

雅鲁藏布江水系反转问题的探讨

石艳玲^{a,b}, 李德威^{a,c}, 刘德民^a

(中国地质大学 a. 地球科学学院; b. 研究生院; c. 青藏高原研究中心, 武汉 430074)

摘要: 雅鲁藏布江 63 条主要支流中有 24 条支流与干流逆交, 16 条支流与干流直交, 其中雅鲁藏布江中游 37 条支流中有 12 条直交支流和 21 条逆交支流。通过野外地质调查、遥感图像分析和年代学研究, 认为藏南雅鲁藏布江存在流向反转现象, 上新世以来发育的近东西向雅鲁藏布江袭夺了始新世—中新世形成的近南北向河流, 形成直交水系结构。东西向雅鲁藏布江中游发育上新世至中更新世吉隆、定日、定结—岗巴等湖盆, 它们向东有序迁移, 上新世至早更新世湖盆发育期的构造沉降为雅鲁藏布江西流提供了地貌基础和容水空间, 更新世以来的古大湖区约 1 000 m 高的隆升造成上述盆地由湖相转为河流相, 晚更新世东构造结东侧与南侧河流的贯通和雅鲁藏布江大峡谷的形成导致雅鲁藏布江反转, 这在米林—直白湖盆和孟加拉盆地沉积中有所反映。雅鲁藏布江的反转过程反映了青藏高原南部南北向和东西向的差异隆升、基岩剥蚀作用、河流切割作用的耦合关系以及板内伸展构造对板块碰撞构造的叠加和改造作用。

关键词: 逆交; 反转; 差异隆升; 深切作用; 雅鲁藏布江
中图分类号: P551 **文献标志码:** A

文章编号: 1000-7849(2010)04-0032-11

举世瞩目的青藏高原晚新生代快速隆升造成地貌巨变, 制约了中国大陆主要水系的发育和变迁。源于青藏高原的长江、黄河和雅鲁藏布江正是青藏高原整体隆升的产物。东流的长江和黄河横穿中国大陆, 处于中国西高东低的宏观地貌格局下, 主体水系结构正常。雅鲁藏布江主体发育在青藏高原内部, 通过喜马拉雅东构造结大拐弯一带之后地貌突变, 雅鲁藏布江转向南西方向, 流经地势很低的恒河平原进入印度洋。

雅鲁藏布江在青藏高原内部落差并不十分显著, 与同是青藏高原源的长江和黄河不同的是, 雅鲁藏布江中游许多支流出现异常结构, 雅鲁藏布江的主要支流拉萨河、年楚河与雅鲁藏布江呈大角度逆交, 这种异常水系结构是否暗示雅鲁藏布江曾经出现西流, 在其后的青藏高原隆升演化过程中发生反转。这一科学问题具有十分重要的理论意义和实际意义, 表现在: (1) 雅鲁藏布江水系反转过程反映了青藏高原南部东西差异隆升的过程和幅度; (2) 雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带代表新特斯的消亡和印度板块与欧亚板块在始新世的碰撞, 一般认为这个板块碰撞带直接造成喜马拉雅和青藏高原的形成, 然而, 世界上最年轻、最典型的板块碰撞带与雅鲁藏布江在空间分布上相吻合, 碰撞造山所形成的巨大山系在应力最集中的接触带出现局部的大型线性负地

貌, 通过解剖和认识雅鲁藏布江的水系演变, 可以从大陆动力学过程和岩石圈动力学过程叠加关系的角度认识雅鲁藏布江板块碰撞带及其构造—地貌—水系系统的相互关系; (3) 雅鲁藏布江水系反转涉及岩石圈、水圈、大气圈的相互耦合作用, 降雨量的变化、剥蚀作用的强度、河流切割的深度、差异隆升的幅度之间的关系, 从一个侧面反映亚洲季风的形成过程; (4) 通过解剖和认识雅鲁藏布江的水系演变, 可以弄清雅鲁藏布江流域构造地貌演变过程和东构造结大拐弯巨型峡谷的形成过程和成因; (5) 雅鲁藏布江水系反转反映了青藏高原及气候生态环境的变化。

雅鲁藏布江作为世界海拔最高的河流, 其中游的逆转, 很早就引起了地质学家的关注。李连捷^[1]早在 1954 年就已经认识到雅鲁藏布江由原来西流而转向东流的逆转现象。杨逸畴^[2]认为雅鲁藏布江反向汇入主流的支流都是受同方向断裂构造控制, 雅鲁藏布江曾经由东向西流的看法是没有根据的。笔者将从大陆动力学和地球系统科学的角度, 通过野外地质调查、资料综合分析来研究雅鲁藏布江水系反转的发育背景、存在依据、反转过程和形成机理。

1 雅鲁藏布江异常水系结构

长江、黄河和雅鲁藏布江是中国境内共同发源

收稿日期: 2009-09-04

编辑: 杨 勇

基金项目: 国家自然科学基金项目(40572113); 国家重大基础研究前期研究专项(2005CCA05600)

作者简介: 石艳玲(1983—), 女, 现正攻读构造地质学专业硕士学位, 主要从事大陆动力学方向的研究。

于青藏高原的三大河流,这表明青藏高原的隆升制约了中国的宏观地貌格局和主要水系结构。雅鲁藏布江源于西藏西南部喜马拉雅山北麓雪线高度为5 400 m左右的杰马央宗冰川,由西向东横贯西藏

