

# 1990年以来黄河第一湾齐哈玛河段 砾质网状河的演变特征

高 超<sup>1,2</sup>, 王随继<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 中国科学院陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100049)

**摘要:** 黄河第一湾的网状河型因其砾质质的河床质而与砂床质网状河明显不同, 但是其具体的冲淤特性、河道与河间地的稳定性等是否与砂质网状河具有相似之处, 尚待揭示。以齐哈玛乡主河道长约为12 km的砾质网状河段为研究对象, 利用1990年、2001年、2013年和2016年共4期Landsat遥感影像数据和2011年与2013年两期Google Earth高分辨率图像数据, 结合野外采样观测分析其1990-2016年间的平面形态变化与沉积特征。结果表明: 砾质网状河整体具有很高的稳定性, 众多分支河道与河间地无明显冲淤现象。网状带面积仅增加2.43%, 陆地与水体面积比例接近1:1; 网状带部分小型河间湿地及河间岛屿呈现碎片化现象, 导致河间湿地个数逐渐增加, 最大增加率为62.16%。河道主流线长期左右迁移交替变化, 且变化率相对稳定, 受主流线迁移的影响, 主河道内部河间岛屿形态变化较大, 其河岸变化率为5 m/a。网状河众多支河道非常稳定, 平均河宽变化率仅为1 m/a左右。河岸沉积物以细砂或粉砂为主, 黏土含量较高, 粒度分布曲线呈现多峰, 这与砂质网状河流河岸以泥质沉积物为主略有不同, 但河岸及河间湿地茂密的植被保护了众多分支河道免受侵蚀、维持了河道的稳定性, 这也是砾质网状河流体系具有高稳定性的重要原因。

**关键词:** 砾质网状河; 网状带; 河间湿地; 主流线; 沉积物; 黄河

DOI: 10.11821/dlxb201807013

## 1 引言

近年来网状河受到的关注越来越多, 其相互连通且稳定的多河道体系是区别于其他河型的典型特征<sup>[1-3]</sup>。1968年, Schumm<sup>[1]</sup>第一次将网状河流与辫状河流区别开来, 认为网状河是因水流输沙力小形成的河床沉积, 进而导致河道分汊, 是发育在冲积平原上的较为稳定的低比降多河道系统。Rust<sup>[2]</sup>应用河道分汊指数和弯曲度将网状河划分为一种新河型, 但这种半定量化的指标具有很大的局限性<sup>[3]</sup>。Smith等<sup>[4]</sup>对网状河做了更细致的阐述: 网状河流是由发育植被的河间地分开的、比降较小、中等弯曲、相互连通的河道组成的稳定的多河道体系。之后, 国内外很多研究者都对网状河进行了细致的研究<sup>[5-14]</sup>, 研究方法主要采用传统的地貌方法, 包括依据沉积物搬运方式、沉积速率和平面形态等对河流进行分类。随着计算机技术和计算数学的发展, 河网研究的数学模拟逐渐出现。

收稿日期: 2017-06-05; 修订日期: 2018-03-09

基金项目: 国家自然科学基金项目(41571005, 41271027) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41571005, No.41271027]

作者简介: 高超(1992-), 男, 山东菏泽人, 硕士生, 研究方向为河流地貌学。E-mail: gaoc.15s@igsrr.ac.cn

通讯作者: 王随继(1966-), 男, 甘肃静宁人, 博士, 副研究员, 中国地理学会会员(S110001472M), 研究方向为河流沉积学、地貌学及流域地表过程。E-mail: wangsj@igsrr.ac.cn

1352-1364 页

1990 年, 王平义<sup>[15]</sup>介绍了把模糊数学的概念应用到河型分类问题上的方法和原则, 并用实例进行了分析。史传文等<sup>[16]</sup>根据模糊聚类分析和判别分析方法对黄河下游的河型进行了分类, 之后又对模糊聚类的方法进行了完善<sup>[17-18]</sup>, 并认为一些学者采用的统计数学方法建立的河型判别式和判别准则是无效的<sup>[19]</sup>。此外, 一些国外学者运用元胞自动机方法对辫状河流的形成过程进行了模拟<sup>[20-22]</sup>。这些研究方法过分依赖计算机技术, 建立模型时采用的指标相对简单, 且忽视了各因素之间的相互影响, 一些研究也仅限于单个河型, 在河流地貌学的应用并不广泛。

国外关于网状河的报道主要包括加拿大的 Saskatchewan 河下游、Columbia 河上游、Wakool 河、澳大利亚的 Cooper's Creek 河以及荷兰的 Rhine-Meuse 三角洲网状河等<sup>[23-26]</sup>。中国网状河较为明显的有长江松滋口等分流河口至洞庭湖的河段, 黑龙江在松花江汇流附近河段, 以及珠江三角洲地区的河段<sup>[13]</sup>。这些网状河流的河道沉积物都是以砂质沉积为主, 通常称为“砂质网状河”。2008 年王随继<sup>[27]</sup>在研究黄河流域的河型转化现象时发现了一种新的网状河, 从河道平面形态和微地貌等方面上看与砂质网状河并无差异, 但河道的沉积物以砾石为主, 这类砾石质网状河流应当属于网状河型的一个新亚类。其冲淤特性、形成原因以及河道及河间湿地稳定性的维持方式都是当前河流地貌学及河流沉积学关注的内容。

黄河第一湾所在的玛曲河段是一段在青藏高原抬升背景下形成的较为年轻的冲积河段, 其独特的地理位置与环境特征使得受到人类活动的影响较小, 是研究自然条件下河流演变的理想场所。过去对黄河青藏高原河流地貌的研究主要集中在地质时间尺度上的形成、发育和演化过程等方面<sup>[28-31]</sup>, 而近代河流演变却少有涉及<sup>[27, 32]</sup>。本文以黄河第一湾齐哈玛乡附近主河道长约 12 km 的砾石质网状河段为研究对象, 利用 1990-2016 年共 4 期 Landsat 遥感影像数据, 2011 年与 2013 年两期 Google Earth 高分辨率数据, 并结合野外观测采样分析 1990-2016 年间的平面形态变化与沉积特征, 试图探究砾质网状河在自然条件下的演变特征, 以增进对这种新型网状河的认识, 从而丰富河流地貌理论体系。

## 2 研究区概况与研究方法

### 2.1 研究区概况

研究区位于黄河第一湾玛曲河段入口端的齐哈玛乡 (33°N、102°E) 附近 (图 1), 处在甘南草原的西南部, 海拔高度约为 3400 m。研究区年均降水量 520 mm, 年均气温 2 °C, 全年无霜期 120 天。选取的网状河段主河道长约 12 km, 平均比降约为 0.6‰<sup>[32]</sup>, 主河道平均宽度 200 m。该段河流主支河道之间相互连通, 弯曲度与宽窄不一, 但河道宽深比都低于 40, 个别为 20 左右; 河间地发育, 河岸及河间地沉积物

