

文章编号: 1009-6248(2005)02-0024-09

对龙羊峡形成的初步认识

赵振明¹, 刘百箴²

(1. 西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054; 2. 中国地震局兰州地震研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 从地貌和新构造的角度实际考察了龙羊峡, 建立了共和盆地和龙羊峡地区构造抬升和变形的几何模型。根据模型笔者认为, 黄河溯源侵蚀到达贵德盆地之后, 龙羊峡西段由海拔 3 000 m 的夷平面封闭共和古湖, 共和盆地周围的水体流向共和古湖; 峡谷东段拉吉玛、罗汉堂地区已进行溯源侵蚀, 水体向东流向贵德盆地。共和运动发生时, 共和盆地作为一个完整的次级刚性活动块体被向东挤出和向东南微量顺时针旋转, 同时, 盆地的西端垂直构造抬升的幅度大于东端, 共和古湖的水体重心向东偏移, 水面越过海拔 3 000 m 的夷平面, 向东流向贵德盆地, 流水作用在两个盆地之间快速下切形成现今的龙羊峡。

关键词: 共和盆地; 溯源侵蚀; 抬升幅度; 流水下切; 龙羊峡形成

中图分类号: P542⁺.2, P941.75 **文献标识码:** A

1 区域概况

1.1 共和盆地与龙羊峡地区的地貌特征

共和盆地位于青藏高原东北缘, 东西长约 280 km, 西端宽 45 km, 东端宽 70~80 km, 西南边是鄂拉山, 南边是阿尼玛卿山, 北边是青海南山, 东边是瓦里贡山。盆地内主要是早中更新统(Q₁₋₂)沉积层, 其下为新近系(N₂)曲沟组, 曲沟组在地表局部出露, 两者之间为角度不整合接触; 在盆地内东边, 一塔拉海拔高度 2 920~2 950 m, 向西二塔拉海拔高度 2 970 m 左右, 从二塔拉向西南的三塔拉海拔高度 3 040~3 050 m, 盆地中段海拔高度 3 020~3 100 m, 西段茶卡盐湖周围海拔高度在 3 100~3 200 m, 盆地内整体高度从东向西逐渐升高。共和盆地与贵德盆地之间的龙羊峡峡谷西口与东口之间西东向直线距离为 32 km, 峡谷实际曲线距离约为 40 km, 从龙羊峡电站向东直线距离 7

km, 地形从海拔 2 500 m 上升到 3 000 m, 然后向东突降到 2 600 m 左右, 7 km 处, 即南北方向的多隆沟西边, 3 000 m 高度的夷平面呈南北方向带状展布, 垂直于东西方向的峡谷。峡谷向北 35 km 高度从峡谷附近的 3 000 m 上升到 3 300 m; 向南 20 km 高度从峡谷附近的 3 000 m 上升到 3 100 m (图 1), 峡谷再向东, 地形有所增高后, 到达贵德盆地尼那时, 地形高度降到 2 200 m, 而黄河水面在峡谷西口为 2 480 m, 东口为 2 200 m。

1.2 共和盆地与龙羊峡的关系

龙羊峡尤其是本文重点研究的龙羊峡西段的形成, 取决于在共和运动中共和古湖水体的流出, 共和水体的流出从新构造的角度又取决于在共和运动中, 共和盆地完整块体的运动状态, 因此, 共和盆地及龙羊峡地区次级块体的运动状态是解决龙羊峡形成的关键问题, 也是笔者研究并要回答的问题。

收稿日期: 2004-09-20; **修回日期:** 2005-04-01

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目“大陆强震机理与预测”子课题“祁连山地区活动地块运动状态及其边界断裂系构造转换关系研究”(G1998040701)