南部,绕过喜马拉雅山脉最东端的南迦巴瓦峰转向南流,经巴昔卡出中国境外,注入印度洋,在中国境内全长约1 940 km,总长度为2 840 km(图1)。

雅鲁藏布江主体沿着雅鲁藏布江缝合带分布,

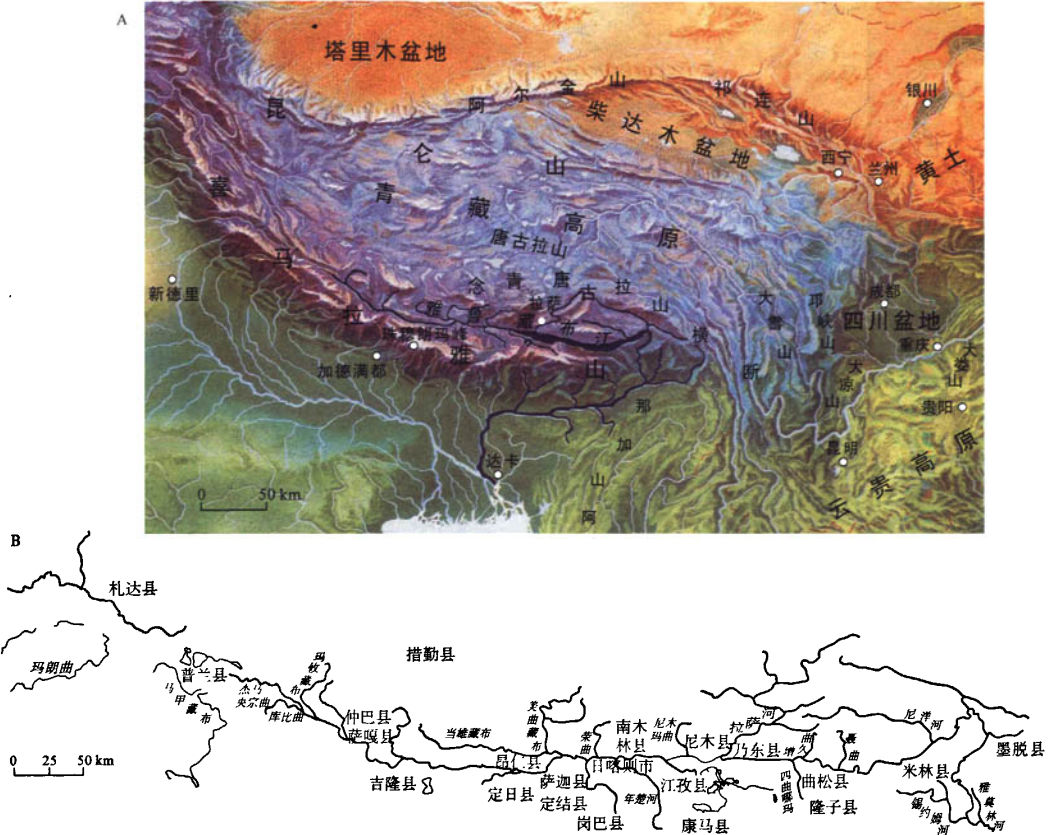


图1 雅鲁藏布江水系的发育背景(A)和结构特征(B)

Fig.1 The development setting(A) and structure(B) of the Yalungzangbo River

包括尼洋河、多雄藏布、拉萨河、年楚河和帕隆藏布五大支流。根据主流与支流的平面结构及交接关系,沿走向以仲巴里孜和米林派镇为界将雅鲁藏布江分为3段:上游为马泉河段及仲巴里孜以西;中游为仲巴里孜至米林派镇;下游为米林派镇至巴昔卡。一般正常水系支流与主流交接关系应为顺交,而雅鲁藏布江中游从拉萨到米林之间则出现主流与主要支流(如拉萨河、年楚河等)大角度的逆交(图1)。

雅鲁藏布江主要支流共63条(表1)。分段统计结果表明,雅鲁藏布江上游主要支流共16条,其中顺交支流11条,直交或近于直交支流3条,逆交支流2条;雅鲁藏布江中游主要支流共37条,其中顺交支流4条,直交或近于直交支流12条,逆交支流21条,占总支流的56.8%;雅鲁藏布江下游主要支流共10条,其中顺交支流8条,直交或近于直交

表1 雅鲁藏布江分区段水系结构统计

Table 1 The statistics of stream structure in different sections of the Yalungzangbo River

上游(马泉河段)			中游(仲巴里孜至米林派镇)			
左岸		右岸	左岸		右岸	
玛依藏布	顺	库比曲	荣曲	直	萨迦冲曲	逆
来乌藏布	顺	江曲藏布	陈者曲	逆	热曲	逆
柴曲藏布	顺	登布曲	江公普曲	逆	下布曲	直
门曲	顺	希勒得藏布	达那普曲	逆	年楚河	逆
加大藏布	顺	康普拉	洞嘎普曲	直	曼曲	逆
玛绒布	直	查乌普曲	香曲	直	舍浦曲	逆
彭吉藏布	直	玛岗普曲	扭曲	逆	扎囊普曲	直
吉布普曲	直		包乌麦曲	逆	岩河	逆
多雄藏布	顺		乌郁玛曲	直	四曲哪玛	逆
			崩布普曲	顺	雄曲	逆
			尼木玛曲	顺	析曲	逆
			青杯曲	直	古如曲	逆
			雍普曲	直	普曲	直
			色曲	顺	金东曲	直
			拉萨河	逆	里龙普曲	直
			德里母曲	逆	玉松普曲	直
			斯巴宋曲	逆	纳伊普曲	直
			聂曲	逆		
			比扑曲	顺		
			错浪本错	直		
下游(米林派镇至巴昔卡)						
左岸		右岸				
尼洋河	顺	嘎隆曲				
帕隆藏布	逆	仰桑河				
央阴藏布	直	雅莫林河				
多雄河	顺					
宁贞曲	顺					
帕挺河	顺					
约梅河	顺					

支流1条,逆交支流1条。雅鲁藏布江水系结构表明其中游以逆交结构为主,这种异常结构引出一个悬而未决的重要科学问题:雅鲁藏布江是否存在水系反转,也就是说,雅鲁藏布江早期演化阶段是否出现西流水系。

2 雅鲁藏布江反转依据

雅鲁藏布江中游异常水系结构可能是河流发育早期阶段反向流动造成的,这在古河湖关系、支流与主流交汇处的形态特征、主河道坡降、河流入口沉积物变化等方面均有体现。

2.1 雅鲁藏布江与古湖盆的关系

雅鲁藏布江西端没有发现河流出口及其相应沉

积物,若雅鲁藏布江水系确曾西流,应当是内流河,而且在雅鲁藏布江中游的西端应该存在同时期的古大湖。

雅鲁藏布江主流附近发育札达、仲巴、吉隆、定日、定结—岗巴等晚新生代古湖盆,分布在雅鲁藏布江雅江上游和中游的南侧(图2)。发源于冈底斯山南侧的象泉河穿过札达盆地,向南西方向流过喜马拉雅。发源于喜马拉雅北麓的雅鲁藏布江现今主体向东流,在中游异常水系结构区出现吉隆、定日、定结—岗巴等上新世至更新世的湖相盆地,对比札达、吉隆、定结—岗巴等盆地的沉积特征(图3),研究这些古湖盆的面积、沉积组合、地层厚度、发育时代及其湖盆迁移演化历史,有助于认识雅鲁藏布江水系的反转。

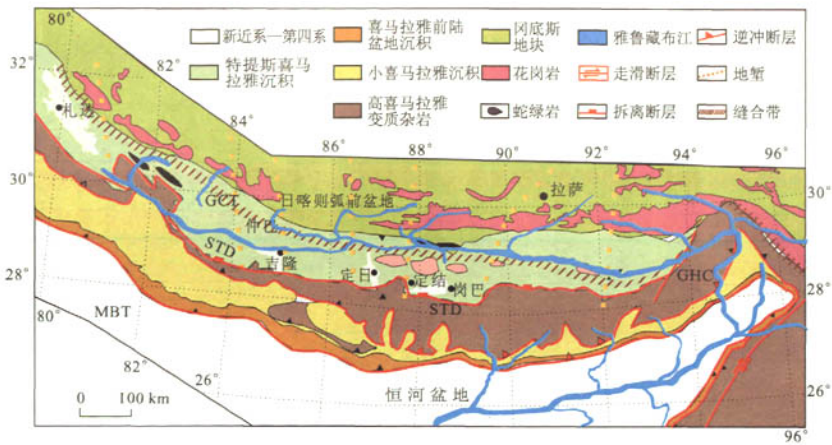


图2 雅鲁藏布江流域河湖分布及地质构造简图

Fig. 2 Geological sketch and the river-basin distribution in the Yalungzangbo River
MBT. 主边缘逆冲断层;STD. 藏南拆离断层;GHC. 大喜马拉雅结晶岩带;GCT. 大反向逆冲断层。