厚度约 1~2.3 m, 以泥质和粉砂质为主; 河间地上生长着茂密的草被, 还有茂密的灌木林; 河床沉积物以砾石为主, 粒度一般在 4~7 cm 左右<sup>[27]</sup>。距研究区最近的玛曲水文站实测水文数据表明, 该河段年均径流量为 144 亿 m<sup>3</sup>, 12 月-次年 4 月为枯水期, 5 月-11 月为丰水期, 其中 6 月-10 月径流量约占全年的 73%; 洪峰流量主要出现在 7 月和 9 月, 其月

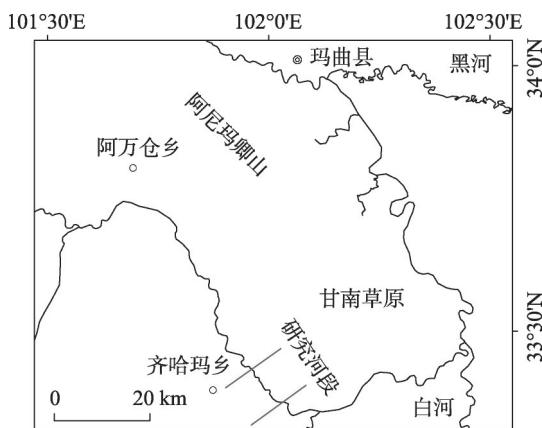


图 1 研究区位置

Fig. 1 Location of the study river reach

均流量分别为 1046.74 m<sup>3</sup>/s、955.19 m<sup>3</sup>/s；该站年均输沙量为 447 万 t，其中 5 月-10 月输沙量约占全年的 95%。

2.2 研究方法

不同时期卫星影像资料的对比分析为河流平面形态变化的研究带来了便利，成为近年来一种广泛采用的手段<sup>[33-34]</sup>。本文采用 4 个时期 Landsat 遥感影像数据，分别为 1990 年 7 月 8 日的 TM 数据（分辨率 30 m），2001 年 8 月 15 日的 ETM 数据（分辨率 15 m），2013 年 7 月 23 日与 2016 年 7 月 15 日的 OLI 数据（分辨率 15 m），这些遥感影像全部申请自美国地质调查局并从其网站下载（<http://glovis.usgs.gov/>）。Google Earth 影像日期分别为 2011 年 8 月 27 日与 2013 年 7 月 29 日，分辨率均为 0.5 m。前人研究表明可以利用植被边界作为河道边界来提取河道空间分布<sup>[33-35]</sup>，因此本文选取的影像都在汛期（6-9 月）。

将遥感影像在 ENVI 中进行前期配准处理，利用 ArcToolbox 工具箱对 30 m 的 TM 数据进行了重采样处理，算法为三次卷积差值，使其分辨率与 15 m 的数据相一致，加载到 ArcGIS 10.2 中进行矢量化，绘制各年份的河道平面形态图（图 2）和河道套绘图。其中 TM 数据和 ETM 数据进行 4、3、2 波段的标准假彩色合成，OLI 数据进行 5、4、3 波段的标准假彩色合成，目的是为了突出河道边界。主流线是河槽各断面流速最大处的连线，也是水流与河床交互作用过程中形成的深泓线，其勾画的原则是水越深，影像的灰度值越高<sup>[36]</sup>。在 ArcGIS 10.2 中对所勾画的河间湿地个数与面积、水体面积、网状带面积、主流线长度等进行定量计算（表 1）。

此外，在 2016 年 4 月 24 日-5 月 5 日进行了为期 12 天的野外考察工作，进行了多处河岸柱状剖面沉积物观测及系统采样，采集的沉积物样品在中国科学院地理科学与资源研

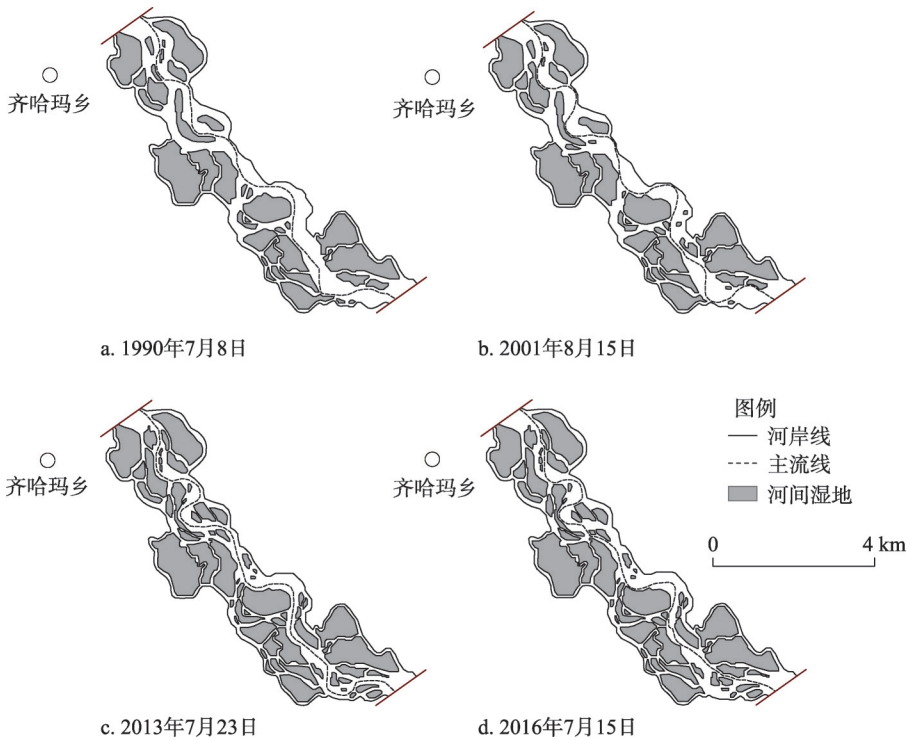


图2 研究河段不同年份的河道平面形态

Fig. 2 Channel planforms of the study river reach in different years

表1 1990-2016河道平面形态参数

Tab. 1 Geometry parameters of the channel planforms from 1990 to 2016

影像日期 (年-月-日)	主流线 长度(km)	主流弯曲 系数	网状带 面积(km <sup>2</sup> )	陆地面积 (km <sup>2</sup> )	水体面积 (km <sup>2</sup> )	河间 湿地个数
1990-07-08	11.43	1.21	16.89	8.12	8.77	37
2001-08-15	12.83	1.36	17.00	8.27	8.73	40
2013-07-23	12.72	1.35	17.17	9.12	8.05	60
2016-07-15	12.18	1.29	17.30	9.11	8.19	60

