

# 錢塘江河口沙坎的形成及其历史演变\*

陈吉余 罗祖德 陈德昌

(华东师范大学)

徐海根 乔彭年

(华东师范大学) (水利水电科学研究院)

## 一、前 言

錢塘江河口在平面外形上为一漏斗状的河口(图1),在它的纵剖面上,于乍浦、聞家堰之間有着显著的隆起,好象門坎一样,称做河口沙坎。

漏斗状的河口,导致潮波在杭州湾传播过程中,加大了潮差和增強了潮流,加上沙坎的影响,使得潮波在这里显著地降低了波谷的传播速度;繼之而来的各层素波,在強烈的潮波变形的影响下,发生破碎,形成洶涌澎湃的涌潮。錢塘江的涌潮,迴环激溯,是举世的壮观;也是塑造这一河口的巨大力量。

由于沙坎的隆起,河道非常寬浅。在动力結構非常复杂的江流海潮作用之下,加之組成河槽边界条件的物質是分选优良的粉土,易受掀动,滩槽变化便非常迅速,河槽处于极不稳定的状态,滄海桑田的变化可以是指顧間的自然現象。因此強烈的涨坍变化給予国民經济带来巨大的損失。而且沙坎地段大片滩地,也难开垦利用。为着保証农业生产,使两岸土地免受錢塘江潮流的強烈冲刷,为着扩大耕地面积,围垦滩涂肥腴之地,有必要对錢塘江河口进行改造,一定程度地控制水流,变不稳定河槽为稳定的河槽。而沙坎地段則是将来改造的主要对象。为此,有必要对河口沙坎分析研究,了解其形成原因,物質来源、形成过程,掌握它的历史演变特征,現代演变規律。基于这一目的,本文作者等对于沙坎的历史过程进行探討,其有关沙坎現代过程方面,則由錢宁教授等另文論述。

## 二、沙坎形成的动力地貌条件

在两相水流相互作用下,咸淡水相互接触下,河口区接受着来自流域或滨海地带的物質,虽然这些物質有些是过境的,有些是往返搬运的,但是这里毕竟是江流海潮的消能地带,是电解质含量不同的水体的接触地带,河口泥沙运动必然会出现沉积的現象。按世界上大多数河口在它們的发展历史中,沉积作用是地貌过程中的主要特征。河口沉积促使边滩发展,沙島成长,河面寬度的束狹以及出口水道的分汊,同时河口河槽的纵剖面也显示出在口門附近具有局部隆起的特点。这种局部隆起的現象,大多数河口称之为拦門沙,它是世界許多河流普遍存在的地貌現象和沉积形体。

在复杂的河口动力因素中,若干因素都参与河口拦門沙的塑造工作,其中包括江流、

\* 本文在撰写过程中,承錢宁教授、戴泽蔚、李光炳工程师提供宝贵意見,謹此致謝。

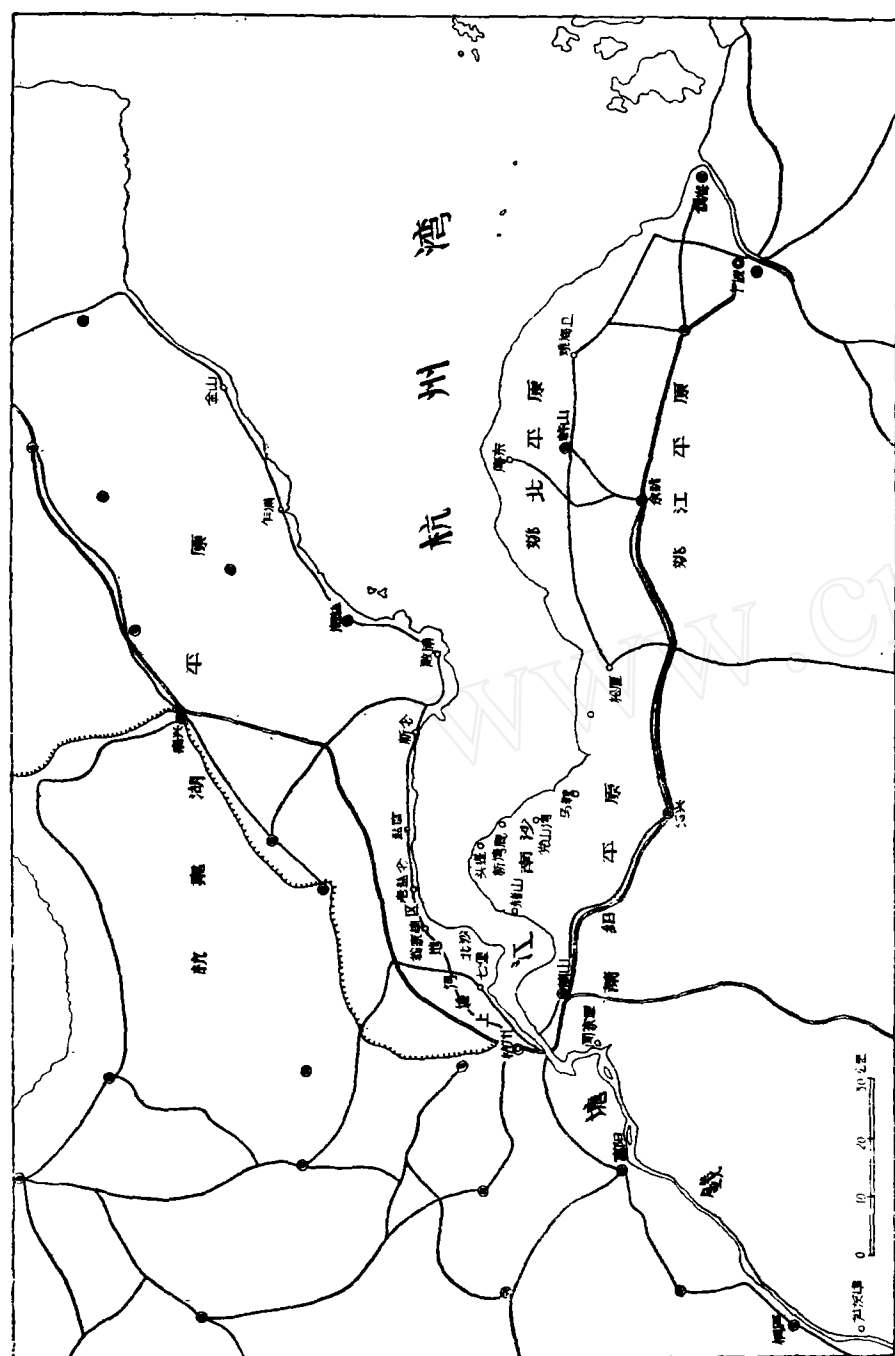


图1 錢塘江河口形势图

潮流、沿岸流、盐水楔异重流,增水减水和风浪等等。对大多数河口来讲,拦门沙的塑造主要决定于江流和潮流,具体言之,决定于江流和潮流强度的对比。这种对比决定着拦门沙的位置和形体特征。

