

# 胶州湾湾口海底沙波地形地貌特征 及其活动性研究\*

赵月霞 刘保华 李西双 吴金龙 苏天赞

(中国海洋大学 青岛 266003 国家海洋局第一海洋研究所 青岛 266061)

(国家海洋局第一海洋研究所 青岛 266061)

**提要** 利用多波束、侧扫声纳以及单道地震资料对胶州湾湾口潮流作用下形成的典型海底沙波地貌的平面形态、剖面特征和分布特点进行了分析研究。根据实测的水文资料计算了不同潮流流速下沙波的瞬时移动速度,推测了直脊型沙波和新月型沙波的形成演化过程:区内新月型沙波在西向优势流的作用下大约以 50m/a 的速度向西迁移,直脊型沙波则在两端方向不一致的优势流长期作用下,发生逆时针旋转,同时在往复流的作用下以一个平衡位置左右摆动;就地貌形态而言,新月型沙波是不稳定的,直脊型沙波达到相对平衡状态。

**关键词** 胶州湾湾口,海底沙波,多波束数据,潮流,迁移速度

**中图分类号** P731

海底沙波是一种垂直于主水流方向狭长的间歇式海底地貌类型,在世界范围内潮汐作用的浅海很常见(Harris 1988 冯文科等, 1993 王尚毅等, 1994 Katoh *et al* 1998 夏东兴等, 2001; 程和琴等, 2004),沙波的运移变化导致底床沉积物的掏蚀或堆积,可能影响海底建筑基础的稳定性,掩埋海底设施,危及工程设施的安全(叶银灿等, 1984 高抒等, 2001),航道内沙波的发育会降低通航能力,航道的挖掘以及沙波的再生均会给港口建设带来很大的经济负担(Knaapen *et al* 2002),因此对沙波的形成、演化、运移以及稳定性的研究(Henningsa *et al* 2000)具有重要的现实意义。

2004年5月国家海洋局第一海洋研究所在胶州湾湾口区域获得的多波束、地震以及侧扫声纳资料表明,在胶州湾湾口(团岛和薛家岛之间)中部区域为基岩裸露,是近东西走向的航道,但在航道以北的区域发育有大面积典型的海底沙波。本文中作者主要利用上述获得的多波束、地震以及侧扫声纳资料对湾口区域分布的海底沙波的地形地貌特征进行研究,并结合实测的水文

资料对沙波的移动速度进行了定量计算,就其形成演化以及活动性进行分析研究,得到了初步的认识。这对胶州湾湾口的地形地貌的研究、海底工程和航道建设等有重要的意义。

## 1 资料与方法

研究区位于胶州湾湾口,团岛和薛家岛之间(图1)。本次研究使用的资料主要包括:60km的浅地层剖面,3.9km<sup>2</sup>的多波束全覆盖测深数据以及3.9km<sup>2</sup>的侧扫声纳资料。单道地震剖面的获得震源采用香港EGS公司生产的BOOM,采集系统是法国ELECS公司生产的DelphiW<sub>in</sub>垂向分辨率为0.5—1m;侧扫声纳使用美国产的Klein200Q多波束测量采用挪威Kongsberg Simrad公司的SMRAD EM 3000S系统,垂向分辨率为10cm,侧向分辨率为0.5m,对获得的多波束数据处理后,以5m的网格间距进行网格化,利用Surfer软件绘制水深立体图(见封面)。

