

海州湾淤泥质海滩剖面 堆积过程的计算模式*

樊社军 虞志英 金 镠[†]

(华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062)

[†](连云港建港指挥部, 连云港 222240)

摘要 分别于1986年12月和1985年3月1日—1987年3月1日在海州湾进行了波浪和含沙量观测, 运用所获资料以及本区长期水文、地形资料, 采用流体力学、沉积学和泥沙运动力学相结合的研究方法, 建立了海州湾淤泥质海滩剖面堆积过程的二维计算模式。结果表明, 在堆积型淤泥质海滩, 由于浮泥的经常性存在, 使波浪急剧衰减, 其对岸滩的作用甚为微弱, 潮流成为塑造淤泥质海滩的主要动力, 岸滩在淤涨过程中, 在平均高潮位下沿和平均低潮位附近出现两个凸点, 上一个凸点外推速率大于下一个凸点, 潮下带变化缓慢。

关键词 海州湾 淤泥质海滩剖面 堆积过程 计算模式

近年来围绕连云港港口回淤问题开展了江苏北部及海州湾淤泥质海岸演变的系统研究, 并获得了丰富的成果(虞志英等, 1986a, b; Yu Zhiying et al., 1987; 张勇等, 1993)。这些工作已深入到近岸水动力与海滩底床的相互作用机制方面, 因此有可能去建立区别于以往海滩演变经验模式的物理模式, 达到定量预测目的。侵蚀型淤泥质海滩的侵蚀演变模式, 张勇等(1993)作了开创性的工作, 同年樊社军又在数学表达上作了改进, 使之简化¹⁾。本文则着重于该地区堆积型海滩演变模式的研究。

1 研究方法

1986年12月在海州湾湾顶南翼西墅大口港外堆积形岸滩(-0.4m等深线处)和大西山海洋站(-5m等深线处)进行同步波浪观测, 又于1985年3月1日—1987年3月1日在此地区进行含沙量观测。运用所获资料以及本区长期水文、地形资料, 采用流体力学、沉积学和泥沙运动力学相结合的研究方法, 探讨了堆积型岸滩发育的动力机制, 建立了海州湾淤泥质海滩剖面堆积过程的二维计算模式, 结果如下。

2 研究结果

2.1 近岸波浪底切力横向分布

在海州湾湾顶岸滩, 分布着厚度不等的浮泥层²⁾。众多研究表明(刘家驹, 1963;

* 高等学校博士点基金资助项目, 9426902号。樊社军, 男, 出生于1966年10月, 博士。

陈吉余教授审阅全文, 谨志谢忱。

1) 樊社军, 1993. 开敞型淤泥质海岸冲淤演变规律及模式的探讨. 华东师范大学河口海岸研究所博士论文, 1—77.

2) 金镠, 1978, 连云港基础资料汇编, 连云港建港指挥部, 1—37.

收稿日期: 1995年10月, 接受日期: 1996年5月25日。

Gade, 1958; Maa et al., 1990; 赵子丹, 1991), 如果底部有浮泥存在, 在表面波行经时, 波动作用在床面所造成的压力波会引起一定深度范围内的浮泥作振荡运动, 形成界面波。浮泥的巨大粘性使浮泥的振荡运动滞后于压力波, 两者之间存在一个相位差。这样, 一部分能量就会转到浮泥中去, 并在那里因浮泥运动中的相互摩擦而消耗掉。界面泥波的形成和维持消耗了大量表面波波能, 导致表面波的衰减, 这也被 Wells (1978) 等的野外观测所证明。因此, 在堆积型岸滩, 必须考虑浮泥的消浪作用。

根据以上分析, 波浪在堆积型岸滩的传播可简化为重力长波在底部有一层浮泥的水中传播(图 1), 且有如下假设。

2.1.1 流体分两层(上层为清水, 下层为浮泥) 浮泥具体宾汉流体的性质¹⁾, 即满足本构关系:

$$\begin{cases} \tau = \mu_m \frac{\partial u_m}{\partial y} = 0 & |\tau| < \tau_B \text{ 栓塞流区} \\ \tau = \tau_B \cdot \sin n \frac{\partial u_m}{\partial y} + \mu_m \frac{\partial u_m}{\partial y} & |\tau| > \tau_B \text{ 剪切流区} \end{cases}$$

