

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2016.04.017

青藏高原河流演变研究进展

李志威^{1,2}, 余国安³, 徐梦珍⁴, 胡旭跃^{1,2}, 杨洪明⁵, 胡世雄^{1,2}

(1. 长沙理工大学水利工程学院, 湖南 长沙 410114; 2. 水沙科学与水灾害防治湖南省重点实验室, 湖南 长沙 410114;
3. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 4. 清华大学水沙科学与水利水电工程国家重点实验室, 北京 100084;
5. 长沙理工大学电气与信息工程学院, 湖南 长沙 410114)

摘要: 青藏高原是中国及亚洲大河的发源地, 高原内部河网水系发达。在高原抬升、气候变化和人类活动的三重叠加作用下高原河流未来可能发生显著变化, 由此引发的一系列交叉学科问题正成为关注热点。在前期多年高原河流野外调查的基础上, 对近几十年青藏高原河流演变的研究进展, 如地质背景、高原抬升和河流地貌特征与演变等进行较系统的分析和总结。展望了中等时间尺度下气候变化对河流演变的影响, 短时间尺度下人类活动的局部、突变和加速的作用; 提出冲积河群的新概念, 初步给出其定义、特征和分布, 以期在这个新框架下促进复杂辫状河道和弯曲河道形成与演变的深入研究。

关键词: 河流演变; 河流多样性; 高原抬升; 气候变化; 人类活动; 冲积河群; 青藏高原

中图分类号: TV147; G353.11 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2016)04-0617-12

青藏高原总面积近 300 万 km², 是中国和亚洲著名大河的发源地, 如黄河、长江、澜沧江(湄公河)、怒江(萨尔温江)、雅鲁藏布江(布拉马普特拉河)和印度河, 而且高原的边缘也发育很多重要的河流, 如嘉陵江、岷江、大渡河、雅砻江、独龙江、塔里木河的上游(和田河和叶尔羌河)等。青藏高原的地势高亢, 平均海拔高度 4 500 m, 南自喜马拉雅山脉南缘, 北至昆仑山、阿尔金山和祁连山北缘, 西部为帕米尔高原和喀喇昆仑山脉, 东部以玉龙雪山、大雪山、夹金山、邛崃山及岷山的南麓或东麓为界。高原内部地形平坦, 并保存有较为连续的夷平面, 腹地羌塘草原的相对高差较小, 为高海拔丘陵区, 高原周边被喜马拉雅山、喀喇昆仑山、昆仑山、阿尔金山、祁连山和横断山等山脉包围, 这些巨大山脉的切割深度可达 4 000~5 000 m^[1]。作为一个整体抬升的、独立的地貌单元, 青藏高原是一个被巨型山脉环绕的西高东低的完整台地, 冰川雪山融水和季风气候带来的降水, 沿高原向下游低海拔地区流淌, 即伴随高原的抬升过程, 各大江河也随之从高原腹地发育和演化^[2]。

青藏高原的独特地理位置和“世界屋脊”之称的高海拔, 其大江大河的演变与地球其他区域的河流相比, 如冲积平原河流、热带雨林河流、沙漠干旱区河流和极地寒带河流等, 具有鲜明的对照性。具体而言, 青藏高原的河流具有如下特点: ① 发源于冰川雪山; ② 河网水系发达; ③ 大尺度河流形态受高原抬升和地质构造控制; ④ 高原边缘的基岩河床比降大, 下切速率高; ⑤ 冲积河型与形态具有多样性; ⑥ 以卵砾石河床为主; ⑦ 气候变化对径流影响强; ⑧ 现阶段无大规模人类活动扰动, 但是未来受到人类活动的扰动日益上升。青藏高原水系众多, 空间尺度大小不一, 平面形态千姿百态, 河流演变历史各有千秋。有些河流是可以接近某些局部冲积河段, 有些河流却隐藏在高原深处或群山峻岭中难以靠近, 只能依赖遥感影像或航空摄影以窥全貌。同时, 高原河流缺少长系列的水文数据, 更缺少高精度的河床地形数据, 野外调查也存在诸多困难(高寒缺氧、交通不便、恶劣天气、交通成本等), 难以长期坚持。

在青藏高原持续抬升、气候变化、人类活动的长期、中期和短期的三重叠加作用下, 青藏高原的河流已

收稿日期: 2016-02-16; 网络出版时间: 2016-07-18

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20160718.2044.002.html>

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(91547112; 91547113)

作者简介: 李志威(1984—), 男, 湖北云梦人, 博士, 主要从事河流动力学研究。E-mail: lzhiwei2009@163.com

通信作者: 胡旭跃, E-mail: huxuyue62@163.com

发生和正发生不同程度的变化,如溯源侵蚀下切、冰川严重退缩、径流量显著减少和输沙量相应减少等。当前,既要认识到这三重叠加作用的复杂性,也要区分不同影响因素的主次关系,具体来说,高原抬升的时间尺度已超出了冲积河床研究的范围,对基岩河床可适当关注尼克点的消能和河床下切速率。气候变化对冰川雪山加速消融的影响最为强烈,区域性气候调整和下垫面条件变化仍有待观察。人类活动(如梯级水库修建、交通网络建设、过度放牧砍伐、矿产资源开发)均可以在短时间改变局部流域的水沙产输与河道演变。此外,突发性地质灾害(地震、崩塌、滑坡、泥石流、冰湖溃决),如1950年墨脱大地震、1953年古乡沟爆发特大泥石流、1990年和2000年易贡大滑坡、2008年汶川大地震等,均可在极短时间在河道内形成天然堰塞湖(尼克点),改变河道原来的面貌和演变方向。

通过2007—2016年连续10年青藏高原河流考察(雅鲁藏布江及大峡谷、怒江、长江源、黄河源、澜沧江源、塔里木河),认识到这些高原河流的多样性和复杂性,为研究河流演变规律提供了广阔观测与试验空间,同时也体会现阶段对高原河流研究仍相当薄弱,有许多亟待解决而且具有挑战性的科学问题。青藏高原河流研究方兴未艾之际,从高原河流形成的地质背景、高原抬升的影响、河床演变等方面较全面综述国内外研究进展,结合高原抬升、气候变化、人类活动的影响,展望近期研究方向、重点和难点,同时提出冲积河群的概念,为认识高原河流内部的共性与差别提供新框架。

