

引用格式:徐嘉毅,刘丽,葛家旺,等. 2026. 不同潮差影响的陆架三角洲沉积模式——基于Delft3D数值模拟的启示[J]. 沉积学报, 44(3): 825-840.
XU JiaYi, LIU Li, GE JiaWang, et al. 2026. Shelf Delta Depositional Model Influenced by Different Tidal Ranges: Inspiration from Delft3D numerical simulation[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 44(3): 825-840.
DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2024.123 CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2024.123

不同潮差影响的陆架三角洲沉积模式 ——基于Delft3D数值模拟的启示

徐嘉毅¹, 刘丽¹, 葛家旺^{1,2}, 赵晓明^{1,2}

1. 西南石油大学地球科学与技术学院, 成都 610500

2. 天然气地质四川省重点实验室, 成都 610500

摘要 【目的】潮汐营力对海洋陆架三角洲形态规模及分支河道的发育演化具有重要影响,不同幅度的潮差对陆架三角洲坝体及分支河道定量控制机理是当前热点科学问题。【方法】采用单因素控制的方法,基于Delft3D水动力模拟软件设置无、小、中、大潮差四组对照组,分析不同潮差控制下陆架三角洲关键地质体的演化规律。【结果】实验结果表明,在无潮汐作用影响时,分支河道的下切深度和宽度随着流动距离增加逐渐减少;而在加入潮汐作用后,分流河道的数量随着潮差的增大而减小,但河道的下切程度及宽度均增加。无潮汐作用时分支河道的宽深比介于2~10,在小潮差时宽深比则呈下降趋势直至0,中潮差和大潮差影响下河道宽深比分别对应于0~3和2~4范围。【结论】潮汐作用有利于增加砂体的宽厚比,且随着潮差的增大,三角洲在平面上的形态变化越稳定;潮汐影响下的三角洲中分支河道的数量显著减少,这主要归因于潮汐在横向上周期性的涌入和退却,它促进了横向河道及潮汐通道的形成。中—大潮差影响下分支河道侧向迁移距离短,分支河道更稳定,坝体相互之间更为孤立,为类似地下沉积体储层构型分析提供重要参考依据。

关键词 三角洲;潮汐影响;定量沉积过程;数值模拟;Delft3D

第一作者 徐嘉毅,女,2000年出生,硕士研究生,沉积学,E-mail: JroyeXu@163.com

通信作者 葛家旺,男,副研究员(博士后),定量层序地层学、沉积学及开发地质学,E-mail: gjwddn@163.com

中图分类号: P512.2 P618.13 **文献标志码**: A **文章编号**: 1000-0550(2026)03-0825-16

0 引言

陆架三角洲坡度相对较缓,一般小于 0.5° ,沉积物在平面上分布较为均匀,主要的地貌形态表现为鸟足状或朵叶状;其发育规模及垂向厚度相对有限,通常局限于数米至数十米的范围内(Kolla *et al.*, 2000)。陆架三角洲的上倾方向与近海沉积交错相变,而下倾方向尖灭于陆架的细粒泥岩沉积(朱筱敏等, 2017)。基于当前对现代三角洲沉积过程的认识,潮汐能量的强弱在三角洲的形成与演化过程中起直接控制作用(Galloway, 1975; Boyd *et al.*, 1992)。潮汐主导的三角洲,河道向海加宽且稳定,在整个三角洲发生双向潮流时,潮坝呈细长状,呈漏斗状(Xu and Plink-Björklund, 2023)。潮汐促进三角洲发育更

对称和稳定的分汊(Iwantoro *et al.*, 2020, 2022),但它们也提高了向海沉积物的输送效率,导致更深、更稳定的分流河道,分岔和撕裂事件较少(Rossi *et al.*, 2016)。潮汐也被认为促进了低弯曲度和相对稳定的分流河道发育,而河流过程则促进恒定的河道宽度、更高的弯曲度和相对较高的河道流动性(Gugliotta *et al.*, 2017, 2019; Nienhuis *et al.*, 2018; Ji and Zhang, 2020)。同时潮汐作用显著扩大了三角洲的沉积范围,特别是在分流河道的外缘,呈现出明显的不规则砂质轮廓。这种镶嵌砂质轮廓的水道体系,降低了储层的非均质性,与传统的网状河道型圈闭相比,它能有效增强油气的储存容量(周家伟, 2019)。

20世纪70年代之后,水动力数值模拟开始受到

收稿日期: 2024-07-23; 修回日期: 2024-11-14; 录用日期: 2025-01-16; 网络出版日期: 2025-01-16

基金项目: 四川省杰出青年科技人才项目(2024NSFJQ0065); 四川省国际科技创新合作项目(24GJHZ0465)

广泛关注与推广,该技术被用于河流、河口、近海、湖泊等水域的模拟。学者们针对现代潮汐影响或者主控的沉积体系展开了广泛研究,研究表明潮汐作用对三角洲河口坝的形态与沉积过程具有明显的控制作用,在潮汐较弱的环境中,常见的河口坝结构表现为双分支水道模式;当潮汐作用占据主导且潮差相对水深较小时,河口区域会发育独特的三叉河道结构,中间河道代表潮汐通道,即潮道(Leonardi *et al.*, 2013)。在纯河流作用的影响下,河道分叉与上游河道的动态变迁引发了一系列河口坝的形成,而这些河口坝的连续堆叠又推进了三角洲前缘的扩张,相比之下,潮汐控制的三角洲则依赖于初期稳定的水道来实现持续地向前进积(Geelynse *et al.*, 2011)。同时,潮汐通道和河口坝区域存在强烈的水动力作用,但在低流量期间沉积物的输入最大程度上平衡高流量期间沉积物输出的情况下,潮汐作用在一定程度上稳定了三角洲的形态(Hoitink and Wang, 2017),潮汐作用还能减少三角洲分流河道上流量分配的不对称性(Sassi *et al.*, 2011, 2012)。

三角洲分支河道的分布直接决定着砂体的展布(孙廷彬等, 2015; 郑胜, 2019; 彭光荣等, 2022),对剩余油分布规律的研究有着重要的影响(刘宝珺等, 2004; 张建民等, 2017; 胡迅等, 2019; 邓庆杰等, 2020)。因此,本文在前人研究的基础上,不仅研究了不同潮差对三角洲平面形态沉积演化过程的影响,还对不同潮差下分支河道的下切程度和宽度进行了量化研究。为了深入探究陆架三角洲沉积过程及其沉积模式的复杂性,本研究利用泥沙动力学模拟工具 Delft3D 对陆架三角洲的演化过程进行了定量的数值模拟。采取单因素变量分析,核心在于通过调整模型中关键参数—潮汐幅度,以此揭示其对沉积过程的影响,明确潮差对三角洲生长—演变过程和沉积特征。同时,该模拟可获得一系列受河流—潮汐影响的三角洲沉积体形态参数,实现对陆架三角洲砂体展布及分流河道的定量描述。

1 研究区背景

珠江水系流经华南板块,位于 $21^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 、 $102^{\circ}\sim 116^{\circ}\text{E}$ (图1)。珠江全长 2 320 km,其流域面积广阔,达到 $45\times 10^4\text{ km}^2$ 。流经我国的云南、贵州、广西、广东、湖南和江西 6 个省(区)及越南北部地区,经八大口门注入南海,是仅次于长江的第二大径流河流

(Dai *et al.*, 2008)。珠江流域主要由干流西江和北江、东江两大支流组成。西江全长 2 214 km,流域面积 $35.15\times 10^4\text{ km}^2$,占总流域面积的 78.5%。源自青藏高原东南边缘及云贵高原的西江上游(包括南盘江和北盘江),其水系向东流经扬子板块,南盘江和北盘江最后汇合形成红水河。红水河向东流动,接受柳江的水源补给后汇集成黔江,随后往下游接受郁江物质供给形成浔江,再往下游接受桂江和贺江物质供给形成西江。西江在珠江流域的入海流量中,多年平均径流量占比达到 77%,平均输沙量占比高达 89%(Dai *et al.*, 2008)。北江与东江的河流长度分别为 468 km 与 520 km,流域面积分别是 $3.84\times 10^4\text{ km}^2$ 与 $2.53\times 10^4\text{ km}^2$ 。高要站、石角站、博罗站作为西江、北江和东江的关键水文监控站点,根据实测数据,在珠江入海总径流量与总输沙量中,大约有 80% 和 95% 分别由这 3 个站点的径流量与输沙量所贡献(Wu *et al.*, 2019)。珠江三大支流在广州附近汇合形成珠江三角洲,为南海北部边缘海盆提供大量沉积物。

2 研究方法

本文利用沉积数值模拟方法,采用单因素分析法,探究在不同潮差影响下陆架三角洲的沉积演化规律和分支河道的演化特征。

2.1 沉积数值模拟方法

Delft3D 模拟的三角洲与自然界中真实的三角洲具有相似性和可比性(Lesser *et al.*, 2004; Hu *et al.*, 2009; Edmonds and Slingerland, 2010; Geelynse *et al.*, 2011; Caldwell and Edmonds, 2014; 冯文杰等, 2017)。本次利用该软件模拟不同潮差条件下陆架三角洲的沉积演化过程,阐明潮汐影响下陆架三角洲的沉积演化过程。Delft3D 是一款以 Navier-Stokes 方程(N-S 方程)为基础,结合物质平衡方程来实现沉积物搬运、沉积和地貌演变的沉积数值模拟软件。其中平均深度对流扩散方程可表达为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c_i}{\partial t} + \frac{\partial u_x c_i}{\partial x} + \frac{\partial u_y c_i}{\partial y} + \frac{\partial (u_z - w_{s,i}) c_i}{\partial z} = \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_{s,x,i} \frac{\partial c_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_{s,y,i} \frac{\partial c_i}{\partial y} \right) + \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_{s,z,i} \frac{\partial c_i}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

