文章编号: 1006-6616 (2017) 06-0864-18

# 川西岷江松潘段第四纪与新构造运动特征分析

韩建恩<sup>1,2</sup>,郭长宝<sup>1,2</sup>,吴瑞安<sup>1</sup>,任三绍<sup>1</sup>,胥 彪<sup>1,3</sup>,杨志华<sup>1</sup>

(1. 中国地质科学院地质力学研究所,北京 100081;

2. 国土资源部新构造运动与地质灾害重点实验室,北京 100081;

3. 中国地质大学(北京),北京 100083)

**摘** 要:在已有调查研究的基础上,通过野外地质调查和剖面测量,重点分析了岷江松潘段的 漳腊盆地、斗鸡台盆地地貌特征、第四纪沉积物类型、物质成分、空间分布等特征,并系统测 量和研究了松潘段岷江干流及其支流的河流阶地特征。研究表明,新构造运动控制了松潘段第 四纪盆地的形态和地貌演化过程,漳腊盆地和斗鸡台盆地形成于中新世末至上新世初,西侧控 盆断裂为东倾正断层,东侧为西倾逆断层,盆地为断块发生西降东升的翘板式断块运动过程中 形成的,称之为"翘板式箕状盆地"。松潘段岷江河谷地貌呈现出宽谷和窄谷交替出现的特点, 岷江干流及其支流中发育多处湖相地层,沉积特征表现为堰塞湖。岷江上游松潘段最多发育6级 阶地,以侵蚀阶地和堆积阶地为主,主要形成于中更新世晚期—全新世时期。阶地级数具有分 段性特点,不同区段阶地阶面宽窄不一,受区内新构造活动控制明显。岷江上游新构造运动表 现为南北条带性和东西向差异掀斜抬升的特点,红桥关以上整体为构造隆升区,至少具有3次构 造隆升,岷江上游斗鸡台盆地构造隆升强度整体上大于漳腊盆地。在尕米寺地区可能发生了6次 构造抬升,红桥关一带构造抬升明显要强于漳腊盆地。

关键词:岷江上游;第四纪盆地;河流阶地;新构造运动;岷江断裂带

中图分类号: P534.63; P546 文献标识码: A

0 引言

岷江松潘段主要是指岷江源至松潘县镇江关 段,位于青藏高原中段的川西高原东北缘。新生 代以来,由于印度板块与欧亚板块相互碰撞、挤 压,区内构造应力场发生多次转变,形成复杂多 样的构造形式,发育多期次的断裂构造——岷江 断裂带,岷江断裂带属于南北地震带的一条重要 活动断裂,沿断裂带发生过多次地震<sup>[1-7]</sup>。同时, 沿断裂形成一系列串珠状的山间盆地<sup>[8]</sup>,其内沉 积了粉砂岩、泥岩等河湖相沉积物。

有学者对岷江上游及其邻区龙门山构造带的 地震地质、岷江断裂带、构造地貌、岷江上游河 流阶地、新构造运动等做了大量的调查研究工作。 在岷江断裂带性质方面,杨景春等认为岷江断裂 带为逆冲断裂<sup>[1]</sup>;邓启东等、赵小麟等、陈社发 等、Chen Shefa 等认为岷江断裂带是一条第四纪逆 冲走滑断裂<sup>[9-14]</sup>,晚更新世以来具有强烈的活动 性;Kirby 等也认为这是一条第四纪逆冲断裂<sup>[15]</sup>。 根据断裂带地貌特征和盆地沉积物测年结果,张 岳桥等认为岷江断裂带由2个不同性质的断裂组 成:早期为逆冲断裂,晚期为正断裂。在中更新 世时期,岷江逆冲断裂发生构造负反转,在其前 缘形成一条东倾的正断层,控制了岷江上游漳腊 盆地的发育<sup>[6-7]</sup>。根据活动地貌特征,周荣军等确 定的岷江断裂平均垂直滑动速率介于 0.37 ~ 0.53 mm/a之间,垂直位错量与左旋位错量大致相

收稿日期: 2017-03-10

**基金项目:**中国地质调查局项目(DD20160271,12120113038000,1212011087114);中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务费项(DZLXJK201710);中国地质科学院基本科研业务费项目(YYWF201511)

作者简介:韩建恩(1980-),男,博士,高级工程师,构造地质专业,主要从事区域地质、沉积相与古环境研究。E-mail: hanjianen @ 163. com

当<sup>[4,16]</sup>。由此可见,虽然有学者对岷江断裂带作了 大量的野外调查和研究,但对这条断裂带的性质 等仍存在不同的认识。构造地貌方面, 张会平等 依据数字高程模型 (DEM) 分析技术, 对流域地 貌参数以及纵向河道高程剖面等进行统计分析, 认为岷江水系东西两侧地貌特征截然不同,指示 了岷江两岸晚新生代不同的构造活动,反映了断 裂带两侧地块的不均衡抬升[17]。张军龙等利用 DGPS 方法, 划分了相应的层状地貌序列, 探讨了 区域新构造运动的特征<sup>[18~19]</sup>。岷江河流阶地方面, 认为岷江上游河流阶地形成于上新世末,主要分 布于山间盆地内,阶地反应了区内的新构造运 动<sup>[11,15,20-25]</sup>。但对河流阶地的性质、级数、形成 时代等认识差距很大,如唐荣昌等认为岷江上游 河段发育5级阶地<sup>[3]</sup>;赵小麟等认为该河段仅发 育3级阶地,均为堆积阶地<sup>[11]</sup>;杨农等认为岷江 上游谷地以基座型阶地为主, 堆积阶地和侵蚀阶 地不甚发育,主要发育三级阶地<sup>[23]</sup>;李勇等认为 岷江上游存在高位河流阶地<sup>[24]</sup>;吴小平等认为岷 江源区发育3级阶地,以堆积阶地和基座阶地为 主,阶地发育受活动断裂控制明显<sup>[25]</sup>。在这些研 究的基础上,通过实地调查漳腊盆地、斗鸡台盆 地的控盆断裂, 第四纪地貌特征, 测量河流阶地、 分析新生代沉积物的形成时代,认为岷江松潘段 河流阶地主要分布于山间盆地内,形成于第四纪 时期,是在盆地河湖相地层的基础上形成的,同 时对岷江上游地形地貌的形成机制及其与新构造 运动的关系进行了分析。

1 研究区地质背景

研究区属于川西北三角形断块,区内主要断 裂有岷江断裂带、虎牙断裂和雪山断裂带。其中, 岷江断裂带以西属于川青断块,以东为岷山褶断 隆起带,虎牙断裂以东为摩天岭断块(见图1)。 区内地层发育较为完整,自元古界变质岩系至第 四系松散堆积均有出露。研究区大致以茂汶区域 性断裂为界,以东为龙门山及四川盆地地层分区; 以西为马尔康地层分区;北部岷江断裂以东、雪 山断裂以北属西秦岭地层分区。区内变质岩以三 叠系西康群为主;岷江河谷一带的变质岩主要是 志留系茂县群。岩浆岩主要为晋宁一澄江期及印 支一燕山期的侵入岩体<sup>[8]</sup>。岷江上游第四系零星 分布,主要分布于漳腊盆地和斗鸡台盆地内;岷 江河谷内分布有多级河流阶地,其堆积物成因复 杂,包括湖积、冲积、洪积、冰碛、冰水堆积、 崩坡积等<sup>[15,22-26]</sup>。

地貌上,研究区总体地形是东南低、西北高, 地势由西北向东南倾斜。依据地貌特征,大致可 划分为西北高原区和东南高山峡谷区两大部分。 根据地貌组合分布规律,高原区又可划分为丘状 高原区、高山高原区和高山区三个地貌分区。其 中丘状高原区,分布在漳腊一带,地形波状起伏、 丘谷相间,由于受到新构造运动的不断挤压、抬 升,河流下切明显。高山高原区,分布于镇江关、 进安镇、黄龙等地区,谷地宽阔,坡缓岭平,是 高原向高山峡谷过渡地带,沿岷江两岸发育多级 阶地和冲洪积扇。断裂构造突出,见各类褶皱、 断层或断裂。高山区,分布于东南部地区,山峰 林立,峡谷幽深、河谷深切、水流湍急、地表破 碎、岭谷高差悬殊。

2 岷江上游第四纪沉积类型及其 分布特征

#### 2.1 典型第四纪沉积类型

岷江上游位于青藏高原东部,经历了青藏 高原地壳运动由缓慢上升转为剧烈的隆升的地 质过程,在这个过程中全球气候环境有过多次 剧变,第四纪时期经历了多次冰期和间冰期旋 回,形成了各种类型的第四纪沉积物和独特的 时空分布规律。主要沉积物类型有以下类型, 现分述如下:

2.1.1 冰碛

岷江上游现代冰碛分布于高山地区现代冰川 的外围,第四纪时期古冰碛分布范围比现代大得 多,除了分布于现代冰碛的外围地区外,在一些 没有现代冰川的高山地区和盆地中也有分布。在 研究区内,以岷江与白龙江分水岭、斗鸡台盆地 和漳腊盆地分布最广。岷江与白龙江分水岭处冰碛 物为古冰川侧积垄,南北两条相距约 200~300 m, 走向 300°,砂砾石堆积物。砾石成分依次为灰岩 (50%)、砂岩 (30%)、石英岩 (10%),胶结物 为黄色粉砂质泥质物,砾石大小混杂,大者达30~ 40 cm,一般 10~15 cm,砾石未定向 (见图 2a)。 侧积垄表面见灰白色冰水沉积纹泥层。



a—区域构造纲要图; b—岷江上游活动构造; c—图3位置

图1 岷江上游及其邻区活动构造纲要图 (据文献 [7] 修改)

