



祁连山北缘断裂东段逆冲-褶皱系统运动学与变形速率

胡小飞, 易子昊*, 陈久英, 张亚男

兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000

* 通讯作者, E-mail: yzihao2024@lzu.edu.cn

收稿日期: 2024-05-26; 收修改稿日期: 2024-11-18; 接受日期: 2024-12-03; 网络版发表日期: 2025-03-10

国家自然科学基金项目(42071001)和第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0704)资助

摘要 位于青藏高原东北缘的祁连山的抬升是高原形成过程中的一个重要事件, 目前对于其抬升模式存在争议: 逐步扩展还是整体抬升. 解决该争议的一个关键在于作为其边界断裂的祁连山北缘断裂是否吸收了祁连山地壳缩短的大部分速率. 本研究选择在变形速率研究分歧较大的北缘断裂的东段进行研究. 杂木河几乎垂直穿过武威盆地的两条分支断裂, 在沿岸保存一系列相对完好的河流阶地, 为限定可靠的变形速率提供了良好载体. 我们对杂木河多级阶地进行了高程测量, 并利用光释光与宇生核素方法对阶地的年代进行了测定. 结果表明杂木河各级阶地地面在康宁桥断裂与上古城-双塔断裂区域发生了明显的褶皱或错断变形, 4级阶地地面的废弃年代分别为~48ka (T2)、~73ka(T2a)、80~85ka(T3)和~122ka(T4). 根据各级阶地面变形特征, 结合三角剪切与铲式逆断层的几何模型, 得到两条分支断裂的关系与变形运动学特征. 根据这一运动学模型, 得到断层总滑动速率为 $(1.24 \pm 0.12) \text{ mm a}^{-1}$, 这一速率与祁连山北缘断裂中西段 $(1.3 \pm 0.6) \text{ mm a}^{-1}$ 的缩短速率相近. 沿祁连山北缘断裂分配较为一致的地壳缩短速率表明, 祁连山北部的边界断裂吸收的缩短速率约占祁连山总缩短速率的15%~20%, 不符合边界断裂吸收大部分缩短速率的构造楔模型, 支持祁连山整体抬升模式.

关键词 祁连山北缘断裂, 阶地变形, 运动学模型, 变形速率, 抬升模式

1 引言

祁连山造山带作为青藏高原东北缘重要的挤压造山带, 其隆起和变形是高原形成过程中的重要地质地貌事件, 对于解释青藏高原的形成和扩展过程至关重要(Tapponnier等, 2001; Yin等, 2002). 目前关于祁连山的抬升模式存在两种不同的观点: 一种观点认为祁连

山从始新世开始抬升(Qi等, 2016; Ji等, 2017; Fang等, 2019), 并逐步向东北方向扩展(Tapponnier等, 1990, 2001); 另一种观点认为祁连山在中中新世开始快速抬升变形(Zhuang等, 2011; Pan等, 2013b; Yu等, 2019), 是一个整体抬升的过程(Hu等, 2021). 这两个不同抬升模式指示了不同的边界断裂变形速率, 逐步扩展模式将吸收约50%的地壳缩短, 而整体抬升吸收不到20%. 祁

中文引用格式: 胡小飞, 易子昊, 陈久英, 张亚男. 2025. 祁连山北缘断裂东段逆冲-褶皱系统运动学与变形速率. 中国科学: 地球科学, 55(5): 1377–1397, doi: [10.1360/SSTe-2024-0142](https://doi.org/10.1360/SSTe-2024-0142)

英文引用格式: Hu X, Yi Z, Chen J, Zhang Y. 2025. Kinematics and deformation rates of the fault-fold system along the eastern section of the North Qilian Shan Fault. Science China Earth Sciences, 68(5): 1326–1345, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1478-7>

连山北缘断裂作为祁连山东北边界断裂带, 其变形速率的大小对祁连山抬升模式有关键性指示意义(Xiong等, 2017). GPS(Global Positioning System)观测到祁连山的总地壳缩短速率为 $5\sim 8\text{mm a}^{-1}$ (Zheng等, 2013), 假设地壳缩短速率自祁连山初始抬升保持恒定(Hetzel等, 2019), 如果祁连山北缘断裂吸收了 $2.5\sim 4.0\text{mm a}^{-1}$ 或更多的缩短速率, 它符合边界断裂活跃、内部断裂不活跃的构造楔模型, 指示祁连山由西南向东北方向逐步扩展抬升. 分布在祁连山北缘的缩短速率相对较低而且和祁连山内部多条断裂相当(Hu等, 2021), 说明山体内部断裂与边界断裂均保持活跃状态(Koyi等, 2000), 指示祁连山的隆升方式为整体抬升变形.

目前对祁连山北缘断裂变形速率的研究有较大的分歧. 祁连山北缘断裂西段与中段的研究相对较丰富, 地表断层陡坎分析得到晚更新世以来缩短速率为 $0.7\sim 2\text{mm a}^{-1}$ (Liu等, 2017; Yang等, 2018a, 2018b; Cao等, 2019; Hu等, 2019; Hetzel等, 2019). 祁连山北缘断裂东段(又称武威盆地南缘断裂), 根据断裂陡坎得到了部分段落晚第四纪以来的错断速率, 但不同研究得到的缩短速率结果相差较大: $0.5\sim 1.0\text{mm a}^{-1}$ (陈文彬, 2003; Hu等, 2015; 艾晟等, 2017; Lei等, 2021)、 $\sim 2.5\text{mm a}^{-1}$ (Champagnac等, 2010)和 $\sim 4\text{mm a}^{-1}$ (Gaudemer等, 1995; Xiong等, 2017). 这些具有较大争议的研究结果无法用来评价祁连山的变形模式问题. 同时, 古

浪1927年8级大地震就发生在武威盆地南缘断裂上(Gaudemer等, 1995; 侯康明等, 1999), 不确定的变形速率对于评价区域地震危险性(Hu等, 2015)会产生较大的误判.

本研究以杂木河晚更新世河流阶地为主要研究对象, 分析阶地变形特征, 获得断层错断变形和褶皱变形特征, 同时结合年代学研究, 计算变形速率, 提供祁连山北缘断裂东段更可靠的缩短速率.

2 研究区概况

2.1 祁连山北缘断裂

倾向西南的祁连山北缘断裂将祁连山脉与河西走廊盆地分隔开, 这条逆冲断裂从西端的阿尔金断裂到东端的古浪县绵延大约600km, 其主要可以分为西、中、东三段(图1). 在西段, 根据 ^{10}Be 定年与断层陡坎分析, 玉门断裂根据其 $(0.73\pm 0.09)\text{mm a}^{-1}$ 的垂直滑动速率与 $30^\circ\pm 5^\circ$ 的断层倾角, 自45ka以来的缩短速率为 $(1.26\pm 0.31)\text{mm a}^{-1}$ (Liu等, 2017). 根据类似的方法研究, 佛洞庙-红崖子断裂根据 $40^\circ\sim 50^\circ$ 的倾角, 自 $\sim 200\text{ka}$ 其对应的缩短速率为 $0.7\sim 1.4\text{mm a}^{-1}$ (Yang等, 2018a, 2018b, 2020). 对于这条断裂, Hetzel等(2019)利用 ^{10}Be 定年, 结合 $30^\circ\pm 5^\circ$ 的倾角, 对断层陡坎进行研究, 得到缩短速率为 $(2.0\pm 0.3)\text{mm a}^{-1}$. 在祁连山北缘断裂中段, 根

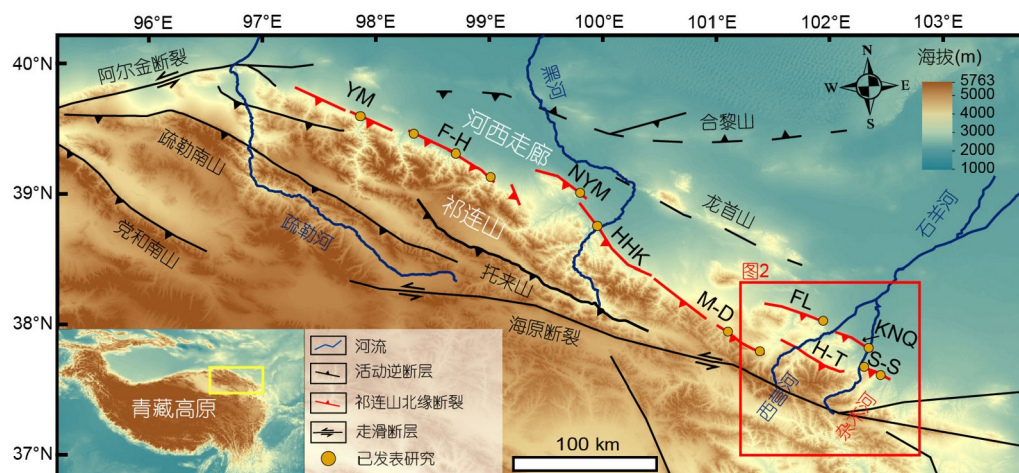


图1 祁连山及邻区地形与断裂分布

底图来自90m分辨率SRTM影像. YM, 玉门断裂(研究点来自Liu等, 2017); F-H, 佛洞庙-红崖子断裂(Yang等, 2018a, 2018b); NYM, 榆木山北缘断裂(Hu等, 2019); HHK, 黑河口断裂(Cao等, 2019); M-D, 民乐-大马营断裂(Xiong等, 2017); H-T, 皇城-塔儿庄断裂(侯康明, 1998a); 武威盆地南缘断裂, 包括: FL, 丰乐断裂(Champagnac等, 2010); KNQ, 康宁桥断裂(艾晟等, 2017); S-S, 上古城-双塔断裂(侯康明, 1998a; 陈文彬, 2003)

据榆木山北缘断裂¹⁰Be暴露测年结果(Palumbo等, 2009; Seong等, 2011), 计算得到130ka以来该断裂对应的缩短速率为 $(1.5 \pm 0.4) \text{mm a}^{-1}$ (Hu等, 2019). 民乐-大马营断裂全新世以来的对应的缩短速率为 $(1.02 \pm 0.6) \text{mm a}^{-1}$ (钟岳志等, 2017)、 $(1.3 \pm 0.13) \text{mm a}^{-1}$ (雷惊昊等, 2017)和 $(1.37 \pm 0.54) \text{mm a}^{-1}$ (Xiong等, 2017). 综上, 祁连山北缘断裂中西段区域平均缩短速率为 $(1.3 \pm 0.6) \text{mm a}^{-1}$.

祁连山北缘断裂东段由皇城-塔儿庄断裂与武威盆地南缘断裂(即丰乐断裂、康宁桥断裂以及上古城-双塔断裂)组成. 皇城-塔儿庄断裂被认为自晚更新世以来不再具有活动性(侯康明, 1998a). 沿着丰乐断裂, Lei等(2021)对两个研究点的断层陡坎进行研究, 得到缩短速率为 $(1.0 \pm 0.1) \text{mm a}^{-1}$ (倾角为 $35^\circ \pm 2^\circ$). 在康宁桥断裂, 陈文彬(2003)利用断层陡坎(断层倾角为 40°)与热释光方法获得其全新世的垂直滑动速率为 $\sim 0.57 \text{mm a}^{-1}$, 缩短速率为 0.9mm a^{-1} . 在该断裂南部的南营背斜上, Hu等(2015)对断裂和褶皱形态进行了较详细的研究, 并根据其运动学特征和光释光年代学研究结果, 获得了约70ka以来的地壳缩短速率, 为 $(0.9 \pm 0.3) \text{mm a}^{-1}$. 上古城-双塔断裂被1927年古浪 $M=8.0$ 级地震错断(图2a)(侯康明等, 1999), 并露出了1m高的断层面(Gaudemer等, 1995), 根据热释光方法, 得到其全新世垂直滑动速率为 $0.57 \sim 0.96 \text{mm a}^{-1}$, 对应缩短速率为 $0.8 \sim 1.1 \text{mm a}^{-1}$ (陈文彬, 2003). 艾晟等(2017)通过¹⁴C定年与一个更陡的倾角 65° , 获得了 $0.21 \sim 0.48 \text{mm a}^{-1}$ 的缩短速率. 较高的变形速率主要是Champagnac等(2010)研究得到的, 他们通过西营河下游的两级阶地面的变形, 结合宇生核素暴露测年, 得到 $\sim 30 \text{ka}$ 以来丰乐断裂的垂直滑动速率为 $(2.8 \pm 1.3) \text{mm a}^{-1}$, 利用 $\sim 45^\circ$ 的断层倾角计算得到的缩短速率为 $\sim 2.5 \text{mm a}^{-1}$. Xiong等(2017)根据这一变形速率, 再加上民乐-大马营断裂东端全新世以来的变形速率, 推测该区域的缩短速率可达到 $3 \sim 4 \text{mm a}^{-1}$.

2.2 地质与地貌概况

武威盆地南缘断裂上盘抬升出了分布范围较大的早古生界块状花岗岩, 这些花岗岩侵入变形的变质沉积岩(图2b)(甘肃省地质矿产局, 1989). 研究区康宁桥断裂上盘局部暴露二叠系、三叠系和新近系砂岩. 新近系红色粉砂岩与砂岩表现出山麓沉积的特征(何鹏举, 2018), 不连续地分布在更早期的地层之上. 上古

城-双塔断裂上盘主要由奥陶系变质砂砾岩组成, 沿杂木河两岸局部暴露二叠系砂岩与石炭系页岩. 武威盆地南缘断裂下盘区域主要由第四系冲洪积物组成.