式中, τ_B 为宾汉极限剪应力; μ_m 为宾汉粘性系数。

2.1.2 波浪为小振幅长波 在上述假设下, 可以导得上层水波运动和下层浮泥运动的动力学方程。上层水体 ($0 < z < d$) 运动方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi}{\partial t} + d \frac{\partial u}{\partial x} &= 0 \\ \rho \frac{\partial u}{\partial x} &= -\frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\tau'}{d} \\ P &= \rho g(\xi - z + d) \end{aligned}$$

下层 ($-d_0 < z < 0$) 的运动方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + d \frac{\partial (d_0 u_m)}{\partial x} &= 0 \\ \rho_m \frac{\partial u}{\partial t} &= -\rho \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{\tau'}{d} \\ \rho_m \frac{\partial u_b}{\partial t} &= \rho \frac{\partial u}{\partial t} + \rho_m v_m \frac{\partial^2 u_b}{\partial z^2} \end{aligned}$$

边界条件:

$$\begin{aligned} u_b &= u_p & z &= z_0 - d_0 \\ \frac{\partial u_b}{\partial z} &= 0 & z &= z_0 - d_0 \\ u_b &= 0 & z &+ d_0 = 0 \\ \tau' &= \tau_B \end{aligned}$$

式中, d 为上层水深; ξ 为水波垂向位移; d_0 为浮泥层厚度; η 为泥波垂向位移; u 为上层垂线平均流速; P 为上层水压力; u_m, v_m 为下层垂线平均流速分量; ρ 为水的容量;

1) Krone, R. B., 1963, Ser. Rep., 63—80.

τ' 为水与浮泥交界处的剪切力; ρ_m 为浮泥的容重; z_0 为泥层中栓塞流区和剪切流区界面位置; 下标“ b ”为底层剪切层中的量; 下标“ p ”为栓塞流区中的量。

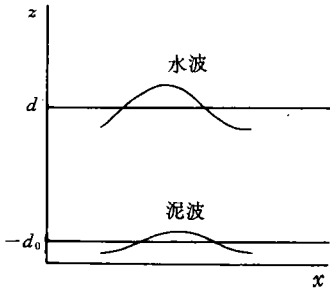


图1 波浪在淤积型岸滩的传播

Fig.1 Wave propagating on accumulative mud flat

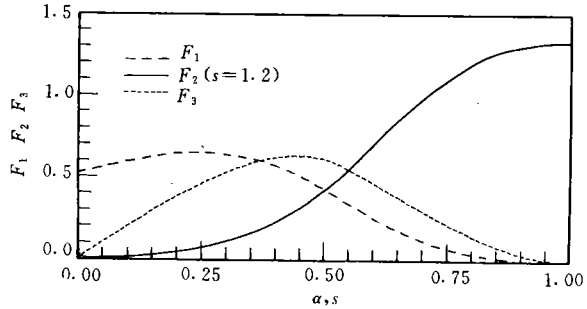


图2 F_1, F_2, F_3 随 α, s 的变化

Fig.2 Variation of F_1, F_2, F_3 with α, s for sinusoidal waves

在 x 方向上取一单位长的微元, 微元上下界为水和泥, 则波能 E 的净通量和能量损耗可由下式表达:

$$\frac{d\langle Ec_g \rangle}{dx} = \frac{d\langle Pu_d \rangle}{dx} = -\Phi$$

式中, $\langle \rangle$ 表示一个时间周期的平均; c_g 为波群速。

能耗 Φ 由三部分组成: 屈服应力的贡献 Φ_y , 粘性应力的贡献 Φ_m , 水和泥交界面剪应力的贡献 Φ_ω , 即:

$$\begin{aligned} \Phi &= \Phi_y \Phi_m \Phi_\omega \\ \Phi_y &= \tau_b \langle |u_p| \rangle \\ \Phi_m &= u_m \left\langle \int_{-d_0}^{-d_0+\tau_0} \left(\frac{\partial u_b}{\partial y} \right)^2 dy \right\rangle \\ \Phi_\omega &= \left\langle \frac{1}{2} \rho f |u - u_p|^3 \right\rangle \end{aligned}$$

