

长江河口涨、落潮槽内的沙波地貌和输移特征*

王永红^{1,2} 沈焕庭³ 李九发³ 茅志昌³

(1. 中国海洋大学 海底科学与探测技术教育部重点实验室 青岛 266100; 2. 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室 青岛 266000; 3. 华东师范大学 河口海岸国家重点实验室 上海 200062)

提要 涨、落潮槽是河口区的重要地貌单元,槽内由于不同的优势流作用而表现出不同的泥沙运移特征。沙波是底沙输移的表现,因此研究槽内的沙波特征对于涨、落潮槽的水动力和沉积地貌研究有重要的意义。本文依据现场声纳观测、测深仪测深、表层取样和现场水动力观测等方法获得河槽床面沙波和水动力资料,对沙波的几何形态、波高和全潮周期的迁移距离进行了分析和计算。结果显示,涨潮槽沙波的波长和波高都小于落潮槽内的沙波,波型指数大于落潮槽。涨潮槽内有部分沙波倾向上游,落潮槽沙波一般倾向下游。除了涨潮槽新桥水道在大潮时沙波净向上游输移,涨潮槽南小泓和落潮槽的底沙无论大、小潮都净向下游输移,大、小潮全潮周期内涨潮槽净输移距离约为 1—10 m,落潮槽内的沙波净输移距离约为涨潮槽的 3 倍。涨、落潮槽内的沙波特征和迁移距离的差异主要反映了河槽内不同水动力与河床地形的相互作用关系,这种差异导致了两种河槽中的底形不稳定。

关键词 长江口,涨、落潮槽,沙波地貌,输移特征,动力响应

中图分类号 P731

涨、落潮槽是长江河口重要的地貌单元。一般落潮槽表现为主槽,以落潮水流作用为主;涨潮槽表现为副槽,以涨潮水流作用为主。涨、落潮槽水动力的作用方向和强度不同,可能会引起底沙运动的差异。底沙输移影响河槽冲淤变化,而水动力控制着底沙迁移。沙波是了解底沙输移的重要手段,因此有必要利用先进的高分辨率仪器来发现沙波群,并用现场资料从动力和沉积学角度对不同水动力作用的涨、落潮槽内沙波形态变化以及迁移规律进行探讨。

近年来长江口涨潮槽处在不断地开发利用之中,如江南造船厂和上海造船厂等一批特大型企业分别已经或正在移建南小泓北岸长兴岛和新桥水道北岸崇明岛。沙波迁移会引起这些区域河床频繁冲淤演变,从而影响河道水深,因此对底沙的运移研究具有重要的工程意义。目前一些学者已经对长江河口涨、落潮槽进行了一些研究,内容涉及河槽演化过程(沈焕庭等,1995;王永红等,2003;Wang *et al*,2008)、水动

力和悬沙的输运特点和机制(刘高峰等,2005a, b;李九发等,2004;唐玉杰等,2008)以及河槽冲淤等(王永红等,2005;高磊等,2009)。目前仍然需要进一步了解底沙运移的特征及其与动力的关系,从而有助于加深对长江口推移质运动规律和床底地貌演变认识。

1 研究区域背景

扁担沙体将长江口南支分成两个水道(图 1):新桥水道(C-C'所在)和南支主槽(D-D'所在)。新桥水道以涨潮流作用为主,而南支主槽以落潮流为主;在南支下端,瑞丰沙嘴将南港分为南港主槽(B-B'所在)和南小泓(A-A'所在),其中南港主槽以落潮流为主,而南小泓以涨潮流为主(沈焕庭等,1995)。涨潮槽内水动力较为复杂,洪枯季和大、小潮之间都有不同的特征。在涨潮性质明显的枯季,流速和单宽潮量涨潮比落潮大,优势流小于 50%,净水流向槽顶方向;悬沙含沙量、单宽输沙量涨潮大于落潮,优势沙小于 50%,

