

# 长江河口底沙运动规律\*

李九发 沈焕庭 徐海根

(华东师范大学河口海岸研究所, 上海 200062)

**提要** 于 1981—1988 年以浅地层剖面仪和回声测深仪取得沙波观测资料, 运用这些资料以及河床表层沉积物和历年河口水文、地形资料, 采用水文学、沉积学与泥沙运动力学相结合的研究方法, 分析长江河口底沙的运移规律。结果表明: 长江河口底沙运动非常频繁, 一般有单颗粒滚动、跳跃, 沙波及沙体推移等形式; 在沙质床面上沙波发育良好, 其形成、发展和消失与潮差和落潮流速有一定的相关性, 因受涨、落潮流改造, 沙波难于得到充分发展; 沙体推移为长江河口底沙运动的主要形式, 推移量很大, 有时甚至能使滩槽移位, 迫使通海航道改线。研究底沙运动规律为长江河口治理提供科学依据。

**关键词** 长江河口 底沙输移 沙波 沉积物

长江河口底沙活动频繁, 在江中堆积的沙岛、沙洲、沙嘴和 underwater 沙体, 引起河床剧烈演变, 航道淤浅、港口码头阻塞, 多年来一直被人们所关注。由于受观测方法和仪器条件的限制, 这方面的研究成果很少。因此, 探讨长江河口底沙的来源、运动形式及其对河床演变的影响, 将对长江河口的治理具有重要的现实意义。

## 1 研究方法

1981—1988 年利用浅地层剖面仪和回声测深仪取得的长江口沙波观测资料以及河床表层沉积物和历年河口水文、地形资料, 采用水文学、沉积学与泥沙运动力学相结合的研究方法, 分析了长江河口底沙的运移规律, 结果如下。

## 2 研究结果

**2.1 底沙的来源** 潮汐河口底沙的来源, 一般而言有二种: 流域来沙和口外海域来沙。在长江河口以前者为主, 后者来量较少。

**2.1.1 流域来沙** 长江大通站年输沙量为  $4.78 \times 10^6 \text{t}$ , 以悬移质形式为主, 推移质形式极少。据武汉水利电力学院研究(1959), 长江下游推移质输沙量占总输沙量的 1% 左右, 即长江河道每年以推移质形式向河口输送的泥沙量约为  $4.78 \times 10^6 \text{t}$ , 这部分泥沙的粒径在 0.12—0.30mm 之间, 中值粒径为 0.16mm; 同时, 上游流域来沙进入河口段后, 因水面纵坡降趋向展平(图 1), 流速减缓, 悬沙中有部分较粗颗粒的床沙质受自身重力作用, 在河口段上段(江阴至徐六泾)落淤, 使悬移质中颗粒为 0.09—0.15mm 的泥沙大量减少, 据统计减少量约占悬移质总输沙量的 10%—15%, 每年约有  $6.0 \times 10^7 \text{t}$  泥沙在该河