作者简介: 赵振明 (1965-), 男, 陕西西安人, 硕士, 构造地质学专业。

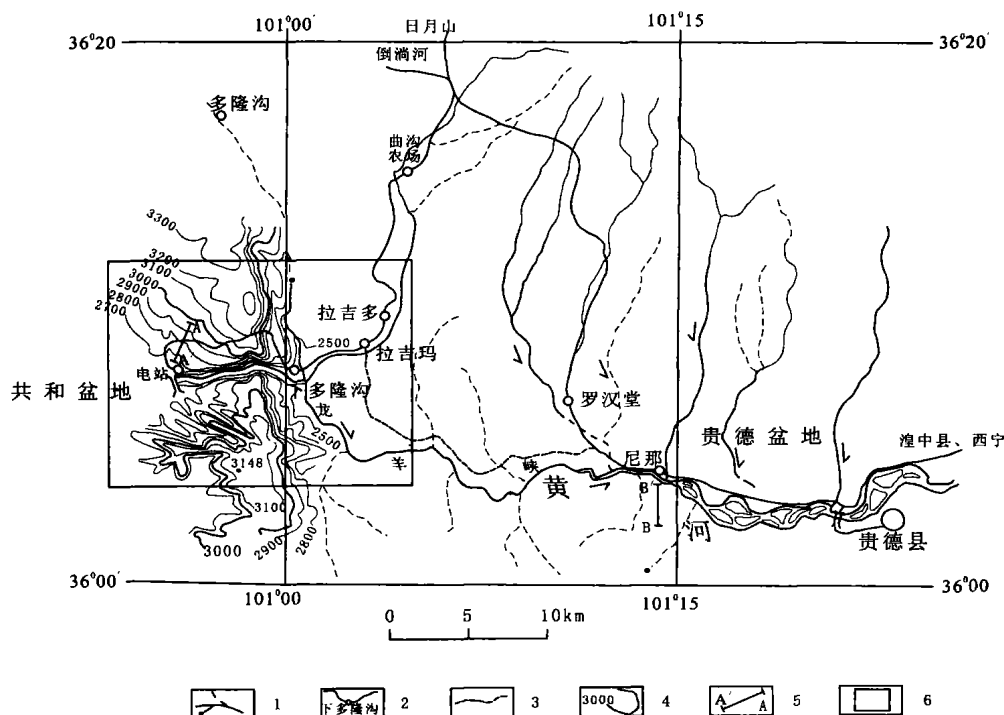


图1 龙羊峡地区水系分布图

Fig. 1 Distribution of water system in Longyang Gorge area

1. 常年、季节水系, 泉; 2. 地名与公路; 3. 简易公路; 4. 海拔高程等值线 (单位: m); 5. 阶地剖面位置; 6. 重点研究地区

2 前人对共和盆地及龙羊峡地区应力特征的研究成果

青藏高原东部地貌的特征, 反映出流体的流动在下地壳。区域地形梯度在上地壳缩短的缺失, 表明下地壳的塑性变形 (Clark M K *et al*, 2000)^[1]; 科罗拉多高原和青藏高原东部一样, 上地壳的拉张是此前强烈的构造作用引起, 表面的变形是这种作用的减弱 (McQuarrie N *et al*, 2000)^[2]; 结合卫星测量结果, 青藏高原东南顺时针旋转, 在东部边界局部地段地壳有所伸展 (Royden L H *et al*, 1997)^[3]。

水平方向的变化, 高原的东南主要为挤出和旋转 (Royden L H *et al*, 1997)^[3], 而东北缘以走滑为主, 计算机模拟阿尔金左旋的滑动速率为 $9 \pm 1 \text{ mm/年}$ (Bendick R *et al*, 2000)^[4]与测量的结果一致, 而晚全新世 6 000 年前主要的地震事件引起

的位移, 西段为 5.5 m, 中段为 9 m, 东段为 4 m (Washburn Z *et al*, 2001)^[5], 与上述结果一致。

龙羊峡地区第四纪湖相粘性土具有脆性特点, 强度的显著各向异性是这种粘土的又一重要力学特征 (孔德坊, 1986)^[6]。第四纪地层水平应力大于垂直应力的特点, 容易产生滑坡和拉裂变型 (刘汉超等, 1986)^[7]。对共和盆地及其周围有限元的分析结果 (王士天等, 1988)^[8], 主应力方向为 NE 向, 各断裂两盘相对差异性位移量递减的次序为: ①WNW 向布青山—阿尼玛卿褶皱隆起带; ②青海南山—拉脊山褶皱隆起带; ③NNW 向的鄂拉山褶皱隆起带; ④瓦里贡山—岗察寺褶皱隆起带。水压破裂法测定的浅层应力特点为 (郭杰等, 1993)^[9]: S_H 最大水平应力 $> S_h$ 最小水平应力 $> S_v$ 垂直主应力。对龙羊峡坝区地应力场回归分析计算结果, 水平应力占优势 (马启超等, 1993)^[10]。利用震源机制资料对该地区的地壳应力场和构造进行反演 (夏玉胜等, 1994)^[11], 结果表明应力以北东或北北东向占优势。

3 河谷地貌阶地的研究

在龙羊峡西口电站旁和东口尼那所测的两条剖面(图2), 电站旁剖面共9级阶地, T_9 砾石层分选性较好, 大小均匀, 5 cm 的粒径占多数, 砾石矿物以长石、石英含量为主, 砾石层厚 4 m, 下部为花岗岩, 砾石颗粒上有 1~1.5 mm 最厚达 2.5 mm 的钙膜; T_8 砾石层厚 6 m, 其上有 1.5 m 厚的水积沙, 该级阶地范围较广, 砾石层下为 N_2 棕色层; T_7 与 T_6 阶地砾石层未见底, 直径 10~20 cm 的砾石占

20%, 其上为 2 m 的水积沙层, 沙层具很清楚的水平层理, 沙层上为厚度大于 4 m 的洪积物, 而 T_5 砾石层上无沙层和洪积物。尼那 T_9 阶地砾石层厚 15~20 m, 直径 40~50 cm 占一半, 宽达 500 m; T_8 砾石层厚 15 m, 砾石层颗粒上粗下细, 直径 30 cm 的砾石占一半, 宽 197 m。并进行了热释光年代测定, 图2中4个热释光年代: 龙羊峡 T_7 TL 197 $\pm$ 9.9 ka、 T_9 TL 207 $\pm$ 10.5 ka, 贵德尼那 T_8 TL 187 $\pm$ 9.3 ka、 T_9 TL 187 $\pm$ 9.4 ka 由中国科学院地质与地球物理研究所热释光实验室测定, 高程用气压测高仪测定, 并结合地形图校正。

