

邓伟铸, 吴加学, 刘欢, 等. 基于 ADV 声学泥沙反演与扩散机制分析[J]. 海洋学报, 2014, 36(7): 57—69, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.007

Deng Weizhu, Wu Jiaxue, Liu Huan, et al. ADV-based acoustical sediment inversion and diffusion mechanism in the Pearl River Estuary [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 2014, 36(7): 57—69, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.007

基于 ADV 声学泥沙反演与扩散机制分析

邓伟铸^{1,2}, 吴加学^{1*}, 刘欢¹, 任杰¹, 杨名名¹, 张云博¹

(1. 中山大学 海洋学院 近岸海洋科学与技术研究中心, 广东 广州 510275; 2. 珠江水资源保护科学研究所, 广东 广州 510611)

摘要: 利用座底三脚架观测系统于 2012 年洪季对珠江黄茅海河口湾底边界层沉积动力过程进行了系统观测, 建立了基于现场 ADV 探测的高频泥沙声学反演方法, 分析了泥沙浓度、泥沙扩散通量及泥沙扩散系数随潮汐变化的特征, 探讨了泥沙再悬浮的湍流猝发机制。泥沙浓度、泥沙扩散通量、涡动扩散系数及泥沙扩散系数具有明显的潮汐变化特征, 主要表现为急流时较大、憩流时较小。泥沙沉降速度与泥沙浓度之间的幂函数关系可以很好地描述潮周期内沉降速度的变化。湍流猝发过程中, 喷射和扫射事件是泥沙垂向扩散的主要动量来源, 大振幅的猝发事件对泥沙垂向扩散具有决定性影响。

关键词: 底边界层; 泥沙输移; 声学泥沙; 珠江河口

中图分类号: TV152

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2014)07-0057-13

1 引言

海洋声学技术是泥沙浓度测量的重要手段, 近 30 余年来国内外学者对悬浮泥沙声学反演理论与标定实验作了系统的研究。Thorne 和 Hanes^[1] 系统地介绍了声学泥沙反演理论与实验室标定试验, 实现了垂向高分辨率泥沙浓度剖面 and 粒径剖面的同步测量。现场观测方面, Holdaway 等^[2] 采用声学多普勒流速剖面仪 (ADCP) 背向散射强度进行泥沙浓度反演。Ha^[3] 系统介绍了脉冲相干多普勒流速仪 (PC-ADP) 声学泥沙反演方法, 并通过室内试验比较了不同泥沙组成与泥沙浓度下反演结果的差异。Salehi 和 Strom^[4] 在实验室探讨了不同能级下声学多普勒点式流速仪 (ADV) 信噪比 (SNR) 与泥沙浓度的关系。国

内学者对海洋泥沙声学反演也作了大量研究, 分别利用商业化的 ADCP 和 PC-ADP 以及自制的 ASSM 设备, 探讨了声学背向散射强度反演泥沙浓度信息, 结合现场观测采样进行声学泥沙浓度的标定^[5-8]。上述研究集中在平均流尺度上泥沙浓度反演, 还不能达到湍流分析所要求的分辨率, 因此均没有对泥沙悬浮的湍流机制作出相应探讨。

河口底边界层是河口水流受到床面影响导致床面和水体内部发生动量、能量以及物质交换的水层^[9-10], 近 40 余年来国外学者对河口底边界层泥沙输移作了大量的研究^[10]。Rose 和 Thorne^[11] 基于声学背向散射原理反演出近底层泥沙浓度, 分析了泥沙浓度和泥沙扩散系数的垂向分布特征。Voulgaris 和 Meyers^[12] 对比了小潮与大潮期间悬浮泥沙特征, 发

收稿日期: 2013-08-31; 修订日期: 2013-11-11。

基金项目: 国家重大科学研究计划 (2013CB956502); 自然科学基金项目 (40976053, 41176067, 41276079)。

作者简介: 邓伟铸 (1987—), 男, 广东省广州市人, 主要从事河口动力过程研究。E-mail: dengwz@yeah.net

* 通信作者: 吴加学 (1968—), 男, 湖北省汉川市人, 教授, 从事海洋沉积动力过程、湍流混合以及沉积物声学研究。E-mail: wujiaxue@mail.sysu.edu.cn

现小潮期间形成的絮凝体较轻(有效密度约 100 kg/m^3)、悬浮时间较长,大潮期间絮凝体沉降与再悬浮现象更明显。Andersen 等^[13]利用 ADV 对潮流与涌浪作用下泥沙输移过程进行现场观测,估算了泥沙侵蚀与沉积的临界底切应力,并对泥沙扩散特征进行了分析。Ha 和 Maa^[14]通过实验室试验探讨了泥沙浓度和湍流对泥沙沉降速度的影响。在底边界层泥沙输移研究方面,国内学者也开展了一系列研究,采用数值模拟和室内试验对底边界层泥沙上扬通量、波流共同作用下泥沙的起动水深、泥沙起动与湍流特征的内在关系等问题作了相应探讨^[15-17]。对于受径流、潮流共同作用下的河口底边界层泥沙输移,室内试验不足以反映其在复杂动力过程下的输移特征,因此需要开展河口底边界层泥沙输移的现场观测研究。

近年来,海洋声学技术开始应用在现场泥沙浓度、粒径等参数的测量中,其时间和垂向分辨率不断提高,与湍流观测相结合可以分析泥沙起动机制和扩散过程与通量。目前高频声学泥沙反演技术应用较多地局限在室内试验分析中,在现场观测方面,尤其在受径流、潮流共同作用的河口地区还比较少。本文将采用 ADV 高频声学信号反演泥沙浓度,并运用在珠江黄茅海河口湾底边界层泥沙输移过程研究中,从泥沙浓度垂向分布、泥沙扩散通量垂向分布角度分析近底层泥沙输移特征,探讨泥沙局部平衡理论在沉降速度估算中的适用性,结合湍流猝发事件分析泥沙再悬浮扩散机制。

2 研究区域概况

黄茅海河口湾位于珠江三角洲西部,北面由崖门接银洲湖水道、由虎跳门接虎跳门水道,向南注入南海北部陆架,是南北向的喇叭形河口湾,其水下地形为三滩两槽相间分布(图 1)。黄茅海河口湾地处亚热带季风气候,洪季降水充足,占全年 80% 左右,年内分配不均。该海区潮汐属不规则半日潮,具有明显的不对称性,涨潮历时和涨潮流速均小于落潮历时与流速,潮流以往复流为主。西江和潭江是黄茅海海域悬沙主要来源,由虎跳门和崖门输入黄茅海的多年平均输沙量分别为 509 万吨和 363 万吨^[18]。河口湾外部泥沙主要通过湾口波浪掀沙和潮流输送的方式进入河口湾^[19]。

3 现场观测与数据预处理

3.1 现场观测

为了对珠江黄茅海河口湾底边界层动力和泥沙

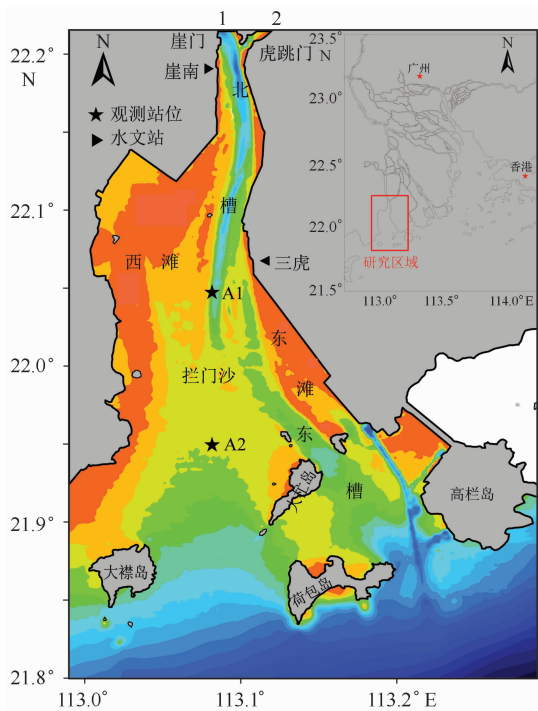


图 1 珠江黄茅海河口湾现场观测站位

Fig. 1 Moored sites in the Pearl Huangmaohai Estuary

图顶部数字 1 代表银洲湖水道,2 代表虎跳门水道

The number 1 on the top of the plot represents the Yingzhouhu channel and the number 2 represents the Hutiaomen channel