水文数据是由青岛环海海洋工程勘察研究院于2000年6月6日—7月8日期间对湾口区布设的5个观测站(图1)连续观测获得的实测水文数据<sup>1)</sup>,

\* 国家自然科学基金资助项目,40576033号。赵月霞,博士,Email yuexia@163.com

收稿日期:2005-08-16 收修改稿日期:2006-06-04

1)青岛环海海洋工程勘察研究院,2000. 青岛海湾大桥现场水文测验报告

观测层次为 5 层, 表层为水下 1m, 底层距海底 2m, 图 1 标示了各站点底层余流大小及方向。

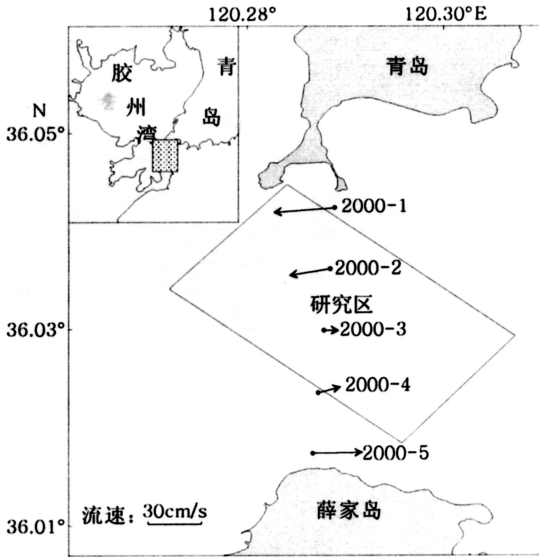


图 1 研究区位置及水文测量站点分布

Fig. 1 Location of the study area and the stations for tidal cycle measurement

## 2 研究区地形地貌特征

湾口区多波束水深立体图(见封面)揭示, 区内水深总体为北浅南深, 水深大于 39m 的侵蚀深槽内地形比较平坦, 是一个近东西走向的航道。航道向南水深变浅; 航道北侧地形复杂, 30—39m 等深线之间发育了一 NW—SE 向的条带状坡地(图 2), 其上发育了典型的以 NNW—SSE 走向为主的直脊型沙波群, 在沙波消失的西北端是一狭窄的海底沟谷, 沟谷走向为 NW—SE 向, 从东到西沟底逐渐变宽、变深, 在该区沟长 600m, 宽 45—100m, 沟底最深达 31m, 高差达 13m。新月型沙波主要发育于直脊型沙波以北 30m 水深以浅的区域, 30m 等深线附近是直脊型沙波向新月型沙波过渡的区域。

### 2.1 直脊型沙波

胶州湾湾口航道北侧发育的直脊型沙波是区内最为典型的一种现代海底地貌单元, 沙波整体呈雁列型排列, 脊谷相间, 紧密排列, 单个沙波外形为直脊型, 沙波的总体走向为 NNW—SSE, 发育于坡度约  $11.2 \times 10^{-3}$  的坡面上。沙波的横剖面显示(图 3), 沙波平均波长约 30m, 最大可达 50m, 平均波高 1.3m。分析表明沙波中段呈对

称状, 南北段均发生小角度倾斜, 北段西坡陡, 东坡缓, 南段西坡缓, 东坡陡, 两侧坡角平均约为  $9.2^\circ$ , 越靠近波峰坡度越大。在地震剖面上(图 4)沙波表现为锯齿状, 两侧坡面很陡, 内部反射杂乱, 无法识别出层理, 底界可与周边的海底连续追踪; 沿沙波方向, 其东北部的沙波发育于沉积物之上, 西南方的沙波直接覆盖于基岩之上。侧扫声纳资料显示, 在这组沙波的翼部上还发育了次一级的细小沙纹(图 5), 形成复式沙波, 次一级的小波纹为南北走向, 垂直于潮流方向。

### 2.2 新月型沙波

直脊型沙波向北到 30m 等深线附近, 开始向新月型沙波过渡, 在 30m 等深线附近可以观察到一些沙波南端与直脊型沙波相连, 北端发生弯曲过渡形成新月型沙波。新月型沙波主要分布于北部 24—30m 等深线范围内, 该类沙波较直脊型沙波密度小, 零星分布(图 2)。沙波平面形态宛若新月(图 5), 形态和大小随发育的位置不同而有所差异, 图 6 展示了发育于不同位置新月型沙波的横剖面形态及其对应坡度角。西北侧发育的沙波规模大, 数量少, 沙波陡坡指向 WSW, 坡度角最大可达  $33^\circ$ , 平均约为  $20^\circ$ , 缓坡一侧坡度角平均约为  $5^\circ$ ; 波高 2—4m 不等。在地震剖面(图 4)上这种大型的沙波特征明显, 呈独立的丘状外形, 底界连续。东南侧沙波小, 数量多, 密度较西北侧沙波大, 陡坡坡度角平均约为  $15^\circ$ , 指向西, 缓坡的坡度角约  $6^\circ$ , 波长从十几米到四十多米不等, 波高 0.5—2.5m。

