

# 长江河口及其水下三角洲的发育

陈吉余 朱慧芳 董永发 孙介民

(华东师范大学河口海岸研究所)

长江为中国第一大河。以其长度言，与美国密西西比河相埒。但它们的河口性质不同，发育形式也各异。现代的长江河口是一个丰水多沙的中潮河口。自徐六泾以下，三级分汊，由北支、北港、北槽和南槽四口分流入海。在它们的口门，有一个宽阔的拦门沙系，由滩槽交互组成。在其口外，为一扇形的水下三角洲，其前缘最远处，在  $123^{\circ}\text{E}$  附近。对于长江河口发育的历史过程，已有一些文献进行探讨，本文只概括地予以阐述，而着重论述近百年来河口演变、拦门沙的塑造和下水三角洲的特征。

## 一、长江河口发育的历史过程

现代河口的形成具有世界统一性的特点。冰后期海侵在距今 6000—7000 年前，海面达到或者接近现在的高程附近，所以现代河口的发育可以从大西洋期开始。当海面上升、海水内浸时，长江在镇江、扬州附近入海，呈漏斗状河口湾（图 1）。现在的长江三角洲当时大部分是泻湖、沼泽和滨海低地。在波浪作用下，在海岸或岸外沙坝地带，形成了一系列贝壳堤。在现在的太湖平原前缘，有一条隆起的地带，由 3—5 条贝壳堤组成。其中最老的一条称作沙冈。经  $^{14}\text{C}$  测定其底部为 6000 多年，其东面的紫冈和竹冈分别为 5500—5800 年和 4200 年<sup>1)</sup>。说明在那个时候长江来沙远不如现在丰富。海岸外伸的速度非常缓慢。

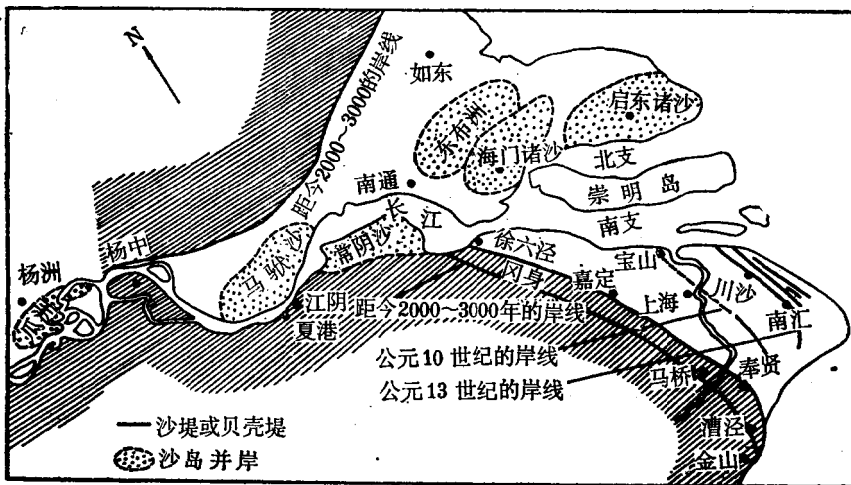


图 1 长江河口历史变迁

1) 刘苍字、吴立成、曹敏(1982年)上海西部岗身的成因与年代。

人类活动增强了河流的固体径流，从公元三世纪以后，长江流域山区的开发使河流输沙显著增多，十世纪时的海岸线已经到黄浦江东岸，十二—十三世纪海岸已经到达川沙、南汇县城一线。一道道海塘记录着各个不同时期的岸线所在。历史时期长江口南岸以每40年1千米的速度向前伸展，近代则增大为每23年1千米。所以长江口的南岸是以边滩外涨的形式向前推展的。

可是，长江口的北岸却是另一种发展形式。它是一系列沙洲或沙洲群通过夹江淤阻，和岸相连的。使苏北嘴逐渐向东南方向伸展。

长江南岸的岸线外伸，北岸的沙岛并岸，使长江河口湾逐渐束窄。如镇杨河段从12千米缩狭为2.3千米，江阴河段从11千米一般束窄到3.5千米，南通河段从18千米束窄为7.5千米，河口口门则从180千米缩狭为90千米。

如上所述，长江三角洲的发育过程是以湾的不断填充来实现的。它和密西西比三角洲因河流几次改道，由几个不同时期的亚三角洲合并而成是迥然不同的。

## 二、近百年来的河口演变

十八世纪长江主泓从北支改走南支。这样的变化必然引起长江河口河槽要进行调整，与来水来沙的改变相适应。从而引起了南支扩大、北支缩狭、崇明岛南坍北涨，长兴岛、横沙岛成陆和九段沙的形成（图2）。

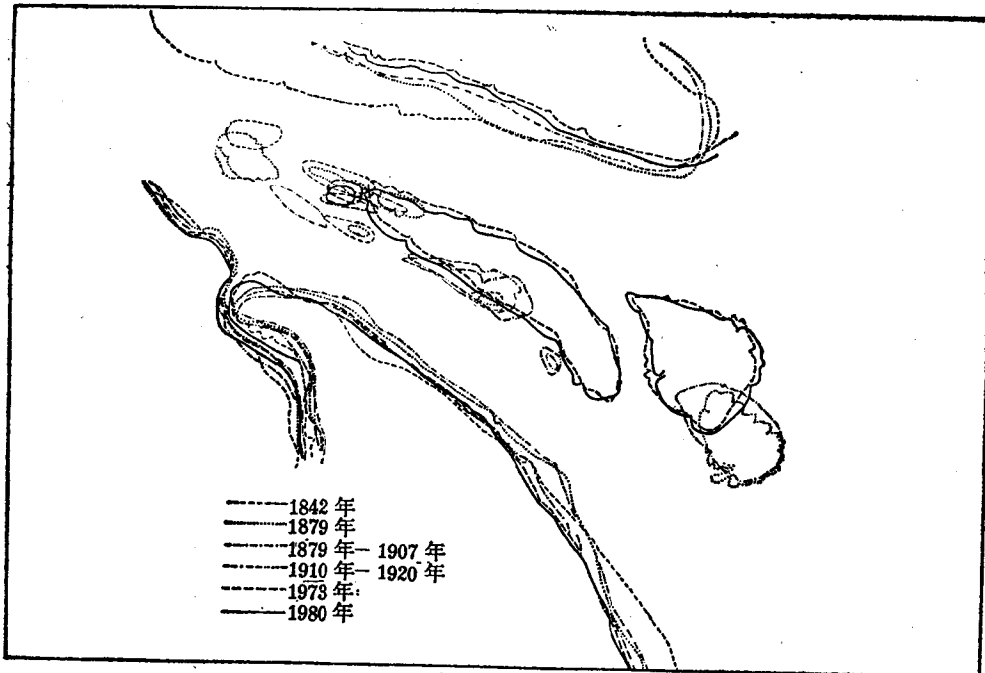


图2 长江口、长兴、横沙演变图

南支各断面扩大的情况，列如表1，与南支扩大的同时，横沙岛和长兴岛在成长。涨落潮流路分歧在很多河口是存在的。这种现象在长江口非常明显。在涨潮槽和落潮槽之间的缓流地带，常为阴沙出没之所。1842年海图反映出：现在的北港位置是一条涨潮槽，南港

表 1 19 世纪以来南支—南港断面宽度变化

| 断面位置      | 1842—1860年<br>(千米) |         | 1958—1961年<br>(千米) |         | 扩大: +<br>缩小: - |
|-----------|--------------------|---------|--------------------|---------|----------------|
|           | 1842—1860年<br>(千米) | (1861年) | 1958—1961年<br>(千米) | (1961年) |                |
| 杨林塘       | 8.1                | (1861年) | 9.7                | (1958年) | +1.6           |
| 堡 镇       | 13                 | (1842年) | 17                 | (1958年) | +4             |
| 121°45'沿线 | 25.4               | (1842年) | 26.7               | (1961年) | +1.3           |

是落潮槽。它们之间是一条长条状的阴沙带。十九世纪六十年代，长江主泓改由南港入海，这个沙带被10米槽切开。沙带上的鸭窝沙于该世纪四十年代围垦，横沙岛则于该世纪八十年代筑圩耕种。