* 国家自然科学基金“长江口复式河槽沉积地貌演变与水动力的相互作用”,40406015 号;国家重点基础研究规划(973)项目:2005CB422304 号和国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室基金,MRE200903 号资助。王永红,博士,教授,E-mail: yonghongw@ouc.edu.cn

收稿日期:2010-03-12,收修改稿日期:2010-09-20

净输沙向槽顶方向, 而落潮槽内的水动力情况基本与此相反; 但是在洪季, 由于径流量的增大, 涨潮槽内的水沙优势并没有表现出来(李九发等, 2004; 刘高峰等, 2005a; 唐玉杰等, 2008)。

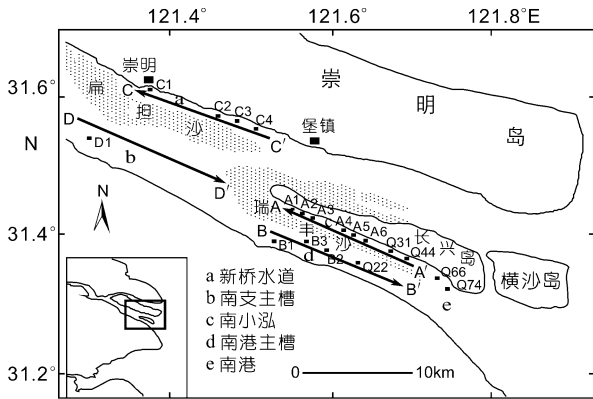


图1 用旁扫声纳和水深仪测量沙波的测线位置, 箭头方向表示测量时船只航行时的方向。黑方点表示底质采样点
Fig.1 Site locations for measuring sandwave by sonar and depth sounder recorder

2 资料来源和研究方法

2001年9月对长江口涨、落潮槽底形进行测量。调查时用80T木制船, 船速3—5节。航线和测点位置采用美国Del Norte Inc公司的1008/586D.GPS定位, 河槽床面形态剖面由美国Innerspace Inc公司的热敏式测深仪(449M Thermal Depth Sounder Recorder)测量, 探测器垂直悬挂在船右舷水面以下1 m处。河槽床面形态的平面分布则采用英国Ultra Electronics公司的旁扫声纳(3050L Widescan Sonar)进行确定。拖鱼状探测器放置于船尾水面漂浮。单侧扫描宽度一般选150 m, 局部选50 m。声纳图象记录纵向分辨率约为1.75 m, 横向分辨率约为0.15 m。走航线为涨潮槽新桥水道 C-C'和南支主槽 D-D', 南小泓 A-A'和南港主槽 B-B'(图1)。

由于波浪和潮流引起船体上下振动会对测深仪记录结果有一定的影响, 因此必须排除记录纸上由船体的振动引起的波动。测量时间是9月21日和22日, 天气晴朗, 水面平静, 东南风3—4级, 一般测深仪记录纸上的记录波动在10 cm以内, 但当记录波动突然上升, 排除船的剧烈晃动外(因为天气条件稳定, 船速基本保持稳定), 在旁扫声纳图象上可以观测到沙波时, 可以确定此时的测深记录为沙波。沙波的波长用旁扫声纳图象上所实时定位的经纬度以及之间

所含的沙波波峰数推算, 波高和倾向用测深记录求得。

在用旁扫声纳进行沙波观测前, 在C1和D1, A1和B1的位置(图1)进行一个全潮周期(26 h, C1、D1和A1)和一个潮周期(13 h, B1, 由于观测条件的限制)的流速流向观测。同时定点观测后在测线附近位置使用高帽子进行底质取样, 共获得样品18个(取样位置见图1)。底质粒度将原样泥沙经偏磷酸钠浸泡和超声波振动分散后, 采用激光粒度仪(Coulter LQ-100Q)进行粒度分析获得。