输移特征进行研究,中山大学近岸海洋科学与技术研究中心于 2012 年 7 月 20—22 日(农历六月初二至初四)在黄茅海河口湾进行两个全潮定点观测,其中第一个全潮布设站位为 A1,位于北槽,第二个全潮布设站位为 A2,位于拦门沙前缘(图 1)。洪季 A1 站位于盐水楔和最大浑浊带上游,A2 站处于盐水楔和最大浑浊带下游。本次测量采用了中山大学近岸海洋科学与技术研究中心自行设计制造的座底三脚架观测系统(见图 2)。该系统稳定性强,能实现底边界层高频单点流速、剖面流速、温盐及浊度等项目的同步测量^[20-21]。三脚架系统安装了两台 Nortek 公司生产的三维点式流速仪(ADV),分别为距底 30 cm 和 110 cm,对高频流速和声学高频反射信号进行同步测量。ADV 发射频率为 100~200 Hz,最大采样频率为 64 Hz,速度测量精度为测量值的 $\pm 0.1\%$ 。一个时间间隔持续时间设为 10 min,其中 5 min 采集,5 min 处理数据。平均流速采用 5 min 平均的流速。三脚架系统还安装了一个 CTD 和一个 OBS-3A,与底层 ADV 层位一致,分别观测温度、盐度和浊度时间序列。采用脉冲相干多普勒流速仪(PC-ADP)测量近底层平均

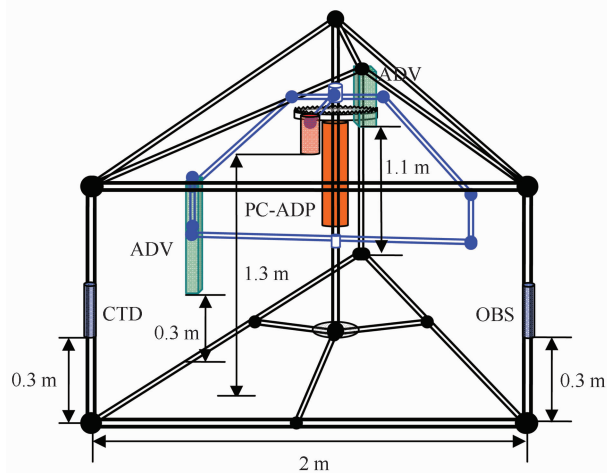


图2 座底三脚架观测系统

Fig. 2 The bottom-deployed tripod system

ADV 为三维点式流速仪,PC-ADP 为脉冲相干多普勒流速

仪,CTD 为温度-盐度-深度仪,OBS 为光学背向散射仪

ADV is three-dimensional point acoustical Doppler velocimeter,PC-ADP is pulsed coherence acoustic Doppler current profiler,CTD is conductance-temperature-depth sensor,OBS is optical backscatter

sensor

流速,中心发射频率 1.5 MHz,传感器距底 1.3 m,垂向采样间隔为 1.6 cm。现场观测还同步进行了船载剖面整点测量,测量项目包括流速、温盐以及浊度,同时分六层采集水样进行室内含沙量分析,以供 OBS 浊度信息的标定使用。

3.2 数据预处理

对于高频率的湍流流速数据,在使用前必须经过严格的预处理,其处理过程主要包括数据有效性判断、坐标系旋转、毛刺点的判断与替代、高通滤波和噪声去除等过程^[22]。经过上述后处理过程,湍流数据质量能得到有效保证,同时通过标准差阈值法检测出信噪比大于 3 倍标准差的不可信数据,并通过相邻点位插值代替。

OBS-3A 测得为浊度信息,需结合现场采集水样和室内泥沙浓度分析,建立起浊度与泥沙浓度的经验关系。总体上看,浊度与泥沙浓度具有较好的线性关系,A1、A2 站位相关系数 R^2 分别为 0.79 和 0.74,具有较高的相关性(见图 3)。本文用上述关系标定近底层 OBS 浊度信息,得到泥沙浓度的时间序列。

4 泥沙声学反演

4.1 高频泥沙声学反演原理

底边界层泥沙观测是研究河口底边界层泥沙输

移过程的关键内容。声学背向散射方法是非置入式的测量方法,能在不破坏泥沙结构的情况下实现泥沙浓度的有效测量,其中 ADV 能反演出 64 Hz 的泥沙浓度,是高频率泥沙浓度测量的有效手段。泥沙声学背向散射方法基本原理为声纳方程^[23]:

$$S_v = K_c (E - E_r) + 2\alpha R +$$

$$20\log_{10} R + 10\log_{10} \left(\frac{T}{LP} \right) + C_0, \quad (1)$$

式中, S_v 为体积背向散射强度, E 和 E_r 分别为回声强度和噪声本底值,单位均为 count, K_c 为转换系数(dB/count), α 为衰减系数(dB/m), R 为测量体与换能器的径向距离, T 为换能器温度(K), L 为声波脉冲强度(m), P 为声波发射功率(W), C_0 为常数。在同一个全潮测量中,换能器性能参数(T 、 L 、 P)可认为是不变。

基于瑞利散射原理,体积背向散射强度可表示为^[24-26]:

$$S_v = 10\log_{10} (SSC) + C_1, \quad (2)$$

式中, SSC 为泥沙质量浓度, C_1 为常数。最近 Salehi 和 Strom^[27] 研究表明 ADV 声强与信噪比(SNR)存在线性关系: $K_c(E - E_r) = A \cdot SNR$, 对于低浓度($SSC < 1000$ mg/L)泥沙水体,泥沙对声强的衰减作用可忽略,因此声纳方程(1)可简化为:

$$\log_{10} (SSC) = A \cdot SNR + B, \quad (3)$$

即

$$SSC = 10^{A \cdot SNR + B}, \quad (4)$$

式中, A 和 B 为标定常数。A1 和 A2 站位近底层泥沙浓度与 ADV 信噪比具有很好的指数关系,标定曲线的相关性很高(见图 4),由此可见 ADV 信噪比反演是高频率泥沙浓度的有效测量方法。

4.2 反演结果定量评估

为了评估声学反演泥沙浓度的效果,本文将其与光学背向散射(OBS-3A)标定后的泥沙浓度作比较,两者的相对误差可表示为:

$$E_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{C_{adv} - C_{obs}}{C_{obs}} \right|, \quad (5)$$

式中, E_r 为相对误差, n 为总数目, C_{adv} 和 C_{obs} 分别表示 ADV 反演的声学泥沙浓度和 OBS 浊度标定的泥沙浓度。总体上看, A1 和 A2 站两层位泥沙浓度的相对误差比较小(见表 1),最大的相对误差为 A2 站 0.3mab 层位的 25.96%,其他层位相对误差均未超过 20%,由此可见泥沙声学反演方法得到的泥沙浓度比较可信,可应用在底边界层泥沙输移过程分析。

