



海底峡谷浊流汇流后含沙量与速度变化研究

张子涵, 任宇鹏, 陶 威, 许国辉, 靳梓

Variations in sediment concentration and velocity after turbidity current confluence in submarine canyon

ZHANG Zihan, REN Yupeng, TAO Wei, XU Guohui, and JIN Zikun

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023032301>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

南海北部台湾峡谷“蛟龙号”第140潜次沉积物特征及其沉积过程指示意义

Sedimentary characteristics and processes revealed by the push cores of the 140th dive of DSV "Jiaolong" in the Taiwan Submarine Canyon, Northern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(4): 23-33

基于水下自主航行器(AUV)的神狐峡谷谷底块体搬运沉积特征及其对深水峡谷物质输运过程的指示

Geophysical studies of mass transport deposits on the slope canyon floor with high-resolution autonomous underwater vehicle (AUV) in the Shenhui area and its implications for sediment transportation

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(2): 13-21

南海北部陆架早—中新世古珠江河道发育特征及汇流冲刷模式

Seismic sedimentary characteristics of the Ancient Pearl River system and its depositional model of confluence scours, northern shelf of the South China Sea in Early-Mid Miocene

海洋地质与第四纪地质. 2023, 43(2): 31-44

南海北部陆坡神狐海域SH-CL38站位的粒度特征及沉积记录

Sediment grain size characteristics of the Core SH-CL38 in the Shenhui area on the northern continental slope of the South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 90-100

长江口南槽最大浑浊带潮周期内悬沙变化规律及其影响因素

The vertical changes of suspended sediment in the turbidity maximum zone along the South Passage of the Changjiang River Estuary

海洋地质与第四纪地质. 2023, 43(2): 66-76

南海北部神狐海域SH37岩芯浊流沉积及其物源分析

Turbidity deposits and their provenance: evidence from core SH37 in Shenhui area of the South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 101-111



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

张子涵, 任宇鹏, 陶威, 等. 海底峡谷浊流汇流后含沙量与速度变化研究 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2024, 44(4): 78-87.

ZHANG Zihan, REN Yupeng, TAO Wei, et al. Variations in sediment concentration and velocity after turbidity current confluence in submarine canyon[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2024, 44(4): 78-87.

海底峡谷浊流汇流后含沙量与速度变化研究

张子涵^{1,2}, 任宇鹏^{1,2}, 陶威^{1,2}, 许国辉^{1,2}, 靳梓堃^{1,2}

1. 中国海洋大学海洋环境与生态教育部重点实验室, 青岛 266100

2. 山东省海洋环境地质工程重点实验室, 青岛 266100

摘要: 高速的浊流具有强大的破坏力, 威胁着海底结构物的安全。海底峡谷是浊流向深海运动的重要通道, 其中许多海底峡谷具有多条分支峡谷, 而分支峡谷与主干峡谷浊流发生汇流后, 含沙量、速度可能会增加, 进而破坏力增强。本文通过室内水槽试验和数值模拟, 研究了分支峡谷中的浊流汇流到主干峡谷中含沙量和速度的变化, 并与仅有主干峡谷浊流的情景进行了对比。研究发现, 发生汇流时, 浊流的高度、含沙量和速度在头部均有增加, 在汇流发生过后会有所减小, 但含沙量和速度仍大于不发生汇流时的情况。本文试验结果可为有分支峡谷发生浊流汇流的现场监测位置及项目、速度推算提供指引。

关键词: 海底峡谷; 浊流; 汇流; 速度; 含沙量

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: [10.16562/j.cnki.0256-1492.2023032301](https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023032301)

Variations in sediment concentration and velocity after turbidity current confluence in submarine canyon

ZHANG Zihan^{1,2}, REN Yupeng^{1,2}, TAO Wei^{1,2}, XU Guohui^{1,2}, JIN Zikun^{1,2}

1. Key Laboratory of Marine Environment and Ecology, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

2. Shandong Provincial Key Laboratory of Marine Environment and Geological Engineering, Qingdao 266100, China

Abstract: High-speed turbidity currents are very destructive and threaten the safety of seabed constructions. An important channel for turbidity currents to move to the deep sea is submarine canyons, of which many have multiple branches. Once a branch meets the canyon with turbidity currents, the sand content and the velocity of turbidity currents could be increased, and so the destructive power. We studied the changes in sand content and movement velocity of turbidity currents in branch canyons converging into the main canyon, to which the scenario of turbidity currents in main-canyon-only was compared. Result show that the height, sand content and velocity of turbidity currents were increased at the head when confluence occurred, and decreased after the confluence occurred. However, the sand content and the velocity were still larger than those without confluence. This study provided guidelines for site selection and velocity calculation for field monitoring when turbidity currents confluence occurs in branch canyons.

Key words: submarine canyons; turbidity currents; confluence; velocity; sediment concentration

海底浊流作为密度流或重力流的一种^[1], 是将陆地沉积物、有机碳和营养物质输送到深海的主要机制^[2]。海底峡谷是浊流携带沉积物向深海输运的重要通道^[3-4], 浊流在峡谷中的沉积体能够延伸几百公里, 厚度可达几十米, 是良好的捕油、储油场所^[5-7]。然而, 高流速、强携沙能力的海底浊流会对海底通信电缆、海底管道等结构物造成严重危害。如 2009 年高屏峡谷曾发生线缆断裂事件, 台风莫拉克的登

陆引发暴雨导致高屏河水沉积物含量大大增加, 在洪水期间形成了一个高密度流并沿着峡谷向下流动, 导致两条电缆损坏, 而三天后在河流水位恢复正常的情况下, 却形成了第二次更具破坏力的沉积物密度流, 导致了至少 6 根电缆断裂^[8]。考虑到浊流的速度主要受其含沙量影响, 如果两股浊流发生汇流, 可能会使汇流后的浊流含沙量增大, 进而导致其流速增大、破坏力增强。同时, 高屏峡谷附近

资助项目: 国家自然科学基金“海底峡谷弱稳定沉积物推动式剪切破坏传播及其对沉积地层的影响”(42206055), “风暴浪作用下海底高浓度含沙层形成过程的观测研究”(41976049)