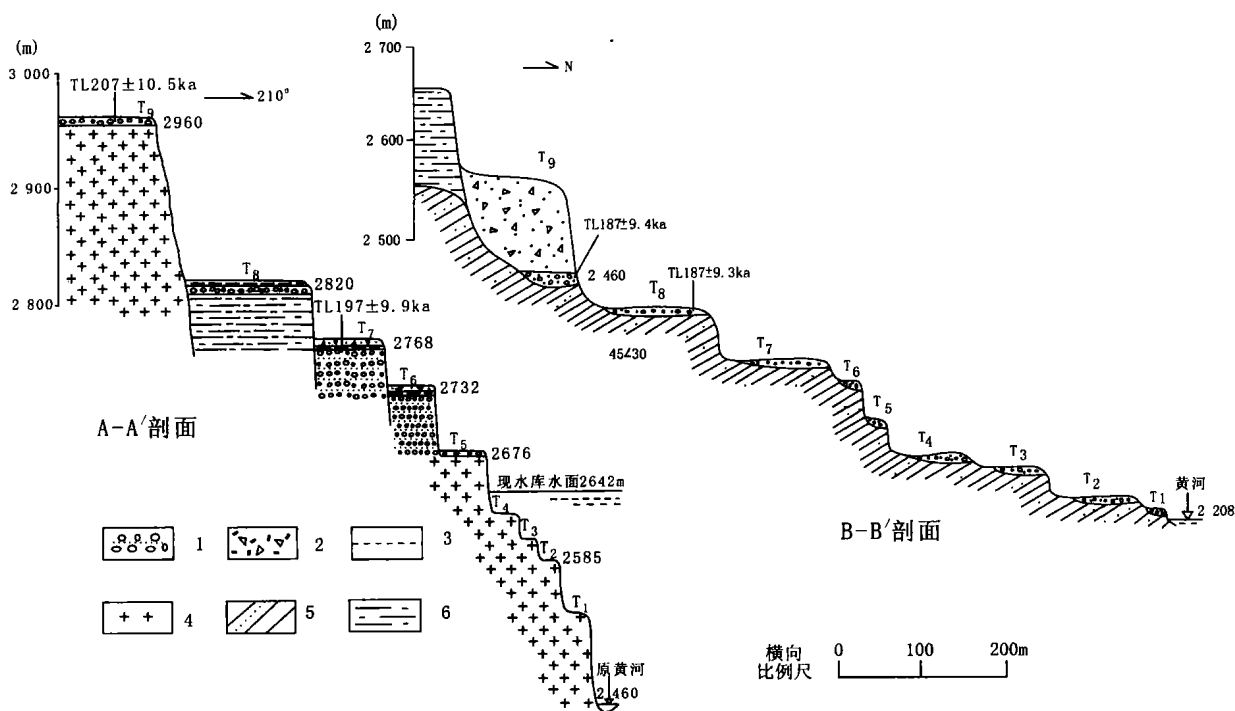


图2 龙羊峡西口与东口实测剖面图

Fig.2 The measured section in both west and east extremity of Longyang Gorge

1. 沙砾岩; 2. 洪积物; 3. 水积沙层; 4. 花岗岩; 5. 灰绿色变砂岩; 6. 上新统 N_2 红层

综合研究上述两个剖面及沉积物的特征, 电站旁的剖面反映出水动力条件较弱, 而尼那剖面反映出水动力作用较强。

4 共和盆地及龙羊峡地区几何模型的建立和龙羊峡形成的机制

4.1 模型建立的依据

本研究建立几何模型的依据是: ①鄂拉山断裂右行、青海南山断裂左行结论来自夏玉胜等(1994)^[11]、王士天等(1988)^[8]、龔顺民等(2000)^[12]、袁道阳等(2004)^[13]; ②块体水平、垂直、旋转运动结论来自龔顺民等(2000)^[12]——青藏高原东北缘块体的运动形式有水平挤压、垂直升降和旋转; ③差异隆升结论来自边千韬等(2000)^[14]——青海南山大断裂活动及伴随的差异隆升与青藏高原发生后造山伸展作用的动力转换有重要关系; ④水平挤压

和向东运动结论来自江在森等 (2001)^[15]——该地区水平运动和构造变形分布特征与印度板块的挤压和向东的运动作用有关; ⑤该地区为刚性块体结论来自王士天等 (1988)^[8]——共和盆地基底岩性较为单一且相对稳定, 具有一定的刚性特征; 刘百箴等 (2003)^[16]; 共和次级块体内部具有刚性特征; ⑥模型垂直方向刚性深度结论来自张国民等 (2003)^[17]——青藏地区平均地壳厚度为 74 km, 脆韧性转换的深度为 35~45 km。模型的建立也参考了前人对共和盆地及龙羊峡地区应力特征的研究成果, 共和盆地及龙羊峡地区的几何模型见图 3。

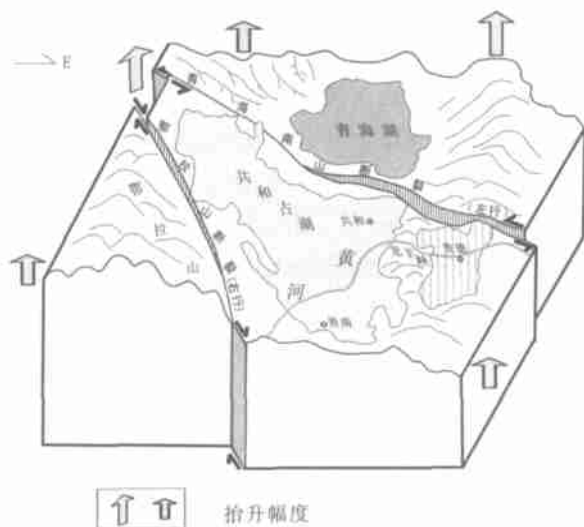


图3 共和盆地与龙羊峡地区块体运动几何模型图

Fig. 3 The geometric model of block moving in the Gonghe basin and the Longyang Gorge region

