

青藏高原东缘活动构造

周荣军¹, 李 勇², Alexander L Densmore³,
Michael A Ellis⁴, 何玉林¹, 王凤林², 黎小刚¹

1 四川省地震局工程地震研究所, 四川 成都 610041;

2 成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 四川 成都 610059;

3 Institute of Geology, Department of Earth Sciences,

ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland;

4 Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, 3890

Central Avenue, Memphis, TN 38152, USA

【摘 要】 青藏高原东缘由岷山断块和龙门山构造带构成。以活动构造地貌学为主线, 在解析该地区主干断裂晚第四纪以来活动的地质地貌表现的基础上, 对一批断裂运动学和史前强震活动的定量数据进行分析研究, 结果表明: 在岷山断块中, 虎牙断裂的平均左旋滑动速率为 1.4 mm/a , 垂直滑动速率为 0.3 mm/a 。岷江断裂的平均垂直滑动速率介于 $0.37 \text{ mm/a} \sim 0.53 \text{ mm/a}$ 之间, 左旋位错量与垂直位错量大致相当; 在龙门山构造带中, 茂汶-汶川断裂、北川-映秀断裂和彭县-灌县断裂的平均垂直滑动速率均在 1 mm/a 左右, 且几条主干断裂的右旋位错量与垂直位错量相当。结合震源机制解结果和GPS 测量资料, 建立晚新生代以来青藏高原东缘向南东方向逸出的构造变形模式。

【关键词】 构造地貌; 滑动速率; 强震复发; 青藏高原东缘

中图分类号: P642 27 文献标识码: A

文章编号: 1001- 6872(2006)02- 0040- 12

0 引 言

大致始于50 Ma 的印度与亚洲板块会聚所导致的新特提斯洋闭合及青藏高原隆升, 对亚洲大陆地质地貌的重大变革引起了不少研究者的兴趣。岷山断块和龙门山构造带共同构成青藏高原东部边界, 在不到 50 km 的距离内, 地形的起伏高差达到了 5 km 以上, 形成了青藏高原边缘最大的地形梯度带。

山前的新生代前陆盆地, 堆积了厚度不大的第三纪—第四纪陆相碎屑岩沉积。有关青藏高原东缘地区晚新生代以来的构造变形表现、动力学和现今地壳运动学, 许多学者已做了大量的探索性研究工作, 取得了一批令人瞩目的成果^[1~11]。但东缘地区晚第四纪以来的构造变形表现、断裂滑动速率和史前强震活动等迄今不甚清楚。

在2000年至2005年期间, 在青藏高原东缘进行了5次野外考察, 以活动构造地貌学为特征, 重点解

收稿日期: 2006- 01- 18; 改回日期: 2006- 03- 02

基金项目: 国家自然科学基金(49802013, 40372084); 地震科学联合基金(95-07-0425); 美国国家科学基金(EAR-980344)

作者简介: 周荣军, 男, 40岁, 高级工程师, 地震地质学专业, 研究方向, 活动构造。

析该地区先存断裂晚第四纪以来活动的地质地貌表现, 以获取一批断裂运动学和史前强震活动的定量数据。

1 区域构造背景

青藏高原东缘习称龙门山地区, 主要包括了岷山断块和龙门山构造带的范围。岷山断块东、西边界

为虎牙断裂和岷江断裂, 南、北界分别被龙门山构造带和东昆仑断裂所截接, 呈东西宽约 50 km~60 km、南北延绵150 km 的南北向新隆起。龙门山构造带主要由茂汶-汶川断裂、北川-映秀断裂、彭县-灌县断裂等3条主干断裂组成宽约30 km~40 km 的冲断带, 发育有数量众多、规模不等的飞来峰构造(图1)。研究结果显示, 龙门山构造带在晚三叠纪诺利克期以前处于扬子准地台西缘的被动大陆边缘,

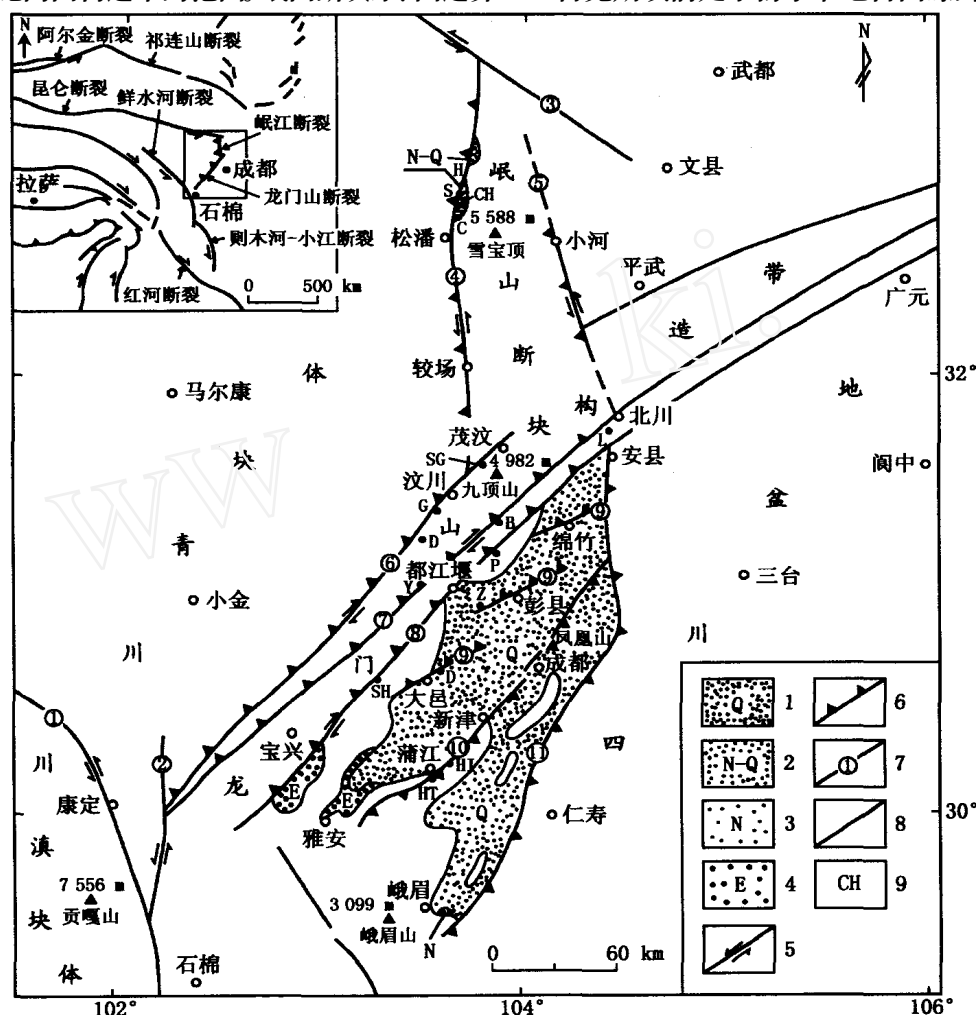


图1 青藏高原东缘地质构造与大地构造位置图

1 第四系; 2 新第三系—第四系; 3 新第三系; 4 老第三系; 5 走滑断层; 6 逆断层; 7 主要断裂及编号; 8 性质不明断层; 9 地名代号。① 鲜水河断裂; ② 大渡河断裂; ③ 东昆仑断裂; ④ 岷江断裂; ⑤ 虎牙断裂; ⑥ 茂汶-汶川断裂; ⑦ 北川-映秀断裂; ⑧ 彭县-灌县断裂; ⑨ 龙门山山前断裂。蒲江新津断裂; 龙泉山断裂。C 川主寺; S 水晶乡; CH 川盘; H 寒盼; L 擂鼓; B 白水河; Y 映秀; SH 双河; Z 走石山; HL 回龙; HT 黄土坡; P 菩萨堂; SG 石鼓; G 高坎; D 戴家湾

Fig 1 Geological structure and spatial distribution of the eastern margin of Tibetan Plateau

控制了构造带西侧一套厚度逾万米的早、中三叠纪复理石浊积岩沉积。从晚三叠纪诺利克期开始, 龙门山构造带方显示由北向南的逆冲作用, 控制了龙门山构造带前陆盆地的成生和发展。其冲断过程具有由北西向南东渐次推进的前展式特点, 并伴随前陆盆地西缘砾质粗碎屑楔状体的周期性出现和前陆盆地的幕式沉积响应^[12]。

晚新生代以来, 青藏高原的迅速崛起导致东缘

地区地壳物质沿大型弧形断裂系发生大规模的向南东方向的逃逸, 岷山断块和龙门山构造带作为川青滑移块体的东边界仍然显示强烈的推覆逆掩运动。由于区域构造应力场从印支期的由北向南挤压转变为晚新生代以来的北西—南东向挤压, 虎牙断裂和岷江断裂还具有明显的左旋走滑运动特征, 龙门山构造带显示出一定的右旋滑动。据四川省地矿局物探队(1990)所做的黑水—重庆—秀水地学断面西段

