近期渭河下游河道冲淤演变研究

范小黎[1,2],师长兴[1],邵文伟[1,2],周园园[1,2]
(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 陆地水循环及地表过程重点实验室,北京 100101;
2. 中国科学院研究生院,北京 100049)

摘要: 通过分析渭河下游三个水文站点 2002 – 2009 年河道横断面及悬移质中值粒径的变化,发现渭河下游河道近期出现新的变化特点,河道展宽,平滩流量下河道容积扩大,悬移质中值粒径减小,河道冲刷。从水沙变化、潼关高程和中值粒径变化分析了河道近期发生冲刷的原因。结果表明: 2003 年多次的漫滩洪水,高含沙洪水与低含沙洪水的共同作用及洪水期流量 – 含沙量特殊的组合特征,拓宽了河道的容积,大大提升了渭河下游河道的行洪能力; 来沙系数变化是渭河下游近期河道冲刷的主要原因; 悬移质中值粒径的减小以及潼关高程的稳定也对河道冲刷有所贡献。

关键词: 潼关高程; 洪水; 来沙系数; 渭河下游; 河床调整
中图分类号: TV142 **文献标识码:** A **文章编号:** 0468-155X(2013)01-0020-07

渭河是黄河的最大支流,发源于甘肃省渭源县的乌鼠山,在潼关附近汇入黄河,全长约 818km,流域面积 134 767km^2。渭河自春秋时期以后,进入现代河床发育阶段,河床在此期间的冲淤变化可分为三个阶段: 历史时期、三门峡水库修建以前和三门峡水库修建以后[1]。秦汉时期的渭水漕运比较顺畅,到了东汉以后,由于气候变化,黄土区水土流失的加剧,导致了渭河下游泥沙淤积的出现。在水库修建以前的相当长的历史时期内,渭河下游河道冲淤基本平衡,但在不同时期,不同河段有冲有淤[2]。1960 年三门峡水库建成后,使得渭河下游泥沙淤积迅速发展,河床不断抬升,河道排洪输沙能力不断降低。李琦等[3]根据实测淤积资料统计,到 2001 年渭河下游累计共淤积泥沙(断面法) 13. 02 亿 m^3。在淤积原因方面,张根广等[4]认为潼关高程变化是渭河下游泥沙淤积的首要原因,渭河近些年来水沙条件的变化,则加剧了渭河下游泥沙淤积的发展。一方面潼关高程的抬升引起渭河下游泥沙淤积,另一方面渭河来水来沙和河床淤积也影响潼关高程的发展变化,二者在一定程度上互为因果[5]。此外,许多学者研究了潼关高程的抬高及渭河来水来沙与河道淤积之间的关系[6-9],黄河对渭河下游水流的顶托与倒灌及支流北洛河高含沙水流入渭河等都在一定程度上加剧了渭河下游的淤积[10]。本文运用渭河下游的断面数据及水沙数据,来分析渭河下游近期河道冲淤演变的特点及影响因素。

1 研究区概况

渭河自咸阳至河口为下游,全长约 208km。按照河床平面形态可以分为三段,其中咸阳至耿镇河段长约 38km 为游荡型河段,河道比降约 0. 0063%; 耿镇至赤水河口长约 70km 为过渡型河道,即从游荡型向蜿蜒型过渡,河段比降约 0. 0046%; 赤水河口至渭河口长约 103km 为蜿蜒型河段,比降为 0. 001% ~ 0. 0018%。自咸阳以下北岸有泾河、石川河、北洛河入汇,其中泾河流域为渭河泥沙的主要来源之一;

收稿日期: 2012-02-16
基金项目: 国家自然科学基金面上项目(40971012)
作者简介: 范小黎(1984 –),男,湖北襄阳人,博士研究生,主要从事河流地貌与河道演变研究。E-mail: fanxl. 10b@ igsnrr. ac. cn
通讯作者: 师长兴。E-mail: shicx@ igsnrr. ac. cn

