

潮控河口湾砂坝发育特征及形成因素分析

——以钱塘江为例

周涵¹⁾, 黄继新²⁾, 冯文杰¹⁾, 刘尚奇²⁾, 尹艳树¹⁾

1) 长江大学地球科学学院, 武汉, 430100; 2) 中国石油石油勘探开发研究院, 北京, 100083

内容提要:受河流和潮汐双重因素控制,潮控河口湾储层发育特征及形成因素复杂,导致现代潮汐河口治理和古代潮控河口湾有利含油储层预测困难。本文采用沉积数值模拟技术,以钱塘江为对象,开展河口区砂坝发育特征及成因模拟,揭示河口区砂坝成因与形态、空间、厚度上的发育特征。通过设定不同底床坡度和潮汐能量,探讨河口区砂坝成因的主控因素。研究表明:①河口区砂坝形成主要受控于潮汐作用,涨—退潮作用造成砂坝形成、迁移和演变;河口向海方向主要以长条状砂坝为主,河口向陆一侧发育U型坝和复合砂坝;河流段砂坝主要受控于河流水动力影响,潮汐作用不大。②潮汐能量增强,潮汐通道变宽变浅,河口向陆一侧发育的U型砂坝和复合坝多被侵蚀切割呈小型砂坝,向海一侧的小型砂坝逐渐演化为长条状砂坝;潮汐能量变弱时,涨落潮水道短,潮汐砂坝难以形成。潮汐能量中等时,砂坝较为发育,且有连片分布趋势。③随着底床坡度的逐渐增大,潮汐砂坝的集中分布区逐渐向海迁移,砂坝的分异性增加,形态由不规则的点坝,演变为分流砂坝,河流作用影响增强;底床坡度变小,则砂坝向海方向迁移的趋势减弱,此时潮汐作用增强,河口区砂坝由不规则点坝逐渐演变为长条形砂坝,规模逐渐变小。④砂坝的形成和分布受潮汐能量和底形共同作用,在潮汐能量 $M_2:2.5$ 、 $S_2:2.1$ 以及底形坡度 0.003° 下,长条形潮汐砂坝发育且具有典型的潮控河口湾特征。

关键词:潮控河口湾;沉积数值模拟;潮汐砂坝;主控因素;钱塘江口

储层成因及砂体发育特征是油气勘探开发研究的重要一环。前人基于古代沉积记录分析、现代沉积观察及水槽实验等手段揭示了各类沉积体系内部不同类型砂体的成因与砂体发育特征,直接指导了油气勘探开发。但受限于古代与现代沉积资料的完备性以及物理模拟实验与自然界的可比拟性,定量地研究自然尺度下沉积体系的完整动态演化过程及其控制的砂体沉积特征一直是地质学家努力的方向。基于沉积动力学的数值模拟作为模拟河口水动力特征及沙粒搬运和沉积的科学方法,已经广泛应用于河口湾(Yin Yanshu et al., 2018)、曲流河浅水三角洲(冯文杰等, 2017; 曾灿等, 2017)、辫状河心滩坝(张可等, 2018)、曲流河点坝环境中(范翻平, 2010),对于理解砂体发育特征和成因发挥了重要作用。

近年来在潮控河口湾储层内发现了大量油气,研究潮控河口湾储层发育特征与成因成为热点

(Dalrymple et al., 1992, 2010)。但潮控河口湾受到河流和潮汐双重作用,且主要发育在海侵时期,特定沉积条件导致其古代沉积露头发育较为有限,而现代潮控河口观察虽然有助于了解其成因,但由于只有有限时间范围内的观察记录,砂坝动态演化与主控因素分析则相对不足。从现代潮控河口湾的现代沉积考察看,不同河口底型差异、潮汐能量差异、河口开角差异、物质组成差异等均可能导致砂坝发育与分布差异(Davis et al., 2012; Leuven et al., 2016),有必要开展砂坝形成主控因素分析,为准确预测砂坝空间分布奠定基础。本文拟采用沉积数值模拟技术,应用Delft 3D软件,通过搜集整理钱塘江河口的水文数据,进行现代潮控河口湾的沉积数值模拟,并通过与钱塘江沉积特征对比,探讨数值模拟技术在潮控河口区砂坝预测的适用性。在此基础上,采用单因素分析方法,揭示潮汐能量以及底形坡度因素对河口砂坝发育特征及分布的影响。为深入

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号:41572081)和国家科技重大专项(编号:2016ZX05031002-001)以及湖北省创新群体项目(编号:2016CFA024)的成果。

收稿日期:2019-03-27;改回日期:2019-11-27;责任编辑:刘志强。Doi: 10.16509/j.georeview.2020.01.007

作者简介:周涵,男,1989年生,硕士研究生,开发地质与储层三维建模专业;Email:201772259@yangtzeu.edu.cn。通讯作者:尹艳树,男,1978年生,教授,博士生导师,主要从事开发地质与储层三维建模方法教学与科研工作;Email:yys6587@126.com。

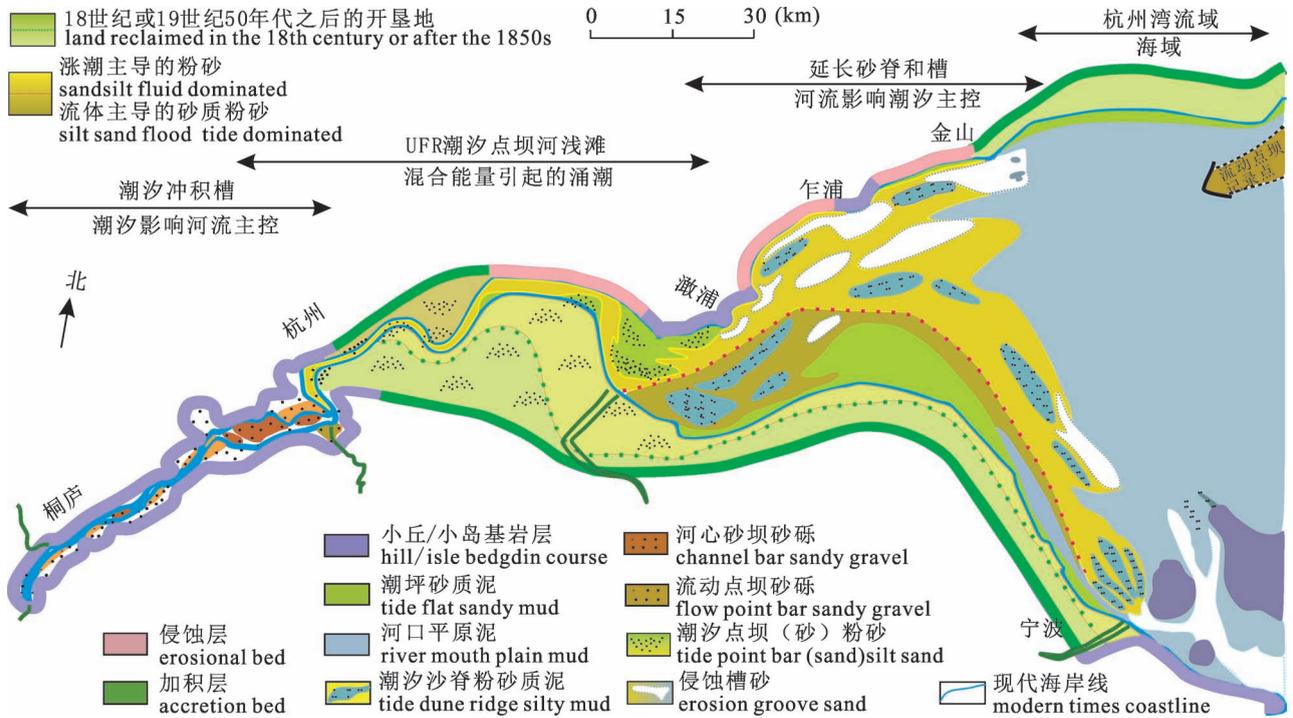


图1 钱塘江河口沉积相模型(据 Fan Daidu et al., 2014)