\* 自选课题。

李九发, 男, 出生于 1949 年 9 月, 副教授。

收稿日期: 1991 年 10 月 29 日, 接受日期: 1994 年 5 月 3 日。

段沉积。这是流域来沙进入河口潮流界后发生的第一次“过滤”现象,称之为地球物理“过滤器”效应。

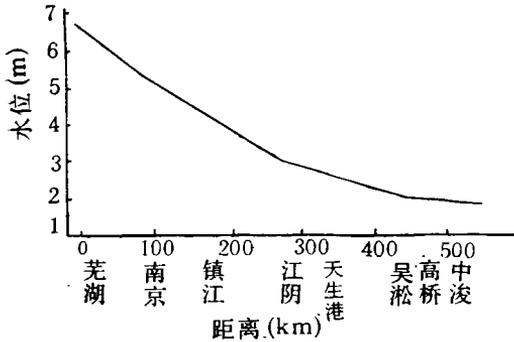


图1 长江河口水面线

Fig.1 Water surface line of Changjiang River Estuary

但由于该河段落潮流比涨潮流强,沉下的这部分泥沙在河床中停留时间很短,很快被落潮水流推移到河口段的中下段(徐六泾至横沙岛),成为目前该河段河床泥沙组成的主要成份,其中南支主槽有 87.9%,南港有 76.7%,北港上段有 54.3%。这部分泥沙活动性大,堆积成的沙洲、沙嘴和水下沙体,常常此冲彼淤,是引起该河床不稳定的重要因素。在特大洪水年份,此类泥沙也可以推移到横沙岛以下的拦门沙河段,其比例南槽有 4.5%,北槽有 7.4%。

2.1.2 口外海域来沙

长江河口外是一片开阔平缓的水下三角洲和淤泥质海岸潮滩,其表层沉积物均由 0.06mm 以下的细颗粒泥沙组成。以推移质形式向口外输运的泥沙颗粒有时可达 10m 等深线附近,在波浪和水流作用下,反向推移搬运只发生在口外边滩及邻近海岸地带,数量较少,尤其是粗颗粒泥沙极微。但口外海岸边滩的细颗粒泥沙在风浪作用下,发生再悬浮被潮流带入河槽,为最大浑浊带内浮泥的形成提供了丰富的物质来源(Li Jiufa, 1991),据估算每年有数千万吨的浮泥层在河槽近底运移,对疏浚航道构成非常大的威胁。

2.2 河床泥沙的颗粒组成

长江河口床面泥沙颗粒组成的平面分布存在较大的差异,这种差异说明了各河槽底部推移泥沙的运动机理各不相同。图 2 中各种曲线反映了长江河口不同的沉积地带在不同水流条件下泥沙颗粒的运动形式和输沙规律。

曲线 A 是由细砂和粉砂质细砂为主组成的床面,中值粒径为  $3.3-3.0\phi(0.10-0.125mm)$ ,大于 0.10mm 的颗粒占 60% 多。主要分布在南支以上的主槽,受涨、落潮双向水流影响,以落潮流作用为主,局部河段涨潮流也能起主导作用。主槽水深流急,水深在 15—20m,平均流速为 0.80—1.50m/s,洪季最大落潮流速超过 2.30m/s,水流挟沙能力较强。长江水流携带的悬沙除少数粗颗粒泥沙在此河段落淤参与床沙交换外,绝大部分悬沙随水流向下游输移。故这些河段基本上以底沙运动形式为主,表现在概率曲线上滚动组分泥沙占 3% 左右,分选较差,以单颗粒泥沙运动为主。跳跃组分泥沙占 90% 左右,分选较好,泥沙颗粒以群体运动为主。悬浮组含

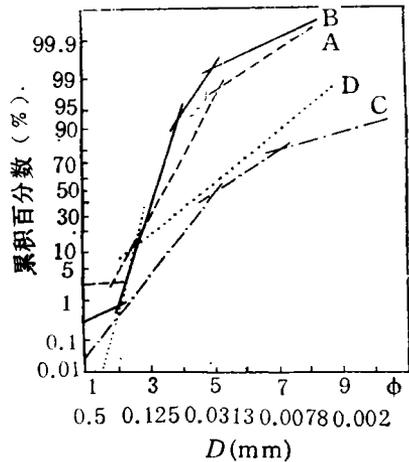


图2 长江河口河床沙颗粒概率累积曲线图

Fig. 2 Curves of probability accumulate of bed sediments grain size in the Changjiang River Estuary

量较少,一般在 3% 以下。

曲线 B 是由细砂和粉砂组成,代表河口沙洲和 underwater 沙体沉积物,中值粒径在  $3.3-2.7\phi(0.10-0.15\text{mm})$ 。由于水深较浅,受水流和风浪作用的影响,沉积物分选较好。概率曲线由 4 段直线组成,滚动组分较粗,含量小于 1%。存在双跳跃现象,受落潮流作用的跳跃组分含量很高,占 90% 多;受涨潮流作用的跳跃组分含量占 4% 左右。跳跃组分与滚动组分的截点在  $2.0\phi(0.25\text{mm})$ 。悬浮组分含量极少,仅占 1%。可见,长江河口的沙洲和 underwater 沙体主要是推移形式运动。