札达盆地面积约 5 000 km², 上新统托林组 (5.41~4.40 Ma) 为河流相碎屑沉积, 厚度为 130.4 m; 上新统札达组 (4.40~2.57 Ma) 为湖相沉积, 厚度为 526.5 m。下更新统香孜组 (2.57~1.36 Ma) 厚度为 250.2 m, 代表古湖盆结束。盆地南北两侧数条相向正断层的活动性控制着该区沉积相的展布; 断层活动强烈时, 湖盆水域扩大, 湖水回深, 主要发育深湖—半深湖相沉积; 断层活动减弱时, 水体变浅或干涸, 湖盆被充填, 主要发育河流相、冲洪积沉积。第四纪以来, 随着青藏高原的快速隆升, 札达盆地周缘高山区冰川活动加剧, 主要发育冰缘相和冰湖相沉积^[3-5]。发源于冈底斯山的象泉河, 由东向西穿过该盆地并切穿喜马拉雅山脉流入印度河。在象泉河两岸发育有 10 级以上的阶地, 阶地基座为该套河湖相地层。

吉隆盆地形成于晚中新世, 在 7.0~1.7 MaBP 间充填了厚达 300 余米的河湖相沉积(图 3)。底部为上中新统仲喀组扇三角洲相砾岩和砂岩沉积组合, 角度不整合在中生代及更老地层之上。上新统沃马组为河湖相沉积, 1975 年中国科学院青藏高原综合科学考察队^[6]在沃马村发现了大批三趾马等动物群化石。岳平等^[7]研究了西藏吉隆—沃马盆地龙骨沟剖面, 认为吉隆盆地的发育始于 7.2 MaBP, 确定三趾马动物群化石层的年龄为 7.0~6.7 MaBP, 青藏地区与华北地区在新近纪同时存在三趾马动物群, 说明在此时期两地的气候环境有相似性, 喜马拉雅山当时的高度不大。5.9~3.6 MaBP 期间湖盆面积最为广阔, 于 3.2 MaBP 湖盆开始萎缩。吉隆盆地早更新世贡巴砾岩的出现表明南侧的高喜马拉雅快速隆升, 强烈的剥蚀作用将喜马拉雅

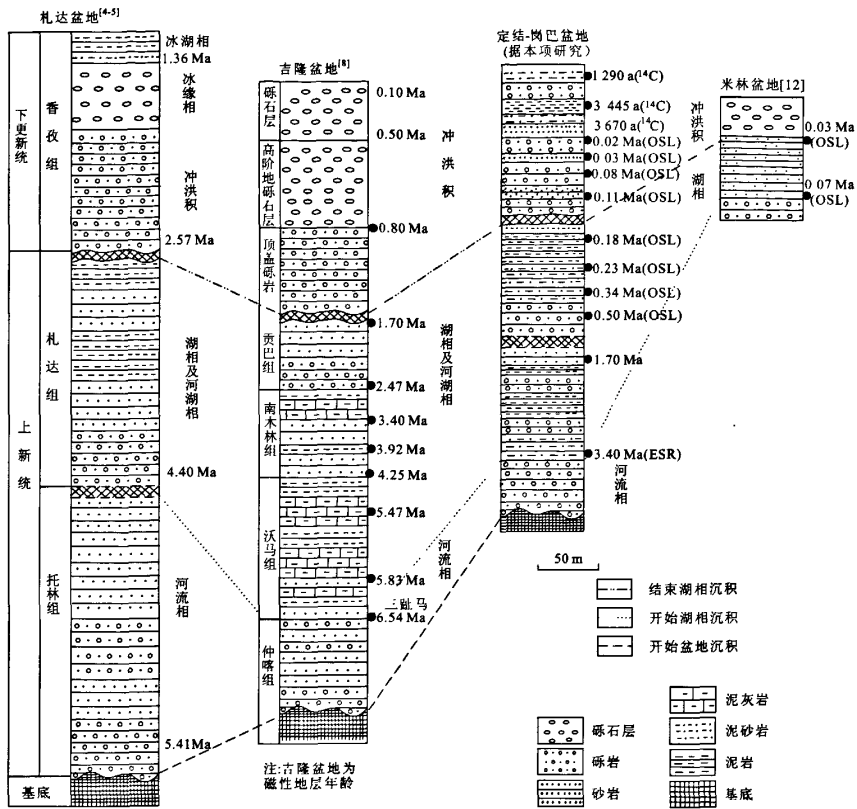


图 3 特提斯喜马拉雅晚新生代主要湖盆综合地层柱状图

Fig. 3 The general stratigraphic column of the Late Cenozoic basins in the Tethyan Himalaya

中生代机械破碎和风化的盖层搬运到吉隆盆地沉积,砾石成分以近源的三叠纪-侏罗纪灰岩、板岩、砂岩为主。朱诚^[9]认为贡巴砾岩具有明显的粗细交替韵律,是湖相沉积物。李吉均等^[10]提出喜马拉雅山北坡的贡巴砾岩是在 2.5 MaBP 开始堆积的,反映了喜马拉雅的隆升作用。自 1.7 MaBP 起喜马拉雅强烈的脉动式上升导致湖盆消失^[8],以河流、冰川堆积为主,形成厚度不稳定的、分布高度不同的砾石层(图 4)。

定结-岗巴盆地北部为拉轨岗日构造带,南部为高喜马拉雅隆起带,东、西两侧分别被羊八井-亚东裂谷(地堑)和申扎-一定结裂谷(地堑)所限。该盆地东西向长度约 150 km,南北向宽度为 30~50 km,南部的高角度边界断层与其南侧的基底拆离断层相距 2~5 km。晚新生代定结-岗巴盆地与活动走滑断层关系密切^[11]。前人对定结-岗巴盆地的研究极少,我们通过详细野外地质调查以及室内测试分析和研究,确定定结-岗巴盆地主要为晚新近纪的河湖相沉积,根据其岩性、粒度、沉积构造、古生物、不整合面及年代学资料,初步划分出上新统、更



图 4 叶如藏布 II 级河流阶地(镜头向北)

Fig. 4 II level river terrace in the Yeruzangbo River(northward view)

新统和全新统 3 套地层,出现由湖相沉积到河流相沉积的转变(图 3),上新统一下更新统为冲积相-滨湖三角洲相沉积,主要分布在盆地的南侧,现今出露在海拔 5 000~5 300 m 的喜马拉雅山北坡,呈近

东西向的平台状展布。昌龙乡克弄浦剖面显示其底部为厚 5 m 的褐色巨厚层状砾石层,砾石成分主要为砂岩和灰岩,粒径 1~8 cm。向上为厚层状砾石层与亚砂土层和黏土层的组合,构成 20 多个旋回层,可见齿型、长尖型、短尖型植硅石;顶部为铁质、钙质风化壳。在剖面底部取样测得电子自旋共振(ESR)年龄为 3 410.3 kaBP,反映了北喜马拉雅的沉降和高喜马拉雅的同步快速隆升事件,盆地沉积物中砾石成分表明其剥蚀深度仍限于盖层。中更新统湖相沉积分布的海拔为 4 600~5 000 m,沉积范围扩大并向北迁移,下部以河流相砾石层为主,砾石成分主要为砂岩、泥灰岩和花岗岩,未见中、深变质岩砾石,顶部有 4~5 m 厚的风化壳。中更新统为砾石层—砂土层—黏土层—砂砾层组合,出现少量石英岩、大理岩、片岩砾石,上部偶见片麻岩砾石。我们在昌龙剖面上获得(181.3+19.6)kaBP 光释光年龄;在日翁剖面获得 503.2 kaBP(ESR)、(342.5+48.0)kaBP(光释光)和(233.4+27.4)kaBP(光释光)等年龄,说明在中更新世喜马拉雅开始了揭顶作用,沉积环境由滨湖三角洲相—滨浅湖相—深湖相—滨浅湖相转变,主期湖盆不断扩张,形成定日—定结—岗巴古大湖。晚更新世高喜马拉雅强烈隆升,定日—定结—岗巴湖盆萎缩,统一的古大湖消失,残余小湖盆向北迁移。高喜马拉雅和拉轨岗日出现冰川活动,在定结—岗巴盆地与拉轨岗日、高喜马拉雅的盆山边界,上更新统粗碎屑沉积构成洪积扇,由砾石层组成,光释光年龄为(114.8+9.9)kaBP,砾石成分复杂,常见片麻岩和斜长角闪岩,说明高喜马拉雅已经揭顶,砾石层不整合在早期湖积物之上,孢粉组合反映气候温凉湿润。全新世气候转为干旱,古

