

齐富康, 边昌伟, 徐景平. 渤海海峡沉积物输运的参数化计算[J]. 海洋学报, 2020, 42(3): 83–96. doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.03.008
Qi Fukang, Bian Changwei, Xu Jingping. Parameterization of sediment transport in the Bohai Strait[J]. Haiyang Xuebao, 2020, 42(3): 83–96. doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.03.008

渤海海峡沉积物输运的参数化计算

齐富康¹, 边昌伟², 徐景平^{3,4*}

(1. 中国海洋大学 海洋地球科学学院, 山东 青岛 266100; 2. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 3. 南方科技大学 海洋科学与工程系, 广东 深圳 518055; 4. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266061)

摘要: 本文以 2018 年冬季渤海海峡两个站位的定点连续观测数据为基础, 使用一维参数化方案, 计算了观测站位底边界层内的水平悬浮物输运通量以及推移质输运量。在参数化方案中, 简化的一维对流扩散方程被用于计算底边界层内的垂向悬浮物浓度。为了验证参数化方案的可靠性, 本文基于观测数据对比了两种底剪切应力计算模型、四种临界起动剪切应力计算方法和两种一维对流扩散方程解法。对比结果表明: (1) 不同模型计算的底剪切应力结果相近; (2) 临界起动剪切应力受到颗粒间黏性作用的影响; (3) 一维对流扩散方程的求解过程需要考虑沉积物浓度的分层效应和不同粒径颗粒临界起动剪切应力的差异。基于上述对比结果确定的最优参数化方案, 进一步计算了观测站位的沉积物输运量: (1) 在有再悬浮的时段, 距底 5 m 内的水平悬浮物通量占全水深悬浮物通量的比例 (T01 站约为 21%, T02 站约为 17%) 显著高于相同层位水通量的占比; (2) 依据参数化方案估算的冬季平均的悬浮物通量比忽略底边界层悬浮物浓度垂向变化的传统方法结果高约 16%; (3) 推移质输运量比悬浮质输运量约低两个数量级。

关键词: 底边界层; 悬浮物通量; 推移质输运量; 渤海海峡

中图分类号: P736.21

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2020)03-0083-14

1 引言

渤海海峡是连接渤海和黄海两个陆架海区的唯一通道, 其特殊的地理位置使其成为研究黄河入海物质输运、渤、黄海之间物质交换和泥质体形成等重要科学问题的关键^[1-3]。渤海海峡悬浮物的输运主要受风和潮流的影响, 输运方式包括平流输运和局地再悬浮^[4-7]。水动力强弱影响着悬浮物的动力过程, 当波浪扰动影响到海底时, 波流耦合会增强底剪切应力, 从而更有可能造成海底沉积物的再悬浮^[8]。受东亚季风季节性变化的影响, 渤海海峡冬季水动力强度显著大于夏季, 即冬季沉积物再悬浮作用明显, 导致冬季

悬浮物输运通量显著高于夏季^[5,9]。

目前对渤海海峡的沉积物输运研究主要是基于物理模型和现场观测两种手段。现场观测研究开展稍晚而且观测方式主要是集中于走航和大面站的观测^[1,6-7,10-11], 单点连续观测资料较少^[5,12]。Martin 等^[1]依据观测数据得出渤海海峡南侧水平悬浮物通量 (Suspended Sediment Flux, SSF) 约为 11.9 Mt/a。Bi 等^[5]依据 MODIS 遥感数据和定点连续观测结果, 计算的渤海海峡南侧 SSF 约为 40.0 Mt/a。此外, Wang 等^[7]指出渤海海峡夏季悬浮物浓度 (Suspended Sediment Concentration, SSC) 垂向分布不均匀, 并将 SSC 视为上下两层计算 SSF, 结果要比前人^[5]结果大 16%。综上所述

收稿日期: 2018-12-10; 修订日期: 2019-02-17。

基金项目: 国家自然科学基金 (41530966, 41476070)。

作者简介: 齐富康 (1994—), 男, 山东省临邑县人, 主要从事海洋沉积动力学研究。E-mail: qiqiqi789456@163.com

* 通信作者: 徐景平, 男, 教授, 主要从事海洋沉积动力学研究。E-mail: xujp@sustc.edu.cn

述, 以往的 SSF 计算使用几个层位平均或全水深平均的 SSC 代表整个水体, 忽略了底边界层 (Bottom Boundary Layer, BBL) 流速和 SSC 在垂向上的剧烈变化对结果的影响。此外, 由于缺乏实测数据, 尤其是底边界层沉积动力学观测资料, 量化推移质运输及其在渤海海峡沉积物通量中的贡献存在困难。

利用基于观测数据的参数化计算方法可以增进对底边界层沉积物输运过程和机制的认识。以对流扩散方程为基础的垂向一维参数化模型在河口和海岸悬浮物剖面研究中有广泛的应用^[13-16]。以往一维参数化模型大多假设浓度剖面是 Rouse 分布或者其变异形式^[8, 17-18], 忽略了 SSC 的分层效应和底质泥沙颗粒粒度分级的影响。虽然沉积物浓度分层在河流或浅水地区不明显, 但是在较深水中忽略分层效应会对模拟的浓度剖面产生重要影响^[19-20]。此外, 细颗粒泥沙的黏性作用会阻碍泥沙起动。在黏性颗粒占到一定比例的区域, 忽略底质泥沙颗粒粒度多样性而使用中值粒径代表底质进行再悬浮浓度剖面计算的有效性有待验证。

综上所述, 为了探讨底边界层沉积物输运的重要性, 本文结合观测资料, 确定了最优的沉积物输运一维参数化方案, 计算了渤海海峡冬季底边界层 SSC 剖面分布, 比较了参数化计算底边界层 SSC 与用定值代替底边界层 SSC 这两种情况下底边界层 SSF 计算结果的差异, 最终量化了研究海区的 SSF 和推移质输运。

2 研究区域概况

渤海海峡指辽东半岛南端老铁山西南角至山东半岛蓬莱登州头一带水域, 南北宽度约 100 km, 水深约 20~80 m, 是典型的陆架浅海区。庙岛群岛把渤海海峡分割成若干个水道, 北端的老铁山水道是最重要的水道, 最大水深 86 m; 南端为登州水道, 水深约 20~30 m^[21]。海峡北部底质是砾石和裸露的基岩, 中部和南部底质是相对细颗粒的沉积物, 包括砂、砂质粉砂、粉砂、黏土质粉砂^[22]。

早期研究表明渤海海峡的水通量呈现“北进南出”的格局, 即黄海水流从渤海海峡北侧进入渤海, 渤海的水流由南侧流入黄海^[23-25]。Zhang 等^[26]依据不同季节的观测数据提出了渤海海峡海流运动的 3 种格局, “北进南出”的格局只出现在秋季和冬季。渤海海峡潮汐由 M₂ 分潮占主导, 此外还有 K₁、S₂ 等分潮, 最大潮流流速在 0.7~2.0 m/s 之间^[9, 27-28]。潮汐方向大致呈现与海岸平行的东西向, 涨潮流向西, 落潮流向东。

3 观测数据与方法

3.1 数据资料

本文所用数据为 2018 年 1 月 2-13 日在渤海海峡 T01 和 T02 站 (图 1) 获取的定点连续观测资料 (表 1)。为了图件时间的统一, 本文将 1 月 2 日 08:30 定义为起始时刻, 以 1 h 为间隔递增。

观测中使用包含波浪模块的声学多普勒流速剖面仪 (ADCP) 获取水体的流速剖面 and 波浪参数 (波高、波周期等)。ADCP 发声频率是 614 kHz, 采样间隔 20 min, 安装在底基平台上向上观测, 传感器分别距底 1.55 m (T01) 和 0.80 m (T02), 层厚设置为 0.75 m。此外, 于 1 月 6 日 09:00 到 1 月 7 日 10:00, 利用船基吊放的方式在两个站位同时进行了连续 26 h、每小时一次的剖面观测并分层采水, 搭载仪器有: 采水瓶 3 个和现场激光粒度分析仪 (LISST-200X) 1 台, 采水层位分别是表层 (水下 1 m)、中层 (0.4 倍水深) 和底层 (距底约 3 m), 水样经抽滤、烘干、称重后计算得到实测悬浮物质量浓度 (SSC_p)。实验过程使用的滤膜直径为 47 mm、孔径为 0.45 μm。每个水样使用上下两层滤膜, 下膜为对照组, 用以校正实验过程中上膜的损失。

观测期间使用抓斗取样器获取海底表层样, 并通过 Malvern MS2000 激光粒度仪进行粒度分析测试, 得到样品的粒度频率分布 (图 1)。T01 站中值粒径为 139.8 μm, T02 站中值粒径为 91.2 μm。为了方便后续分粒度计算, 本文将底质粒度分为 8 个组 (表 2)。此外, 分析过程使用的风场数据来自 NCEP 气候预测系统版本 2 (CFSv2) 模拟结果 (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.1/>), 时间间隔为 1 h。

3.2 ADCP 声学信号反演悬浮物浓度

ADCP 声学信号可以用于反演 SSC, 反演得到的悬浮体质量浓度 SSC_i 与观测获得的反向散射等效电压 V_{rms} 相互关系可以写成如下形式^[29]:

$$SSC_i = \left[\frac{V_{rms} \cdot \varphi(r) \cdot r}{K_t \cdot K_s} \right]^2 e^{4(\alpha_w \cdot r)}, \quad (1)$$

