

錢塘江河口沙坎的近代过程

錢 宁 謝漢祥 周志德

(水利水电科学研究院)

李光炳

(浙江省水利科学研究所)

錢塘江河口的开发利用关系到杭嘉湖及蕭紹平原的农业增产,有可能围垦大量涂地,在生产上具有重要意义。

江道整治必須建立在对江道演变有充分認識的基础上。錢塘江河口縱剖面上存在显著沙坎,它与河床纵向冲淤不稳定、横向摆动强烈、及形成举世聞名的涌潮都有密切关系,因此,有必要对沙坎的成因及其特性作出分析。

一、錢塘江河口的基本情况^[1]

錢塘江河口自潮区界芦茨埠至海口全长 270 公里,其平面形势請参閱本期“錢塘江河口沙坎的形成及历史演变”一文中图 1,河底相对高程、涨潮落潮历时、河寬的沿程变化及縱剖面如图 1。

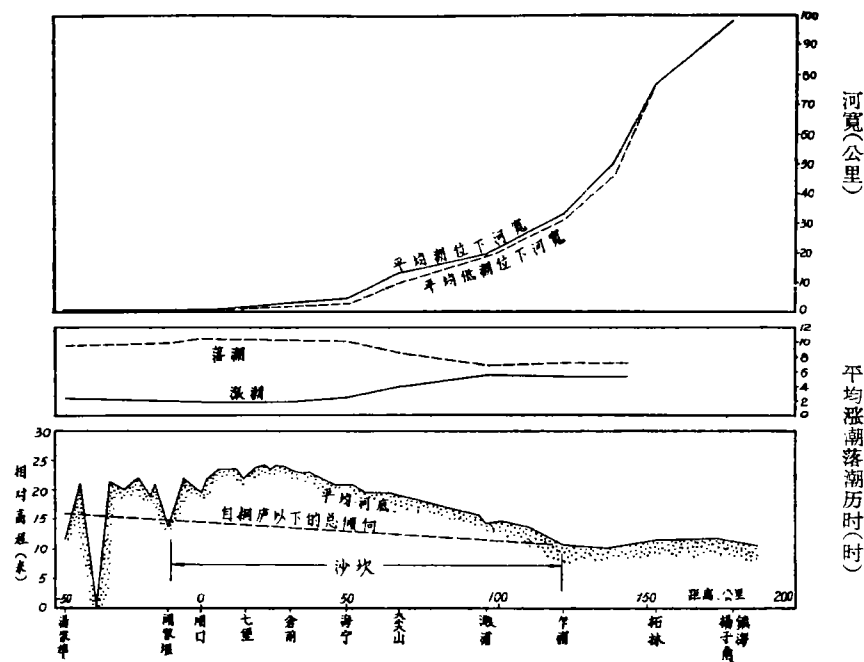


图1 河床及潮汐特性的沿程变化

錢塘江流域面积虽不大(約 49,900 平方公里),但以雨量丰沛,年平均径流量达到 320 亿立方米。径流在年內的分配很不均匀,5、6 月为梅汛期,水量較大,約占全年的 40%。7—9 月为台风雨时期,也可以造成很大的洪水。最大洪峯流量达 29,000 秒立方

米(1955年),几为最小枯水流量 15.4 秒立方米的 1900 倍,变化幅度很大。

海口潮汐曲线近于正弦曲线,自海口向西进入杭州湾后,由于河宽迅速减小,潮差逐渐加大,至澉浦站平均潮差已为口外潮差的 1 倍。澉浦以上河床迅速抬高,河宽继续收缩,涨潮历时缩短,落潮历时延长,潮波变形剧烈,后浪赶前浪,终于在大尖山附近形成波澜壮观的涌潮。大尖山与閘口之间基本上都属于涌潮影响的河段,其中以七格至新仓之间受涌潮作用最为剧烈。

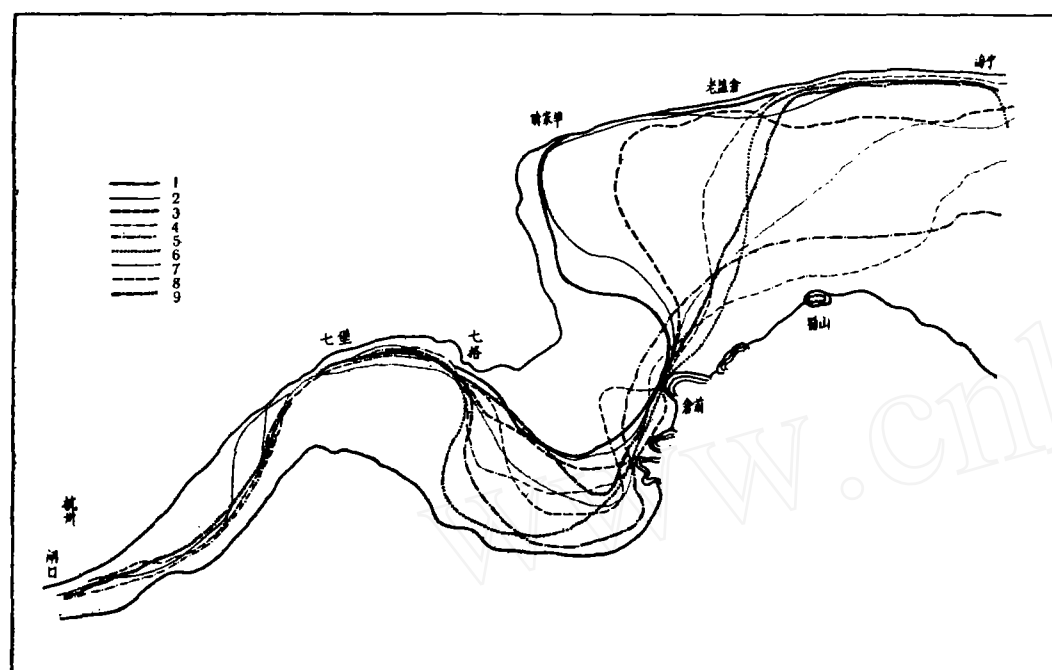
錢塘江属于清水河流,年平均输沙量仅 600 万吨左右,洪水期含沙量亦仅 1—4 公斤/立方米,一般季节都不到 0.1 公斤/立方米。但在另一方面,海岸带泥沙被波浪及水流掀起悬浮水中,乘涨潮时带入河口的沙量却相当大,澉浦涨潮最大含沙量高达 18 公斤/立方米。

杭州湾水下及陆上沉积物的粒径多集中于 0.01—0.10 毫米之间,自湾内向外愈来愈细。閘口至澉浦河床表层均由粉砂组成,中径变化在 0.026—0.090 毫米之间,极大多数在 0.02—0.04 毫米之间。悬移质粒径与床沙差不多,基本上属于床沙质性质,冲泻质含量极少。

錢塘江河口纵剖面具有十分独特的性质。杭州湾内河床平坦,乍浦以上开始抬高,至七堡一仓前之间达到最高点,閘口以上河床又略有降低,形成反坡。如以桐芦至乍浦河床总的趋向连成直线,则在连线以上可以看到在河口区内存在着明显的沙坎,其范围大致在閘家堰至乍浦之间,长达 130 公里,最高点高出基线约 10 米,顶点下游形成万分之 1—2 的坡度,顶点上游形成万分之 0.6 左右的倒坡。在口门以内存在着规模如此庞大的堆积地形,对于整个河口地区的河床演变自然会带来深远的影响。

錢塘江河口区可分为三个河段:芦茨埠至閘家堰属于近口段,閘家堰至澉浦属于河口段,澉浦以外为杭州湾,属于口外海滨。近口段是江心洲型的河道,基本上不受海域来沙的影响,河床相当稳定,其中一部分河段处于沙坎上游壅水范围之内。口外海滨段呈漏斗状,形成典型的三角江,低潮位时沙滩已不再出露水面。杭州湾口宽达 100 公里,南端为舟山群岛,岛屿星罗棋布,北岸在南汇嘴与长江口相接,湾内水流与泥沙动态都要受到长江来水的影响。河口段是整个河口区内河床变化最大、最不稳定的河段,其主要特点如下:

1. 河床宽浅,主流迁徙无常,滩地坍涨不定。仓前、海宁、大尖山断面低潮位下的宽深比(以 $\sqrt{B/h}$ 表示, B 为低潮位下河宽, h 为低潮位下水深)分别为 29.6、37.3 及 44.6,与黄河下游游荡性河道的 $\sqrt{B/h}$ 十分接近。在这样宽浅的河床上,组成物质又多是细粉砂,缺乏粘土沉积,在当地的水深下,起动流速一般不超过 30—40 厘米/秒。随着山水潮流势力的季节性变化,由于山水潮水的流路不同,再加以平面外形不顺的影响,主流位置不断来回摆动。图 2 为錢塘江河口区深水线的历年位置,深水线的最大摆幅可以达到十多公里。就长时期的平均来说,深水线位置每天平均移动 10—30 米左右,摆动强烈时,平均 24 小时内可以达到一、两百米,一昼夜间曾有坍江 245 米的记录。由于两次地形测量相隔较久(通常在一个月以上),上述数字还不能反映真正的摆动强度,实际上好几公里的摆动,往往在几天内就已完成。这种强烈而又频繁的主流摆动和黄河下游也是不乏类同之处的。在水流摆动顶冲的过程中,滩岸自然极不稳定,沧海桑田,常是指顾间的现象。



