

# 山东荣成湾月湖口门落潮干道的 推移质输运\*

薛允传<sup>†</sup> 高 抒<sup>††</sup> 贾建军<sup>††</sup>

<sup>†</sup>(中国科学院地理科学与资源研究所资源与环境信息系统国家重点实验室 北京 100101)

<sup>††</sup>(南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室 南京 210093)

**提要** 改进了 Gao 等(1994)方法,并用以计算潮汐汊道口门落潮干道的垂线平均流速。利用月湖潮汐汊道系统冬、夏季各一个月的潮位资料,计算落潮干道的潮流流速和推移质输运率。结果表明,流速的计算值和实测值呈良好的相关性,落潮干道内落潮流的输沙能力高于涨潮流输沙能力。

**关键词** 潮汐汊道,潮位,垂线平均流速,沉积物输运,荣成湾

**中图分类号** P736.21

研究海湾和近海的物质交换,对海岸环境的演化和开发都有重要意义,其方法和手段也有很多,如传统的取样测量方法、仪器的间接测量方法(汪亚平等,1999;程鹏等,2001)以及数学模型。潮汐汊道往往是繁忙的航道,在其口门进行长时间流速观测是不现实的,这给潮汐汊道口门长周期沉积物输运计算带来了困难。数学模型可用于计算长周期流速(Amein,1975),但是这种方法需要附近几个验潮站的水位时间序列。Gao 等(1994)根据质量守恒原理,提出了利用水位数据计算潮汐汊道口门长周期断面平均流速的方法。本文根据山东半岛荣成湾月湖潮汐汊道系统冬、夏季各一个月的潮位资料和口门实测水文数据,在 Gao 等(1994)方法的基础上加以改进,计算口门落潮干道的潮流流速和推移质输运能力。

## 1 研究区域

月湖,又称天鹅湖,位于山东半岛东端荣成湾西南侧(图 1),由涨潮三角洲、落潮三角洲、纳潮盆地和潮汐通道四部分组成,是一个典型的潮汐汊道系统。纳潮盆地面积为 4.94 km<sup>2</sup>,潮间带面积为 1.57 km<sup>2</sup>,占总面积的 31.8%;根据冬、夏季工作期间验潮仪水位数据计算得出,夏季大潮纳潮量为 3.3 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>,小潮纳潮量为 1.2 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>,平均纳潮量为 2.37 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>;冬季大潮纳潮量为 2.7 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>,小潮纳潮量为 0.7 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>,平均纳潮量为 1.64 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>。其西、北、南侧均为陆地所环抱,东部由荣成湾沙嘴与外海隔开,东南部有一条 132 m 宽的口门水道与外海相通,通道水深较浅,最深处约 4 m。

\* 国家杰出青年基金资助项目,49725612 号。薛允传,男,出生于 1974 年 4 月,博士生,E-mail: yoxue@www.leris.ac.cn

收稿日期:2002-01-18,收修改稿日期:2002-02-22

荣成湾由北向南的沿岸漂沙是月湖口门的主要物源,它在月湖外侧形成荣成湾沙嘴,沙嘴的不断延伸迫使月湖口门不断向南迁移,直到目前位置。据王永红等(2000)计算结果,月湖口门处的毛输沙率为  $2.04 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ ,净输沙率为  $0.42 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

本区潮汐类型属于以半日潮为主的混合潮,大潮潮差为 1 m 左右;口门所处的地理位置开敞程度较低,波浪作用较小,水动力主要以潮流作用为主(中国海湾志编纂委员会,1997)。

## 2 方法

### 2.1 数据采集与分析

于 1998 年 11 月 12 日 10:40 至 12 月 11 日 12:00 和 1999 年 8 月 11 日 9:00 至 9 月 10 日 9:50 在月湖湾内临时验潮站(图 1)分别用 Aanderaa 公司生产的 WLR-8 型、WLR-7 型自记式潮位仪取得潮位资料,记录间隔设定为 10min。WLR-8 型测量精度为 2.7cm,分辨率为 0.27cm;WLR-7 型测量精度为 0.7cm,分辨率为 0.07cm。同时利用荣成市气象台日平均气压值对验潮仪潮位数据进行了校正。

1998 年 11 月 14 日 9:00 至 20:00 小潮,12 月 6 日 14:30 至 7 日 3:30 大潮和 1999 年 8 月 12 日 13:30 至 13