1 高原河流简介

青藏高原抬升在长时间尺度和大空间尺度影响了河流地貌发育过程,这种独特影响在高原边缘尤为强烈。青藏高原大幅度抬升使得高原边缘形成众多的深切峡谷,形成了高原边缘最显著的地貌特征。在内外营力共同作用下长期演化,青藏高原上在中国发育了6条著名的外流河流,从北往南依次是黄河、雅砻江、金沙江、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江(图1)。这6条河流均发源于海拔4500 m以上的高原内部山脉(冰川、雪山或沼泽),流经约1000 km以后穿越高原边缘,总落差都大于3000 m,形成巨大的水力坡降。本文只简略介绍雅鲁藏布江、长江源、黄河源、澜沧江源和怒江。

雅鲁藏布江(简称雅江)是青藏高原自西向东流淌的一条大江,发源于喜马拉雅山北麓的杰马央宗冰川。雅江在中国境内全长2057 km,流域面积约24万km²,多年平均径流量约1654亿m³。雅江大峡谷汇集尼洋河后年径流量为601.0亿m³,大峡谷在扎曲与帕隆藏布汇合后,出境处(墨脱)年径流量达1654亿m³。雅江恰好处在印度板块和欧亚板块之间的缝合带上,其下游切开喜马拉雅山东段,围绕南迦巴瓦峰作近似180°马蹄形大拐弯,雅鲁藏布大峡谷深度约5000 m,是世界上最深大峡谷^[3]。

长江源的正源沱沱河发源于唐古拉山脉主峰各拉丹东雪山,与当曲汇合后称作通天河,随后与发源于可可西里山的楚玛尔河汇合。沱沱河—通天河左侧的主要支流有扎木曲、日阿尺曲、北麓河、勒池曲、楚玛尔河、色吾曲、德曲,右侧的主要支流有当曲、莫曲、牙哥曲、科欠曲、宁恰曲、登艾龙曲、叶曲,它们共同构成长江源的主要水系格局。沱沱河是长江的正源,长350 km,河床平均坡降为3.9‰,流域面积为1.76万km²,年径流量为9.200亿m³。沱沱河的水系发育明显受制于地形和地貌格局控制^[4],沱沱河—通天河的两侧支流具有平行状水系格局,冰川雪山和冻土融化是沱沱河水量的主要补给来源。

黄河源头位于巴颜喀拉山北麓的雅合拉达合泽山的约古宗列曲,唐乃亥以上流域面积为13.2万km²,年均径流量约200.0亿m³,年均输沙量约1000万t。黄河源的水系格局属于羽毛状分布,黄河干流西出扎陵湖和鄂陵湖后,沿程右侧主要支流有热曲、西柯曲、东柯曲、柯曲、达日曲、吉曲和哈曲,均发源于巴颜喀拉山,左侧的主要支流有西柯曲、东柯曲、曲什安河、切木曲和大河坝河,均发源于阿尼玛卿山。

澜沧江是著名的国际河流,经中国国境后以下称湄公河(Mekong River),南流经柬埔寨和越南的南部流入南海,全程长4500 km,中国境内河长1612 km。源头在青海省玉树藏族自治州杂多县西北,吉富山麓扎阿曲的谷涌曲。杂多县以上流域称为江源区,总面积较小,只有3.7万km²,干流总长199.3 km。澜沧江源的流域面积较小,支流长度均有限,水系格局较简单。

怒江发源于青藏高原的唐古拉山南麓的吉热拍格。怒江深切到青藏高原内部, 由怒江第一湾西北向东南斜贯西藏东部的平浅谷地, 入云南后折向南流, 最后流入缅甸后改称萨尔温江。从河源至入海口全长 3 240 km, 流域面积为 32.5 万 km², 中国部分分别为 2 013 km 和 13.78 万 km², 径流量约 700.0 亿 m³。

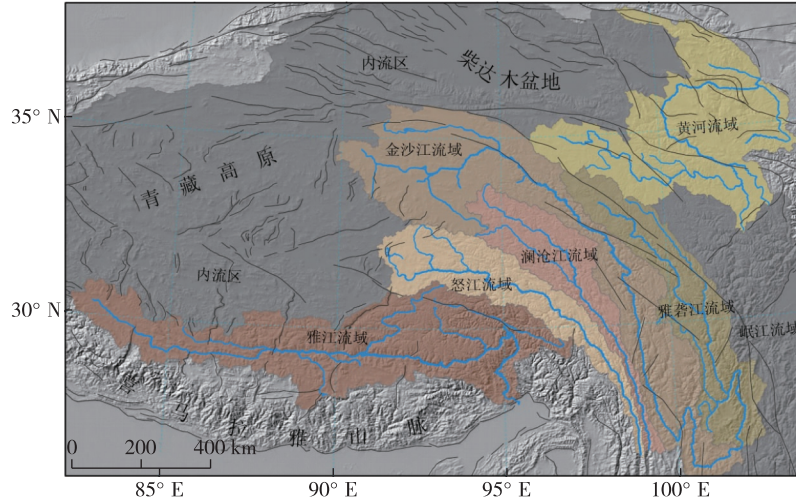


图1 青藏高原的6条大河分布

Fig. 1 Distribution of six large rivers in Qinghai-Tibet Plateau

2 河流形成的地质背景

根据英国地质调查局的研究, 印度板块以 40~50 mm/a 的速度向北挤压欧亚大陆板块, 导致喜马拉雅山脉和青藏高原的不断抬升^[5-6]。青藏高原的抬升伴随着一系列走滑断层和张拉断层, 走滑速度平均 1~20 mm/a^[7]。许多学者^[8-9]指出青藏高原的抬升速率在加快。中国地震局测量青藏高原的现代抬升速率约为 21 mm/a。众所周知, 青藏高原的隆升是新生代最为重要的地质事件, 形成了地球上海拔最高、面积最大、地壳厚度 2 倍于平均大陆地壳的年轻构造地貌单元, 其对青藏高原的河流地貌产生着深远的影响。青藏高原的隆升过程可简述为: 自始新世脱海成陆开始上升, 渐新世夷平; 中新世再度上升, 上新世又夷平。这两次夷平的见证是高原山顶面和主夷平面。上新世末, 高原再度上升, 经历青藏运动 A、B、C 三幕以及昆仑-黄河运动和共和运动, 形成现今的大尺度地貌格局^[1]。