- | | | |
|---------------|---------------|----------------|
| 1. 1953 年 3 月 | 2. 1953 年 4 月 | 3. 1953 年 7 月 |
| 4. 1957 年 4 月 | 5. 1957 年 7 月 | 6. 1957 年 12 月 |
| 7. 1958 年 4 月 | 8. 1958 年 7 月 | 9. 1958 年 12 月 |

图 2 钱塘江河口深水线摆动图

河道的摆动不定,不但威胁海塘外已垦土地的安全,而且还使近百万亩的肥沃滩地不能开垦利用。

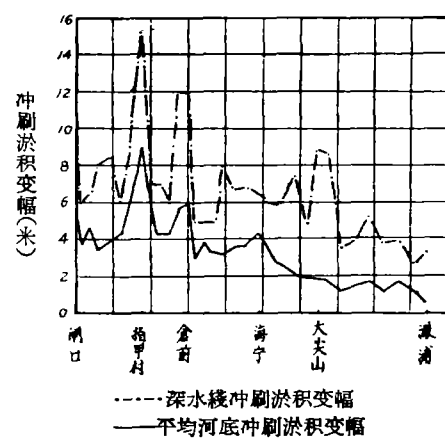


图 3 钱塘江河口河床冲刷淤积变化幅度图

2. 河床稳定性小,冲刷淤积幅度大。

在主流横向强烈摆动的时候,河床纵向极不稳定,冲刷淤积幅度很大。随着山水潮水势力的消长和河床的前期冲淤情况,有时有大量泥沙自杭州湾进入河口段而落淤,有时又有大量泥沙自河口段冲刷外移。随着泥沙的上下来回搬运,在海宁以上,平均河底高程的变化幅度一般多在 4 米以上,有高达 9 米的;深水线高程的变化范围则更在 6 米以上,最大可达到 15 米之多,如图 3。

二、钱塘江河口沙坎的形成条件

河口地区河床主要处于一个堆积的环境。上游来沙经水流挟带至河口区后,由于比降变平,河宽加大,流速减缓及泥沙絮凝等作用而下沉落淤。海域来沙随潮流进入河口区

后,当潮波变形达到一定程度,涨潮輸沙量大于落潮輸沙量,也会造成河床淤积。此外,盐水异重流及风浪等因素都是促进河口淤积的因素。虽然对不同的河口造成淤积的原因各有不同,但从纵剖面上来看,一般都存在着突出于上下游河段河底連綫之上的堆积地形;泥沙淤积部位、形状、及范围則取决于泥沙来量、河流与潮流势力消长及河口平面几何形态等因素。

从泥沙淤积部位来看,河口纵剖面形式可以分为两大类型。若淤积部位处于河口段与口外海滨段的交接地区,亦即口門附近,則称为拦門坎。若淤积部位深入河口段以內,則称为沙坎。拦門坎与沙坎虽都是纵剖面上的隆起部分,但由于所处位置的不同,对于河口区的影响也有一定差别。拦門坎一般位于口門以外,对于口內河道的影响主要是通过水面比降的变化来体现的。沙坎則深入口門以內,两侧与河岸相接,它的发展消长不仅对上下游河段有所影响,而且本身就是河口段內河床演变的一个主要組成部分。

錢塘江河口所以形成沙坎,是在一定的来水、来沙及边界条件下,两向水流势力发展消长的結果。下面就边界条件及来水来沙条件,分別进行探討。

1. 边界条件 錢塘江河口沙坎历史过程的分析,說明了河口堆积沙坎的逐渐形成与杭州湾及錢塘江河口的成长发育之間存在着不可分割的唇齿关系^[2]。潮流在向具有喇叭口外形的湾內传播时,由于潮波的反射作用,潮差迅速增大,潮波变形进一步加剧。进入河口的潮量增大以后,和山水对比起来,潮流的势力得到加强,涨潮流以及伴随而来的海域来沙可以上溯到更远的距离,山水潮水交鋒地区推向口門以內,这样就在河口段堆积形成了嵌入浅海淤泥中的河海相沙坎堆积。随着沙坎堆积物的不断淤高,波瀾壮观的錢塘江潮也由此产生。

山水和潮水的相对势力大小可以用山水潮水比值 Q_1/Q_2 来表示,其中山水造床流量 Q_1 按 H. И. 馬卡維也夫的簡化方法計算^[3]:

$$Q_1 = \left[\frac{\sum_{i=1}^N Q_i^m}{N} \right]^{1/m}, \quad (1)$$

其中 N 为統計次数, m 为流量—輸沙率关系

$$G = \alpha Q^m \quad (2)$$

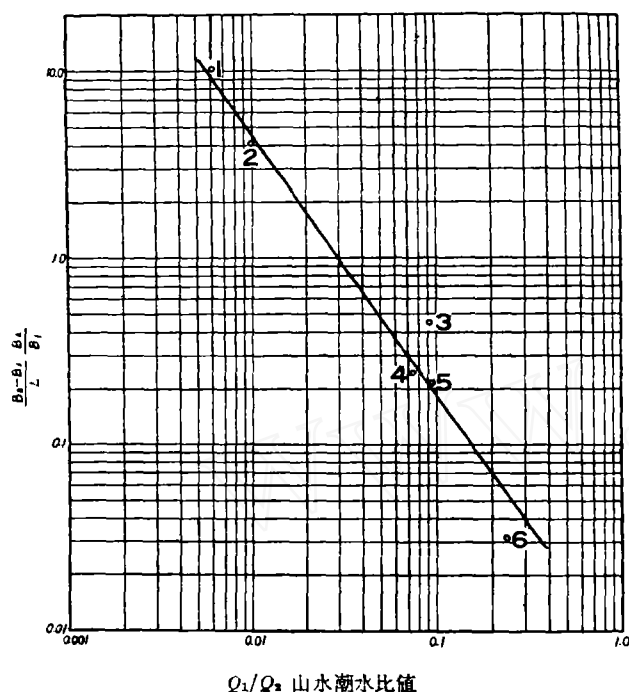
中的指数, G 为輸沙率;潮水造床流量 Q_2 則取涨潮平均流量。从国内外一些河口資料来看,河口的平面外形与山水潮水比值有密切关系,凡是河口向海外迅速扩寬,即具有喇叭口外形的,山水潮水比值都比較小。图 4 为河口平面外形与山水潮水比值間的关系,其中平面外形的定量指标采用:

$$\frac{B_2 - B_1}{L} \frac{B_2}{B_1}.$$

B_1 为潮区界断面寬度,如潮区界附近两岸受山岭控制,則取河口冲积段最上游的断面寬度, B_2 为河口断面寬度, L_1 則为这两个断面的間距。把图 4 和杭州湾的发育过程联系起来,可以看到随着錢塘江河口喇叭口的形成,山水潮水比值不断减小,海域来沙推向口內落淤;也正是在这一点上,具体体现了边界条件对錢塘江沙坎的影响。

2. 来水条件 河口地区受着山水及潮流两种不同方向的水流作用,前者使泥沙推向

外海,后者把泥沙带至大陆。显然,淤积部位决定于这两种力量对比消长的结果。



1. 泰晤士河 (Times R.) 2. 钱塘江 3. 章沙河 4. 敖江 5. 甌江 6. 曹娥江

图 4 河口平面外形与山水潮水比值间的关系

我們曾經分析了国内外二十二处河口的資料, 各河口水流泥沙特征及纵剖面特点如表 1。可以看出, 不同的淤积部位相当于不同的山水潮水比值。凡是山水潮水比值小于 0.02 的, 都存在口内沙坎; 山水潮水比值大于 0.10 的, 一般在口外形成拦门坎; 山水潮水比值介于 0.02 至 0.10 之间的, 则处于过渡状态。计算中因为许多河口缺乏山水流量过程, 无法按式 (1) 计算山水造床流量, 因此我們又分析了钱塘江、曹娥江、永宁江、甌江、敖江、闽江等六处河口的山水造床流量与多年平均流量间的关系, 发现除了敖江以外, 其余各河流的造床流量与多年平均流量的比值变化于 1.95—2.18 之间, 敖江因为流域面积较小, 台风暴雨集中, 洪峰变率大, 这个比值大到 2.64。在没有收集到更多資料以前, 对于缺乏径流过程的各河口, 我們暫以年平均流量的两倍作为造床流量。

