

青藏高原东缘虎牙断裂晚第四纪活动特征^{*}

刘华国, 李 峰[✱], 张效亮, 贾启超, 龚 飞

(中国地震灾害防御中心, 北京 100029)

摘要: 虎牙断裂展布于岷山隆起的东边界一带, 属于东昆仑走滑断裂向南东帚状撒开的尾部转换构造。通过高分辨率遥感解译、地质地貌和震害调查、微地貌测量、古地震探槽开挖及小震反演相结合的方法, 对虎牙断裂的晚第四纪活动特征进行了研究。结果表明 1: 20 万地质图上所示虎牙断裂局部形成断错山脊、槽谷地貌等现象, 属于断裂早期构造运动、岩性差异及外力侵蚀共同作用的结果。断裂沿线第四纪断错微地貌不发育, 地表未见其晚第四纪最新活动迹象。根据小震精定位及其反演的结果, 结合野外地质调查结果, 以雪山断裂和王朗为界, 将虎牙断裂分为南段、中段和北段。断裂性质南北变化较大, 自北向南表现为由隐伏走滑断裂向逆冲盲断裂逐渐转换。

关键词: 虎牙断裂; 晚第四纪; 发震构造; 活动特征; 九寨沟地震

中图分类号: P315.242

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2018)04-0594-11

0 引言

2017年8月8日21时19分在四川阿坝州九寨沟县附近(33.2°N, 103.82°E)发生7.0级地震, 震中位于岷江断裂、虎牙断裂和塔藏断裂所围限的岷山断块。

岷山断块地处由印度板块和欧亚板块汇聚作用形成的青藏高原东部边缘, 是新构造运动以来强烈隆升的断块山地, 其动力源于青藏高原物质由西向东挤出的蠕散运动(马杏垣等, 1989; 邓起东等, 1994; Tapponnier *et al.*, 2001)。虎牙断裂作为岷山断块的东边界, 位于巴颜喀拉地块向摩天岭地块过渡地带, 属于高、中山的地貌分界线(赵小麟等, 1994; 周荣军等, 2000; 李峰等, 2017, 2018)。同时, 虎牙断裂也是东昆仑走滑断裂东端的挤压转换构造系的重要组成部分(徐锡伟等, 2003; Kirby *et al.*, 2007), 其地震活动频繁。有史料记载以来, 沿岷山断块边界断裂曾发生过多次6.0~7.2级强震, 是我国南北地震带的重要组成部分。

近年来, 国内外学者通过地质地貌调查、应力场特征分析、GPS观测结果、全球台站记录及地震活动图像等方法, 先后对虎牙断裂的力学性质与分段、垂直与水平滑动速率、河流下切速率、地壳缩短率、1976年松潘—平武强震序列的应力触发过程、烈度及震害分布特点等进行了研究与探讨(朱皆佐, 江在雄, 1978; Jones *et al.*, 1984; 赵小麟等, 1994; 钱洪等, 1995; 唐文清等, 2004; 周荣军等, 2006; 朱航, 闻学泽, 2009; 王康, 沈正康, 2011; 屈勇, 朱航, 2017; 孟庆筱, 党学会, 2018)。其中, 邓起东等(1994)和赵小麟等(1994)认为虎牙断裂是一条第四纪逆冲断裂; 但也有研究者认为该断裂以走滑为主, 兼有逆冲性质(Jones *et al.*, 1984; 徐锡伟等, 2005; 周荣军等, 2006); 王康和沈正康(2011)则认为该断裂以逆冲为主, 兼有左旋走滑分量, 并根据GPS资料获得其地壳缩短速率为2 mm/a。唐文清等(2004)利用GPS资料研究认为虎牙断裂表现为压扭性右旋走滑性质, 并以小河为界将其分为南北两段, 北段向东倾, 倾角较大; 南段向西倾, 倾角较小。朱航和闻学泽(2009)综合震源机制

^{*} 收稿日期: 2018-01-29.

基金项目: 中国地震活断层探索——南北地震带北段(20140823)分项目“岷江断裂和虎牙断裂活动性鉴定”与中国地震局地震科技星火计划青年项目“基于高分辨率遥感影像的柯坪推覆构造系水平缩短量研究”(XH14062Y)联合资助。

✱通讯作者: 李峰(1972-), 研究员, 主要从事地震地质方面的研究. E-mail: 13810098099@163.com.

解等资料认为以黄龙和小河为界,可将虎牙断裂分为北、中、南3段,北段走向北西,以左旋走滑为主,中、南段为近南北向,具有左旋走滑兼逆冲性质。综上分析,前人关于虎牙断裂性质和分段仍然存在较大分歧。除此之外,关于虎牙断裂的运动速率的认识也存在一定差异,赵小麟等(1994)根据古城镇虎牙断裂穿过涪江河流阶地的拔河高度和阶地年龄,获取的涪江下切速率小于1 mm/a,初步估算涪江抬升速率小于1 mm/a。周荣军等(2006)利用夷平面高度与出露地层年龄给出了虎牙断裂第四纪以来平均垂直滑动速率为0.5 mm/a,利用河流阶地垂直位错及阶地年龄给出其晚更新世以来平均垂直滑动速率为0.3 mm/a,利用洪积扇位错及年龄计算获取其晚第四纪以来的平均水平滑动速率为1.4 mm/a。

关于虎牙断裂的研究结果出现诸多分歧的原因在于研究区位于高山峡谷区,野外工作受交通条件的限制,研究程度一直不够深入。基于此,本文结合高分辨率遥感解译、地质地貌和震害调查、微地貌测量、古地震探槽开挖及小震反演断层层面等方法,分析虎牙断裂晚第四纪活动特征及其地震危险性,进一步讨论1976年松潘—平武地震和2017年九寨沟地震的发震构造模型。

1 地震构造背景及历史地震

在1:20万平武幅地质图上(四川省地质局第二区域地质测绘队,1977),虎牙断裂走向北北西,倾向东,南起平武县银厂沟一带,向北经土桥、虎牙、小河,被雪山断裂所截切后,可能继续向北西方向延伸。九寨沟地震的余震精定位结果显示,该断裂继续向北西延伸至九寨沟附近,可能与东昆仑断裂相交(徐锡伟等,2017)。虎牙断裂西侧沉积了石炭—二叠系灰岩和三叠系复理石建造,东侧却缺失这些地层,推测其晚古生代—晚三叠世中期可能是一条同沉积断层,在晚三叠世晚期转变为逆断层(邓起东,1994)。

虎牙断裂作为岷山断块的东边界断裂,其两侧的地形起伏度大,地貌明显不同。该断裂以西为岷山块体内部,山顶面连绵起伏,夷平面海拔为4 200~4 500 m,雪宝鼎最高达5 500 m,为涪江和岷江的分水岭;以东为中低山区,地表中等切割,保存有