曲线 C 是由极细砂和粘土质粉砂夹砂组成,中值粒径在  $3.3-3.6\phi(0.10-0.08\text{mm})$ ,在长江河口区分布面积较广,如南、北港,北支及槽滩交界处,水深均在 10—15m 左右,受周期性的涨、落潮双向水流的影响,流速变幅较大,平均流速在  $1.00\text{m/s}$ ,最大涨、落急流速可达  $1.50-2.00\text{m/s}$ 。床面泥沙颗粒细,且不均匀,颗粒间的粘滞力明显增大,泥沙颗粒所受到的起动切力大,只有在足够大的涨急和落急水流条件下,细颗粒泥沙周围的粘土被悬浮后才能以跳跃或半悬浮形式在近床面上运动。表现在概率曲线上悬浮组分的含量高,范围在 40%—90%。跳跃组分与悬浮组分的截点在  $3.6\phi(0.08\text{mm})$  左右。因受涨、落潮双向水流作用,床面泥沙出现正、反方向推移运动,即双跳跃现象,该组分含量较少。滚动组分缺乏,与河床泥沙颗粒组成细且不均匀有关。

曲线 D 是由两段直线组成,泥沙颗粒组成很细,以粘土质粉砂为主,中值粒径约为  $4.38\phi(0.048\text{mm})$ ,主要分布在盐淡水混合的横沙岛以东的北港下段,南港的南、北槽及边滩地带。这里细颗粒泥沙絮凝作用活跃,河床质与悬移质颗粒组成基本一致。表现在概率累积曲线上悬浮组分含量特别高,在 90% 以上,分选较差,跳跃组分含量约占 10%。

**2.3 沙波运动** 沙波运动是长江河口底沙输移的主要形式之一。长江河口潮流沙波的尺度较大(图 3)。实测最大波长可达 375m,一般都在 200m 左右。最大波高达 3.30m,一般在 1.00—1.50m (表 1)。通常沙峰较平滑,长、高之比都在 100 以上,比 Kennedy 等 (1965) 根据在美国一些河口观测和室内水工实验得出的沙波长、高之比为 20—40 大 2 倍多。长江河口各河段的沙波形态各不相同,从平面上看,一般为断续蛇曲状沙波,大致与流向垂直。从纵剖面看,有对称波,也有下游坡面陡峻而上游坡面平缓的不对称沙波,个别河段河床上还出现涨潮流作用所形成的逆向沙波。

长江河口沙波的形成、发展以及输沙量与河床质粒径、流速、潮差、温度等因素有关。

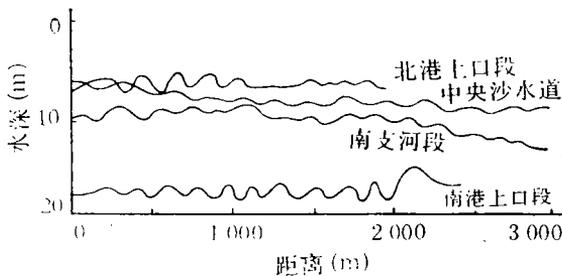


图 3 长江河口沙波形态

Fig. 3 Sandwaves shape of Changjiang River Estuary

表 1 长江河口沙波特征值统计表

Tab. 1 Sandwaves features of Changjiang River Estuary

河道名称	最大波长 (m)	最大波高 (m)	平均波长 (m)	平均波高 (m)	潮 差 (m)
南 支	273	1.40	189	0.74	2.13
中央沙水道	375	1.60	240	0.80	2.31
南 港	340	3.30	204	1.87	2.40
北港上口	260	2.37	182	1.14	2.45