4.2 模型的建立及特征

笔者建立的共和盆地及龙羊峡地区次级块体运动几何模型, 其西南边界为逆冲右行的鄂拉山断裂, 东南边界在贵南县与兴海县之间, 这一地区具有规模较小的逆冲断裂, 东部边界为贵德盆地西缘, 北部边界为青海南山北坡逆冲左行的青海南山断裂, 西部边界为乌兰县与茶卡湖之间。深度取 0~40 km 的刚性部分; 运动方式, 在水平方向, 向东南方挤出并微量顺时针旋转; 在垂直方向, 西段与东段非均匀抬升。

该次级块体在共和运动中西端抬升的幅度大于东端, 是笔者从地貌和新构造的角度在 2000 年 5 月与兰州地震研究所刘百箴研究员、刘小凤副研究员

对共和盆地、龙羊峡、贵德盆地的考察, 2004 年 8 月与西北大学地质系王战教授等对共和盆地、龙羊峡西段、兴海盆地、鄂拉山、青海南山、茶卡盐湖的考察, 并参阅了其他学者对该地区以往研究的学术成果, 经过大量的室内研究工作之后, 由笔者提出。在此之前, 边千稻等 (2000)^[14]已提出青海南山隆起带隆升的不均衡性, 有西高东低的趋势。

笔者对青藏高原东北缘 200 ka 以来黄河河谷地貌的研究, 认为青藏高原东北缘抬升幅度、抬升速率从西向东逐渐降低 (赵振明等, 2003)^[18], 马钦忠、李吉均 (2003)^[19]研究认为青藏高原北缘晚新生代的构造运动和隆升幅度在东西方向上的差异性, 向东降低。笔者提出的共和盆地及龙羊峡地区抬升幅度西端大于东端的结论符合这一总体规律。

4.3 龙羊峡的溯源侵蚀及活动块体的垂直运动与龙羊峡的形成

河流侵蚀按作用方向分为下切侵蚀和侧方侵蚀两种。下切侵蚀是水流垂直地面向下的侵蚀, 加深河床或沟床, 侧方侵蚀向河床两边加宽河床; 从河段考虑, 沿较长的河段进行即沿程侵蚀, 通过源头或瀑布的后退来实现, 即溯源侵蚀, 这几种方式对于同一条河流在不同的河段、不同的时期表现的主次不同。侵蚀的能量来源于水流过河床时, 上部流速快, 压力大, 下部受阻力流速小, 压力小, 因而, 河水对河床泥沙颗粒产生压力差, 使颗粒上升, 加上流向力, 两个力的合力超过了泥沙的重力 (阻力), 泥沙脱离地面, 形成侵蚀。

张伯声 (1984)^[20]对黄河河道的发育研究认为, 盆地四周山岭的风化和侵蚀, 其物质搬运到盆地使盆地淤高, 盆地内的水外流, 到临近海拔较低的另一个盆地, 这样就在两盆地之间形成峡谷; 李吉均等 (1996)^[21]研究了兰州及其以上黄河所串各盆地的发育历史和黄河阶地的年代之后, 提出兰州以上黄河是通过溯源侵蚀将一个个盆地相互串联而成。笔者对共和盆地及龙羊峡的实际考察和进一步研究后也认为该地区的地貌强烈地受控于侵蚀作用, 龙羊峡整体未形成之前, 多隆沟及拉吉玛、罗汉堂所在两条南北大沟, 都在受地表的流水作用侵蚀下切, 水体流向贵德盆地, 贵德盆地到兰州河谷已连通。由于进入第四纪后, 气候变得干旱, 地表植被稀少, 偶然降雨后, 沉积物的沉积速率增加, 粒度增大, 这样侵蚀速率增加 (Zhang P et al, 2001)^[22], 同样的

情况也表现在安第斯山脉 (Montgomery D R *et al*, 2001)^[23], 向着更干旱的条件变化, 能够加倍增加切割速率, 尤其在已经很干旱的地区 (Molnar P, 2001)^[24], 所以在这个时期, 多隆沟到贵德盆地的这段峡谷, 在原地貌形状上逐渐的加深、加宽, 倒淌河的流水流向贵德盆地, 共和古湖的水体被多隆沟西边这一级 3 000m 的夷平面从东边继续封闭, 共和古湖周围的侵蚀物通过流水搬运进入湖底, 即现在的一塔拉、二塔拉和三塔拉, 湖水的深度由于干旱和进入湖内的沉积物增多, 变得越来越浅。那么, 湖水怎么样才能流出并穿过这一夷平面边界的裂点, 即尼克点 (knickpoint) (Humphrey N F *et al*, 2000)^[25], 则必须有动力来源。如果按此之前的溯源侵蚀过程, 要使这一 3 000 m 的夷平面降低到多隆沟的高度约 2 500~2 600 m, 然后湖水流向多隆沟, 连通共和盆地与贵德盆地, 需要很长的地质时间, 何况这段地貌的基岩主要为花岗岩, 这也是我们要建立共和龙羊峡次级块体的几何模型, 并要回答的问题 (图 3)。

