

黄河下游河床演变与河口淤积延伸

朱起茂

(黄河水利委员会水利科学研究所)

摘 要

黄河挟带大量泥沙,经华北大平原入海,河口迅速延伸使河道不断地淤积抬高以至决口改道。本文初步分析了历史黄河和现行黄河下游河床演变与河口淤积延伸的关系。

黄河下游河道由河南省孟津县铁谢镇附近出峡谷,全长800多公里,郑州京广铁路附近进入平原。河床为上中游下泄的泥沙堆积而成。大量泥沙入海,河口不断地淤积延伸,使其纵剖面不能形成输沙平衡而淤积上抬,以至改道摆动。

一、河口延伸和流路变迁的关系

新石器时期以来,郑州以下北至天津南至长江口的扇形(面积约25万平方公里)为黄河下游流路的变迁范围。变迁以扇形顶点为轴心,放射形分出流路的形式进行。郑州为一级改道轴点,以下按流路分布着若干个二级改道轴点,往下又逐级排列着次一级改道轴点,直至海口。改道轴点离海越远,包括的海岸线越长,容沙体积越大,改道周期也就越长。河口变迁的结果,铁谢以下的黄河流路就象大树枝杈一样密布整个华北大平原。铁谢至郑州段好比主干,每一个改道轴点好比分杈点(图1)

黄河河口滨海区潮差较小,潮波推进力量较弱,尾闾比降较大,潮区界只20—30公里,潮流段几乎没有。因此,严格定义的三角洲范围非常小。习惯上把改道轴点对海构成的扇形流路变迁区称之为三角洲。称郑州以下为古三角洲,宁海以下为大三角洲,渔洼以下为小三角洲。广义上,历史时期每一次流路变迁都可视为河口演变。也就是说,每一条流路形成以后,随着河口淤积延伸,有它的发育、发展、衰亡、改道的循环过程。河型演变大体经历改道初期多股漫流游荡—归槽(根据来沙量多少决定单股或多股入海)—形成悬河—再改道多股漫流游荡的过程。改道流路横扫三角洲一遍时,海岸线就外延一段距离,河长是阶梯式增长的。一般来讲,当该改道轴点以下的流程大于上级改道轴点所包括的另一改道轴点至海流程时,水流就可能另寻捷径,从上级改道轴点改道,并逐级向次一级改道轴点演化。演变的速度与入海沙量、海域条件密切相关。入海沙量越大,海盆越浅,演变就越快。人类修堤之类的治河活动能改变演变各阶段所经历的年限,使河型提前归股。根据社会经济的需要和可能,改道年代可以推迟或提前到社会动荡的年代,改道点则选择在社会动荡的地区。历史上,洪汛季节决口或内乱扒口形成的迂道,凡入海便捷流路通畅就不易堵回,堵回了也