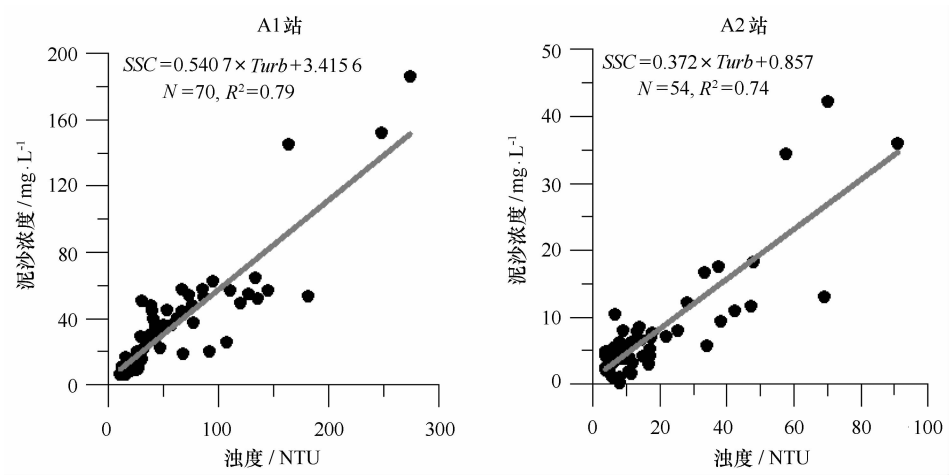


图 3 OBS 浊度与泥沙浓度标定曲线

Fig. 3 Calibration curves of the OBS-based sediment concentration

SSC 代表泥沙浓度, $Turb$ 代表 OBS 浊度

SSC represents suspended sediment concentration and $Turb$ is the OBS turbidity

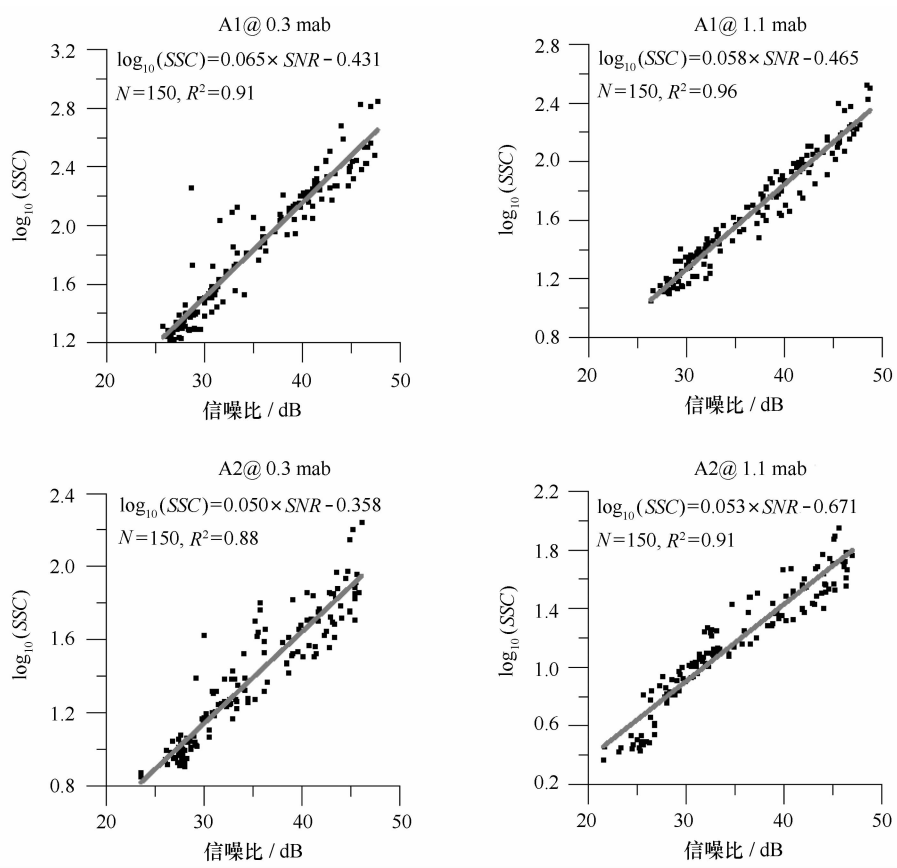


图 4 泥沙质量浓度(SSC)与 ADV 信噪比(SNR)之间的标定曲线

Fig. 4 Calibration curves of the SSC based on ADV signal-to-noise ratio

A1@0.3mab 表示 A1 站离床面 0.3 m 层位,其他类似

A1@0.3mab indicates 0.3 m above bed at the moored site A1, the same as other sites

表 1 A1 和 A2 站位声学泥沙浓度与 OBS 浓度之间相对误差

Tab. 1 A relative error between acoustical and optical-based concentration at moored sites A1 and A2

站位@层位	A1 @ 0.3mab	A1 @ 1.1mab	A2 @ 0.3mab	A2 @ 1.1mab
相对误差 E_r	15.68%	13.90%	25.96%	15.16%

5 结果与讨论

5.1 泥沙垂向扩散

ADV 为高频三维点式流速仪,能采集 64 Hz 的三维流速数据,并记录 64 Hz 的信噪比,因此能反演出 64 Hz 的泥沙浓度。结合高频的流速和泥沙浓度脉动,能求得每个时间间隔的平均泥沙浓度和泥沙扩散通量(图 5)。时间序列上,两站位 0.3mab 层位与

1.1mab 层位泥沙浓度和泥沙扩散通量具有很好的一致性,且两者随潮汐变化特征明显,变化趋势也比较一致,主要表现为泥沙浓度和泥沙扩散通量急流时刻较大,憩流时较小。垂向分布上,0.3mab 层位泥沙浓度和扩散通量均大于 1.1mab 层位泥沙浓度和扩散通量,此现象在急流时刻尤其明显,这表明底边界层泥沙再悬浮现象明显。

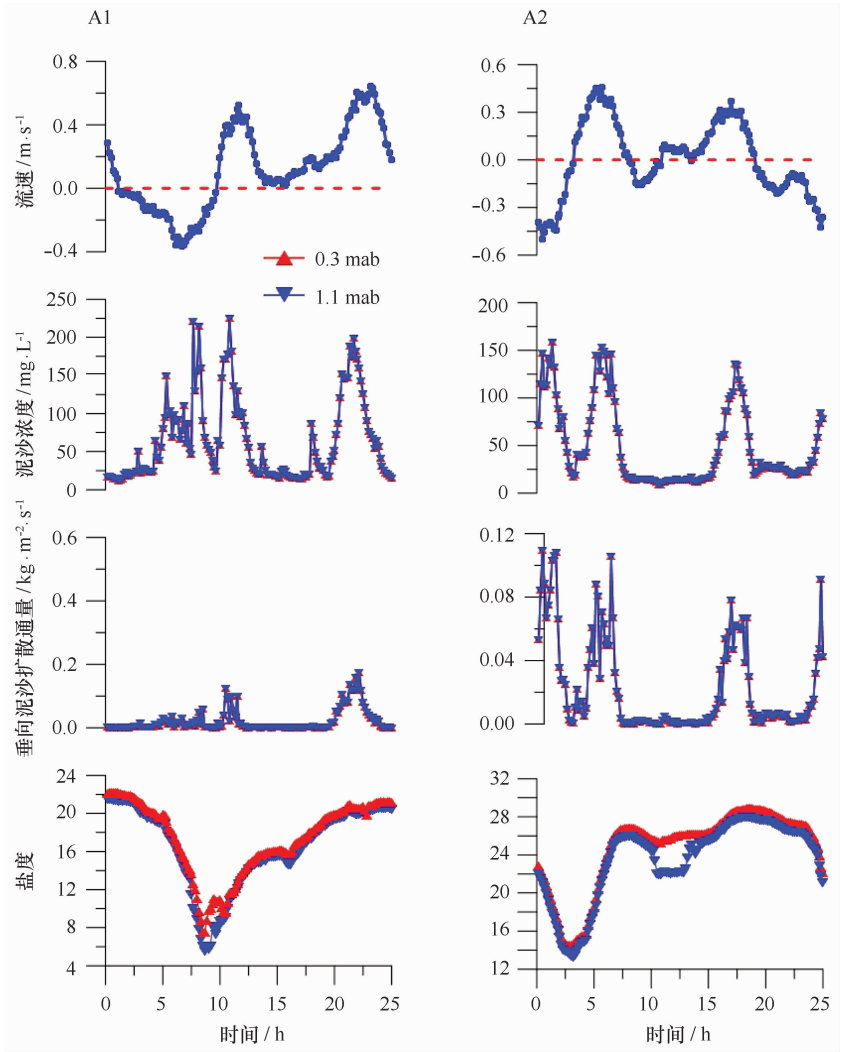


图 5 A1 和 A2 站位平均流速、泥沙浓度、垂向泥沙扩散通量和盐度的变化

Fig. 5 Tidal variations of mean velocity, sediment concentration, vertical sediment diffusion flux and salinity at two moored sites A1 and A2