共和龙羊峡次级块体, 作为一个整体, 在水平运移的同时, 有微量的顺时针旋转, 同时在垂直方向上有隆升, 这一结论已被普遍认可。暂不考虑水平挤压产生的位移与垂直方向产生的位移的内在关系, 仅考虑垂直隆升的特点, 几何模型给出, 共和龙羊峡次级块体西端抬升的幅度大于东端, 产生这一情况的力学机制, 从 GPS 测量结果分析构造变形特征, 认为该地区可能具有向东的动力作用 (江在森等, 2001)^[15]。这一抬升机制对地貌的影响不大, 但对共和古湖水体有重要的影响, 表现在水体的重心向东偏移, 古湖东岸水面上升, 越过此前侵蚀作用形成的倾向湖中心的两个斜面, 到达 3 000 m 的夷平面, 并越过该夷平面, 湖水向东流向多隆沟 (图 4), 很快在这一夷平面上切割出一条线型缺口, 到达基岩之后, 由于流水的能量及水平的剪切力远远大于基岩的固结力——下切的必要条件 (Molnar P, 2001)^[24], 所以继续快速下切, 形成多隆沟以西的这段峡谷。多隆沟以东到尼那在原有溯源侵蚀形成的河谷地貌上被继续快速加深、加宽。

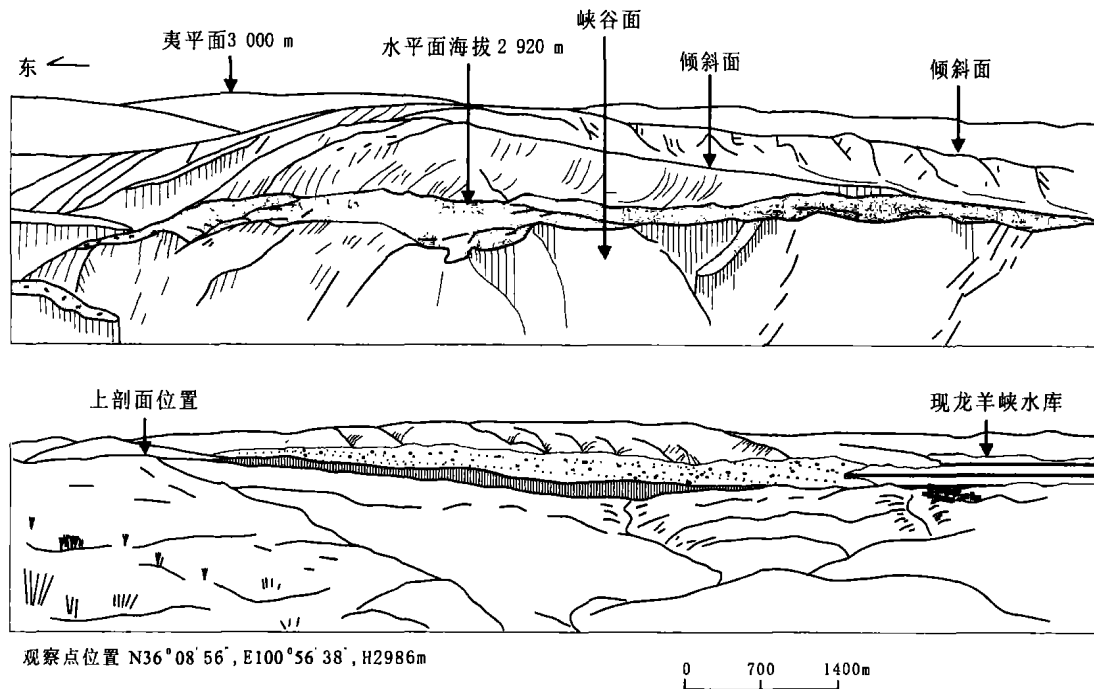


图 4 龙羊峡西段地貌图

Fig. 4 The geomorphic map of west part of Longyang Gorge

5 龙羊峡的溯源侵蚀与构造抬升作用在地貌上的体现

这一构造抬升过程在地貌上的强有力的证据为: ①现水库到多隆沟之间 7 km 的峡谷呈线型, 窄而深, 峡谷南北两边地貌、地形一致且相互对应, 如果把南北两边靠近, 两边地貌地形完全重合; ②峡谷南边残留的 2 920 m 的水平面, 孙鸿烈、郑度 (1998)^[26]引用潘保田的剖面图为 2 950 m, 是峡谷被切开到基岩后继续下切时残留的, 湖水当初就是从这一平面流出古湖的, 主体水体流出后水量减少, 流水宽度缩短, 而残留下来, 由于现峡谷继续下切, 现黄河向两边的侧向侵蚀, 这一残留水平面逐渐在消失 (图 4, 图版 I); ③我们实测了贵德尼那黄河南岸 9 级阶地, 最高阶地 T₉ 砾石层厚 15~20 m, 加上上覆洪积物总厚 115 m, 砾石中直径 40~50 cm 颗粒占一半。其中, 有一颗粒体积为 100×60×25 cm³, 成分为花岗岩, 边角磨圆好, 已为大巨砾。这么大的砾石必须具有能量很大的流水搬运、磨圆才能形成, 这也说明龙羊峡西端被向东流出的湖水切开后, 流水的速度很快, 水量很大, 能量很高; ④共和盆地内的沙珠玉河 (胃育渠) 向东的流向说明龙羊峡形成之后盆地的地貌特征是西高东低, 流入盆地的水量减小, 不考虑黄河穿过盆地的水量, 在盆地内, 二塔拉的高度留下逐渐缩小的达连海湖和更尕海湖。