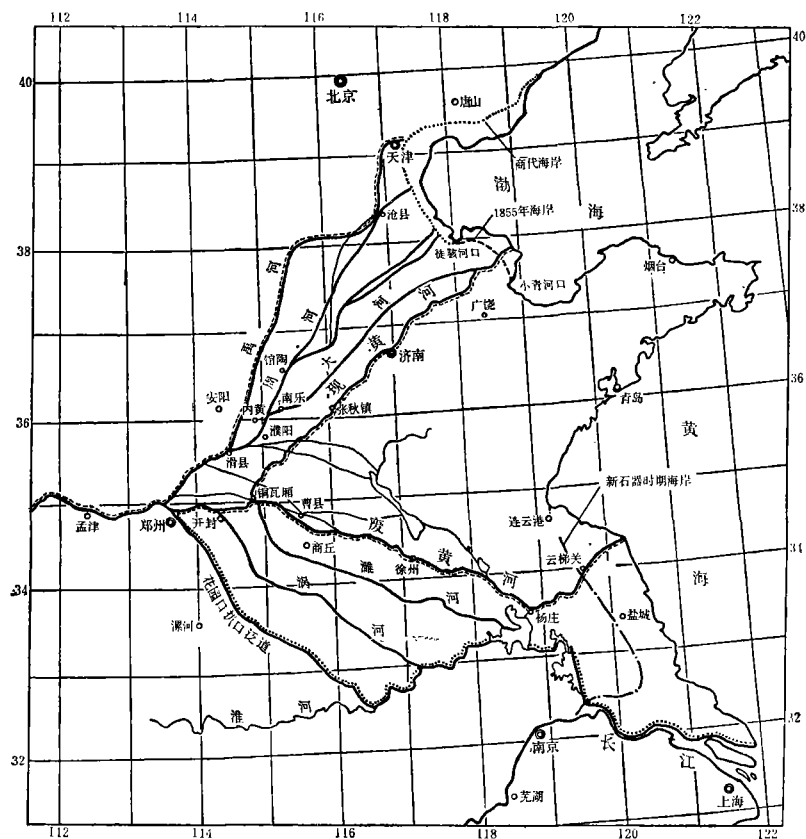


图 1 黄河下游流路和河口段海岸变迁

不易维持，往往形成改道。

全新世郑州以下流路分北入渤海和南入黄海两大股。新石器时期，黄河由苏北入海，其时，气候温暖湿润，植被茂盛，黄河携带沙量很少。泛滥中支汊不易堵塞，形成数股入海的形势。新石器时期以后，黄河北徙渤海，称为禹河。河口摆动范围北起天津南至徒骇河口，不仅保持数股入海的汊道，而且都有潮流往来，与现行黄河不同。周初的寒冷期，华北平原上消失了许多热带动植物。公元前 1122 年在荣泽分成南北两支，后来分流渐绝，北支至广饶独流入海。河中泥沙增多使河型和河口发生变化。公元前 602 年从宿胥口（今淇河、卫河合流处）改道到沧县东北入海，是有历史记载的第一次大徙迁，称为周河。《周谱》认为“盖下流即壅水行不快上流乃决理所当然”，对黄河迁徙原因作了第一次理论分析。战国末年随着封建的生产关系在各国陆续确立，人口增殖和铁工具推广，大规模砍伐森林开垦荒地，水土流失日趋严重。流入下游的泥沙又使华北平原上大量洼淀日渐缩小，广大沼泽于战国～西汉期间消失。铁工具又使构筑堤防有了可能，黄河洪水由漫地横流改为循一定流路入海，河水渐渐高出地面，流路变迁逐渐加剧。公元前 602 年到公元 1128 年黄河主要流入渤海。郑州以下二级改道轴点在內黄、濮阳一带，北起天津南至小清河口流路大致分东西两支。公元、11 年前经由西支入海为主，其改道轴点在馆陶附近，扇形弧线为天津～徒骇

河口之间海岸。东支的改道轴点比较接近河口，扇形弧线为徒骇河口~小清河口之间海岸，称为大河。公元 1019 年南决滑州城西南，北入渤海的流路开始衰亡，虽“发兵九万人治之”於次年堵住，仅隔三个月又决于滑州天台山。其后又逢游牧民族首领与汉皇室争夺天下，社会动荡致使改道初期或南或北的多股游荡阶段持续了数百年，直至 1494 年刘大夏筑太行堤才断绝北入渤海流路。全河南迁经淮河入黄海，初期摆动频繁，二级改道轴点在曹县上下。汇淮前经过许多洼地湖泊，入淮后泥沙不多，河口保持分汊网状稳定状况。尾闾改道轴点在清口（今杨庄）附近，河口延伸速度不大。后来合并为一股，河型向弯曲发展。1578 年潘季驯为保漕运采取束水改沙求筑堤到安东（今连水），尾闾改道轴点下移到云梯关附近，今称废黄河。摆动范围缩小，河口迅速外延，河口形态已与今日相似。以后还会因延堤加速河口延伸，加重河道淤积弃守新堤。认识到适当加大改道摆动范围可以减缓河口外延的速度，以延缓河道的淤积升高速度。

废黄河口外延 90 公里，下游河道累计抬高 6~10 米。大堤内外高差悬殊，1855 年于蓝考铜瓦厢决口改道，由鱼山夺大清河北徙渤海。改道初期，清统治者忙于镇压太平军起义，社会极度动荡。张秋镇以上河道多股漫流了 20 多年，入海泥沙不多。1877 年铜瓦厢至张秋镇间修筑大堤，1880 年堵绝南流之汴河，大量泥沙才开始下泄。尾闾摆动轴点解放前在宁海附近，解放后下移到渔洼附近（图 2）。渔洼以下现行黄河走清水沟流路，摆动轴点在清 4 断面附近，岸线长 25 公里（图 3）。