式中: c_i 为第 i 种沉积物组分的质量浓度 (kg/m^3), u_x, u_y

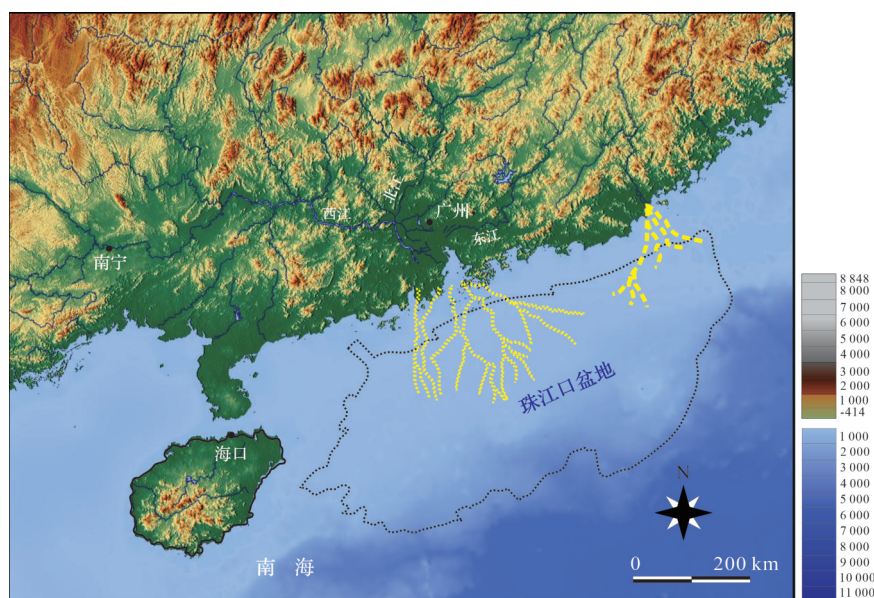


图1 珠江流域地貌图

棕色代表高海拔;绿色代表低海拔;蓝色实线代表水系河道;黑色点代表城市名称

Fig.1 Geomorphologic map of the Pearl River Basin

Brown represents high altitude; Green represents low elevation; The blue solid line represents the river channel; The black dots represent cities

和 u_z 分别为 x, y, z 方向的流速 (m/s), $w_{s,i}$ 为第 i 种沉积物组分的质量浓度 (m/s), $\varepsilon_{s,x,i}$, $\varepsilon_{s,y,i}$ 和 $\varepsilon_{s,z,i}$ 为第 i 种沉积物组分各方向的涡流扩散度 (m^2/s)。

在 Delft3D 软件的运行过程中, 颗粒粒径小于

64 μm 的沉积物组分被定义为黏性沉积物; 相反, 颗粒粒径大于 64 μm 的沉积物组分则被视为非黏性沉积物。其中非黏性沉积物采用 van Rijn (1993) 的沉积物的沉降函数公式:

$$\omega_{s,i} = \begin{cases} \frac{RgD_i^2}{18\nu}, & 64 \mu m < D_i \leq 100 \mu m \\ \frac{10\nu}{D_i} \left(\sqrt{1 + \frac{0.01RgD_i^2}{\nu^2}} - 1 \right), & 100 \mu m < D_i \leq 1000 \mu m \\ 1.1 \sqrt{RgD_i}, & 1000 \mu m < D_i \end{cases} \quad (2)$$

式中: 沉没比重 $R = \rho_s / \rho_w - 1$, ρ_s 和 ρ_w 分别为沉积物和水的密度 (kg/m^3), g 为重力加速度 ($9.8 m/s^2$), D_i 表示第 i 种沉积物组分的颗粒粒径 (m), ν 为水的运动黏度系数 (m^2/s)。

2.2 参数设置

珠江口区域的陆架地势宽阔, 其延伸方向大致为东北—西南向, 且地势坡度较为平缓。珠江口外的陆架区域宽度介于 215~280 km, 南海北部的大陆架外缘具有呈阶梯状递减特征的大陆坡, 其深度范围大致为 230~3 500 m, 等深线呈现出明显的东北—西南走向格局, 地势呈现出从西北向东南的斜向趋势, 平均坡度介于 1.3%~2.3%, 陆坡宽度 140~280 km。水体深度变化显著, 地形复杂多样, 且地势结构呈现出明显的阶梯式向深海盆地的递减

(刘昊等, 2016)。

为探究不同潮差条件下陆架三角洲的演化过程, 本次模型设置如下: (1) 考虑软件运行时长较长, 因此适当缩小模拟范围, 即只模拟珠江众多水系的其中一支 (西江)。设置模拟区域长 8 km, 宽 6 km, 是一个底形稍陡、向盆地倾斜的矩形水槽 (图 2); (2) 模拟区水深由 3 m 线性增加至沉积区 30 m, 坡度约为 0.28°; (3) 根据 Gibling (2006) 对各类河道几何特性的系统性归纳与探究, 本模型设置一条水深 3 m 的南北向河道。当河道宽度达到 600 m, 其宽深比为 200, 处于曲流河的区域范围内 (宽深比大于 100); (4) 河道区域划分为 12×20 个网格, 向海区域划分为 160×120 个网格, 共计 19 440 个网格, 网格分辨率 50 m×50 m (表 1)。

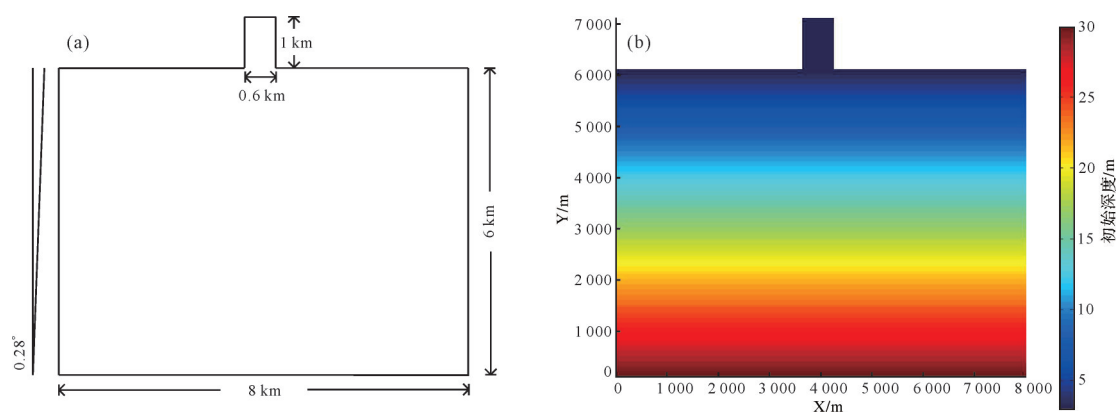


图2 初始底形示意图

(a)模型尺寸;(b)模型初始深度

Fig.2 Initial base diagram

(a) model size; (b) initial depth of the model

根据现代珠江流域多个入海口流量监控站的长期观测数据资料显示,珠江多年平均入海径流量约为 $3\,360 \times 10^8 \text{ m}^3$,其中西江作为珠江的主体支流,其年均径流量达到 $2\,300 \times 10^8 \text{ m}^3$,约占珠江总径流量的70%(杨明远等,2008;李家彪,2012)。据统计,珠江多年平均含沙量为 $0.13 \sim 0.34 \text{ kg/m}^3$ (李家彪,2012),其中西江干流的下游多年平均含沙量约 0.3 kg/m^3 ,显著高于北江和东江的含沙量(杨明远等,2008;姚章民,2013)。本次设置的泥沙总浓度 0.3 kg/m^3 ,其中设定三种不同粒径的沉积物组分:中砂(其粒度介于非黏性沉积物的范畴,中值粒径 $250 \mu\text{m}$,记为 Sand 1)、细砂(非黏性沉积物,中值粒径 $100 \mu\text{m}$,记为 Sand 2)和泥(表1)。

除此之外,还有一些别的参数,如在沉积物的搬运过程中,干床密度对于估算沉积或侵蚀过程中底床的高程变化具有重要意义,参考 Burpee *et al.* (2015)总结的相关数据将砂质组分和泥质组分设置的干床密度分别设置为 $1\,600 \text{ kg/m}^3$ 和 500 kg/m^3 (表1)。另外,在分析泥质组分时,还需要设置额外的参数,包括沉降速率和底床剪切应力的阈值,以便准确评估其遭受侵蚀与沉积的时间点。根据周家伟(2019)对古珠江三角洲的数值模拟研究,在此采用了其中一些经验值,如沉降速率、侵蚀剪切应力临界值和沉积剪切应力临界值分别是 0.25 mm/s 、 0.5 N/m^2 和 $1\,000 \text{ N/m}^2$ 。河床的粗糙度用 Chezy 系数来表示,设置为 $45 \text{ m}^{0.5}/\text{s}$,在水平大涡模拟(HLES)中,水平涡流黏度和扩散度被视为基本的背景值,分别设置为 $0.000 \text{ m}^2/\text{s}$ 和 $0.001 \text{ m}^2/\text{s}$ 。相邻干燥网格侵蚀因子设置为 0.25(表1)。

我国通常依据潮型系数 A 来确定潮汐类型,当 $A \leq 2$ 时被定义为半日潮类型。参考各观测站点历史资料数据,南海珠江口地区潮型系数 A 值介于 $0.5 \sim 2.0$,表现为不规则的半日潮且属于弱潮河口,其平均潮差低于 2 m (乔方利,2012)。在模拟过程中,运用单因素分析方法,通过调整模型中潮差参数的取值来定量探究其对陆架三角洲沉积演化的潜在影响。为简化模型,根据模拟区的大小、河道宽度和河流流量进行类比并尝试多次模拟测试,最终确定无潮差和小潮差(0.4 m)、中潮差(0.6 m)、大潮差(0.8 m)四组对比模型(表2),即一组河控三角洲和三组潮汐影响下的三角洲,其中设置潮汐自东向西进入模拟区。

3 数值模拟结果

陆架区复杂的水动力、沉积物供给和周边地区气候变化的综合响应会直接影响三角洲的形态、规模和展布等特征。分支河道体系是三角洲关键的骨干相带,作为主要的砂体传输通道,其分布范围直接决定整个三角洲的砂体输运和展布规律。通过 Delft3D 水动力数值模拟可再现单个砂体规模和分支河道的形态和几何参数,进而准确刻画三角洲的沉积演化规律。

3.1 河控三角洲的沉积演化特征

本节以模型 S1 为例来叙述三角洲的演化过程,在此模型中无任何潮汐作用影响,因此三角洲的形成主要受到河流向海的推进作用。

表1 模型基本参数

Table 1 Basic model parameters

基本参数	模拟设定值
网格单元总量/个	160×120
网格单元大小/m	50×50
河道长度/m	1 000
河道宽度/m	600
河道深度/m	3
模拟时间步长/min	0.2
砂质沉积物粒径/ μm	Sand 1(中砂):250
	Sand 2(细砂):100
砂质沉积物的供给量/(kg/m^3)	Sand 1(中砂):0.3
	Sand 2(细砂):0.3
泥质沉积物的供给量/(kg/m^3)	0.3
砂质沉积物的干床密度/(kg/m^3)	1 600
泥质沉积物沉降速率/(mm/s)	0.25
泥质沉积物的供给量/(kg/m^3)	0.24
泥质沉积物的干床密度/(kg/m^3)	500
流量/(m^3/s)	3 000
重力加速度/(m/s^2)	9.81
水体密度/(kg/m^3)	1 000
底床糙度 chezy 值	45
水平黏滞系数/(m^2/s)	0.000 1
水平扩散系数/(m^2/s)	0.001
临近干网格侵蚀系数	0.25