湖泊完全消亡,仅残留定结、孜克等小盐湖,盆地内出现冰碛物、冲积物,反映雅鲁藏布江东流水系发育成熟。我们实测与定结古湖盆演化相关的叶如藏布Ⅲ级阶地高出河面 52 m,光释光年龄为(24.5+2.6)kaBP。

在靠近东构造结的米林县至直白村一带出现 0.07~0.03 Ma 的湖相沉积(图 3),湖积物主要是粉砂和亚黏土,含有大量的细粒石英,分选性好。0.03 Ma 之后为松散的河流相粗碎屑沉积,说明在 0.03 MaBP 由湖相转变为河流相^[12]。

2.2 雅鲁藏布江中游主要支流的交接关系

雅鲁藏布江中游 37 条二级支流中有 33 条支流与主流逆交或直交(表 1),89.2% 的支流与主流之间出现异常的交接关系,说明现今的雅鲁藏布江中游曾经是向西流的,与支流之间呈正常顺交,并形成雅鲁藏布江基本的水系结构,只是雅鲁藏布江后来反向流动,才出现异常水系结构。

雅鲁藏布江水系反转是一个水系的叠加和改造过程,在支流与主流的几何形态和交接关系上有所显示。雅鲁藏布江中游主要支流有拉萨河和年楚河,它们与主流的交接处,都有改造迹象。

年楚河总体走向约为 NW60°,与雅鲁藏布江之间呈约 30° 的夹角。在雅鲁藏布江与年楚河交汇处的日喀则附近,两条河流之间的夹角约为 80°,近于直交,总体显示出典型的钩状形态(图 5-A)。其成因可能是 NW 向的年楚河形成于雅鲁藏布江的西流过程,其后的雅鲁藏布江东流作用继承和利用了年楚河已经形成的主体水系结构,但是,在靠近雅鲁藏布江的年楚河入口处受到雅鲁藏布江东流作用的改造,河道有所变向,河流沉积范围扩大。



图 5 雅鲁藏布江与年楚河(A)、拉萨河(B)的交汇关系

Fig. 5 The conjunct relationship between Yarlungzangbo River and Nianchu River(A), Lhasa River(B)

总体向西南方向流动的拉萨河出现一波三折的现象。在曲水附近,拉萨河与雅鲁藏布江汇集,由向西流突变为向南西方向流动,出现明显的转折(图

5-B)。

2.3 雅鲁藏布江大峡谷的形成

位于喜马拉雅东构造结的雅鲁藏布大峡谷是世

界上最大的峡谷,呈马蹄形环绕海拔 7 782 m 的南迦巴瓦峰,单处最大落差为 7 057 m,最窄地段宽度仅 35 m。雅鲁藏布江短期快速的深切作用和奇特的大拐弯形状不仅与喜马拉雅的隆升有关,而且与雅鲁藏布江的形成和演化有关。

雅鲁藏布江全河平均坡降为 2.6‰,其中河源至里孜为上游段,长 268 km,平均坡降为 4.5‰;里孜至派区为中游段,长 1 293 km,平均坡降为 1.2‰;派区—墨脱长约 212 km 河段的平均坡降高达 10.3‰(图 6)。从郎县—米林一带开始从近 EW 向转为 NEE 向再转折为近 NS 向,然后转向 SW

向,近 180°的马蹄形大拐弯中叠套着众多小拐弯(图 6,7)。在大拐弯一带河床高度也发生急剧变化,由米林县的 2 950 m 到扎曲(Tsachu)的 1 575 m,其间的距离不过两百多公里,再到墨脱县的不足千米,体现了青藏高原快速隆升主导的河谷的深切作用。王二七等^[13]认为,在大拐弯以南,雅鲁藏布江下游的布拉马普特拉河的形成晚于雅鲁藏布江,它由于受印度洋热带季风影响,其下切和溯源侵蚀速率很大,正是在向北的溯源侵蚀过程中袭夺了雅鲁藏布江,才形成了雅鲁藏布大峡谷。

晚中新世以来,东构造结隆升了近 30 km,伴随

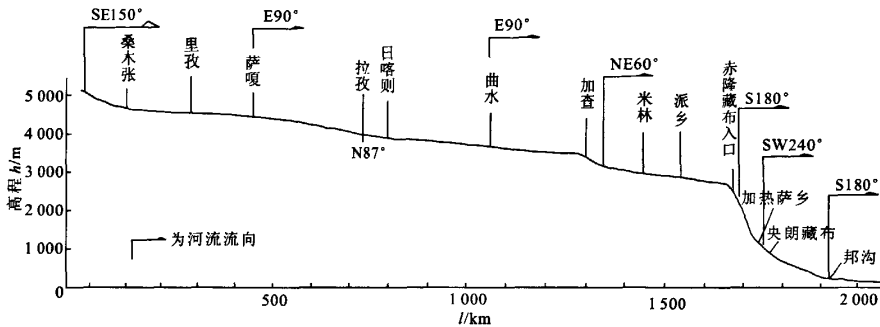


图 6 雅鲁藏布江纵剖面^[14]

Fig. 6 The vertical section of Yalu Zangbo River(according to Li Jijun,1979)

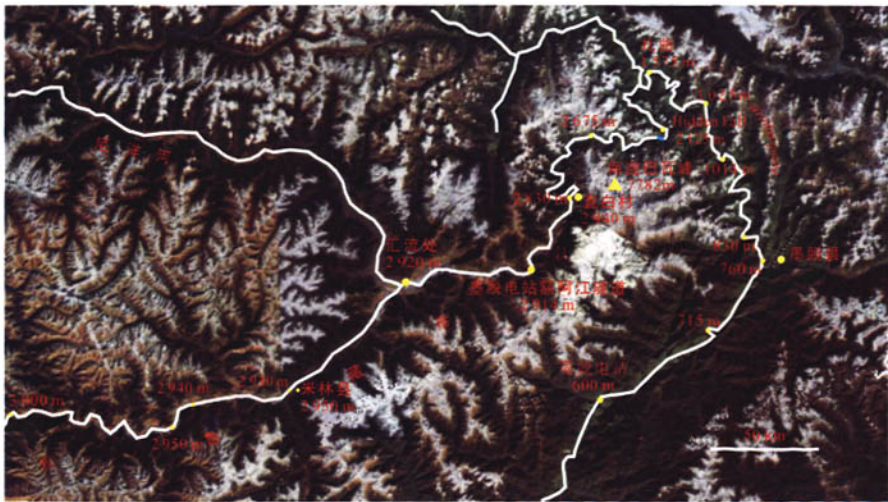


图 7 雅鲁藏布大拐弯河床高度及地貌特征

Fig. 7 Riverbed height and geomorphological feature of the Yalu Zangbo Great Gorge