该区域各级台地面上覆盖着不同厚度的黄土沉积(Pan等, 2007, 2013a), 古地磁研究表明最古老的风成黄土年代为1.4Ma(Pan等, 2007), 沉积记录显示这些黄土经历了连续的沉积(郭光剑等, 2001). 本研究区内沿杂木河发育多级晚第四纪阶地(侯康明, 1998a; 高红山等, 2005; Pan等, 2007), 阶地砾石层上方沉积不同厚度的黄土, 为晚更新世至全新世阶地废弃年代的限定提供了理想材料(Pan等, 2003, 2009).

祁连山东段的地形呈现西南高东北低的梯度(图2a). 皇城-塔儿庄断裂以南, 主要为海拔3000~4500m的高山区, 在3000~3300m高度范围内, 发育了一级保存完好的夷平面(高红山等, 2004), 该夷平面可能发育在第四纪之前(Pan等, 2007). 皇城-塔儿庄断裂与武威盆地南缘断裂之间, 为海拔1800~3000m的中高山区, 该区域发育了一级侵蚀面, 高红山等(2004)通过电子自旋共振(Electron Spin Resonance, ESR)测年和古地磁定年计算得到该侵蚀面发育于1.4Ma之前. 沿着河谷, 发育了众多保存完好的阶地面(Pan等, 2013a; Hu等, 2015). 河流阶地研究表明高山区的下切速率为 $(1.2 \pm 0.07) \text{mm a}^{-1}$ (Pan等, 2013a), 在中高山区河流下切速率为 $(0.5 \pm 0.02) \text{mm a}^{-1}$ (Pan等, 2013a). 在武威盆地南缘断裂北侧为河西走廊的冲洪积平原, 海拔为1600~1800m, 河流以堆积作用为主(李有利和杨景春, 1997).

沿着杂木河, 前人已经对河流阶地进行了初步的研究, 并给出了一些年代学研究结果. 高红山等(2005)在杂木河下游磨嘴子附近发现了5级阶地, 根据ESR定年, 给出T3和T4阶地的年龄分别为 (67.4 ± 10) 和 $(126 \pm 19) \text{ka}$. 在杂木河附近的冬青顶背斜, 侯康明(1998a)划分出了5级河流阶地, 给出T5阶地的热释光年龄为 $(36.7 \pm 2.9) \text{ka}$, 但没有提供具体的测年位置与样品信息. 这些研究为我们进行详细的阶地变形研究提供了研究基础, 但年代学的分析较简单粗糙, 还需进行进一步的研究.

3 研究方法

3.1 阶地考察

为了获得武威盆地南缘断裂的变形特征与速率,

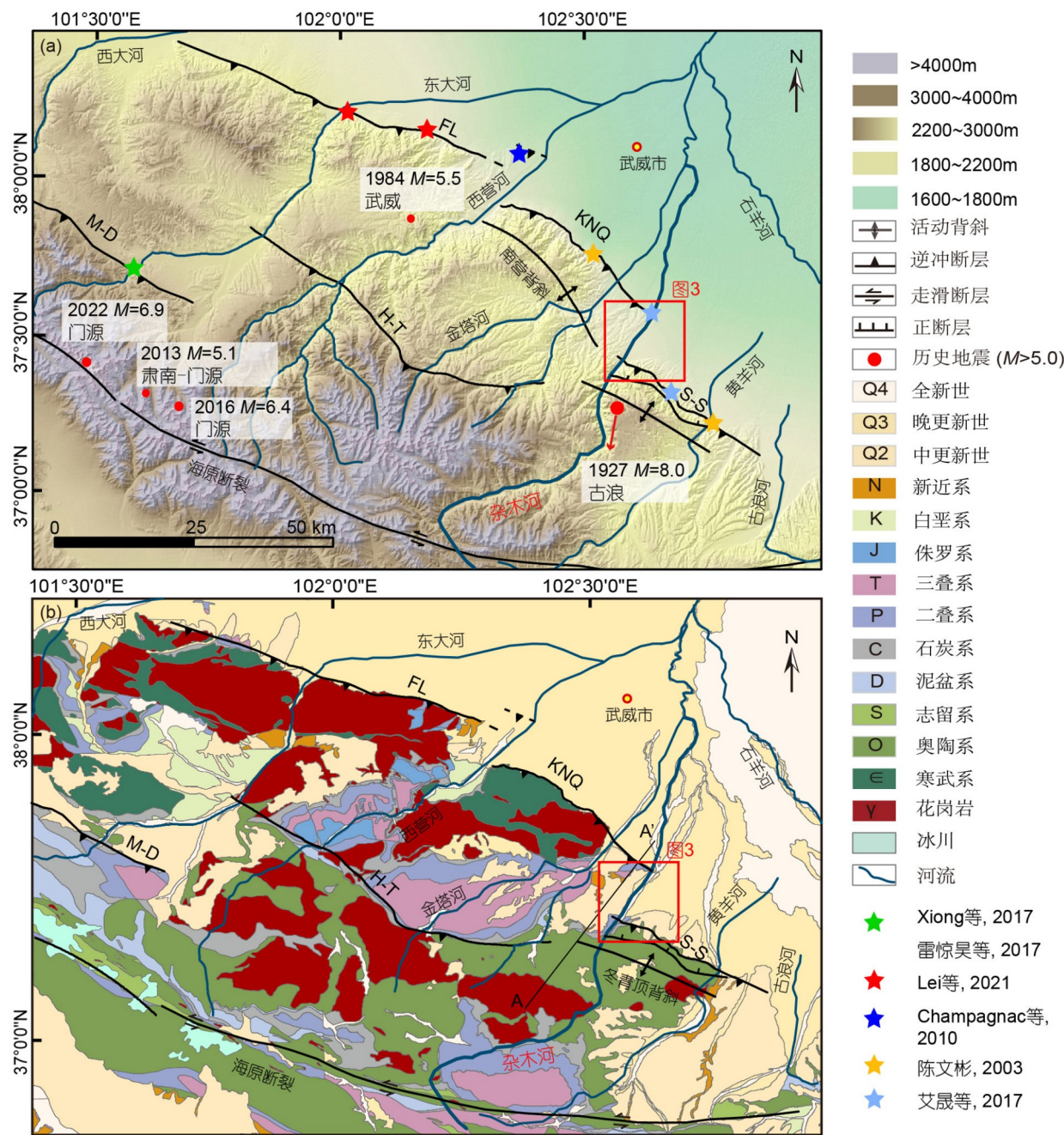


图2 祁连山北缘断裂东段区域概况

(a) 祁连山北缘断裂东段活动断裂及历史地震; (b) 祁连山北缘断裂东段地质图; FL, 丰乐断裂; KNQ, 康宁桥断裂; H-T, 皇城-塔儿庄断裂; S-S, 上古城-双塔断裂; M-D, 民乐-大马营断裂

对穿过上古城-双塔断裂和康宁桥断裂的杂木河两岸阶地进行考察, 从上游塔儿庄附近一直到下游的磨嘴子附近(图3), 沿杂木河延伸大约14km。首先进行的是河流阶地组成与特征考察, 在研究河段每间隔2~3km,

进行横断面的观察, 观察测量基岩的岩性与高度以及河流砾石层、河漫滩相、上覆沉积物(黄土和坡积物)的特征和厚度。根据这些特征, 确定河流阶地的类型与分级, 并根据不同阶地的特征, 进行上下游阶地的

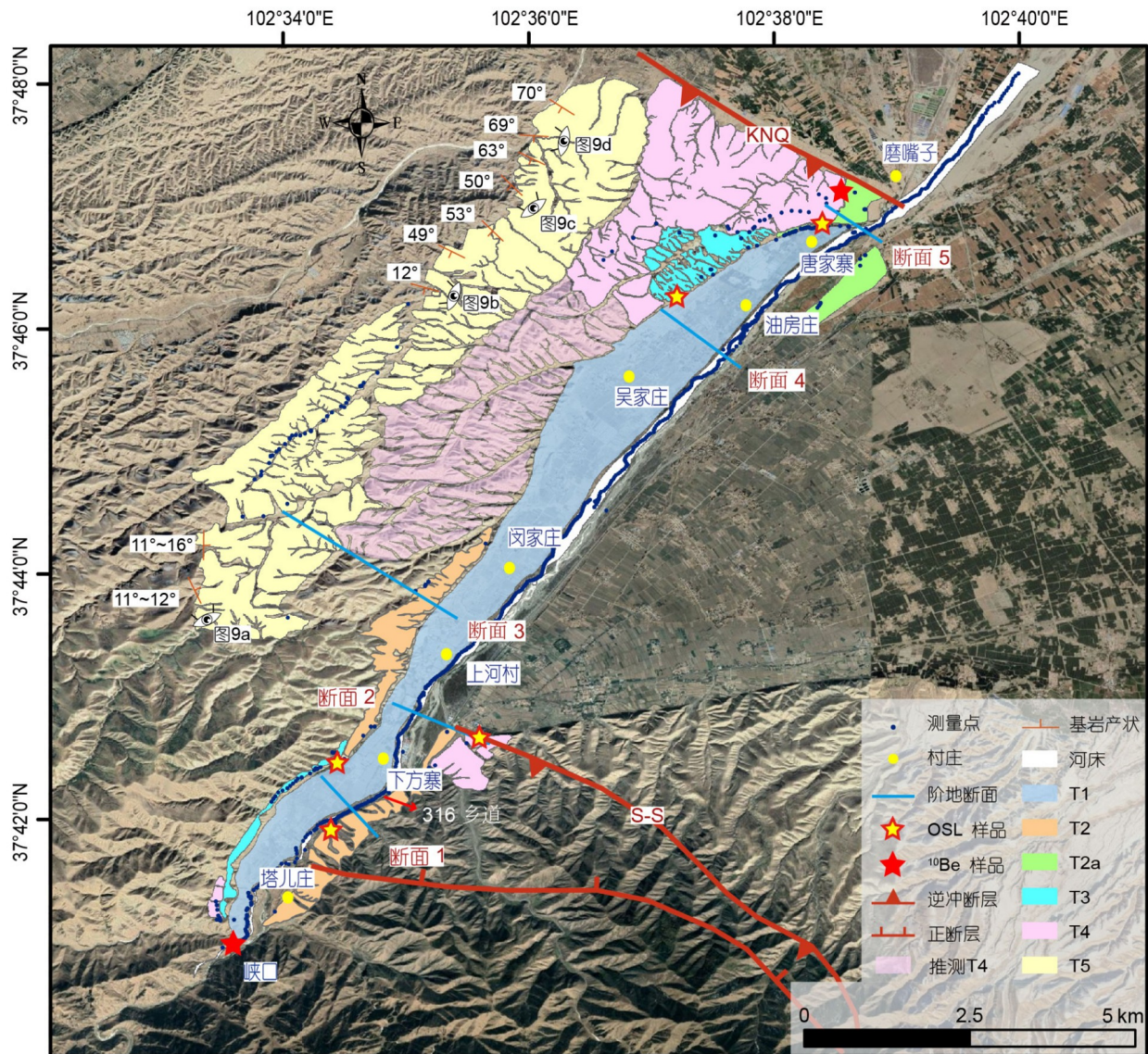


图3 杂木河河流阶地分布、高程测量点、年代学样品采样点与河谷断面

对比分析。阶地分级之后, 进行的是各个阶地面分布的考察与测量, 依据各个阶地面的连续性和特征, 对每个阶地面分别进行连续性的追踪, 将上下游同一阶地面对应起来。同时, 进行阶地面的高程测量, 测量过程利用Trimble 5800差分GPS进行, 获得的差分数据在高程上的误差可以达到10cm以下。考虑到砾石层顶面相对平滑且与河流阶地面废弃之前河床为同一个平面, 因此主要选择阶地砾石层顶面进行测量。在砾石层位置无法到达的位置, 用激光测距仪辅助进行高程的确定。

3.2 阶地定年

本研究利用光释光(Optically Stimulated Luminescence, OSL)方法对黄土底层和漫滩沉积物进行阶地废弃年龄的限定。磨嘴子附近河流砾石堆积面暴露地表的T4阶地, 还利用宇生核素暴露定年的方法对其年龄进行限定。

晚更新世风成黄土中的释光信号在阳光下长期暴露会完全晒退(Aitken, 1998), 可以得到较理想的释光年代; 前人对区域阶地的研究中, 上覆黄土与阶地面废

弃之间的相关性已经得到了广泛验证(Pan等, 2003, 2013a). 当河流下切时, 河漫滩沉积物开始形成, 风成黄土开始在其上堆积. 漫滩沉积物年龄代表阶地废弃的最大年龄, 其上黄土底部的年龄代表阶地废弃的最小年龄(胡小飞等, 2007; Pan等, 2013a). 光释光样品具体采集方法为: 选择天然或人工挖掘出露的剖面作为采样点, 在上覆黄土底部或砾石层上的漫滩沉积物处, 将不锈钢管垂直锤入表面清理过的新鲜剖面(铲除~30cm厚表层土)中, 然后用锡纸和塑料胶带进行密封. 在T2~T4共采集到5个样品, 这些样品(表1)在兰州大学西部环境教育部重点实验室释光实验室进行前处理与测试, 提纯出粒度范围为63~90 μm 的石英颗粒(Lai和Wintle, 2006; Lai等, 2007). 对石英的纯度进行了检测后, 实验由Risø TL/OSL-DA-20释光仪进行, 该仪器包含一个蓝色二极管($\lambda=470\pm 20\text{nm}$)和一个红外激光二极管($\lambda=830\text{nm}$). 测量过程采用470nm波长, 在130 $^{\circ}\text{C}$ 下刺激40s, 并使用7.5mm厚的Hoya U-340滤片检测光释光. 等效剂量(De)结合单片再生剂量法(SAR)(Murray和Wintle, 2000; Banerjee等, 2001)和标准生长曲线法(SGC)(Roberts和Duller, 2004)共同确定准确数值. 对每个样品, 用SAR测量6个等分样品以构建SGC, 另外测量12个等分样品的自然剂量(Ln)和实验剂量(Tn). 将灵敏度校正后的自然光释光投影到SGC上, 得出 De . 含水量根据自然含水量估算, 环境剂量率是根据样品中

