

# 套尔河湾海域泥沙冲淤特征——兼论黄河改道后三角洲的冲淤演化

黄世光

(胜利石油管理局地质科学研究所, 东营 257015)

**提要** 将1855年、1934年、1959年、1984年的海图的深度基准面换算成为当地黄海平均海面, 把它们的深度变化转换成泥沙的冲淤变化。研究了套尔河湾海域及黄河改道后三角洲的冲淤演化规律, 行水时是快速淤进; 改道后, 初期是强烈的侵蚀和冲刷, 随着时间的推移, 其速率均逐渐减慢, 达到岸滩平衡剖面塑造后, 发育为轻微淤进或此冲彼淤的稳定海岸。提出: 冲淤速率 $\leq 0.056\text{km/a}$ , 贝壳堤迅速发育是海岸稳定的标志; 冲淤速率 $\leq \pm 0.084\text{km/a}$ , 贝壳滩开始发育是海岸向稳定演化的标志。本海域5—10m海区的坡度小于1/2000, 是平衡剖面海域的标志; 坡度小于1/1500, 是向平衡剖面发育的标志。这对认识近代黄河三角洲的冲淤演变以及对套尔河湾海岸的开发建设, 都具有重要意义。

**关键词** 淤积 冲蚀 演化

研究范围是 $117^{\circ}50'$ — $118^{\circ}20'E$ 、 $38^{\circ}28'N$ 以南的海域与岸线附近的陆地, 它是古代和近代黄河三角洲的结合部位。其西部岸段属古代黄河三角洲岸段, 东部岸段是近代黄河三角洲的西翼。研究其泥沙冲淤, 不仅对全面认识近代黄河三角洲的泥沙冲淤及其演变是重要的补充, 而且对认识黄河三角洲在尾间改道后泥沙的冲淤演变, 有重要的现实意义。

## 1 资料的选用

所选资料为1863年法国出版的海图(用作1855年的深度), 1936年日本出版的海图(用作1934年的深度), 1959年海军司令部航海保证部所测的海图, 1984年海军北海舰队海道测量大队为黄河口区海岸带和三角洲资源综合调查时施测的海图。王志豪将上述不同时间海图的深度基准面调制成当地黄海平均海面, 按经、纬度各二分取深度值, 上述点没有测量深度的, 按毗邻点的深度内插获得。在此基础上, 将其深度变化转换成泥沙的冲淤变化。1855年和1934年的海图, 深度点稀, 影响内插质量; 1959年和1984年的海图是按海道测量规范施测的, 位置准确, 测深点密, 所得数据可靠。

## 2 淤积阶段

套尔河湾海域在1855—1934年近80年的冲淤塑造期间, 其中1904—1926年, 黄河西起套尔河东至挑河间的区域入海, 受黄河泥沙直接影响,  $118^{\circ}18'E$ 的东部岸段为快速淤积区, 西部海岸原有相对平衡稳定条件被破坏, 转化为强烈的侵蚀区。东部海岸突出淤

收稿日期: 1990年3月21日; 接受日期: 1990年11月20日。

进,新户以北淤进最快,达 16km 以上,速率为 0.20km/a,自东向西淤进幅度逐渐减小。西部岸段强烈侵蚀后退,其幅度从东南向西北逐渐减小,最大蚀退距离为 12.4km,速率为 0.17km/a。原来的陆地被侵蚀分割成四个较大的岛屿,岔尖和东风港在 1855 年前是陆地,因海岸强烈侵蚀,发育为滩涂与河口,为套尔河湾的形成奠定了雏形。

10m 水深以内的海区大范围淤积,由图 1a 清楚可见 4 个淤积厚度不同的淤积中心。淤积最厚的海区与陆地淤进最快的区域一致,在新户以北  $118^{\circ}16'E$ 、 $38^{\circ}16'N$  附近海域,淤积厚度达 7m 以上;西部 5m 水深附近海域,淤积厚度在 3m 以上,中部和西北部两个淤积区,淤积厚度均在 2m 左右。水深 10m 附近及其东北部海域是明显的冲刷区,最大冲刷厚度达 2m 以上。