日 14:00 大潮,8 月 20 日 14:00 至 21 日 15:00 小潮期间,在口门落潮干道上分别进行流速和流向测量。流速、流向用电磁式流速仪(青岛海洋大学产品),每隔 1h 分表、中、底三层测量,在涨急、落急时段适当加密,为半小时测量一次;当水深比较大时在测量层位上适当加密。同时在工作期间,取得落潮干道附近表层底质样 4 个,并进行了粒度分析。

### 2.2 落潮干道垂线平均流速计算

Gao 等(1994)根据质量守恒原理,提出利用口门附近水位数据来计算潮汐河道口门长周期断面平均流速的方法。根据质量守恒原理,口门流速和纳潮盆地平均水位之间的关系为:

$$UA + Q_F = A_b \frac{d\eta_b}{dt} \quad (1)$$

式中,  $U$  为口门断面平均流速,  $A$  为河道过水断面面积,  $Q_F$  为淡水输入量,  $A_b$  为纳潮盆地水面面积,  $\eta_b$  为纳潮盆地平均水位。因为  $A_b$  和  $d\eta_b/dt$  以及它们与潮汐通道内水位的关系未知,用一等效面积  $A_{ba}$  来代替  $A_b$ ,则上式可写成:

$$UA + Q_F = A_{ba} \frac{d\eta}{dt} \quad (2)$$

上式中  $\eta$  为纳潮水域某一站位水位,等效面积定义为:

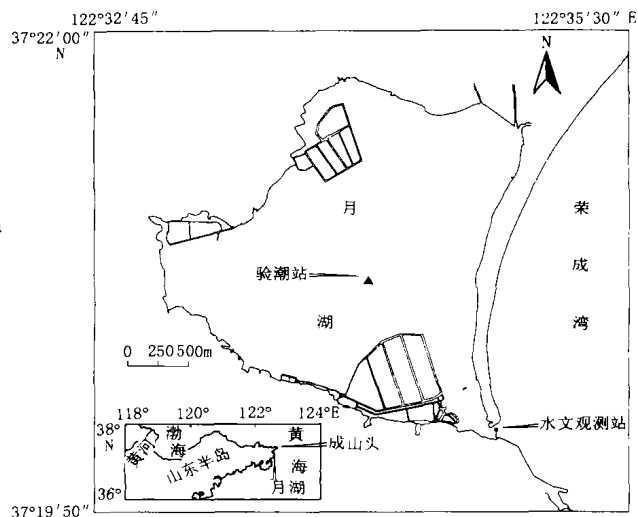


图 1 研究区及观测站位

Fig.1 The study area and stations for *in situ* measurements

$$A_{ba} = \frac{UA + Q_F}{\frac{d\eta}{dt}} \quad (3)$$

这样  $A_{ba}$  和  $\eta$  之间的经验关系可以通过一个大潮周期的实测数据得到, 从而通过下式可以用水位数据时间序列计算出出口门断面平均流速时间序列:

$$U_i = \frac{1}{A_i} \left[ \frac{A_{ba,i}(\eta_{i+1} - \eta_i)}{t_{i+1} - t_i} - Q_{Fi} \right] \quad (4)$$

式中,  $U_i$ ,  $A_i$ ,  $A_{ba,i}$  和  $Q_{Fi}$  分别为  $i$  到  $i+1$  时刻的出口门断面平均流速、出口门过水断面面积、等效面积和淡水输入量。上述方法的实质是建立流速与水位之间的经验关系, 但这种方法计算出的断面平均流速难以验证。对月湖而言, 其淡水输入量 ( $Q_F$ ) 可以忽略不计; 为便于与实测流速验证, 建立出口门落潮干道垂线平均流速与湖中心临时验潮站水位之间的经验关系, 在式(2)中令  $Q_F = 0$ ,  $U_a = \alpha U$ , 则式(2)可简化为:

$$\alpha U_a A = A_{ba} \frac{d\eta}{dt} \quad (5)$$

或

$$U_a = \frac{A_{ba}}{\alpha A} \frac{d\eta}{dt} = K \frac{d\eta}{dt} \quad (6)$$

