地 质 科 学
2008年 7月 CHINESE JOURNAL OF GEOLOGY 43(3): 417—433

龙门山断裂带北段晚新近纪以来的右行走滑运动及其构造变换研究
——以青川断裂为例*

樊 春[1] 王二七[2] 王 刚[2] 王世锋[3]
(1. 中国地质大学海相储层演化与油气富集机理教育部重点实验室 北京 100083; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室 北京 100029; 3. 中国科学院青藏高原研究所 北京 100085)

摘 要 龙门山断裂带位于青藏高原东缘, 构成了青藏高原和四川盆地的重要构造边界。近年来的研究表明: 在新生代晚期, 除了存在逆冲推覆之外, 龙门山的中段和南段还发生了明显的右行走滑活动。对龙门山北段的青川断裂进行的系统研究发现: 断裂具有明显的右行走滑特征, 沿断裂发育大量不同规模的水系位错, 其中嘉陵江水系位错规模最大, 据此可确定青川断裂的最大位移量为 17 km。进一步的野外工作证实断裂的走滑位移在尾端发生构造变换, 位于断裂南西端的轿子顶穹隆是叠加构造, 吸收了青川断裂的部分位移量; 位于断裂北东端的汉中盆地则是处于伸展应力环境下的断陷盆地, 吸收了其大部分位移量。

关键词 青川断裂 右行走滑 构造变换 晚新近纪 四川龙门山
中图分类号: P542 文献标识码: A 文章编号: 0563-5020(2008)03-0417-17

龙门山断裂带作为青藏高原东缘的边界断裂, 是研究青藏高原陆内变形的理想地区。由于龙门山是青藏高原边缘陡度变化最大的地区, 很多学者都把注意力集中到了其垂向运动的研究 (Tapponnier et al, 1986; Royden et al, 1997; Clark and Royden, 2000; Clark et al, 2005; 贾秋鹏等, 2007), 以致相对忽略了对水平运动的研究。近年来的研究表明: 晚新生代以来龙门山断裂带具有明显的右行走滑特征 (李勇等, 2006a)。

需要指出的是: 前人对龙门山走滑作用的研究主要集中在中段和南段, 而龙门山北段是否存在走滑作用并且走滑性质如何还缺少详细系统的野外证据; 另外, 龙门山的走滑作用是如何转换为其它构造的? 众所周知, 青藏高原周边发育多个走滑断裂系, 这些走滑断裂的位移量都被其尾端的其它构造所吸收, 如青藏高原北缘, 阿尔金断裂数百公里的走滑位移在断裂的北东和南西端分别被沿柴达木盆地和祁连山以及西昆仑山的挤压变形所吸收 (Burchfiel et al, 1989; Burchfiel and Royden, 1991); 红河—哀牢山断裂在晚新近纪表现为右行走滑运动, 在断裂北端的大理地区被东西向伸展构造所吸收 (虢顺民等, 1996)。而龙门山断裂的走滑作用是被何种构造所吸收目前仍然研究较少。

针对这 2个问题, 在综合前人的研究以及我们近年来野外工作和遥感解译的基础

* 国家"973"计划项目 (编号: 2002CB412601)、国家自然科学基金项目 (批准号: 40702036)和中国博士后科学基金 (编号: 20060400499)资助。
樊 春, 男, 1976年 9月生, 博士, 构造地质学专业。 e-mail: fanchun@mail.igcas.ac.cn
2007-02-01收稿, 2007-07-11改回。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

上, 本文对龙门山北段青川断裂在晚新生代的走滑运动开展了研究, 并在此基础上, 主要从构造几何学与运动学角度来探讨龙门山在晚新生代走滑运动的构造变换问题。

1 区域地质背景

龙门山断裂带呈北东—南西走向, 长约 500 km, 是中国西部地质、地貌的陡变带, 分隔了松潘—甘孜造山带和扬子克拉通, 向南西延伸到锦屏山逆冲推覆带, 中间被鲜水河断裂斜截; 北东端与秦岭造山带交汇。

龙门山断裂带由 4条近平行的断裂组成: 南东侧的灌县—安县断裂, 中央的映秀—北川断裂, 北西侧的汶川—茂汶断裂和青川断裂 (图 1)。其中灌县—安县断裂是龙门山断裂带东南的边界断裂; 映秀—北川断裂是主断裂, 也称中央断裂; 汶川—茂汶断裂和青川断裂是北西侧的边界断裂。其东、西两侧分别为四川盆地和松潘—甘孜造山带。穿过龙门山北段的河流主要是嘉陵江及其支流白龙江 (图 1, 图 2)。