表2 模型组别

Table 2 Model classes

编号	沉积物浓度/(kg/m^3)	河流流量/(m^3/s)	潮差/m
S1	0.3	3 000	0
S2	0.3	3 000	0.4
S3	0.3	3 000	0.6
S4	0.3	3 000	0.8

3.1.1 河控三角洲的砂体形态特征

在模型S1中,选取361 step,1 356 step,2 698 step和7 559 step四个阶段记录河控三角洲的沉积过程,如图3。第一阶段(图3a)在入海口处开始发育小型的朵状砂体,此阶段砂体长度1 009.01 m,最大宽度1 694.98 m。由于受到水体顶托作用和床底摩擦阻力的影响,河口处的流速急剧减缓,随之减弱了河流的负载运输能力,促使大量泥沙沉积,并不断堆积使得底床升高,从而形成了最初的河口砂坝。第二阶段(图3b),沉积物向海延伸,砂体规模逐渐加大加宽,长度1 543.11 m,最大宽度2 781.21 m,入海口处供水道被分流成两条主水道并且开始发育许多细小的分支河道。第三阶段(图3c)砂体继续伸长扩宽,长度2 359.07 m,最大宽度2 949.81 m,分支河道不断延伸,砂体不断接受切割。第四阶段(图3d)砂

体继续向前推进,但沉积速度变慢,沉积基本达到上限,此时砂体长度3 589.45 m,最大宽度2 806.95 m,形成了头部小、尾部大的沉积体形态。在这四个阶段中,前两个阶段(图3a,b)三角洲砂体横向展宽,河口处发育两条主河道;后两个阶段(图3c,d)三角洲砂体纵向展长,分流河道的数量增加。

3.1.2 河控三角洲分支河道的演化特征

模拟初期(图4a),河流量最大,河流携带泥沙从河道入海,在受到低流速海水的顶托作用和底床摩擦力的阻碍作用时,其输送泥沙的能力受到限制,导致部分泥沙在河流能量耗竭后被迫沉降,从而形成模拟初期的小型河口坝并且在河口处发育两条主河道和多条分支河道。在三角洲的演化过程中,河流流量与沉积物沉降速率之间的动态失衡导致分支河道在持续向前推进和扩展的同时产生侧向摆动,即河道发生了迁移改道现象(图4b~d)。模拟后期,随着河流能量的耗尽,流速呈现显著的下降趋势,导致河道逐渐被沉积物充填萎缩直至废弃,最终形成废弃河道(图4d,e)。

此外,切物源方向选取b1、b2、b3、b4四条剖面来分析分支河道的演化(图3d、图5)。河控三角洲发育两条主河道,河道发育初期的下切深度达到16.9 m和15.4 m,所对应的河道最宽处分别是38.3 m和57.5 m,随着沉积物的不断进入,有一条主河道被填充了一部分,下切深度减少至11.8 m,河道加宽至117.9 m,没有产生迁移;另一条主河道的下切深度基本保持不变,侧向迁移91.5 m。b3截面两主河道侧向迁移明显,分别迁移199.5 m和134.1 m;并且增加两条分支河道,下切深度分别是6.3 m和8.1 m,河道宽度达到36.8 m和33.4 m,两条主河道不断向前推进。当前积到b4截面的位置时,由于河流作用的削弱,下切程度和河道宽度同时降低,两条主河道的下切深度12.2 m和5.1 m,河道宽度为66.7 m和29.9 m。在b3截面增加的两条河道因为河流作用过于微弱而废弃,而在b4截面新增了三条分流河道,下切深度达到11.1 m,6.7 m和7.4 m,对应的河道宽度分别为65.3 m,44.6 m和44.4 m。在仅有河流作用的情况下,可以看到河道的迁移和侧积现象,并且随着迁移,河道的下切深度和宽度减少。

3.2 潮差变量对河控三角洲沉积演化的影响

在河控三角洲的基础上加入不同潮汐强度,潮差为0.4 m、0.6 m、0.8 m即对应小潮差、中潮差、大潮

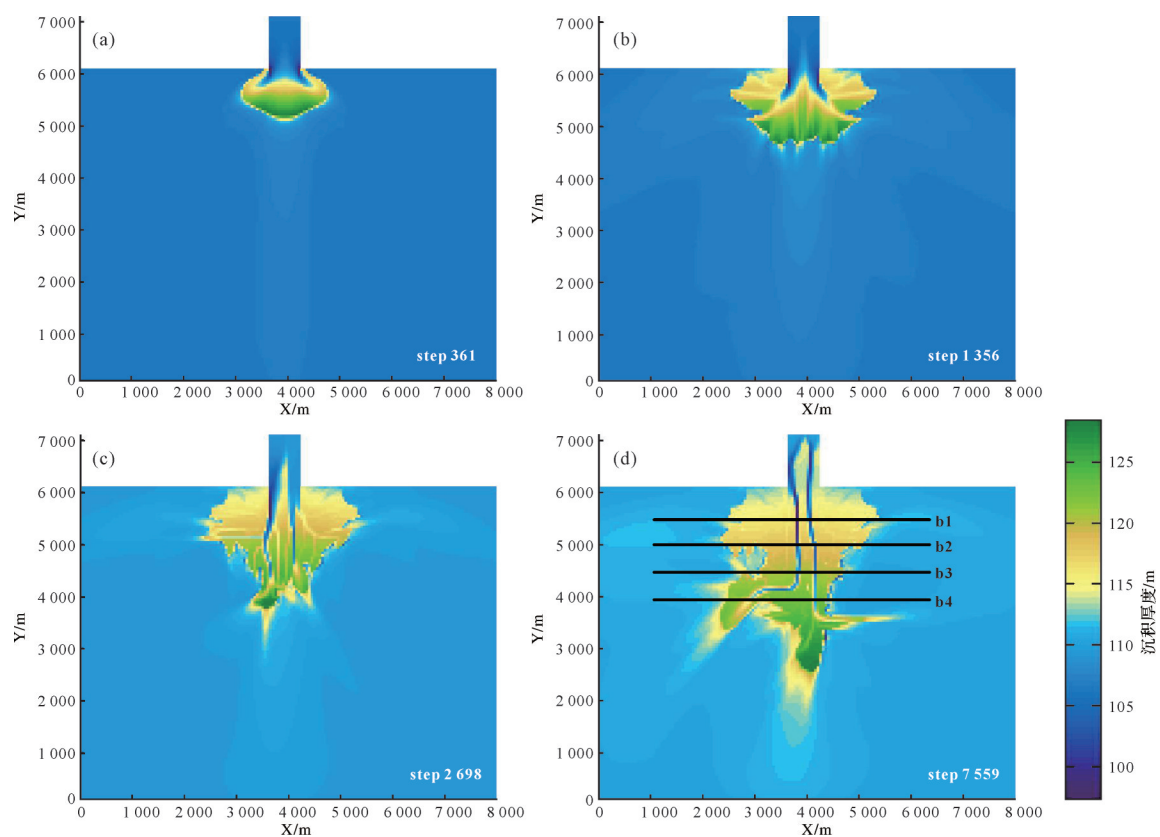


图3 河控三角洲(模型S1)演化过程中典型的时间切片沉积厚度
砂质沉积物初始的沉积厚度50 m,泥质沉积物初始的沉积厚度10 m

Fig.3 Typical time slice depicting deposition thickness during the evolution of the fluvial delta (model S1)
The initial sediment thickness of sandy sediment is 50 m, and the initial sediment thickness of muddy sediment is 10 m

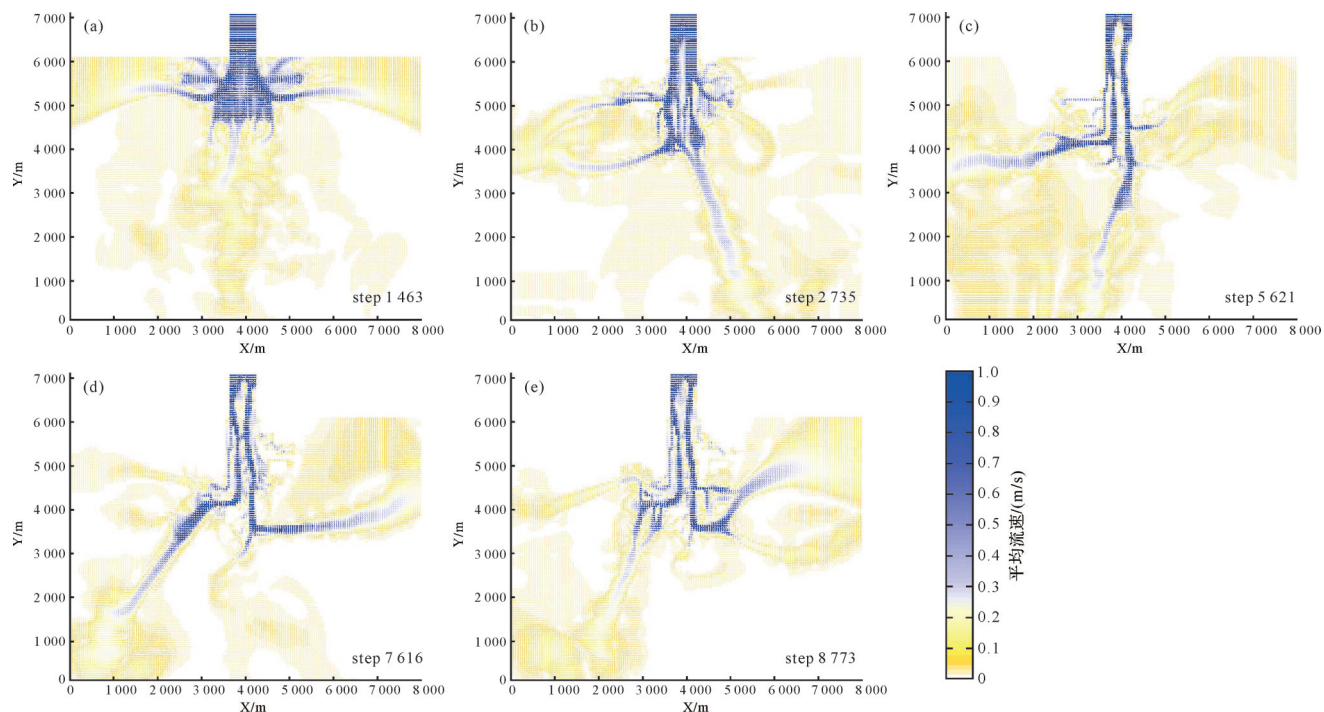


图4 河控三角洲(模型S1)分支河道的迁移和废弃

Fig.4 Migration and abandonment of branch channels in the river controlled delta (model S1)