### 3 冲淤特点

1926 年迄今,60 多年来本区不受黄河泥沙的直接影响,其冲淤演变是黄河改道后的典型代表,按其不同时间段的冲淤特点,分述如下。

**3.1 强烈侵蚀和冲刷阶段<sup>1)</sup>** 1926 年以后,黄河离开本区,到 1934 年尾间改道初期经历了 8 年的冲淤改造,岸线附近的陆地强烈侵蚀后退,新户以北、套尔河湾、东风港以西 3 个岸段尤为剧烈,一般累计蚀退 5—7km。新户以北因侵蚀突出,而形成明显的小海湾; $118^{\circ}12'E$ 、 $38^{\circ}06'N$  附近,原来的河口沙坝被侵蚀,并与岸线相连,局部暂时淤进和  $118^{\circ}15'E$ 、 $38^{\circ}06'N$  附近因弱侵蚀,而形成伸出海区的陆地。套尔河湾持续强烈侵蚀,致使湾口大的残留岛和局部岸线被侵蚀分割,在湾内发育成十几个面积较小形态各异的残留岛。东风港附近淤进较明显,其西北岸段继续被突出侵蚀,岔尖岛基本上被侵蚀,其附近的海岸因侵蚀,形成一个新的残留岛,并与之相连;棘家堡岛进一步被侵蚀分割,发育成面积更小的残留岛,其附近的海岸进一步强烈侵蚀,也形成若干较小的残留岛。总之,经本阶段剧烈冲淤塑造后,形成了套尔河湾。

套尔河入海口以北海域,为较大范围的淤积,5m 水深附近最大淤积厚度大于 4m,向北明显减薄。其它海域均与 1934 年前的冲淤区相互转化。原淤积最厚的新户以北海域转化为剧烈的冲刷区,最大冲刷厚度达 5m 以上;西北部海域同样转化为明显的冲刷区,冲刷厚度为 3m 左右;东北部 10m 水深附近及其以外海域转化为淤积区,随水深的加深而增厚,最大淤积厚度大于 2m(图 1b)。

套尔河湾海域是粉沙淤泥质海岸,其平衡剖面的塑造在这一带海岸上,可能只要 20 年左右,甚至更短的时间就可以达到。而本区东风港以西岸段,在 1934—1959 年间仍然处于持续侵蚀状态,与 1939 年 7 月 14—17 日由于东北风引起的大海啸,在渤海湾的南岸造成了浅滩上部的严重冲刷有关。由于本区海岸是细粒粉沙淤泥质的,其起动流速小,在潮流波浪交互作用下,淤泥的活动性较大,以致淤泥质海岸在达到平衡剖面以后,水文要素骤然改变,平衡剖面也容易改变,然后再进行新的平衡剖面的塑造过程(陈吉余等,1989)。因此,这种局部发生的强海洋动力因素,加激了本区的侵蚀和冲刷强度。