海拔3 200~3 500 m的夷平面,最高峰可达4 000余米。因此,新生代以来虎牙断裂自西向东逆冲,将东西两侧的夷平面断错1 000 m左右。涪江源头至小河一带,河床坡度大,河谷地形陡峻,河流地貌发育受构造影响明显;主流与支流汇合处多形成陡坎、平台,说明河谷主流下切速率大于支流,河流处于地壳抬升区。在区域的地壳抬升作用和河流快速下切作用下,形成了涪江上游陡峭的V型河谷,仅在局部保留有阶地和冲洪积台地(赵小麟等,1994;唐文清等,2004)。

由于青藏高原向东的挤出效应,构造应力不断积累,以地壳增厚形式表现出来的地壳连续变形吸收了部分高原物质东西向挤出的能量(王康,沈正康,2011)。对应于岷山断块第四纪以来的强烈隆升,对巴颜喀拉地块周围形成挤压推覆的应力场,随着应力不断积累并突破障碍体,沿虎牙断裂发生了多次历史中强地震(图1)。1630年发生了6½级地震、1973年发生了6½级地震、1976年先后发生了7.2, 6.9, 7.2级强震群,2017年发生了7.0级地震。1976年松潘—平武7.2级强震群为逆冲兼左旋走滑型地震,震源深度10~22 km。该地震烈度分布图显示(四川地震局,1979),烈度等值线长轴方向呈近南北向,沿小乡村南北展布,极震区烈度为Ⅸ度。笔者根据野外调查,极震区受3次强震作用叠加影响,烈度较高,主要分布在小河至丰岩堡一带,未发现地表破裂;Ⅵ度区影响范围广,包括文县、南坪、平武、松潘、北川等,山体滑坡泥石流等次生灾害严重。2017年九寨沟7.0级地震为陡倾角走滑型地震,震源深度20 km,烈度等值线长轴方向呈北西向,极震区为Ⅸ度(徐锡伟等,2017),主要分布在九寨沟一带,Ⅵ度区影响范围广,包括文县、平武、松潘、若尔盖、迭部、舟曲等。综合以上分析,认为这些中—强震具有震源深、无地表破裂、震害影响范围广等特点,虎牙断裂是一条至今仍在强烈活动的断裂。

2 基于小震精定位反演的断裂特征

地震空间分布与活动构造有密切的关系,强震多数发生在具有明显活动的断裂带上,而小震则相对集中分布于断层面及其附近。根据成丛小震发生

在大震断层面附近的原则,本文采用万永革等(2008)提出的震源断层面拟合方法,利用精定位小震目录反演了虎牙断裂的走向、倾角和位置。计算数据采用了房立华(2018)和朱艾斓等(2005)使用的双差定位法分别重新定位九寨沟余震目录(2017年8月8—14日)和南北地震带北段小震目录(1990年1月—2014年12月)。

从图2可见,沿虎牙断裂小震密集分布,精定位后的小震空间展布形态基本反映了断裂走向和空间几何位置。本文根据小震空间分布特征沿断

裂分别选择了a, b, c三个区域进行反演(图2)。分别得到每个区域断层的水平面分布(图3a-1, b-1, c-1)、断层面的纵部面图(图3a-2, b-2, c-2)、垂直于断层面的纵部面图(图3a-3, b-3, c-3)、小震到断层面的距离分布图(图3a-4, b-4, c-4)。

根据小震反演的断裂位置(图2),以雪山断裂和王朗为界,虎牙断裂可分为南段(雪山断裂以南)、中段(雪山断裂至王朗)和北段(王朗以北)。

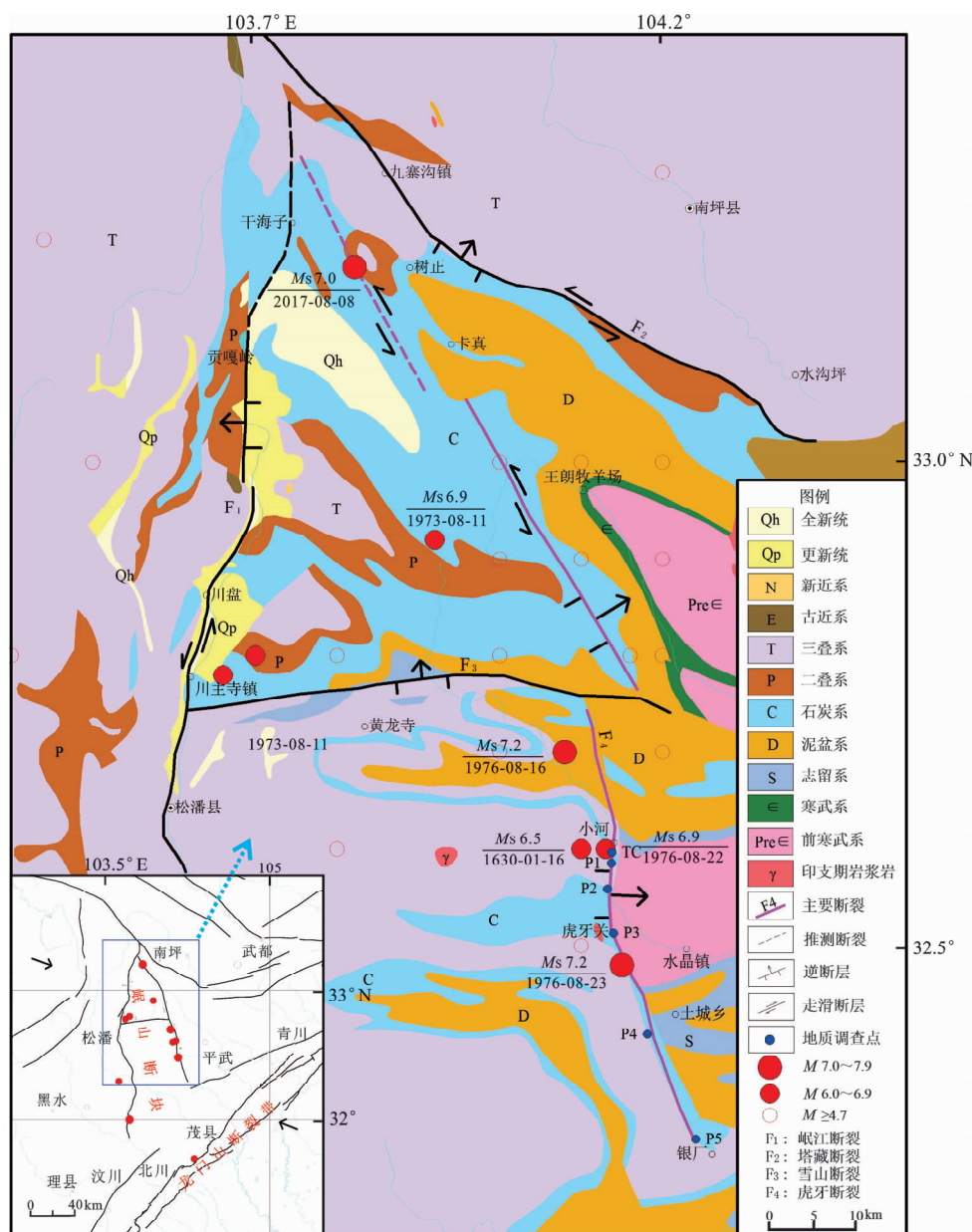


图1 虎牙断裂区域地震构造简图(断裂位置据1:20万平武幅地质图标识)