剖面, 龙门山构造带正处于岩石圈厚度的突变位置, 由扬子地块的岩石圈厚度 95 km 至松潘-甘孜造山带的 140 km, 表明龙门山构造带为一条切割深度已达岩石圈的深大断裂。特别是在龙门山构造带西侧 20 km 左右深处的中地壳存在 3 km~5 km 厚的低阻层, 可能是川西高原深部滑脱的拆离带, 与该地区 20 km 深度左右的优势发震层基本吻合, 而且也可以从地震波层析成像所得到的结果加以印证^[13]。由此可以这样理解, 在印-亚板块会聚及高原地壳物质重力势的作用下, 东缘地区的上地壳物质沿此滑脱面向东逸出, 在龙门山地区转化为脆性逆冲运动, 于该地区形成一系列铲式断裂叠瓦系的逆冲构造岩片, 叠置而成构造形态西厚东薄的逆冲楔, 楔体最大厚度为 10 km, 最大延伸达 20 km。因此, 龙门山构造带应是典型的前陆薄皮逆冲构造。

2 主干断裂的晚第四纪活动性

2.1 岷山断块

岷山断块北起于弓嘎岭, 向南经红星岩、雪宝顶、雪姑寨、帽盒山, 消失于茂县以北的龙门山构造带。横亘于近东西向摩天岭构造带和北东向的龙门山构造带之间, 构成青藏高原东边界的一部。从深部构造背景来看, 岷山断块正处于我国东西部地壳厚度陡变带上, 构成了中国西部强隆区和东部弱升区两个一级新构造单元分界和南北地震带的中段。

岷山断块是一个南北向的新构造隆起, 与东西两侧的地貌存在绝然的差别, 其形成机制与该断块东、西边界断裂新构造时期以来的运动性质具有密切的成因联系。虎牙断裂是岷山断块的东边界, 呈北北西向延伸, 断面西倾, 倾角不定。断裂以东为中低山区, 夷平面高程在 3 200 m~3 500 m 左右; 以西为岷山, 夷平面高程约在 4 200 m~4 500 m。因此, 虎牙断裂应表现为由西向东的逆冲, 将东西两侧的夷平面垂直断错了 1 000 m 左右。考虑到该区被夷平的最新地层为上新世红土坡组 (N_{2h}) 和夷平面解体后的最老地层为早更新世观音山组 (Q_{1g}) 的事实, 虎牙断裂第四纪以来的平均垂直滑动速率应在 0.5 mm/a 左右^[14]。

虎牙断裂的新活动在航卫片上表现出清晰的线性特征, 沿断裂线可以见到边坡脊、断层陡坎、断错冲沟、洪积扇及河流阶地等断错地貌现象 (图 2)。在小河北约 1 km 处, 虎牙断裂从洪积扇面上切过时, 形成有比较明显的断层陡坎, 并致形成该洪积扇的冲沟左旋位错了 47 m (图 3)。此处洪积扇前缘与涪

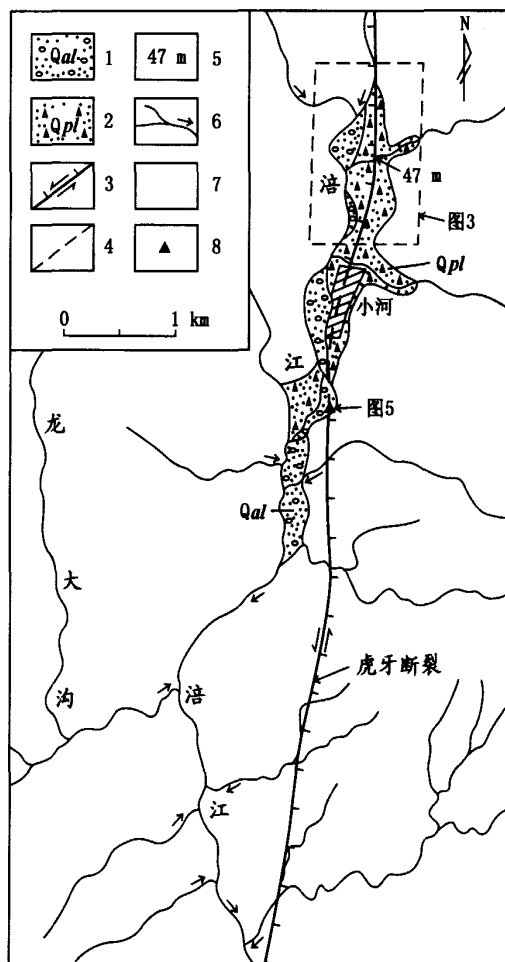


图 2 小河附近虎牙断裂新活动形迹及断错地貌图

1 冲积相砂砾石层; 2 洪积物; 3 主干断裂及错动方向; 4 推测断裂; 5 水平位错值/m; 6 河流、冲沟及流向; 7 前第四系; 8 观测点位置

Fig. 2 Active trace and rupture landform of the Huya fault

江 II 级河流阶地呈逐渐过渡状态, 分析应属同期异相沉积。在 II 级阶地面顶部取亚砂土经热释光 (TL) 法测定的年龄值为 $32\ 700\ a \pm 2\ 600\ a$, 据此估计虎牙断裂晚第四纪以来的平均水平滑动速率为 1.4 mm/a 左右。有趣的是, 虎牙断裂将该洪积扇面上的一条切割深度仅 0.3 m~0.5 m、宽约 4 m~5 m 的小干沟左旋位错了 4.3 m (图 4), 小干沟两侧的侧缘壁和流水线均呈同步左旋错开, 具有很好的一致性, 极有可能是 1976 年松潘、平武间 7.2 级地震的同震位错。

在小河南约 1 km 处的涪江边, 见虎牙断裂将涪江 I 级河流阶地垂直位错了约 4 m (图 5), 在阶地面上形成明显的断层陡坎。在 I 级阶地面顶部取亚砂土经 TL 法测定的年龄值为 $14\ 300\ a \pm 1\ 100\ a$, 据此估计虎牙断裂晚更新世晚期以来的平均垂直滑动速率为 0.3 mm/a 左右。

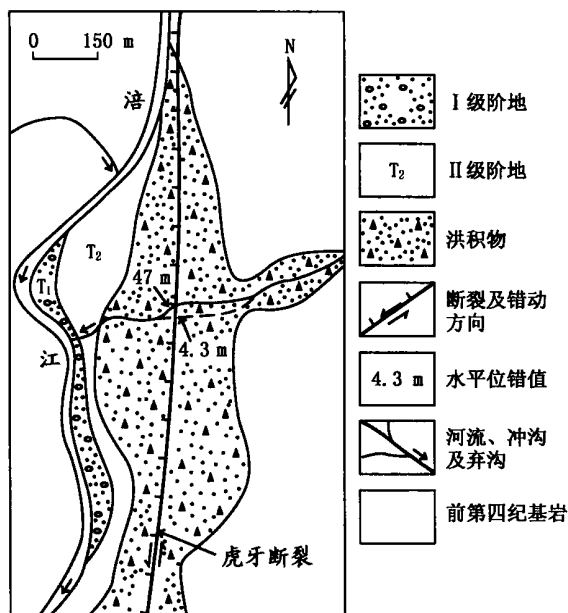


图3 小河北约1 km 虎牙断裂断错地貌图

Fig 3 Rupture landform of the Huya fault, 1 km north of Xiaohai

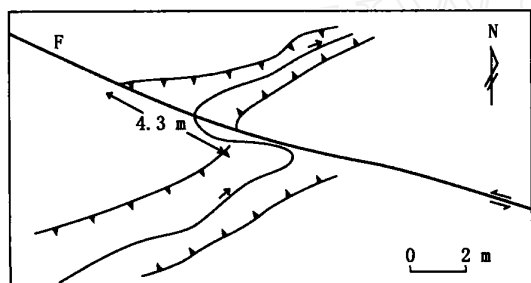


图4 1976年地震破裂水平位错水干沟达4.3 m

Fig 4 4.3 m horizontal offset on the trail caused by 1976 earthquake event

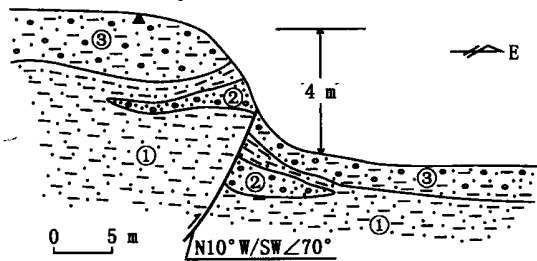


图5 小河南1 km 虎牙断裂垂直位错涪江I级阶地4 m

① 青灰色粘质砂土层; ② 黄色砂砾石透镜; ③ 灰白色砂砾石层; ▲ 采样位置

Fig 5 4 m vertical offset on the Fujian Terrace I by the Huya fault, 1 km south of Xiaohai

由此看来, 虎牙断裂晚第四纪以来表现为逆-走滑运动性质, 且以水平走滑运动为主, 这也被虎牙断裂上1976年发生的两次7.2级地震的震源机制解结果^[15]所证实。