总之,尾间改道初期本区的冲淤特点是:剧烈的侵蚀和冲刷为主,表现为蚀突(行水

1) 因没有 1926 年的测深资料,只能用 1934—1959 年的水深变化资料进行分析。

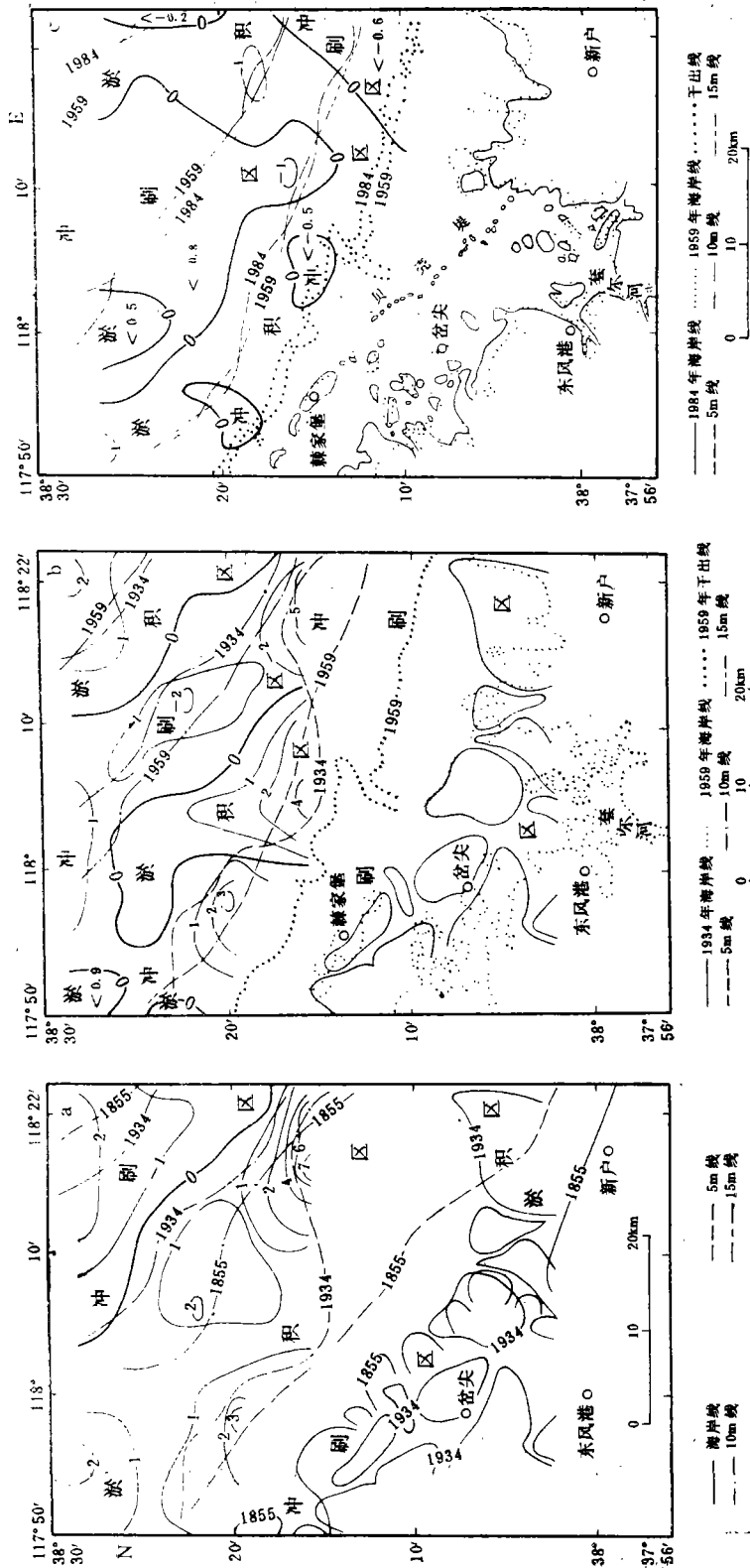


图 1 套尔河湾海域 1855—1984 年冲淤图  
 Fig. 1 The silt-scouring diagram of the Taoyer River Bay in 1855—1984

时突出淤进的陆地)、冲高(行水时淤积最厚的海域);西部岸段,从陆到海仍然持续的侵蚀和冲刷。

**3.2 轻微冲淤基本稳定阶段** 至 1984 年,本区尾闾改道达 50 年以上,受海滩平衡剖面塑造的控制,其冲淤强度和幅度均显著减慢。

据 1959 与 1984 年地形比较,东部岸段进一步将突出于海区的陆地侵蚀后,在附近的凹岸淤积,使小海湾的位置发生变化,但新户以北的小海湾仍然清晰可见,并向基本稳定的海岸发展,贝壳堤的雏型贝壳滩开始形成<sup>1)</sup>。西部岸段经进一步的冲淤塑造,达到新的平衡,潮滩上的残留岛被进一步侵蚀分割变小,形态特征更加圆滑,表现为轻微的此冲彼淤,略有淤进的相对稳定状态,为贝壳堤的形成创造了良好的条件,使其迅速的发育。大口河至歧口岸段也由蚀退型海岸转化为平直的缓慢淤进海岸(徐家声等,1986)。