Fig. 1 Outline map of active tectonics on the upper reaches of the Minjiang River and its adjacent regions

#### 2.1.2 冰水沉积

由冰川融水补给的河流或者湖泊沉积,统称 为冰水沉积。岷江上游冰水沉积物主要分布在现 代冰川的外围,分布的范围比冰碛更广,在高山 峡谷、河流谷地肩坡及山间盆地中多有分布,如 岷江上游支流纳咪河上纳咪村和下纳咪村分布有 冰水沉积物(见图2b)。主要为砂砾堆积,具有一 定的层理,砾石成分复杂,除砂岩外,还有石英 岩、灰岩等。砾石以棱角状为主,有的磨圆度较 好,具有一定的分选性,局部砾石具定向排列。 冰水沉积在山间河流河谷中多组成表面平坦的阶 地,在山麓地带或山间盆地边缘常组成冰水扇。

2.1.3 冰缘堆积

冰缘堆积是指寒冻风化,融冻分选,融冻蠕动等动力条件下的堆积,其类型多样,有石海、石河、石冰川和融冻泥流等堆积。研究区的黄龙 沟沟谷的左右山坡上分布有石河堆积,主要为棱 角状的、直径达30~40 cm的砾石(见图2c)。

2.1.4 冲积物

冲积物主要沿着岷江河流干流及其支流的河

谷分布,主要集中在河道的宽谷段,峡谷段较少。 岷江上游径流不稳定,洪水是流水作用的重要动 力,其沉积物特点是介于洪积-湖积的过渡类型。 在岷江及其支流的宽谷和峡谷相间河段,当泥石 流或地震等其他地质原因壅塞河道时,在其上方 的河道中形成粗砂、粉细砂为主的冲积—湖积过 渡类型的沉积物—冲积物。

2.1.5 湖积

湖积为以粉砂质、粘土质为主的湖相沉积层, 以及砂质、粘土质、粉砂质和砾石为互层的三角 洲沉积层。研究区内湖积物主要分布于已无现代 湖泊的古湖盆中,如斗鸡台盆地、漳腊盆地;此 外,由于河道堵塞形成堰塞湖,在其上方形成湖 积物,如扎噶沟湖积物、漳金沟(见图2d)、岷江 干流西宁关附近形成的湖积物。

在岷江上游右岸支流漳金沟的湖相地层中采 集碳块样品,进行 AMS<sup>14</sup>C 定年,其校正年龄为 11250 ±40 aBP (见表1)。漳金沟沟口地震形成的 堆积物中碳块样品 AMS<sup>14</sup>C 校正年龄为 10230 ± 40 aBP<sup>[18]</sup>,漳金沟中的湖相沉积物为青灰色,以



(a) 漳腊盆地东缘长沟村冰渍物(镜向E)



(b) 下纳咪村冰水堆积物(镜向W)



(c) 黄龙沟石冰川堆积物(镜向N)



(d) 漳金沟湖相沉积物(镜向W)



(e) 长沟村黄土堆积物(镜向N)



(f) 西宁关村南泥石流堆积体(镜向E)



(g) 山巴乡古钙华堆积(镜向N)

(h) 尕米寺滑坡堆积(镜向NW)

图 2 岷江松潘段堆积物类型 Fig. 2 Deposit types in Songpan section on the upper reaches of the Minjiang River

粘土层为主,见棱角状的砾石(见图2d),这些特 征表明湖相沉积物为地震成因。同时,依据探槽

揭露的该区地震复发周期推算,这些湖相沉积物 应是漳金沟全新世以来发生的第1次7.0级左右的 古地震的产物,即在距今11250±40 aBP 左右存在 一次较强烈的地震。同样,在岷江上游的西宁关 村、镇江关,以及牟尼沟扎噶沟内的湖相地层, 也可能与区内的地震活动有关。

表 1 岷江上游 AMS<sup>14</sup>C 测年结果

Table 1 AMS<sup>14</sup>C dating results of shell in lacustrine strata

样号	实验室编号	测年	<sup>14</sup> C 年龄/	校正年龄/	资料	
		材料	a BP	a BP	来源	
SCL16G1050-1	Beta-446565	炭块	$11210 \pm 40$	$11250 \pm 40$	样品采集	
-	Beta-320196	炭块	$10180 \pm 40$	$10230 \pm 40$	文献 [18]	

注: AMS<sup>14</sup>C 年龄测试由美国 Beta 实验室完成

2.1.6 黄土堆积

研究区的黄土堆积主要分布于岷江河流的左岸 阶地及其支流的西坡和北坡(见图 2e),从其分布 特征来看,其形成主要与区内的西北风有关,为风 成成因,可能是干旱气候条件下的产物,具有一定 的古气候意义。漳腊盆地的黄土厚约9.5 m,开始形 成于 150 ka 左右<sup>[27]</sup>,其磁化率、粒度曲线的波动旋 回对应了黄土-古土壤风尘堆积序列。漳腊黄土记录 了区内自 150 ka 以来经历的 6 次以冬季风占主导地 位的时期和 6 次夏季风强盛时期<sup>[27]</sup>。飞机坝砾岩层 上部所夹的黄土年代为 157 ±28 kaBP<sup>[15]</sup>,表明区内 黄土堆积主要形成于晚更新世。

2.1.7 泥石流堆积

泥石流堆积物主要由砾石夹泥砂组成,无明 显分选,大小粒径混杂,从其组成上很难与冰碛 区分,但从两者分布的位置、组成的地貌形态和 物质结构等特点可以将其区分开。研究区内泥石 流堆积主要分布在岷江及其支流的河谷地带(见 图 2f),泥石流堆积达近百处,以中小型发育最 多,其成因主要为暴雨沟谷型泥石流。

2.1.8 泉华堆积

泉华堆积分为钙华和硅华,这两类沉积往往 在同一泉区同时存在,现代泉孔附近沉积的为钙 华。泉华类型的这种变化,显示出泉水温度由高 向低的变化。岷江上游现代温泉附近有大片泉华 堆积,如卡卡沟口和川盘村温泉,古泉华的数目 更多,分布也更广。古泉华堆积主要分布于岷江 上游干流的左右两岸,区内在漳腊盆地左岸河流 的二级、三级阶地上多有分布,如山巴乡和漳腊 村;在岷江河流右岸二级河流阶地也有分布,如 松潘县城南1 km 处的窑沟沟口。古泉华在岷江上 游支流也有分布,如在牟尼沟的二道海景区门口、 三联村沟口等有分布 (见图 2g)。现代泉华主要分 布岷江上游,如卡卡沟口、川盘村、牟尼沟二道 沟、扎嘎沟等 (见表 2)。

表 2 岷江上游泉华分布点

Table 2 Distribution of tufa on the upper reaches of the Minjiang River

序号	44.5	坐	坐标		林氏	叶作	运动
	地点	经度	纬度	- 荷奴 (m)	住顶	PJ 1 ር	孤现
1	尕米寺南	103°40′26. 33″	33°53′24.70″	3318	钙华	老	岷江干流
2	山巴乡	103°38'55.45"	32°50'18.15"	3050	钙华	老	岷江干流
3	漳腊村	103°38'34. 22"	32°47′55.47″	3050	钙华	老	岷江干流
4	窑沟村	103°35'14.15"	32°37'41.62"	2878	钙华	老	岷江干流
5	二道沟	103°32'38.67"	32°38'39.87"	3071	钙华	老	岷江支流
6	三联村	103°41'0.17"	32°34'39.67"	2969	钙华	老	岷江支流
7	扎噶瀑布	103°32'30.95"	32°34'17.95"	2921	钙华	现代	岷江支流
8	黄龙沟	103°49'59.24"	32°43′28.95″	3570	钙华	现代	涪江支流

通过对研究区老泉华和现代泉华的分布点和断裂的展布进行分析,岷江上游泉华堆积体与断裂关系密切,断裂控制着泉华堆积体的分布。黄龙后寺岩溶泉水中的 CO<sub>2</sub> 主要来源于地幔,通过区内的断裂运移到地表形成钙华<sup>[28]</sup>,并且不同时期沉积厚度不同。王华等通过对大湾张家沟钙华剖面的系统研究,认为该剖面的上段年代为 80 ka 前后,属晚更新世中期,是本区最早形成的钙华;中下段为1~4万多年,属晚更新世晚期。同时认为,该剖面自下而上不是由老到新的正常层序,可能是多期次(最

少两期)沉积形成的<sup>[29]</sup>。区内老泉华和现代泉华均 有分布,但在断裂的不同地点泉华堆积的厚度不一, 结合已有研究结果认为,泉华堆积的厚度在一定程 度上指示了区内活动断裂的强弱变化。

#### 2.1.9 重力堆积

重力堆积是指是在山岭陡坡下方或者洞穴底 部由于重力作用而堆积的物质,包括滑坡堆积物、 崩坍堆积物等类型。岷江上游位于青藏高原东缘 地区,地面受到强烈切割,山高谷深,谷坡陡峻, 坡面极不稳定,加上研究区位于南北地震带中, 地震活动频繁,因此重力堆积十分普遍(见图 2h)。如2017年6月24日叠溪镇新磨村发生的山 体垮塌,1933年叠溪强烈地震引发的山崩等。