黄河北迁后，1887 年和 1938 年二次南决入淮，因流程曲折延长能分别于 1888 年和 1947 年堵合，回复故道。

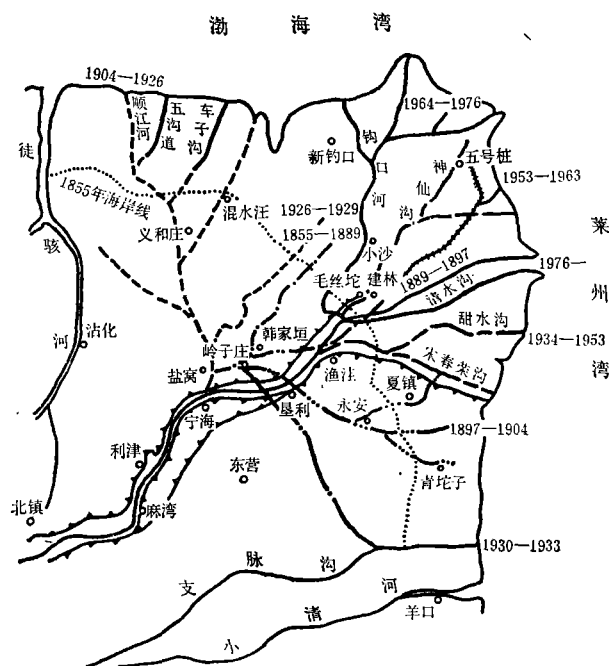


图 2 宁海以下流路变迁

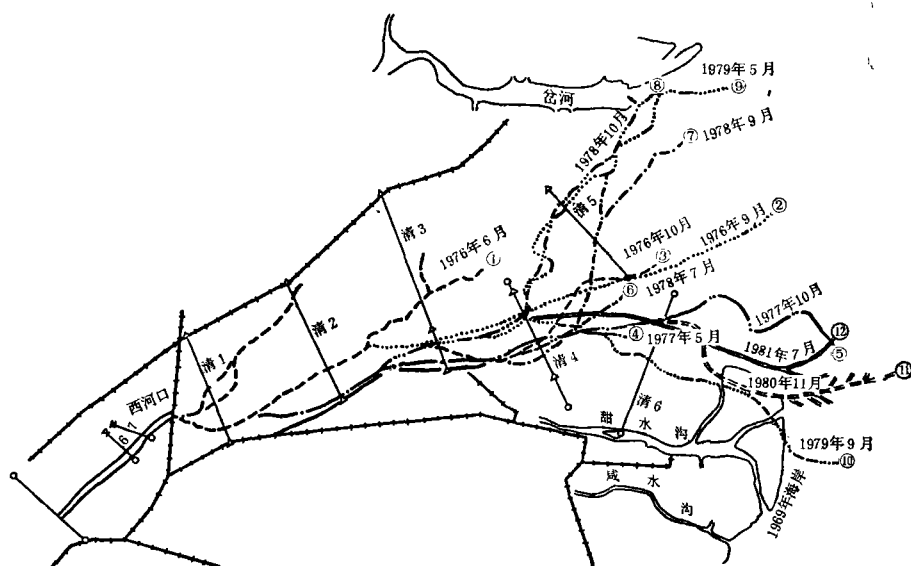


图 3 清水沟流路变化

河口的延伸速度与入海沙量成正比，与海岸线长度成反比。明清黄河和近代黄河入海沙量都比天津附近入海时多得多，因而外延速度也大得多，现行黄河渔洼以下摆动点包括的岸线仅 25~28.8 公里，其外延速度也比大范围海岸推进快得多（表 1）。