由图 1c 可见,本区中部基本上大范围的冲刷区,东西两侧基本是淤积区,冲淤厚度均小于 1m。干出线(理论深度 0m 线)附近略微淤进,5m 和 10m 水深海域为此冲彼淤,15m 水深附近海域是轻微的淤积区。

综上所述,套尔河湾海域在黄河改道后的冲淤规律是:受黄河泥沙直接影响的东部岸段,初期是强烈侵蚀和冲刷的改造期,后期向相对稳定海岸和平衡剖面发展过渡。经过半个多世纪的冲淤塑造后,1984 年海岸线仍然明显淤过了 1855 年的海岸线。西部古黄河三角洲岸段,1855—1959 年是持续的侵蚀后退,经长期冲淤塑造后,发育为略有淤进相对稳定的海岸,达到了新的相对平衡,与 1855 年的海岸线比较,是突出的侵蚀后退(图 2)。

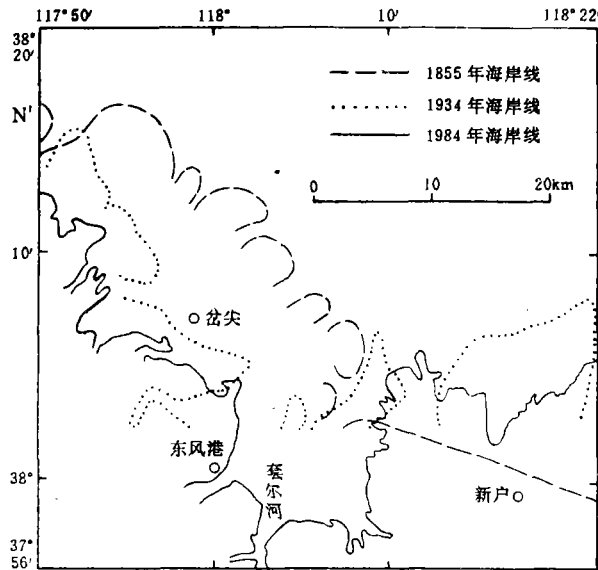


图 2 套尔河湾海域 1855, 1934, 1984 年海岸线变迁图

Fig. 2 The coastline change of the Taoerhe River Bay in 1855, 1934, 1984

1) 庄振业等,渤海湾南岸 6000 年来的岸线演变。(待刊)

鉴于本区 1855 年的海域,在海洋动力作用下,经历了 500 年以上的冲淤改造,完成了平衡剖面的塑造,其海岸线与不同深度等深线分布特点是圆滑而平直,为平衡剖面海域的发育特征(图 3)。

考虑到该海域不同时间深度变化的可比性,笔者以 1855 年 5—10m 海区的坡度作为平衡剖面的标志,与不同时间经冲淤塑造后相同海区的坡度进行比较,以反映本区海域的相对平衡性。本区 1855 年 5—10m 海区的坡度是:  $1/2\,000$ — $1/3\,200$ , 岔尖以西的古黄河三角洲岸段,1959 年与 1984 年相同海区的坡度分别为  $1/2\,400$ ,  $1/1\,900$ , 接近或超过了平衡坡度的上限,基本上达到了平衡的海域。东部岸段相同海区 1959 年和 1984 年的坡度分别为  $1/1\,500$ ,  $1/1\,600$ , 坡度还较大,处于向相对平衡海域的发育中。因此,本区如能保持 1984 年的自然环境,今后仍然会有进一步的冲淤调整,但其冲淤强度和幅度将更加缓慢。