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

南岸有沣、灞河等十五条南山支流。渭河下游有咸阳、临潼、华县三个水文站(图1)。本文所用数据主要来自黄河流域水文资料和中国河流泥沙公报。

2 河道横断面变化

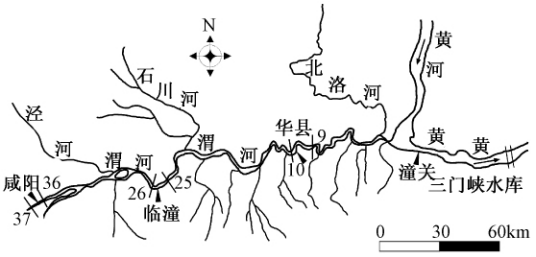

图1 研究区域及断面位置

Fig. 1 Location of study area and cross-sections

渭河下游河道横断面形态在近期变化较大,尤其在2003年。2003年渭河水系在8月下旬至10月份连续发生了4次较大的洪水,其特点水位高、洪量大、沙量小。咸阳站(图2a)在2002年-2003年3月,河道断面形态稳定。2003年8月30日,咸阳发生了自1981年以来的最大洪水,洪水的水位为有实测资料以来的最高水位。河道断面形态在整个洪水期发生了较大的变化,河床左岸后退40m,同时河道刷深3.25m,约占原河道深度的1/2,河漫滩发生淤积。临潼站(图2b)在2003年10月31日也发生了自1981年以来的最大洪水,洪峰流量为5 100 m^3/s,相应的水位为358.34 m,其水位为有实测资料以来的最高水位。在经历了2003年的四次大洪水后,河道的断面形态发生了巨大的变化,深槽位置由左岸摆动到右岸,平面摆动的距离约100m。

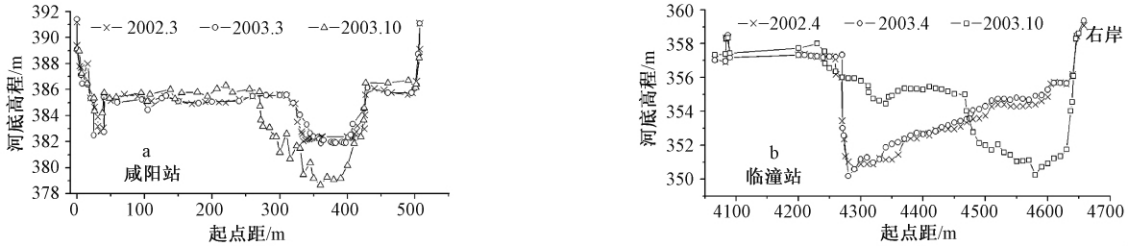

图2 2002-2003年渭河下游河道断面形态变化

Fig. 2 Changes in channel cross-sections in 2002-2003

3 河槽容积及累积淤积量变化

渭河下游三个水文站点,平滩流量下河槽容积近期变化如图3所示。从沿程变化来看,处在过渡型河段的临潼站河槽过流能力要大于处于弯曲型河段的华县站,而咸阳站所在的游荡河段的过流能力要明显小于上述两站。从时间变化来看,从2002年以来,渭河下游平滩流量下的河槽容积有增大的趋势,说明渭河下游在近期河道主要以冲刷为主。2003年渭河的连续数次洪水,对渭河下游的河道造成了严重冲刷,洪水过后,咸阳站河槽容积扩大约1.6倍,华县站河槽容积扩大约2.1倍。渭河下游整个河道(渭拦4-渭淤37)2001-2010年累积冲淤量变化如图4所示,从图中也可以看出,渭河下游在近期,主要是2002年10以后河道主要以冲刷为主。其中2002年10月-2010年10月期间,河道共减少泥沙约1.47亿 m^3。