龙门山断裂带的研究历史很长, 20世纪 40年代朱森就对龙门山的推覆构造进行了研究, 其后, 许多学者对龙门山以及四川盆地进行了研究 (罗志立等, 1992; 刘树根, 1993; 陈社发等, 1994a; 1994b; 邓起东等, 1994), 认为龙门山是发生在中生代的推覆构造带, 它将许多由元古宙和古生代岩层组成的断片向南东推覆在四川盆地的中生代地层之上, 构成典型的薄皮构造 (罗志立等, 1992)。王二七等 (2001)则认为龙门山在印支期除了推覆作用外还发生过大规模的左行走滑, Meng et al (2005)指出四川盆地在中生代发生了顺时针旋转, 龙门山左行走滑协调了盆地的旋转运动。

近年来, 尽管 GPS观测 (Chen et al, 2000; Zhang et al, 2004)与地震记录 (邓起东等, 1994)显示龙门山断裂带现今活动性不强, 但由于它是青藏高原边缘陡度最大的山脉, 因此其在新生代的构造活动仍一直引人关注。在前人提出的青藏高原陆内变形模式中, Tapponnier et al (1986)的侧向挤出模式把龙门山看作一个挤压边界, 以逆冲推覆为主; 但 Burchfiel et al (1995)指出龙门山前缘缺乏与逆冲推覆作用相关的晚新生代前陆盆地, 因此龙门山在晚新生代可能不是以构造缩短为主。对此, 有研究提出龙门山地区是青藏高原的下地壳垂向挤出的通道, 以此来解释龙门山地区独特的地质地貌特征 (Clark and Royden, 2000; Clark et al, 2005)。Arne et al (1997)以及 Kirby et al (2002)则对龙门山地区的热演化史进行了研究, 确定了龙门山地区的隆升历史。近年来的一些研究表明: 龙门山在晚新生代存在明显的右行走滑作用 (李勇等, 2006a; 2006b), 并控制了山前盆地的发育, 说明走滑作用在龙门山构造带演化中占有重要地位。同时, 古地磁结果显示自新近纪以来四川盆地西南部发生了 7°~ 10°的逆时针旋转 (Enkin, 1991), 也证明了龙门山断裂带与四川盆地之间右行走滑作用的存在。

2 青川断裂

前人对龙门山在晚新生代走滑运动的研究主要集中在断裂带的中段和南段, 北段的研究相对较少; 而作为龙门山断裂带北西边界的青川断裂, 与龙门山断裂带的其它几条断裂相比, 线性地貌特征更为明显, 说明青川断裂的走滑作用更为显著。正是基于这两个原因, 我们把工作重点放在青川断裂上。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