Fig. 1 Sedimentary facies model of the Qiantang River estuary (after Fan Daidu et al., 2014)

理解河口区砂坝成因和发育特征,提高勘探开发效率服务。

1 研究背景与资料基础

钱塘江位于中国浙江省东北部,坐标: E 120° 47', N 30° 08'。河口呈喇叭形,向陆方向呈直一曲一直的平面几何形态,具有较为典型的潮控河口湾的特征(廖庚强, 2013; 赵霞飞, 2013)。钱塘江长约 167.4 km, 宽约 133.8 km, 流域面积 5130 km², 河口平均深度 10 m。从乍浦起, 以 0.1‰~2‰ 的坡度向西抬升(陈沈良等, 2000, 2004; 陈沈良, 2004)。本文数值模拟区域选取富阳至河口段, 根据海图数据富阳地区水深为 1~2m, 水深均匀变化, 计算得出富阳至河口区域的坡度为 0.003° (这里的坡度指的是水力坡度。水力坡度定义如下: 水力坡度, 又称为比降, 流体从机械能较大的断面向机械能较小的断面流动时, 沿流程每单位距离的水头损失, 即总水头线的坡度。是河流水面单位距离的落差, 常用百分比、千分比、万分比表示)。记录表明, 一个太阴日内出现两次高潮和两次低潮, 前一次高潮和低潮的潮差与后一次高潮和低潮的潮差大致相同, 涨潮过程和落潮过程的时间也几乎相等(6.2 h), 为较典型

半日潮(semi-diurnal tide)型, 本文选取 M_2 : 太阴主要半日分潮, S_2 : 太阳主要半日分潮为研究对象。平均潮差 4.29 m, 属于强潮范畴。涨、落潮流速分别在 1.42~2.37 m/s 和 1.15~1.71 m/s, 大潮涨潮平均含沙量 1.20~2.12 kg/m³, 落潮平均含沙量 1.11~2.31 kg/m³, 夏季和冬季平均波高分别为 0.73 m 和 0.37 m (齐越等, 2017)。沉积物主要为泥沙混合物, 泥砂比为 1:5, 粒度半径为 0.2 mm。Dalrymple 在 2006~2007 年的研究成果中对潮汐沉积作用做出概括, 分出两类河口湾, 为后续潮控河口湾研究打下基础。同时, 根据 Fan Daidu 等(2014)研究(图 1), 钱塘江平面上砂体分布复杂, 自陆地向海洋依次发育点砂坝、混合坪和沙坪、潮汐砂坝沉积, 与经典的潮控河口湾砂体分布具有较好的可比性。

2 沉积数值模拟原理

Delft 3D 软件是由荷兰杜兰大学开发的一套三维水动力数值模拟软件, 其以描述水动力的纳维—斯托克斯方程(N—S 方程)为基础, 并结合物质平衡方程, 实现沉积物搬运, 沉积以及沉积地貌演变的三维模拟(王杨君等, 2016), N—S 方程的最大特点是求取瞬时值, 因此不需要对湍流流动做近似或简

化就可以得出一个准确的结果(陈菊芳,2012)。模拟计算主要依据以下方程(冯文杰等,2017):

悬浮搬运与搬运方程:

$$\frac{\partial c^{(1)}}{\partial t} + \frac{\partial uc^{(1)}}{\partial x} + \frac{\partial vc^{(1)}}{\partial y} + \frac{\partial [\omega - \omega_s^{(1)}]}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_{s,x}^{(1)} \frac{\partial c^{(1)}}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_{s,y}^{(1)} \frac{\partial c^{(1)}}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_{s,z}^{(1)} \frac{\partial c^{(1)}}{\partial z} \right) \quad (1)$$

非黏性物质沉积与侵蚀方程:

$$c^{(1)} = c_a^{(1)} \left[\frac{a(h-z)}{z(h-a)} \right]^{A(1)} \quad (2)$$

泥沙沉降速度方程:

$$\omega_s^{(1)} = \left(1 - \frac{C_s^{\text{tot}}}{C_{\text{soil}}} \right)^5 \omega_{s,0}^{(1)} \quad (3)$$

常规的数值模拟一般仅用上述三个方程就能满足沉积过程表征。对于潮控河口湾而言,其潮汐作用力在砂坝形成和特征上起到重要作用。需要用专门的潮汐能量方程进行描述,并联合前面 3 个方程共同表征潮汐和河流的双重作用。在 Dleft3D 中,描述潮汐能量的方程为拉普拉斯潮汐能量方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v \cos\theta = -\frac{g}{a} \frac{\partial \xi}{\partial \theta} \\ \frac{\partial v}{\partial t} - 2\omega u \cos\theta = -\frac{g}{a \sin\theta} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} \\ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{1}{a \sin\theta} \left[\frac{\partial(hu \sin\theta)}{\partial \theta} + \frac{\partial(hv)}{\partial \lambda} \right] = 0 \end{cases} \quad (4)$$

在(1)式中: $c^{(1)}$ 为泥沙浓度(1)(kg/m^3); u 、 v 和 ω 为流速分量(m/s); $\varepsilon_{s,x}^{(1)}$ 、 $\varepsilon_{s,y}^{(1)}$ 、 $\varepsilon_{s,z}^{(1)}$ 为涡流扩散系数的泥沙分数; $\omega_s^{(1)}$ 为受阻泥沙颗粒沉降速度(1)(m/s)。1为 load 的缩写,代表沉积物负载量,包括悬移质(suspended load)和推移质(bedload)。在(2)式中: $c^{(1)}$ 为泥沙浓度(kg/m^3); $c_a^{(1)}$ 为参考泥沙浓度(kg/m^3); a 为 Van Rijn 参考高度; h 为水深; z 为距离底床高度; $A(1)$ 为 Rouse 数。在(3)式中: C_{soil} 为参考密度(输入); $\omega_{s,0}^{(1)}$ 为特定沉降速度下基本沉积比例; C_s^{tot} 为不同沉积组分的总沉积质量。其中 s 是 sediment 的缩写;tot 是 total 的缩写;soil 指黏土。在(4)式中: u 和 v 分别为南北方向和东西方向的速度分量从海面到海底整个深度的平均值,它们都是极距 θ 和经度 λ 的函数; a 是地球的平均半径; ω 是地球的自转角速率; ξ 是从平均海平面算起的潮位高度,是平衡潮的潮高; g 为重力加速度; t 为时间, h 是从平均海平面到海底的平均深度。

模拟过程除了常规的边界条件、沉积地形和流动方程外,还要专门调用潮汐能量方程模块,并与流动方程联动求解,以反映沉积物的搬运与沉积。最后反馈到沉积响应上,即地形地貌变化上。主要流程图如下:

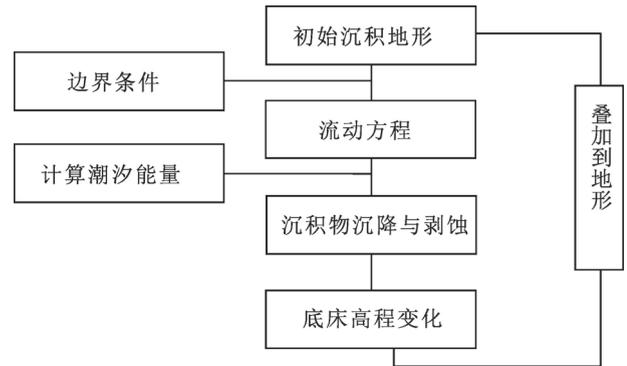


图 2 潮控河口湾沉积模拟流程图

Fig. 2 Depositional numerical simulation flow chart of tide-dominated estuary

表 1 沉积过程数值模拟参数设置

Table 1 Parameter setting of depositional numerical simulation in Qiantang River estuary

