

四川攀西地区晚新生代构造变形历史 与隆升过程初步研究

张岳桥¹ 杨 农¹ 孟 晖² 陈 文³

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

2. 中国地质环境监测院, 北京 100081; 3. 中国地质科学院地质研究所 北京 100037)

摘要:基于 TM 遥感图像解译和野外调研, 分析了攀西地区大渡河、安宁河深切河谷地貌特征和断裂带构造变形特征, 建立了安宁河断裂带晚新生代 5 阶段变形历史。研究表明, 中新世晚期—上新世早期, 安宁河断裂以挤压走滑活动为主; 上新世晚期至早更新世时期, 断裂以斜张走滑活动为主, 活动强度较弱; 早中更新世之间发生的元谋运动使昔格达组湖相地层褶皱变形; 中晚更新世时期发生断陷作用, 形成安宁河两堑夹一垒的构造格局; 晚更新世—全新世时期又以左旋走滑活动为主。综合安宁河、大渡河河谷地貌和晚新生代地层记录和变形特征, 提出了攀西高原晚新生代 4 阶段隆升模式: 中新世早中期 (12 Ma 之前) 以缓慢隆升与区域夷平化作用为主, 中新世晚期—上新世早期 (12~3.4 Ma) 是高原快速隆升与河流强烈下切的时期, 上新世晚期—早更新世 (3.4~1.1 Ma) 为昔格达湖盆发育时期, 中晚更新世—全新世 (1.1 Ma 以来) 是高原快速隆升与河谷阶地发育时期。最后指出, 至上新世晚期 (3.4 Ma 以前), 攀西高原海拔高度可能超过了 3 000 m。

关键词:攀西地区; 晚新生代; 构造地貌; 安宁河断裂带; 构造变形; 高原隆升

中图分类号: P542+.2; P546 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2004)01-0023-11

青藏高原如何及何时隆升的问题一直是大陆动力学研究的前沿领域和争议的焦点。尽管地质学家已经认识到青藏高原新生代时期经历了阶段性的生长和隆升过程^[1-3], 但高原何时开始快速隆升并达到现今海拔高度, 存在两种截然不同的观点。国内大部分学者^[4]依据对高原内部和高原周缘夷平面、沉积盆地古地理、古生态、古环境和沉积系统的变迁等调查和观测, 提出青藏高原快速隆升作用主要发生在上新世晚期 3.4 Ma 以来; 而在 3.4 Ma 之前, 青藏高原经历两次夷平作用, 海拔高度不超过 1 000~2 000 m。国外学者如 Harrison 等^[5]、Coleman^[6]、Molnar 等^[7]认为, 青藏高原腹地地堑盆地的发育与高原隆升达到一个临界高度之后出现地壳垮塌或“岩石圈剥离”作用相联系, 因此, 可以通过地壳引张变形的年代学研究, 确定高原开始快速隆升或达到现今海拔高度的时代。这些作者^[7-9]根据所获得的断层变形年代学数据, 推断青藏高原在中新世中晚期 7~8 Ma 之前已经达到了现今海拔高度。

攀西地区位于青藏高原的东南边缘, 是中国东西部阶梯状地貌边界带的重要组成部分, 也是新构造运动强烈的地区^[10-11]。

该区地势高差大, 西部青藏高原平均海拔高度 4 500~5 000 m (贡嘎山 7 556 m), 攀西高原平均海拔高度 3 000~3 500 m, 四川盆地降至 600 m。该地势陡变带河流侵蚀作用极其强烈, 形成了沟谷纵横的高原地貌景观。在攀西深切河谷中, 发育了一套晚新生代河、湖相地层, 对此前人已做了大量的调查和研究工作^[11-14]。这套地层有的发育在断陷谷地中, 有的在深切河谷中, 它们的形成和演化记录了晚新生代青藏高原隆升历史, 为检验青藏高原隆升模式提供了重要地质、地貌依据。

笔者在前人工作的基础上, 通过 TM 遥感图像解译和野外调研, 着重分析了攀西地区安宁河、大渡河谷地的构造地貌特征、地层记录和断裂变形特征, 论述了攀西地区晚新生代构造变形和构造地貌过程, 提出攀西高原晚新生代阶段性隆升模式。

1 攀西地区构造地貌特征

1.1 大相岭—大凉山地区层状地貌特征

位于青藏高原与四川盆地之间的大相岭—大凉山—螺

收稿日期: 2003-04-07; 改回日期: 2003-08-25

基金项目: 国土资源部“十五”重点基础科研项目 (20010202) 资助。

作者简介: 张岳桥, 男, 1963 年生, 研究员, 博士生导师, 从事构造地质、新构造和盆地分析研究; E-mail: zhangyueqiao@yahoo.com。

髻山构成了攀西地区重要的高原地貌单元。根据 TM 遥感图象解译和地形高程分析 (图 1-A 和 B, 图 2), 海拔高程大于 4 000 m 的山顶面有小相岭、马鞍山、螺髻山等, 山顶面平均海拔高度在 3 200 ~ 3 600 m。大相岭—大凉山山地主夷平面位于海拔高程~3 250 m, 大渡河和青衣江的分水岭基本保留了主夷平面层状地貌形态。瓦山、大瓦山、小瓦山等平顶山, 由于受到晚二叠世玄武岩覆盖层保护, 成为该地区主夷平面的残留。峨眉山万佛顶海拔 3 098 m, 也是大相岭主夷平面的残留。

1.2 大渡河河谷构造地貌特征

大渡河发源于川西高原邛崃山—大雪山地区, 由北向南至石棉折向东, 构成“L”型。根据河床纵坡降比和河谷两侧构造地貌发育特征, 将大渡河分为上游、中游、下游等 3 段(图

1—A)。上游段是典型的‘V’字型侵蚀河谷, 沿河谷很少有堆积地貌发育, 河床海拔高度 1 500~2 000 m。中、下游段分别对应南北和东西向河流段。基于 TM 遥感图像和地形高程分析, 结合野外观测资料, 笔者沿这两个河谷段区分出两级层状侵蚀地貌和 6 级河流阶地(图 3~4)。在泸定地区, 两级层状侵蚀地貌分别位于海拔高度 2 500~3 000 m 和 2 200 m, 其中 2 200 m 层状地貌对应于昔格达组湖相地层顶部侵蚀面, 该侵蚀面同时构成了大渡河中游段最高一级河流阶地^[9](图 4—E)。位于汉源以东的大渡河段(图 4—B 和 C), 高一级层状地貌位于海拔高度 2 400~2 600 m, 由河谷两侧侵蚀山地组成; 低一级层状地貌位于海拔 1 900~2 100 m, 由宽谷中侵蚀堆积面组成。这两级河谷侵蚀地貌勾勒了早期河流宽阔的地貌形