究所采用 Mastersizer 2000 激光粒度仪分析, 测量量程 0.01~2000  $\mu\text{m}$ , 重复测量误差 < 2%。利用伍登—温德华<sup>[37-38]</sup>经典公式 (1) 将粒径  $d_m$  转化为  $\phi$  值并进行分级: 0~1 $\phi$  是粗砂; 1~2 $\phi$  是中砂; 2~3 $\phi$  是细砂; 3~4 $\phi$  是极细砂; 4~8 $\phi$  是粉砂; > 8 $\phi$  是黏土; 其中 > 4 $\phi$  统称为泥。

$$\phi = -\log_2 d_m \quad (1)$$

### 3 结果分析

#### 3.1 河道平面形态参数变化

从图 3a 可以看出, 4 个年份网状河道带的水体面积与陆地面积比例基本接近 1:1, 其中 1990 年水体面积和陆地面积分别为 52% 和 48%, 2001 年分别为 51% 和 49%, 2013 年分别为 53% 和 47%, 2016 年分别为 53% 和 47%, 没有发生明显变化。网状带面积 (水体面积+陆地面积) 呈现连续微增的趋势, 在 26 年间从 16.89 km<sup>2</sup> 增加到 17.30 km<sup>2</sup>, 增加率仅为 2.43% (图 3b)。在统计的 4 个年份, 主流线的长度先增加后减少, 最大值出现在 2001 年, 为 12.83 km; 最小值出现在 1990 年, 为 11.43 km, 其中 2016 年与 1990 年相差 0.75 km。1990-2001 年间主流线长度与网状带面积呈现相同的变化趋势, 2001-2016 年间呈现相反的变化趋势。

图 3c 与 3d 对研究区网状河的河间湿地面积与数量进行了统计。河间湿地个数在 1990 年、2001 年、2013 年和 2016 年分别为 37 个、40 个、60 个和 60 个, 26 年间共增加 23 个, 增加率为 62.16% (图 3d)。1990-2001 年与 2001-2013 年, 河间湿地分别增加 3 个和 20 个, 增加率分别为 8.11% 和 50%, 后一时期增加率较大。结合图 3a 可见, 26 年间河间湿地数量增加很大, 而陆地面积变化很小, 整个网状带陆地部分碎片化现象明显。这一现象在图 3c 同样有所反映: 1990 年、2001 年、2013 年和 2016 年河间湿地面积平均值分别为 0.22 km<sup>2</sup>、0.21 km<sup>2</sup>、0.15 km<sup>2</sup> 和 0.15 km<sup>2</sup>, 中位数分别为 0.11 km<sup>2</sup>、0.09 km<sup>2</sup>、0.05 km<sup>2</sup> 和 0.05 km<sup>2</sup>, 呈现递减趋势; 此外, 4 个年份异常值 (极大与极小) 与下四分位数基本相同, 上边缘与上四分位数都是逐渐降低, 箱形图越来越矮, 且 2013 年与 2016 年的上四分位数与平均值相等, 均为 0.15 km<sup>2</sup> (75% 的河间湿地面积达到了平均值水平), 这同样说明了网状河的河间湿地随年份的增加呈现碎片化现象。这主要针对面积在 0.1~0.8 km<sup>2</sup> 范围内的河间湿地, 对于那些较大的河间湿地与较小的江心洲, 其面积变化并不明显。河间湿地数量的增加表明有小型新河道通过冲决 (冲裂) 原有河间湿地而形成, 这与砂质网状河流新河道在泛滥平原上的河道化模式<sup>[39]</sup>一致。

#### 3.2 主流线迁移速率与网状带对称指标

主流线变化率数值能够定量揭示河道演变的部分特征。主流线变化率计算公式<sup>[40]</sup>为:



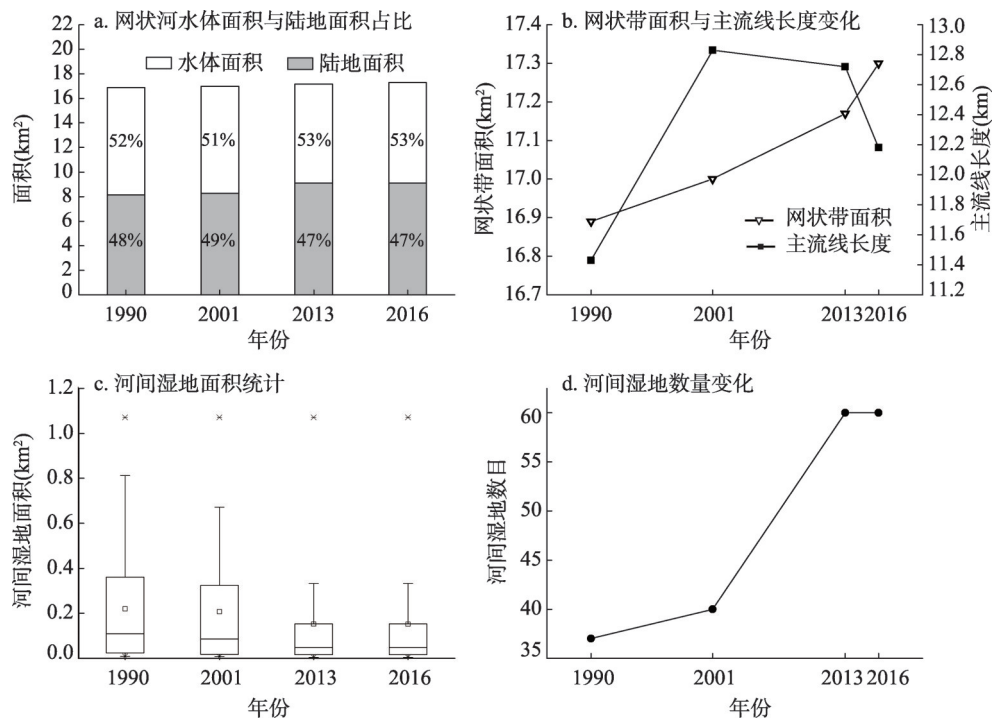


图3 研究区网状河水体面积与陆地面积占比、网状带面积与主流线长度变化、河间湿地面积统计和河间湿地数量变化

Fig. 3 The proportion of water area and land area (a), variations of the anastomosing belt area and talweg length (b), statistics of inchannel wetlands area (c), and variations of inchannel wetlands numbers (d) in the study river reach

$$R_m = \frac{A}{L} / y \tag{2}$$

式中： $R_m$ 是主流线的年均迁移速率； $A$ 是两个年份的主流线围成的面积（本文分别统计了后一年份相对于前一年份的向左及向右变化面积）； $L$ 是前一个年份主流线长度； $y$ 是某一时期的间隔年份（图4）。

在1990-2001年、2001-2013年和2013-2016年3个连续时期内（图5a），主流线左右变化面积大小交替变化，总变化面积与年均变化率先减小后增大。2001-2013年主流线总变化面积与年均变化率最小，分别为0.57 km²和3.75 m/a；2013-2016年主流线总变化面积与年均变化率最大，分别为0.96 km²和25.06 m/a。结合图2观察发现，2013-2016年这3年间主流线的个别位置发生了不连续变化，使得短期内计算的主流线变化面积与变化率较大。

对比2001-2016年、1990-2013年和1990-2016年3个较长时期内（图5b），主流线的

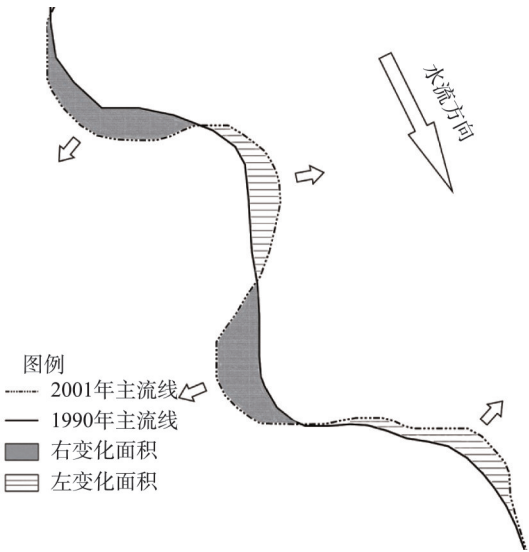


图4 某一时期主流线迁移形成的左右变化面积图示  
Fig. 4 Diagram of change area with talweg migration on the left or right during a certain period