与此相对应, 青海湖的情况刚好相反, 湖的东端抬升的幅度大于西端, 倒淌河反向流入湖内, 使青海湖由外泄湖变成封闭的湖泊。

6 现今共和盆地的裂解

共和盆地所处的范围为东径 98.8°~101.0°; 北纬 35.2°~37.0°; 在盆地及其附近 1933 年以来发生的 17 次强震 (表 1), 11 次在盆地内 (图 5), 如果从 1933 年到 1938 年, 以 5 年为间隔, 从 1938 年到 1952 年, 以近 15 年为间隔, 从 1952 年到 1971 年, 以近 20 年为间隔, 主应力方向为北东向, 是对盆地周围的挤压。同时, 如果该时期盆地仍然整体在水平移动和垂直抬升, 那么, 1990 年 7 级的强震及其

表 1 共和盆地及其附近 1933 年以来的 17 次强震数据

Tab. 1 Data of seventeen strong earthquakes in Gonghe basin and its adjacency since 1933

序号	时间	北纬	东径	震级	深度	地点
1	1933. 4. 1	36. 8 °	97. 4 °	5 1/4		青海都兰西北
2	1938. 4. 10	36. 3 °	98. 7 °	5 3/4		青海都兰东
3	1952. 1. 27	37. 1 °	99. 2 °	5		青海天峻附近
4	1952. 3. 28	37. 5 °	98. 0 °	4 3/4		青海天峻西
5	1971. 3. 24	35. 5 °	98. 1 °	6. 3	13	青海玛多北
6	1990. 4. 26	36. 06 °	100. 33 °	7. 0	9	青海共和西南
7	1990. 5. 7	36. 10 °	100. 36 °	5. 5	10	青海共和兴海间
8	1990. 5. 16	36. 12 °	100. 16 °	5. 3	13	青海共和兴海间
9	1990. 8. 15	36. 10 °	100. 16 °	4. 7	19	青海共和兴海间
10	1991. 9. 20	36. 0 °	100. 2 °	5. 3		青海共和
11	1994. 1. 3	36. 1 °	100. 1 °	6		青海共和
12	1994. 2. 16	36. 2 °	100. 2 °	5. 8		青海共和
13	1994. 9. 4	36. 1 °	100. 3 °	5. 2		青海共和
14	1994. 9. 24	36. 2 °	100. 3 °	5. 5		青海共和
15	1994. 10. 10	36. 1 °	100. 2 °	5. 3		青海共和
16	1995. 7. 9	36. 4 °	99. 9 °	5. 3		青海共和
17	2000. 9. 12	35. 5 °	99. 3 °	6. 6		青海兴海玛多间
			共和盆地 东径: 98. 8 ~ 101. 0 °		北纬: 35. 2 ~ 37. 0 °	

注: 数据来自兰州地震研究所分析预报室“青海强震目录”内部资料。

余震, 1994 年 6 级的强震及其余震则显示着达连海附近盆地的中心为应力中心, 这说明盆地现今仍然处于活跃期。盆地内 1990、1994、1995 年的震中位置与共和运动之后晚更新世以来 4 条隐伏断裂的位置共同表明, 盆地现今已不再为整体的一块。2000 年 9 月 12 日盆地外兴海与玛多之间的 6. 6 级地震反映盆地外的应力仍继续对盆地作用着, 未来盆地无论在水平还是垂直方向的位移将不再以整体盆地体现。

7 结论

龙羊峡未形成之前, 多隆沟及拉吉玛、罗汉堂所在的南北两条大沟, 都在受地表流水作用侵蚀下切, 水体流向贵德盆地; 共和运动发生时, 共和盆地作为一个整体, 在水平运移、微量顺时针旋转的同时, 在垂直方向的隆升表现在盆地西端的幅度大于东端, 共和古湖东岸水面上升越过海拔 3 000 m 的夷平面向东流出到达多隆沟, 由快速流水的下切作用形成多隆沟以西的峡谷, 多隆沟以东到贵德盆地在原来的河谷地貌基础上继续被快速加深、加宽, 龙羊峡全线形成。