岷江断裂是岷山断块的西边界, 构成了松潘-甘

孜造山带和摩天岭地块的分界。断裂北起于弓嘎岭以北, 为东昆仑断裂(塔藏断裂)所截接, 向南经漳腊至松潘后, 大致沿岷江西岸继续向南延伸至较场、马老顶, 在茂县以北的畜牧铺一带消失^[11]。大致以川主寺、较场为界, 可以将岷江断裂分为北、中、南三段。较场以南段可以见到断裂西盘逆冲在第四纪地层之上形成的边坡脊地貌, 并错切了全新世坡洪积物^[16], 历史上曾发生过1713年叠溪7级地震和1933年叠溪7.5级地震。川主寺-较场段(中段)活动构造地貌稍弱, 但仍可见到第四纪新断层现象^[17] (She Fa Chen 等, 1994), 特别是在木耳寨附近和松潘南存在明显的冲沟左旋断错现象。川主寺以北的岷江断裂的新活动更具鲜明的特点, 由3条长度不同、走向稍异的断裂段呈羽列型式组合而成, 在尔米寺-川盘间呈羽列距达3 km的右阶羽列区, 导致了岷江河流阶地的变形^[14]。寒盼-水晶附近, 岷江断裂在岷江II级阶地和洪积扇上形成明显的断层陡坎(图6)。II级阶地面上的断层陡坎高6 m~10 m不等, 洪积扇上的陡坎高约16 m。川盘附近的断层陡坎经探槽开挖, 揭示出由4条~5条逆断层形成的宽约4 m的冲断带^[14], 主断层产状为N45°E, 倾向NW, 倾角40°。冲断带内砾石呈明显的定向排列, 具逆掩断层的一般特征。此处II级阶地顶面为钙质胶结的砂砾石层(顶面的TL年龄值为27 000 a±2 100 a), 因此位移标志清楚。由于断裂位移需在河流下切以后才可能完全保留, 因此岷江断裂晚更新世以来的平均垂直滑动速率应≥0.37 mm/a。寒盼村洪积扇上的断层陡坎具明显的后退特征, 坡度为20°~30°, 陡坎下盘沉积了具韵律特点的细砂层(顶部TL年龄值为30 200 a±2 300 a)。考虑到逆断层陡坎发育的一般过程, 岷江断裂晚更新世以来的平均垂直滑动速率应<0.53 mm/a。

在水晶乡附近, 岷江断裂从岷江西岸的II级河流阶地地面上通过, 形成2条~3条近于平行的、高度不等的断层陡坎。其中最低的断层陡坎高1 m~2 m, 最高7 m~8 m, 总高度约10 m。在水晶乡的冲沟内, 于断层陡坎的下方可以见到第四纪砂砾石层中形成逆断层, 断层上盘的砂砾石层在断面处轻度弯曲, 形成一拖曳背斜, 沿断层面砂砾石层具明显的定向排列。此外, 于II级阶地面上的数条小冲沟被断裂左旋错开, 位错量约10 m^[11]。上述现象表明岷江断裂显示逆-走滑运动性质, 且水平位错量与垂直位错量大致相当。

综合上述两条边界断裂新构造时期以来的活动表现, 岷山断块很有可能是岷江断裂和虎牙断裂由

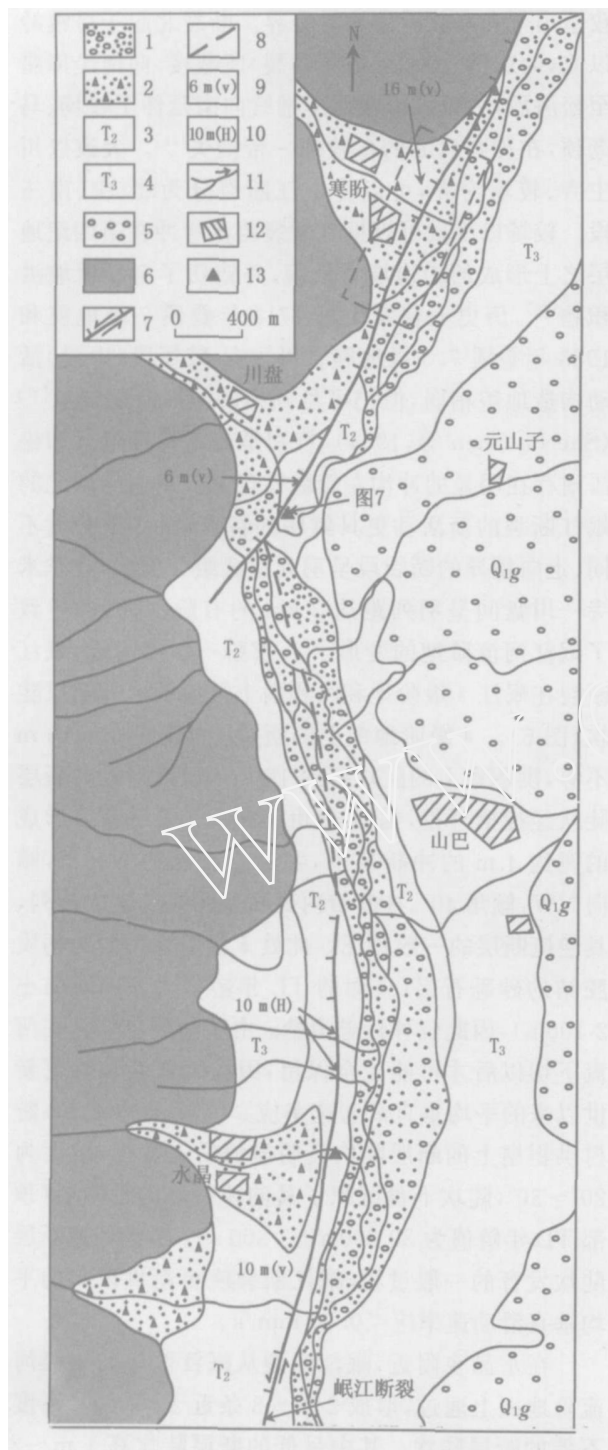


图6 寒盼—水晶一线岷江断裂断错地貌图

1 Ⅰ级阶地及河漫滩; 2 洪积扇; 3 Ⅱ级阶地; 4 Ⅲ级阶地;
5 早更新世观音山组砂砾石层; 6 前第四系; 7 主干断裂及错
动方向; 8 推测断裂; 9 垂直位错值/m; 10 水平位错值/m;
11 河流、冲沟及流向; 12 村寨; 13 观测点位置

Fig 6 Rupture landform of the Mingjiang fault along Hanpan-Shuijing

西向东逆冲导致的差异运动所形成,形成的开始时间大致应在中新世末—上新世初,与川青块体向南东东方向的滑移有关。地质证据及现代大地形变测量资料^[6, 18, 19]显示,川青块体向南东东方向的滑移过程现今仍在继续,导致了岷山断块区强烈的近代

地震活动。

2.2 龙门山构造带

2.2.1 茂汶-汶川断裂 ①茂汶县城: 据报道茂汶-汶川断裂上的岷江Ⅰ级支流右旋位错达数百米的现象^[10]。虽然目前尚不能判定水系形成后断错的开始时间,亦很难排除水系侵蚀作用的影响,但水系的同步右旋弯曲,应是茂汶-汶川断裂右旋剪切运动的地貌证据,很可能是第四纪以来的累积位移。

在茂汶县城北的砖瓦厂,可以见到茂汶-汶川断裂断错Ⅲ级河流阶地(She Fa Chen 等, 1994)。此处的基岩断裂破碎带为志留纪茂县群变质千枚岩、板岩和片岩,可见宽度20 m~30 m,直接逆冲在Ⅲ级河流阶地砂砾石层之上(图7)。断裂产状为N35°E,

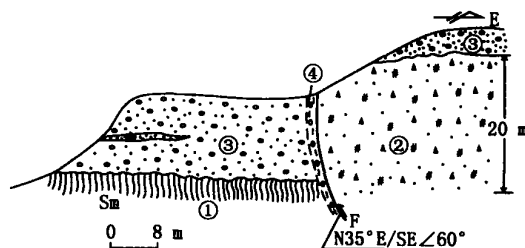


图7 茂汶县城北砖瓦厂茂汶-汶川断裂剖面图

① 千枚岩、板岩夹片岩; ② 基岩破碎带; ③ 河流相砂砾石层;
④ 具定向排列的砂砾石; ★ 测龄样品位置

Fig 7 Cross section of the Mao wen-Wenchuan fault near the brick making factory, northern Mao wen

倾向SE, 倾角63°。沿断面形成宽约0.3 m~0.5 m的砾石定向带。在阶地的中部取亚粘土经TL法测定的砂砾石层年龄值为23 700 a±1 900 a, 据此估计断裂晚更新世以来的平均垂直滑动速率在0.84 mm/a左右。