铀(U)、钍(Th)、钾(K)大额浓度以及宇宙射线计算得出的(Prescott和Hutton, 1994). 宇生核素样品ZMH-10(表2)采集于T4阶地砾石层顶面, 选择的采样区域地形平坦, 可以排除后期侵蚀的影响. 样品CN081502采集于现代杂木河河床. 在阶地表面上和现代河床表面, 挑选1~3cm大小的石英颗粒100颗左右, 全部进行破碎、过筛、清洗、盐酸清洗、磁选、强酸浸泡溶蚀石英表面物质. 石英纯度进行检测后, 按照普度大学Darry Granger发表的步骤(<http://www.physics.purdue.edu/prime-lab/MSL/Flowchart%20copy.jpg>), 进行Be的化学分离, 最后提纯的BeO进行AMS(加速器质谱)制靶. 样品的前处理与制靶在中国科学院西北生态环境资源研究院完成, ^{10}Be 含量的测定在中国科学院地球环境研究所加速器质谱仪完成. 暴露年代由华盛顿大学宇生核素实验室CRONUS-Earth在线计算器计算得到(<http://hess.ess.washington.edu/>).

3.3 褶皱变形模拟与变形速率计算

由于上古城-双塔断裂被埋藏且断层附近未形成断层陡坎, 因此利用三角剪切断层传播褶皱来模拟S-S的变形过程. Erslev(1991)提出在断层顶点向上传播过程中, 其顶部的三角剪切区可以解释上覆褶皱变形. 结合上游T5阶地海拔纵剖面(图4a)与三角剪切模型(图4b)发现, 二者之间存在高度相关性, 因此用三角剪切

表 1 光释光样品信息与年代结果^{a)}

样品编号	位置	经度	纬度	高程(m)	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)	埋深(m)	等效剂量(Gy)	年剂量率(mGy a^{-1})	年代(ka)	样品来源
ZMH-07	T2	102.57 $^{\circ}\text{E}$	37.69 $^{\circ}\text{N}$	1983	3.24 ± 0.4	13.93 ± 0.8	1.89 ± 0.04	32	159.3 ± 3.7	3.32 ± 0.15	48.0 ± 2.5	河漫滩
ZMH-09	T2a	102.64 $^{\circ}\text{E}$	37.78 $^{\circ}\text{N}$	1775	2.60 ± 0.4	13.23 ± 0.8	1.85 ± 0.04	16	256.4 ± 8.8	3.49 ± 0.13	73.4 ± 3.7	河漫滩
ZMH-0728-2	T3	102.62 $^{\circ}\text{E}$	37.78 $^{\circ}\text{N}$	1815	4.15 ± 0.5	13.02 ± 0.8	1.94 ± 0.04	30	307.1 ± 14.9	3.85 ± 0.15	79.8 ± 5.0	黄土
ZMH-06	T3	102.57 $^{\circ}\text{E}$	37.71 $^{\circ}\text{N}$	1994	3.13 ± 0.4	12.88 ± 0.7	2.22 ± 0.04	60	300.9 ± 33.3	3.53 ± 0.21	85.3 ± 4.6	河漫滩
ZMH-08	T4	102.59 $^{\circ}\text{E}$	37.71 $^{\circ}\text{N}$	1981	3.99 ± 0.4	12.77 ± 0.7	2.21 ± 0.04	5	421.5 ± 10.3	3.67 ± 0.22	115 ± 5.7	黄土

a) 样品均为石英; 等效剂量、年剂量率与年代的误差为1 σ

表 2 宇生核素样品信息与年代结果

样品编号	位置	经度	纬度	高程(m)	厚度(cm)	屏蔽系数 ^{a)}	石英质量(g)	^{10}Be 浓度(10^5 atom g^{-1}) ^{b)}	年代(ka)
ZMH-10	T4	37.78 $^{\circ}\text{E}$	102.64 $^{\circ}\text{N}$	1805	5	0.998	30.1782	16.8 ± 0.40	122 ± 10.5
CN081502	河床	37.68 $^{\circ}\text{E}$	102.56 $^{\circ}\text{N}$	2043	5	1	30.1748	1.33 ± 0.04	—

a) 屏蔽系数指样品本身厚度及周围地形影响; b) ^{10}Be 浓度为减去继承性核素浓度后的值, 初始浓度为 $1.81 \times 10^6 \text{ atom g}^{-1}$

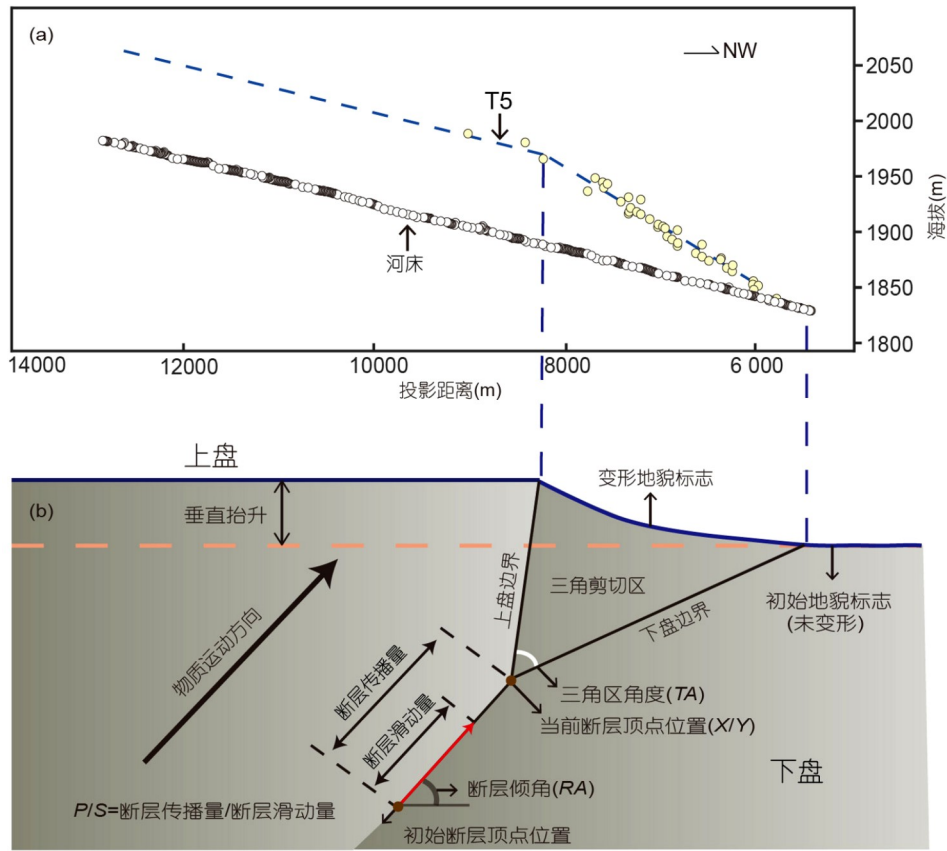


图 4 杂木河上游T5阶地变形与三角剪切模型示意图

(a) 杂木河上游T5阶地海拔高度图; (b) 三角剪切模型几何学特征, 修改自Zehnder和Allmendinger(2000)

模型来匹配阶地变形的几何形态。三角剪切断层传播褶皱的几何形状由断层倾角(RA)、断层滑动量(S)、断层顶点位置(X/Y)、三角区角度(TA)和传播-滑动比(P/S)(图4b)来控制。

在模拟过程中, 在MATLAB中利用模拟退火算法(Cardozo等, 2011), 寻找最能代表杂木河阶地变形特征的最优参数组合。首先, 选择相对连续的阶地面来获得最优参数组合, 以拟合阶地最佳初始形态, 对于本研究案例而言, T5最为合适。根据已发表的三角剪切自然实例, 最适用的 TA 为 30° ~ 100° , P/S 值的范围在2~3(Pei等, 2014), 为后续最优参数的选择提供参考。随后, 根据目标函数对结果进行验证, 测量数据与模型模拟结果匹配程度越高, 目标函数值越低(Cardozo和Aa-nonsen, 2009; Cardozo等, 2011)。在获得满足T5阶地表面的参数后, 对低级阶地进行正演来确定它们自形成以来的断层滑动量, 并通过Fault-Fold重建随着上古

城-双塔断层的滑动上游阶地变形的过程(Allmendinger, 1998)。

康宁桥断裂在磨嘴子附近出露地表并显示出断层陡坎。在断层上盘区域, 阶地面高度降低, 可能是由于下伏断层面倾角不同造成的(Hu等, 2015)。根据Hu等(2015)在南营背斜的研究以及野外考察情况(图3和4), 足够长的阶地后翼与地层倾角的变化符合铲式断裂模型(图5)(Amos等, 2007)的特征, 因此利用铲式逆断层模型来模拟康宁桥断裂上盘的阶地变形。

根据Thompson等(2002)的研究, 假设断层滑动量(S)、阶地高度(h)与断层倾角(α)的关系如下(图5b):

$$S = \frac{h_1}{\sin \alpha_1} = \frac{h_2}{\sin \alpha_2}, \quad (1)$$

其中, h_1 是高倾角 α_1 断层斜坡上的阶地高度, h_2 是低倾角 α_2 断层斜坡上的阶地高度(图5)。

根据阶地的测量数据以及地下断层几何形状, 计

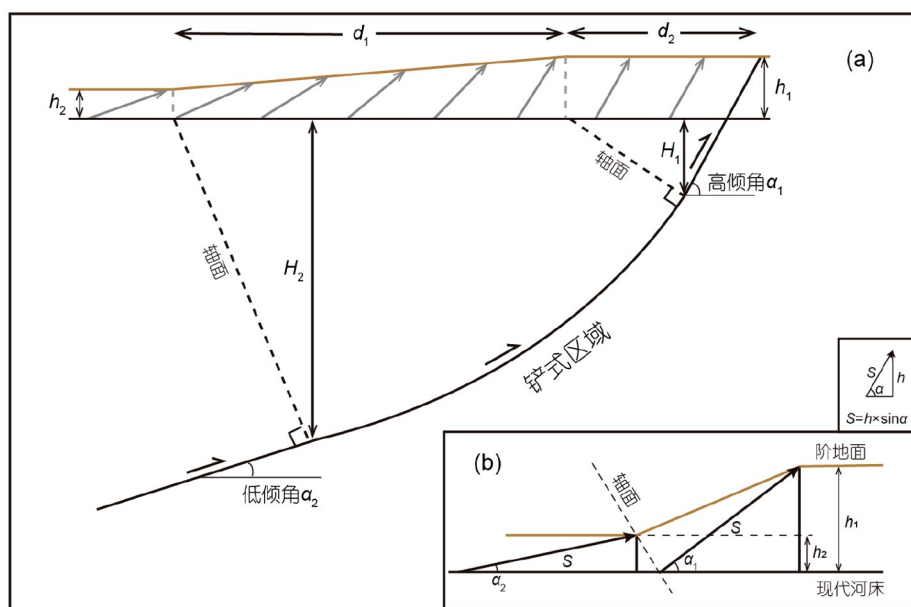


图5 铲式断裂几何学模型示意图

修改自Thompson等(2002)、Amos等(2007)和Hu等(2015); (a) 由变形阶地推断的铲式断裂模型几何学特征; (b) 阶地高度(h)、断层倾角(α)与断层滑动量(S)之间的几何关系

算出拐点即逆冲断层转变为铲式断层的深度 H_2 , 可计算为

$$H_2 = \left[d_1 \times \sin \alpha_2 + \frac{d_2}{\sin(\alpha_1 - \alpha_2)} \times (\cos \alpha_2 - \cos \alpha_1) \right] \times \cos \alpha_2. \quad (2)$$

铲式断层在深度 H_1 处转变为地表下更陡的逆冲断层, H_1 计算公式为

$$H_1 = d_1 \times \sin \alpha_1 \times \cos \alpha_1. \quad (3)$$

4 杂木河河流阶地特征

4.1 阶地分布与阶地序列

经过野外调查, 杂木河沿岸共发现6级河流阶地(图3)。从低到高, 依次对阶地命名为T1~T5, 将河流下游出现的位于T2和T3之间的一级阶地命名为T2a(图3和图6)。在上河村之下的河段, 河谷相对较窄, 阶地面分布也比较窄, T1~T4都有分布。下游上河村附近, T4和T5阶地面较宽且连续分布。闵家庄至吴家庄区域内, T2~T4阶地未出露, 只能看到黄土堆积, 可能指示阶地面高度较低被埋藏至现代河床之下; 由于该处黄土下