长江源、黄河源和澜沧江源的河流地貌的形成与 3.6 Ma BP 以来青藏高原开始强烈隆升密切相关。已有研究表明, 3.4 Ma BP 青藏高原开始整体抬升, 1.7 Ma BP 的隆升促使高原现代水系格局和黄河的河谷发育, 伴随高原阶段性抬升, 河流溯源下切和侵蚀阶地形成^[10]。1.6~0.6 Ma BP 使得黄河干流溯源切入青藏高原, 1.2 Ma BP 黄河切开积石峡进入临夏—兰州盆地, 同时向东切开三门峡东流入黄河, 0.15 Ma BP 黄河干流溯源切穿龙羊峡进入玛曲—兴海深切河段^[11]。王云飞等^[12]认为黄河溯源袭夺若尔盖时间为 38~35 ka BP。Harkins 等^[13]和 Craddock 等^[14]认为黄河干流自龙羊峡以上曾经历短暂快速溯源下切, 下切时间起始于 180 Ma BP, 平均溯源下切速率为 350 km/Ma。由此可知, 黄河源溯源下切穿过唐乃亥 150 ka BP, 在 35 ka BP 到达若尔盖盆地, 之后继续溯源下切直至黄河达日—玛多河段的源头地区。从青藏高原抬升的整个地质年代来看, 黄河源干流及支流水系是一个较年轻的河流, 其形成过程与青藏高原东北部的抬升和河流溯源下切存在密切联系。

长江源与黄河源的分水岭是巴颜喀拉山, 处在唐古拉山北麓, 地质构造位于金沙江缝合带南侧的羌塘体北部。新生代以来在印度板块以 40 mm/a 的速率向欧亚板块的俯冲造山和青藏高原以 30 mm/a 速度抬升的双重影响下, 长江源的新构造运动强烈, 是源区地形地貌和水系格局的主要内动力。沱沱河的水系发育明显

受制于地形和地貌格局控制,主要水系沿南北走向的地堑和正断层发育^[4],如沱沱河下游、当曲、冬曲、北麓河、牙哥曲和莫曲等。晚更新世晚期,长江源区受强烈的新构造运动作用下,河流快速下切,形成现代河流地貌与水系格局^[15],估计35 ka BP切穿通天河盆地,发育形成现代通天河,16 ka BP侵蚀切穿雁石坪—温泉兵站峡谷,形成布曲和当曲等^[16]。近期,Zheng等^[2]运用南京河床的玄武岩卵石⁴⁰Ar/³⁹Ar和砂质锆石U-Pb的先进同位素测年技术,定量计算长江从源头区奔流到东海的全河段贯通时间约23 Ma BP,构造运动是长江演化最重要的控制因素,青藏高原整体抬升、高原东南缘大型走滑运动和中国东部区域拉张凹陷等构造运动控制着长江的发育、走向、尺度和演化过程。

3 高原抬升对雅江的影响

雅江大峡谷处在印度板块和欧亚板块之间缝合带的东喜马拉雅构造结上,同时受到两大板块挤压,新构造活动强烈,是全球抬升速率最高的地区之一。丁林等^[17]通过对东喜马拉雅构造结的不同海拔高度花岗岩的裂变径迹测年表明,本地区快速抬升于3 Ma BP,1 Ma BP以来该地区抬升速率达5~10 mm/a,至今仍保持在10 mm/a。龚俊峰等^[18]通过雅江大峡谷地区的20件矿物样品的⁴⁰Ar/³⁹Ar年代学研究,表明南迦巴瓦峰地区在上新世中期和更新世早期均经历了快速抬升事件,岩体抬升速率达3.4~6.9 mm/a,这个认识与丁林等^[17]的结果基本一致。

对于雅江而言,南侧的喜马拉雅山脉连续抬升,其山脉周边河流的坡降不断缓慢增加,水流能量增大因而发生相应的基岩河床侵蚀下切^[19]。然而,雅江中游的宽谷河段反而经历长期的泥沙沉积,形成了数百米厚的卵石夹沙沉积层。这一点说明喜马拉雅山脉的抬升在空间上不均匀,抬升快的河段变成侵蚀下切的基岩河床,抬升慢的河段蓄积上游泥沙。探地雷达的沉积物测量表明,雅江宽谷河段蓄积的巨量泥沙形成了达5 000 km²的较平整河漫滩,泥沙沉积物层深度达350~800 m^[20-21]。

雅江大峡谷处于基岩河床段,周边山脉快速抬升,河床坡降加大,同时大峡谷是青藏高原最大的水汽通道,降雨充沛,河道径流量大。在构造抬升和湿润气候的双重作用下,促成大峡谷持续河床下切。河床下切和侧蚀使得河谷边坡趋向陡峭,两岸滑坡崩塌势能不断积聚,大峡谷每年发生无数小规模崩塌,河床演变剧烈。雅鲁藏布大峡谷拐弯段的支流易贡藏布曾发生巨型崩滑,2000年4月9日,易贡藏布发生巨大的山体高速崩滑,堆积体完全堵塞易贡藏布,形成长2.5 km、宽2.5 km、平均厚度6 m、体积约3.000亿m³的堰塞坝^[22]。此次形成的易贡堰塞湖最终溃决,冲毁了排龙天险上的5座桥梁,使得墨脱、波密、林芝3县数万人受灾。大峡谷地区构造活动强烈也是大地震易发区,如1950年墨脱发生里氏8.5级大地震,触发巨大山体崩塌形成堰塞湖^[23]。

雅江大峡谷巨大的水流能量带动着来自中游宽谷河段和大峡谷支流的卵石推移质运动,持续不断地磨蚀基岩河床,河床下切的速率非常之高。Stewart等^[24]通过来自大峡谷地区的快速侵蚀河流记录的锆石裂变径迹和U-Pb测年分析表明,河床快速下切影响了布拉马普特拉河的泥沙通量,布河近50%的泥沙源于大峡谷地区,大峡谷下游河床泥沙的47%锆石碎屑组成的裂变径迹平均年龄仅0.6 Ma,河床缺乏大峡谷中上游的河床泥沙。大峡谷的巨大水流能量不断磨蚀河床,降低侵蚀基准面,引起周边支流向高原深处发育,切割青藏高原边缘,并输送大量物质进入大峡谷,对大峡谷的稳定性极为不利。大峡谷的稳定对整个西藏高原起着至关重要的保护作用,对于大峡谷的稳定性和控制河床下切,引起国内外学者持续关注 and 不断有新观点提出。通过对雅江和印度河流域的野外调查和DEM解译获取多达900个冰碛坝和崩塌滑坡体,Korup和Montgomery^[25]认为冰川运动和崩塌滑坡形成冰碛坝和堰塞坝阻止了河源区冲积下切,且河道沿程的河床高低起伏与不同的尼克点发育明显对应,堰塞坝抑制基岩河床下切和延缓尼克点向源头迁移,堰塞坝与上游干旱效应和局部地壳抬升三者共同维持了西藏高原的稳定性。Korup等^[26]再次提出大峡谷及周边支流数千年发生的大量崩塌滑坡形成尼克点,阻止上游河道下切,崩塌滑坡作为河床下切的反馈机制,对大峡谷稳定性发挥重要作用。