Fig. 1 Seismic tectonic map of the Huya Fault and its adjacent region
(the location of fault based on 1:200 000 of Pingwu geologic map)

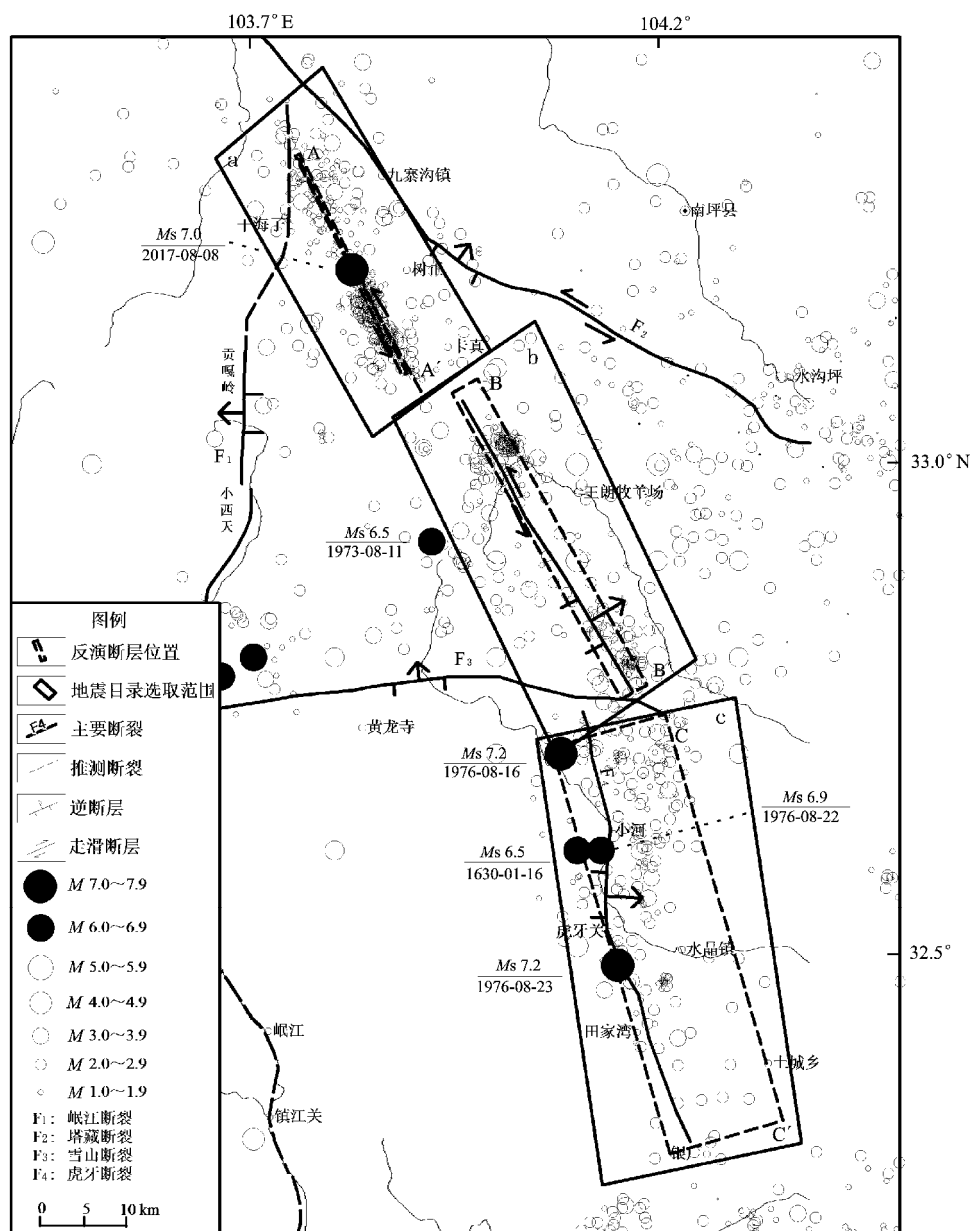


图2 小震分布、选择及其反演震源断层位置

Fig. 2 Distribution and selection of small earthquakes, and the location of inversion source fault

虎牙断裂南段小震反演结果表现为断层平面投影有一定宽度，以逆冲为主兼有少量左旋走滑分量，走向近南北，倾向西，倾角约 39° ，最大深度 12 km（图 3a）。这与王康和沈正康（2011）利用震源机制解以及耿晓澎（2016）利用大地电磁测深的研究结果具有一致性。虎牙断裂中段由小震反演的断层显示，其平面投影宽度不大，走向北西，倾向南西，倾角约 78° ，深度约 16 km（图 3b），断裂逐渐由南部的逆冲性质为主向中部以走滑兼有逆冲性质的过渡。1973 年发生于王朗牧羊场以西的 6.5 级

强震具有左旋走滑兼有逆冲的性质，说明该断裂段处于走滑端部应力集中区域，应力应变不断调整，对围限区形成一定的逆冲分量。2017 年九寨沟 7.0 级地震发生在虎牙断裂北段应力不断积累的空区上，构造地貌发育不明显，小震反演断层显示，其平面投影较窄，走向北西，倾角近直立，震源深度约 18 km，为纯走滑性质（图 3c），属于东昆仑断裂向南东帚状撒开的尾部转换构造，根据目前资料认为该断裂段为隐伏走滑性质（徐锡伟等，2017）。