现代的长兴岛由6个沙岛组成，即鸭窝沙、潘家沙（又称永定沙）、金带沙、圆之沙、石头沙和瑞丰沙，其中鸭窝沙和潘家沙是自然演变合并外，其他几个都是本世纪六十年代和七十年代经人工筑堤才相互连接在一起的（图2）。

现代的横沙岛在其发育过程中则是东南岸受蚀，西北岸淤积，沙岛向西北方向作大幅度移动。其所以如此，主要是：（1）受到拦门沙浅滩上涨潮槽的冲刷所致。（2）受到东南风浪的冲蚀，东南岸后退，西北岸处于波影地区不断淤积的结果。

现代的九段沙，原来是横沙东滩的一个组成部分。本世纪四十年代中后期，南港落潮槽的尾端有所偏转，原来在这片浅滩中的涨潮槽有所发展，上下相互接通，成为北槽，遂使九段沙脱离横沙东滩独立于北槽和南槽之间，形成心滩，目前，九段沙高程已达中潮位，落潮暴露，涨潮淹没。

北支河道一个世纪以来，发生了本质的变化：其一：河道缩窄和淤浅（表2），其二：北支径流下泄量逐渐减小。它在十八世纪以前曾是长江径流下泄的主泓道，1915年尚可排泄25%的长江来水。然而经过三十年代到五十年代的变化，北支显著淤浅，五十年代末，经过北支下泄的径流只占长江总径流的1—2%，此后则可见水沙倒灌现象。不仅如此，由于径流下泄量少，河口盐度显著增大，使北支盐水向南支倒灌。其三：由于涨潮作用增强，潮差有所增大，北支下口河宽微有增大，河槽出现潮流脊现象，使北支转化为准强潮河口的性质。

表 2 北支河道断面变化

| 断面位置  | 河宽(米)* |        |        | 断面面积(米 <sup>2</sup> ) |        |        |
|-------|--------|--------|--------|-----------------------|--------|--------|
|       | 1917年  | 1958年  | 1978年  | 1915年                 | 1958年  | 1978年  |
| 青龙港附近 | 6000   | 2000   | 1850   |                       | 12 980 | 4390   |
| 三和港附近 | 8500   | 6200   | 4000   |                       | 17 385 | 9535   |
| 吴沧港附近 | 8500   | 10 500 | 11 300 |                       | 38 685 | 29 025 |

带\*为岸距，不带\*为0米以下。

### 三、长江河口的拦门沙

河口之有拦门沙是世界河口的一种普遍现象，长江口各个入海叉道，也都有航道拦门

沙存在，在航道拦门沙之间有浅滩发育，所以拦门沙航道和浅滩相间，构成了一个分布广阔的拦门沙系。

就长江口拦门沙而言，其航道的滩顶水深，一般都在6米左右，这样的自然水深在世界拦门沙中还是比较优良的。如密西西比河口的南水道和西南水道，在它们没有治理以前，拦门沙的滩顶水深只有2.7米左右。然而长江口的拦门沙却存在滩长、坡缓，变化复杂的特点。

长江口拦门沙河槽的滩长情况：北港最短，南港最长。不足10米水深的滩长，北港平均为39.6千米，南港平均为64.2千米（一百年资料的平均数值）。长江口滩长所以很长，是和它的前坡非常缓和和由细颗粒泥沙组成有关。图3为长江口拦门沙的前坡与密西西比等河口水下坡度对比。

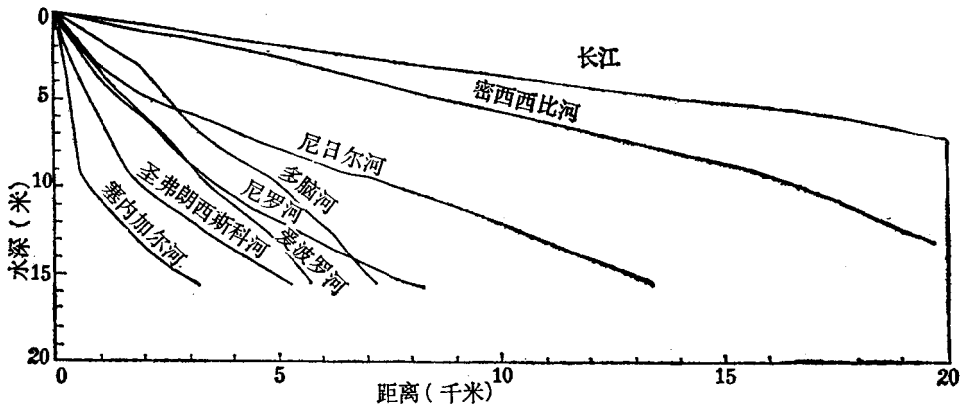


图3 八条大河河口水下平均坡度图(据:Colenam修订)

虽说长江口拦门沙的水深处在自然平衡状态，航道的位置也是相对稳定的，但是平衡是运动中的平衡，稳定是运动中的稳定，不断变化的水深和平面摆动，增加了拦门沙变化的复杂性。引起拦门沙变化的因子是多种多样的，主要是由于河流脱离了两岸的约束，江流、海潮、波浪、盐淡水交会等相互作用的结果。

脱离了两岸约束的水体在拦门沙地区地貌分异为浅滩和航道，浅滩和航道都要适应于它们的动力特性，这就与口门之内受到两岸约束的河口河槽有所差别。河口河槽受落潮水流惯性力作用的影响向口外拦门沙地区延伸，而拦门沙下段的槽线受到涨潮流的流向影响较大，这就使拦门沙航道的上段和下段都有一个衔接的问题，而衔接之所在，在航槽方向上都有一些虽然是和缓的但也是较明显的转折。而转折之所在，又往往与拦门沙航道的浅段相符合。另一方面，这个转换位置又恰和洪季盐淡水交会的滞流点基本符合。如所周知，盐淡水交会是导致河口悬移质絮凝沉降的重要因素，而滞流点正是下泄流和上溯流带来物质沉积最强烈的位置，同时也是河口最大浑浊带的核心所在<sup>1)</sup>。这种现象在沉积物特性上也有反映，滞流点常驻位置，其组成物质也是最细的。

拦门沙滩顶高程有长周期、年周期和短周期的变化：长周期变化主要与南、北港分流分沙变化和长江洪水在河口的造床作用有密切关系。一般而言：当径流主要通过北港下泄时，北港拦门沙刷深，南港拦门沙淤浅；反之亦然<sup>2)</sup>。如1842年，长江主泓走南港、北港拦

1) 沈焕庭(1980年)：长江口最大混浊带变化规律及其成因探讨。

2) 马林卿、毛佩毓(1981年)：长江口南、北港及入海水道河床演变分析，南京水利科学研究所。

门沙滩顶水深为4.11米,1864年主泓在北港,北港拦门沙滩顶水深达7.32米,出现了历史上长江口最好的拦门沙滩顶水深。而在1860—1927年长江口走北港之际,长江口南港拦门沙有相当长的一段时间水深恶化,甚至在1880—1920年,南港拦门沙出现涨潮流增强,导致潮流脊的形成。另外,上游河道有沙体推移而下,也会使拦门沙滩顶水深发生变化。如南槽从1958年到1969年拦门沙滩顶普遍淤积0.5—1.0米,这一方面是1965年以后南港深槽北移,另一方面也是由于南港淤积体下移的缘故<sup>1)</sup>。长周期变化在拦门沙地区可以有1.8—3.21米的变幅。

长江口有洪淤枯冲年变化的特点。长江口的盐淡水交会基本属于缓混合型,但在洪季径流量大时,表底层盐度梯度大,可能出现弱混合型,枯季径流小,表底层盐度差小,则可能出现强混合型。洪季滞流点常在铜沙浅滩摆荡,因而造成显著的淤积<sup>2)</sup>,尤以小潮时期为甚。枯季滞流点上移到小九段附近,铜沙浅滩处于潮流作用相对增强的情况下,滩顶受到冲刷。这是长江口拦门沙洪淤枯冲的一个重要因素。其年变幅为0.2—0.9米。

