

# 滇西北哈巴-玉龙雪山东麓断裂的晚第四纪正断层作用及其动力学机制探讨

吴中海<sup>①\*</sup>, 张永双<sup>①</sup>, 胡道功<sup>①</sup>, 赵希涛<sup>②</sup>, 叶培盛<sup>①</sup>

① 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

② 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

\* E-mail: [wzh4488@sina.com](mailto:wzh4488@sina.com)

收稿日期: 2008-06-24; 接受日期: 2008-10-10

国家自然科学基金(批准号: 40501006)、中国地质调查局“滇藏铁路沿线地壳稳定性调查评价”(批准号: 1212010541404)、中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务(编号: DZLXJK200706)和科学技术部国际合作项目(编号: 2006DFA21320)资助

**摘要** 地表调查发现, 之前通常被作为两条断裂的哈巴雪山东麓断裂和玉龙雪山东麓断裂实际上隶属于一条整体凸向东北的弧形正断层——哈巴-玉龙雪山东麓断裂的南、北两段. 该断层在大具以西为北西走向, 倾向北东; 向南转为近南北向, 倾向东; 构成了三角形断块隆起区(哈巴-玉龙雪山)与其东侧大具-丽江第四纪裂陷盆地间的主边界断裂. 相关的晚第四纪地貌体垂直错动及其年代学分析结果表明, 它在晚第四纪期间有强烈活动, 其平均垂直活动速率波动于 0.3~1.4 mm/a 间, 其中末次冰消期后的断裂活动强度明显增大. 该断裂显著的第四纪正断层作用及其走向的大角度弯曲实际上代表了滇西北“Z”字型裂陷带端部的地表变形样式, 是该区在近东西向伸展变形背景下叠加了微断块顺时针旋转的直接变形响应.

**关键词**

滇西北  
哈巴-玉龙雪山  
第四纪  
正断层作用  
断块旋转

青藏高原东南缘的滇西北裂陷带东邻红河断裂带, 西接德钦-中甸断裂, 是区域上极为显著的近南北向活动构造带和地震频发区(图 1), 研究其晚第四纪构造变形样式对于正确理解该区如何响应青藏高原陆-陆碰撞造山过程极为关键<sup>[1~7]</sup>. 前人曾在该区做过大量有价值的工作<sup>[1~19]</sup>, 但该区强烈的自然改造作用和密集的人类活动一直制约着对其中主要断裂带晚第四纪活动性的研究, 不仅在其中一些关键断裂的活动性质上存在明显分歧, 而且对于该区的构造变形机制更是产生了众多不同认识<sup>[7~15]</sup>. 哈巴-玉龙雪山是滇西北一个显著的三角形隆起区(图 2(a)), 闻名遐迩的虎跳峡即为金沙江切穿其中部而形成. 由于恰好处于滇西北裂陷带与德钦-中甸断裂的交界部位, 该区的晚第四纪构造变形过程无疑是约束滇西北地区最新构造变形格局及其机制的重要条件. 2005

年笔者在该区进行调查后发现, 沿哈巴和玉龙雪山东麓发育一条统一的、整体凸向东北且晚第四纪有强烈活动的弧形正断层——哈巴-玉龙雪山东麓断裂带(图 2(a)和(b)). 它不仅是控制哈巴-玉龙雪山第四纪相对隆升的主边界断裂, 而且也是 1966 年  $M_{6.4}$  级小中甸地震和 1996 年  $M_{7.0}$  级丽江地震的主控震构造. 此研究结果可为进一步构建合理的滇西北裂陷带的最新变形模式及其机制提供重要约束.

## 1 哈巴-玉龙雪山东麓断裂的定义

长期以来, 关于哈巴和玉龙雪山东麓断裂带的活动性质及其构造归属一直缺乏统一认识. 多数研究者一般将两者看作分属不同构造带的两条次级断裂, 其中前者是北西向的德钦-中甸-大具(或永胜)右旋走滑(或左旋走滑<sup>[7]</sup>)断裂带的组成部分<sup>[7,14~16]</sup>; 而

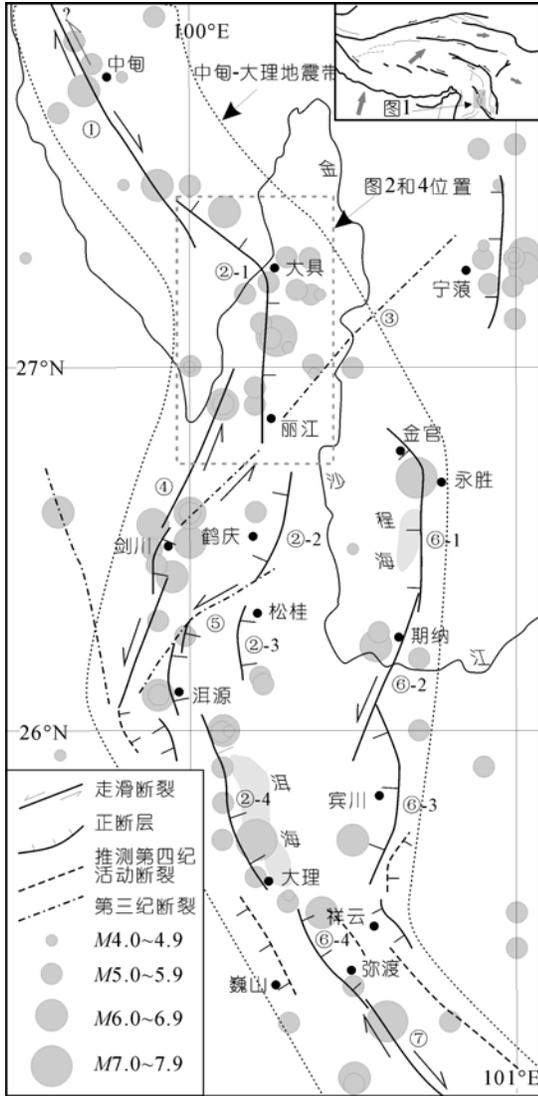


图1 滇西北活动构造简图

① 德钦-中甸断裂; ②-1 哈巴-玉龙雪山东麓断裂; ②-2 鹤庆盆地东缘断裂; ②-3 松桂盆地东麓断裂; ②-4 苍山东麓断裂; ③ 丽江-剑川断裂; ④ 龙蟠-乔后断裂; ⑤ 鹤庆-洱源断裂; ⑥-1 程海东麓断裂带; ⑥-2 期纳-清水断裂; ⑥-3 宾川盆地东麓断裂; ⑥-4 弥渡盆地西麓断裂; ⑦ 红河断裂带

后者是近南北向的丽江-大具断裂带的一部分, 认为它是丽江断陷盆地的主边界断裂, 由分布于玉龙雪山东麓的一系列总体倾向东的正断层或兼具走滑的正断层所构成<sup>[7,11,15-18]</sup>. 此观点虽然支持者较多, 但多是依据地质图或遥感图推断的, 一直缺少地表调查的验证. 也有少量研究者认为两者属同一条断裂<sup>[19,20]</sup>. 在《云南省区域地质志》中, 首次将两者作为一条连通的断裂带来看待, 但未涉及其第四纪与

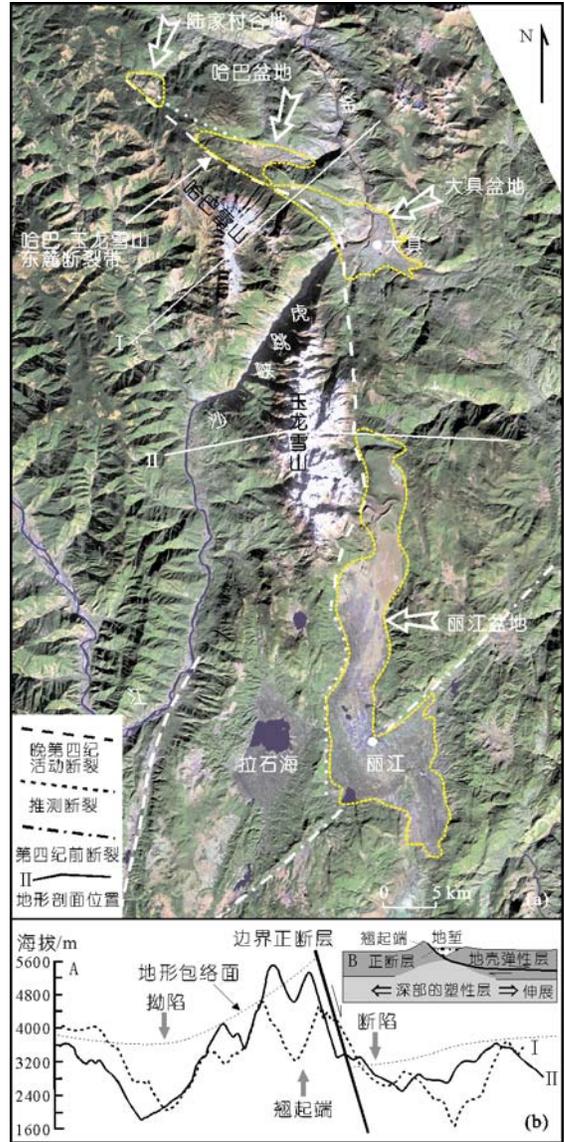


图2 哈巴-玉龙雪山地区遥感影像与地形剖面

晚第四纪运动性质和活动性问题<sup>[20]</sup>. Fan等<sup>[19]</sup>经实地调查后明确指出, 哈巴雪山东麓断裂应该是玉龙雪山东麓断裂的北西向延伸段, 并认为该断层是与鹤庆盆地东缘断裂及鹤庆-洱源断裂等共同构成的以左旋扭张变形为主的鹤庆断裂带的北段. 但Fan等<sup>[19]</sup>未提供该断裂确切的晚第四纪断裂活动证据, 也未指出断裂连通的具体位置.