游T4阶地上覆黄土从吴家庄至上河村经历了连续的沉积, 因此推测被这些黄土所覆盖的阶地面为T4(图3)。到唐家寨至磨嘴子段, 出露T1、T2a、T4和T5阶地, T3可能受到侵蚀, 未见出露。上游14~8km区域(图6)各级阶地坡度较缓, 变形不明显; 中游区域8~1.5km范围内, 阶地发生明显变形, 呈现一个巨大的向斜构造形态; 下游1.5~0km区域, T4与T2a阶地面与河床平行, 相对于康宁桥断裂下盘整体抬升。

在下方寨附近的河谷断面(图3)发育三级基座阶地(图7a), 基座为二叠系砂岩, 河流北岸的T3阶地砾石层为3~4m, 拔河46m, 砾石层之上为3m左右的河漫滩堆积, 为黄土状粗粉砂, 之上为~65m的风成黄土堆积。OSL样品(ZMH-06)位于河漫滩层底部距砾石层1.2m处, 年代结果显示为(85.3±4.6)ka(表1)。位于南岸的T2阶地砾石层厚度3~5m, 砾石层顶高出现代河面30m, 之上为3m左右的河漫滩相粉砂堆积, 其上覆盖有约40m的风成黄土。OSL样品(ZMH-07)采集于漫滩层底部距砾石层60cm处, 测得其年代为(48.0±2.5)ka。T1阶地砾石层拔河14m, 砾石层厚3m, 之上有3m左右的河漫滩与较薄的黄土。

河谷断面2位于上河村附近(图7b), 发育3级河流阶地(T1、T2和T4)。T4阶地砾石层厚20m左右, 顶部

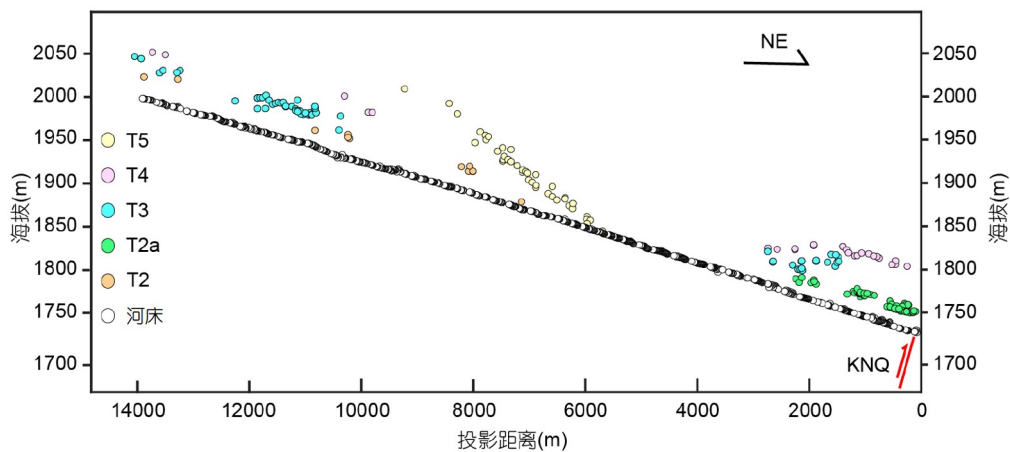


图 6 杂木河阶地地面测量结果

拔河52m, 之上为~2m漫滩砂层与60~90m厚的风成黄土堆积, 在距漫滩砂层顶部0.3m的风成黄土底部采集OSL样品(ZMH-08), 测得其年代为 $(115 \pm 5.7) \text{ka}$ 。T2阶地砾石层拔河30m, 厚约5m, 其上覆1~3m河漫滩与35m风成黄土堆积。

闵家庄南部的河谷断面3观察到T1、T2与T5三级阶地(图7c), 其中T5阶地砾石磨圆度好, 粒径在5~10cm左右, 与杂木河现代河床砾石一致。砾石层之上为5~10m次棱状的支沟坡积物, 相较于杂木河砾石粒径更小。T5与T2之间可见大面积厚度相近的黄土沉积, 指示其下可能存在一个阶地面。T2砾石层拔河高度29m, T1拔河高度为6m。

河谷断面4位于油房庄附近(图3), 主要发育T1、T2a和T3阶地(图8a)。这三级阶地未见基座出露, 指示了强烈的沉积作用而非对基岩的侵蚀。T3阶地的砾石层出露3m以上, 砾石层之上为1m厚的河漫滩堆积与30m左右的风成黄土。在黄土底部(距砾石层顶部约1.5m)采集了一个OSL样品(ZMH-0728-2), 测年结果为 $(79.8 \pm 5.0) \text{ka}$ 。T2a阶地砾石层拔河30m, 砾石层厚度在5m以上。T1拔河高度约5m, 上覆6m黄土。

河谷断面5位于磨嘴子南部(图3), 共发育三级河流阶地T1、T2a与T4(图8b)。T4砾石层顶拔河67m, 砾石层厚度为3~4m, 基座为新近系红色砂岩。T4阶地面出露砾石层, 在该阶地顶面采集了一个宇生核素暴露样品(ZMH-10), 年代测定结果为 $(122 \pm 10.5) \text{ka}$ 。T2a阶地砾石层拔河25m, 砾石层厚约5~6m, 砾石层上有5~6m的漫滩层, 被13~15m厚的黄土所覆盖。在砾石层

顶部以上约3m处的河漫滩相粉砂中采集了一个OSL样品(ZMH-09), 测年结果为 $(73.4 \pm 3.7) \text{ka}$ 。

4.2 阶地年代

通过光释光和宇生核素暴露测年, 分别得到T4砾石层顶面的两个废弃年代。光释光样品ZMH-08(表1)采样于上游T4阶地的漫滩堆积(图7a), 测年结果显示释光信号接近饱和, 因此年代结果 $(115 \pm 5.7) \text{ka}$ 为T4砾石层顶面废弃年代提供了下限。宇生核素样品ZMH-10采集自T4阶地暴露的砾石层顶面, 其年代结果可以作为T4阶地面废弃的年代, 所以将T4的废弃年代定为 $(122 \pm 10.5) \text{ka}$ 。

T3从黄土底部和漫滩层测定的年龄分别为 (79.8 ± 5.0) 和 $(85.3 \pm 4.6) \text{ka}$, 黄土底部年龄 $(79.8 \pm 5.0) \text{ka}$ (ZMH-0728-2)(图8a)为T3砾石层面提供最年轻的废弃年代, 河漫滩层的年代 $(85.3 \pm 4.6) \text{ka}$ (ZMH-06)提供了更老的废弃年代, 因此把T3阶地面的废弃年代定在 $(79.8 \pm 5.0) \sim (85.3 \pm 4.6) \text{ka}$ 范围内, 平均两个年代的结果为 $(82.6 \pm 4.7) \text{ka}$ 。

T2a的样品采集自漫滩砂层中(图8b), 其OSL样品年代结果为 $(73.4 \pm 3.7) \text{ka}$, 漫滩砂沉积的年龄可能稍年轻于或与砾石层顶面废弃年代一致, 因此把 $(73.4 \pm 3.7) \text{ka}$ 这一年代结果作为T2a阶地面废弃的年代。

对于T2, 采自漫滩层中的OSL样品年代结果为 $(48.0 \pm 2.5) \text{ka}$, 把这个年代结果作为T2砾石层顶面废弃的年代。

考虑到后续的变形速率是根据阶地砾石层顶面变形计算得到, 这些砾石层顶面废弃年代对于变形速率

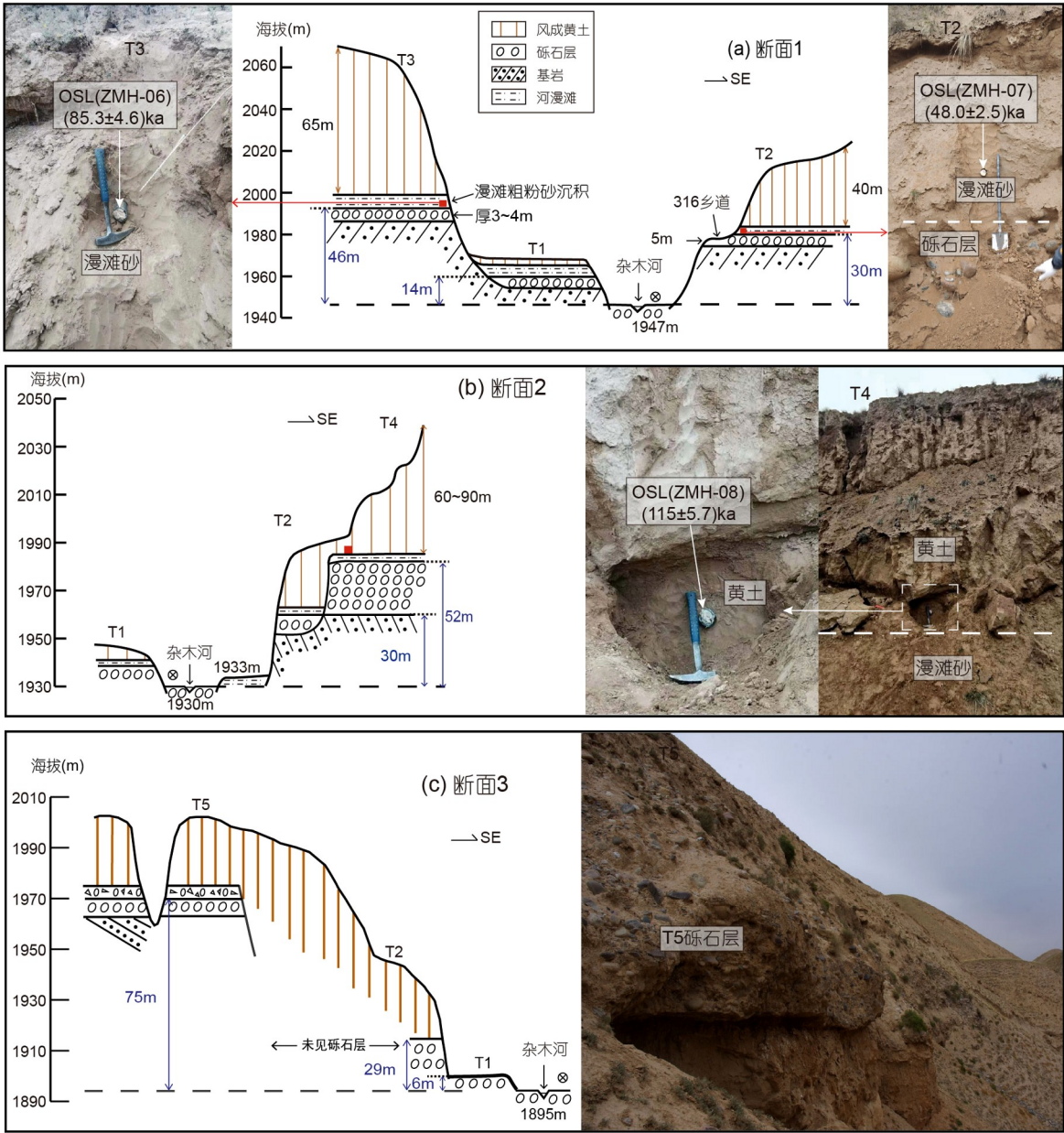


图 7 上游区域晚更新世以来杂木河河谷断面示意图

(a) 下方寨附近断面1, 两张照片分别为T2与T3阶地光释光采样点; (b) 上河村附近断面2, 照片展示T4阶地上覆黄土的采样点; (c) 闵家庄附近断面3, 主要说明杂木河T5阶地沉积特征

的计算非常可靠.

5 武威盆地南缘断裂逆冲系统运动学分析

5.1 断层-褶皱几何学特征

为了更好地限定阶地变形几何学, 对T5阶地出露

情况较好的地层进行产状测量(图3和9). 根据野外测量结果, 上游的二叠系砾岩和第三系红色砂砾岩表现出东北倾向, 向下游倾角逐渐减缓, 下游地区从吴家庄至唐家寨, 地层倾向西南, 倾角自西南向东北逐渐变陡($12^{\circ}\sim 70^{\circ}$)(图9和10). 地层的产状显示出区域内一个大型向斜的特征.