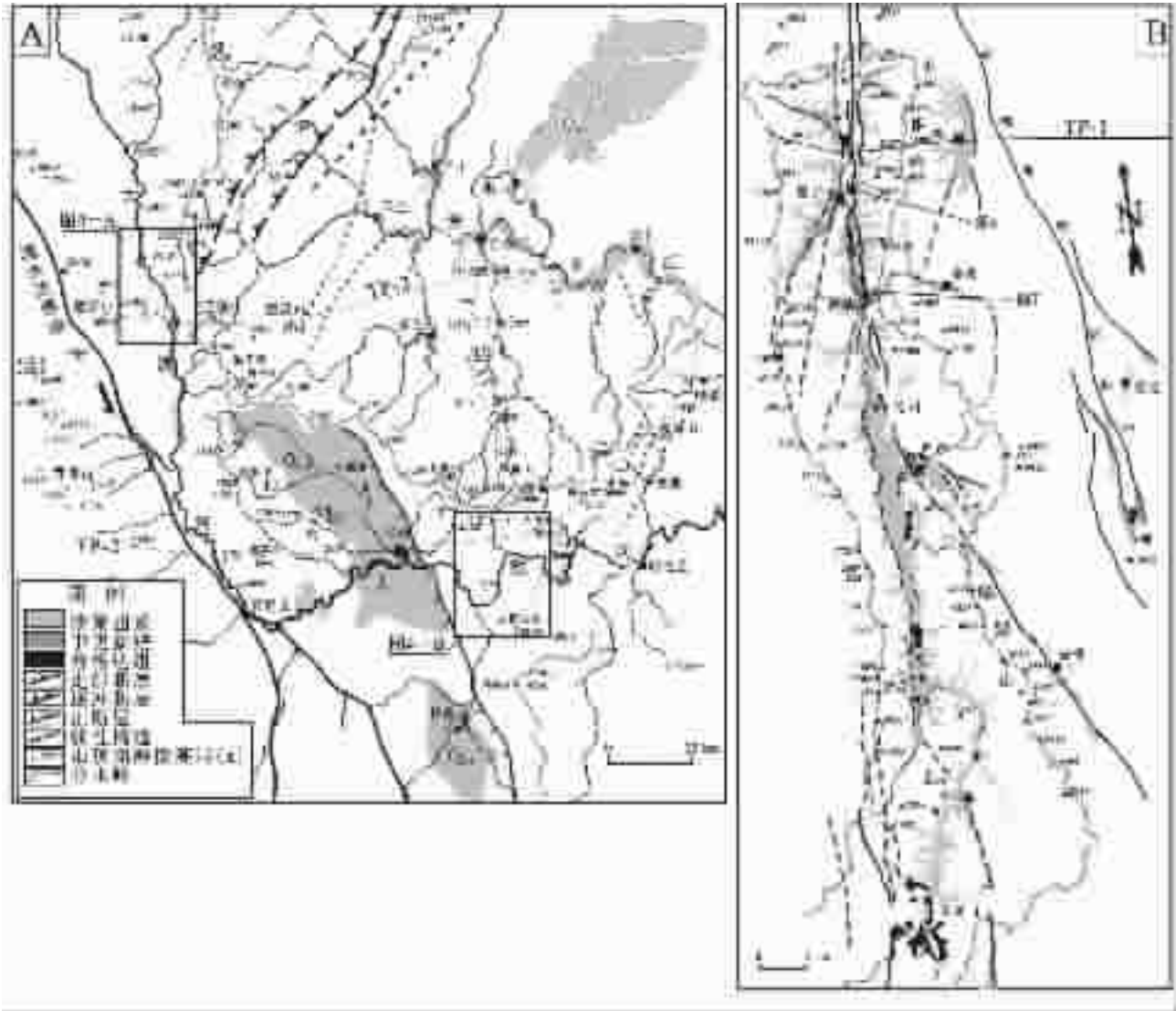


图 1 大渡河(A)和安宁河(B)流域构造地貌与主要活动断裂简图 (根据 TM 遥感影像图解译和 1:25 万地形图编制)
Fig.1 Simplified map showing morphostructural features and main active faults along the Dadu (A) and Anning (B) rivers
(compiled from the satellite TM image interpretation and 1:250000 topographic map)

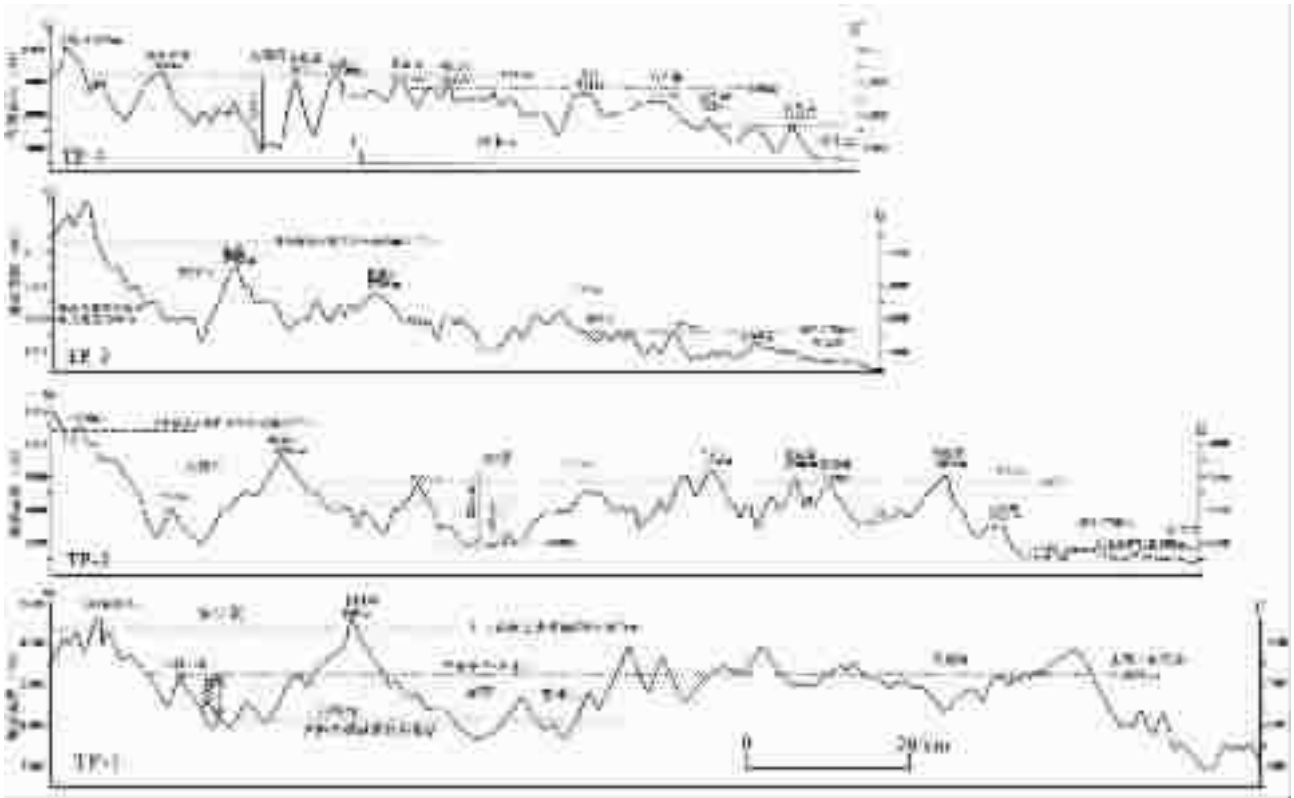


图 2 攀西大相岭—大凉山区地形剖面图(位置见图 1)。
Fig. 2 Topographic profile across the Daxiangling-Daliangshan area, Panxi (for location, see Fig. 1)

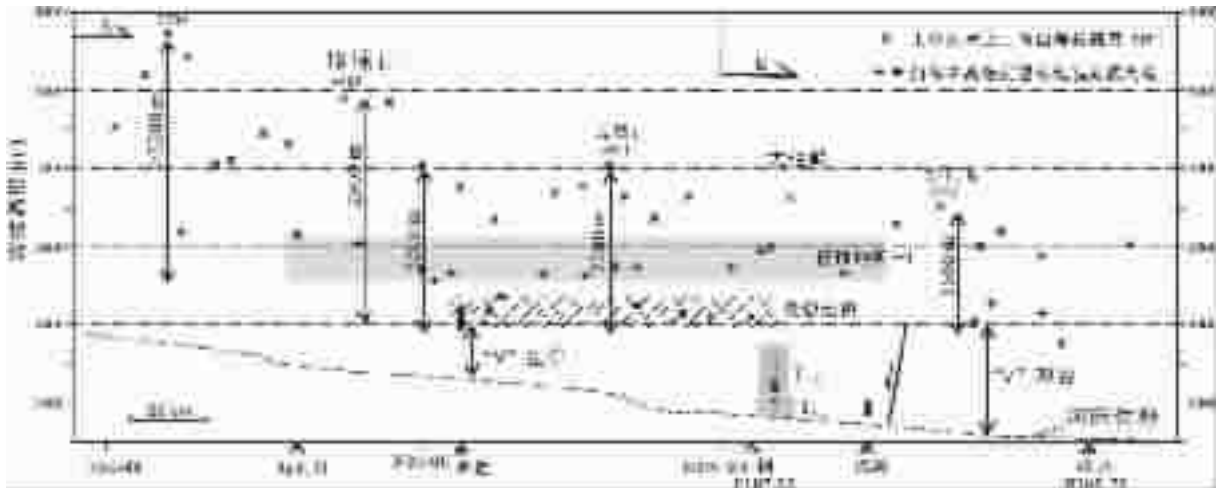


图 3 大渡河河谷及其左岸山地主要侵蚀地貌面海拔高程纵向剖面示意图。
Fig. 3 Schematic longitudinal section showing changes in altitude of the Dadu River valley and main erosion surfaces of the mountains on its left bank