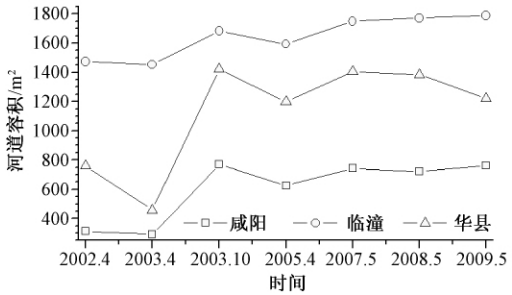

图3 河道容积变化

Fig. 3 Variation of bankfull channel capacity

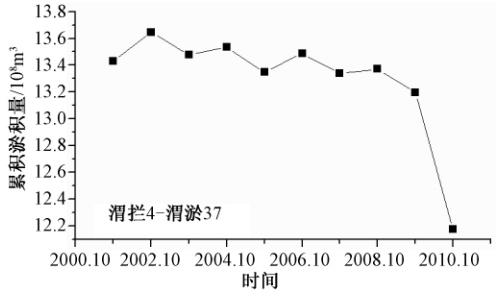

图4 2001-2010年渭河下游河道累积淤积量变化

Fig. 4 Variation of accumulated sediment deposition in Lower Weihe River in 2001-2010

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

4 悬移质中值粒径变化

华县站多年平均(1956 – 2010 年)悬移质中值粒径为 0.017mm,如图 5 所示。从图中可以看出,悬移质中值粒径随时间呈阶段性变化的特点。1956 – 1960 年悬移质含沙量最大,多年平均为 0.022mm,高于 1956 – 2010 年的多年平均值。1961 – 1991 年,悬移质中值粒径下降,此时期的多年平均值为 0.0156mm,绝大部分年数都低于多年平均值。1992 – 2002 年,中值粒径增加较快,多年平均为 0.021mm,自 2003 年以来,中值粒径又有减小的趋势,多年平均为 0.016mm。

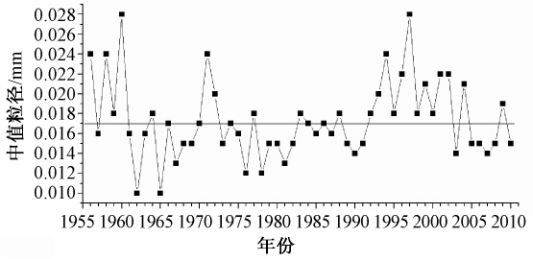

图 5 华县站中值粒径年际变化

Fig. 5 Variation of annual mean median diameter of suspended sediment at Huaxian station

5 讨论

黄河三门峡水库蓄水前,渭河下游基本上为冲淤平衡河道。在三门峡水库建成后,渭河下游遭受了大量的淤积,淤积的重心不断向上游延伸,淤积的范围也不断向上游扩展[3]。在 20 世纪 90 年代以后,渭河下游河道主槽的严重萎缩和平滩流量的大幅度减小,给渭河下游的防洪排涝带来严重威胁。在渭河下游淤积的主要原因方面,有的学者认为潼关高程变化是渭河下游泥沙淤积的首要原因[5-8],而有的则认为渭河上中游的来水来沙变化是主要影响因素[7]。进入 21 世纪,渭河下游河道出现新的变化,比如断面形态的变化、河道平滩流量下河槽容积的扩大、悬移质中值粒径减小等,河道在近期表现出以冲刷为主。为此,作者从水沙变化、潼关高程变化等方面,来分析渭河下游近期出现的新的变化情况。

5.1 水沙变化分析

5.1.1 来沙系数变化

来沙系数即为来沙过程的平均含沙量与平均流量之比,来沙系数大,表明含沙量相对较大,水量相对较小。因此,该系数可以用来反映水沙量的平均对比组合情况。总结以前学者的研究,可以将渭河下游河道的冲淤变化分为五个阶段,分别为:1950 – 1959 年、1960 – 1974 年、1974 – 1992 年、1992 – 2002 年及 2003 – 2009 年。三门峡水库在 1960 年蓄水前,渭河下游基本上为冲淤平衡河道,但在不同时期,不同河段有冲有淤。焦恩泽[11]在分析华县水文站同流量下水位变化后,得出华县站在 1950 – 1959 年,同流量下水位年平均上升 0.038m,表现为微淤。在 1960 – 1974 年及 1992 – 2000 年两个阶段淤积严重,淤积量分别为 10.3 亿 t、2.62 亿 t[4],在 1974 – 1992 年期间,渭河下游河道冲淤变化不大[10]。从华县站来沙系数变化来看(图 6),在这五个阶段(1950 – 1959 年、1960 – 1974 年、1974 – 1992 年、1992 – 2002 年、2003 – 2009 年)的多年平均值分别为 0.198、0.219、0.280、0.855 和 0.145 kg·s/m^6。1960 – 1974 年渭河下游来沙系数小,但是河道严重淤积,淤积的主要原因是三门峡水库蓄水造成的渭河河口水位抬高[12]。1992 – 2002 年河道淤积的主要原因是来沙系数变化还是潼关高程的抬升,还存在争议。华县站近期的来沙系数是自 1950 年以来最小的。2003 – 2010 年与上一时段