笔者通过地表调查后支持将哈巴和玉龙雪山东麓断裂带作为同一条断裂带的观点. 因为: ① 哈巴和玉龙雪山东麓断裂带的活动性质相同, 都为正断

层. 这不仅被前人的研究所涉及<sup>[17,19]</sup>, 并且在笔者的地表调查中得到验证(图 3(a)~(l)), 另外也和该区的震源机制解结果相吻合. ② 地形地貌上, 除了金沙江的穿切, 哈巴-玉龙雪山和大具-丽江盆地都明显可归为相互连通的统一地貌体(图 2(a)), 并且两者一个隆升、一个断陷, 相互呼应. 而哈巴-玉龙雪山东麓断裂恰好构成两者之间的边界. ③ 无论是在哈巴、玉龙雪山之间, 还是大具与丽江盆地之间, 地表都不发育将其分隔为二的、活动的横向构造. 同时, 地表既不存在哈巴雪山东麓断裂带穿过玉龙雪山东麓断裂带向东南延伸的现象, 也不存在后者穿越前者向北继续延伸的形迹, 而是两者在地表同时出现于大具乡西约 3.5 km 处的金沙江南岸的冰水阶地上, 表现为走向发生转折的同一条断层崖(图 3(c)). ④ 地表观察可以清楚地发现, 无论是基岩中的断层三角面, 还是第四纪地貌体上的断层崖, 在沿玉龙雪山东麓断裂向北延伸至大坝子西北的金沙江南岸后, 不是向北延伸, 而是都一致地折向北北西方向, 并穿过金沙江沿哈巴雪山东麓连续延伸(图 2(a), 3(c)和(f)). 此断裂走向的显著转折在地形图上表现为非常清晰的等高线的一致弯曲现象. ⑤ 1966 年  $M_s 6.4$  级小中甸地震和 1996 年  $M_s 7.0$  级丽江地震的极震区相互衔接, 以及后者的地震破裂传播过程及其震源机制解也都更倾向于支持两者为同一条断裂带的观点.

基于以上证据, 笔者认为, 沿哈巴-玉龙雪山东麓, 第四纪期间发育一条沿走向发生了大角度弯曲的弧形正断层. 该断层的走向在大具西侧的金沙江南、北两侧经过两次走向转折后(图 4, 5), 由大坝子以南的近南北走向转为了本习以西的北西走向, 从而呈现为整体凸向东北方向的弧形断层形态, 而哈巴和玉龙雪山东麓断裂带只不过是其中走向显著不同的北、南两个段落. 这里将该弧形断层称为“哈巴-玉龙雪山东麓断裂”(图 2(a), 5), 同时, 强调它在晚第四纪期间一直强烈活动, 并且在区域上应该是一条相对独立的正断层(图 1), 而不是所谓的“鹤庆断裂带”的北段.

## 2 断裂带的宏观地貌特征

地表调查和地形图分析发现(图 5), 哈巴-玉龙雪

山东麓断裂的大角度弯曲实际上是在约 1.5 km 距离内通过两次显著的走向转折来完成的, 两个明显的转折端将其走向分隔为明显的 3 段(图 5 中的 a, b 和 c 段), 由南到北的累计向西偏转角度达  $40^\circ\sim 50^\circ$ . 其中转折端 1 位于大坝子西的金沙江南岸冰水阶地上, 由南侧的走向南北向西转为  $N15^\circ\sim 20^\circ W$  走向. 转折端 2 位于本习沟口与本习之间的冰碛-冰水台地中, 断裂走向由东侧的  $N15^\circ\sim 20^\circ W$  转为西侧的  $N40^\circ W$  走向. 两个转折点处都可观察到断层崖和等高线的一致弯曲现象(图 3(c), 5). 这里以转折端 1 为界将总长约 60~70 km 的哈巴-玉龙雪山东麓断裂划分为南、北两段, 分别为“玉龙雪山东麓断裂段”和“哈巴雪山东麓断裂段”(图 4). 其北段——哈巴雪山东麓断裂从大具盆地大坝子西侧的转折端 1 处向北北西方向延伸, 过本习沟口后不远转为北西走向, 然后经本习一直延伸至陆家村北西的吴家沟附近, 全长约 26 km. 总体走向  $320^\circ\pm 5^\circ$ , 倾向东北. 而该断裂带的南段——玉龙雪山东麓断裂从转折端 1 处向南延伸, 断裂形迹从大具盆地西南端的大坝子-峨眉之西侧山麓向南经将台河、雪花村、云杉坪、里哪比各、杈路各和玉湖等地山前地带, 向南尖灭于玉峰寺南侧附近, 全长 40 km 左右. 总体走向  $0^\circ\pm 5^\circ$  东, 倾向东. 地表调查发现, 沿该断裂带的上述两段都显示一致的以正倾滑为主的断层活动性质, 其中晚第四纪的正断层活动尤为显著(图 3(a)~(e)), 而且断裂带上的晚第四纪地质-地貌体在垂直错动的同时都不发生走滑错动现象, 基岩滑动面上的断层擦痕也很少有走滑分量(图 3(j)和(l)). 这种一致的正断层活动性质显然不支持将丽江和大具盆地的发育由走滑断裂控制或走滑拉张断裂共同控制的看法<sup>[14-16]</sup>, 而与丽江-大具盆地的裂陷主要受正断层活动控制的观点相一致<sup>[17,19]</sup>, 并且与 1966 年大具  $M_s 6.4$  级地震和 1996 年丽江  $M_s 7.0$  级地震的震源机制解相吻合<sup>[9,21,22]</sup>.

哈巴-玉龙雪山作为一个统一的隆起带而发生整体隆升的地貌标志同样非常清楚. 在遥感影像上可以看出, 主峰周缘被冰雪覆盖的哈巴和玉龙雪山地貌上表现为一个明显突出于周缘山地的比较规则的三角地带(图 2(a)). 其中分布众多海拔 4000 m 以上的山峰, 主峰海拔高达 5396 和 5596 m. 而周缘山地的