式中,  $U_a$  为出口门落潮干道垂线平均流速,  $\eta$  为月湖中心临时验潮站水位。考虑到月湖面积较小, 水深较浅, 涨潮和落潮时各种因素对流速的影响可能会不同, 因此选取夏季大潮期间的一个涨潮过程和一个落潮过程分别建立  $K$ 、 $\eta$  之间的经验关系, 并将这种关系推广, 计算冬、夏季两个月的落潮干道垂线平均流速:

$$U_{ai} = K \frac{\eta_{i+1} - \eta_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (7)$$

### 2.3 推移质输运计算

对于推移质输运, 用于海洋环境的公式很多 (Madsen *et al.*, 1976; Gadd 等, 1978; Vincent 等, 1981; Hardisty, 1983), 作者采用物理意义比较明确的 Hardisty 公式:

$$q = k_1 (U_{100}^2 - U_{100CR}^2) U_{100} \quad (8)$$

式中  $U_{100}$  为距床面 1 m 处的流速,  $U_{100CR}$  为距床面 100 cm 处的临界起动流速,  $k_1$  为一系数, 由 Wang 等 (2001) 给出:

$$k_1 = 0.10 \exp\left(\frac{0.17}{D_{50}}\right) \quad (9)$$

式中  $D_{50}$  单位为 mm,  $k_1$  单位为  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-4} \cdot \text{s}^2$ 。

在冯·卡门公式中, 令  $U_{100} = \alpha U_{ar}$ , 则

$$\alpha = - \frac{\ln Z_0}{\ln \frac{H}{e Z_0}} \quad (10)$$

故

$$U_{100} = - \frac{\ln Z_0}{\ln \frac{H}{e Z_0}} U_{ar} \quad (11)$$

$U_{100CR}$  的确定采用 Miller 等 (1977) 公式:

$$U_{100CR} = 122.6D^{0.29} \quad (D < 0.2\text{cm}) \quad (12)$$

式中单位为  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , 沉积物粒径  $D$  的单位为  $\text{cm}$ 。

### 3 结果

#### 3.1 $K$ 、 $\eta$ 经验关系

采用 1999 年 8 月 12 日至 13 日夏季大潮期间一个落潮过程(12 日 13:20 至 20:00)和一个涨潮过程(12 日 22:20 至 13 日 4:00), 分别建立口门落潮干道实测垂线平均流速与同期湾内验潮仪水位记录之间的关系, 并将这种关系按趋势延伸至冬、夏季验潮仪水位记录的最大值与最小值, 结果如图 2 所示。

图 2 表明, 随着  $\eta$  的增大,  $K$  总体呈减小趋势。但涨、落潮之间也存在明显差异: 图 2a 中的  $K$  值在  $\eta$  等于 1.47 和 1.63 m 处发生突变, 在这一段  $K$  值随  $\eta$  的增大而迅速减小。图 2b 中的  $K$  值在  $\eta$  等于 1.32 和 1.53 m 处发生突变, 在这一段  $K$  值随  $\eta$  的增大而增大。

#### 3.2 落潮干道垂线平均流速

据  $K$ 、 $\eta$  经验公式和式(7), 计算月湖口门落潮干道冬、夏季两个月的垂线平均流速, 结果如图 3 所示。

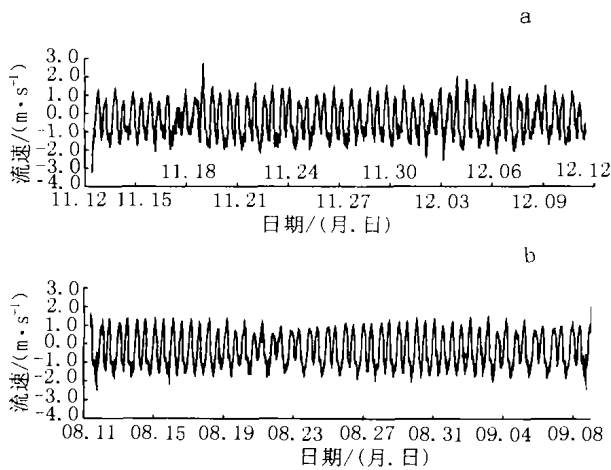


图 3 口门落潮干道计算垂线平均流速时间序列 (a) 冬季; (b) 夏季

Fig. 3 Time series of depth-averaged current speeds in the central ebb channel during: (a) winter; and (b) summer