潮汐周期和风暴周期(storm cycle)对拦门沙也有一定影响。浮泥观测资料表明,它主要出现在洪季小潮,厚度可达一米左右。洪季大潮则一般没有浮泥<sup>3)</sup>。风暴周期的变化,在某些钻孔资料中,可以见到厚层粗粉砂的沉积<sup>4)</sup>。

拦门沙航槽的平面摆荡,与上游来水、来沙、分水、分沙有密切关系。如近年来,北槽落潮流量有所增加,南槽有所减少。因此,北槽下段九段沙北侧受到冲刷,使九段沙下段在外伸过程中,近南槽一侧出现淤涨南压的现象<sup>5)</sup>。

#### 四、长江河口水下三角洲

长江河口有一个规模宏大的水下三角洲,面积约为1万多平方千米。其上端即前述的拦门沙滩顶,它下界水深为30—50米稍多。它的北界与苏北浅滩相接,南界越大戡、小戡叠覆在杭州湾的平缓湾底(-8—-9米)之上<sup>6)</sup>。

对于长江口外水下三角洲的前缘问题,过去曾有不同的见解。有云:在-10米、-25—-40米左右,有云:可达-60米左右,其所以如此,主要是由于早期资料缺乏,受到条件限制,后期调查手段改进,资料比较充分的缘故。事实上,长江口水下三角洲并不是一个同一深度的等深线,它受到堆积所在下垫面的原始地形的控制。图4所示,长江口外有一个水下谷,以西北—东南的方向向长江口方向伸延,其顶端直到崇明东滩的外侧。其顶部水深较浅,为40—50米,向东南水深较大,在南槽口外可达60米左右的深度。水下谷的北面便是和缓向东倾斜的“长江口大浅滩”。水下谷的南面是平坦的古三角洲埋藏阶地。水下大沙滩(长江古三角洲)的成因不在本文讨论范围之内,故未予阐述,长江口外水

1) 黄胜(1981年)长江口基本情况及河床演变,长江口航道治理研究,第一集。

2) 韩乃斌(1981年)长江口盐水入侵分析,长江口航道治理研究,第一集。

3) 徐海根、谷国传(1981年)长江口南槽浮泥初步研究,华东师范大学河口海岸研究所所长长江口1981年科研成果选编。

4) 恽才兴、陈德昌、闵秋宝、丁文鉴(1965年)长江口南边滩季节性冲淤变化基本特征,华东师范大学河口海岸研究所河口海岸研究成果汇编(长江河口研究)。

5) 王谷谦(1982年)北槽演变及开辟为通海航道的可能性初步分析,上海航道局设计研究所讨论稿。

6) 由于长江入海泥沙向南漂移甚远,所以本文南界参考水下地形资料,以大戡、小戡附近为界。

下三角洲就是在这样的基底上堆积而成的。所以它北部前缘水深较浅，约在 25—30 米，南部伸入水下谷的西坡，前缘水深较深，一般在 40—50 米，局部地区可达 60 米左右。

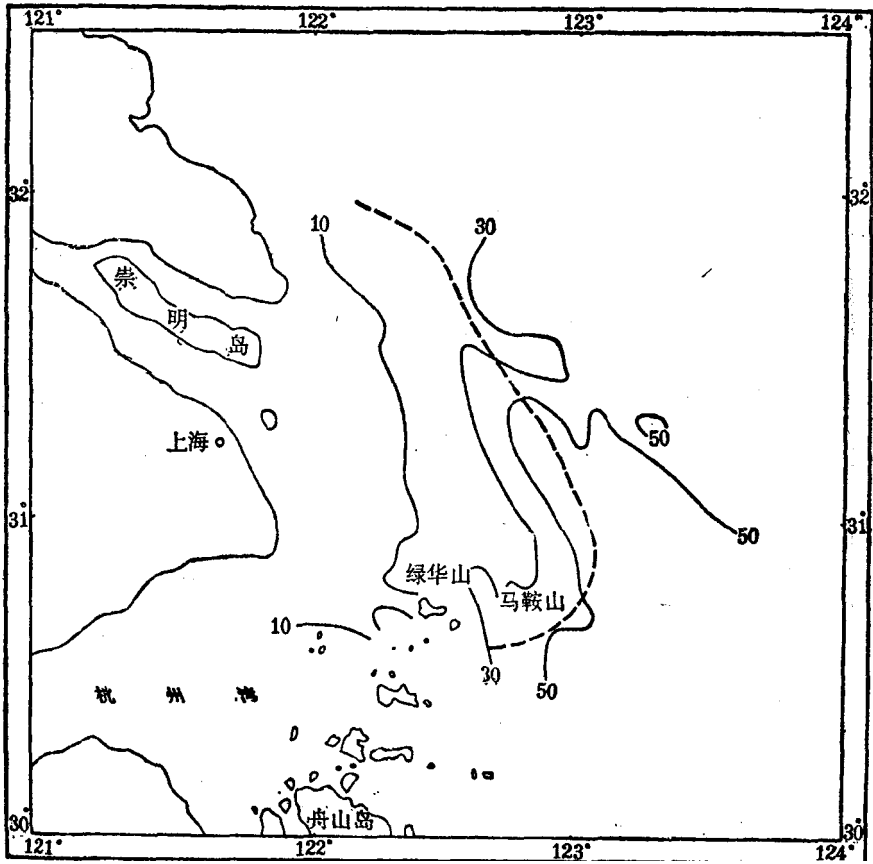


图 4 长江口外水下三角洲分布图

水下三角洲沉积物质来源，无疑主要来自长江河流，但也与苏北海岸和杭州湾存在着泥沙交换。长江是一条丰水多沙的河流，每年泄出的径流量达 9250 亿方，输沙量为 4.86 亿吨。洪季 5—10 月 输出径流占全年的 71%，输出泥沙占全年的 78%。巨量的径流和大量的悬沙主要由北港、北槽和南槽下泄，冲淡水在口外扩散，影响范围甚广，其在口门之外，盐度梯度甚大，淡水层浮托在盐水层之上，尤以洪峰下泄为显（图 5）以浮托力为主的河口，泄流呈湍流扩散，形成均质水层。即是非洪峰下泄的洪季，泄流受惯性力和浮托力控制。北港、北槽和南槽的泄流在水下三角洲彼此叠覆，口外仍成均质水层，悬沙也呈均质分布。图 6 为南槽口至口外落转涨期间沿程含沙量变化的情况。从中可以看出：沙量在口外递减的情况，3# 站位至 6# 站位为最大混浊带，绿华之北也即水下三角洲的前沿附近，表底层沙量分布均匀，都在 0.2 公斤/米<sup>3</sup> 左右。一般情况下泥沙的输移路线，北港出来的悬沙有向东南输移的现象，但在洪季高流量大潮期，泥沙主要从南、北港向东输出（图 7），而在小潮期，在水下三角洲深水部分，泥沙则有向内输入的现象。

长江口与苏北泥沙交换是复杂的。夏季在偏南风的情况下，—5 米以内，沿岸泥沙向苏

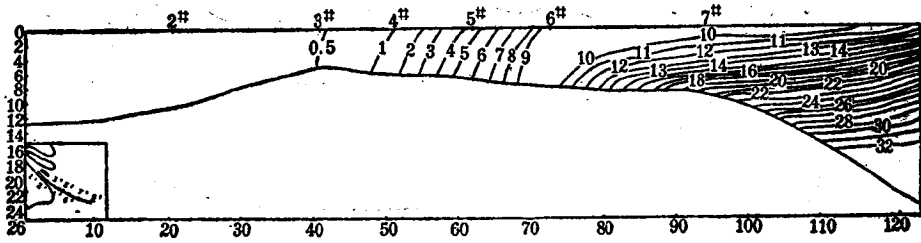


图 5 长江口南槽盐度纵向分布图 (单位 ‰)

1982年夏季大潮(落转涨)