式中, $V_{rms} = 10^{K_c \cdot E/20}$, K_c 为转换系数, 将散射强度的单位由 count 转化为 dB, E 为 ADCP 原始后散射强度; $\varphi(r)$ 为近场矫正因子, 取决于测量点到换能器的距离、换能器的半径和信号波长^[30]; r 为测量点到换能器的距离; K_t 为传感器灵敏度, 是测量系统的固定参数; K_s 为悬浮颗粒的散射特性参数, 取决于颗粒粒径、颗粒分布模式以及悬浮颗粒的反向散射形式函数^[31-32]; α_w 为海水吸收导致的信号衰减系数^[33]。如果取观测期间海水各参数的平均值 (温度为 7℃、盐度为 32、

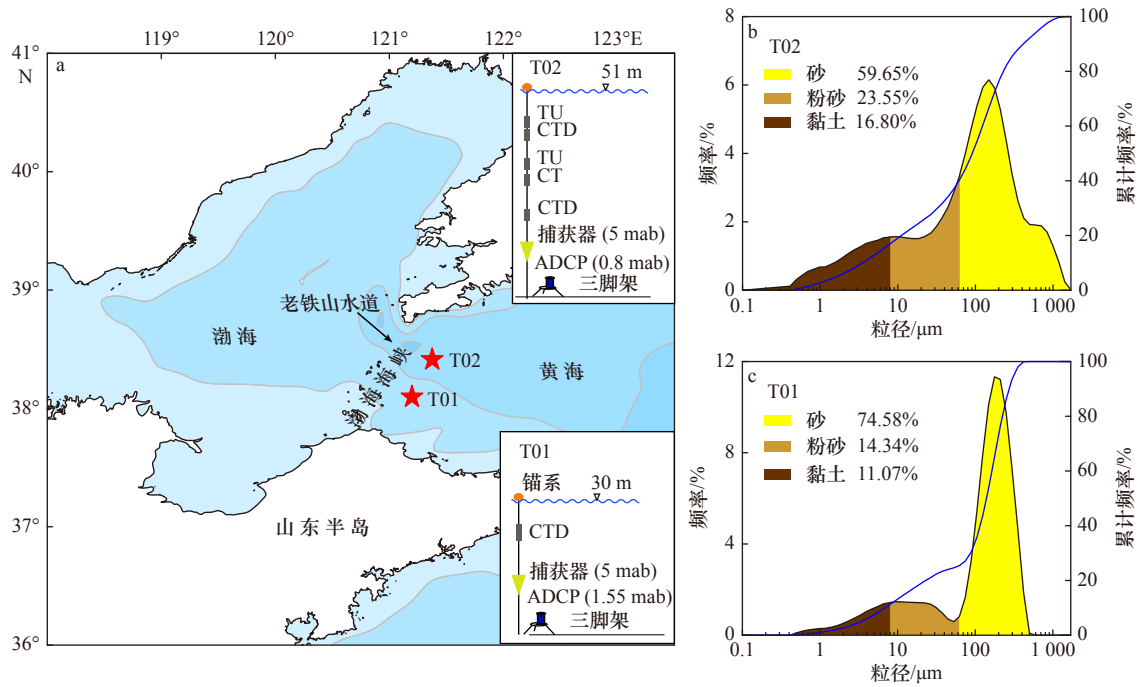


图1 观测站点(a)及其表层样的粒度频率分布(b, c)

Fig. 1 Observation stations (a) and particle size frequency distribution of bed sediments (b,c)

本文将砂定义为粒径大于 62.5 μm 的颗粒, 粉砂定义为粒径 8~62.5 μm 的颗粒, 黏土定义为粒径小于 8 μm 的颗粒

The sand fraction is defined as the particles with a diameter larger than 62.5 μm, the silt fraction is defined as the particles with a diameter between 8 μm and 62.5 μm, the clay fraction is defined as the particles with a diameter smaller than 8 μm

表1 两个站点基本信息和现场观测使用的仪器

Table 1 The basic information of two stations and instruments used during in-situ investigation

站点	平均水深/m	纬度	经度	观测开始日期	观测结束日期	观测平台	搭载仪器
T01	30.9	38.10°N	121.20°E	2018年1月6日	2018年1月13日	锚系、底基三脚架、船基吊放四脚架	ADCP, CTD, 沉积物捕获器, LISST
T02	51.2	38.41°N	121.38°E	2018年1月2日	2018年1月12日	锚系、海床基、船基吊放四脚架	ADCP, CTD, CT, TU, 沉积物捕获器, LISST

表2 T01 和 T02 站海底沉积物组分划分

Table 2 Fractions of bed sediments of stations T01 and T02

组分编号	1	2	3	4	5	6	7	8
粒径/μm	>250	177~250	125~177	88~125	62.5~88	32~62.5	8~32	<8
T01站各组分百分含量/%	13.91	20.98	21.45	13.36	4.89	3.11	11.23	11.07
T02站各组分百分含量/%	17.89	9.63	12.06	11.34	8.74	10.77	12.77	16.80

pH 为 8), 计算得到的信号衰减系数为 0.019 Np/m (1 dB=8.686 Np/m)。依据以上方法, 本文在两个研究站点分别建立 SSC_i 与 SSC_p 的拟合关系(图 2), 发现均存在显著的正线性相关关系, 且斜率接近 1。因此, 由 ADCP 回声强度反演得到的悬浮物质量浓度可以代表实际悬浮物质量浓度。

3.3 剪切应力计算

颗粒的临界起动剪切应力作为海床沉积物起动的阈值, 是表征沉积物抗侵蚀能力的重要指标。当底

剪切应力大于临界起动剪切应力时海底沉积物发生再悬浮。

3.3.1 底剪切应力的参数化计算

本文的底剪切应力使用 Soulsby^[8] 和 Van Rijn^[17] 的模型分别计算并比较。

Soulsby^[8] 的底剪切应力模型计算浪-流合致平均底剪切应力(τ_m)和最大底剪切应力(τ_{max}),

$$\tau_m = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right], \quad (2)$$

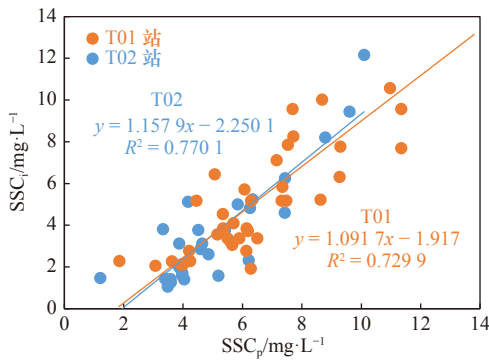


图2 ADCP 回声强度反演的悬浮体浓度 (SSC_i) 与抽滤实验得到的悬浮体浓度 (SSC_p) 拟合

Fig. 2 Linear fitting equations between suspended sediment concentration estimated from ADCP echo intensity (SSC_i) and suspended sediment concentration measured from pumping experiment (SSC_p)

$$\tau_{\max} = \sqrt{(\tau_m + \tau_w |\cos \varphi_{cw}|)^2 + (\tau_w |\sin \varphi_{cw}|)^2}, \quad (3)$$

式中, τ_c 为流致底剪切应力; τ_w 为浪致底剪切应力; φ_{cw} 为浪和流之间的夹角, 详情见附录 1.1。

Van Rijn^[17] 的底剪切应力模型计算时间平均的有效浪-流合致底剪切应力 (τ'_{cw})^[17, 19] 为

$$\tau'_{cw} = \tau'_c + \tau'_w, \quad (4)$$

式中, τ'_c 为有效流致底剪切应力; τ'_w 为有效浪致底剪切应力, 详情见附录 1.2。

3.3.2 不同粒级颗粒临界起动剪切应力的参数化计算

考虑颗粒间黏性作用、底质体积浓度变化的影响, 得到改进的临界起动剪切应力 (τ_{cr}) 计算方程^[34],

$$\tau_{cr, Di} = \begin{cases} (c_{gel}/c_{gel, s})(D_{sand}/D)^\gamma \tau_{cr, o} & D < 62 \mu\text{m} \\ (1 + \rho_{cs})^3 \tau_{cr, o} & D \geq 62 \mu\text{m} \end{cases}, \quad (5)$$

式中, c_{gel} 为底质沉积物的胶凝体体积浓度; $c_{gel, s}$ 为纯砂质沉积物最大体积浓度; D_{sand} 取值 $62.5 \mu\text{m}$; D 表示颗粒粒径; γ 为经验系数 (取 1.5); $\tau_{cr, o}$ 为非黏性颗粒临界起动剪切应力 (附录 1.3); ρ_{cs} 为黏土组分 (粒径小于 $8 \mu\text{m}$) 含量百分比。

除了黏性作用的影响, 不同颗粒之间还会因隐藏-暴露效应而相互影响。为了表征这种效应, Egiazaroff^[35] 提出了一个校正系数 ξ_i (i 为组分编号), 计算方程为

$$\xi_i = \left[\frac{\lg(19)}{\lg(19D_i/D_{50})} \right], \quad (6)$$

式中, D_{50} 为底质的中值粒径。

Kleinhans 和 Van Rijn^[36] 提出计算方程

$$\xi_i = \left[\frac{D_i}{D_{50}} \right]^P, \quad (7)$$

式中, P 为经验系数, 通常介于 $0 \sim -1$ 之间, 本文取原文中推荐的均值 -0.65 。

校正后的临界起动剪切应力 ($\tau_{cr, Di, corr}$) 为

$$\tau_{cr, Di, corr} = \xi_i \frac{D_i}{D_{50}} \tau_{cr, D_{50}}. \quad (8)$$

3.4 悬浮物浓度剖面分布的参数化计算

平衡状态下的 SSC 的垂向分布总是表现为从底层到表层逐渐降低的趋势, 这一垂向分布形态取决于悬浮物沉降速度、底剪切应力和理查森数^[19]。假定悬浮颗粒的沉降与向上的扩散达到平衡即处于稳定状态, 再悬浮浓度剖面可以由对流扩散方程的自由表面边界条件表示^[37],

$$C(z) = \sum_{i=1}^k C_{a, i} \exp \left[- \int_{z_a}^z \frac{w_{s, i}}{\varepsilon_{s, i}(z)} dz \right], \quad (9)$$