态特征。位于海拔 2000 m 之下河谷段是典型的“V”字型河谷,拔河高度达 1300 m,为河流晚期下切作用的产物。两级层状侵蚀地貌面在不同地段其海拔高度有变化,从中游段向下游段有下降的趋势。

河流阶地所处的海拔高差变化较大。在泸定,3 级低阶地

发育于海拔 1500 m 以下(河床海拔高度为 1300 m),3 级高阶地发育于海拔 2000~2200 m,最高一级阶地拔河高度约 900 m。位于石棉以东的大渡河段,同样发育 6 级阶地,低级阶地发育于海拔高度 1000 m 以下(河床海拔高度为 800 m),高级阶地发育于海拔 1100~1800 m,最高一级阶地拔河高度约

1 000 m。位于汉源以东的大渡河段,最高一级阶地拔河高度约 1 100 m。

1.3 安宁河河谷构造地貌特征

安宁河发育于大凉山—螺髻山高地的西侧,是金沙江重要支流,其深切的河谷成为攀西地区重要的构造地貌特征。根据河谷形态和阶地发育特征,将安宁河河谷分为 3 段:冕宁以北为上游段,位于冕宁和德昌之间为中游段,德昌与米易之间为下游段(图 1—B 和图 5)。

上游段河谷深切康滇地轴基岩之中,河谷谷地平均海拔高差 2 000~2 200 m,与东分水岭小相岭山顶面之间的高

差 2 500~2 700 m,与西分水岭山顶面之间高差达 2 500 m。在冕宁地区,河流发育 5 级阶地^[10],其中 T₁ 和 T₂ 为堆积阶地,拔河高度分别为 5~7 m 和 15~20 m,T₄ 和 T₅ 为基座阶地,拔河高度分别为 55~75 m 和 110~130 m。T₅ 阶地基座为昔格达组地层,阶地上沉积有红色砂砾层。

中游段河床发育在平坦的谷地之中,谷地中间宽,两头窄,最宽处 8~10 km,一般 3~5 km。在泸沽镇,河流深切基岩,形成嶂谷。该河段谷地海拔高程为 1 400~1 700 m,河床坡降比 3‰,与东西两侧分水岭之间平均高差为 2 300 m,最大高差位于黄连关—德昌段与东侧螺髻山分水岭之间,达 3 000 m。河流

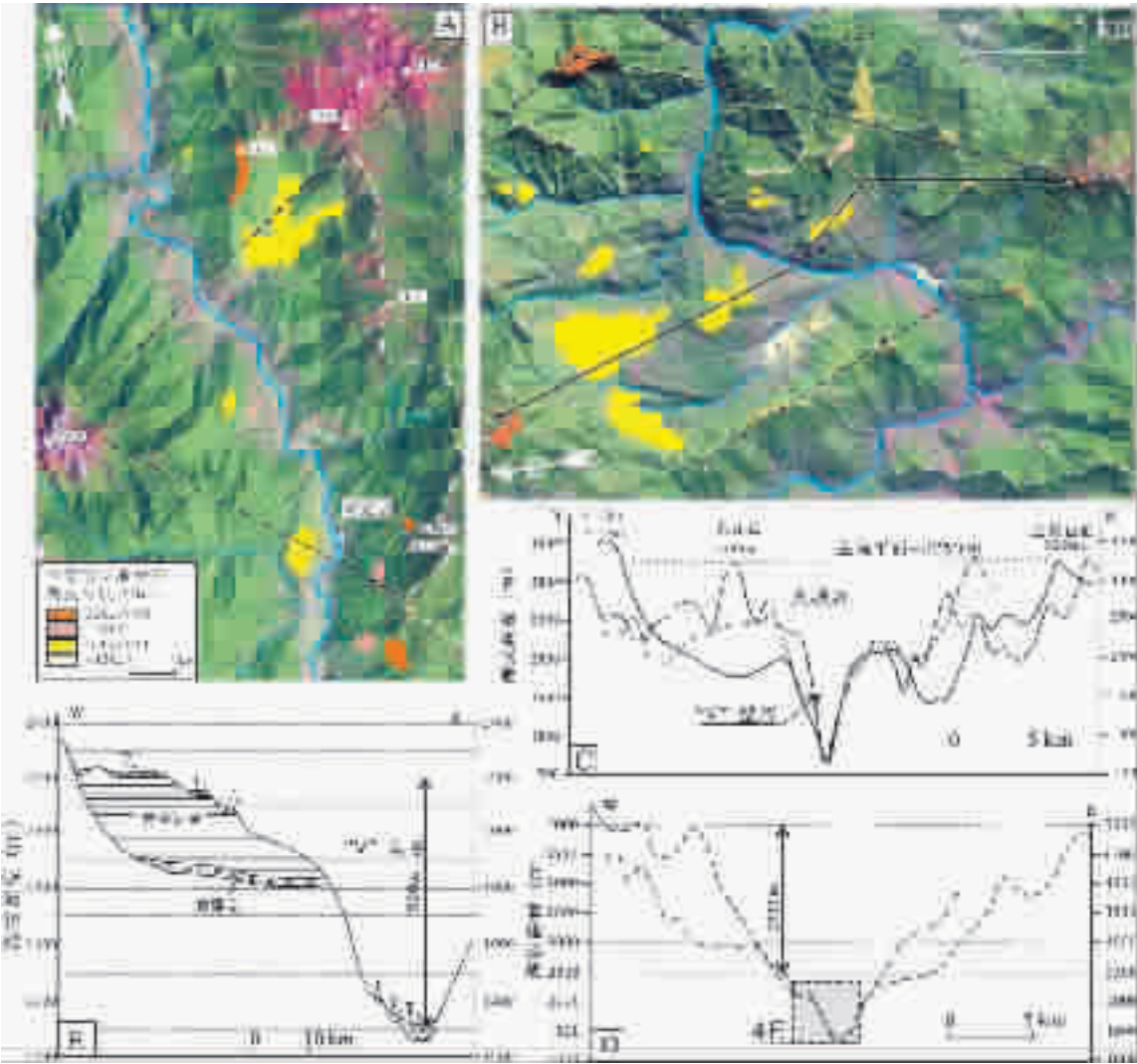


图 4 大渡河深切河谷地形地貌特征

A 和 B—TM 遥感影像图展示大渡河中、下游段河谷深切地貌特征(位置见图 1—A);

C 和 D—横切大渡河中、下游段的地形剖面(位置见 A 和 B);E—泸定大渡河右岸海子坪昔格达组构造—地貌综合剖面^[16]

Fig.4 Morphostructural features of the deep-incised valley of the Dadu River

A & B— Close-up view of TM remote sensing images showing deep incision geomorphological features of the middle-lower Daduhe River valley (for location, see Fig. 1—A);C & D—Topographic profiles across the middle-lower Daduhe River valley (for location, see Fig. A & B);E—Composite morphostructural cross section of the Xigeda Formation at Haiziping, Luding, on the right bank of the Dadu River^[16]