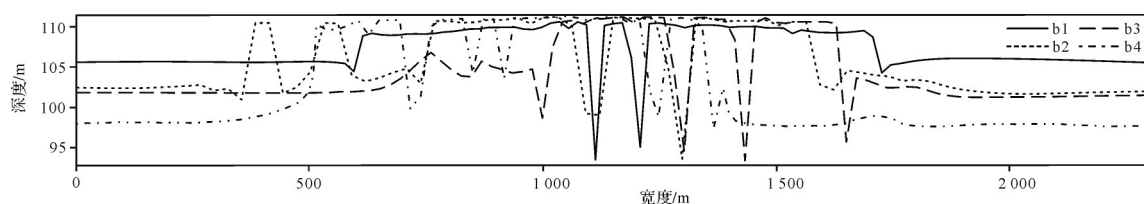


图5 河控三角洲(模型S1)分支河道的演化过程(b1~b4截面位置见图3d)

Fig.5 Evolution of branch river channels in river-controlled delta (model S1) (see Fig.3d for b1-b4 cross-sections)

差来叙述三角洲坝体形态和分支河道的演化过程,此时三角洲的形成同样以河流作用为主导,但是受到潮汐作用的影响。

3.2.1 潮差变量对河控三角洲形态的影响

从模拟结果可看出,在加入不同潮差数值后,河控三角洲的形态发生明显变化。图6选取361 step, 1 356 step, 3 496 step, 5 483 step和7 559 step五个阶段记录不同潮差对三角洲发育建造过程的影响,图中的每一列为一组模型,每一排为不同模型在同一时刻的沉积厚度切片。

对比同一时间步长的河控三角洲(图3b),在潮汐作用下河流能量逐渐变小,河流开始随着涨落潮发生移动,因此,在潮汐影响下的三角洲中河流沉积物的覆盖面积较大。此外,较强的潮汐作用可以有效改造沉积物,使沉积物在平面上的位置相对分散。潮差为0.4 m的模型中潮汐作用微弱(图6a),以河流搬运沉积作用为主,三角洲外缘呈锯齿形。分支河道末端因为潮汐的往返运动出现分汊,砂体的变化主要体现在末端,其方向与潮汐进入方向相反。在中潮差(图6b)和大潮差(图6c)条件下,坝体经历了被侵蚀和重新沉积的过程。潮差越大,退潮流就越大,从而促使坝体向海方向产生迁移的程度更明显。同时,分支河道对坝体的侵蚀程度加剧,导致坝体数量增多且相互独立性增强。随着潮差的增大,可以观察到坝体向海进积的现象(表3)。

在中一大潮差影响下,陆架三角洲发育多条分支水道,坝体和分支水道呈现更为复杂的形态。相较于中一大潮差影响下的三角洲沉积体系,小潮差影响下的三角洲沉积规模小,且三角洲外缘主要呈不规则状,分支河道数量少且弯曲度较高。总体而言,坝体的数量随着潮差的增加而增多,表现为坝体平均长度和宽度的递增。

3.2.2 潮差变量对河控三角洲分支河道的影响

同河控三角洲,截取相同位置的四条剖面(b1、b2、b3、b4,图6)分析不同潮差在陆架三角洲发育过

程中对分支河道演化的影响。与河控三角洲相比,潮汐影响的三角洲顶部形态呈锯齿状(图7),而非河控三角洲的“平坦”表面(图5)。

三角洲受到潮汐影响较小时,即小潮差(图7a),河道的数量少,仅发育一条主河道,下切深度和河道宽度相较于纯河流作用降低,下切深度11.5 m,河道宽度69.7 m,随着三角洲的发育,河道向潮汐方向迁移,下切深度升高至14.5 m,河道宽度扩大至71 m。在b3截面可以发现主河道的下切程度和宽度增加速度减慢,下切深度18.1 m,河道宽度57.3 m同时新增一条分支河道。在b4截面处三角洲的末端新增三条分支河道,下切深度2.4~9.8 m,河道宽度32.4~38.9 m。当潮汐作用增强,达到中潮差和大潮差时(图7b, 7c),潮汐作用和河流作用的强度基本平衡,四个截面顶积层的高程变化极小,三角洲的沉积作用变得极其稳定。在中潮差时(图7b),与纯河流作用三角洲相同,发育两条主河道,下切深度27 m和26.2 m,对应的河道宽度73.3 m和57.8 m,在b1和b2阶段河道发育稳定,未发生侧向迁移,只是向海方向延伸;在b3截面的位置,两条主河道汇合成一条,河道发育稳定。在大潮差时(图7c),仅发育一条主河道和数条下切深度低的分支河道,主河道的下切深度达28.9 m,宽度达67.8 m。主河道的下切程度随着三角洲的发育逐渐小范围加深,从b1到b4下切深度仅增加2.3 m,河道宽度增加至119.6 m;河道的横向迁移总距离155.3 m。随着潮差的增大,河道的下切程度升高,河道宽度增大;相较于河控三角洲的分支河道,潮汐影响下的分支河道更稳定,侧向迁移距离短,且潮差越大分支河道越稳定。

4 讨论

河控三角洲的发育演变受多种因素的调控,其中包括河流能量、沉积物的粒度组成特征、泥质含量的比例、地形坡度以及基准面的变化等关键要素

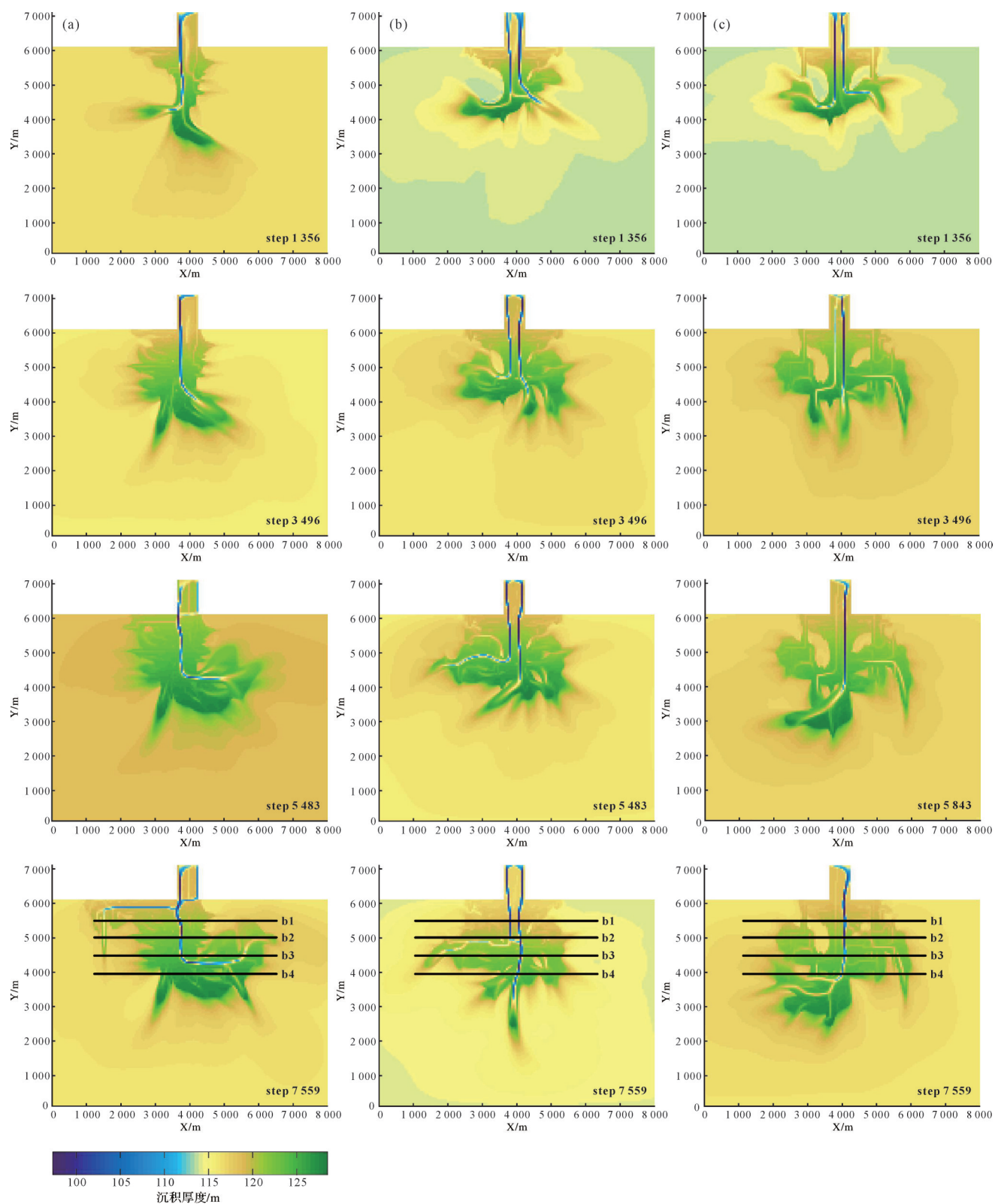


图6 不同潮差条件下三角洲演化过程中典型时间切片沉积厚度

第一列为小潮差(0.4 m);第二列为中潮差(0.6 m);第三列为大潮差(0.8 m)(砂质沉积物初始的沉积厚度50 m,泥质沉积物初始的沉积厚度10 m)

Fig.6 Typical time slice depicting the sedimentary thickness during delta evolution under different tidal range conditions

The first is the small tidal range (0.4 m); The second is the middle tidal range (0.6 m); The third category is the spring tide difference (0.8 m) (the initial deposition thickness of sandy sediment is 50 m, and the initial deposition thickness of muddy sediment is 10 m)

表3 潮差变量形态统计
Table 3 Tidal range variable morphology statistics

潮差/m	纵向进积范围/m	坝体数量/个	坝体平均长度/m	坝体平均宽度/m
0.4	3 350.84	3	1 145	725.01
0.6	4 115.83	4	1 655.73	884.17
0.8	3 902.19	5	1 791.08	1 014.16

(Geleynse *et al.*, 2011; 魏康强等, 2017; 张文彪等, 2017, 2019; 何文军等, 2018; 王鹏飞等, 2019; 徐伟等, 2019; 杜威等, 2020; 张宪国等, 2020; 王韬等, 2021)。此外,潮汐作用同样是影响陆架三角洲形成的重要因素,本文旨在探究不同潮汐强度对三角洲形态和分支河道的影响。