均匀展宽,洪水相对强劲的河口,洪水波传播在河口口门附近扩散而展平。由展平而导致的水面比降增大,促使近口门的河槽冲刷,冲刷而来的物质,堆积在冲刷槽的前方,形成拦门沙的基干<sup>[1]</sup>。洪水期后的涨落潮流在某些情况下,以其携带的物质,部分沉降在拦门沙之上。拦门沙在多次洪水与涨落潮流作用下逐渐成长起来,并以相应的水深、相应的规模逐渐适应于江流潮流强度对比的要求。这种类型的拦门沙的位置,一般在河口口门之外。

在流域来沙不大,而滨海地带具有丰富物质来源的漏斗状的河口,其拦门沙的滩顶位置在口门之内。在这里以河流输沙不大作为一个条件,因为输沙丰富的河流常常会发育河口三角洲,改变了河口的性质。

居于漏斗状河口口外海滨的海湾部分,如钱塘江口外海滨的杭州湾,它们的物质运动和琼森等的矩型海湾理论很相似<sup>[2]</sup>。湾口物质运动为负平衡而湾顶为正平衡,湾口呈现冲刷现象,而湾顶则呈现堆积现象。漏斗状河口口外海滨的湾顶堆积,主要由于潮波传播在海湾内受湾底磨擦和逐渐束狭产生的反射波,改变了潮波传播的性质,导致物质的沉积。这种具有在湾顶堆积趋势的物质,随着强潮顺河口上溯,便可能产生河口段的堆积,这种河口段河槽上的物质堆积,如果洪水不足以将其冲去,便成为漏斗状河口拦门沙形成的根据。有些河口的江流、潮流都有一定强度,拦门沙的滩顶便出现在它们的口门附近。

根据上面所述,江流,潮流强度的对比,决定着拦门沙的位置和性质。钱宁教授等提出以造床流量和平均进潮量的具体比值为拦门沙(及沙坎)位置指标。在江水潮水比值大于 0.10,便形成滩顶在口门之外的“拦门坎”,而当江水潮水比值小于 0.02,则形成滩顶在口内的沙坎。二者比值在 0.02~0.1 之间的,则属于过渡类型<sup>[3]</sup>。所以河口拦门沙是普遍存在的地貌形体。潮流强劲,江流潮流对比的具体数值小的河口,拦门沙在河口口门之内,特称为河口沙坎。钱塘江河口沙坎正是这种深处于河口内部拦门沙的特殊类型的典型。

### 三、钱塘江河口沙坎形体的基本特征及其沉积条件特征

在一般概念上,沙坎是河口纵剖面上一种特殊的隆起现象。这一概念蕴含着纵向分布和立向隆起的两个方面。但就沙坎发生和发展历史过程而言,这样的概念显然是不够的;因此有必要导出沙坎形体的概念。所谓沙坎形体就是指由沙坎物质组成的沉积形体。它不仅有纵向的范畴,而且有横向的含义;不仅有高度的分布,而且有立向的厚度。在这样的概念上,沙坎形体就不一定和现在沙坎的纵向分布完全一致,同时也不一定和现代河口河槽的范围完全符合了。

钻孔资料表明,由沙坎物质组成的沙坎形体,在纵向上,超过了现代沙坎的上界,沙坎形体在现代河槽沉积物之下,仍向上游延伸。

沙坎形体的横向范围,由于钱塘江河口河槽,槽线摆荡强烈,它的横向幅度,也超过了现代河槽的范围。如在海宁附近,现代河槽断面宽度为 10 公里,而沙坎形体的横向幅度,

据钻孔资料,则达到 27 公里的宽度。

沙坎形体的立向分布,由于它的表面和底板都有一定的起伏,所以这一形体在立向上表现也不规则。但总的讲来,在纵向上,表面呈上凸形的弧线。中间较高,两端较低。它的底板高程,在纵向上,则成下凹形弧线,两端较高,中间较低(图 2),其最深之处当在赭山、龛山之间。在横向上,沙坎形体和两侧沉积物剖面相比,成为显著的槽形(图 3)。它的平均厚度各个断面各有不同,其中间部位,大约为 20 米左右。

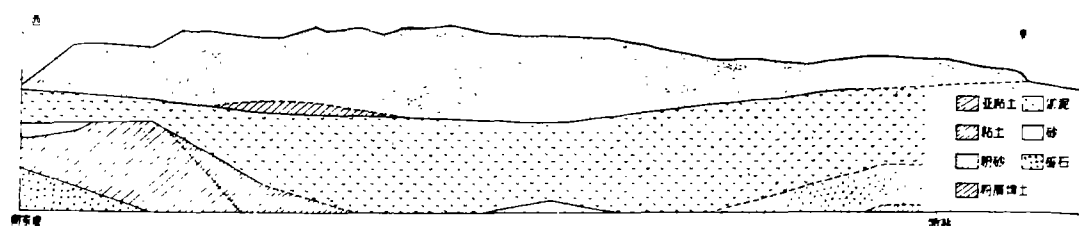


图 2 钱塘江沙坎形体纵剖面示意图



图 3 沙坎横剖面示意图

沙坎形体的纵向特别长,横向特宽,而厚度较大,因此沙坎形体的体积便非常巨大,根据量计结果,约为 425 亿立方米。

钱塘江沙坎形体的分布范围是根据沙坎物质来决定的。然则,沙坎物质又具有怎样的特性呢?根据钻孔资料,沙坎组成物质的特性,在颗粒粒度、分选情况、层理结构等方面,都与它的周围的物质有所不同。

在剖面上,组成这一河口沙坎形体的物质,可以分为上下两层,上层占剖面中的绝大部分,所以我们称它为沙坎主体物质,下层的厚度很薄,而且分布不广,很多钻孔中根本缺失,而以主体物质,直接盖复在浅海相的黑色淤泥层之上。无论主体物质或底层物质都属于细颗粒的范畴,它们的中径在 0.02~0.1 毫米之间,一般为 0.02~0.04 毫米。

沙坎的主体物质是分选非常优良的粉砂土(图 4);有 90% 以上属于 0.005~0.01 毫米的颗粒。一般而言,粘粒含量在 3% 以下。它们的分选系数平均为 1.2,不均系数平均为 1.10。沙坎形体的底层物质的粘粒含量显著增多,达 30% 左右,为粉质粘性土。其分选较主体物质为差,为 1.98;不均系数则较主体物质为大,一般为 1.30 左右。