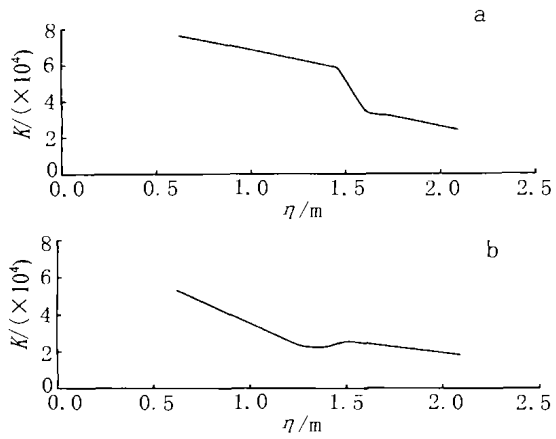


图 2  $K$ - $\eta$  经验关系: (a) 落潮; (b) 涨潮  
Fig. 2 Relationship between  $K$  and  $\eta$  for: (a) ebb phase of the tide; and (b) flood phase

从图 3 可以看出, 夏季流速时间序列非常规则, 具有明显的大、小潮周期; 而冬季流速时间序列不如夏季的规则。同时还可以看出余流与落潮流方向一致, 夏季大潮一个潮周期的实测结果表明, 余流流速为  $0.15 \text{ m/s}$ 。

冬季和夏季实测流速值和计算值都呈良好的对应关系, 数据点绝大多数落在直线  $y = x$  附近, 只有冬季大潮有些离散(图 4), 这可能与测流过程中船位的漂移、流速仪桨叶缠上海草等一些偶然因素有关。总体来说, 对应关系是较好的。

#### 3.3 落潮干道输沙率

采用 Hardisty 推移质输沙公式, 其中参数  $k_1$  用式(9)计算。根据口门落潮干道附近 4 个底质样品分析结果(图 5),

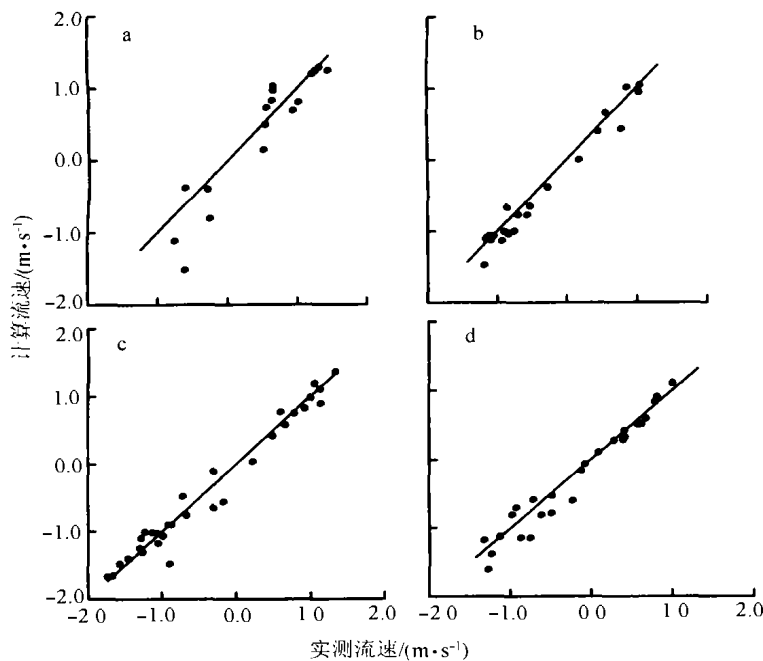


图 4 冬季(a,b)、夏季(c,d)大潮(a,c)和小潮(b,d)口门实测流速与计算值对比

Fig.4 Comparison of the computed and observed current speeds: winter (a,b), spring tide(a); neap tide(b); summer(c,d), spring tide(c) and neap tide(d)

粒度组成以粗砂-极粗砂为主,平均  $D_{50}$  值为 1.11 mm; 计算  $U_{100}$  时  $Z_0$  涨潮取 0.021 m,落潮取 0.006 m<sup>1)</sup>; 起动流速用 Miller 等(1977)公式定为 0.648 m/s。计算的时间段夏季为 8 月 11 日 09:20 到 9 月 9 日 09:20; 冬季为 11 月 12 日 10:50 到 12 月 11 日 10:50,各 29 天。口门落潮干道涨、落潮推移质输沙率计算结果如表 1 所示。根据潮流的涨、落潮流向资料,平均涨、落潮流历时冬季分别为 5.35 h 和 7.18 h,夏季分别为 5.23 h 和 7.20 h,从而得到推移质净输运率(表 1)。