近等量的剥蚀作用,1.1~0.9 Ma 期间发生了快速冷却与快速剥露,剥蚀速率约为 10 mm/a^[15]。Finnegan 等^[16]系统研究了雅鲁藏布大拐弯的锆石(UTh)/He 年龄和黑云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 冷却年龄,认为雅鲁藏布江水系地貌至少维持了 1 Ma,雅鲁藏布

江的下切幅度与东构造结的隆升幅度基本一致。

在米林县至直白村一带,雅鲁藏布江旁边分布一系列湖相沉积物,在不同地区湖相沉积物与洪冲沉积物的转折接触界面的海拔高度接近,说明雅鲁藏布江大拐弯较平缓的上段曾经存在一个统一的古大

湖,这套湖积物的光释光年龄为 0.07~0.03 MaBP,在 0.03 MaBP 沉积物类型发生转变,由湖相变为河流相^[11]。自直白村向雅鲁藏布江下游方向河床坡降增大,而且没有出现相同的湖相沉积物,说明南迦巴瓦峰北侧(直白村至扎曲之间)可能是两条向不同方向流动的古雅鲁藏布江的分水岭,向西流动的水系与向南东流动的水系在喜马拉雅山隆升过程中溯源侵蚀,在直白村至扎曲段强烈切割,在 0.03 MaBP 雅鲁藏布江最终完全打通,喜马拉雅北部西流的雅鲁藏布江转向,汇入南迦巴瓦东南部的拉马普特拉河(Brahmaputra),逐渐形成现今的雅鲁藏布江水系结构。

Finnegan 等^[16]认为,湖相沉积物反映了在冰期或者间冰期内有多次冰碛物伸入河道,形成了堰塞湖,因此形成湖相沉积。陈建军等^[12]通过对冰川沉积物的¹⁴C 测年表明,冰川伸入河道和形成湖相沉积物的时代都较年轻,即冰川堰塞起始时间较为年轻(11.30~11.19 kaBP 和 1.742~1.552 kaBP),并且持续时间较短,因此在晚更新世米林一直白村一带形成的湖相沉积物并非由冰川作用形成。

在雅鲁藏布江下游,现今残留的广泛发育的河流阶地也充分说明布拉马普特拉河自早更新世以来对雅鲁藏布江大峡谷一带强烈的溯源侵蚀作用。以格嘎浦河口为例,这里发育 VI 级阶地,阶面高程 3 150 m 左右,高出当地河面 200~250 m,阶地累计厚度大于 90 m^[17]。

2.4 孟加拉盆地的沉积响应

印度东部的孟加拉盆地具有世界上最大的河流三角洲相沉积系统,由恒河(Ganges)、雅鲁藏布江和梅克纳河(Meghna)及其支流携带的物质沉积而成。在恒河与雅鲁藏布江的入口处,晚新生代冲积物厚度累计可达 16 km^[18]。大约从 10.5 Ma 开始,盆地沉积环境由海相变为洪冲积相,接受来自喜马拉雅的大量剥蚀物,反映喜马拉雅在中新世的隆升。上新世中期孟加拉盆地沉积物厚度大,海相沉积消失,整体进入河流三角洲相沉积环境;早更新世盆地沉积中心向南迁移,Dupi Tila 组与下伏地层呈角度不整合接触^[15]。

孟加拉盆地在更新世主要是由洪冲积物组成 Barind 和 Madhupur 沉积区。Barind 面积达到 9 400 km²,Madhupur 面积为 4 100 km²,洪冲积物的厚度也很大,从南到北高出海平面 6~30 m,形成洪冲积高地^[19]。0.15 Ma 左右的共和运动是青藏高原重要的隆升事件^[14,20],在孟加拉盆地和印度洋东经 90°海岭的远洋沉积中都有记录,出现重大的生态环境恶化事件^[21]。青藏高原隆升和剥蚀、雅鲁藏布江远程传输和孟加拉盆地沉积之间关系密切。

全新世在喜马拉雅山前形成巨大的洪积扇,在雅鲁藏布江下游发育洪泛—三角洲平原,粗碎屑洪冲积物厚度大,以砾石为主,碎屑物成分主要由长石和石英组成,在海平面之下 101 m 处发育砾石层,获得砾石层底部碳同位素年龄为(28.3±1.5) kaBP^[22]。洪泛平原地表 30 m 之下由砂砾组成的洪冲积物的碳同位素年龄为 10 ka^[18]。据 Goodbred 等^[23]估算,这套喜马拉雅源洪冲积物的年输入量为 2.5×10⁹ t。我们认为,这套大面积分布的、巨厚的砾石层可能与雅鲁藏布江的反转有关。

3 雅鲁藏布江反转的过程与机制

青藏高原中新世以来的水系演化与雅鲁藏布江的形成和演化关系密切,可分为青藏高原南部南北向水系发育阶段、藏南雅鲁藏布江西流水系发育阶段和雅鲁藏布江反转阶段——东流水系发育阶段。雅鲁藏布江水系演化反映了青藏高原南部构造地貌演变过程。通过分析雅鲁藏布江反转过程可解读喜马拉雅—青藏高原的差异隆升过程、流域剥蚀速率及相应的亚洲季风气候演化。

3.1 青藏高原南部南北向水系发育阶段

雅鲁藏布江两侧 63 条支流中有 16 条支流与干流直交或近于直交,主要集中在雅鲁藏布江中游,从日喀则至米林之间有 12 条支流大角度汇入干流。这些近南北走向的河流跨越冈底斯和喜马拉雅,其形成和演化受控于青藏高原南部冈底斯和喜马拉雅的构造过程。

青藏高原板块构造体制下的洋陆转换和板内构造体制下的盆山转换同步向南迁移,其中板内造山的时空分布规律为:由 180~120 Ma→65~30 Ma→23~7 Ma,自青藏高原北部→青藏高原中部→青藏高原南部有序演变^[24,25]。在 65~30 Ma,沿着雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带发生印度板块与欧亚板块的碰撞,但缝合带及其南侧的喜马拉雅并没有隆升成山,羌塘、唐古拉、冈底斯不同程度地隆升,青藏高原中部和南部出现北高南低的构造地貌。Yin^[26]认为,近南北向水系自晚古新世(60~54 Ma)开始发育,印度西北部上古新统一中中新统 Subathu 组和尼泊尔西部 Amile 组沉积物中都含有来自雅鲁藏布江缝合带和冈底斯地块年龄为 120 Ma 左右的碎屑锆石,是发源于冈底斯的河流向南穿过雅鲁藏布江缝合带和尚未隆升的喜马拉雅的结果。

青藏高原南部近南北向河流大多沿着中、晚中新世形成的近南北向地堑分布,主要的近南北向地堑从东向西为曲松—错那地堑、谷露—羊八井—亚东地堑、申扎—定结地堑、穹错—当惹雍错—许如错

地堑和扎布耶茶卡—塔若错—杰萨错地堑,这些大型地堑之间为一系列小型地堑,它们共同控制了雅鲁藏布江两侧近南北走向的河流。Amano等^[27]对喜马拉雅前陆盆地早中新世至第四纪沉积物的物源分析表明,17~15 Ma的沉积地层中许多碎屑物质来自特提斯喜马拉雅沉积地层。