4.1 潮汐影响下河控三角洲的形态特征

4.1.1 砂体平面形态的分布特征

前人研究表明,在河流和潮汐的混合作用下,三角洲整体呈放射状(Coleman and Wright, 1975; Galloway, 1975)。当河流主导的三角洲过渡至潮汐影响显著的海峡环境,潮流的作用促使大量沿岸的沉积物被远程输送,从而在三角洲前缘引发沉积物沿海岸线的非对称分布(Rossi *et al.*, 2016)。潮汐作用最明显的特征之一是潮汐砂坝的形成,潮汐砂坝的形成主要与潮道的侧向迁移有关(Dalrymple *et al.*, 2003; Dalrymple and Choi, 2007),由潮汐作用为主形成的砂

坝长宽比约为 10:1,由河流—潮汐共同作用形成的沙坝长宽比则介于 2:1 和 6:1(Kurcinka *et al.*, 2018)。潮汐作用增加分流河道的深度和稳定性,进而使得砂质沉积物搬运更远的距离(Rossi and Steel, 2016)。

为了定量表征不同潮差对三角洲砂体形态与规模的影响,对四个模型的长宽比和宽厚比进行统计分析(图 8)。分析发现,无潮汐作用时,三角洲的长宽比整体保持在 0.50~1.28(图 8 a),整个过程中呈正向的增长,说明长度比宽度的增长速率高,即纵向展长的速度比横向展宽的速度大,说明它的平面形态是狭长形。在加入潮汐作用后,砂体的长宽比保持增长,但是增长的速率变化微弱;相较于河控三角洲,其在沉积初期的长宽比较大,说明潮汐作用对砂体在平面上的形态发育有促进作用。小潮差的长宽比是四个模型中最大的,整体的变化幅度保持在 1.16~1.63,以时间步长 $T=2\ 698$ 为分界,在此时间之前长宽比呈增长趋势,在此之后呈下降趋势,说明先纵向发育再横

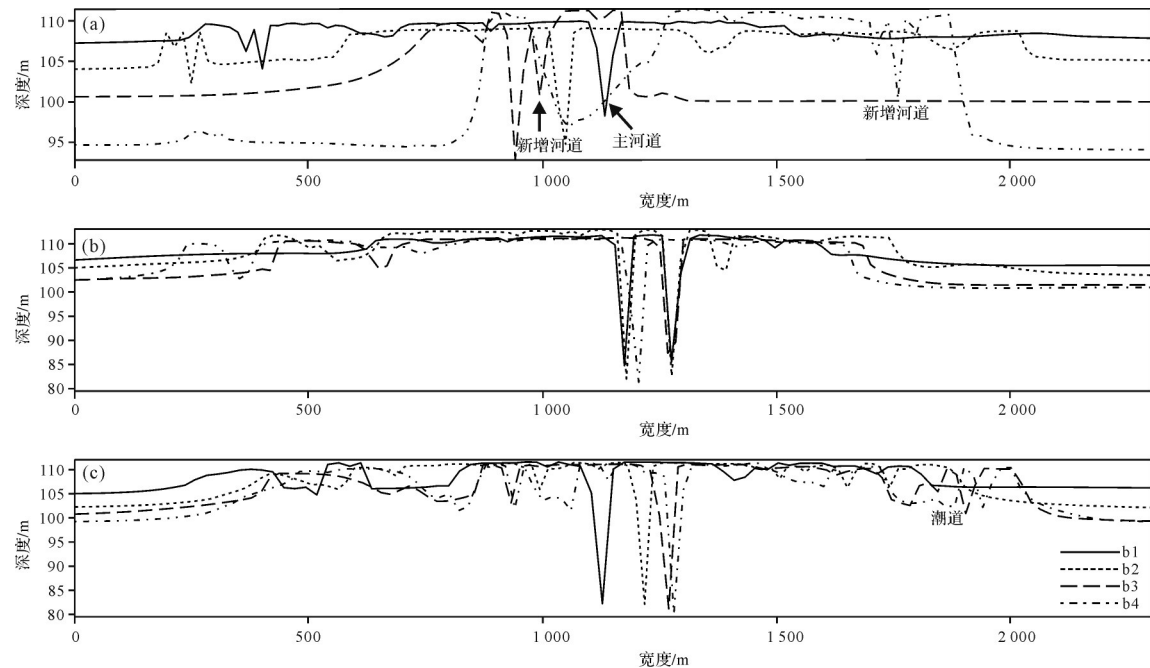


图7 不同潮差分支河道的演化过程
(a)小潮差(0.4 m);(b)中潮差(0.6 m);(c)大潮差(0.8 m)

Fig.7 Evolution of river channels with different tidal ranges
(a) small tidal range (0.4 m); (b) middle tidal range (0.6 m); (c) spring tide difference (0.8 m)

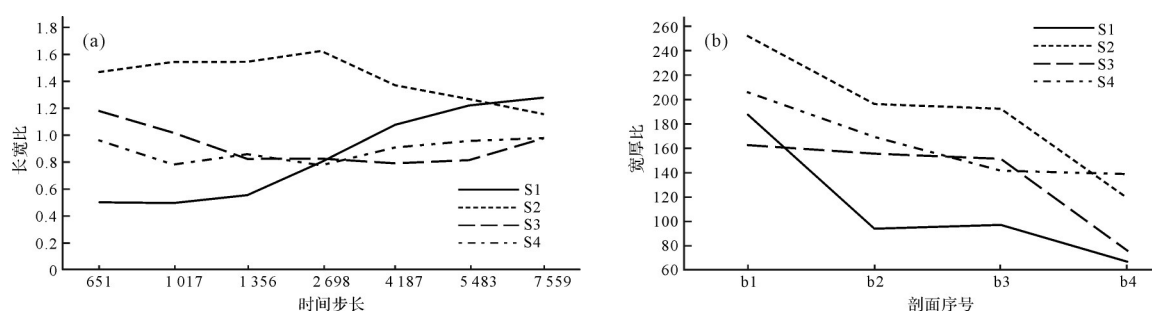


图8 模型典型时刻长宽比和宽厚比分布

(a)模型S1、S2、S3、S4典型时刻的长宽比;(b)模型S1、S2、S3、S4典型剖面的宽厚比

Fig.8 Typical time aspect ratio and width to thickness ratio distribution of the model

(a) aspect ratio of models S1, S2, S3, and S4 at typical moments; (b) width to thickness ratio of typical sections in models S1, S2, S3, and S4

向发育。中潮差和大潮差陆架三角洲的长宽比变化幅度较小(0.78~1.18),说明其发育相对稳定。

结合所截取的b1、b2、b3、b4四条剖面,统计四个模型在四条剖面上的宽厚比(图8b)。分析发现,无潮汐作用时,砂体的宽厚比从187.50降低到67.01,说明形成的砂体面积在不断减小,垂向上厚度不断增加。小潮差和中潮差影响的三角洲砂体宽厚比皆呈下降趋势且变化幅度较大,小潮差影响的三角洲宽厚比从252.01下降至119.15,中潮差影响的三角洲宽厚比从162.62下降至76.11,说明垂向上厚度增加快,发生多期叠置。大潮差宽厚比的变化趋势相较于小—中潮差较小,从205.87下降至138.92,说明相对大的潮差使三角洲的形态更稳定。在本次模拟条件下,潮汐作用有利于增加砂体的宽厚比,且随着潮差的增大,三角洲在平面上的形态变化越稳定。

4.1.2 分支河道的演化特征

前人研究表明,在分流河道的上游,其形态以河流动力为主导,展现出宽度保持相对恒定且向海方向曲度较高的特点;相比之下,在下游区域受到的潮汐影响较显著,宽度呈现向海方向递增的趋势,同时水深随着向海域接近而递减,曲度则相对较低(Gugliotta and Saito, 2019)。前人对全球三角洲进行了深入探讨,分析总结出规律:在三角洲的河网结构中,分支河道的数量呈现出与三角洲坡度负相关的态势,与河流长度则呈正相关性(Syvitski *et al.*, 2005);分流河道的宽度和长度遵循对数正态分布模式,同时,宽度随三角洲主体向海方向呈现出明显的指数下降趋势(Olariu and Bhattacharya, 2006)。在潮汐占主导地位的环境中,潮增幅会导致河槽深度增加并促使河道流量的分配更为稳定,从而减少河道的分汉数量。相反,在以径流影响为主的三角洲地

区,其前缘斜坡呈现出明显的凹陷状态,而潮汐影响显著的三角洲,其前缘斜坡形状往往更凸,甚至呈复合状(Rossi and Steel, 2016)。在受潮汐影响的三角洲中,分流河道向海方向变宽,在潮汐主导的三角洲中,三角洲长度与潮坝和受潮汐影响的河道长度成正比,并随着潮汐振幅的增加而增加,而不是随着河流流量的增加而增加(Xu and Plink-Björklund, 2023)。

为了定量表征不同潮差对两条主河道生长发育的影响,对四个模型中两条主河道的生长速率和宽深比进行统计分析(图9)。在无潮汐作用时(图9a),河道一直在向海延伸,生长速率变化不大,在 $T=651$ 后,速率稳定在 $0\sim 1$ m/step,最后保持稳定,趋近于0。但是在加入潮汐作用后,河道出现不同程度的充填和摆动,导致生长速率变化较大。小潮差和中潮差的河道生长速率在 $T=651\sim 2698$ 时变化较大,小潮差的其中一条主河道(虚线)在此时间段被大量沉积物充填直至废弃;中潮差的河道在此时间段摆动比较强烈,且在模拟后期($T=6509\sim 7559$)两条主河道汇合成一条。大潮差在 $T=2698\sim 5031$ 时一条主河道(实线)逐渐废弃。由于四个模型均属于河控三角洲,因此无论有无潮汐作用,河道基本在 $T=5031$ 时达到稳定。潮汐作用的影响主要体现在河道的发育过程中,即潮汐作用会增加河道摆动和被充填废弃的频率。

河道的形成是因为水流的作用,河道的形态与水流的特点、流量和流速有关。单个河道形态的表征常常有弯度、比降、宽度、深度等参数,本文采用宽度和深度的比值来对河道形态进行定义(图9b)。在无潮汐作用时,河道的宽深比最大(2~10),此时强水流作用的冲击使得河道向两侧不断扩展。相较于纯河流作用,在加入潮汐作用后,河道的宽深比均有所

