



## 论文

## 黄河下游治理的地学基础

刘国伟

南京水利科学研究院, 南京 210029

E-mail: gwliu39@263.net

收稿日期: 2010-11-22; 接受日期: 2011-03-23

**摘要** 从黄河下游平原沉降与沉积特性、黄河下游河道特性、黄土高原侵蚀特性、黄河中下游暴雨洪水特性等方面, 阐述了黄河下游治理的地学基础的内涵, 并指出自全新世以来, 黄河下游的地学属性诸要素虽存在继承性演变, 但并未出现根本性变化. 基于对黄河下游地学属性的分析, 提出了关于黄河下游治理的几点认识: (1) 基于下游的堆积性河流属性, 在河道治理诸措施中, 放淤应当是第一位的; (2) 基于下游河道的游荡属性, 应在加固现有大堤的基础上给予河道必要的游荡空间; (3) 基于黄河河口海洋动力弱和三角洲的演变规律, 应给予黄河尾间必要的摆动空间; (4) 基于黄土高原侵蚀环境不会根本改变, 中游治理应以缓解地形破碎程度, 使高原地貌形态朝营造局部“夷平面”的方向改善, 而生态治理则应以“退田还草”为努力方向; (5) 基于不能排除未来出现历史上特大洪水的可能性, 应继续以历史特大洪水作为下游防洪的设防对象; (6) 提出“治黄周期律”概念, 并指出不能希冀今天的黄河下游河道能够永续利用, 未雨绸缪研究黄河下游人为改道和新的流路是必要的.

**关键词**河流  
地学  
江河治理  
黄河  
洪水

在全新世中期以前, 黄河流出孟津峡谷后, 就在其自身形成的广大冲积扇面上, 或多汉漫流, 或多股散流, 变化频繁, 生灭无定. 自战国时期开始筑堤, 经历代逐步完善大堤, 才逐渐形成了一条独流入海的黄河下游河道. 事实上, 没有大堤就没有今天意义下的黄河下游河道, 所以黄河下游河道实际上是河与大堤共同组成的“二元结构”. 几千年来, 人们总是用大堤约束河道, 试图使其成为一条固定、安澜的流路, 而河道则通过淤积、决口突破大堤的约束, 甚至改道迁徙, 河与堤的这种关系, 成为黄河下游人水关系的最直接表达, 然而直到现代, 这种关系的演绎在许多情况下并非是和谐的. 近半个多世纪以来, 治黄取得了很大成绩, 但防洪形势依然严峻. 目前下游河床与 20 世纪 50 年代相比, 普遍抬高了 2~4 m, 大堤

临河侧床面高于背河侧地面 4~6 m; 主槽严重萎缩, “二级悬河”加剧, 部分河段主槽高于滩面 3 m, 滩面高于背河地面 4~6 m; 局部河段滩面的横比降已达 1‰~2‰, 远大于河道纵比降 0.14‰, “横河”、“斜河”发生几率增加, 堤防安全受到严重威胁, 决口改道威胁一直存在. 黄河下游河道向何处去? 依然是摆在治河者面前的严峻问题. 我们究竟应当怎样理解和面对这一问题? 以怎样的理念和理论来指导我们的治黄实践? 为此, 本文提出“黄河下游治理的地学基础”这一命题与概念, 以期下游治理提供地学方面的依据.

论文的基本观点认为, 黄河下游治理是人与河流的对话, 只有充分尊重黄河下游的地学属性, 对话才会是和谐的, 才可能把握黄河下游治理的大方向. 为此, 论文揭示了黄河下游地学属性的内涵, 主要包

括: (1) 黄河下游平原的沉降与沉积特性, 它决定了黄河下游冲积扇与河口三角洲地貌特征; (2) 黄河下游的河道特性, 指出其改道、迁徙、游荡和地上河现象, 是黄河下游河道属于堆积性河流的河性使然; (3) 黄土高原的侵蚀特性, 从高原地质、地貌、气候、植被的演变, 论证了黄土高原仍继承着全新世以来的侵蚀环境特征; (4) 黄河中下游暴雨洪水特性, 指出不能排除未来在黄河下游出现历史特大暴雨洪水的可能性, 并指出由水文气象条件和下垫面条件所决定的“水少沙多、水沙异源、水沙过程不匹配”的情势也不会根本改变。根据这些地学属性, 论文对治河方略及“拦排放调挖”等治理措施的理论依据和实践原则进行了探讨。论文指出, 自全新世以来, 黄河下游诸地学因素虽经历了继承性演变, 但总的地学属性并未发生根本性的变化, 因此黄河下游治理应当遵循其既有的地学属性, 并在实践中持审慎的态度。

## 1 黄河平原沉降与沉积特性

### 1.1 黄河平原的沉降特性

在亚洲东部构造地貌格局中, 黄河平原处于新华夏系“多字型构造”的第二沉降带<sup>[1]</sup>, 属华北陆缘盆地的中南部。新生代以来, 华北陆缘盆地即以沉降为主。自晚第三纪以来, 华北陆缘盆地在喜马拉雅造山运动波及下, 构造运动更加活跃, 并表现出两个特点: ① 盆地呈现全面沉降, 且沉降速率比第三纪时期加快; ② 在盆地基底不断下沉的同时, 其周边的山体, 如太行山、伏牛山、燕山、鲁西山地等强烈隆升, 形成了今天华北平原的基本范围与地形轮廓。自第四纪以来, 华北凹陷盆地继承晚第三纪的沉降趋势, 且沉降速率大于第三纪的沉降速率, 平均沉降速率为  $0.14 \text{ mm a}^{-1}$ , 最大沉降速率达  $0.35\sim 0.67 \text{ mm a}^{-1}$ <sup>[2]</sup>。近 50 年来, 华北凹陷盆地沉降速度呈进一步加快的趋势, 由图 1 可见, 黄河流经的济源凹陷、开封凹陷、东明凹陷、济阳凹陷的年均下沉速率约为  $1.5\sim 3.5 \text{ mm a}^{-1}$ , 最大达  $5.0 \text{ mm a}^{-1}$ <sup>[3]</sup>。

华北凹陷盆地的基底在沉降的过程中, 同时存在局部的隆起, 形成隆起与凹陷交错的次级复式断陷盆地结构<sup>[2]</sup>, 如图 2。

这些凹陷的基底埋深一般在  $1000\sim 2000 \text{ m}$ , 多呈向北或北北东方向倾斜; 隆起的脊线埋深一般在  $1000\sim 600 \text{ m}$ , 多呈北北东或北东走向。这些隐伏凹陷

和隆起构造, 控制了华北平原地表的起伏, 也控制着黄河下游的流路走向。事实上, 数千年来黄河下游河道的变迁, 就是在这样的地貌环境下演绎的。

### 1.2 黄河平原的沉积特性

华北凹陷盆地的持续沉降为其持续沉积提供了构造地貌环境。在第三纪时期, 华北凹陷盆地已形成巨厚沉积, 为华北大平原的建造提供了古地理环境。自第四纪以来, 华北大平原的建造大致可以划分为两个阶段。第一阶段, 第四纪早中期, 即距今约 15 万年以前。这一时期黄河尚未全河贯通, 华北凹陷盆地的沉积物主要来源于盆地周边山地河流携带的山体风化物质。由于发源于周边山地的河流大都流程较短, 所以沉积形态主要是山前洪积扇。第二阶段, 第四纪中晚期, 即距今约 15 万年以来。在这一阶段里, 一方面继续着第一阶段的沉积进程, 而重大的变化则是黄河上中下游已经全河贯通<sup>[4]</sup>, 河流携带中游黄土高原大量泥沙展布于华北平原, 为华北平原建造提供了丰富的物质来源, 黄河开始以世界著名多沙大河的气势, 塑造着华北平原的现代地貌——黄河下游平原。黄河下游平原的主要沉积地貌形态是黄河下游冲积扇和河口三角洲。

### 1.3 黄河下游冲积扇

依冲积扇形成时序和空间展布情况, 黄河下游冲积扇大致可以分为古冲积扇、老冲积扇和现代复合冲积扇三种<sup>[5]</sup>, 如图 3 所示, 它们共同构成了黄河下游平原沉积地貌环境。古冲积扇是在晚更新世, 黄河出孟津后, 在太行山和嵩山山麓之间摆动, 泥沙大量堆积形成的冲积扇, 其顶点在孟津, 濮阳-菏泽-商丘-周口形成的弧线为其前缘, 冲积扇平均厚度为  $10\sim 20 \text{ m}$ 。老冲积扇是在早全新世至中全新世, 黄河摆动的顶点由孟津向下游移至现在沁河口附近的武陟所形成冲积扇, 老冲积扇较古冲积扇的范围有很大扩展, 其前缘已伸展至德州-济南-平阴-京杭运河-山东南四湖-濰溪-蒙城一带。现代复合冲积扇是在距今约 3000 年以来, 随着黄河下游河道不断决溢、改道, 形成了沿下游河道展布的滑县冲积扇、郑州冲积扇、兰考冲积扇和花园口冲积扇等, 这些冲积扇彼此叠置, 形成现代复合冲积扇。其中, 滑县冲积扇是中全新世结束至 1128 年期间黄河屡次向北泛滥沉积的产物; 郑州冲积扇是 1128~1855 年黄河在当时河道南侧夺淮入