1) 云南省地质局第一区域地质调查大队. 云南丽江幅 1:20 万区域地质图. 1977



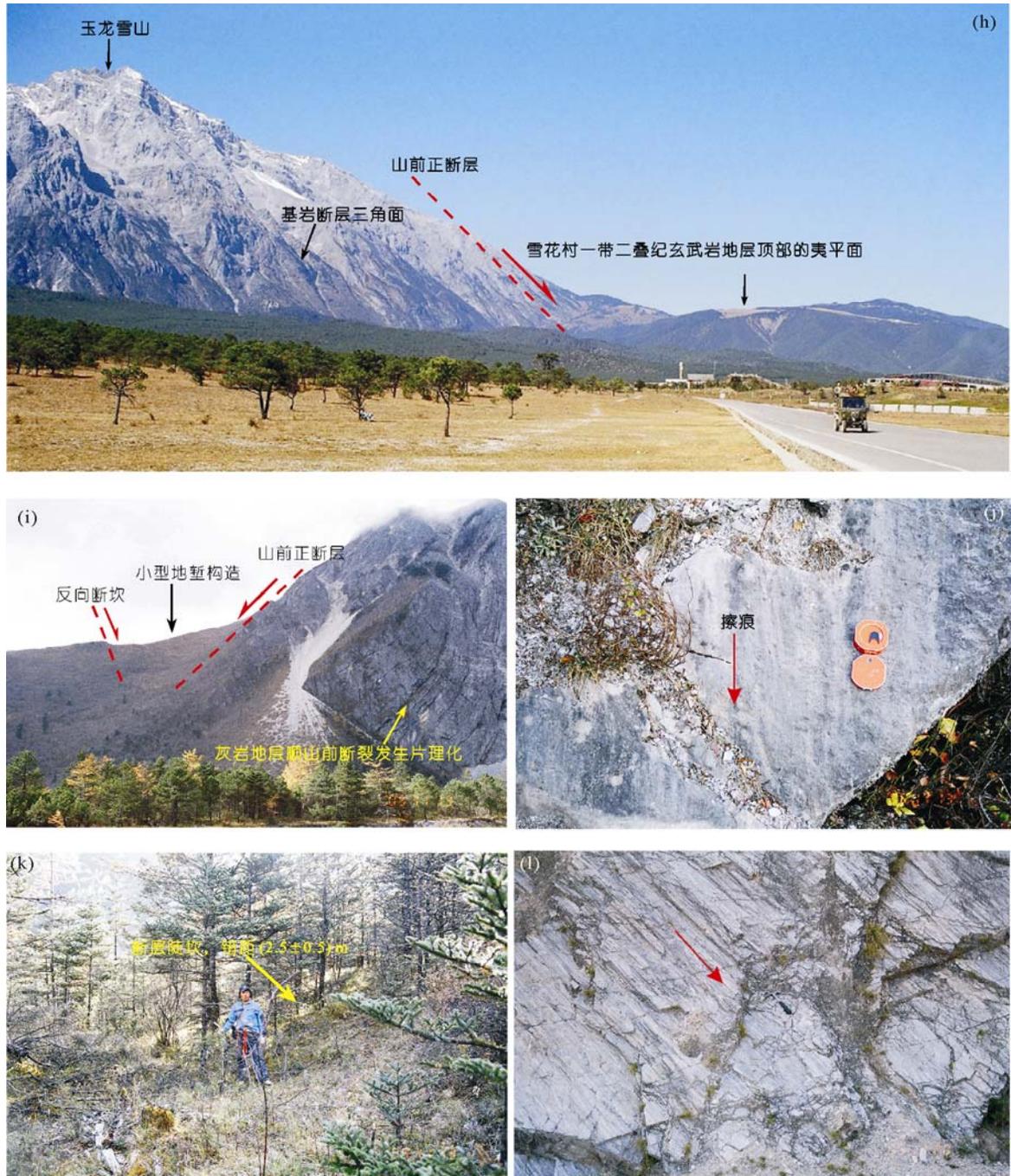


图 3

(a) 哈巴雪山东麓断裂垂直错动末次冰期冰水扇所形成的断层崖地貌(镜向西); (b) 哈巴雪山东麓断裂垂直错动山前冰碛台地所形成的断层崖地貌(镜向西); (c) 玉龙雪山东麓断裂与哈巴雪山东麓断裂衔接处的构造地貌特征(镜向  $200^{\circ}\sim 310^{\circ}$ ; 此处中部的高断层崖与(f)对应); (d) 玉龙雪山山前正断层垂直错动末次冰期冰碛台地的现象(镜向西); (e) 玉龙雪山山前正断层垂直错动山麓冰碛台地的构造地貌特征(镜向南); (f) 大具盆地 南侧, 玉龙雪山东麓断裂延伸至金沙江南岸并垂直错动  $Q_2$  晚期阶地地面的断层地貌(镜向南南西); (g) 与(f)相对应的断裂上升盘一侧的阶地面地貌(镜向南南东); (h) 玉龙雪山东麓的山前正断层地貌特征(镜向北西); (i) 玉龙雪山东麓断层上的冰川侧碛错动和灰岩变形现象(镜向南西); (j) 玉龙雪山东麓断裂上灰岩错动面上的垂向断层擦痕 (镜向西); (k) 玉龙雪山东麓断裂上错动全新世阶地的断层陡坎(镜向西南); (l) 金沙江北岸, 哈巴雪山东麓断裂上大理岩滑动面上指示以正倾滑运动为主的断层擦痕(镜向西)

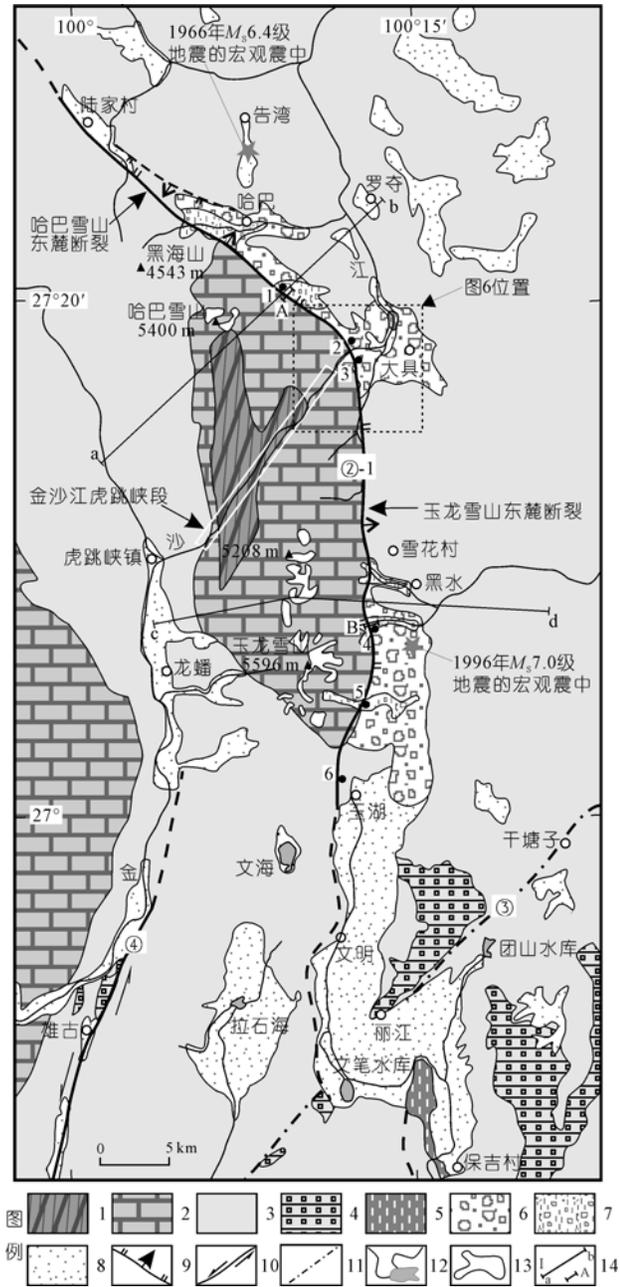


图 4 哈巴-玉龙雪山东麓断裂及邻区构造图

断裂编号及其名称见图 1。图例 1~14 的说明如下: 1 前寒武变质基底; 2 泥盆纪-早二叠世灰岩; 3 晚二叠世-三叠纪火山-沉积地层; 4 第三纪沉积; 5 早更新世湖相层; 6 末次冰期前冰碛-冰水沉积; 7 末次冰期以来的冰碛-冰水沉积; 8 晚第四纪冲洪积物; 9 活动正断层; 10 活动走滑断层; 11 第四纪前断裂带; 12 湖泊与水系; 13 现代冰川; 14 地形、地质剖面 and 断层崖剖面位置

峰顶面海拔大多集中在 3500~3800 和 2800~3200 m 左右。从石鼓处折向北流的金沙江从该三角形隆起带的中部切过, 将其一分为二, 并形成切割深度达 3000 m 左右的虎跳峡。上述特征显然暗示了该雪山第四纪期间整体强烈隆升的性质。在该隆起的东侧是一系列断续相连的, 且规模和第四纪堆积厚度从东南向西北方向依次递减的断陷盆地和谷地: 丽江盆地、大具盆地、哈巴盆地和陆家村谷地(图 2(a))。其中丽江盆地的第四系堆积厚度最大可达 1200 m 左右, 最老充填物为早更新世蛇山组的河湖相砂、黏土夹砂砾石层<sup>1)</sup>; 大具盆地第四纪充填物厚度大于 200 m, 最近发现其底部的最早堆积为时代至少为早更新世的金沙江冲积砾石层<sup>[23]</sup>。上述已知的盆地最老充填物指示该区开始裂陷并接受沉积的时代至少为第四纪初期, 这与后面根据断裂活动速率估算的地堑最小初始裂陷时间接近。而盆地规模的递减暗示该区的张裂有向西北方向逐渐尖灭的趋势, 特别是从大具盆地向西。另外, 上述盆地东、西两侧的边界形态也截然不同, 其中西侧边界具明显的线性特征, 并与哈巴-玉龙雪山东麓断裂相吻合, 而东侧边界则很不规则, 指示主边界断裂应位于断陷区的西侧。同时, 这些盆地的走向明显顺应西侧边界断裂的弯曲而变化(图 2(a)), 并且转折部位与地表观察所发现的边界断裂带的转折端相一致。横跨哈巴-玉龙雪山的地形剖面显示(图 2(b)中的 A), 该区山地地貌面的巨大反差也一致地出现在哈巴-玉龙雪山的东麓, 显示东侧下降, 西侧翘起抬升的地貌特征。该地貌特征符合典型的半地堑式裂陷盆地及其谷肩相对翘起的地貌标志<sup>[24]</sup>, 暗示该区现今的地形地貌与上地壳的伸展裂陷变形密切相关, 而其西南侧龙蟠一带的金沙江宽谷地貌的形成则很可能与山地翘起端背侧的地壳拗陷有关(图 2(b)中的 B)。