#### 2.2 研究区第四纪堆积物的分布特点

研究区第四纪沉积物的空间分布与构造和地形 的关系十分密切。区内的第四纪沉积物,如残积、 坡积、重力堆积、冰碛和冰缘堆积分布在高山及陡 坡地带,而冲积、湖积、洪积、黄土状堆积、泥石 流堆积、泉华堆积等都分布在漳腊、斗鸡台盆地和 岷江及其支流的河谷中。它们总体上受近南北向构 造控制,呈南北向带状分布。气候对沉积物的影响 也是很明显的,不仅现代冰川、冰碛、冰水沉积、 冰缘沉积和冰川泥石流的形成与发展同当地的气候 密切相关,而且第四纪以来该地区隆升和气候变化 也使沉积物时空分布规律发生变化。

## 3 岷江上游盆地沉积地层及盆地 性质

#### 3.1 盆地沉积地层

岷江上游,沿岷江断裂带分布有串珠状的山间盆地,其中以漳腊盆地和斗鸡台盆地最为典型 (见图 3),这两个盆地于上新世末开始接受沉 积<sup>[7,23]</sup>,主要出露于卡卡沟附近,为陆相湖泊沉



图 3 岷江断裂带构造简图与实测阶地位置图 (据文献 [7] 修改)

Fig. 3 Simplified strucural map of the Minjiang fault zone and location of measured terrace sections of the Minjiang river

积环境。沉积物主要为紫红色的泥岩、粉砂岩、 细粒砂岩,钻孔揭示厚约105 m<sup>[7]</sup>。

对于漳腊盆地和斗鸡台盆地的第四纪地层, 主要是根据四川省地质局区测队的资料<sup>[8]</sup>,参考



(a) 观音山组地层(镜向N)

(b) 对河寺组地层(镜向S)

公开发表的资料<sup>[19]</sup>,并结合野外调查整理而来,

地层从老至新依次为文家祠组(Q<sub>1</sub>)、观音山组

(Q<sub>2</sub>)、对河寺组(Q<sub>2</sub>)、飞机坝组(Q<sub>3</sub>)和全新

统(Q<sub>4</sub>)(见图4)。



(c) 飞机坝组地层(镜向E)

(d) 全新统冲积物(镜向N)



文家祠组是一套冰川、冰水沉积、零星出露, 地层发生明显变形,局部地层倾角可达25~30°。 主要为灰褐色、黄灰色块状中粗粒砾岩,砾石成 分以砂岩为主,次为灰岩、板岩、脉石英等。分 选性较差,次圆至次棱角状,砾石排列基本无序, 局部显示定向排列,半固结一固结成岩,填隙物 及胶结物主要为砂泥质、钙质,常被阶地所掩埋, 上部地层风化呈红色<sup>[19]</sup>。

观音山组与下伏地层不整合接触,由冰川、 冰水、河湖相沉积物构成。顶部为钙质胶结的黄 褐色、灰色砂质砾岩,中部为黄褐色泥质胶结为 主的砂质砾岩夹数层厚度大于1m的未胶结层,下 部主要为灰色钙质胶结的中厚层状砾岩<sup>[19]</sup>。观音 山组地层平均倾角10~14°,向西倾斜,西边厚东 边薄,最厚处近300 m<sup>[19]</sup>,上部IRSL测得的年龄 为15.7万年,下部年龄为25.4万年<sup>[22]</sup>。在斗鸡 台观音寺组上部测得的ESR 年龄为37.6万年<sup>[23]</sup>, 在传子沟观音山组测得的 TL 年龄为 83 万年<sup>[11]</sup>, 这些年龄数据表明观音山组地层时代为中更新世。 观音山组砾岩层仅分布在斗鸡台、漳腊两个盆地 内,盆地以南沿岷江河谷两岸无该组地层出露。 据此推测,当时岷江还未形成,观音山组砾岩是 断裂拉张作用导致盆地快速沉陷而快速堆积的 产物<sup>[30]</sup>。

对河寺组为一套黄色、黄褐色、褐红色富泥 质胶结的砂砾石层,单层厚度 0.5~2.0 m,夹泥 质胶结中粗砂层<sup>[17]</sup>。砾石主要为次棱角状-次圆状 灰岩、白云岩、砂岩等。主要分布在盆地的弓嘎 岭-松潘一带,基座为文家祠组或观音山组<sup>[23]</sup>。

飞机坝组出露于岷江河谷两岸,为冲积层。 岩性主要为灰色砂砾层夹褐灰色砾石层、碎石层 及钙质泥岩,地层发生明显倾斜。砾石成分为灰 岩、砂岩,砾石砾径3~5 cm,砾石层倾向西,倾 角7°左右。张岳桥等在飞机坝组上部的粘土质粉 砂层中,获得的一个光释光结果为 189.8 ± 8.9 ka<sup>[6]</sup>。张军龙等对飞机场附近砂砾石层中的三个样品进行 ESR 测年,年龄分别为 264 ± 29 ka、471 ± 47 ka 和 588 ± 76 ka,飞机坝组属于中更新世晚期<sup>[19]</sup>。

全新统主要为冲洪积层,沉积物主要为砾石、砂及粉砂组成,部分地段可见少量泥质分布,砾石成分以灰岩为主,次圆一圆状,分选中等<sup>[19]</sup>;此外,岷江及其支流河谷中还有泉华沉淀。全新统冲洪积层在红桥关北边形成开阔的河漫滩和 T<sub>1</sub>阶地,拔河 1~5 m,阶面局部宽达 200 m 以上, 在红桥关至十里乡段可见拔河高 10~20 m<sup>[20, 27]</sup>。

#### 3.2 盆地性质

对于构造盆地的成因,主要是通过其控盆断 裂的性质来确定的。漳腊盆地和斗鸡台盆地西缘 边界为岷江断裂带。岷江断裂带由多条南北向断 裂束组成,位于青藏高原东缘的北段,其主干断 裂构成漳腊盆地、斗鸡台盆地的西缘边界。该断 裂带不仅属于南北构造带的重要组成部分,而且也 是东昆仑走滑断裂东端的挤压转换构造<sup>[7,14,22,31-32]</sup>。 断裂带向北与塔藏断裂相交接,向南终止于红土 坡、镇江关一带,南北长达120 km<sup>[7]</sup>(见图1)。 目前,学者们对岷江断裂带作了大量的野外 调查和研究,但对其性质仍存在不同的认识。有 学者认为岷江断裂为逆冲断裂<sup>[1]</sup>;多数学者认为 岷江断裂晚更新世以来具有强烈的活动性,是一 条第四纪逆冲走滑断裂<sup>[9-15]</sup>;也有学者认为岷江 断裂带由 2 个不同性质的断裂组成:早期为逆冲断 裂,晚期为正断裂<sup>[6-7]</sup>,在中更新世时期发生构造 负反转<sup>[6-7]</sup>。

沿岷江从北向南,通过对漳腊盆地和斗鸡台 盆地的控盆断裂进行了考察,在漳腊盆地西侧的 漳金沟中,发育一宽约130 m,断层走向190°的断 裂带,可识别出三条断裂,断层倾向产状110~ 130°,倾角65~70°,为逆冲断层,具有左行走滑 分量,断层面上的擦痕产状为45°∠38°(见图 5a)。这与学者们认为岷江断裂带为逆冲性质相一 致,断层面呈黑褐色,显示为第四纪未活动的断 层。同时,这条断层在红桥关南边十里乡附近出 露,未切割岷江 T<sub>3</sub> 阶地(见图 5b),也显示为第 四纪未活动的断层。因而这条断裂带不是漳腊盆 地和斗鸡台盆地的控盆断裂。在漳腊盆地的西缘 还发育一条东倾的正断层,基岩中发育一组向东 陡倾的破裂面理,其倾角约75°<sup>[25]</sup>。沿断层走向发



(a) 漳金沟逆断层(镜向S)



(b) 十里乡逆断层(镜向SW)



(c) 麻依村逆断层(镜向S)

(d) 见培村逆断层(镜向S)

图 5 岷江上游盆地控盆断裂 Fig. 5 Basin-controlling faults of the basins on the upper reaches of Minjiang River 育一系列断层"三角面",倾角在 50°~60°,这反 映出在盆地边缘构造活动明显<sup>[6-7,25]</sup>。断层上盘 (东盘)相对下降,断层上盘为基岩,下盘为第四 系堆积物,这条正断层控制了盆地的展布与发育, 应为漳腊盆地和斗鸡台盆地的控盆断裂。在岷江 的左岸、漳腊盆地的东缘,麻依村东发育一条逆 断层(见图 5c),地貌上表现为山顶凹坑,断层倾 角 20~30°。在漳腊镇见培村东,发育有两条逆断 层(见图 5d),通过第四纪沉积物,为同一逆断层 的两条分支。结合野外调查,麻依村和见培村东 的逆断层为同一条断裂,是漳腊盆地和斗鸡台盆 地东部的控盆断裂边缘。

结合已有研究成果, 漳腊盆地和斗鸡台盆地 具有以下特点:①盆地长轴与岷江断裂走向相一 致(见图3);②盆地沉积物南厚北薄, 剖面形态 呈"箕"状或"楔"状;③盆地内第四纪沉积地 层向北西、南西倾,且地层越老,倾角越大;④ 西侧控盆断裂为东倾正断层,东侧控盆断裂为西 倾逆断层,盆地为断块发生西降东升的翘板式断 块运动过程中形成的。这与青藏高原西部札达盆 地的形成模式相类似<sup>[33]</sup>,盆地西侧正断、东侧逆 冲,故也可称漳腊盆地和斗鸡台盆地为"翘板式 箕状盆地"(见图6)。漳腊盆地、斗鸡台盆地和札 达盆地均是在区域挤压环境下形成的山间盆地, 这可能是陆内块体汇聚挤压构造环境中的一种块 体自组织调整的方式。