3 结果

3.1 沙波的分布和几何特征

在本次沙波测量中, 共测量到沙波593个。南支主槽沙波出现于新浏河沙上部D处, 新桥水道内沙波出现在南门港附近C处; 南港主槽沙波出现于其上段, 南小泓上段沙波分布较为广泛(图2)。

以前的研究认为南支有大量沙波存在(李九发等, 1995; 程和琴等, 2000), 本航次用旁扫声纳也观测到清晰大型沙波, 沙波出现的水深为13—14 m。从观测结果来看, 在长江口主槽和副槽中都有沙波发育, 而且沙波都以沙波群出现。在沙波群发育的地方, 波长的变化有一定规律, 沙波群两头多以小波长(4—9 m)、小波高(0.3—0.8 m)的中小型沙波出现, 中间多以长

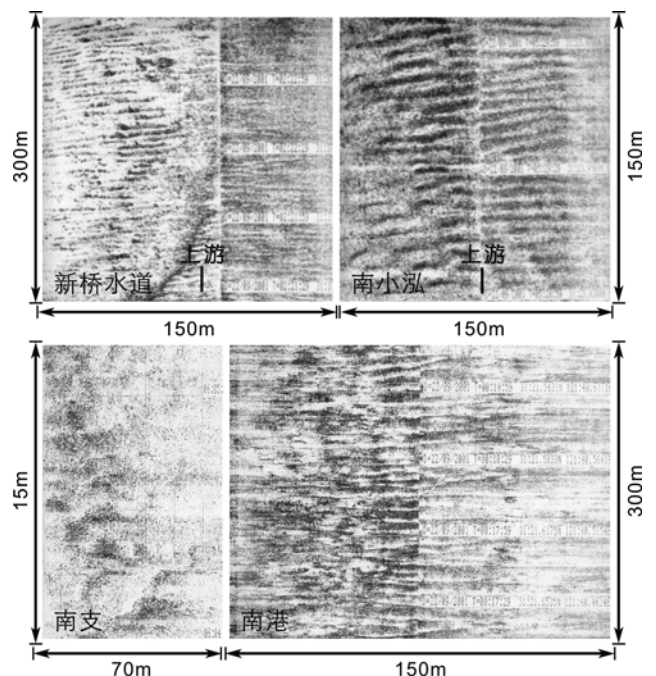


图2 涨潮槽内(新桥水道和南小泓)以及落潮槽(南支和南港)内沙波形态图

Fig.2 Features of sandwave in Flood and Ebb Channels

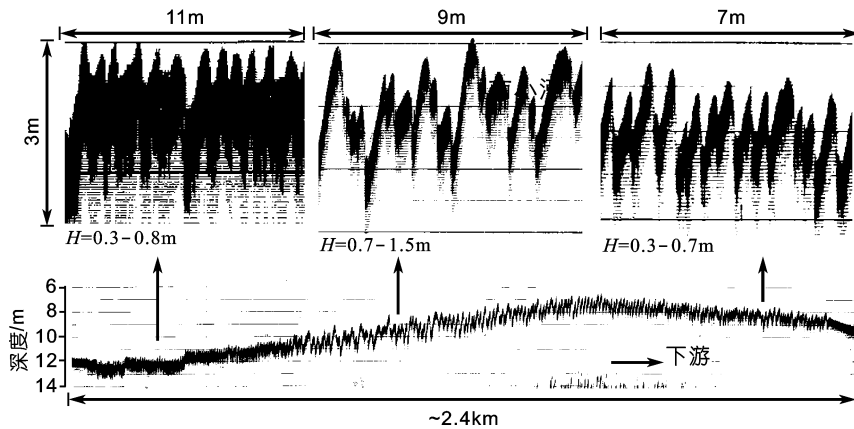


图3 南港水深图的沙波记录

Fig.3 Sandwave record in measuring the depth of South Channel

波长(10—25 m)、大波高(0.7—1.5 m)的大中型沙波出现 [根据 1987 年国际沉积学会提出的原则: 按照波长划分为不同的尺度, 小型: 0.6—5 m; 中型: 5—10 m; 大型: 10—100 m (Ashley, 1990)]. 在船向下游行驶到南港 B' 附近, 水深图上可以看到一个完整的沙波群 (图 3)。水深在 7.5—12 m 之间, 测深图上共有沙波 187 个, 与旁扫图上观察到的沙波数目基本一致。在