### 3 正断层作用的地表证据

沿哈巴-玉龙雪山东麓断裂, 地表可以观察到众多与宏观地貌相一致的指示正断层活动的构造、地貌证据。在哈巴雪山东麓, 沿吴家沟东南的马家村-小

1) 同 1363 页脚注

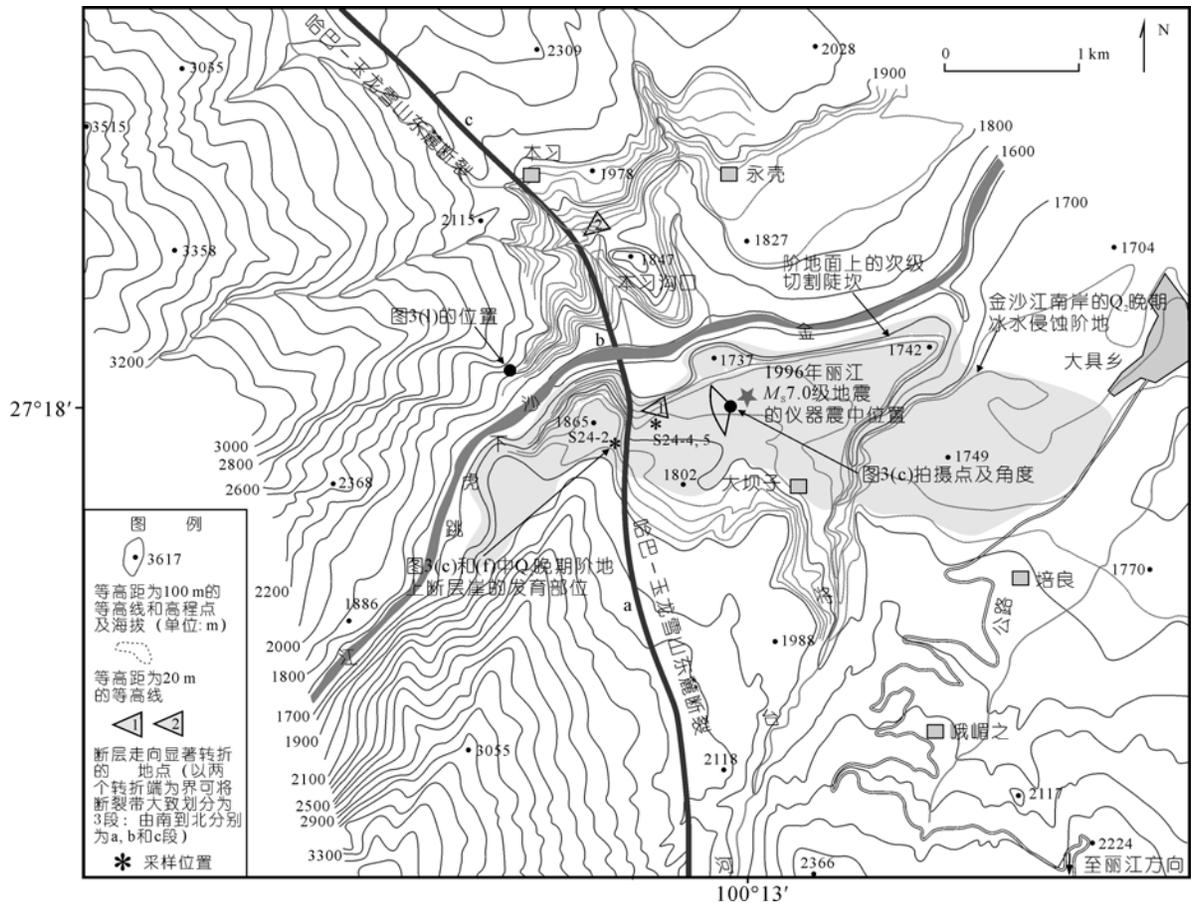


图 5 哈巴-玉龙雪山山东麓断裂带中段走向转折部位的地形-地貌图

尖山坪子一带, 断层的垂直活动不仅造成其东侧下三叠统-上三叠统泥岩、砂岩和灰岩地层与西侧二叠系玄武岩地层间的断层接触, 形成线性的断层垭口地貌, 而且断裂两侧存在显著的地貌差异, 其中断层东北侧为顶部起伏平缓、海拔 3900~4000 m 左右的古夷平面, 而西南侧为河流切割强烈, 脊部海拔 4400 m 以上的山地, 两侧 400~500 m 的地势差指示了断裂带强烈的垂直活动. 从小尖山坪子向东南方向, 最显著的断裂垂直活动特征是山前连续性极好的高达近千米的断层三角面和晚第四纪地貌体中发育的断层崖(图 3(a)~(c)). 特别是龙王潭-本习沟口的山前地带, 断层连续穿过晚第四纪冰碛垄和冰水台地形成了地表连续性很好的断层崖和断层陡坎地貌, 充分证实了该断裂晚第四纪活动的存在. 其中在棉石坝西南一冰川谷的谷口, 断层垂直错动一套伸出沟口 1 km 左右、拔河高度 30~40 m、大致对应末次冰期的冰川侧碛和终碛垄, 形成表面高度 30 m 左右、走向 120°

左右的断层崖, 其垂直断距最大可能在 20 m 左右(图 3(b), 图 4 中位置 1 的北西). 向西南方向至相邻沟谷的谷口(图 4 中位置 1), 沿山前发育一条走向 125°、延伸可达 2 km、垂直切过一套拔层 15~25 m 的山麓冰水扇的断层崖(图 3(a)). 在地形图上, 该断层崖两侧显示特征的等高线不对称现象, 其西南侧一致高出北东侧整整 20 m 有余. 经过实地测量, 并经地形校正后发现, 此处的断裂垂直断距为(14±2) m. 在该冰水扇的断层上、下盘侧, 从上部砂层中所采集的热释光(TL)年龄结果指示它形成于距今(32.9±2.3)~(20.0±1.7) ka 左右(表 1, 图 6(a)), 与末次盛冰期对应. 在本习-本习沟口(图 4 中位置 2), 断裂从 P<sub>1</sub> 大理岩与 P<sub>2</sub> 绿片岩相玄武岩间穿过, 并且走向开始由北西向转为北北西向. 此处 P<sub>1</sub> 大理岩出露于断裂西南侧, 其中发育与山前正断层近于平行的面理, 产状为 60°~80°∠35°~55°. 在金沙江的北岸, 可见大理岩滑动面上发育指示断裂正倾滑运动的擦痕线理(图

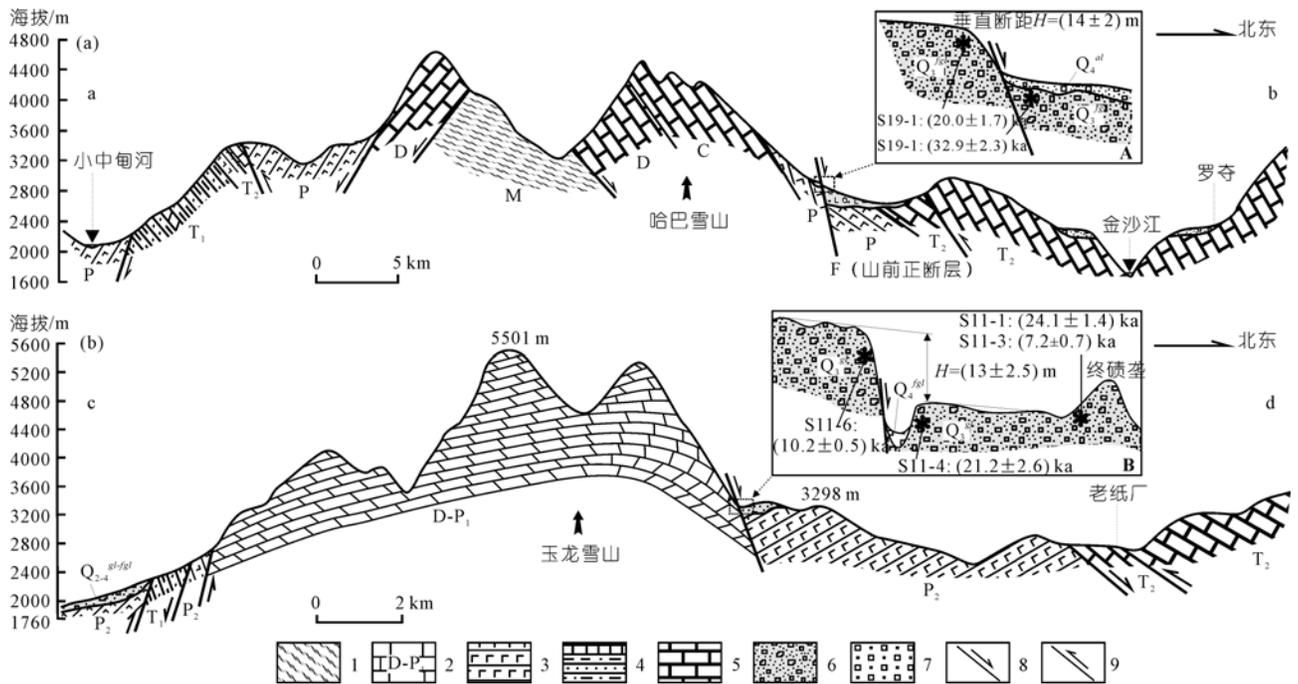


图 6 哈巴雪山(a)和玉龙雪山(b)的地质-地貌横剖面图(剖面位置见图 3)

1 前寒武纪变质岩, 2 泥盆纪-二叠纪灰岩, 3 二叠纪玄武岩层, 4 三叠纪砂、页岩夹灰岩, 5 灰岩, 6 晚第四纪冰碛物(gl)和冰水沉积物(fgl), 7 冲积物, 8 正断层, 9 逆断层

表 1 丽江-大具盆地晚第四纪地貌体的垂直断距及其测年结果一览表<sup>a)</sup>

样品编号	位置	地貌体与采样部位	岩性	埋深/m	与断层关系	垂直断距/m	方法	年龄/ka	序号
	5	拔河 2~4 m 的冰水台地			上升盘	2.5±0.5	推断	5±1	1
S13-6	5	拔河 2~4 m 的冰水台地上部	钙质中粗砂	0.5	上升盘	2.5±0.5	TL	55.55±4.72 <sup>b)</sup>	
S13-5	5	拔河 2~4 m 的冰水台地上部	钙质细砂	1	上升盘	2.5±0.5	TL	59.52±5.59 <sup>b)</sup>	
S13-4	5	拔河 2~4 m 的冰水台地上部	钙质粉细砂	1	上升盘	2.5±0.5	TL	188.9±16.1 <sup>b)</sup>	
S11-3	4	拔河 15~40 m 的冰川终碛垄内侧	钙质胶结物	0.25	下降盘	13±2.5	U 系	7.2±0.7	2
S11-6	4	拔河 30~40 m 的冰碛台地上部	钙质胶结物	6-8	上升盘	13±2.5	U 系	10.2±0.5	3
S19-2	1	拔河 18~25 m 的冰水台地上部	钙质中粗砂	2	上升盘	14±2.0	TL	20.0±1.7	4
S11-4	4	拔河 30~40 m 的冰碛台地上部	钙质胶结物	6~8	下降盘	13±2.5	U 系	21.2±2.6	5
S11-1	4	拔河 15~40 m 的冰川终碛垄内侧	钙质胶结物	0.4	下降盘	13±2.5	U 系	24.1±1.4	6
S19-1	1	拔河 4~6 m 的冰水台地上部	钙质中粗砂	2	下降盘	14±2.0	TL	32.9±2.3	7
S13-3	5	拔河 20~25 m 的冰水台地上部	钙质胶结物	5	上升盘	8±2	U 系	39.1±3.7	8
S13-1	5	拔河 16~25 m 的冰水台地上部	钙质胶结物	1	上升盘	8±2	TL	126.7±10.8 <sup>b)</sup>	
S24-5	3	拔河 200~250 m 的冰水台地上部	钙质胶结砂	2	下降盘	62±8	U 系	107.9±8.3	9
S24-2	3	拔河 200~250 m 的冰水台地上部	钙质胶结物	2~3	上升盘	62±8	U 系	143.9±17.5	10
S24-4	3	拔河 200~250 m 的冰水台地上部	钙华夹层	1.5	下降盘	62±8	U 系	182.3±17.7	11