河床泥沙组成是形成沙波的基本条件。从长江河口多年沙波观测资料分析,沙波主要分布在河床组成为细砂的横沙岛以西河段,而河床组成为粘土质粉砂以东河段至今未发现沙波现象。这与 Simons 等提出的沙垄最容易在砂质河床上形成的理论一致(钱宁等, 1983)。另据上海航道局在鸭窝沙航道观测结果,认为沙波的季节性变化与河床质季节性的粗化和细化有关。8 月份河床组成为细砂( $D_{50} = 0.16\text{mm}$ ),沙波充分发育;4 月份由于滞沙点上溯于此,悬沙落淤,床面细化,为淤泥粘土( $D_{50} = 0.04\text{mm}$ ),无沙波现象(Zhou Chengxi et al., 1983)。长江河口沙波的形状独特也与河床组成有关,长江河口沙波背水面普遍平缓。其原因之一,当床面泥沙颗粒被水流起动后,在向前跳跃运动过程中,由于泥沙颗粒较细,在沉落河底之前往往能运动一段距离,坡长拉大,沙波高度降低,长高比值增大,结果造成了背水坡面相应陡度减小。这种现象在长江下游河段也屡见不鲜。

沙波的产生、发展和消失与河口潮流的强度息息相关。长江河口水流受周期性往复潮流所控制,一般 12 小时 25 分钟为一周期,由于受径流影响,在有沙波的河段落潮历时为 6.5—7.5h,涨潮历时为 5.0h 左右。最大流速一般出现在高低潮稍前一些时刻,表、中层流速可达 2.00m/s 以上,近底流速也在 1.00m/s 左右。而转流发生在中潮位附近时刻,最小潮流速可以接近零,即在一个周潮期过程中,流速出现由低到高,再由高到低的周期性变化(图 4)。在半月中,潮流速还存在大小潮之差异,这种流速有规律的周期性变化过程,是造成长江河口沙波坡长拉大,高度降低,波长、高之比值增大的原因之一。另外,在一个潮周期中,由于受正向、反向水流和风浪的改造,使沙波的坡面极不稳定,难于得到充分的发展。在长江河口涨落潮流较强的南北港河床,常在落潮过程观测到的沙波是上游坡面平缓,下游坡面陡,而在涨潮过程则成相反坡形。但是,从总体来看,在沙波出现的河段多数以落潮流占优势,故以正向沙波为多,只有在一些涨潮流占优势的涨潮槽,如新桥水道,南小泓等会出现反向沙波。

现场观测和室内水槽试验的结果表明,潮汐河口沙波的形成、发展除了与河床泥沙组成、水流流速等有关外,与水体的振荡运动关系更为密切,推进波最容易使完全平整床面发展为沙纹、沙垄形态(Cartens et al., 1967; Kennedy et al., 1965)。长江河口是中等强度的潮汐河口,沙波的形成、发展与河口潮差的周期性变化关系密切。Zhou Chengxi 等(1983)在长江河口南港鸭窝沙航道观测到沙波变化过程与潮差变化呈正相关(图 5),潮差大时,沙波发育好,潮差小时,沙波就衰减。这也证明了潮汐河口沙波的形成、发展、消失与周期性的振荡水流的振幅大小有关(表 1)。

**2.4 沙洲、沙嘴及水下沙体的推移运动** 长江河口底沙推移输沙量绝大部分由河床局

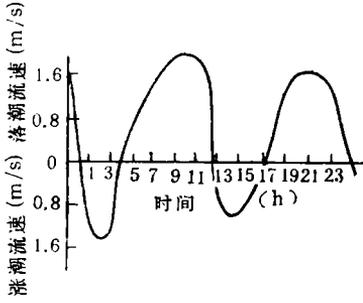


图4 长江河口流速过程曲线  
Fig. 4 Current velocity curve of Changjiang River Estuary

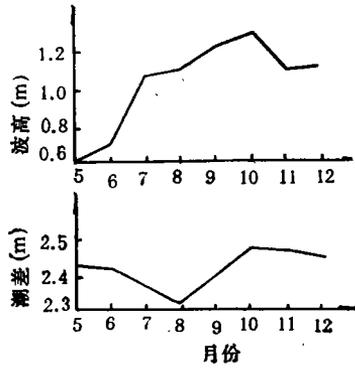


图5 长江河口沙波波高和潮差变化图  
Fig. 5 A map showing variation of sand wave height and tidal range in the Changjiang River Estuary