为了进一步分析泥沙扩散特征,本文结合涡动扩散系数和泥沙扩散系数对湍流和泥沙扩散特征进行探讨(图 6),其中涡动扩散系数为:

$$A_z = \frac{-\langle u'w' \rangle^{\textcircled{1}}}{\partial u / \partial z}, \tag{6}$$

泥沙扩散系数为:

$$K_s = \frac{-\langle w'C' \rangle}{\partial C / \partial z}, \tag{7}$$

式中, u 、 C 分别代表平均流速和平均泥沙浓度,流速梯度和泥沙浓度梯度均由两层位 ADV 测得数据求取; u' 、 w' 、 C' 分别表示水平、垂向脉动流速和脉动泥沙浓度。总体上看,A1 站位涡动扩散系数范围为 $4.04 \times 10^{-4} \sim 3.97 \times 10^{-3}$,泥沙扩散系数范围为 $1.36 \times 10^{-5} \sim 1.45 \times 10^{-3}$;A2 站位涡动扩散系数范围为 $7.23 \times 10^{-4} \sim 5.32 \times 10^{-3}$,泥沙扩散系数范围为 $1.11 \times 10^{-5} \sim 9.10 \times 10^{-4}$ 。由此可见,两站位泥沙扩散系

数均比涡动扩散系数小。时间序列上,涡动扩散系数与泥沙扩散系数均具有明显的随潮汐变化特征,主要表现为急流时刻涡动扩散系数较大,对应的泥沙扩散通量和泥沙扩散系数也较大;憩流时刻涡动扩散系数较小,对应的泥沙扩散通量和泥沙扩散系数也较小。这表明水体动量交换过程伴随着泥沙扩散和沉降,急流期间强烈的湍流加强上下层水体的动量交换,同时能促进上下层泥沙交换,有利于泥沙的再悬浮过程。同步盐度过程线表明,低盐度(盐度约 15)条件中泥沙垂向扩散明显增加,但高盐度(盐度 20~25)条件中泥沙垂向扩散也有扩散峰值,因此盐度与泥沙扩散没有直接的对应关系,从层化对湍流抑制效应角度,盐度梯度将是影响泥沙扩散一个更重要的指标。

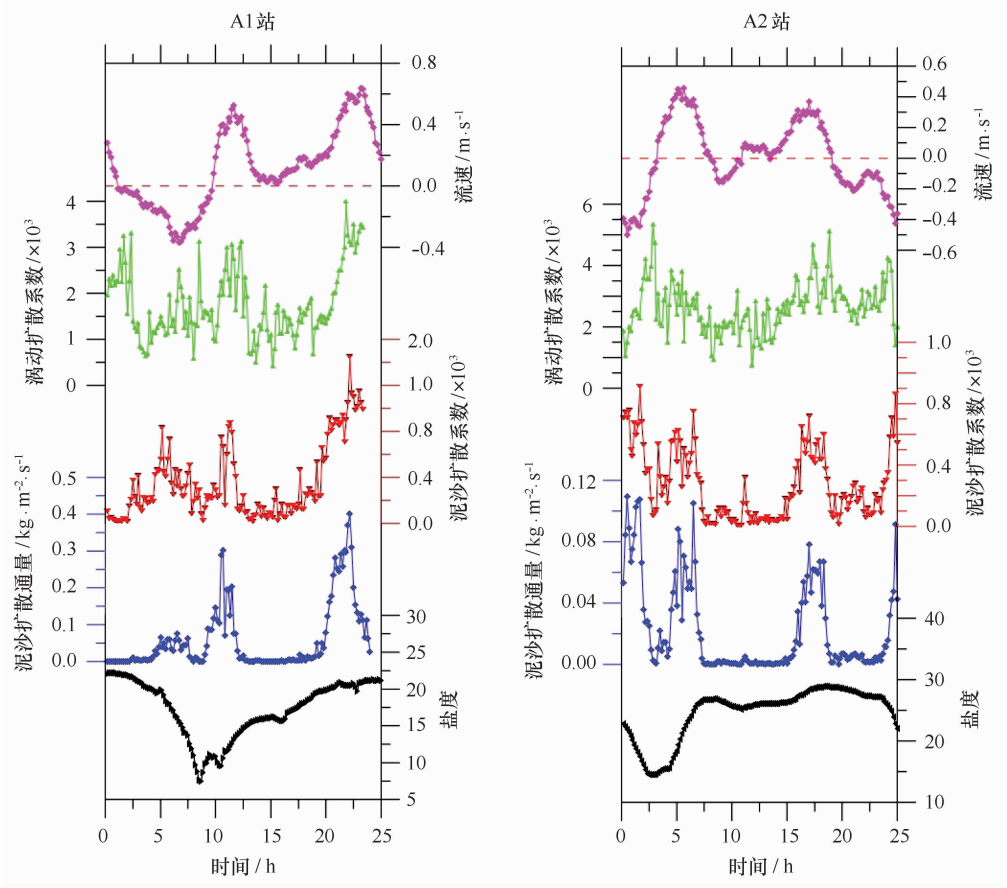


图 6 A1 和 A2 站底边界层平均流速、涡动扩散系数、泥沙扩散系数、泥沙扩散通量和盐度的变化

Fig. 6 Tidal variations of mean velocity, eddy viscosity, sediment diffusivity, sediment diffusion flux and salinity at two moored sites A1 and A2

① 文中“ $\langle \rangle$ ”代表一个间隔上的时间平均。

5.2 泥沙沉降速度

Fugate 和 Friedrichs^[28] 在切萨皮克湾底边界层观测发现,全潮周期内泥沙扩散通量与泥沙浓度具有较好的线性关系,而线性关系的斜率代表全潮周期内泥沙沉降速度。当悬浮泥沙达到平衡状态时,泥沙扩散方程可简化为:

$$\omega_s C = -\langle \omega' C' \rangle, \quad (8)$$

式中, ω_s 为泥沙沉降速度。泥沙沉降速度可表示为

$$\omega_s = \frac{-\langle \omega' C' \rangle}{C}. \quad (9)$$

总体上看,泥沙沉降速度随潮流有明显的变化(图 7),主要表现为急流时泥沙浓度较高同时沉降速度也较大,憩流时泥沙浓度较低同时沉降速度也较小。这是因为急流时刻近底层流速受床面摩擦影响,形成较大的底应力,导致泥沙垂向扩散明显,从而使泥沙沉降更为明显。