根据小震反演的断裂剖面结果分析，断裂性

质南北变化较大,表现为由北部陡倾的走滑断裂向南部缓倾的逆冲断裂逐渐转换,是一条西倾的

活动断裂。利用小震精定位数据反演得到的断裂相关参数可以为野外地质调查提供参考和指导。

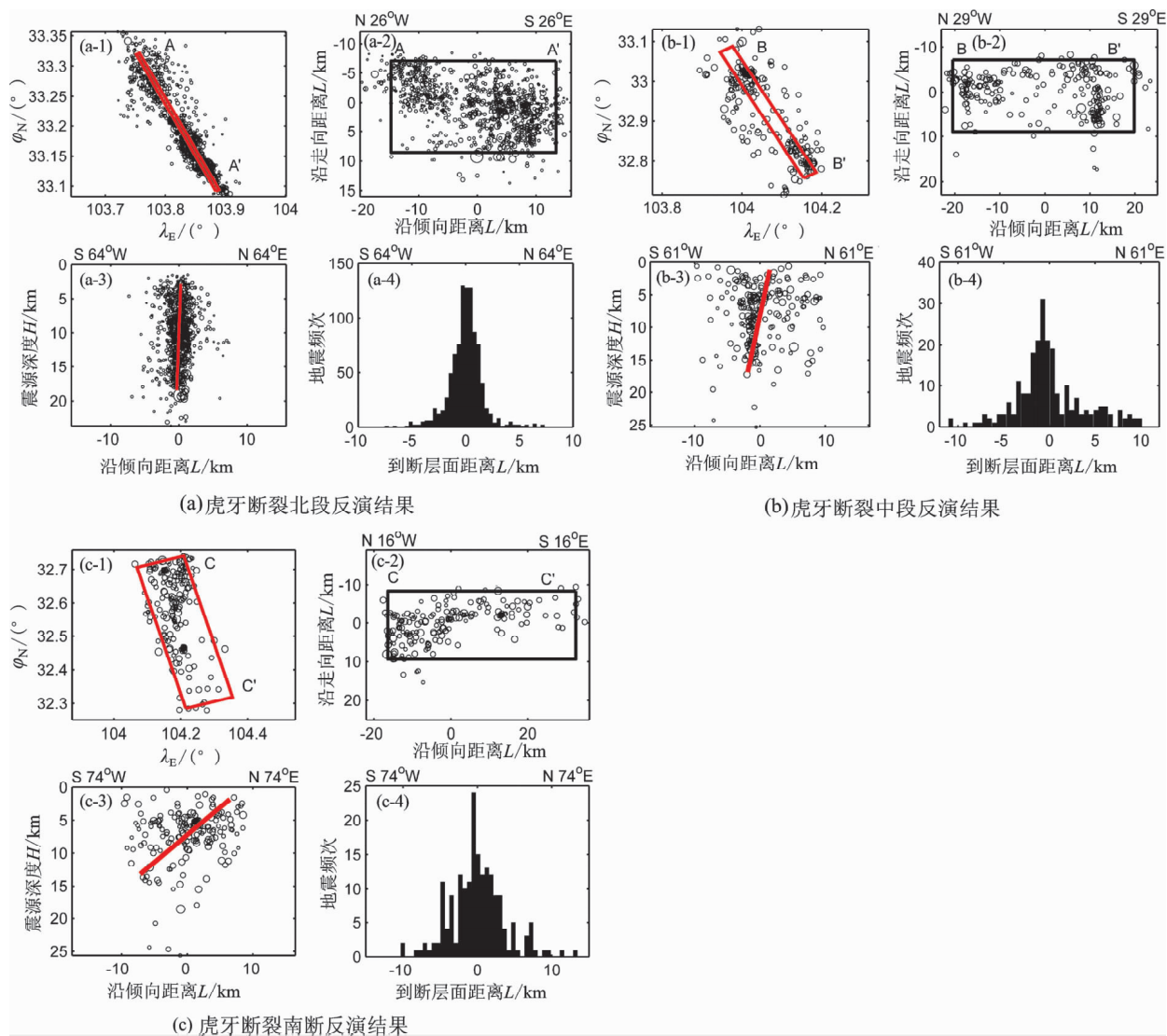


图3 虎牙断裂震源断层反演结果(红色线为反演得到的断层面边界,AA'为断层上边界端点)

Fig. 3 Results of seismogenic fault inversion of Huya Fault (the red line is the inversed boundary of the fault, AA' is the end point of upper boundary of the fault)

3 构造地貌特征

为获得虎牙断裂的晚第四纪活动特征,结合小震反演的断裂参数和1:20万地质图上的主要断裂分布,在对断裂沿线开展高分辨率遥感影像解译(图4a)的基础上,分别在小河乡至土城乡、银厂沟一带开展追踪调查(图4)。其中比较典型的调查点有刘家坝村南(P1点),丰岩堡水库(P2点),虎牙关(P3点),独木村(P4点)和银厂沟(P5点)。

P1点附近遥感影像上可见错断山脊地貌呈线性展布(图4b),形成槽谷和垭口,实地考察发现这些地貌现象为前第四纪构造运动所致,岩石能干性差异和冲沟侵蚀加剧了现今地貌的形成,断裂晚第四纪断错地貌不发育,地表活动迹象不明显。P2点发现一处断裂剖面(图4c),断面产状为 $300^{\circ}\angle 40^{\circ}$,石炭系千枚岩与志留系板岩表现为断层接触关系,形成破碎带;但野外追索发现其延伸性一般,未见断裂最新活动迹象,推测岩性差异可能加剧了槽谷和垭口地貌的发育。