其中, f 为界面摩阻系数。

设来波为正弦波, 则

$$\begin{aligned} \xi &= H \cos(kx - \Omega t) \\ u &= (Hc/d) \cos(kx - \Omega t) \\ c &= \sqrt{gd} \\ \Omega &= kc \end{aligned}$$

式中, H 为波高; k 为波数; Ω 为波圆频率; c 为波速。

从以上方程, 参照 Mei 等 (1987) 的工作, 可以导得波高的沿程衰减为:

$$\frac{dH}{dx} = -\frac{H}{4d} \cdot \frac{d(d)}{dx} - \frac{\Omega d_0 H}{\pi s d \sqrt{gd}} F_1 - \frac{f H^2}{2 \pi d^2} F_2 - \frac{4 \Omega \delta_m H}{3 \pi s d \sqrt{gd}} F_3$$

式中 F_1, F_2, F_3 为依赖于 (α, s) 的无量纲量(图 2)。把上式数值积分即可求得 H 的沿程分布。

根据 1986 年 12 月海州湾顶南翼西墅大口港外堆积型岸滩(-0.4m 等深线处)和大西山海洋站(-5m 等深线处)的同步波浪观测资料,采用以上模式对大西山波高 1m 和 1.4m 两种波况进行推算,计算结果和实测结果比较符合(图 3),但由于测点数目太小,从而对整个波高衰减过程不能进行详细比较,但与呼和敖德等(1994)的水槽实验相一致¹⁾。

以上结果表明,即使底部仅有 10—20cm 的浮泥,就会使波高急剧衰减,随着底泥从连续流动—间隙流动—停止流动,底部摩擦成为波高衰减的主要原因,导致波高明显衰减。

图 4 为坡度 1 / 2000、浮泥厚度为 10cm、中潮位情况下计算得到的波浪切速的横向分布图。计算表明,即使对于 -5m 等深线处波高为 4m 的大波,只要有浮泥的存在,在向岸传播的过程中,波浪将会迅速衰减到底部切速小于 0.02m / s。它对岸滩的冲刷作用甚为微弱,再加上波浪的 Stocks 漂移的大小和潮流的椭圆半径相比差几个量级,则波浪的非线性输泥也相当微弱。因此,在考虑寻常天气下淤积型岸滩的演变时,可以忽略波浪的直接作用,潮流成为塑造淤积型岸滩的主要动力。

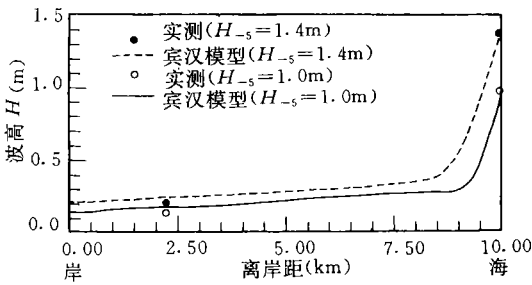


图 3 波高的沿程衰减

Fig.3 Damping of wave height with distance

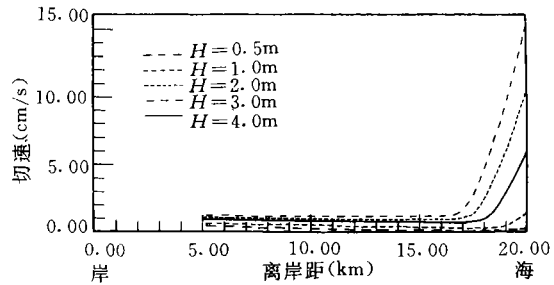


图 4 波浪切速的横向分布

Fig.4 Cross distribution of the bottom shear velocity induced by waves

2.2 潮流作用特征

多次水文测验表明,潮流流速存在着向岸递减的分布特征,在此近似地认为潮流的时均流速 \bar{V} 向岸呈线性递减,以水陆交界处的潮流流速为零,则可求得 \bar{V} 的沿程分布。

江苏北部海州湾地区潮波为非纯粹驻波型(连云港海峡除外),为探讨问题的方便,将近岸潮波系统近似认为纯粹驻波型,则潮流过程线可表示为:

$$U(x, t) = U_{\max} \sin(\omega t)$$

则:

$$\bar{V} = \frac{1}{T} \int_0^T U_{\max} \sin(\omega t) dt = \frac{\pi}{2} U_{\max}$$

$$U(x, t) = \frac{\pi}{2} U_{\max}$$

式中, U 为潮流垂线平均瞬时流速; U_{\max} 为潮流最大流速; ω 为角频率; T 为潮周期。

1) 呼和敖德, 1994, 淤泥质海床上波浪衰减规律实验研究, 6—8.