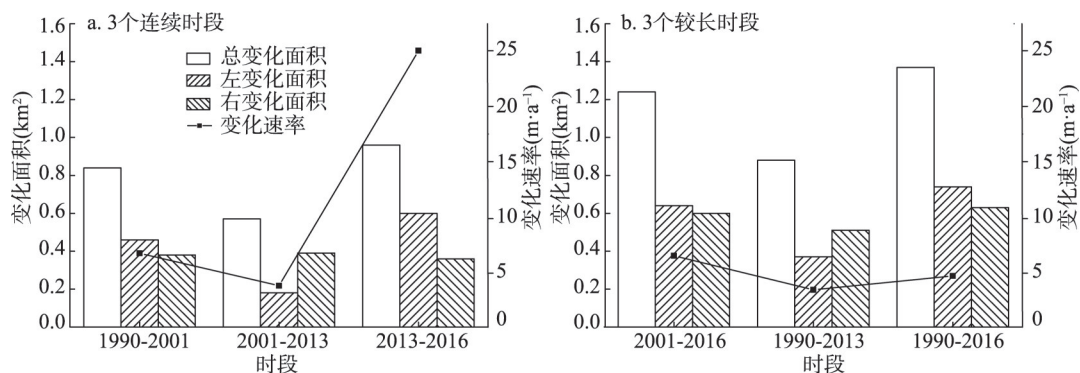


图5 研究河段主流线摆动导致的变化面积与年均变化率

Fig. 5 Change area caused by talweg migration in different periods and mean annual change rate in the study river reach

总变化面积较大, 但年均变化率较小且相差也较小, 分别为 6.45 m/a、3.37 m/a 和 4.63 m/a, 显然, 随着时间间隔的延长, 变化率相对降低。1990-2013 年主流线平均变化率是所有研究时间段内的最低值, 为 3.37 m/a。而 1990-2016 年主流线的变化率比 1990-2013 年的大, 这也是 2013-2016 年主流线个别位置的不连续变化所致。

钱宁等<sup>[41]</sup>提出的流域对称指标  $R_s$ , 即流域中主流右半侧与左半侧面积之比, 用于描述流域的对称性。本文据此提出网状带对称指标  $R_a$ , 即网状带中主流右半侧与左半侧面积之比。该指标是一个无量纲数, 既可以反映网状带的对称性, 又可以反映主流线左右的相对变化趋势。当  $R_a$  增大, 表示主流线总体上向左移动; 当  $R_a$  减小, 主流线总体上向右移动。由图 6 可以看出, 1990 年、2001 年、2013 年和 2016 年网状带都是主流线右侧面积大于左侧面积, 其比值介于 1.59~1.70。1990-2001 年, 网状带对称指标  $R_a$  由 1.69 增加到 1.70, 主流线总体向左摆动; 2001-2013 年,  $R_a$  由 1.70 减小到 1.59, 主流线总体向右摆动; 2013-2016 年,  $R_a$  由 1.59 增加到 1.65, 主流线总体向左摆动。结合图 5, 上述 3 个时期主流线面积变化分别呈现左侧大于右侧、右侧大于左侧和左侧大于右侧。

### 3.3 主流线迁移对其附近河间湿地及河岸变化的影响

如图 7a 所示, 主流线从 1990-2016 年间随弯道的发展逐渐向右迁移, 最远迁移距离

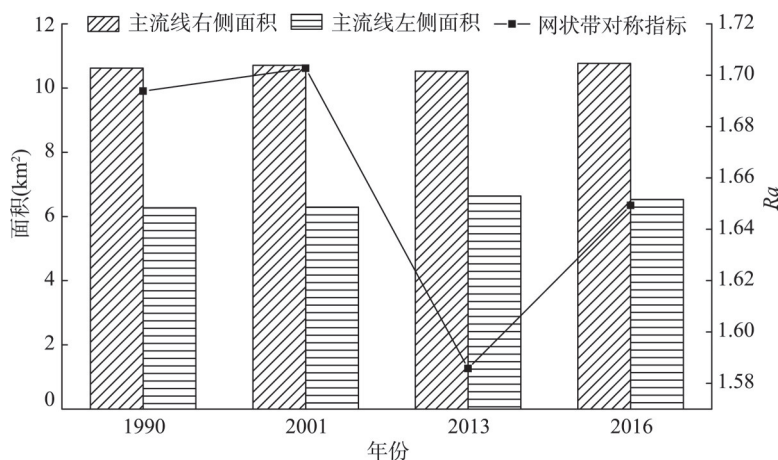


图6 研究区网状带不同年份的对称指标数值对比

Fig. 6 Symmetrical index comparison of the anastomosing belt in different periods

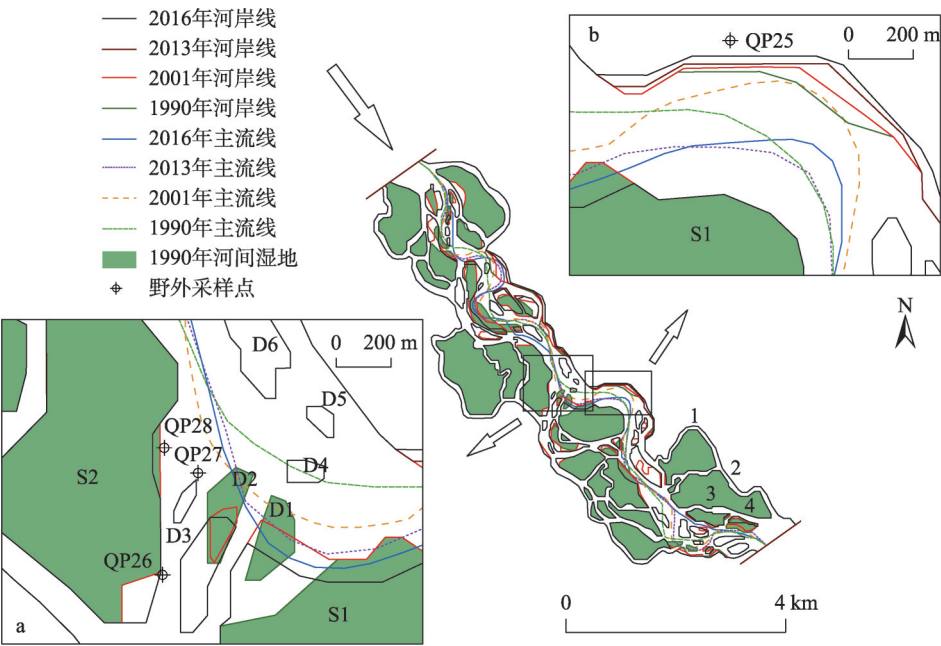


图7 典型河段的主流线变化、河间湿地变化以及河岸变化

Fig. 7 Changes of the talweg, interchannel wetlands, and banks in typical sections of the study river reach

