州湾西侧底部也存在海水和淡水的混合;底层的悬浮物 $>20 \text{ kg/m}^3$ 的区域逐渐增大,但 $>40 \text{ kg/m}^3$ 的区域先增加后减小,在3个时刻中,表、底层的悬浮物浓度显示出冲淡水难以在短时间内输运至莱州湾区域。

2.3 河口异重流发育过程中水体结构变化特征

Richardson数(Ri)可用于定量研究水体混合层化结构^[18-19],能够反映河口泥沙异重流发育时水体层化和混合,计算公式如下:

$$Ri = \frac{\left(-\frac{g}{\rho}\right)\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right)}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

$$R = \lg(4Ri)$$

式中: ρ 表示水体密度, kg/m^3 , 计算时要考虑悬沙浓度;

u 表示水体水平流速, m/s ;

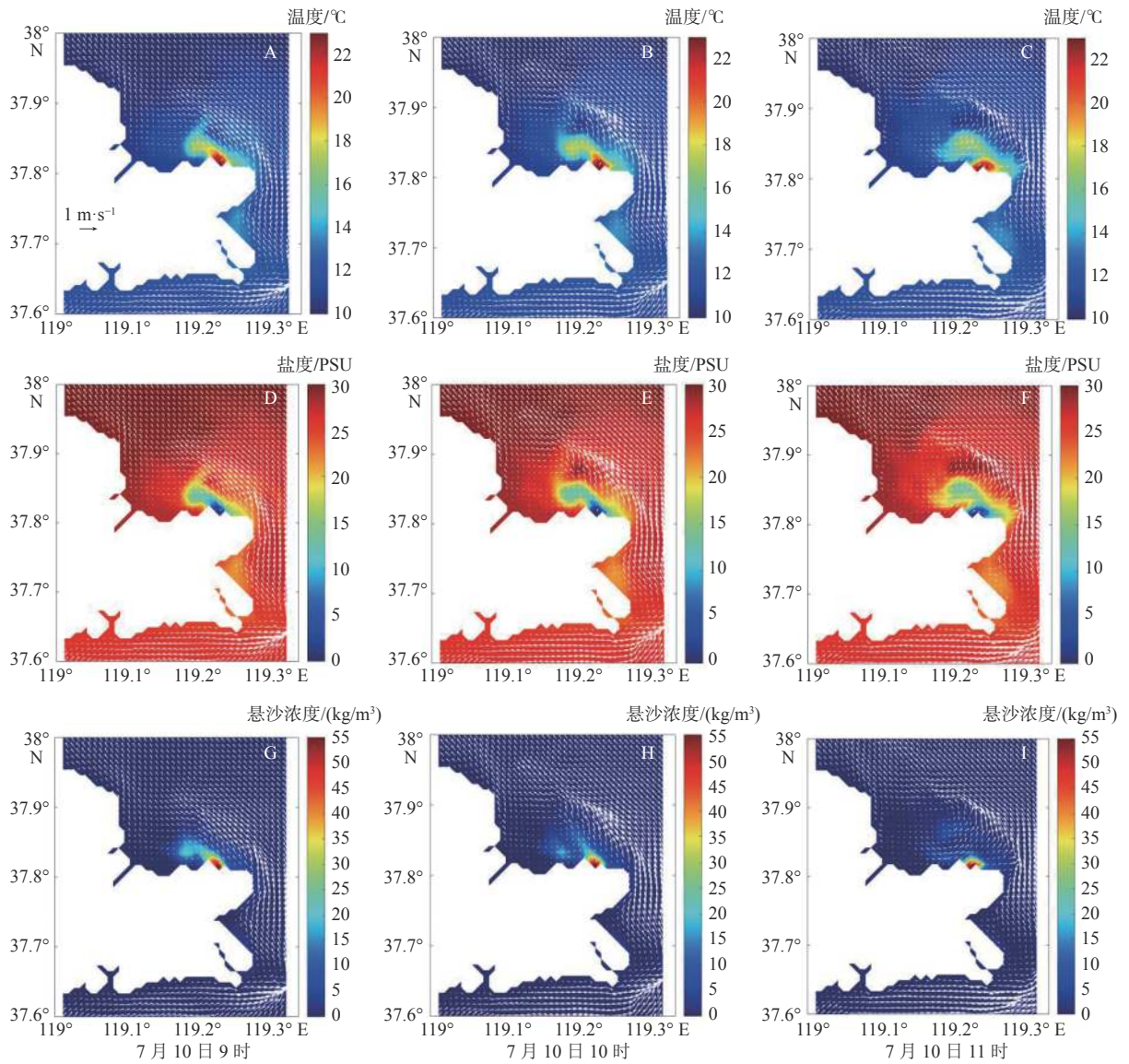


图 10 7 月 10 日 9 时至 11 时表层温度、盐度、悬沙浓度和流速水平分布

Fig.10 Distribution of surface temperature, salinity, suspended sediment concentration and velocity from 9:00 to 11:00 on July 10th