a) 采样位置见图 3; b) 指示测试结果显著大于沉积物或地貌体时代的数据

5, 3(1)). 在断层的东北侧, 出露一套绿片岩带和 P<sub>2</sub>-T<sub>2</sub> 灰岩地层. 其中绿片岩带在断层接触带上最为发育, 由于岩石破碎, 它还常成为一些中小型滑坡体的滑脱面. 区域上, 当靠近山前断裂时, 该绿片岩带的面理变为近直立, 倾向北东; 向东北方向, 其面理产状则逐渐变缓为 60°∠20°~30°. 该绿片岩带极可能构成

了断裂上盘中生代地层与下盘古生代地层间的低角度构造滑脱带.

从本习沟口西侧向南至大坝子西恰好是断裂走向弯曲段的南部, 山前正断层在此处过金沙江后向南切过江南岸拔河 200~260 m 的中更新世晚期阶地 (图 5, 3(c)), 该阶地面非常平坦, 但构成阶地的砾石

层不显示特征的金沙江冲积砾石层特点, 而呈现出大小混杂、磨圆较差的冰碛-冰水相沉积特点, 表明它是金沙江侵蚀夷平早期的冰水扇或冰碛垄后下切而成, 这里称其为“冰水侵蚀阶地”。该阶地面在断裂西侧高出东侧 65~75 m, 其中东侧为由厚度极大的混有冲积砾石的冰碛-冰水砾石层所构成的堆积阶地; 而西侧是由不整合覆盖于大理岩层之上的厚度有限的砾石层所构成的基座阶地。该断层崖经过地形校正后的垂直错距为(62±8) m(图 4, 位置 3; 图 5, 3(c), (f)和(g))。在阶地断层崖的东、西两侧, 阶地面上都可观察到相互对应的金沙江下切该阶地过程中所形成的次级切割陡坎(图 5, 3(f)和(g), 注意阶地陡坎不显示走滑错动), 表明被垂直错动的阶地面应该属同期地貌面。地表观察发现, 断层走向在该阶地断层崖的中部发生了一次明显的转折(图 5, 3(c)), 由北侧的约 160°走向转为南侧的约 180°走向, 然后沿玉龙雪山东麓继续向南延伸, 从而完成了由哈巴雪山东麓断裂向玉龙雪山东麓断裂的过渡。在该断层崖的东、西两侧, 笔者从冰水台地上共采集了 3 个 U 系年龄样品(采样位置见图 5), 结果吻合的较好, 验证了断裂两侧冰水阶地属同期地貌体的观点, 并指示它们形成于距今约(182.3±17.7)~(107.9±8.3) ka 期间(表 1), 大致对应深海氧同位素(MIS)6-5 阶段。

玉龙雪山东麓的正断层活动迹象同样相当显著(图 3(d), (e), (h)~(k))。其中最壮观的是沿峨眉之-雪花村-银杉坪-里哪比各一带分布的延伸二三十公里、高数百米至上千米的断层三角面(图 3(h))。在峨眉之一雪花村段, 断裂主要从基岩山地中穿过, 正断层的垂直活动造成其东、西两侧地层分布的明显不对称, 并显示强烈的地形反差(图 4, 6(b))。其中东侧为上二叠统黑泥哨组(P<sub>2</sub>h, 砂、页岩与玄武岩地层)-玄武岩组(P<sub>2</sub>β, 玄武岩地层), 而西侧出露泥盆系-下二叠统的大理岩和结晶灰岩和前寒武纪变质基底。地形上, 东侧山顶面海拔 3000~3800 m 左右, 在雪花村和银杉坪一带, 其顶部保留有海拔为 3600~3800 和 3200~3300 m 的古夷平面(图 3(h))。而在断裂西侧, 主山脊海拔超过 4400 m, 其顶部古夷平面已荡然无存, 处于强烈剥蚀状态。同时, 沿山前地带, 大理岩或灰岩地层普遍发生牵引变形, 一致倾向东侧, 越靠近山前倾角越陡, 并伴有强烈片理化(图 3(i))。如果仅根据跨断裂

两侧地势的高差来推断, 其总的垂直位移量至少超过 2300 m。但考虑到断裂下盘的强烈剥蚀状态, 如果假设在断裂垂直活动之前断裂两侧的地层分布一致, 依据该区的地层发育厚度来近似恢复其原始地层分布状态的话, 由于在 C 和 P<sub>2</sub>h 地层之间所缺失的 P<sub>1-2</sub> 地层总厚度可达 3.0~3.5 km。因此, 跨断裂的累计垂直位移量最大可达到 5.3~5.8 km。从雪花村向南至森林检查站西, 断裂从晚第四纪冰川-冰水沉积物和基岩的接触带附近通过, 可见第四纪地层与基岩断层接触以及晚第四纪地貌体被断层垂直错动所形成的多期断层崖和断层陡坎等晚第四纪断裂活动证据(图 3(d), (e), (i), (k))。其中在玉龙山实验林场西侧的古冰川谷口(图 4 中的位置 4), 可见一套拔河 15~40 m 的末次冰期冰碛物被山前正断层错动后形成线性特征极好、高 30 m 左右的断层崖(图 3(d), (e); 6(b))。虽然该断层崖东侧的冰碛物又受到近代冰水作用的侵蚀切割, 但其古冰碛地形仍清晰可辨。地貌测量表明, 其垂直断距为(13.0±2.5) m。此处断裂东、西两侧的冰碛台地上共采集了 4 个钙质胶结物样品(表 1, 图 6(b)), 除一个测试结果偏年轻外, 其他结果吻合的较好, 指示该冰碛物形成于距今约(24.1±1.4)~(10.2±0.5) ka。在干河坝冰川谷中(图 4 中的位置 5), 可见 3 期晚第四纪地貌体皆被山前正断层垂直错动。其中最老的地貌体是拔河约 100~150 m 的高冰川侧碛, 相当于倒数第二次冰期或丽江冰期的冰川高侧碛<sup>[25]</sup>。第二和第三期分别为拔河约 25 和 3~4 m 的冰水阶地, 明显形成于末次盛冰期以来。其中丽江冰期的高侧碛上可见断层错动形成的小型地堑构造(图 3(i)), 从等高距为 5 m 的 1:10000 地形图判读, 此处的垂直位移量与金沙江南岸 Q<sub>2</sub> 晚期阶地面的错动量大致相当。第二期阶地被垂直错动所形成的断崖高约 20 m, 经地形恢复后的垂直位移量为(8±2) m。该阶地上升盘侧两个钙质胶结物的 U 系和 TL 年龄分别为(39.1±3.7)和(126.7±10.8) ka(表 1), 前者与地表观察较吻合, 而后者明显偏大, 这与测试对象主要为碳酸盐物质有关(后面详述)。第三期阶地的断坎高 4~5 m, 垂直断距为(2.5±0.5) m(图 3(k))。从该阶地上升盘侧沉积物中获得的 3 个钙质砂屑 TL 年龄也都与地表观察不符, 明显大于沉积物的实际时代(表 1)。另外, 此冰川谷两侧陡壁出露的灰岩地层也强烈变形, 顺断裂发生

牵引变形并强烈劈理化, 其中产状  $110^{\circ}\angle 56^{\circ}\sim 62^{\circ}$  的断层滑动面上有指示正断层活动的断层擦痕(图 3(j)). 继续向南至玉湖-玉峰寺段, 山前断裂从基岩中穿过, 形成断层破裂带和基岩陡崖地貌. 在玉湖西北侧(图 4 中的位置 6), 可见  $P_2$  灰岩与  $P_2$  玄武岩之间断层接触, 其东侧为低缓的玄武岩台地, 西侧为灰岩陡崖, 断层面产状  $100^{\circ}\pm 5^{\circ}\angle 65^{\circ}\sim 70^{\circ}$ . 从玉峰寺向南至下长水一带, 沿山前-山麓地带, 地表不发育第四纪, 特别是晚第四纪地质-地貌体被山前正断层错动的现象. 只在下长水一带的山前零星可见大致平行山前的、局部的岩石劈理化和破裂现象. 另外, 玉峰寺-下长水一带的盆-山高差也明显小于北段(图 2(a)), 西侧峰顶面海拔仅高出东侧盆地面 600~800 m 左右, 并且西侧山地相对于玉龙雪山明显变低、变缓, 不显示地表河流的强烈切割. 上述特点反映该区相对盆地抬升不强, 并曾经历过长期的地表剥蚀夷平过程, 暗示该区山前即使存在断裂活动, 强度也很小. 因此, 笔者认为玉龙雪山东麓断裂带的晚第四纪活动主要集中在该区的峨眉之-玉湖山前地带, 南段的玉峰寺-下长水一带的晚第四纪断裂活动不显著, 其活动可能集中在第四纪早期或之前.