部冲淤所引起的。在地貌上的表现形式为沙洲的下移、沙嘴延伸及水下沙体搬运,它们可以导致分汊口水沙分配的调整和下游汉道的盛衰。从江阴到海门的长江河口段存在着数十个沙洲和水下沙体(图6)。有已成陆的沙岛,如福姜沙、崇明岛、长兴岛和横沙岛;也有低潮露出水面,高潮被水淹没的沙洲,如扁担沙、九段沙等;还有淹没在水下游移的沙体,如白茆沙、新、老浏河沙等。另外,还有许多沙嘴,它们都是底沙运动的产物。

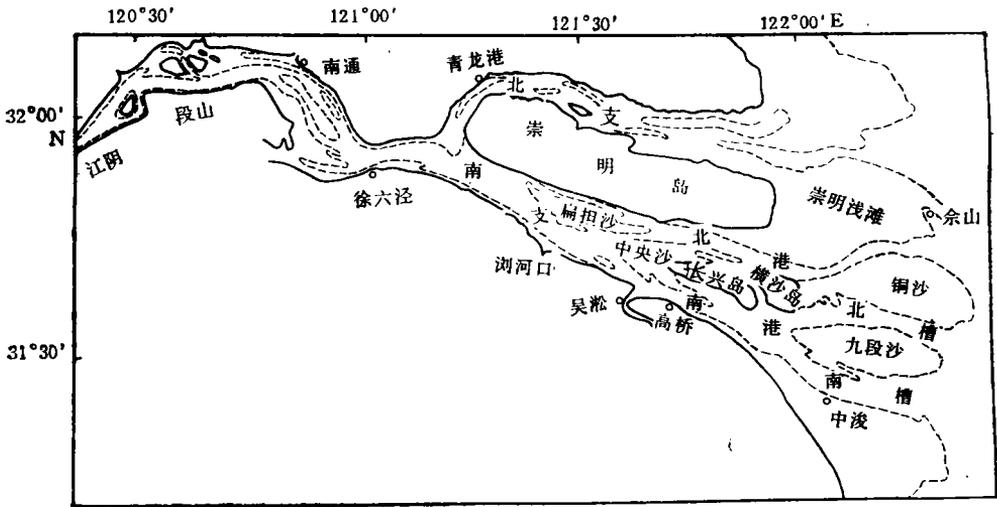


图6 长江河口示意图  
Fig. 6 Sketch of the Changjiang River Estuary

长江河口沙洲、水下沙体,往往出现在河流节点或窄河段下游,如福姜沙、白茆沙、新浏河沙等。由于节点段河面窄,水流湍急,挟沙能力强,河床被冲刷加深,河床质发生明显粗化现象;而节点下游相对宽浅,水流缓慢,挟沙能力弱,泥沙容易停积形成江心沙体。由