青藏高原南部近南北向地堑的形成时代晚于近东西向伸展构造^[28],近南北向地堑形成于14 Ma之后,而近东西向伸展构造则形成于24 Ma以来^[29]。喜马拉雅中新世东西向伸展构造是板内造山、地壳加厚、下地壳流动及其热隆伸展、构造隆升的结果^[24,30],此时高喜马拉雅的高度大于特提斯喜马拉雅,青藏高原南部部分近南北向河流可能由南流转向北流,在青藏高原腹部形成古大湖。据吴珍汉^[31]研究,中新世早期在唐古拉山以南的安多、那曲、罗马、班戈、伦坡拉和双湖一带形成面积达1 500~2 000 km²的古湖盆,说明青藏高原周边山系在中新世就已经形成,青藏高原腹部相对较低,青藏高原整体呈现盆状结构。青藏高原南部众多的近南北向河流成为后期形成的雅鲁藏布江的支流,为形成雅鲁藏布江现今水系结构奠定了基础。

3.2 藏南雅鲁藏布江西流水系发育阶段

藏南包括日喀则地区、山南地区和林芝地区,近东西走向的雅鲁藏布江发育在这些地区,在地质构造背景上属于雅鲁藏布江缝合带和特提斯喜马拉雅。

王二七等^[13]认为,雅鲁藏布江的形成受冈底斯山和喜马拉雅山差异性抬升的控制。冈底斯山抬升较喜马拉雅山抬升早,发生在中生代晚期至新生代早期。一系列起源于冈底斯山和青藏高原的水系向南先是流入特提斯海,在特提斯海关闭后流入印度次大陆。喜马拉雅山构造抬升晚于冈底斯山,大规模抬升发生在中新世早期,其抬升阻断了这些河流的通道,水流开始汇聚在这两个造山带之间,雅鲁藏布江由此形成^[28]。

始新世沿着雅鲁藏布江缝合带的板块碰撞作用并没有在主碰撞带上形成山脉,只是造成新特提斯洋盆的消失和印度板块与欧亚板块的拼合,雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带以增生楔的方式焊接了两大板块,实现了洋陆转换,这是一个横向造陆过程^[24,30,32]。年轻的板块碰撞带没有形成线性山脉,却出现了线性的水系,近东西向雅鲁藏布江发育在近东西向的板内伸展构造基础之上,雅鲁藏布江河谷受控于以高角度正断层为边界的東西向地堑^[28]。中新世以来形成的伸展构造叠加和改造了始新世碰撞构造,早期形成的蛇绿混杂岩强烈破碎,易于风化和剥蚀。早期的岩石破裂和晚期的线性伸展裂隙的

双重作用决定了雅鲁藏布江的空间分布。

中新世近东西走向的伸展构造改造了雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带,为雅鲁藏布江的形成奠定了构造地貌基础。近东西走向的伸展构造形成的近南北向地堑系切割了雅鲁藏布江地堑并贯穿冈底斯和喜马拉雅,所以,在中新世近南北向水系占主导地位。

3.6 MaBP 青藏高原整体快速隆升^[14],这次成山作用对青藏高原及邻区的构造地貌和水系结构带来了巨大的变化,也制约了青藏高原南部的水系演变^[25],一方面,青藏高原腹部在中新世形成的古大湖快速萎缩并解体,在喜马拉雅山北坡的札达—吉隆—定日—定结—岗巴—多庆错一带形成新的古大湖;另一方面,喜马拉雅快速隆升,在中新世沿着地堑发育的近南北走向的河流随着上新世喜马拉雅的大幅度隆升,以高喜马拉雅为分水岭,分别向南、北两侧流动,高喜马拉雅北侧和冈底斯南侧的水系流向地势较低的特提斯喜马拉雅区域,岩石破碎并叠加有地堑的雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带是形成东西向河流的有利构造部位。此外,喜马拉雅因东西向差异隆升而东高西低^[26],特提斯喜马拉雅也是东高西低,特别是东构造结强烈隆升,已经强烈剥蚀的南迦巴瓦峰的海拔就达到7 782 m,成为西流的雅鲁藏布江的发源地;特提斯喜马拉雅西部和中部出现札达、吉隆、定日、定结—岗巴、多庆错等上新世一中更新世的湖盆,它们是上新世一中更新世向西流动的雅鲁藏布江的蓄水区。西流的雅鲁藏布江不仅袭夺了先期形成的近南北向水系,而且产生了雅鲁藏布江中游和下游许多向西流动的支流。

3.6 MaBP 喜马拉雅的快速隆升不仅形成了特提斯喜马拉雅东构造结向西流动的雅鲁藏布江内流水系,而且源自高喜马拉雅和南迦巴瓦峰的外流水系携带大量粗碎屑物沉积在喜马拉雅前陆盆地中,并在孟加拉湾入海口沉积速率突然增大,孟加拉湾东经90°海岭上的远洋沉积物中陆源物质的粒度和量级也反映了青藏高原在3.7~3.2 Ma期间存在较强的剥蚀作用和地表径流^[33]。

晚更新世以前老的河系发育是在较高部位的宽谷地内侧蚀和下切同时进行的,而晚更新世以后到现在则以强烈下切侵蚀为主^[2],青藏高原的加速抬升加剧了河流深切作用,并在大拐弯南侧河流的溯源侵蚀作用下打通了东构造结,致使雅鲁藏布江在此处转向南流。

3.3 雅鲁藏布江反转阶段——东流水系发育阶段

藏南雅鲁藏布江由东向西流动转变为由西向东流动主要取决于2个条件:①特提斯喜马拉雅由东高西低转变为西高东低;②盆状结构的青藏高原东南缘东构造结出现大缺口。

特提斯喜马拉雅一系列晚新生代湖相盆地分布在雅鲁藏布江南侧,湖盆的形成时代和结束时代自西向东有规律地迁移(图2)。札达盆地在4.4~2.6 Ma为内陆湖盆发育时期,Burbank等^[34]详细研究了特提斯喜马拉雅最西部的Kashmir盆地,确定盆地中Karewa群1300 m厚的河湖相沉积是4 Ma以来形成的。尽管还不能确定西喜马拉雅的湖盆与雅鲁藏布江之间的内在联系,但仍表明上新世西特提斯喜马拉雅地势较低。

仲巴、吉隆、定日、定结—岗巴、多庆错等湖相盆地自西向东呈串珠状分布在雅鲁藏布江南侧,这些湖盆正好处于雅鲁藏布江异常水系分布范围,显示向东迁移演化的时空规律。从图2主要盆地湖相沉积地层的对比可知,吉隆盆地湖相沉积发育时间为6.5~1.7 Ma;而其东部约300 km处的定结—岗巴盆地湖相沉积发育时间为3.5~0.18 Ma,定日盆地和多庆错盆地与定结—岗巴盆地的发育历史接近;更东边的米林盆地湖相沉积发育时间为0.07~0.03 Ma。这说明从上新世以来,特提斯喜马拉雅从西部到中部相继不断抬升。朱诚^[9]研究认为,吉隆盆地自早更新世之后有8次抬升,早更新世以来河湖相沉积物经过抬升形成Ⅶ级阶地,最高的阶地高出吉隆河河面278 m,马拉山Ⅰ级山顶剥蚀面相对于吉隆河河面或现今盆地基准面的抬升幅度为896 m。