沙坎形体沉积物的层理结构是非常清楚的。它们一般为粉土组成的水平层理或斜交层理。在槽线中,沉积结构往往为粉土与粉砂互层,根据水流强度不同,粉土层与粉砂层互有厚薄。在边滩上,特别是在低潮位以上,有时呈现粉土与粘土互层。层理厚度一般都在 3 厘米以下,但是有些层理厚达 20 厘米,甚至 50 厘米以上。

沙坎形体的沉积物中,还分布一些粉质粘性土的透镜体(图 5)。这些透镜体常不连

續,寬达 50 米的已不多見,只个别透鏡体达到 200 米的寬度,更多的情况,它們只見于单孔之中。这种透鏡体虽在大部分剖面中可以見到,但是它們在沙坎形体中所占的比例并不大,仅为 3 % 左右而已。

如所周知,沉积形体和它的組成物質特性是动力地貌条件的具体反映。从而具体沉积形体和物質的种种特性,便可反映出在它們发展过程中具体河口的动力地貌的种种特性。錢塘江河口沙坎有着縱向长、橫向寬、立向比較深厚,体积庞大的形体要素特性,和顆粒細、分选好、层理厚、透鏡体常不連續的物質特性。通过这些特性分析,可以进一步認識錢塘江河口沙坎形成的沉积条件的种种特性。

1. 錢塘江沙坎縱向幅度特长, 体积非常巨大, 与其他河口相較, 显示出这一河口沙坎形体和它的流域特性之間, 有着不相适应的現象, 在規模上竟与流域面积、来水、来沙都非常巨大的长江河口拦門沙相仿佛, 这种現象充分說明它的形成有着非常丰富的物質来源。一般而言, 冰后期海侵造成的无数的漏斗状河口, 在流域来沙比較丰富的条件下, 河口物質沉积往往发育成河口三角洲, 从而改变漏斗状河口的性質。錢塘江的漏斗状河口并沒改变, 这就証明了它的流域来沙并不是沙坎形体的主要来源。关于这一問題, 后面我們还将进一步論証。

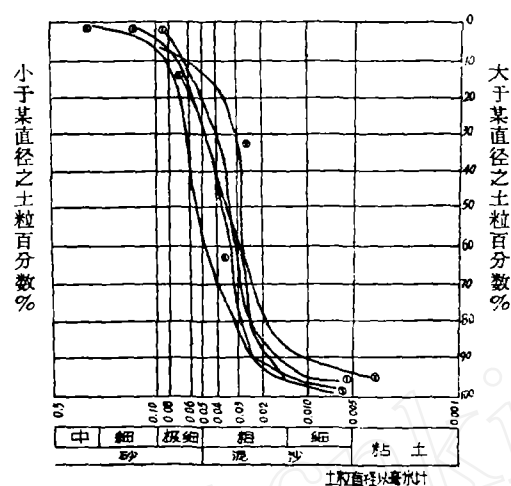


图 4 沙坎物質級配曲綫

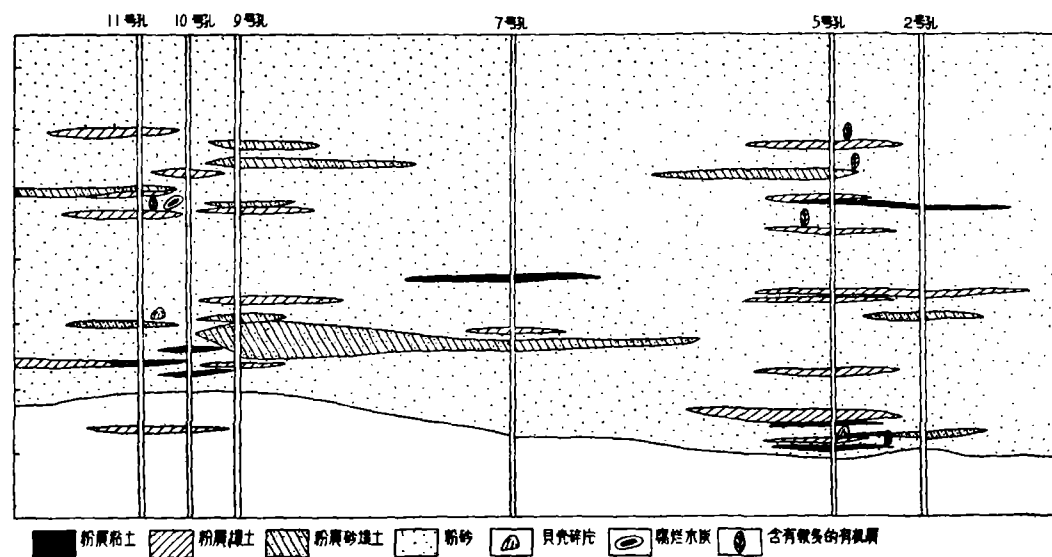


图 5 錢塘江河口沙坎粉砂土层中透鏡体分布剖面图  
(据浙江省水利科学研究所)

2. 錢塘江沙坎形体立向深厚,如与两岸平原疏松地层相較,便显示出这一沉积形体的底弧,嵌到全新世的海相沉积层中,成为嵌入式的沉积形体(参閱图3)。根据钻孔資料,錢塘江河口区的全新統沉积虽然存在着不同条件下产生的相变,但它們的相的分异是以浅海沉积为共同基础的。浅海沉积是一层灰黑色的淤泥物質,它的頂板高度各地不一。在这层物質之上,才是沉积条件分化了的泻湖相、河口相和河流相的物質,沙坎形体不仅和这些分化了的不同沉积的两岸地层不連續,而且还嵌入到浅海相沉积物之中。

沙坎形体的嵌入与一般拦門沙沉积和底部海相层之間的整合关系大不相同。这种現象說明錢塘江沙坎形体是在大冲大淤的泥沙运动条件下形成的,立向冲刷是通过涨落潮的冲刷槽来实现的。这种大冲大淤的現象,和一般拦門沙在形成过程中的冲淤和緩,滩頂有平浅的槽形而无深切的冲刷槽也是迥不相同的。

实际資料表明,每值洪水下泻之际,江流在沙坎上強烈地冲刷,形成連續的冲刷槽,溪綫深度可达—15米<sup>[4]</sup>。另一方面錢塘江的溪綫极不稳定,南北摆蕩非常強烈。冲刷槽将底部物質翻动起来,到了洪水期后或溪綫改变以后,原来的冲刷槽又被沙坎物質充填起来。多少年的、无数次的洪水冲刷和溪綫摆蕩,使得沙坎形体嵌到海相层之中。沙坎主体物質的底部高程正是記錄着涨落潮冲刷槽的深度,而其橫向幅度較寬也是溪綫极不稳定的特性所致。