作者简介: 张子涵 (1998—), 女, 硕士研究生, 从事海洋工程地质研究, E-mail: zihan.zhang513@163.com

通讯作者: 许国辉 (1972—), 男, 博士, 教授, 主要从事海洋工程地质研究, E-mail: xuguohui@ouc.edu.cn

收稿日期: 2023-03-23; **改回日期:** 2023-11-27. 张现荣编辑

的枋寮峡谷是一个潜在的沉积物来源,因此推测更具破坏力的第二次沉积物流可能是由高屏峡谷和枋寮峡谷产生的两股浊流汇流后形成的。

海底峡谷根据地貌特征可分为单支型与树枝型海底峡谷体系^[9],相较于单支型海底峡谷,树枝型海底峡谷体系多分布于构造活跃陆缘,具有活动性强和覆盖面积广等特征。中国南海海域就分布着多个分支型峡谷,在北部海底峡谷群中,台湾峡谷是典型的“Y”型峡谷,峡谷上段有两个主要分支^[10];澎湖峡谷则是一个头部分支较多的峡谷,上段主要由3个分支组成^[11];分布在东沙海域的峡谷也是一个典型的树枝型峡谷体系,该体系由一个主干峡谷和三个分支峡谷所构成^[8];菲律宾北海岸的Malaylay峡谷是由多个海底峡谷向下游汇聚而成的一个主峡谷,曾出现强烈的浊流导致海底管道断裂事件^[12]。可见树枝型海底峡谷分布广阔,因此浊流的汇流现象也可能是普遍存在的。现有研究多聚焦于单支峡谷中的浊流运动^[13-14],但多股浊流发生汇流后可能会产生更大的破坏力,会对海底电缆、海底管道等结构物造成更严重的危害。

由于浊流具有突发性和强破坏力特征,对高速、偶发性的浊流进行实地观测的难度较大^[7],因此研究浊流的主要方式是水槽试验与数值模拟。在地质学家Forel^[15]最早提出了浊流概念后,Kuenen^[16]通过固定坡水槽试验对Forel关于“浊流”的野外观测进行了验证;1959年浊流的深度平均特征首次被研究,并量化了浊流的垂向速度与含沙量分布。在此基础上Felix等^[17]进行了3组不同含沙量的浊流试验,结果表明浊流流速和含沙量变化的相似性取决于其含沙量和流动位置。随后各国学者相继针对浊流流速、含沙量、粒径、动力学和沉积特性等方面开展了一系列水槽试验的研究,推动了浊流理论的发展^[17-19]。随着科技的发展,在浊流理论知识的支撑下,浊流的数值模拟研究也进入蓬勃发展阶段,由简单的一维模型^[20]到包含流速和含沙量垂直剖面的二维^[21]再到多参数的三维数值模拟^[22-24],浊流的数值模型日益成熟。Sun等^[25]通过建立双层平均模型发现水库中支流的高浓度泥沙会加强主通道中的浊流,从而提高泥沙冲刷能力。FLOW-3D作为一款三维流体仿真软件,因其采用特殊的计算方法可以得到多尺度、多物理场耦合下的非稳态水动力模型,从而被广泛使用。Heimsund在利用Flow-3D模拟了水槽尺度下浊流的运动特征后^[26],又以蒙特利峡谷为原型进行了实际尺度的模拟,发现浊流的运动特征对地形的复杂程度非常敏感,并且模拟的

速度剖面与定点观测的速度剖面具有一定的可比性^[27]。

本文聚焦海底分支峡谷的浊流汇流到主干峡谷中,与主干峡谷中浊流汇流后的含沙量与速度变化问题,通过自制汇流水槽进行室内试验,并开展数值模拟分析,研究海底浊流汇流后含沙量与速度的变化,对浊流现场监测方案的制定以及实际速度的推算等给出基本的规律认识,并对浊流汇流的形成演化过程给出试验参照。

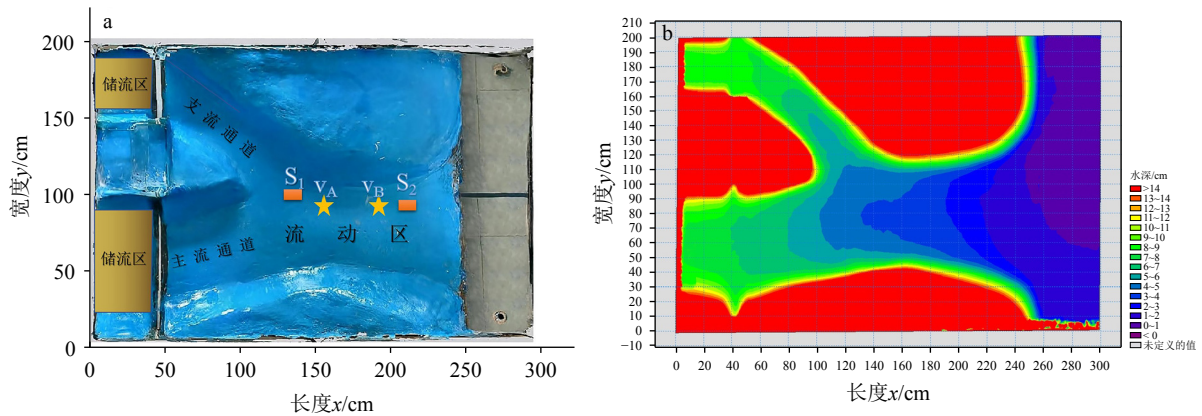
1 室内水槽试验

利用自制的汇流水槽,配置不同含沙量的浊流在主流情景(有主流无支流)和汇流情景(有主流有支流)2种情况下进行试验,利用自制取样器获取浑水样品,得到浊流头部的含沙量,并使用流速仪获得含沙量取样点附近的流速数据,为后续建立数值模型以获得含沙量取样点处的垂向流速变化提供验证依据。

1.1 试验装置及设备

为了模拟海底峡谷浊流的汇流过程,自制水槽并制作具有一个支流的海底峡谷模型,用以开展支流浊流与主流浊流汇流的试验。水槽长300 cm、宽200 cm、高40 cm(平面型式见图1a;后面文中涉及点位位置,均以图1a所给出的坐标,以cm为单位给出数据)。海底峡谷模型利用石膏制作完成,包括主流通道(主干峡谷)和支流通道(分支峡谷),其后在石膏表面涂刷油漆。本文是对浊流汇流后的含沙量和速度变化进行初步定性分析,因此在试验过程中固定通道的宽深比,地形坡度的选取则参考了南海北部陆坡海底峡谷的坡度数据,该区域峡谷地形起伏相对平缓,坡度通常在1.5°左右^[28],因此本模型地形坡度也选为1.5°左右,模型地形等高线见图1b。模型一侧设置有浊流储流区,支流浊流储流区域尺寸为长50 cm×宽40 cm×高40 cm,主流浊流储流区域尺寸为长100 cm×宽50 cm×高40 cm(见图1a),储流区与外侧流动区用隔板分开,通过抽出插板可以实现浊流的释放。