### 3 沙波的形成演化

沙波是海流搬运、堆积海底砂质沉积物形成的, 泥沙要从静止进入运动并形成沙波必须满足一定的条件。胶州湾湾口的沉积物以粗砂为主, 中值粒径在  $-0.4-1.5\Phi$  之间(汪亚平等, 2000), 根据王尚毅等(1994)的计算, 不同粒径的砂起动所需的流速和形成沙波的临界底速各不相同, 对于粗砂而言, 起动(底)速度  $U_{4\%} \approx 39.2 \text{ cm/s}$  形成沙波临界速度  $U_{4\%} \approx 54.6 \text{ cm/s}$ 。胶州湾湾口是强潮流作用的区域, 潮流是正规半日潮型的往复流, 涨潮流流向为西向, 落潮流流向为东向。利用公式(3)将实测的距海底面 2m 的流速换算为底流流速(即距海 1m 处的潮流流速), 涨潮流和落潮流的最大和平均底流流速如表 1 所示, 满足形成沙

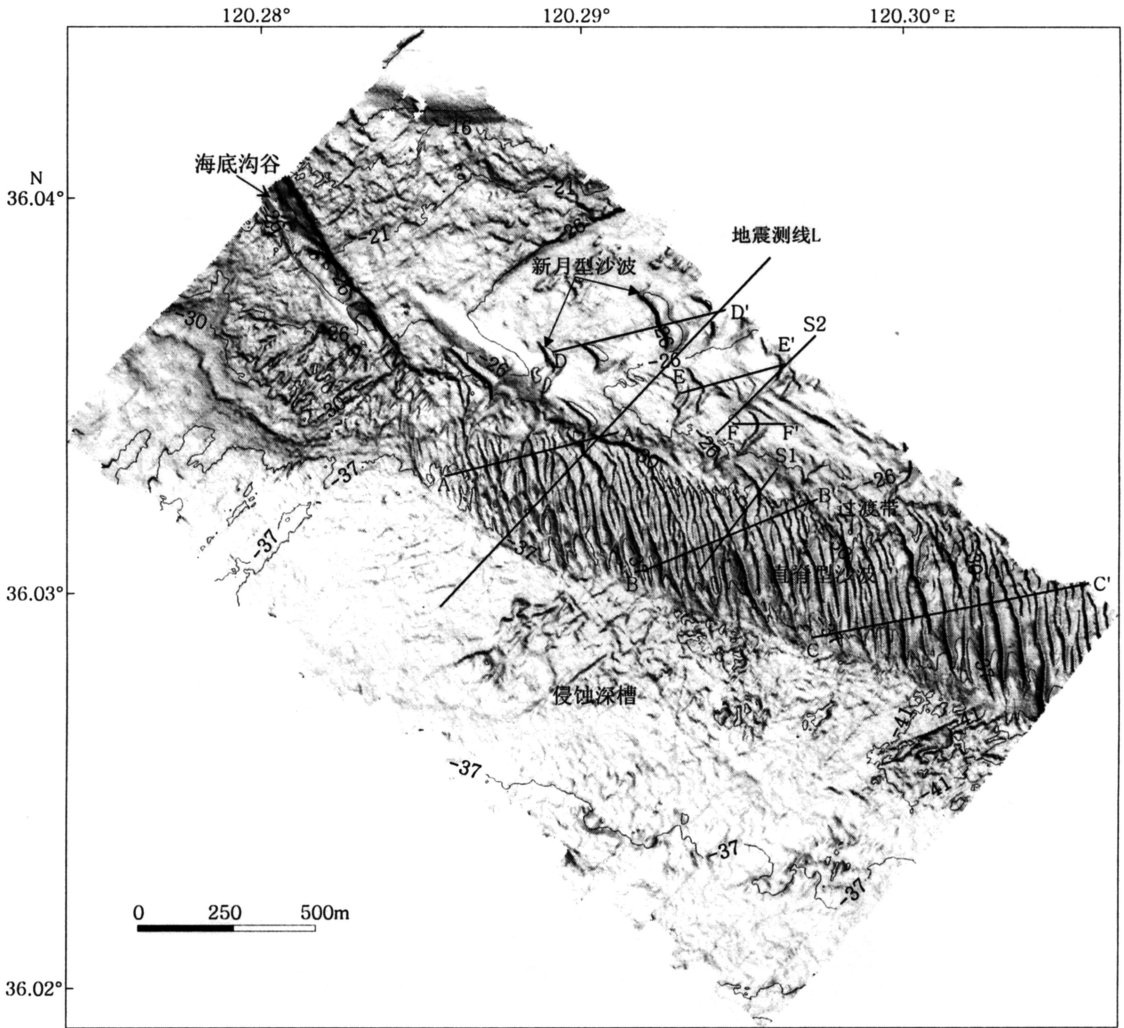


图 2 胶州湾湾口水深地形图

Fig. 2 Bathymetric map of the Jiaozhou Bay mouth

波条件。

沙波是一种垂直于主水流方向的底形,但在胶州湾湾口区域,直脊型沙波的脊线垂向却与潮流的长轴方向——WE向有一个夹角,研究分析认为,主要由两个方面的原因造成的:其一,是由于在湾口区域由北向南潮流的不一致性引起的,实测的潮流资料揭示,胶州湾湾口区域北部涨潮流大于落潮流,余流方向为西向,向南涨潮流减小,落潮流增强,落潮流大于涨潮流,余流的方向发生变化指向东(图 1),而直脊型沙波发育于 2 号站点和 3 号站点之间,是以涨潮流为优势流向以落潮流为优势流的过渡区域。前述直脊型沙波的横剖面揭示(图 3),沙波的北段西坡陡,东坡缓,而沙波的南段则西坡缓,东坡陡,沙波的陡坡