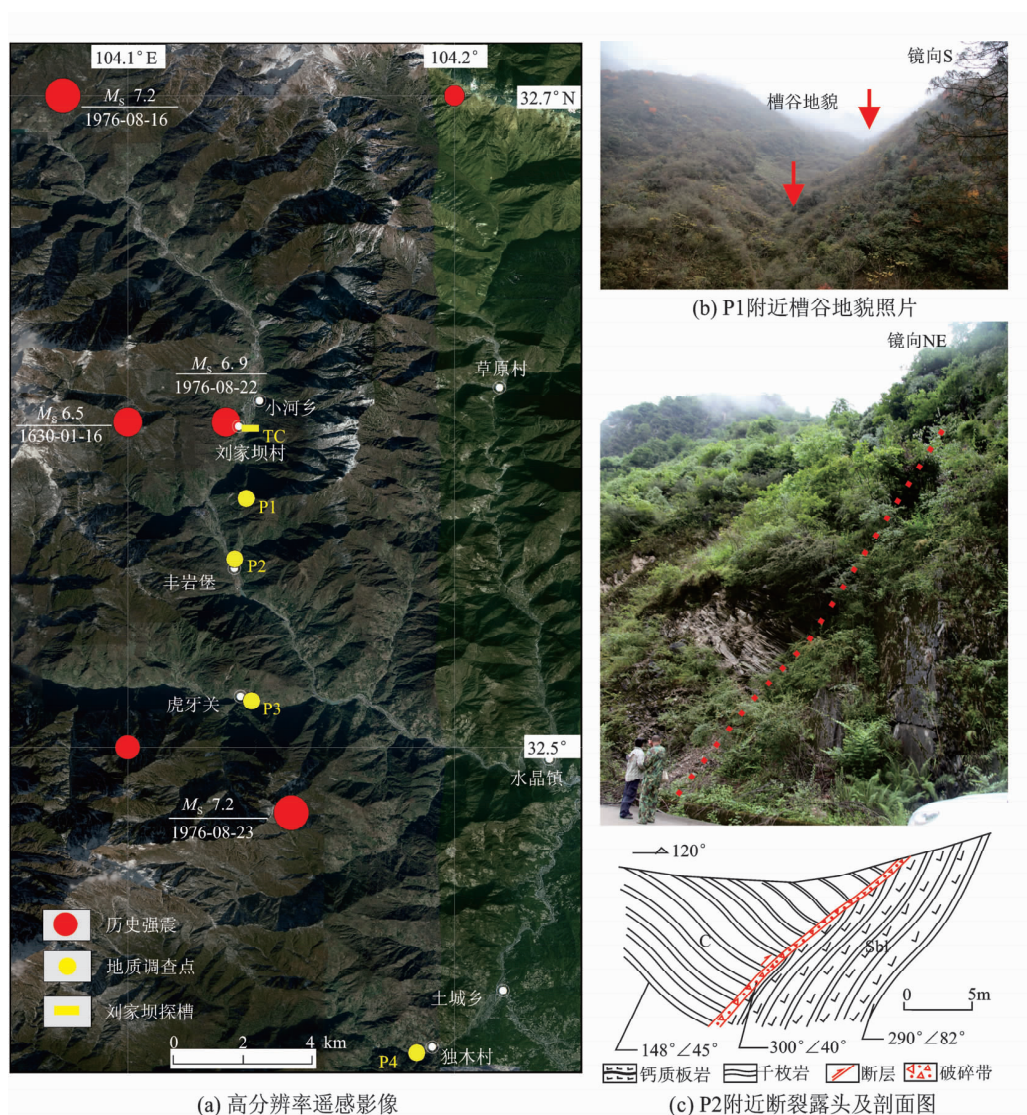


图4 小河乡丰岩堡附近构造地貌及断裂剖面图

Fig. 4 Faulted landforms and profile of the Huya fault near Fengyanbao village, Xiaohexi Country

在 P3 点基岩出露 (图 5a), 可见垭口地貌发育, 前震旦系变质粉砂岩地层挠曲变形, 西侧在石炭系结晶灰岩中发育透镜体, 两者呈不整合接触, 接触面有顺层擦痕发育, 疑为断层接触关系; 西侧灰岩变形强烈, 多处发育层间褶皱并被断层切穿, 推测为虎牙断裂通过处。在 P4 点可见发育于下二叠统灰岩中的挤压断面 (图 5b), 透镜体发育, 断面紧闭, 断裂两侧炭质板岩产状分别为 $190^{\circ} \angle 65^{\circ}$ 和 $185^{\circ} \angle 61^{\circ}$, 推测为虎牙断裂的一组次级断裂, 断面产状为 $210^{\circ} \angle 29^{\circ}$ 。在断裂的最南端的银厂沟 (P5 点), 可见发育在二叠系花岗岩中的垭口和槽谷地貌, 地层挠曲变形强烈, 未见明显断面, 说明此处已至断裂尾端 (图 5c)。

周荣军等 (2006) 对小河乡北冲洪积扇体和小河乡南阶地被错断进行了研究。本文的野外调

查结果显示, 小河乡北冲洪积扇上的冲沟左旋断错现象, 实际是 1976 年地震后泥石流填满了原来的冲沟, 新冲沟改道形成的假象。在小河乡南约 1 km 处的涪江西岸刘家坝村, 发育多级堆积阶地, 阶地上疑似断层陡坎高度可达约 11.7 m, 但被后文介绍的刘家坝探槽证实为叠加了多期泥石流堆积的阶地陡坎。

图 1 所示虎牙断裂在涪江河谷东侧山坡通过, 形成断错山脊、槽谷垭口和疑似断层陡坎等地貌现象, 属于虎牙断裂早期构造运动、岩性差异及外动力侵蚀共同作用的结果。而虎牙断裂沿线断错微地貌不发育, 地表未见其晚第四纪最新活动迹象, 而且地表调查发现的断裂倾向为东倾, 符合地质图上所示前第四纪断裂特征, 与小震反演结果所反映的断裂倾向相反。