z 表示垂直距离, m;

g 表示重力加速度, m/s^2 。

考虑悬沙浓度影响的水体密度可以用体积法来进行估算:

$$\rho = \rho_w + \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) C \quad (2)$$

式中: ρ_w 表示一个标准大气压下的海水密度, kg/m^3 ;

ρ_s 表示泥沙参考密度, 通常为 $2.65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$;

C 表示悬沙浓度, kg/m^3 。

以 7 月 10 日 8 时至 13 时河口泥沙异重流发育作为研究的参考时刻。

7 月 10 日 8 时, 异重流开始发育。异重流传输

速度快, 剪切力迅速增加, $R > 0$, 水体结构以层化为主。9—10 时, R 远大于 0, 水体层化作用增强。11—13 时, R 逐渐降低至 0.3, 伴随着异重流传输速度减慢, 底层剪切力迅速减少, 水体层化作用减弱, 混合作用增强(图 12)。数值模拟得到的水体层化与混合的物理机制表明了在潮汐的影响之下, 异重流发育时, 水体垂向层化作用增强; 异重流消失后, 潜在性不稳定结构使水体垂向混合作用增强。

水体中垂向密度混合和层化的交替出现, 是动能和势能相转化的结果。SIMPSON 等^[20-21]提出的势能函数可以刻画由于势能和动能相互转化所导致的河口垂向各层不同密度水体混合:

$$\varphi = \frac{g}{H} \int_0^H (\bar{\rho} - \rho) z dz \quad (3)$$

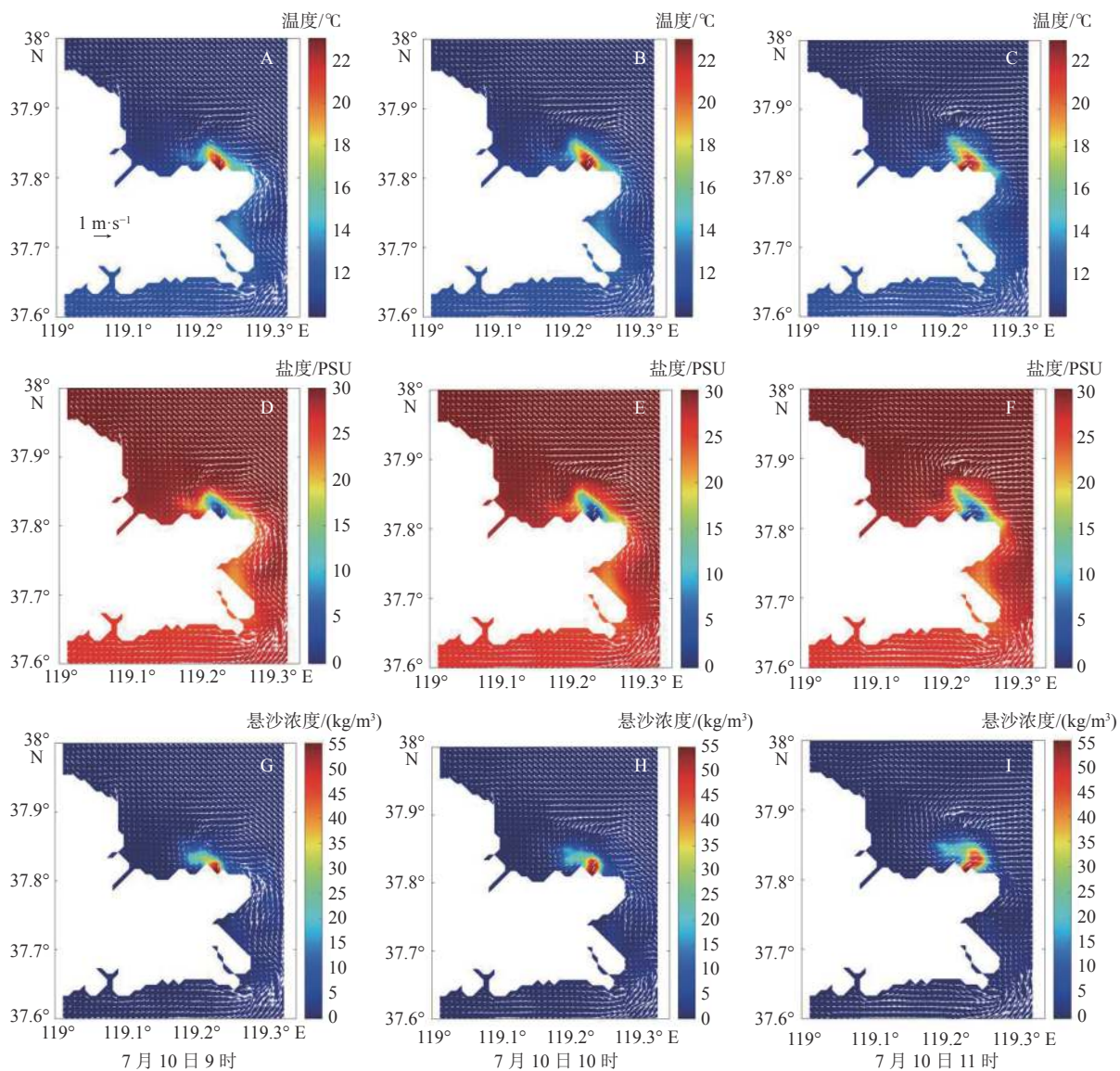


图 11 7 月 10 日 9 时至 11 时底层温度、盐度、悬沙浓度和流速水平分布

Fig.11 Distribution of bottom temperature, salinity suspended sediment concentration and velocity from 9:00 to 11:00 on July 10th

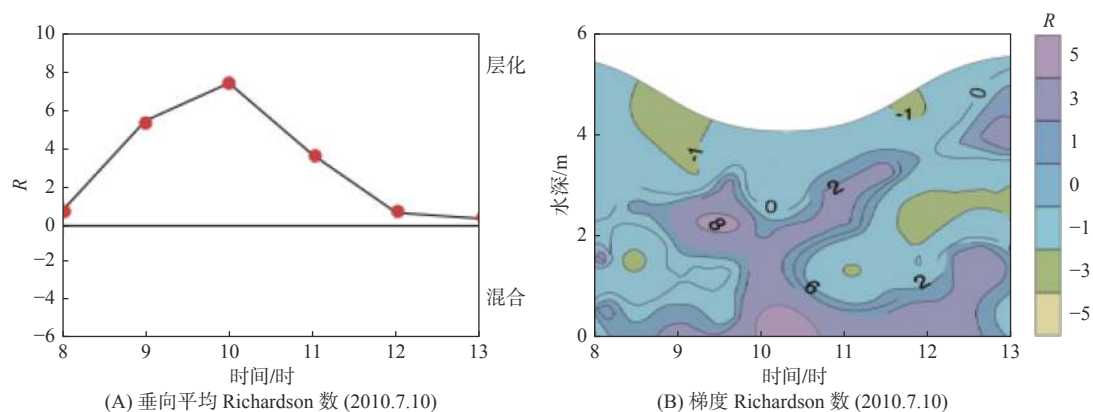


图 12 7 月 10 日 8 时至 13 时垂向平均 Ri 数和梯度 Ri 数随时间变化

Fig.12 Time-dependent graph of overall Ri number and gradient Ri number on July 10th

式中: φ 表示水体势能函数;
 $\bar{\rho}$ 为水体垂向平均密度, kg/m^3 ;

H 为全水深, m ; 势能函数 φ 越大则表明水体密度分层越明显。

导致垂向各层不同密度水体层化混合的因素有: 河口径流层化效应、潮汐应变效应、潮汐搅动效应以及风搅动效应^[22], 其中河口径流会促进水体层化; 潮汐阶段为涨潮时有利于水体混合, 潮汐阶段为落潮时有利于水体层化; 潮汐搅动由水流与地形摩擦导致, 削弱层化, 有利于水体的混合; 风搅动由风和水体表面摩擦导致, 促进水体混合(对于风速较小且风区为河道型水域的地区, 可忽略该项作用)^[20]。