式中, $C(z)$ 为距底 z 处的 SSC; $C_{a, i}$ 为组分 i 的参考浓度 (附录 2.1), 当底剪切应力 (τ_{cw}) 小于组分 i 的临界起动剪切应力 ($\tau_{cr, Di}$) 时, $C_{a, i} = 0$; z_a 为参考浓度对应的高度; $w_{s, i}$ 为组分 i 的沉降速度, 本文 $w_{s, i}$ 的最小值取 1 mm/s (附录 2.2), $\varepsilon_{s, i}(z)$ 为组分 i 在距底 z 处的扩散系数 (附录 2.3)。在不同的假设条件下, 式 (9) 有不同的解。

(1) 当假设 $\varepsilon_{s, i}(z)$ 随着距底高度增加呈抛物线形态变化、 $w_{s, i}$ 为定值时, 式 (9) 有解析解, 即经典的 Rouse 分布剖面: $c/c_a = \{[(h-z)/z][a/(h-a)]\}^{w_{s, i}/\kappa u_*}$, c 为距底 z 处的 SSC, c_a 为参考浓度, h 为水深, a 表示参考浓度的距底高度, u_* 为总摩阻流速, κ 为 Von Karman 常数, 取 0.4。(2) 当假设 $\varepsilon_{s, i}(z)$ 满足 Van Rijn^[17, 19] 提出的考虑沉积物浓度分层效应的计算方法 (附录 2.3) 时, 式 (9) 没有解析解, 可以采用基于积分定义的方法求解。

悬浮物的来源主要包括两种形式: 局地再悬浮和平流运输。式 (9) 的计算结果只能反映再悬浮时刻观测站位的 SSC 剖面分布, 要得到与观测数据相近的结果, 还需考虑平流运输的影响。

本文假定观测站点周围区域在同一时刻有着相同的 SSC, 则随着时间的推移 SSC 剖面呈现出近似于局地再悬浮浓度剖面逐渐沉降的形态, 即

$$C(z)_{t_2} = \max \left\{ \sum_{i=1}^k C_{a, i} \exp \left(- \int_{z_a}^z \frac{w_{s, i}}{\varepsilon_{s, i}(z)} dz \right), C[z + w_{s, i}]_{t_1} \right\}, \quad (10)$$

式中, $t_2 = t_1 + 1$, $C(z)_{t_2}$ 表示 t_2 时刻距底 z 处的 SSC; $C[z + w_{s, i}]_{t_1}$ 表示 t_1 时刻距底 $[z + w_{s, i}]$ 处的 SSC。基于这一假定, 求得时间序列的再悬浮浓度剖面。此外, 再悬浮浓度剖面以同水深观测浓度的最小值作为背景浓度, 从而得到最终的模拟 SSC 剖面。

3.5 物质运输的计算

3.5.1 推移质运输的参数化计算

Van Rijn^[38] 提出了分粒级计算推移质运输的公式,

$$q_b = 0.5\rho_s p_i f_i D_i [D_{s,i}]^{-0.3} [\tau'_{b,cw}/\rho]^{0.5} [T_i], \quad (11)$$

式中, q_b 为推移质输运速率; ρ_s 为沉积物的密度; ρ 为海水的密度(缺省值 $1\ 027\ \text{kg/m}^3$); p_i 为底质中组分 i 占比; $f_i = D_{\text{sand}}/D_i$ 且大于等于 1; $D_{s,i} (= [g(s-1)/\nu^2]^{1/3} D)$ 为组分 i 的无量纲粒径, g 为重力加速度(缺省值 $9.8\ \text{m/s}^2$), $s = \rho_s/\rho$, ν 为水的运动黏度(缺省值 $1.36 \times 10^{-6}\ \text{m}^2/\text{s}$); $\tau'_{b,cw}$ 为浪-流合致底剪切应力; $T_i (= (\tau'_{b,cw} - \tau_{cr,D_i})/\tau_{cr,D_i})$ 为超过临界值的剪切应力。

3.5.2 水平方向悬浮物单宽通量的计算

SSF(单位: $\text{g}(\text{m}\cdot\text{s})$) 计算公式为

$$\text{SSF}_{u(v)} = \frac{\sum_{t=1}^t \int_0^h u(v) \cdot \text{SSC} \, dz}{n}, \quad (12)$$

$$\text{SSF} = \sqrt{\text{SSF}_u^2 + \text{SSF}_v^2}, \quad (13)$$

式中, h 为水深; u 和 v 分别为流速的东向和北向分量; $\text{SSF}_{u(v)}$ 分别为 SSF 的东向和北向分量; t 表示时间(单位: h), 当 $t=1$ 时, 计算结果为瞬时通量, 当 $t=25$ 时, 计算结果为周期平均的瞬时净通量。由调和可知, 研究区最主要分潮是 M_2 和 K_1 , 因此时间平均的净通量计算近似选取 2 倍的 M_2 分潮周期, 即 25 个小时为 1 个周期。

因为观测数据缺乏底层的流速分布, 所以需要参数化方法求解。在海床底面以上数米的范围内, 流速 ($u(z)$) 与高度 (z) 之间满足对数分布,

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (14)$$

式中, u_* ($= \sqrt{\tau_c/\rho}$) 为摩阻流速; z_0 为尼古拉兹床底粗糙度, 当只考虑颗粒产生的摩擦阻力时, $z_0 = D_{s0}/12$, 总的粗糙度使用 $0.2\ \text{mm}$ ^[39]。

公式 (14) 的应用范围在浅水(水深数米)约为底面以上数厘米, 在陆架海区(水深数十米)约为流致底边界层厚度的 20%~30%^[8]。流致底边界层的厚度为 δ_v , $\delta_v = 0.44u_*/f$, f 为科氏参数^[39]。经计算, 在约 99.6% 的观测时间里, 流致底边界层的厚度大于等于 5 m; 在约 83.5% 的观测时间里, 底边界层流速对数层的厚度大于等于 5 m。所以本文将 5 m 定义为研究站位底边界层厚度, 并用公式 (14) 计算其流速剖面。

4 参数化方案的对比

4.1 剪切应力分析

4.1.1 底剪切应力计算模型对比

如图 3a 所示, 在两个观测站位, τ_c -Soulsby (Soulsby 模型计算值) 和 τ_c -Van Rijn (Van Rijn 模型计算值) 是基本一致的, 但 τ_w -Soulsby 要略大于 τ_w -Van

Rijn。图 3b 中, τ_m -Soulsby、 τ_{max} -Soulsby 和 τ'_{cw} -Van Rijn 在趋势上一致, τ_{max} -Soulsby 和 τ'_{cw} -Van Rijn 两者更加接近, 差异主要是浪致底剪切应力差异造成的。因为本文的后续计算使用了 Van Rijn 提出的诸多经验公式, 所以剪切应力使用 Van Rijn 模型的计算结果。

4.1.2 临界起动剪切应力计算方法对比

图 4 给出了 T01 站不同方法计算的 τ_{cr} , 在粒径小于 $32\ \mu\text{m}$ 颗粒内使用校正系数 ζ_1 (公式 (6)) 计算的 τ_{cr} 明显大于其他 3 种方法, 所以公式 (6) 在计算粒径小于 $32\ \mu\text{m}$ 颗粒的 τ_{cr} 时可能偏大。本文使用的是公式 (5) 的计算结果, 即计算过程考虑了颗粒间的黏性作用。

4.2 不同对流扩散方程假设的对比

为了选取最优的再悬浮浓度剖面参数化方案, 本文挑选了不同假设条件下两个站位若干再悬浮时刻的对流扩散方程计算结果进行对比(图 5)。当综合考虑浓度分层效应和底质粒级多样性时, 模型结果与 ADCP 反演的 SSC 对应最好。以中值粒径代表底质计算得到的浓度剖面显著小于分粒级计算的浓度剖面, 其主要原因是中值粒径的起动剪切应力高于较细粒的颗粒, 导致计算的总参考浓度相对较小, 该现象说明在黏性颗粒占一定比例的海区, 中值粒径并不能完全代表底质进行再悬浮浓度剖面的计算。此外, 忽略分层效应会导致计算的浓度剖面在上下层几乎一致, 即随距底高度的增加 SSC 变化不大。因此为了更准确地表达再悬浮浓度剖面, 本文后续计算使用了考虑浓度分层效应和底质粒级多样性的方法。

5 结果与讨论

依据月相、风速(图 6)和水位(图 7a, 图 7e)数据, 将观测数据分为 3 个阶段(图 6)。S1: 1~142 时为大潮阶段; S2: 143~198 时为大风阶段(风速大于 $10.8\ \text{m/s}$ 定义为大风天气); S3: 199 时到观测结束为小潮(伴随短时大风)阶段。