②石鼓: 石鼓附近, 茂汶-汶川断裂呈N60°~70°E方向延伸切过一突出山脊, 将该山脊右旋位错了150 m左右, 并形成明显的沟槽地貌。山脊顶面上覆盖有厚约10余米的河流相砂砾石层, 距现今岷江水面高约220 m~280 m, 应为岷江Ⅵ级阶地沉积物。在该阶地面上距地表约1 m处取亚砂土经TL法测定的年龄值为157 600 a±11 800 a, 估计的该段茂汶-汶川断裂平均水平滑动速率为0.95 mm/a。此处的岷江Ⅱ级阶地前缘陡坎在航片上被断裂右旋位错了15 m~20 m, 但在野外实地考察中发现, 阶地位错处的前缘陡坎因岷江的侧蚀和重力崩塌作用已模糊不清。若果真如此, 根据岷江Ⅱ级阶地顶面为26 360 a±1 730 a(TL法)可估算出断裂的平均水平滑动速率为0.7 mm/a~1.1 mm/a, 均值为0.9 mm/a(图8)。

③汶川县城: 在汶川县城岷江南岸的姜维城, 高

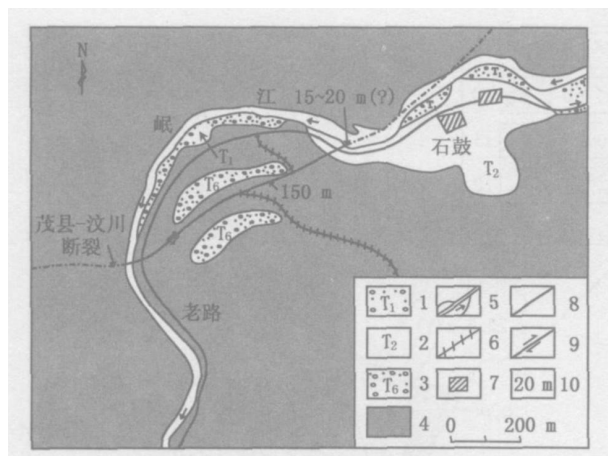


图8 石鼓附近茂汶-汶川断裂断错地貌图

1 一级阶地; 2 二级阶地; 3 六级阶地; 4 基岩; 5 河流、冲沟及流向; 6 山脊线; 7 断裂及位错方向; 8 公路; 9 断裂及位错方向; 10 水平位错值/m

Fig 8 Rupture landform of the Maowen-Wenchuan fault at Shigu

出现现代河床120 m 的V级阶地上的冲洪积地层中发育有压扭性断裂, 断层走向N 30° E, 倾向SE, 倾角70°; 与主干断裂组成“入”字型构造, 指示断裂的右旋错动性质。另在姜维城相当于III级河流阶地高程的冲洪积砂砾石层中发育有一组(共4条)砂脉, 砂脉一般宽0.5 cm~1 cm, 最宽可达3 cm~5 cm, 有可能是两次古地震事件(图9)。

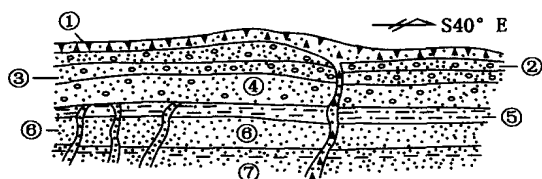


图9 汶川姜维城III级河流阶地中砂砾石层的古地震砂脉

① 灰黄色坡洪积砾石层; ② 褐灰色砂夹次棱角状砾石; ③ 粗砂; ④ 褐灰色砂砾石; ⑤ 黄褐色细-粉砂; ⑥ 土黄色细砂; ⑦ 青灰色细-粉砂

Fig 9 Rupture landform of the Maowen-Wenchuan fault at Jiangwei

④高坎: 高坎附近, 茂汶-汶川断裂将一条山脊被断裂右旋位错了30 m~40 m (图10)。此山脊面上覆盖有岷江III级河流阶地砂砾石层, 距现代岷江水面高约50 m~60 m。在该河段, 经多个地点的TL法测龄结果, 岷江III级阶地顶面的年龄值介于31 200 a±2 300 a- 42 100 a±3 500 a之间, 据此估计的该段断裂平均水平滑动速率为0.7 mm/a~1.3 mm/a, 均值为1 mm/a。

⑤戴家湾—金波寺: 在草坡南西的戴家湾—金波寺一带, 茂汶-汶川断裂呈N 40° E 方向切过山体边坡, 形成有断错地貌现象(图11)。金波寺沟和港浪鼓沟是两条长度大致相同的冲沟, 金波寺沟下游沟床

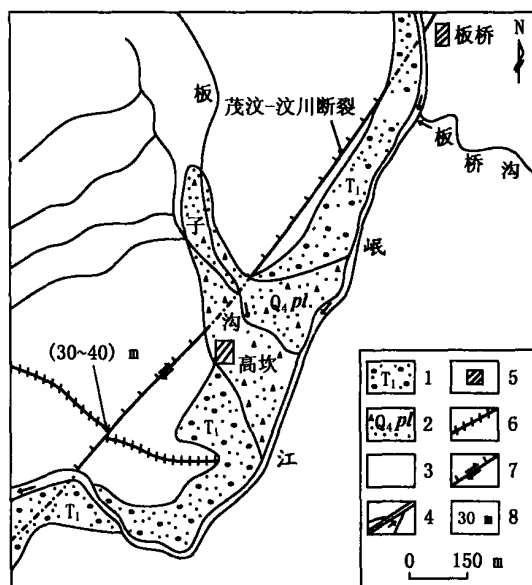


图10 高坎附近茂汶-汶川断裂断错地貌图

1 一级阶地; 2 全新世洪积物; 3 基岩; 4 河流、冲沟及流向; 5 村庄; 6 山脊线; 7 断裂及位错方向; 8 水平位错值

Fig 10 Rupture landform of the Maowen-Wenchuan fault at Gaokan

相当宽阔, 形成有许多弃沟(或干沟)现象, 断裂将现今冲沟沟缘侧壁右旋位错了23 m~25 m。在冲沟床内的洪积物中上部取亚砂土经TL法测定的年

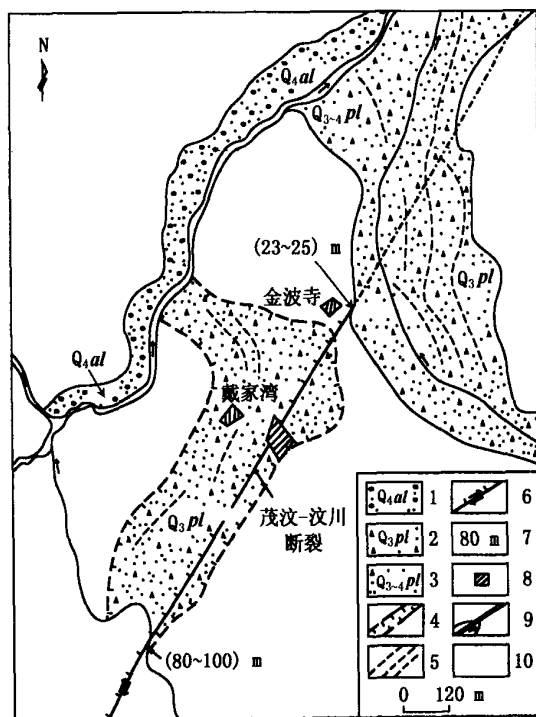


图11 戴家湾-金波茂汶-汶川断裂断错地貌图

1 全新世洪积物; 2 晚更新世洪积物; 3 晚更新世-全新世洪积物; 4 废弃冲沟床; 5 弃沟; 6 断裂及位错方向; 7 水平位错值; 8 村庄; 9 河流、冲沟及流向; 10 基岩

Fig 11 Rupture landform of the Maowen-Wenchuan fault at Daijiawan and Jinbo

龄值为 $30\,300\text{ a} \pm 2\,500\text{ a}$, 据此估计的该段断裂平均水平滑动速率为 $0.7\text{ mm/a} \sim 0.9\text{ mm/a}$ 。港浪鼓沟下游非常狭窄, 一个重要的现象是, 戴家湾所处位置却是一个相当宽阔的古冲沟沟床, 一些弃沟(或干沟)现象现今仍清晰可辨, 应是断裂的新活动迫使港浪鼓沟改道所致。此处的港浪鼓沟和废弃古冲沟侧缘壁被茂汶-汶川断裂右旋位错了 $80\text{ m} \sim 100\text{ m}$, 应是古冲沟废弃后的累积位移。在古冲沟床内距地表约 1.5 m 处取黄褐色亚砂土经 TL 法测得的年龄值为 $95\,600\text{ a} \pm 8\,200\text{ a}$, 估计的断裂平均水平滑动速率为 $0.8\text{ mm/a} \sim 1.1\text{ mm/a}$ 。

2.2.2 北川-映秀断裂 ① 北川-擂鼓: 在北川县城和擂鼓附近, 主干断裂分为四支呈左阶羽列排列, 走向在 $N60^\circ\text{E} \sim 70^\circ\text{E}$ 之间, 盖头山处于断裂的左阶羽列区(图12)。在安县-北川公路的擂鼓-北川段, 可以见到比较宽阔的河谷地貌, 但现今仅发育有流量很小的溪流, 且在凉风垭附近形成风口地貌的分水岭, 与小溪的侵蚀强度明显不符, 疑为一古河床通过位置。