凡是山水潮水比值大于 0.10 的河口, 或则由于海外潮汐动力较弱, 或则平面上受基岩控制, 不能自由拓宽, 因而一般多不具有喇叭口的外形, 山水势力相对较强, 泥沙在口门以外或口门附近堆积形成拦门坎。甌江河口山水潮水比值为 0.096, 亦作为大于 0.10 的情况对待。

山水潮水比值小于 0.02 的四处河口, 除默西河 (Mersey R.) 口外, 都是强潮作用下位于冲积平原上的河口, 具有典型喇叭口外形; 在纵剖面上形成深入口门以内的沙坎。泰晤士河的山水潮水比值虽小于钱塘江, 但以泥沙补给量小, 沙坎规模还不如钱塘江, 经过整治后, 沙坎外移, 航运上的困难在一定程度上得到缓和。

表1 各河口纵剖面特征及与山水潮水比值間的关系

河 名	山水多年 平均流量 (秒立方米)	山水造 床流量 (秒立方米)	山水年平 均来沙量 (万吨)	涨潮平 均流量 (秒立方米)	涨潮平均含 沙量(公斤/ 立方米)	山水潮 水比值	河口淤积部位
黄河	1,690	2,425	116,500	450**	—	5.40	拦門坎
海河	286	572*	960	1,315	1.0	0.436	拦門坎
鴨綠江	920	1,840*	—	4,850	—	0.372	拦門坎
曹娥江	82	178	71	510	6.25	0.349	拦門坎
黄浦江	420	840*	—	2,700	—	0.312	拦門坎
长江	29,400	58,800*	43,100	227,400	—	0.256	拦門坎
閩江	1,890	3,680	638	15,600	—	0.236	拦門坎
勃尔巴斯河 (Berbice R.)	633	1,266*	—	5,450	—	0.232	拦門坎
射阳河	97	194*	—	1,060	0.46	0.182	拦門坎
新洋河	95	190	—	1,204	1.27	0.158	拦門坎
甬江	103	206*	—	1,510	1.90	0.136	拦門坎
辽河	317	634*	—	6,000	—	0.106	拦門坎
德麦拉拉河 (Demerara R.)	218	436*	—	4,220	—	0.103	拦門坎
甌江	506	1,256	245	13,075	—	0.096	拦門坎
敖江	39	104	—	1,430	5.22	0.073	規模較小的拦 門坎
呼格里河 (Hooghly R.)	5,330	10,660*	10,800***	183,000	—	0.058	纵剖面上无明 显突起部分
韋沙河 (Weser R.)	290	580*	—	16,000***	—	0.036	纵剖面上无明 显突起部分
永宁江	15	25	4.0	1,025	1.50—2.14	0.024	纵剖面上无明 显突起部分
塞茵河 (Seine R.)	485	970*	来沙很少	58,500	—	0.0166	沙 坎
錢塘江	988	1,980	608	188,500	3.85	0.0100	沙 坎
泰晤士河	71	142*	—	22,800	0.17	0.0060	沙 坎
默西河	53	106*	来沙很少	17,200***	—	0.0060***	沙 坎

* 缺乏流量过程,山水造床流量采用年平均流量的两倍。

** 黄河河口为分汊三角洲,潮水流量系根据一条主流估計,山水潮水比值偏大。

*** 粗估数字。

山水潮水比值界于 0.02 至 0.10 之間,是属于上述两种情况之間的过渡. 过渡区間的河床纵剖面多較为平整,沒有明显的突起部分。其中山水潮水比值接近于 0.02 的有向沙坎发展的趋势,山水潮水比值接近于 0.10 的有向拦門坎发展的趋势。例如永宁江为椒江支流,与灵江汇于三江口后称椒江。椒江长 13 公里,于海門入台州湾。台州湾呈喇叭口形,潮汐較强,上溯至永宁江后,潮波变形剧烈,在潮流界附近有明显的潮流挟沙的堆积,但以山水作用相对說来也不弱,特别是洪峯流量較大,因此这个堆积体并未能稳定下来,在春夏洪水作用为主的季节里,又被冲刷外移,这样就在纵剖面上可以看到明显的季节性的泥沙上下来回搬运,而不存在永久性的沙坎堆积。图 5 为永宁江的两次纵剖面图,可以看出,在大潮季节以后,山头舟以上的河道普遍淤高,而经过山水冲刷以后,河床又普遍回落,冲刷出来的泥沙堆积在黄岩以下。敖江山水潮水比值为 0.076,較接近于 0.10,在口門附近似乎存在拦門坎,但規模較小。山水潮水比值介于 0.02 与 0.10 之間的其他两处河口,纵剖面上无明显的突起部分,河床較平整。

3. 来沙条件 泥沙淤积部位决定于山水潮水势力对比消长結果,但这样所形成的堆

积体的规模则决定于外海补给沙量的大小。只有在强潮流自外海带入相当数量的泥沙的条件下,才会在纵剖面上形成可以分辨的沙坎堆积地形。

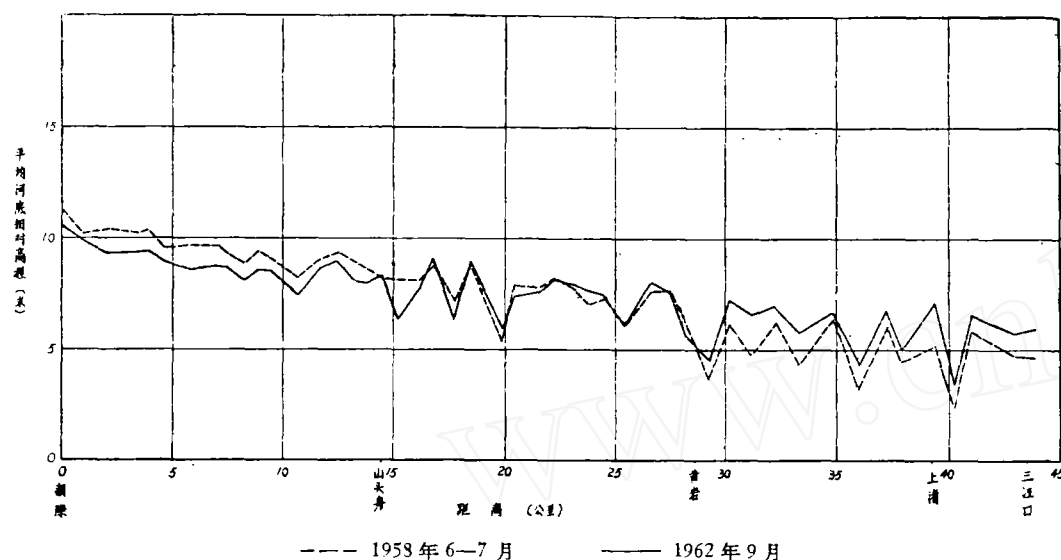


图5 永宁江的纵剖面图

泥沙的供应可以来自外海,也可以来自大陆,但两者的性质还有不同。外海来沙是波浪及水流自浅海海滨掀起的泥沙随潮流进入河口地区。海域来沙丰富,一方面要求浅海海滨有相当数量的泥沙供应,另一方面又要求有强劲的潮流可以把掀起的泥沙带入河口,而后者又与河口的边界条件有关,已如前述。相反的,内陆河流来沙取决于流域条件,与河口地区的具体情况无关,而且在不受人为干扰下,供应是源源不断的。

问题的关键还在于就河口段的冲刷淤积变化来说,山水及潮流扮演了两种不同的角色。潮流由于上溯过程中的变形,一般会在河口段造成淤积,这样落淤的泥沙要靠山水的冲刷作用来保持平衡。如果山水挟带的沙量相当大,不但起不到冲刷作用,还在河口段造成更多的淤积,则就会破坏河口的喇叭口外形,减少进潮量,从而也从根本上消除了形成沙坎的条件。

就钱塘江来说,一方面钱塘江本身基本上不带泥沙;而另一方面,附近又有挟沙较多的长江向杭州湾不断供应泥沙,这样两个条件凑在一起,不但使钱塘江河口能够形成沙坎,而且沙坎规模宏伟,为世界上其他河口所罕见。

综上所述,根据河口地区的来水、来沙及边界条件,或则在口外及口门附近形成拦门坎,或则在口内形成沙坎。在有些文献中还可以看到有介绍口内外同时存在浅滩,亦即纵剖面上存在两个隆起的情况,下面要谈一下我们对这个问题的粗浅的看法。

应该肯定,纵剖面上同时具有两个隆起的可能性是存在的,但它是特定条件下的产物,不代表一般的情况。在有些河口,盐水楔可以上溯相当远的距离,把一部分泥沙带向口内。被盐水异重流带到河口段的泥沙一般颗粒都非常细,由于细颗粒泥沙在水体中的扩散作用,它们的落淤范围有时甚至可以达到盐水楔顶点上游的淡水区域。对于这些河口来说,悬移质在沿水流方向的分布往往存在两个大含沙量区域,一个在口门附近,另一