4 冲积河床演变

青藏高原宏观地貌架构的发育形成(如河谷的走向和宽度等)受新构造运动(如抬升、相对沉降、活动断层和褶皱)的强烈影响^[4, 27-29]。在河谷宽阔、横向无限制的冲积河段,当地环境条件(气候、水文、植被等)的差异塑造了不同的冲积河型(辫状、分汊、网状、蜿蜒和顺直型)。

4.1 雅鲁藏布江

雅江流域地质构造及岩性的较大差异和下垫面条件在水平和垂直方向的梯度变化,对河流地貌的形成和发育发挥重要影响。雅江强烈的区域构造运动塑造了其宏观河流地貌格局,这一点从河流纵剖面 and 平面形态上显而易见。与一般情形下河流纵坡发育的下凹型曲线不同,雅江河道从上游仲巴县帕羊镇(距离源头杰马央宗冰川约220 km)至墨脱县的巴昔卡,河床纵坡呈现缓—陡—缓—陡—缓交替性变化,且下游河床坡度比上游和中游河床坡度大。雅江中游河段,河道平面上呈现宽窄相间的藕节状形态,宽谷段河谷较宽阔,水流平缓,河道多汉流、江心洲和浅滩,发育辫状、网状等不同河型,同时形成雅江流域独特的风沙地貌。在窄谷段一般为“∟”或“V”形峡谷,山高谷深,水流湍急,河床下切,并发育多处尼克点。

雅江从河流地貌上可以分为3部分。①上游河段:仲巴里孜以上河段,河流开阔,水流涣散,坡度仅为0.4‰,地貌主要以沼泽湖泊等湿地为主。②中游河段:仲巴里孜至米林派镇,长度约1100 km,平均坡度为1.4‰。大部分为冲积河流,平面上呈宽窄相间的藕节状,由几个宽阔的冲积河流段和几个峡谷陡坡段相间链接而成。③下游河段:从大峡谷起点派镇到巴昔卡为高山深切峡谷,占全河长24.1%,集中了全河总落差的50.1%,坡度极陡。

雅江中游宽窄相间的特殊河谷地貌形态曾引起较多关注^[27],其主要成因是各种不同构造运动共同作用而引起的地壳不均匀抬升。同时,这种南北向挤压形成众多断层和东西向张性拉伸,造成地壳厚度分布不均,两方面因素综合使得雅江流域纵向产生一系列地堑和地垒。地堑处河道坡度减小,泥沙淤积,逐渐形成散漫、游荡的宽谷河段。地垒处河道则因水力坡度增加,不断侵蚀下切形成峡谷,这也是雅江峡谷段多呈“∟”断面的主要原因。因此,喜马拉雅山在东西方向上的不均匀抬升和成千上万年的泥沙淤积形成了雅江藕节状的河谷形态,而河谷之间通常有尼克点连接(图2)。雅鲁藏布江中游段(里孜到派乡),河长1293 km,流域面积为16.4万km²。宽窄相间的河谷,窄段的峡谷限制体,宽段为辫状河段,谷底宽达2~8 km,河床内众多的不稳定沙洲,构成高原独特的复杂辫状河道。



图2 雅鲁藏布江中游宽窄相间的辫状河道

Fig. 2 Wide narrow braided channel of the middle Yalutsangpo River

在雅江峡谷段,河床纵坡大,河谷窄深,河流平面上的横向调整难以实现,只得垂向下切,从而诱发滑

坡崩塌,发育尼克点,如中游的加查峡谷和下游的雅江大峡谷。雅江其他河谷深切的支流(如帕隆藏布)也大量发育滑坡、崩塌和泥石流,如东久滑坡群、易贡高速巨型滑坡、102滑坡等。崩塌滑坡产生的大量巨石堆积也易形成堰塞体(或泥沙淤积体),在河床纵坡上构成颇具规模的尼克点,形成负反馈,在一定程度上又抑制了河床的进一步下切^[25-26]。可知,新构造运动影响了雅江河谷坡降、河道形态和河流地貌演变,并进而影响流域地质灾害事件的发生。

4.2 长江源

长江源区的河谷和河流地貌受当地特殊的地质、气候条件的强烈影响^[27]。长江源区的构造活动与地貌格局深受歹字型构造的控制^[30],新构造运动不仅控制了河谷地貌形态与水系格局,而且影响了河流阶地分布以及洪冲积扇的形态与结构^[4]。

长江源的沱沱河—通天河(图3(a))的平均坡降约1.8‰,其坡降呈现先缓后陡的变化。沱沱河在流出冰川源头25 km后,经历一段5.3 km的陡峭峡谷,坡降高达18.1‰。在整个727.3 km的统计河段中,河道平面9次呈现宽窄交替的藕节状形态,宽谷段为辫状河段,窄谷段为山体限制河段。沱沱河—通天河的沿程河型变化依次是峡谷段(5.3 km)→辫状段(74.7 km)→峡谷段(13.4 km)→辫状段(7.3 km)→峡谷段(33.3 km)→辫状段(270.1 km)→峡谷段(33.3 km)→辫状段(50.2 km)→峡谷段(15.3 km)→辫状段(107.6 km)→辫状段(109.4 km)。沱沱河—通天河的宽谷河段,水流平缓,路流众多且不稳定,沙洲和浅滩林立,对应着辫状河型。

楚玛尔河的统计河段只从多尔改错东端出口至汇入通天河,其平均坡降为1.3‰,沿程坡降变化较多。楚玛尔河在流出多尔改错后,流经长达136.4 km的一片高原湖泊湿地,平均坡降为0.9‰,沿程山体限制性弯曲河段,河宽130~250 m。在整个362.2 km的统计河段中,河道平面3次呈现宽窄交替的藕节状形态,辫状河段2个。楚玛尔河的沿程河型转化依次是山体限制性河段(136.4 km)→峡谷段(12.6 km)→辫状段(32.4 km)→峡谷段(29.3 km)→辫状段(151.3 km)。

当曲的统计河段从海拔5 097 m图像清晰的河道为起点,至囊极巴陇与沱沱河汇合为止,其平均坡降为1.9‰,支流入汇如庭曲和布曲(图3(b))。当曲源头区经历82.7 km的峡谷段,其坡降为4.7‰。在整个327.8 km的统计河段中,河道平面7次呈现宽窄交替的藕节状形态,其中辫状河段4个。当曲的沿程河型转化依次是峡谷段(82.7 km)→辫状段(31.8 km)→峡谷段(62.9 km)→辫状段(12.3 km)→峡谷段(16.4 km)→辫状段(50.7 km)→峡谷段(20.5 km)→辫状段(50.5 km)。