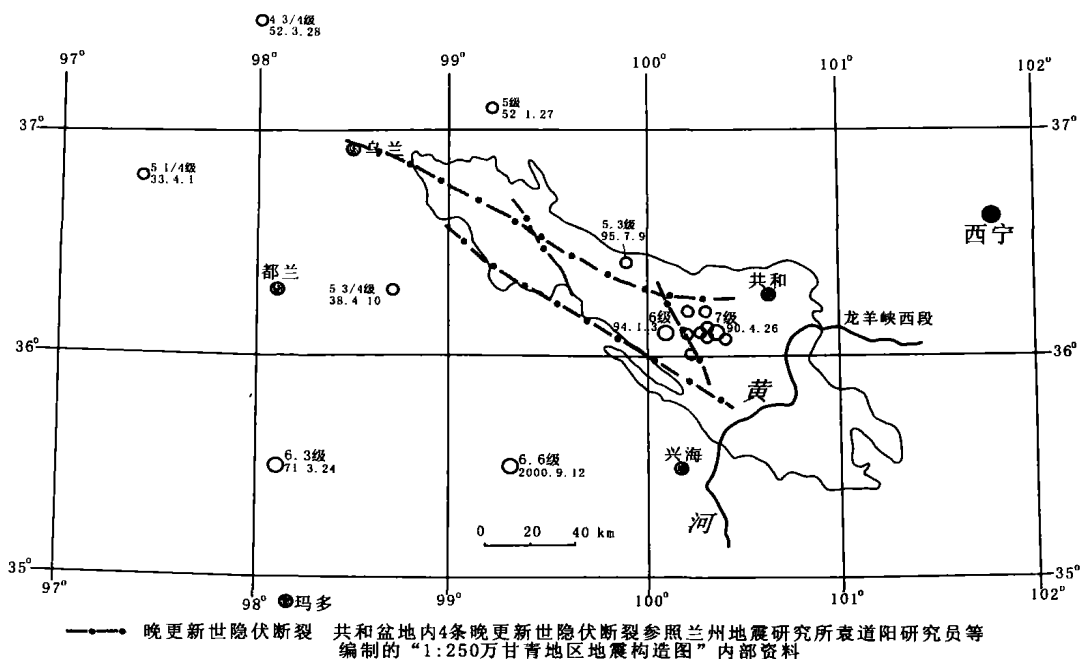


图5 共和盆地及其周围17次强震震中分布图

Fig. 5 The map of seventeen epicenter distribution of strong earthquakes in Gonghe basin and its adjacency

致谢: 笔者第二次对共和盆地和龙羊峡等地区考察时, 得到了西北大学地质系王战教授、西安地质矿产研究所伍跃中高级工程师的帮助和指点; 中国科学院地质与地球物理研究所张中杰研究员审阅本文初稿时提出了重要的修改意见, 在此一并致谢。

参考文献

- [1] Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow [J]. *Geology*, 2000, 28 (8): 703-706.
- [2] M cQuarrie N, Chase C G. Raising the Colorado plateau [J]. *Geology*, 2000, 28 (1): 91-94.
- [3] Royden L H, Burchfiel B C, King R W, *et al.* Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet [J]. *Science*, 1997, 276: 788-790.
- [4] Bendick R, Bilham R, Freymueller J, *et al.* Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system [J]. *Nature*, 1997, 404: 69-72.
- [5] Washburn Z, Arrow smith J, Foman S L, *et al.* Late Holocene earthquake history of the central Altyn Tagh fault, China [J]. *Geology*, 1997, 29 (11): 1051-1054.
- [6] 孔德坊. 青海龙羊峡地区湖相粘土的工程地质特征 [J]. *成都理工学院学报*, 1986, 13 (3): 87-93.
- [7] 刘汉超, 张倬元. 龙羊峡附近超固结粘土大型滑坡的形成机制及高速远滑的原因 [J]. *成都理工学院学报*, 1986, 13 (3): 94-104.
- [8] 王士天, 李渝生, 苏道刚, 等. 黄河龙羊峡电站区域构造稳定性的工程地质研究 [J]. *地质学报*, 1988, (4): 361-372.
- [9] 郭杰, 刘启芬, 高强. 1993. 对龙羊峡水库诱发地震可能性的探讨 [J]. *地震研究*, 16 (1): 60-66.
- [10] 马启超, 戚蓝. 1993. 龙羊峡坝区三维地应力场及其断裂带机制分析 [J]. *岩土工程学报*, 15 (3): 1-8.
- [11] 夏玉胜, 孙洪武, 崔鲁辉, 等. 龙羊峡周围地区地壳应力场及地震危险性探讨 [J]. *高原地震*, 1994, 6 (4): 33-38.
- [12] 魏顺民, 江在森, 张崇立. 青藏高原东北缘晚第四纪块体划分与运动态势研究 [J]. *地震地质*, 2000, 22 (3): 219-231.
- [13] 袁道阳, 张培震, 刘小龙, 等. 青海鄂拉山断裂带晚第四纪构造活动及其所反映的青藏高原东北缘的变形机制 [J]. *地学前缘*, 2004, 11 (4): 393-402.
- [14] 边千韬, 刘嘉麒, 罗小全, 等. 青海湖的地质构造背景及形成演化 [J]. *地震地质*, 2000, 22 (1): 20-26.
- [15] 江在森, 马宗晋, 张希, 等. 青藏块体东北缘水平应变场与变形分析 [J]. *地震地质*, 2001, 23 (3): 337-345.