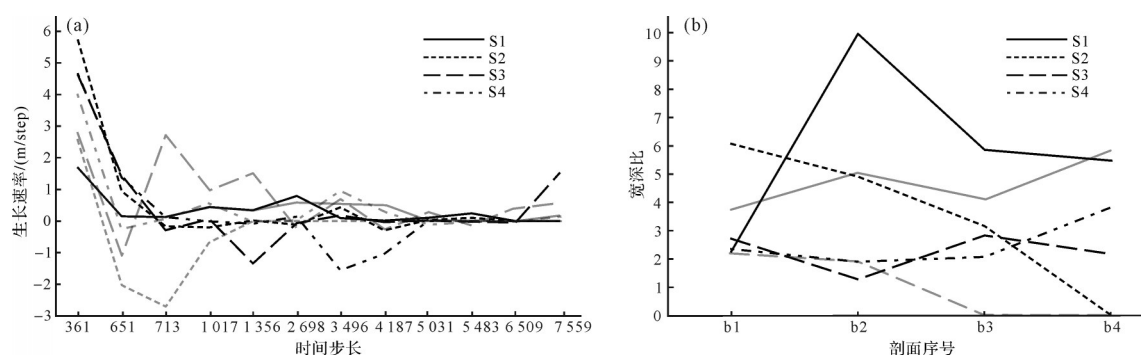


图9 模型典型时刻分支河道宽深比分布

(a)模型S1、S2、S3、S4两条主河道的生长速率;(b)模型S1、S2、S3、S4典型剖面的宽深比(两条主河道,分别用实线和虚线表示)

Fig.9 Distribution of width to depth ratio of branch channel at typical time of the model

(a) growth rates of the two main channels of model S1, S2, S3, and S4; (b) width to depth ratio of typical sections of model S1, S2, S3, and S4 (two main river channels, represented by solid and dashed lines, respectively)

下降。在小潮差时,宽深比一直呈下降趋势直至0,说明河道最终被沉积物充填废弃。中潮差的河道宽深比保持在0~3,大潮差的河道宽深比保持在2~4,说明中一大潮差有利于河道的稳定发育。

相较于河流主导型的三角洲,潮汐影响下的三角洲中分支河道的数量显著减少,这主要归因于潮汐在横向上周期性的涌入和退却,它促进了横向河道及潮汐通道的形成(周家伟,2019)。因为潮汐进入方向是自东向西,即潮流在横向方向上反复侵入和退出,促使了横向的河道和潮道发育,而使纵向方向上的河道受到充填和限制,使三角洲横向河道的数量整体大于纵向河道的数量。此外,潮汐的周期性涨落导致河道出现明显的侧向沉积现象。整体来看,潮汐作用影响的三角洲(图10c,d)段纯河流作用影响的三角洲(图10a)地层薄,且随着潮差的增大,地层厚度减小,这可能是河流流量和潮汐运动之间的相互作用导致一部分分支河道逐渐废弃(从图10中也能观察到随着潮差的增大,分支河道减少),在一定程度上阻碍河流携带的沉积物沉积到更远的地方。

4.2 不同潮汐方向下三角洲形态差异

与潮汐有关的三角洲体系中,潮汐进入的方向大多是近似垂直岸线。研究表明,潮汐作用是影响三角洲与河口泥沙输移和沉积的关键过程(Allen *et al.*, 1980)。在浅海陆架、海岸及河口地区,由于受到岸线和水下地形等影响,潮波会发生不同程度的变形,并产生涨落潮时间、流速等的差异,称为潮汐不对称现象(Friedrichs and Aubrey, 1988)。这种潮汐不对称现象对于水沙输运、地貌形态变化等方面均

有着重要的作用(Huang *et al.*, 2008)。在三角洲的演化发育过程中,由于入海口处受到河流和潮汐的共同作用,在此区域受到的侵蚀程度最高,沉积物向海搬运,三角洲范围持续扩大。在此过程中分支河道侵蚀切割坝体,使得坝体向长条形发育,同时潮汐对坝体的两侧进行侵蚀,最终坝体向海延伸且逐渐演化成近乎垂直岸线的长条形指状。演化过程中部分分支河道废弃,来自上游的沉积物逐渐充填废弃河道,形成新的坝体,但是整体上三角洲的宽度或长度变化较小(图11)。

本文模型设置的潮汐方向是自东向西横向进入,可以看到三角洲的平面展布形态发生明显变化。相较于河控三角洲,受潮汐影响的三角洲因为潮流在横向上的往返运动,从而促使横向上河道和潮道的发育,因此河流作用携带的沉积物在横向上被搬运沉积,导致坝体也是横向生长。在演化过程中,分支河道切割三角洲砂体程度较高,从而形成一些相对独立的指状坝体且坝体边缘呈锯齿状不规则形态(图12)。随着潮差增大,潮汐能量越大,搬运沉积物的能力越强,三角洲的分布范围就越大,砂体被切割更明显。三角洲的分支河道加宽加深,部分形成废弃河道并被水流携带的沉积物逐渐充填,形成新的坝体。

5 结论

(1) 潮差越大,促使砂体向海迁移的程度越大,分支河道切割砂体的程度越高,同时坝体的数量增加。小潮差增到大潮差,坝体的平均长度增加646.08 m,平均宽度增加289.15 m。小潮差影响的三角洲相较于中潮差和大潮差影响的三角洲沉积范围

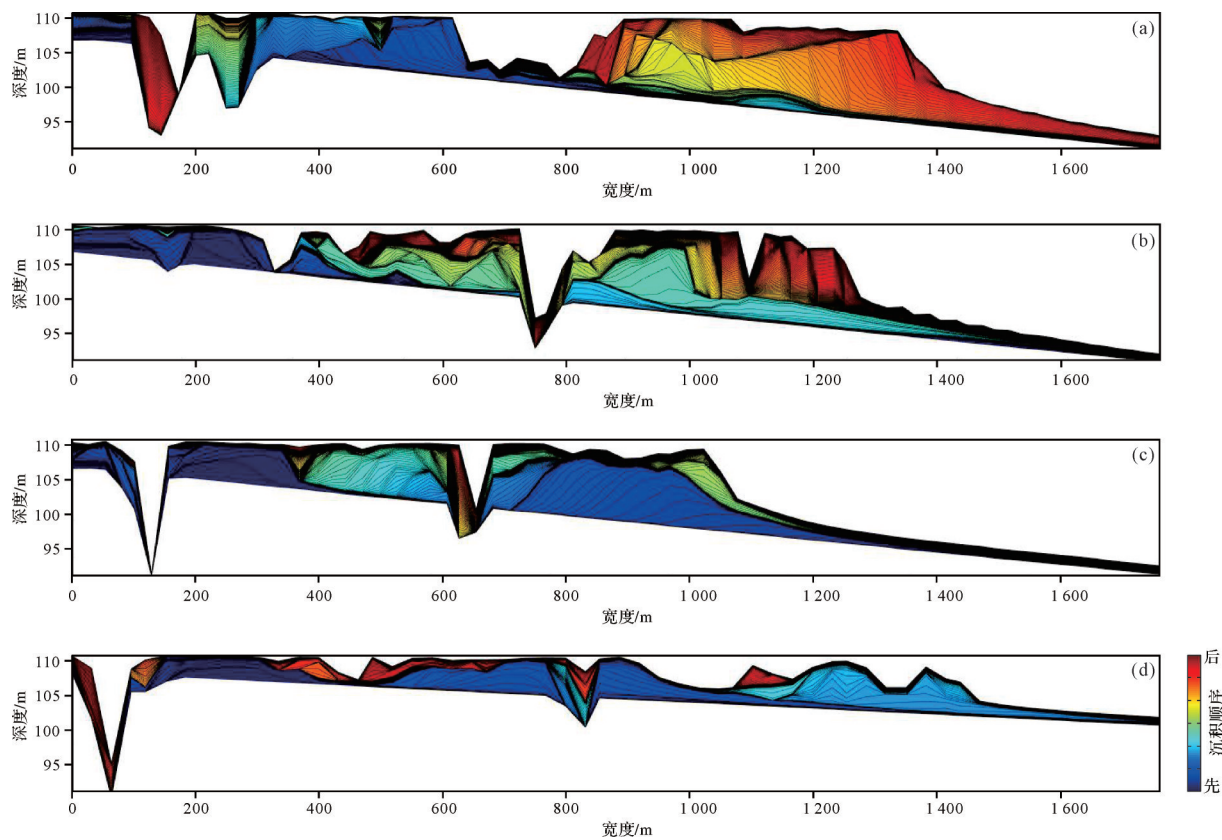


图 10 不同潮差条件下陆架三角洲顺物源方向剖面
(a)无潮汐作用;(b)小潮差;(c)中潮差;(d)大潮差

Fig.10 Section of continental shelf delta along source direction under different tidal range conditions
(a) no tidal action; (b) small tidal range; (c) middle tidal range; (d) spring tide range

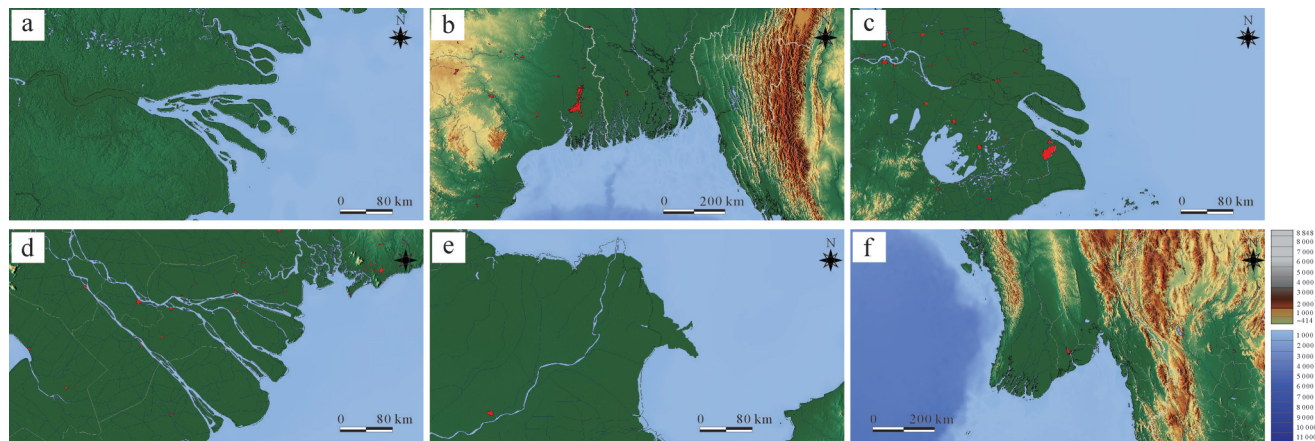


图 11 现代受潮汐作用的三角洲沉积

(a)弗莱河三角洲;(b)恒河三角洲;(c)长江三角洲;(d)湄公河三角洲;(e)黄河三角洲;(f)伊洛瓦底江三角洲

Fig.11 Modern delta deposits under tidal action

(a) Fry River Delta; (b) Ganges Delta; (c) Yangtze River Delta; (d) Mekong Delta; (e) Yellow River Delta; (f) Irrawaddy Delta