盖头山位于古河床的西侧, 在高出现今湍江河床面约 400 m 的山顶面可以见到厚度达数米的黄褐色砂砾石沉积物(TL 年龄值为 $432\,000\text{ a} \pm 43\,000\text{ a}$)。砾石磨圆好, 分选中等, 岩性主要为石英岩、花岗岩、石英砂岩、脉石英等, 与当地广泛分布的灰岩及砂页岩明显不同, 砾石扁平面的优势倾斜方向为 $N25^\circ\text{E}$ 。因此盖头山应为一第四纪新隆起。对此我们有如下解释: 盖头山处于北川-映秀断裂的左阶羽列区, 由于该断裂第四纪以来的右旋错动在该羽列区产生局部的挤压环境, 从而导致了盖头山第四纪以来的向上隆升。凉风垭附近的古河床应是湍江的古道, 由于盖头山的隆升作用而迫使湍江由原来的北东-南西流向改为向北东东方向流去, 在北川县城附近形成极不自然的蛇形大拐弯。在盖头山左阶羽列区, 由局部挤压构造作用所导致的向上隆升运动, 形成有一系列次级断裂构造。这些断裂在平面上具有明显的弯曲特征, 且仅限于左阶羽列区内。在由擂鼓去盖头山的简易公路旁, 残坡积地层中发育有两条正断层, 产状分别为 $N50^\circ\text{E}$ 、倾 SE 、倾向 80° 和 $N30^\circ\text{E}$ 、倾 NW 、倾角 50° ; 两者相向对倾下掉, 断面上还可见到近于垂直的擦痕, 似地震楔的一般特征(图13)。断面向上穿越到地表腐殖土之下, 错切了 ^{14}C 年龄值为 $13\,810\text{ a} \pm 260\text{ a}$ 的地层。从地震楔

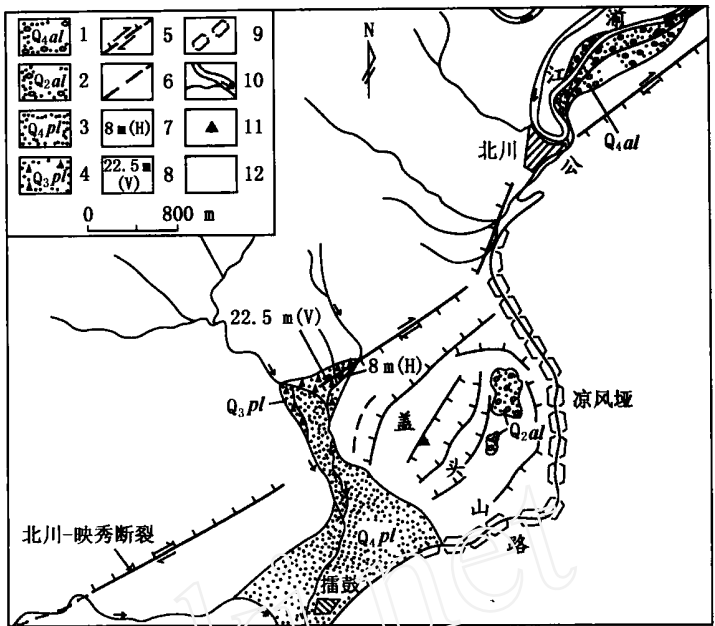


图12 北川擂鼓附近北川-映秀断裂活动构造地貌图
1. 全新世河流相砂砾石层; 2. 中更新世河流相砂砾石层; 3. 全新世洪积物; 4. 晚更新世洪积物; 5. 主干断裂及错动方向; 6. 推测断裂; 7. 水平位错; 8. 垂直位错; 9. 古河床; 10. 河流、冲沟及流向; 11. 观测点位置; 12. 前第四系基岩
Fig 12 Active tectonic landform of the Beichuan-Yingxiu fault near Leigu, Beichuan

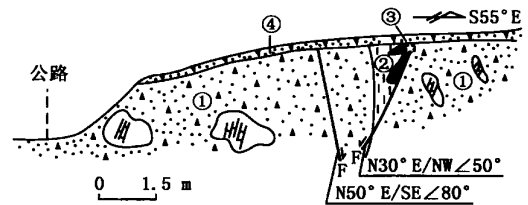


图13 擂鼓北盖头山新断层剖面
① 褐红色粘土夹灰岩碎块; ② 土黄色粘土; ③ 黑色粘土夹泥炭; ④ 现代腐殖土; ☆ 测龄样品位置
Fig 13 Cross section of active fault on Gaitou Mountain, Leigu

的物质组成, 可以辨认出两次古地震事件: 事件 I 形成块碎石楔状体, 事件 II 形成一新的土黄色粘土楔状体。根据 ^{14}C 测龄结果, 最晚事件应发生在 $13\,810\text{ a} \pm 260\text{ a}$ (B.P.) 以后, 另一次时间不详。擂鼓北的山前发育有两期洪积扇, I 期洪积扇比较宽阔, 拔河高程约 $8\text{ m} \sim 10\text{ m}$ 。II 级洪积扇仅局部保存, 拔河高程约 $50\text{ m} \sim 60\text{ m}$, 顶面 TL 年龄值为 $21\,000\text{ a} \pm 1\,600\text{ a}$ 。北川-映秀断裂从 II 级洪积扇面上切过, 形成有高 22.5 m 的断层陡坎, 据此估计该断裂段晚更新世以来的平均垂直滑动速率为 1.1 mm/a 。此处一条小冲沟切过 II 级洪积扇面, 沿冲沟两侧形成有较新的洪积物(下部 TL 年龄值为 $8\,300\text{ a} \pm 650\text{ a}$)。断裂将该小冲沟右旋位错了 8 m , 估计该断裂段全新世以来的平均水平滑动速率为 0.96 mm/a 。由此可见北川-映秀断裂的垂直位错量与水平位错量大致相当。

② 白水河东胥家沟: 白水河东的胥家沟一带, 北川-映秀断裂在航片上呈现出较好的线性影象特征, 斜切山体边坡, 形成比较典型的坡中槽地貌, 断裂北西盘相对下降形成断塞塘, 将数个规模较小的全新世洪积扇严格地限制在断裂的北西侧, 南东盘形成有一些弃沟现象(图14)。胥家沟是一条规模较大的冲沟, 由北西向南东汇入湍江, 冲沟沟床内堆积有晚更新世洪积物, 其前缘高程与湍江Ⅲ级面的拔河高程相当, 分析应属同期沉积(TL 测龄值为 $23\,300\text{ a} \pm 1\,800\text{ a} \sim 24\,300\text{ a} \pm 1\,900\text{ a}$)。北川-映秀断裂将该冲沟侧缘陡壁右旋位错了 $20\text{ m} \sim 30\text{ m}$, 据此估计该断裂晚更新世以来的平均水平滑动速率应在 $0.82\text{ mm/a} \sim 1.3\text{ mm/a}$ 之间, 均值约在 1.1 mm/a 左右。另在风岩子附近, 北川-映秀断裂将发育在Ⅲ级阶地面上的一条小冲沟右旋位错了 10 m , 但位错开始时间不详。在一断塞塘内布设了一条长约 7 m 的探槽(图15), 从该探槽剖面可以辨认出两次古地震事件: 事件 I 产生的地震断层切割了①、③、④层, 导致了 800 mm 左右的垂直断错, 被⑤层所封闭, ⑤层的沉积特征明显受当时的断层陡坎形态控制, 断层下盘为灰白色粘土, 上盘为块碎石夹砂土。地震发生的时间为 $21\,910\text{ a} \pm 290\text{ a}$ (B P) 后; 事件 II 导致②层的灰黑色粘质粉砂液化, 向上穿入上覆层位中, 脉砂向上穿入的最上部层位为⑥层褐黄色砂质粘土中部, 估计当时⑥层已经沉积并处于饱水状态, 因此地震发生的时间为 $11\,770\text{ a} \pm 360\text{ a}$ (B P) 后。

③ 映秀: 映秀附近的北川-映秀断裂呈 $N\,60^\circ\text{--}70^\circ\text{E}$ 方向延伸, 唐荣昌等(1993)和邓起东等(1994)曾报道过断裂北西盘的晋宁期彭灌杂岩($\mathcal{M}$)逆冲在第四纪河流相砂砾石层之上的现象。在映秀变电站的岷江Ⅳ级河流阶地面上, 形成有一条长约 100 m 、宽约 20 m 、深约 5 m 的北东向沟槽, 且阶地面上形成有高达 40 m 的陡坎(图16), 野外怀疑是断裂的垂直断错所致。为此在怀疑断裂的两侧分别采集了 TL 样品, 测得的年龄值为 $76\,360\text{ a} \pm 6\,490\text{ a}$ 和 $73\,000\text{ a} \pm 6\,200\text{ a}$, 两者年龄值相近, 证实为同一阶地面, 系断裂差异运动所导致的断层陡坎。此剖面可用逆断层构造变形模型加以解释: 北川-映秀断裂北西盘的向上逆冲作用在Ⅳ级阶地面上形成断层断坎,