新桥水道、南支主槽和南小泓都有类似的现象。

在不同性质的河槽中(涨潮槽和落潮槽), 沙波规模并不相同。落潮槽中沙波波长较长, 一般都大于 10 m, 其中波长大于 15 m 的沙波占整个沙波群的 50%以上; 沙波左侧倾角和右侧倾角不对称, 一般倾向下游; 而涨潮槽内的沙波波长一般都小于 15 m, 其中小于 10 m 的沙波占整个沙波群的 50%以上, 波形指数(波长/波高)较大, 沙波左侧倾角和右侧倾角不对称, 部分倾向下游, 部分

倾向上游。

3.2 沙波的沉积物组成

一般认为小波纹可形成于粉沙床底, 砂质床底是形成大沙波的必要条件(Allen, 1968)。在本航次的观测中, 经过取样进行粒度分析认为所测航线沙波大量出现时底质组成大都以粉砂质砂为主(表 1)。这也是沙波能够在这些区域发育的重要原因。

表 1 研究区域沉积物平均组成(阴影部分表示沙波出现区域的沉积物粒径)

Tab.1 Averaged values of different sediment particles in studied area. Shaded numbers show the averaged values of different sediment particles in sandwave area

区域	站号	黏土(%) <4 μm	粉砂(%) 4—63 μm	砂(%) >63 μm	平均粒径 (μm)	中值粒径 (μm)	标准偏差	峰态
新桥水道	C1	4.0	12.6	83.5	154.5	141.3	110.2	71.3
	C5	18.5	62.4	19.1	34.3	23.7	33.6	98.1
	C6	17.6	55.0	27.4	57.8	27.5	83.5	144.0
	C7	12.0	39.8	48.2	57.6	60.1	43.5	75.4
南小泓	A1	13.1	34.0	52.9	75.8	70.1	68.1	89.9
	A3	15.3	33.3	51.4	75.4	69.9	71.1	94.2
	A2	19.1	65.7	15.2	35.5	20.7	51.3	144.0
	A4	6.4	11.0	82.6	149.8	157.8	83.7	55.9
	A5	6.7	13.9	79.5	122.3	125.5	79.3	64.8
	A6	6.4	10.5	83.1	153.4	160.5	85.7	55.9
	Q31	20.7	42.7	36.6	72.2	21.3	89.6	124.0
南港	Q44	22.2	69.1	8.7	26.3	17.6	30.9	117.0
	Q66	18.6	65.6	15.8	38.8	21.4	64.1	165.0
	Q74	13.4	38.8	47.8	80.4	54.6	73.1	91.0
	Q22	14.4	30.1	55.5	99.0	94.3	103.4	104.0
	B1	19.3	50.8	29.9	53.5	22.2	74.7	140.0
	B2	5.9	13.8	80.3	109.9	114.9	60.0	54.6
	B3	28.3	65.2	6.5	20.3	10.5	24.9	123.0

3.3 沙波观测期水动力的潮周期变化

9 月沙波观测期所获得的平均流速变化表明, 在洪季一个全潮周期内(表 2), 涨潮槽新桥水道(C1 点)的涨潮平均流速大于落潮平均流速, 但南小泓 A1 点涨潮平均流速并不大于落潮平均流速; 在落潮槽, 涨潮平均流速都小于落潮平均流速, 在南支主槽(D1 点)尤为明显, 涨潮平均流速只有落潮平均流速的一半(表 2)。在涨、落潮同一断面, 如 C1 和 D1, C1 的涨潮时间比 D1 点长一个多小时。当然, 这种现象在洪季大潮最为明显。