参数项	模拟设定数值			钱塘江参考值
	小	中	大	
1、底床坡度($^\circ$)	0.002	0.003	0.004	0.1%~2%
2、流量(m^3/s)	500	1000	2000	1500
3、潮汐(M_2)(m)	1.8	2.5	4.0	1~8
潮汐(S_2)(m)	1.5	2.1	3.5	1~8
4、模拟时间步长	1.0	0.5	0.2	/
5、流速(m/s)	0.9~1.3			-
6、底床沉积物厚度(m)	10			/
7、地貌演化系数	50			-
8、水体密度(kg/m^3)	1			-
9、重力加速度(m/s^2)	9.81			-
10、水平黏滞系数(m^2/s)	0.001			-
11、网格单元大小(m^2)	300×300			/
12、网格单元总量(个)	560×452			/
13、沙供给量(kg/m^3)	0.15			-
14、泥供给量(kg/m^3)	0.03			-

3 实验方法

利用 GoogleEarth 软件对钱塘江河口进行了具体测量和数字化,形成了与实际区一致的平面地貌图(167 km×133.8 km)。采用固定边界网格方式,设置模拟区域网格。单一网格大小为 300 m×300 m,模拟网格数量是 560×452。将小、中、大三组底

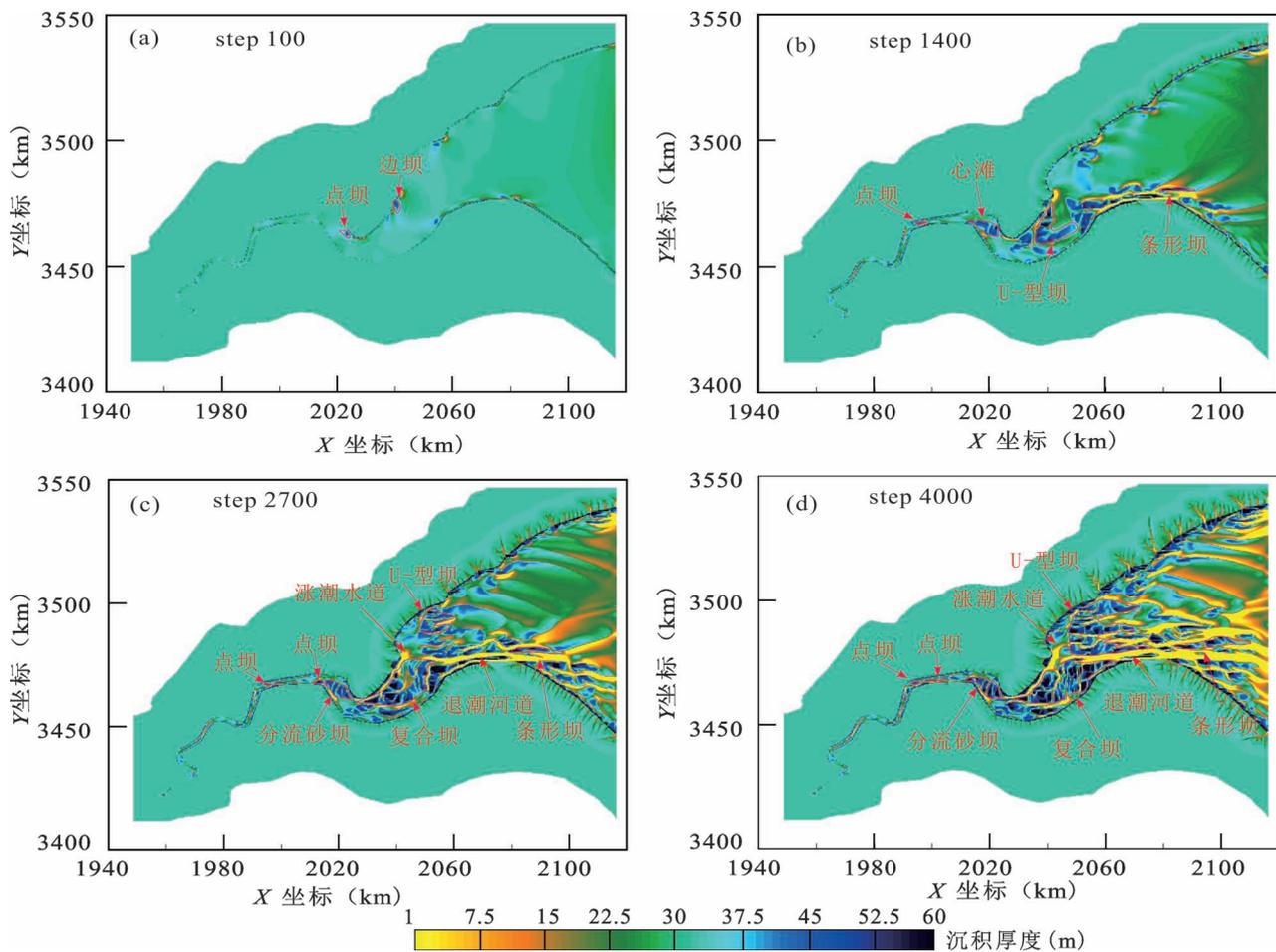


图3 钱塘江河口随着时间推进的沉积演化模拟过程(图例代表沉积物厚度)

Fig. 3 Evolution process map of Qiantang River estuary(legend for sediment thickness)

床坡度和水动力条件模拟的时间步长分别设置为1.0、0.5、0.2。底形坡度以实际钱塘江倾角 0.003° 为基准,上下浮动各 0.001° 设置3组不同的底床坡度。潮汐能量来源于实际测量。设置小潮差 $M_2: 1.8, S_2: 1.5$,中潮差 $M_2: 2.5, S_2: 2.1$,大潮差 $M_2: 4.0, S_2: 3.5$ (朱筱敏,2008),泥沙供给量分别为 0.03 kg/m^3 和 0.15 kg/m^3 ,泥沙比例1:5(钱宁,1958),实验参数见表1。利用实测的水文数据,一方面使得模拟结果更具有实际代表意义,能够与现代沉积进行对比,以检验沉积数值模拟的有效性,二是为了在已有模型基础上,通过单因素分析,固定其他因素,改变其中一个因素来观察其对沉积砂坝分布的影响,以揭示不同因素对潮控河口湾储层砂体成因及发育特征的控制作用;三是进行河口砂体成因及发育特征最终状态预测,为现代河口治理与古代河口砂坝成因预测提供参考。

4 实验结果

4.1 潮控河口湾形成与演化过程

对一个完整的沉积数值模拟过程的观察可以较好的揭示河口湾内潮道与砂坝变迁,以及两者在空间分布的差异。在模拟的初期(图3a),仅在河口(X坐标2020~2060)局部高弯曲段凸岸发生沉积,形成点坝。随着模拟的进行(图3b),在河口开始发育少量砂坝沉积,砂坝类型也较为丰富,发育边坝、心滩、U-型坝,但向海方向鲜有坝体发育,而向陆方向河流段开始发育点砂坝沉积。在模拟的中期(图3c)向海方向逐步发育条形坝,河口段U-型坝逐渐演化成复合坝,向陆方向点砂坝开始占据河道位置。在模拟的后期(图3d),砂坝发育逐渐成熟,自河流段向海方向,依次发育点坝、心滩、边坝、分流砂坝、复合坝、U-型坝、条形坝。潮道和砂坝基本稳定,仅仅是侧向上摆动和位置发生变化,达到砂坝发育和