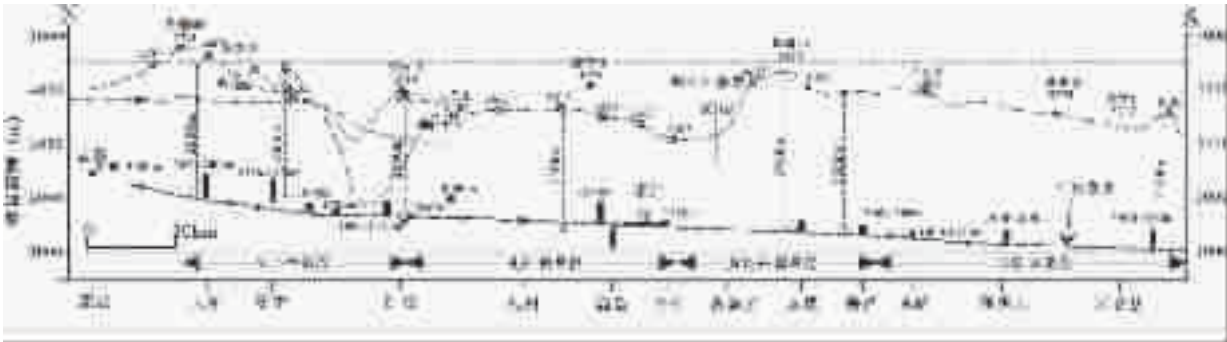


图 5 安宁河河谷及其东侧小相岭—螺髻山分水岭山顶面纵向高程变化以及河谷昔格达组地层分布
Fig. 5 Longitudinal elevation change of the Anninghe River valley and the mountain top of the watershed of Xiaoxiangling-Luojishan at its eastern side, as well as the distribution of the Xigeda Formation in the river valley

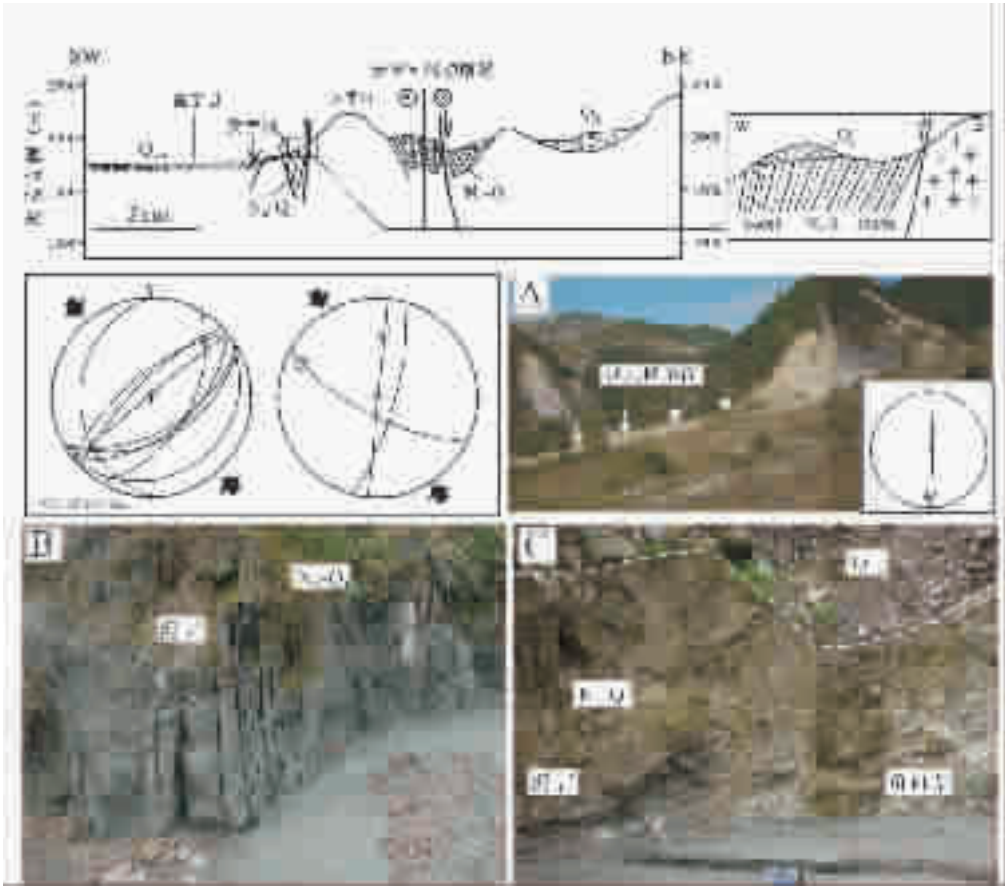


图 6 冕宁地区安宁河河谷构造—地貌横剖面图及构造变形特征的野外观察

两个吴氏网投影分别为昔格达组地层产状及地层中发育的共轭节理,它们共同指示昔格达组地层遭受 NW—SE 向构造挤压 (黑色箭头表示);A—活动断层野外地貌特征 (镜头北西西),吴氏网投影为活动断层面上测量的滑动矢量;B 和 C—昔格达组湖相地层中段“灰色层”野外产状及其与下伏砾岩层的超覆关系

Fig.6 Simplified cross section showing the morphostructure of the northern Anninghe fault valley in the Mianning region and a field view of tectonic deformation characteristics

The Wulff nets present the altitudes of the strata of the Xigeda Formation and two sets of conjugate joints in the Xigeda mudstone, both indicating NW—SE compression; A—Field view of an active fault plane and slip vector (Wulff net); B & C—Field view of a “gray layer” in lacustrine sediments of the Xigeda Formation and its overlapping contact with the underlying conglomerates