假定水平密度梯度与水深无关, 则有:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -u \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

河口径流引起的水体势能变化率为:

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{\text{cir}} = \frac{1}{320} \frac{g^2 H^4}{N_z \rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x}\right)^2 \quad (4)$$

式中: N_z 表示垂向涡流黏滞系数。

潮汐应变引起的水体势能变化率为:

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{\text{strain}} = 0.031 g H \bar{u} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (5)$$

式中: $\bar{u}$ 表示垂向流速平均值, m/s。

潮汐搅动引起的水体势能变化率为:

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{\text{stir}} = \frac{-e C_D \rho u^3}{H} \quad (6)$$

式中: e 表示潮汐混合系数, 取 3.8×10^{-3} ;

C_D 表示底部拖拽力系数, 取 2.5×10^{-3} 。

综合以上 3 种机制的能量公式线形叠加, 可以得到层化所需能量的变化率:

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{\text{total}} = \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{\text{cir}} + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{\text{strain}} + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{\text{stir}} \quad (7)$$

9—10 时, 定量计算的潮汐应变(图 13B)和潮汐搅动(图 13C)引起的水体势能变化率较大, 河口径流(图 13A)引起的水体势能变化率相对较小, 总势能变化率 > 0 , 水体层化作用较强。11—12 时, 估算的潮汐应变和潮汐搅动引起的水体势能变化率较大, 河口径流引起的水体势能变化率较小, 总势能变化率 > 0 , 但层化作用有所减弱。13 时, 潮汐应变和河口径流引起的势能变化率变小, 水体层化作用减弱, 潮汐搅动引起的势能变化率较大, 水体混合作用增强, 总势能变化率仍 > 0 , 但层化作用明显减弱。势能变化率定量计算的结果同 Ri 数的变化规律基本一致。

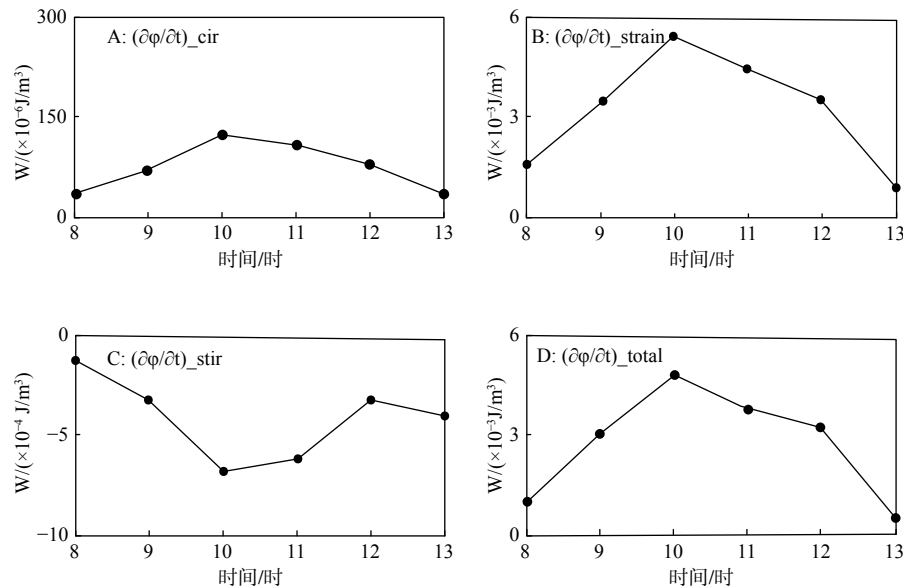


图 13 7 月 10 日 8 时至 13 时 M1 站水体势能函数各参数随时间变化

Fig. 13 Time-varying graphs of various parameters of water potential energy function from 8:00 to 13:00 on July 10th at M1 station

潮汐应变使得层化随潮周期变化, 涨潮时, 混合作用增强, 而落潮时, 层化作用增强。潮汐搅动总是抑制层化增强混合。河口径流总是使水体产生层化, 但其引起的势能变化率比潮汐应变和潮汐搅动引起的小 2~3 个量级, 因此对水体层化的影响相对较小。