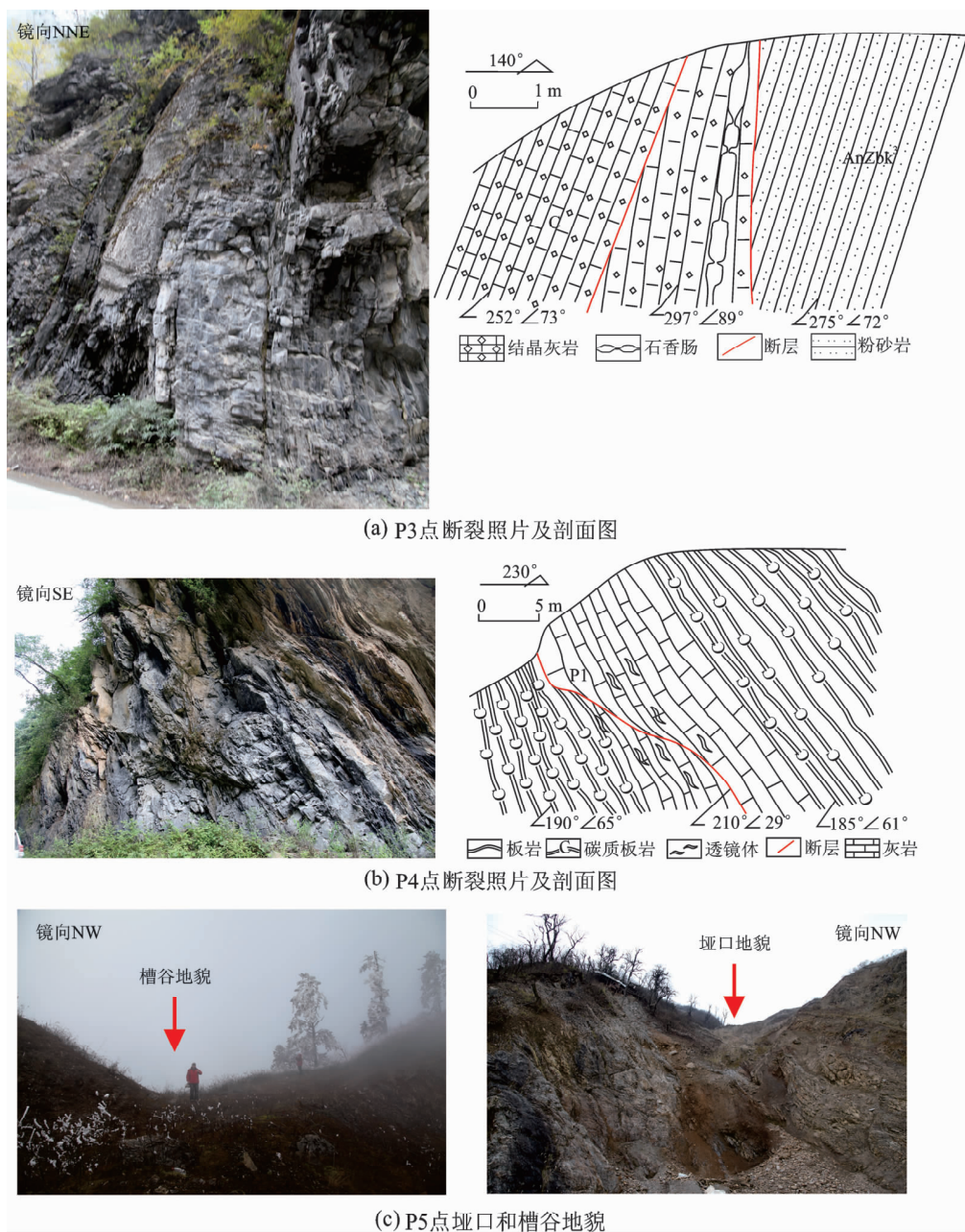


图5 虎牙关 (a)、独木村 (b) 和银厂沟 (c) 附近断裂野外照片及剖面图

Fig. 5 Photos and profiles of the Huya fault near Huyaguan (a), Dumu (b) and Yinchanggou village (c)

4 刘家坝探槽开挖结果

沿虎牙断裂均为高山峡谷, 植被茂盛, 加上受多次地震影响, 滑坡、泥石流非常发育。通过航卫片解译获取的探槽可能的开挖地点, 多被巨厚的泥石流堆积所覆盖, 小河乡一带为虎牙断裂沿线仅有的一段宽谷地貌, 是选择探槽开挖的良好地段。小河乡南约 1 km 处刘家坝村附近的涪江阶地位于河谷曲流的西岸, 距离西侧冲沟口直线

距离约 500 m, 且不易受邻近东岸的滑坡泥石流的影 响, 容易保存用于测年的细颗粒沉积物质, 也是周荣军等 (2006) 研究认为的唯一断错第四系的剖面点, 但是剖面揭示的地层偏少。综合考虑, 本文最终将探槽布设在刘家坝 II、III 级阶地上, II 级与 III 级阶地之间发育的陡坎连续性较好, 疑似断层陡坎, 野外微地貌测量得到陡坎高度约 11.7 m (图 6)。垂直陡坎近东西向布设的探槽揭示出了多套冲洪积砂砾石层以及多层灰色湖相细砂层 (图 7), 同一种颜色表示可能为同一期次

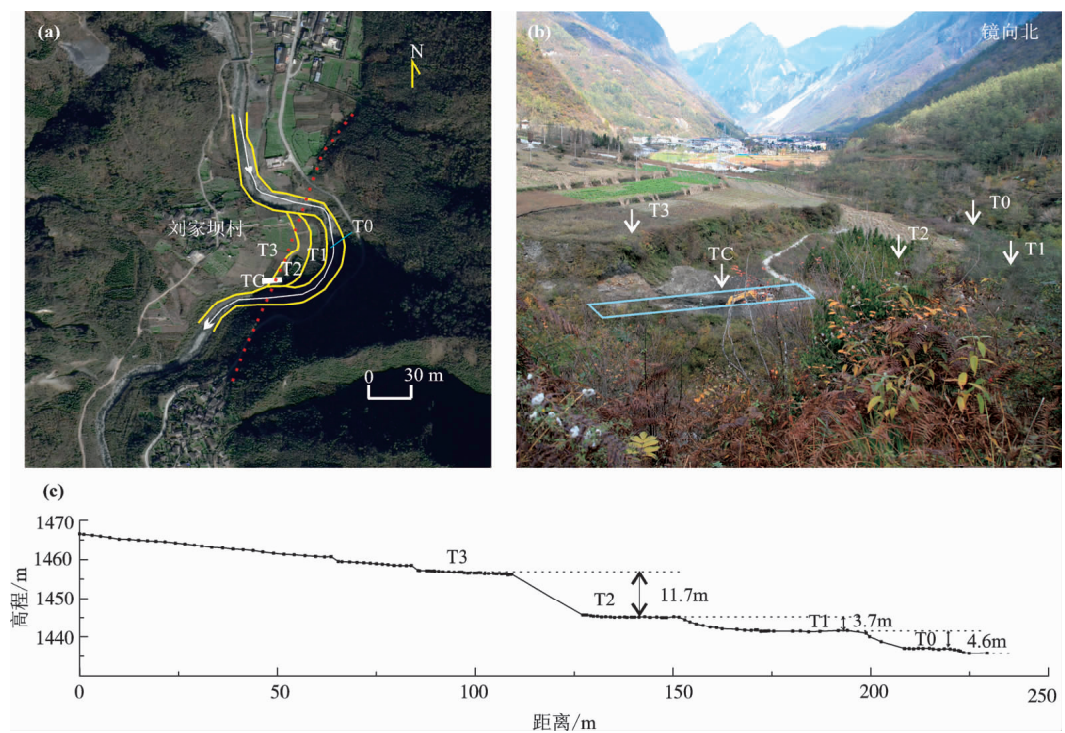


图 6 刘家坝探槽附近的微地貌解译图 (a)、构造地貌照片 (b) 和实测地形剖面图 (c)
Fig. 6 Microgeomorphic interpretation (a), picture of tectonic landforms (b),
and topographic profile (c) near the Liujiaba trench