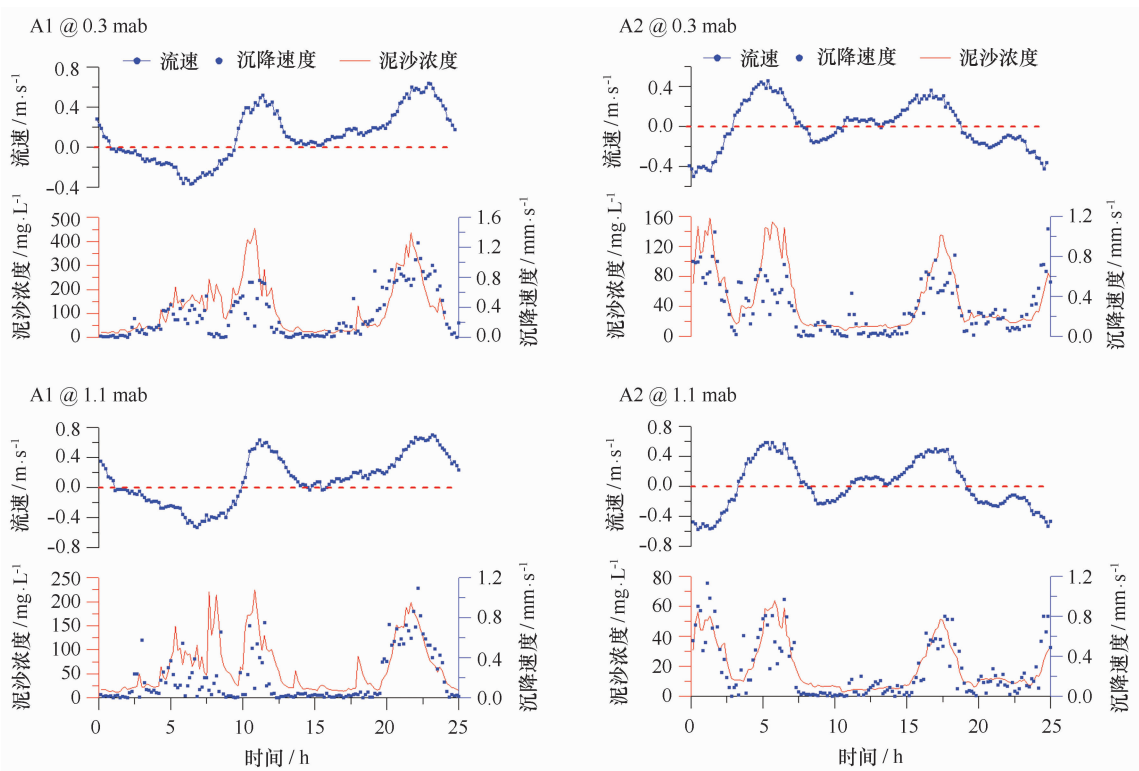


图 7 A1 和 A2 站流速、泥沙浓度与沉降速度的变化

Fig. 7 Tidal variations of mean velocity, sediment concentration and settling velocity at two moored sites A1 and A2

A1@0.3mab 表示 A1 站离床面 0.3m 层位,其他类似

A1@0.3mab indicates 0.3 m above bed at the moored site A1, the same as other sites

本文计算的最大沉降速度为 1.26 mm/s,这与 Fugate 和 Friedrichs^[28] 在切萨皮克湾估算出沉降速度比较一致。Maa 和 Kwon^[29] 认为在受潮汐过程影响明显的河口地区,单个沉降速度显然是不足以反映全潮周期内泥沙沉降过程,室内试验结果表明泥沙扩散通量 $\langle \omega' C' \rangle$ 和泥沙浓度 C 存在幂函数关系,即:

$$-\langle \omega' C' \rangle = m C^n, \quad (10)$$

式中, m 和 n 是经验常数,可由幂函数拟合得出,因此

沉降速度 ω_s 可以表示为泥沙浓度 C 的函数:

$$\omega_s = m C^{n-1}. \quad (11)$$

为了进一步研究黄茅海底边界层泥沙沉降速度的特征,本文将全潮周期内的泥沙扩散通量和泥沙浓度分别进行线性拟合和幂函数拟合(见图 8)。从各站各层位上看,与线性拟合相比幂函数拟合相关系数明显提高,均能达到 0.7 以上。这表明在黄茅海底边界层中,幂函数关系更能描述泥沙沉降速度随泥沙浓度的变化过程。

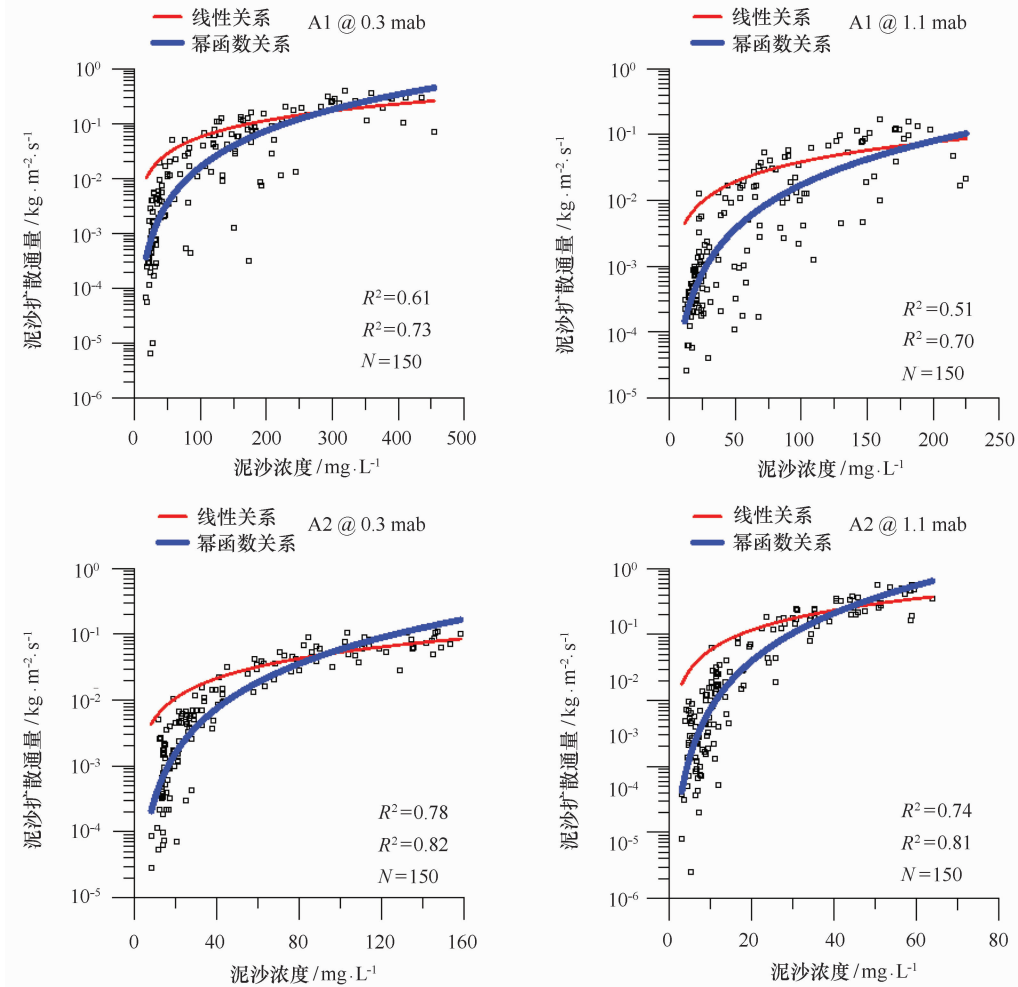


图 8 全潮周期内泥沙扩散通量和泥沙浓度之间的拟合关系

Fig. 8 Fitting curves between sediment diffusion flux and concentration over a tidal cycle

A1@0.3mab 表示 A1 站离床面 0.3 m 层位,其他类似

A1@0.3mab indicates 0.3 m above bed at the moored site A1, the same as other sites

5.3 泥沙再悬浮扩散的湍流机制

(1) 湍流猝发事件与泥沙再悬浮

在猝发事件分析中,象限分析法采用主流向流速脉动($u' = u - \bar{u}$)和垂向流速脉动($w' = w - \bar{w}$)的不同组合定义猝发事件的不同过程^[30]。在理想情况下,Lu 和 Willmarth^[30]将低速水体在抬升运动过程表示为喷射事件($u' < 0, w' > 0$),此过程往往伴随着高浓度泥沙的向上扩散,即($w' > 0, C' > 0$);而高速水体向下扫射的过程可表示为扫射事件($u' > 0, w' < 0$),此过程使低浓度泥沙向下输移,可表示为($w' < 0, C' < 0$)。Sumer 和 Oguz^[31]及 Ashida 和 Fujita^[32]室内试验表明,猝发过程中喷射事件(ejection)和扫射事件(sweep)是雷诺应力的主要来源,其对泥沙的悬浮具有重要影响。为了进一步探讨猝发事件对

泥沙再悬浮过程的影响,此处提取 A2 站涨急和涨憩时刻猝发事件与泥沙扩散通量进行分析(见图 9)。从脉动信息上看,涨急主流向脉动流速、垂向脉动流速以及雷诺应力均比涨憩时刻大一个量级,脉动泥沙浓度涨急时刻比涨憩时刻大 4~5 倍,导致泥沙扩散通量涨急时刻也比涨憩时刻大一个量级。从猝发事件上看,涨急主流向脉动流速多为正值,垂向脉动流速多为负值,说明此时扫射事件明显,结合泥沙扩散通量可以看到,强烈扫射事件发生时刻往往对应泥沙扩散通量的峰值。同样在憩流时刻,喷射和扫射事件发生时刻往往出现较大的泥沙扩散通量,这表明湍流猝发过程中喷射和扫射事件是泥沙再悬浮过程的主要动力来源。