个在口門以內盐水楔影响所及的地区。图 6 是德麦拉拉河从柏林浅滩到大西洋将近 130 公里范围内的悬移质等含沙量綫分布图^[4], 可以看出以乔治鎮灯塔为界, 在口外 15 公里

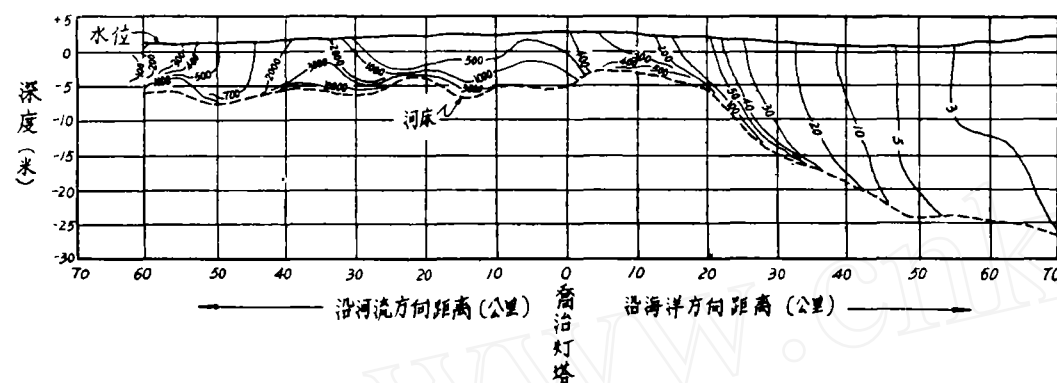


图 6 德麦拉拉河悬移质含沙量沿纵向分布
(含沙量单位: 百万分之一, 引自台尔弗特水力試驗室)

及口內 35 公里处, 分别有两个高含沙量区。口內高含沙量区的位置并不是固定的, 而是随着山水势力的消长上下移动, 在枯水季节推向內陆, 山水流量增大以后逐渐外移, 到了洪水季节, 甚至口內外高含沙量区合并为一, 如图 7 所示。在形成高含沙量地区, 河床表面一般也有较为集中的落淤。从目前所掌握的資料来看, 盐水异重流所造成的淤积更多的是属于周期性往复搬运的性质, 通常难以堆积形成固定的內坎。

需要強調說明的是: 有些文献上所提到的內坎, 和本文所介紹的河口以內的沙坎在性质上还有所不同。例如 P. 勃隆及 F. 凱利森看到在許多山水小、沿岸流强的河口, 山水在沿岸流建立的沙脊上打开一个缺口, 在口門內外河床都比較高, 如图 8 所示^[5]。这一类河口是以一个通道的形式連結海湾与外海, 在通道处流速大, 冲刷深, 在通道內外則泥沙堆积成坎。这样的內坎、外坎实質上只是同一个泥沙堆积物上的地貌分异, 和拦門坎与沙坎分属两个不同的地貌单元不是同一类型。也有一些所謂的內坎只是河流正常发育过程中所形成的浅滩段, 尽管在纵剖面上这些浅滩段也表现为高出于上下游的河段, 但它們与

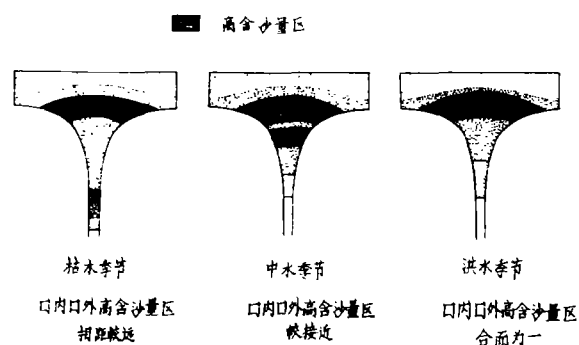


图 7 不同季节河口段高含沙量区迁移情况示意图
(引自台尔弗特水力試驗室)

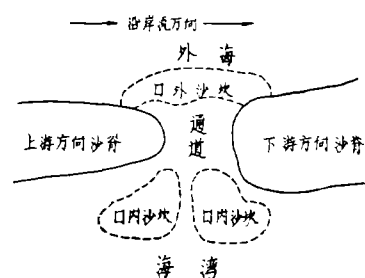


图 8 山水在沿岸流所造成的沙脊冲出缺口、口門內外河床淤积較高情况
[引自勃隆(Brun)、凱利森(Gerritsen)]

拦门坎及沙坎在成因分类上不属于同一范畴,后者是泥沙在河口地区集中落淤所造成的较大单元的堆积地形。如所周知,在河流的上下两个河湾之间,会形成一个高出河湾深潭段的浅滩段;在河流分汊以后,江心洲两侧的河床也高出上下游河段。如果这样的浅滩出现在河口地区,就会在纵剖面上造成另一个隆起。例如在辽河河口的纵剖面上,除了明显的拦门坎以外,在新岛附近的河床也高于上下游河段,那样的高坎是河流分汊的结果,而不是山水潮水势力交锋以后所造成的堆积沙坎。在闽江口的南台岛附近及长江口的崇明岛南北水道,都可以看到类似的情况。图9为勃尔巴斯河的平面图及纵剖面图^[4],可以看出在纵剖面上确实存在内外两个隆起,但内坎实质上只是艾佛尔顿急湾下游所形成的正常浅滩段,与支流堪其河的来沙在汇口下游的堆积也不无关系。事实上在钱塘江河口沙坎范围内,也存在着这一类河流正常发育过程中所造成的浅滩,它们在地理位置上恰好与沙坎相重,但与沙坎不是同一级的地貌单元。

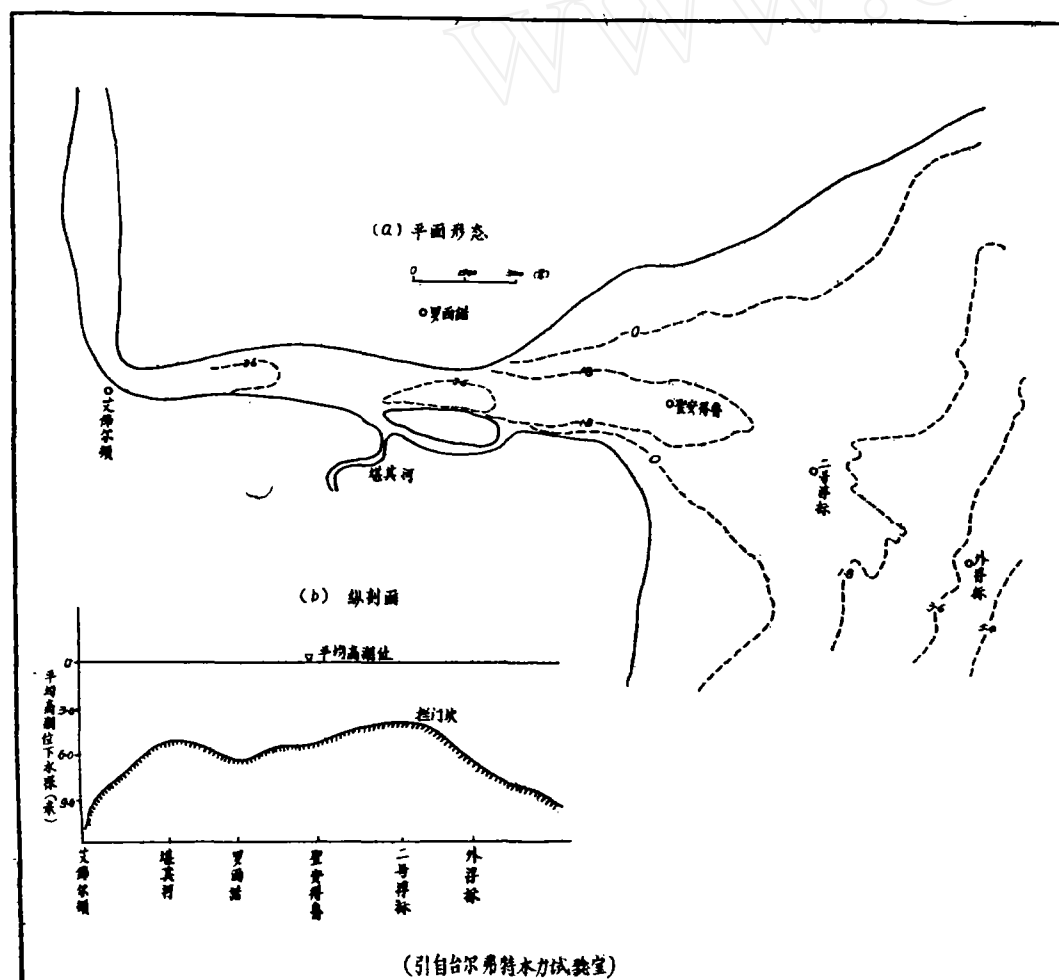


图9 勃尔巴斯河的平面形态及纵剖面图

三、錢塘江河口沙坎的演变

1. 錢塘江河口沙坎在不同时段内的演变规律:

(1) 沙坎长时间变化规律 錢塘江河口地区最早一次地形測量在 1933 年, 到目前为止, 只有三十年的零星记录。但在另一方面, 閘口站自 1915 年以来就有水位記載, 其低水位受沙坎頂高控制, 在沙坎頂高与閘口半月平均低潮位間存在良好相关, 如图 10a, 这样就提供了从閘口站低水位变化来判断沙坎頂高及河床冲刷淤积变化的历史过程的可能性。图 11 为閘口站最低水位历年变化过程, 可以看出自 1915 年以来, 低水位变化似乎存在周期性的升降, 但没有明显的朝单一方向发展的抬高或下降趋势。1950 年以后水位所以显得較低, 与閘口一七格河段在此期間修建丁坝束水, 河床刷深有关。从工程观点来说, 可以认为錢塘江河口沙坎目前基本上处于平衡状态。

(2) 各年之間的变化 各年水情不同, 沙坎变化也不一样。表 2 为 1953—1958 年 6 年內的水情及沙坎特征。其中 1953 年来水量接近正常, 但沙坎淤的特別高, 頂点最高相

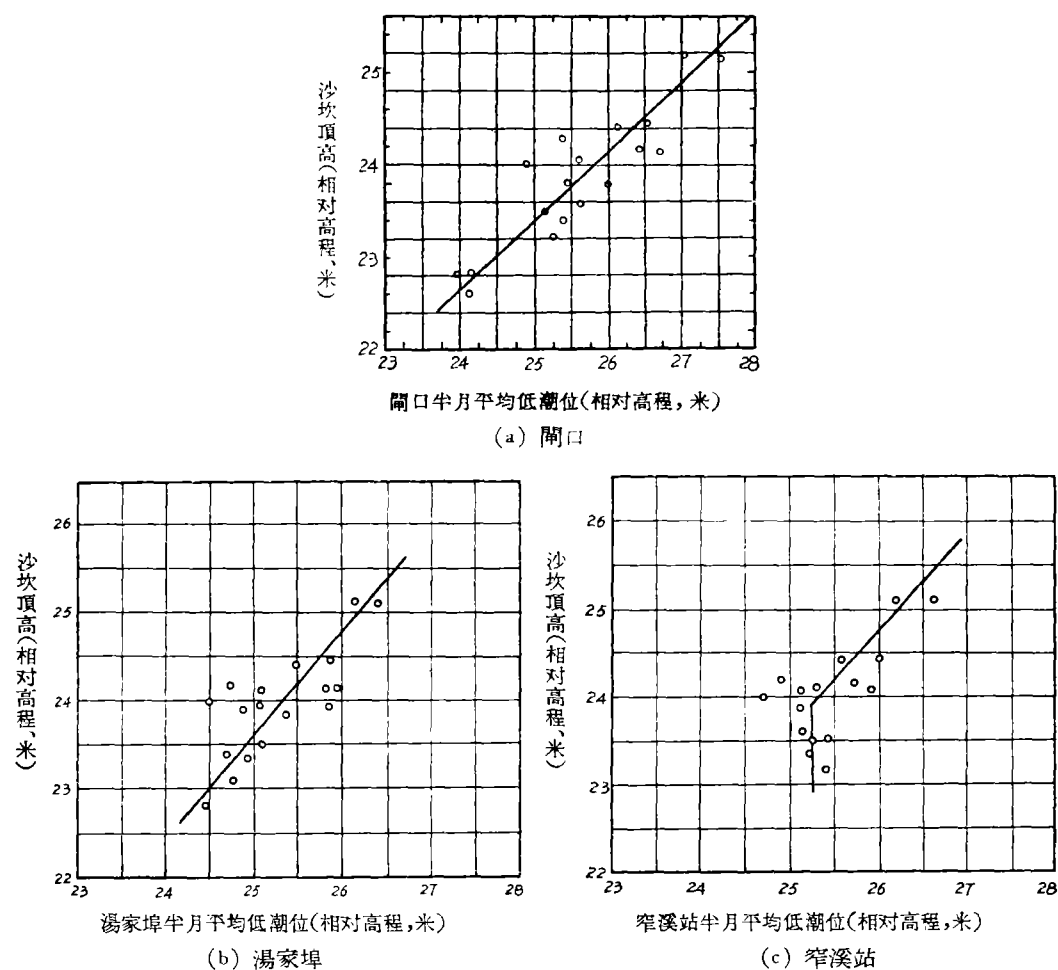


图 10 沙坎頂高与閘口、湯家埠和窄溪半月平均低潮位的关系

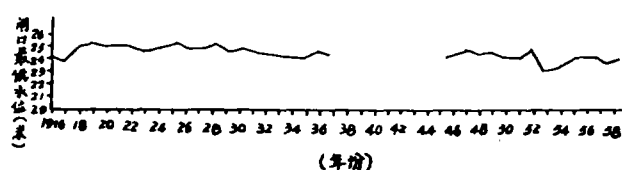


图 11 河口最低水位历年变化过程

对高程曾达 26 米左右。这种非同寻常的情况是特定条件下造成的,一則前期淤积較多,1950—1951 年为連續枯水年,1952 年洪水也不大,長時間中枯水作用下,河床受潮流控制而充分淤高;二則 1953 年河道平面变化与往年有很大不同,大溜在翁家埠坐湾,滩地坍塌严重,大量泥沙淤在上游河段,使河床相应抬高。1954—1955 年是洪峯洪量特大年份,河床強烈冲刷,沙坎頂点降低,最低相对高程曾达 22.45 米。1956—1958 年又是中枯水年,河道淤积,沙坎頂点又复抬高。根据以上情况,可以看出,各年間沙坎变化有随大水年冲刷降低,枯水年淤积抬高的交替趋势。图 12 为 6 年中最高及最低两次縱剖面图,代表在此期間沙坎在垂直方向的变化范围。在同一图中,我們还繪出 1933 年的河床縱剖面图,它所处的位置亦在上述变化范围之内;与上限綫比較接近。

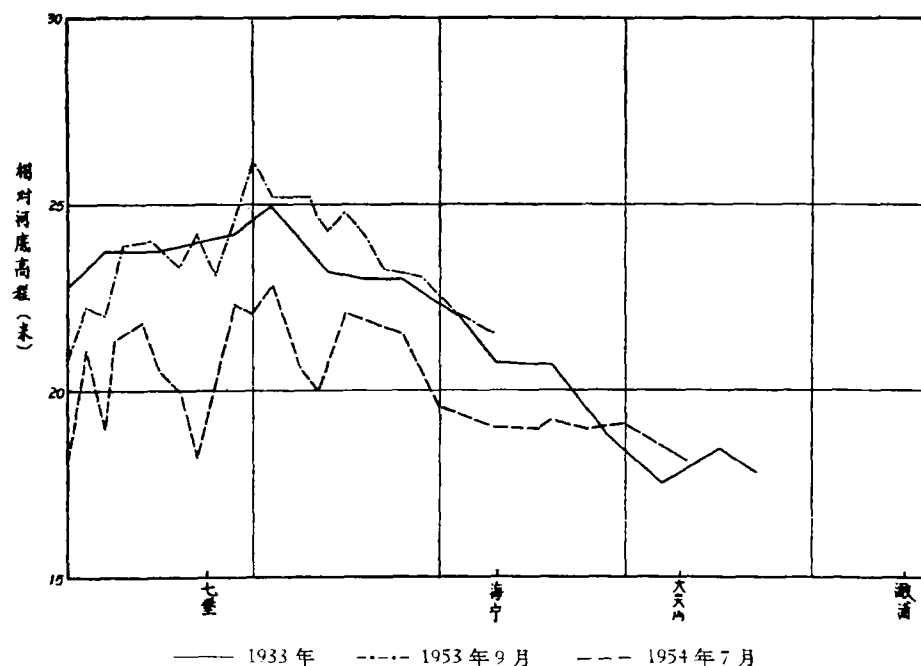


图 12 1953—1958 年間沙坎剖面的变化范围及 1933 年河底剖面对比

从表 2 还可以看到,沙坎頂点最高相对高程除 1953 年因其他原因特別偏高以外,一般年份均在 24.0—24.5 米范围内变化。

(3) 年内季节变化 錢塘江河口一般在海宁以上都可以感受到山水的影响,但其中以仓前以上这种影响最为明显。閘口至仓前河段,每逢洪水季节,山水势力加强,河床发生冲刷,沙坎頂点降低;洪峯愈大,持續時間愈长,則沙坎降低幅度愈大。每年梅雨季节以后