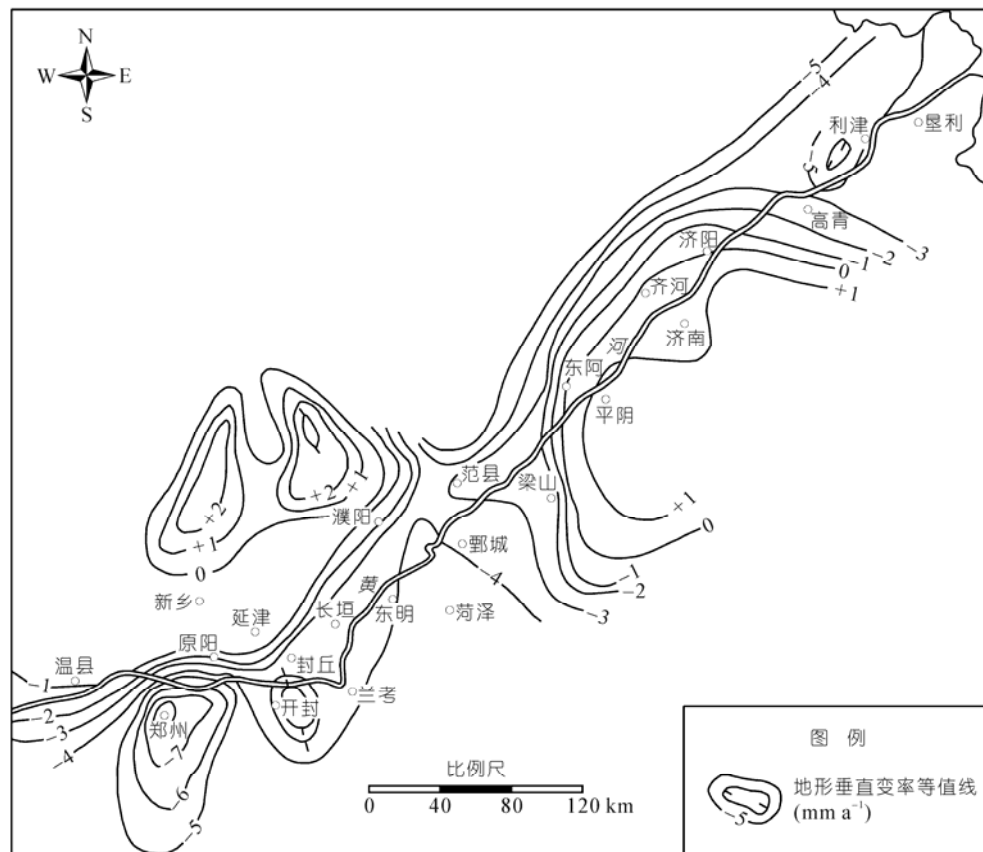


图 1 沿黄河下游河道 1951~1986 年地壳垂直变形<sup>[3]</sup>

黄海, 在黄淮平原泛滥沉积的产物; 兰考冲积扇是 1855 年黄河在铜瓦厢决口北流入渤海时形成的; 花园口冲积扇则是 1938 年在花园口人为扒口, 迫使河流改道南行, 大量泥沙在黄淮平原堆积形成的. 携带巨量泥沙的黄河下游河道, 行河在这样的冲积扇地貌环境中, 被赋予了堆积性河流的属性, 从而决定了下游河道的基本特性<sup>[5]</sup>.

#### 1.4 河口三角洲

由于黄河下游河道不断改道迁徙, 以及尾间的频繁变迁, 使黄河河口三角洲展布于沿渤海、黄海广阔的海岸地带, 自北向南, 分别为老三角洲、废黄河三角洲和现代三角洲<sup>[6]</sup>.

老三角洲是指在公元前 3000 年至公元 1128 年期间, 黄河从天津、沧州、黄骅一带汇入渤海, 在渤海海岸带建造的三角洲. 老三角洲以天津为顶点, 地面整体向渤海倾斜, 目前在天津一带发现的贝壳堤大致可以代表当时的古海岸线位置. 近百年来, 老三角

洲海岸大部已被侵蚀后退, 据 1953~1987 年测量数据, 海岸线年均后退 1.6~11.3 m. 老三角洲形成的地质基底是华北凹陷盆地的黄骅凹陷和渤海盆地, 第四纪以来, 这一地区仍是华北沉降速率最大的地区. 目前, 老三角洲地区仍在继续沉降中.

废黄河三角洲是黄河于 1128~1855 年在黄海江苏海岸带形成的三角洲, 其顶点位于滨河以西的二套, 北翼至灌河口一带, 南翼至阜宁-大丰-琼港一线. 1855 年黄河在铜瓦厢决口北流归入渤海, 废黄河三角洲得不到泥沙补给而终止了继续发育, 转入海蚀侵蚀阶段. 据 1923~1969 年测量数据, 海岸线年均后退 80~90 m.

现代黄河三角洲是指在 1855 年铜瓦厢决口, 夺大清河向北汇入渤海后所建造的三角洲. 现代三角洲的顶点在垦利县的宁海, 西北界至套尔河口, 东南达小清河, 呈向海倾斜的扇面, 面积约 5400 km<sup>2</sup>, 前沿长 186 km. 由于黄河沙多水少, 河口海洋动力弱, 大量泥沙输送到河流尾间不能被海流带入深海, 而

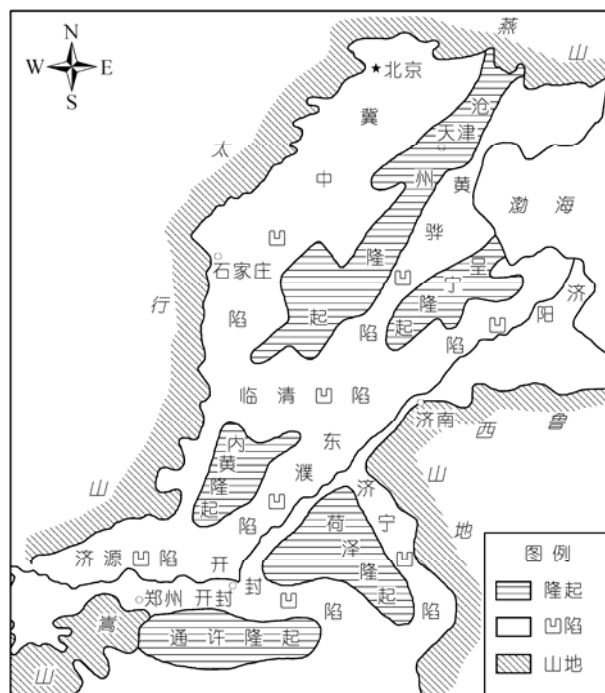


图2 华北陆缘凹陷内部次级隆起与凹陷构造图<sup>[2]</sup>

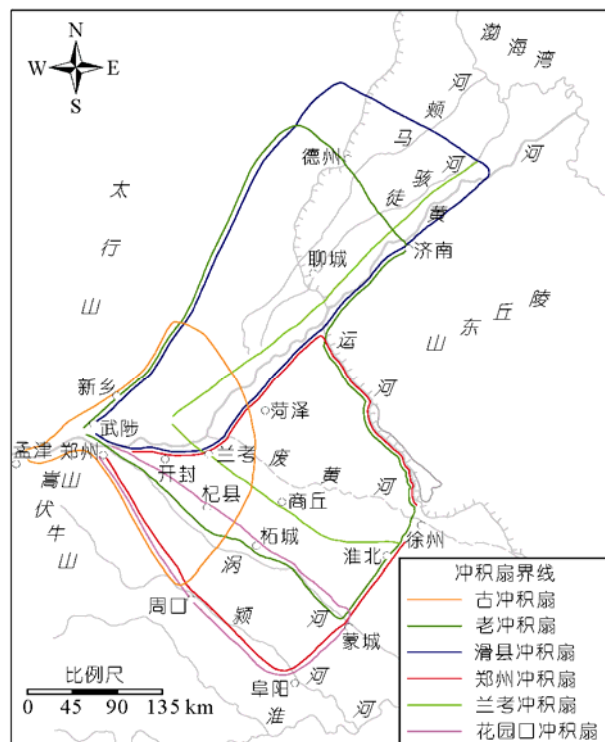


图3 黄河下游冲积扇<sup>[5]</sup>

淤积在滨海地区, 填海造陆. 这就使得黄河尾间遵循着淤积、延伸、摆动、改道的自然规律演变. 这一演

变过程对黄河下游河道产生两种反馈效应: 其一, 河口淤积延伸, 抬升河流侵蚀基面, 产生自河口向上游河道发展的溯源淤积过程; 其二, 尾间河道自然改道, 从而缩短河长, 降低河流侵蚀基面, 产生自河口向上游河道发展的溯源冲刷过程. 这两种反馈效应的消长, 在很大程度上影响了黄河下游河道的演变. 事实上, 溯源冲刷难以抵消溯源淤积, 因此三角洲的演变是黄河下游河道演变的重要因素.