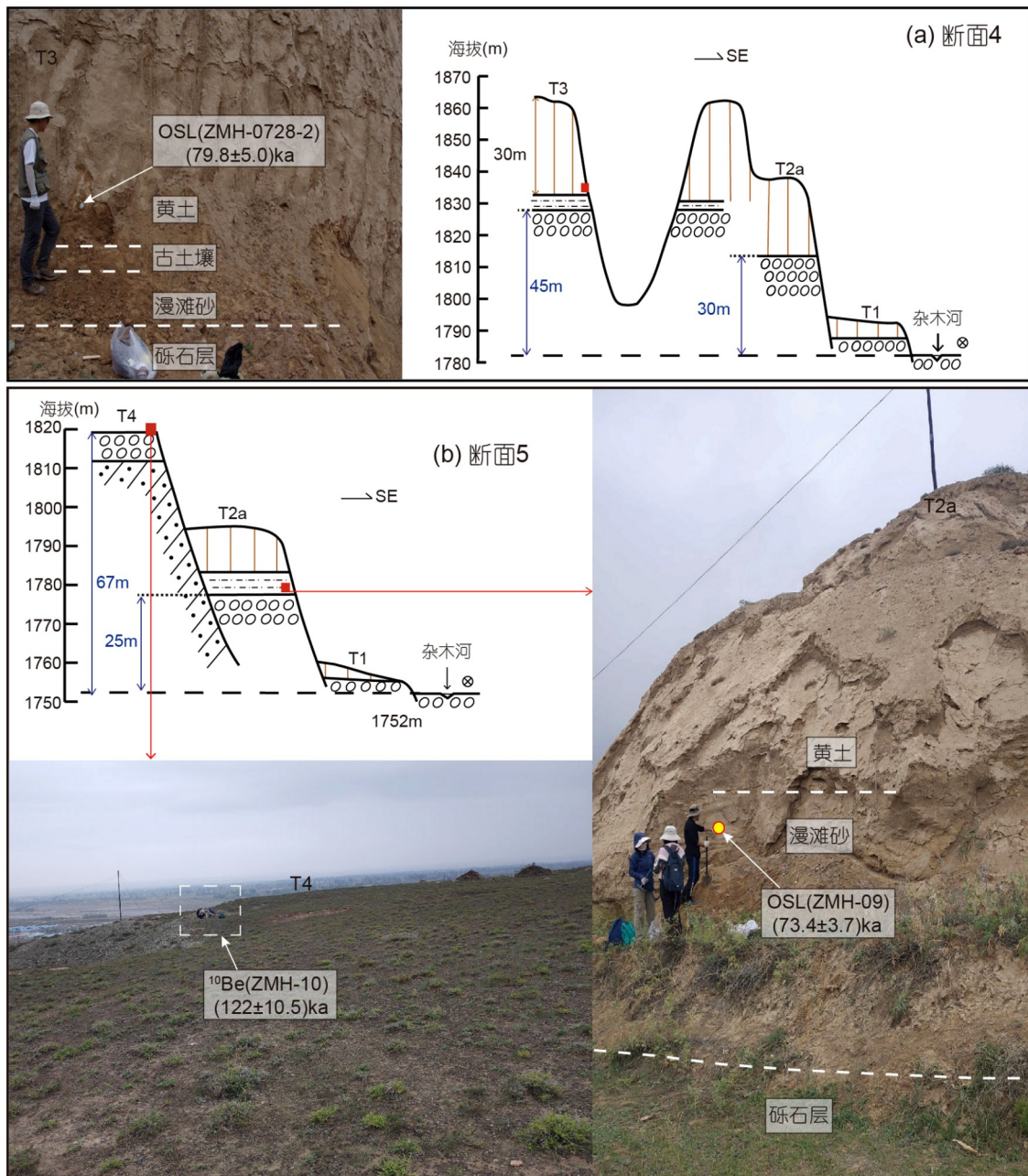


图 8 下游区域晚更新世以来杂木河河谷断面示意图

(a) 油房庄附近断面4, 照片显示了T3阶地采样点位置; (b) 磨嘴子附近断面5, 两张照片分别显示了在T2a阶地上OSL样品点位置与T4阶地上 ^{10}Be 样品点位置

根据阶地高程测量结果, 杂木河各级阶地在上古城-双塔断裂和康宁桥断裂之间(8~1.5km范围内)发生了明显的变形(图3和6). 整个区域的阶地变形(图10a)可以分为三个部分: 上古城-双塔断裂上盘、上古城-双塔断裂下盘与康宁桥断裂上盘. 在上古城-双塔断裂

上盘, 阶地面经历了整体的抬升, 褶皱变形不明显; 在上古城-双塔断裂下盘, 阶地面向北倾斜; 康宁桥断裂上盘1.5km处阶地面向南产生倾斜, 并在康宁桥断裂处形成断层陡坎.

在上古城-双塔断裂附近, 阶地变形特征显示向东

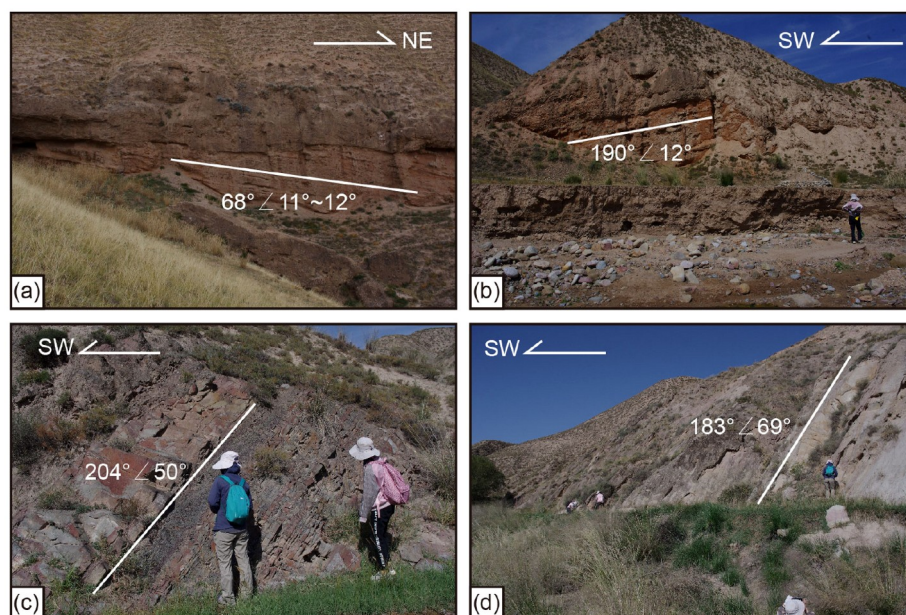


图9 地层产状的测量与地层倾角由南向北变化情况

北向倾斜的单斜特征, 这一现象指示断层为埋藏断层, 地表单斜变形的形成有两种可能机制: 一种为地下隐伏断层的坡度由一个较陡的角度转变为较缓的角度(图10b)(如喜马拉雅大断裂; Elliott等, 2016); 另外一种可能为在断层顶点之上发育一个三角剪切区(Erslev, 1991; Cao等, 2019), 导致单斜的形成(图10c)。

康宁桥断裂上盘, 阶地面呈现向南倾斜形态, 断裂上盘的变形与铲式断裂的形态很好地吻合(图5)(Amos等, 2007; Hu等, 2015), 可以利用铲式断裂的运动学过程分析该断层向下延伸的形态。

5.2 康宁桥断裂运动学特征分析

根据野外对地层倾角的测量(图10), 在磨嘴子附近康宁桥断裂的地层倾角在 $63^{\circ}\sim 70^{\circ}$, 如果该地层的变形与断层变形同时发生, 那么断裂附近上盘的地层倾角可以代表断层的倾角(Hubert-Ferrari等, 2007)。另外, 在该断裂上, 艾晟等(2017)观测到出露地表的断层倾角为 $60^{\circ}\sim 85^{\circ}$ 。鉴于以上观测证据, 以 $65^{\circ}\pm 5^{\circ}$ 作为该断裂接近地表的倾角(α_1)(图11), 并据此进行断裂向下延伸形态的计算。根据勘测数据, 得出T5阶地的最低拔河高度为2.82m(图10a), 因此此处T4阶地拔河高度最大不超过2.82m。假设向斜核部T4的拔河高度为2.82m, 通过式(1)计算可得深部断层倾角 α_2 的大小为 1.84°

$\pm 0.07^{\circ}$ 。该数值的不确定性来自于阶地面高度和测量倾角 α_1 。根据铲式断裂变形原理与阶地面变形特征, 得到的康宁桥断裂断层几何形状(图11): (1) 地表到地下深度0.5km, 断裂沿 $65^{\circ}\pm 5^{\circ}$ 倾角滑动; (2) 深度0.5~1.9km, 断层发生铲式弯曲, 断层倾角从高倾角 65° 逐渐降低到 2° 左右; (3) 从地下1.9km向南延伸到上古城-双塔断裂下盘, 断层以 2° 或以下的近水平角度滑动。

根据式(1), 各级阶地对应滑动量可确定为 $(81.4 \pm 3.1)\text{m}$ (T4)、 $(64.9 \pm 2.5)\text{m}$ (T3)和 $(28 \pm 1.1)\text{m}$ (T2a)。根据滑动量与阶地年代, 可计算得到其滑动速率(表3), 122ka以来的平均滑动速率为 $(0.61 \pm 0.04)\text{mm a}^{-1}$ (图12)。由于断层倾角发生了较大的变化, 断层陡坎处的缩短速率不能代表整个区域的缩短。因此, 为了获得整个区域而非一个地点的缩短速率, 有必要考虑到区域之下的深部断层几何形状。在本研究中, 已计算得到康宁桥断裂深部~2km的倾角收敛于近水平($\sim 1.8^{\circ}$), 因此该断层滑动速率与缩短速率近似相等(图11), 从而得到~122ka以来康宁桥断裂断层上盘约5km范围(图11)区域吸收的平均缩短速率为 $(0.61 \pm 0.04)\text{mm a}^{-1}$ 。

5.3 上古城-双塔断裂逆冲运动学分析

5.3.1 断弯褶皱

假设上游上古城-双塔断裂断层附近的阶地变形

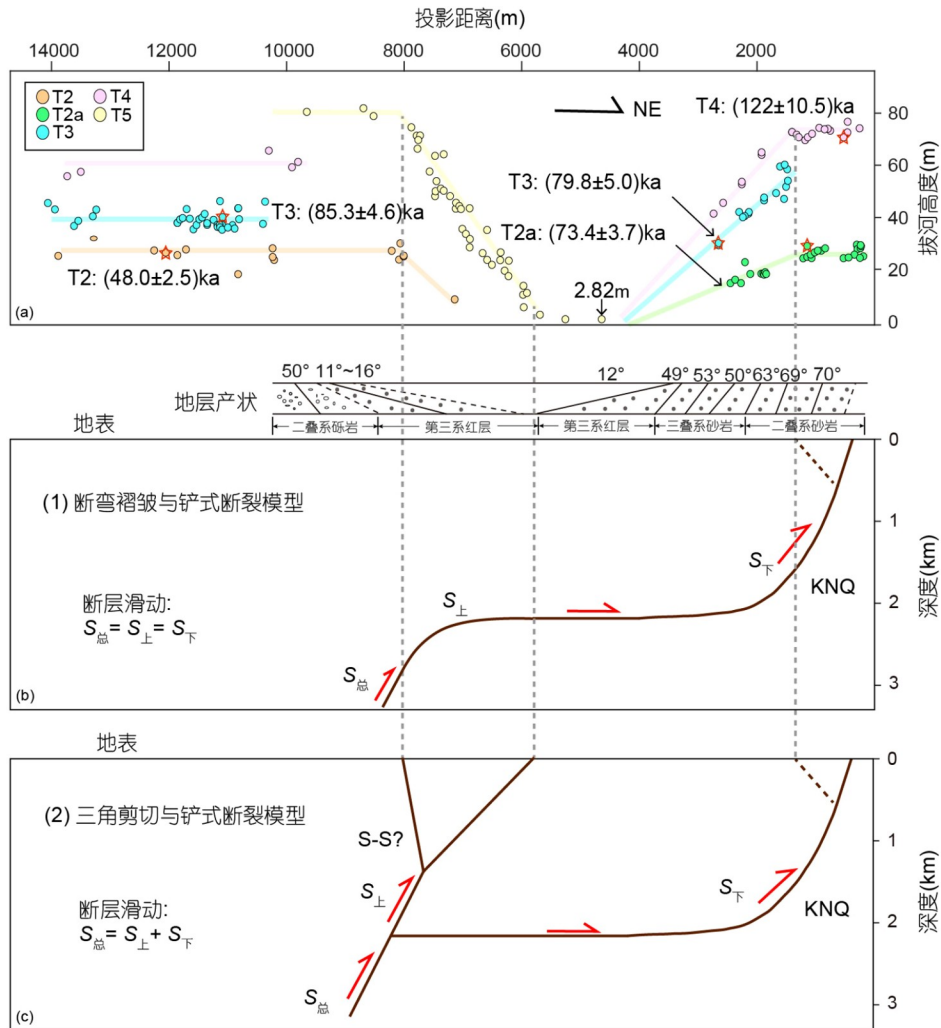


图 10 阶地拔河高度与下伏断层之间的关系复合模型

(a) 阶地拔河高度图, 距离由康宁桥断裂断层陡坎处向上游投影得到; (b) 上古城-双塔断裂断层下盘单斜对应由陡变缓断裂模型, 此模型上古城-双塔断裂断层滑动速率与康宁桥断裂断层滑动速率一致; (c) 上古城-双塔断裂对应三角剪切模型, 此模型上古城-双塔断裂断层滑动速率与康宁桥断裂断层滑动速率不一致

直接受控于断层的弯曲, 阶地面高程的降低可能说明断层面由高角度断坡转变为一个低角度滑脱面, 并以一个相同的滑动速率诱发康宁桥断裂的变形。假定断层滑动的过程中滑动量 S 保持恒定, 那么两个断层的滑动速率也保持一致(图10b)。根据此推测模型, 上古城-双塔断裂断层滑动速率与康宁桥断裂滑动速率相等, 大约为 0.61mm a^{-1} 。利用式(1), 可计算得到上古城-双塔断裂上盘对应断层倾角大约为 54° , 对应水平滑动速率为 $(0.36\pm 0.05)\text{mm a}^{-1}$, 这一速率也代表了上古城-双塔断裂上盘至康宁桥断裂区域的地壳缩短速率。