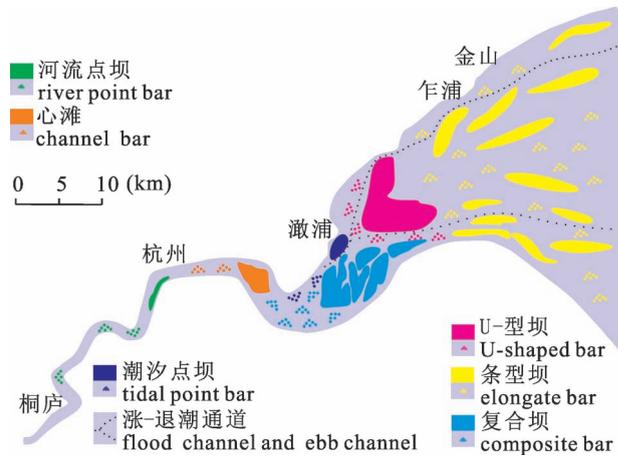


图 4 潮控河口湾平面相分布特征

Fig. 4 Distribution characteristics of microfacies in tide-dominated estuary

潮道生长动态平衡。

将最终模拟地貌进行解译,形成平面相图(图 4),并与 Fan Daidu 等(2014)研究成果(图 1)进行比较。在现代沉积中,点坝的方向呈北—东向或东—南向分叉展布。潮汐砂坝呈东—南向展布。鸬鹚埠观测站为潮汐影响的淡水河,发育点坝及为数不多的心滩,曲流特征明显;外石工段、大缺口、翁家场段发育 U-型坝和复合坝,同时发育涨潮水道和退潮河道两条分支。乍浦向海方向发育混合坪和沙

坪、潮汐砂坝沉积。数值模拟的时间尺度大于杭州湾演化到目前的时间尺度,模拟最终结果表明,未来条形坝可能在整个河口区域均有分布。在沉积数值模拟图上(图 3c),这些现代沉积特征均得到较好的体现。如 1940~2020 段发育点坝和心滩,2020~2060 段发育 U-型坝和复合坝,2060 段之后发育潮汐砂坝。研究区北侧发育一条涨潮水道,南侧发育一条退潮河道,表明沉积数值模拟可以用于潮控河口湾砂坝模拟。

因此可以通过观察沉积数值模拟中潮汐—水道演化样式,分析砂坝成因与分布。通过改变地形和潮汐能量分析其对河口湾砂坝演化的影响,确定河口湾砂坝形成和分布的主控因素,进而为实际区潮控河口湾砂坝空间分布预测奠定基础。

4.2 潮汐—河流水道样式

在模拟初期,潮汐能量和河流流量一定的情况下,形成砂坝的雏形,此时砂坝对涨潮流的阻挡作用弱,涨潮流线几乎遍布整个河道(图 5a)。随着模拟进行,砂坝开始形成,河道个数增多,河道流动路径分异显著。北边发育一条主要涨潮水道,南边发育一条退潮河道(图 5b)。两股水流分异且流动方向差异造成砂坝快速形成。在河口河道样式由宽广单一型逐渐过渡为多分支河道—砂坝型样式。河道宽度变小,宽厚比逐渐趋于 1:10 的稳定值。在两条河道之间,受局部涨潮影响形成连接通道

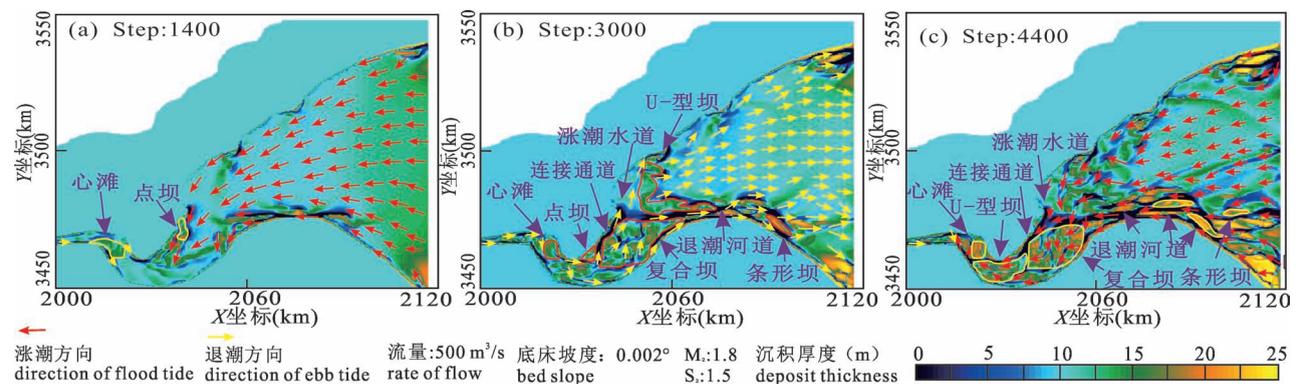


图 5 潮控河口湾潮汐—河流水道样式及砂坝成因演化图

Fig. 5 Tide dominated tidal—river waterway style evolution map

(a) 涨潮水道和退潮河道还没有出现明显分异现象;依次发育心滩和点坝;(b) 已经分异出明显的涨潮水道和退潮河道;依次发育心滩、点坝、复合坝、U-型坝和条形坝的雏形;(c) 涨潮水道和退潮河道拓宽;心滩、点坝、复合坝、U-型坝和条形坝发育转向成熟;图例代表沉积物厚度

(a) There is no obvious differentiation between the flood channel and the ebb tide channel; develops the channel bar and the point bar in turn; (b) has clearly differentiated the flood channel and the ebb channel; develops the prototype of the channel bar, the point bar, the composite bar, the U-shaped bar and the elongate bar in turn; (c) the flood channel and the ebb channel are widened; the channel bar, the point bar, the composite bar, U-shaped bar development of bars and elongate bars has turned to maturity; the legend represents the thickness of the deposit. The legend represents the thickness of the deposit

(Swatchway),将两条河道连接起来,形成似辫状河地貌特征。但是其内部水流特征明显存在差异,辫状河以双向环流为主,且流向单一。而河口湾通道内河流水流流动方向与涨潮流方向相反,退潮流线与河流顺流线方向一致,单个潮道内流动特征为单向环流,形成的沉积体是较为典型的侧积砂坝。在模拟后期(图5c),涨潮水道和退潮河道整合成了一条通道,砂坝逐渐露出水面,并对水流形成遮挡,水流侧向绕过砂坝并在涨潮水道起始点汇合,这时水流的主要功能是对砂坝进行侧向侵蚀。砂坝和河道位置交替互换,砂坝的形态与主河道空间分布趋于平衡。整体上,潮汐和河流在河口位置呈类似分流型砂坝样式。但其不同位置其流动分为向陆涨潮通道和向海落潮通道,并以侧向侵蚀或沉积方式对砂坝进行改造。

4.3 砂坝成因及分布

在模拟初期(图5a),首先河流段发育点坝,河口端此时还没有砂坝沉积,砂坝在2060点位置向陆一方集中(图3),砂坝向北—东方向分异,此时砂坝主要是河流单向环流形成,但也受到潮汐流影响和改造。模拟中期(图5b),砂坝已经初具规模,其间发育潮道,在河口区形成类似分流砂坝型三角洲地貌。但砂坝成因仍然是单向环流,同时由于受到河流和潮汐共同作用,坝头和坝尾均受到水流侵蚀;其迁移方向和形态则受控于涨潮流和落潮流能量差,如果涨潮流能量大,则向陆整体迁移,形成长条形砂坝特征;如果落潮流大,则向海迁移,向陆一侧侵蚀增强,形成条形特征;向海一侧,如果涨潮流能量也较强,则也是条形,砂坝整体形态为长形;如果涨潮流弱,则为U型砂坝。在后期随着潮汐进行,U型砂坝逐渐被切割,潮流侧向侵蚀砂坝,形成长条形潮汐砂坝(图5c)。流线出现交错汇合的状态增多,并且潮汐砂坝有沿着顺流方向迁移的态势,可能形成复合砂坝。整体上,砂坝形态与Leuven等(2016)现代沉积调研中描述砂坝形态与分布具有较好的对比性。即从河流到河口区,由河流作用主导的点坝逐步过渡到U-型坝、复合坝,以及由潮汐作用主导的条形坝。

剖面上,砂坝形成则较为相似,整体上,沉积层序总体以“垂向加积为主—垂向加积沿横向过渡为侧向加积—侧向加积为主”。随着砂坝的加积,砂坝顶部高程上升,使上游河道淤积,来沙减少。当来沙减少到小于水流的携砂能力以后,水流转而下切,形成新的通道,而原先的通道被沉积物充填变浅,或