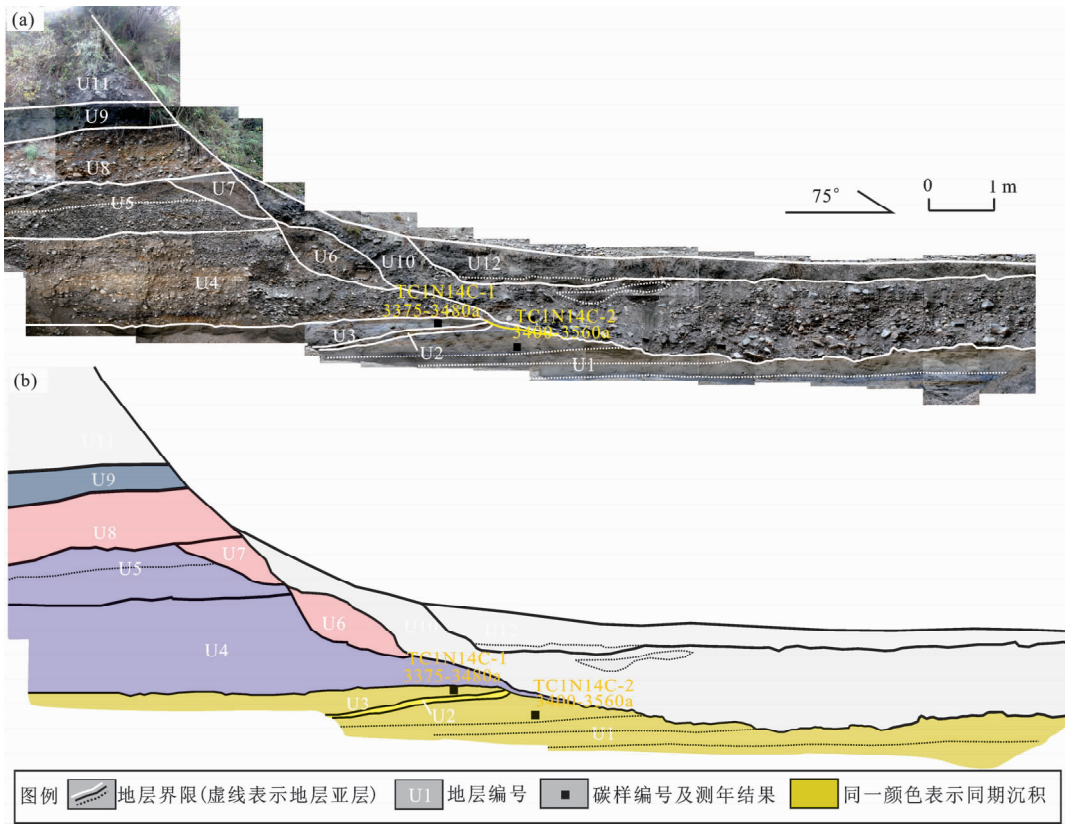


图 7 刘家坝探槽北壁照片拼接图 (a) 和解译图 (b)
Fig. 7 Photomosaic (a) and interpretation (b) maps of the north wall of the Liujiaba trench

沉积物,具体地层描述如下:

U1:青灰色黏土层与红色砂层互层,成层性明显,层厚5~10 cm,微倾斜层理,放射性¹⁴C地层年代结果为3 400~3 560 a B. P.; U2:棕红色细砂层,发育交错层理,整体倾角约10°; U3:青灰色黏土层,含少量砂,有纹理,局部夹红色薄层细砂,放射性¹⁴C地层年代结果为3 375~3 480 a B. P.; U4:青灰色颗粒较粗的河流相砾石、粗砂混杂堆积,局部为巨砾,局部有水平层理和浸染,分选一般,磨圆较好,砾径5~13 cm为主,最大达20 cm; U5:棕黄和青灰色河流相细、粗砂和砾石混杂堆积,有一定水平层理发育,分选和磨圆中等,局部有侵染和斜层理,砾径以5~8 cm为主,最大达13 cm; U6:灰黄色河流相粗砂和砾石堆积,具有微倾斜层理,棕黄色和灰色条带相间分布,有一定分选和磨圆,与其它地层角度不整合接触; U7:黄灰色河流相粗砂和细砾分层堆积,具有微倾斜层理,分选较好,有一定浸染和磨圆; U8:颗粒较粗的河流相砾石、粗砂混杂堆积,局部为巨砾,局部有水平层理和浸染,分选差,有一定磨圆,砾径7~15 cm为主,最大达40 cm; U9:灰色细砂与黏土层,分选较好,近水平纹理发育; U10:由砂、黏土与砾石组成的灰色洪积物混杂堆积,无分选,磨圆度差,局部为泥炭层条带或细砂含量较高的透镜体; U11:耕作土及冲洪积物; U12:耕作土与泥炭层,含较多植物根系。

探槽剖面并没有揭示出断裂面的存在,仅在层U1、U2、U3湖相地层可见微弱的倾斜变形,地层产状为255°∠10°,采集的碳屑样品编号为TC1N14C-1和TC1N14C-2, Beta实验室所测得其¹⁴C年龄为3375~3560 a B. P.,分析认为湖相地层可能受到构造运动的扰动。但由于地处涪江V型河谷地段,探槽所揭示的地层信息中无逆冲断裂相关的古地震标志(冉永康等,2012),存在受山洪和泥石流等重力作用的可能性。综上分析认为探槽所揭示的应为阶地陡坎。

5 讨论

基于对研究区中强地震及地震构造背景分析,说明虎牙断裂应该是活动的。结合小震精定位数据反演的虎牙断裂相关参数,遥感解译和野外调

查结果表明,沿虎牙断裂构造地貌不发育,未发现地表破裂迹象。在被前人视为活动证据的陡坎开挖探槽,揭露该陡坎为阶地坎,未见破裂迹象。

探槽中所揭示的该套湖相地层,原始沉积应为近水平的静水堆积,分选和成层性较好,野外调查发现该湖相地层在小河乡至刘家坝一带广泛分布,成为本地常用的建筑材料,具有一定厚度,最厚可达数十米,基于以上特征分析,认为该地层为地震导致的堰塞湖沉积的可能性较大。由此推测,距今3375—3560 a B. P. 可能发生过中强地震。结合地貌测量的结果分析,U3层现在拔河高度约为6.3 m,初步估算河流的下切速率约为1.8 mm/a,地壳的抬升速率不小于1.8 mm/a,该结果大于赵小麟等(1994)提出的涪江下切速率小于1 mm/a的结果。

综合分析推测晚第四纪最新活动的虎牙断裂尚未断错至地表,是一条西倾的隐伏活动断裂,表现为隐伏走滑或逆冲盲断性质。通过地壳缩短和抬升吸收应变,对应于跨虎牙断裂的GPS剖面显示的2 mm/a的地壳缩短率(王康,沈亚康,2011)和本次初步估算的1.8 mm/a下切速率。

结合研究区深部地球物理资料,推测在岷山隆起深部可能存在一个滑脱面,物质沿着滑脱面形成挤压褶皱变形。1976年松潘—平武强震群发震构造为逆冲盲断裂型,该发震构造与2013年芦山 $M_s7.0$ 地震类似,震源位于一条逆冲断层的断坡地带,断坡作为重要的障碍体,易于构造应力的集中(徐锡伟等,2013; Xu *et al*, 2013; 张岳桥等,2016)。

6 结论

本文通过高分辨率遥感解译、地质地貌和震害调查、微地貌测量、古地震探槽开挖及小震反演相结合的方法,研究虎牙断裂的晚第四纪活动特征及其地震危险性,得出了以下主要结论:

(1)地质图上所示虎牙断裂在涪江河谷东侧山坡通过,局部形成断错山脊、槽谷地貌等现象,属于断裂早期构造运动、岩性差异及外动力侵蚀共同作用的结果。断裂孕育的中—强地震具有震源深、无地表破裂、震害影响范围广等共同特点。断裂沿线断错微地貌不发育,地表未见其晚第四

纪最新活动迹象。

(2) 沿虎牙断裂小震密集分布,精定位后的小震空间展布形态基本反映了断裂走向和空间几何位置。根据小震反演的结果,结合最新地质资料,以雪山断裂和王朗为界,虎牙断裂可分为南段(雪山断裂以南)、中段(雪山断裂至王朗)和北段(王朗以北)。断裂性质变化较大,自北向南表现为由隐伏走滑断裂向逆冲盲断裂逐渐转换。

感谢中国地震局地质研究所冉勇康研究员和中国地震预测研究所田勤俭研究员的现场指导和宝贵建议,感谢闻学泽研究员在探槽选择与震害调查方面给予的指导,感谢房立华研究员提供九寨沟地震的小震精定位数据,感谢朱艾澜研究员提供南北地震带的小震精定位数据。感谢编辑和审稿专家给予的宝贵意见和建议!