- 1一晚更新统-全新统;2一中更新统;3一古近系;
   4一石炭系-二叠系;5一中二叠统;6一断层;
   7一正断层;8-推测断层
- 图6 岷江上游盆地"翘板式箕状盆地" 形成模式示意图
- Fig. 6 Diagram of formation mode of seesaw type dustpan-like basin on the upper reaches of the Minjiang River

## 4 岷江上游河流阶地

学者们对岷江上游河流阶地进行了大量研究, 获得了一系列阶地的隆升高程及其相对应年龄<sup>[25]</sup>, 讨论了阶地系列的演化过程<sup>[5, 11, 23 ~ 24, 34]</sup>。但在一 些基础问题方面,目前还存在分歧,如岷江上游 河流阶地的级数。赵小麟等认为松潘县城以上岷 江上游河段只发育三级阶地,而且均为堆积阶 地<sup>[11]</sup>。Kirby 认为在弓嘎岭和川主寺之间,岷江发 育两级堆积阶地,高阶地不连续,只保存于岷江 谷地中,低阶地比较连续,存在于岷江源头到松 潘县<sup>[15]</sup>。多数学者认为岷江上游松潘县城以上共 发育五级阶地<sup>[3~5,23,30]</sup>,其中有2级高阶地(四 级、五级)断续发育,3级低阶地连续发育。也有 学者认为岷江上游可见5~8级阶地,T<sub>3</sub>阶地纵向 上较为连续,T<sub>1</sub>、T<sub>2</sub>阶地连续性差,在横向上不 对称,高阶地保存更差<sup>[19]</sup>。阶地类型以基座阶地 为主,部分高阶地属侵蚀阶地<sup>[19]</sup>。这制约了对岷 江上游构造隆升期次、隆升时间、隆升量及其相 应隆升起始年龄、岷江形成演化等问题的正确认 识。基于此,对松潘段岷江河流阶地进行实测, 通过对比河流左右两岸阶地拔河高度,确定该段 岷江河流阶地的级数(见表3)。

#### 4.1 实测阶地剖面

4.1.1 岷江干流河流阶地特征

岷江上游自弓嘎岭至镇江关 80 km 的范围内, 在河流阶地发育地段,实测了 12 条岷江阶地横剖 面(见图 7),剖面位置分布见图 3,自南向北依 次为:

(1) 黄泥坡剖面 (a)

剖面位于黄泥坡南 2 km 处,此处发育 3 级河 流阶地。左岸仅发育 1 级河流阶地,为 T<sub>2</sub> 阶地。 阶地堆积物为厚层砂砾石层,砾径 10~12 cm,次 圆,主要为砂岩、灰岩,砾石层中砂质含量较多, 松散堆积;阶地坡面较陡,坡角 85°,阶地拔河 13.0 m,属于基座阶地。右岸发育 3 级河流阶地, T<sub>1</sub> 阶地拔河 4.7 m,砂砾石层砾径 20~30 cm,次 圆,成分依次为砂岩、灰岩,粗砂质胶结,比较 松散,阶面宽约 20 m; T<sub>2</sub> 阶地拔河 13.0 m,阶面 宽约 20 m,阶面上生长灌木;T<sub>3</sub> 阶地拔河19.0 m, 阶面宽约 15 m,阶面上覆盖次棱角状灰岩砾石层, 胶结物为灰黑色的粉砂质泥质层。

表3 岷江上游河流阶地高程统计	表
-----------------	---

Table 3 Statistical table of terrace elevation on the upper reaches of the Minjiang River

皮旦		坐标		河面海拔		拔河高度/m					
庁丂	地点	经度	纬度	/m	T <sub>1</sub>	$T_2$	T <sub>3</sub>	$T_4$	T <sub>5</sub>	$T_6$	
1	黄泥坡	103°41′57. 74″	33°0′25. 50″	3420	7.1	13.0	19.0				
2	七藏沟口	103°41′53.45″	32°59′0. 25″	3345	6.0	29.0	36.0				
3	卡卡沟口	103°41′24. 20″	32°58'32.63″	3330	7.0	39.0	44.0				
4	卡卡沟	103°42′25. 18″	32°57′27.29″	3290	7.0	28.0	37.0	41.0	44.0		
5	尕米寺北	103°42'1.06"	32°55′20.73″	3226	2.0	15.0	24.0	33.0	35.0	42.0	
6	尕米寺	103°41′0. 17″	32°53′59.66″	3183	8.0	16.0	25.0	29.0			
7	安备村	103°40′20. 29″	32°53′3.77″	3137	2.0	4.0	12.0	20.0	24.0	30.0	
8	山巴乡	103°38'57.40"	32°50'13.71"	3058	7.0	10.0	28.5				
9	大屯村	103°36′59.51″	32°43′11.11″	2921	2.0	14.0	20.0				
10	云屯村	103°37′40. 30″	32°32′23.36″	2762	4.0	8.7					
11	新塘关	103°39'39.42"	32°28'33.44"	2674	2.5						
12	镇江关	103°43′50.65″	32°20'40. 84"	2509	3.5	6.5					

注: 拔河高度使用图帕斯 200 测距仪和皮尺测制

(2) 七藏沟口剖面 (b)

剖面位于七藏沟口,发育3级河流阶地。左岸 发育3级河流阶地,T<sub>1</sub>阶地拔河6.0m,阶面宽约 8m;T<sub>2</sub>阶地拔河29.0m,阶面宽约15m;T<sub>3</sub>阶 地拔河36.0m,阶面宽约15m;砾石砾径、磨圆 度、成分、胶结程度同黄泥坡剖面T<sub>2</sub>阶地。右岸 仅发育1级河流阶地,为T<sub>3</sub>阶地,拔河36.0m, 属于基座阶地,阶坡陡倾,砾石层容易塌落,中 间夹水平层理的砂层,呈砾石层与砂层互层,砾 石成分主要为灰岩、砂岩,砾石磨圆较好,分选 较好,砾径在10~15 cm之间。

(3) 卡卡沟口剖面 (c)

剖面位于卡卡沟口,发育3级河流阶地。左岸 发育3级河流阶地,T<sub>1</sub>阶地拔河7.0m;T<sub>2</sub>阶地 拔河39.0m,阶面宽约30m,南北长200m,呈 新月形;T<sub>3</sub>阶地拔河44.0m,阶面平坦,阶面宽 约200m,南北延伸大于2000m。右岸发育2级河 流阶地,为T<sub>2</sub>、T<sub>3</sub>阶地,T<sub>2</sub>阶地与左岸阶地相对 称,拔河36.0m,阶面宽约30m,南北长150m; T<sub>3</sub>阶地,拔河44.0m,阶面宽约150m,向西延 伸至山脚,南北长200m,T<sub>3</sub>阶地总体呈孤岛状。 该处阶地堆积物被河水冲出露头,主要为砂砾石 层,砾石磨圆较好,成分主要为砂岩、灰岩,砾 径在5~7 cm 居多,分选较好,胶结物为粗砂,砾 石层中见水平层理。

(4) 卡卡沟剖面 (d)

剖面位于卡卡沟景区服务站附近,通过两岸 对比,该处发育5级河流阶地。左岸发育2级河流 阶地,T<sub>1</sub>阶地拔河7.0m,阶面宽约20m,南北 长大于200m;T<sub>2</sub>阶地拔河28.0m,阶面宽约 1000 m,砾石成分为砂岩、灰岩,砾径在 5 ~ 7 cm,砾石层上覆 0.5 m 厚黑灰色的砂质粘土层。 右岸发育 4 级河流阶地,为  $T_1$ 、 $T_3$ 、 $T_4$ 、 $T_5$  阶地,  $T_1$ 阶地与左岸阶地相对称,拔河 7.0 m,砾石磨圆 度较好; $T_3$ 阶地,拔河 37.0 m,阶面宽约 50 m, 呈新月型; $T_4$ 阶地,拔河 41.0 m,阶面宽约70 m, 延伸较远; $T_5$ 阶地,拔河 44.0 m,下部为黑灰色 砂质粘土层,上部为0.5 m 厚的砂砾石层,向西延 伸至山脚。

(5) 尕米寺北剖面 (e)

剖面位于尕米寺北蒙古包附近,通过 RTK 测 量,该处发育6级河流阶地。左岸仅发育1级河流 阶地,通过与右岸阶地对比,为T。阶地,拔河 42.0 m, 阶面平坦, 宽约 500 m, 延伸至东侧山 脚,砾石磨圆度较好,阶面上覆盖薄层的青灰色 粘土层。右岸6级河流阶地均发育,T<sub>1</sub>阶地拔河 2.0 m, 阶面宽约 70 m, 南北延伸达 2000 m; T, 阶地拔河 15.0 m, 阶面宽约 50 m, 南北延伸达 500 m。T<sub>2</sub> 阶地大致可分为 3 层, 自上而下依次 为:0~20 cm,为灰黑色腐殖质层,20~50 cm, 砂砾石层, 50 cm 以下为砾石层, 砾石砾径 10~ 15 cm, 以次圆--圆状为主, 主要成分为砂岩、灰 岩; T, 阶地, 拔河 24.0 m, 南北延伸达 5000~ 6000 m, 阶面平坦, 宽约 200 m; T<sub>4</sub> 阶地, 拔河 33.0 m, 阶面宽约 50 m, 延伸不远, 呈孤岛状; T<sub>5</sub> 阶地, 拔河 35.0 m, 阶面宽约 60 m; T<sub>6</sub> 阶地, 拔河 42.0 m, 阶面宽约 50 m, 向西延伸至山脚。