因侧向侵蚀使通道变宽。切物源方向,砂坝总体呈“退积—进积”,即水动力小,水流难以越过砂坝,于是在砂坝迎水侧集中,冲刷河床产生槽沟使砂坝迎水侧水位下降,产生退积。水动力条件大,水流越过砂坝并在背水面集中水位的上升使砂坝产生进积层序,从而促进砂坝向顺流方向发育(图6、图7)。

5 影响因素分析

5.1 潮汐能量对砂坝分布影响

在相同的底床坡度条件下(0.002°),通过设置不同潮汐能量(小、中、大),观察不同潮汐能量对砂坝形成和分布影响。三种水动力条件下潮汐和河流的能量呈此消彼长的状态,潮汐的涨潮流与河道水流接触产生环形流态,使水流对堤岸发生侵蚀与冲刷,在堤岸边形成冲刷槽。在潮汐能量 $M_2:1.8, S_2:1.5$ 情况下河流流水起初形成下切水道,当河流作用小于潮汐作用,河道下游壅水,造成河流下游水深增加、流速减少、携沙能力降低,淤积从下游向上游发展(钱宁等,1987),形成淤积体将堵塞整个河道导致模拟失败(图8a)。随着潮汐能量增加($M_2:2.5, S_2:2.1$),潮道开始分叉汇合并连通河道,同时产生砂坝沉积。河流段水流遇到砂坝阻挡产生分叉,潮汐能量波及段也会对砂坝形成反向分割,砂坝被切割成各个小的坝体。在河口向外区域砂坝受到涨潮流和落潮流的改造,逐渐变成长形砂坝;在河口以内区域,潮道变得相对简单,主要发育一条涨潮通道和一条落潮通道,对堤岸和砂坝侵蚀,并沉积在通道凸岸,形成点坝沉积(图8b)。当潮汐能量最大时($M_2:4.0, S_2:3.5$),潮汐能量直接将砂坝切开,并将被侵蚀的沉积物冲向河口外,潮汐砂坝相对不发育,在河口沿岸侵蚀产生的沉积物堆积在岸线上,形成边坝沉积(图8c)。说明了水动力条件越强对砂坝的切割作用越强,沉积物难以沉积,导致对潮汐—河流水流的流态不能形成阻挡作用,河流优势通道与落潮优势通道汇聚,合二为一,将物质搬运至更远区域。模拟结果表明,平均径流量 $500\text{ m}^3/\text{s}$,潮汐能量 $M_2:1.8, S_2:1.5$ 和平均径流量 $2000\text{ m}^3/\text{s}$,潮汐能量 $M_2:4.0, S_2:3.5$ 时,都造成砂坝难以发育,且分布有限。只有在中等潮汐能量 $M_2:2.5, S_2:2.1$,平均径流量 $1500\text{ m}^3/\text{s}$, $M_2:2.5, S_2:2.1$ 时,潮汐和河流带来沉积物在河口能够沉积并形成连片砂坝,构成有利油气储集体。

5.2 倾角大小对砂坝分布影响

在相同潮汐能量和河流能量下,通过改变地形

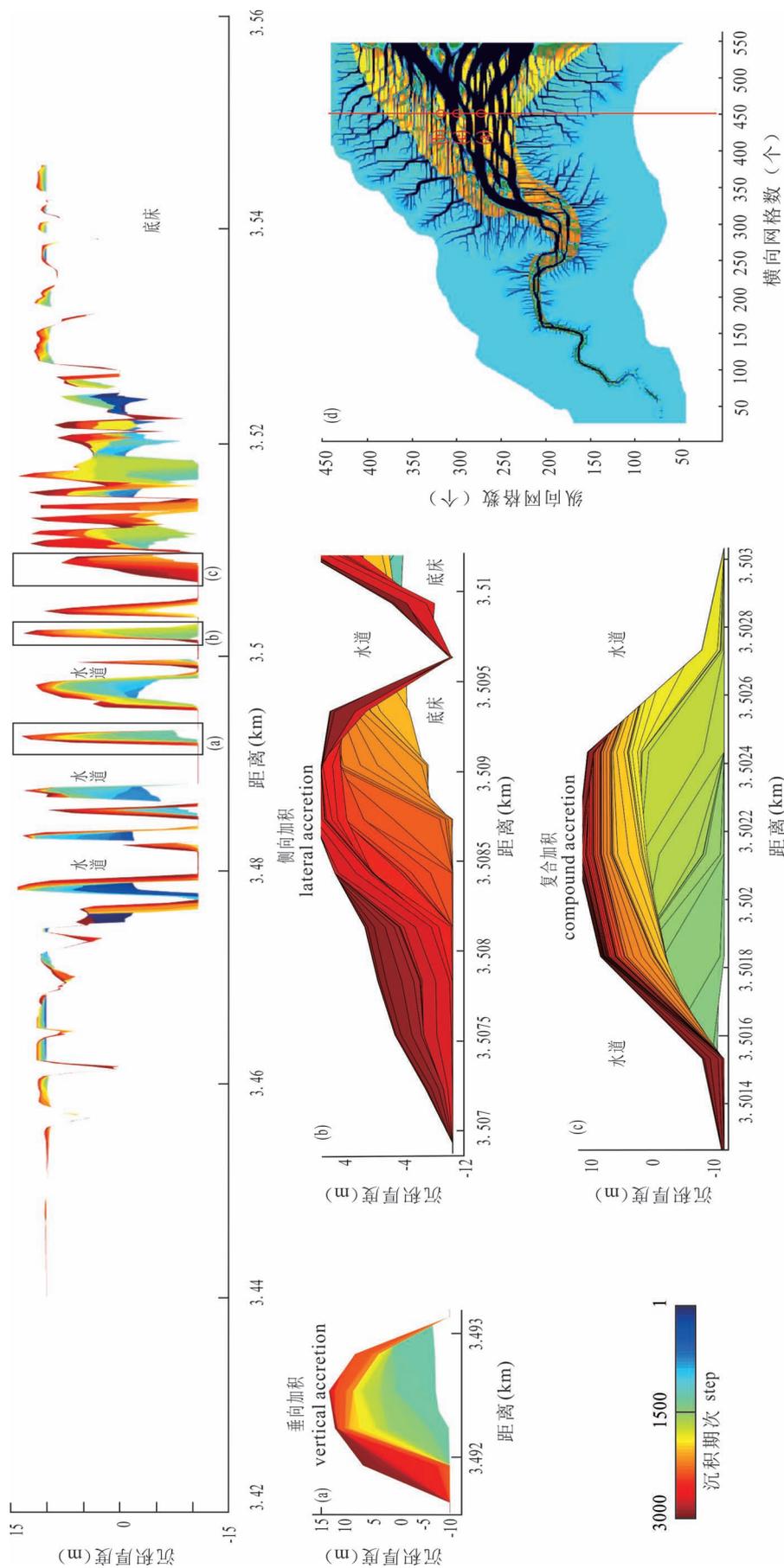


图6 切物源方向剖面图

Fig. 6 section of the source direction

(a) 对应 (a1) 垂向加积; (b) 对应 (b1) 侧向加积; (c) 对应 (c1) 复合加积; (d) 代表在横坐标第450个网格出截取的切物源剖面

(a) Vertical accretion; (b) lateral accretion; (c) compound accretion; (d) represents the cut source profile taken from the 450th grid on the abscissa