3. 沙坎組成物質的特点反映錢塘江河口泥沙运动的特性。沙坎形体体积大,表明这一河口泥沙来量丰富。物質細,表明它們可能有較远的来源,或者是某些細物質的疏松层受到冲刷而又搬运而来的来源。分选优良則显示出它們是多次搬运的結果,同时也是不稳定沉积的具体表征。

如所周知,沉积物的分选优良与否,不仅要考虑动力的特性,还需要考虑物質在动力中反复搬运的条件,也就是時間的因素。一般的情况,河流沉积物的分选系数,往往低于海水搬运物質的分选系数。而海岸沉积物的分选情况,也不相同,这也是由于時間因素不同的緣故。

錢塘江河口沙坎沉积的分选系数固然小于沙坎区以外的沉积物,而且也比长江口拦門沙和苏北海滨沉积物分选程度要好,这就說明錢塘江沙坎体的物質受到往返搬运的时间比它們要长得多。至于錢塘江沙坎物質之所以有着較长时间的往返搬运,則是由于它們处在強烈冲淤的河槽特性之下的緣故。而其所以冲淤強烈又是由于它們处在涌潮和江流洪枯水的作用之下的緣故。

4. 沉积結構是沉积条件的具体反映。沙坎的层理粗厚是大冲大淤,河槽极不稳定和河口动力結構极度复杂的具体表現。

潮汐河口潮涨潮落、流急流緩,周期性地变化,它所挟带泥沙的強度也作相应地变化。根据笔者等試驗的結果:潮汐河口的沉积层理,每一組粗細相間的沉积結構,便表示潮汐一涨一落变化过程中的沉积結果。

錢塘江沙坎沉积中有些特厚的层理,这一事实就說明了这一河口河槽在強烈的潮流作用下出現大冲大淤現象的具体表現,一旦流綫移动,原来槽綫所在便成为強烈沉积的对象,深达10米以上的槽綫可以在很短的时间內便全部淤平。一个半日潮周期的強烈沉积可达几十厘米,甚至接近1米的厚度。

粉质粘性土的透镜体的种种特性固然说明沙坎区河槽极度不稳定的性质,在溪线不断摆荡之下,大冲大淤使得原来形成的透镜体物质受到强烈冲淤而不相连续。而其另一方面的重要意义,则在于说明这一河段动力结构的复杂性,与冲刷槽的消灭过程。

钱塘江河口河槽具有一般潮汐河口冲刷槽分枝的特点。涨落潮流路不一致,涨潮冲刷槽和落潮冲刷槽不统一。前者比较平浅,后者比较深刷,但是涨潮冲刷槽要受到大小潮强度不同影响而变位,同时落潮冲刷槽的溪线要受到洪枯水的影响而变位。这样就使得钱塘江河槽冲淤变化更加复杂,当着一个槽线因适应动力结构改变的需要而被放弃的时候,它便成为河段的淤积对象。由于一个潮期之中涨落潮流速不一致,在放弃的槽线中物质沉积便粗细相间,细物质便成为透镜体状保留下来。

#### 四、钱塘江河口沙坎的形成过程

钱塘江河口沙坎是在一定的地貌条件和特定的动力条件下的产物。所以要认识钱塘江沙坎的形成过程,就有必要对它形成的地貌条件——三角港式的河口和动力条件——强劲的潮流以及钱塘江的江流的发展过程有充分的认识。为此,有必要首先探讨钱塘江河口和杭州湾的发展历史。

钱塘江河口与长江河口相毗邻,杭州湾的北岸就是长江三角洲的南缘,所以钱塘江河口与杭州湾的发展历史就和长江河口与长江三角洲的形成过程有着不可分割的关系。

关于长江三角洲的形成,笔者在“长江三角洲地貌发育”一文中指出,武木冰期后,海水内侵,当世界海水面达到最大的高度时,海水直拍现在的山麓,长江三角洲是一片汪洋的浅海。在这种情况下,当然也无杭州湾可言了。长江和钱塘江都以自己的流域来沙,在它们的河口发展河口沙咀。长江来沙丰富,远大于钱塘江,所以它的沙咀伸展速度非常迅速,它的南沙咀在外伸过程中受到常风向和强风向的影响向南偏转并发生反曲沙咀。它的前缘曾与王盘山相联,并因钱塘江沙咀的成长,使面积相当广阔的海水包围在沙咀之内,以通道与海洋相通,成为现代太湖前身的古代泻湖<sup>[5]</sup>。

与此同时,海水带来的淤泥和浙东山岭冲刷下来的泥沙,逐渐堆积成姚江平原,并将许多海中岩岛联成陆地。

就在长江三角洲沙咀发展,南岸平原的淤积情况下,杭州湾得以形成。使钱塘江河口成为漏斗状的河口。

根据最近的考古资料、钻孔资料、沉积物的实验室分析,使我们对钱塘江河口的形成得到进一步的了解:

1. 上海马桥遗址的发掘,确定在青莲岗文化时期,马桥已经成陆<sup>[6]</sup>,从而说明大约在4000年以前,长江口南沙咀已经越过吴淞向南发展了,同时也可推断南沙咀达到王盘山可能是以后不久的事。

2. 钻孔资料表明,冰后期海侵以前的地面,在长江三角洲平原和萧绍、姚江平原是一个不平整的地面,它们的埋藏深度距离地表各地不一,在昆山、青浦等地沿着长江南沙咀的南缘,有些局部的海侵前地面接近地表,成为沙咀发育的背脊之地。太湖平原的南部海侵时海水较深,太湖平原的北部海侵时海水较浅。原始的水下地貌条件的差异,也就使得长江南沙咀在大量沙泥供给的条件下,得到迅速的发展。

3. 根据萧绍、姚江、富阳近平原的浅层沉积分析,海侵以后,沉积的物质都以细物质为主,从而说明这些平原虽然接近山区,因为植被丰富,但河流供给物质并不很多,所以它们的形成物一部分是河流供给的,还有从海中带来的淤泥物质。这从保留在富阳浅层剖面上代表潮滩发育物质的特点得到证明(图6)。