表 1 河口延伸情况

时段 (公元)	入海位置	时间 (年)	岸线长 (公里)	造陆面积 (平方公里)	造陆速率 (平方公里/年)	延伸距离 (公里)	延伸速度 (米/年)
前602—前39	天 津	504	100	1500	3	15	33
1578—1855	苏 北	277	150	6000	21.6	74	267
1877—1938	利 津	60	142	1370	22.8	9.6	160
1954—1963	神仙沟	9	26	412	45.8	15.9	1760
1964—1973	钓口河	10	28.8	507	52	17.6	1800
1976—1979	清水沟	3	25	191.7	55.9	6	1500

二、现行黄河的河床演变

1947 年堵回故道以来，渔洼以上河道受大堤严格控制，至今没有决口改道。大量泥沙输往河口，在人类活动影响下，河床演变的特点与其他河流不同。

(一) 来水来沙和人类活动对冲淤幅度的影响

黄河下游年来水来沙量多年来围绕着平均值上下波动。沙量的年际变化大于水量的年际变化, 上段沙量的年际变化大于下段, 河道能调节上游来沙量(图4)。各河段短时段冲淤幅度受人类活动影响, 差异较大。长时段冲淤幅度与河口演变同步, 上下一致(表2)。

1. 自然演变期(1950~1960年)。复归现行河道之初, 花园口以上经 1938

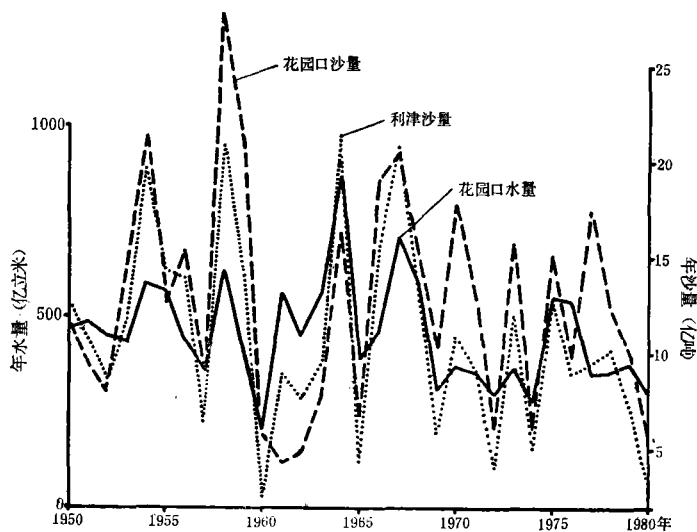


图4 黄河下游年水量、沙量时序线

表2 各水文站 3000 秒立米水位差(米)

站名 时 段	花园口	夹河滩	高 村	艾 山	洛 口	利 津
1950—1959 年	0.9	0.61	1.14	0.32	0.1	-0.39
1959—1964 年	-0.85	-0.41	-0.37	-0.17	-0.15	0.54
1964—1969 年	0.4	0.4	0.15	0.3	0.36	0.48
1969—1972 年	0.53	0.6	1.0	1.15	1.55	0.77
1972—1980 年	0.12	0.83	0.64	0.6	0.75	0.4
1950—1980 年	1.1	1.95	2.56	2.2	2.61	1.8

~1947 年冲刷, 纵剖面连接相对偏低, 该期淤积量达 24.7 亿吨, 占全下游淤积量的一半以上, 高村以上水位普遍上升。艾山以上河道不再决口, 下泄流量比1938年前增大, 改变了艾山以下的水沙条件。1953 年河口改道使利津水位下降并逐段向上发展。从上而下发展的沿程淤积使高村水位上升并逐段向上传播, 形成冲刷幅度下大上小并由冲转淤。

2. 三门峡水库拦沙期(1961~1964 年)。1960 年 9 月三门峡水库建成并蓄水拦沙, 下泄沙量较少, 下游普遍冲刷。冲刷量上大下小, 到河口附近与溯源淤积叠加, 由冲转淤。

3. 三门峡水库蓄洪滞沙期(1965~1968 年)。上游洪峰经水库调蓄后, 艾山以上漫滩落淤机遇减少, 进入艾山以下的沙量比以往增多, 下游普遍淤积。沿程淤积与溯源淤积叠加, 水位平行上升。