于长江下泄的泥沙绝大部分属非造床冲泻质,因此节点下游水下沙体的形成,无疑是底沙推移起了决定作用。沙体的出现引起了河道分汊,汊道分水分沙的不稳定性,导致水下沙体和沙洲的此冲彼淤,主流所经或流速强处大量底沙被推移到下游河段的缓流地带沉积,形成新的沙洲、沙嘴和 underwater 沙体,如扁担沙尾、老浏河沙头、长兴岛两侧的北小沙尾和瑞丰沙尾等。这些新生的沙洲、沙嘴和 underwater 沙体极不稳定,活动性大,下移速度每年一般也可达 500—1 500m (表 2)。洪季移动速度大于枯季,以中央沙头为例,1971—1979 年月平均下移速度洪季为 95m;洪季后减为 59m;枯季为 30m。据地形图计量分析,仅南支河道中每年约有  $(3.0-4.0) \times 10^8 \text{t}$  底沙在不停地推移运动,本世纪 50 年代以来,从南支输入南港和北港的推移质,每年约有  $1.2 \times 10^8 \text{t}$ 。其中 1963—1969 年中央沙共冲走约  $10.14 \times 10^8 \text{t}$ ,进入北港为  $4.27 \times 10^8 \text{t}$ ;进入南港约为  $5.87 \times 10^8 \text{t}$ 。据初步估算,河口区域内每年有  $3.5 \times 10^8 \text{t}$  以上的底沙在河床面上不停地搬运。总运移方向往下游,但大潮期涨潮流也可引起部分泥沙逆向移动。长江河口底沙推移而成的堆积体,其颗粒组成普遍比河槽粗(图 3),一般  $D_{50}$  均大于 0.1mm。

表 2 长江河口沙洲、沙嘴和 underwater 沙体运移速度统计表<sup>1)</sup>

Tab. 2 Sand bodies movement velocity of Changjiang River Estuary

名 称	年 份	运移距离 (m)	运移速度 (m/a)
福姜沙头	1940—1960	-1 000	-50
	1960—1972	+350	+29
横港沙尾	1931—1935	+11 990	+545
	1953—1977	-5 955	-248
白茆沙头	1978—1979	+3 660	+1 830
老浏河沙头	1963—1980	+7 480	+440
扁担沙尾	1971—1976	+1 850	+369
中央沙头	1963—1976	+7 350	+566
瑞丰沙尾	1958—1973	+10 900	+727
北小沙尾	1958—1977	+15 561	+819

1) 负号为向上游运移,正号为向下游运移。

长江河口水下沙体,在运移过程中的泥沙颗粒运动规律与河流中的沙垄相类似。从图 7 和图 8 可知,水下沙体的迎落潮流坡面泥沙首先被水流起动,大量泥沙越过滩顶在背流坡面上水流停滞点附近沉积下来,亦有一部分泥沙在沙体两侧沉积,并有少量较粗颗粒因重力作用停留在滩顶上。从图 8 可看出,老浏河沙体波形始终保持迎落潮流坡面陡、背流面坡度缓,波形无较大的变形,年输沙量达 1 亿多吨。在能量高度集中的水流顶冲点地段,水流拖曳力作用不仅限于堆积体的表面,且可深入到下部各层泥沙,以层移质形式运动,70 年代中央沙头的迅速后退也可能属于这种情况。

长江河口还发育了许多条由涨潮流塑造的涨潮槽,如北支、新桥水道,长兴岛南、北侧的南小泓和北小泓等。由于涨潮流作用强,大量底沙被起动后随潮流向上游方向运动。

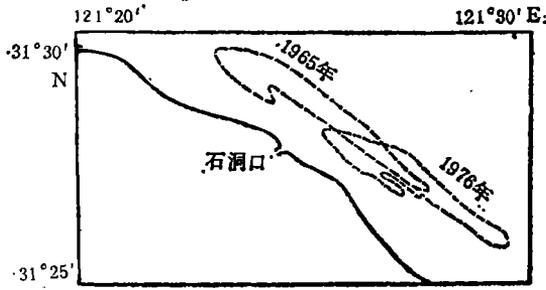


图 7 长江河口老浏河沙平面运移图

Fig. 7 Transport situation in Plane of Laoliuhe sand of the Changjiang River Estuary

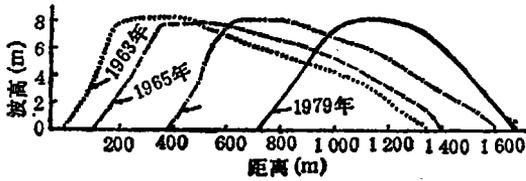


图 8 长江河口老浏河沙纵向运移图

Fig. 8 Vertical cross section transport situation of Laoliuhe sand of the Changjiang River Estuary