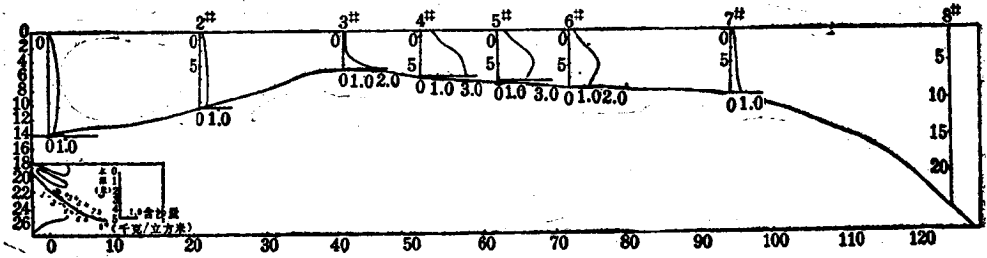


图 6 长江口南槽含沙量沿程垂线变化图

1982年夏季大潮(落转涨)



图 7 长江口泥沙运移示意图

1982年夏季大潮

北漂运。在-25米向外,泥沙向东北海域漂移,而在二者之间则有一股近岸漂沙向长江口运移。冬季由于偏北风作用,苏北沿岸漂沙有向长江口南下的趋势。至于长江口和钱塘江

泥沙的交换，一般而言，无论冬夏，都向杭州湾方向搬运<sup>1)</sup>。

复杂的动力条件，长江口外水下三角洲的沉积物分布也是复杂的，但也有规律可寻。图8所示：(1)约以 $31^{\circ}20'N$ 为界，北部颗粒较粗， $122^{\circ}30'E$ 以东粒级一般粗于 $4\phi$ ，以西，除崇明东滩较粗外，北支口至苏北大部为 $4-6\phi$ 。只有与上述苏北近岸南下泥沙相符的一个狭窄地带为 $7\phi$ 。在 $31^{\circ}20'N$ 以南，大部分地区中径为 $7-8\phi$ 。南北两部分之所以不同，由图9可以得到反映。南部正是当前长江口的主要淤积地带，北部或为冲刷地带，或为相对平衡带。十八世纪以前应为长江河口强烈淤积区的苏北咀岸外，现在由于长江来沙减少而出现沉积粗化现象。不仅如此，就是上一个世纪下半叶，强烈淤积区的佘山向外，也明显粗化。(2)拦门沙地带，滩槽的沉积物显著不同。航槽之中，沉积物较细，一般为 $5-7\phi$ ，而浅滩地区则较粗，一般为 $2-4\phi$ 。其所以如此，与浅滩受到波浪掀沙有关。虽然是长江河口属低波能环境，但引水船所在仍可见到波高较大的大浪。浅滩部分在破碎波的作用下，细颗粒泥沙掀起而被水流带走。从而物质粗化。(3)航槽之中，滞流点所在，为上溯流沿底搬运物质堆积之所，物质较细。由于洪季滞流点随流消长而上下移动，它的上下常驻点（滞流点停留时间较长的地点）附近的物质最细。沿程沉积物粒度分布表明，一个粘土质沉积区在拦门沙滩顶地区，另一个在 $122^{\circ}05'E$ ， $31^{\circ}05'N$ 附近。前者是上常驻点，后者是下常驻点。(4)总的讲来，以长江口水下三角洲的顶部至前三角洲，物质逐渐变细，而至前三角洲和残留沙的接触处，物质又骤然变粗。