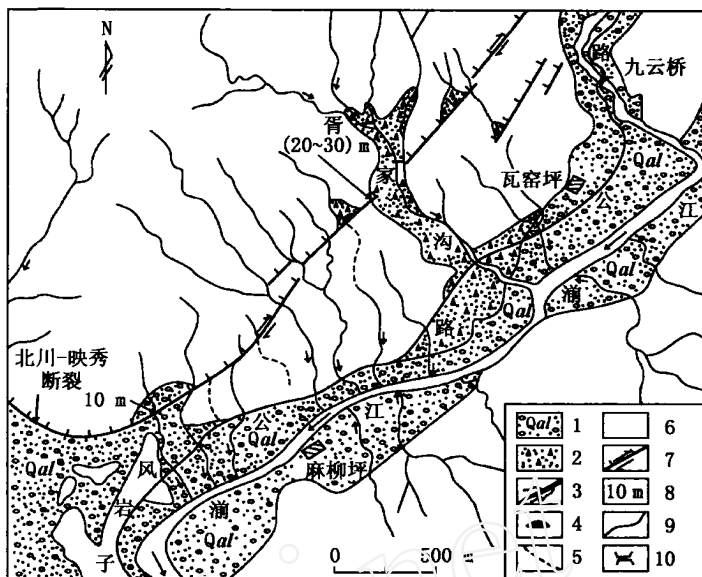


图14 白水河东胥家沟一带北川映秀断裂断错地貌图

1. 河流相砂砾石层; 2. 洪积物; 3. 河流、冲沟及流向; 4. 断塞塘; 5. 弃沟; 6. 前第四系基岩; 7. 断裂及错动方向; 8. 水平位错值; 9. 公路; 10. 小桥

Fig. 14 Rupture landform of the Beichuan-Yingxiu fault along Xujiagou, eastern Baishuihe

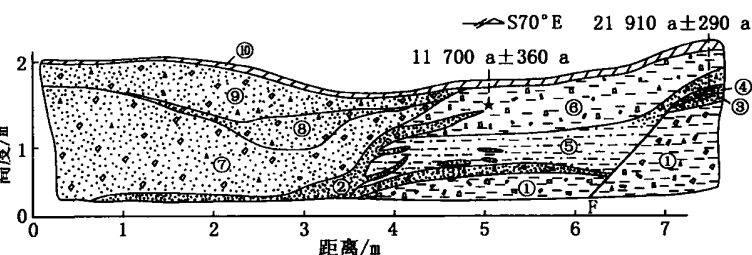


图15 胥家沟附近北川-映秀断裂探槽北东壁剖面图

① 棕黑色块碎石夹粘土、炭化木; ② 灰黑色粘质粉砂; ③ 灰白色粗砂夹块碎石; ④ 灰黑色砂土夹块碎石、炭屑; ⑤ 灰白色粘土; ⑥ 褐黄色砂质粘土; ⑦ 土黄色砂土夹块碎石; ⑧ 青灰色粗砂夹块碎石; ⑨ 黄黑色块碎石夹粘土; 10. 现代腐殖土层; ★. ^{14}C 样品位置及年代

Fig. 15 NE wall cross section of the trench on the Beichuan-Yingxiu fault near Xujiagou

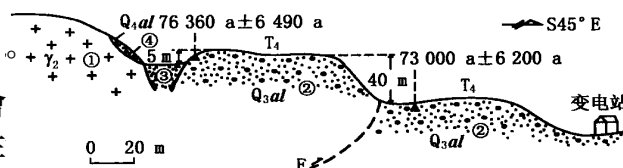


图16 胥家沟附近北川-映秀断裂探槽北东壁剖面图

① 彭灌杂岩; ② 砂砾石层; ③ 砂土; ④ 坡积物; ▲ 测龄样品位置
Fig. 16 Cross section showing tectonic deformation of the Beichuan-Yingxiu fault at Yingxiu

在逆断层上盘由于局部的引张作用形成弯矩断层(bending moment faults), 由弯矩断层的下掉作用形成了地堑形式的沟槽。根据此处的断层陡坎高度和阶地面年龄值估计, 北川-映秀断裂的平均垂直滑动速率为 0.54 mm/a 左右。

2.2.3 彭县-灌县断裂 ① 双河: 大邑双河油茶树-

天车坡段的彭县-灌县断裂呈N 60-70 E 方向羽列状排列延伸。地表上主要表现为断层陡坎、边坡脊和垭口地貌,伴生有大小不一的断塞塘,并有一些冲沟和冲沟侧缘壁的右旋断错现象(图16)。在油茶树,断裂的南东盘相对上升形成高约数米至20 m 不等的断层陡坎,上覆有厚度仅数米的洪积物(顶面TL 年龄值为 $87\,800\text{ a} \pm 6\,900\text{ a}$),陡坎下方分布有一些规模不等的断塞塘(底部 ^{14}C 年龄值为 $15\,740\text{ a} \pm 290\text{ a}$) (图18)。断裂在此处切过四条规模和长度大致相同的冲沟,从北东-南西方向依次称为 I~ IV 号冲沟: I 号沟水平位错值为80 m; II 号沟侵蚀堆积作用非常强烈,在过断层线时形成宽阔河道,现今仍有泥石流活动,未见冲沟的右旋错动现象; III 号沟在过断层线时形成78 m 左右的右旋偏转,并将冲沟新形成的洪积扇严格地限制于断裂的北西侧; IV 号沟的侧缘壁被右旋位错了14 m 左右。因此,该处冲沟的78 m ~ 80 m 的右旋位错的开始时间,应与距今 $87\,800\text{ a}$

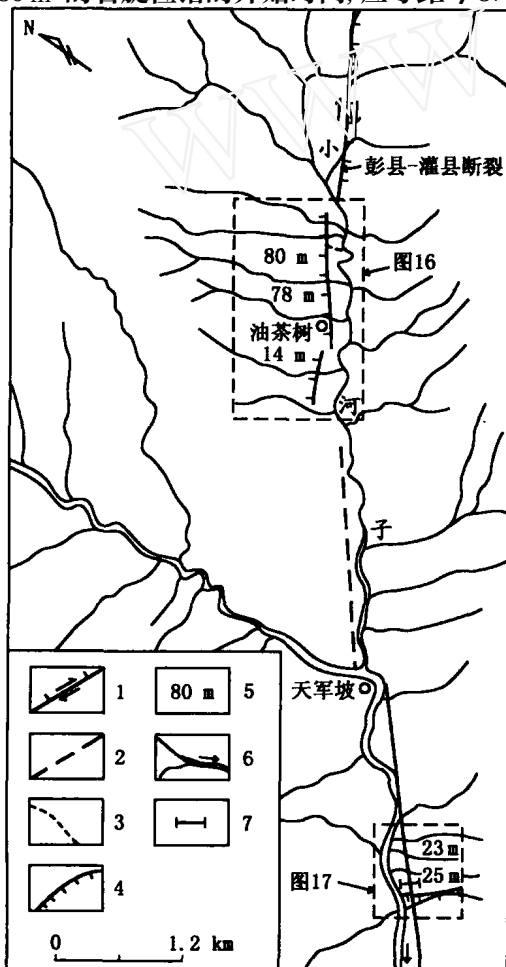


图17 油茶树-天车坡附近彭县-灌县断裂断错地貌图

1. 主干断裂及错动方向; 2. 推测断裂; 3. 弃沟; 4. 冲沟侧缘壁; 5. 水平位错值; 6. 河流、冲沟及流向; 7. 探槽位置

Fig. 17 Rupture landform of the Penxian-Guanxian fault near Youshachu-Tianchebo

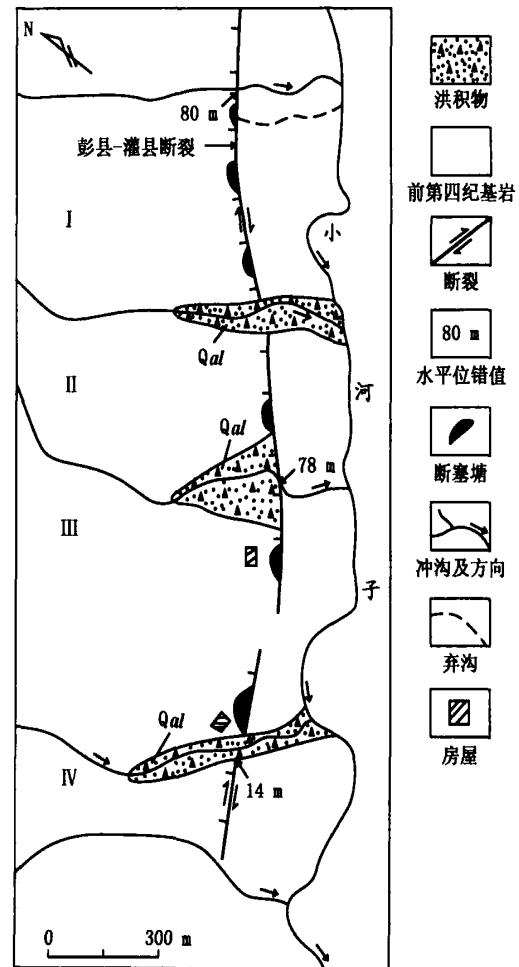


图18 油茶树附近彭县-灌县断裂断错地貌图

Fig. 18 Rupture landform of the Penxian-Guanxian fault near Youshachu

$\pm 6\,900\text{ a}$ 较老的洪积扇顶部年龄大致相当,估计的平均水平滑动速率值为 0.9 mm/a 左右。较老的洪积扇抬升出水面后,冲沟下切开始堆积较新的洪积物,同时保留下断塞塘沉积。因而断塞塘底部的年龄应与较新的洪积物年龄相当,故冲沟侧缘壁的位错开始时间应大致在距今 $15\,740\text{ a} \pm 290\text{ a}$,估计的平均水平滑动速率值为 0.89 mm/a 左右。