长江源水系的窄谷河段,河道处在两侧山体中间,对应着山体限制河段,每一个窄谷河段作为一个节点,不仅影响着河道走向,还对上游宽谷段起控制作用,这种控制作用主要体现维持上游辫状河型和阻止宽谷段泥沙下泄。

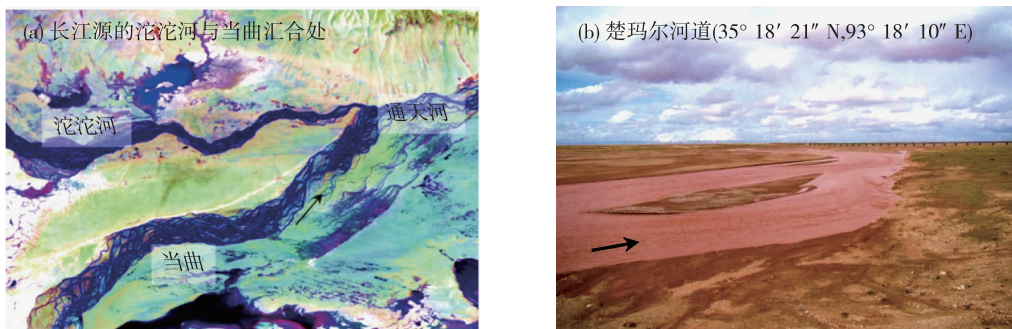


图3 长江源区的主要河流

Fig. 3 Main tributaries in the Yangtze River source

4.3 黄河源

黄河源是指位于唐乃亥以上的河段,平均海拔为3 500~4 200 m,沿程河流地貌和侵蚀类型丰富^[31-32],

其冲积河型具有多样性^[33]。黄河源玛多至达日段, 河长约 325 km, 流域面积约 20 930 km², 沙洲密布, 河道被分成十数股小汊道, 形成辫状河段(图 4(a)); 达日到玛曲段河长 585 km, 流域面积约 41 030 km², 上段为山体限制性的顺直或弯曲河段, 直至玛曲的若尔盖冲积盆地, 冲积河型沿程由分汊、网状和弯曲组成(图 4), 沙洲与河道较稳定, 灌木与乔木茂密。玛曲至唐乃亥段的河长 373 km, 流域面积约 35 920 km², 为峡谷河段。

黄河源区河流地貌多样性较高, 分汊、网状、蜿蜒和辫状河型均有发育, 但是以弯曲与辫状河流为主。黄河源地势较平坦, 高原草原或草甸广泛分布弯曲河流, 如白河、黑河、泽曲、南木泽曲、吉曲等, 辫状河段如达日曲、东柯曲、西柯曲、巴曲和大河坝河等。黄河源玛曲河流段的沿程冲积河段发生多次河型变化^[33-34], 滨河植被在长江、黄河源区河流地貌形成过程中发挥重要作用, 滨河植被和河道水沙过程的相互作用是两个源区差异性河流地貌发育形成的主要控制因素^[34-35]。黄河源不同类型的河型分布与多样性、冲积河床演变规律和变化环境下的高原河流生态动力学等科学问题的研究有利于丰富河床演变学。

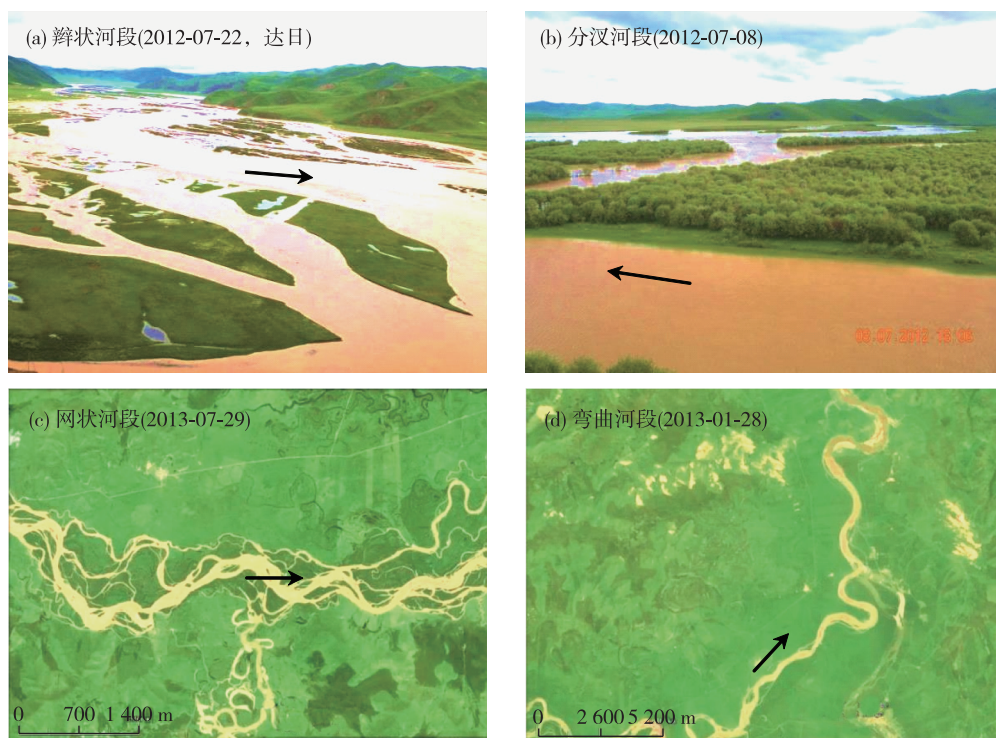


图 4 黄河源的河型多样性

Fig. 4 River diversity of the Yellow River source

5 研究展望

5.1 气候变化的影响

目前, 青藏高原河流尚无强烈的人类活动干扰, 来水来沙条件、河道形态与冲淤变化基本处于自然状态。但是, 过去数十年, 气候变暖引发的冰川加速消融^[36]。全球气候变暖和高原季风变化的影响^[37-38], 长江源的径流量正在持续减少^[39-40]。黄河源的控制水文站唐乃亥站于 1956—2011 年, 年径流量减少的趋势为 0.361 0 亿 m³/a, 径流量 1991—2011 年相对 1956—1990 年减少 15.9%。径流量减少趋势且季节性变化, 将对长江源区的河床演变产生诸多的难以预计的影响。黄河源区年均气温在近 60 年呈现持续攀升的趋势, 上升趋势约为 0.02 °C/a, 加之人类活动(如过度放牧、公路建设和城镇化)、草原鼠害、湿地萎缩和冰川加速消融等, 引起黄河源区水文要素正在发生显著变化^[41-42]。黄河源区正经受气候变化长期影响, 气温逐步升