约为 270 m。尽管网状带最右岸基本没有发生变化，但其内部河间岛屿变化却很大。在 1990-2001 年间，随着主流线的右移，河间岛屿 D1 迎水端受到侵蚀，背水端发生淤积而与河间岛屿 S1 连成一体。河间岛屿 D2 迎水端同样受到侵蚀作用，但其背水端并没有发生明显的淤积现象，整体面积约减小一半。D1 处在主流线弯道的顶部，受到水流的影响较强，其侵蚀的泥沙容易受到东南部 S1 的阻挡而沉积，进而与 S1 连为一体。

2001-2013 年间，主流线随着弯道的扩展继续向右迁移。在此期间河间湿地 S1 北侧已受到侵蚀，而与河间岛屿 D1 合并的西北侧则继续因侵蚀而后退。同时，河间岛屿 D2 也发生了迎水端侵蚀与背水端淤积的现象。与前一时间段不同，其背水端的淤积面积远大于迎水端的侵蚀面积，整体只有顶部受到了少量的侵蚀，而尾部却向西南方向延长了约 200 m，同时河间湿地 S2 东南部也发生了淤积。在实地考察中发现（表 2），位置 QP26 处右岸河间地河岸高 2 m，上部是 1 m 的泥质层，下部是 1 m 的砾石层，由此推断河间湿地 S2 东南部在 10 多年的时间里淤积厚度达 1 m。此外，在河间湿地 S2 与河间岛屿 D2 之间，新增了一个河间岛屿 D3，可见 D2 与 S2 之间的汉道在 2001-2013 年间以淤积作用为主。观察发现（表 2），主河道右侧地势相对较高，在 QP27 上游有砾石滩，并向上延伸；而在观察点 QP28 处发现河间湿地 S2 有大量树木倒下，主河道右岸冲刷后退。推断是主流线右摆的过程中，此处是一个分汉节点，水流向右分流加强，使得 QP28 处的右岸受到侵蚀形成深槽，而下游汉道地形较高，又阻碍了水沙的向下输移，因雍水作用向上游逐渐淤积。同时，雍水作用使得河间岛屿 D3 下游汉道的水流减弱，从而也造成了 QP26 处两岸的淤积。在主流线的左边，新出现了 3 个河间岛屿 D4、D5 和 D6，主流线的右摆也造成了左侧的淤积，主河道的发育更加成熟。此外，在 2013-2016 年间，主流线虽然向右发生了明显的迁移，但是其河间湿地边界并没有发生明显的变化，短期内主流线的变迁很难造成河岸的明显侵蚀。

表 2 齐哈玛网状河段典型河岸柱状剖面位置及特征

样点	日期	纬度	经度	位置	河道及其沉积物特征
QP-25	4-26	33°22'51"N	102°01'20"E	最左河岸	75 cm 以下为砾石层, 细沙, 粉砂, 砾石最大直径 4 cm
QP-26	4-30	33°22'33"N	102°00'36"E	汊道右岸	河宽 60 m, 水面宽 30 m; 河岸高 2 m, 水深 1 m, 总深度 3 m。河岸上部 1 m 泥质, 下部 1 m 砾石, 砾石最大可达 10 cm, 平均 6~7 cm
QP-27	4-30	33°22'43"N	102°00'40"E	主河边滩	主河道宽约 200 m, 中有两道砾石心滩, 右岸砾石滩冲蚀 1 m
QP-28	4-30	33°22'46"N	102°00'36"E	主河汊道	河宽 15 m, 左岸为砾石滩, 向上延伸, 砾石滩最宽可达 30 m, 右岸约 1.6 m, 上部约 1 m 泥质层, 下部为 0.6 m 砾石层, 右岸大量树木倒下, 说明右岸冲刷后退

图 7b 是网状带河岸变化比较明显的区域, 主河道右侧是河间湿地 S1, 左侧是网状带的左边界, 也是主河道的左岸。主流线左侧凹岸没有发育分支河道, 受到的侵蚀作用较强, 但边界并没有发生大的变化。1990-2016 年间, 河岸最大迁移距离约 130 m, 年均变化率为 5 m/a; 此处网状带宽度约为 2000 m, 变化率约为 6.5%, 年均变化率为 0.25%。虽然网状河主河道河岸受水流作用较强, 但后退速率却很低, 表明直接受主流线影响的河岸同样具有较高的稳定性。

3.4 网状河分支河道演变状况

由于采用的遥感影像其分辨率(分辨率 15 m、30 m)在进行单个小型分支河道形态变化的研究中存在难度, 故利用 2011 年和 2013 年两幅高分辨率 Google Earth 影像(分辨率 0.5 m), 对研究河段右下角的 4 条支河道(图 7 右下角标号)进行矢量化并统计了其形态及变化特征(图 8)。

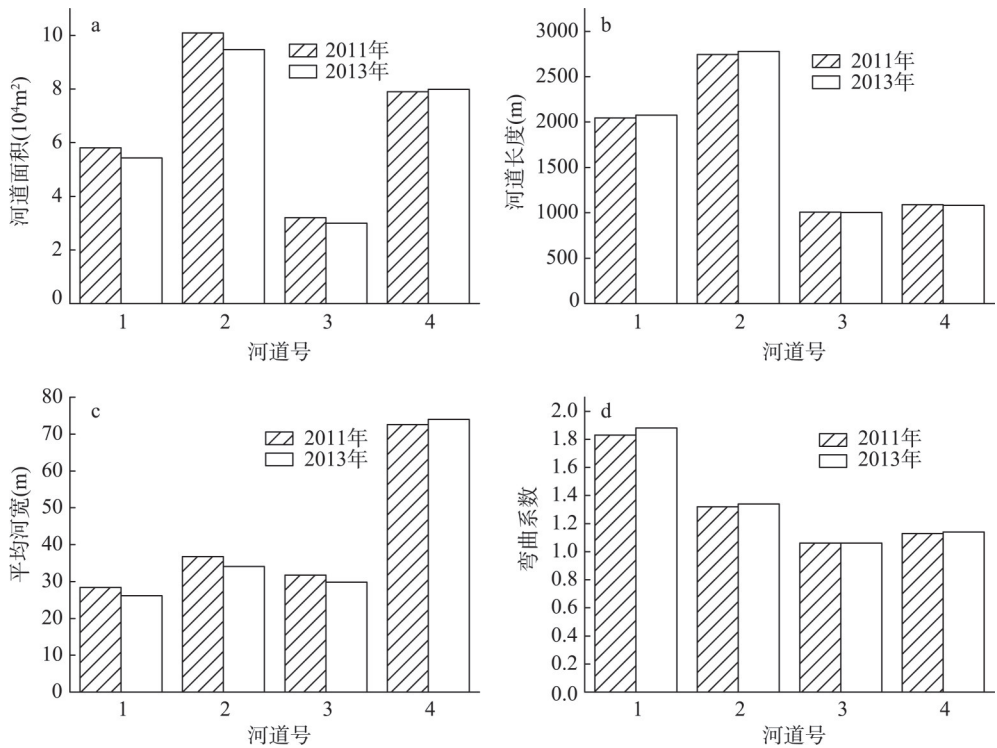


图 8 2011 年与 2013 年网状河 4 条分支河道形态变化比较

Fig. 8 Channel planform comparison of four anabranching channels in the anastomosing river reach between 2011 and 2013