浊流含沙量测量采用取样后泥沙沉淀烘干法测量。取样采用自制的插板封闭分层取样盒(图2),材质为有机玻璃,壁厚0.5 cm。取样盒自底向上每4 cm分为一层,宽度4 cm,长度10 cm,其长度方向顺浊流流动方向布置,上下游侧利用插板封闭水体,实现取样。试验时,在浊流释放前,将取样盒放



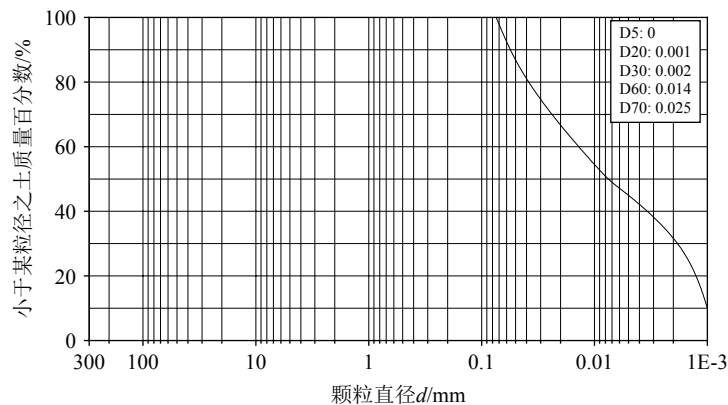


图 3 试验土样的粒度级配曲线

Fig.3 Particle size gradation curve of the soil sample tested

表 1 试验浊流初始含沙量配置表			
Table 1 Configuration in initial sand content in the turbidity current experiment			
序号	试验情景	浊流含沙量/(g/L)	
		主流	支流
1	主流	100	0
2	汇流	100	100
3	主流	200	0
4	汇流	200	200
5	主流	300	0
6	汇流	300	300
7	主流	400	0
8	汇流	400	400
9	主流	500	0
10	汇流	500	500

表 2 含沙量样品编号与取样盒层位对应关系			
Table 2 Correspondence between sand content sample serial number and sampling box layer			
取样盒分层名称	距底高度范围/cm	S ₁ 处各层样品编号	S ₂ 处各层样品编号
上层	8~12	S1-3	S2-3
中层	4~8	S1-2	S2-2
底层	0~4	S1-1	S2-1

表 3 初始含沙量为 200 g/L 的浊流模拟流速最大值与试验流速最大值对比				
Table 3 Comparison between the maximum simulated currents velocity and the maximum experimental flow velocity for turbidity flow with initial sand content of 200 g/L				
项目	主流情景 v _A 点	主流情景 v _B 点	汇流情景 v _A 点	汇流情景 v _B 点
试验值/(m/s)	0.275	0.304	0.306	0.356
模拟值/(m/s)	0.270	0.291	0.305	0.351
绝对误差/(m/s)	0.005	0.013	0.001	0.006
相对误差/%	1.91	4.42	0.42	1.63

1.3 试验结果

在主流情景和汇流情景两种情况下,将取得的浊流样品进行处理后,得到浊流头部含沙量数据(图 4、图 5)。图 4 给出取样点 S₁、S₂ 处的总含沙量(为浊流分层含沙量的总和)与配置的储流区浊流体含沙量之间的关系。在两种情景下,总含沙量均随着初始含沙量的增加而增大,汇流情景明显比主流情景的要大。试验条件范围内,汇流情景与主流情景相比,含沙量在 S₁ 点处增加 53%~153%,在 S₂ 点处增加 18%~53%。总含沙量在汇流与主流情景下在汇流点 S₁ 处浊流含沙量的差值,要明显大于浊流继续流动的 S₂ 处。

图 5 给出主流情景和汇流情景两种情况下,不同初始含沙量的浊流在取样点 S₁、S₂ 处分层含沙量

注:相对误差的计算方法为相对误差= $\frac{|\text{模拟值}-\text{试验值}|}{\text{试验值}}$ 。

的变化情况(分层及样品编号见表 2)。数据结果表明,泥沙主要分布在底层和中层,其中底层是高浓度含沙层。主流情景时,S₁ 和 S₂ 位置的底层含沙量相近,S₂ 的中层含沙量大于 S₁,上层含沙量接近于 0。发生汇流情景时,在取样点 S₁、S₂ 处的各层含沙量均大于只有主流时的各层含沙量,其中,中层含沙量的增幅最大,而且 S₁ 处的各层含沙量均大于 S₂ 处的各层含沙量。另外,当发生汇流时,S₁ 处的上层含沙量较主流情景时有所增加,但 S₂ 处的上层含沙量小于 S₁ 处的上层含沙量。

通过室内试验获得了含沙量和流速数据,其中

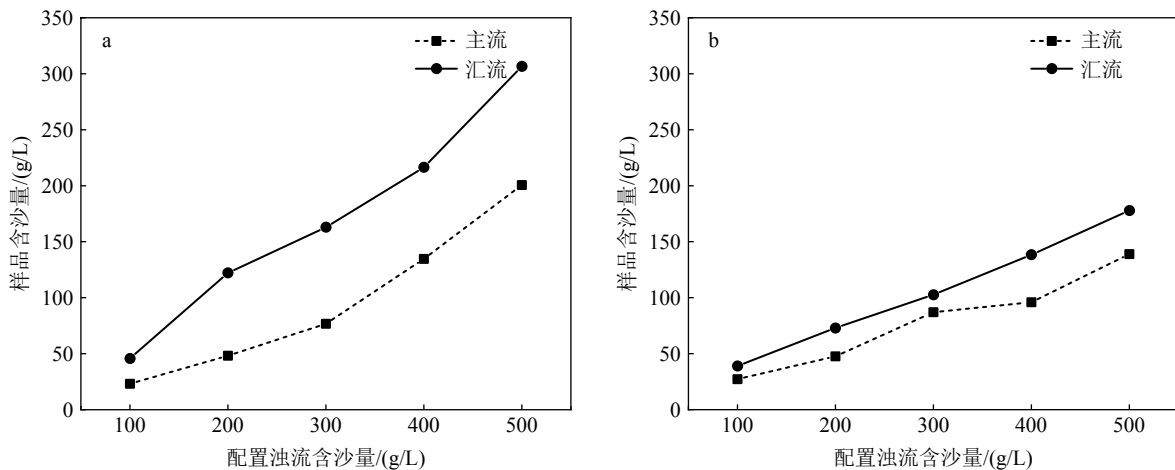


图4 总含沙量随初始配置浊流含沙量的变化

a: 汇流点 S_1 , b: 继续流动点 S_2 。

Fig.4 Variation in total sand content with initial configured turbidity currents sand content

a: Confluence point S_1 , b: continued flow point S_2 .