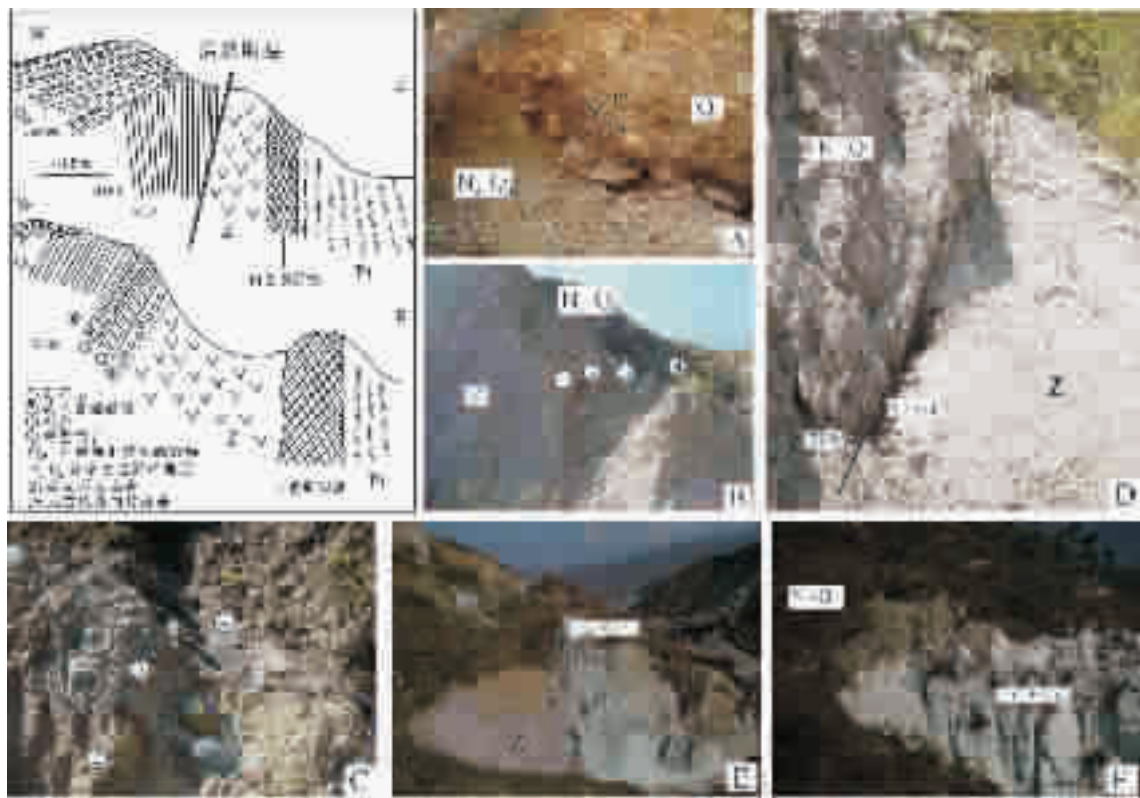


图 7 安宁河断裂带构造变形野外特征

A—中更新世红色砾石层与下伏昔格达组泥岩层之间的角度不整合接触关系;B—一条活动断层面发育在昔格达组泥岩层与震旦系火山岩之间;C—昔格达组下段砾石层超覆在震旦系火山岩层之上;D—昔格达组下段砾石层特征;
E 和 F—断裂带中白色断层泥及其上覆的昔格达组下段砂砾层(N₂-Q₁)

Fig. 7 A field view of tectonic deformation features of the Anninghe fault zone

A-unconformity between the middle Pleistocene red conglomeratic layer and its underlying steep-dipping Xigeda mudstone; B-an active fault plane developed between the Xigeda mudstone and Sinian volcanic rocks; C-overlapping of a conglomeratic layer of the lower member of the Xigeda Formation on the Sinian volcanic rocks;D-close-up view of a conglomeratic layer of the lower member of the Xigeda formation;
E & F-white fault gauge 20-50 m thick in the fault zone overlain by the Xigeda conglomeratic layer (N₂-Q₁)

发育 5~6 级阶地^[14],T₁、T₂ 和 T₃ 为堆积阶地,拔河高度分别为 2~5 m、12~20 m 和 35~50 m; T₄、T₅ 和 T₆ 为基座阶地,拔河高度分别为 60 m、100~120 m 和 170 m,基座为昔格达组地层。
下游段河谷形态不规则,下切作用强烈,堆积作用弱,谷地狭窄,海拔高程为 1 100~1 300 m,河床坡降比 3‰,与东侧分水岭之间的高差为 2 400~2 600 m。沿深切河谷中发育昔格达组湖相地层。河流发育 5~6 级阶地^[14],除了个别地点以外,大部分阶地为基座阶地,基座为变质岩、花岗岩或昔格达组地层,最高阶地拔河高度 160 m。

2 安宁河谷地晚新生代断裂变形特征与演化历史

安宁河断裂带北起石棉,南到德昌,南北长约 200 km,东西宽 5~15 km,北与鲜水河断裂带相连,南东与则木河断裂带

相接,它们共同组成了青藏高原东缘重要的活动走滑构造边界带^[17]。根据断裂带组成和形态特征,安宁河断裂带可以分为南北 3 段。

北段位于石棉以南,冕宁以北,断裂切割前寒武系基底,断裂带内没有晚新生代沉积记录。

中段冕宁—礼州段。该段为典型的两壑夹一垒断陷构造组合,东侧断陷盆地海拔高度 大于 2 000 m,盆内充填了一系列晚第四纪冲积扇体;西侧断陷为安宁河谷地,海拔高度 1 500~1 800 m,为安宁河河流冲积谷地。活动断裂形迹发育于东部地堑中,向南延伸与则木河断裂相连。地堑内最老新生代地层是昔格达组湖相地层及其下伏的一套砂砾层,已发生不同程度的褶皱变形。在冕宁地区,发育在地垒上和地堑中的昔格达组地层均已发生强烈褶皱变形(图 6~7),地层倾角大于 70°或近直立,褶皱轴向 NNE—SW,指示 NW—SE

向挤压。在中间地垒,变形的昔格达组地层之上覆以中更新世红色砂砾层,两者之间为高角度不整合接触。在泸沽地区,昔格达组褶皱轴向近S—N,指示近EW向的收缩变形。在昔格达地层中尚发育同沉积生长断层,通过产状复位,推测当时的引张应力方向为NE—SW向。

南段礼州—德昌段,为一狭长的断陷盆地,昔格达组湖相地层零星出露于谷地两侧,大部分被晚第四纪黄连关组河流相沉积物覆盖。沉降中心位于中部西昌一带。与中段相比,该段出露的昔格达组地层轻微变形,地层倾角小于25°,一般为5~15°,许多地段呈水平状。

基于断裂构造变形特征、地层记录和地层接触关系等综合分析,安宁河断裂带晚新生代经历了3次以挤压走滑为特征的变形期和两次以斜张走滑为特征的活动期。按照变形序列,将晚新生代断裂带活动历史分为5个阶段。

(1)第一阶段:挤压走滑变形期。这期挤压作用使安宁河断裂带产生强烈的剪切变形,沿断裂带形成了一套白色断层泥。在冕宁—泸沽段,这套白色断层泥厚10~50 m,主要成分为含细粒石英高岭土,原岩为花岗岩(图7—E和F)。断层泥中垂向组构指示断裂带剪切作用。白色断层泥被昔格达组暗色地层覆盖,表明剪切作用发生在昔格达组沉积之前。从区域上推测,这期断裂剪切变形与鲜水河断裂带中新世中晚期左旋剪切变形是同时的,其时代为10~12 Ma^[18]。Wang等^[19]确定的鲜水河断裂带东段约60 km左旋走滑位移量,很可能在这个时期开始累积。

(2)第二阶段:晚上新世—早更新世时期,这是昔格达湖盆发育阶段,构造环境比较稳定,安宁河断裂以左旋走滑活动为主,沿断裂带局部地区发育同沉积生长断层,根据断层产状推断当时引张方向为NE—SW向。

(3)第三阶段:早更新世末期挤压变形。这期变形使昔格达组湖相地层褶皱,与上覆中更新世红色砂砾层之间呈角度不整合接触(图7)。根据昔格达组地层产状统计分析,褶皱轴向为NE—SW至S—N向,指示构造挤压方向为NW—SE至W—E向。谢富仁等^[20]运用断层滑动矢量的野外测量资料,在安宁河断裂带获得了第四纪早期构造应力场,其平均主压应力方向为NEE—SWW。从变形强度上,北段强烈,向南显著减弱。这期构造事件在川滇南北带上称为“元谋运动”,在青藏东部称为“羌塘运动”,根据磁性地层学研究结果,推断其发生的时间在1.1~0.8 Ma^[12]。

(4)第四阶段:中、晚更新世断陷期。这期断陷作用导致了安宁河河谷中、南段狭长地堑—地垒构造和断陷盆地的形成。冕宁—礼州段,东部断陷盆地是一个典型的半地堑盆地,受西缘断裂控制,昔格达组地层被断在盆地中,上覆数十米厚的冲积扇体沉积。礼州—德昌段,断陷盆地近乎对称发育,盆地中主要充填晚更新世黄连关组或大箐梁子组^[14]河湖相砂泥岩。盆地沉降中心位于中部西昌一带,钻孔资料揭示^[12],在昔格达组地层之上发育一套厚140~200 m河湖相沉积。这套

地层向南、向北迅速减薄。推测断陷盆地边界断层垂直断距在沉降中心不会超过200 m,在德昌地区不会大于40 m。

(5)第五阶段:晚更新世—全新世时期,安宁河断裂以左旋走滑活动为主。构造变形主要集中在安宁河—则木河主边界活动断裂带上,走滑破裂在地表形成显著的断坎地貌(图6—A),使水系沿断裂带发生转折。发育于大箐梁子上的中、晚更新世大箐梁子组湖沼相地层已被抬升到海拔2 000 m之上,是这期断裂挤压剪切活动的结果^[11]。区域构造挤压应力方向为NW—SEE向^[21],攀西地区现今构造应力场活动是这期构造活动的继续。断裂带现今平均走滑速率为4.5 mm/a^[17]。