(6) 尕米寺剖面 (f)

剖面位于尕米寺附近,发育4级河流阶地。左 岸仅发育1级河流阶地,通过与右岸阶地对比,为





图7 岷江上游河源至镇江关段河流阶地横剖面图

Fig. 7 Cross section plan of river terraces from Heyuan to Zhenjiangguan section on the upper reaches of the Minjiang River

T<sub>1</sub> 阶地, 拔河 8.0 m, 宽约 50 m, 延伸至东侧山脚, 阶面上覆 0.5 m 厚的青灰色粘土层。右岸 4 级

河流阶地均发育, T<sub>1</sub> 阶地拔河 8.0 m, 阶面宽约 100 m; T<sub>2</sub> 阶地拔河 16.0 m, 阶面宽约 170 m; T<sub>3</sub>

阶地, 拔河 25.0 m, 宽约 50 m; T<sub>4</sub> 阶地, 拔河 29.0 m, 阶面宽约 300 m, 延伸至尕米寺滑坡堆 积体。

(7) 安备村剖面 (g)

剖面位于安备村北、尕米寺南,发育6级河流 阶地。左岸发育4级河流阶地,通过与右岸阶地对 比,为 $T_2$ 、 $T_4$ 、 $T_5$ 、 $T_6$  阶地,  $T_2$  阶地拔河 4.0 m, 阶面宽约 15 m;  $T_4$  阶地拔河 20.0 m, 阶面宽约 100 m;  $T_5$  阶地,拔河 24.0 m,阶面宽约 30 m;  $T_6$ 阶地,拔河 30.0 m,阶面宽约 50 m,南北延伸约 200 m。右岸也发育4级河流阶地,为 $T_1$ 、 $T_2$ 、 $T_3$ 、  $T_6$  阶地, $T_1$  阶地拔河 2.0 m,阶面宽约 50 m;  $T_2$ 阶地拔河 4.0 m,阶面宽约 200 m,孤岛状; $T_3$  阶 地,拔河 12.0 m,宽约 20 m;  $T_6$  阶地,拔河 30.0 m,阶面较宽,延伸至安备村西的山脚处, 阶面上为农田。

(8) 山巴乡剖面(h)

剖面位于山巴乡,发育3级河流阶地。左岸发 育3级河流阶地,通过与右岸阶地对比,为 $T_1$ 、  $T_2$ 、 $T_3$ 阶地, $T_1$ 阶地拔河7.0 m,阶面宽约15 m;  $T_2$ 阶地拔河10.0 m,阶面宽约50 m,阶面上覆盖 泉华; $T_4$ 阶地,拔河26.5 m,向东延伸至山脚。 右岸发育2级河流阶地,为 $T_2$ 、 $T_3$ 阶地, $T_2$ 阶地 拔河7.0 m,阶面宽约10 m,南北长约20 m,呈 孤岛状; $T_3$ 阶地拔河26.5 m,阶面宽约50 m,比 较稳定,南北延伸达1000 m,上覆砾石层。

(9) 大屯村剖面 (i)

剖面位于大屯村,发育3级河流阶地。左岸发 育3级河流阶地,为T<sub>1</sub>、T<sub>2</sub>、T<sub>3</sub>阶地,T<sub>1</sub>阶地拔 河2.0m,阶面宽约200m,孤岛状;T<sub>2</sub>阶地拔河 14.0 m, 阶面宽约150 m; T<sub>3</sub> 阶地, 拔河20.0 m, 阶面宽约160 m, 成兰铁路建于此阶地上。右岸仅见1级河流阶地, 其它阶地由于修路被破坏掉。

(10) 云屯村剖面 (j)

剖面位于云屯村,发育2级河流阶地。左岸发 育仅1级河流阶地,为T2阶地,阶地拔河8.7 m, 阶面较窄,上为公路,东侧为泥石流堆积体。右 岸发育2级河流阶地,T1阶地拔河4.0 m,阶面宽 约5~10 m;T2阶地拔河8.7 m,阶面宽约15~ 20 m。

(11) 新塘关剖面(k)

剖面位于新塘关村,仅发育1级河流阶地,左 右对称,T<sub>1</sub>阶地拔河2.5m,左岸阶面宽约20m, 右岸宽约10m。该处阶地二元结构清晰,下为砾 石层,上为厚约0.5m的中粗砂层。

(12) 镇江关剖面(1)

剖面位于镇江关,发育2级河流阶地。左岸发育2级河流阶地,T<sub>1</sub>阶地拔河 3.5 m,阶面宽约50 m;T<sub>2</sub>阶地拔河 6.5 m,阶面宽约 60 m,延伸至东侧山脚。右岸发育1级河流阶地,T<sub>1</sub>阶地拔河 3.5 m,阶面宽约 30 m。

4.1.2 岷江上游支流河流阶地

对岷江上游四条支流的河流阶地进行了测量 (见表4),斗鸡台盆地的七藏沟发育2级河流阶 地,拔河依次为4.0m、10.7m,漳腊盆地的安备 沟发育2级河流阶地,拔河高度分别为33.0m和 38.0m,为侵蚀阶地。在东北村,岷江支流羊洞 河发育2级河流阶地,拔河高度为3.0m和17.6m, 为堆积阶地。岷江支流牟尼沟仅发育一级河流阶 地,拔河高度2.0~5.0m,均为堆积阶地。

表 4 岷江上游支流河流阶地统计表

Table 4	Statistical	table of	f terrace	elevation	of	brunches	on	the upp	ber	reaches	of	the	Minjiang	Rive	r
													J ~ O		

			+	河西海井		投资支度/		
序号	44 년		标	<b>河</b> 田	士达	扳河 局度/m		
	地点	经度	纬度	/ m	又加	$T_1$	$T_2$	
1	七藏沟	103°41′20.71″	32°59′29. 25″	3404	七藏沟	4.0	10.7	
2	安备村	103°40′26.96″	32°53′6.21″	3345	安备沟	33.0	38.0	
3	东北村	103°34′29. 88″	32°47′55.62″	3055	羊洞河	3.0	17.6	
4	二道海	103°30'30. 87″	32°40′1.20″	3284	牟尼沟	2.0		
5	桥头	103°32′30. 16″	32°39′17.43″	3096	牟尼沟	2.0		
6	上寨村	103°32′48. 89″	32°37′46.80″	3031	牟尼沟	5.0		
7	包座村	103°32′18.37″	32°36′26. 88″	3013	牟尼沟	2.0		
8	安宏村	103°37′16. 18″	32°30′55.40″	2741	牟尼沟	2.0		

注: 拔河高度使用图帕斯 200 测距仪和皮尺测制

#### 4.2 阶地特点

4.2.1 阶地级数呈分段性

在卡卡沟以上河段,发育3级河流阶地,在斗 鸡台与漳腊盆地之间阶地数目逐渐增多,最多达6 级。自安备村往南,阶地数目逐渐减少,至漳腊 盆地山巴乡境内,阶地数目减至3级,至红桥关附 近,阶地又增至为4级。进入十里乡境内,河流形 态转为曲流河,阶地数又减至3级。从松潘县安宏 乡往南至镇江关,岷江进入峡谷区,仅发育2级阶 地。同时,盆地流域内的岷江支流发育2级河流阶 地,而峡谷区的支流仅见1级河流阶地。

4.2.2 阶面宽窄不一

在盆地区,阶面宽度总体是左岸大于右岸; 在十里乡的曲流河段,阶地阶面宽度左岸大于右 岸;进入峡谷段,阶地呈对称状,阶面宽度近于 相等。即在宽阔地区,岷江上游两岸多形成不对 称的阶地;而在狭窄地区,多形成对称的阶地, 这与黄河在源区河流阶地宽度变化不同<sup>[35]</sup>。

4.2.3 阶地类型不同

在盆地区,岷江上游两岸多形成侵蚀阶地, 阶地由磨圆度为次圆一圆状的第四纪砂砾石组成, 阶面上覆盖薄层的含砾粗砂层及含砾粘土层。在 曲流河段和峡谷段,两岸多形成堆积阶地,阶地 二元结构清楚。

#### 4.3 阶地的形成及其演化

岷江上游河流阶地的形成与青藏高原东缘的 隆起、高原古气候变化等有着密切的关系<sup>[36]</sup>。很 多学者在岷江上游获得了大量的河流阶地形成年 龄 (见表 5). 拔河高度最高达300 m以上, 年龄 最老为830±68.9 ka。张军龙等最近对漳腊盆地 内飞机场附近砂砾石层中的沉积物进行 ESR 测 年<sup>[19]</sup>,但这是盆地内沉积物形成时的年龄,河流 阶地的形成时代应晚于这一年龄。前已述及, 岷 江上游的盆地内的第四纪主要为冰川、冰水、河 湖相沉积物,沉积物主要为砂砾石层,磨圆以次 圆状为主。尕米寺以上岷江主要形成侵蚀阶地, 阶地堆积物为磨圆较好的砂岩、灰岩砾石层,砾 径一般在 5~10 cm, 这段河流距发源地不足 10 km, 如果仅为河流成因, 这么短的距离不可 能形成这一类型的堆积物。岷江分水岭附近有冰 川形成的砂砾石层分布,这一段河流堆积物为冰 川物质的二次搬运形成的。而实测的岷江上游自 弓嘎岭至镇江关近 80 km 范围内的河流阶地,最 多处为6级,拔河最高为44.0m,没有发现一些 学者认为的高达几百米的河流阶地。因而,认为 岷江上游弓嘎岭至镇江关段不存在拔河百米以上 的河流阶地,已有的高位河流阶地年龄值得 商榷。