在青石坪,彭县-灌县断裂从一洪积扇(顶部TL 年龄值为 $35\,500\text{ a} \pm 2\,900\text{ a}$)上切过,形成有高约7 m~8 m 的断层陡坎,陡坎下方有断塞沉积(图19)。一条规模不大的冲沟被断裂右旋位错了23 m。南西侧一条冲沟内充填有较新的洪积物,其侧缘壁被右旋位错了25 m。考虑到冲沟的发育和下切是在较老的洪积扇[$35\,500\text{ a} \pm 2\,900\text{ a}$ (B P)]抬升出水面以后才开始的事实,其间应有一个明显的时间滞后过程,因此估计断裂的平均水平滑动速率应大于 $0.65\text{ mm/a} \sim 0.70\text{ mm/a}$ 。

横跨断层陡坎和断塞塘,布了一个长约7 m 的

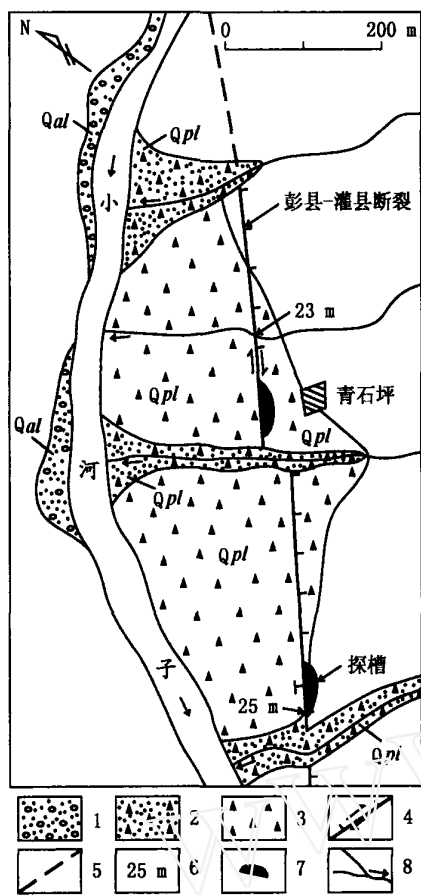


图19 青石坪彭县-灌县断裂断错地貌图

1. 河流相砂砾石; 2 较新的洪积物; 3 较老的洪积物; 4 主干断裂及错动方向; 5 推测断裂; 6 水平位错值/m; 7. 断塞塘; 8 冲沟及流向

Fig 19 Rupture landform of the
Penxian-Guanxian fault at
Qingshiping

I 是断层陡坎西盘抬升, 沉积了一套土黄色粘土层的断塞塘物质, 该套地层的上部沉积覆盖过了断层陡坎, 发震时间不详; 事件 II 是断层西盘再次抬升, 地震断层切割了②层, 致②层在断层上盘抬升出水面遭受剥蚀, 因而呈断续状分布, 下盘呈一楔形。地震断层同时切割①、②、③层而被④层覆盖, 因此地震发生的时间应介于距今 $1\ 170\text{ a} \pm 100\text{ a} \sim 3\ 830\text{ a} \pm 220\text{ a}$ 之间, 且应非常接近 $3\ 830\text{ a} \pm 220\text{ a}$ 的 ^{14}C 测龄值。即最晚一次地震发生在距今 $3\ 830\text{ a} \pm 220\text{ a}$ 后不久的时间。②菩萨堂: 在菩萨堂—代明寺包一带, 彭县—灌县断裂在航卫片上线性影象较清晰, 地貌上表现为晚更新世坡洪积物 (顶面 ESR 年龄值为 $96\ 000\text{ a} \pm 7\ 300\text{ a}$) 中出现 3 条明显的反向断层陡坎, 断坎高度为 $3\text{ m} \sim 30\text{ m}$, 陡坎下方分别分布有规模不等的两个断塞塘 (图 21)。此处, 有 3 条冲沟自北向南流经断层线, 并其侧缘壁分别产生 10 m 、 75 m 的右旋位错, 在最东侧的断塞塘上方明显分布着一形态

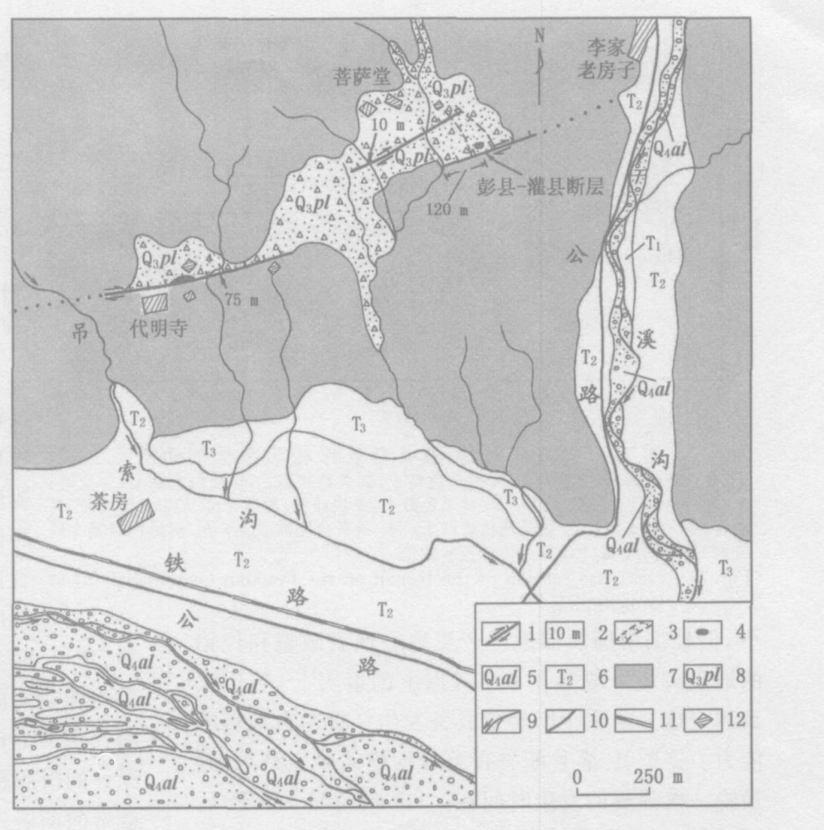


图20 通济场菩萨堂-代明寺附近彭县-灌县断裂断错地貌图

Fig 20 Rupture landform of the Penxian-Guanxian fault near Pushatang and Dainingsi

探槽(图 20), 从该探槽剖面可以辨认出两次古地震事件: 事件

仍很清晰的弃沟,系断层右旋逆冲运动所致,其下游部分被错移至西侧并汇入其西侧的大冲沟中,位移量为120 m。该处75 m 和120 m 的右旋位错的开始时间,应与距今 $96\,000\text{ a} \pm 7\,300\text{ a}$ 较老的洪积扇顶部年龄大致相当,估计的平均水平滑动速率值应介于 $0.78\text{ mm/a} \sim 1.25\text{ mm/a}$ 之间,均值为 1 mm/a 。在东侧断塞塘西侧,还可见到晚更新世洪积物直接逆冲到湖沼相断塞塘沉积物(TL 测龄值为 $14\,300\text{ a} \pm 1\,100\text{ a}$)的第四纪断层剖面(图22),断面附近松散物中颗粒有定向现象。断面产状 $N50^{\circ}E/NW \angle 65^{\circ}$;断层上盘还发育有两条次级小断层,从配套关系判定主断层属逆冲性质,显然系彭县-灌县断裂的新活动结果。

综合上述资料来看, 龙门山构造带的几条主干断裂晚第四纪以来均显示由北西向南东的逆冲运动, 并具有显著的右旋走滑分量。单条断裂平均垂直滑动速率均在 1 mm/a 左右, 水平位错量与垂直位错量大致相当, 与现今 GPS 测量的龙门山地区地壳平均缩短率不足 3 mm/a 的结论^[16, 20]相符。根据现已掌握的古地震资料, 彭县-灌县断裂、北川-映秀断裂和茂汶-汶川断裂上均具有史前强震活动的历史。虽然目前的资料尚不足以直接判定古地震震级的大