图8表示4条分支河道的河道面积、河道长度、平均河宽、弯曲系数在2011-2013年间变化情况。两年内分支河道1、2、3的河道面积略有减少,减少率分别为6.57%、6.06%和6.38%,而分支河道4的河道面积微增,增加率为1.24%(图8a)。分支河道1、2的长度微增,增加率分别为1.47%、1.20%;而分支河道3、4的长度微减,减少率分别为0.60%、0.64%(图8b)。分支河道1、2、3的平均河宽略微减小,减小率分别为7.92%、7.18%和5.82%,而分支河道4的平均河宽微增,增加率为1.89%(图8c)。相应地,这4条分支河道的侧向加积速率分别为1 m/a, 1.5 m/a, 1 m/a和-0.5 m/a。4条分支河道的弯曲系数变化都很小,变化率介于0~2.73%之间(图8d)。

## 4 讨论

Simth等<sup>[42]</sup>以及王随继<sup>[44]</sup>将网状河的冲裂作用的一般模式概括为3个连续演化的阶段,分别是初期多河道化、初步网状河道化和固定网状河道。该河段在26年间的时间内处于发育成熟的固定网状河道阶段,整体相对稳定,已形成的分支河道位置基本固定,水体陆地面积比值基本没有变化,网状带面积微增,河间湿地呈现碎片化的现象。

网状河主流线在较长的时间内左右迁移交替变化,且变化率相对稳定。主流线摆动对网状带整体的影响较小,网状带对称指标基本在1.60~1.70之间,主流线的实际变化趋势与相对变化趋势相一致,这与网状河整体的稳定性密切相关。对网状河主流线的研究表明,网状河主河道迁移速率略大,这反映了主河道网状河特征不明显,而具有弯曲河道的特征。根据以往的研究,网状河分支河道的发育是河道的决口冲裂作用引起的<sup>[42-43]</sup>,中国长江荆江分流网状河与国外亚马逊河中游网状河都是由弯曲河流演变而来<sup>[39, 44-45]</sup>。Wang等<sup>[11]</sup>对长江荆江网状河的研究表明,其分支河道十分稳定,侧向迁移不明显;而长江主河道不稳定,估算的横向迁移率大于30 m/a。本文研究的类似于弯曲河流的主河道其河岸在26年间的年均变化率为5 m/a,远小于长江荆江主河道的迁移率,可见该段砾石质网状河的主河道相对于长江荆江砂质河道具有更高的稳定性;而4条分支河道的河道面积、河道长度、平均河宽、弯曲系数4个参数的变化率都很小,其中平均河宽的变化率约为1 m/a,也即这些分支河道的稳定性与长江三口分流网状河道的非常接近,这与该段网状河的水动力条件、沉积特征,尤其是和滨岸带植被高度发育密切相关。

网状带典型沉积物以最左岸的取样点QP25与主河道右岸边滩的取样点QP27为代表(图7),沉积物柱剖面QP25和QP27从地表向下分别每隔15 cm和10 cm取一次土样,分别取样5个和12个,在深度分别为75 cm和120 cm以下是砾石层(图9)。通过对比图9a、9b发现,边滩与河岸的沉积物都以细砂粉砂为主,黏土含量较高,粒度分布曲线呈现多峰。两个采样点的黏土平均含量都在10%左右,其中QP27黏土的平均含量(14.90%)要大于QP25黏土的平均含量(8.01%)。二者砂质含量稍有不同,其中QP25细砂的平均含量(50.64%)要大于粉砂的平均含量(34.68%),而QP27粉砂的平均含量(53.97%)要大于细砂的平均含量(29.67%)。此外,QP25粗砂的平均含量(10.92%)较高,而QP27粗砂的平均含量(1.40%)极少。可见,河岸与滩地沉积物组成相似,但滩地的物质组成更细,这与洪水的漫滩沉积密不可分。

该段网状河河床质为砾石,但是其上层沉积物仍然以粉砂质和泥质为主,与砂质网状河河岸物质以泥质沉积物为主略有不同,但该河段河岸茂密的植被保护了河岸不被侵蚀,从而维持了河道的稳定性。主河道在一年中基本都处于有水流的活动状态,水动力

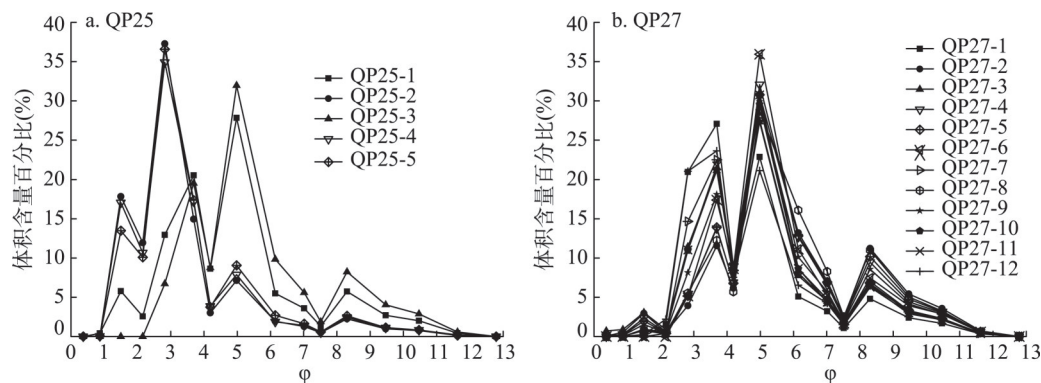


图9 河岸柱状剖面不同粒径百分含量分布曲线

Fig. 9 The percentage distribution curves of different grain-sizes in bank columnar sections

条件较强, 加上河道内滩地物质组成更细, 因此主河道的变化相对较大; 而众多的分支河道一年中不常处于活动状态, 在低流量时甚至断流, 再加上河道较窄且两侧为植被覆盖的河间湿地, 其稳定性较高、侧向迁移不明显。虽然研究区地壳总体上处于构造抬升区, 但该网状河段所处地区相对于周边高地来说则处于相对沉降状态, 总体上表现出主河道略微侵蚀、分支河道及河间湿地明显沉积的特征。Makaske 等<sup>[46]</sup>研究认为 Columbia 河上游的网状河是河床沉积导致的冲裂作用而形成, 齐哈玛河段砾石质网状河在平面形态与稳定性方面表现出与一般砂质网状河相似的特性, 河间湿地数量的增加表明有小型新河道通过冲决(冲裂)原有河间湿地而形成, 但水动力条件和整体沉积特征与一般砂质网状河仍有差别, 其具体的形成过程有待深入研究。

## 5 结论

通过对黄河第一湾齐哈玛乡网状河段近 26 年间的平面形态特征与岸滩物质组成分析, 可以得出以下初步结论:

(1) 砾石质网状河整体具有很高的稳定性, 26 年间网状带面积从 16.89 km<sup>2</sup> 增加到 17.30 km<sup>2</sup>, 增加率为 2.43%, 陆地与水体面积比基本保持在 1:1; 0.1~0.8 km<sup>2</sup> 范围内的河间湿地个数逐渐增加, 最大增加率为 62.16%, 网状带陆地部分呈现碎片化现象, 对于面积较大的河间湿地与较小的江心洲, 其面积变化并不明显。

(2) 在较长的时间内, 河道主流线左右迁移交替变化, 且变化率相对稳定。根据网状带对称指标  $R_s$  的年际变化得出主流线的相对变化趋势与实际变化趋势一致。受主流线迁移的影响, 主河道内部河间岛屿形态变化较大, 外侧河岸最大年均变化率约为 5 m/a, 反映的是类似弯曲河流的特征。该网状河段众多的分支河道其河岸侧向变化率仅为 1 m/a 左右, 反映出其具有很高的稳定性。

(3) 砾质网状河主河道外侧河岸与内部滩地的沉积物组成基本相似, 都是以细砂或者粉砂为主, 黏土含量较高(约 10%), 粒度分布曲线呈现多峰。尽管分支河道河床沉积物是砾石, 这与砂质网状河的差别明显, 而其分支河道河岸沉积物以粉砂和黏土为主这一特征, 与砂质网状河的河岸物质以泥质沉积物为主略有不同, 但是, 其河岸及河间湿地茂密的植被, 保护了河道的侧向侵蚀、维持了众多分支河道的侧向稳定性, 这也是砾石质网状河体系具有高稳定性的重要原因。

## 参考文献(References)

- [1] Schumm S A. River adjustment to altered hydrologic regimen, Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. Center for Integrated Data Analytics Wisconsin Science Center, 1968, 43(177): 110-110.
- [2] Rust B R. A Classification of Alluvial Channel Systems. Dallas Geological Society, 1977: 187-198.
- [3] Wang Suiji, Xie Xiaoping, Cheng Dongsheng. The progress in the research of anastomosing river. Progress in Geography, 2002, 21(5): 440-449. [王随继, 谢小平, 程东升. 网状河流研究进展述评. 地理科学进展, 2002, 21(5): 440-449.]
- [4] Smith D G, Smith N D. Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. Journal of Sedimentary Research, 1980, 50(1): 157-164.
- [5] Selby M J. Earth's changing surface. An introduction to geomorphology. Economic Journal, 1985, 112(476): 93-106.
- [6] Schumm S A. Patterns of alluvial rivers. Earth and Planetary Sciences, 1985, 13(13): 5-27.
- [7] Knighton A D, Nanson G C. Anastomosis and the continuum of channel pattern. Earth Surface Processes and Landforms, 1993, 18(7): 613-625.
- [8] Makaske B. Anastomosing rivers: A review of their classification, origin and sedimentary products. Earth-Science Reviews, 2001, 53(3/4): 149-196.
- [9] Wang Suiji, Ren Mingda. A new classification of fluvial rivers according to channel planform and sediment characteristics. Acta Sedimentologica Sinica, 1999, 17(2): 240-246. [王随继, 任明达. 根据河道形态和沉积物特征的河流新分类. 沉积学报, 1999, 17(2): 240-246.]
- [10] Wang Suiji, Yin Shoupeng. Discussion on channel patterns of anastomosing and anabranching rivers. Earth Science Frontiers, 2000(Suppl.2): 79-86. [王随继, 尹寿鹏. 网状河流和分叉河流的河型归属讨论. 地学前缘, 2000(Suppl.2): 79-86.]
- [11] Wang S, Chen Z, Smith D G. Anastomosing river system along the subsiding middle Yangtze River basin, southern China. Catena, 2005, 60(2): 147-163.
- [12] Wang S, Ni J, Wang G, Cheng D, et al. Hydrological processes of an anastomosing river system on the Zhujiang River Delta, China. Journal of Coastal Research, 2004: 124-133.
- [13] Wang Suiji, Li Jinsong, Yin Shoupeng. Basic characteristics and controlling factors of anastomosing fluvial systems. Scientia Geographica Sinica, 1999, 19(5): 422-427. [王随继, 黎劲松, 尹寿鹏. 网状河流体系的基本特征及其影响因素. 地理科学, 1999, 19(5): 422-427.]
- [14] Wang Suiji. Comparison of formation model and channel stability between two different sorts of multiple channel river patterns. Acta Geoscientia Sinica, 2002, 23(1): 89-93. [王随继. 两类多河道河流的形成模式及河道稳定性比较. 地球学报, 2002, 23(1): 89-93.]
- [15] Wang Pingyi. A fuzzy mathematical method on the classification of river patterns. Journal of Chengdu University of Science and Technology, 1990, (1): 83-87. [王平义. 河型分类的模糊数学方法. 四川大学学报(工程科学版), 1990, (1): 83-87.]
- [16] Shi Chuanwen, Wu Baosheng, Ma Jiming. Classification and discrimination of channel patterns in the Lower Yellow River. Journal of Sediment Research, 2007(4): 53-58. [史传文, 吴保生, 马吉明. 黄河下游河型分类与判别模式研究. 泥沙研究, 2007(4): 53-58.]
- [17] Shi Chuanwen, Wu Baosheng, Ma Jiming. Cause of formation and discrimination of channel patterns for alluvial rivers. Journal of Hydroelectric Engineering, 2007, 26(5): 107-111. [史传文, 吴保生, 马吉明. 冲积河流河型的成因及分类与判别计算方法研究. 水力发电学报, 2007, 26(5): 107-111.]
- [18] Shi Chuanwen, Wu Baosheng, Ma Jiming. Natural classification of river patterns based on clustering method with fuzzy equivalent matrices. Journal of Hydroelectric Engineering, 2009, 28(5): 215-220. [史传文, 吴保生, 马吉明. 河型自然分类的河流模糊等价矩阵聚类方法. 水力发电学报, 2009, 28(5): 215-220.]
- [19] Xu Xinqing, Shi Chuanwen. Analysis on basis and mathematical method of channel classification of alluvial river. Journal of Yellow River Conservancy Technical Institute, 2009, 21(1): 7-9. [许新庆, 史传文. 冲积河流河型分类的依据及数学方法分析. 黄河水利职业技术学院学报, 2009, 21(1): 7-9.]
- [20] Murray A B, Paola C. A cellular model of braided rivers. Nature, 1994, 371(6492): 54-57.
- [21] Murray A B, Paola C. Properties of a cellular braided-stream model. Earth Surface Processes and Landforms, 2015, 22(11): 1001-1025.
- [22] Thomas R, Nicholas A P. Simulation of braided river flow using a new cellular routing scheme. Geomorphology, 2002, 43(3/4): 179-195.
- [23] Smith D G. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. Modern and Ancient Fluvial