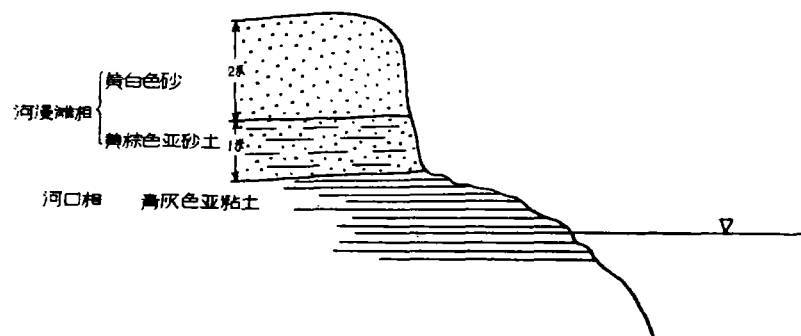


图6 富阳中下沙现代沉积剖面

4. 历史资料证明,东晋六朝而后,长江流域开发转盛,流域来沙丰富,使得长江三角洲在六朝以后外涨加速,南沙咀的淤滩日见加阔,杭州湾的外口向东扩展,使杭州湾的潮流对王盘山附近过去反曲沙咀的前缘加以冲刷,改变了杭州湾的潮汐形势<sup>1)</sup>。

5. 钻孔资料和历史资料证明:杭州城东直至临平、长安一带滨江之地,为沙坎物质沉积,这一事实说明它们的成陆年代当在涌潮发生以后,比萧绍平原的成陆年代为迟。这些地面是在多次强烈的内坍和外涨作用下有以致之的。

上述事实对我们提供了信史以前杭州湾及钱塘江河口的动力性质和沙坎有关问题,提供分析和判断的许多有力根据。

在信史记载的时期里,杭州湾的变化,其北岸自唐宋以东直到现在,变化特点是:长江南沙咀的顶点(即所谓扬子角)向东北移动,千余年来移动距离为40公里。与此同时,海岸一直处在内坍的情况下,千余年来内坍的土地约为105万亩。内坍至宋末元初,便与现代岸线形势大约相当,以后所以得到稳定乃是人为因素的影响。杭州湾的南岸部分,曾经有大幅度的内坍,但总是处在在外涨的条件之下。十三世纪曾内坍8公里,而后外涨。600年来,外涨最宽的地段为15公里,增加的土地面积为185万亩。600年来全部杭州湾净增的土地面积约为560平方公里,即800,000亩左右(图7)。

在历史时期里,现在大尖山至閘口的变化是:萧山至绍兴三江城一线,老海塘之内,没有变化。在十七世纪初年以前,江槽基本在赭山、龛山之间,所谓南大门之中,十七世纪以后,赭山以北的北大门开通了,南大门淤废,形成当前的南沙半岛和赭山湾。北岸在历史时期变化最大,大涨大坍,以海宁至赭山为例,自宋代到清初的剧烈变化达11次之多。平均约为五十年即大涨大坍一次<sup>[7]</sup>。海宁和杭州江岸在十七世纪以前,基本上是和赭山相连的。当时南岸江岸平直,北岸则成为北沙半岛(图8)。

根据上述的资料,可以看出钱塘江河口发展的历史:可能在3000—4000年前左右形

1) 陈吉余:中国海塘工程史。



成漏斗状河口的雏形,逐渐发展,形成今日的平面外形。

钱塘江河口沙坎和钱塘江涌潮,关系非常密切。在探讨河口沙坎的成因时,往往也会联系到涌潮的成因。很早就有人注意到漏斗状河口,逐渐逼狭和沙坎抬升,水深变浅,促使潮波崩溃,是涌潮发生的两个基本因素。但是对于沙坎发生的原因却也有人以为沙坎是由涌潮促使泥沙运动不平衡的必要结果。从而就产生了沙坎是涌潮之因,还是涌潮是沙坎之因的问题。关于这一问题,可以根据钱塘江河口发展历史以及其他河口涌潮发生的实例得到阐明。

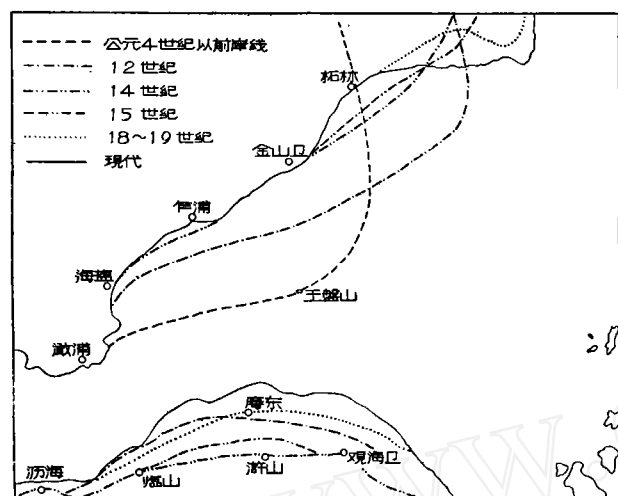


图7 杭州湾两岸变迁图

长江口北支的海门水道有涌潮现象,并且有三起三伏的现象。起处水浅,伏处水深。根据长江北支潮波变形的具体资料来分析。漏斗状海湾是使潮波变形的根本条件。目前长江北支为漏斗状的河口分汊,外海潮波向内传播,因近岸或近河口水深变浅,潮波的前坡和后坡已不对称。但因进入河口口门之内,受到束狭,不对称强度逐渐加大。所以潮波进入北支以后,到了新昌前坡已经很陡了,可是由于水势稍深,没有破碎。从新昌向上,遇到浅滩,便破碎成为涌潮。水深时涌潮消失,水浅时涌潮又再出现。外海潮波进入漏斗状

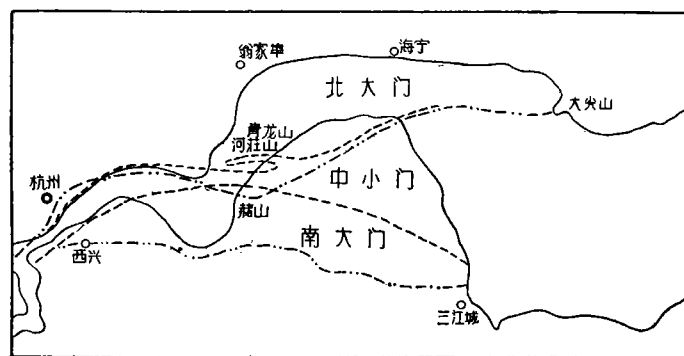


图8 钱塘江河口三门变迁图

河口,逐渐变形的现象,在杭州湾,从绿华山到干浦一段表现得十分明显,而涌潮随着水势深浅时伏时起现象,在现在钱塘江沙坎地段,也常常可以见到。从而可以得出如下的结论:漏斗状河口是潮波强烈变化的主要条件。但是强烈变形的潮波所以破碎,则是以沙坎地区水深骤然变浅为根据。所以沙坎形成于涌潮之前,也是形成涌潮的一个必要因素。