综上所述, 华北凹陷盆地的沉降与沉积地质环境, 形成了黄河下游以冲积扇与河口三角洲为典型的堆积性地貌环境. 这样的地貌环境, 赋予流淌在其上的黄河下游以堆积性河流的河性. 多汊漫流、多股散流, 变化频繁, 生灭无定等现象, 是冲积扇上堆积性河流的河性使然.

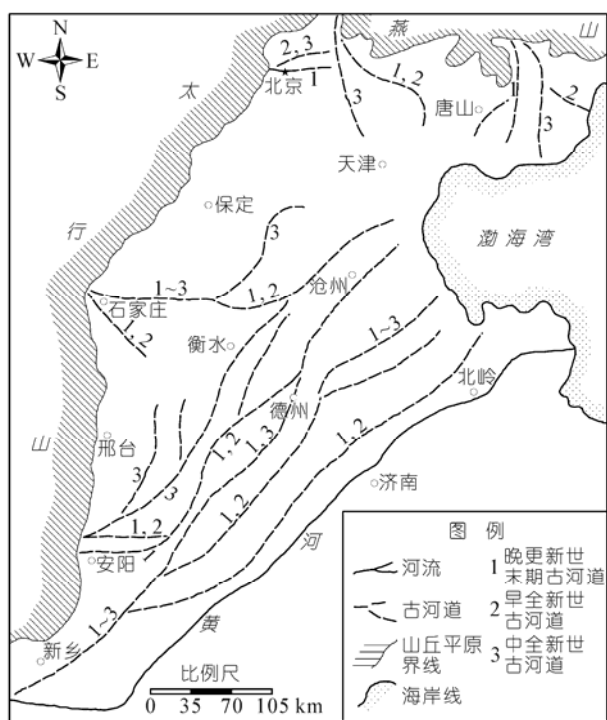
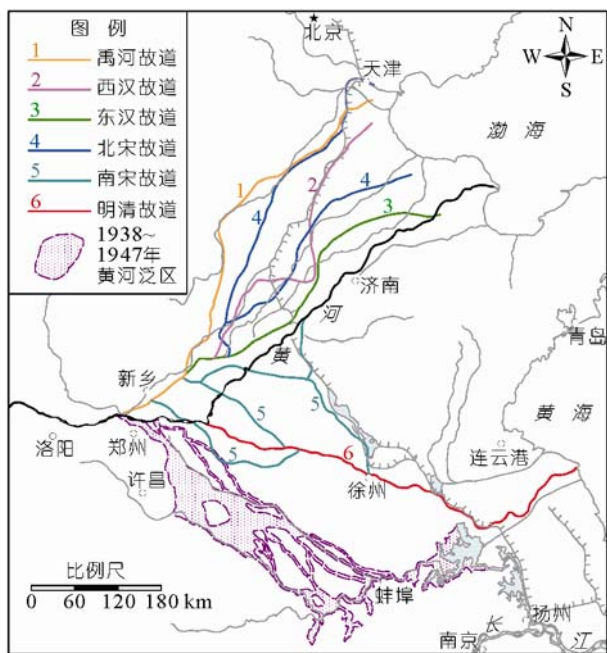
## 2 黄河下游河道特性

### 2.1 下游河道的改道与迁徙特性

黄河平原上广泛分布着许多古河道, 如图 4. 图中分别是浅埋地下 35~20 m 深的更新世晚期至早全新世的古河道、浅埋地下 20~8 m 深的中全新世古河道和浅埋地下 8 m 至地面的晚全新世古河道<sup>[7]</sup>. 这些古河道是全新世以来黄河流路变迁的地质记录, 是黄河下游河道迁徙的直接证据, 表明在还没有受到人类活动影响的地质历史时期里, 黄河下游是呈现多条流路并存和流路不断变迁的自然状态.

战国后期成书的《禹贡》中最先记叙了一条完整的禹河, 被认为是有历史记载的最早的黄河下游河道. 自禹河以来的 2000 余年间, 黄河下游依然发生过多次重大决口改道与迁徙<sup>[8]</sup>, 如图 5. 而且, 每次决口改道后的一段时期, 都存在泛道如织、多河分流、变化无定的现象, 例如铜瓦厢决口改道进入山东的初期、1938 年花园口人为决堤泛滥于淮北平原时期等即是如此. 这些现象说明, 黄河下游的自然形态是或漫流或散流或多河分流, 即使人类筑堤把黄河下游变成了一条独流入海的河道, 下游河道也依然要按照自己的意志, 寻找决口、迁徙的新流路.

黄河下游改道与迁徙的原因, 是黄河平原冲积扇上河流发育的基本规律使然. 如图 6 所示, 桃花峪冲积扇是黄河下游平原最大的冲积扇. 它以郑州-兰考现行黄河河道为脊线, 扇面分别向东北、东和东南方向倾斜, 冲积扇顶坡地区坡度较大, 介于  $0.2^{\circ} \sim$

图 4 华北平原距今 25000~2500 年主要古河道分布<sup>[7]</sup>图 5 黄河下游 2500 年以来河道变迁<sup>[8]</sup>

0.6°, 前坡地区坡度逐渐变缓, 介于 0.1°~0.2°, 坡度从顶坡地区向前坡和前缘缓坡地区呈放射状递减。图 6(a)是朝东北方向的冲积扇坡度变化曲线; 图 6(b)

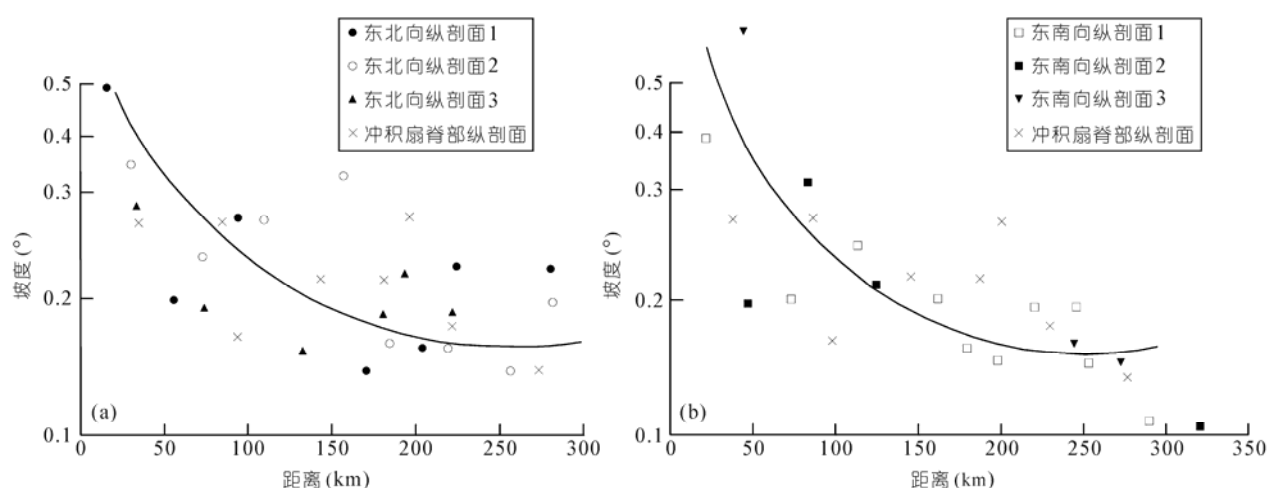
是朝东南方向的冲积扇坡度变化曲线。两条曲线都呈上凹形曲线形态, 从而使冲积扇上河流的河床纵剖面也呈上凹形曲线形态。显然, 从河流动力学角度考察, 这样的河床纵剖面形态不适应水流对泥沙的搬运, 并使河床不断淤积抬高, 当上游来水来沙较大时, 就会迫使河流的自然堤溃决, 甚至大规模改道迁徙。河流改道迁徙会促进冲积扇的发育, 如此反复, 使冲积扇不断扩展, 也使流淌于其上的河流不断决口、改道、迁徙, 向新的发展方向。可见, 冲积扇的发育与黄河下游河道的演变是互为因果的。