方向指示了余流的方向,进一步证明了直脊型沙波两端潮流的不一致;其二,横向沙波的发育对潮流有一个偏移作用(Henningsa *et al* 2000)也导致沙波脊线垂向与潮流长轴方向之间的夹角。

通过上述分析不难建立起胶州湾湾口直脊型沙波的形成演化模式:

(1)首先是在潮流的作用下,海底砂质沉积物起动,形成垂直与潮流方向的沙波,即南北向的沙波。

(2)直脊型沙波所处的位置涨潮流和落潮流基本相当,在一个潮周期内在往复流的作用下以一个平衡点左右摆动,在沙波的翼部上,现代潮流的作用下,形成次一级的小沙纹,沙纹走向为 NS 向,垂直于潮流的方向。

表 1 大潮期各站潮流底流流速及其流向 (cm/s, deg)

Tab. 1 Velocity and direction of bottom current during spring tidal

站号	涨潮流		落潮流		平均流速	
	最大流速	流向	最大流速	流向	涨潮流	落潮流
2000-1	143	264	53	134	70	23
2000-2	123	268	63	84	59	27
2000-3	82	258	80	92	44	43
2000-4	92	270	109	118	49	52
2000-5	69	256	48	78	34	54

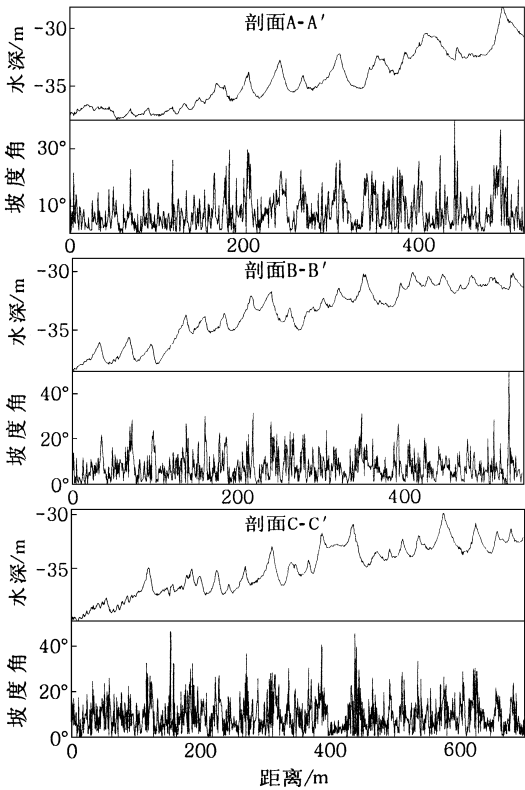


图 3 直脊型沙波横剖面及对应的坡度角 (剖面位置见图 2)

Fig. 3 The cross profile and slope of straight crest sand waves (position in Fig. 2)

(3) 总体而言沙波在潮流的长期作用下, 北段受优势流的作用向西运移, 中部涨潮流和落潮流相当的区域, 沙波处于平衡状态, 南段向东移动, 且离开平衡点越远, 运移的速度越快。这样