5.1 风和水动力环境

观测期间, 研究海区风速的平均值是 $7.9\ \text{m/s}$, 最大风速 $16.9\ \text{m/s}$ 。S1 期间, 风向主要是在西北到东北之间摆动, S2 期间主要为西北风, S3 期间风向在西到北之间摆动(图 6)。

观测流速反映了研究海区具有混合半日潮的特征(图 6), 最大流速对应着涨潮、落潮的中间时刻(图 7a, 图 7e)。T01 站的潮流方向为西北-东南向, 距底 5 m 最大流速 ($0.64\ \text{m/s}$) 出现在 S2 期间。在 S2 期间,

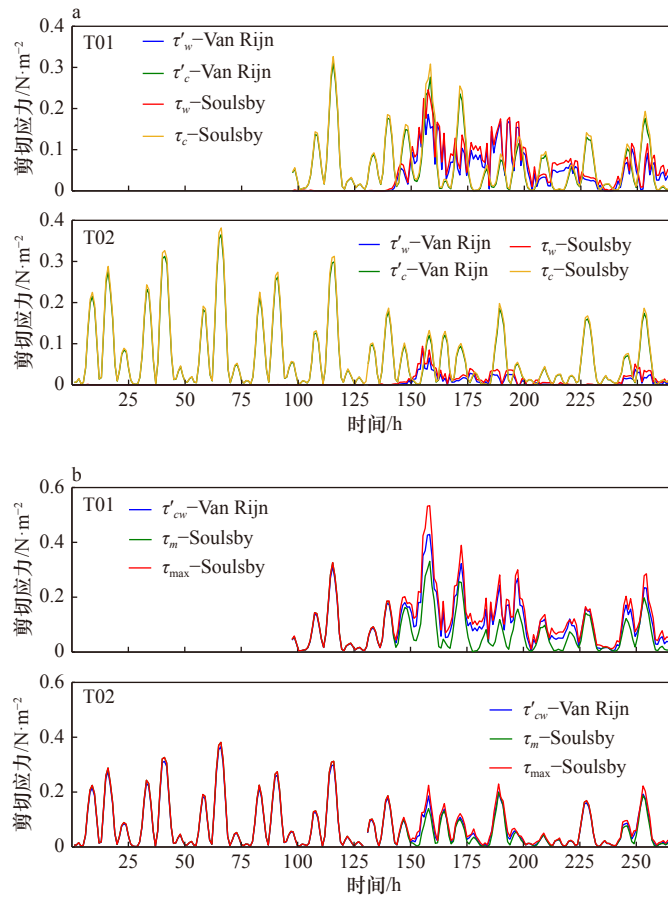


图 3 Soulsby^[8] 和 Van Rijn^[17] 模型计算底剪切应力的对比
 Fig. 3 Comparison of bed shear stress calculated by Van Rijn's^[17] and Soulsby's^[8] models

a. 浪致 (τ_w) 和流致 (τ_c) 底剪切应力; b. 浪-流合致底剪切应力
 a. Wave-related bed shear stress (τ_w) and current-related bed shear stress (τ_c); b. bed shear stress beneath combined waves and currents

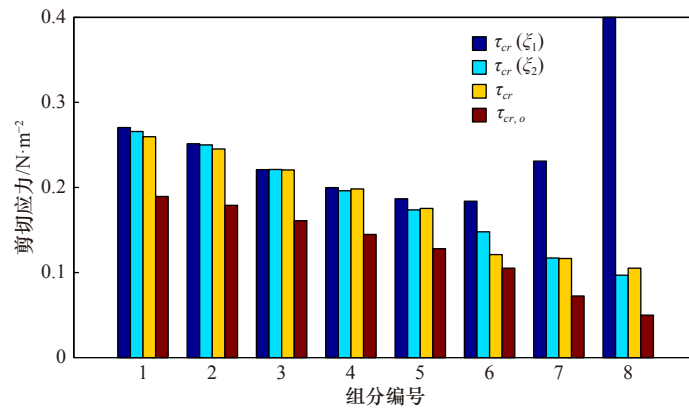


图 4 T01 站 8 种粒径组分不同临界启动剪切应力 (τ_{cr}) 计算方法的结果对比

Fig. 4 Comparison of the results of different critical bed-shear stress (τ_{cr}) calculations for 8 particle size fractions at T01 Station

蓝色为基于公式 (6) 校正系数 ξ_1 计算的 τ_{cr} ; 青色为基于公式 (7) 校正系数 ξ_2 计算的 τ_{cr} ; 黄色为基于公式 (5) (考虑颗粒间的黏性作用) 的计算结果; 红色为假设颗粒间无黏性的计算结果

Blue bar represents τ_{cr} calculated basing on correction factor ξ_1 calculated by Eq. (6); cyan bar represents τ_{cr} calculated basing on correction factor ξ_2 calculated by Eq. (7); yellow bar represents the results of Eq. (5) where cohesive effects are related; red bar represents the results of assuming no clay coating effects between particles

T01 站东向流明显增强, 西向减弱 (图 6)。T02 站主要表现为规律的近东-西向的潮流, 距底 5 m 最大流

速 (0.76 m/s) 出现在 S1 期间。T02 的最大流速从 S1 到 S3 有明显的减弱, S2 期间并没有出现类似于

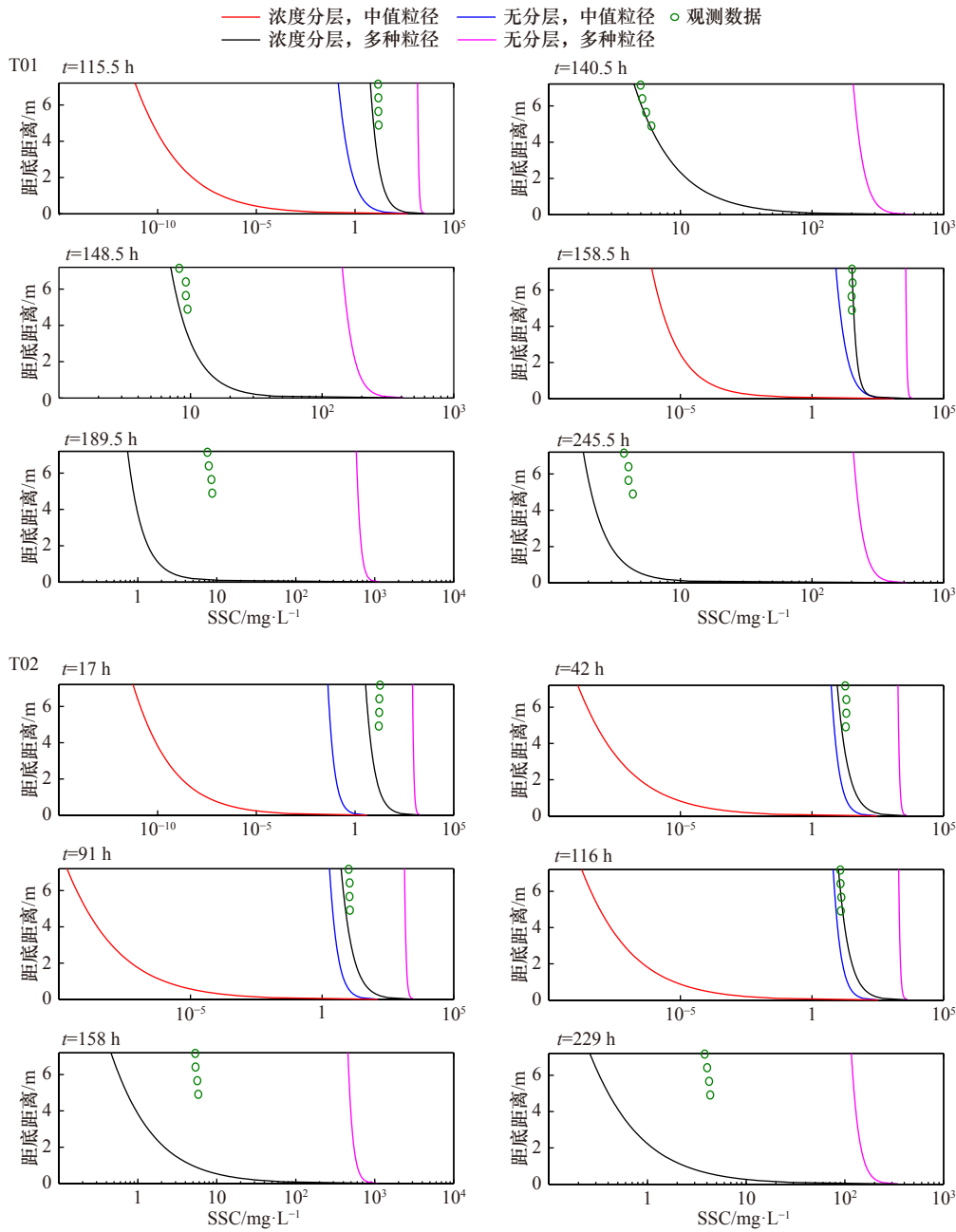


图5 T01 和 T02 站在不同时刻的再悬浮浓度剖面与观测浓度剖面的对比

Fig. 5 Comparison between modeled SSC profile and measured SSC profile at observation stations T01 and T02 at different time

t 表示时刻。红色线表示中值粒径代入考虑分层效应的简化平流扩散方程的结果; 黑色线表示不同粒径颗粒分别代入考虑分层效应的简化平流扩散方程的结果; 蓝色线表示中值粒径带入 Rouse 剖面的结果; 粉红色线表示不同粒径颗粒分别带入 Rouse 剖面的结果; 绿色圆圈表示