#### 4 地震活动的响应

该区的地震活动具有以下主要特点(图 7): 第一, 该区 1970 年以来的  $M_{4.0}$  及以上地震的震中在空间上具有围绕哈巴-玉龙雪山东麓弧形正断层集中分布的特点. 第二, 自公元 886 年以来, 该区发生过两次较大地震——1966 年 9 月 28 日的  $M_{6.4}$  级小中甸地震和 1996 年 2 月 3 日的  $M_{7.0}$  级丽江地震. 前者的仪器震中位于哈巴雪山东麓断裂的北西端(北纬  $27^{\circ}30'$ ; 东经  $100^{\circ}00'$ ), 宏观震中位于告湾一带, 其极震区和等震线长轴为北西走向, 与该弧形正断层的北段相呼应. 后者的仪器震中位于大具西侧的金沙江畔(北纬  $27^{\circ}18'$ ; 东经  $100^{\circ}13'$ ), 宏观震中位于玉龙雪山东麓的黑水-玉湖之间, 其极震区和等震线长轴呈近南北走向, 对应该弧形正断层的南段. 同时, 两次地震的极震区衔接于大具北西, 恰好覆盖了哈巴-玉龙雪山东麓断裂带晚第四纪活动性最明显的段落. 第三, 上述两次强震活动以及后者的 3 个  $M_{5.0}$  以上余震的震源机制解表明, 上述地震的震源破裂面多属正断

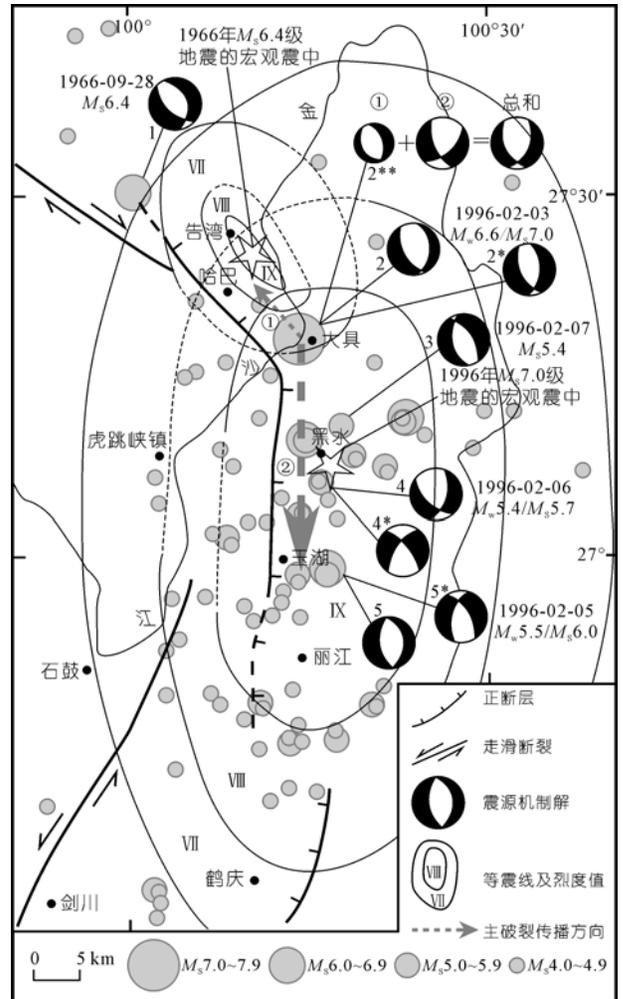


图 7 哈巴-玉龙雪山东麓的地震构造图

图中的等震线引自文献[11]; 震源机制解 1 引自文献[9]; 2, 4 和 5 引自 <http://www.harvard.edu>; 2\*, 2\*\*, 3, 4\* 和 5\* 引自文献[22]

层型, 与哈巴-玉龙雪山东麓断裂带的活动性质一致. 第四, 丽江地震的主震破裂研究发现[22,26], 该地震包含两个正断层型破裂过程(见图 7 及其中震源机制解). 其中初始破裂点位于仪器震中处, 第一次破裂从该初始破裂点大致沿哈巴雪山东麓断裂向北西传播, 终止于 1966 年 9 月 28 日的  $M_{6.4}$  级小中甸地震的极震区附近. 而第二次破裂为主破裂, 由初始破裂点向南沿玉龙雪山东麓传播, 最强余震终止于玉湖附近, 空间上恰好对应玉龙雪山东麓断裂晚第四纪活动性最显著的段落. 上述特征表明, 将哈巴-玉龙雪山东麓弧形正断层作为该区的主控震构造明显更容易解释上述地震活动特点以及丽江地震的破裂过程, 也

可为剖析该区的强震机制提供新思路. 因为, 一条区域性弧形正断层断裂带的存在最有利于导致地震破裂的传播出现大角度转折. 而如果将哈巴雪山与玉龙雪山东麓断裂归为两个独立断裂带的交汇, 或认为区域内存在所谓的北西向大具-永胜走滑活动构造带的话. 区域地震活动更容易出现“双主震”的形式, 或以强群震或强余震的形式出现, 或造成微观震中位于该北西向构造带北侧的地震沿北西-南东方向传播, 而不利其破裂过程不受阻挡地跨越该构造带向南进入丽江盆地, 并围绕玉龙雪山东麓形成长轴为近南北向的烈度分布形态. 因此, 笔者认为 1966 年和 1996 年沿断裂带先后发生的两次强震是哈巴-玉龙雪山断裂走向大角度弯曲造成的断裂分段性活动的表现, 而丽江地震向两个不同方向传播恰是地震活动受断裂走向转折控制的结果, 也是地震活动为了贯穿整个断裂带, 填补上一次地震空区的需要.

## 5 断裂活动速率及其含义

如前所述, 沿哈巴-玉龙雪山东麓断裂带至少可归纳出时代明显不同的 3 套被断层垂直错动的晚第四纪地貌体(表 1), 其中第一套为高出金沙江 200~250 m 的阶地面(其垂直断距为 $(62 \pm 8)$  m(图 3(c)), 第二套为拔河 15~25 和 15~40 m 左右的冰水阶地和冰碛台地(其垂直断距为 $(13 \pm 2.5)$ 和 $(14 \pm 2)$  m, 最小 $(8 \pm 2)$  m(图 3(a)和(d)), 第三套为拔河 2~4 m 的冰水阶地(垂直断距为 $(2.5 \pm 0.5)$  m(图 3(k)). 它们显示出断裂累计位移量随地貌体年龄增加而增大的特点, 指示该断裂带在晚第四纪期间处于持续活动状态. 因此, 通过确定各地貌体的时代, 便可估算出该断裂带的晚第四纪平均垂直活动速率. 根据上述地貌体的形态、河流切割程度及相互切割关系, 并对比该区的第四纪冰川作用过程<sup>[25]</sup>判断, 上述 3 套地貌体的发育从早到晚可大致与倒数第二次冰期、末次盛冰期和全新世冰川作用过程相对应. 而前述的沉积物的 U 系和热释光(TL)测试结果也基本证实了上述判断(表 1). 其中 U 系测试对象为沉积物中的灰白色钙质胶结物, 而 TL 的测试对象为其中的中细砂或中粗砂. 在共 14 个测试数据中, 除了 4 个 TL 结果由于砂屑以钙质成分为主, 其铀、钍、氧化钾含量很低, 导致年龄结果显著偏大之外, 其余结果大都与估计的地貌体时代吻

合的很好. 综合所有测年结果可以发现, 第一套沉积物主要形成于距今约 182~144 ka 期间, 大致对应 MIS6 阶段; 第二套沉积的年龄多集中在约 33~20 ka 期间, 对应末次盛冰期; 第三套地貌体虽未获得直接的年龄结果, 区域研究发现<sup>[27]</sup>, 该区全新世冰水-冲洪积台地的切割主要发生于距今约 $(5 \pm 1)$  ka. 根据上述 3 套沉积物的年龄及相关地貌体的垂直断距对断裂的平均垂直活动速率进行估算发现, 其合理估算值为 $(0.6 \pm 0.3)$  mm/a(图 8). 但考虑到地貌体的垂直断距实际是该地貌体被切割放弃之后的断层垂直位移, 其时代应略晚于其中沉积物本身的堆积年龄, 即大致对应冰期之后的间冰期切割阶段. 因此, 第一到第三套地貌体的垂直断距应大致代表了约 MIS5(约 140~100 ka)、末次冰消期(约 15~11 ka)和全新世中期(约 $(5 \pm 1)$  ka)等阶段以来的断裂垂直位移. 这时获得的断裂垂直活动速率校正明显集中且比较规则, 并呈现出活动速率随时间波动的特点(图 8). 其中 MIS5 以来的平均活动速率较小, 约为 $(0.5 \pm 0.2)$  mm/a, 可近似代表约  $10^5$  年时间尺度的断裂长期活动速率. 结合前述的跨断裂总垂直位移量 $h(h=(4.1 \pm 1.7)$  km), 可估算出正断层开始活动的时代应大于约 3.4 Ma. 进入末次冰消期后, 断裂速率突然增大了约 1 倍, 达到 $(1.1 \pm 0.3)$  mm/a. 这一现象极可能是该断裂带在末次盛冰期之后进入地震丛集期的一种表现. 因为, 阶段性的强震活动是粘滑型断裂活动的主要形式, 而当地震活动具有平静期与丛集期交替出现的特征时, 该断裂带在丛集期内的活动强度必然会高于其在平静期内或包含了多个平静期与丛集期的