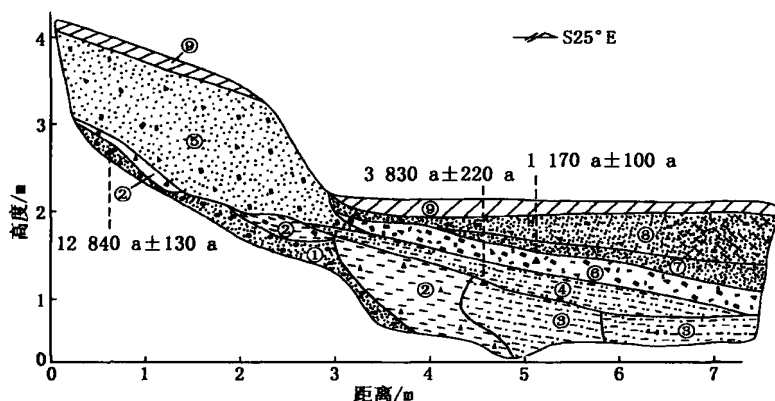


图21 青石坪彭县-灌县断裂探槽北东壁剖面图

① 灰白色块碎石, 含炭屑; ② 土黄色粘土, 偶含块碎石; ③ 灰白色粘土, 含炭屑; ④ 黄白色粘土, 夹砖、瓦块; ⑤ 黄黑色砂土, 夹块碎石、炭屑; ⑥ 人工充填的砖、瓦块石, 夹大量木炭; ⑦ 灰黑色粘质砂土; ⑧ 灰黄色粘质砂土; ⑨ 灰黑色腐殖土层或人工耕作层; ▲ ^{14}C 样品位置及年龄值

Fig 21 NE cross section of the trench on the Pengxian-Guanxian fault at Qingshiping

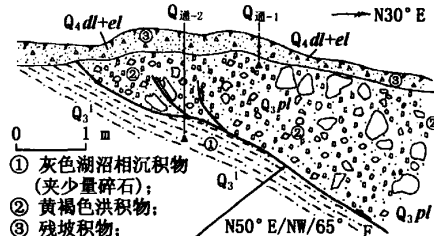


图22 菩萨堂东南侧彭县-灌县断裂剖面

Fig 22 Cross section of tectonic deformation by the Pengxian-Guanxian fault at Pshatang

转化为推覆逆掩运动, 导致了该地区比较典型的逆-走滑断层构造环境和显著的地形高差。其中虎牙断裂和岷江断裂断面西倾, 向下逐渐过渡为一条主滑动面, 断裂由西向东逆冲导致的差异运动形成了岷山断块。龙门山构造带的茂汶-汶川断裂

北川-映秀断裂、彭县-灌县断裂和龙门山山前断裂的断面倾向北西, 向下亦逐渐过渡为同一主滑动面。主滑面向下逐渐变得平缓, 最终归并于 20 km 深处的滑脱拆离带。由于持续的推挤作用, 龙门山构造带的前展式扩展第四纪已经迁移到龙门山山前断裂, 相应的前陆隆起已由中生代末期的龙泉山断裂迁移至第四纪的蒲江-新津断裂位置, 形成成都第四纪沉降中心。受块体运移方向和区域构造应力场的制约, 岷江断裂和虎牙断裂还表现出左旋剪切运动特征, 龙门山构造带具明显的右旋走滑运动。

3 构造变形模式分析

青藏高原东缘地区的震源机制解结果表明, 该地区主要表现为NWW-SEE方向的水平挤压, 与现今GPS测量结果(陈智梁等, 1996)基本一致。结合该地区先存断裂第四纪以来的活动表现, 可以建立如下的东缘地区构造变形模式(图23): 青藏高原上地壳物质沿地表下20 km左右的局部熔融层的水平剪切滑脱, 在东缘地区沿岷山断块和龙门山构造带

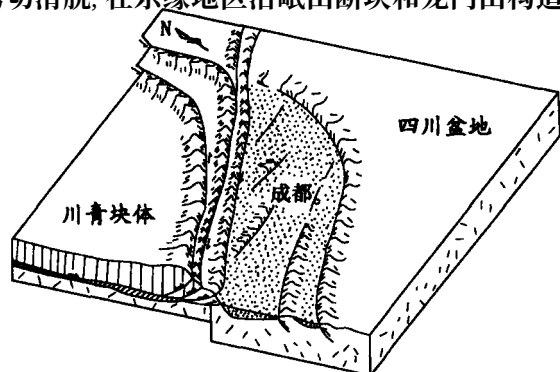


图23 青藏高原东缘晚新生代构造变形模式

Fig 23 Tectonic deformation mode of the eastern margin of the Tibet

4 结论

4.1 青藏高原东缘地区第四纪以来具有比较典型的陆内再生造山带构造变形特征, 几条先存的主干断裂均为逆-走滑性质断裂, 表明了地壳缩短与水平滑移兼有的运动性质。由此看来, 青藏高原地壳物质向东逸出现象是确实存在的。但从几条主干断裂晚第四纪以来的滑动速率值可以判定, 地壳物质的逸出速率远小于A vouac和Tapponnier(1993)估计的20 mm/a, 而与现今GPS测量的不足3 mm/a结果大致吻合。

4.2 青藏高原东缘紧临经济发达的川西平原, 今后进一步加强活动构造和古地震等方面的研究工作, 应具有重要的科学意义和现实意义, 也是我们努力的方向。

致谢: 野外考察及成文过程中得到王成善、李永昭、王国芝等先生及四川省地震局的韩渭宾先生的关心和支持, 在此一并致以谢忱。

参考文献

- [1] Molnar P, P Tapponnier Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision[J]. *Science*, 1975, 189: 419-426
- [2] Molnar P, P Tapponnier Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: Application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics[J]. *Geology*, 1977, 5: 212-216.
- [3] A vouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia[J]. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 895-898.
- [4] England P, Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Nature*, 1990, 344: 140-142.
- [5] Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, *et al* Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99: 24 025-24 038.
- [6] 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]. *J Geophys Res*, 2000, 105: 16 215-16 227.
- [7] Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, *et al* Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions[J]. *Int Geol Rev*, 1995, 37: 661-735.
- [8] Royden L. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: implications for strain partitioning in the crust[J]. *JGR*, 1996, 101: 17 679-17 705.
- [9] 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.
- [10] 唐荣昌, 韩渭宾主编. 四川活动断裂与地震[M]. 北京: 地震出版社, 1993.
- [11] 邓起东, 陈社发, 赵小麟. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学[J]. *地震地质*, 1994, 16(4): 389-403.
- [12] 李 勇, 曾允学, 伊海生. 龙门山前陆盆地沉积及构造演化[M]. 成都科技出版社, 1995.
- [13] 周荣军, 蒲晓虹, 何玉林, 等. 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*, 2000, 22(3): 210-220.
- [14] Jones, L. m., Weinhan, Hauksson E. Focal mechanisms and aftershock locations of the Songpan earthquake of August 1976 in Sichuan, China[J]. *J Geophys*, 1984, 89(B9): 7 697-7 707.
- [15] 钱 洪, 周荣军, 马声浩, 等. 岷江断裂南段与1933年叠溪地震研究[J]. *中国地震*, 1999, 15(4): 333-338.
- [16] 赵小麟, 邓起东, 陈社发. 岷江隆起的构造地貌学研究[J]. *地震地质*, 1994, 16(4): 429-439.
- [17] Kirby E, Whipple K X, Burchfiel B C, *et al* Neotectonics of the Min Shan, China: implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Geol Soc Am Bull*, 2000, 112: 375-393
- [18] Kirby E, Whipple K. Patterns of exhumation and rock uplift along the eastern margin of the Tibetan inferred from thermochronology and bedrock river incision[J]. *EOS*, 2000, 81.
- [19] 陈智梁, 沈 凤, 刘家平, 等. 青藏高原东部地壳运动的GPS测量[J]. *中国科学*, 1998, 5: 32-35.
- [20] 邓起东, 于贵军, 叶文华. 地震地表破裂参数与震级关系研究. 活动断裂研究理论与应用(2)[M]. 北京: 地震出版社, 1992.

ACTIVE TECTONICS OF THE EASTERN MARGIN OF THE TIBET PLATEAU

ZHOU Rong-jun, LI Yong, Alexander L Densmore,

Michael A. Ellis, HE Yu-lin, WANG Feng-lin, LI Xiao-gang

1 Institute of Earthquake Engineering, Seismological Bureau of Sichuan
Province, Chengdu 610041, China;

2 National Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation,
Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China;

3 Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum,
CH-8092 Zurich, Switzerland;

4 Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis,
3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152, USA

Abstract: The eastern margin of the Tibet Plateau is composed of the Minshan Block and Longmenshan. Studies on tectonic landform show that the average sinistral slip rate is 1.4 mm/a with a vertical rate of 0.3 mm/a along the Huya fault since late Quaternary. The average vertical slip rate is between 0.37 mm/a and 0.53 mm/a along the Minjiang fault and the sinistral slip is similar to the vertical one. Among the Longmenshan Tectonic Zone, the Wenchuan-Maowen fault, Beichuan-Yingxiu and Penxian-Guanxian faults have the average vertical slip rates of 1 mm/a respectively, and show same amount of right and vertical offsets. Based on the data of focal mechanism and GPS survey, a tectonic deformation model of southeastwards extrusion of the eastern margin of the Tibet Plateau is proposed.

Key words: tectonic landform; slip rate; strong earthquake recurrence; eastern margin of the Tibetan Plateau

ISSN 1001- 6872(2006)02- 0040- 12; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Zhou Rongjun, male, 40 years old, a senior engineer of seismic geology. Now he is engaged in the research of active structures.