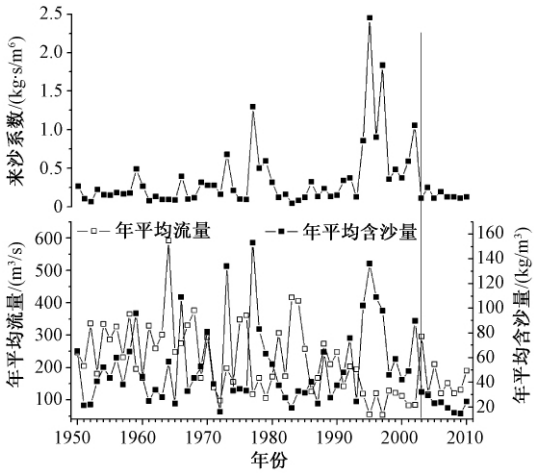

图 6 华县站来沙系数、年平均流量及年平均沙量年际变化

Fig. 6 Variation of incoming sediment coefficient, annual mean water discharge and annual sediment concentration at Huaxian station

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

1992 – 2002 的多年平均值 0.855 kg·s/m^6 相比，减小幅度高达 83.1%。从图 6 可以看出，多年平均流量在 2003 – 2010 年为 167.2 m^3/s，比 1992 – 2002 年期间的 116.1 m^3/s，增加 44%，而近期含沙量的多年平均值为 22.7 kg/m^3，比上一时期的 75.5 kg/m^3，减少 70%。上游来沙的大幅度减少，来水的增加，使得近期渭河下游来沙系数的大幅度减小。通过对比近期来沙系数与三门峡水库修建以前的渭河下游来沙系数发现，近期河道容积的增加与来沙系数的大大减小有关。图 7 点汇了近期华县站河道平滩面积与上一年的来沙系数之间的关系，发现自 2002 年以来平滩面积（汛前面积图）与上一年的来沙系数呈很好的负相关关系，即来沙系数小，平滩面积大。

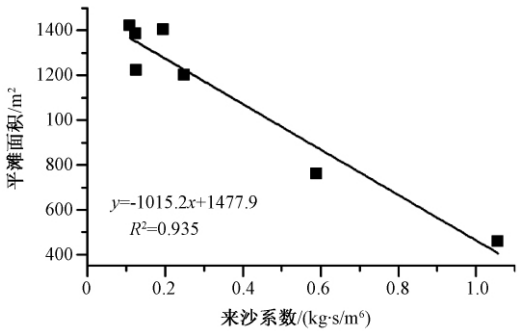

图 7　华县站来沙系数与平滩面积之间的关系

Fig. 7　Plot of annual incoming sediment coefficient against bankfull channel capacity at Huaxian station

5.1.2　2003 年洪水对河道的影响

洪水期间洪水的搬运能力是很强大的，在很多河流中，一年中输沙量的 80% 以上都是通过最高的 10% 的水流输送的[13]。洪水与泥沙的密切关系，不仅体现在搬运泥沙方面。洪水在运行过程中，水流与河床、滩地以及主槽都发生泥沙交换。倪晋仁等[14]认为，洪水漫滩后，滩地过水面积虽大，但糙率大，流速低，所以行洪能力的 80% 还是要靠主槽。漫滩洪水使主槽刷深，滩地淤高，形成的高滩深槽，使得行洪能力加大。2003 年渭河下游三个水文站点河道容积在汛后大大扩大（图 3），与这四次连续的漫滩洪水有很大的关系。