流速数据主要用于验证模型,因此本节仅给出含沙量数据结果,试验测量的流速数据结果在2.2节给出。

2 浊流流动数值模拟

通过室内水槽试验得到了浊流发生汇流后取样点 S_1 、 S_2 的含沙量变化情况,为了分析浊流头部流速与含沙量间的关系,利用数值模拟建立汇流模型,并以室内水槽试验获得的 v_A 、 v_B 点流速来验证模型,最终获得取样点 S_1 、 S_2 处的垂向流速数据,进而完整描述出浊流的汇流过程。

2.1 模型建立

使用三维流体仿真软件 FLOW-3D 建立汇流试验的数值模型,以室内汇流水槽为原型,等比例建立几何实体模型(图 6a)。计算网格全部用结构化正交网格来划分(图 6b),网格大小为 0.016 m,网格总数为 71.82 万个。

2.2 模型验证

以在室内水槽试验中初始含沙量为 200 g/L 的浊流流速数据进行模型验证(表 3),对比了浊流头部在流速测点 v_A 、 v_B 距底 5 cm 处的实测流速与模拟流速(图 7)。

在水槽试验中仅获得了初始含沙量为 100 g/L 和 200 g/L 的浊流流速,更高初始含沙量的浊流因含沙量过高导致流速仪无法获取流速数据。初始含沙量为 100 和 200 g/L 的浊流,汇流情景相比于主流情景, v_A 处最大流速分别增加 17% 和 27%, v_B 处

最大流速分别增加 21% 和 30%。

2.3 模拟结果

利用已建立的模型模拟浊流在汇流水槽中的运动过程,对室内试验的 10 种工况进行模拟,得到主流情景和汇流情景下浊流速度的变化情况。为了便于对比分析浊流发生汇流后含沙量与速度结构的关系,提取浊流到达取样点 S_1 、 S_2 处时沿主要流动方向即图 6b 中 x 方向的流速 v_x ,绘制垂向速度剖面图(图 8)。

模拟结果表明,浊流的运动速度与浊流初始含沙量呈正相关,随着初始含沙量的增加,浊流头部的流速形态变得更加尖锐。试验条件范围内,汇流情景相比仅有主流情景,流速在 S_1 点处增加 5%~27%,在 S_2 点处增加 12%~17%。在主流情景和汇流情景 2 种情况下, S_1 处的底层最大流速均小于 S_2 处。在汇流情景下,各层速度均大于主流情景时各层的速度,二者的差值在 S_1 处较大,并且在 8 cm 高度范围内,速度差值随着距底高度的升高而加大;二者的差值在 S_2 处变小,只有底层最大速度的差值在 S_1 和 S_2 处变化不大。