- Systems, 1983: 155-168.
- [24] Smith D G, Putnam P E. Anastomosed river deposits: Modern and ancient examples in Alberta, Ca. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1980, 17(10): 1396-1406.
- [25] Rust B R. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 1981, 51(3): 745-755.
- [26] Tornqvist T E. Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *Journal of Sedimentary Research*, 1993, 63(4): 683-693.
- [27] Wang Suiji. Analysis of river pattern transformations in the Yellow River basin. *Progress in Geography*, 2008, 27(2): 10-17. [王随继. 黄河流域河型转化现象初探. *地理科学进展*, 2008, 27(2): 10-17.]
- [28] Yuan Baoyin, Wang Zhenhai. Uplift of the Qinghai-Xizang Plateau and the Yellow River physiographic period. *Quaternary Sciences*, 1995(4): 353-359. [袁宝印, 王振海. 青藏高原隆起与黄河地文期. *第四纪研究*, 1995(4): 353-359.]
- [29] Li Jijun, Fang Xiaomin, Ma Haizhou, et al. Landform evolution of the upper reaches of Huanghe river in late Cenozoic era and the upwelling of Qinghai-Tibet plateau. *Science in China (Series D)*, 1996, 26(4): 316-322. [李吉均, 方小敏, 马海洲, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. *中国科学(D辑)*, 1996, 26(4): 316-322.]
- [30] Yang Dayuan, Wang Yunfei. On river terraces of the upper reaches of the Huanghe River and change of the river system. *Scientia Geographica Sinica*, 1996, 16(2): 137-143. [杨达源, 王云飞. 黄河上游的阶地与水系变迁. *地理科学*, 1996, 16(2): 137-143.]
- [31] Zhang Zhiyong, Yu Qingwen, Zhang Kexin, et al. Geomorphological evolution of Quaternary river from upper Yellow River and geomorphological evolution investigation for 1:250000 scale geological mapping in Qinghai-Tibet Plateau. *Earth Science: Journal of China University of Geosciences*, 2003, 28(6): 621-626. [张智勇, 于庆文, 张克信, 等. 黄河上游第四纪河流地貌演化: 兼论青藏高原1:25万新生代地质填图地貌演化调查. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2003, 28(6): 621-626.]
- [32] Li Zhiwei, Wang Zhaoyin, Yu Guoan, et al. River pattern transition and its causes along Maqu reach of Yellow River source region. *Journal of Sediment Research*, 2013(3): 51-58. [李志威, 王兆印, 余国安, 等. 黄河源玛曲河段河型沿程变化及其原因. *泥沙研究*, 2013(3): 51-58.]
- [33] Wang Suiji, Li Ling. Lateral shift rate variation of the river banks in the Yinchuan Plain reach of the Yellow River and its causes. *Acta Geographica Sinica*, 2014, 69(3): 399-408. [王随继, 李玲. 黄河银川平原段河岸摆动速率变化及原因. *地理学报*, 2014, 69(3): 399-408.]
- [34] Mei Yanguo, Wang Suiji. Variation of channel lateral erosion/accretion and channel shrinkage rate in the Linhe Reach of the Yellow River since 1977. *Acta Geographica Sinica*, 2016, 71(9): 1509-1519. [梅艳国, 王随继. 1977年以来黄河临河段河岸冲淤变化及河道萎缩速率. *地理学报*, 2016, 71(9): 1509-1519.]
- [35] Gurnell A M. Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. *River Research & Applications*, 2015, 13(1): 13-26.
- [36] Yan Ming, Wang Suiji, Yan Yunxia, et al. Planar changes of upper alluvial reaches of the Yellow River in recent thirty years. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2013, 27(3): 74-79. [颜明, 王随继, 闫云霞, 等. 近三十年黄河上游冲积河段的河道平面形态变化分析. *干旱区资源与环境*, 2013, 27(3): 74-79.]
- [37] Udden J A. Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 1914, 25(1): 655-744.
- [38] Wentworth C K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 1922, 30(5): 377-392.
- [39] Liu B, Wang S. Planform characteristics and development of interchannel wetlands in a gravel-bed anastomosing river, Maqu Reach of the Upper Yellow River. *Journal of Geographical Sciences*, 2017, 27(11): 1376-1388.
- [40] Giardino J R, Lee A A. Rates of channel migration on the Brazos River. Department of Geology & Geophysics, Texas A & M University, 2011.
- [41] Qian Ning, Zhang Ren, Zhou Zhide. *Fluvial Process*. Beijing: Science Press, 1987. [钱宁, 张仁, 周志德. *河床演变学*. 北京: 科学出版社, 1987.]
- [42] Smith N D, Cross T A, Dufficy J P, et al. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 1989, 36(1): 1-23.
- [43] McCarthy T S, Ellery W N, Stanistreet I G. Avulsion mechanisms on the Okavango fan, Botswana: The control of a fluvial system by vegetation. *Sedimentology*, 1992, 39(5): 779-795.
- [44] Roza M G, Nogueira A C R, Truckenbrodt W. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2012, 37(14): 1471-1488.
- [45] Soares E A A, Tatum S H, Riccomini C. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia.



Anais Da Academia Brasileira De Ciências, 2010, 82(82): 691-699.

- [46] Makaske B, Smith D G, Berendsen H J A, et al. Hydraulic and sedimentary processes causing anastomosing morphology of the upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Geomorphology*, 2009, 111(3/4): 194-205.

## Evolution characteristics of the gravel-bedded anastomosing river at the Qihama reach in the First Great Bend of the Yellow River since 1990

GAO Chao<sup>1,2</sup>, WANG Suiji<sup>1,2</sup>

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

**Abstract:** The anastomosing river located at the First Great Bend of the Yellow River is different from other sand-bedded anastomosing rivers because of its gravel-bedded materials. So, it needs to be revealed whether its specific characteristics have a similarity with the sand-bedded anastomosing river, in terms of erosion and deposition, the stability of channel and interchannel wetlands, and so on. Based on four remote sensing images in 1990, 2001, 2013, and 2016 and two Google earth images in 2011 and 2013, combined with field sampling and observations, the Qihama anastomosing river reach with a main channel length of about 12 km was selected to analyze the variations of channel planforms and sedimentary characteristics in the period 1990-2016. The results show that the gravel-bedded anastomosing river has a high stability as a whole, and there is no obvious bank erosion and deposition for varied channels and wetlands. During the past 26 years, the anastomosing belt area increased by 2.43%, and the ratio of land to water area was close to 1:1. The number of wetlands increased gradually with the highest increasing rate of 62.16% due to the fragmentization of some small interchannel wetlands. Talweg migrated to the left or the right alternately in a long period of time, and the migration rate was relatively stable. Due to the influence of talweg migration, the change of islands in the main channel is large and the bank shift rate of the main channel was about 5 m/a. The network composed of secondary channels is very stable and the channel average migration rate was only about 1 m/a. The sediments in the bank columnar sections are mainly composed of fine sands or silts, and the clay content is relatively high. Besides, the grain-size distribution presents a multi-peak curve, which is little different from the muddy sediments in bank columnar sections of sand-bedded anastomosing rivers. However, the dense vegetation on the riparian and interchannel wetlands protects the anastomosing channels in the study river reach from being eroded, and maintains the stability of the channels, which is also an important factor contributing to high stability of the gravel-bedded anastomosing river system.

**Keywords:** gravel-bedded anastomosing river; anastomosing belt; wetlands; talweg; sediments; Yellow River