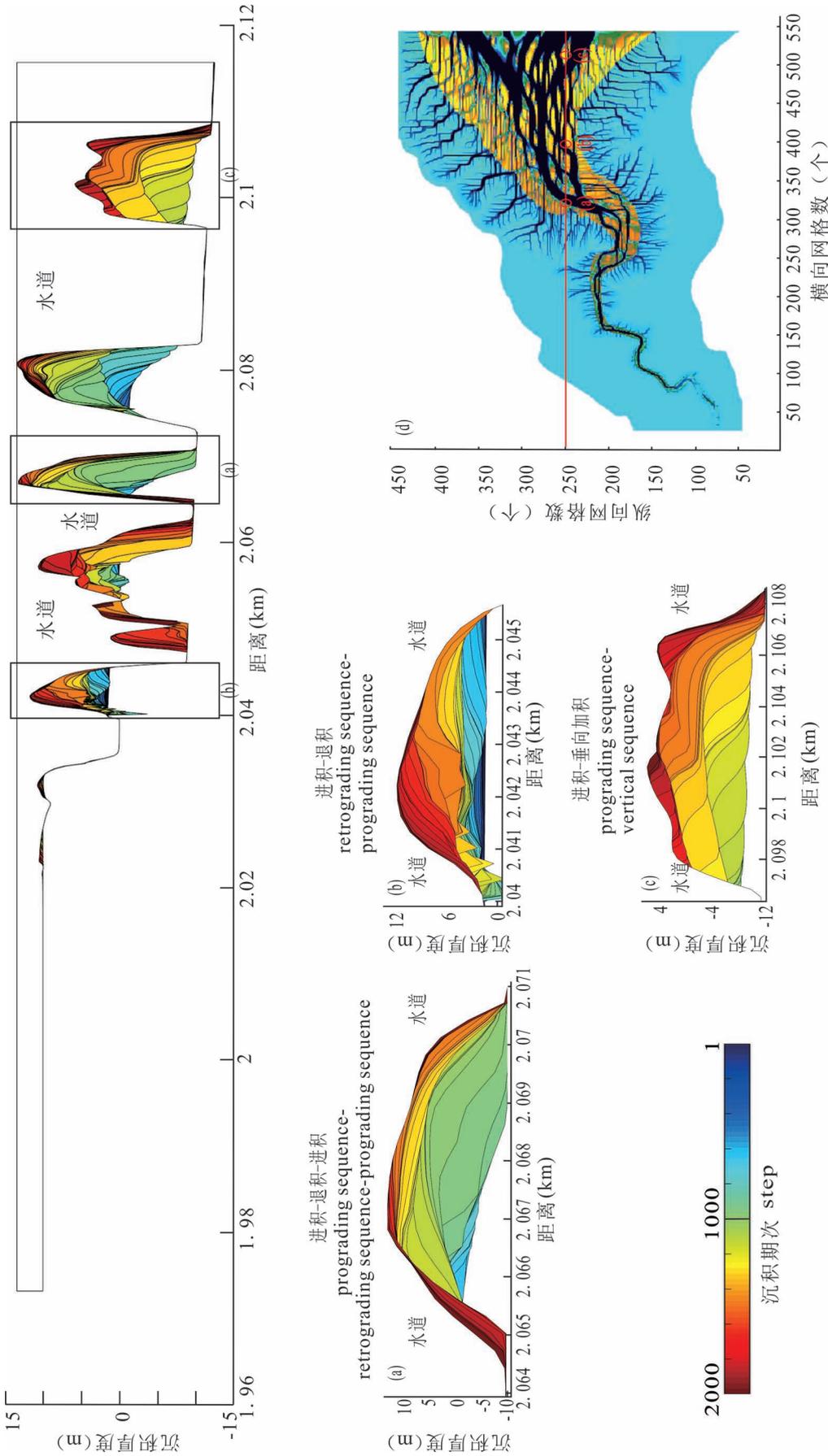


图7 顺物源方向剖面图?

Fig. 7 Cross-sectional view of the source

(a) 对应 (a1) 进积—退积—进积; (b) 对应 (b1) 进积—退积; (c) 对应 (c1) 进积—垂向加积;

(d) 代表在纵坐标第250个网格出截取的顺物源剖面; 图例代表沉积期次

(a) Corresponded prograding sequence?retrograding sequence?prograding sequence; (b) corresponded prograding sequence?retrograding sequence; (c) corresponded prograding sequence?vertical accretion; (d) represents the pathogen profile taken at the 250th grid on the ordinate; the legend is the deposition period

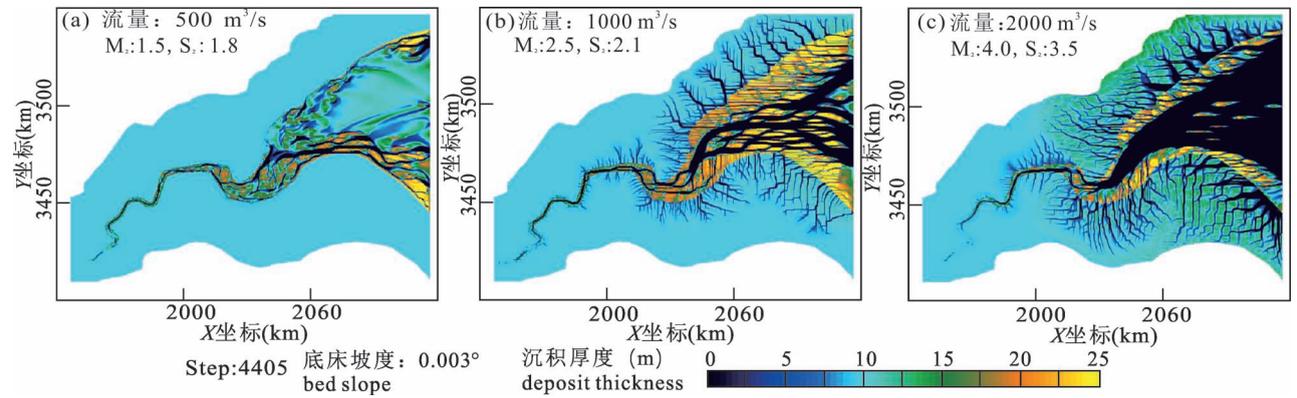


图 8 潮汐能量影响砂坝分布图

Fig. 8 Tidal energy affects the distribution of sand bars

坡度,观察砂坝分布差异。通过观察不同底床坡度下砂坝分布可以看出,初期砂坝优先在河流段沉积,而随着模拟进行,砂坝会逐步向河口迁移,并逐渐形成潮汐砂坝,但是位置不尽相同,在坡度小时砂坝集中在河口北岸,坡度中等时砂坝集中在河口中间位置,坡度大砂坝集中在河口南岸(图 9)。

不同底床坡度下,都在潮汐流涨潮能量的末端(2020~2060 段)形成砂坝(图 3),但是随着底床坡度增加,砂坝的形态越发的不规则,图 9a 底床坡度小,沉积物自然下泄的速度慢,砂坝分异的速度慢,砂坝向北—东方向分异,图 9b 底床坡度增大,砂坝分异程度增强。图 9c 底床坡度最大,砂坝分异较底床坡度次之的时候少,砂坝向东—南方向分异,说明了底床坡度对砂坝的分异起到重要作用。显然,图 9c 底床坡度最大情况应该等同于图 9a 潮汐最弱,所形成砂坝受到河流作用强,由于南边是落潮通道,

因此这些长形砂坝主要受到河流与退潮作用影响,砂坝在东南部沉积并缠分异。坡度最小时则等同潮汐能量最强,潮汐砂坝保存条件差(图 9a),其砂坝沉积主要受控于北部涨潮通道影响。中等坡度下潮汐和河流共同作用,其砂坝最为发育,保存最好(图 9b)。

6 结论

潮控河口湾的沉积过程受到潮汐水动力条件、底床倾角、河口开角、人类活动、泥沙组成等多种因素的影响。本文以钱塘江自然条件为基础,设置不同水动力条件和底床倾角,进行潮控河口湾砂坝特征与成因主控因素模拟的研究,得出以下 4 个方面结论:

(1) 沉积数值模拟表明河口湾河口区砂坝形成主要受控于潮汐作用,河流段砂坝则以河流作用为

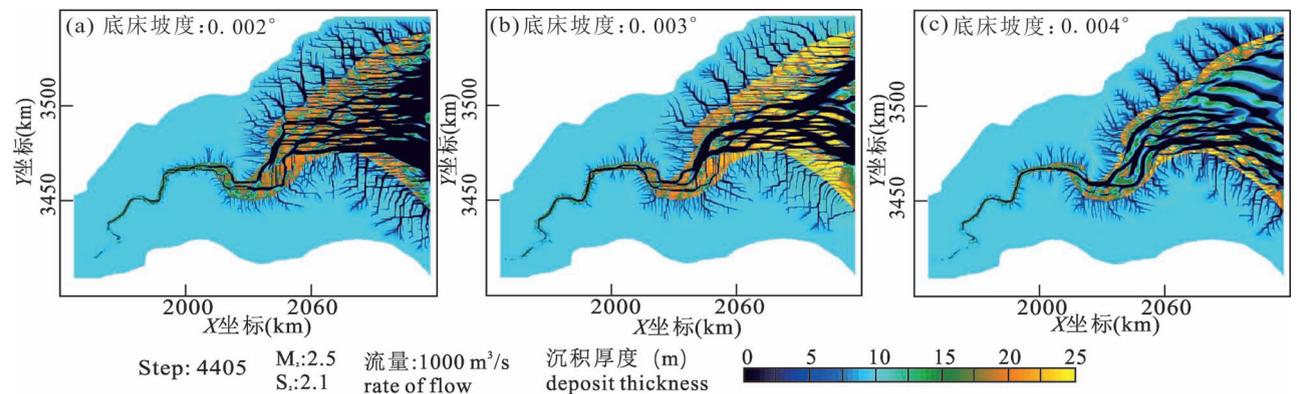


图 9 底床坡度影响砂坝分布图

Fig. 9 Bottom bed slope affects the distribution of sand bars

在相同水动力条件平均径流量 $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $M_2:2.5$ 、 $S_2:2.1$ 下,不同底床坡度:(a) 0.002° ; (b) 0.003° ; (c) 0.004° 的模拟结果
the same average hydrodynamic condition $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $M_2:2.5$ 、 $S_2:2.1$, different bed slope: (a) 0.002° ; (b) 0.003° ; (c) 0.004°

主;自陆地向海方向,依次发育点砂坝、U型坝和复合坝、长条形坝。点砂坝主要是河流作用产物,U型坝和复合坝是河流和潮汐共同作用改造形成,长条形坝则是潮汐作用产物。砂坝分布与现代钱塘江河口沉积具备可比性。

(2)潮汐涨潮流和落潮流汇合和分流是砂坝形成和演化主控因素。在分流时对砂坝侧向侵蚀和迁移为主。在汇合时则主要以顺流侵蚀和迁移为主。潮汐砂坝在顺流方向体现了进积—退积样式,反映了不同阶段河流—潮流主导作用。

(3)潮汐能量和底床坡度对河口区砂坝形成与分布有重要影响。潮汐能量最小,退潮河道发育良好,涨潮水道不生长,长条形砂坝仅在退潮河道一侧发育;潮汐能量中等,涨潮水道和退潮河道发育完好,长条形砂坝在整个河口区发育且连片,形成广泛分布的砂体;潮汐能量大,则砂坝难以发育,仅在沿岸区域发育少量边坝,或者水流侵蚀岸线留下的沉积物顺势堆积在岸边。底床坡度小,河流能量降低,以U型坝和复合坝为主;底床坡度的中等,河流能量增强,砂坝的分异性增加,形态由不规则的点坝,演变为U型坝、复合坝,长条形砂坝;底床坡度大,河口区域发育极少数的砂坝。

(4)钱塘江河口在平均径流量 $1500 \text{ m}^3/\text{s}$, M_2 : 2.5、 S_2 : 2.1 时水动力条件和 0.003° 底床坡度条件的组合更适合沉积物发育。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

- 陈沈良, 谷国传. 2000. 钱塘江口悬沙浓度变化与模拟. 泥沙研究, 25(5): 45~50.
- 陈沈良, 杨世伦, 吴瑞明. 2004. 钱塘江北岸潮滩沉积物粒度的时间变化及其沉积动力学意义. 海洋科学进展, 22(3): 299~305.
- 陈沈良. 2004. 钱塘江口南汇咀近岸水域水沙特征与通量. 海洋科学, 28(3): 18~22.
- 陈菊芳. 2012. 钱塘江涌潮作用下三维流场的数值模拟研究. 杭州: 浙江大学硕士学位论文; 1~77.
- 范翻平. 2010. 基于 Delft 3D 模型的鄱阳湖水动力模拟研究. 导师: 赖格英. 江西师范大学/硕士学位论文; 1~69.
- 冯文杰, 吴胜和, 张可, 赵文凯, 贾风娟. 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. 地质学报, 91(9): 2047~2064.
- 廖庚强. 2013. 基于 Delft 3D 的柳河水动力与泥沙数值模拟研究. 导师: 王恩志. 北京: 清华大学硕士学位论文; 1~78.
- 齐越, 廖鹏, 崔峰, 董敏, 苏孟超. 2017. 钱塘江开敞式长栈桥码头布置潮流泥沙数值分析. 港工技术, 54(1): 12~16.
- 钱宁. 1958. 冲积河流稳定性指标的商榷. 地理学报, 24(2): 128~

144.

- 钱宁, 张仁, 周志德. 1987. 河床演变学. 北京: 科学出版社; 1~197.
- 王杨君, 尹太举, 邓智浩, 陈钊. 2016. 水动力数值模拟的河控三角洲分支河道演化研究. 地质科技情报, 35(1): 44~52.
- 曾灿, 尹太举, 宋亚开. 2017. 湖平面升降对浅水三角洲影响的沉积数值模拟实验. 地球科学, 42(11): 249~258.
- 张可, 吴胜和, 冯文杰, 郑定业, 喻宸, 刘照玮. 2018. 砂质辫状河心滩坝的发育演化过程探讨——沉积数值模拟与现代沉积分析启示. 沉积学报, 36(1): 81~91.
- 赵霞飞. 2013. 四川盆地元坝地区上三叠统须家河组的潮控河口湾与潮控三角洲沉积. 地质学报, 87(11): 1748~1762.
- 朱筱敏. 2008. 沉积岩石学. 北京: 石油工业出版社; 1~320.
- Chen Shenliang, Gu Guochuan. 2000&. Variation and simulation of suspended sediment concentration in Qiantang Estuary. Sediment Research, 25(5): 45~50.
- Chen Shenliang, Yang Shilun, Wu Ruiming. 2004&. Temporal variation of sedimentary grain size and its sedimentary dynamics significance on the northern bank of Qiantang River. Advances in Marine Science, 22(3): 299~305.
- Chen Shenliang. 2004&. Characteristics and flux of water and sediment in the nearshore waters of Nanhuizui, Qiantang Estuary. Marine Science, 28(3): 18~22.
- Chen Jufang. 2012&. Numerical simulation of three-dimensional flow field under the tidal force of Qiantang River. Instructor: Wang Canxing. Hangzhou: Zhejiang University, Master's Thesis; 1~77.
- Dalrymple R W, Leckie D A, Tillman R W. 2006. Incised valleys in time and space. Society for Sedimentary Geology, 85: 5~12.
- 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. Earth-Science Reviews, 81: 135~174.
- Dalrymple R W, Zaitlin B A, Boyd R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Research, 62(6): 1130~1146.
- Dalrymple R W, Zaitlin B A. 2010. High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobeguid Bay—Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. Sedimentology, 41(6): 1069~1091.
- Davis R A, Dalrymple R W. 2012. Principles of tidal sedimentology. Springer Netherlands, 79~108.
- Fan Fanping. 2010&. Hydrodynamic simulation of Poyang Lake based on Delft 3D model. Jiangxi Normal University; 1~69.
- Feng Wenjie, Wu Shenghe, Zhang Ke, Zhao Wenkai, Jia Fengjuan. 2017&. Discussion on sedimentation process and sedimentary model of the shallow river delta in the Meliu River——inspiration from numerical simulation of sedimentation process and modern sediment analysis. Acta Geologica Sinica, 91(9): 2047~2064.
- Fan Daidu, Tu Junbiao, Shang Shuai, Cai Guofu. 2014. Characteristics of tidal—bore deposits and facies associations in the Qiantang Estuary, China. Marine Geology, 348(2): 1~14.
- Liao Gengqiang. 2013&. Numerical simulation of hydrodynamic and sediment in Liuhe based on Delft 3D. Instructor: Wang Enzhi. Beijing: Tsinghua University, Master's Thesis; 1~78.
- Leuven J R F W, Kleinans M G, Weisscher S A H, M. van der Vegt. 2016. Tidal sand bar dimensions and shapes in estuaries. Earth-Science Reviews, 161: 204~223.
- Qi Yue, Liao Peng, Cui Wei, Dong Min, Su Mengchao. 2017&.