水下三角洲的沉积系列，从拦门沙地区钻孔资料可以反映出它们的基本情况：在现在

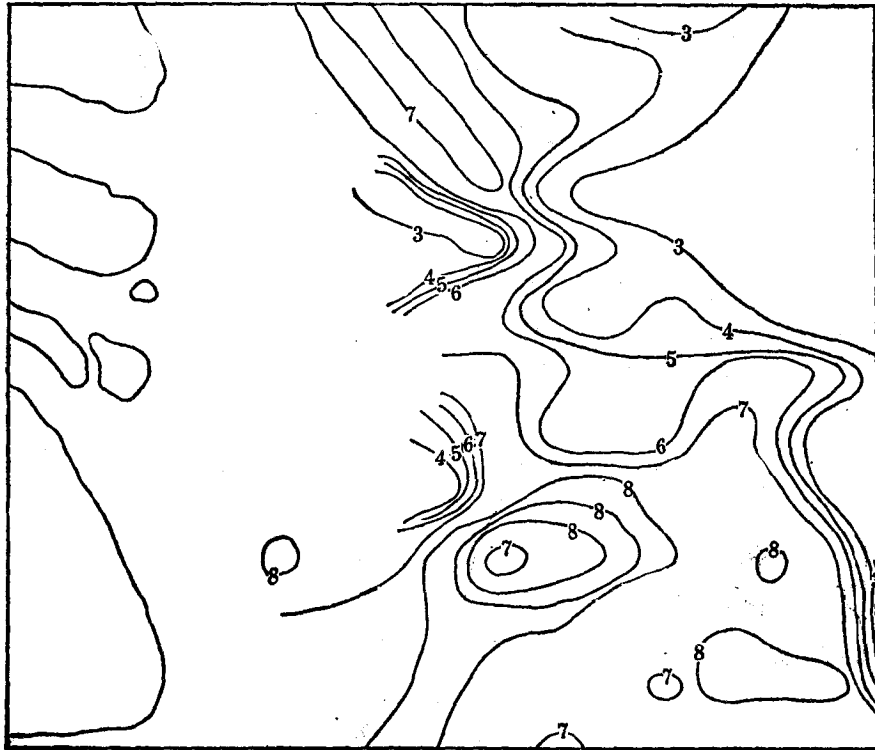


图 8 水下三角洲沉积物分布图

1) 傅才兴、徐海根(1973年)：长江口泥沙分布特征及泥沙来源问题，华东师大河口海岸研究所河口海岸研究成果区编1980年长江口部分。

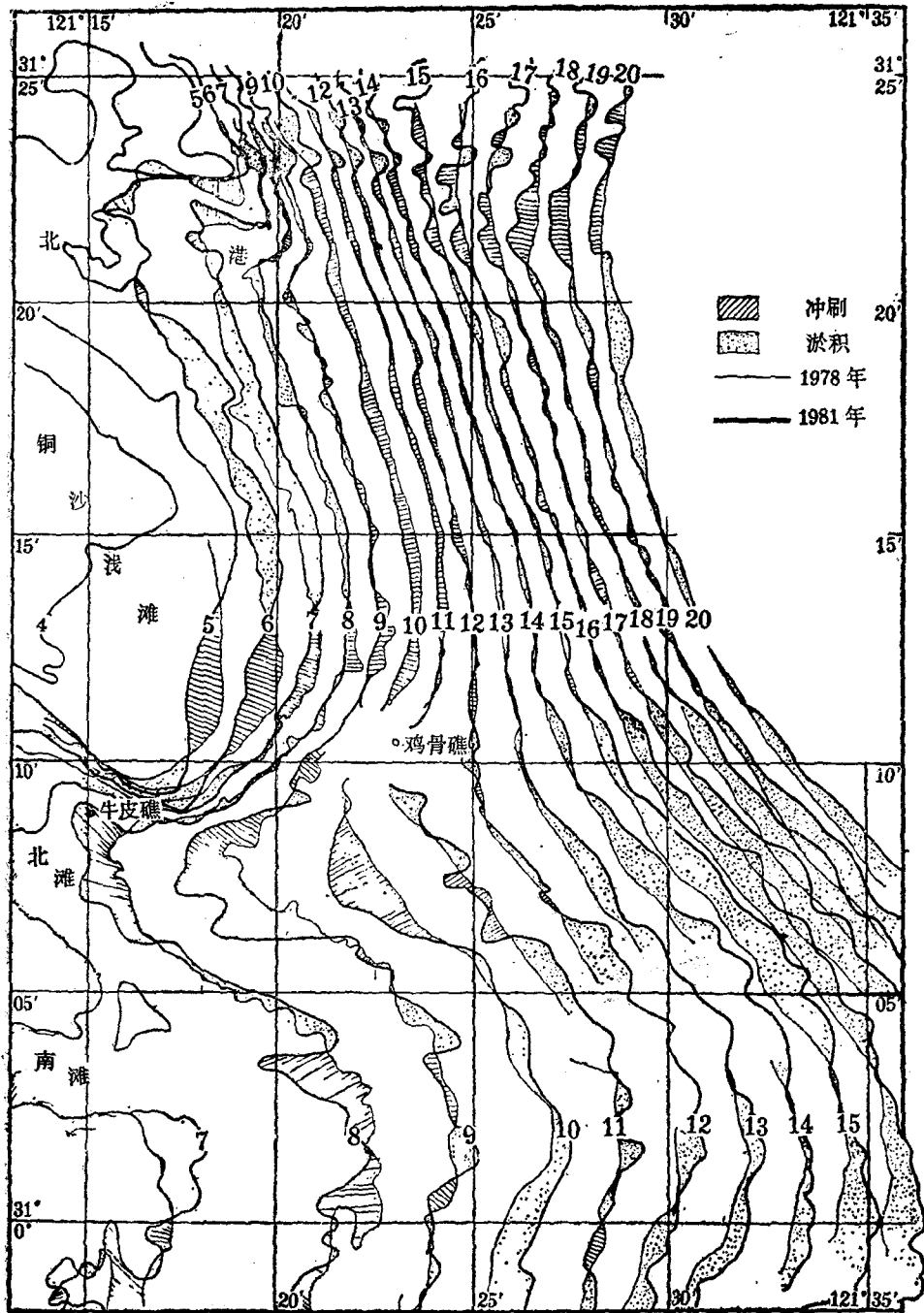


图 9 1978—1981 年长江口外冲淤变化图

的长江口门附近，-28米以下至-34米左右，为前三三角洲相的浅海沉积物，系青灰色粘土，质纯而细腻，层理不清晰，具明显的虫孔，其下未见残留沙，而为海浸阶段的滨海相沉积物 淤泥粉沙相互成层。-8—9 米以下至 -28 米左右为三角洲前缘相沉积，下部为青灰色淤泥夹薄层粉沙，粒级较下部为粗，中径为  $5.1-6.3\phi$  -8 米以上至 -1 米为拦门沙

沉积，下部为细砂—粉沙，上部为粉砂—细沙。-1米以上为三角洲顶积层。

长江水下三角洲的地形变化是非常复杂的。它一方面逐渐向外海伸展，另一方面也是在冲淤变化过程中不断改变冲刷和堆积部位。长江河口从1842年来就有水深测量，图10为1842年的长江口水下地形图。从中可以看出：当时长江主泓由南港下泄，北港是一个涨潮槽性质，其上口与南支之间，无大于-5米的通道。口外，崇明东滩-5米线在佘山以西13公

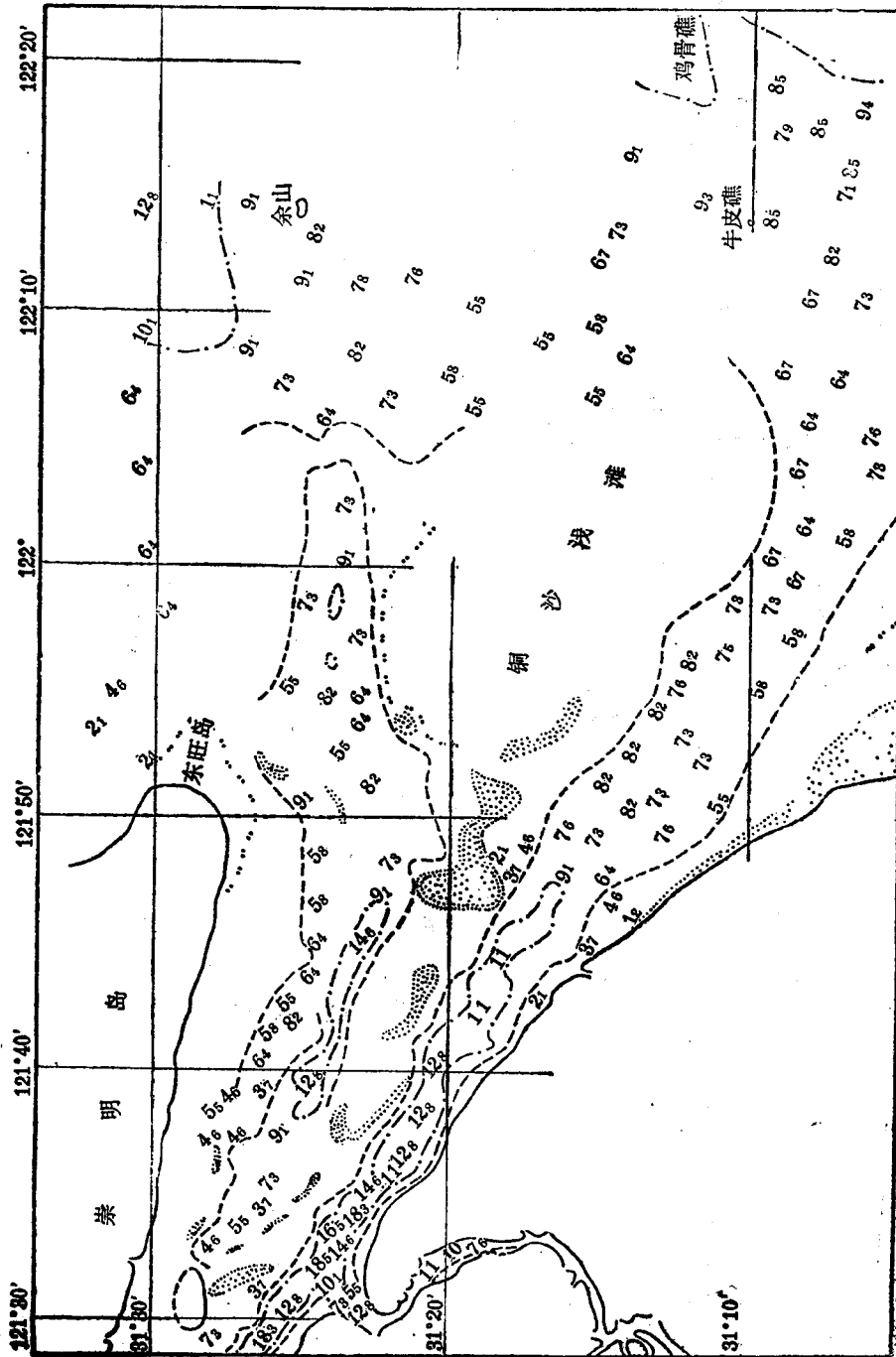


图 10 1842年吴淞—鸡骨礁水下地形图

里，南港口外-10米线最远处在鸡骨礁外2.8公里。长江主泓1860年左右改由北港入海，经过20年至1879—1880年，水下地形起了较大的变化，北港北侧迅速淤涨，-5米推进8千米（距佘山只有5千米）北港口外-10米线向东南伸出，成尖咀形状，-15米线也向外伸出，虽然其外沿位置较-10米线的尖咀偏向东南，但也呈尖咀形突出，二者遥相对应，说明北港泄出泥沙一部分使崇明东滩延伸，另一部分向东南方向漂运。南港口则向内刷进，-5米线距牛皮礁为10千米，-10米线移到鸡骨礁的内侧，图11为1842—1880年长江口冲淤对比。长江主泓本世纪二十年代改由南港入海，1931年图件基本代表长江走北港阶段口外水下三角洲的冲淤变化，图12为1931与1880年冲淤对比，可以看出崇明东滩-5米线已推展到佘山以东3.5千米，-10米线向前推进11—16千米。横沙东滩-5米线南北迁移或者分化，但距牛皮礁的距离变化不大，而南港口外的-10米线向内刷进3.5—6.5千米，-10米线在鸡骨礁之内4.3千米。纵观在长江主泓走北港入海的时期内，北港口外总的趋向是淤积，南港口外受到冲刷，所以1931年的-10米线在北港口外是向外最突出的地段。