3 讨论与结论

黄河输沙量的变化会直接影响河口悬浮泥沙的沉降速率、悬浮泥沙浓度, 1950 年至今, 黄河异重流发生天数明显减小, 且在大型水库建设年份,

由于水库对于泥沙的拦截,其异重流天数发生明显骤减,这表明黄河输沙量是影响河口泥沙异重流形成的关键因素。近年来,黄河泥沙减少和粒度粗化导致黄河入海方式以羽状流为主,冲淡水携带的粗颗粒物输运至河口入海处迅速沉降形成拦门沙,导致入海冲淡水产生较大幅度的摆动。在输沙量和径流量大的年份,拦门沙向外海方向迅速淤进,在输沙量和径流量小的年份,由于泥沙来源不足,受到潮汐、波浪和环流等海洋动力的影响,河口拦门沙会逐渐消退。

在2010年黄河口调水调沙观测期间,黄河入海输沙量为约76.5 Mt,其短短数十天的输沙量超过2009年黄河全年入海输沙量(56.1 Mt),小浪底水库在调水调沙期间排放的高浓度悬沙水体经利津站入海后,在短时间内以河口泥沙异重流的形式直接向海底传输巨量的细颗粒泥沙,异重流在短时间内在河口海域底部向深水运移,大量泥沙直接沉积在海底,其与传统泥沙入海羽状流输运特征显著不同,对河口地貌地形在短时间内将产生明显的影响。

本文利用数值模拟手段,得到以下结论:

(1)夏季黄河调水调沙期间,河口入海泥沙的输运方式主要受到径流输入的悬沙浓度条件的影响。模拟结果显示,在没有大风扰动的情況下,径流输入悬沙浓度 $>29.0\text{ kg/m}^3$ 时会形成高密度泥沙异重流。

(2)黄河冲淡水携带大量悬浮物从河口流出后,与海水迅速混合,在潮流影响下,冲淡水舌运动方向随着时间由西北向东南偏转,输运至莱州湾西侧,其主要以表层羽状流和底层异重流形式输运,表层羽状流具有更广的影响范围,输运路径为河口西北方向—远岸(河口东北区域)—莱州湾西侧,携带较少的悬浮物,且悬浮物几乎不能输运至莱州湾;底层异重流输运路径为河口西北方向—河口沿岸(东)—莱州湾西侧,有少量悬浮物输运至莱州湾,底层淡水影响范围小于表层。

(3)河口泥沙异重流生消和水体垂向结构存在周期性变化特征:落潮时段异重流发育较好,水体层化增强;涨潮时段异重流逐渐消亡,水体混合增强。影响水体垂向结构的因素主要包括:河口径流层化效应、潮汐应变效应和潮汐搅动效应,其中潮汐应变和潮汐搅动效应起主导作用,引起的势能变化率比河口径流引起的势能变化率高出2~3个数量级($10^2\sim10^3$)。

参考文献:

- [1] MILLIMAN J D, MEADE R H. World-wide delivery of river sediment to the oceans[J]. *The Journal of Geology*, 1983, 91(1): 1-21.
- [2] WU X, WANG H J, BI N S, et al. Climate and human battle for dominance over the Yellow River's sediment discharge: from the Mid-Holocene to the Anthropocene [J]. *Marine Geology*, 2020, 425(7): 106188.
- [3] 杨作升, 李国刚, 王厚杰, 等. 55年来黄河下游逐日水沙过程变化及其对于流建库的响应[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2008, 28(6): 9-18.
- [4] CHU Z. The dramatic changes and anthropogenic causes of erosion and deposition in the lower Yellow (Huanghe) River since 1952[J]. *Geomorphology*, 2014, 216(7): 171-179.
- [5] WRIGHT L D, WISEMAN W J, YANG Z S, et al. Processes of marine dispersal and deposition of suspended silts off the modern mouth of the Huanghe (Yellow River)[J]. *Continental Shelf Research*, 1990, 10(1): 1-40.
- [6] WRIGHT L, WISEMAN W, BORNHOLD B, et al. Marine dispersal and deposition of Yellow River silts by gravity-driven underflows[J]. *Nature*, 1988, 332(6165): 629-632.
- [7] WRIGHT L, YANG Z S, BORNHOLD B, et al. Hyperpycnal plumes and plume fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front[J]. *Geo-Marine Letters*, 1986, 6(2): 97-105.
- [8] 王燕. 黄河口高浓度泥沙异重流过程: 现场观测与数值模拟[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012.
- [9] 庞重光, 杨作升. 黄河口泥沙异重流基本控制参数的数值试验[J]. *泥沙研究*, 2000(5): 68-72.
- [10] 庞重光, 杨作升. 黄河口泥沙异重流的数值模拟[J]. *青岛海洋大学学报(自然科学版)*, 2001, 31(5): 762-768.
- [11] 宋振杰, 毕乃双, 吴晓, 等. 2010年黄河调水调沙期间河口泥沙输运过程的数值模拟[J]. *海洋湖沼通报*, 2018(1): 34-45.
- [12] WARNER J C, SHERWOOD C R, SIGNELL R P, et al. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model[J]. *Computers & Geosciences*, 2008, 34(10): 1284-1306.
- [13] XUE Z, HE R, LIU J P, et al. Modeling transport and deposition of the Mekong River sediment[J]. *Continental Shelf Research*, 2012, 37: 66-78.
- [14] GEORGIOULAS N, ANGELIDIS P B, PANAGIOTIDIS T G, et al. 3D numerical modelling of turbidity currents[J]. *Environmental Fluid Mechanics*, 2010, 10(6): 603-635.
- [15] KHAN S M, IMRAN J, BRADFORD S, et al. Numerical modeling of hyperpycnal plume[J]. *Marine Geology*, 2005, 222: 193-211.
- [16] 李悦. 渤海现代物质通量研究[J]. *青岛大学学报(自然科学版)*, 1997, 10(3): 46-49.
- [17] 王燕, 王厚杰, 毕乃双, 等. 2010年调水调沙期间黄河利津段对人造异重流的响应[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2013, 33(5): 53-61.