从表 1 可以看出冬季和夏季月湖口门干道的推移质输出量大于输入量。冬季 29 天单宽推移质输入

量为 59.7 t,输出量为 282.6 t,净输出为 222.9 t;夏季 29 天单宽推移质输入量为 35.6 t,输出量为 188.3 t,净输出为 152.7 t,冬夏季输出量大于输入量。

表 1 口门落潮干道月平均推移质输沙率

Tab.1 Monthly-averaged bedload transport rates in the entrance channel

季节	涨潮输沙率 $kg / (m \cdot s^{-1})$	落潮输沙率 $kg / (m \cdot s^{-1})$	净输沙率 $kg / (m \cdot s^{-1})$
冬季	+ 0.056	- 0.195	- 0.089
夏季	+ 0.034	- 0.130	- 0.061

注:“+”表示输入,“-”表示输出

#### 4 讨论

作者对 Gao 等方法作了两点改进:一是建立湖内水位与口门落潮干道垂线平均流速的关系,计算结果容易验证;二是将涨潮过程和落潮过程分别建立  $K-\eta$  之间的经验关系。

1) 这两个值根据冬、夏季大小潮口门实测流速,对冯·卡门流速剖面公式进行线性回归,取线性相关系数大于 0.9 的点,按涨、落潮分别求平均值得出。

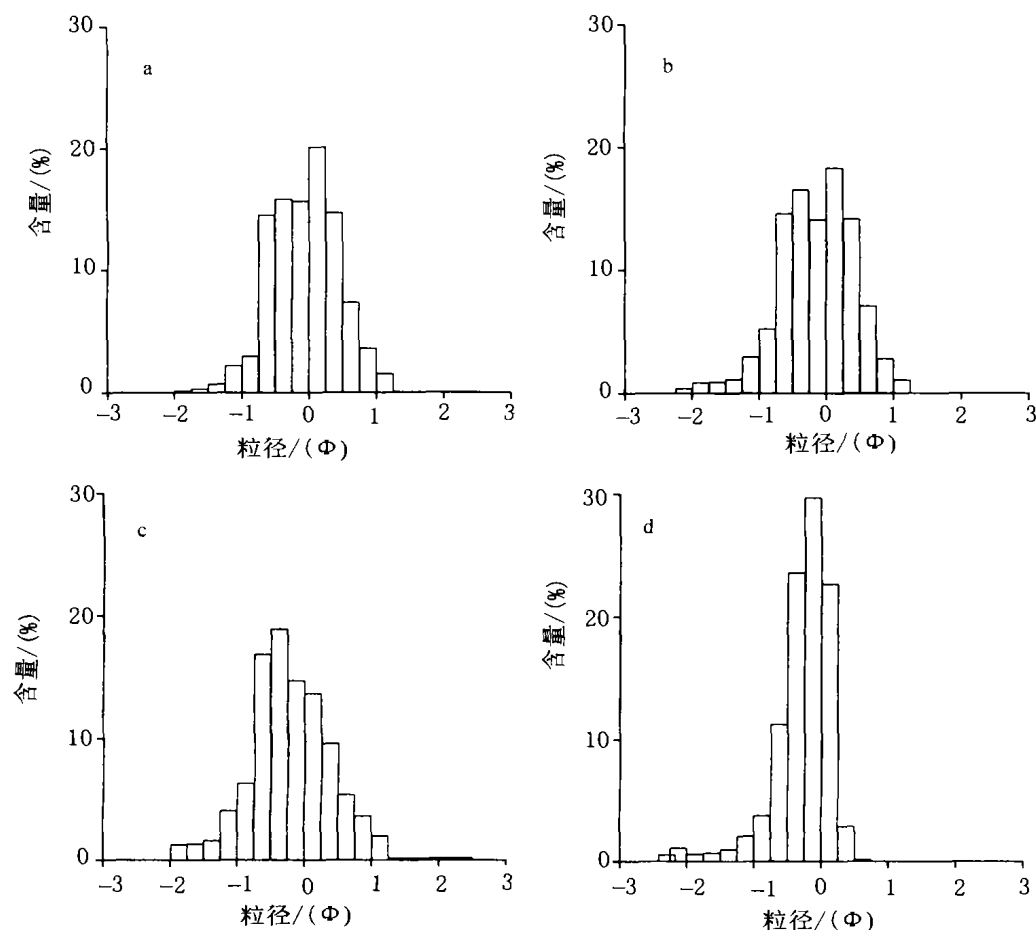


图 5 口门主水道附近部分底质样品的粒度

Fig.5 Grain-size histograms of surficial sediment samples within the entrance channel