5.3.2 三角剪切断层传播褶皱

首先我们利用三角剪切模型对T5阶地的单斜进行了模拟分析(图13), 以得出最适合T5几何形态的三角剪切参数范围。从模拟退火算法结果来看(图13c), 除了 P/S 分布较宽, 其他参数都被约束在一个较窄范围内。根据已发表的三角剪切自然实例, 最适用的 P/S 值的范围在2~3(Pei等, 2014), 因此我们将 P/S 赋值为2.4。其中, 模拟结果约束的断层倾角范围集中在 55° 左右, 与其他研究观测结果类似。侯康明等(1999)通过最小体波反演法获得1927年古浪地震主破裂带的上古城-

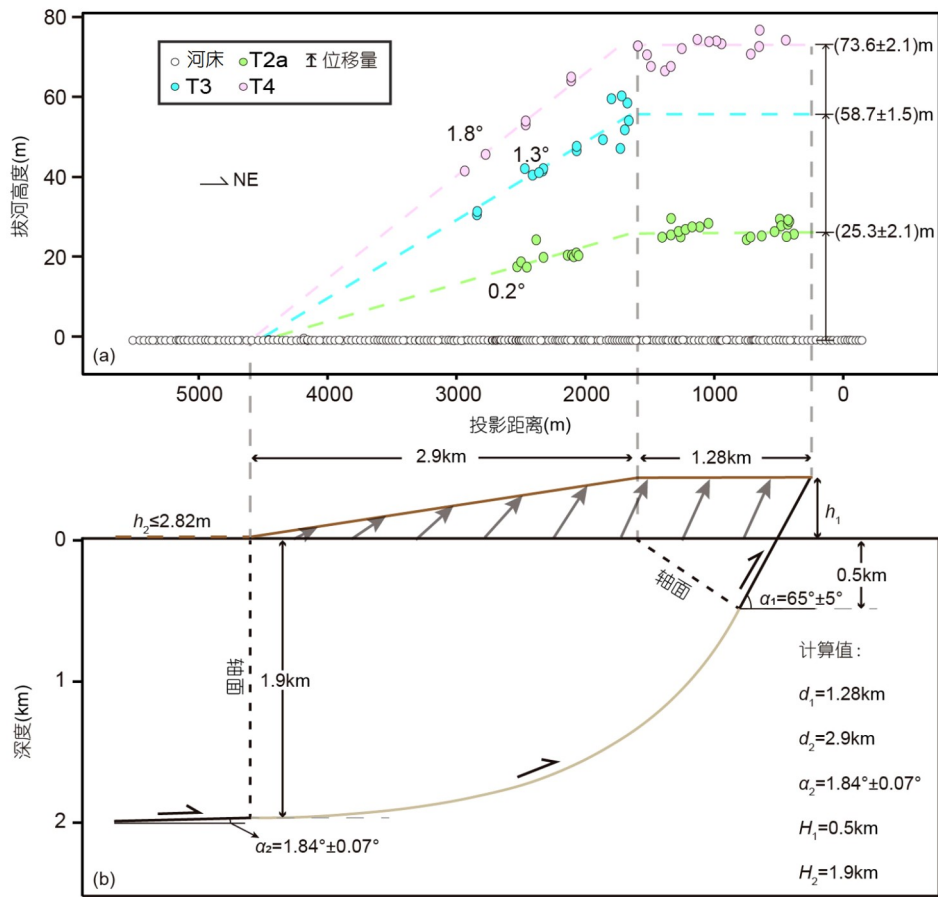


图 11 康宁桥断裂断层上盘阶地地面变形与其下伏断层几何形态

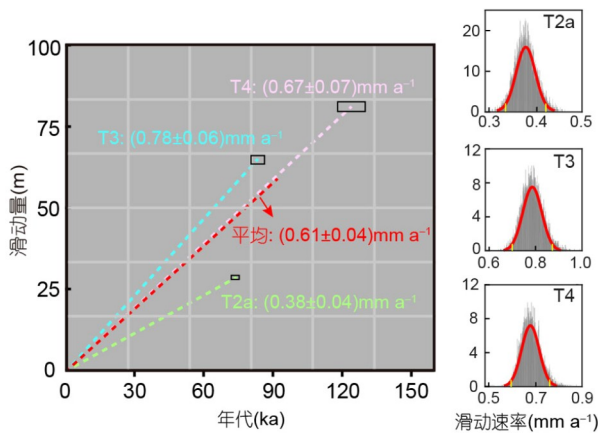


图 12 通过蒙特卡罗方法计算得到的康宁桥断裂断层滑动速率

对于T2a~T4阶地, 各阶地进行了1000次迭代得到最优计算值。图中矩形框分别代表阶地废弃年代(宽度)与滑动量(高度)的误差。滑动速率计算结果的误差范围设定在 2σ , 主要来自于年代与滑动量的误差

双塔断裂断层的倾角为 50° 。通过模拟, 得到变形参数为 $RA=55^\circ$, $TA=50^\circ$, $P/S=2.4$, $X=7500\text{m}$, $Y=107\text{m}$ (图13)。利用这些参数, 模拟得到各阶地废弃以来对应的滑动量分别为 $S_5=(100\pm 5)\text{m}$ 、 $S_4=(76\pm 9.6)\text{m}$ 、 $S_3=(51\pm 9)\text{m}$ 和 $S_2=(30\pm 5)\text{m}$ 。重建的阶地变形与我们野外观测到的阶地变形很好的匹配(图14a)。

利用 55° 的断层倾角和模拟分析得到各阶地滑动量之后, 用蒙特卡罗模拟得到各阶地对应的变形速率(表4)。由结果可见T4到T2滑动速率相差较小, 上古城-双塔断裂自122ka以来的平均滑动速率为 $(0.63\pm 0.08)\text{mm a}^{-1}$ (图15), 该断裂所吸收的缩短速率为 $(0.36\pm 0.06)\text{mm a}^{-1}$ 。

6 讨论

6.1 武威盆地南缘断裂变形速率

康宁桥断层滑动速率结果显示, 73ka以来的滑动

表 3 断层滑动量及对应下游滑动速率^{a)}

阶地	年代 (ka)	滑动速率 (mm a ⁻¹)	垂直位移量 (m)	抬升速率 (mm a ⁻¹)
T4	122±10.5	0.67±0.07	73.6±2.1	0.60±0.06
T3	82.6±4.7	0.78±0.06	58.7±1.5	0.71±0.05
T2a	73.4±3.7	0.38±0.04	25.3±2.1	0.35±0.04

a) 抬升速率由断层陡坎处垂直方向位移量计算得到

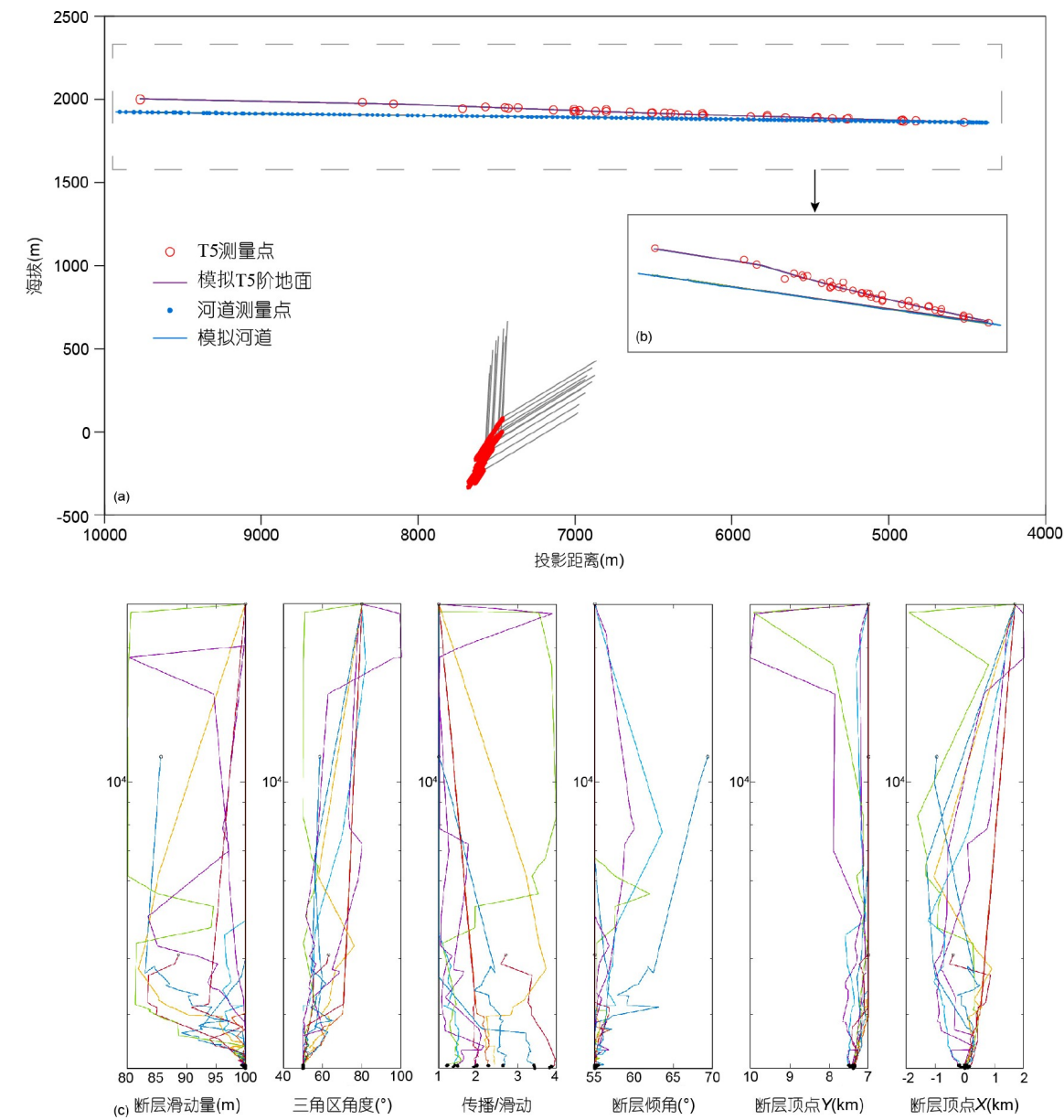


图 13 上古城-双塔断裂上T5三角剪切模拟结果

(a) 上游T5阶地变形恢复及断层顶点位置模拟; (b) 模拟河道与实测河道海拔较为吻合; (c) 各参数反演路径, 其中黑色点代表最佳拟合结果

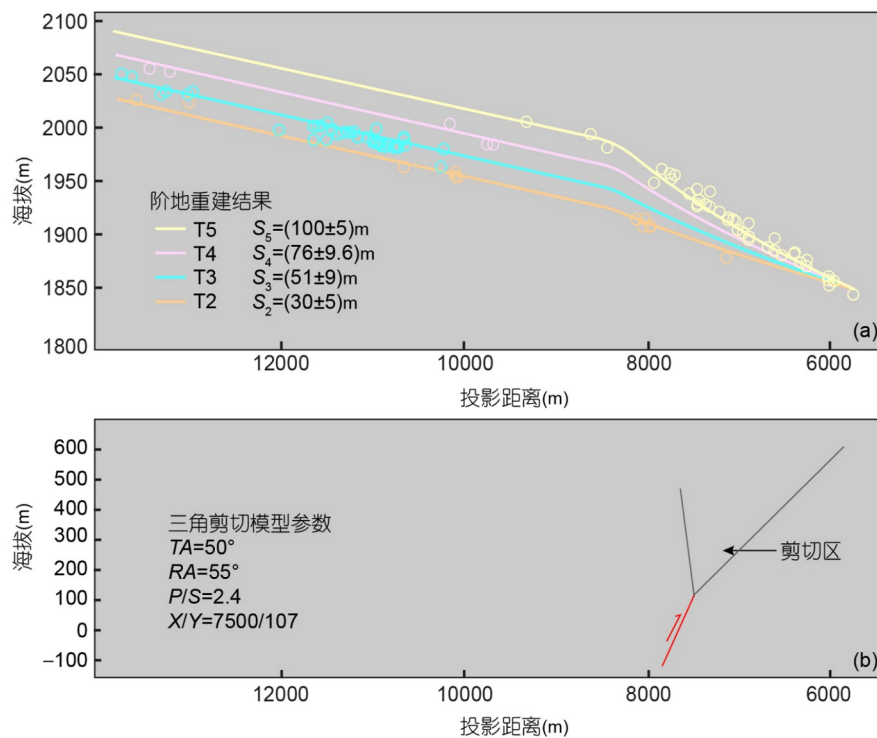


图 14 上游区域阶地变形过程与上古城-双塔断层滑动重建

(a) 重建上游区域T2~T5阶地面变形过程重建. S_{2-5} 分别为T2~T5废弃以来断层滑动量, 圆圈为各阶地实测海拔, 实线为模拟后重建的各级阶地面; (b) 基于三角剪切模型最优参数重建上古城-双塔断层位置

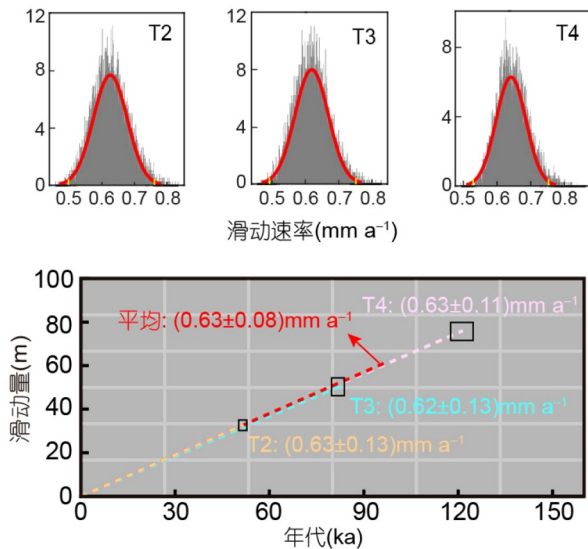


图 15 通过蒙特卡罗方法计算得到的上古城-双塔断层滑动速率

对于T2~T4阶地面, 各阶地进行了1000次迭代得到最优计算值. 图中矩形框分别代表阶地废弃年代(宽度)与滑动量(高度)的误差. 滑动速率计算结果的误差范围设定在 2σ , 主要来自于年代与滑动量的误差

速率相对较低(图12), 这一速率结果可能是由两个主要因素导致的. T2a的年代样品(ZMH-09)采集于砾石层上方的漫滩层, 因此T2a年代的限定结果偏老, 导致速率被低估. 另一种可能性为73ka以来河床的堆积(如Lavé和Avouac, 2000). 河床近期的沉积作用较强会导致对垂直抬升高度的低估, 进而计算得到较低的变形速率. 这一可能性对于计算错断较少的低阶地影响较小, 对于错断较多的高阶地影响较大. 这与我们野外实际考察结果一致(图6), 实际T2a初始阶地面海拔可能比现代河床低得多, 导致拔河高度被部分低估, 因此阶地抬升速率偏低. 不幸的是, 由于对这种现象的研究较少, 无法得到河床的沉积厚度与沉积的发生时间.