3 讨论

3.1 汇流过程浊流含沙量变化

浊流按入流状态分为持续入流型和突然释放型。持续入流型浊流的形态特点是头部较小,主体较大,行进机制是高含沙量主体推动着浊流头部前

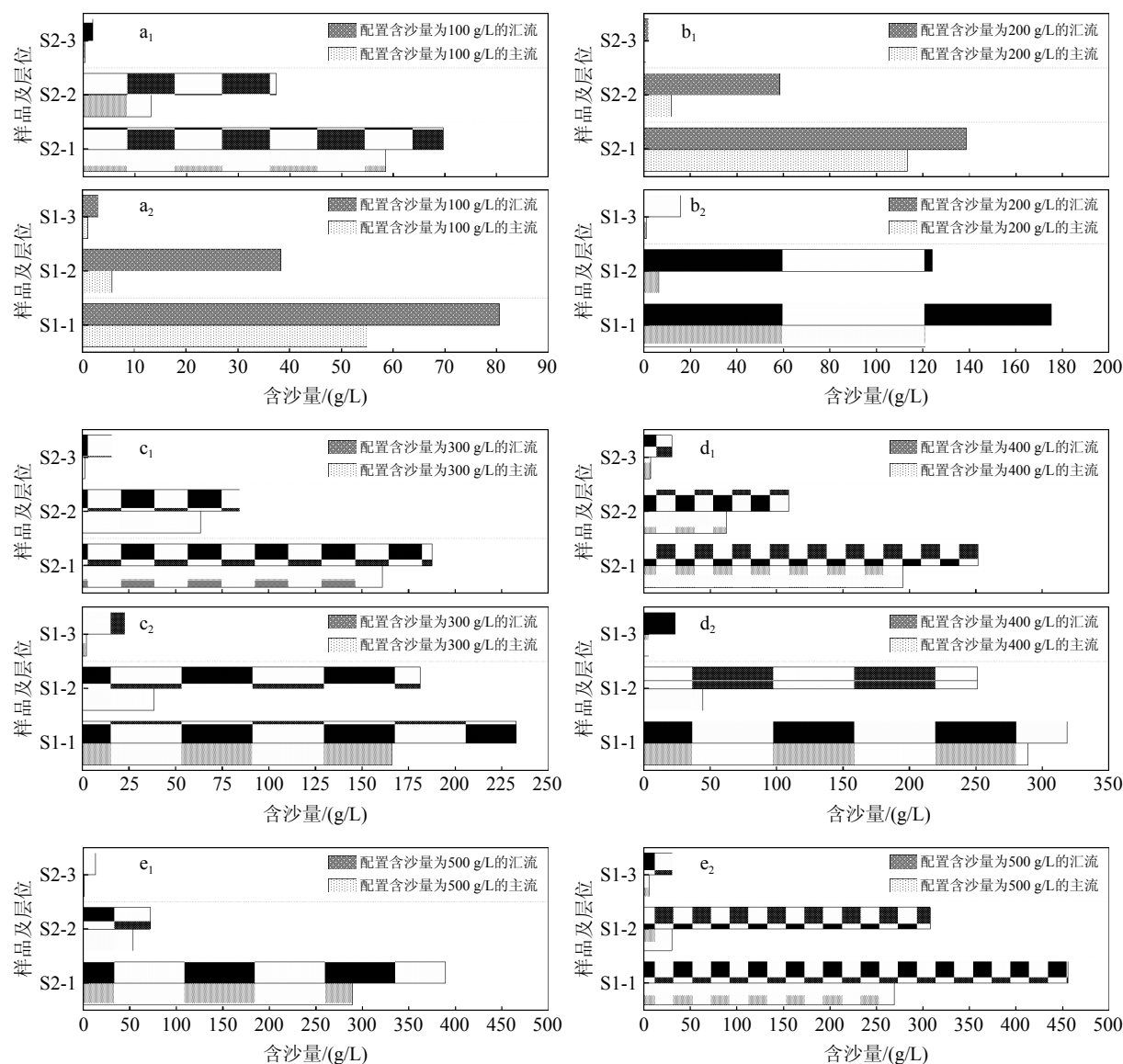


图5 主流和汇流情景下浊流各层含沙量随初始浊流含沙量的变化

a: 100 g/L, b: 200 g/L, c: 300 g/L, d: 400 g/L, e: 500 g/L。

Fig.5 Variation in sand content in each layer of turbidity currents with initial turbidity currents sand content in main flow and confluence scenarios

进;突然释放型浊流的特点是头部较大,主体较小,行进机制是高含沙量的头部驱散前方水体,进而牵引着含沙量较低的主体前进^[29]。本试验中,在抽出挡板后浊流开始形成,此时储流区内的浊流浑水还较多,因此此时在产生浊流的边界处相当于有持续性的物料输入,其前进动力的来源是含沙量较高的主体,在这个过程中,浊流的头部高度较小(图9a)。

而当储流区内的浊流浑水完全流出后,浊流开始转变为突然释放型,此时浊流头部的高度开始增高,直至完全转变为突然释放型浊流的形态特征(图9b)。在主流情景下,当浊流经过 S_1 处时,储流区内的尚未完全流出,因此此时的浊流头部高度较小,而当浊流经过 S_2 处时,储流区内的浊流浑水已

完全流出,因此浊流的头部高度有所提高,因此在含沙量数据中, S_1 处中层的含沙量小于 S_2 处中层的含沙量。

当分支峡谷浊流与主干峡谷浊流发生汇流时,两股浊流头部在交叉口相遇交汇,水流和泥沙颗粒发生碰撞,水流紊动使得浊流头部高度增加。由此发生汇流情景下,取样点 S_1 处的含沙量明显大于主流情景时的含沙量,并且由于碰撞产生的紊动作用,底层泥沙也被向上搅动,使得中层含沙量的增幅最大,而汇流时底层含沙量增加较小。在主流情景下,上层含沙量接近于0,是因为浊流高度较低,没有达到上层的高度,而在发生汇流时,浊流高度增加,因此上层含沙量也有了少量增加。

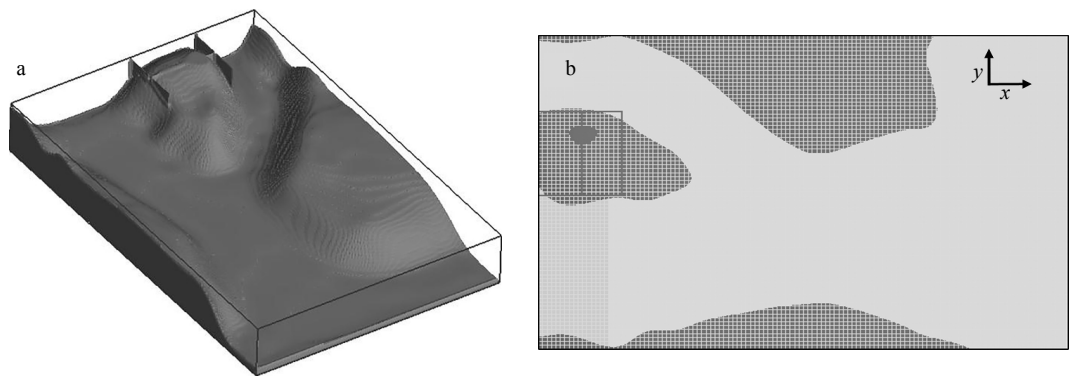


图 6 数值模拟模型构建

a: 模型立体图, b: 网格划分。

Fig.6 Construction of numerical simulation model

a: model stereogram, b: meshing.