表 5 岷江上游阶地测年数据表

Table 5	Dating data of	river terraces	on the upper	reaches of t	he Minjiang R	ive
	•					

序号	地点	阶地	拔河高度 (m)	测试方法	年龄 (ka)	数据质量	资料来源
1	小西天北	T <sub>3</sub>	40	TL	31. 2 ± 2. 3	可信	文献 [11]
2	川盘	$T_2$	25	ESR	287.27	参考	文献 [23]
3	川盘	$T_2$	25	TL	30. 2 ± 2. 3	可信	文献 [4]
4	川盘	$T_2$	25	TL	46.4 ± 3.7	可信	文献 [4]
5	川盘	$T_2$	28	ESR	642.7	参考	文献 [23]
6	尕米寺	$T_2$	-	OSL	46.7 ± 3.1	可信	文献 [6]
7	山巴乡	$T_4$	150	TL	134.8 ± 10.2	参考	文献 [4]
8	漳腊北	$T_2$	60	14C	$7.75 \pm 0.057$	可信	文献 [15]
9	漳腊北	$T_2$	35	14C	6. 12 $\pm 0.057$	可信	文献 [15]
10	漳腊	$T_1$	10	14C	2.81 $\pm 0.077$	可信	文献 [15]
11	漳腊	$T_2$	40	TL	15.3 ± 1.2	可信	文献 [11]
12	漳腊	$T_2$	80	TL	23.6 ± 2.0	参考	文献 [11]
13	祁命	$T_2$	120	TL	27 ± 2. 1	参考	文献 [4]
14	川主寺	$T_2$	35	<sup>14</sup> C	12.94 ± 0.185	可信	文献 [15]
15	传子沟	$T_2$	200	<sup>14</sup> C	23.46 $\pm 0.350$	参考	文献 [15]
16	传子沟	$T_4$	80	IRSL	$157 \pm 28$	参考	文献 [15]
17	传子沟	$T_4$	300	IRSL	$254 \pm 35$	参考	文献 [15]
18	传子沟	$T_4$	160	TL	157.6 ± 11.8	参考	文献 [11]
19	传子沟	$T_4$	250	TL	830 ± 68.9	参考	文献 [11]
20	漳腊盆地	$T_4$	~ 140	ESR	$264 \pm 29$	参考	文献 [19]
21	漳腊盆地	$T_5$	~ 230	ESR	$471 \pm 47$	参考	文献 [19]
22	漳腊盆地	$T_6$	~ 300	ESR	$588 \pm 76$	参考	文献 [19]
23	斗鸡台盆地	$T_5$	~ 230	ESR	376.3	参考	文献 [38]
24	斗鸡台盆地	T <sub>5</sub>	124	ESR	322.6	参考	文献 [38]

<sup>滓</sup>腊盆地的黄土开始形成于 150 ka 左右<sup>[27]</sup>, 飞机坝砾岩层上部的黄土年代为 157 ± 28 kaBP<sup>[15]</sup>, 区内黄土堆积主要形成于晚更新世,大湾张家沟 剖面的上段钙华的形成年代为 80 ka 前后<sup>[29]</sup>,在 此之后,岷江河流阶地开始发育。综合各位学者 研究的阶地年龄和实测阶地拔河高度,岷江上游 河流阶地形成于 46.7 ± 3.1 ~ 2.81 ± 0.077 kaBP, 河流阶地主要形成于中更新世晚期一全新世。由 此推断,岷江在上游出现较晚,由于 150 kaBP 左 右的共和运动<sup>[37]</sup>,使得青藏高原东缘强烈隆起, 岷江在源区开始出现;同时,由于共和运动之后 青藏高原东缘持续处于隆升环境下,岷江在源区 形成之后一直呈现下切状态,这期间未形成河流 阶地;约 50 kaBP 左右,由于青藏高原东缘隆起发 生变化,岷江源区逐渐开始形成各级阶地。

## 5 岷江上游新构造运动特征

#### 5.1 新生代盆地与新构造运动

岷江上游, 斗鸡台盆地和漳腊盆地表现为南北 条带性和东西向差异掀斜抬升的特点。斗鸡台盆地 从南到北长约10 km,最宽处约5 km,漳腊盆地南 北长约12 km,东西宽3~6 km,岷江自北向南纵贯 其中,盆地内最多发育6级阶地,阶地的组成以第 四纪堆积物为主。从盆地的整体特征来看, 斗鸡台 和漳腊盆地盆地均向西倾,东高西低,盆地之间被 安备一小西天隆起所分开,以北为斗鸡台盆地,以 南为漳腊盆地<sup>[11]</sup>。斗鸡台盆地最高处海拔 3850 m, 至岷江源海拔降为3497m;安壁村附近海拔为 3207 m, 由南向北海拔差近 800 m, 说明斗鸡台盆 地具有大幅度沉降的特点<sup>[25]</sup>。新生代盆地主要发育 在岷江断裂的东侧, 主断裂分布在盆地的西侧, 走 向北北东;断层东盘为第四纪堆积物,西盘为基岩, 基岩中发育一组向东陡倾的正断层,沿断层发育一 系列断层"三角面"。东西向差异掀斜抬升主要表 现在岷江两岸地层分布和河谷两侧盆地形态的不对 称性。从沉积物分布类型来看,垂向上盆地内由冰 川、冰水、河湖相沉积物组成,从沉积物的分布厚 度来看,有西厚东薄的特点,即沉积物厚度自西部 河谷向东部盆地边缘逐渐变薄,并逐渐尖灭,说明 盆地是在掀斜抬升的过程中形成的。

#### 5.2 第四纪地层与新构造运动

斗鸡台盆地和漳腊盆地内都发育了相当完整

的第四纪地层,文家祠组地层明显发生变形,局 部倾角达到 25~30°。观音山组地层向西倾斜,平 均倾角 10~14°,西厚东薄,最厚处近 300 m。飞 机坝组砾石层倾向西 250°~260°,倾角 7°左右。 据唐文清等分析漳腊附近晚更新世地层产状为 325°∠70°,八十沟附近为 345°∠150°,地层倾向 西,坡度 7°~8°<sup>[20]</sup>。这些证据表明,岷江断裂带 东侧的掀斜抬升使盆地在东西方向上表现为差异 性升降的特点。

#### 5.3 河流阶地与新构造运动

河流阶地是自然界河流演化的一种地貌形态, 是河谷地貌中最突出的地貌特征之一<sup>[39]</sup>;同时阶 地对构造运动极其敏感,构造是河流下切侵蚀的 动力因素,是形成河流阶地的主要驱动力<sup>[40]</sup>。岷 江上游河谷内最多发育有6级阶地,其中以T<sub>1</sub>、  $T_2$ 、 $T_3$  阶地最为发育,  $T_4$ 、 $T_5$ 、 $T_6$  阶地个别河段 可见。各级阶地的高差由北向南拔河高度呈逐渐 降低,东西两岸阶地发育不对称,阶地整体向北 西倾<sup>[25]</sup>。由于构造运动的差异,各处阶地的形态 表现不同。从岷江河阶地相位图(见图8)上可以 看出,岷江上游同一级阶地距河床的高差,越靠 近上游高差越大,往下游则高差变小,这说明在 岷江上游地区,地块相对上升的幅度大、速度快, 延伸至红桥关到松潘一带,则地块相对上升的幅 度变小、速度变慢。另外,相位图中阶地在安备 一卡卡沟一带出现6级河流阶地,说明分割斗鸡台 盆地与漳腊盆地的尕米寺地区地壳发生多次局部 强烈隆起, 尕米寺后山的滑坡堆积体可能是地壳 强烈隆升引发地震形成的;相位图中阶地在红桥 关一带出现4级河流阶地,存在反倾斜地段,说明 在红桥关一带地壳局部隆起,具有掀斜抬升的性 质<sup>[25]</sup>。由上述分析可知,岷江上游红桥关以上整 体为构造隆升区,河流阶地表现为至少具有3次构 造隆升,岷江上游斗鸡台盆地构造隆升强度整体 上大于漳腊盆地。同时,在尕米寺地区可能发生 了6次构造抬升,红桥关一带构造抬升明显要强于 漳腊盆地。

### 6 结论与讨论

通过对岷江上游源区至松潘镇江关段第四纪 地质、地貌、河流阶地和新生代盆地的特征和形 成机制等进行分析,取得以下主要认识:





(1)岷江上游发育了各种典型的第四纪沉积物,主要有冰碛、冰水沉积、冲积、湖积、洪积、黄土状堆积、泥石流堆积、崩塌堆积、滑坡堆积、泉华堆积、残坡积和坡积以及其它成因类型。第四纪沉积物空间分布与新构造关系密切,总体上受近南北向构造控制,呈南北向带状分布。

(2)岷江上游斗鸡台和漳腊两个盆地的盆地 长轴与岷江断裂走向相一致,盆地内沉积物南厚 北薄,剖面形态呈"箕"状或"楔"状,地层向 北西、南西倾,且地层越老,倾角越大。盆地西 侧控盆断裂为东倾正断层,东侧为西倾逆断层, 盆地为断块发生西降东升的翘板式断块运动过程 中形成的,可称为"翘板式箕状盆地"。漳腊盆地 和斗鸡台盆地是在区域挤压环境下形成的山间盆 地,盆地一侧正断、一侧逆冲的"翘板式箕状盆 地"形成模式可能是陆内块体汇聚挤压构造环境 中的一种块体自组织调整的方式。

(3)岷江上游自弓嘎岭至镇江关段河流阶地 发育,岷江上游地区最多发育6级阶地,一般为3 级阶地,以侵蚀阶地和堆积阶地为主。岷江上游 不存在拔河百米以上的河流阶地,岷江上游形成 时代较晚,阶地主要形成于中更新世晚期一全新 世时期。阶地级数具有分段性特点,不同区段阶 地阶面宽窄不一,受区内新构造活动控制明显。

(4)岷江上游新构造运动表现为南北条带性 和东西向差异掀斜抬升的特点,红桥关以上整体 为构造隆升区,河流阶地表现为至少具有3次构造 隆升,岷江上游斗鸡台盆地构造隆升强度整体上 大于漳腊盆地。同时,在尕米寺地区可能发生了6 次构造抬升,红桥关一带构造抬升明显要强于漳 腊盆地。

**致谢** 中国地质科学院地质力学研究所胡道 功研究员对本文提出了有益的建议,张岳桥研究 员提供了部分图件,在此表示感谢。

#### 参考文献/References

 [1] 杨景春,邓天岗,王元海,等.岷江上游地区第四纪构造应 力状态及其与地震的关系 [J].地震地质,1979,1 (3): 68~75.