3 昔格达组地层分布特征及其形成条件

昔格达组地层(N₂—Q₁)是攀西地区晚新生代标志性地层,主要发育于安宁河、大渡河、金沙江渡口段、雅砻江等河谷及其两侧支流谷地中,与云南元谋盆地中元谋群元马组可直接对比。前人对该套湖相地层做过大量的研究工作,尤其通过磁性地层学研究和对比,确定了地层时代为上新世晚期至早更新世,其磁性地层底部和顶部年龄,在元谋盆地3.9~0.8 Ma^[12],在大渡河泸定海子坪剖面为4.2~2.6 Ma^[14],大渡河汉源富林剖面为3.28~1.78 Ma^[11],攀枝花地区为3.29~1.78 Ma^[11]。总体上,昔格达组由上、中、下3个岩性段组成,下段是一套半胶结砂砾岩层,厚10~18 m,砾石成分复杂,磨圆中等或较好;中段以灰色、灰黑色为主的粘土岩和黄色细砂岩互层,文献中通常称为“灰色层”,厚50~75 m;上段对应一套厚层状黄色细砂岩和杂色粘土岩互层,通常称为“黄色层”,厚40~120 m。除下段砂砾层属河流相沉积外,昔格达组地层主体为淡水湖沉积,反映上新世晚期至早更新世时期攀西地区广泛发育河谷湖盆。

对昔格达湖盆的形成和演化及其与高原晚新生代升降过程的关系问题一直是攀西地区新构造研究的焦点。然而,围绕这个问题,历史上存在两种截然不同的解释。

(1)上世纪70年代中期开展的攀西地区第四纪冰川遗迹野外调查,在金沙江及其支流的宽谷底部,于昔格达湖相地层的下伏沉积中发现了冰水砂砾层,与上覆昔格达组之间存在过渡、上覆和超覆等关系,表明昔格达组沉积之初与冰期的末期是直接相延续的^[21~22]。这次冰期在攀枝花地区称为金沙冰期,在安宁河地区称为安宁冰期,在云南元谋盆地称为龙川冰期。金沙冰川最盛时期的规模很大,它一度充塞了冰期以前地表所有谷地、盆地和洼地,属半覆盖类型的树枝状冰川。根据现今残留的昔格达组地层发育的地貌形态特征,推断昔格达组沉积之前广泛发育的大陆冰川作用造就了攀西地区深切河谷地貌的形成,提供了昔格达组湖相沉积的容纳空间。而湖盆的形成和发育是与金沙江水系的演变相关联。

(2)陈富斌等^[11]系统观测和研究了昔格达组的沉积特征和攀西地区构造地貌特征,并根据昔格达组下伏红土型风化壳发育特征,推断在昔格达湖盆发育之前,攀西地区存在一

个统一的夷平面,估算当时海拔高度为 500~700 m。昔格达湖盆的发育与统一夷平面的支解是上新世晚期断陷作用的结果,并把这一构造事件称为“横断事件”^[23],指出横断事件引发了攀西地区快速隆升和新的地貌过程。根据昔格达组磁性地层资料,推断横断事件起始于 3.4 Ma 以前。

笔者研究认为,昔格达湖盆沉积前的河谷空间并不是由断陷作用造成的,主要是河流快速下切和侵蚀作用造就的。下面列举的事实可以论证这种观点。(1) 攀西地区昔格达组地层主要沿深切的河谷发育。TM 遥感图像解译和野外观察清楚地表明,除了安宁河谷中段外,其他河谷地段,如大渡河“L”型河谷段、安宁河下游段、金沙江渡口段等,并非是受正断层控制的断陷谷地,而是典型的侵蚀谷地。

(2) 沉积分析表明,昔格达组沉积特征反映了当时相对稳定的构造环境,而没有强烈的断块升降运动记录。在安宁河泸沽和大渡河汉源等剖面,湖相地层下部砂砾石段中的砾石磨圆度较好,常见磨圆极佳的石英岩、花岗岩、石英砾岩等,表明沉积物经过一定距离的搬运过程(图 7—C 和 D)。大渡河泸定海子坪剖面 and 安宁河冕宁地区湖相地层底部发育一套角砾层,无磨圆、无分选,可能代表河流上游的堆积物,上覆泥岩与角砾层之间为超覆接触关系(图 6—C)。由此推断,现今河谷谷地与山顶面之间高差大于 2 500 m 的空间不是断陷作用形成的,而是继承了昔格达组沉积之前河流深切作用形成的谷地空间。(3) 构造变形分析已表明,安宁河谷北段两堑夹一垒和中段断陷盆地构造主要形成于中—晚更新世时期的地壳引张作用。这期引张作用在区域上也有表现,导致了大相岭—大凉山地区汉源、甘洛、越西等南北向山间盆地的形成,根据断层

切割关系推断,断陷作用晚于上新世—早更新世湖盆发育时期。大渡河泸定海子坪和汉源富林昔格达组地层剖面出露的现今海拔高度分别为 2 220 m 和 1 040 m,两者相差 1 180 m^[25],也是由这期断陷作用造成的。另外,昔格达湖盆发育时期,安宁河断裂带以斜张走滑变形为主,在昔格达组地层中同沉积生长断层不很发育,反映了当时相对稳定的构造环境。(4) 昔格达组底部发育的红土型风化壳并不是区域夷平作用的产物,它可能记录了在金沙冰期后、昔格达组沉积之前攀西地区曾经历了一次广泛的湿热化过程。

由上述分析推断,在上新世晚期昔格达湖相沉积发育之前,攀西地区深切河谷面貌已基本形成。尽管现今昔格达组地层分布受到后期构造运动的改造,但总体上仍反映了沉积时河谷相对的地形地貌特征。在局部地段,如安宁河、大渡河汉源段等,因中—晚更新世断陷作用叠加,使得昔格达组地层所处海拔高程沿河谷走向发生差异,在汉源富林剖面与泸定海子坪剖面之间海拔高差达 1 100 m。这种构造地貌分析为恢复该地区晚新生代高原隆升过程提供了重要的地貌学依据。

4 晚新生代攀西高原隆升阶段

作为川滇高原的组成部分,攀西高原由几个断块组成,它们是大相岭—大凉山断块、螺髻山断块、锦屏山—盐源断块等。基于本文对攀西地区层状地貌、深切河谷地貌及谷地中沉积记录和构造变形历史综合分析,结合鲜水河断裂带变形的同位素年代学和裂变径迹年代学测试数据^[18, 24],提出了攀西地区晚新生代构造隆升和构造地貌发育的 4 阶段演化模式(图 8)。