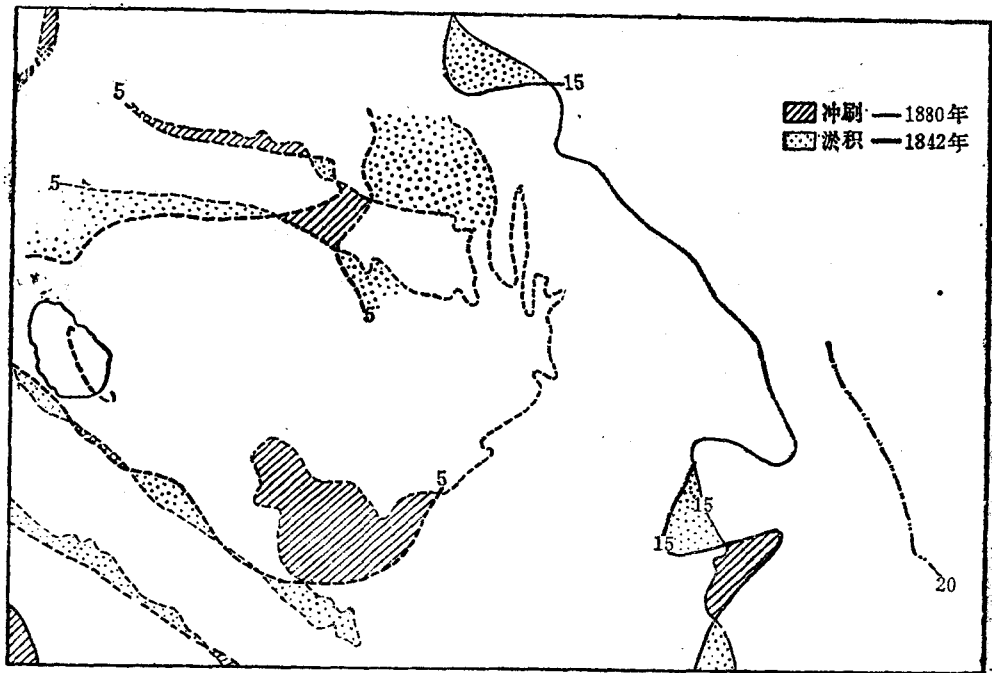


图 11 1842—1880年长江口外冲淤图

1931—1976年长江主泓在南港入海。以1973年和1931年图件对比（图13），崇明东滩-10米线刷进5千米左右，横沙东滩-5米线向前淤积6.5千米，南港口外淤出，其-10米线伸展11.5千米。从而南港口的-10米线是水下三角洲最突出的部位，一变长江主泓走北港外泄的水下地貌的形势。

近几年长江主泓走北港后，水下三角洲冲淤的变化以图9所示。崇明东滩-10米线外微受刷进，北港口南侧-8米线向外淤出，-10—13米微受冲刷，-14米线向外，基本处于冲淤平衡状态。长江南港口-11米线向外，仍然淤积甚速，说明北港悬沙仍有向南漂移的形势，-10米线内的航道所在，以涨潮流相对增强，有内刷形势，而两侧滩地则受到冲刷，反映泥沙供给有所不足。

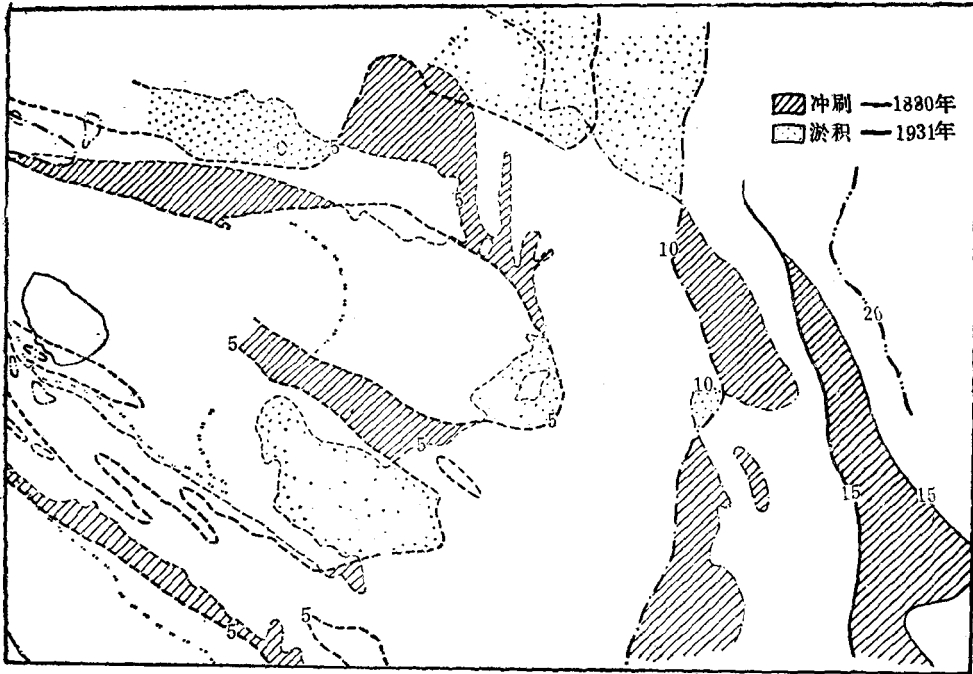


图 12 1880—1931年长江口外冲淤图

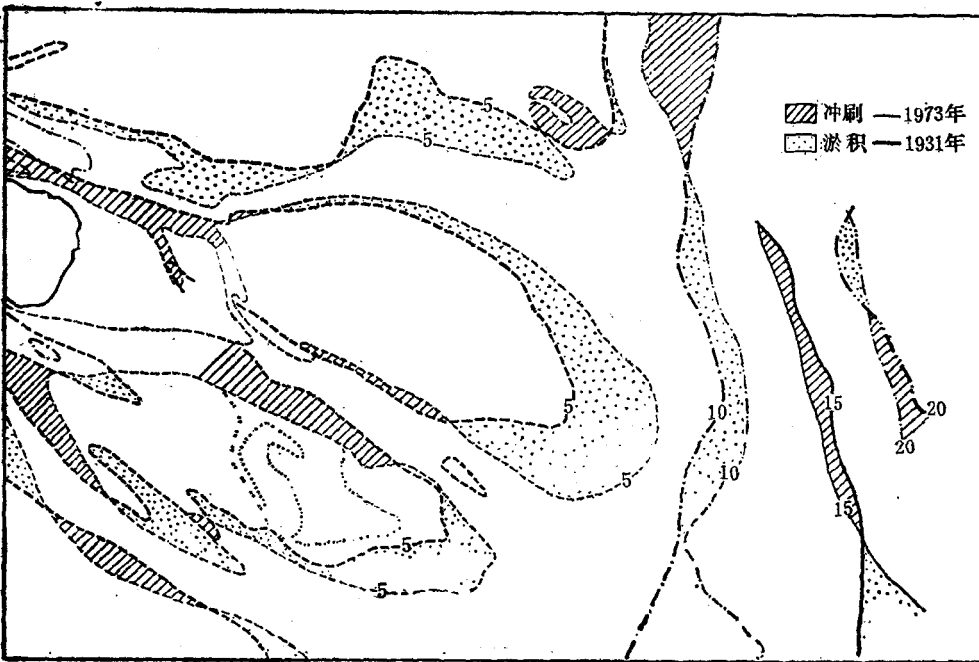


图 13 1931—1973年长江口外冲淤图

近 100年来，长江口冲淤变化的总趋势（图 14 是水下三角洲 -5米线普遍向海伸展 5—12 千米，-10米线除局部内蚀外，也是普遍向海淤涨的，其在南港口外，最大推展距离为 14 千米。