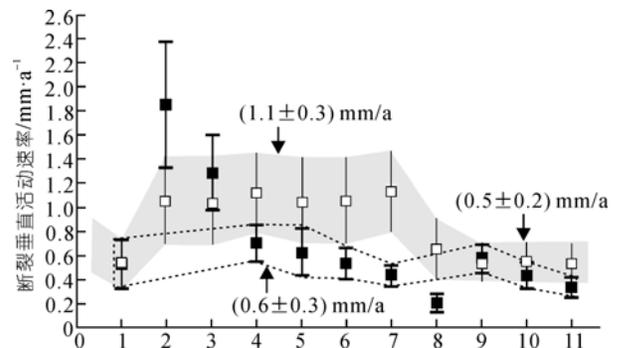


图 8 哈巴-玉龙雪山东麓断裂带活动速率分布图

横坐标为数据序列号(见表 1), 实心数据代表根据实测年龄计算的活动速率, 空心数据代表根据校正年龄计算的活动速率

断裂平均活动速率<sup>[28]</sup>. 如果如此, 反过来表明, 哈巴-玉龙雪山东麓断裂带上的地震活动具有丛集期和平静期交替出现的特征. 随后, 全新世中期以来的断裂速率又变小为 $(0.5 \pm 0.2)$  mm/a, 这存在两种可能, 第一, 活动水平降低标志断裂活动开始转入平静期; 第二, 断裂仍处于地震丛集期, 但暂时处于应变积累阶段, 其中尚有大部分应变能未被释放. 1966年至1996年的30年间沿该断裂带接连发生两次强烈地震表明, 后者的可能性更大.

## 6 区域运动学指示意义

哈巴-玉龙雪山东麓弧形正断层的存在可直接反映该区从南到北拉张方向由近东西向转为北东-南西向的特征(图 9). 区域对比发现, 这并不是该区所独有的构造形态, 而是滇西北裂陷带端部构造变形的典型样式(图 1, 9). 因为该裂陷带的西界为北北东向的龙蟠-乔后左旋走滑断裂带, 而其中、东部分别为整体形态呈“Z”字型的大具-洱海裂陷带(包含大具、丽江、鹤庆、

松桂和洱海等多个半地堑)和程海-宾川裂陷带(包含程海-金官、宾川和弥渡等断陷盆地和北东向的期纳-清水左旋走滑断裂). 其中哈巴-玉龙雪山东麓断裂带恰位于该构造带的西北端, 而位于该构造带东北端的近南北向程海地堑向北延伸也折向西转为北西向的金官盆地; 类似的, 位于该构造带南端的地堑走向都偏向南东, 如近南北向的宾川地堑向南与北西走向的弥渡盆地相斜接, 近南北向的松桂地堑向南对应北北西走向的洱海地堑. 上述的区域性拉张变形及其构造带端部张裂方向的转折构成了滇西北“Z”字型裂陷带最显著的构造变形方式(图 1). 虽然该区第四纪期间的近东西向伸展变形过程被充分肯定<sup>[1~3,7-9,13,29,30]</sup>, 但由于在断裂组合样式以及一些断裂带活动性质上的分歧, 前人将滇西北裂陷带的形成归结为 4 种不同模式: ① 北西向大型走滑断裂带的尾端拉张变形效应(图 9(a)中的A)<sup>[29,30]</sup>; ② 右阶斜列的北西向或左阶斜列的北东向大型走滑断裂带斜列阶区的走滑拉分变形结果(图 9(a)中的B)<sup>[2,8]</sup>; ③ 川西北和滇中活动断

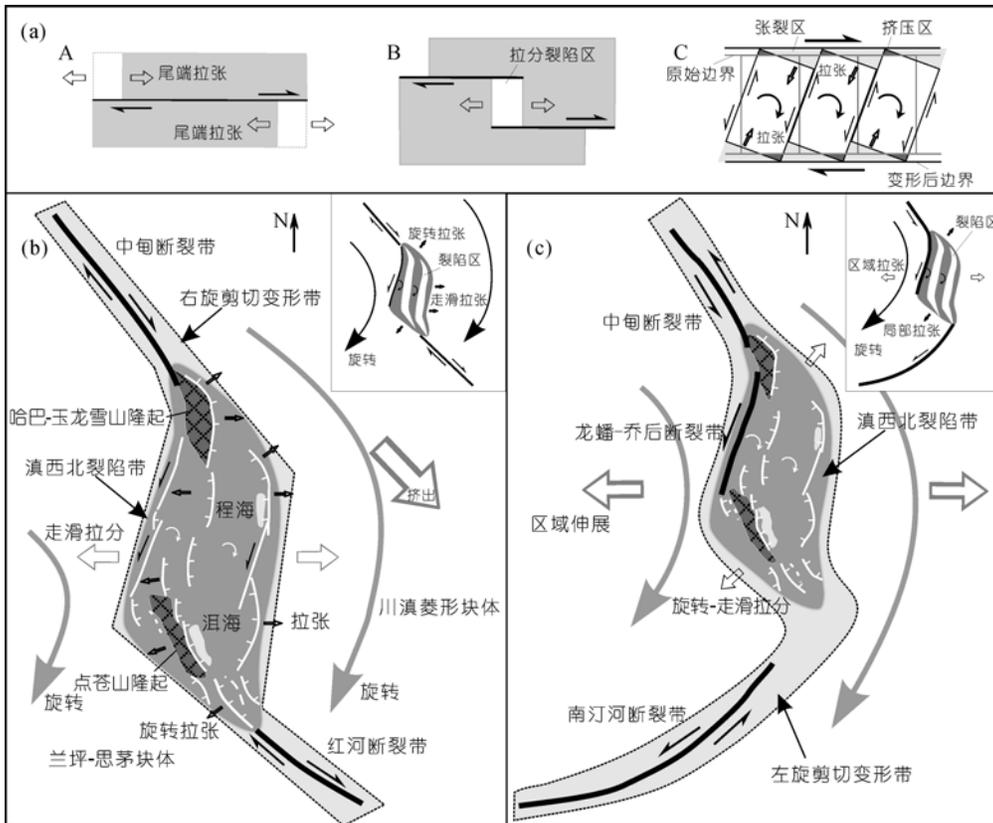


图 9 滇西北地区的晚第四纪运动学模式图及其形成机制示意图(图(a)中的C引自文献<sup>[12]</sup>)

块顺时针旋转过程中的端部拉张变形产物(图 9(a)中的 C)<sup>[12,15]</sup>; ④ 近南北向右旋剪切背景下, 区域内的微断块顺时针旋转作用与伴生的北东向左旋走滑断裂带的尾端拉张变形相互叠加的结果<sup>[7,19]</sup>.

滇西北“Z”字型裂陷带端部张裂方向的普遍转折, 为重新认识该区的运动学模式及其机制提供了新思路. 因为, 之前的研究大都忽略了区域上地堑或正断层走向的大角度转折现象, 而是简单地将其作为区域张扭性断裂带的组成部分或走滑断层的伴生现象. 如前所述, 它们实际是相对独立的构造带, 其中正断层的弧形弯曲和裂谷带走向的变化应该是区域伸展方向转变的结果. 此时观点①和②不能合理解释其形成机制, 因为上述机制下的伸展变形方向应该是单一的(图 9(a)中的 A 和 B), 如果区域上出现正断层走向的大角度转折则应该伴随走滑断裂的产生. 该区的“Z”字型构造形态也不支持观点③, 因为在该模式所形成的拉张区是“三角形”构造格局(图 9(a)中的 C). 观点④可以很好地解释该区构造样式的“Z”字型形态及其端部的拉张效应, 但该模式强调的是其内部北东向断层的左旋走滑活动, 它将其中的近南北向张裂都归结为北东向走滑断层的尾端拉张效应, 这显然是值得商榷的. 首先, 在构造规模上存在明显的不相称现象, 其中北东向的期纳-清水和鹤庆-洱源断裂的规模都不明显大于、甚至小于位于其端部的裂陷带规模(图 1). 其次, 一些裂陷盆地, 如丽江-大具盆地和松桂盆地都明显不位于所谓的北东向走滑断裂的尾端拉张部位. 第三, 地质图判读和地表调查发现, 前人所强调的北东向左旋走滑断裂带——丽江-剑川断裂和鹤庆-洱源断裂带<sup>[8,9,12,15,19]</sup>, 可能都是第三纪或之前活动的逆冲断裂带. 因为沿断裂带不仅不存在明显的老地质体左旋错动迹象, 更没有确切的第四纪地质-地貌体被错动的现象, 而通常被作为断裂活动标志的水系偏转、串珠状第四纪盆地(实际是河流上游松散沉积不太发育的规模很小的侵蚀谷地)、断层崖(多为断层线崖)和沟槽等地貌证据, 多是对水系沿先存断裂带发生差异剥蚀和溯源侵蚀作用所造成的地貌效应的误判. 因此, 笔者不认为该区的张裂是左旋走滑作用的结果. 那么, 在缺少内部左旋走滑断裂的条件下, 如何合理解释该区近东西向与北东-南西向伸展变形共存的现象? 笔者认为, 该区