ADCP 声学信号反演的 SSC

t represents time. Red line represents the result of simplified advection-diffusion equation involving stratification effects under median diameter; black line represents the result of simplified advection-diffusion equation involving stratification effects under graded particle diameters; blue line represents the result of Rouse profile under median diameter; pink line represents the result of Rouse profile under graded particle diameters; green circles represents SSC by ADCP backscatter inversion

T01 同时段的流速极大值。

T01 站最大有效波高为 3.44 m, 最大波周期为 7.5 s, S2 期间平均有效波高为 2.26 m, 平均波周期为 6.54 s (图 7b)。T02 站最大有效波高为 2.88 m, 最大波周期

为 9.5 s (第 137、138 时), S2 期间平均有效波高为 1.98 m, 平均波周期 6.85 s (图 7f)。因为波浪的能量随着水深增加而逐渐降低, 所以 T01 站底层的波浪轨道流速 (U_w) 大于 T02 站。波浪轨道流速的趋势由有效波高

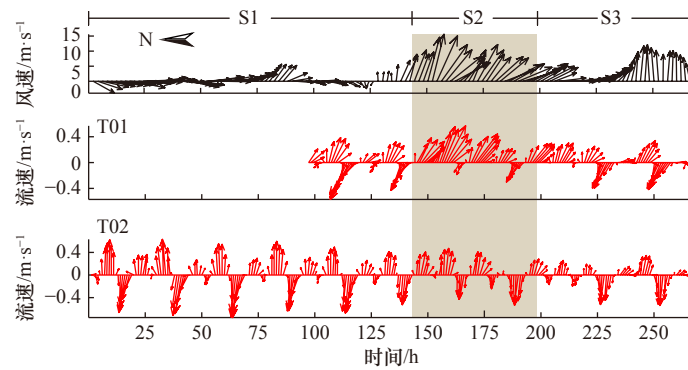


图6 观测站位 T01 和 T02 的风速和距底 5 m 的流速

Fig. 6 Wind speed and current velocity at 5 MAB at observation stations T01 and T02

黑色箭头表示风速,红色箭头表示流速。箭头的长度和方向分别表示流或风的大小和方向。S1 表示大潮阶段, S2 表示大风阶段(阴影部分), S3 表示小潮(伴随短时大风)阶段

Black arrows represent wind speed and red arrows represent current velocity. The length and the direction of the arrow indicates the magnitude and the direction of current or wind respectively. S1 represents the stage of spring tides, S2 represents the stage of strong winds (the dash area) and S3 represents the stage of neap tides with short term winds

(H_s)和波周期(T)共同决定,且均为正相关关系。当水深 $h < 0.1gT^2$ 或 $h < 10H_s$ 时,波浪才会产生明显作用于底质的震荡流速^[8]。依据这一标准, T01 站波浪作用的平均水深约为 42 m, T02 站波浪作用的平均水深约为 46 m,所以 T01 站底质再悬浮受到潮流和波浪(有效波高及波周期)的共同影响, T02 站底质再悬浮主要受潮流的影响。

5.2 剪切应力和悬浮物浓度

T01 站位的浪-流合致底剪切应力范围为 0.003~0.429 N/m²(图 7c),在 S2 期间和 S3 的部分时刻浪致底剪切应力贡献明显,最大浪-流合致底剪切应力和最大浪致底剪切应力对应着同一时刻。T02 站位的浪-流合致底剪切应力范围为 0.001~0.365 N/m²(图 7g),大风期间浪致底剪切应力贡献小,最大合致底剪切应力和最大流致底剪切应力对应着同一时刻。

T01 站的 3 个阶段均有显著的底质再悬浮,再悬浮时刻($\tau_{cw} > \tau_{cr}$)占观测时间的比例均超过 26%(图 7c),最大值出现在 S2 期间达到 58%。在 S2 期间受波浪作用的影响,再悬浮作用加强, T01 站观测 SSC(以 ADCP 反演的距底 5 m SSC 为例)也有明显的升高(图 7d)。T02 站 3 个阶段再悬浮时段占观测时间的比例依次递减, S3 期间再悬浮时段占比只有 6%。T02 站在 S1 期间再悬浮作用较强(图 7g),平均观测 SSC 明显大于 S2 和 S3(图 7h),而在 S2 期间 SSC 没有明显升高。

总体来看,观测 SSC 对底质再悬浮有很好的响应,尤其是在 T01 站的 S1、S2 和 T02 站的 S1 期间(图 7c,图 7d,图 7g,图 7h),说明在这些时间段内观测站位底边界层 SSC 剖面分布主要受再悬浮控制。

5.3 模拟与观测悬浮物浓度对比

T01 站位距底 5 m 模拟 SSC 与观测 SSC 的对比表明,在第 115~124 小时期间, T01 站观测 SSC 出现了持续约 9 个小时的高值,而模拟 SSC 高值仅与底剪切应力高值对应,只出现在第 115 个小时前后(图 7d)。这一现象可能是因为该时段 SSC 空间分布不均,渤海一侧的高浓度水体向东输运到观测点形成持续的 SSC 高值^[5,12]。观测 SSC 较模拟 SSC 有滞后现象,在距底 5 m 的位置大约滞后 2 个小时。第 175 个小时前后模拟峰值明显高于观测峰值,其可能原因是在经历一次大风事件后,再悬浮颗粒还未沉降,底质沉积物供应不足,所以实际浓度达不到理论值。第 252 个小时前后,模拟 SSC 突然出现了高值,这是因为该时刻同时具备较大的扩散系数(ϵ_s)和底剪切应力(τ_{cw})(图 7c)。因为模拟过程使用的观测波浪周期是间隔 1 h 的瞬时值,存在一定的偶然性。而该时刻波周期对应着一个低谷(图 7b),导致扩散系数计算值较大,造成了模拟与观测 SSC 不一致的峰值。T02 站观测 SSC 与模拟 SSC 在 S1 期间对应最好,观测 SSC 较模拟 SSC 同样有 1~2 h 的滞后(图 7h)。

通过两个站位模拟与观测 SSC 的对比发现,该计算模型更加适合潮流控制的海区,当有明显波浪作用时,模拟结果比单纯考虑潮流作用时差,主要表现为观测 SSC 的相对滞后以及观测波浪参数瞬时值的变化导致的扩散系数异常。

5.4 物质运输的讨论

5.4.1 参数化计算底边界层悬浮物通量的重要性

在 T01 站 S1、S2 和 T02 站 S1 的部分再悬浮时

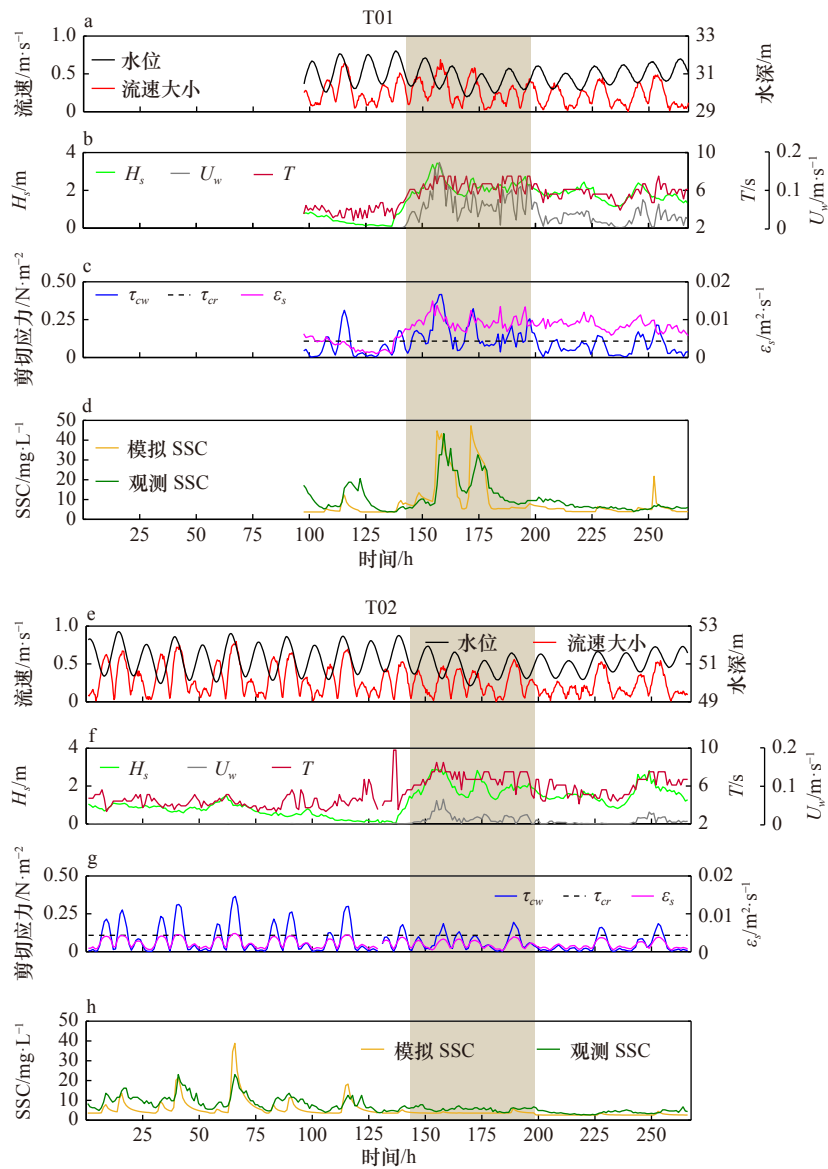


图7 T01 和 T02 站位时间序列的数据

Fig. 7 Time series data of T01 and T02 stations

a, e. 距底 5 m 的流速大小和 ADCP 观测的水位; b, f. 有效波高 (H_s)、波周期 (T)、波浪轨道流速 (U_w); c, g. 浪-流合致有效底剪切应力 (τ_{cw}')、 $8 \mu\text{m}$ 颗粒的临界启动剪切应力 (τ_{cr})、 $8 \mu\text{m}$ 颗粒在距底 5 m 的扩散系数 (ϵ_s); d, h. 距底 5 m 的模拟 SSC 和观测 SSC
 a, e. current velocity at 5 m above bottom and water level observed by ADCP; b, f. significant wave height (H_s), wave period (T) and wave orbital velocity (U_w);
 c, g. effective bed shear stress combined currents and waves (τ_{cw}'), critical bed-shear stress (τ_{cr}) for particle size of $8 \mu\text{m}$ and mixing coefficient (ϵ_s) for particle size of $8 \mu\text{m}$ at 5 m above bottom; d, h. modeled and measured SSC at 5 m above bottom