3.4 沙波波长和波高的计算

沙波波长可以根据船只走航时的船速和时间求得, 或者用走航时的实时定位和一定距离内沙波的波峰和波谷数量求得。在本次走航中, 采用后一种方法求得沙波波长。波高可以从测深记录中直接量得。本航次的测量中, 沙波波高多为 1 m 以下, 只在南港出现部分沙波波高大于 1 m, 个别沙波最高达 1.7 m (表 3)。

以前对同一区域的研究也发现沙波向下游尺度逐渐减小, 而且沙波的波长与波高之间存在良好的正相关关系, 幂回归拟合结果为: $H = 0.07625L^{0.8299}$ ($R = 0.8116, N = 469$)(杨世伦等, 1999)。根据此式, 将所量得波长代入, 所得到波高的结果基本吻合, 波高变化在 0.4—1.7 m 之间, 按照船只行驶方向, 沙波左倾角为 1.1—12.0°, 右倾角为 4.0—35.5°, 沙波倾向下游(表 3)。

3.5 潮周期内沙波运移

武汉水利电力学院(张瑞瑾, 1998)根据野外实测资料, 选用水流 Fr 作为参变数, 推算沙波运动速度:

$$\frac{c}{U} = 0.0144 \frac{U^2}{gh} \quad (1)$$

c 为沙波迁移的速度, U 为垂向平均流速, h 为水深。然后对时间积分推算大、小潮全潮周期内沙波移动的距离(表 4)。由于研究区域的 Fr 都在水流次临界范围内(表 5), 因此可以选用此公式进行沙波迁移距离的计算。

表 2 涨、落潮槽水流的平均流速和涨、落潮历时
Tab.2 Average values of velocity and duration of tides in the flood and ebb channels

站位	大、小潮	C1		D1		A1		B1	
		涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮
平均流速 (cm/s)	洪季大潮	112	91	84	165	123	133	98	112
	洪季小潮	77	68	37	41	60	66	19	40
平均历时 (h)	洪季大潮	10.1	14.4	8.6	15.6	10.2	14.6	4.6*	7.0*
	洪季小潮	10.0	14.7	9.9	16.1	10.0	14.5	2.4*	8.6*

*表示一个潮周期的资料

表 3 长江口涨、落潮槽沙波指数特征和倾向(向上游的坡面倾角定义为左倾角)
Tab.3 Index features and trend of sandwave in the flood and ebb channels

区域	波长(m)	波高(m)	波长/波高	左倾角(°)	右倾角(°)	倾向	水深(m)
南支(D-D')	20.0—22.3	0.3—0.8	28—74	1.1—4.0	10.1—12.3	向下游	14.0
南港(B-B')	10.1—26.8	0.4—1.7	10—24	4.6—14.3	12.0—35.5	向下游	7.5—12.0
新桥(C-C')	4.6—10.6	0.1—0.5	22—79	3.4—6.9	8.6—14.9	部分向上游	10.5—11.5
南小泓(A-A')	8.4—14.1	0.25—0.6	14—138	4.6—6.9	4.6—7.5	部分向上游	7.0—14.0

表 4 洪季大小潮涨、落潮过程中沙波的迁移距离(m)(负号表示沙波向上游移动, 正号表示向下游移动)
Tab.4 Computational results of sandwave moving distance (m) during flood and ebb tides

区域	大潮					小潮				
	涨潮	落潮	涨潮	落潮	净位移	涨潮	落潮	涨潮	落潮	净位移
南支	-1.3	17.4	-2.4	14.7	28.6	-0.2	2.9	-1.4	0.6	3.5
南港	-3.4	8.5			5.1					
新桥	-4.2	3.4	-4.6	4.3	-1.1	-1	2.2	-0.4	2	2.8
南小泓	-7.7	13.7	-6.9	10.3	9.4	-0.9	2	-0.1	0.5	1.5