表 2 各年沙坎高程的变化

年 份	年径流量 (亿立方米)	芦茨埠最大流 量(秒立方米)	沙坎頂点相对高程(米)			年内沙坎 頂点高程 变幅(米)
			年 平 均	最 高	最 低	
1953	335.8	14,200	24.80	26.00	24.20	1.80
1954	538.9	15,800	23.31	24.10	22.45	1.65
1955	327.7	29,000	23.46	24.50	22.70	1.60
1956	275.7	9,470	23.56	24.45	22.95	1.50
1957	262.3	8,480	23.75	24.15	23.00	1.15
1958	264.6	12,200	23.66	24.15	23.10	1.10

多为長時間的枯水,这时对河流起控制作用的是潮流,河床逐漸淤高;凡汛期冲得愈深,則汛后回淤也愈快。一般在每年 12 月以后河床已淤得較高,此后上游水情变化稳定,河床也不再有较强的变化。这个均势一直保持到次年梅雨季以前,待山洪下泄后均势又遭破坏。如是汛期冲刷,汛后淤高,年复一年地作周期性变化。

仓前以下河段的季节性变化就不再那样明显。对山水而言,只有在流量超过 4,500 秒立方米以后才会影响到仓前以下河段;随着洪峯洪量的增大,影响范围愈远。对潮流来说,一般情况下会造成仓前至海宁間河道的落淤,但遇特大潮流或河床起始状态較高时,也会造成冲刷。海宁至澉浦間的冲淤主要决定于河床起始状态和通过断面的潮量大小,当河床断面小于多年平均,而潮量又大于多年平均时,河床发生冲刷,反之則发生淤积。

2. 山潮水势力消长对沙坎的影响 从河床季节性冲淤变化,可以明显地看到山水和潮流对于沙坎所带来的不同影响。我們曾按不同的山水、潮水組合,分別研究沙坎在各个典型时期的变化。分析結果表明:当大潮与枯水(芦茨埠流量小于 2,000 秒立方米)相遇时,河床由潮流控制,发生显著淤积,沙坎頂点相应抬升。上游山洪爆发(芦茨埠流量超过 8000 秒立方米)时,河床就轉而刷深,沙坎頂点下降。在山水潮水俱不很大时(芦茨埠流量介于 2,000 至 8,000 秒立方米之間),河床的纵向冲刷淤积变幅較小,河底纵剖面的变化也不明显,河道有可能保持暫时的稳定。

由此看来,沙坎的具体演变特征同样决定于山水潮水势力的对比。我們曾以两次測量期間(一般間隔一个月)的山水潮水比值作为水流条件的定量指标,以之与沙坎頂点相对高程及沙坎頂点部位(距閘口距离)建立联系,如图 13 及 14。可以看出,山水、潮水比值

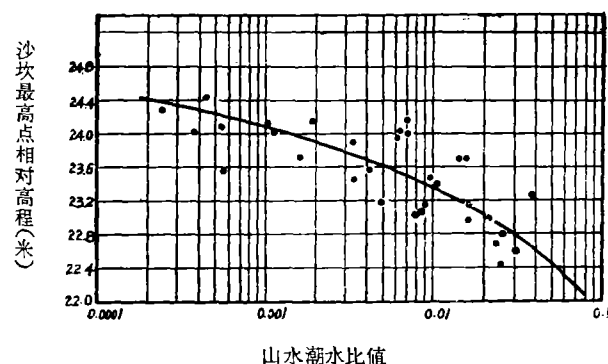


图 13 山水潮水比值与沙坎最高点高程間的关系

加大时,河床冲刷,沙坎顶点降低,部位下移;山水、潮水比值减小,河床淤积,沙坎顶点抬高,部位上推。图中点子所以比较分散,是因为除了来水条件以外,沙坎变形还要受前期淤积及两次测量期间历时长短的影响;在其他条件都不变的情况下,河床起始位置愈低,河床塑造历时愈长,则回淤幅度也愈大。图 14 中的沙坎部位的点群似乎集中在两条横线上,距闸口的距离分别为 12 及 24 公里。这是因为沙坎所在的范围内有三个河湾,其中湾段与浅滩段高程相差相当悬殊,而沙坎顶点位置恰好与七格河湾的上下浅滩段相重。在洪水季节,河床刷深,二堡一四堡间浅滩降低多于仓前附近浅滩,这时沙坎顶点也都在仓前附近。潮汛季节河床淤积抬高,其中上段尤过于下段,这时沙坎顶点就上移到二堡一四堡过渡段上。

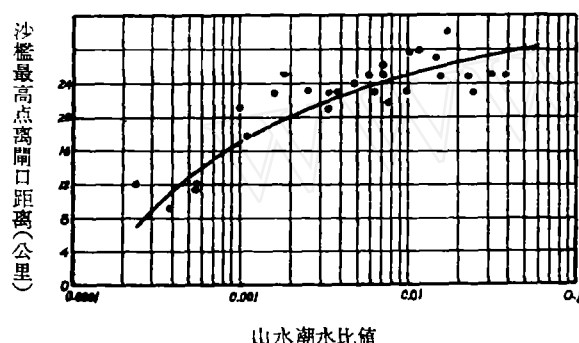


图 14 在不同山水潮水比值下的沙坎部位

四、沙坎对钱塘江河口的影响

沙坎是特定边界条件下流域和海域来水、来沙的产物,沙坎形成以后,又会反过来影响水流,两者相互影响,相互制约,构成一些不同于一般潮汐河口的水流及河床演变特性。就钱塘江河口来说,沙坎的存在将会带来下面一系列影响:

1. 加强了潮波变形 海洋潮波进入河口以后,由于波峰水深大,传播快,波谷水深小,传播慢,因而潮波在上潮过程中会产生前坡变陡,涨潮历时缩短,后坡趋坦,落潮历时加长的变形。如以潮波行经单位距离后涨潮历时缩短时分来表征潮波变形率,则潮波变形率与高低潮水深比值有关。图 15 为国内六处河口资料,可以看到随着高低潮水深比值的加大,潮波变形率也增大。高低潮水深之差就是潮差,因此,潮波变形率应随潮差 Δh 与低潮水深 $h_{低潮}$ 的比值而异,这个比值愈大,潮波变形愈为强烈。钱塘江河口一方面因受杭州湾平面外形向内急剧收缩的影响,激浦潮差比杭州湾口外几大一倍;而另一方面,沙坎的存在使激浦以上河底迅速抬高,低潮水深很小。潮差大,低潮水深小的结果,就使这两者间的比值很快加大,潮波在上潮经过激浦以后,发生强烈的变形。

潮波变形过于剧烈,当潮差与低潮水深比大到一定程度后,低潮传播速度远小于低潮以上各层素波传播速度,后浪赶前浪,遂在大尖山附近产生涌潮。杭州湾的形成促进了沙坎的成长,而沙坎的存在又促成并加剧了涌潮。钱塘江最大涌潮高度可达 3 米以上,一方面加强了沙坎上泥沙的搬运;另一方面,对海塘等防护建筑物具有强烈的破坏能力,严重地威胁着两岸人民生活和生产的安全。

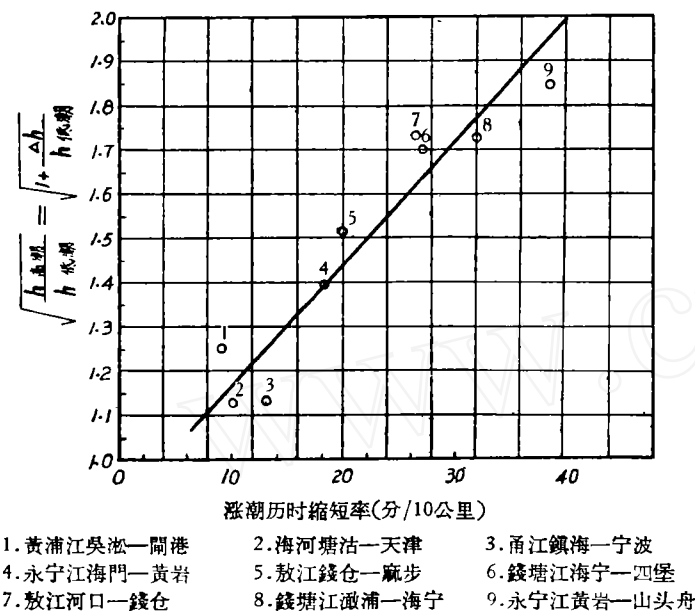


图 15 涨潮历时縮短率——高、低潮水深比值关系图

2. 促进了河床在纵向及横向上的不稳定性 潮差大,水深小,潮波变形剧烈的另一个后果,是使涨潮落潮輸沙不平衡。在河水流量可略而不計时,涨潮落潮潮量基本保持相等。潮波变形的結果使涨潮历时縮短,落潮历时加长,这样就使涨潮流速大于落潮流速。錢塘江河口的涨潮落潮流速沿程变化如图 16,在澉浦站涨潮落潮流速基本接近,而海寧以上