> YANG Jingchun, DENG Tian'gang, WANG Yuanhai, et al. The Quaternary Tectonic Stress States over the up-stream area of Minjiang river in Sichuan and its relations to earthquakes [J]. Seismology and Geology, 1979, 1 (3): 68 ~75. (in Chinese with English abstract)

 [2] 唐荣昌,文德华,黄祖智,等.松潘一龙门山地区主要活动 断裂带第四纪活动特征 [J].中国地震,1991,7 (3):64 ~71.

> TANG Rongchang, WEN Dehua, HUANG Zuzhi, et al. The Quaternary activity characteristics of several major active faults in the Songpan-Longmenshan Region [J]. Earthquake Research in China, 1991, 7 (3): 64 ~ 71. (in Chinese with English abstract)

- [3] 唐荣昌,韩渭宾.四川活动断裂与地震 [M].北京:地震 出版社,1993.
   TANG Rongchang, HAN Weibin. Sichuan Active Fault and Earthquake [M]. Beijing: Seismological Press, 1993. (in Chinese)
- [4] 周荣军,蒲晓虹,何玉林,等.四川岷江断裂带北段的新活动、岷山断块的隆起及其与地震活动的关系 [J]. 地震地质,2000,22 (3):285~294.
  ZHOU Rongjun, PU Xiaohong, HE Yulin, et al. Recent activity of Minjiang Fault Zone, Uplift of Minshan block and their relationship with seismicity of Sichuan [J]. Seismology and Geology, 2000, 22 (3):285~294. (in Chinese with

English abstract)

 [5] 张岳桥,杨农,孟晖.岷江上游深切河谷及其对川西高原 隆升的响应[J].成都理工大学学报(自然科学版), 2005,32(4):331~339.

ZHANG Yueqiao, YANG Nong, MENG Hui. Deep-incised valleys along the Minjiang river upstream and their responses to the uplift of the West Sichuan Plateau, China [J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2005, 32 (4): 331 ~ 339. (in Chinese with English abstract)

[6] 张岳桥,李海龙,李建华. 青藏高原东缘中更新世伸展作用及其新构造意义 [J]. 地质论评,2010,56 (6):781 ~791.

ZHANG Yueqiao, LI Hailong, LI Jianhua. Middle Pleistocene extension along the eastern margin of Xizang (Tibetan) Plateau and its neotectonic significance [J]. Geological Review, 2010, 56 (6): 781 ~ 791. (in Chinese with English abstract)

[7] 张岳桥,李海龙,吴满路,等.岷江断裂带晚新生代逆冲推 覆构造:来自钻孔的证据 [J].地质论评,2012,58 (2): 215~223.

> ZHANG Yueqiao, LI Hailong, WU Manlu, et al. Late Cenozoic thrust and nappe structure along the Minjiang upstream: evidence from a drill hole [J]. Geological Review, 2012, 58 (2): 215 ~ 223. (in Chinese with English abstract)

- [8] 四川省地质局第二区域地质测量队.1:20万漳腊幅区域地质调查报告[R].成都:四川省地质局,1978. The 2<sup>nd</sup> Regional Geological Survey Team, Geology Bureau of China. The report of regional geological survey of Zhangla sheet at the scale of 1:200000 [R]. Chengdu: Geology Bureau of China, 1978. (in Chinese)
- [9] 邓起东,陈社发,赵小麟.龙门山及其邻区的构造和地震 活动及动力学 [J].地震地质,1994,16 (4):389~403.
   DENG Qidong, CHEN Shefa, ZHAO Xiaolin. Tectonics, scismisity and dynamics of Longmenshan mountains and its adjacent regions [J]. Seismology and Geology, 1994, 16 (4):389~403. (in Chinese with English abstract)
- [10] 赵小麟,邓起东,陈社发.龙门山逆断裂带中段的构造地 貌学研究 [J].地震地质,1994,16 (4):422~428.
  ZHAO Xiaolin, DENG Qidong, CHEN Shefa. Tectonic geomorphology of the Central Segment of the Longmenshan Thrust Belt, western Sichuan, southwestern China [J]. Seismology and Geology, 1994, 16 (4): 422~428. (in Chinese with English abstract)
- [11] 赵小麟,邓起东,陈社发.岷山隆起的构造地貌学研究
  [J].地震地质,1994,16 (4):429~439.
  ZHAO Xiaolin, DENG Qidong, CHEN Shefa. Tectonic Geomorphology of the Minshan uplift in western Sichuan, southwestern China [J]. Seismology and Geology, 1994, 16 (4):429~439. (in Chinese with English abstract)
- [12] 陈社发,邓起东,赵小麟,等.龙门山中段推覆构造带及相 关构造的演化历史和变形机制(一)[J].地震地质, 1994,16(4):404~412.
   CHEN Shefa, DENG Qidong, ZHAO Xiaolin, et al. Deformational characteristics, evolutionary history, and

deformation mechanism of the Middle Longmenshan thrustnappes and related tectonics (1) [J]. Seismology and Geology, 1994, 16 (4): 404 ~412. (in Chinese with English abstract)

- [13] 陈社发,邓起东,赵小麟,等.龙门山中段推覆构造带及相 关构造的演化历史和变形机制(二)[J].地震地质, 1994,16(4):413~421.
  CHEN Shefa, DENG Qidong, ZHAO Xiaolin, et al. Deformational characteristics, evolutionary history, and deformation mechanism of the Middle Longmenshan thrustnappes and related tectonics (2)[J]. Seismology and Geology, 1994, 16(4):413~421. (in Chinese with English abstract)
- [14] Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, et al. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau
   [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1994, 99 (B12): 24025 ~ 24038.
- [15] Kirby E, Whipple K X, Burchfiel B C, et al. Neotectonics of the Min Shan, China: Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau [J]. GSA Bulletin, 2000, 112 (3): 375 ~ 393.
- [16] 周荣军,李勇, Densmore AL,等. 青藏高原东缘活动构造
  [J]. 矿物岩石, 2006, 26 (2):40~51.
  ZHOU Rongjun, LI Yong, Densmore AL, et al. Active Tectonics of the eastern margin of the Tibet Plateau [J].
  Journal of Mineralogyand Petrology, 2006, 26 (2):40~51. (in Chinese with English abstract)
- [17] 张会平,杨农,张岳桥,等.岷江水系流域地貌特征及其构造指示意义 [J]. 第四纪研究,2006,26 (1):126~135.
  ZHANG Huiping, YANG Nong, ZHANG Yueqiao, et al. Geomorphology of the Minjiang Drainage System (Sichuan, China) and its Structural implications [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26 (1):126~135. (in Chinese with English abstract)
- [18] 张军龙,任金卫,陈长云,等.岷江断裂全新世古地震参数 及模型[J].地球科学 - 中国地质大学学报,2013,38 (S1):83~90.
  ZHANG Junlong, REN Jinwei, CHEN Changyun, et al. Paleoearthquake parameters of Minjiang fault in Holocene [J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2013,38 (S1):83~90. (in Chinese with English abstract)
- [19] 张军龙,陈长云,李建军,等.青藏高原东缘活动块体隆升 过程与形成机制 [M].北京:地质出版社,2016.
   ZHANG Junlong, CHEN Changyun, LI Jianjun, et al. Uplifting Process and Mechanism of Active Blocks on the Eastern Margin of the Qinghai-Tibetan Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2016. (in Chinese)
- [20] 唐文清,孙志明.四川松潘弓嘎岭-漳腊盆地新构造运动
  [J].特提斯地质,1999,23:103~107.
  TANG Wenqing, SUN Zhiming. The neotectonic movement in the Gonggaling-Zhangla Basin, Songpan, Sichuan [J].
  Tethyan Geology, 1999, 23:103~107. (in Chinese with English abstract)

 [21] 唐文清,刘宇平,陈智梁,等.岷山隆起边界断裂构造活动 初步研究 [J]. 沉积与特提斯地质,2004,24 (4):31 ~34.