刻, 参数化方案计算的底边界层内的水平方向悬浮物单宽通量 ($\text{SSF}_{1_{h1}}$) 占全水深 $\text{SSF}(\text{SSF}_h)$ 的比例 ($\text{SSF}_{1_{h1}}/\text{SSF}_h$) 都显著高于底边界层内水通量相对全水深水通量的比例 (T01 站约为 13%, T02 站约为 10%) (图 8)。T01 站再悬浮时刻 $\text{SSF}_{1_{h1}}/\text{SSF}_h$ 的平均值约 21%, 最高值约 49%; T02 站再悬浮时刻 $\text{SSF}_{1_{h1}}/\text{SSF}_h$ 的平均值约 17%, 最高值约 47%。这表明在再悬浮时刻, 底边界层 SSC 的垂向变化对 SSF 有不可忽略的影响。

为了进一步量化 SSC 的垂向变化对底边界层

SSF 计算结果的贡献, 本文对比了参数化计算底边界层 SSC 与用定值代替底边界层 SSC 这两种情况下, 底边界层 SSF 计算结果的差异。在 T01 站 S1、S2 和 T02 站 S2 的部分再悬浮时刻, $\text{SSF}_{1_{h1}}$ 显著高于将 SSC 视为定值计算的底边界层 $\text{SSF}(\text{SSF}_{2_{h1}})$ (图 8)。其中, T02 站 S1 期间 $\text{SSF}_{1_{h1}}/\text{SSF}_{2_{h1}}$ 的值比 T01 站 S2 期间相对更高, 这主要是受扩散系数的影响。扩散系数表征沉积物扩散的难易, 扩散系数越大, 沉积物越容易发生扩散。受到波浪混合作用的影响, T01

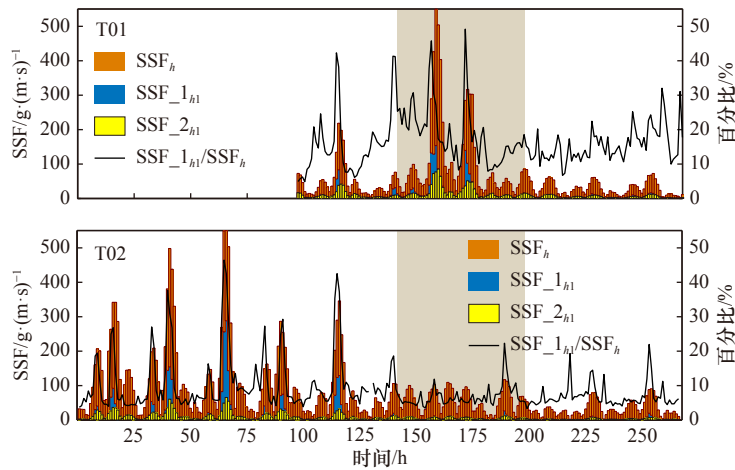


图 8 比较参数化计算底边界层(BBL)SSC 与用定值代替底边界层 SSC 这两种情况下,底边界层时间序列 SSF 计算结果的差异

Fig. 8 The differences of the calculation results of time-series SSF in BBL under the comparison between SSC calculated by parameterization scheme and SSC in BBL replaced by the constant

SSF_{1_{h1}} 表示使用选取的最优参数化方案计算的底边界层 SSF。SSF_{2_{h1}} 表示把底边界的 SSC 视为定值,计算的底边界层 SSF。SSF_h 表示以 SSF_{1_{h1}} 为底边界层通量计算的全水深 SSF。SSF_{1_{h1}}/SSF_h 表示 SSF_{1_{h1}} 占 SSF_h 的比例

SSF_{1_{h1}} represents SSF in BBL calculated by optimal parameterization scheme. SSF_{2_{h1}} represents SSF in BBL regarding SSC as a constant. SSF_h represents SSF in the whole water column regarding SSF_{1_{h1}} as SSF in BBL. SSF_{1_{h1}}/SSF_h represents the proportion of SSF_{1_{h1}} in SSF_h

站位 S2、S3 期间颗粒扩散系数超过 T02 站 S1 期间 1 倍以上(图 7c, 图 7g),再悬浮物更加容易扩散到上层水体,SSC 在垂向上分布更加均匀,导致 SSF_{1_{h1}}/SSF_{2_{h1}} 相对减小,即波浪作用导致 S2 期间再悬浮时刻的 SSF_{1_{h1}}/SSF_{2_{h1}} 小于 S1。

前人在计算 SSF 时总是忽略底边界层 SSC 的垂向变化^[5, 7],为了从定量角度比较差异,本文分别用 SSF_{1_{h1}} 和 SSF_{2_{h1}} 计算了全水深周期平均的 SSF 并计算相对误差 $P(P = (SSF_{1_{h1}} - SSF_{2_{h1}})/(SSF_{2_{h1}} + SSF_h - SSF_{1_{h1}}) \cdot 100\%)$ 。计算结果为两个站位 S1 期间的平均相对误差 $P \approx 44\%$, S2 期间平均相对误差 $P \approx 10\%$, S3 期间平均相对误差 $P \approx 0\%$ 。参考前人的统计结果,研究海区冬季的平均大风天气数约为 51 d^[40]。假设大风天气发生在大潮或小潮期间的概率相当,则依据本文参数化方案估算的渤海海峡冬季平均 SSF 比传统方法计算结果高约 16%。

5.4.2 悬浮物通量和推移质输运量

两个观测站位在观测期间总体的 SSF 趋势是“北进南出”,即 T02 站悬浮物由北黄海向渤海输运, T01 站悬浮物由渤海向北黄海输运(表 3)。T01 站只有在 S2 期间的沉积物输运方向为由西向东, S1、S3 期间均为由东向西,但是 S2 期间平均 SSF 是其他两个阶段的 4~12 倍,这表明西北大风对渤海海峡南侧沉积物向北黄海输运有重要贡献。

基于前人的研究结果,在底质粒径小于 300 μm

表 3 T01 和 T02 站平均悬浮物通量 (SSF) 和推移质通量分析对比

Table 3 The comparison of mean SSF throughout the whole water column and bed-load transport

站位	阶段	SSF/g·(m·s) ⁻¹	方向/(°)	推移质通量/g·(m·s) ⁻¹
T01	S1	23.10	334	0.16
	S2	93.11	145	0.41
	S3	7.68	353	0.035
T02	S1	30.73	348	0.22
	S2	14.00	269	0.034
	S3	6.93	234	0.018

的条件下,悬浮物输运量远大于推移质输运量(<1%)^[34]。本文在观测期间计算的推移质通量普遍比 SSF 低两个数量级左右,与前人结果相近。这表明,推移质输运在渤海海峡沉积物输运量研究中可以忽略(表 3)。

6 结论

依据渤海海峡冬季的定点连续观测资料,本文描述了研究站位大潮、小潮和大风阶段的水动力特征,并用实测数据说明了西北大风对渤海海峡冬季物质输运“北进南出”格局的重要影响。

为了探讨底边界层沉积物输运的重要性,本文利用简化的一维参数化方案,计算了研究站位底边界层

的SSF和推移质输运量。为了验证不同参数化方法的可靠性,计算过程对比了不同的参数化方法:(1) Soulsby和Van Rijn提出的两种计算底剪切应力模型的计算结果相近;(2)不同临界起动剪切应力计算方法的差异较大,临界起动剪切应力的计算需考虑颗粒间黏性作用的影响;(3)垂向一维对流扩散方程模型的不同解法与实测数据对比结果表明该模型可以用来定量计算研究区再悬浮时刻SSC,计算过程中要考虑沉积物浓度的分层效应和底质不同粒级颗粒临界起动剪切应力的差异;具体来说,不考虑浓度分层效应会导致SSC在水体上下层几乎一致,而以中值粒径代表底质的粒径分级计算得到的剖面SSC相对偏小。

沉积物输运的研究结果表明,在有显著再悬浮作用的时段,底边界层SSC是垂向变化的。受SSC垂

向梯度的影响,渤海海峡冬季底层5m的SSF占全水深SSF的比例(T01站约为21%,T02站约为17%)显著高于相应层位水通量占全水深水通量的比例。经估算,如果不考虑SSC在底边界层的垂向变化,水平悬浮物通量的平均相对误差在大风期间约为10%,大潮期间约为44%。依据本文参数化方案估算的渤海海峡冬季平均的SSF比传统方法计算结果高约16%。此外,渤海海峡冬季推移质比悬移质输运低两个数量级左右,在研究沉积物输运通量时可以忽略。