相对于断弯褶皱模型, 三角剪切断层传播褶皱比较符合地貌变形特征, 更有助于建立上古城-双塔断层运动学过程. 首先, 三角剪切断层传播褶皱与断层向南北方向延伸的这一特征吻合. 向西北方向延伸, 该断层在南营背斜也显示出一个单斜变形(Hu等, 2015); 而向东南方向延伸, 断层错断地表(Gaudemer等, 1995), 并

表现出断层陡坎和断层面(艾晟等, 2017). 其次, 断层总滑动速率($1.24\pm0.12\text{mm a}^{-1}$)与Hu等(2015)限定的滑动速率 $\sim0.9\text{mm a}^{-1}$ 以及艾晟等(2017)限定的垂直滑动速率 $0.7\sim1.0\text{mm a}^{-1}$ 相匹配. 根据断弯褶皱所计算得到的断层水平滑动速率($0.36\pm0.05\text{mm a}^{-1}$)比区域变形速率要低得多. 因此我们将用三角剪切模型对上古城-双塔断裂进行讨论. 根据以往研究所建立的区域构造模型(Gaudemer等, 1995), 武威盆地南缘断裂的分支断裂向深部都收敛于一条逆冲断裂, 对断层几何形状的计算验证了这一猜想, 并对两条分支断裂的关系给出了

更细致的分析. 上古城-双塔断裂作为内部分支, 直接从深部逆冲断裂延伸出来, 而康宁桥断裂作为外部分支在2km深处通过一个滑脱断层与上古城-双塔断裂相连接(图16). 这两条分支断裂共同吸收区域总缩短速率($0.97\pm0.1\text{mm a}^{-1}$).

我们估算得到的总缩短速率约 1mm a^{-1} 与大部分关于武威盆地南缘断裂的研究结果(Gaudemer等, 1995; 陈文彬, 2003; Hu等, 2015; 艾晟等, 2017; Lei等, 2021)一致, 而与Champagnac等(2010)得到的相对较高的速率($\sim2.5\text{mm a}^{-1}$)不符. 通过对比区域现代河床

表 4 由三角剪切模型得到的上古城-双塔断裂断层滑动量与变形速率

阶地	滑动量(m)	年代(ka)	滑动速率(mm a^{-1})	抬升速率(mm a^{-1})	缩短速率(mm a^{-1})
T5	100±5	—	—	—	—
T4	76±9.6	122±10.5	0.63 ± 0.11	0.52 ± 0.09	0.36 ± 0.05
T3	51±9	82.6±4.7	0.62 ± 0.13	0.51 ± 0.10	0.35 ± 0.06
T2	30±5	48.0±2.5	0.63 ± 0.13	0.52 ± 0.12	0.36 ± 0.06

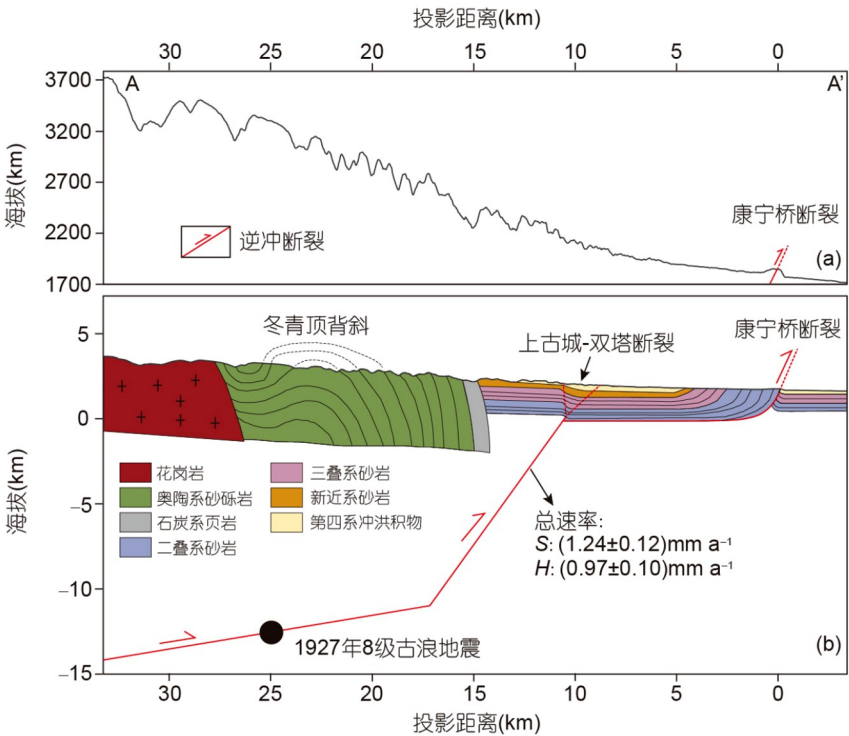


图 16 祁连山东段地势起伏与古浪推覆体构造示意图

修改自Gaudemer等(1995). (a) 祁连山东段地势起伏剖面根据A-A'(图2b)构建; (b) 杂木河上游地区阶地变形由上古城-双塔断裂控制, 产生三角剪切区, 下游地区阶地变形受康宁桥断裂控制; 上古城-双塔断裂与康宁桥断裂收敛于深部逆冲断裂, 向南在~12km深度转变为低倾角断层(Gaudemer等, 1995)

的 ^{10}Be 含量(Hu等(2021)和本研究)与Champagnac等(2010)阶地面上测定的 ^{10}Be 含量发现, 二者的数量级类似。此外, 他们研究中的继承性含量要低于区域现代河床样品一个数量级, 因此推测他们对于两级阶地面的年龄低估了很多。

晚第四纪以来, 祁连山北缘断裂东段武威盆地南缘断裂 $\sim 1\text{mm a}^{-1}$ 的地壳缩短速率与中段(Cao等, 2019; Hu等, 2019)、西段(Liu等, 2017; Yang等, 2018a, 2018b; Hetzel等, 2019)得到的缩短速率($0.7\sim 1.9\text{mm a}^{-1}$)相当。主要区别之处在于, 武威盆地南缘断裂总体倾角较祁连山北缘断裂中、西段低, 东祁连山形成一个较宽的变形区域, 沿着武威盆地南缘断裂产生多条分支断裂。此外, 东段整体抬升速率较祁连山中西部的区域低。根据本研究获得的断层深部滑动速率($(1.24\pm 0.12)\text{mm a}^{-1}$)、1927年古浪 $M=8.0$ 级地震发生的深度($\sim 13\text{km}$)(Gaudemer等, 1995; 侯康明等, 1999)及古浪地震的地表垂直错断($2.5\sim 3.5\text{m}$; 侯康明, 1998b), 可以判断该区域发生类似大地震频率为2200~3100年/次。

6.2 祁连山造山带缩短速率分配

本研究中祁连山北缘断裂的两条分支断裂表明, 逆冲断裂系统中的褶皱变形是吸收地壳缩短的一个重要过程(Hu等, 2015, 2021)。对整个逆冲系统中地表错断与褶皱变形的综合分析, 可以弥补较窄区域内地表断层错断对地壳缩短的分析结果的不足。如在康宁桥断裂的南营背斜到磨嘴子段, 单个地表错断获得的缩短速率为 $\sim 0.6\text{mm a}^{-1}$, 但通过我们对断裂上盘14km宽度内的变形分析发现, 抬升区域产生了强烈的褶皱变形, 这些褶皱变形不仅与断裂向下延伸倾角的变化相关, 还受到断层附近剪切变形过程的控制。通过对整个逆冲-褶皱系统的运动学分析, 我们获得了完整的变形速率(缩短速率为 $(0.97\pm 0.1)\text{mm a}^{-1}$), 比地表断层附近的限定高出40%。虽然对这种逆冲-褶皱系统运动学的研究需要更多的测量与分析, 但获得的数据可以代表逆冲断裂上盘大范围的变形速率(如Lavé和Avouac, 2000), 可以用来评价整个逆冲挤压造山带的地壳缩短模式。

祁连造山带现代GPS观测到的地壳缩短速率为 $5\sim 8\text{mm a}^{-1}$ (Zheng等, 2013), Mohadjer等(2017)比较了青藏高原多个活动断层在不同时间尺度上的活动速率, 发现第四纪以来和现代GPS测量的地壳缩短速率

是一致的, 我们可以利用现代GPS观测数据与晚第四纪以来各条断层的变形速率来评价其变形模式。我们的结果指示祁连山北缘断裂的地壳缩短速率为 $(1.3\pm 0.6)\text{mm a}^{-1}$ (Liu等, 2017; 钟岳志等, 2017; 雷惊昊等, 2017; Yang等, 2018a, 2018b, 2020; Hetzel等, 2019; Liu等, 2019; Hu等, 2019; Cao等, 2021), 这一结果不支持东段区域较高的变形速率(Xiong等, 2017), 指示祁连山北缘断裂吸收的缩短速率约占祁连造山带总缩短速率的15%~20%。这样的缩短速率不符合边界断裂吸收大部分缩短速率、内部断裂不活跃或活跃性较低的构造楔模型(Tapponnier等, 1990; Cheng等, 2019), 而符合造山带内多条断裂同时活动、祁连造山带整体抬升的变形模式(Zhuang等, 2011; Hu等, 2021)。

7 结论

利用杂木河阶地变形特征结合断层相关褶皱变形模型, 本文限定了武威盆地南缘断裂系统的运动学特征: 错断地表的康宁桥断裂上盘呈现向西南倾斜的单斜变形, 断层倾角从地表附近的 $65^\circ\pm 5^\circ$ 逐渐向下变缓到 2° 以下, 断裂继续以低倾角向西南方向延伸与上古城-双塔断裂相接(在地表下 $\sim 2\text{km}$ 深度上); 杂木河附近的上古城-双塔断裂以隐伏断层的形式保持活跃状态, 其断层顶点上部发育三角剪切区, 导致阶地面的倾斜。根据对杂木河4级河流阶地的定年结果(T_2 : $\sim 48\text{ka}$; T_{2a} : $\sim 73\text{ka}$; T_3 : $80\sim 85\text{ka}$; T_4 : $\sim 122\text{ka}$)和阶地面变形量, 计算出自122ka以来, 康宁桥断裂的滑动速率为 $(0.61\pm 0.04)\text{mm a}^{-1}$, 上古城-双塔断裂的滑动速率为 $(0.63\pm 0.08)\text{mm a}^{-1}$, 武威盆地南缘断裂深部的滑动速率为 $(1.24\pm 0.12)\text{mm a}^{-1}$, 从上古城-双塔断裂到康宁桥断裂下盘14km区域内的地壳缩短速率为 $(0.97\pm 0.1)\text{mm a}^{-1}$ 。该速率与祁连山北缘断裂西段和中段的缩短速率(平均为 $(1.3\pm 0.6)\text{mm a}^{-1}$)相近, 显示祁连山北缘断裂系统吸收的地壳缩短速率占整个祁连山造山带缩短速率的15%~20%, 支持祁连山的整体抬升模式。