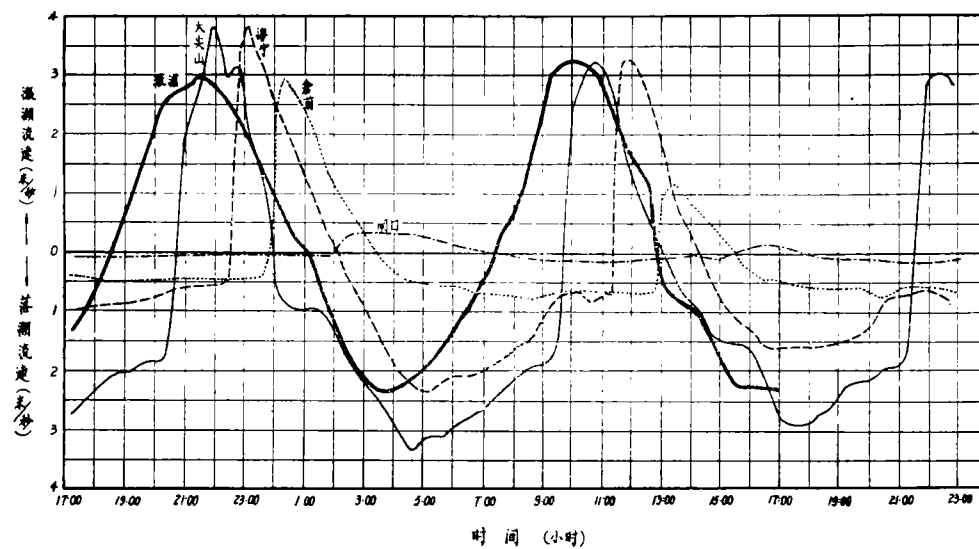
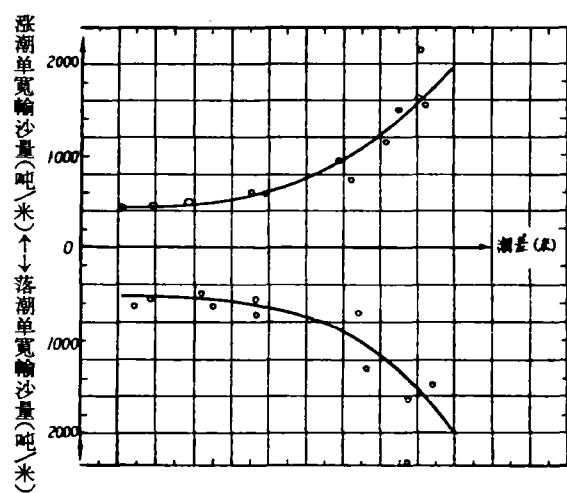
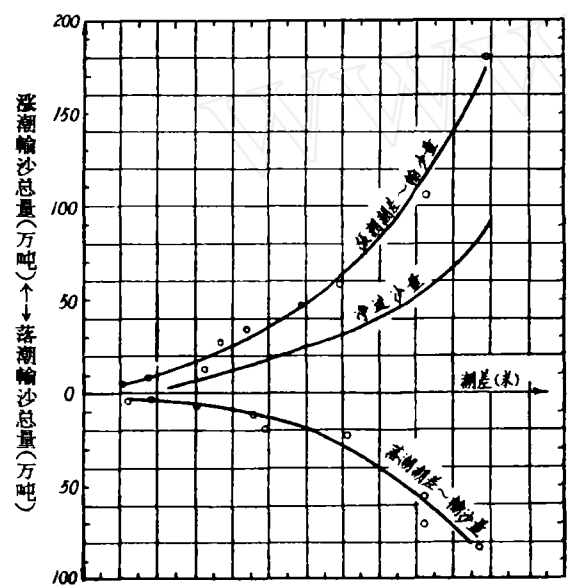


图 16 錢塘江河口涨潮落潮流速沿程变化图

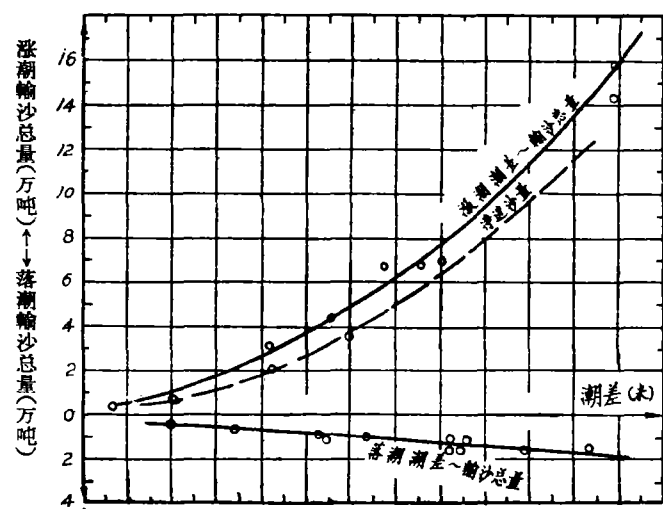
涨潮流速要比落潮流速大一倍以上。由于水流挟沙能力与流速的高次方成比例,涨潮落潮流速的不对称必然会导致涨潮落潮輸沙的不平衡。图 17 a-c 为澉浦、海寧及閘口三站在不同的潮差下的涨潮落潮輸沙量及淨进沙量。可以看出,如果不考虑山水的作用,即在



(a) 澉浦



(b) 海宁



(c) 河口

图 17 钱塘江河口在不同潮差下的涨潮、落潮输沙量

涨落潮潮量保持相等的情况下, 澉浦涨潮落潮输沙基本相等, 海宁与閘口則涨潮输沙量大于落潮输沙量, 以海宁而言, 后者仅及前者的二分之一, 即涨潮由下游带来的沙量約有二分之一淤在海宁以上的河床上。因此, 在小山水、大潮汛季节, 該段河床会发生严重的淤积。在另一方面, 山水减小了涨潮流速和涨潮潮量, 加大了落潮流速和落潮潮量, 这样就会改变涨潮落潮输沙能力的对比关系。图 18 为山水对七堡站涨潮落潮输沙能力的影响, 比較中潮差保持不变, 山水流量則分別考虑 232 及 6,030 秒立方米两种情况。比較結果如图 18 及表 3。

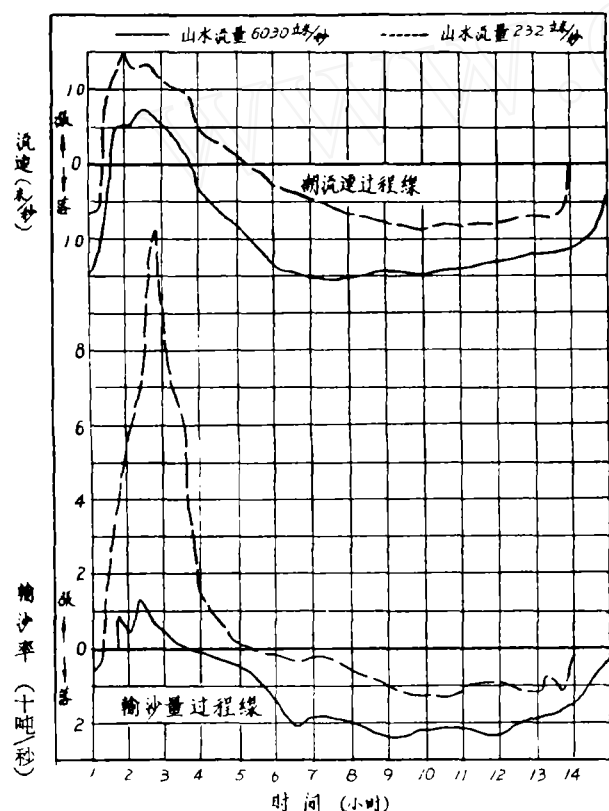


图 18 山水流量对涨潮落潮输沙能力影响图

表 3 山水流量对七堡站涨潮落潮输沙能力的影响

山水流量 (秒立方米)	涨潮落潮	流 速 (米/秒)	潮 量 (万立方米)	沙 量 (万吨)
232	涨 潮	0.80	10,600	58.2
	落 潮	0.63	10,500	20.30
6,030	涨 潮	0.49	2,470	4.71
	落 潮	1.11	25,900	71.90

由表 3 可以看出山水流量加大以后, 原来潮流输沙进多出少的情况一变而为出多进少。因此山水大的季节里, 閘口以下的河床发生大量冲刷, 冲刷范围因洪水流量的增大而加

长。潮水作用下河床堆积抬高,山水作用下又把落淤的泥沙冲刷外移,加以从杭州湾进入钱塘江河口段的沙量相当大,在不同时期里这样搬进搬出的沙量常以亿立方米计,使得河床纵向冲淤频繁,很不稳定。

钱塘江河口不但河床纵向冲淤变化幅度大,而且平面摆动也十分强烈迅速,属于游荡性的河型。造成钱塘江河口河道摆动的因素是多方面的。从边界条件来看,河床组成物质都是分选度很好的粉砂,小于 0.005 毫米的粘土及大于 0.10 毫米的细砂含量不多,抗冲能力很小。河床中有开阔的滩地,滩面不生植物,滩槽高差又小,两岸对水流的约束能力很弱。这些都为河道摆动创造了有利条件。从动力因素来看,潮流强,涨潮落潮水流动力轴线不一致,随着动力条件的不断改变,河床也不断要求改变它的平面形态,来适应新的情况。