至于沙坎的形成原因,其主要条件是潮波强烈变形,潮波前坡比后坡显著的陡峭,使得涨潮流强度远大于落潮流,使移运而来的物质,在口门的内部沉积下来。但是潮波的强烈变形,显然又是以漏斗状的河口为根据的。那末,我们可以得到另一个结论:漏斗状河口造成潮波强烈变形在沙坎形成之前,也是沙坎形成的必要条件。

我们再探讨一下有关钱塘江河口沙坎形成于什么时代的问题。根据上述的结论钱塘江沙坎形成的时间,是在杭州湾形成以后。由于杭州湾的雏形形成年代距现代 3000—4000 年左右。那末沙坎的形成,在时间上的上限,应不早于距今 3000—4000 年左右的年代,而其高度发展到足以使潮波破裂则应在涌潮发生的起始年代之前。关于涌潮形成的年代,我国历史上最早的记载,距今约近 2000 年。从而可以肯定涌潮发生年代当不迟于公元前后,当然最早也不能早于漏斗状河口雏形形成的时间。而漏斗状河口从雏形到发育成长,从沙坎逐渐形成到足以使潮波破裂,都需要一定的时间,所以将涌潮发生的年代推定在春秋战国之际是比较合理的。从杭州近郊春秋战国的出土文物系埋于沙坎物质之下河口滩地的灰黑土层之中的事实<sup>[8]</sup>,更是证明这一推论是合理的。杨锲认为钱塘潮盛于六朝是值得注意的<sup>1)</sup>。我们可以理解到涌潮形成的时间在 2500 年前左右,而后因沙坎日渐加高扩大,六朝时才逐渐显著起来。我们再根据涌潮发生的时间便可推定沙坎的开始形成,应当比 2500 年为早,但不能早于 3000—4000 年。

这一沙坎的体积是十分庞大的,其物质来源是一个重要的问题。

关于沙坎物质的来源,可以从四个方面来考虑:

第一,河流本身的流域来沙问题。钱塘江流域包括曹娥江流域在内,每年输入河口区的泥沙为 890 万吨(即约为 560 万立方米)。如果这一数值全部堆积于河口区内,2500 年的累计共为 140 亿立方米,只及沙坎物质的 35.5%,而况这些泥沙的粒径大于 0.1 的,一般在未进入沙坎之前便沉降于近口段了。小于 0.005 的粒级,大多数又搬至沙坎范围以外。从当前钱塘江的泥沙运动总数值而言,一次大潮便可带入 110 万立方米的泥沙(海宁)。如果以钱塘江流域来沙全部加入这一巨大的河口泥沙运动之中,当然显得为量不大了。

如果说钱塘江的泥沙对于沙坎不发生任何作用,那也是不正确的。从沙坎剖面中含有某些粗粉砂乃至少量的细砂层的情况看来,它们可能是来自流域的物质。但是在整个比例之中它们只占较小的数值。所以组成沙坎的物质,钱塘江流域的泥沙,不是主要的来源。

第二,钱塘江河口区中冲刷槽的来源。无论是澉浦以下的涨潮冲刷槽或是閘口以上河段的落潮冲刷槽中被冲起的物质,显然是以沉积于沙坎区为主要对象。閘口以上的落潮冲刷槽,体积微小,只有 1400 万~2000 万立方米,可以不计,而澉浦以下杭州湾中的冲

1) 杨锲:海塘掇要卷二。

刷槽,有可能供給钱塘江河口沙坎运动以一定数量的物质。杭州湾中有几个大的冲刷区,而且也都属于涨潮冲刷槽的性质,根据地貌量计,仅在口門以内,它們便提供了近 40 亿立方米的物质,参与泥沙运动。事实上,由冲刷槽带动的物质还不止此数。海島地区,其底部疏松物质有些是参与钱塘江河口的物质运动的。虽然它还对其他地区的泥沙运动发生影响,但对钱塘江河口沙坎的物质来源而言,則是不可忽視的。

第三,长江是钱塘江毗邻的大河口,长江河口的物质运动虽然非常复杂,外海来沙和流域来沙相互交换。但是,无可置疑,长江口水流扩散带出的泥沙,数量仍是不小的。长江落潮时含沙量一般为 1.02 公斤/厘米左右(南港),它們随着水流在口門之外扩散开来,可以影响到很大的范围,长江口的渾水綫因扩散以及被涨潮流带入杭州湾的长江水流,从含盐度上可以得到显示。根据訪問資料,1954 年,长江淡水曾扩散到杭州湾。长江每年泥沙进入杭州湾的具体資料是不足的,我們只就 1959 年 7 月 30 日金山剖面一号垂綫測驗所得,每一潮期单寬輸沙出入相抵,淨进为 1076 立方米,也可知其梗概了。

第四,钱塘江两岸涨坍过程中,河段物质参加河口泥沙运动虽有一定数量,但是这些物质表现为此岸侵蚀,彼岸堆积,相互間大体应得平衡,所以它們对沙坎物质的来源而言,是可以不計的。可是钱塘江沙坎是一种嵌入式的拦門沙,它使底部原来沉积冲刷起来,而又代置以沙坎物质。这种被代置了的物质一般厚达 5 米左右。它們为沙坎形成过程中,提供了沙坎的部分造床物质。

钱塘江河口沙坎的造床物质分选极为优良,它們的粒級介于 0.002—0.10 毫米之間,而上述四种来源的物质都和沙坎物质不相符合。它們的分选指标都不大好,如钱塘江的悬沙分选系数約为 2.63,沙坎嵌入部分被冲起的物质,其分选系数約为 1.98,但是,这四种来源的共同特点都是細物质,适合于沙坎物质粒級要求所占的比值还是相当高的。如钱塘江流域来沙約占 60%,被代置的物质約占 50%。

既然供給物质本身有一定数量与造坎物质相符的粒級,而又不同于沙坎体的物质,这就說明来源物质轉化为沙坎物质是通过长期的淘洗过程的。

## 五、沙坎形成后的演变历史

一般而言,沙坎是水下地貌形体,历史时期没有測驗的图件可資对比,要确定历史时期钱塘江河口沙坎的演变特性,就不得不借助于其他有关方面的資料为其旁証了。

首先,我們从钱塘江河口两岸平原高程的变化来探討沙坎发育过程中动力的变化和 水下地貌的变化。

分析这一問題的理論根据是,地面高程是反映动力作用的变化指标之一。而动力条件的变化也是水下地貌和河口外形变化的具体反映。

在正常的自然条件下,平原地面的堆积高程,应与平均最高水位的高程相适应。因此各个不同时期的地面高程便反映出各个不同时期平均最高水位高程的变化。钱塘江两岸平原的高程各个地段是有所差异的。如杭嘉湖平原一般高程較低,上塘河两岸較杭嘉湖平原高 1—3 米,萧紹平原与上塘河高程相近,南沙、北沙又比上塘河高 1 米左右;姚江平原与杭嘉湖平原相埒,姚北平原比姚江平原高 2 米左右。地区上虽然有着差异,但是可以