4. 三门峡水库排沙期(1969~1971 年)。进入下游沙量显著加大, 下游发生强烈淤

积, 水位迅速上抬。

5. 恢复自然演变期 (1972~1980年)。三门峡水库只用作防御特大洪水, 对水沙干涉较小。下游河道恢复自然演变状态, 淤积强度接近多年 (1950~1980 年) 平均值, 上下站水位变幅亦与多年平均情况相似。仅利津水位因 1976 年改道清水沟一度下降, 溯源冲刷使总上升幅度有所抵消。

黄河下游的河型, 上段是游荡段, 来水来沙变化大, 下段是弯曲段, 来水来沙变化小。夹河滩以上为游荡性河段, 水位主要随来水来沙变化, 河口演变只影响变化趋势。随着纵比降调平, 主溜线长度和宽深比都增大了 (图 5), 高村~西河口为弯曲性河段, 主槽平面位置多年不变, 河口影响容易沿主槽传播上来。1950~1980 年汛初 3000 秒立米

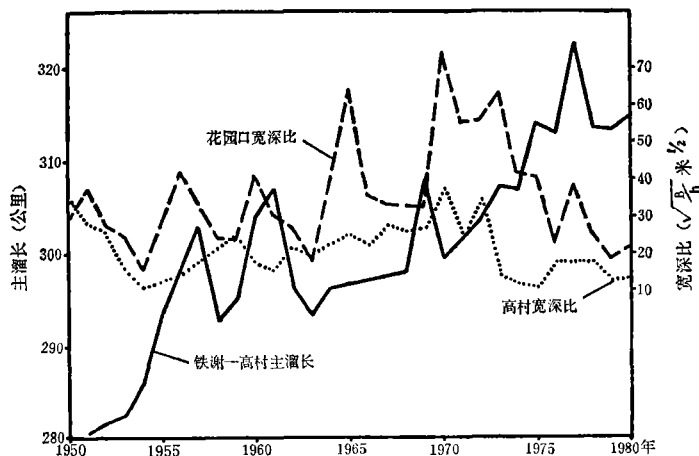


图 5 黄河下游主溜线长度和宽深比时序线

水位上升 2.5米左右。断面几何形态和水力学关系只随水沙条件波动, 与河口演变无关。也就是说, 水沙条件变化引起的再造床过程, 会使几何形态和水力学关系发生变化。如高村断面经1960~1964年清水冲刷,

3000 秒立米流量水位下降 0.55 米, 因而同流量下的流速显著减少, 挟沙能力随之降低。经 1969~1973 年强烈淤积, 3000秒立米流量水位上升 0.95 米, 同流量流速则显著增加, 挟沙能力相应增加。水沙条件不变, 上下段平行升降的过程中, 水力学关系变化不大。如高村 1974~1976 年3000 秒立米流量水位下降 0.57 米。同流量下的流速却没有显著变化 (图 6)。夹河滩~高村为过渡段, 离河口较远, 受河口影响的水位变化

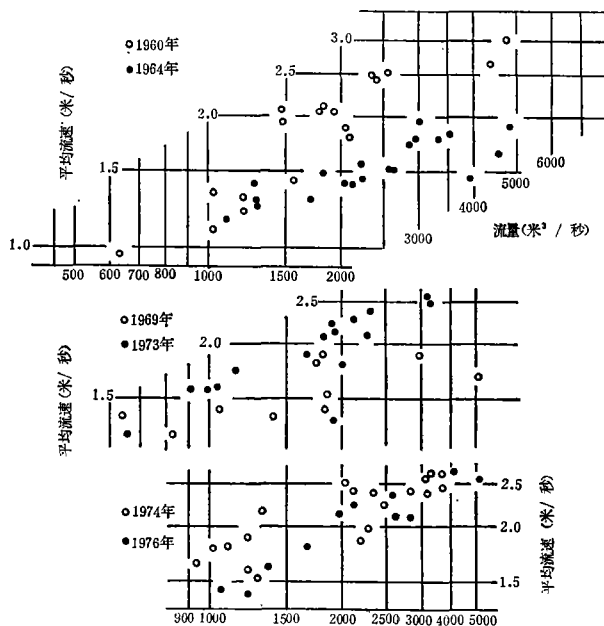


图 6 高村流量与流速关系

有超前或滞后现象。长时段来看，断面形态没有趋势性变化。西河口以下是 1976 年人工改道的流路，遵循着改道—散漫游荡—归股—弯曲—出汊—摆动—改道的变迁规律，是历史时期大范围改道变迁的缩影。