计算结果表明,波动计算值和实测值具有良好的对应关系。从涨、落潮  $K-\eta$  经验关系图来看, $\eta$  相同时  $K$  不同。因此象月湖这样面积、水深较小的潮汐水道系统,其涨、落潮过程具有较大的差异,应该分别建立  $K-\eta$  经验关系。这种差异可能与水底地形、底质类型等因素有关,需进一步研究。

冬季计算流速时间序列不如夏季的规则,在一些点出现剧烈波动,出现这种差异的原因是冬季天气变化比较剧烈、而且多风,风引起验潮仪处的水位波动,但这些波动并不代表整个月湖的水位发生了变化,而且这些水位变化经历的时间很短,故计算得到的流速较大且波动剧烈。同时从图 3 还可以看出存在落潮方向的余流,出现这种情况的原因可能有两个:一是存在着口门环流,即水流从边缘涨潮水道进入,从中心主水道流出;二是因为计算流速是建立在实测落潮干道流速的经验关系之上,因此它只能代表落潮干道的流速,对整个潮汐通道来说当落潮干道还在落潮时,边缘涨潮水道已经开始涨潮了。

表 1 所列的推移质输沙率只代表落潮干道的运输能力,并不代表整个断面的推移质

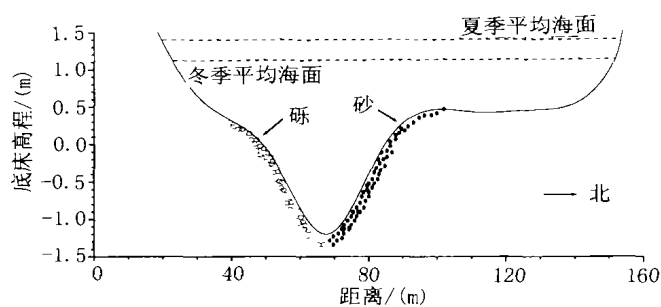


图6 汉道口门底质分布

Fig.6 Surficial sediment distribution within the entrance channel

运输状况。口门北侧为沙嘴,南侧是岸边,其底质分布以中心主水道为界,南侧为砾石(见图6),在当前流速状况下不能起动;其北侧是砂,推移质运输主要发生在这一侧。泥沙随涨潮流被带入湖内,但这些泥沙很难越过沙嘴内侧的主水道,到达涨潮三角洲上沉积下来,因为在这之前它们又被落潮流带出了。近几年以来,涨潮三角洲几乎没有增长充分说明了这一点。来自荣成湾的沿岸输沙,

一部分越过口门在其南侧堆积起来,一部分被落潮流带到口门外侧堆积并形成较大的落潮三角洲,还有很少一部分进入了月湖。

表1所列结果还显示,冬季潮流输沙能力高于夏季,这似乎是与冬季纳潮量小于夏季的特征相矛盾的。但是,以下几点水动力特征可以解释这种现象。第一,月湖夏季平均水位比冬季高0.34 m(图6),这使口门的过水断面面积增加了35%,从而大大削减了夏季纳潮量增加的效应;第二,冬季的水位受到天气系统的较大影响,在潮汐水位变化之上叠加了周期较短的波动,因而提高了落潮干道中的流速(潮汐水道的流速不仅与纳潮量有关,而且与水位波动的特征有关;例如,在纳潮量相同的情形下,半日潮造成的流速将大于日潮引起的流速)。夏季的水位变化基本上受潮汐控制,高频波动的成分相对较小,因此流速的大小只代表了潮汐效应,天气因素的影响不显著。第三,根据式(11),在相同垂线平均流速下,水深较小的地方 $U_{100}$ 值较大,这进一步减小了夏季纳潮量增加的效应。由于上述原因,冬季落潮干道的 $U_{100}$ 反而较夏季为大,从而在纳潮量较小的冬季出现了较大的推移质输运量。