- [18] STACEY M T, RIPPETH T P, NASH J D. Turbulence and Stratification in Estuaries and Coastal Seas[J]. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, 2011, 2: 9-35.
- [19] BOWDEN K. Turbulent mixing in estuaries[J]. *Ocean Management*, 1981, 6(2/3): 117-135.
- [20] SIMPSON J H, BURCHARD H, FISHER N R, et al. The semi-diurnal cycle of dissipation in a ROFI: model-measurement comparisons[J]. *Continental Shelf Research*, 2002, 22(11/13): 1615-1628.
- [21] SIMPSON J H, BROWN J, MATTEWS J, et al. Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification[J]. *Estuaries*, 1990, 13(2): 125-132.
- [22] 童朝锋, 李磊, 孟艳秋, 等. 磨刀门水道枯季大潮水体层化混合分析[J]. *水利水运工程学报*, 2018(1): 48-57.

WATER AND SEDIMENT REGULATION OF THE YELLOW RIVER AND ITS IMPACT ON HYPERPYCNAL FLOW IN THE ESTUARY

LI Qingyu¹, WANG Aimei^{1,2}, WU Xiao^{1,2}, TU Deyao¹, WANG Houjie^{1,2*}

(1 College of Marine Geosciences, Ocean University of China., Qingdao 266100, China;

2 Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, Ministry of Education, Qingdao 266100, China)

Abstract: Using large reservoirs on the mainstream of the Yellow River to adjust water and sediment, or so-called water and sediment regulation, will transport a huge amount of sediment into the sea in a very short time. It is an important window period to trigger the hyperpycnal flow in the estuary. This paper is devoted to the forming process of the estuarine hyperpycnal flow with daily water and sediment data from the Lijin station and the tide and wind field data from the sea in addition to laboratory simulations. The research has reached following conclusions. The hyperpycnal flow will be formed when the suspended sediment concentration of the runoff input exceeds 29.0 kg/m^3 . Under the influence of the tidal current, the moving direction of the diluted water tongue shifts from northwest to southeast over time, and ends on the west side of Laizhou Bay. The surface plume has a wider influence range, and the transportation path goes from the northwest of the estuary-remote bank (northeast area of the estuary) up to the west side of Laizhou Bay with less suspended matter carried and the suspended matter can hardly be transported to Laizhou Bay. The bottom hyperpycnal flow moves from the northwest of the estuary to the west along the estuary (east) with a small amount of suspended solids reached at the Laizhou Bay. Factors influencing the water structure mainly include runoff injection, tidal strain and stirring, among which the tidal strain and stirring is 2~3 order in magnitude ($10^2 \sim 10^3$) higher than the runoff injection.

Key words: Yellow River Estuary; estuarine hyperpycnal flow; numerical model; mixing and stratification; water and sediment regulation