（二）纵剖面调整的机理

黄河下游河床全部由上中游下泄的泥沙堆积而成。纵剖面的形状主要取决于初始条件、来水来沙条件、受水体状况以及入海流程。现黄河直接入渤海，花园口以下无大支流来汇，小支流入汇对纵剖面影响不大。河床原始纵剖面与背河地面顺河剖面近似，水沙系列属平稳时间序列。因纵比降与来水来沙不相适应，沿程发生淤积，比降要向输沙平衡比降发展。凡大于平衡比降的河段，淤积厚度要沿程增加以减少比降。反之，淤积厚度要沿程减少以增加比降。对比背河纵剖面 and 3000 秒立方米水面线 1951~1980 年间变化（图 7），可以看出花园口~高村上段比降减缓，下段比降增加，上下比降拉平，总比降有减少的趋势。主溜线逐渐伸长则进一步减缓了比降。高村~利津为平行上抬。短时段河口段改道摆动和入海流程缩短，会使利津水位下降并向上传播，引起越往上游越少的溯源冲刷。水沙条件比较不利时，沿程淤积的发展会在某一地点抵消溯源冲刷引起的水位下降值，该点通常称作溯源冲刷上界，但影响上界远不止此。以上河段要不是受到溯源冲刷的影响，沿程淤积量会更大。水沙条件有利时，花园口以下水位会因河口摆动普遍下降。下降值由利津向上溯源递减，不存在冲刷上界（图 8）。

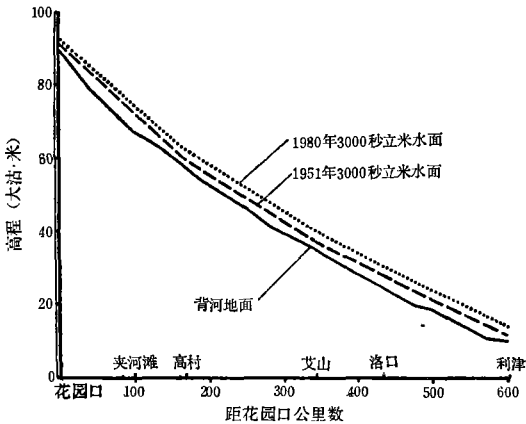


图 7 黄河下游纵剖面的变化

表 3 1968~1978 年悬沙、床沙中径统计（毫米）

站 名		花园口	夹河滩	高 村	孙 口	艾 山	洛 口	利 津
悬沙	平均值	0.0353	0.0323	0.314	0.0344	0.0348	0.0317	0.0307
	标准差	0.0048	0.00302	0.00491	0.00348	0.00668	0.00445	0.00602
床沙	平均值	0.112	0.0802	0.0949	0.0869	0.0858	0.0886	0.0805
	标准差	0.0252	0.0132	0.0261	0.00733	0.00485	0.00413	0.0107

花园口~高村的悬沙、床沙中径随水沙条件调整，沿程变细。床沙年际变化剧烈。孙口~洛口床沙年际变化较小，利津受河口演变影响，变化较大（表 3）。高村以下河段的悬沙、床沙中径沿程变化不大，纵比降却沿程减少的主要原因是河口阶梯式向海推进。随着纵比降沿程变缓，来沙中较粗部分由悬移运动变成推移运动，然后沉积在河床上变成床沙。沿程推移质输沙率因淤积而减少，需要的输沙平衡比降就沿程减少。来沙沿程淤积有调大比降的效果，使纵剖面向平衡发展，河口延伸引起溯源淤积又有调平比降的效果。高村以下河床