潮流对滩面的冲淤作用, 可采用底切力来度量。近似采用稳定均匀流的垂线平均流速 U 与切速 u_c 之间的关系:

$$u_c = n\sqrt{g} d^{1/6} U$$

式中, n 为粗糙系数, 连云港地区 $n = 0.025$; g 为重力加速度; d 为水深。由以上各式得:

$$u_c = \frac{\pi}{2} n\sqrt{g} d^{1/6} \bar{V} \sin(\omega t)$$

2.3 潮流作用下岸滩冲淤率的横向分布

细颗粒粘性泥沙存在着冲刷临界剪切应力 τ_c 及淤积临界剪切应力 τ_i , 据此两参数可以把淤泥质岸滩底部分为三种状态:

1) 当 $\tau_b \leq \tau_i$ 时, 滩面呈淤积状态, 淤积率为:

$$\frac{dm}{dt} = c_s \omega_s \left(1 - \frac{\tau_b}{\tau_i} \right) = c_s \omega_s \left[1 - \left(\frac{u_b}{u_{*i}} \right)^2 \right]$$

式中, m 为单位面积上的淤积量 (kg / m^2); c_s 为水体含沙浓度 (kg / m^3), ω_s 为沉速 (m / s); τ_b 为底部切应力; u_b 为切速; u_{*i} 为临界淤积切速。

2) 当 $\tau_i < \tau_b < \tau_c$ 时, 可分为两种情况: 当 $\frac{\partial \tau_b}{\partial \tau_i} > 0$ 时, 呈微冲刷状态; 当 $\frac{\partial \tau_b}{\partial \tau_i} < 0$ 时, 呈微淤积状态, 但在工程实用时, 为简化起见在一般的天气情况下可认为 $m = 0$, 即呈不冲不淤状态。

3) 当 $\tau_b \geq \tau_c$ 时, 呈冲刷状态, 冲刷率为:

$$\frac{dm'}{dt} = M \left(\frac{\tau_b}{\tau_c} - 1 \right) = M \left[\left(\frac{u_b}{u_{*c}} \right)^2 - 1 \right]$$

式中, m' 为单位面积上的冲刷量 (kg / m^2); M 为沉积物冲刷系数。由于缺乏实验室测定资料, 暂由实际地形处于冲淤平衡状态加以推求。海床处于冲淤平衡, 表明在一个全潮中, 表面活动层经历了冲刷和落淤两个过程且两者平衡。连云港海峡多年保持不冲不淤, 据此可推得 $M = 3.6 \times 10^{-5} \text{kg} / (\text{m} \cdot \text{s})$ 。

在淤积型岸段, 岸滩以淤积为主, 初淤物质的容量重为 $1.15 \sim 1.20 \text{g} / \text{cm}^3$, 临界冲刷切速 u_c 为 $1.47 \sim 2.15 \text{cm} / \text{s}$ ^[1], 取其平均值 $1.81 \text{cm} / \text{s}$ 。在全潮过程中, 滩面有冲有淤, 根据上两式得潮流作用下岸滩的淤积率为:

$$\frac{dm}{dt} = f_i c_s \omega_s \left[1 - \left(\frac{u_b}{u_{*i}} \right)^2 \right] - f_c M \left[\left(\frac{u_b}{u_{*c}} \right)^2 - 1 \right]$$

式中 f_i 和 f_c 为开关函数。

$$f_i = \begin{cases} 0 & \text{if } u_b > u_{*i} \\ 1 & \text{if } u_b \leq u_{*i} \end{cases}$$

1) 张万茜, 1984, 粘性淤泥质泥沙起动冲刷研究, 河海大学硕士学位论文, 1--61。

$$f_l = \begin{cases} 0 & \text{if } u_b > u_{*c} \\ 1 & \text{if } u_b \leq u_{*c} \end{cases}$$