渭河流域北面为广阔的黄土高原，土质松散，植被覆盖条件差，水土流失严重，是渭河泥沙的主要来源区。所以北侧的支流，往往在汛期挟带大量的泥沙进入渭河。图 8 显示在 2003 年第一次洪水过程中，渭河下游临潼站、华县站日平均含沙量都超过 400kg/ m^3，咸阳站在 8 月 28 日 17 时，瞬时断面平均含沙量也达到 300kg/m^3。由此可见，渭河下游的这次洪水属于高含沙水流范畴，且越往下游含沙量越高。研究发现，高含沙水流的物理性质和流体机制都不同于一般低含沙水流，它是一种固液两相的非牛顿流体[15]。高含沙洪水对主槽的冲刷相当强烈，龙门站 1970 年 8 月 1 日至 4 日的洪水，最大含沙量 826kg/m^3，主槽在洪水前后冲深达 9m。倪晋仁等[14]认为，高含沙洪水在冲积河道上输送时，通过滩淤槽冲塑造成窄深河道，而低含沙洪水在窄深河槽中通过时往往产生坍塌，造成主槽明显展宽。2003 年渭河 9 月 5 日之前的洪水为高含沙洪水，9 月 5 日之后的三次洪水属于相对低含沙洪水。正是由于高含沙洪水和低含沙洪水的共同作用，使得渭河下游深泓位置刷深，河道展宽，河槽容积变大（图 2、图 3）。

在次洪水事件中，流量和含沙量通常由于洪峰和沙峰出现的时间不同而呈现滞后环现象。根据洪峰和沙峰出现的时间的不同，可以分为三种类型：类型Ⅰ，洪峰超前于沙峰，即逆时针滞后环；类型Ⅱ，为沙峰和洪峰同时出现的洪水事件，流量含沙量呈线性变化；类型Ⅲ，为洪峰落后于沙峰的洪水事件，即顺时针滞后环[16]。通过探讨流量 – 含沙量之间的滞后环现象，可以用来揭示泥沙来源，即来自沟道还是坡面[17]，已有的研究认为在顺时针滞后环的情况下，可认为泥沙来自沟道，而在逆时针滞后环的情况下，可认为泥沙来自坡面[18,19]。渭河下游 2003 年第一次洪水事件，都呈现出顺时针滞后环现象（图 8），说明洪水输移的泥沙主要来自沟道。同时第一次洪水事件含沙量随着时间的变化呈现出陡涨陡落的特点。以华县站为例，同流量下（1 000m^3/s），汛前含沙量（462kg/m^3）是汛后含沙量（23.3kg/m^3）的 20 倍。这次洪水主要来自泾河上游多沙区，在这次暴雨洪水中泾河沟道强烈侵蚀产沙产生了高含沙水流，泾河张家山站最大含沙量 734kg/m^3。但是这次高含沙水流进入渭河干流后，却产生了强烈的淤积，其中在临潼至华县间淤积量大约是 0.38 亿 t，而且以冲槽淤滩的形式发生。渭河下游三个水文站点的河床物质组成相同，都为沙质河床，但 2003 年咸阳和临潼站后几次的洪水过程沙峰与洪峰出现的时间