表 5 长江口河槽中弗罗德数平均值
Tab.5 Average values of Froude coefficient in river channels of the Changjiang Estuary

区域	南支(落潮槽)	南港(落潮槽)	新桥(涨潮槽)	南小泓(涨潮槽)
Fr (洪季大潮)	0.09	0.13	0.11	0.16
Fr (洪季小潮)	0.04	0.07	0.03	0.05

表 4 的计算结果反映了洪季河槽沙波经过大潮和小潮全潮周期的运移距离(南港除外)。在大潮期间,沙波净运移距离一般都大于 5 m,最大运移量可以达到 28 m,落潮槽内的沙波净向下游运移;涨潮槽只有新桥水道内的沙波净向上游运移,南小泓内的沙波净向下游运移。在小潮期间,沙波的净位移量都小于 4 m。无论涨、落潮槽,沙波的净运移方向都向下游,涨潮槽内的净运移量较小。

4 讨论

4.1 沙波的几何特征

根据本航次所观察到的沙波情况,按照任明达等(1985)对沙波的划分,在涨、落潮槽中的沙波 95%以上都是大沙波(波高 0.06—1.5 m,波长 0.6—30 m)。波形指数 85%以上的沙波都在 20—80 之间,而有 10%的波形指数在 10—20,5%的沙波指数为 80—140。在南港,观察到的沙波共 187 个,沙波指数都在 10—24 之间,与以前对于南港的研究发现 94%波形指数都在 15—30 之间相吻合(杨世伦等,1999)。总体来说,落潮槽中的波形指数要小于涨潮槽中的波形指数,在涨潮槽中可以发现波形指数大于 100 的沙波。在涨潮槽中出现的沙波有较大的沙波指数,这可能是与涨潮槽内的水动力作用有关。一般潮汐河口沙波的形成发展和河床泥沙组成、水流流速以及水体的震荡运动有关(李九发等,2004)。本次调查中发现出现沙波的区域河床都是粉砂质砂,因此涨、落潮槽内沙波的几何特征主要受水动力的控制。涨潮槽内的平均流速大于落潮槽,而且涨潮流速和涨潮历时大于落潮槽,潮差也要大于落潮槽,从而使涨潮槽内波形指数大于落潮槽内的沙波。

4.2 沙波的运移和水动力响应

河道中沙波波形绝大部分为不对称分布,沙波坡度较缓面通常倾向河道上游。但在河口环境中,涨、落潮流作用都很强,因此沙波陡面和缓面的倾向会随着水动力地变化而变化。Bartholdy 等(2002)在对 Wadden 海的潮汐通道研究中发现,在每个落潮时中型沙波的波陡面与涨潮时不同,而波陡面的指向往往往是沙波的运移方向。

虽然很难获得沙波迁移的直接观测证据,但是沙波在河口迁移已经在多个河段有过报道,如长江南京河段为 315—13 m/d,密西西比河为 7—12 m/d,黄河花园口河段为 90—120 m/d(杨美卿,1993)。因此可以根据水动力和沉积环境条件推算沙波的迁移速率和距离。对于底沙输运量进行计算的公式已经有很多(Bagnold, 1966; Rubin,1982; Yang,1986; Hardisty, 1983, 1990; Jago *et al*, 1999; Wang *et al*, 2001),但是本文主要针对长江河口内的底沙输移进行计算,因此选取了长江河口的有关沙波运动的经验公式。计算结果表明落潮槽内无论大、小潮沙波都向下游输移,这是因为落潮优势的作用结果;而在涨潮槽新桥水道,沙波向上游输移是涨潮优势的作用结果。但是南小泓底沙仍向下游输移,可能是因为从南港主槽的落潮流漫过边滩进入南小泓使得落潮流加强,流速值的变化也表明南小泓大小潮平均流速都是落潮大于涨潮,从而使沙波向下游运移。而在新桥水道,沙波的出现处靠近 C1 点,扁担沙阻挡了南支主槽的落潮流的强烈作用,因此新桥水道的底沙在大潮期间向上游输移。但在小潮,由于径流和潮流的共同作用,即使在涨潮槽涨潮流速不足以使沙波产生净向上游的运移。由于南港和南小泓比新桥水道以及南支主槽较靠近口门,涨潮历时比新桥水道多一个小时,因此涨潮时的位移量要大于新桥水道和南支主槽。