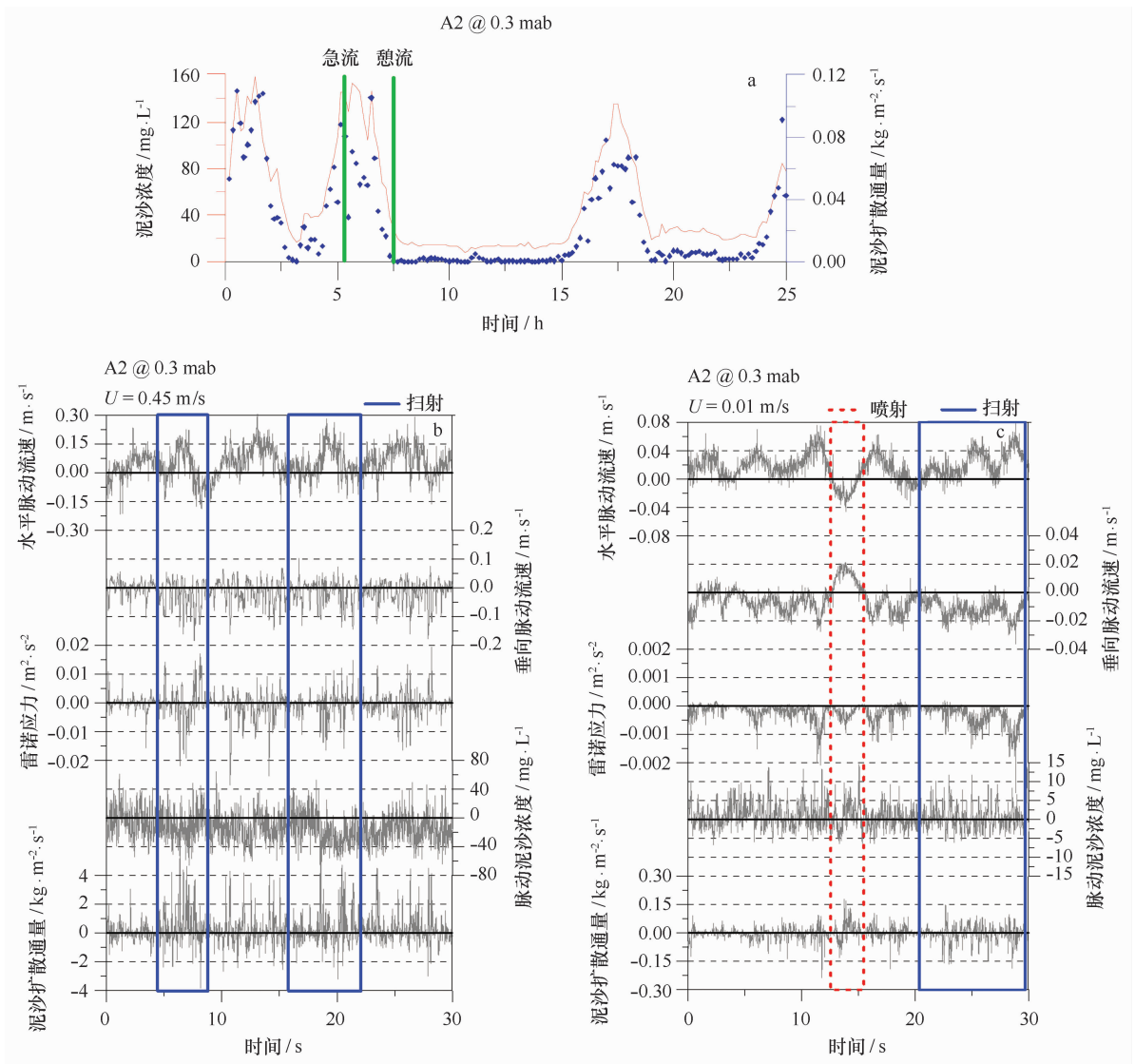


图9 涨急和涨憩时刻脉动流速、脉动浓度、雷诺应力和垂向泥沙扩散通量

Fig. 9 Fluctuating velocity and concentration, reynolds stress and vertical sediment diffusion flux during the peak flood and slack flood tides

A2@0.3mab 表示 A2 站离床面 0.3m 层位, U 表示平均流速, b 图表示急流时刻流速, c 图表示憩流时刻流速

A2@0.3mab indicates 0.3 m above bed at the moored site A2, U indicates mean velocity, b. velocity at peak flood, c. velocity at slack flood

(2) 湍流猝发事件特征量与泥沙扩散机制

湍流猝发事件并非严格的在某一点周期性地发生,也不是在某一时间严格的随空间周期性地分布,但猝发事件却是有序的演化过程^[33]。在理想情况下,猝发事件中喷射和扫射事件对应的动量通量为负值,以上两事件分别引起了高浓度泥沙向上扩散和低浓度泥沙向下输移,本文将进一步从猝发事件特征量角度探讨泥沙再悬浮机制。

对于单个猝发事件而言, Narasimha 等^[34]及 Trevelyan 和 Chanson^[35]定义当瞬时动量通量绝对值大

于平均动量通量的标准偏差时,即 $|q| > kq'$ 时,湍流猝发事件发生。这里 $|q| = |u'w'|$ 为瞬时动量通量的绝对值, q' 为动量通量的标准差, k 为阈值。Narasimha 等^[34]指出 k 的取值范围为 $0.25 < k < 1.5$, Trevelyan 和 Chanson^[35]在研究河流底边界层猝发事件时则取 $k=1$, 本文此处取值 $k=1$ 。猝发事件强度由振幅大小来衡量:

$$A = \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^{\tau f} (q_i / f), \quad (12)$$

式中, τ 为猝发事件周期,是指在时间序列上与其前后

所对应的动量通量值为零的两点所经历的持续时间； f 为采样频率 64 Hz。泥沙浓度也可作类似的分析。

为了了解湍流猝发事件在全潮发生的频率，图 10 显示 A1 与 A2 站湍流猝发事件周期出现频数与振

幅出现频数分布图。在 4 个典型猝发事件中，喷发 ($u' < 0, w' > 0$) 和扫射 ($u' > 0, w' < 0$) 振幅与周期出现的频率均低于其他两个相互作用事件，其中猝发事件振幅频率分布近似满足高斯分布。