致谢 曹喜林对数据分析提供大量帮助, 陈泰安、张佳鑫、孙晓莹、潘彦菲在野外考察测量与测年样品处理中提供帮助, 两位审稿人提出宝贵且中肯的建议, 在此一并致谢。

参考文献

- 艾晟, 张波, 樊春, 王洋. 2017. 武威盆地南缘断裂晚第四纪活动地表形迹与活动速率. *地震地质*, 39: 408–422
- 陈文彬. 2003. 河西走廊及邻近地区最新构造变形基本特征及构造成因分析. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所
- 甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质. 北京: 地质出版社. 1–692
- 高红山, 潘保田, 邬光剑, 李吉均, 管清玉, 王均平, 业渝光. 2004. 祁连山东段剥蚀面与青藏高原隆升. *冰川冻土*, 26: 540–544
- 高红山, 潘保田, 邬光剑, 李吉均, 李炳元, Burbank D, 业渝光. 2005. 祁连山东段河流阶地的形成时代与机制探讨. *地理科学*, 25: 197–202
- 何鹏举. 2018. 碎屑磷灰石裂变径迹热年代学记录的青藏高原东北缘祁连山新生代构造变形过程. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学
- 侯康明. 1998a. 皇城-双塔断裂带的几何分段及运动学特征. *华南地震*, 18: 28–34
- 侯康明. 1998b. 1927年古浪8级大地震地表破裂特征及形成机制. *地震地质*, 20: 20–27
- 侯康明, 邓起东, 刘百箴. 1999. 对古浪8级地震孕育和发生的构造环境及发震模型的讨论. *中国地震*, 15: 47–56
- 胡小飞, 潘保田, 苏怀, 安春雷, 周天. 2007. 宛川河阶地的年代与下切机制. *地理科学*, 27: 808–813
- 雷惊昊, 李有利, 胡秀, 辛伟林, 熊建国, 钟岳志. 2017. 东大河阶地陡坎对民乐-大马营断裂垂直滑动速率的指示. *地震地质*, 39: 1256–1266
- 李有利, 杨景春. 1997. 河西走廊平原区全新世河流阶地对气候变化的响应. *地理科学*, 12: 57–61
- 邬光剑, 潘保田, 李吉均, 管清玉, 刘志刚. 2001. 祁连山东段0.83 Ma 以来的构造-气候事件. *中国科学D辑: 地球科学*, 31(增刊 I): 202–208
- 钟岳志, 李有利, 熊建国, 雷惊昊, 辛伟林, 胡秀, 刘飞. 2017. 祁连山东段童子坝河阶地对气候变化与新构造运动的响应. *古地理学报*, 19: 1075–1086
- Aitken M J. 1998. *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford: Oxford University Press
- Allmendinger R W. 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17: 640–656
- Amos C B, Burbank D W, Nobes D C, Read S A L. 2007. Geomorphic constraints on listric thrust faulting: Implications for active deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand. *J Geophys Res*, 112: B03S11
- Banerjee D, Murray A S, Bøtter-Jensen L, Lang A. 2001. Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. *Radiat Meas*, 33: 73–94
- Cao X L, Hu X F, Pan B T, Zhang J, Wang W, Mao J W, Liu X P. 2019. A fluvial record of fault-propagation folding along the northern Qilian Shan front, NE Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 755: 35–46
- Cao X L, Hu X F, Pan B T, Zhao Q M, Chen T A, Ji X H, Zhao Z J. 2021. Using fluvial terraces as distributed deformation offset markers: Implications for deformation kinematics of the North Qilian Shan Fault. *Geomorphology*, 386: 107750
- Cardozo N, Aanonsen S. 2009. Optimized trishear inverse modeling. *J Struct Geol*, 31: 546–560
- Cardozo N, Jackson C A L, Whipp P S. 2011. Determining the uniqueness of best-fit trishear models. *J Struct Geol*, 33: 1063–1078
- Champagnac J D, Yuan D Y, Ge W P, Molnar P, Zheng W J. 2010. Slip rate at the north-eastern front of the Qilian Shan, China. *Terra Nova*, 22: 180–187
- Cheng F, Garzzone C N, Mitra G, Jolivet M, Guo Z J, Lu H Y, Li X Z, Zhang B, Zhang C H, Zhang H Z, Wang L. 2019. The interplay between climate and tectonics during the upward and outward growth of the Qilian Shan orogenic wedge, northern Tibetan Plateau. *Earth-Sci Rev*, 198: 102945
- Elliott J R, Jolivet R, González P J, Avouac J P, Hollingsworth J, Searle M P, Stevens V L. 2016. Himalayan megathrust geometry and relation to topography revealed by the Gorkha earthquake. *Nat Geosci*, 9: 174–180
- Erslev E A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19: 617
- Fang X M, Fang Y H, Zan J B, Zhang W L, Song C H, Appel E, Meng Q Q, Miao Y F, Dai S, Lu Y, Zhang T. 2019. Cenozoic magnetostratigraphy of the Xining Basin, NE Tibetan Plateau, and its constraints on paleontological, sedimentological and tectono-morphological evolution. *Earth-Sci Rev*, 190: 460–485
- Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, Peltzer G, Shunmin G, Zhitai C, Huagang D, Cifuentes I. 1995. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the ‘Tianzhu gap’, on the western Haiyuan Fault, Gansu (China). *Geophys J Int*, 120: 599–645
- Hetzel R, Hampel A, Gebbeken P, Xu Q, Gold R D. 2019. A constant slip rate for the western Qilian Shan frontal thrust during the last 200 ka consistent with GPS-derived and geological shortening rates. *Earth Planet Sci Lett*, 509: 100–113
- Hu X F, Pan B T, Kirby E, Gao H S, Hu Z B, Cao B, Geng H P, Li Q Y, Zhang G L. 2015. Rates and kinematics of active shortening along the eastern Qilian Shan, China, inferred from deformed fluvial terraces. *Tectonics*, 34: 2478–2493
- Hu X F, Wen Z L, Pan B T, Guo L Y, Cao X L. 2019. Constraints on deformation kinematics across the Yumu Shan, NE Tibetan Plateau, based on fluvial terraces. *Glob Planet Change*, 182: 103023
- Hu X F, Cao X L, Li T, Mao J W, Zhang J, He X, Zhang Y N, Pan B T.

2021. Late Quaternary fault slip rate within the Qilian Orogen, insight into the deformation kinematics for the NE Tibetan Plateau. *Tectonics*, 40: e2020TC006586
- Hubert-Ferrari A, Suppe J, Gonzalez-Mieres R, Wang X. 2007. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China). *J Geophys Res*, 112: 2006JB004362
- Ji J L, Zhang K X, Clift P D, Zhuang G S, Song B W, Ke X, Xu Y D. 2017. High-resolution magnetostratigraphic study of the Paleogene-Neogene strata in the Northern Qaidam Basin: Implications for the growth of the Northeastern Tibetan Plateau. *Gondwana Res*, 46: 141–155
- Koyi H A, Hessami K, Teixell A. 2000. Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold-thrust belts: Insights from sandbox models. *Geophys Res Lett*, 27: 273–276
- Lai Z P, Wintle A G. 2006. Locating the boundary between the Pleistocene and the Holocene in Chinese loess using luminescence. *Holocene*, 16: 893–899
- Lai Z P, Brückner H, Zöller L, Fülling A. 2007. Existence of a common growth curve for silt-sized quartz OSL of loess from different continents. *Radiat Meas*, 42: 1432–1440
- Lavé J, Avouac J P. 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *J Geophys Res*, 105: 5735–5770
- Lei J H, Li Y L, Ren Z K, Hu X, Xiong J G, Liu F, Liu J R. 2021. Variable thrust rates of the eastern Qilianshan mountain front, northeastern margin of the Tibet Plateau and its implication to the topography of the Yongchangnan Shan. *Front Earth Sci*, 9: 622568
- Liu X W, Yuan D Y, Su Q. 2017. Late Pleistocene slip rate of the northern Qilian Shan frontal thrust, western Hexi Corridor, China. *Terra Nova*, 29: 238–244
- Liu X W, Yuan D Y, Zheng W J, Shao Y X, Liu B X, Gao X D. 2019. Holocene slip rate of the frontal thrust in the western Qilian Shan, NE Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 219: 853–865
- Mohadjer S, Ehlers T A, Bendick R, Mutz S G. 2017. Review of GPS and Quaternary fault slip rates in the Himalaya-Tibet orogen. *Earth-Sci Rev*, 174: 39–52
- Murray A S, Wintle A G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat Meas*, 32: 57–73
- Palumbo L, Hetzel R, Tao M X, Li X B, Guo J M. 2009. Deciphering the rate of mountain growth during topographic presteady state: An example from the NE margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 28: 2009TC002455
- Pan B T, Burbank D, Wang Y X, Wu G J, Li J, Guan Q Y. 2003. A 900 k.y. record of strath terrace formation during glacial-interglacial transitions in northwest China. *Geology*, 31: 957
- Pan B T, Gao H S, Wu G J, Li J, Li B Y, Ye Y G. 2007. Dating of erosion surface and terraces in the eastern Qilian Shan, northwest China. *Earth Surf Processes Landf*, 32: 143–154
- Pan B T, Su H, Hu Z B, Hu X F, Gao H S, Li J, Kirby E. 2009. Evaluating the role of climate and tectonics during non-steady incision of the Yellow River: Evidence from a 1.24 Ma terrace record near Lanzhou, China. *Quat Sci Rev*, 28: 3281–3290
- Pan B T, Hu X F, Gao H S, Hu Z B, Cao B, Geng H P, Li Q Y. 2013a. Late Quaternary river incision rates and rock uplift pattern of the eastern Qilian Shan Mountain, China. *Geomorphology*, 184: 84–97
- Pan B T, Li Q Y, Hu X F, Geng H P, Liu Z B, Jiang S F, Yuan W M. 2013b. Cretaceous and Cenozoic cooling history of the eastern Qilian Shan, north-eastern margin of the Tibetan Plateau: Evidence from apatite fission-track analysis. *Terra Nova*, 25: 431–438
- Pei Y W, Paton D A, Knipe R J. 2014. Defining a 3-dimensional trishear parameter space to understand the temporal evolution of fault propagation folds. *J Struct Geol*, 66: 284–297
- Prescott J R, Hutton J T. 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiat Meas*, 23: 497–500
- Qi B S, Hu D G, Yang X X, Zhang Y L, Tan C X, Zhang P, Feng C J. 2016. Apatite fission track evidence for the Cretaceous-Cenozoic cooling history of the Qilian Shan (NW China) and for stepwise northeastward growth of the northeastern Tibetan Plateau since early Eocene. *J Asian Earth Sci*, 124: 28–41
- Roberts H M, Duller G A T. 2004. Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots. *Radiat Meas*, 38: 241–252
- Seong Y B, Kang H C, Ree J H, Choi J H, Lai Z, Long H, Yoon H O. 2011. Geomorphic constraints on active mountain growth by the lateral propagation of fault-related folding: A case study on Yumu Shan, NE Tibet. *J Asian Earth Sci*, 41: 184–194
- Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, Peltzer G, Gaudemer Y, Guo S, Xiang H, Yin K, Chen Z, Cai S, Dai H. 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 97: 382–403
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Thompson S C, Weldon R J, Rubin C M, Abdurakhmatov K, Molnar P, Berger G W. 2002. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia. *J Geophys Res*, 107: 2203
- Xiong J G, Li Y L, Zhong Y Z, Lu H, Lei J H, Xin W L, Wang L B, Hu X, Zhang P Z. 2017. Latest Pleistocene to Holocene thrusting recorded by a flight of strath terraces in the Eastern Qilian Shan, NE Tibetan Plateau. *Tectonics*, 36: 2973–2986

- Yang H B, Yang X P, Huang X N, Li A, Huang W L, Zhang L. 2018a. New constraints on slip rates of the Fodongmiao-Hongyazi fault in the Northern Qilian Shan, NE Tibet, from the ^{10}Be exposure dating of offset terraces. *J Asian Earth Sci*, 151: 131–147
- Yang H B, Yang X P, Zhang H P, Huang X N, Huang W L, Zhang N. 2018b. Active fold deformation and crustal shortening rates of the Qilian Shan Foreland Thrust Belt, NE Tibet, since the Late Pleistocene. *Tectonophysics*, 742–743: 84–100
- Yang H B, Yang X P, Huang W L, Li A, Hu Z K, Huang X N, Yang H L. 2020. ^{10}Be and OSL dating of Pleistocene fluvial terraces along the Hongshuibai River: Constraints on tectonic and climatic drivers for fluvial downcutting across the NE Tibetan Plateau margin, China. *Geomorphology*, 348: 106884
- Yin A, Rumelhart P E, Butler R, Cowgill E, Harrison T M, Foster D A, Ingersoll R V, Zhang Q, Zhou X Q, Wang X F, Hanson A, Raza A. 2002. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. *Geol Soc Am Bull*, 114: 1257–1295
- Yu J X, Pang J Z, Wang Y Z, Zheng D W, Liu C C, Wang W T, Li Y J, Li C P, Xiao L. 2019. Mid-Miocene uplift of the northern Qilian Shan as a result of the northward growth of the northern Tibetan Plateau. *Geosphere*, 15: 423–432
- Zehnder A T, Allmendinger R W. 2000. Velocity field for the trishear model. *J Struct Geol*, 22: 1009–1014
- Zheng W J, Zhang P Z, He W G, Yuan D Y, Shao Y X, Zheng D W, Ge W P, Min W. 2013. Transformation of displacement between strike-slip and crustal shortening in the northern margin of the Tibetan Plateau: Evidence from decadal GPS measurements and late Quaternary slip rates on faults. *Tectonophysics*, 584: 267–280
- Zhuang G S, Hourigan J K, Ritts B D, Kent-Corson M L. 2011. Cenozoic multiple-phase tectonic evolution of the northern Tibetan Plateau: Constraints from sedimentary records from Qaidam Basin, Hexi Corridor, and Subei Basin, northwest China. *Am J Sci*, 311: 116–152

(责任编辑: 刘静)