本航次的现场水沙计算结果显示,南支、南港、新桥水道和南小泓在洪季大潮时优势流分别为 74%、73%、55%和 62%,均为落潮优势流;优势沙分别为 85%、63%、46%和 49%,说明涨潮槽在洪季表现出涨潮优势流控制悬沙的净输移,这与涨潮时高含沙量密切相关。因此在一个全潮周期内,优势水流不仅控制了悬沙的输移方向和大小,对于底沙的输移也起着重要的作用,如沙波的迁移量和方向都与优势流的强度有关,如新桥水道的优势沙强度最弱,因此底沙有净向上游运移的可能。

利用洪季水文资料计算获得两种河槽的弗罗德数 Fr 表也表明,大潮期间涨潮槽 Fr 大于落潮槽,表明涨潮作用水流作用强烈,而小潮期间 Fr 小于落潮槽,这种强烈的涨潮优势效应不再存在,从而表明出

大潮新桥水道的沙波净向上游迁移, 而小潮时这种优势不再存在。

5 结论

(1) 在长江河口不同类型的河槽中, 即涨潮槽和落潮槽中都有沙波发育, 并以沙波群的形式出现。沙波发育的区域沉积物为粉砂质砂。由于动力的差异使得两种河槽中沙波的发育有很大的不同。

(2) 涨潮槽中沙波的规模不同于落潮槽, 落潮槽中沙波波长较长, 波长大多大于 10 m, 沙波左侧倾角和右侧倾角不对称, 一般倾向下游; 而涨潮槽内的沙波波长大多都小于 10 m, 沙波左侧倾角和右侧倾角不对称, 部分倾向下游, 部分倾向上游。在涨潮槽中可以发现波形指数大于 100 的沙波, 这和研究区域涨、落槽中水动力, 特别是潮周期的变化(包括流速和涨、落潮历时)以及地貌特征有关。

(3) 无论大、小潮落潮槽沙波净向下游输移, 而在涨潮槽新桥水道, 只有在大潮时沙波向上游输移。南小泓由于地貌的影响, 表现为落潮优势, 底沙向下游输移。落潮槽内沙波的迁移距离大约为涨潮槽内的 3 倍。涨潮槽内的沙波迁移情况主要和自身水动力以及地形情况有关。