## 2.2 下游河道的游荡特性

现行黄河下游河道是在不同历史时期形成的。孟津至沁河口是禹河故道; 沁河口至兰考东坝头已有 500 多年历史, 是明代正德至万历年间的故道; 东坝头至陶城埠是 1855 年铜瓦厢决口以后, 在黄泛区内形成的河道; 从陶城埠至黄河入海口, 是铜瓦厢决口后夺占的原大清河故道<sup>[3,8]</sup>。在黄河下游河道中, 孟津至高村河段总长 275 km, 属于游荡型河道, 高村至陶城埠河段长 165 km, 是从游荡型向弯曲型发展的过渡河段; 从陶城埠至利津为弯曲性河道; 利津以下为河口段。本节讨论的黄河下游游荡型河道主要是指孟津至高村河段。

早在两千年以前的汉代, 贾让就用“游荡”二字形容黄河下游的河道特性。与一般游荡型河道相比较, 黄河下游游荡型河段具有以下特点: ① 河床宽浅, 沙洲棋布, 汉道纷繁, 水流散乱; ② 河床地貌变形迅速, 一般情况下边滩每天平均移动速度达 90~120 m, 心滩每天平均移动速度也达 5~25 m, 一场大水之后, 河道外形可能面目全非; ③ 主槽摆动频繁且剧烈, 一次洪水过程主槽摆动幅度达 5~6 km 的情况屡见不鲜; ④ 滩槽变化对水沙条件响应敏感, 根据 1974~1986 年资料分析, 在大多数情况下, 大水时河走中泓, 水流集中, 淤滩刷槽, 河变窄深, 故有“大水出好河”之说; 小水坐湾, 坍塌淤槽, 河变宽浅, 一般在洪峰落水阶段河势变化最为剧烈, 故有“小水出坏河”之说<sup>[10]</sup>。黄河下游游荡型河道的成因, 主要有两个方面: (1) 黄河下游是一条堆积性河流, 在没有筑堤以前, 由于堆积作用使河床不断淤积抬高, 进而自然堤溃决、泛滥、迁徙, 河流通过这种不断反复进行的过程, 将大量泥沙展布于下游平原。在两岸筑堤以后, 河道虽受大堤约束, 但其作为堆积性河流的基



图6 现代黄河桃花峪冲积扇坡度纵剖面形态曲线<sup>[9]</sup>

本属性未变,只是其原本在没有边界约束的冲积扇上的溃决、泛滥、迁徙过程,转变为在大堤内的游荡过程;(2)以下一些因素则是黄河下游的游荡性较大多数游荡型河流更为强烈的原因:①黄河下游游荡河段坡陡(0.2‰)、流急、砂细(中值粒径 0.09 mm),泥沙易冲易淤,因而沙洲、边滩移动迅速,河床变形强烈;②洪水猛涨猛落,流量变化巨大,河床主槽难以适应,从而引起河势剧烈变迁;③河槽宽浅,河相系数( $\sqrt{B/H}$ )达 20~40,而长江荆江游荡河段只有 2~4;④河床沿程土质条件不均,河南境内基本为沙质,山东境内多为粘土;⑤滩面与河底相对高差小,因而河床对水流约束能力小,主流易于自然摆动<sup>[11]</sup>。

### 2.3 下游河道的地上河特性

古河道研究已经展示出了早全新世和中全新世地层古河道的分布,它们都是呈地上河的形态,并表现为地面古河道带,只是由于当时的自然堤在大水时容易溃决,所以古河道一般只高出地面 1 m 左右。自战国时期普遍筑堤以来,人工堤取代了自然堤,大堤的约束使河道内淤积加剧,地上悬河得到了迅速发展。公元前 602 年~公元 11 年期间,黄河下游滩面与背河地面平均高差为 2.7 m,最大高差达 6.4 m(滑县以上约 30 km 处);公元 11~1048 年间,平均高差为 2.1 m,最大高差达 4.5 m(濮阳附近);公元 1494~1855 年间,平均高差为 6.8 m,最大高差达 9.5 m(虞城);现代黄河下游平均高差为 4~6 m,最大高差达 10.7 m(曹岗)。20 世纪 50 年代末,在黄河下游大堤内普遍

修筑“生产堤”,结果在现有悬河内又形成了“二级悬河”。这些事实充分表明,黄河下游自古以来就是一条地上河<sup>[9]</sup>。

黄河下游成为地上河是由以下因素形成的:①下游的地质地貌环境决定黄河是一条堆积性河流。下游河道每年要接纳主要来自中游黄土高原的  $16 \times 10^8$  t 泥沙,其中约 1/4 送入海洋,1/2 输送到河口地区,约  $4 \times 10^8$  t 泥沙淤积在利津以上河道内,从而使河床不断淤高,向地上河发展;②流域自然地理环境使下游水沙条件在空间和时间上严重不匹配。首先是“水少沙多”,每年进入下游河道的来水量不足以将巨量来沙输送入海。据 1922~1959 年花园口水文站资料,黄河下游平均年来水量  $477 \times 10^8$  m<sup>3</sup>,是长江年水量的 1/15,而河水年平均含沙量  $37 \text{ kg m}^{-3}$ ,是长江的 32 倍。第二是“水沙异源”,河口镇以上来水量占下游来水量的 50%,而来沙量只占下游的 9%;河龙区间来水量只占下游来水量的 16%,而来沙量占 57%。第三是“水沙过程不匹配”,虽然黄河下游来水来沙都主要集中在汛期,但中游(龙门、华县、河津、状头 4 个水文站)汛期来水量占下游汛期来水量的 61%,而同期来沙量却占 93%。这样不利的水沙条件,大大降低了黄河下游的输沙能力;③大堤的约束。筑堤对于人类利用黄河而言无疑是智慧与必然的选择。然而,有堤必淤并形成地上河,早已是不争的事实。大堤将自然状态下在冲积扇面和泛滥平原上漫流、散流的水流与泥沙约束在一条独流入海的河道内,使原来通过不断决口、改道、泛滥等方式播撒于广大

冲积扇面与泛滥平原的泥沙,集中淤积于河道内,彻底改变了黄河下游水沙的自然分布方式,从而造成河道内的严重淤积,终于形成地上河。

## 2.4 基于堆积性河流属性的河道治理

如上所述,黄河下游流淌在由于华北平原的继续沉降与沉积而营造的冲积扇面上,形成了冲积平原上堆积性河流的河性,并在 2000 多年来人类建造的大堤约束下,表现出悬河、游荡、迁徙等地学属性,黄河下游治理应当遵循这些属性。基于这一认识,提出以下几点治理方法。

第一,放淤当为下游河道治理诸策之首。

放淤是黄河营造黄河下游平原的基本方式与过程。只要黄土高原的侵蚀不终止,华北平原的下沉与沉积过程不终止,黄河以放淤的方式营造黄河下游平原的功能和过程就不会终止。黄河下游在没有筑堤的漫长地质历史时期里,就是通过多股漫流等方式,把所携带的泥沙放淤到它所经之地,并营造了黄河平原。2000 多年来,这一进程并未因为人类世世代筑堤而改变,而只是表现为以大堤决口、河流改道等被动方式,把泥沙分布到黄河平原。现代放淤,其实只是把黄河下游在地质历史时期的自然放淤方式和在人类历史时期的被动放淤方式,改变为在现代人们主动控制条件下的放淤方式。由此可见,放淤不仅完全遵从并体现了黄河下游的地学属性,也是黄河下游地学属性使然。事实上,如同大禹治水以疏导为上策,放淤其实也就是疏导黄河下游河道内的泥沙,因势利导地将泥沙展布到河道外的黄河下游平原,这无论在今天和未来,都应当是治理黄河下游河道最主要的策略与措施。

第二,给予下游河道必要的游荡空间。

游荡是黄河下游河道(孟津至高村河段)的地学属性,人们可以适度约束河道游荡摆动的范围,但不可能完全阻止其游荡与摆动。1875 年现代黄河下游大堤建成以来的实践表明,河道现有游荡摆动的振幅,约为两岸大堤间宽度的 43%,表明现有两岸大堤间的河宽基本可以满足下游主流游荡摆动的空间要求;而现有的“生产堤”经常被洪水主流冲决,恰表明两岸现有生产地之间留给主流游荡摆动的空间是不够的。因此,巩固现有大堤,并在大堤内给河道留有必要的游荡空间,应当是必要且可以接受的下游治理目标之一。治理的重点不是要绝对控制河道主流的