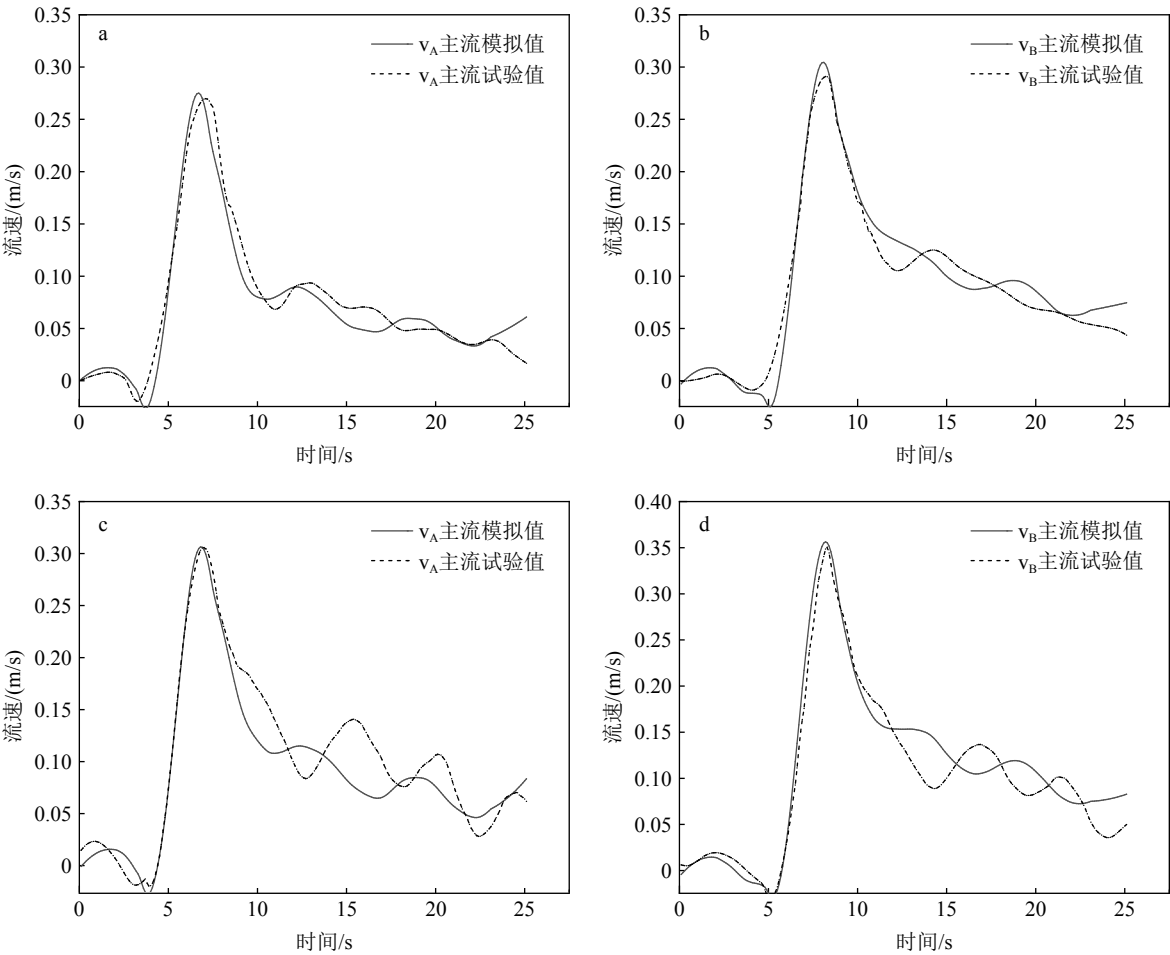


图 7 初始含沙量为 200 g/L 的浊流模拟流速与实测流速对比

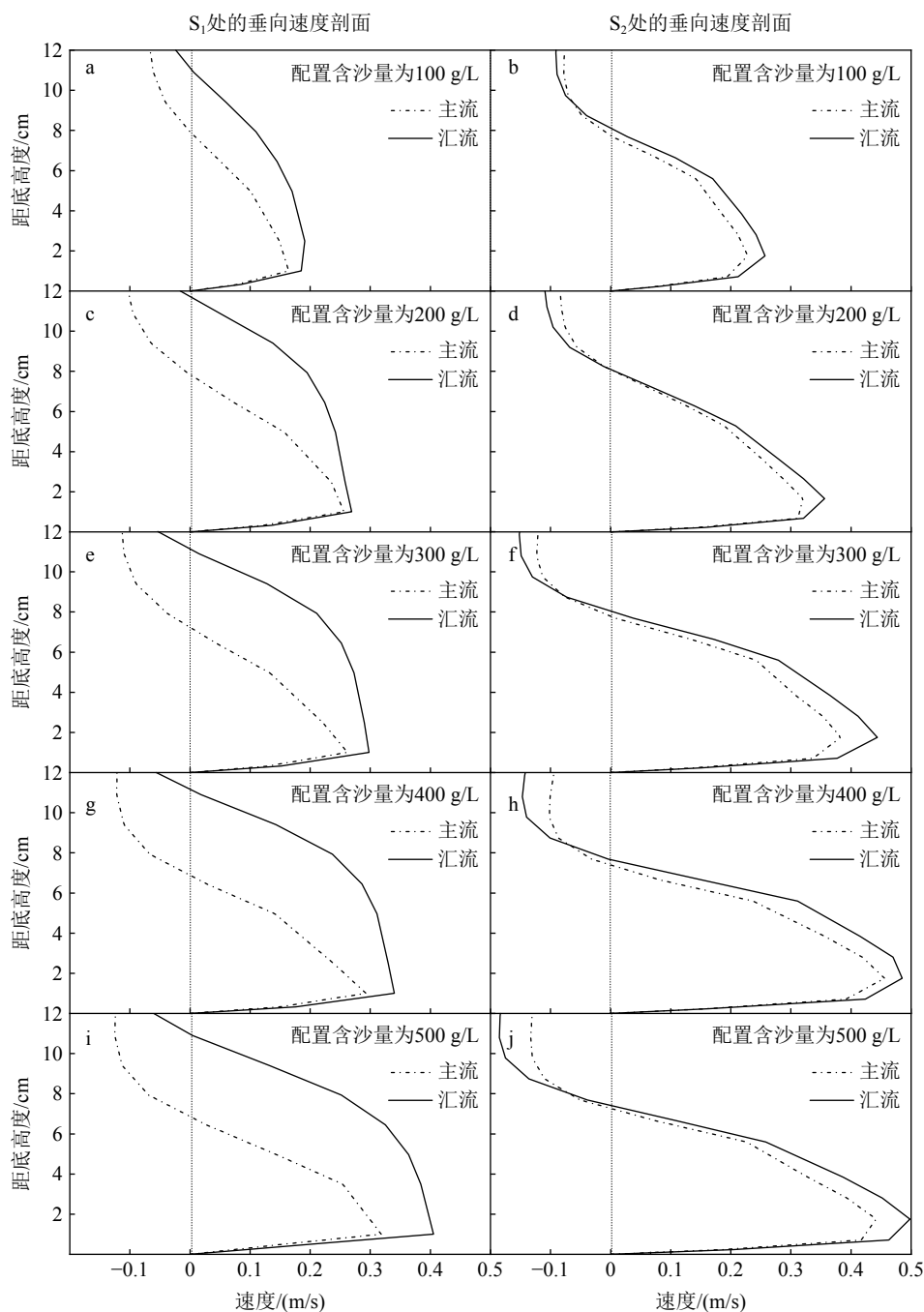
a: v_A 处主流情景, b: v_B 处主流情景, c: v_A 处汇流情景, d: v_B 处汇流情景。

Fig.7 Comparison of simulated current velocity and measured current velocity for turbidity currents with initial sand content of 200 g/L

a: Main current scenario at v_A , b: main current scenario at v_B , c: confluence scenario at v_A , d: confluence scenario at v_B .