随着吉隆盆地的抬升,在1.7 MaBP湖盆萎缩并消失,湖水向东迁移到定日—定结—岗巴一带,可细分为定日古湖盆、定结古湖盆、昌龙古湖盆和致克古湖盆,中更新世可能是统一的古大湖,现代还残留有共左错、错母折林、定结错、丁木错等湖泊。上新统一更新统冲积相—滨湖三角洲相沉积出现在喜马拉雅山北坡5000~5300 m的高度,现代湖面高度为4360 m,最大高差达940 m。中更新世湖积阶地的海拔为4600~5000 m,沉积范围扩大,砾石成分较复杂,与现代湖面的高差为240~640 m。晚更新世沉积类型多样,出现湖积物、洪冲积物、冰碛物组合,湖积物的分布范围变小,主要集中在现代湖盆的周边地区,海拔为4400~4600 m。在0.18 MaBP至0.11 MaBP之间,定日—定结—岗巴古湖盆实现从湖相到河流相的转变,是高喜马拉雅和特提斯喜马拉雅中西部强烈隆升的结果,特提斯喜马拉雅及雅鲁藏布江流域开始显示向东掀斜的态势,为雅鲁藏布江的反转奠定了地质和地貌基础。

随着特提斯喜马拉雅中西部的持续隆升,雅鲁藏布江及其相关湖盆的水量逐渐向东迁移。雅鲁藏布江—布拉马普特拉河(Brahmaputra)的地球化学研究表明喜马拉雅东部地区的剥蚀速率(2.9 mm/

a)高于西部(2.1 mm/a)^[35-36]。据陈建军等^[12]的研究,0.07 MaBP在特提斯喜马拉雅东部靠近东构造结的米林—直白一带形成新的湖盆,湖相沉积持续到0.03 MaBP,此后转变为河流相沉积。这是雅鲁藏布江流域最东部的湖相沉积,也是最年轻的湖相沉积,河湖相的转变时间可能代表东构造结缺口完全打开的时间,此时特提斯喜马拉雅的雅鲁藏布江和东构造结南侧的布拉马普特拉河(Brahmaputra)上游的迪汉(Diheng)河通过溯源侵蚀作用打通了南迦巴瓦峰北侧的通道,不仅形成了世界上最大的峡谷,而且造成了雅鲁藏布江的反转,由近东西向的平缓河床转入近南北向的陡倾河床,雅鲁藏布江江水系统绕南迦巴瓦峰,最终流入孟加拉湾。

雅鲁藏布江不同区阶段地的发育程度明显不同,雅鲁藏布江下游发育Ⅵ级阶地,出现高出河面250 m的高阶地;雅鲁藏布江中游出现少量的低阶地;而在雅鲁藏布江上游阶地不发育。这说明雅鲁藏布江下游的布拉马普特拉河在脉动式地壳抬升过程中经历了多次河流切割,其溯源侵蚀作用是打通东构造结缺口的关键因素,而河流坡降不大的雅鲁藏布江中游相对较平稳,雅鲁藏布江上游形成较晚。

4 结论与讨论

雅鲁藏布江中游大量的支流与干流呈异常的逆交结构,通过野外地质调查、遥感图像分析和年代学研究,结合前人的资料,我们首次对这种现象进行了解释,初步得到如下认识。

(1)雅鲁藏布江流域晚新生代河湖关系密切,在雅鲁藏布江中游向西流动的支流发育区,上新世至中更新世期间先后形成了吉隆、定日、定结—岗巴等湖盆,其后向东有序迁移,反映了特提斯喜马拉雅的差异沉降和差异隆升,藏南雅鲁藏布江流域中西部先沉降后隆升,为雅鲁藏布江的西流及其后的反转奠定了地质和地貌基础。

(2)上新世以后发育的近东西向雅鲁藏布江水系改造并袭夺了沿着地槽分布的近南北向水系,造成雅鲁藏布江干流与一些支流之间呈直交结构。近南北向水系也可能存在反转现象,在始新世和渐新世喜马拉雅山脉还没有隆升,青藏高原腹部和南部呈现北高南低的地貌格局,主要水系向南流动;中新世随着喜马拉雅的隆升,许多近南北向河流可能转向北流,注入青藏高原腹部的古大湖。

(3)特提斯喜马拉雅在晚新生代的東西向差异隆升、古大湖的迁移演化、孟加拉盆地的沉积特征、东构造结的深切作用和雅鲁藏布江大峡谷的形成一

致表明雅鲁藏布江在晚更新世发生了反转,东构造结下切了近5 km,特提斯喜马拉雅的雅鲁藏布江与东构造结南侧的布拉马普特拉河已经贯通,形成了世界上最大的峡谷。

(4)晚新生代雅鲁藏布江水系的反转过程不仅反映了青藏高原的盆状结构、高喜马拉雅和冈底斯隆起与特提斯喜马拉雅拗陷的形成和演化过程,而且展示了特提斯喜马拉雅东西向差异升降的过程和幅度以及东构造结的隆升作用与河流的深切作用。札达、仲巴、吉隆、定日、定结—岗巴、多庆错等古湖盆正好位于雅鲁藏布江异常水系带,这种东高西低的地貌格局随着上新世以来札达、仲巴、吉隆、定日、定结—岗巴、多庆错等湖盆由西向东有序迁移,札达、吉隆、定日、定结—岗巴等古大湖区相继抬升了近1 km,这种地壳差异抬升是雅鲁藏布江异常水系区域由东高西低转化为西高东低的关键因素。构造隆升作用、基岩剥蚀作用和河流深切作用和溯源侵蚀作用共同完成了雅鲁藏布江神奇的反转。

(5)雅鲁藏布江沿着雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带分布,始新世印度板块与欧亚板块的碰撞没有形成巨大的山系,却为巨大水系的形成奠定了基础,说明板块碰撞与山脉的形成没有直接关系^[28,30],上新世以来雅鲁藏布江水系的形成和演化是一个大陆板内伸展裂陷的大陆动力学过程,叠加在洋陆转换的岩石圈动力学过程之上。雅鲁藏布江反转过程是青藏高原南部板内盆山耦合、构造地貌演化和亚洲季风效应相互作用的产物。

关于雅鲁藏布江的反转,有如下问题值得进一步研究和探讨。

(1)雅鲁藏布江逆交支流是断层成因还是反转成因。雅鲁藏布江逆交支流主要集中在中游河谷相对宽缓平坦的地带,所占比例过半,不是偶然现象。此外,如果断层控制支流,那么不仅在主流北侧形成NE向逆交支流(如拉萨河),在主流南侧更容易形成同向连续延伸的顺交支流;同理,主流南侧若为NW向逆交支流(如年楚河)则在主流北侧应当对应出现同向连续延伸的顺交支流。目前,我们在野外地质调查中尚未发现控制逆交支流的断层。

(2)东构造结南侧的近南北向外流水系强烈的溯源侵蚀袭夺近东西向雅鲁藏布江内流水系,是雅鲁藏布江反转的决定性因素,初步认为:东构造结南坡陡倾的地势、强烈的降雨和大拐弯一带马蹄形的突然转折、河流坡降和河床宽度的突然变化均支持南流水系袭夺西流水系,形成统一的雅鲁藏布江。