- [16] 刘百旒, 刘小凤, 袁道阳, 等. 黄河中上游阶地对青藏高原东北部第四纪构造活动的反映 [J]. 地震地质, 2003, 25 (1): 133-145.
- [17] 张国民, 李丽. 地壳介质的流变性与孕震模型 [J]. 地震地质, 2003, 25 (1): 1-10.
- [18] 赵振明, 刘百旒. 青海共和至甘肃兰州黄河河谷地貌的形成与青藏高原东北缘隆升的关系 [J]. 西北地质, 2003, 36 (2): 1-12.
- [19] 马钦忠, 李吉均. 晚新生代青藏高原北缘构造变形和剥蚀变化及其与山脉隆升关系 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23 (1): 27-34.
- [20] 张伯声. 从黄土线说明黄河河道的发育 [A]. 张伯声论文集 [C]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1984. 4. 10-16.
- [21] 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.
- [22] Zhang P, Molnar P, Downs W R. Increased sedimentation rates and grain size 2-4M yr age due to the influence of climate change on erosion rates [J]. Nature, 2001, 410: 891-897.
- [23] Montgomery D R, Balco G, Willett S D. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes [J]. Geology, 29 (7): 579-582.
- [24] Molnar P. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates [J]. Geology, 2001, 29 (12): 1071-1074.
- [25] Humphrey N F, Konrad S K. River incision or diversion in response to bedrock uplift [J]. Geology, 2000, 28 (1): 43-46.
- [26] 孙鸿烈, 郑度. 青藏高原形成演化与发展 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1998. 2. 108.

The primary perspective of Longyang Gorge formation

ZHAO Zhen-ming¹, LIU Bai-chi²

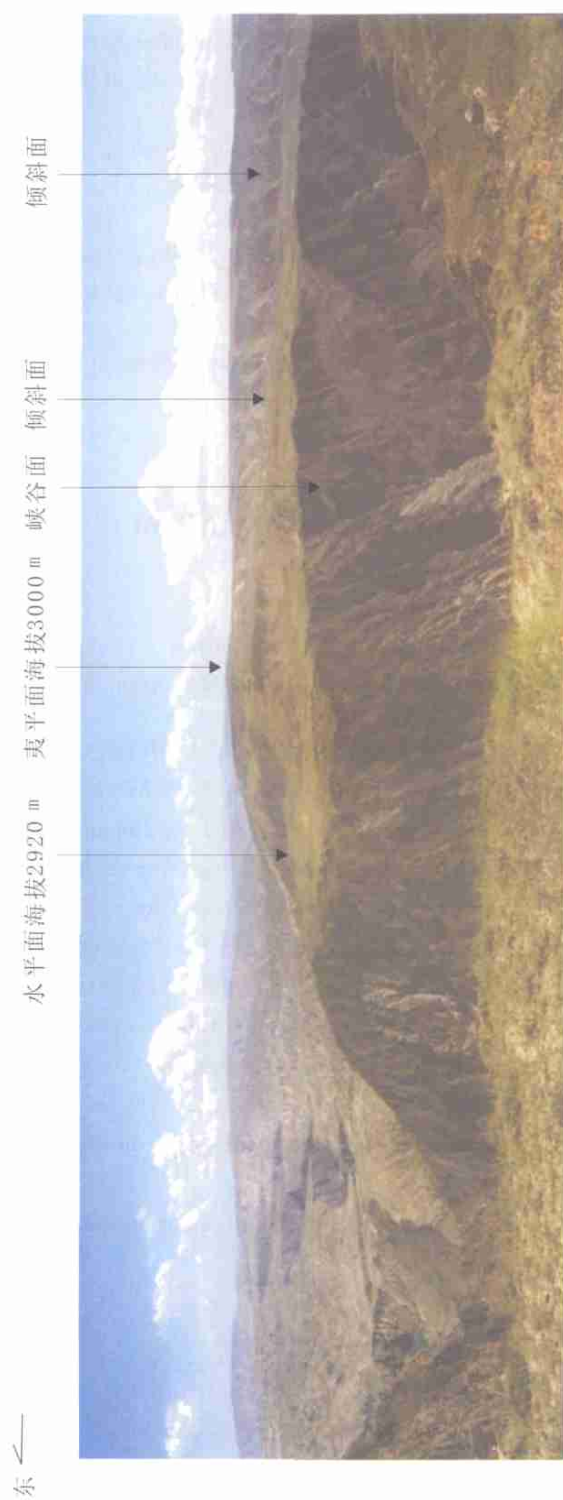
(1. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an 710054, China;

2. Lanzhou Institute of Seismology China Seismological Bureau, Lanzhou 730000, China)

Abstract: On the basis of the field geologic, geomorphic, active tectonic observation and much more indoor research, we propose a dynamic model for the tectonic uplift and deformation of Gonghe basin and Longyang Gorge region. Modeling suggests that the ancient Gonghe lake was closed by the planation surface of 3000m height above sea level in the west part of Longyang gorge after the getting of deriving erosion of Yellow river to Guide basin, around the Gonghe basin, the fluid flowed to the lake; The east part of Longyang Gorge in Lajima and Luohantang area had been eroded to source, the fluid flowed to the Guide basin. When Gonghe movement took place, Gonghe basin, as a complete secondary rigidity active block, was extruded to east and rotated clockwise to southeast for little scale. Besides this, as its vertical uplifting displacement of west part was bigger than east the water barycenter of the ancient Gonghe lake deviated from west to east. So the water surface got across to 3000m planation surface, the water of ancient Gonghe lake flowed to Guide basin, then, Longyang Gorge had been formatted by the fast incision with the fluid between Gonghe basin and Guide basin.

Key words: Gonghe basin; derive erosion; uplift scope; fluid incision; Longyang Gorge formation

图版 I



图版 I 龙羊峡地貌景观

Photos showing geomorphological landscape of Longyang Gorge