小,三角洲外缘呈不规则状;中潮差和大潮差的坝体相互之间更为孤立。

(2) 潮汐影响的分流河道数量减少且随着潮差的增大,河道的下切程度升高,河道宽度增大。受小潮

差影响的分支河道最大下切深度 18.1 m,最大宽度 71 m。中潮差影响的分支河道最大下切深度和宽度分别是 27 m 和 73.3 m。大潮差影响的分支河道最大下切深度和宽度分别是 31.2 m 和 119.6 m。相较于河

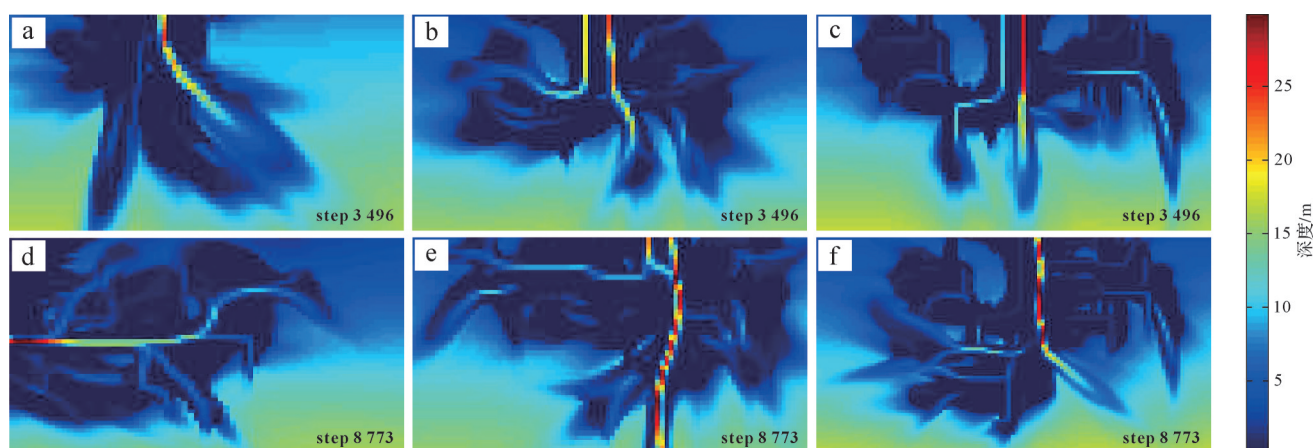


图12 侧向潮汐作用下三角洲的沉积

(a,d)小潮差两个典型时刻的沉积现象(0.4 m);(b,e)中潮差两个典型时刻的沉积现象(0.6 m);(c,f)大潮差两个典型时刻的沉积现象(0.8 m)

Fig.12 Delta deposition under lateral tidal action

(a, d) sedimentary phenomena at two typical moments of the small tide range (0.4 m); (b, e) sedimentary phenomena at two typical moments of middle tidal range (0.6 m); (c, f) sedimentary phenomena at two typical moments of spring tide difference (0.8 m)

控三角洲的分支河道,潮汐影响下的分支河道稳定,侧向迁移距离短,且中一大潮差下的分支河道更稳定。

(3) 潮汐作用有利于增加砂体的宽厚比,小潮差对砂体的影响最为显著,其宽厚比范围为 252.01~119.15,其次是中潮差,其宽厚比范围为 162.60~151.41,最后是大潮差,其宽厚比范围为 205.87~138.92。说明一定范围内的潮汐能量对沉积体纵向的叠置产生促进作用,同时随着潮差的增大,地层厚度减小。

参考文献(References)

- 邓庆杰,康德江,胡明毅,等. 2020. 松辽盆地三肇凹陷南部泉头组四段浅水三角洲河道储层构型特征[J]. 石油与天然气地质, 41(3): 513-524. [Deng Qingjie, Kang Dejiang, Hu Mingyi, et al. 2020. Architecture of channel reservoirs of shallow-water delta in the 4th member of Cretaceous Quantou Formation in southern Sanzhao Sag, Songliao Basin[J]. Oil & Gas Geology, 41(3): 513-524.]
- 杜威,纪友亮,李其海,等. 2020. 不同沉积过程尺度下正演数值模拟研究进展及油气地质意义[J]. 油气地质与采收率, 27(2): 62-71. [Du Wei, Ji Youliang, Li Qihai, et al. 2020. Sedimentary forward numerical modeling at different sedimentary scales: Progress and hydrocarbon significance[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 27(2): 62-71.]
- 冯文杰,吴胜和,张可,等. 2017. 曲流河浅水三角洲沉积过程与沉积模式探讨: 沉积过程数值模拟与现代沉积分析的启示[J]. 地质学报, 91(9): 2047-2064. [Feng Wenjie, Wu Shenghe, Zhang Ke, et al. 2017. Depositional process and sedimentary model of meandering-river shallow delta: Insights from numerical simulation

and modern deposition[J]. Acta Geologica Sinica, 91(9): 2047-2064.]

- 何文军,刘敏珠,吴俊军,等. 2018. 准噶尔盆地阜东斜坡阜19井区三叠系韭菜园子组沉积正演模拟[J]. 油气地质与采收率, 25(6): 7-15. [He Wenjun, Liu Minzhu, Wu Junjun, et al. 2018. Forward modeling of sedimentation in the Triassic Jiucayuanzi Formation in well Fu19 area of the Fudong slope, Junggar Basin[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 25(6): 7-15.]
- 胡迅,尹艳树,冯文杰,等. 2019. 深水浊积水道训练图像建立与多点地质统计建模应用[J]. 石油与天然气地质, 40(5): 1126-1134. [Hu Xun, Yin Yanshu, Feng Wenjie, et al. 2019. Establishment of training images of turbidity channels in deep waters and application of multi-point geostatistical modeling[J]. Oil & Gas Geology, 40(5): 1126-1134.]
- 李家彪. 2012. 中国区域海洋学: 海洋地质学[M]. 北京: 海洋出版社: 1-574. [Li Jiabiao. 2012. Regional oceanography of China seas: Marine geology[M]. Beijing: China Ocean Press: 1-574.]
- 刘宝珺,谢俊,张金亮. 2004. 我国剩余油技术研究现状与进展[J]. 西北地质, 37(4): 1-6. [Liu Baojun, Xie Jun, Zhang Jinliang. 2004. Present situation and advance of remaining oil research technology in China[J]. Northwestern Geology, 37(4): 1-6.]
- 刘昊,张宝雷,田冠楠. 2016. 南海海域环境条件监测数据分析[J]. 船海工程, 45(5): 86-90. [Liu Hao, Zhang Baolei, Tian Guannan. 2016. Analysis of the ocean environment in South China Sea area [J]. Ship & Ocean Engineering, 45(5): 86-90.]
- 彭光荣,杜家元,冯进,等. 2022. 早—中中新世古珠江三角洲沉积格局及其控制因素[J]. 地球科学, 47(11): 3989-4004. [Peng Guangrong, Du Jiayuan, Feng Jin, et al. 2022. Depositional setting of ancient Pearl River Delta during Early-to-Middle Miocene: Implications for forcing factors[J]. Earth Science, 47(11): 3989-4004.]
- 乔方利. 2012. 中国区域地质海洋学—物理海洋学[M]. 北京: 海洋出版社: 1-481. [Qiao Fangli. 2012. Regional geological oceanography and modern deposition[J]. Acta Geologica Sinica, 91(9): 2047-2064.]