游荡摆动,而是要防止游荡摆动对大堤的冲击,如出现横河、斜河、滚河现象等。

第三,给予河口三角洲以必要的发育空间。

这是因为:① 黄河下游河道尾闾延伸会引起河道溯源淤积,抬高下游河道侵蚀基面,增加下游河道洪水风险,因此必须给尾闾足够的摆动和改道空间,使其通过改道缩短尾闾的延长,达到调整下游河道纵剖面的目的。同时,也为尾闾将不能送入海洋的泥沙放淤到河口三角洲提供了空间。② 黄河河口海洋动力弱(输沙能力约 $(3\sim4)\times 10^8\text{ t a}^{-1}$ ),不可能将进入滨海的泥沙都带到深海,只能通过河道尾闾流路不断改道、摆动,将泥沙淤积在沿海岸带海域,填海造陆,因此也必须在河口三角洲上留有供尾闾改道的空间。在当前河口三角洲流路安排的研究中,有一种意见认为,可以通过工程措施只保留现有的清水沟一条尾闾流路,或增加刁口河作为备用流路。这样的安排使原有以渔洼为顶点的河口三角洲面积进一步缩小,使尾闾缺少必要的摆动空间,有悖于河口三角洲发育演变的规律。

第四,未雨绸缪研究后备流路。

在黄河下游河道,凡筑堤,必成悬河,必改道。这是由堆积性河流的河性所决定的。自周定王五年(公元前 602 年)“禹河故道”以来,黄河下游大的改道迁徙 6~7 次;自西汉(公元前 206 年)以来的 2200 余年间,有 413 年出现大的决溢和局部分流。每次改道、分流后,人们又沿着新的河道构筑新的大堤,防御新的决口与改道,如此轮回,平均间隔约 300~400 年,笔者称这一现象为“治黄周期律”。基于“治黄周期律”,我们对治黄有了新的理解,那就是:① 我们不可能希冀有一条流路永远固定的黄河下游河道,因为这是有悖于黄河下游地学属性的。我们能够做的,就是使既有流路维持时间尽可能长久些。② 当既有流路再也无法维持时,予其让河流自行改道,不如未雨绸缪的实施人工控制下的改道。黄河下游现有河道已运行 130 余年,学者们根据历史改道原因的分析 and 现有河相关系的变化,并考虑到流域治理与多种“调水调沙”工程对改善下游河道行水输沙的作用,对现有河道的运行前景进行了各自的研究与判断。虽然各自的结论并不相同,但未雨绸缪进行后备流路的研究,其必要性已得到较普遍的认同,这也是笔者的观点。近年来,已有学者提出了既遵循黄河下游地学属性,也具有一定可行性的备用流路方案,例如叶青超

等<sup>[12]</sup>提出的“三堤两河”方案、刘燕华等<sup>[13]</sup>提出的“最优后备流路”方案等。

### 3 黄土高原的侵蚀特性

黄土高原独特的侵蚀环境使它成为黄河下游泥沙的主要来源。黄土高原侵蚀环境是由其特定的地质与地貌、气候与植被等因素构成的, 以下将揭示这些因素对黄土高原侵蚀的作用与演变, 并从黄河下游治理的目的出发, 探讨基于这些侵蚀特性的治理方略。

#### 3.1 全新世以来黄土高原侵蚀量估计

叶青超<sup>[14]</sup>根据不同时期黄河下游冲积扇的面积、沉积厚度、泥沙比重、河道迁徙等因素, 估算了全新世以来不同时期黄河下游的泥沙堆积量, 进而估算出全新世以来不同时期黄土高原的侵蚀率, 如表 1。

由表 1 可见: (1) 早在人类出现以前, 黄土高原已存在侵蚀, 并呈现侵蚀强度随时间增加的趋势; (2) 自唐代以来, 随着人口的增长和生产力的发展, 人类活动引起的侵蚀成为黄土高原新的侵蚀分量, 增加和加速了黄土高原的侵蚀强度和侵蚀速率。尽管关于黄土高原侵蚀强度及其变化过程还有许多各不相同的研究成果, 但从表 1 所得出的概念是可以接受的。20 世纪 80 年代以来, 中游入黄泥沙减少  $3.26 \times 10^8 \text{ t a}^{-1}$ , 但分析表明, 这主要是这些年来没有发生特大暴雨和淤地坝系发挥了一定作用的缘故, 并不意味着黄土高原侵蚀特性的根本改变。

#### 3.2 黄土高原侵蚀的地质与地貌因素

从黄土高原侵蚀的角度考察, 高原的地质与地貌特性可以归纳为三个方面, 即构造隆升与切割、黄土堆积及其易侵蚀性、黄河发育加速了高原的侵蚀。

黄土高原是在青藏高原隆起的大背景下, 历经了第四纪以来黄土高原及其邻近地区的新构造演化而形成的。第四纪早期, 华北平原强烈下陷, 太行山以西地区开始隆升, 六盘山、吕梁山、太行山海拔高度升至约 1500 m, 秦岭海拔约 2500 m, 高原内部及临近地区多处发生断裂、褶皱, 汾渭地堑进一步收缩, 河谷下切强烈, 黄土高原主体初具规模。到第四纪晚期, 又发生了两次重要的构造运动, 对高原局部构造进行了强烈的改造, 即黄土高原进一步隆起, 周围山地进一步隆升, 沟谷强烈切割, 黄河北干流和主要支流出现 3~5 级阶地, 黄土高原现代塬、梁、峁地貌形态最终形成<sup>[15]</sup>。于是, 一个整体隆起而内部切割强烈的高原, 终于为其自身创建了强烈侵蚀的地质与地貌环境。

伴随着黄土高原构造地貌的形成, 由西风急流携带的西北沙漠戈壁地区的粉砂颗粒在黄土高原地区沉降和堆积。研究表明, 在约 2.4 Ma BP 黄土高原已开始黄土沉积, 经历了早更新世的午城黄土沉积、中更新世的离石黄土沉积、晚更新世的马兰黄土沉积等过程, 这一沉积过程现代仍在继续进行中。中国黄土覆盖面积  $38 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 覆盖厚度从西向东由 200 m-100 m-50 m 呈不均匀递减趋势。黄河中游黄土覆盖面积  $27.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 占黄河中游面积的 40%。如此巨量的黄土沉积, 且其中值粒径为 0.05~0.01 mm 的粉土颗粒高达 50%~60%以上, 具有无层理、大孔隙、垂直劈理、遇水湿陷等极易侵蚀的特点, 为黄土高原侵蚀提供了丰富的物质来源<sup>[1]</sup>。

黄河的形成与发育, 尤其是中游水系的形成与发育, 是黄土高原侵蚀的重要因素。黄河中游河道按其形成环境和对黄土高原侵蚀作用的特点, 大致可以分成两类: 其一, 由黄土高原原有的湖泊萎缩和河流经侵蚀连通形成的河流, 例如 1.4 Ma BP 前后贯通的黄河中游干流临夏-晋陕峡谷河段, 1.4 Ma BP 前后形成的渭河, 1.3 Ma BP 前后形成的坝河, 1.2 Ma BP

表 1 全新世以来黄土高原的侵蚀率

| 时期    | 年代               | 侵蚀率( $10^8 \text{ t a}^{-1}$ ) | 侵蚀性质          |
|-------|------------------|--------------------------------|---------------|
| 全新世早期 | 11000 BP~6000 BP |                                | 自然侵蚀          |
| 全新世中期 | 6000 BP~3000 BP  | 10.8                           | 自然侵蚀          |
| 全新世晚期 | 1020 BC~1194 AD  | 11.6                           | 唐朝以前以自然侵蚀为主,  |
|       |                  |                                | 唐朝以后人为侵蚀逐渐增加  |
| 历史时期  | 1494 AD~1855 AD  | 13.3                           | 自然加速侵蚀与人类加速侵蚀 |
| 近代时期  | 1919 AD~1949 AD  | 16.8                           | 人类加速侵蚀分量较快增加  |
| 现代时期  | 1950 AD~1989 AD  | 22.3                           | 人类加速侵蚀分量更快增加  |



前后形成的洛河等. 这类河流是新构造运动在黄土高原构造地貌形成过程中的产物, 它们构成了黄土高原的局地相对侵蚀基面. 其二, 在高原黄土覆盖层的原始洼地、盆地、沟谷基础上发育的河流, 例如泾河、祖厉河等. 这类河流是通过水流对黄土覆盖层的侵蚀而形成的, 它们成为黄河中游各级支流的局地相对侵蚀基面. 这两类侵蚀基面共同构成了黄土高原的区域性相对侵蚀基面系统, 对黄土高原的侵蚀起着控制作用<sup>[16]</sup>.

约在 0.15 Ma BP 三门峡河段被切穿<sup>[4]</sup>, 使黄土高原侵蚀物质得以搬运到华北平原和渤海与东海, 这一事件不仅在一定程度上加强了黄土高原的侵蚀, 而且使黄河中游侵蚀与黄河下游堆积紧密联系起来, 对黄河下游发育演变具有决定性的意义.