高直接影响降雨量和地表蒸发量,在一定程度上导致源区的下垫面生态环境恶化,包括湿地退化、草原沙化、鼠害泛滥等^[43]。

针对气候变化对水文要素和下垫面条件的长期影响,其对河流泥沙通量与河道演变也将产生渐变作用^[44],如来水来沙量变化、河道输沙能力调整、河床形态变化、局部河型转化等(图5)。但是,中等时间尺度的气候变化并不能直接建立与河流演变的定量关系,需要以水文数据、河床测验和水文模型作为数据衔接,从而解释和评估过去和现在气候变化在河流演变的作用,建构相应的分析框架和理论模型去预测未来气候变化情景下,高原河流大尺度演变趋势和可能出现的极端状况。

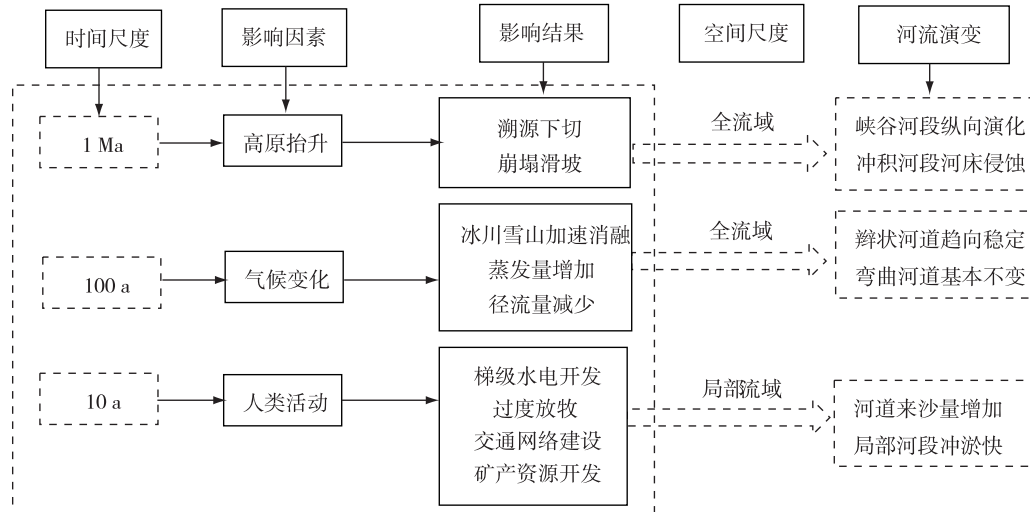


图5 不同尺度下高原抬升、气候变化和人类活动对高原河流演变的影响

Fig. 5 Influences of plateau uplift, climate change, and human activities on river morphodynamics under different scales

5.2 人类活动的影响

2015—2030年,中国水电开发将在黄河上游、金沙江中游、怒江、澜沧江、雅江中游及其支流等西南大河全面开展。雅江支流上已建和在建50多座小型水电站和3座中型水电站。2010年9月27日,雅江中游的藏木水电站正式动工兴建,2014年11月建成,同时其中游干流将开工兴建4座河床式水电站。可预见2020年之后,雅江水电大开发将迎来黄金时期,可能实施雅江大峡谷的巨型梯级水电开发。另外,黄河源正在全面开展水电开发与建设,已建黄河源头的黄河沿水电站1座,具体规划为龙羊峡以上河段全长1670 km,规划布置13座电站,而且黄河源的重要支流曲什安河已建成7座梯级水电站和在建3座。

水库修建无疑是改变自然河流演变最直接、最强烈的人类活动,具体表现为水库拦截上游粗泥沙,减缓上游河道水力坡降、减少下游河道来沙量、下泄清水冲刷下游河道等。这些影响改变了河道演变的动态平衡,这也为高原水库的水库淤积、库区上游淤积和大坝下游冲刷提出了新课题。特别是长江源的辫状河道和黄河源不同类型的冲积河道(辫状、分汊、弯曲、网状)的河道输沙能力、局部冲淤变化、河型转化等科学问题,亟待结合水沙数据、野外调查、遥感影像、水槽实验等开展前期探索性研究。

青藏高原的广大牧区长期过度放牧、铁路和公路交通网络建设、引水蓄水工程、矿产资源开发利用、高原旅游资源开发等人类活动(图5),在短时间尺度上对局部河道演变影响也同样值得重视。具体来说,过度放牧促进草原退化甚至局部沙漠化,可能减少来水量和增加来沙量。交通网络修建和矿产资源开发带来弃土弃渣和局部山体裸露,增加河道来沙量,引水蓄水工程减少河道径流量。这些人类活动和工程建设,很可能局部改变河道水流泥沙输移,由此带来一系列的工程泥沙和水土保持问题。

5.3 冲积河群的概念

由于山脉纵横和交通不便,青藏高原的有些河流只能接近某些极短的河段,有些河流则人所难以接近,更不用说开展长期野外调查。众所周知,高原河流的共同特点是绝大多数河道演变处在基本无人活动干扰

的自然状态, 共同难点是缺少长期水文泥沙和河床地形测验数据, 相似挑战是需要综合考虑高原抬升(构造运动)、气候变化、人类活动的多重影响。根据笔者多年野外调查高原河流的基本经验, 单独研究任何其中一条河流或典型河段都面临缺少足够数据, 受高海拔和交通不便, 野外调查获取有价值的信息仍非常困难, 很多常规研究方法和分析框架均难以取得实质突破。

这里尝试提出一个关于冲积河型分布的新概念——冲积河群, 以期为研究高原河流带来新思路。冲积河群是某个区域彼此分别为支流或具有从属的干支流, 具有相同的冲积河道类型, 共同组成一个河群。冲积河群与网状河型的区别在于, 网状河型是某一条河流由彼此独立或相连接的多个稳定河道组成, 河道之间被洪泛平原分隔, 形成稳定多汉道的河道系统。冲积河群处在相同的地貌地质、水文气候、植被和下垫面条件下, 例如长江源形成辫状冲积河群, 黄河源的若尔盖盆地形成弯曲冲积河群(图6), 黄河源的兴海-同德盆地形成辫状冲积河群。冲积河群的概念, 不仅有利于比较河群内部相同河型的不同河流的共性和差异, 而且有利于比较不同河型河群的特征与成因, 为从中等尺度(区域性)认识冲积河型提供新思路。