时间 T 段内的淤积量 $G(x)$ 为:

$$G(x) = \int_0^T \left\{ f_l c_s \omega_s \left[1 - \left(\frac{u_b}{u_{*l}} \right)^2 \right] - f_c M \left[\left(\frac{u_b}{u_{*c}} \right)^2 - 1 \right] \right\} dt$$

因此, 潮流作用下岸滩的冲淤率主要取决于潮流底切力、水体含沙量的横向分布。

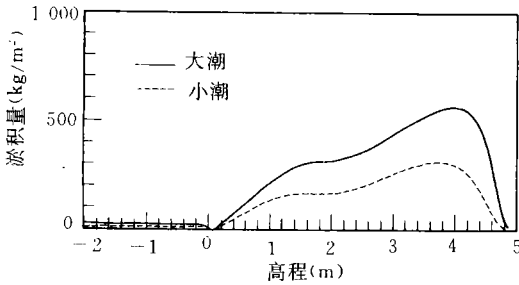


图5 岸滩淤积量的横向分布

Fig.5 Cross distribution of accumulative sediment on the mud flat

这样可得水体含沙量的横向分布。 T 时间内岸滩淤积量的横向分布如图5。计算结果表明, 岸滩淤积量的横向分布大致呈S型分布。以平均高潮位稍下部为最大, 是整个滩地上的一个淤积强烈的地带。中潮位中下部, 淤积量变化缓慢。平均低潮位时, 淤积量递减加快。

表1 西墅年平均含沙量统计表 (kg/m^3)

Tab.1 Xishu annual average sediment concentration

潮类型	高潮位	低潮位	平均
大潮	0.3760	0.5640	0.4700
寻常潮	0.3972	0.4865	0.4419
小潮	0.3819	0.3830	0.3825
平均	0.3850	0.4778	0.4314

2.4 堆积型岸滩的演变模式

上节已给出了 T 时间段内岸滩淤积量的横向分布, 则堆积型岸滩的演变模式为:

$$G(x, t) = \int_0^T \left\{ f_l c_s \omega_s \left[1 - \left(\frac{u_b}{u_{*l}} \right)^2 \right] - f_c M \left[\left(\frac{u_b}{u_{*c}} \right)^2 - 1 \right] \right\} dt$$

$$Z = Z_0 + G(x, t) / \gamma$$

其中, Z_0 为岸滩初始高程; Z 为岸滩高程; γ 为沉积物的干容重。

设岸滩初始坡度为 $1/2000$, 由上式可计算出堆积型岸滩剖面演变过程, 如图6所示。堆积型岸滩剖面演变过程具有两个基本特征: (1) 岸滩在淤涨过程中, 出现两个凸点(曲率较大的地方), 第一个凸点大致位于平均高潮位下沿; 另一个凸点位于平均低潮位附近。(2) 随着岸滩的不断淤涨, 两个凸点逐渐向外推, 且外推速率上一个凸点大于下一个凸点, 潮下带变化缓慢。

根据西墅 1985 年 3 月 1 日—1987 年 3 月 31 日间含沙量观测资料统计可知(表1), 在淤积型岸滩上, 低潮位的含沙量大于高潮位的含沙量, 含沙量从低潮位向高潮位递减。从半月大小潮周期来看, 低潮位大潮时的含沙量大于小潮时的含沙量; 而高潮位含沙量却基本不变。由于西墅含沙量为近底层含沙量, 在此近似地取其和水体多年平均含沙量 ($0.24 \text{ kg}/\text{m}^3$) 的平均值作为岸滩上水体含沙量, 而在潮下带, 水体含沙量取多年平均值,

图7为海州湾湾顶大口港实测岸滩剖面演变图,其演变基本特征和上述淤积模式比较一致。近年来,由于外源来沙日趋减少,海域含沙量逐年降低,岸滩淤涨已十分缓慢,潮下带已呈微冲状态,如果外源泥沙继续减少,甚至无外源泥沙供应,这样滩面浮泥层将逐渐消失,波浪对滩面的作用相应地加强,发展下去,岸滩剖面将停止淤涨而向侵蚀转化。