TANG Wenqing, LIU Yuping, CHEN Zhiliang, et al. The preliminary study of the tectonic activities along the boundary faults around the Minshan uplift, western Sichuan [J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2004, 24 (4): 31 ~34. (in Chinese with English abstract)

- [22] Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar and (U-Th) /He thermochronology [J]. Tectonics, 2002, 21 (1): 1001.
- [23] 杨农,张岳桥,孟辉,等.川西高原岷江上游河流阶地初步研究[J].地质力学学报,2003,9 (4):363~370.
  YANG Nong, ZHANG Yueqiao, MENG Hui, et al. Study of the Minjiang river terraces in the western Sichuan plateau [J]. Journal of Geomechanics, 2003,9 (4):363~370. (in Chinese with English abstract)
- [24] 李勇,黎兵,周荣军,等.剥蚀-沉积体系中剥蚀量与沉积 通量的定量对比研究——以岷江流域为例[J].地质学 报,2007,81 (3):332~343.

LI Yong, LI Bing, ZHOU Rongjun, et al. The Quantitative correlation between denudation volume and sedimentary flux in the Denudation-accumulation system: Examples from Minjiang River Drainage system [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81 (3): 332 ~ 343. (in Chinese with English abstract)

 [25] 吴小平,胡建中. 岷江源地区新构造运动特征 [J]. 现代 地质, 2009, 23 (3): 430~439.
 WU Xiaoping, HU Jianzhong. Features of Neotectonic

movement in the source area of the Minjiang river [J]. Geoscience, 2009, 23 (3): 430 ~ 439. (in Chinese with English abstract)

[26] 王书兵,李毅,夏雄刚,等.四川茂县较场湖相沉积磁性地 层初步研究[J].地质力学学报,2006,12(4):416 ~422.

WANG Shubing, LI Yi, XIA Xionggang, et al.
Magnetostratigraphic study of lake sediments in Jiaochang,
Maoxian county, Sichuan [J]. Journal of Geomechanics,
2006, 12 (4): 416 ~ 422. (in Chinese with English abstract)

- [27] 杨文光,朱利东,罗虹,等.川西漳腊黄土地层与气候变化
  [J].华南地质与矿产,2011,27 (3):231~237.
  YANG Wenguang, ZHU Lidong, LUO Hong, et al. Stratigraphy of Zhangla Loess in Western Sichuan Plateau and its Paleoclimatic change record [J]. Geology and Mineral Resources of South China, 2011, 27 (3):231~237. (in Chinese with English abstract)
- [28] 刘再华,袁道先, Dreybrodt W,等.四川黄龙钙华的形式
  [J].中国岩溶,1993,12 (3):185~191.
  LIU Zhaihua, YUAN Daoxian, Dreybrodt W, et al. The formation of tufa in Huanglong, Sichuan [J]. Carsologica Sinica, 1993, 12 (3):185~191. (in Chinese with English abstract)
- [29] 王华,杨更,覃嘉铭,等.四川黄龙大湾-张家沟钙华沉积
   剖面的古气候记录研究 [J].地球学报,2007,28 (5):

 $469\sim 474.$ 

WANG Hua, YANG Geng, QIN Jiaming, et al. Records of Palaeoclimate changes based on the Dawan-Zhangjiagou travertine deposition profile in Huanglong, Sichuan [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2007, 28 (5): 469 ~ 474. (in Chinese with English abstract)

- [30] 钱洪,马声浩,龚宇.关于岷江断裂若干问题的讨论[J]. 中国地震,1995,11 (2):140~146.
  QIAN Hong, MA Shenhao, GONG Yu. Discussions on the Minjiang fault [J]. Earthquake Research in China, 1995, 11 (2):140~146. (in Chinese with English abstract)
- [31] 徐锡伟,于贵华,马文涛,等.中国大陆中轴构造带地壳最新构造变动样式及其动力学内涵[J].地学前缘,2003,10 (S1):160~167.
  XU Xiwei, YU Guihua, MA Wentao, et al. Model of latest crustal tectonic motion of the central tectonic zone on the mainland of China [J]. Earth Science Frontiers, 2003, 10
- (S1): 160~167. (in Chinese with English abstract)
  [32] Zhang Y Q, Dong S W, Yang N. Active faulting pattern, present-day tectonic stress field and block kinematics in the East Tibetan Plateau [J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2009, 83 (4): 694~712.
- [33] 邵兆刚,孟宪刚,朱大岗,等.西藏阿里札达盆地的"翘板 式"形成机制 [J].地质论评,2006,52 (2):215~218.
  SHAO Zhaogang, MENG Xian'gang, ZHU Dagang, et al. Formation mechanism of Seesaw type in Zanda basin, Ngari, Xizang (Tibet) [J]. Geological Review, 2006, 52 (2):215 ~218. (in Chinese with English abstract)
- [34] 刘勇,赵志军,李才林,等.川西高原杂谷脑河阶地的形成
  [J].地理学报,2006,61 (3):249~254.
  LIU Yong, ZHAO Zhijun, LI Cailin, et al. Formation of the Zagunao river terraces in western Sichuan Plateau, China [J].
  Acta Geographica Sinica, 2006, 61 (3): 249~254. (in Chinese with English abstract)
- [35] 韩建恩,邵兆刚,朱大岗,等.黄河源区河流阶地特征及源 区黄河的形成 [J]. 中国地质,2013,40 (5):1531 ~1541.

HAN Jian'en, SHAO Zhaogang, ZHU Dagang, et al. Characteristics of river terraces and formation of the Yellow River in the source region of Yellow River [J]. Geology in China, 2013, 40 (5): 1531 ~ 1541. (in Chinese with English abstract)

 [36] 李海龙,张岳桥,李建华. 青藏高原东缘南北向河流系统及其伴生古堰塞湖研究 [J]. 第四纪研究, 2010, 30 (4): 812~824.

LI Hailong, ZHANG Yueqiao, LI Jianhua. Meridional river systems and ancient dammed lakes on the east margin of the Tibetan Plateau [J]. Quaternary Sciences, 2010, 30 (4): 812~824. (in Chinese with English abstract)

 [37] 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 Jijun, FANG Xiaomin, MA Haizhou, et al. Geomorphological and environmental evolution in the upper reaches of the Yellow

River during the Late Cenozoic [J]. Science in China (Series D), 1996, 39 (4): 380 ~ 390.

- [38] 王书兵.川西中部晚更新世地层与环境 [D].北京:中国 地质科学院,2005.
   WANG Shubing. Study on the strata and environment of the
  - Late Pleistocene in the Central western Sichuan area [D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2005. (in Chinese)
- [39] 沈玉昌, 龚国元. 河流地貌学概论 [M]. 北京: 科学出版 社, 1986.
   SHEN Yuchang, GONG Guoyuan. Outline of River Geomorphology [M]. Beijing: Science Press, 1986. (in Chinese)
- [40] Maddy D, Bridgland D, Westaway R. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK [J]. Quaternary International, 2001, 79 (1): 23 ~ 36.

## CHARACTERISTICS ANALYSIS OF QUATERNARY AND NEOTECTONIC MOVEMENTS FROM SONGPAN SECTION, MINJIANG UPPER REACHES, WESTERN SICHUAN

HAN Jian' en<sup>1, 2</sup>, GUO Changbao<sup>1, 2</sup>, WU Ruian<sup>1</sup>, Ren Sanshao<sup>1</sup>, XU Biao<sup>1, 3</sup>, Yang Zhihua<sup>1</sup>

(1. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;

2. Key Laboratory of Neotectonic Movement and Geohazard, Ministry of Land and Resourses, Beijing 100081, China;

3. China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The Songpan section of the Minjiang River mainly refers to the section from the source of the Minjiang River to Zhenjiangguan, which is located in the transition zone of the eastern margin of Qinghai-Tibetan Plateau and Sichuan Basin, belonging to the source area of the Minjiang River. With complex topography and geomorphology, strong neotectonic movements, development of Quaternary strata, various landform types, and frequently occurred and large magnitude earthquakes, the study area is an ideal for studing the tectonic movements of Minjiang River fault zone since the late Cenozoic era. Based on the previous research, through field geological survey and profile measurement, the study focuses on the geomorphological characteristics of Zhangla Basin and Doujitai Basin, the characteristics of Quaternary sediments like types, material composition and distribution, the river terrace features of the main stream and tributaries of the Minjiang River in Songpan section are systematically measured and studied. It shows that the neotectonic movements had a controlling influence on the evolution process of the topography and geomorphology of the Quaternary Basin in Songpan section; Zhangla Basin and Doujitai Basin formed during late Miocene and early Pliocene, with an east-inclined normal fault at the west basin-controlling fault and a west-inclined reverse fault at the east. The basins formed in the process of "seesaw type" block movements with east up and west down, and we named them the "seesaw type" dustpan-like basins. Broad valley and narrow valley are alternately distributed in the Songpan section of the Minjiang valley; many lacustrine strata developed in the main stream and its tributaries, with dammed lakes as the sedimentary feature. 6 grade river terraces, which mainly are eroded terraces and accumulation terraces, formed during the late Pleistocene to Holocene epoch, are the main type in the Songjiang section of the upper reaches of the Minjiang River. The terrace series has the characteristics of segmentation, and the width of terraces are different in different areas, which are obviously controlled by neotectonic movements. The neotectonic movements in the upper reaches of the Minjiang River shows the characteristics that the movements in N-S direction lie in narrow belt while those in E-W direction are different in tilt-lift, which means the upper reaches of Hongqiaoguan is overall a tectonic uplift area, with at least 3 times of tectonic uplift; the tectonic uplift intensity in Doujitai Basin is stronger than that in Zhangla Basin. There might be 6 times of tectonic uplifts in Gami temple area, and the tectonic uplift intensity in Hongqiaoguan area is much stronger than that in Zhangla Basin.

**Key words**: upper reaches of the Minjiang River; Quaternary basin; river terrace; neotectonic movement; Minjiang fault zone