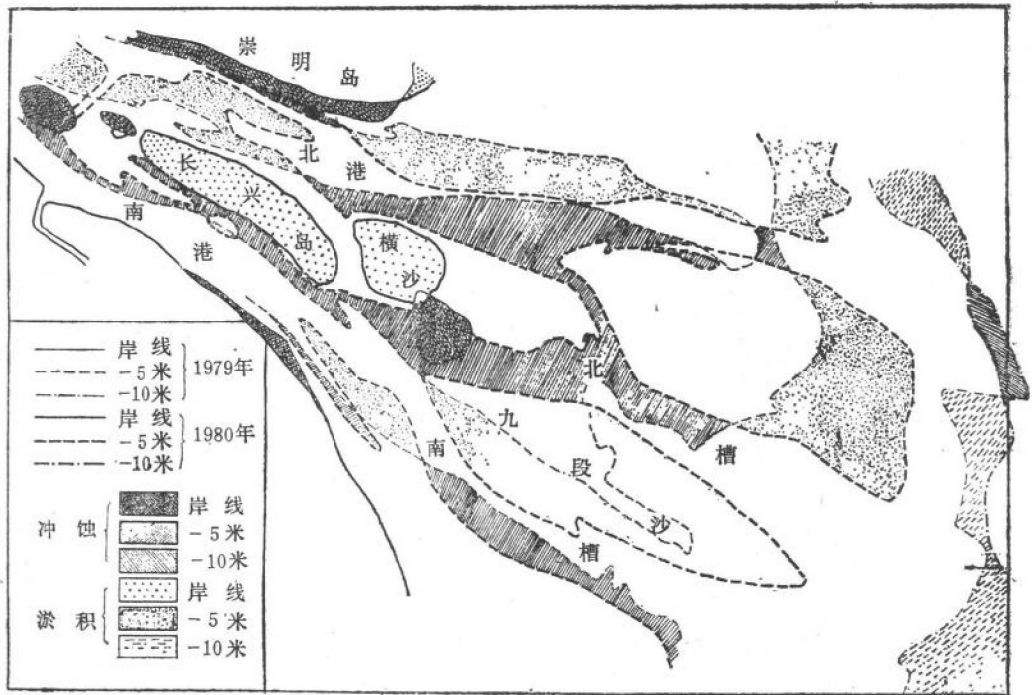


图 14 一百年来长江河口地形变化图

综上所述：长江河口水下三角洲是在冲淤不断变化过程中逐渐向海推展，它有下列几个特点：口外有两个主要堆积区，一个是南港口外南侧（即南汇东滩之外海域）的堆积区，一个是北港口外北侧（即崇明东滩之外海域）的堆积区，前者主要在长江主泓走南港时堆积而成，后者主要是在长江主泓经北港下泄时形成的，而在两者之间的北港口外和横沙东滩外则推展速度相对较慢，其所以如此，是和潮汐特征在口外海域有所差异所致。②根据冲淤过程，可以看出长江河口在南北港的分水分沙的变化对水下三角洲发育有明显的控制作用。虽然长江是一个宽阔的中潮河口，潮量进出甚大，大潮进潮量可达53亿方左右，远比长江径流量为大，但是涨落流的泥沙搬运，只是河口地区的局部调整，而长江的大量悬沙带出，则是水下三角洲塑造的根本依据，主泓摆动对于分水分沙导致明显的变化，从而使主泓所在的水道外口，水下三角洲伸展较快；反之较慢，或者受刷。③虽然长江河口是各个单出的河口分叉类型，但潮量变化较大，洪枯水的流量又具一定变幅，所以局部地区也会出现再会合的分叉类型。当河槽断面不能适应泄流的容量时，就会出汊，向另一个汉道汇合。如1907年北港在横沙东滩出汊，分泄落潮流入南港口外，1973年再度出汊进入北槽，这就导致南港口外仍然向外淤涨的一个原因，是由于组成水下三角洲的物质较细，大多由小于0.063毫米( $4\phi$ )的物质组成，这种物质只要微弱的底流，即可掀动，然而口外底流较大，即使在40米水深处，仍然测得0.85米/秒的流速，这样的流速不仅可以掀动淤泥，而且可以掀动沙粒。因而强烈淤积区，虽然淤积甚快，但它的泥沙也是强烈活动的，况且，在暴风浪作用下，底沙被掀动再悬浮的现象在卫片图象上也有明显反映。

## 五、结论

长江河口冰后期海浸以来河口发育的历史过程：南岸边滩逐渐淤涨，沙洲向北岸併合，河口湾受到充填而逐渐束狭，并且向外伸展。

长江河口发育的现代过程：自十八世纪长江主泓改由南支入海以后，河口汉道河槽相应调整，南支有所扩大，北支上段相应束狭，崇明岛有併向北岸的趋势，南北港之间的阴沙发育，并先后形成横沙和长兴岛的沙岛群，可以称为第二代崇明岛。本世纪四十年代末期，北槽形成，九段沙成为河口心滩，可以说第三代崇明岛已成雏形。

长江口有巨大的拦门沙系，地形分汊使它滩槽相间，拦门沙航槽上段受落潮流的惯性力影响甚显，下段受涨潮流影响较大，二者之间有和缓的转折，转折之所在，正是航道拦门沙的滩顶部位，也是盐水楔的楔顶所在，是最大浑浊带的核心部分，也是沉积较严重的部位。拦门沙航道水深变化，与长江下泄径流水分沙变化有关，这种变化有数十年的周期。长江泄流主泓所经，拦门沙滩顶水深较佳，反之较差。这种长周期变幅为1.8—3.1米。拦门沙滩顶还受洪淤枯冲的影响，年周期变幅为0.2—0.9米，潮汐的半周期和风暴周期对拦门沙水深也有一定影响。

长江口外有面积约为1万多平方千米左右的水下三角洲，它的前沿水深一般为30—50米，组成物质以 $31^{\circ}20'N$ 为界，北部较粗，南部较细，前沿与陆架残留沙相接。根据100多年来的海图对比分析，水下三角洲处在运动和延伸的过程中，长江来水来沙（在南北港）分流条件的变化，较大的底流速以及易活动的细颗粒组成物质是造成三角洲变化的主要因素。1860—1927年以前的主要淤积区在崇明东滩外侧，1927—1976年的主要淤积区在南汇东滩外侧，淤积速率是很大的。北港口外和横沙东滩外海淤积速度较慢与口外潮流旋转度有关。

河口发育与水下三角洲的演变对长江入海航道选择，滩涂土地资源与水产资源开发有重要关系。

## 参 考 文 献

- [1] 陈吉余，长江三角洲江口段地形发育，地理学报，23(1957)，3，241—253。
- [2] 陈吉余、虞志英、恽才兴，长江三角洲的地貌发育，地理学报，25(1959)，3，201—220。
- [3] 陈吉余、恽才兴、徐海根、董永发，两千年来长江河口发育模式，海洋学报，1(1979)，1，103—111。
- [4] Chen Ji-Yu, Yun Cai-Xing, Xu Haigen, *The Model of Development of the Chang Jian Estuary During the Last 2000 Years. Estuarine Comparisons* (ed: Victr. S. Kennedy) Academic press, 1982, 655—666.
- [5] L. D Wright, *River Delta in Coastal Sedimentary Environments* (ed: R. A. Davis, Jr), Springer-Verlag, 1978, 5—68.
- [6] C. R. Klob and J. R. Van Lopik, *Depositional Environments of the Mississippi Deltaic plain, South-eastern Louisiana*. in M. L. Shirley and J. A. Regedale eds. "Delta" Houston, Texas. Houston Geol., Soc., 1966, 17—61.
- [7] 周程熹，长江口浮泥研究简介，水运工程，1979，1，23—25。
- [8] J. M. Coleman *Deltas: Processes of Deposition and Models for Exploration* Continuing

Education Publication Inc., 1976.

- [9] Shen Huan-ting Zhu Hui-fang and Mao Zhi-chang *Circulation of the Chang Jiang Estuary and Its Effect on the Transport of Suspended Sediment*. *Estuarine Comparisons*. (ed: V. S. Kennedy), Academic press, 1982, 677—692.
- [10] 任美镔, 曾成开, 论现实主义在海洋地质学中的应用, 海洋学报, 2(1980), 2, 94—111.
- [11] 高明德、穆广志等, 长江水下三角洲的基本特征, 黄东海地质, 科学出版社, 1982, 208—219.
- [12] Yun Cai-Xing and Wan Jia-ruo *A study of Diffusion of upper Layer Suspended Sediments in Discharges from the Chang Jiang Estuary into the Sea*. *Estuarine Comparisons* (ed: V. S. Kennedy), Academic press, 1982, 693—704.
- [13] Chen Ji-Yu et al. *Description of the Morphology and Sedimentary Structures of the River Mouth Bar in the Chang Jiang Estuary*. *Estuarine Comparisons* (ed: V. S. Kennedy) Academic press, 1982, 667—675.
- [14] 沈焕庭、潘定安, 长江河口潮流特性及其对河槽演变的影响, 华东师大学报(自然科学版), 1979, 1, 131—144.