从上述造成河流摆动的因素中,处处都可以看到沙坎的影响。河床组成物质均匀细是海域来沙堆积的特点之一;潮流从海滨带来的泥沙经过无数次往复搬运而堆积在河口以内后,泥沙机械分选特别好,在潮流速大的情况下,粘土不可能落淤,澉浦以上河床组成物质都是粉砂。涌潮的形成使滩面很容易遭到剥蚀,植物不可能成长;河床宽浅、滩槽高差小,则更是堆积河床的特征之一。在另一方面,沙坎的存在使潮差与低潮水深的比值加大,潮流速也相应增大,大尖山、海宁一带的潮流速可以高达 4—5 米/秒,对河床的塑造作用特强。涨潮落潮水流动力轴线不一致,对钱塘江河口河道平面摆动的影响特别显著,也与涨潮落潮流速差异有很大关系。潮水控制时期,涨潮流速远大于落潮流速,河道有可能向涨潮流顶冲方向摆动;而当山水流量增大时期,落潮流速大于涨潮流速,河道又转向落潮流顶冲方向摆动,从而在河道平面位置上,经常出现季节性的变化。

3. 对上游富春江造成明显的壅水作用 沙坎在河床中局部隆起,坎顶高出上下游河底,因而对坎顶以上河道必然产生壅水作用。钱塘江河口由于沙坎规模特别大,对上游影响范围也比较远。

沙坎壅水作用从坎顶以上河道水位的变化中可以看得很清楚;坎顶升高,上游低水位亦升高,反之,则低水位降低。图 10 为闸口、汤家埠及窄溪三站在山水流量较小时的半月平均低潮位与坎顶高程间的相关,可以看出在闸口及汤家埠两站,低潮位是与坎顶高程同步变化的,坎顶升降 1 米,低潮位亦升降 1 米左右。窄溪站在坎顶相对高程低于 23.8 米时,低潮位就不再因坎顶高程的变化而变化。这是因为在窄溪与汤家埠之间有一处浅滩,当沙坎顶高低于浅滩高程时,窄溪低水位即受到浅滩段的控制,而与沙坎无关。随着山水流量的增大,沙坎的壅水范围相应缩短,例如当芦茨埠流量超过 400—500 秒立方米时,窄溪水位已不受沙坎控制。

沙坎的壅水作用,一方面影响到钱塘江支流浦阳江的排涝,另一方面则关系到富春江的通航水深。如果连续几年山水流量不大,沙坎顶维持较高的高程,则富春江固然可以有足够的航深,浦阳江就有内涝成灾的可能。相反地,如遇连续几个丰水年,坎顶降低,水位低落,则对浦阳江的排涝固然创造了有利的条件,却会影响杭州至桐庐之间的航运。

五、结 论

根据钱塘江河口河床演变资料及其他一些河口的对比分析,可以对钱塘江河口沙坎

的形成原因、演变特征、及对河口的影响得出如下几点結論:

1. 錢塘江河口在口門以內存在庞大的沙坎堆积, 长达 130 公里, 最高点高出基綫約 10 米。沙坎的形成与杭州湾及錢塘江河口的发育过程密切有关。随着喇叭口外形的逐渐定型, 潮水势力加大, 山水潮水势力交鋒地区上移, 海域大量来沙被推向口內落淤, 日久后在河口以內堆积形成沙坎。

2. 从国内外 22 处河口的对比資料来看, 山水潮水比值是决定河口地区堆积部位的直接因素。凡是山水潮水比值大于 0.10 的, 都在口門以外或口門附近形成拦門坎。山水潮水比值小于 0.02 的堆积部位內移, 在口門以內形成沙坎。山水潮水比值介于 0.02 至 0.10 之間的属于过渡性質, 这时在口門以內的縱剖面上可以看到明显的季节性的泥沙上下来回搬运, 但不存在永久性的大規模泥沙堆积。

3. 沙坎規模决定于海域补給沙量的多寡。如附近有挟沙較多的河流向浅海海滨不断供应泥沙, 則所形成的沙坎規模亦較宏伟。相反地, 如流域来沙过多, 則往往破坏了河口地区的喇叭口外形, 反对形成沙坎不利。

4. 从工程观点来說, 錢塘江河口沙坎基本上处于平衡状态, 但泥沙不断上下来回搬运, 河床极不稳定。洪水季节河床发生冲刷, 沙坎頂高降低, 部位外移; 潮流控制季节河床回淤, 沙坎頂高抬升, 部位向上推进。在两次測量期間的山水潮水比值与沙坎頂点高程及位置之間存在定量关系。随着年內动力条件的改变, 仓前以上可以看到明显的季节性变化。

5. 沙坎形成以后, 自然又会反过来影响水流, 两者相互影响, 相互制約, 构成一些不同于一般潮汐河口的水流及河床演变特性。具体到錢塘江河口来說, 潮波变形剧烈, 大尖山以上出現涌潮, 河床縱向冲刷和淤积变幅大, 橫向摆动強烈以及上游富春江有壅水現象等, 均与河口以內存在沙坎有密切关系。

(收稿日期: 1963 年 9 月)

参 考 文 献

- [1] 戴泽衡、李光炳: “錢塘江河口河槽冲淤变化及悬移质泥沙的运行”, 泥沙研究, 第 3 卷第 4 期, 1958 年, 54—69 頁。
- [2] 陈吉余等: “錢塘江河口沙坎的形成及其历史演变”, 見本期。
- [3] Макавеев, Н. И., Русло реки и эрозия в её бассейне, Изд. АН СССР, 1955.
- [4] Delft Hydraulic Laboratory, Demerara Coastal Investigation, Hyd. Lab., Delft, the Netherlands, 1962, pp. 133—164.
- [5] Bruun, P. and Gerritsen, E., Natural Bypassing of Sand at Coastal Inlets, Jour. Waterway and Harbor Div., Proc., ASCE, vol. 85, No. WW4, Dec., 1959, pp. 75—107.

THE FLUVIAL PROCESSES OF THE BIG SAND BAR INSIDE THE CHIEN TANG CHIANG ESTUARY

NING CHIEN, HAN-SIANG SIE, CHIH-TEH CHOW

(*Institute of Hydrotechnical Research*)

QUAN-PIN LEE

(*Institute of Hydraulic Research, Chekiang Province*)

ABSTRACT

There exists an enormously large sand bar with a total length of 130 km and a peak of 10 m above the baseline inside of the estuary of the Chien Tang River. Its formation is closely related to the evolution of the Hang-Chow Bay. Following the development of a funnel-shaped bay, the sea tide is greatly strengthened and the zone in which the fresh water and the tidal flow balance each other shifts inland. The large amount of sediment originating from the outside sea is pushed into the estuary and deposited there to form the big sand bar.

Based on the field data collected from 22 different estuaries, it appears that the ratio between the fresh water discharge (bed-forming discharge), Q_1 , and the mean tidal discharge, Q_2 , is the main factor governing the position of sediment accretion. For Q_1/Q_2 larger than 0.10, the sand bar is formed outside of the estuary or at the neighborhood of the channel outlet. For Q_1/Q_2 smaller than 0.02, the sand bar is pushed into the estuary. For $Q_1/Q_2 = 0.02-0.10$, a transition between the two seems to exist—there is a seasonal movement of sediment up and down of the estuary without resulting in permanent bar formation.

The extent of the sand bar depends on the amount of sediment supply from the outside source. The sand bar will assume great prominence only if there are sediment-carrying rivers entering the sea within that area, which continuously bring in sediment to be deposited on the shallow sea floor. If, on the other hand, the river itself brings a large quantity of sediment into the estuary, then the funnel-shaped bay cannot be kept in existence, thus undermining the foundation on which the sand bar is formed.

From engineering view point, the sand bar at the Chien Tang Estuary is essentially at equilibrium. And yet the sediment continuously shifts up and down of the bar, resulting in a very unstable stream channel. On flood seasons, the apex of the sand bar is lowered and moves seaward. After Spring tides, the sand bar is again elevated with its apex pushing landward. There exists a quantitative correlation between the elevation and location of the peak of the sand bar and the Q_1/Q_2 prevailing at that period. Following the changes in dynamic conditions of the flow, a distinct seasonal variation of the channel bed above Chang-Chien can be noticed.

The existence of a big sand bar within the estuary makes the Chien-Tang Estuary different in many respects with others. The vigorous deformation of the sea tide, the formation of the notorious bore above Chi-Shan, the voluminous aggradation and degradation of the stream channel, the great variability of the location of the thalweg, and the backwater effect felt by the Fu-Tsun River upstream are all related in one way or another with the presence of the sand bar inside of the estuary.