图6 黄河源若尔盖盆地内黑河支流组成的弯曲河群(2014-12-05)

Fig. 6 Meandering river group of Heihe River in the Ruergai basin (December 5, 2014)

6 结 语

青藏高原的高亢地势和新构造运动奠定了高原河流的水系平面格局和河流地貌多样性。高原抬升是河流孕育和演化的长时间和大空间尺度的地质背景, 特别是对于基岩河床下切、水系溯源侵蚀、崩塌滑坡泥石流等发挥持续的和渐变的影响。青藏高原作为气候变化的敏感区域, 在气温升高引发的水文要素变化下, 高原河流输水输沙能力和复杂的河道演变正在发生悄然变化, 需要开展前期探索性研究, 以便认识与预测未来河流长期演变趋势和可能的突变方向。

西南河流的梯级水电开发、交通网络建设、矿产资源开发、牧区牧业发展等渐进加强的人类活动, 已经逐渐向高原深处迈进, 由此很可能导致高原河流的局部河段冲淤平衡破坏、冲积河型的突变以及加速河床侵蚀下切。高原河流的冲积河段以辫状和弯曲为主导, 而且以群体的形式在某个区域集中发育和演变, 因此, 下一步研究采用冲积河群的新概念去研究其特征、分布与演变, 有助于突破当前高原河流的某些共同难题, 提出新的研究路径, 为研究青藏高原河流演变机理打下基础。

参考文献:

- [1] 李吉均, 文世宣, 张青松, 等. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨[J]. 中国科学, 1979(6): 608-616. (LI J J, WEN S X, ZHANG Q S, et al. Time, amplitude and pattern of uplift of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. China Science, 1979(6): 608-616. (in Chinese))
- [2] ZHENG H, CLIFT P D, WANG P, et al. Pre-Miocene birth of the Yangtze River[J]. PANS, 2013, 110(19): 7556-7561.
- [3] 杨逸畴, 高登义, 李渤生. 20世纪末的一次重大地理发现: 雅鲁藏布大峡谷为世界之最的论证[J]. 地理研究, 1996, 15(4): 1-9. (YANG Y C, GAO D Y, LI B S. A great geographical discovery in the end of 20th century-demonstration on the Yarlung Zangbo River valley as the grandest canyon in the world [J]. Geographical Research, 1996, 15(4): 1-9. (in Chinese))
- [4] 李亚林, 王成善, 王谋, 等. 藏北长江源地区河流地貌特征及其对新构造运动的响应[J]. 中国地质, 2006, 33(2): 374-382. (LI Y L, WANG C S, WANG M, et al. Morphological features of river valleys in the source region of the Yangtze River, northern Tibet, and their response to neotectonic movement [J]. Geology in China, 2006, 33(2): 374-382. (in Chinese))

- [5] ZHANG P Z, SHEN Z K, WANG M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data [J]. *Geology*, 2004, 32: 809-812.
- [6] ROYDEN L H, BURCHFIEL B C, van der HILST R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau [J]. *Science*, 2008, 321: 1054-1058.
- [7] TAPPONNIER P, XU Z Q, ROGER F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau [J]. *Science*, 2001, 294 (5547): 1671-1677.
- [8] COLEMAN M, HODGES K. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 1995, 374(2): 49-52.
- [9] CHUNG S L, LO C H, LEE T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40Ma ago [J]. *Nature*, 1998, 394: 769-774.
- [10] 郑度, 李炳元. 青藏高原地理环境研究进展 [J]. *地理科学*, 1999, 19(4): 295-302. (ZHENG D, LI B Y. Progress in studies on geographical environments of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1999, 19(4): 295-302. (in Chinese))
- [11] 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 [J]. *中国科学: D辑*, 1996, 26(4): 316-322. (LI J J, FANG X M, MA H Z, et al. Late Cenozoic evolution of the upper Yellow River and the uplift of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *China Science: Series D*, 1996, 26(4): 316-322. (in Chinese))
- [12] 王云飞, 王苏民, 薛滨, 等. 黄河袭夺若尔盖古湖时代的沉积学依据 [J]. *科学通报*, 1995, 40(8): 723-725. (WANG Y F, WANG S M, XUE B, et al. Sedimentology evidence of the date of Ruoergai ancient lake captured by Yellow River [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1995, 40(8): 723-725. (in Chinese))
- [13] HARKINS N, KIRBY E, HEIMSATH A, et al. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, F03S04. [doi: 10.1029/2006JF000570]
- [14] CRADDOCK W H, KIRBY E, HARKINS N W, et al. Rapid fluvial incision along the Yellow River during headward basin integration [J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3: 209-213.
- [15] 邓晓峰, 张文敬. 唐古拉山各拉丹东峰东坡第四纪冰川与环境演变 [J]. *冰川冻土*, 1992, 14(2): 153-160. (DENG X F, ZHANG W J. Evolution of Quaternary glaciers and environment on the eastern side of the geladandong peak [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1992, 14(2): 153-160. (in Chinese))
- [16] 段志明, 李勇, 李亚林. 青藏高原北部温泉活动沉积盆地的沉积特征及其地质意义 [J]. *沉积与特提斯地质*, 2005, 25(1/2): 180-188. (DUAN Z M, LI Y, LI Y L. Sedimentary characteristics in the Wenquan basin on the northern Qinghai-Xizang Plateau and their geological implications [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2005, 25(1/2): 180-188. (in Chinese))
- [17] 丁林, 钟大赉, 潘裕生, 等. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据 [J]. *科学通报*, 1995, 40(16): 1497-1500. (DING L, ZHONG D L, PAN Y S, et al. FT evidence for rapid uplift since Pliocene from the east Himalayas [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1995, 40(16): 1497-1500. (in Chinese))
- [18] 龚俊峰, 季建清, 陈建军, 等. 东喜马拉雅构造结岩体冷却的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究 [J]. *岩石学报*, 2008, 24(10): 2255-2272. (GONG J F, JI J Q, CHEN J J, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology studies of rocks in eastern Himalaya syntaxis [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(10): 2255-2272. (in Chinese))
- [19] LAVÉ J, AVOUAC J P. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106 (B11): 26561-26591.
- [20] 余国安, 王兆印, 刘乐, 等. 新构造运动影响下的雅鲁藏布江水系发育和河流地貌特征 [J]. *水科学进展*, 2012, 23(2): 163-169. (YU G A, WANG Z Y, LIU L, et al. Drainage network and fluvial morphology features of Yarlung Tsangpo River under the impact of neotectonic movement [J]. *Advances in Water Science* 2012, 23(2): 163-169. (in Chinese))
- [21] WANG Z Y, YU G A, WANG X Z, et al. Sediment storage and morphology of the Yarlung Tsangpo valley due to uneven uplift of the Himalaya [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2015, 58(8): 1440-1445.
- [22] 吕杰堂, 王治华, 周成虎. 西藏易贡大滑坡成因探讨 [J]. *地球科学*, 2003, 28(1): 107-110. (LYU J T, WANG Z H, ZHOU C H. Discussion on the occurrence of Yigong landslide in Tibet [J]. *Earth Science*, 2003, 28(1): 107-110. (in Chinese))
- [23] 尚彦军, 杨志法, 廖秋林, 等. 雅鲁藏布江大拐弯北段地质灾害分布规律与防治对策 [J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2001, 12(4): 30-40. (SHANG Y J, YANG Z F, LIAO Q L, et al. Geological hazard distribution and prevention in North of Yalu