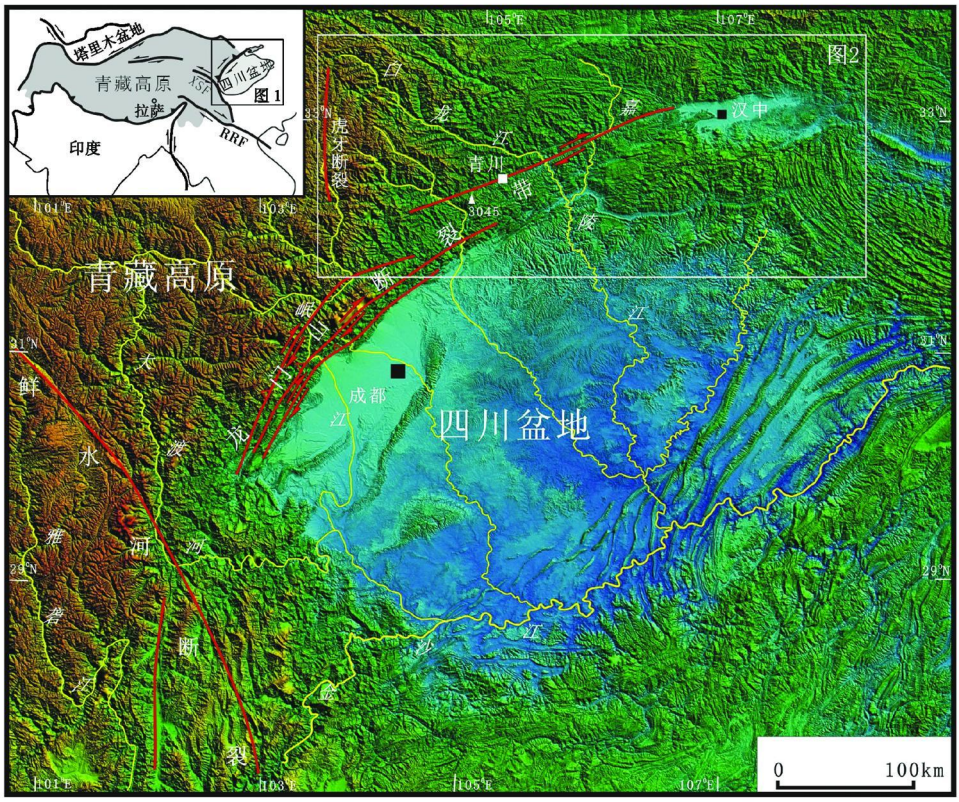


图 1　青藏高原东缘龙门山及四川盆地数字高程 (DEM)和活动构造略图

RRF. 红河断裂带; XSF. 鲜水河断裂带

Fig. 1　DEM and active tectonics of Longmen Shan on eastern margin of the Tibetan Plateau and Sichuan Basin

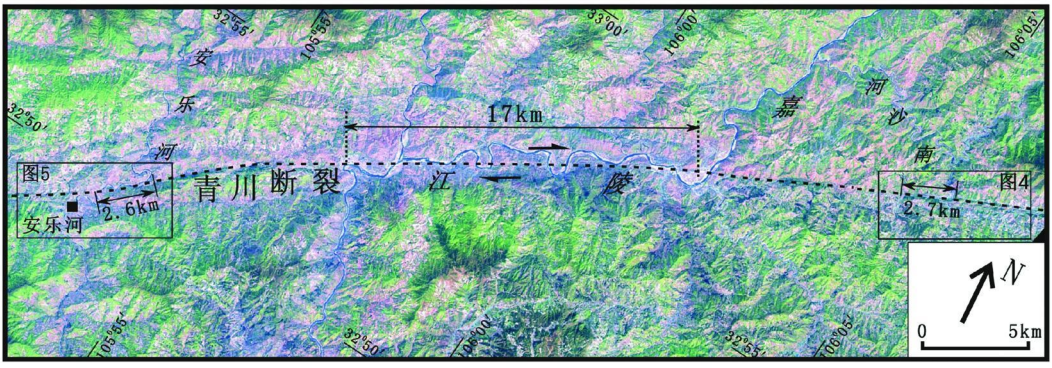


图 2　嘉陵江水系位错 ETM 影像图 (位置见图 1)

Fig. 2　ETM imagine showing offset of the Jialing River (see Fig. 1 for location)

青川断裂是龙门山断裂带北西侧的一个分支, 与映秀—北川断裂成左阶排列, 断裂西起平武, 向东经青川至勉县, 呈北东东向展布 (图 3), 长约 250 km, 断裂带宽度一般在 500~ 700 m 土, 断裂南西段在地貌上线性特征逐渐降低, 并分成 2~ 3 条次级分支断层,

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www

在平武一带消失。断层两侧地层差异明显, 北西侧为深变质的前寒武系碧口群、震旦系木座组、水晶组和浅变质的志留系茂县群, 南东侧主要为志留系黄坪组, 局部有前寒武纪地层出露。两侧地层和构造线的延伸方向基本一致。沿断裂仅局部断续分布有透镜状红色陆相粗碎屑沉积, 被陕西省地质矿产局 (1989)定为侏罗纪。沿断裂地貌特征明显, 线状沟谷发育。青川断裂具有多期活动的特点 (王全伟等, 2000), 中生代表现为中-深部构造层次的韧性剪切变形; 新生代期间主要表现为浅层次脆性变形的叠加, 形成以碎裂岩为代表的构造岩。

前人在描述青川断裂时多从两侧地层的差异出发, 将断裂一直向西延伸直至与南北向的虎牙断裂相交。但从遥感图像上发现断裂在平武东侧的线性特征就已逐渐消失; 同时在野外也发现: 在断层其它部位很发育的断层破碎带在平武东侧也逐渐消失 (代建全, 1992), 说明在新生代的脆性变形阶段青川断裂的南西端截止于平武以东。