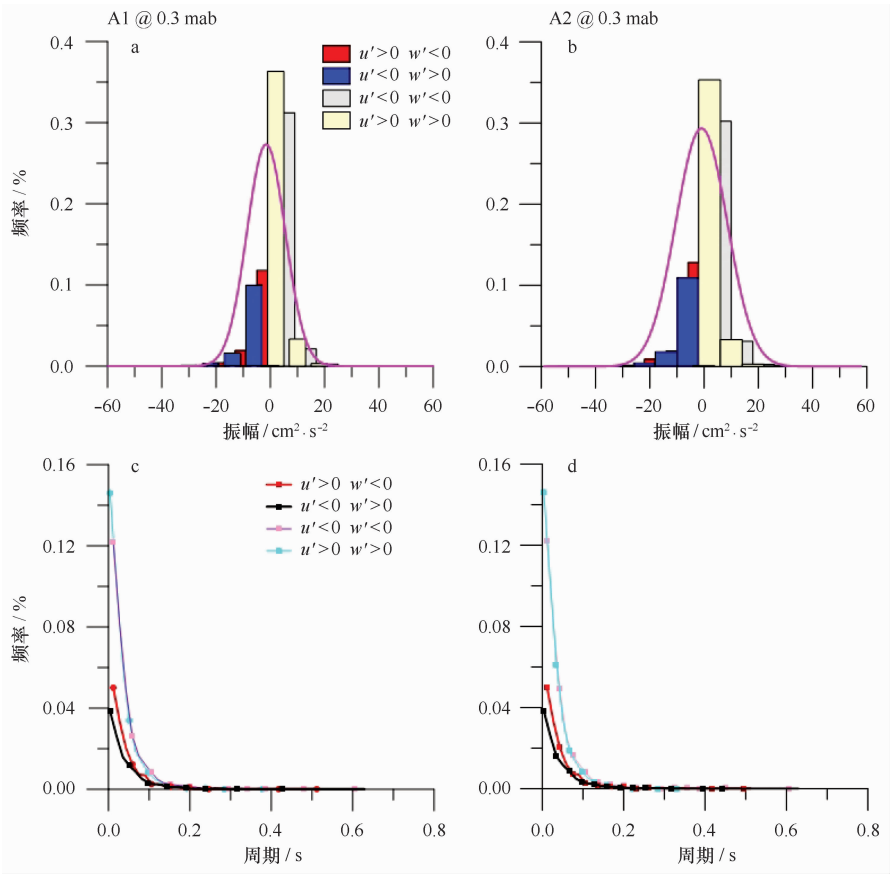


图 10 A1 与 A2 站全潮湍流猝发事件振幅出现频数(a,b)和周期出现频数(c,d)分布
Fig. 10 Frequency distributions of bursting event amplitude and duration over the tidal cycle at two moored sites A1 and A2

猝发事件振幅频率分布图中粗实线代表高斯拟合曲线

The coarse solid curve in the amplitude distribution represents a Gaussian fitting

图 11 显示 A1 和 A2 站湍流猝发事件个数、周期、振幅(动量通量)和泥沙振幅(泥沙通量)全潮时间序列。扫射事件和喷射事件对应的动量通量为负值，而其他两类相互作用事件对应的动量通量为正值。从图 11 可以看出当动量通量振幅为负值时，对应时刻的泥沙扩散通量振幅值都较高，有着很好地对应关系，因此说明扫射和喷射事件是泥沙再悬浮过程的主要动力来源。

针对泥沙扩散通量急流时刻大、憩流时刻小的特征，本文分别对急流和憩流时刻猝发事件特征量进行统计(见表 2)。一个时间间隔中 5 min 平均流速小于

0.1 m/s 判定为憩流，一个全潮中平均流速出现极值的时段为急流时刻。提取憩流和急流时段时间间隔进行猝发事件统计。A1 站猝发事件特征量具有以下特征：从动量通量上看，猝发事件数目急流时较少、憩流时较多；事件周期急流时刻较长、憩流时刻较短；事件振幅急流时刻较大、憩流时刻较小，且多为负值，喷射和扫射作用明显。泥沙扩散通量的特征量也可以做类似的分析，这表明 A1 站泥沙扩散通量的峰值主要由较少数的长周期大振幅的猝发事件引起。A2 站猝发事件特征量具有以下特征：从动量通量上看，猝发事件数目急流时较多、憩流时较少；事件周期急流

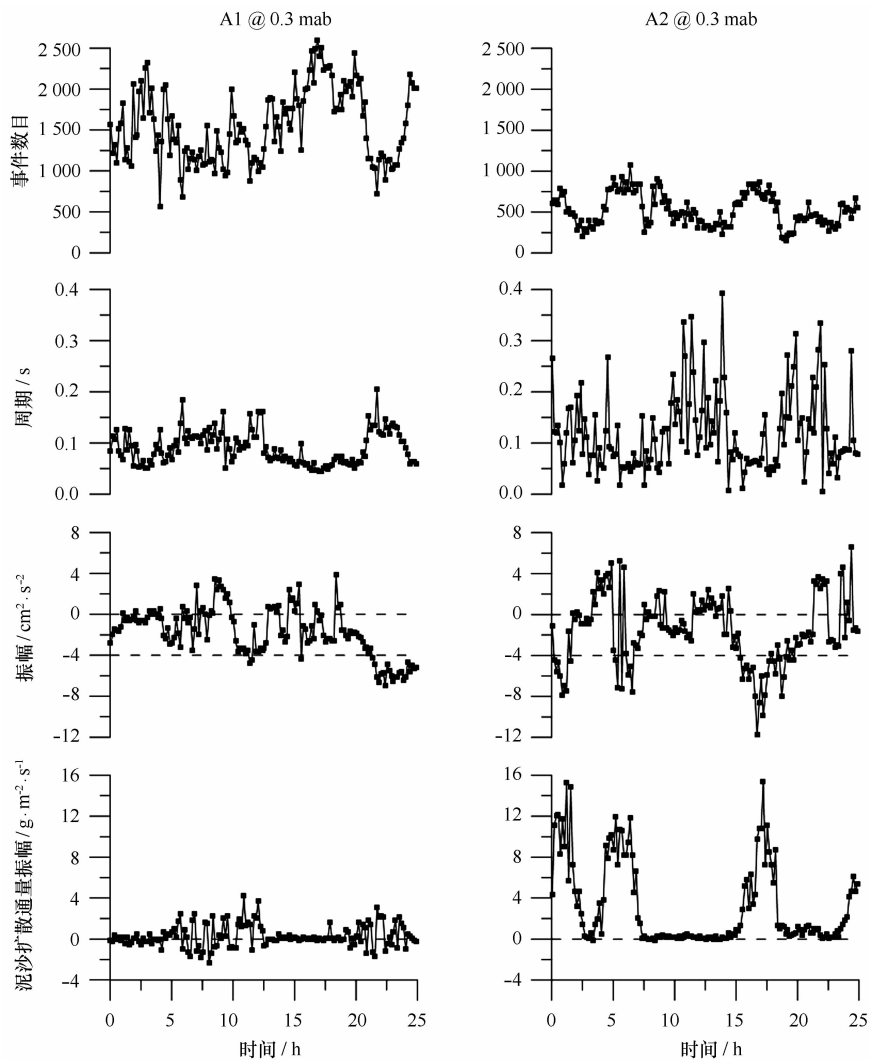


图 11 A1 与 A2 站湍流猝发事件数目、周期、振幅(动量通量)和泥沙通量全潮时间序列

Fig. 11 Time series of number, duration and amplitude of bursting events, and sediment diffusion fluxes at two moored sites A1 and A2

时刻较短、憩流时刻较长;事件振幅急流时刻较大、憩流时刻较小,且多为负值,喷射和扫射作用明显。类似的结果能在泥沙扩散通量上得到体现,这表明 A2 站泥沙扩散通量的峰值主要由较多数的短周期大振幅的猝发事件引起。

由此可见,猝发过程中喷射和扫射事件是垂向泥沙扩散的主要动量来源。急流时刻泥沙扩散通量峰值主要取决于猝发事件的振幅,而不是猝发事件的数量或周期,大振幅猝发事件对泥沙扩散具有重要影响。

6 结论

本文采用泥沙声学反演技术,建立了高分辨率泥

沙反演方法,分析了珠江黄茅海河口底边界层泥沙输移过程,揭示河口泥沙再悬浮与垂向扩散机制,得到以下主要结论:

(1)基于 ADV 信噪比反演的泥沙浓度与光学背向散射(OBS-3A)测得的泥沙浓度具有很好的一致性,泥沙声学反演是测量底边界层高频率泥沙的有效手段。

(2)泥沙浓度、泥沙扩散通量、涡动扩散系数及泥沙扩散系数具有明显随潮汐变化特征,主要表现为急流时刻较大、憩流时刻较小。

(3)利用悬浮泥沙局部平衡理论对沉降速度进行估算,发现沉降速度与泥沙浓度之间的幂函数关系更能描述潮周期内沉降速度的变化。

表 2 A1 和 A2 站湍流猝发事件特征量统计

Tab. 2 Statistical parameters of bursting events at moored sites A1 and A2

流态	猝发事件动量通量特征量			猝发事件泥沙扩散通量特征量		
	数量/个	周期/s	振幅/cm ² ·s ⁻²	数量/个	周期/s	振幅/g·m ⁻² ·s ⁻¹
A1 站						
憩流	1 659	0. 073	−0. 732	2 177	0. 057	0. 055
急流	1 480	0. 089	−2. 397	2 021	0. 065	0. 084
A2 站						
憩流	400	0. 225	−0. 439	1 558	0. 084	0. 251
急流	628	0. 211	−2. 348	1 838	0. 072	4. 987

(4)湍流猝发过程中,喷射和扫射事件是泥沙垂向扩散的主要动量来源。急流时刻泥沙扩散通量峰值主要取决于猝发事件的振幅,大振幅的猝发事件对泥沙垂向扩散具有决定性影响。

参考文献:

[1] Thorne P D,Hanes D M. A review of acoustic measurement of small-scale sediment process[J]. Continental Shelf Research,2002,22: 603—632.