(3)在雅鲁藏布江异常水系区域分布了一系列上新世—中更新世的古大湖,这些古大湖是否能容纳古雅鲁藏布江西流的水量,湖相沉积地层中是否

存在与水系反转相关的层位及其定向砾石,古印度河出口处是否有同时代的源于冈底斯—特提斯喜马拉雅的沉积物,这些问题有待进一步研究。

与Yin An教授和张金玉一起进行了有关的野外地质调查,在此表示感谢。

参考文献:

- [1] 李连捷. 西藏高原的自然区域[J]. 地理学报, 1954, 20(3): 255—266.
- [2] 杨逸畴. 雅鲁藏布江大拐弯峡谷的地貌特征和成因[J]. 地理研究, 1982, 1(1): 40—49.
- [3] 朱大岗, 孟宪刚, 邵兆刚, 等. 西藏阿里札达盆地上新世—早更新世沉积相及其构造演化特征[J]. 地质力学学报, 2004, 10(3): 245—252.
- [4] 朱大岗, 孟宪刚, 邵兆刚, 等. 西藏札达盆地形成演化与喜马拉雅山隆升[J]. 地球学报, 2006, 27(3): 193—200.
- [5] 朱大岗, 孟宪刚, 邵兆刚, 等. 西藏阿里札达盆地上新世—早更新世河湖相地层年代学研究[J]. 中国地质, 2007, 34(6): 983—992.
- [6] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题[M]. 北京: 科学出版社, 1981.
- [7] 岳乐平, 邓涛, 张睿, 等. 西藏吉隆—沃马龙骨沟剖面古地磁年代学及喜马拉雅山抬升记录[J]. 地球物理学学报, 2004, 47(6): 1 009—1 016.
- [8] 王富葆, 李升峰, 申旭辉, 等. 吉隆盆地的形成演化、环境变迁与喜马拉雅山隆起[J]. 中国科学: D辑, 1996, 26(4): 329—335.
- [9] 朱诚. 西藏吉隆盆地的新构造运动及第四纪冰川[J]. 山地研究, 1995, 13(4): 219—225.
- [10] 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响[J]. 第四纪研究, 2001, 21(5): 381—391.
- [11] Li Dewei, Yin An. Orogen-parallel, active left-slip faults in the eastern Himalaya: Implications for the growth mechanism of the Himalayan arc[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 274: 258—267.
- [12] 陈建军, 季建清, 龚俊峰, 等. 雅鲁藏布江大峡谷的形成[J]. 地质通报, 2008, 27(4): 491—499.
- [13] 王二七, 陈良忠, 陈智梁, 等. 在构造和气候因素制约下的雅鲁藏布江的演化[J]. 第四纪研究, 2002, 22(4): 365—373.
- [14] 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: D辑, 1979, 9(6): 608—616.
- [15] Burg J P, Davy P, Nievergelt P, et al. Exhumation during crustal folding in the Namche Barwa syntaxis[J]. *Terra Nova*, 1997, 9: 53—56.
- [16] Finnegan N J, Hallet B, Montgomery D R, et al. Coupling of rock uplift and river incision in the Namche Barwa-Gyala Peri massif, Tibet[J]. *Geological Society of America*, 2008, 120: 144—152.
- [17] 成都地质矿产研究所. 1: 25万黑脱县幅区调报告[R]. 成都: 成都地质矿产研究所, 2002.
- [18] Alam M, Alam M M, Curray J R, et al. An overview of the sedimentary geology of the Bengal Basin in relation to the regional tectonic framework and basin-fill history[J]. *Sedimentary Geology*, 2003, 155: 179—208.
- [19] Mukherjee A, Fryar, A E, Thomas W A. Geologic, geomorphic and hydrologic framework and evolution of the Bengal Ba-

- sin, India and Bangladesh[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 34(3): 227-244.
- [20] 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 1-11
- [21] 方念乔, 丁旋, 刘勇勤, 等. 东经 90°海岭的远洋沉积记录与晚新生代重大构造环境事件[J]. 地质前缘, 2002, 9(1): 104-112.
- [22] Umitsu M. Late Quaternary sedimentary environment and landform evolution in the Bengal Lowland[J]. *Geograph. Rev. Jap. Series B*, 1987, 60: 164-178.
- [23] Goodbred S L, Kuehl S A. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development; Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta[J]. *Sedimentary Geology*, 2000, 133: 227-248.
- [24] 李德威. 青藏高原及邻区三阶段构造演化与成矿演化[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2008, 33(6): 723-742.
- [25] Li Dewi. Temporal-Spatial Structure of Intraplate Uplift in the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(1): 105-134.
- [26] Yin An. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation[J]. *Earth Sci. Rev.*, 2006, 76: 1-131.
- [27] Amano K, Taira A. 2-Phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma[J]. *Geology*, 1992, 20: 391-394.
- [28] 李德威. 喜马拉雅造山带的构造不对称演化[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1992, 17(5): 539-545.
- [29] 张进江. 北喜马拉雅及藏南伸展构造综述[J]. 地质通报, 2007, 26(6): 639-649.
- [30] 李德威. 再论大陆构造与动力学[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1995, 20(1): 19-26.
- [31] 吴珍汉. 青藏高原腹地中新世早期大湖的特征及其构造意义[J]. 地质通报, 2006, 25(7): 782-791.
- [32] 李德威. 青藏高原隆升机制新模式[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2003, 28(6): 593-600.
- [33] 张振芳, 方念乔, 吴琳, 等. 孟加拉湾东经 90°海岭中上新世以来沉积记录及亚洲季风[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2004, 29(2): 157-161.
- [34] Burbank D W, Johnson G D. Intermontane-basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalayas[J]. *Nature*, 1982, 298: 432-436.
- [35] Vance D, Bickle M, Ivy-Ochs S, et al. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 206: 273-288.
- [36] 杨守业. 亚洲主要河流的沉积地球化学示踪研究进展[J]. 地球科学进展, 2006, 21(6): 35-41.

Preliminary Study on the Inversion of Yalungzangbo River

SHI Yan-ling^{a,b}, LI De-wei^{a,c}, LIU De-min^a

(a. Faculty of Earth Sciences; b. Graduate School; c. Research Center for Tibetan Plateau, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: Among 63 anabranches of Yalungzangbo River, 24 branches are inverse cross rivers, and 16 branches are orthogonal rivers. In central Yalungzangbo River, there are 12 orthogonal rivers and 21 inverse cross rivers in the 37 anabranches. The reversion of this river is expounded by the field geological survey, remote sensing image analysis and chronological study. Nearly east-west Yalungzangbo River developed in the Pliocene and captured the previous north-south rivers which developed in Eocene-Miocene, thus forming the modern orthogonal structure. There are lacustrine basins, such as Gillon Basin, Dingri Basin, and Dingjie-Gamba Basin, developing eastward in order. The tectonic subsidence of these basins from Pliocene to early Pleistocene provides geomorphological possibility and water container. While the uplifting of the Pleistocene ancient great lakes to about 1 000 m turned the lacustrine basin into a fluvial facies. In late Pleistocene the run-through of the east river and the south river of eastern Himalayan syntaxis and the formation of Yalungzangbo Grand Canyon caused the inversion, which is reflected by the sediments in Milin-Zhibai Basin and Bengal Basin. The reversal process reflects the different uplifting between north and south and between east and west of the south Qinghai-Tibet Plateau, denudation of bedrock, river incision, the superposition and transformation from plate collision tectonics to intraplate extensional tectonics.

Key words: inverse cross; inversion; differential uplifting; deep dissection; Yalungzangbo River