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

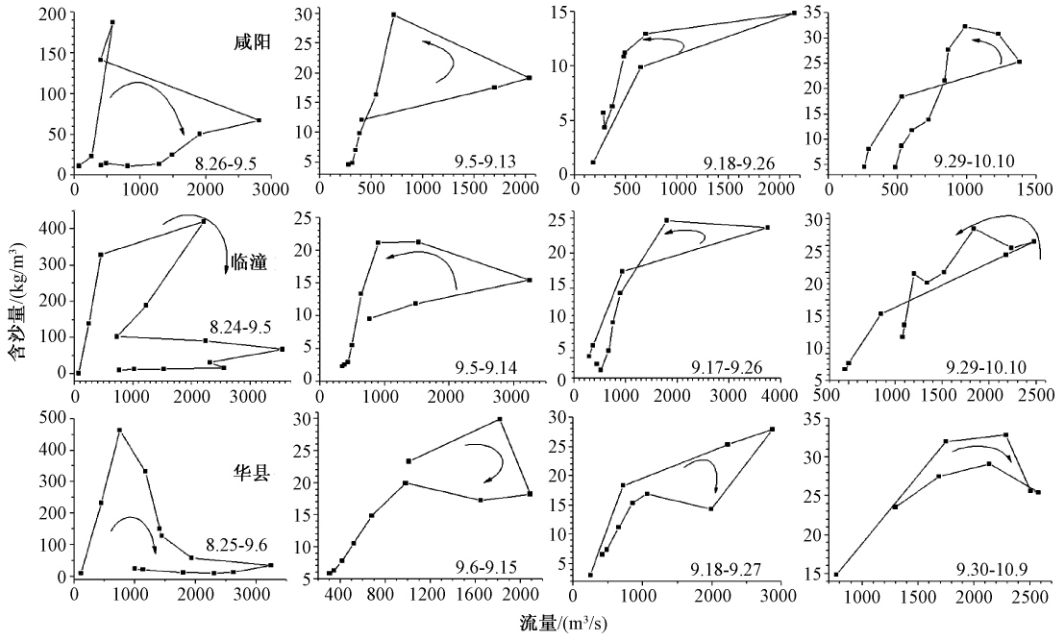

图 8　2003 年渭河下游河道流量 - 含沙量关系

Fig. 8　Relationship between discharge and suspended sediment concentration in Lower Weihe River in 2003

与第一次洪水过程不同，体现出逆时针滞后环的特点，说明泥沙的来源与第一次洪水不同。逆时针滞后环现象尽管在场次洪水中出现的几率比较小[17-20]，但逆时针滞后环现象的出现说明河道有充沛的泥沙来源。已有的研究表明洪峰过后，大量发生的河岸崩塌是泥沙来源的主要提供者[21-23]。咸阳和临潼站位于河岸抗冲性能差的游荡河段和过渡性河段，在 2003 年整个汛期，咸阳、临潼所在河段大量发生的河岸后退，河床冲刷(图 2(a)、(b))为河道提供了充沛的泥沙来源，这也是在后几次洪水中，在落峰期，含沙量继续增大的原因。

河道发生大的漫滩洪水，尽管防洪比较紧张，但洪水过后，槽冲滩淤形成的高滩深槽，行洪能力加大，有利于河道以后的稳定。渭河下游 2003 年的大洪水，正是由于多次的漫滩洪水，高含沙洪水与低含沙洪水的共同作用及流量 - 含沙量特殊的组合特征，拓宽了河道的容积，大大提升了行洪能力。

5.2　潼关高程变化

潼关高程是指潼关水文站 1 000m^3/s 流量时潼关(六)断面的相应水位(大沽基面)。潼关高程主要受 4 个因素的影响，一是来水来沙条件，二是三门峡水库的运用，三是黄河小北干流的淤积下延，四是库区河床演变[11]。张根广等[4]通过点汇了三门峡水库全年控制运用以来潼关高程与渭河下游累计淤积量变化情况，得出渭河下游泥沙淤积量的变化与潼关高程变化成正比关系。这种关系呈现出阶段性变化特点，在三门峡水库控制运用的前期(1973 - 1991 年)，随着潼关高程的抬升，渭河下游泥沙淤积发展相对较慢；而在 1992 - 2002 年，随着潼关高程的抬升，渭河下游泥沙淤积发展相对加快，且潼关高程与渭河下游泥沙淤积量关系更加密切。王兆印等[5]认为，一方面潼关高程的抬升引起渭河下游泥沙淤积，另一方面渭河来水来沙和河床淤积也影响潼关高程的发展变化，二者在一定程度上互为因果。渭河下游素有大水冲槽淤滩和小水淤槽的特性[6]。以 1992 - 2000 年为例，此时期渭河下游来水量少，来沙量大，导致来沙系数大大高于多年平均值。所以此时期多次出现小水大沙过程，将必然造成主槽的严重淤积。淤积导致潼关高程的升高，而潼关高程的大幅度抬升，导致河道比降减小，必然引起溯源淤积的发展，所以两者在此时期互为因果。自 2003 年汛期开始，三门峡水库调整运用方式，在汛期开启所有泄流设施实行彻底敞泄，最大限度地降低排沙运用水位，在非汛期水库最高运用水位按不超过 318 m 控制，使库区回水淤积影响范围控制在黄淤 32 断面以下，距潼关(六)断面长达 37km[24]。潼关站自 2002 年以来，水沙系数逐年减小，由 2002 年的 0.0465kg·s/m^6减小到 2010 年的 0.0104kg·s/m^6。由此可见有利的水沙组合及水库运用方式的调整基本保持了潼关高程下降与稳定(图 9)。潼关高程在近期的下