在地貌形态上可以看到许多沙尾指向上游的沙洲、沙嘴,如北支河道三和港及灵甸港外的新阴沙,崇明西北部的新安沙,海门的圩角沙和北支上口向南支河道伸入的涨潮水下三角洲,以及南通碾砣港外的勾状沙嘴部指示着底沙的逆向推移现象。

### 3 结语

长江河口底沙推移绝大部分由河床局部冲淤所引起,在地貌上表现为沙洲推移,沙嘴延伸,水下沙体游移和沙波运动,其结果导致分汉口流量分配的调整和下游汉道的盛衰,对河口航道和港口码头构成很大威胁。在本世纪初期一条东西长 11.5km,宽约 1.0km 的木房滩横卧于南港航道之中,严重阻碍上海港航道的通航。20 年代扁担沙嘴下伸,致使老崇明水道淤死;40 年代末期老浏河沙扩展南移,使宝山水道堵塞;60 年代中期崇明东滩团结沙南伸使北港口门水深淤浅;70 年代末期崇明南门边滩沙嘴下移,使堡镇电厂煤码头严重淤浅;80 年代瑞丰沙尾不断延伸下移和被横向水流切割,使鸭窝沙航道难以用疏浚维护,被迫改线。可见,底沙运动是造成拦门沙以上河段河床不稳定的主要因素。目前长江河口还有数十个沙洲、沙嘴、水下沙体在不断迁移。因此,应采取措施“围垦明沙,稳定阴沙,减少活动沙”(陈吉余等,1988),这样既可围垦大量土地,又可稳定和加深航道,使长江河口的演变向有利方向发展。

## 参 考 文 献

- 陈吉余等, 1988, 两千年来长江河口发育的模式。上海科学技术出版社(上海), 31—37。  
 武汉水利电力学院, 1959, 长江中下游挟沙力研究, 泥沙研究, 4(2): 55—73。  
 钱宁等, 1983, 泥沙运动力学, 科学出版社(北京), 140—180。  
 Cartens, M. R. and Neilsn, F. M., 1967, Evolution of a dune bed under oscillatory flow, *J. Geophy. Res.*, 72(12): 3 053—3 059。  
 Kennedy, J.F. and Macro, F., 1965, Waves generated sediment ripples, *Hydrody. Lab. Rep.*, 88:55。  
 Li Jiufa, 1991, The rule of sediments transport on the Nanhui tidal flat in the Changjiang Estuary, *Acata Oceanol. Sin.*, 10(1):117—127。  
 Zhou Chengxi et al., 1983, On Sandwave in Yawosha Channel of the Yangtze Estuary, Proceedings of the Second International Symposium on River Sedimentation, Water Resources and Electric Power Press (Beijing), pp. 650—661。

## THE BEDLOAD MOVEMENT IN THE CHANGJIANG RIVER ESTUARY

Li Jiufa, Shen Huanting, Xu Haigen

(*Institute of Estuarine & Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062*)

### ABSTRACT

Sandwaves in the Changjiang River Estuary were measured in 1981—1988 with a shallow sediment profiler and an echosounder. Study based on the data and the grain size and bedform of surface sediment, and data over the years on hydrology and topography indicate that the bedload movement by rolling and saltation is of great significance to sediment transport and is the principal factor responsible for sandwave and sandbody development in the estuary. The sandwaves were found well-developed, which is related to the tidal range and the velocity of ebb current. However, their further growth is restricted by strong flood current prevailing in the estuary. The significant bedload and the obvious and frequent shifting of the sandbodies sometimes cause the positions of the navigational channels to change. As a result, ships are regularly forced to change their navigation course.

**Key words** Changjiang River Estuary Bedload movement Sandwave Sediment