## DEVELOPMENT OF THE CHANG JIANG ESTUARY AND ITS SUBMERGED DELTA

Chen Jiyu, Zhu Huifang, Dong Yongfa and Sun Jieming  
(*Institute of Estuarine and Coastal Research*  
*East China Normal University, Shanghai*)

### ABSTRACT

The Changjiang river is the largest river system in China. Since the postglacial transgression, the Changjiang estuary has experienced the following historical processes: progressively prograding seaward of shoals and tidal flats fringing the south bank, merging of linear sandbanks in to the north bank, successive filling, and hence narrowing, of the estuarine embayment and finally, leading the river mouth to migrate seaward. Knowledge of the development and evolution of the Changjiang estuary and its subaqueous delta are of great significance in selecting navigational channels connecting land with sea, managing coastal resources and fisheries, as well as reclaiming coastal zone for cultivation.

# 海面升降运动对海岸变迁的错综影响

杨怀仁 谢志仁 杨达源

(南京大学地理系)

海面升降对海岸河口的变迁无疑有重要影响。但是在这一课题中，以下三个问题仍有进一步讨论的必要。

首先，习惯上都将海面看作“侵蚀基面”来考虑其对海岸河口地貌的影响。然而“侵蚀基面”的传统概念是一种静止的或缓慢变化的观念，因此以往的研究一般不考虑十年、百年甚至千年尺度的海面因子作用。现代海面变化研究的成果表明，海面处于断续的升降运动之中，海面升降的速率往往十分悬殊，有时甚至是灾难性的。因此，各种尺度的海面升降对海岸河口变迁的影响均应予以注意。其次，海岸河口的变迁包括纵横两个方向。过去一般注重于海面对河道纵剖面的塑造作用，但实际上海面变化与河道横向摆动也有十分密切的联系。第三，海面升降运动对海岸河口变迁的作用过程并非是单向的，而是一种具有一定节奏性的往返摆动过程。

本文拟就晚更新世以来不同尺度的海面升降运动对我国东部沿海平原的海岸变迁、湖泊演变及河道水平摆动过程的作用机制作出初步分析。

## 一、海岸变迁和湖泊演变

在地质历史上，由于全球海水体积或洋盆容积改变，或者由于大地水准面的变形，使海面与地心之间的距离不断改变着。海面的这种内在运动，就称为海面升降运动。最近一万八千年以来，地球气候从盛冰期转入间冰期，大陆冰流迅速融化，使全球海面上涨一百米左右，在所有的大陆边缘造成了大规模海侵。在这一过程中，地球气候曾多次波动并引起海面的相应升降。我们曾根据江浙沿海平原和相邻陆架区的大量实际资料，将一万八千年以来的海面升降运动划分为十个波动期。其中，八千年以来的较大波动有5次，各次波动的海面变幅从6—7米逐渐减弱到2米左右<sup>[1]</sup>。

根据冰后期海侵在我国东部留下的古岸线遗迹，一般认为距今六、七千年前为最大海侵时代，其后的岸线逐步向海推移。我们认为，我国东部出现最大海侵的时代约在距今6000年前，此后随着气候和海面的波动曾出现过多次岸线的往返摆动。这种岸线摆动在地势平坦的沿海平原区足以形成规模不等的多次海侵海退。在地面坡度较大的地区，摆动幅度相应减小。在河口海岸地区，由于有丰富的泥沙来源，各次海面波动期中，随着河口海岸位置的摆动，形成了位置各异的河口沙坝、海滨沙堤及岸外沙洲。这些沉积体系对沿海平原上微地貌的形成和许多重要湖群的演变往往具有决定意义。太湖的全新世发展过程即为一例。

关于太湖的演变过去曾有争论。从太湖地区的地层资料可以得出太湖系由海湾—泻湖演变而来的结论。但是太湖地区考古工作所揭示的大量埋藏于现代湖水面乃至海平面以下

的不同时代的文化遗址却说明，自新石器时代以来太湖地区曾长期保持为陆地环境。我们通过对太湖地区地层资料和考古资料的系统分析发现，太湖地区地下遗址的出现具有“时代选择性”而所“选择”的时代又都属于低海面期。而且这些文化层之间往往有海相或过渡相沉积层间隔，构成区域性的“文化层堆积间断”。而这些“间断”出现的时间均属于高海面期。因此，如同我国东部沿海平原最大海侵以来的海岸变迁史并非自陆向海逐步推移的单向过程一样，太湖发展史也并非为海湾—泻湖—湖泊的单向过程。与气候变化和海面升降运动的历史相适应，太湖地区自最早的海湾形成（约距今7000年）之后，曾经历过三次成海成陆的环境大变动，主要的成海时期是距今5500年前后，距今3500年前后及距今2500年前后<sup>[2]</sup>。其余大部分时间，太湖地区多为地势低洼的陆地环境。江苏的另两大洼地（里下河洼地和古硕项湖洼地）的发展过程也与此十分相似，只是在近两三千年以来，由于泥沙条件和水文条件的差异变化，才各自走上不同的发展方向。据我们初步分析，我国东部沿海平原上的其他湖群洼地，也大多具有与此相似的发展过程。

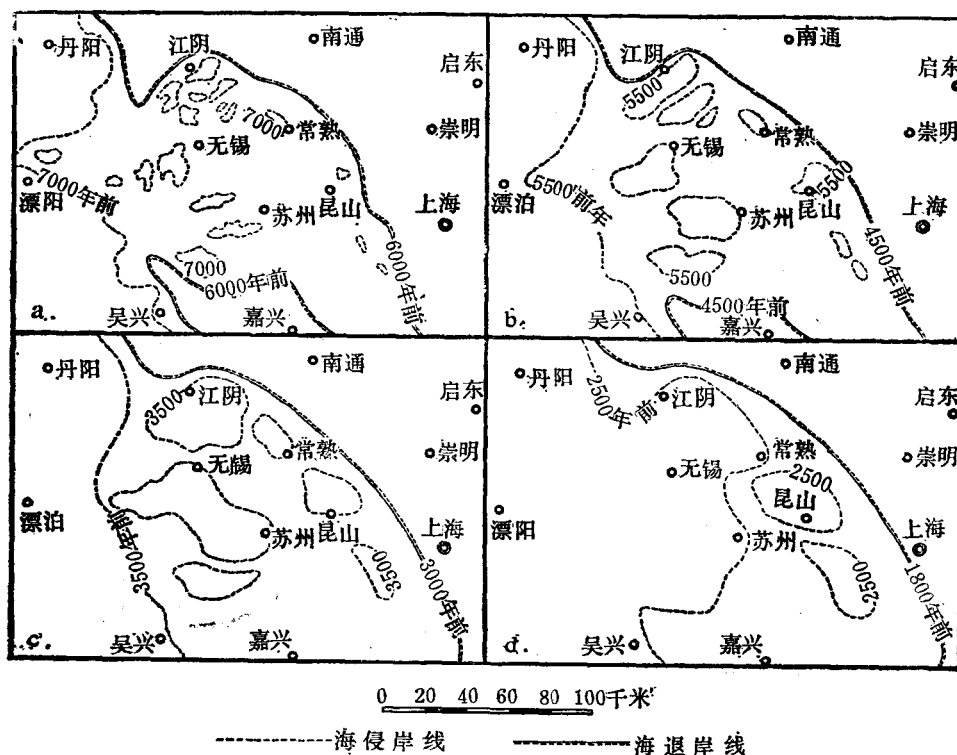


图1 太湖及其外围地区全新世海岸线变迁图

图1所示的冰后期最大海侵以来的岸线变迁情况是根据各次海面波动期的海面高程以及该地区的地质、考古资料综合绘制的。可以察见，在各次海面波动期中，岸线水平摆动的最大幅度达100千米以上。海面上升，则岸线西移，太湖地区成为岛屿罗列，峡湾纵横的海湾。例如距今7000，5500，3500年前都曾出现过这种形势，但每次持续的时间不长。由于长江三角洲及其伴生沉积体系的发展，海侵岸线的位置逐次东移，所成海湾亦逐次趋于封闭。反之，海面下降，则岸线东移，海水退出太湖地区。例如距今6000年前后及距今