NS向的直脊型沙波在不同方向的优势流作用下发生逆时针旋转, 经过潮流的长期改造就形成了目前所观测到的沙波形态。

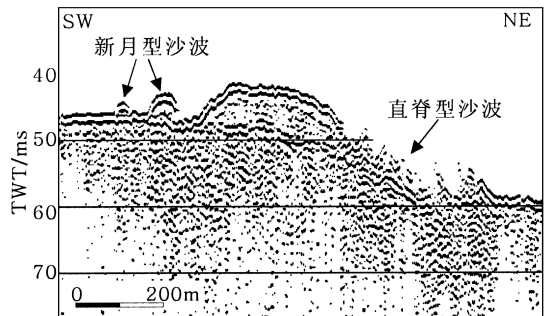


图 4 地震剖面 L 揭示的直脊型沙波和新月型沙波 (剖面位置见图 2)

Fig. 4 Straight crest sand waves and crescentic crest sand waves revealed by the seismic profile L (position in Fig. 2)

从形成机制上而言, 新月型沙波和直脊型沙波并没有什么差异, 但形成条件却不相同, 流速大、底质粒径粗、沉积物供应不足/中等的条件下往往形成新月型沙波 (夏东兴等, 2001)。如前所述湾口海域向北涨潮流增大, 在 1 号站位达到最大值 143cm/s 随着流速的增加, 沉积物颗粒变粗, 满足了新月型沙波的发育条件, 同时由于涨潮流的流速和历时都明显的大于落潮流 (表 1), 在西向优势流的作用下形成了西陡东缓沙波地貌; 区内涨潮流和落潮流的差异是造成沙波西北

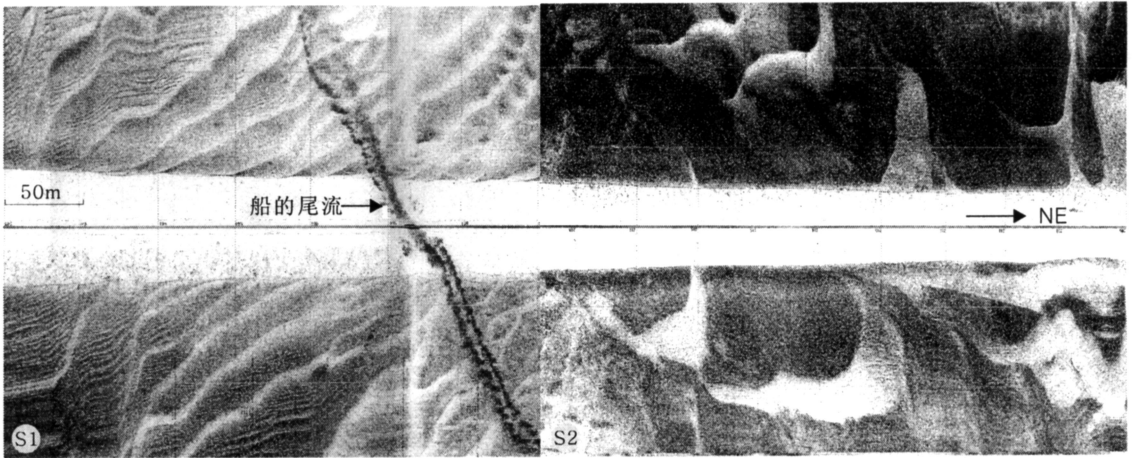


图 5 测扫声纳揭示的沙波: S1. 直脊型沙波; S2. 新月型沙波 (剖面位置见图 2)

Fig. 5 Side-scan sonar records S1: straight crest sand waves S2: crescentic sand waves (position in Fig. 2)