致谢: 本研究海上观测工作搭载了“东方红2”号科考船执行的黄、渤海共享航次。感谢中国海洋大学海洋地球科学学院王保铎老师和诸位同门在现场观测和室内实验中提供的支持与帮助。

参考文献:

- [1] Martin J M, Zhang J, Shi M C, et al. Actual flux of the Huanghe (Yellow River) sediment to the Western Pacific Ocean[J]. *Netherlands Journal of Sea Research*, 1993, 31(3): 243-254.
- [2] 王桂芝,高抒.黄渤海水体交换、悬沙特征及其对渤海海峡沉积的影响[J]. *海洋通报*, 2002, 21(1): 43-48.
Wang Guizhi, Gao Shu. Characteristics of Yellow-Bohai Sea water exchange and suspended sediment: their effects on sedimentation in the Bohai Strait[J]. *Marine Science Bulletin*, 2002, 21(1): 43-48.
- [3] Yang Z S, Liu J P. A unique Yellow River-derived distal subaqueous delta in the Yellow Sea[J]. *Marine Geology*, 2007, 240(1/4): 169-176.
- [4] 蒋东辉,高抒.渤海海峡潮流底应力与沉积物分布的关系[J]. *沉积学报*, 2002, 20(4): 663-667.
Jiang Donghui, Gao Shu. Relationship between the tidally-induced near-bed shear stress and the distribution of surficial sediments in the Bohai Strait[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2002, 20(4): 663-667.
- [5] Bi Naishuang, Yang Zuosheng, Wang Houjie, et al. Seasonal variation of suspended-sediment transport through the southern Bohai Strait[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 93(3): 239-247.
- [6] Wang Houjie, Wang Aimei, Bi Naishuang, et al. Seasonal distribution of suspended sediment in the Bohai Sea, China[J]. *Continental Shelf Research*, 2014, 90: 17-32.
- [7] Wang Yan, Li Rihui, Wen Zhenhe, et al. The summer spring-neap variation of the water thermohaline-turbidity structure and its dynamical mechanism in the southern Bohai Strait[J]. *Continental Shelf Research*, 2014, 90: 52-59.
- [8] Soulsby R L. Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications[M]. London: Thomas Telford, 1997.
- [9] Jiang Wensheng, Pohlmann T, Sun Jun, et al. SPM transport in the Bohai Sea: field experiments and numerical modelling[J]. *Journal of Marine Systems*, 2004, 44(3/4): 175-188.
- [10] Qiao Lulu, Zhong Yi, Wang Nan, et al. Seasonal transportation and deposition of the suspended sediments in the Bohai Sea and Yellow Sea and the related mechanisms[J]. *Ocean Dynamics*, 2016, 66(5): 751-766.
- [11] 李爱超,乔璐璐,万修全,等.渤海海峡悬浮体分布、通量及其季节变化[J]. *海洋与湖沼*, 2016, 47(2): 310-318.
Li Aichao, Qiao Lulu, Wang Xiuquan, et al. Distribution, flux and seasonal variation of suspended particulate matters in the Bohai Strait[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2016, 47(2): 310-318.
- [12] Wang Aimei, Wang Houjie, Bi Naishuang, et al. Sediment transport and dispersal pattern from the Bohai Sea to the Yellow Sea[J]. *Journal of Coastal Research*, 2016, 74: 104-116.
- [13] 时钟,周洪强.长江口北槽口外悬沙浓度垂线分布的数学模拟[J]. *海洋工程*, 2000, 18(3): 57-62.
Shi Zhong, Zhou Hongqiang. Numerical modelling of concentration profiles of suspended sediment in the Changjiang Estuary[J]. *Ocean Engineering*, 2000, 18(3): 57-62.
- [14] Xu J P, Noble M, Eitrem S L. Suspended sediment transport on the continental shelf near Davenport, California[J]. *Marine Geology*, 2002, 181(1/3): 171-193.
- [15] 原野,江文胜,高会旺,等.莱州湾口弱层结水体中沉积物再悬浮特征及其水平、沉降通量研究[J]. *海洋与湖沼*, 2011, 42(1): 1-8.
Yuan Ye, Jiang Wensheng, Gao Huiwang, et al. Resuspension and associated horizontal, settling fluxes of sediment in the weakly stratified Laizhou Bay mouth[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2011, 42(1): 1-8.
- [16] Xiong Jilian, Wang Xiaohua, Wang Yaping, et al. Mechanisms of maintaining high suspended sediment concentration over tide-domin-

- ated offshore shoals in the southern Yellow Sea[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2017, 191: 221–233.
- [17] Van Rijn L C. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas[M]. Amsterdam: Aqua Publications, 1993.
- [18] Xu J P. Suspended sediment concentration profiles in the bottom boundary layer[D]. Williamsburg, VA: College of William and Mary, 1993.
- [19] Van Rijn L C. Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2007, 133(6): 668–689.
- [20] Neumeier U, Ferrarin C, Amos C L, et al. Sedtrans05: An improved sediment-transport model for continental shelves and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments[J]. *Computers & Geosciences*, 2008, 34(10): 1223–1242.
- [21] 孙湘平. 中国近海区域海洋[M]. 北京: 海洋出版社, 2006.
Sun Xiangping. Regional Marine in China Seas[M]. Beijing: China Ocean Press, 2006.
- [22] Cheng Peng, Gao Shu, Bokuniewicz H. Net sediment transport patterns over the Bohai Strait based on grain size trend analysis[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2004, 60(2): 203–212.
- [23] 中国科学院海洋研究所海洋地质研究室. 渤海地质[M]. 北京: 科学出版社, 1985.
Department of Marine Geology, Institute of Oceanography, Chinese Academy of Sciences. The Bohai Sea Geology[M]. Beijing: Science Press, 1985.
- [24] Huang Dai, Su Jilan, Backhaus J O. Modelling the seasonal thermal stratification and baroclinic circulation in the Bohai Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 1999, 19(11): 1485–1505.
- [25] 江文胜, 吴德星, 高会旺. 渤海夏季底层环流的观测与模拟[J]. 青岛海洋大学学报, 2002, 32(4): 511–518.
Jiang Wensheng, Wu Dexing, Gao Huiwang. The observation and simulation of bottom circulation in the Bohai Sea in summer[J]. *Journal of Ocean University of Qingdao*, 2002, 32(4): 511–518.
- [26] Zhang Zhixin, Qiao Fangli, Guo Jingsong, et al. Seasonal changes and driving forces of inflow and outflow through the Bohai Strait[J]. *Continental Shelf Research*, 2018, 154: 1–8.
- [27] 郭炳火. 黄海物理海洋学的主要特征[J]. 黄渤海海洋, 1993, 11(3): 7–18.
Guo Binghuo. Major features of the physical oceanography in the Yellow Sea[J]. *Journal of Oceanography of Huanghai & Baihai Seas*, 1993, 11(3): 7–18.
- [28] Miao Qingsheng, Yang Jinkun, Yang Yang, et al. Observation and analysis of tidal and residual current in the North Yellow Sea in the spring[J]. *IOP Conference Series Earth and Environmental Science*, 2018, 121(5): 052040.
- [29] Thorne P D, Hurther D. An overview on the use of backscattered sound for measuring suspended particle size and concentration profiles in non-cohesive inorganic sediment transport studies[J]. *Continental Shelf Research*, 2013, 73: 97–118.
- [30] Downing A, Thorne P D, Vincent C E. Backscattering from a suspension in the near field of a piston transducer[J]. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 1995, 97(3): 1614–1620.
- [31] Thorne P D, Hanes D M. A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes[J]. *Continental Shelf Research*, 2002, 22(4): 603–632.
- [32] Moate B D, Thorne P D. Interpreting acoustic backscatter from suspended sediments of different and mixed mineralogical composition[J]. *Continental Shelf Research*, 2012, 46: 67–82.
- [33] Medwin H, Clay C S. Fundamentals of Acoustical Oceanography[M]. San Diego: Academic Press, 1998.
- [34] Van Rijn L C. Unified view of sediment transport by currents and waves. I: initiation of motion, bed roughness, and bed-load Transport[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2007, 133(6): 649–667.
- [35] Egiazaroff I V. Calculation of nonuniform sediment concentrations[J]. *Journal of the Hydraulics Division*, 1965, 91(4): 225–247.
- [36] Kleinhans M G, Van Rijn L C. Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2002, 128(4): 412–425.
- [37] Sijm P G J. Graded sediment transport by non-breaking waves and a current[D]. The Netherlands: Department of Civil Engineering, Delft University of Technology, 2002.
- [38] Van Rijn L C. Unified view of sediment transport by currents and waves. III: graded beds[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2007, 133(7): 761–775.
- [39] Soulsby R L. The bottom boundary layer of shelf seas[J]. *Elsevier Oceanography Series*, 1983, 35: 189–266.
- [40] Mo Dongxue, Hou Yijun, Li Jian, et al. Study on the storm surges induced by cold waves in the Northern East China Sea[J]. *Journal of Marine Systems*, 2016, 160: 26–39.
- [41] Soulsby R L. Simplified Calculation Of Wave Orbital Velocities[M]. Wallingford, U. K.: HR Wallingford Ltd., 2006.
- [42] Yao Peng, Su Min, Wang Zhengbing, et al. Experiment inspired numerical modeling of sediment concentration over sand-silt mixtures[J]. *Coastal Engineering*, 2015, 105: 75–89.
- [43] Van Rijn L C. Sediment transport, Part II: suspended load transport[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1984, 110(110): 1613–1641.
- [44] Richardson J F, Zaki W N. The sedimentation of a suspension of uniform spheres under conditions of viscous flow[J]. *Chemical Engineering Science*, 1954, 3(2): 65–73.
- [45] Shi Z, Zhou H J. Controls on effective settling velocities of mud flocs in the Changjiang Estuary, China[J]. *Hydrological Processes*, 2010,

18(15): 2877–2892.