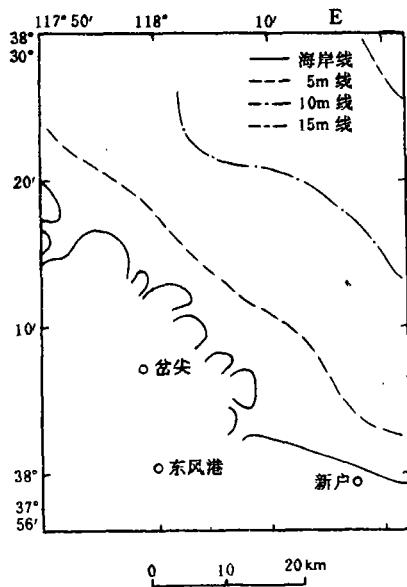


图 3 套尔河湾 1855 年等深线分布图  
Fig. 3 The distribution of bathymetric line of Taerhe River Bay in 1855

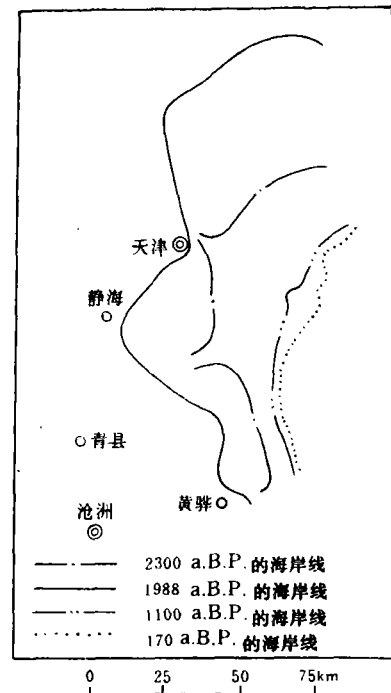


图 4 古黄河三角洲海岸线演变图  
(据中国历史地图集)

Fig. 4 The coastline evolution of the old Huanghe River Delta (According to historical atlas of China)

#### 4 岸线演变

据文献研究(中国科学院《中国自然地理》编辑委员会,1982;岑仲勉,1957),黄河有历史记载起到 2300a.B.P.,长达数千年的岁月里,大致都在渤海西岸入海,天津附近入海时间尤其长。因此,天津在 2300a.B.P. 前主要由黄河泥沙的淤积成为陆地。2300—1140a.B.P. 长达 1 500 年期间,黄河主要从黄骅、惠民、滨县、利津入海,所以黄骅—天津间的岸线被强烈侵蚀后退,使天津位于岸边,当然这样突出的侵蚀,与 2000a.B.P. 的海面波

动有明显的影响(高善明等,1984)。1140—1061a. B.P. 黄河北流再次由天津入海,海岸明显淤进,天津又远离海岸。此后,因黄河分别从苏北和山东入海;渤海湾西岸经历了近千年的冲淤塑造,演变成冲淤平衡缓慢淤进相对稳定的海岸(图4),从而发育了贝壳堤。使渤海湾西岸现在的海岸线及其附近的贝壳堤成平行分布大体一致,因此,渤海湾西岸全新世海侵后的贝壳堤,是黄河改道后,经一定时期的侵蚀改造,发展到相对平衡,海岸线基本稳定的产物。

## 5 关于蚀退速率问题

**5.1 套尔河湾海域尾闾改道后的蚀退速率** 本区在黄河改道后,东部岸段、湾内岸段、西部岸段的蚀退速率虽然差别很大,但总的规律是:前期强烈侵蚀后退,速率快;随着时间的推移,蚀退速率显著减缓,甚至从蚀退发育为轻微的淤进。东部岸段前期(1934—1959年)的蚀退速率为 $-0.35\text{km/a}$ ,后期(1959—1984年)转化为有冲有淤,速率为 $-0.092\text{km/a}$ 或 $0.084\text{km/a}$ 。湾内岸段的蚀退速率大大减缓,由 $-0.60\text{km/a}$ 减为 $-0.028\text{km/a}$ ,减缓了23倍。西部岸段的蚀退速率由 $-0.14\text{km/a}$ ,转化为平均淤进 $0.056\text{km/a}$ ,可见湾内岸段的蚀退速率最快,是持续侵蚀后退的区域(表1)。