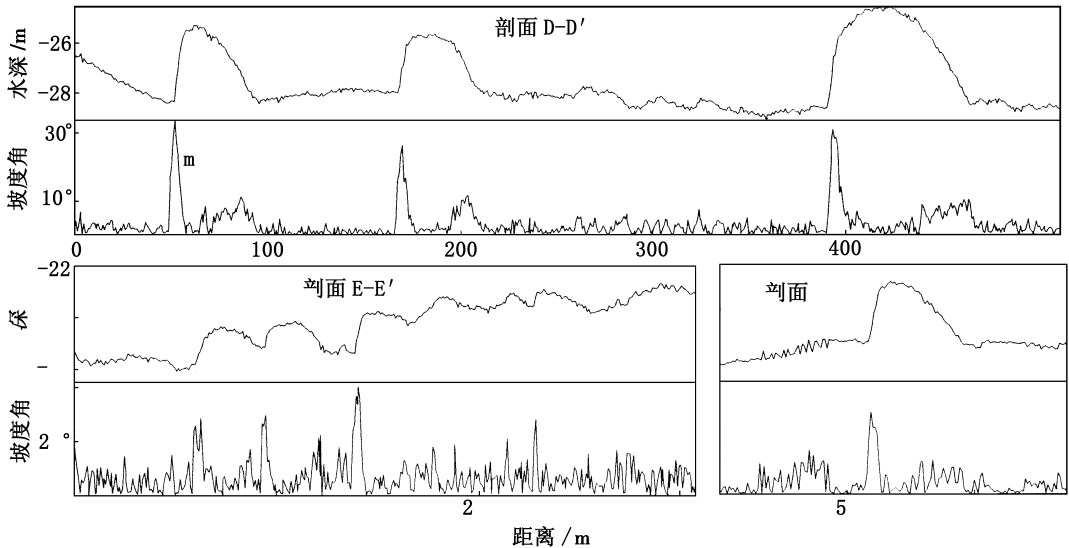


图 6 新月型沙波的横剖面及对应的坡度角 (剖面位置见图 2)

Fig. 6 The cross profile and corresponding slope of crescentic sand waves (position in Fig. 2)

部个体大, 密度小, 东南部沙波个体小, 密度大的主要原因; 而新月型沙波向西沙波陡坡指向 WSW, 推测可能是由于底流向西受高地形的阻挡长轴方向发生变化导致的。

#### 4 沙波迁移速度计算及其稳定性

选择 Rubin 等 (1982) 提出的沙波移动的计算公式:

$$U_d = \frac{2q}{\gamma_s H} \quad (1)$$

式中  $U_d$  为沙波迁移速度,  $q$  为沉积物输运率,  $\gamma_s$  为沉积物容重,  $H$  为沙波波高,  $q$  可以根据 Gadd 等 (1978) 公式求得:

$$q = K (U_4 - U_{4c})^3 \quad (2)$$

式中  $U_4$  为断面平均流速;  $U_{4c}$  为泥沙起动临界流速;  $K$  为常数。

断面深度平均流速  $U_4$  可以根据在水体中某一层位上的实测流速  $U(z)$ , 利用下列经验公式求得 ( Soulsby, 1997):

$$U(z) = \begin{cases} \left[ \frac{z}{0.32h} \right]^{1/7} U_4 & 0 < z < 0.5h \quad (h \text{ 为水深}) \\ 1.07U_4 & 0.5h < z < h \quad (h \text{ 为水深}) \end{cases} \quad (3)$$

式中  $z$  为测流点距离海底的高度。

新月型沙波发育于测区 24—30m 等深线范

围内, 取水深  $h = 2600\text{cm}$ ,  $\gamma_s = 2.65\text{g/cm}^3$ ,  $H = 300\text{cm}$ ,  $U_{\frac{1}{4}} = 39.2\text{cm/s}$  选择距海底 2m 处的流速, 不同流速范围内计算时选择平均值进行计算, 利用上述公式得到沉积物的沉积输运率及沙波的瞬时运移速度见表 2。

表 2 新月型沙波移动速度计算结果

Tab. 2 Calculated migration rate of crescentic sand waves

距海底 2m 处流速 (cm/s)	沉积物输运率 [g/(cm/s)]	沙波移动速度 (cm/s)
55	0.056	$1.4 \times 10^{-4}$
60	0.095	$2.4 \times 10^{-4}$
70	0.218	$5.5 \times 10^{-4}$
80	0.420	$10.6 \times 10^{-4}$
90	0.719	$18.1 \times 10^{-4}$
100	1.133	$28.5 \times 10^{-4}$
110	1.682	$42.3 \times 10^{-4}$

2号站位正好位于新月型沙波发育的位置, 作者对 2号站位大潮期、中潮期和小潮期 24h 内底流资料进行统计计算 (图 7), 计算出沙波在不同潮流作用下 24h 内移动的距离  $S$  分别为:  $S_{\text{大潮期}} = 43\text{cm}$ ;  $S_{\text{中潮期}} = 16\text{cm}$ ;  $S_{\text{小潮期}} = 12\text{cm}$ 。