参考文献:

- 邓起东,陈社发,赵小麟. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学[J]. 地震地质, 16(4): 389-403.
- 房立华,吴建平,苏金蓉,等. 2018. 四川九寨沟 $M_s 7.0$ 级地震主震及其余震序列精定位研究[J]. 科学通报, 63(7): 649-662.
- 耿晓澎. 2016. 岷江—虎牙断裂带大地电磁剖面岩石圈电性结构研究[D]. 北京:中国地质大学, 51.
- 李峰,刘华国,贾启超,等. 2018. 青藏高原东缘岷江断裂北段全新世活动特征[J]. 地震地质, 40(1): 97-106.
- 李峰,张效亮,贾启超,等. 2017. 利用精定位小震资料反演 1933 年叠溪 $M 7\frac{1}{2}$ 地震震源断面参数[J]. 震灾防御技术, 12(3): 441-455.
- 马杏垣. 1989. 中国岩石圈动力学地图集[M]. 北京:中国地图出版社, 16.
- 孟庆筱,党学会. 2018. GPS 约束下九寨沟地区断裂带现今活动速率的非连续性接触模拟研究[J]. 地震研究, 41(3): 390-397.
- 屈勇,朱航. 2017. 巴颜喀拉块体东—南边界强震序列库仑应力触发过程[J]. 地震研究, 40(2): 216-225.
- 冉勇康,陈立春,陈文山,等. 2012. 中国大陆古地震研究的关键技术与案例解析(2)——汶川地震地表变形特征与褶皱逆断层古地震识别[J]. 地震地质, 34(3): 387-400. doi: 10.3969/j.issn.0253-4967.2012.03.001.
- 四川省地质局第二区域地质测绘队. 1977. 平武幅 1:20 万地质图. 四川省地震局. 1979. 一九七六年松潘地震[M]. 北京:地震出版社, 75.
- 唐文清,刘宇平,陈智梁,等. 2004. 岷山隆起边界断裂构造活动初步研究[J]. 沉积与特提斯地质, 24(4): 31-34.
- 万永革,沈正康,刁桂玲,等. 2008. 利用小震分布和区域应力场确定大震断层参数方法及其在唐山地震序列中的应用[J]. 地球物理学报, 15(3): 793-804.
- 王康,沈正康. 2011. 1933 年叠溪地震的发震位置、震源机制与区域构造[J]. 地震学报, 33(5): 557-567.
- 徐锡伟,陈桂华,王启欣,等. 2017. 九寨沟地震发震断层属性及青藏高原东南缘现今应变状态讨论[J]. 地球物理学报, 60(10): 4018-4026.
- 徐锡伟,陈桂华,于贵华,等. 2013. 芦山地震发震构造及其与汶川地震关系探讨[J]. 地学前缘, 20(3): 11-20.
- 徐锡伟,于贵华,马文涛,等. 2003. 中国大陆中轴构造带地壳最新构造变动样式及其动力学内涵[J]. 地学前缘, 10(增刊1): 160-167.
- 张岳桥,李建,李海龙,等. 2016. 青藏高原东缘 1933 年叠溪 $M_s 7.5$ 级地震发震构造再研究[J]. 地质论评, 62(2): 267-276.
- 赵小麟,邓起东,陈社发. 1994. 岷山隆起的构造地貌学研究[J]. 地震地质, 16(4): 429-439.
- 周荣军,李勇, Alexander L, 等. 2006. 青藏高原东缘活动构造[J]. 矿物岩石, 26(2): 40-51.
- 周荣军,蒲晓虹,何玉林,等. 2000. 四川岷江断裂带北段的新活动、岷山断块的隆起及其与地震活动的关系[J]. 地震地质, 22(3): 285-294.
- 朱艾澜,徐锡伟,周永胜,等. 2005. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义[J]. 地球物理学报, 48(3): 629-636.
- 朱航,闻学泽. 2009. 1973—1976 年四川松潘强震序列的应力触发过程[J]. 地球物理学报, 52(4): 994-1003.
- 朱皆佐,江在雄. 1978. 松潘地震[M]. 北京:地震出版社, 86.
- Jones L M, Han W B, Hauksson E, et al. 1984. Focal mechanisms and aftershock locations of the Songpan earthquake of August 1976 in Sichuan, China[J]. J Geophys Res, 89(B9): 7697-7707.
- Kirby E, Harkins N, Wang E Q, et al. 2007. Slip gradients along the eastern Kunlun fault[J]. Tectonophysics, 26, TC2010.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. Science, 294(5547): 1671-1677.
- Xu X W, Wen X Z, Han Z J, et al. 2013. Lushan $M_s 7.0$ earthquake: A blind reverse-fault earthquake[J]. Chinese Science Bulletin, 58(28-29): 3437-3443.

Late Quaternary Activity of Huya Fault on the Eastern Margin of the Tibetan Plateau

LIU Huaguo, LI Feng, ZHANG Xiaoliang, JIA Qichao, GONG Fei

(*China Earthquake Disaster Prevention Center, Beijing 100029, China*)

Abstract

The active Huya fault, belonging to the southeast tail structure of the east Kunlun fault, is distributed at east boundary of the Minshan uplift. To obtain its late quaternary activity, we use many methods, such as interpretation of high-resolution remote sensing image, geological landforms investigation, earthquake damage investigation of moderate-strong earthquakes, micro-geomorphic survey, excavation of paleo-earthquake trench, and inversion using small earthquakes. It is comprehensively analyzed that the Huya fault is the result of combined action due to pre quaternary tectonic movement of the fault, lithology difference, and external dynamic erosion. Firstly, there are no obvious signs of activity without faulted micro-landforms caused by active tectonics on the surface, and we consider that the active Huya fault may have not been ruptured to the surface. According to results of seismogenic fault inversion, combined with the latest geological research, the property of the Huya fault varies from northern buried strike slip to southern reverse thrust blind fault greatly. Taking the Xueshan fault and Wanglang as the boundary, it can be divided into three parts, such as the southern segment (south of Xueshan fault), the middle segment (Xueshan fault to Wanglang), the northern segment (north of Wanglang). The fault property changes vary much from north to south, showing hidden strike – slip characteristics in the north and thrust blind characteristics in the south.

Keywords: Huya fault; late quaternary; seismogenic structure; active characteristics; the Jiuzhaigou earthquake