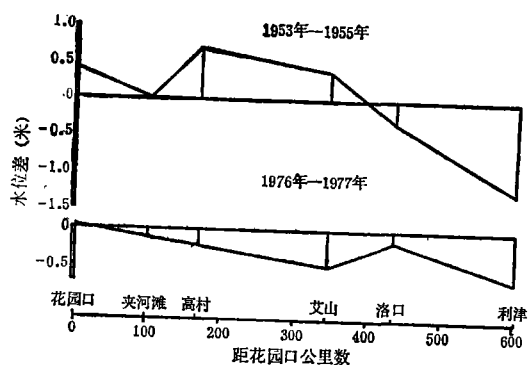


图 8 花园口—利津段 3000 秒立米
水位二种沿程变化

平行上抬是这二种效应合成的动态平衡比降，而不是输沙平衡比降。若河口相对稳定，不向海延伸，沿程淤积会使上下段比降接近，形成输沙平衡比降。

为模拟纵剖面演变与河口延伸的关系，在玻璃水槽中用粒径 0.47 毫米的均匀沙做试验，试验过程中保持放水流量 12 升/秒，加沙量 50 克/升和末端水位不变（图 9-a）。可

以观测到来沙在水槽中沿程堆积。随着三角洲前缘的推进，形成上陡下缓的动态平衡纵剖面，三角洲延伸前后互相平行（图 9-b）。三角洲停止推进，上游水位还会继续上升一个高度，以调陡下段比降，使全段都成为输沙平衡比降（图 9-c）。

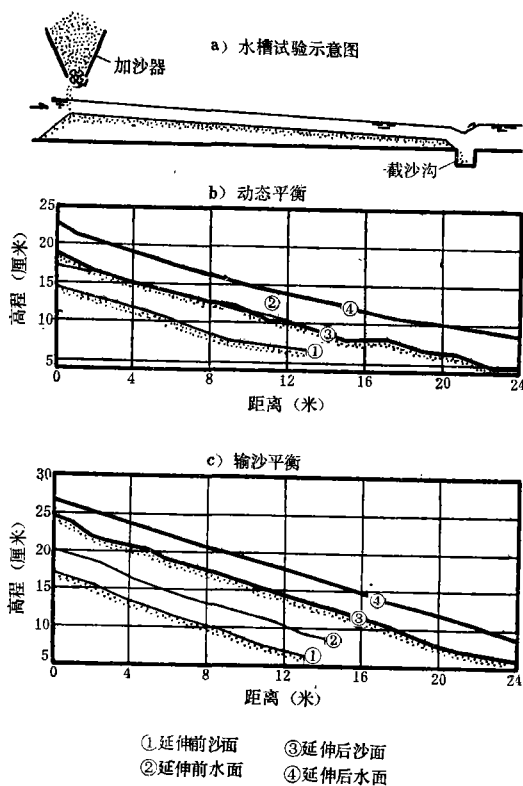


图 9 水槽试验纵剖面的变化

三、结 论

现行黄河下游河床演变是历史演变的一部分，其河口改道—延伸—改道的循环过程是历史黄河大范围改道变迁的缩影。河口改道轴点以上河床淤积抬高的直接原因是河口延伸，根本原因是上中游流域侵蚀下泄的大量泥沙。现河口区改道轴点比历史黄河下移，摆动范围缩小，既无决口冲刷河槽泥沙又无湖沼拦蓄来沙，淤积延伸速度大于历史黄河。人工改变水沙搭配等攻沙入海措施只能改变淤积的时空分配，因河口延伸而无法改变黄河下游的淤积抬高趋势。

THE FLUVIAL PROCESS OF THE LOWER YELLOW RIVER AND ITS EXTENSION OF RIVER MOUTH DEPOSITS

Zhu Qimao

(Institute of Hydraulic Research, Yellow River Conservancy Commission)

Abstract

Leaving the narrow valley near Zheng Zhou, the Yellow River flows over an alluvial fan. As a huge amount of sediment was transported into the sea, the river mouth extended into the sea at a rapid rate, silting up the river bed and causing breaching of the dikes and avulsion of the river, and the estuary often changed its position. As a result of this kind of river development process, the old beds of the Yellow River, like branches of a big tree, can be found almost everywhere on the great North-China plain. The cyclical process of the estuary development—rerouting—extending—rerouting, taking place now, is an epitome of the estuary development in the past but on a rather big area. Now, the extension of river mouth is the direct cause of aggradation of the river bed above the point of estuary pivot. Fundamentally, the aggradation is due to the tremendous sediment load resulting from the soil erosion in the upland area of the Yellow River drainage basin.