计算结果表明, 湾口区新月型沙波的活动性强, 在优势流的作用下大潮期每天可以向西迁移 43cm, 在小潮期和中潮期以 12—16cm/d 的速度向西迁移, 故此沙波迁移的速率约为 50m/a 相应的沙波迁移一个波长需要的时间约为 0.4—2a。

对于航道北部的直脊型沙波而言, 发育于水深 30—39m 之间, 平均波高 1.5m, 取水深  $h = 3500\text{cm}$ ,  $H = 150\text{cm}$ , 计算得到不同流速范围内直脊型沙波的瞬时移动速度如表 3 所示。从表 3 中可以看出, 相同的流速作用下, 直脊型沙波的瞬时移动速度比新月型沙波移动速度要大得多, 由于直脊型沙波发育于涨潮流和落潮流流速和历时相当的区域, 沙波在潮流的作用下以一个平衡位置左右摆动, 作为一种地貌类型而言是稳定的长期存在的, 而对于海底工程地质而言该类型沙波由于瞬时移动速度快, 在大潮期一个潮周期, 沙波就可能在横向上往复发生几十厘米的位移。

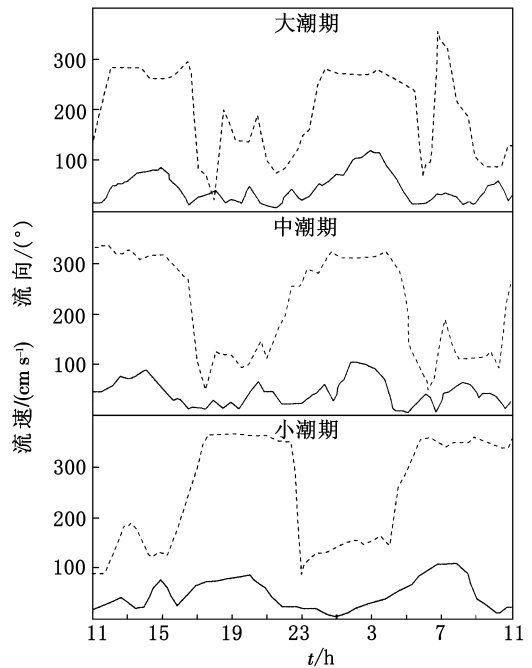


图 7 2000年 6—7月 2号站位大、中、小潮期底层(距海底 2m)流流速、流向图

(实线为流速, 单位: cm/s 虚线为流向, 单位: deg)  
Fig. 7 Velocity and direction of current (2 meters to the seabed) in 24 hours during spring tidal slack tidal and neap tidal separately at Station 2 from June to July 2000

表 3 直脊型沙波移动速度计算结果

Tab. 3 Calculated migration rate of straight crest sand waves

距海底 2m 处流速 (cm/s)	沉积物输运率 [g/(cm/s)]	沙波移动速度 (cm/s)
55	0.073	$3.6 \times 10^{-4}$
60	0.120	$6.1 \times 10^{-4}$
70	0.271	$13.6 \times 10^{-4}$
80	0.512	$25.7 \times 10^{-4}$
90	0.866	$43.5 \times 10^{-4}$
100	1.354	$68.1 \times 10^{-4}$
110	1.997	$100 \times 10^{-4}$

通过上述分析, 新月型沙波在西向优势流的作用下约以 50m/a 的速度向西迁移, 是一种不稳定的海底地貌类型; 直脊型沙波所处的位置涨潮流和落潮流流速相当, 作为地貌形态而言处于相对稳定的状态。

值得注意的是, 表 2 和表 3 中流速每增大 10cm, 沙波移动速度就成倍的增长。海底环境的

突变(风暴潮,台风等)导致的流速激增,将引起沙波的在短期内发生长距离的迁移<sup>1)</sup>,因此查明海底流速出现极大值的方向和历时对沙波活动性的研究有着重要的意义(冯文科等,1993)。

## 5 结论

(1)胶州湾湾口区域在潮流的作用下,中部为侵蚀深槽,北部则形成大面积典型的直脊型和新月型沙波地貌。

(2)直脊型沙波发育于涨潮流和落潮流流速和历时相当的区域,沙波在潮流的作用下以一个平衡位置左右摆动,在两端不对称的潮流长期作用下,发生逆时针旋转;新月型沙波在西向优势流的作用下约以 50m/a 的速度向西迁移。