### 3.3 黄土高原侵蚀的气候与植被因素

自更新世以来, 黄土高原的气候经历了早更新世的温暖湿润、中更新世的温暖半湿润、晚更新世的偏冷与偏干、早全新世的冷干、中全新世的暖湿(气候适宜期), 以及晚全新世在向冷干变化趋势下的冷暖干湿交替波动. 冷干气候和温湿气候的波动, 以及气候波动所引起的植被变化是黄土高原侵蚀的重要因素. 在寒冷干旱气候时期, 西北气流强盛, 携带戈壁和沙漠的粉尘在黄土高原沉降, 是黄土高原的堆积期, 但这一时期植被退化, 地面裸露, 也为侵蚀创造了有利条件; 在温暖湿润气候时期, 西北气流相对减弱, 黄土沉积有所减缓或间断, 降水增多, 流水侵蚀作用增强, 是黄土高原的侵蚀期, 但这一时期植被发育良好, 也会在一定程度上减轻流水的侵蚀. 赵景波等<sup>[17]</sup>通过对陕西长武剖面第 1~5 层红色古土壤的分析, 显示在 50 万年以来, 黄土高原至少存在 5 个时间尺度不等的湿润气候侵蚀期. 同时, 他们还根据西安 10 余个土壤剖面中红色古土层厚度变化与同层位黄土厚度变化的比较, 指出冷干时期的侵蚀强度甚至比温湿期更大些. 诚然, 对于冷干期与暖湿期及其过度期侵蚀强度的估计仍有不同意见, 但气候因素引起的黄土侵蚀这一事实已成共识.

植被是防治水土流失的最重要因素之一. 是否有可能在黄土高原建立良好的植被覆盖, 从而减轻水土流失, 是从黄河治理角度研究黄土高原植被的根本目的. 揭示黄土高原天然植被的本底状况是回答这一问题的基础.

地学界通过在黄土高原塬区(显性生境)的富县、洛川、渭南、耀县等地质剖面 and 沙漠/黄土过渡区的糜地湾、孟家湾等地质剖面, 利用黄土-古土壤的高分辨率孢粉研究成果, 重建了 12000 a BP 以来黄土高原塬区的植被状况. 得到的结果是: (1) 约 12000~8800 a BP, 气候偏冷和半干旱, 呈干草原景观; (2) 8800~5300 a BP, 气候较前期温暖湿润, 呈湿润草原景观; (3) 约 5300~2000 a BP, 气候复转干冷, 呈干旱草原景观; (4) 约 2000 a BP 前后, 气候出现短暂的温和湿润期, 呈湿润草原景观; (5) 晚于 2000 BP 以来, 气候又向偏干的方向发展, 呈现典型的干旱草原景观<sup>[18]</sup>. 一些历史文献还进一步证实, 在距今约 1000~700 年期间, 黄土高原植被出现草原带南移和某些旱生植物(如甘草、百草等)分布范围向南扩展、趋湿性植物(如秦艽等)向东南部撤退的情景<sup>[19]</sup>. 此外, 郭正堂等<sup>[20]</sup>用古土壤学方法、林本海等<sup>[21]</sup>用有机碳同位素方法、Liu 等<sup>[22]</sup>用植物硅酸体方法, 也进行了全新世黄土高原塬区植被研究, 其结果同样表明, 即使在全新世气候适宜期, 高原塬区也是以草本植物和灌木占绝对优势, 呈现草原植被景观, 并无森林生长. 这些研究成果表明, 全新世以来黄土高原塬区的植被随着气候的变化, 主要经历了干草原-湿润性草原-干草原-湿润性草原-典型草原 5 个阶段的演变, 植被均以草本植物为主, 间有稀疏灌木, 并未出现过大面积森林植被发育阶段, 从而揭示了黄土高原塬区自然植被本底的状况<sup>[23]</sup>.

诚然, 也有研究者在甘肃秦安县大地湾黄土沟谷中剖面、甘肃小陇山林区基岩剖面、陕西富平温泉剖面、姚村剖面、蓝田东城剖面以及甘肃兰州黄土剖面的孢粉分析中, 发现在全新世曾经存在过针叶林、阔叶林及疏林灌丛草原等孢粉组合阶段. 一些历史地理学者根据大量历史文献也指出, 黄土高原在历史时期存在过森林景观<sup>[24]</sup>, 不过这些剖面的地点多数处在黄土高原的河谷阶地或沟谷区(隐性生境), 或高原的基岩山地, 对于黄土高原主体而言, 只是一些特定地点, 它们反映了黄土高原植被的局地性特点, 并不能代表黄土高原植被的地带性规律<sup>[25]</sup>.

在黄土高原自然植被本底的背景下, 人类活动对高原植被产生了巨大而深刻的影响.

研究<sup>[19]</sup>认为, 在西周至战国时期(1046~256 BC), 黄土高原仍保持原始状态的自然植被. 在秦、汉时期(221 BC~220 AD), 人类活动对黄土高原植被的影响

开始显现,尤其在汉代,大量农业人口迁移到黄土高原,开垦和樵采对黄土高原植被产生一定破坏.从汉代到唐代(206 BC~907 AD)的 1113 年间,黄土高原大部分地区仍保持较好的生态系统.自北宋以后,黄土高原人口呈现稳定增长趋势,对植被的破坏也开始呈持续加剧的趋势,所以植被研究者一般将唐至北宋时期黄土高原的植被状况视为现代高原生态的本底.明清时期(1368~1909 AD),陕北黄土丘陵沟壑区的土地大部分已被开垦,使黄土丘陵沟壑区以草地和灌丛为主的自然植被遭到破坏,地面裸露,已很少见到自然植被覆盖了.民国以来,高原的植被受到加速破坏.现在,黄土高原上已经几乎没有未遭到人类活动影响的土地,在高原的任何地方都难以找到全新世发育自然植被的原始土壤,已无原生植物生长.现代遥感显示,黄土高原主要塬区现已成为农业型生态环境,植被以旱地农作物为主,生态环境的稳定性差,当受到外界干扰时变化较大,恢复能力低.

3.4 高原侵蚀与下游治理

如上所述,自全新世以来,构成黄土高原侵蚀环境的地质、地貌、气候、植被等因素虽然经历了继承性演变,但至今并未发生根本性的变化,因而可以认为,黄土高原的侵蚀环境在现代以及未来仍将延续.基于这样的认识,并从黄河下游治理的角度出发,对黄土高原的治理提出以下见解.

(1) 破碎的地貌与河流切割形成了黄土高原上高差悬殊而分布稠密的区域性相对侵蚀基面系统,这些相对侵蚀基面是黄土高原侵蚀的重要因素.因此,如何淤积抬高黄土高原局地相对侵蚀基面,使破碎的地貌向逐步形成局部“夷平面”方向发展,从而改善高原地貌形态,是减轻黄土高原侵蚀的重要途径.在高原各级沟壑层层修建淤地坝系,在各级支流修建拦泥库,在中游干流修建如古贤、碛口等大型水库拦截泥沙与调控水沙过程,是基于高原地学属性减轻下游淤积的技术选择.

(2) 基于在黄土高原的显性地域自然植被本底是属于以草本植物为主,只在局部水分条件较好的阶地、河谷、基岩山地,以及高原南缘河谷等隐性地域,才有疏林或乔木树林生长的事实,因此人们重建黄土高原植被的努力,应当以尽力恢复高原草原景观为目标,但在年雨量大于 500 mm 的高原东南部,恢复局部森林植被也是有可能的<sup>[26]</sup>.减轻人口对高原土地的压力,实行“退田还草”,创造让土地自然孕育草原生态的环境,是调整黄土高原人地关系的正确方向与根本途径.

(3) 治理多沙粗沙区是减少黄河下游河道淤积的关键.20 世纪 60 年代初,钱宁教授<sup>[27]</sup>在关于黄河中游不同地区产沙对下游河道淤积的影响的研究中,发现了两个重要事实:① 黄河下游河道中的淤积物主要是由粒径大于 0.05 mm 的粗颗粒泥沙组成的;② 这些粗颗粒泥沙主要来源于中游河口镇至无定河口的区间和白于山河源区.进一步的研究成果如表 2<sup>[28]</sup>.