在汇流后形成的“新浊流”到达 S_2 点时,各层的含沙量较主流情景时有明显增加,但均小于发生汇流时 S_1 的分层含沙量(图 8)。分析原因,应该是

在汇流点 S_1 ,浊流由于有不同方向水流交汇产生强烈紊动,支持了泥沙在垂向上的向上悬浮,而随着汇流后向下游继续运动,在运动速度没有明显增加

图 8 浊流在取样点 S_1 、 S_2 处的垂向速度剖面

a、c、e、g、i: S_1 处的垂向速度剖面; b、d、f、h、j: S_2 处垂向速度剖面。速度负值代表反向流动。

Fig.8 Vertical velocity profiles of turbidity currents at sampling points S_1 and S_2

a, c, e, g, i: Vertical velocity profile at S_1 ; b, d, f, h, j: vertical velocity profile at S_2 . The negative values of velocity represent reverse flow.

的情况下,水流结构不断调整趋向于层流结构,中上层泥沙失去紊动支持条件,出现过饱和而沉降。

3.2 汇流过程浊流速度变化

由于与周围水体的作用,浊流流动并非仅有水平流速,还有垂向流速,这里仅提取浊流主要流动方向的水平流速用于分析,并规定以浊流主要流动

方向即图 6b 中的 x 方向为正方向。

由模拟结果可知(图 10),浊流体内速度为正方向,流体外部速度则是反方向,这是浊流在近底流动时对前方水体挤压导致的前方水体在上部返流,以达到水位高度均衡。在浊流上部与清水处,会出现水平流速等于 0 的界面,该界面高度可以视为浊流头部的高度。主流情景时,浊流在 S_2 处的流

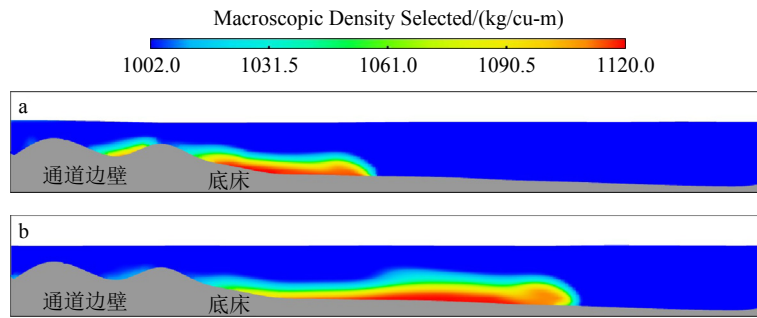


图 9 200 g/L 的浊流在主流情景时的模拟结果

a: 浊流到达 S_1 处, b: 浊流到达 S_2 处。

Fig.9 Simulation results of turbidity flow at 200 g/L in the main currents scenario

a: turbidity currents arrives at S_1 , b: turbidity currents arrives at S_2 .

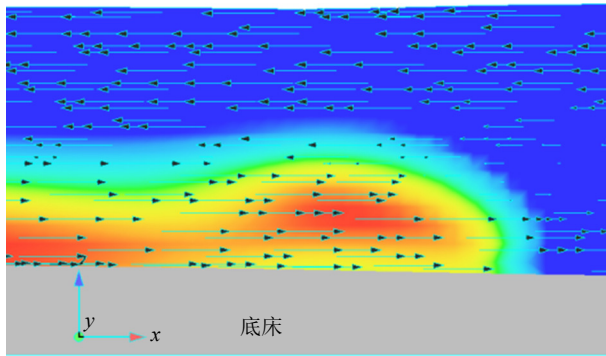


图 10 浊流运动中的头部流场 (x 方向) 图

Fig.10 Diagram of the head current field (x -direction) in turbidity currents motion

速值和头部高度均大于 S_1 处,这是由于浊流在斜坡上受到重力影响做加速运动,因而速度是逐渐增大的,同时由于浊流刚产生时属于持续输入型浊流,经过 S_1 点后转变为突然释放型浊流,导致浊流头部形态发生变化,高度增加(图 9b)。

发生汇流后,浊流在 S_1 处的流速和头部高度都大于主流情景时的流速和高度,且中上层流速增量明显大于底层流速的增量,这是由于两股浊流相遇碰撞后导致浊流头部增高和整体含沙量增大,含沙量的增加会导致浊流与周围水体的密度差增大,进而导致流速增大。而底层含沙量的增量小,中层含沙量的增量最大,这就导致了中层流速增值最大而底层流速增值较小。与 S_1 处相比, S_2 处的浊流头部高度有所降低且中层速度明显减小。其中浊流头部高度降低是由于在 S_1 处碰撞增加的中上层泥沙在流动过程中不断沉降而导致的,而沉降的上层泥沙由于距离近底高含沙量沙层较远,受到的拖曳影响较小,同时其与周围水体密度差较小,在二者的共同影响下,导致沉降的上层泥沙速度较中层泥

沙速度低,当这部分泥沙以相对较低的速度沉降到中层时,会使得中层泥沙的速度降低。同时,近底含沙层因距离上层泥沙较远,未受到上述情况的影响,因此在运动过程中与主流情景时一样,其受重力影响,做加速度运动,其加速度与主流情景时相同,因此汇流情境中底层最大速度与主流情景中底层最大速度的差值在 S_1 处与 S_2 处的相差不大。

4 结论

(1)发生汇流处,浊流头部的高度和含沙量均有增加,其中含沙量较低的中层含沙量增加最多,含沙量较高的底层含沙量增加较少。

(2)发生汇流处,浊流头部的速度变化与含沙量变化一致,即中层流速增加最大,底层流速增加较小。

(3)发生汇流并流动一段距离后,与汇流点处相比,浊流头部的高度有所降低,各层含沙量也均有减少,其中中层含沙量减少幅度最大,中层速度也有所减小;整体来看,各层的含沙量和速度仍大于主流情景在该处的数据。

参考文献 (References)

- [1] 徐景平. 海底浊流研究百年回顾 [J]. 中国海洋大学学报, 2014, 44(10): 98-105. [XU Jingping. Turbidity current research in the past century: an overview[J]. Periodical of Ocean University of China, 2014, 44(10): 98-105.]
- [2] Heerema C J, Talling P J, Cartigny M J, et al. What determines the downstream evolution of turbidity currents?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 532: 116023.
- [3] 许莎莎, 冯秀丽, 冯利, 等. 南海西北部莺琼陆坡 36.6 ka 以来的浊流沉积 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(5): 15-24. [XU Shasha,