(3)胶州湾湾口区域发育的新月型沙波和直脊型沙波的移动,导致海底沉积物冲淤变化,对于海底电缆、管线的布设带来很大的不便和隐患,在建设施工过程中要引起足够的重视。

## 参 考 文 献

王尚毅,李大鸣,1994. 南海珠江口盆地陆架斜坡及大陆坡海底沙波动态分析. 海洋学报, 16: 122—132  
 冯文科,夏真,李小荣,1993. 南海北部海底沙波稳定性研究. 南海地质研究, 5: 26—42  
 叶银灿,宋连清,陈锡土,1984. 东海海底不良工程地质现象分析. 东海海洋, 2(3): 30—35  
 汪亚平,高抒,贾建军,2000. 胶州湾及邻近海域沉积物分布特征和运移趋势. 地理学报, 55: 450—458  
 夏东兴,吴桑云,刘振夏等,2001. 海南东方岸外海低沙波活动性研究. 黄渤海海洋, 19: 17—24

高抒,方国洪,于克俊等,2001. 海底稳定性评价方法及应用实例. 海洋科学集刊, 43: 25—37  
 程和琴,时 钟, Kostaschuk Ray等, 2004. 长江口南支—南港沙波的稳定域. 海洋与湖沼, 36(3): 214—220  
 Allen J R L, 1980. Sand wave immobility and the internal master bedding of sand wave deposits. Geological Magazine, 117(5): 347—446  
 Gadd P E, Lavelle J W, Swift D J P, 1978. Estimates of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations. Journal of Sedimentary Petrology, 48: 239—252  
 Harris P T, 1988. Sediment bedforms and bedload transport pathways on the continental shelf adjacent to Torres Strait Australia-Papua New Guinea Continental Shelf Research, 8(8): 979—1003  
 Henningsa I, Lurina B, Vemmenb C et al, 2000. On the behaviour of tidal current directions due to the presence of submarine sand waves. Marine Geology, 169: 57—68  
 Katoh K, Kume H, Kuroki K et al, 1998. The development of sand waves and the maintenance of navigation channels in the Bisaneto Sea. Coastal Engineering' 98. ACSE, Reston VA: 3490—3502  
 Knaapen M A F and Hulscher S J M H, 2002. Regeneration of sand waves after dredging. Coastal Engineering, 46: 277—289  
 Rubin D M, Hutter R E, 1982. Bedforms climbing in theory and nature. Sedimentology, 29: 121—138  
 Soulsby R, 1997. Dynamics of Marine Sands—A manual for practical Applications. Thomas Telford, London, 1—249

1)董志华,2004. 台风对东方岸外沙波沙脊和海底地貌的影响. 中国海洋大学硕士论文

## TOPOGRAPHY FEATURE AND MIGRATION OF SUBMARINE SAND WAVES IN JIAOZHOU BAY MOUTH

ZHAO Yue-Xia, LU Bao-Hua, LIX Shuang, WU Jing-Long, SU Tian-Yun

(Ocean University of China, Qingdao 266003; First Institute of Oceanography,

State Oceanography Administration, Qingdao 266061)

(First Institute of Oceanography, State Oceanography Administration, Qingdao 266061)

**Abstract** Based on multibeam bathymetric data, side-scan data and seismic profiles, morphology and migration of submarine sand waves in the Jiaozhou Bay mouth are studied. In morphology, two types of sand waves are recognized: straight crest type and crescentic type. The study shows that the distribution of sand waves is controlled by tidal current. The straight crest sand waves are located on the slope north of the sea route where the current velocity of westward flood tide is counteract to that of eastward ebb tide. The straight crest sand waves wiggle and rotate counterclockwise under the control of dominant current in different directions at two tennals. The crescentic sand waves are formed by westward dominant current to the north of the straight crest ones. Migration rate of these two kinds of sand waves at different current speeds are calculated using Rubin formula. The crescentic sand waves move westward at about 50m/a. The straight crest ones are relatively stable in a long period of time, but can migrate back and forth for several decimeters in a tidal cycle. The migration rate indicates that the submarine sand waves are instable. Special caution must be taken in submarine engineering, especially laying cables or pipes.

**Key words** Jiaozhou Bay mouth, Submarine sand wave, Multibeam bathymetric data, Tidal current, Migration rate