- graphy in China seas: Physical oceanography[M]. Beijing: China Ocean Press: 1-481.]
- 孙廷彬, 国殿斌, 李中超, 等. 2015. 鄱阳湖浅水三角洲分支河道分布特征[J]. 岩性油气藏, 27(5): 144-148. [Sun Tingbin, Guo Dianbin, Li Zhongchao, et al. 2015. Distribution characteristics of branch channel of shallow delta in Poyang Lake[J]. Lithologic Reservoirs, 2015, 27(5): 144-148.]
- 王鹏飞, 霍春亮, 叶小明, 等. 2019. 伊拉克BU油田碳酸盐岩储层沉积过程数值模拟[J]. 油气地质与采收率, 26(4): 56-61. [Wang Pengfei, Huo Chunliang, Ye Xiaoming, et al. 2019. Numerical simulation of sedimentary process for carbonate reservoir in BU oilfield, Iraq[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 26(4): 56-61.]
- 王韬, 李婷, 郭文建, 等. 2021. 沉积正演模拟在准噶尔盆地吉木萨尔凹陷东斜坡二叠系梧桐沟组中的应用[J]. 特种油气藏, 28(1): 34-41. [Wang Tao, Li Ting, Guo Wenjian, et al. 2021. Application of sedimentary forward modeling of the Permian Wutonggou Formation in the east slope of Jimusar Sag, Junggar Basin[J]. Special Oil & Gas Reservoirs, 28(1): 34-41.]
- 魏康强, 焦朝维, 王振, 等. 2017. 三角洲分流河道与朵叶体形成过程的物理模拟[J]. 科学技术与工程, 17(23): 155-160. [Wei Kangqiang, Jiao Chaowei, Wang Zhen, et al. 2017. Physical simulation of delta distributary channel and the formation process of leaf body [J]. Science Technology and Engineering, 17(23): 155-160.]
- 徐伟, 房磊, 张新叶, 等. 2019. 乌干达K油田扇三角洲沉积正演模拟与应用[J]. 地球科学, 44(2): 513-523. [Xu Wei, Fang Lei, Zhang Xinye, et al. 2019. Sedimentary forward simulation and application of fan delta in K oil field in Uganda[J]. Earth Science, 44(2): 513-523.]
- 杨明远, 严以新, 孔俊, 等. 2008. 珠江口水流泥沙运动模拟研究[M]. 北京: 海洋出版社: 1-183. [Yang Mingyuan, Yan Yixin, Kong Jun, et al. 2008. Simulation of flow and sediment movement in the Pearl River Estuary[M]. Beijing: China Ocean Press: 1-183.]
- 姚章民. 2013. 珠江流域主要河流泥沙变化分析[J]. 水文, 33(4): 80-83. [Yao Zhangmin. 2013. Study on variation of main rivers sediment in Pearl River Basin[J]. Journal of China Hydrology, 33(4): 80-83.]
- 张建民, 王梦琪, 王月杰, 等. 2017. 渤海湾盆地渤中28-2南油田群鸟足状浅水三角洲识别与沉积演化[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 47(9): 77-85. [Zhang Jianmin, Wang Mengqi, Wang Yuejie, et al. 2017. Identification and sedimentary evolution of the shallow water delta of bird-foot in Bozhong 28-2S oilfield group of Bohai Bay Basin[J]. Periodical of Ocean University of China, 47(9): 77-85.]
- 张文彪, 段太忠, 刘彦锋, 等. 2017. 综合沉积正演与多点地质统计模拟碳酸盐岩台地: 以巴西Jupiter油田为例[J]. 石油学报, 38(8): 925-934. [Zhang Wenbiao, Duan Taizhong, Liu Yanfeng, et al. 2017. Integrated sedimentary forward modeling and multipoint geostatistics in carbonate platform simulation: A case study of Jupiter oilfield in Brazil[J]. Acta Petrolei Sinica, 38(8): 925-934.]
- 张文彪, 段太忠, 刘彦锋, 等. 2019. 定量地质建模技术应用现状与发展趋势[J]. 地质科技情报, 38(3): 264-275. [Zhang Wenbiao, Duan Taizhong, Liu Yanfeng, et al. 2019. Application status and development trend of quantitative geological modeling[J]. Geological Science and Technology Information, 38(3): 264-275.]
- 张宪国, 张育衡, 张涛, 等. 2020. 基于沉积数值模拟的辫状河心滩演化[J]. 中国石油大学学报(自然科学版), 44(2): 1-9. [Zhang Xianguo, Zhang Yuheng, Zhang Tao, et al. 2020. Analysis of braided bar evolution based on numerical simulation of deposition process[J]. Journal of China University of Petroleum, 44(2): 1-9.]
- 郑胜. 2019. 准中地区三工河组浅水三角洲沉积模式及油气勘探意义[J]. 特种油气藏, 26(1): 87-93. [Zheng Sheng. 2019. Sedimentary pattern of the shallow-water delta in the Sangonghe Formation of central Junggar Basin and its significance for hydrocarbon exploration[J]. Special Oil & Gas Reservoirs, 26(1): 87-93.]
- 周家伟. 2019. 古珠江三角洲沉积数值模拟及主控因素分析[D]. 杭州: 浙江大学: 1-92. [Zhou Jiawei. 2019. The numerical simulation and analysis of main controlling factors on paleo-Pearl River Delta sedimentary processes[D]. Hangzhou: Zhejiang University: 1-92.]
- 朱筱敏, 葛家旺, 赵宏超, 等. 2017. 陆架边缘三角洲研究进展及实例分析[J]. 沉积学报, 35(5): 945-957. [Zhu Xiaomin, Ge Jiawang, Zhao Hongchao, et al. 2017. Development of shelf-edge delta researches and typical case analyses[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 35(5): 945-957.]
- Allen G P, Salomon J C, Bassoullet P, et al. 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries [J]. Sedimentary Geology, 26(1): 69-90.
- Boyd R, Dalrymple R, Zaitlin B A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments[J]. Sedimentary Geology, 80(3): 139-150.
- Burpee A P, Slingerland R L, Edmonds D A, et al. 2015. Grain-size controls on the morphology and internal geometry of river-dominated deltas[J]. Journal of Sedimentary Research, 85(6): 699-714.
- Caldwell R L, Edmonds D A. 2014. The effects of sediment properties on deltaic processes and morphologies: A numerical modeling study [J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 119(5): 961-982.
- Coleman J M, Wright L D. 1975. Modern river deltas: Variability of processes and sand bodies[C]//Broussard M L. Deltas: Models for exploration. Houston: Houston Geological Society: 99-149.
- Dai S B, Yang S L, Cai A M. 2008. Impacts of dams on the sediment flux of the Pearl River, southern China[J]. Catena, 76(1): 36-43.
- Dalrymple R W, Baker E K, Harris P T, et al. 2003. Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea)[C]//Sidi F H, Nummedal D, Imbert P, et al. Tropical deltas of Southeast Asia: Sedimentology, stratigraphy, and petroleum geology. Tulsa: SEPM: 147-173.
- Dalrymple R W, Choi K. 2007. Morphologic and facies trends through

- the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation[J]. *Earth-Science Reviews*, 81(3/4): 135-174.
- Edmonds D A, Slingerland R L. 2010. Significant effect of sediment cohesion on delta morphology[J]. *Nature Geoscience*, 3(2): 105-109.
- Friedrichs C T, Aubrey D G. 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: A synthesis[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27(5): 521-545.
- Galloway W E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems [M]/Broussard M L. *Deltas: Models for exploration*. Houston: Houston Geological Society: 87-98.
- Geleynse N, Storms J E A, Walstra D J R, et al. 2011. Controls on river delta formation; insights from numerical modelling[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1): 217-226.
- Gibling M R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 76(5): 731-770.
- Gugliotta M, Saito Y. 2019. Matching trends in channel width, sinuosity, and depth along the fluvial to marine transition zone of tide-dominated river deltas: The need for a revision of depositional and hydraulic models[J]. *Earth-Science Reviews*, 191: 93-113.
- Gugliotta M, Saito Y, Nguyen V L, et al. 2017. Process regime, salinity, morphological, and sedimentary trends along the fluvial to marine transition zone of the mixed-energy Mekong River Delta, Vietnam[J]. *Continental Shelf Research*, 147: 7-26.
- Hoitink A J F, Wang Z B, 2017. Vermeulen B, et al. Tidal controls on river delta morphology[J]. *Nature Geoscience*, 10(9): 637-645.
- Hu K L, Ding P X, Wang Z B, et al. 2009. A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China[J]. *Journal of Marine Systems*, 77: 114-136.
- Huang H S, Chen C S, Blanton J O, et al. 2008. A numerical study of tidal asymmetry in Okatee Creek, South Carolina[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78(1): 190-202.
- Iwantoro A P, van der Vegt M, Kleinhans M G. 2020. Morphological evolution of bifurcations in tide-influenced deltas[J]. *Earth Surface Dynamics*, 2020, 8(2): 413-429.
- Iwantoro A P, van der Vegt M, Kleinhans M G. 2022. Stability and asymmetry of tide-influenced river bifurcations[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(6): e2021JF006282.
- Ji X M, Zhang W. 2020. Tidal impacts on downstream hydraulic geometry of a tide-influenced delta[J]. *Ocean Dynamics*, 70(9): 1239-1252.
- Kolla V, Biondi P, Long B, et al. 2020. Sequence stratigraphy and architecture of the Late Pleistocene Lagnappe delta complex, northeast gulf of Mexico[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 172(1): 291-327.
- Kurcinka C, Dalrymple R W, Gugliotta M. 2018. Facies and architecture of river-dominated to tide-influenced mouth bars in the Lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina[J]. *AAPG Bulletin*, 102(5): 885-912.
- Leonardi N, Canestrelli A, Sun T, et al. 2013. Effect of tides on mouth bar morphology and hydrodynamics[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(9): 4169-4183.
- Lesser G R, Roelvink J A, van Kester J A T M, et al. 2004. Development and validation of a three-dimensional morphological model [J]. *Coastal Engineering*, 51(8): 883-915.
- Nienhuis J H, Hoitink A J F, Törnqvist T E. 2018. Future change to tide-influenced deltas[J]. *Geophysical Research Letters*, 45(8): 3499-3507.
- Olariu C, Bhattacharya J P. 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2): 212-233.
- Rossi V M, Kim W, López J L, et al. 2016. Impact of tidal currents on delta-channel deepening, stratigraphic architecture, and sediment bypass beyond the shoreline[J]. *Geology*, 44(11): 927-930.
- Rossi V M, Steel R J. 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina)[J]. *Sedimentology*, 63(4): 824-864.
- Sassi M G, Hoitink A J F, de Brye B, et al. 2011. Tidal impact on the division of river discharge over distributary channels in the Mahakam Delta[J]. *Ocean Dynamics*, 61(12): 2211-2228.
- Sassi M G, Hoitink A J F, de Brye B, et al. 2012. Downstream hydraulic geometry of a tidally influenced river delta[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F4): F04022.
- Syvitski J P M, Vörösmarty C J, Kettner A J, et al. 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean [J]. *Science*, 308(5720): 376-380.
- van Rijn L C. 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries, and coastal seas[M]. Amsterdam: Aqua Publications: 1-682.
- Wu C S, Ji C C, Shi B W, et al. 2019. The impact of climate change and human activities on streamflow and sediment load in the Pearl River Basin[J]. *International Journal of Sediment Research*, 34(4): 307-321.
- Xu Z H, Plink-Björklund P. 2023. Quantifying formative processes in river- and tide-dominated deltas for accurate prediction of future change[J]. *Geophysical Research Letters*, 50(20): 1-12.

Shelf Delta Depositional Model Influenced by Different Tidal Ranges: Inspiration from Delft3D numerical simulation

XU JiaYi¹, LIU Li¹, GE JiaWang^{1,2}, ZHAO XiaoMing^{1,2}

1. College of Geosciences and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

2. Sichuan Province Key Laboratory of Natural Gas Geology, Chengdu 610500, China

Abstract: [Objective] Tidal forces influence the form and scale of marine shelf deltas and the development and evolution of branch channels. The quantitative control mechanism of different amplitude tidal ranges on the dam body and branch channels of continental shelf deltas has garnered significant scientific interest. [Methods] In this study, a single factor control method was used to analyze the evolution of the key geologic bodies in the continental shelf delta under different tidal ranges using Delft3D hydrodynamic simulation software to establish four control groups: no, small, medium, and spring difference. [Results] The experimental results show that the down-cut depth and width of the branch channel decrease with the increase of the flow distance when there is no tidal effect. When tidal action is added, the number of distributary channels decreases with the increase of tidal range, but the down-cut degree and width of the distributary channels increase. The width-to-depth ratio of the branch channel ranges from 2-10 when there is no tidal action, and decreases to zero when there is a low tidal range. Under the influence of middle and spring tidal ranges, the width-to-depth ratio of the branch channel corresponds to 0-3 and 2-4, respectively. [Conclusions] The results show that tidal action is beneficial for increasing the broad-to-thickness ratio of sand bodies, and the delta morphology changes become more stable with the increase of tidal range. The number of branch channels in the delta under the influence of tides decreases significantly owing to the periodic influx and retreat of tides in the lateral direction. This promotes the formation of lateral channels and tidal channels. Under the influence of middle-spring difference, the lateral migration distance of the branch channel is shorter, the branch channel is more stable, and the dam body is more isolated, providing an important reference for reservoir configuration analysis of similar underground sediments.

Key words: delta; tidal influence; quantitative deposition process; numerical simulation; Delft3D