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

降与稳定，带来了渭河下游比降的稳定，所以在有利的水沙组合下，渭河下游河道以冲刷为主。

5.3 悬移质泥沙中值粒径变化

在同等的水力条件下，水流输送细泥沙的能力要比输送粗泥沙的能力强。许炯心[25]研究表明，平均而言，来自多沙粗沙区的每吨泥沙中，有0.445t在下游河道中淤积下来，而来自多沙细沙区的每吨泥沙中，只有0.154t在下游河道中淤积下来。张瑞瑾等[26]从分析长江、黄河实测资料入手，以“制紊假说”理论为前提，运用量纲分析法则，通过推导和整理得到如下挟沙能力公式

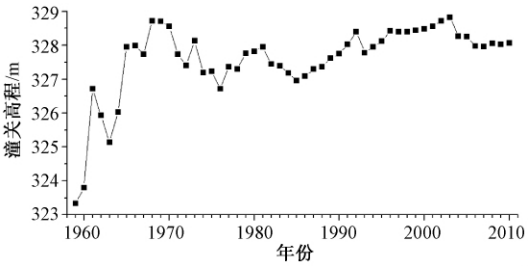

图9 潼关高程逐年变化

Fig. 9 Variation of annual elevation of Tongguan

$$C_t = k\left(\frac{U^3}{gR\omega}\right)$$

式中 C_t 为悬移质中床沙质输沙能力；k、m 为常数；ω 为悬沙中床沙质泥沙加权平均沉速。ω 与泥沙粒径有关，泥沙粒径越粗，沉速 ω 越大，C_t 就越小。近期渭河下游悬移质泥沙中值粒径的减小（图5），有利于输送更多的泥沙，从而加大了河道冲刷的机会。

6 结论

（1）近期渭河下游河道出现新的变化，河道展宽，平滩流量下河道容积扩大，整个下游河道自2002年10月以来，表现以冲刷为主。

（2）2003年多次的漫滩洪水，高含沙洪水与低含沙洪水的共同作用及流量－含沙量特殊的组合特征，拓宽了河道，增加了河槽的容积，大大提升了渭河下游河道的行洪能力。

（3）来沙系数变化是渭河下游近期河道冲刷的主要原因。悬移质中值粒径的减小，河道的输沙能力增大，以及潼关高程的降低与稳定都有利于河道冲刷。

参考文献：

[1] 中国科学院地理所渭河研究组. 渭河下游河流地貌 [M]. 北京：科学出版社，1983：81－88.

[2] 杜殿勋，戴明英. 三门峡水库修建前后渭河下游河道泥沙问题的研究 [J]. 泥沙研究，1981(3)：1－18.

[3] 李琦，宋进喜，宋令勇，郭颖. 渭河下游河道泥沙淤积及其对河床比降的影响 [J]. 干旱区资源与环境，2010(9)：110－113.

[4] 张根广，王新宏，冯民权，等. 渭河下游河道淤积发展及其萎缩的原因浅析 [J]. 泥沙研究，2003(3)：35－38.

[5] 王兆印，李昌志，王费新. 潼关高程对渭河河床演变的影响 [J]. 水利学报，2004(9)：1－8.

[6] 唐先海. 渭河下游近期淤积发展情况的分析研究 [J]. 泥沙研究，1999(3)：71－75.

[7] 张翠萍，张原锋，高际萍. 渭河下游近期水沙特性及冲淤规律 [J]. 泥沙研究，1999(3)：19－27.

[8] 胡春宏，陈建国，郭庆超. 潼关高程的稳定降低与渭河下游河道综合治理 [J]. 中国水利水电科学研究院学报，2004，2(1)：19－25.

[9] 邓安军，郭庆超. 渭河下游河道断面演变特点及其演变机理研究 [J]. 泥沙研究，2006(5)：33－39.