- FENG Xiuli, FENG Li, et al. Turbidite records since 36.6 ka at the Yingqiong continental slope in the Northwest of South China Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2020, 40(5): 15-24.]
- [4] Zhang Y W, Liu Z F, Zhao Y L, et al. Long-term *in situ* observations on typhoon-triggered turbidity currents in the deep sea[J]. *Geology*, 2018, 46(8): 675-678.
- [5] 郑旭峰, 李安春, 万世明, 等. 冲绳海槽中全新世的浊流沉积及其控制因素[J]. *第四纪研究*, 2014, 34(3): 579-589. [ZHENG Xufeng, LI Anchun, WAN Shiming, et al. The turbidity events in Okinawa trough during middle Holocene and its potential dominating mechanisms[J]. *Quaternary Sciences*, 2014, 34(3): 579-589.]
- [6] Inman D L, Nordstrom C E, Flick R E. Currents in submarine canyons: an air-sea-land interaction[J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 1976, 8: 275-310.
- [7] 徐景平. 科学与技术并进: 近20年来海底峡谷浊流观测的成就和挑战[J]. *地球科学进展*, 2013, 28(5): 552-558. [XU Jingping. Accomplishments and challenges in measuring turbidity currents in submarine canyons[J]. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(5): 552-558.]
- [8] Carter L, Gavey R, Talling P J, et al. Insights into submarine geohazards from breaks in subsea telecommunication cables[J]. *Oceanography*, 2014, 27(2): 58-67.
- [9] Wang X X, Cai F, Sun Z L, et al. Tectonic and oceanographic controls on the slope-confined dendritic canyon system in the Dongsha Slope, South China Sea[J]. *Geomorphology*, 2022, 410: 108285.
- [10] 李梦君, 毕乃双, 胡丽沙, 等. 南海北部台湾峡谷“蛟龙号”第140潜次沉积物特征及其沉积过程指示意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2019, 39(4): 23-33. [LI Mengjun, BI Naishang, HU Lisha, et al. Sedimentary characteristics and processes revealed by the push cores of the 140th dive of DSV "Jiaolong" in the Taiwan Submarine Canyon, northern South China Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2019, 39(4): 23-33.]
- [11] 王长盛, 朱俊江, 赵冬冬, 等. 全球海底峡谷成因及演化研究[J]. *海洋地质前沿*, 2021, 37(3): 1-15. [WANG Changsheng, ZHU Junjiang, ZHAO Dongdong, et al. Origin and evolution of submarine canyons[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2021, 37(3): 1-15.]
- [12] Yu H S, Chiang C S, Shen S M. Tectonically active sediment dispersal system in SW Taiwan margin with emphasis on the Gaoping (Kaoping) Submarine Canyon[J]. *Journal of Marine Systems*, 2009, 76(4): 369-382.
- [13] Li S, Li W, Alves T M, et al. Large-scale scours formed by supercritical turbidity currents along the full length of a submarine canyon, Northeast South China Sea[J]. *Marine Geology*, 2020, 424: 106158.
- [14] Talling P J, Baker M L, Pope E L, et al. Longest sediment flows yet measured show how major rivers connect efficiently to deep sea[J]. *Nature Communications*, 2022, 13(1): 4193.
- [15] Forel F A. Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires[J]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 1885, 101: 725-728.
- [16] Kuenen P H. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons[J]. *Leidse Geologische Mededelingen*, 1937, 8(2): 327-351.
- [17] Felix M, Sturton S, Peakall J. Combined measurements of velocity and concentration in experimental turbidity currents[J]. *Sedimentary Geology*, 2005, 179(1-2): 31-47.
- [18] Nogueira H I S, Adduce C, Alves E, et al. Analysis of lock-exchange gravity currents over smooth and rough beds[J]. *Journal of Hydraulic Research*, 2013, 51(4): 417-431.
- [19] Ho V L, Dorrell R M, Keevil G M, et al. Pulse propagation in turbidity currents[J]. *Sedimentology*, 2018, 65(2): 620-637.
- [20] Bowen A J, Normark W R, Piper D J W. Modelling of turbidity currents on Navy submarine fan, California continental borderland[M]// Stow D A V. Deep - Water Turbidite Systems. International Association of Sedimentologists, 1991: 7-23.
- [21] Stacey M W, Bowen A J. The vertical structure of turbidity currents and a necessary condition for self - maintenance[J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 1988, 93(C4): 3543-3553.
- [22] Abd El-Gawad S M, Pirmez C, Cantelli A, et al. 3-D numerical simulation of turbidity currents in submarine canyons off the Niger Delta[J]. *Marine Geology*, 2012, 326-328: 55-66.
- [23] Salles T, Mulder T, Gaudin M, et al. Simulating the 1999 Capbreton canyon turbidity current with a Cellular Automata model[J]. *Geomorphology*, 2008, 97(3-4): 516-537.
- [24] Basani R, Janocko M, Cartigny M J B, et al. MassFLOW - 3D™ as a simulation tool for turbidity currents: some preliminary results[M]//Martinius A W, Ravnås R, Howell J A, et al. From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin. Chichester: Wiley Blackwell, 2014: 587-608.
- [25] Sun Y N, Li J, Cao Z X, et al. Effect of tributary inflow on reservoir turbidity current[J]. *Environmental Fluid Mechanics*, 2023, 23(2): 259-290.
- [26] Heimsund S. Numerical simulation of turbidity currents: a new perspective for small-and large-scale sedimentological experiments[D]. Master Dissertation of the University of Bergen, 2007.
- [27] Heimsund S, Xu J P, Nemecek W. Numerical simulation of recent turbidity currents in the Monterey Canyon system, offshore California[C]// AGU Fall Meeting Abstracts. 2007.
- [28] 栾坤祥. 南海北部海底峡谷识别方法构建与峡谷特征分析[D]. 国家海洋局第一海洋研究所硕士学位论文, 2017. [LUAN Kunxiang. The construction identification method of submarine canyon and characteristics analysis of northern South China sea[D]. Master Dissertation of the First Institute of Oceanography, SOA, 2017.]
- [29] 张春生, 刘忠保, 施冬, 等. 涌流型浊流形成及发展的实验模拟[J]. *沉积学报*, 2002, 20(1): 25-29. [ZHANG Chunsheng, LIU Zhongbao, SHI Dong, et al. The simulation experiment of surge-type turbidity current formation and development[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2002, 20(1): 25-29.]