看出有两个共同的特点:其一,新的地面高于老的地面;其二,上游的地面高于下游的地面。

在分析地面高程的现象和动力条件变化的关系时,不能忽视最新构造因素的作用。经过资料分析:嘉兴平原西部有史以来地面一般比较稳定。从沉积物资料来看,姚江平原变化也不很大。所以这两个地区可以用作外力变异的根据。

嘉兴平原沉积当时处于泻湖条件之下,辽阔的泻湖使它的高度和一般滨海地带的平均最高潮位,不可能相差很大。所以它的高程和形成漏斗状河口,加大了潮差以后的新沉积地面之间必然存在差异。姚江平原是海积平原与冲积平原的结合体,它们的高度也大体反映平均最高潮位的高度。以这样的高度与长江三角洲的前缘和浙东海滨平原的高程相比,以这样的高程代表当时平均高潮位的高程是完全合理的。这就说明了这两片土地形成时还没有受到漏斗状河口加大潮差的影响,它们形成于杭州湾形成的雏形之前或雏形的初期。

萧绍平原形成时间也比较早,其地面却比姚江平原高出2米左右。造成这一特殊现象的原因,说明它已受三角港式海湾的影响。一方面由于杭州湾初形成时,湾口还在王盘山一带,使萧绍平原受海湾影响,而姚江平原又不受海湾影响,同时,萧绍平原受泻湖影响不普遍,再加上流过平原上的西小江(浦阳江故道)也受到强潮影响,从而它的地面较一般为高。但是,它比富阳附近同时期堆积物的高度相比,还略低一些。

沿上塘河的地面系形成于涌潮发生以后,其中有些部分还是在宋元明时期崩坍以后而又堆积的。可能由于人为因素的影响,尚未涨到与平均最高潮位相应的高程。也可能当时江面在南大门以内比现在显见宽阔,削弱了潮位的高程。

南沙、北沙和姚北平原的高程是和现代平均高潮位相适应的。

通过以上分析,可以看出在钱塘江漏斗状河口形成之初或以前,地面高程所指示的平均高潮位的高度一般不大。而在漏斗状河口形成以后,河口潮差逐渐加大,以致后期的沉积地面高度也逐渐增加。

第二,历史资料和钻孔资料表明,沙坎的外界,特别是涌潮的起点,历史时期可能稍有变化,但位置移动并不很大。

东汉的文字记载:钱塘江、上虞小江及山阴小江并有潮头<sup>1)</sup>。说明当时的涌潮可能有一个共同的浅滩存在。宋人记载中,谓潮头起于纂风亭,即今日大尖山濒海一线,这说明2000年来,涌潮起点几乎没有变化。这一事实说明,虽然过去赭山以上,特别在杭州以东的一带的汤村湾,河势比较辽阔,但大尖山濒海一线,仍然代表杭州湾受到显著约束的开始,正因为如此,才导致物质在这里强烈的堆积。

沙坎的内界,历史时期则比现在为上,大体在閘家堰以西,因为北宋的涌潮浮山大于杭州。经钻孔资料证实:閘家堰断面在现代河流冲积层以下便是沙坎物质,而且厚度很大。从而说明以前沙坎上界还在此线以上,但明代以后,浦阳江改道,加大閘家堰河段的冲刷,使得沙坎上界下移。而且在下移过程中,河道逐渐形成正常的河道了。

第三,历史时期的涌潮变化。涌潮虽约起始于2500年前,但是当时的涌潮强度如何,不很详细,当时涛赋广陵涌潮来得雄巍,所以杨鏐说,浙江涌潮盛于六朝。

1) 王充:《论衡》书虚篇。

关于历史时期,对涌潮的記載,实在太少了,現在只根据片断的記載<sup>1)</sup>加以概括。

其一,海潮通过南大門时,涌潮无声,或者消失。这說明当时南大門江流逼狭,水流刷深,以致河槽深湛,涌潮行于深水,一般都消失,到水浅处重现。

其二,宋代,赭山以上的涌潮比現在为大,传播范围也比現在为远,一直到浮山,而且浮山的潮头很高,所謂其怒自倍。而現在潮过閘口,便已成强弩之末了。

其三,宋代在南大門以內有东潮、西潮之分,是由于当时这一河段,江面寬闊,江心有浅滩,使得潮分为二,和現在海宁以下,因江中浅滩,把涌潮分为东潮、南潮情况相同,而两潮相遇,迴波数道,相互洑迴,也和現在海宁涌潮相近。

这一段河槽,游蕩极烈,而且瞬息更变。甚至舟师漁人,不能知其深浅。

其四,水下沙坎,比現在稍上。

至于海門外的涌潮,以前很少有人記載,而且不为人注意,实际上江走南大門时,海宁城外的涌潮,也很为可观。明人楊魁說:“怒涛数十丈,雪山駕鰲,雷奔霆激”<sup>2)</sup>。

大抵言之,北門未开以前,海在南門,浙江潮在海門之內,很为洶涌,只是明代中叶以后,海門之內,潮头有衰退之势,所謂“自嘉靖甲午以来,不惟不过夷亭,錢塘江边,或旬日不至,时人謂之冻死潮”(楊穆:西溪杂記)这种衰退現象說明海門之外,淤沙漸涨,清初的无名鎮,在明朝中叶便日益扩大,以致潮势不順,使海門以上潮势萎縮。

至于清朝初年潮走北門以后,潮头变化,据陈詒几次对大尖山、海宁等处涌潮的实际观察而写的記載<sup>3)</sup>和現在对比,二百多年来沒有大的变化。

第四,历史时期錢塘江河口水化学的变化。錢塘江河口水化学变化的情况,系根据盐場分布的情况和出卤的多寡来推定的。历史时期有关水化学資料的記載,宋史“食貨志”談到熙宁五年卢秉权提点两浙刑獄时,将浙江盐灶根据出盐多寡,划分分数:“錢塘县楊村場上接睦歙等州与越州錢清場等水势稍淡,以六分为額,楊村下接仁和之湯村为七分,盐官場內为八分,并海而东为越州余姚县石埭場,明州慈溪鳴鶴場,皆九分,至岱山、昌国又东南为温州双穗、南天富、北天富为十分。”