[10] 王会让，许德志，梁志勇. 水沙变化对渭河下游河道淤积和纵剖面的影响 [J]. 泥沙研究，2004(6)：27－30.

[11] 焦恩泽，张金良. 三门峡水库建库前渭河下游淤积状况分析 [J]. 人民黄河，2001(5)：11－12.

[12] 吴保生. 潼关高程变化研究成果概述 [R]. 北京：清华大学水利系，2002：7－15.

[13] Gippel，C. J.，Stewardson，M. J.. Development of an environmental flow management strategy for the Thomson River，Victoria，Australia，Regulated Rivers [J]. Research and management，1995，10(2－4)：121－135.

[14] 倪晋仁，王兆印，王光谦. 江河泥沙灾害形成机理及其防治 [M]. 北京：科学出版社，2008：80－94.

[15] Xu，J. X.. Grain-size characteristics of suspended sediment in the Yellow River，China [J]. Catena，1999，38(3)：243－263.

[16] Williams，G. P.. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers [J]. Journal of

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Hydrology, 1989, 111(1-4): 89-106.
[17] Asselman, N. E. M.. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine [J]. Hydrological Processes, 1999, 13(10): 1437-1450.
[18] de Boer D. H. Campbell I. A. Spatial scale dependence of sediment dynamics in a semi-arid badland drainage basin [J]. Catena, 1989, 16(3): 277-229.
[19] Fang, H. Y, Cai, Q. G.. Chen H, et al.. Temporal changes in suspended sediment transport in a gullied loess basin: the lower Chabagou Creek on the Loess Plateau in China [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2008, 33(13): 1977-1992.
[20] Hudson, P. F. Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico [J]. Catena, 2003, 52(1): 57-76.
[21] Fan, X. L., Shi, C. X., et al.. Sediment rating curves in the Ningxia-Inner Mongolia reaches of the upper Yellow River and their implications [J]. Quaternary International, 2012, 282: 152-162.
[22] Sarma, J. N.. Sediment transport in the Burhi Dihing River, Indian [A], Hadley R. F., Sedimentation and deposition [C]. IAHS Publication, 1986, 159: 199-215.
[23] Lefrançois, J., Grimaldi, C., et al.. Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main sediment source on small agricultural catchments [J]. Hydrological Processes, 2007, 21(21): 2923-2933.
[24] 王育杰. 三门峡水库历史、现状与未来汛期运用问题 [J]. 水电自动化与大坝监测, 2009(3): 72-75.
[25] 许炯心. 黄河上中游产水产沙系统与下游河道沉积系统的耦合关系 [J]. 地理学报, 1997, 52(5): 421-429.
[26] 张瑞瑾, 等. 长江中下游水流挟沙力研究 [J]. 泥沙研究, 1959(2): 54-73.

Study of fluvial processes of Lower Weihe River in recent years

FAN Xiao-li[1,2], SHI Chang-xing[1], SHAO Wen-wei[1,2], ZHOU Yuan-yuan[1,2]

(1. *Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100101, *China*; 2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences; Beijing* 100049, *China*)

Abstract: Through analyzing the measured channel cross-sections at Xianyang, Lintong and Huaxian stations during the period of 2002-2009, this study investigates the characteristics of fluvial processes of the Lower Weihe River in recent years and the driving forces for the changes. The results indicate that the river channel was broadened, the channel capacity at the bankfull discharge was enlarged, indicating that the channel of the Lower Weihe River was undergoing a change from deposition to erosion. Studies are made on the connections of channel changes with the changes of flow, sediment load, suspended sediment size, and Tongguan elevation. The results show that the big floods occurred in the year of 2003 expanded the channel capacity, resulted in a great increase of the flood carrying capacity of the Lower Weihe River. Also, the low incoming sediment coefficient (the ratio of sediment concentration to water discharge) was another main cause of the channel scouring, and the larger sediment transport capacity of the river due to the decreasing median diameter of suspended sediment load and the declining and stable Tongguan elevation in recent years might be another cause for the recent channel adjustment.

Key words: Tongguan elevation; flood; incoming sediment coefficient; Lower Weihe River; channel adjustment

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net