- Canyon, Tibet [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2001, 12(4): 30-40. (in Chinese))
- [24] STEWART R J, HALLET B, ZEITLER P K, et al. Brahmaputra sediment flux dominated by highly localized rapid erosion from the easternmost Himalaya [J]. *Geology*, 2008, 36(9): 711-714.
- [25] KORUP O, MONTGOMERY D R. Tibetan plateau river incision inhibited by glacial stabilization of the Tsangpo gorge [J]. *Nature*, 2008, 456: 786-789.
- [26] KORUP O, MONTGOMERY D R, HEWITT K. Glacier and landslide feedbacks to topographic relief in the Himalayan syntaxes [J]. *PANS*, 2010, 107: 5317-5322.
- [27] 周继颐. 从江源地区某些地貌标志看该区新构造活动性[J]. 长江志季刊, 2001(3): 79-91. (ZHOU J Y. Relationship of some geomorphology signals in source river and neotectonic activities [J]. *Yangtze River Journal*, 2001(3): 79-91. (in Chinese))
- [28] YIN A, HARRISON T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *Annual Review Earth Planet Science*, 2000, 28: 211-280.
- [29] FU B H, AWATA Y. Displacement and timing of left-lateral faulting in the Kunlun Fault Zone, northern Tibet, inferred geologic and geomorphic features [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, 29: 253-265.
- [30] 史立人. 江源地区的河流及其发育 [J]. 长江志季刊, 2001(3): 95-108. (SHI L R. Rivers and their formation in Yangtze River source [J]. *Yangtze River Journal*, 2001(3): 95-108. (in Chinese))
- [31] STROEVEN A P, HATESTRAND C, HEYMAN J, et al. Landscape analysis of the Huang He headwaters, NE Tibetan Plateau-Patterns of glacial and fluvial erosion [J]. *Geomorphology*, 2009, 103: 212-226.
- [32] BLUE B, BRIERLEY G, YU G A. Geodiversity in the Yellow River source zone[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2013, 23(5): 775-792.
- [33] LI Z W, WANG Z Y, PAN B Z, et al. Analysis of controls upon channel planform at the first great bend of the Upper Yellow River, Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2013, 23(5): 833-848.
- [34] YU G A, BRIERLEY G, HUANG H Q, et al. An environmental gradient of vegetative controls upon channel planform in the source region of the Yangtze and Yellow Rivers[J]. *Catena*, 2014, 119: 143-153.
- [35] YU G A, LIU L, LI Z W et al. Fluvial diversity in relation to valley setting in the source region of the Yangtze and Yellow Rivers [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2013, 23(5): 817-832.
- [36] ZHANG D D. Geomorphological problems of the middle reaches of the Tsangpo River, Tibet[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1998, 23: 889-903.
- [37] YAO T, THOMPSON L, YANG W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings [J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2(9): 663-667.
- [38] IMMERZEEL W W, VAN BEEK L P H, BIERKENS M F P. Climate change will affect the Asian water Towers [J]. *Science*, 2010, 382(5984): 1382-1385.
- [39] PITHAN F. Asian water towers; more on monsoons [J]. *Science*, 2010, 330(6004): 584-585.
- [40] ZHANG Y, LIU S Y, XU J L, et al. Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China[J]. *Environment Geology*, 2008, 56: 59-68.
- [41] ZHANG S F, HUA D, MEMG X J, et al. Climate change and its driving effect on the runoff in the "Three- River Head waters" region [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2011, 21(6): 963-978.
- [42] LAN Y C, ZHAO G H, ZHANG Y N, et al. Response of runoff in the source region of the Yellow River to climate warming [J]. *Quaternary International*, 2010, 226: 60-65.
- [43] WANG H, ZHOU X L, WAN C G, et al. Eco-environmental degradation in the northeastern margin of the Qinghua-Tibetan Plateau and comprehensive ecological protection planning [J]. *Environment Geology*, 2008, 55: 1135-1147.
- [44] LU X X, RAN L S, LIU S, et al. Sediment loads response to climate change; a preliminary study of eight large Chinese rivers [J]. *International Journal of Sediment Research*, 2013, 28: 1-14.

Progress in studies on river morphodynamics in Qinghai-Tibet Plateau *

LI Zhiwei^{1,2}, YU Guo'an³, XU Mengzhen⁴, HU Xuyue^{1,2}, YANG Hongming⁵, HU Shixiong^{1,2}

(1. School of Hydraulic Engineering, Changsha University of Science & Technology, Changsha 410114, China;

2. Key Laboratory of Water-Sediment Sciences and Water Disaster prevention of Hunan Province, Changsha 410114, China;

3. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

4. State Key Laboratory of Hydrosience and Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China;

5. School of Electrical and Information Engineering, Changsha University of Science & Technology, Changsha 410114, China)

Abstract: The Qinghai-Tibet Plateau is the source zone of China and Asian's large rivers, where river network well developed within the plateau. Under the superimposed impacts of plateau uplift, climate change, and human activities, the rivers may be significantly changed in the future, resulting in a series of interdisciplinary issues which are becoming a hot topic. Following our field investigations of the plateau rivers during 2007—2016, we comprehensively summarized the research progress of river morphodynamics in recent decades, such as the related geological background, the influences of the uplift, river morphological characteristics, and fluvial processes. Furthermore, we focus on effects of climate change on river morphodynamics in the middle time scale, and the local, abrupt and accelerating effects of human activities on the short time scale. Meanwhile, a new concept of alluvial river group is proposed as well as its definition, characteristics and distribution are preliminarily given, in order to promote the understanding on the formation and evolution of complex braided and meandering rivers in this new framework.

Key words: river morphodynamics; river diversity; plateau uplift; climate change; human activity; alluvial river group; Qinghai-Tibet Plateau

* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 91547112; No. 91547113).