表1 套尔河湾海岸线附近冲淤表[-(负)为冲]

Tab. 1 The scouring and silting near coastline of the Taoerhe River Bay

时 间 (a)	东部岸段		湾内岸段		西部岸段	
	冲淤距离 (km)	速 率 (km/a)	冲淤距离 (km)	速 率 (km/a)	冲淤距离 (km)	速 率 (km/a)
1934—1959	-6.2	-0.350	-15.0	-0.600	-3.4	-0.140
1959—1984	-2.3—2.1	-0.092—0.084	-0.70	-0.028	1.4	0.056

根据本区不同岸段的冲淤性质,笔者认为,海岸相对稳定的标志是,冲淤速率 $\leq 0.056\text{km/a}$ ,贝壳堤迅速发育;海岸向相对稳定发育的标志是,冲淤速率 $\leq \pm 0.084\text{km/a}$ ,贝壳滩开始发育。

**5.2 无潮点附近岸段的蚀退速率** 神仙沟附近海域处于无潮点区内,  $118^{\circ}40'$ — $118^{\circ}54'E$  岸段离无潮点稍远,但均处于高流速区内。为此,通过分析1966年、1971年、1973—1974年、1976年入海口附近3个断面的冲淤变化(图5)。可显示无潮点附近岸段尾闾改道后的蚀退情况。 $118^{\circ}40'E$  断面是刁口流路1966年东入海口和1976年5月的人海口,埕岛油田断面是刁口流路1971年的人海口,神仙沟断面是刁口流路1973—1974年的主要入海口,具有足够的代表性。

从1964—1976年5月黄河刁口流路停水和尾闾改道后的冲淤变化中可见到<sup>1)</sup>,河道演变转折时发生过蚀退速率大于 $2-3\text{km/a}$ 的现象,如1966年二股入海向单一顺直河道转变的1966—1968年期间,1966年的西入海口( $118^{\circ}30'E$ )附近岸线蚀退 $10.8\text{km}$ ,速率为 $5.4\text{km/a}$ ;东入海口( $118^{\circ}40'E$ )附近岸线也蚀退 $6.6\text{km}$ ,速率为 $3.3\text{km/a}$ ,1971—1973年向东北出汉时,其干出线的蚀退速率为 $2.2\text{km/a}$ 。神仙沟断面1974年10月—

1) 黄世光,黄河1964—1976年刁口流路期停水改道后的泥沙冲淤塑造及其演变(待刊)。

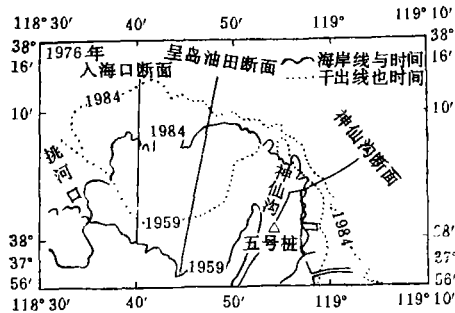


图5 无潮点附近断面位置图

Fig. 5 The sectional position near the amphidromic point

1976年5月黄河向西北出汉时,干出线的蚀退速率为 $3.39\text{km/a}$ 。垦岛油田断面在黄河向东北和西北出汉时,干出线的蚀退速率为 $1.2\text{km/a}$ 。1976年5月黄河改道清水沟从莱洲湾入海后,上述3个断面表现为有冲有淤,以蚀退为主,干出线附近最大蚀退速率均小于 $1\text{km/a}$ (表2)。

表2 无潮点附近干出线的冲淤速率<sup>a)</sup>( $\text{km/a}$ )

Tab. 2 The scouring and silting rate at the drying up line near the amphidromic point