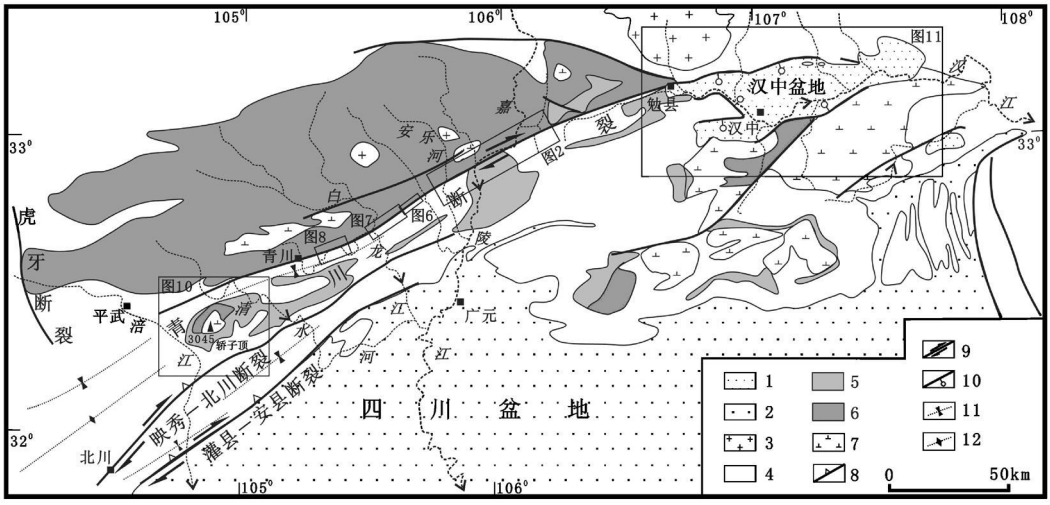


图 3 青川断裂及邻区地质构造略图

1. 现代堆积; 2. 中生界; 3. 中生代花岗岩; 4. 古生界; 5. 震旦系; 6. 元古宇; 7. 元古宙花岗岩; 8. 逆断层; 9. 走滑断层; 10. 正断层; 11. 古生界中的长轴状向斜; 12. 古生界中的长轴状背斜

Fig. 3 Simplified geological map of the Qingchuan fault and adjacent areas

(1)晚新生代右行走滑的地貌证据

青川断裂与龙门山断裂带的其它几条断裂相比, 在地貌上线性特征更为明显, 沿断裂分布的断层谷地及线性地貌显示了新生代晚期以来以走滑运动为主的特征。

金沙江从三江地区流出后折向北东, 穿过四川盆地, 有多条支流汇入, 其中规模较大的包括雅砻江、大渡河、岷江、涪江和嘉陵江等, 它们均源自青藏高原, 切过高原东缘边界, 其中嘉陵江及其次级水系穿过青川断裂。我们通过大量的野外工作, 结合遥感图像, 发现大量的流经断裂的各级水系发生一致性的右行位错, 揭示断裂在晚新生代以来处于活动状态, 具有明显的右行走滑性质。

在嘉陵江以东约 10 km处, 其支流南沙河在自南向北穿过断裂时发生右行位错, 位移量为 2.7 km; 靠近这一位错处, 还有一系列更小规模的冲沟和水系位错 (图 4), 位移量

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

大致在 200~ 250 m。这些冲沟之间分别被一系列元古宇构成的小断块所分隔, 这些断块成书斜状排列, 其组合形态指示断裂为右行剪切。

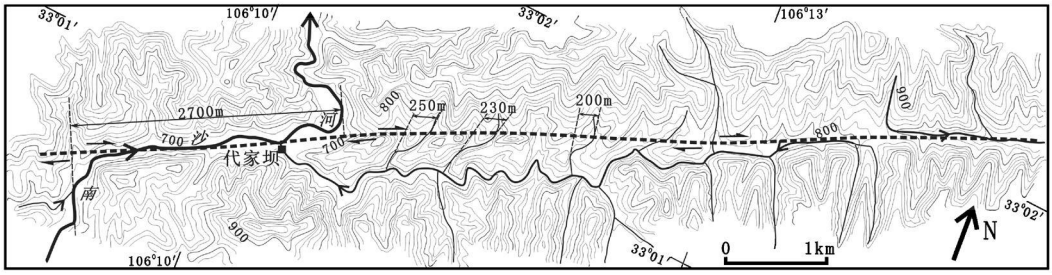


图 4　代家坝附近地貌及水系位错图 (位置见图 2)

地形线等高距为 20 m (图 5, 图 6和图 8同); 图上数字示水平断距

Fig. 4　Geomorphological map and systematic stream offsets across the Qingchuan fault near Daijiaba