[2] Holdaway G P,Thorne P D,Flatt D,et al. Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration [J]. Continental Shelf Research,1999,19: 421—441.

[3] Ha H K. Acoustic measurements of cohesive sediment transport: suspension to consolidation[M]. The College of William and Mary in Virginia, 2008;55—89.

[4] Salehi M,Strom K B. Using velocimeter signal to noise ratio as surrogate measure of suspended mud concentration[J]. Continental Shelf Research, 2011,31: 1020—1032.

[5] 程鹏,高抒. ADCP 测量悬沙浓度的可行性分析和现场标定[J]. 海洋与湖沼,2001,32(2): 168—174.

[6] 吴加学,张叔英,任来法. 长江口北槽抛泥流速与悬沙浓度时空分布观测[J]. 海洋学报,2003,25(4): 91—103.

[7] 高建华,汪亚平,王爱军. ADCP 在长江口悬沙输运观测中的应用[J]. 地理研究,2004,23(4): 455—462.

[8] Wu J X,Liu J T,Shen H T,et al. Dispersion of disposed dredged slurry in the meso-tidal Changjiang (Yangtze River) Estuary[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science,2006,70: 663—672.

[9] Dyer K R. Coastal and estuarine sediment dynamics[M]. Chichester,1986;55—81.

[10] Nielsen P. Coastal bottom boundary layers and sediment transport[J]. Singapore,World Scientific,1992: 340.

[11] Rose C P,Thorne P D. Measurements of suspended sediment transport parameters in a tidal estuary[J]. Continental Shelf Research,2001,21: 1551—1575.

[12] Voulgaris G,Meyers S T. Temporal variability of hydrodynamics,sediment concentration and sediment settling velocity in a tidal creek[J]. Continental Shelf Research,2004,24: 1659—1683.

[13] Anderson T J,Fredsoe J,Pejrup M. In situ estimation of erosion and deposition thresholds by Acoustic Doppler Velocimeter (ADV)[J]. Estuarine,Coastal and Shelf Science,2007,75: 327—336.

[14] Ha H K,Maa J P-Y. Effects of suspended sediment concentration and turbulence on settling velocity of cohesive sediment[J]. Geosciences Journal,2010,14(2): 163—171.

[15] 周济福,李家春. 河口混合与泥沙输运[J]. 力学学报,2000,32(5): 523—531.

[16] 曹祖德,孔令双,焦桂英. 波、流共同作用下的泥沙起动[J]. 海洋学报,2003,25(3): 113—119.

[17] 白玉川,许栋,张雪岩. 冲积床面上明渠水流湍流特征及其与底层泥沙起动关系的试验研究[J]. 自然科学进展,2005,15(4): 439—445.

[18] 赵焕庭. 珠江河口演变[M]. 北京: 海洋出版社,1990: 357.

[19] Wu J X,Shen H T. Estuarine bottom sediment transport based on “McLaren Model”: A case study of Huangmaohai Estuary,South China[J]. Estuarine,Coastal and Shelf Science,1999,49(2): 265—279.

[20] Liu H,Wu C Y,Xu W M,et al. Contrasts between estuarine and river systems in near-bed turbulent flows in the Zhujiang (Pearl River) Estuary, China[J]. Estuarine,Coastal and Shelf Science,2009,83: 591—601.

[21] Wu J X,Liu H,Ren J,et al. Cyclonic spirals in tidally accelerating bottom boundary layers in the Zhujiang (Pearl River) Estuary[J]. Journal of Physical Oceanography,2011,41(6): 1209—1226.

[22] 鲁远征,吴加学,刘欢. 河口底边界层湍流观测后处理技术方法分析[J]. 海洋学报,2012,34(5): 39—49.

- [23] Deines K L. Backscatter estimation using broadband acoustic Doppler current profilers[C]// Proceedings of the IEEE sixth conference on current measurement. IEEE,1999: 249—253.
- [24] Urick R J. The absorption of sound in irregular particles[J]. Journal of Acoustical Society of America,1948,20(3): 283—289.
- [25] Anderson V C. Sound scattering from a fluid sphere[J]. Journal of Acoustical Society of America,1950,22: 426—431.
- [26] Medwin H,Clay C S. Fundamentals of Acoustical Oceanography[M]. Academic Press,1998:319.
- [27] Salehi M,Strom K B. Relationship between acoustic backscatter strength and suspended sediment concentration using a 6 MHz Nortek Vector Velocimeter[C]// Proceeding of the World Environmental and Water Resources Congress: Challenges of Change,ASCE,2010.
- [28] Fugate D C,Friedrichs C T. Determining concentration and fall velocity of estuarine particle population using ADV,OBS and LISST[J]. Continental Shelf Research,2002,22: 1867—1886.
- [29] Maa J P,Kwon J I. Using ADV for cohesive sediment settling velocity measurements[J]. Estuarine,Coastal and Shelf Science,2007,73: 351—354.
- [30] Lu S S,Willmarth W W. Measurements of the structure of the Reynolds stress in a turbulent boundary layer[J]. Journal of Fluid Mechanism, 1973,60: 481—511.
- [31] Sumer B M,Oguz B. Particle motion near the bottom of turbulent flow in the open channel[J]. Journal of Fluid Mechanism,1978,86(1): 109—127.
- [32] Ashida K,Fujita M. Stochastic model for particle suspension in open channels[J]. Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering,1986,4(2): 21—46.
- [33] Kim H T,Kline S J,Reynolds W C. The production of turbulence near a smooth wall in a turbulent boundary layer[J]. Journal of Fluid Mechanism,1971,50(1): 133—160.
- [34] Narasimha R,Rudra K S,Prabhu A. Turbulent flux events in a nearly neutral atmospheric boundary layer[J]. Philosophical Transactions of Royal Society,2007,365(1852): 841—858.
- [35] Trevethan M,Chanson H. Turbulence and turbulent flux events in a small estuary[J]. Environmental Fluid Mechanics,2010,10(3): 345—368.

ADV-based acoustical sediment inversion and diffusion mechanism in the Pearl River Estuary

Deng Weizhu^{1,2}, Wu Jiaxue¹, Liu Huan¹, Ren Jie¹, Yang Mingming¹, Zhang Yunbo¹

(1. Center for Coastal Ocean Science and Technology, School of Marine Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;
2. Institute of Pearl River Water Resources Protection, Guangzhou 510611, China)

Abstract: Instrumented tripod observations of bottom boundary layer flows and sediment transport were conducted in the 2012 flood season in the Pearl River Estuary, South China. An inversion of high-frequency sediment concentration was performed based on the signal-to-noise ratio of the acoustical Doppler velocimeter with a sampling frequency of 64 Hz. Sediment concentration, upward flux of sediment diffusion, eddy viscosity and sediment diffusivity are highly tide-affected, with large values occurring during peak tides, and small ones during slack tides. Settling velocity of sediment particles is dependent on the power of sediment concentration, rather than linearly on sediment concentration. The analyses of turbulence bursting events demonstrated that ejection and sweep are the major momentum source of sediment diffusion. The sediment diffusion is predominately controlled by the amplitude of bursting events, irrespectively of the occurrence number and duration of turbulence events. The large-amplitude bursting events were found to be responsible for upward sediment diffusion.

Key words: bottom boundary layer; sediment transport; acoustical sediment; Pearl River Estuary