致谢 薛元忠高级工程师、刘高峰工程师给以野外旁扫声纳测量工作的大力协助和指导, 谨致谢忱。

参 考 文 献

王永红, 沈焕庭, 刘高峰, 2003. 河口涨潮槽的研究进展. 海洋通报, 22(3): 73—80

王永红, 沈焕庭, 李广雪等, 2005. 长江口南支涨潮槽新桥水道冲淤变化的定量计算. 海洋学报, 27(5): 145—150

任明达, 王乃梁, 1985. 现代沉积环境概论. 北京: 科学出版社, 37—47

刘高峰, 朱建荣, 沈焕庭等, 2005a. 河口涨落潮槽水沙输运机制研究. 泥沙研究, 5: 51—57

刘高峰, 沈焕庭, 吴加学等, 2005b. 河口涨落潮槽水动力特征及河槽类型判定. 海洋学报, 27(5): 151—156

李九发, 沈焕庭, 徐海根, 1995. 长江河口底沙运动规律. 海洋与湖沼, 26(3): 138—145

李九发, 沈焕庭, 万新宁等, 2004. 长江河口涨潮槽泥沙运动规律泥沙研究. 泥沙研究, 5: 34—40

杨世伦, 张正惕, 谢文辉等, 1999. 长江口南港航道沙波群研究. 海洋工程, 17(2): 79—88

杨美卿, 1993. 河流与海岸动力学原理. 北京: 水利电力出版社, 31—36

沈焕庭, 李九发, 金元欢, 1995. 河口涨潮槽的演变及治理. 海洋与湖沼, 26(1): 83—921

张瑞瑾, 1998. 河流泥沙动力学. 武汉: 武汉水利电力大学出版社, 86—116

高 磊, 李道季, 余立华等, 2009. 春季长江口崇明东滩沉积物-水界面营养盐交换过程研究. 海洋与湖沼, 40(2): 109—116

唐玉杰, 王永红, 吴加学等, 2008. 长江河口涨落潮槽水动力特征的同步观测及其输运机制研究. 海洋地质动态, 24(5): 26—30

程和琴, 宋 波, 薛元忠, 2000. 长江口粗粉砂输移特性研究——幕式再悬浮和底形运动. 泥沙研究, 1: 20—27

Allen J R L, 1968. Current Ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. Amsterdam: North Holland Publishing Company, 433

Ashley G M, 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. J Sediment Petrol, 60: 160—172

Bagnold R A, 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics: US Geol. Survey Prof Paper: 422-1

Bartholdy J, Bartholomae A, Flemming B W, 2002. Grain-size control of large compound flow-transverse bedforms in a tidal inlet of the Danish Wadden Sea. Marine Geology, 188: 391—413

Hardisty J, 1983. An assessment and calibration of formulations for Bagnold's bedload equation. Journal of Sedimentary Research, 53(3): 1007—1010

Hardisty J, 1990. Beaches, Form and Process: Numerical Experiments with Monochromatic Waves on the Orthogonal Profile. London, Unwin Hyman, 324

Jago C F, Mahamod Y, 1999. A total load algorithm for sand transport by fast steady currents. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 48: 93—99

Rubin D M, Huter R E, 1982. Bedforms climbing in theory and nature. Sedimentology, 29: 121—138

Wang Y H, Peter V R, Wu H L *et al*, 2008. Long-term morphodynamic evolution and the equilibrium mechanism of a flood channel in the Yangtze Estuary (China). Geomorphology, 99: 130—138

Wang Y P, Gao S, 2001. Modification to the Hardisty equation, regarding the relationship between sediment transport rate and particle size. Journal of Sedimentary Research, 71(1): 118—121

Yang C S, 1986. On Bagnold's sediment transport equation in tidal marine environments and the practical definition of bedload. Sedimentology, 33 (4): 465—486

GEOMORPHOLOGIC FEATURES AND TRANSPORT OF SANDWAVES IN THE FLOOD AND EBB CHANNELS OF THE CHANGJIANG ESTUARY

WANG Yong-Hong^{1,2}, SHEN Huan-Ting³, LI Jiu-Fa³, MAO Zhi-Chang³

(1. Key Lab of Submarine Geosciences and Technology of Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao, 266100;

2. Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao, 266000;

3. State key laboratory of Estuarine & Coastal Research, East China Normal University, Shanghai, 200062)

Abstract Flood and ebb channels are important geomorphological units. Different deposits and hydrodynamic properties exist in these channels. Sandwave is an important way for bedload transport. Sandwave data obtained from sonar, geometric features, sedimentary composition and migratory distance during one tide cycle are analyzed and calculated. The results show the length and height of the sandwave in the flood channel are smaller than that in the ebb channel, but the L/H ratio of complex sandwave in the flood channel is higher. Sandwave in the ebb channel inclined to move downstream while sandwave in the flood channel inclined to move upstream. The sandwave in the ebb channel moves downstream during both spring and neap tides while sandwave in one flood channel moves upstream during spring tide. The features of sandwave are correlated to channel geomorphological properties, surrounding sand ridge and hydrodynamic environment.

Key words The Changjiang Estuary, The flood and ebb channel, Sandwave geomorphology, Transport features, Dynamic response