从这一則記載里,可以看出宋代盐場在錢塘江中向上一直到錢塘楊村,萧山西兴一带,其出盐的情况,尚可得六分之多。

可是海水經北門的时候,潮势轉弱,所以到了雍正年間,将西兴盐場裁減而去。“萧山县志稿”认为系海走北門,水淡之故。

根据历史时期地面高程、涌潮变化和一些历史記載、钻孔記錄等,我們可以对历史时期沙坎演变特点,以及由之而起的动力变化,随着杭州湾逐渐发展,沙坎逐渐成长,涌潮发生,平均潮位增加,所以錢塘江河口沉积面的高度逐漸加高。涌潮經南大門时,赭山以上

1) 太平寰宇記謂:“定山突出浙江,按郡国志謂:涛至此,輒抑声,过此,雷吼霆怒”。

苏軾开石門河狀:“潮自海門东来,势如雷霆,而浮山峙于江中,与漁浦諸山相望,犬齿錯入,以觀潮水,洶洶激射,其怒自倍。沙磧轉移,狀如鬼神,往往于深潭中,涌出陵阜十数里,且夕之間,又复失去,虽舟师漁人,不能知其深浅。”

元人錢惟善云:“山岬浮江如盤石,潮出海門中分二派,东派沿越岸,向富春,西派直抵茲山(按指浮山),怒激而回,謂之回头潮。”

2) 楊魁:見潮論,海塘掇要。

3) 陈詒:海宁縣海潮議,海塘掇要。

潮势比现在强,沙坎在纵剖面上呈鞍形,鞍部在“海门”河段。在平面上呈葫芦形。沙坎的上界比今日为上,沙坎的顶部也应在今日之上。换言之,现在的沙坎顶部已经下移了。涌潮经南大门时,由于流势顺直,进潮量(指进入赭山以上河段)比今日为大,它的含盐度也比现在为高。海走北大门时,由于江槽迴曲,经过沙坎地段的路綫增加了,潮波传播受到地形影响加大了,以致进潮量较走南大门时为小。杭州河段,河水作用便随之加强,所以水的含盐度也便降低了。海走北大门由于进潮量减小,所以江水的比值也改变了。因此沙坎的顶点位置也便下移至现在的位置。对仓前七堡河段来讲,在时间的变化上,河底高程在这里是加高了。

## 六、結 論

钱塘江河口沙坎是在漏斗状河口、动力结构极度复杂,泥沙来源丰富,河槽大冲大淤,极不稳定的条件下形成的。它的体积非常庞大,与流域特性不相适应,组成物质,分选非常优良,而且非常疏松。

沙坎的形成以漏斗状河口为基本条件。涌潮形成又以沙坎为根据,涌潮形成以后,使得这一沙坎河段动力结构改变,河床性质改变,处于大冲大淤条件之下的物质,往返搬运,不仅改变其物质性质和物质结构的种种特性,而且也影响到沙坎形体要素和河槽摆动范围内的种种地貌现象的变化。

根据考古资料和历史资料推断,杭州湾形成的时间约在 3000~4000 年以前,沙坎开始形成,就在杭州湾形成以后(即距今 3000~4000 年以前)。变形了的潮波,导致进出沙量不平衡。部分物质在漏斗状内部堆积,不断发展有以致之的,到距今 2500 年前左右,由于沙坎成长到一定高程的时候,潮波由强烈变形而破裂,形成了涌潮。

形成沙坎的物质,可能有四个方面的来源,流域来沙、口外沿岸泥沙流(包括邻近河口来沙),河口区冲刷槽和河段本身的泥沙搬运。这其中,海域来沙是主要的方面。

在历史上,沙坎的下界较稳定,上界向下移动,当潮流从南大门进出时沙坎成鞍形,经北大门以后,沙坎滩顶河段,潮势较南大门为弱,江流作用增强,滩顶有下移之势。

(收稿日期:1963 年 9 月)

## 参 考 文 献

- [1] 薩莫依洛夫:河口演变过程的理论及其研究方法,科学出版社,1958。
- [2] T. Janssen and W. Hansen: Generalities Concerning the Influence of the Currents and Water levels in the German Bay on the Coast Formation, 19th International Navigation Congress, 1957.
- [3] 錢宁等:钱塘江河口沙坎的近代过程,见本期。
- [4] 戴泽豪、李光炳:钱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。
- [5] 陈吉余等:长江三角洲的地貌发育,地理学报,第25卷 第3期,1959。
- [6] 曾昭燏、尹焕章:江苏古代历史上的两个问题,江海学刊,1961年12月。
- [7] 陈吉余:杭州湾地形述要,浙江学报,第1卷 第2期,1947。
- [8] 浙江省文物管理委员会:杭州水田畝遗址发掘报告,考古学报,1960年第二期。

## ФОРМИРОВАНИЕ ПЕСЧАНОГО ПОРОГА ЭСТУАРИЯ РЕКИ ЦЯНЬТАНЦЗЯН И ЕГО ИСТОРИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Чэн Цзе-юй, Ло Цзю-да, Чэн Дэ-чан, Суй Хай-гэнь

(Лаборатория устья реки и берега моря Педагогического института Восточного Китая)

Цяо Пэн-нянь

(Научно-исследовательский институт водного хозяйства и гидроэнергетики)

### Резюме

Одним из важных факторов чрезвычайной неустойчивости русла устья реки Цяньтанцзян является песчаный порог в ее устье. Полное понимание формирования и эволюционных процессов этой аккумулятивной формы имеет весьма важное значение для регулирования русла и поднятия земли приливно-отливной полосы устья реки Цяньтанцзян.

В данной работе прежде всего рассматриваются причины формирования устьевого бара и указывается, что песчаный порог представляет собой особый тип устьевого бара.

В настоящей статье анализируются характерные особенности аккумулятивной формы песчаного порога устья и его слагающих материалов, оценивается ее объем. Эти характерные особенности являются конкретным отражением основных черт динамических условий в процессах формирования песчаного порога.

В статье рассматриваются процессы развития устья р. Цяньтанцзян, процессы и время формирования ее песчаного порога, время появления поророк, а также обсуждаются вопросы об источниках слагающих материалов песчаного порога с указанием, что главным источником служит нанос со стороны моря.

Кроме того, в настоящей работе изучаются вопросы об изменениях песчаного порога после его формирования, об изменениях динамических условий устья, характера поророки и гидрохимического состава и др. в историческом периоде, и излагаются выводы по всем этим вопросам.