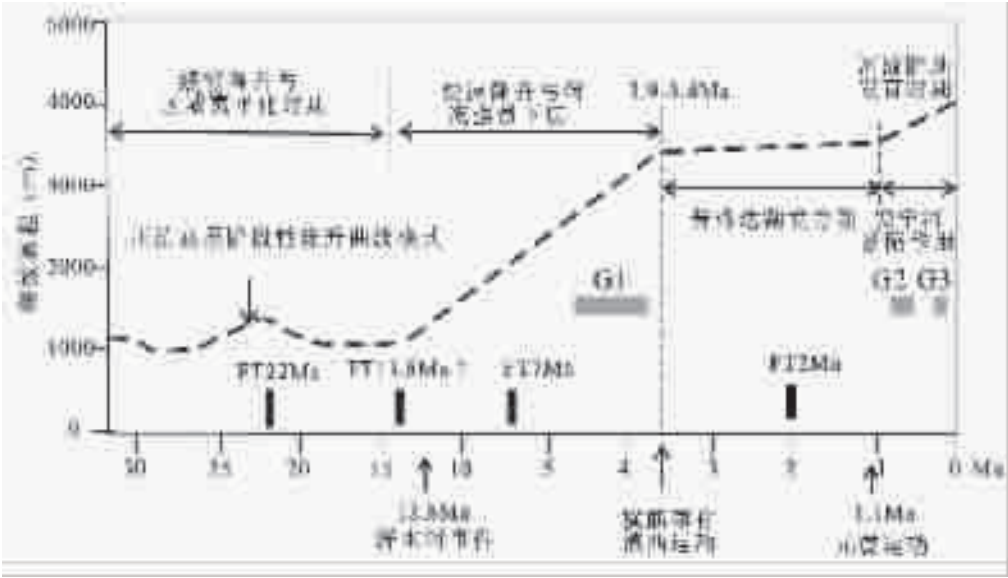


图 8 攀西地区晚新生代阶段性构造隆升历史示意图

G1—金沙冰期或安宁冰期; G2—西溪冰期; G3—螺髻冰期

Fig. 8 Schematic map showing the episodic uplift history of the Panxi region during the late Cenozoic
G1—Jinsha or Anning glaciation; G2—Xixi glaciation; G3—Luoji glaciation

第一阶段:中新世早中期(12 Ma 之前),青藏东缘和攀西地区处于缓慢隆升和区域性夷平化阶段,现今青藏东缘和攀西地区大相岭—大凉山区主夷平面在这个阶段基本形成,推测当时主夷平面海拔高度可能不会超 500~700 m。

第二阶段:中新世晚期—上新世早期(12~3.4 Ma),青藏东缘和攀西地区经历了强烈的东西向挤压作用和地壳收缩变形,根据鲜水河断裂带变形年代学数据,主变形期发生在 10~12 Ma^[8]。这期构造变形导致了青藏高原东缘龙门山—锦屏山—玉龙雪山冲断构造带的发育^[9],使川滇南北带上中生代地层发生构造拆离,形成褶皱构造。随之,青藏东缘和攀西地区进入了一个快速的隆升时期和主要河流的快速下切阶段。根据河流下切深度,估计此阶段高原隆升幅度可能超过 2 000~2 500 m,深切谷地与山顶面之间地形高差超过 3 000 m,有些山地(如小相岭、螺髻山等)可能达到了现今的海拔高度。攀西地区昔格达河谷湖盆的开始发育(3.4 Ma 之前)标志着地壳阶段性快速隆升的结束,高原深切河谷地貌基本形成。根据鲜水河断裂带两侧磷灰石裂变径迹年龄数据,青藏高原东缘显著的快速冷却事件发生在 13 Ma 和 7 Ma^[24],推断青藏高原在晚中新世和上新世早期进入了快速的抬升和剥露阶段。

第三阶段:上新世晚期—早更新世(3.4~1.1 Ma)是构造活动相对比较稳定的时期,气候进入了冰冻时期^[25]。在攀西深切河谷中,冰川发育,并逐渐演化成昔格达湖盆,在湖盆中堆积了 300~400 m 厚的砂泥岩沉积。

第四阶段:中晚更新世时期(Q_{2+3})。早更新世末发生的元谋运动(1.1~0.8 Ma)是攀西地区一次重大的构造变动事件。这次构造变动不仅导致了昔格达湖盆的消失和昔格达组的变形,而且使高原进一步抬升。攀西地区这期高原隆升主要记录在河谷阶地地貌发育中。大渡河“V”字型谷地代表了该阶段河流快速下切作用的产物。金沙江渡口段、大渡河、安宁河河谷至少发育了 6 级阶地,其中 T_1 — T_3 主要为堆积阶地, T_4 — T_6 为基坐阶地。根据最高一级阶地拔河高度,估计此阶段攀西地区构造隆升幅度,在大渡河流域为 1 100~900 m,安宁河流域约 170 m,金沙江渡口段大于 370 m。

5 初步结论

(1) 安宁河谷地断裂带变形特征野外观测和分析表明,攀西地区晚新生代经历了 3 期构造挤压走滑作用和 2 期构造引张走滑活动。其中,发生于中新世中晚期(10~12 Ma)和早更新世晚期(1.1~0.8 Ma)的挤压构造事件导致了青藏高原东缘和攀西地区强烈的地壳收缩变形,使东西部地貌边界带最终形成。发生于中晚更新世的地壳引张走滑活动导致安宁河断陷谷地和汉源、甘洛、越西等山间盆地形成和发育。

(2) 通过对攀西地区安宁河、大渡河深切河谷地貌特征分析和上新世—早更新世昔格达湖盆发育的河谷侵蚀成因分析,提出了攀西地区新生代 4 阶段隆升模式,即中新世早中期(12 Ma 以前)缓慢隆升与区域夷平化作用,中新世晚

期—上新世早期(12~3.4 Ma)高原大幅度隆升和深切河谷地貌的形成,上新世晚期—早更新世时期(3.4~1.1 Ma)缓慢隆升和河谷湖盆的加积作用,晚第四纪(0.8 Ma 以来)高原快速隆升与河流阶地的发育。与其他高原隆升模式相比,该模式强调了中新世晚期—上新世早期阶段(12~3.4 Ma)高原隆升幅度的重要性,这个阶段也是攀西地区深切河谷地貌发育的主要时期,推断当时高原海拔高度超过了 3 000 m。

应当指出,本文提出的青藏东缘攀西地区晚新生代隆升模式仍然是粗线条式的,每一个隆升阶段内部的隆升过程和不同隆升阶段之间的转变年代有待进一步精细化。在今后的研究中,必须加强构造变形历史和河谷侵蚀—堆积地貌面的年代学研究工作,为重塑高原生长和隆升过程提供坚实的依据。

致谢:研究工作得到董树文研究员、赵越研究员、邓乃恭研究员、蒋复初研究员等的指点和关怀,与钱方研究员的讨论受益匪浅;野外考察工作得到四川省环境地质总站和攀西地质大队的协助,同时得到中国地质大学(北京)孙长斌同学的帮助,在此一并表示感谢。

参考文献(References):

- [1] 钟大赉,丁林. 青藏高原的隆升过程及其机制探讨[J]. 中国科学(D 辑),1996,26(4):289~295.
Zhong Dalai, Ding Lin. Rising process of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its mechanism[J]. Science in China(Series D), 1996, 39(4):369~379 (in Chinese).
- [2] Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. Science, 2001, 294:1671~1677.
- [3] 李吉均,方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. 科学通报, 1998, 43(15):1569~1574.
Li Jijun, Fang Xiaomin. Study on uplift of the Tibet Plateau and environment change [J]. Chinese Bulletin of Science, 1988, 43(15): 1569~1574 (in Chinese).
- [4] 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升[J]. 中国科学(D 辑),1996,26(4):316~322.
Li Jijun, Fang Xiaomin, Ma Haizhou, et al. Geomorphological and environmental evolution of the Yellow River during the late Cenozoic[J]. Science in China(Series D), 1996, 39(4):380~390 (in Chinese).
- [5] 马宗晋,张家声,汪一鹏. 青藏高原三维变形运动学的时段划分和新构造分区[J]. 地质学报, 1998, 72(3):211~227.
Ma Zongjin, Zhang Jiansheng, Wang Yipeng. The 3-D deformational movement episodes and neotectonic domains in the Qinghai-Tibet plateau [J]. Acta Geologica Sinica, 1998, 72(4):211~227 (in Chinese with English abstract).
- [6] 施雅风,李吉均,李炳台. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化[M]. 广州:广东科学技术出版社,1998.
Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingtai. Uplift and Environmental Change of Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau in the Late Cenozoic [M]. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press, 1988 (in Chinese).