- [46] Mikkelsen O, Pejrup M. The use of a LISST-100 laser particle sizer for in-situ estimates of floc size, density and settling velocity[J]. *Geo-Marine Letters*, 2001, 20(4): 187–195.
- [47] Fettweis M. Uncertainty of excess density and settling velocity of mud flocs derived from in situ measurements[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2008, 78(2): 426–436.

附录

1 剪切应力计算

1.1 Soulsby^[8]的底剪切应力计算模型

二次应力法计算流致底剪切应力(τ_c),

$$\tau_c = \rho C_D \bar{u}^2, \quad (\text{A1})$$

式中, ρ 为海水的密度(缺省值 $1\ 027\ \text{kg/m}^3$); $C_D(=[0.4/(1+\ln(z_0/h))])$ 为阻力系数; z_0 为尼古拉兹底床粗糙度; h 为水深; $\bar{u}(=u(z) \cdot (0.32h/z)^2)$ 为平均流速^[39], $u(z)$ 为距底 z 处的流速。

计算浪致底剪切应力(τ_w),

$$U_w = \frac{\pi H}{T \operatorname{sh}(k \cdot h)}, \quad (\text{A2})$$

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_w^2, \quad (\text{A3})$$

式中, U_w 为波浪的轨道流速; H 为波高; T 为波周期; $k(=2\pi/L)$ 为波数, 波数和波长 (L) 的计算有多种经验方法^[41], 本文使用的是 Newton-Raphson 迭代法; f_w 为波浪作用下底床的摩阻系数。

1.2 Van Rijn^[17]的底剪切应力计算模型

计算有效流致(τ'_c)和浪致(τ'_w)底剪切应力,

$$\tau'_c = \frac{1}{8} \mu_c \alpha_{cw} \rho f_c \bar{u}^2, \quad (\text{A4})$$

$$\tau'_w = \frac{1}{4} \mu_w \rho f_w \hat{U}_\delta^2, \quad (\text{A5})$$

式中, $\mu_c(=f'_c/f_c)$ 为潮流相关的有效因数; f_c 为潮流作用下底床的摩阻系数; $\alpha_{cw}(\leq 1)$ 为浪-流相互作用因数; $\mu_w(=0.7/D_*)$ 为波浪相关的有效因数; ρ 为海水的密度; f_w 为波浪作用下底床的摩阻系数; \hat{U}_δ^2 为浪致底边界层内波浪的轨道流速。

1.3 非黏性颗粒临界起动剪切应力

Soulsby 等^[8]提出了非黏性颗粒临界起动剪切应力 Shields 参数 ($\theta_{cr,o}$) 的经验计算方程,

$$\theta_{cr,o} = \frac{0.3}{1+1.2D_*} + 0.055 [1 - \exp(-0.020D_*)], \quad (\text{A6})$$

$$\tau_{cr,o} = g(\rho_s - \rho) D \theta_{cr,o}. \quad (\text{A7})$$

在自然情况下, 含有小于 $62.5\ \mu\text{m}$ 颗粒的沉积物受到黏性作用影响, τ_{cr} 会增大。

2 浓度剖面的计算

2.1 参考浓度

参考浓度的计算参考 Yao 等^[42]实验得出的参数化公式,

$$C_{ai} = 0.118 \rho_s \rho_i f_i \frac{D_i T_i^{1.5}}{Z_a D_{*,i}}. \quad (\text{A8})$$

式中, C_{ai} 为组分 i 的参考浓度; ρ_s 为沉积物的密度; ρ_i 为底质中组分 i 占比; $f_i = D_{\text{sand}}/D_i$, D_i 为组分 i 的粒径; Z_a 为参考浓度对应的高度; $D_{*,i}$ 为组分 i 的无量纲粒径; T_i 为超过临界值的剪切应力。

2.2 沉降速度

非黏性砂的沉降速度的计算对比了 Van Rijn (公式(9))^[43]和 Soulsby (公式(10))^[8]的方法, 两者结果非常相似。

$$w_s = \begin{cases} \frac{vD_*^3}{18D} & D_*^3 \leq 16.187 \\ \frac{10v}{D} \left[(1 + 0.01D_*^3)^{1/2} - 1 \right] & 16.187 < D_*^3 \leq 16\ 187, \\ \frac{1.1vD_*^{1.5}}{D} & D_*^3 > 16\ 187 \end{cases} \quad (\text{A9})$$

$$w_s = \frac{v}{D} \left[(10.36^2 + 1.049D_*^3)^{1/2} - 10.36 \right]. \quad (\text{A10})$$

式中, w_s 为沉降速度; D 为粒径; $D_*(=[g(s-1)/^2]^{1/3}D)$ 为无量纲粒径; g 为重力加速度(缺省值 $9.8\ \text{m/s}^2$); $s = \rho_s/\rho$; v 为水的运动黏度(缺省值 $1.36 \times 10^{-6}\ \text{m}^2/\text{s}$)。

但是真实的沉积物沉降并不是单颗粒的非黏性沉降, 尤其是小于 $62.5\ \mu\text{m}$ 的颗粒, 会受到絮凝作用的影响表现出群体沉降的特征^[44]。现场沉降速度受到剪切应力、SSC 等因素的影响^[45]。Mikkelsen 等^[46]提出了利用 LISST 计算现场沉降速度的公式,

$$w_s = \frac{D_M^2 \cdot \Delta\rho_F \cdot g}{18\eta}, \quad (\text{A11})$$

式中, D_M 为絮凝体的中值粒径; $\Delta\rho_F$ 为絮凝体的有效密度; η 为水的动力黏度。假设絮凝体中水的体积约等于絮凝体整个体积, $\Delta\rho_F$ 可以通过下式计算^[47],

$$\Delta\rho_F = \rho_F - \rho_w = \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_F} \right) \frac{M_F}{V_F}, \quad (\text{A12})$$

式中, ρ_F 、 ρ_w 和 ρ_F 分别表示絮凝体的密度、水的密度

和沉积物的密度; M_p 是絮凝体中沉积物的总质量; V_f 是絮凝体的总体积。利用 26 h 的 LISST 观测的体积浓度数据和现场采水抽滤的 SSC 数据, 计算得观测站位的 w_s 取值在 0.04~3.2 mm/s 之间。

2.3 扩散系数

$$\varepsilon_{s,i} = \phi_d \sqrt{(\varepsilon_{s,c,i})^2 + (\varepsilon_{s,w,i})^2}, \quad (\text{A13})$$

式中, $\varepsilon_{s,c,i}$ 和 $\varepsilon_{s,w,i}$ 分别为流和波浪条件下的扩散系数^[17,19]; ϕ_d 为衰减系数; $\phi_d = \phi_{fs} \left[1 + (c/c_{gel,s})^{0.8} - 2(c/c_{gel,s})^{0.4} \right]$ 。当浓度较高时, 浓度剖面会出现分层效应, 即湍流参数的衰减效应^[19]。为了表征这一现象, 近底层高浓度区域需要考虑衰减系数。

Parameterization of sediment transport in the Bohai Strait

Qi Fukang¹, Bian Changwei², Xu Jingping^{3,4}

(1. *Collage of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 2. *Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 3. *Department of Ocean Science and Engineering, Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China*; 4. *Laboratory for Marine Geology and Environment, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China*)

Abstract: The horizontal suspended and bed-load sediment transport in the bottom boundary layer were computed by applying a one-dimensional parameterized scheme to the in-situ data obtained from two stations in the Bohai Strait during a winter field investigation in 2018. In the parameterized scheme, a simplified one-dimensional advection-diffusion equation was used to calculate the vertical suspended sediment concentration in the bottom boundary layer. Aiming at verifying the reliability of the parameterization scheme, two models of bed shear stress calculation, four critical bed-shear stress methods and two advection-diffusion solutions were compared based on the observations. It showed that: (1) bed shear stress calculated by different models are fairly consistent; (2) the critical bed-shear stress is affected by sediment cohesive effects; (3) stratification effect of sediment concentration and the difference of critical bed-shear stress with different particle size fractions need to be considered solving the one-dimensional advection-diffusion equation. Based on the optimal parameterization obtained from the comparisons, sediment transport of the two stations was further calculated: (1) during resuspension events, the ratio of the horizontal suspended sediment flux within 5 meters above bottom accounting for the suspended sediment flux throughout the entire water column which is about 21% in T01 and 17% in T02 is significantly higher than the ratio of the water flux within the same layers; (2) the mean suspended sediment flux estimated by the parameterization scheme in winter is about 16% higher than the result estimated from the conventional method which ignores the vertical variation of suspended sediment concentration in the bottom boundary layer; (3) bed-load transport is generally 2 orders of magnitude smaller than the suspended load transport.

Key words: bottom boundary layer; suspended sediment flux; bed-load transport; Bohai Strait