## 5 结论

作者将Gao等(1994)提出的计算口门长周期流速的方法进行如下改进:一是建立纳潮盆地水位与口门落潮干道垂线平均流速的关系,使计算结果易于和实测值验证;二是考虑到月湖面积较小,水深较浅,将涨潮过程和落潮过程分别建立 $K-\eta$ 之间的经验关系,计算口门落潮干道垂线平均流速。计算值与实测值具有良好的相关性,说明这种方法用于计算潮汐汉道口门长周期流速是可行的。根据上述方法获得的长周期流速时间序列,计算了月湖口门落潮干道推移质输运率。结果表明,落潮干道内的推移质是输出的,冬、夏季29天推移质输出量均达到 $10^2$  t的量级。

**致谢** 官晨钟、李坤业、李平、王红莉、朱玉荣、汪亚平、蒋东辉、王桂芝等参加了部分野外工作,山东马山实业集团银滩养殖厂为野外工作提供了后勤支持,本文审稿人提出了中肯的修改意见,谨致谢忱。

## 参 考 文 献

王永红,庄振业,李学伦,2000. 山东荣成湾沿岸输沙率及沙嘴的动态演化. 海洋地质与第四纪地质,20(4): 31—35

- 中国海湾志编纂委员会, 1997. 《中国海湾志》(第三分册). 北京: 海洋出版社, 327—372
- 汪亚平, 高抒, 李坤业, 1999. 用 ADCP 进行走航式悬沙浓度测量的初步研究. 海洋与湖沼, 30(6): 758—763
- 程鹏, 高抒, 2001. ADCP 测量悬沙浓度的可行性分析与现场标定. 海洋与湖沼, 32(2): 168—176
- Amein M, 1975. Computation of flow through Masonboro Inlet. *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, ASCE, 101(WW1): 93—108
- Gadd P E, Lavelle J W, Swift D J, 1978. Estimate of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 239—252
- Gao S, Collins M, 1994. Estimate of long-term sediment discharge at tidal inlets using water level data from a tide gauge. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 699—714
- Hardisty J, 1983. An assessment and calibration of formulations for Bagnold's bedload equation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(3): 1007—1010.
- Madsen O S, Grant W D, 1976. Quantitative description of sediment transport by waves. *Proceedings of the 15<sup>th</sup> Coastal Engineering Conference*. ASCE: 1093—1112
- McManus J, 1988. Grain size determination and interpretation. In: Tucker M ed. *Techniques in Sedimentology* Blackwell, 63—85
- Miller M C, McCave I N, Komar P D, 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24: 507—527
- Vincent C E, Young R A, Swift D J P, 1981. Bedload transport under waves and currents. *Marine Geology*, 39: M71—M80
- Wang Y P, Gao S, 2001. Modification to the Hardisty equation, regarding the relationship between sediment transport rate and grain size. *Journal of Sedimentary Research*, 71(1): 117—120

## BEDLOAD TRANSPORT WITHIN THE EBB CHANNEL OF A TIDAL INLET SYSTEM, SWAN LAKE, SHANDONG PENINSULA, CHINA

XUE Yun-Chuan<sup>†</sup>, GAO Shu<sup>††</sup>, JIA Jian-Jun<sup>††</sup>

<sup>†</sup>(*State Key Laboratory of Resources and Environment Information System, Institute of Geography, The Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101*)

<sup>††</sup>(*Ministry of Education Key Laboratory for Coast and Island Development, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

**Abstract** Improvements to the Gao-Collins (1994) method are suggested to obtain long-term depth-averaged current speeds within the central ebb channel of a tidal inlet system. Two tidal water level data sets, each having a length of 29 days, were obtained from the Swan Lake Shandong Peninsula, eastern China, using a self-recording tide gauge during November-December 1998 and August-September 1999, respectively. Using the data sets, depth-averaged current speed time-series are derived. The current speed data are used to calculate bedload transport rates within the central ebb channel. The result shows that the computed and observed current data sets are in good agreement and the net bedload discharge is directed to seaward in the central part of the entrance channel.

**Key words** Tidal inlets, Tide gauge, Depth - averaged currents, Sediment transport, Swan Lake (Rongcheng Bay)