弧形正断层的出现和北东-南西向的拉张的产生与近南北向微断块顺时针旋转作用下的端部拉张作用有关(图 9(b)和(c)). 因为这和该区端部的裂陷盆地都大致呈三角形、且向端部方向裂陷规模逐渐减小等现象吻合. 在此前提下, 基于目前对中甸断裂带活动性质的不同认识<sup>[7,14]</sup>, 笔者认为存在两种可能的模式: 第一种情况(图 9(b)), 如果中甸断裂带的活动性质为右行走滑, 则它可与红河断裂带一起构成呈右阶斜列的右旋剪切变形带. 此时, 滇西北裂陷带位于其中的走滑拉分区, 该区的近东西向伸展可由走滑拉分产生, 而微断块旋转可以是右旋剪切带作用的结果<sup>[7]</sup>, 也可能是在青藏高原物质向东的挤出作用下川滇块体围绕东喜马拉雅构造结整体发生顺时针旋转背景下的局部变形响应<sup>[4,5,31,32]</sup>. 第二种情况(图 9(c)), 如果中甸断裂带的运动学特征为左行走滑, 则区域上将其与南侧的龙蟠-乔后断裂以及同为左旋走滑的南汀河活动断裂带相联系更为合理. 此时, 两者在区域上呈左阶斜列, 滇西北裂陷带位于其拉分分区, 它们一起构成了一个整体凸向东侧的弧形左旋剪切变形带, 此变形模式与青藏高原东南部整体的顺时针旋转作用相吻合. 此模式下, 滇西北裂陷带的微断块旋转就是区域性旋转作用的局部变形响应, 端部的北东向拉张是块体旋转和左旋拉张共同作用的结果, 特别是洱海-弥渡一带; 而近东西向的拉张可归结为区域性的东西向伸展变形作用. 因为以众多近南北向地堑为标志的区域性伸展构造在滇西北、滇中和滇西南等区域广泛分布. 虽然滇中地区的东西向伸展可能和小江断裂带的左旋走滑转化作用有关<sup>[7]</sup>, 但区域性的伸展在地震波所反映的上地幔各向异性中得到体现<sup>[33,34]</sup>, 并与下地壳流动模式相吻合<sup>[35]</sup>. 但目前关于该区普遍出现的近东西向伸展变形的机制尚不清楚, 可能和缅甸弧俯冲带的向西后撤或下地壳物质从青藏高原挤出后的向外扩散有关<sup>[7,33,35]</sup>. 虽然上述两种模式都可形成滇西北裂陷带, 并且第一种模式似乎更为理想. 但笔者更倾向于后一种. 因为, 在川滇块体围绕东喜马拉雅构造结发生整体顺时针旋转的背景下非常有利于弧形左旋剪切变形带的形成, 但会限制大规模右旋走滑的发生. 最近的研究也发现<sup>[4,36,37]</sup>, 红河断裂带的第四纪活动性可能极为有限, 相比之下南汀河断裂带的左旋走滑非常显著<sup>[38]</sup>. 同

时, 构造地貌判读可以发现, 德钦-中甸断裂带第四纪期间发生左旋走滑的可能更大. 因此, 笔者认为, 哈巴-玉龙雪山东麓的弧形正断层作用是该区在区域性顺时针旋转和近东西向伸展变形作用背景下, 叠加了微断块旋转的结果. 它不仅构成了该区独特的伸展构造格局, 也是这里强震频发的主要构造因素, 并可

为虎跳峡的形成提供内动力条件, 这不同于新近纪期间的全球气候变冷过程和河流袭夺等外动力因素对青藏高原周边河流强烈下切所产生的影响<sup>[39-41]</sup>, 因为沿哈巴-玉龙雪山东麓边界的正断层活动可直接导致断裂下盘一侧的河流强烈下切, 这可能是金沙江虎跳峡段不同于其他河段的最重要原因.

**致谢** 感谢审稿专家提出建设性的修改意见.

## 参考文献

- 1 Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China. *J Geophys Res*, 1977, 82(20): 2905—2930
- 2 刘光勋, 李方全, 李桂荣. 我国滇西北地震活动区的活动构造与应力状态. *地震地质*, 1986, 8(1): 1—10
- 3 Holt W E, Ni J F, Wallace T C, et al. The active tectonics of the eastern Himalayan syntaxis and surrounding regions. *J Geophys Res*, 1991, 96(B9): 14595—14632
- 4 Burchfiel B C. New technology: new geological challenges. *GSA Today*, 2004, 14(2): 4—9[[doi](#)]
- 5 Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J Geophys Res*, 2000, 105(B7): 16215—16227
- 6 Socquet A, Pubellier M. Cenozoic deformation in western Yunnan (China-Myanmar border). *J Asian Earth Sci*, 2005, 24: 495—515, [[doi](#)]
- 7 Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, et al. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China. *Geol Soc Amer Spec Paper*, 1998, 327: 108
- 8 吴大宁, 邓起东. 滇西北裂陷区的基本特征及其形成机制. 见: 国家地震局地质研究所, 编. 现代地壳运动研究(1): 大陆裂谷与深部过程. 北京: 地震出版社, 1985. 118—132
- 9 国家地震局地质研究所, 云南省地震局. 滇西北地区活动断裂. 北京: 地震出版社, 1990. 321
- 10 虢顺民, 李祥根, 向宏发, 等. 云南红河走滑断裂尾端拉张区的运动学模式. 见: 国家地震局地质研究所, 编. 现代地壳运动研究(5). 北京: 地震出版社, 1991. 1—12
- 11 毛玉平, 韩新民. 云南地区强震( $M \geq 6$ )研究. 昆明: 云南科技出版社, 2003. 302
- 12 徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 等. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(增刊): 151—162
- 13 向宏发, 韩竹军, 虢顺民, 等. 红河断裂带大型右旋走滑运动与伴生构造地貌变形. *地震地质*, 2004, 26(4): 597—610
- 14 沈军, 汪一鹏, 任金卫. 中国云南德钦-中甸-大具断裂带第四纪右旋走滑运动. 见: 马宗晋, 汪一鹏, 张燕平, 主编. 青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京: 地震出版社, 2001. 123—135
- 15 韩竹军, 向宏发, 虢顺民. 滇西北丽江盆地北部区第四纪时期的左旋剪切拉张. *科学通报*, 2005, 50(4): 356—362
- 16 韩竹军, 虢顺民, 向宏发, 等. 1996年2月3日云南丽江7.0级地震发生的构造背景. *地震学报*, 2004, 26(4): 410—418
- 17 Lacassin R, Scharer U, Leloup P H, et al. Tertiary deformation and metamorphism of SE Tibet: the folded Tiger-leap decollement of NW Yunnan, China. *Tectonics*, 1996, 15 (2): 605—622
- 18 云南省地震局. 滇西地震预报实验场. 一九九六年丽江地震. 北京: 地震出版社, 1998. 188
- 19 Fan C, Wang G, Wang S, et al. Structural interpretation of extensional deformation along the Dali fault system, southeastern margin of the Tibetan Plateau. *Int Geol Rev*, 2006, 48: 1—24
- 20 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990. 728
- 21 阙荣举, 张四昌, 宴凤桐, 等. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨. *地球物理学报*, 1977, 20(2): 96—107
- 22 王绍晋, 龙晓帆, 罗淑进. 丽江地震序列的震源机制、发震应力场和破裂特征. *地震研究*, 1997, 20(1): 26—34
- 23 赵希涛, 张永双, 胡道功, 等. 云南丽江地区大具盆地早更新世金沙江砾石层的发现及其意义. *地质通报*, 2006, 25(12): 1381

—1386

- 24 Masek J G, Isacks B L, Fielding E J, et al. Rift-flank uplift in Tibet: evidence for a viscous lower crust. *Tectonics*, 1994, 13: 659—667
- 25 赵希涛, 曲永新, 李铁松. 玉龙山东麓更新世冰川作用. *冰川冻土*, 1999, 21(3): 242—248
- 26 徐扬, 菊地正辛, 苏有锦. 1996 年 2 月 3 日云南丽江地震震源过程的体波反演. *地震学报*, 1998, 20(2): 113—117
- 27 计凤桔, 郑荣章, 李建平, 等. 滇东、滇西地区主要河流低阶地地貌面的年代学研究. *地震地质*, 2000, 22(3): 265—266
- 28 Wallace R E. Grouping and migration of surface faulting and variation in slip rates on faults in the Great Basin province. *Bull Seismol Soc Amer*, 1987, 77: 868—877
- 29 Allen C R, Gillespie A R, Han Y, et al. Red River and associated faults, Yunnan province, China: Quaternary geology, slip rate and seismic hazard. *Geol Soc Am Bull*, 1984, 95: 686—700
- 30 虢顺民, 向宏发, 计凤桔, 等. 红河断裂带第四纪右旋走滑与尾端拉张转换关系研究. *地震地质*, 1996, 18(4): 301—309
- 31 张培震, 王琪, 马宗晋. 青藏高原现今构造变形特征与 GPS 速度场. *地学前缘*, 2002, 9(2): 442—450
- 32 Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32: 809—812[[doi](#)]
- 33 Meltzer S A, Bürgmann R, Van der Hilst R D, et al. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology*, 2007, 35(6): 563—566[[doi](#)]
- 34 Lev E, Long M D, Van der Hilst R D. Seismic anisotropy in eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 251: 293—304[[doi](#)]
- 35 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788—790
- 36 Shen Z K, Lü J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan plateau. *J Geophys Res*, 2005, 110: B11409[[doi](#)]
- 37 Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L, et al. Miocene to present activity along the Red River fault, China, in the context of continental extrusion, upper-crustal rotation, and lower-crustal flow. *Geol Soc Am Bull*, 2006, 118(5-6): 672—688[[doi](#)]
- 38 Lacassin R, Replumaz A, Leloup P H. Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults. *Geology*, 1998, 26(8): 703—706
- 39 Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 1990, 346: 29—34
- 40 Zhang P Z, Molnar P, Downs W. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 2001, 410: 891—897[[doi](#)]
- 41 Clark M K, Schoenbohm M L, Royden L H, et al. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 2004, 23: TC1006[[doi](#)]