断面位置	时 段				
	1971—1973	1974—1976	1976—1980	1980—1984	1984—1988
118°40'E	-2.20	4.24 <sup>b)</sup>	-0.60	0.10	-0.90
垦岛油田	-1.20	-1.20	0.40	-0.90	-0.20
神仙沟口	1.20	-3.39	0.45	-0.25	-0.30

a)- (负)为冲; b)黄河1974年10月—1976年5月在该断面行水时的淤进速率。

综上所述,无潮点附近岸段蚀退速率大于 $2\text{km/a}$ 的激烈侵蚀和冲刷,仅发生在黄河刁口流路河道演变的转折时期,因原河口的沙嘴延伸较远,一旦入海河口变动,受海洋动力作用而发生强烈的侵蚀和冲刷,这只是暂时的现象。通常黄河尾闾改道后,其蚀退速率一般均小于 $1\text{km/a}$ 。

## 6 结语

**6.1** 古黄河三角洲和近代黄河三角洲在尾闾改道后,三角洲的冲淤规律是:前期以剧烈地侵蚀和冲刷为主,随着时间的推移,向平衡的方向发展,其蚀退速率显著减缓,海岸平衡剖面完成后,发育成缓慢冲淤相对稳定的海岸。局部岸段的平衡破坏后,会发生新的冲淤塑造过程,以达到新的相对平衡。

**6.2** 套尔河湾海域5—10m海区的坡度小于 $1/2000$ ,是平衡剖面海区的标志;坡度小于 $1/1500$ ,是向平衡剖面海区发育的标志。

**6.3** 套尔河湾海域,岸线相对稳定的标志是:冲淤速率 $\leq 0.056\text{km/a}$ ,贝壳堤迅速发育。岸线向相对稳定发育的标志是:冲淤速率 $\leq \pm 0.084\text{km/a}$ ,贝壳滩开始发育。

## 参 考 文 献

- 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会,1982,《历史自然地理》,科学出版社,38—73。  
陈吉余、王宝灿,1989,渤海湾淤泥质海岸(海河—黄河口)剖面的塑造过程。中国海岸发育过程和演变规律,上海科学技术出版社,221—237。  
岑仲勉,1957,黄河变迁史。人民出版社。

## EROSION AND ACCUMULATION IN THE ADJACENT AREA OF THE TAOERHE BAY — WITH EMPHASIS ON EROSION-ACCUMULATION OF THE HUANGHE RIVER DELTA AFTER ITS SHIFTED COURSE

Huang Shiguang

*(Geological Institute of Shengli Petroleum Administration, Dongying, Shangong 257015)*

## ABSTRACT

In this study, water level depths indicated in maps of 1855, 1934, 1959, and 1984 were interpolated into present-day Yellow Sea average sea water level. A comparative analysis study was made of the erosion-accumulation evolutionary trends of the Taoerhe Bay and the Huanghe River after its course was shifted. Results of analysis suggest that when the Huanghe River emptied into the Taoerhe Bay, the coastline rapidly moved seaward with accumulation. After it changed its course, in the initial stage, the tidal flat was strongly eroded and scoured, but with lapse of time, the rate of erosion gradually slowed down. After the coastal balance profile was completed, development of the coastline became stable with slight accumulation or with erosion and accumulation here and there. It is proposed here that 1) when erosion-accumulation rate was  $\leq 0.056$  km/a, stability of coastline was marked by rapid development of shell bank; 2) when erosion-accumulation rate was  $\leq \pm 0.084$  km/a, the coastline trended to be stable when the shell bank began to develop. The  $<1/2000$  slopes at depths of 5—10 m mark the sea area of the balance profile, while the  $<1/1500$  slopes mark development toward the balance profile. Conclusions derived from this study are of great significance for an understanding of the evolutionary trends of development of the modern Huanghe River Delta and are useful information for the development and construction of the coastal regions along the Taoerhe Bay.

**Key words** Accumulation Erosion Evolution