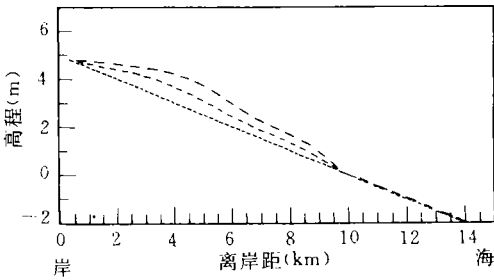


图6 模拟淤积型岸滩变化过程图

Fig.6 Simulation of accumulative mud flat changing process

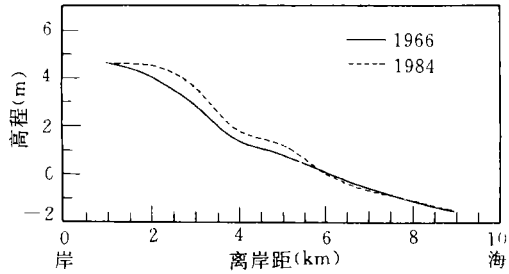


图7 大口港岸滩实测变化图

Fig.7 Measured change pattern of the mud flat in Dakou harbour

3 结语

建立了二维淤积型淤泥质岸滩冲淤率的计算模式,指出,在淤积型淤泥质海岸,由于浮泥的经常性存在,使波浪急剧衰减,使其对岸滩的作用甚为微弱,潮流成为塑造淤积型岸滩的主要动力。由此建立的淤泥质堆积型岸滩剖面演变模式较好地复演了海州湾北部海岸的淤积演变过程。本研究只是从理论上对淤泥质岸滩发育的定量预测作了些有益的尝试,但由于在大范围的近岸浅水区中,潮流作为主要的搬运动力而出现,从而使得淤泥质海岸成为一种范围很大的三维非封闭系统。因此,今后还需在不断完善二维模型的同时,发展建立三维岸滩演变模型,以期丰富和发展沉积动力学和淤泥质海岸地貌学的理论,并为海岸工程及土地资源的开发利用提供科学依据。

参 考 文 献

- 刘家驹, 1963, 新港回淤研究, 1:12—27.
 张勇等, 1993, 海洋工程, 11(4): 74—83.
 赵子丹, 1991, 海洋工程, 9(2): 33—40.
 虞志英等, 1986a, 海洋学报, 8(2): 197—206.
 虞志英等, 1986b, 海洋与湖沼, 17(4): 351—365.
 Gade, H. G., 1958, *J. Mar. Res.*, 16(2): 61—82.
 Maa P. Y. et al., 1990, *Coas. Ocean Engin.*, 116(5): 634—650.
 Mei Chiang C. et al., 1987, *J. Geophys. Res.*, 92(c13): 14581—14594.
 Wells J. T., 1978, Suspension and Transportation of Fluid Mud by Solitary-Like Waves, Proc. of 16th Coastal Eng. Conf., ASCE (New York), 2: 1932—1952.
 Yu Zhiying et al., 1987, *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 5(2): 97—108.

THE ACCRETION PROCESS OF THE HAIZHOU BAY MUD FLAT PROFILE

Fan Shejun, Yu Zhiying, Jin Liu[†]

(State Key Laborator of Coastal & Estuarine Research, East China Normal University, Shanghai 200062)

[†] *(Headquarter of Lianyungang Port Construction, Lian Yungang 222240)*

Abstract This paper reports results of studies on the mud flat of data obtained in Haizhou Bay. On the basis of field surveys of wave and sediment in December, 1986; and from March 1st, 1985 to March 1st, 1987, and on the characteristics of hydrology, morphology in this area, a two-dimension model describing the accretion of the Haizhou Bay, was established by combining knowledge of hydraulics, sedimentology and sediment kinematics. The results showed that tide current played a dominant role in changes of the accretion mud flat; that waves are weakened sharply by the near bottom suspended mud; and that its contribution to the shore is weak. In the accretion process of the mud flat, two convex points appeared: which one at the bottom of the mean high water the other near the mean low water. The accretion of the former was faster than that of the latter. The subtidal zone accretion process was much slower.

Key words Haizhou Bay Mud flat profile Accretion process Model of calculation