- [7] Harrison T M, Copeland P, Kidd W, et al. Raising Tibet [J]. Science, 1992, 255: 1663~1670.
- [8] Coleman M. Evidence for Tibetan uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. Nature, 1995, 374: 49~52.
- [9] Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon [J]. Review of Geophysics, 1993, 31: 357~396.
- [10] 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣, 等. 青藏高原新生代构造演化[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- Pan Guitang, Wang Peisheng, Xu Yaorong, et al. Cenozoic Tectonic Evolution of Qinghai-Xizang Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990 (in Chinese with English abstract).
- [11] 陈富斌, 赵永涛. 攀西地区新构造[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1988.
- Chen Fubin, Zhao Yontao. The Neotectonics in Panzhihua-Xichang Region of China [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Publishing House, 1988 (in Chinese).
- [12] 张宗祜. 川滇南北构造带中段晚新生代地质研究[M]. 北京: 石油工业出版社, 1994.
- Zhang Zonghu. Study on Late Cenozoic Geology of the Chuandian N-S Tectonic Belt [M]. Beijing: Petroleum Industry Publishing House, 1994 (in Chinese with English abstract).
- [13] 钱方, 陈富斌. 昔格达组磁性地层研究[J]. 山地研究, 1984, 2(4): 275~282.
- Qian Fang, Chen Fubin. Magneto-stratigraphic study of the Xigeda formation. Mountain Research, 1984, 2 (4): 275~282 (in Chinese with English abstract).
- [14] 钱方, 周国兴. 元谋第四纪地质与人类[M]. 北京: 科学出版社, 1991.
- Qian Fang, Zhou Guoxin. Quaternary Geology of Yuanmou and Paleoanthropology. Beijing: Science Press, 1991 (in Chinese with English abstract).
- [15] 蒋复初, 吴锡浩. 青藏高原东南部地貌边界带晚新生代构造运动[J]. 成都理工学院学报, 1998, 25 (2): 162~168.
- Jiang Fuchu, Wu Xihao. Late Cenozoic tectonic movement in geomorphologic boundary belt of southeastern Qinghai-Xizang plateau [J]. Journal of Chengdu University of Technology, 1998, 25 (2): 162~168 (in Chinese with English abstract).
- [16] 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国, 等. 四川泸定昔格达组时代及其新构造意义[J]. 地质学报, 1999, 73 (1): 1~6.
- Jiang Fuchu, Wu Xihao, Xiao Huanguo, et al. On the age of the Xigeda formation in Luding, Sichuan, and its neotectonic significance [J]. Acta Geologica Sinica, 1999, 73 (1): 1~6 (in Chinese with English abstract).
- [17] 闻学泽. 四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征[J]. 地震地质, 2000, 22(3): 239~249.
- Wen Xueze. Character of rupture segmentation of the Xianshuihe-Anninghe-Zemuhe-fault zone, western Sichuan [J]. Seismology and Geology, 2000, 22(3): 239~249 (in Chinese with English abstract).
- [18] Roger F, Calassou S, Lancelot J, et al. Miocene emplacement and deformation of the Kongga Shan granite (Xianshuihe fault zone, west Sichuan, China): geodynamic implications [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995, 130: 201~216.
- [19] Wang E, Burchfiel B. Late Cenozoic to Holocene deformation in southwestern Sichuan and adjacent Yunnan, China, and its role in formation of the southeastern part of the Tibetan Plateau [J]. GSA Bulletin, 2000, 112(3): 413~423.
- [20] 谢富仁, 张世民, 窦素芹, 等. 青藏高原北、东边缘第四纪构造应力场演化特征[J]. 地震学报, 1999, 21 (5): 502~512.
- Xie Furen, Zhang Shimin, Dou Suqin, et al. Evolution characteristics of Quaternary tectonic stress field in the north and east margin of Qinghai-Xizang plateau [J]. Acta Seismologica Sinica, 1999, 21 (5): 502~512 (in Chinese and English abstract).
- [21] 第四纪冰川考察队. 四川西昌螺髻山地区第四纪冰川地质[A]. 中国地质科学院地质力学研究所编. 中国第四纪冰川地质文集[C]. 北京: 地质出版社, 1977. 1~43.
- Quaternary Glacier Survey Group. Quaternary glacial geology in the Luojishan region of Xichang, Sichuan [A]. In: Collection on Quaternary Glacial Geology of China [C]. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences. Beijing: Geological Publishing House, 1977. 1~43 (in Chinese).
- [22] 第四纪冰川考察队. 四川渡口地区第四纪金沙冰期的初步探讨[A]. 见: 中国地质科学院地质力学研究所编. 中国第四纪冰川地质文集[C]. 北京: 地质出版社, 1977. 44~54.
- Quaternary Glacier Survey Group. A preliminary discussion on the Jinsha glacier in Dukou region of west Sichuan [A]. In: Collection on Quaternary Glacial Geology of China [C]. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences. Beijing: Geological Publishing House, 1977. 44~54 (in Chinese).
- [23] 陈富斌. 横断事件: 亚洲东部晚新生代的一次重大构造事件[J]. 山地研究, 1992, 10(4): 195~202.
- Chen Fubin. Hengduan event: an important tectonic event of the late Cenozoic in eastern Asia [J]. Mountain Research, 1992, 10(4): 195~202 (in Chinese with English abstract).
- [24] Xu G, Kamp P J. Tectonics and denudation adjacent to the Xianshuihe Fault, eastern Tibetan Plateau: constraints from fission track thermochronology [J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105 (B8): 19231~19251.
- [25] 李勇, 侯中健, 司光影, 等. 青藏高原东缘新生代构造层序与构造事件[J]. 中国地质, 2002, 29(1): 30~36.
- Li Yong, Hou Zhongjian, Si Guangying, et al. Cenozoic tectonic sequence and tectonic events at the eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau [J]. Geology in China, 2002, 29(1): 30~36 (in Chinese with English abstract).

Late Cenozoic tectonic deformation history and uplift process of the Panxi region, western Sichuan

ZHANG Yue-qiao¹, YANG Nong¹, MENG Hui², CHEN Wen³

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

2. *China Institute of Geological Environment Measurement, Beijing 100081, China;*

3. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)*

Abstract: Based on TM image interpretation and field observations, this paper describes the geomorphological features of the deeply incised Daduhe and Anninghe River valleys in the Panxi region and analyses the late Cenozoic tectonic deformation features of the Anninghe fault zone. The late Cenozoic tectonic evolution of the Anninghe fault zone may be divided into 5 stages: late Miocene to early Pliocene, late Pliocene to early Pleistocene, early to middle Pleistocene, middle to late Pleistocene, and late Pleistocene to Holocene. The first stage mainly witnessed transpressional strike-slip faulting; in the second stage obliquely tensional strike-slip motion was dominant; the Yuanmou movement occurring in the third stage caused lacustrine strata of the Xigeda Formation to be folded; in the fourth stage normal faulting took place, forming the Anninghe graben-horst structure; in the fifth stage left-lateral strike-slip motion again predominated. Based on a morphostructural analysis of the deep incised valleys of the Daduhe and Anninghe Rivers, late Cenozoic stratigraphic records and deformation features, the authors propose a 4-stage uplift model for the late Cenozoic uplift history of the Panxi plateau: a stage of gentle uplift and regional peneplanation during the early to middle Miocene (before 12 Ma), a stage of fast uplift and deep valley incision during the late Miocene to early Pliocene (from 12 to 3.4 Ma), a stage of development of the Xigeda lake basin along the deeply incised river valleys during the late Pliocene to early Pleistocene (from 3.4 to 1.1 Ma), and finally a stage of fast uplift and development of river terraces during the mid to late Pleistocene. The Panxi plateau may have attained an elevation of more than 3 000 m above sea level by the late Pliocene (before 3.4 Ma).

Key words: Panxi region; late Cenozoic; morphostructure; Anninghe fault zone; tectonic deformation; plateau uplift