- Numerical analysis of tidal current sediments in the open long bridge of Qiantang River. *Port Engineering Technology*, 54(1) : 12~16.
- Qian Ning. 1958. Discussion on the stability index of alluvial rivers. *Acta Geographica Sinica*, 24(2) : 128~144.
- Qian Ning, Zhang Ren, Zhou Zhide. 1987. *River Bed Evolution*. Beijing: Science Press, 197.
- Wang Yangjun, Yin Taiju, Deng Zhihao, Chen Zhao. 2016. Hydrodynamic numerical simulation of river-controlled delta branch channel evolution. *Geological Science and Technology Information*, 35(1) : 44~52.
- Yin Yanshu, Zhou Han, Feng Wenjie, Huang Jixin, Liu Shangqi. 2018. Influence factors on the distribution of tidal bar in tide-dominated estuary: insight from deposition numerical simulation. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 92(5) : 2050~2051.
- Zeng Can, Yin Taiju, Song Yakai. 2017. Sedimentary numerical simulation experiment of the influence of lake level elevation on shallow water delta. *Earth Science*, 42(11) : 249~258.
- Zhang Ke, Wu Shenghe, Feng Wenjie, Zheng Dingye, Yu Chen, Liu Zhaowei. 2018. Discussion on the development and evolution process of sandy braided riverside dam: sedimentary numerical simulation and implications of modern sedimentary analysis. *Acta Sedimentologica Sinica*, 36(1) : 81~91.
- Zhao Xiafei. 2013. Tidal-controlled estuary and the tidal-controlled delta deposit of the Upper Triassic Xujiahe Formation in the Yuanba area, Sichuan Basin. *Acta Geologica Sinica*, 87(11) : 1748~1762.
- Zhu Xiaomin. 2008. *Sedimentary Petrology*, Beijing: Petroleum Industry Press: 1~320.
- Zhao Xiafei. 2013. Tidal-controlled estuary and the tidal-controlled delta deposit of the Upper Triassic Xujiahe Formation in the Yuanba area, Sichuan Basin. *Chinese Journal of Geology*, 87(11) : 1748~1762.

Analysis on formation factors and development characteristics of sand bar in tide-dominated estuaries

—A case study based on Qiantang River

ZHOU Han¹⁾, HUANG Jixin²⁾, FENG Wenjie¹⁾, LIU Shangqi²⁾, YIN Yanshu¹⁾

1) School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan, 430100;

2) Research Institute of Petroleum Exploration and Development, CNPC, Beijing, 100083

Objectives: Controlled by rivers and tides, the formation factors and development characteristics of tide-dominated estuary reservoirs are complicated, resulting in difficult management of modern tide-dominated estuaries and difficult prediction of ancient favorable oil-bearing reservoirs.

Methods: In this study, formation factors and distribution of sand bars in the modern strong tide-dominated estuary — Qiantang river were simulated and predicted by depositional numerical simulation, thus disclosing formation factors of sand bars in the estuaries and spatial distribution. Main controlling factors of sand bar formation factors and development characteristics in estuaries were studied by setting different bed dips and tidal energies using single factor analysis method.

Results: Result demonstrated that:

(1) The formation of sand bar in estuaries is controlled by tide. Sand bars in estuaries present zonal development characteristics. Near the estuary develop composite sand bar and U-shaped sand bar, river bars are mainly controlled by river hydrodynamic effects, and tidal effect is weak. Elongate bar is mainly the products of tide and distribute in the mid and outer estuary. The distribution of sandbar is similar to the Qiantang river estuary.

(2) The tidal energy is enhanced, the tidal channel is widened and shallowed, and the U-shaped sand bar and composite bar developed on the estuary to the land side are eroded and cut into small sand bars, and the small sand bar on the sea side gradually evolves into an elongate sand bar; When the tidal energy becomes weak, the tidal sand bar is difficult to form. When the tidal energy is medium, the sand bar is relatively developed and has a continuous distribution trend.

(3) With the gradual increase of the slope of the bed, the concentrated distribution area of the tidal sand bar gradually migrates to the sea, the differentiation of the sand bar increases, and the shape changes from an irregular point bar to a diverted sand bar, and the influence of the river is enhanced. When the slope of the bottom bed becomes smaller, the tendency of the sand bar to migrate toward the sea is weakened. At this time, the tidal action

is enhanced, and the sand bar in the estuary area gradually evolves from an irregular point bar to an elongate sand bar, and the scale gradually becomes smaller.

(4) The formation and distribution of sand bars are affected by the tidal energy and the bottom shape. Under the tidal energy M_2 : 2.5, S_2 : 2.1 and the bottom slope of 0.003° , the tidal sand bar develops and has a typical distribution of tide-dominated estuary.

Conclusions: The depositional numerical simulation method has been successfully applied to Qiantang River to reveal the sand bar formation mechanism and spatial distribution, the factors of the slope of river bed and tide energy are analyzed and under medium tide energy and slope will give a beneficial sand bar deposit which will later be a potential reservoir.

Keywords: tide-dominated estuaries; depositional numerical simulation; tidal sandbar; dominant factors; Qiantang River estuary

Acknowledgements: This article was funded by the National Natural Science Foundation of China (No. 41572081) and the National Science and Technology Major Project (No. 2016ZX05031002-001) and the Hubei Province Innovation Group Project (No. 2016CFA024)

First author: ZHOU Han, male, born in 1989, Master student, developing geological and reservoir 3D modeling. Email: 201772259@yangtzeu.edu.cn

Corresponding author: YIN Yanshu, male, born in 1978, professor, doctoral tutor, engaged in the development of three-dimensional geological and reservoir modeling method of teaching and research work. Email: yys6587@126.com

Manuscript received on: 2019-03-27; Accepted on: 2019-11-27; Edited by: LIU Zhiqiang

Doi: 10.16509/j.georeview.2020.01.007

世界一流的有孔虫标本模型在中国地质科学院地质研究所装架展示

林景星

中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

世界一流的有孔虫标本模型在中国地质科学院地质所区域地质与编图研究室完成装架并长期展示。这架有孔虫标本模型(图1,见第139页)系由郑守仪院士亲自雕制并监督制作,一共有120个属种,每个种都是标准的环境指相种。

标准有孔虫是地层时代的定年器(世界性浮游有孔虫化石带)、古海洋的温度计、盐度计和深度计(浮游与底栖有孔虫),对它的鉴定必须准确无误。如果误定,对年代和环境信息的解译将会发生错误。因为有孔虫是小如灰尘的微小动物,一般小于1.0毫米,只能借助高倍实体显微镜才能看到其个体,要看到它的口孔、齿板、缝合线孔和壁孔等形状和特征就更难,而这些特征是鉴定属种的依据。如果能把有孔虫按标准放大雕塑出来就会使有孔虫的科研和教学跨上一个更高的台阶,这是几百年来古今中外有孔虫学家的梦想,这

个梦想被郑守仪院士变成了现实。

除中国地质科学院地质所外,同样的有孔虫模型标本仅在大英博物馆、美国史密斯博物馆、青岛中国科学院海洋研究所收藏。这个世界一流的有孔虫标本模型在地质所装架成功与长期展示,将使中国地质调查局系统的有孔虫研究和教学水平达到世界前沿。

(照片见第139页/ The photos are on the page 139)

LIN Jingxing: World class foraminifera specimens models are on display in Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences

Doi: 10.16509/j.georeview.2020.01.020