由表 2 可见,多沙粗沙来源区的面积为  $7.86 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,平均侵蚀模数  $15000 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ;在多沙粗沙来源区中,粒径大于 0.1 mm 的粗泥沙集中来源区面积为  $1.88 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,平均侵蚀模数  $22000 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ .多沙粗沙来源区面积和粗泥沙集中来源区面积分别占黄土高原水土流失面积的 17%和 4%,但却分别占黄河下游河道主槽淤积物级配的 76%和 50%.由此可见,黄土高原水土流失的治理,应当遵循“先粗后细”的策略,即首先大力治理  $1.88 \times 10^4 \text{ km}^2$  粗泥沙集中来源区,然后依次扩大到  $7.86 \times 10^4 \text{ km}^2$  的多沙粗沙来源区、 $19.06 \times 10^4 \text{ km}^2$  多沙区,乃至中游  $45.40 \times 10^4 \text{ km}^2$  的水土流失区.

4 黄河下游暴雨洪水特性

从黄河下游治理的角度看,最值得关心的暴雨洪水特性,是下游特大洪水的量级、地区组成,以及对未来洪水情势的估计.

表 2 黄土高原泥沙来源区研究成果表

| 区域名称     | 面积<br>( $10^4 \text{ km}^2$ ) | 全沙量<br>( $10^8 \text{ t}$ ) | 平均输沙模数<br>( $\text{t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) | $d \geq 0.05 \text{ mm}$<br>粗泥沙量( $10^8 \text{ t}$ ) | $d \geq 0.10 \text{ mm}$<br>粗泥沙量( $10^8 \text{ t}$ ) |
|----------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------|------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| 水土流失区    | 45.40                         | 18.81                       | 4100                                            | 4.40                                                 | 1.13                                                 |
| 多沙区      | 19.06                         | 16.01                       | 8400                                            | 3.66                                                 | 0.97                                                 |
| 多沙粗沙区    | 7.86                          | 11.82                       | 15000                                           | 3.19                                                 | 0.89                                                 |
| 粗泥沙集中来源区 | 1.88                          | 4.08                        | 22000                                           | 1.52                                                 | 0.61                                                 |

4.1 黄河下游历史上的大洪水

历史上的大洪水记录是认识黄河下游大洪水特性重要依据. 黄河下游是中华文明的发祥地, 有着丰富的历史洪水碑刻、文物与文字记载, 经过 60 多年的实地调查和文献考证, 现已基本揭示了黄河下游历史大洪水的概貌<sup>[29]</sup>. 部分特大历史洪水如表 3.

由表 3 可见, 近 500 年来, 花园口洪峰流量大于 20000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> 的洪水并不鲜见, 大于 30000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> 的洪水至少也出现过 2 次, 且河口镇至三门峡区间和三门峡至花园口区间都可能产生洪峰流量大于 30000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> 的特大洪水.

4.2 黄河下游大洪水的地区组成

已有的研究<sup>[30]</sup>表明, 形成黄河下游大洪水的暴雨可分成三种类型: ① 经向型暴雨, 雨区呈南北向带状分布, 主要发生在三门峡至花园口区间(三花区间), 是形成三花区间大洪水和特大洪水的主要雨型; ② 纬向型暴雨, 雨区呈东西向带状分布, 主要发生在渭河、洛河等黄河中游地区, 是形成河口镇至龙门区间(河龙区间)与龙门至三门峡区间(龙三区间)大洪水和特大洪水的主要雨型; ③ 斜向型暴雨, 呈东北西南向带状分布, 雨区主要分布在渭河与三花区间的伊洛河上游地区. 相应于这三种类型的暴雨, 黄河下游大洪水(以花园口断面为代表)的地区组成也可以归纳为三种类型: 第一种称为“上大型洪水”, 即洪水主要来源于河龙区间与龙三区间, 其来水量约占花园口洪水总量的 90%; 第二种称为“下大型洪水”, 即洪水主要来源于三花区间的伊河、洛河和沁河, 其来水量约占花园口洪水总量的 70%以上; 第三种称

为“上下较大型洪水”, 即由河龙区间、龙三区间与三花区间较大洪水在花园口遭遇形成的洪水, 这类洪水的地区组成可有多种区间搭配, 但一般都小于“上大型洪水”或“下大型洪水”. 在对近 500 年历史洪水地区组成的分析中, 没有发现“上大型洪水”与“下大型洪水”同时出现的实例.

4.3 黄河下游是否还会出现历史上的大洪水

历史上的大洪水是历史气候的产物. 表 4 给出了黄河流域近 500 年来特大洪水与气候变化情况.

由表 4 可见, 无论在气候处于冷期、暖期或冷暖转换期中, 都可能发生特大暴雨洪水, 而在冷暖转换期发生特大暴雨洪水的次数更多些. 诚然, 眼下尚难以对黄河流域 21 世纪及以后气候状况做出清晰的判断, 但文献<sup>[31]</sup>就我国 21 世纪气候趋势向国内长期从事气候预测研究的 46 位专家问卷调查的结果表明, 其中 88% 的专家认为, 气候将趋向暖湿, 并指出: 如果到 21 世纪中叶或下半叶气温上升 2℃, 我国将可能出现类似中全新世曾经出现过的“气候适宜期”的气候情景, 届时我国亚热带的北界将由现在的淮河-秦岭一带扩展到黄河以北, 郑州一带的气温将和现代的杭州武汉相似. 倘若这样的气候环境果真出现, 显然将增加黄河中下游特大暴雨洪水的发生的可能性.

综上所述, 基于对历史气候的分析和未来气候情景的初步判断, 不能排除在未来相当长时期内, 在黄河中下游地区, 出现历史上曾经发生过的特大暴雨洪水的可能性, 这是黄河下游治理必须面对的水文气候情景. 因此, 下游河道的治理必须以历史上出现过的特大暴雨洪水作为设防对象, 而不能希冀在

表 3 黄河下游历史及 20 世纪 30~80 年代大洪水<sup>a)</sup>

| 时间(公元) | 站名   | 洪峰流量(m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ) | 主要来水区间               | 洪水类型 |
|--------|------|---------------------------------------|----------------------|------|
| 223 年  | 洛阳龙门 | 20000                                 | 伊洛沁河                 | 下大型  |
| 1428 年 | 沁河九始 | 14000                                 | 沁河                   | 下大型  |
| 1761 年 | 花园口  | 30000                                 | 三花区间                 | 下大型  |
| 1843 年 | 花园口  | 33000                                 | 北干流 皇甫川、库页河、泾河       | 上大型  |
| 1931 年 | 洛阳   | 11000                                 | 三花区间                 | 下大型  |
| 1933 年 | 陕县   | 22000                                 | 北干流 无定河、三川河、延河、泾河、渭河 | 上大型  |
| 1949 年 | 花园口  | 12300                                 | 北洛河、渭河、泾河            | 上大型  |
| 1954 年 | 花园口  | 15000                                 | 三花区间                 | 下大型  |
| 1958 年 | 花园口  | 22300                                 | 三花区间                 | 下大型  |
| 1982 年 | 花园口  | 15300                                 | 三花区间、伊洛沁河            | 下大型  |

a) 根据文献<sup>[28]</sup>编制

表 4 黄河中下游 500 年特大暴雨洪水与气候演变的对照<sup>a)</sup>

| 冷暖分期 | 起讫年份      | 特大洪水发生年份                     |                              | 累计出现次数 |    |     |
|------|-----------|------------------------------|------------------------------|--------|----|-----|
|      |           | 河口镇-三门峡                      | 三门峡-花园口                      | 冷期     | 暖期 | 转换期 |
| 第一冷期 | 1470~1520 |                              | 1482                         | 1      |    |     |
| 转换期  | 1520~1550 | 1540                         | 1553                         |        |    | 2   |
| 第一暖期 | 1550~1600 | 1565, 1580                   |                              |        | 2  |     |
| 转换期  | 1600~1620 | 1602, 1616                   |                              |        |    | 2   |
| 第二冷期 | 1620~1720 | 1623, 1648, 1662             |                              | 3      |    |     |
| 转换期  | 1720~1770 | 1723, 1738, 1757, 1761       | 1761                         |        |    | 5   |
| 第二暖期 | 1770~1830 | 1785, 1819                   |                              |        | 2  |     |
| 转换期  | 1830~1840 |                              |                              |        |    |     |
| 第三冷期 | 1840~1890 | 1842, 1843, 1850, 1892, 1896 |                              | 5      |    |     |
| 转换期  | 1890~1960 | 1895, 1933                   | 1898, 1931, 1949, 1954, 1958 |        |    | 7   |
| 合计   |           |                              |                              | 9      | 4  | 16  |

a) 表中冷期、暖期的划分见文献[31]

未来不会发生大洪水. 同时, 由于形成“水少沙多、水沙异源、水沙过程不匹配”的自然环境没有根本性的改变, 因而不利的水沙条件也不会根本改变. 诚然, 人们可以如小浪底水库采取“调水调沙”运用方式那样, 在一定程度上对不利水沙关系进行调整, 但随着调节能力的降低, 其最终的调节作用将是有限的. 因此, 黄河下游治理依旧要建立在“水少沙多、水沙异源、水沙过程不匹配”的背景下.

## 5 结论

黄河的地学属性是进行黄河下游治理的重要科学基础之一. 然而, 在近代黄河治理中, 人们较多关注河流的社会、经济属性和治河工程技术方面, 忽视了河流的地学属性, 结果虽然付出了巨大努力, 黄河下游的防洪形势却依然严峻. 为此, 本文着力阐述黄河中下游的地学属性, 以期夯实黄河下游治理的地学基础.

(1) 黄河下游治理的地学基础主要包括以下方面: ① 黄河下游平原的沉降与沉积特性, 以及由此而形成的冲积扇与河口三角洲地貌特征; ② 黄河下游河道的堆积性河流属性, 以及由此而形成的地上河、迁徙、游荡特性; ③ 中游黄土高原的侵蚀环境, 以及由此而产生的巨量泥沙对于下游河道演变的重大影响; ④ 中下游水文气候特征, 以及由此形成的巨量洪水和“水少沙多、水沙异源、水沙过程不匹配”等极不利的水沙条件.

(2) 凝练了我国地学界和水利学界半个多世纪以来关于黄河的地质、地貌、气候、植被、水文的研

究成果, 结果表明, 自全新世以来黄河地学属性虽然存在继承性演变, 但并没有发生根本性变化, 也不能预见其在未来会发生根本性改变. 因此, 当今黄河下游治理依然要遵循本文所揭示的上述地学属性.

(3) 依据黄河下游治理的地学基础, 对黄河下游治理形成以下认识: ① 放淤应当是下游河道治理诸措施之第一位的; ② 要给予下游河道必要的游荡空间, 要给予河口三角洲必要的发育空间; ③ 黄土高原治理应遵循“先粗后细”的策略, 即首先大力治理  $1.88 \times 10^4 \text{ km}^2$  粗泥沙集中来源区, 然后依次扩大到  $7.86 \times 10^4 \text{ km}^2$  的多沙粗沙来源区、 $19.06 \times 10^4 \text{ km}^2$  多沙区, 乃至中游  $45.4 \times 10^4 \text{ km}^2$  的水土流失区, 而治理的技术途径应当向缩小黄土高原局地相对高差, 使破碎的地貌向逐步形成局部“夷平面”方向发展. ④ 黄土高原自然植被本底是以草本植物为主, 间有稀疏灌木, 并未出现过大面积森林植被发育阶段. 人类活动对高原植被已产生了巨大而深刻的影响. 重建黄土高原植被的努力, 应当以尽力恢复高原草原景观为目标, 但在年雨量大于 500 mm 的高原东南部, 恢复局部乔灌木林也是有可能的. 减轻人口对高原土地的压力, 实行“退田还草”, 创造让土地自然孕育草原生态的环境, 是调整黄土高原人地关系的正确方向与根本途径; ⑤ 不能排除在未来相当长时期内, 在黄河中下游地区出现历史上曾经发生过的特大暴雨洪水的可能性, 因此下游河道的治理仍应以历史上出现过的特大暴雨洪水为设防对象. 同时, 由于形成“水少沙多、水沙异源、水沙过程不匹配”的自然环境没有根本性的改变, 因而不利的水沙条件也不会根本改变. 因此, 黄河下游治理依旧要建立在“水少

沙多、水沙异源、水沙过程不匹配”的背景下; ⑥ 基于“治黄周期律”, 不可能希冀有一条流路永远固定的黄河下游河道, 当既有流路再也无法维持时, 予其让河流自行改道, 不如未雨绸缪的实施人工控制下的改道, 现在就进行后备流路的研究是完全必要的。

(4) 当前有一种把现代黄河看成已经是一条完

全由人工控制的河流的观点, 认为可以凭着人的意志, 控制黄河水沙条件, 塑造下游河道形态, 使现代黄河下游河床不抬高、全河不断流、大堤不决口, 实现现有下游河道永续利用. 本文认为, 这或许是一定时期内可望实现的美好愿景, 但就长远而言, 有悖于黄河下游的地学属性, 也缺乏充分的地学研究成果的支持.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

## 参考文献

- 程裕淇. 中国大百科全书——地质学. 北京: 中国大百科全书出版社, 1998. 282–283, 568
- 张宗祜. 九曲黄河万里沙——黄河与黄土高原. 广州/北京: 暨南大学/清华大学出版社, 2000. 126, 128
- 叶青超, 尤联元, 许炯心, 等. 黄河下游地上河发展趋势与环境后效. 郑州: 黄河水利出版社, 1997. 3
- 吴锡浩, 蒋复初, 王苏民, 等. 关于黄河贯通三门峡东流入海问题. 第四纪研究, 1998, 18: 188
- 冯大奎, 张光业. 全新世黄河下游平原地貌和自然环境的演变. 河南大学学报, 1988: 27–33
- 任美镠, 曾昭璇, 崔功豪, 等. 中国的三大三角洲. 北京: 高等教育出版社, 1994. 19–25
- 吴忱, 何乃华. 2 万年来华北平原主要河流的河道变迁. 见: 吴忱, 等, 主编. 华北平原古河道研究论文集. 北京: 中国科学技术出版社, 1991. 132–148
- 黄河水利委员会. 黄河流域地图集. 北京: 中国地图出版社, 1987. 192–193
- 叶青超. 黄河下游河流地貌. 北京: 科学出版社, 1990. 52
- 尹学良. 黄河下游的河性. 北京: 中国水利水电出版社, 1995. 2–3, 42–44
- 钱宁, 周文浩, 洪柔嘉. 黄河下游游荡性河道的特性及其成因分析. 地理学报, 1961, 27: 1–27
- 叶青超, 杨毅芬. 试论黄河下游改道问题. 见: 黄河水利委员会, 主编. 当代治黄论坛. 北京: 科学出版社, 1990. 244–258
- 刘燕华, 康相武, 吴绍洪, 等. 黄河下游洪水灾害风险与后备流路. 北京: 科学出版社, 2008. 241–242
- 叶青超. 黄河下游演变与黄土高原侵蚀的关系. 见: 中国水利学会泥沙专业委员会, 主编. 第二次河流泥沙国际学术研讨会议论文集. 北京: 科学出版社, 1983. 58
- 李裕元, 石辉. 新构造运动对黄土高原环境变迁的影响. 水土保持研究, 2001, 8: 123–129
- 赵景波, 朱显谟. 黄土高原的演变与侵蚀历史. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1999, 5: 58–63
- 赵景波, 杜娟, 黄春长. 黄土高原侵蚀期研究. 中国沙漠, 2002, 22: 257–261
- 李小强, 安芷生, 周杰, 等. 全新世黄土高原塬区植被特征. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23: 109–114
- 王守春. 历史时期黄土高原的植被及其变迁. 人民黄河, 1994: 9–12
- 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 最近 0.15 Ma 渭南剖面的古土壤及气候意义. 第四纪研究, 1994, 3: 256–269
- 林本海, 刘荣谟, 安芷生, 等. 最近 130 ka 西安和洛川黄土稳定同位素的初步研究. 见: 刘东生, 安芷生, 主编. 黄土第四纪地质全球变化(三). 北京: 科学出版社, 1996. 82–89
- Liu T S, Guo Z T, Wu N Q, et al. Prehistoric vegetation on the Loess Plateau: Steppe or forest? J Southeast Asian Earth Sci, 1996, 13: 341–346
- 吕厚远, 刘东生, 郭正堂. 黄土高原地质、历史时期古植被研究状况. 科学通报, 2003, 48: 2–7
- 史念海. 黄土高原历史地理研究. 郑州: 黄河水利出版社, 2002. 295–297, 330–342
- 刘东生, 郭正堂, 吴乃琴, 等. 史前黄土高原的自然植被景观——森林还是草原? 地球学报, 1994, 15: 226–234
- 中国科学院黄土高原综合科学考察队. 黄土高原地区自然环境及其演变. 北京: 科学出版社, 1991. 43
- 钱宁. 黄河中游粗泥沙来源区对黄河下游冲淤的影响. 见: 钱宁论文集编辑委员会, 主编. 钱宁论文集. 北京: 清华大学出版社, 1990. 615–621
- 黄河水利委员会. 探索之路——黄河中游粗泥沙集中来源区界定研究. 郑州: 黄河水利出版社, 2006. 70
- 骆承政, 乐嘉祥. 中国历史大洪水——灾害性洪水述要. 北京: 中国书店, 1996. 142–178
- 高治定, 李文家, 李海荣, 等. 黄河流域暴雨洪水与环境变化影响研究. 郑州: 黄河水利出版社, 2002. 112–118
- 国家科学技术委员会. 中国科学技术蓝皮书第 5 号·气候. 北京: 科学技术文献出版社, 1990. 133–134, 154–155