Contour line interval being 20 m (see Fig. 2 for location)

向西约 10 km, 嘉陵江从北向南穿过断裂, 造成了本区规模最大的水系位错, 沿断裂发生约 17 km的右行位错 (图 2)。由于嘉陵江水量大, 侵蚀作用强烈, 因此这一段断裂的地质证据没有得到保存, 仅在嘉陵江西约 2 km 处见到已强烈碎裂岩化的硅质灰岩, 说明断层从此处经过。

嘉陵江的支流安乐河在自北向南穿过断层时也发生了右行错动 (图 2, 图 5), 错距约为 2. 6 km, 断裂通过处见有大规模的断层破碎带, 宽约 100 m, 地貌上呈鞍状, 断层带为蓝色断层泥及构造透镜体。附近的一系列次级水系的位移量为 400~ 450 m。

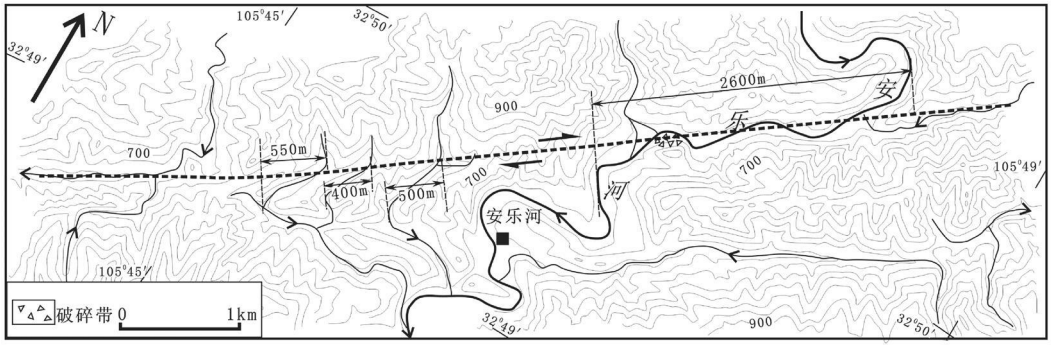


图 5　安乐河附近地貌及水系位错图 (位置见图 2)

Fig. 5　Geomorphological map and systematic stream offsets across the Qingchuan fault near Anle River

Contour line interval being 20 m (see Fig. 2 for location)

在金山寺以东, 可见规模类似的冲沟位错 (图 6), 位错量为 200~ 900 m。我们注意到 A、B和 C冲沟在穿过断层时几乎没有错动, 与周围的水系特征不协调。但在冲沟 A下游的右侧, 有一条干沟 a, 对于这种地貌特征, 可用水系袭夺现象来解释, 因此我们推测冲沟 A、B和 C原来的下游分别是 a、b和 c; 然后随断层的右行剪切, A冲沟被 b所袭夺, a被废弃, B与 C冲沟也发生了与之类似的袭夺作用。这样, 恢复后的水系显示出具有 350

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www

~ 650 m的右行位错。

金山寺附近沿断裂发育有宽度约 200~ 500 m 的小盆地, 长约 0. 6~ 5 km, 沿断裂向南西盆地的宽度和长度都逐渐增大, 说明断裂在此处具有一定的张性分量, 并且向南西张性分量逐渐增加。白龙江自北向南穿过断裂, 形成约 2 km 的右旋位错 (图 7)。

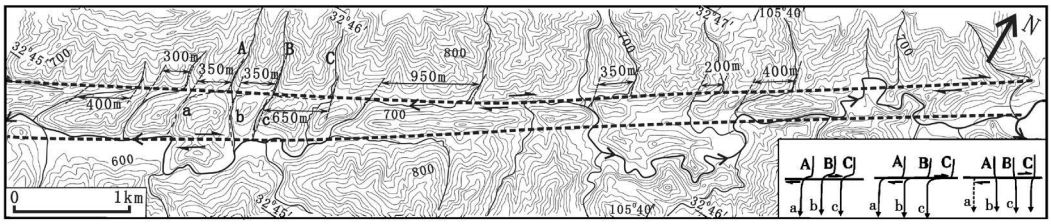


图 6 金山寺附近地貌及水系位错图 (位置见图 3)

Fig. 6 Geomorphological map and systematic stream offsets across the Qingchuan fault near Jinshansi
Contour line interval being 20 m (see Fig. 3 for location)

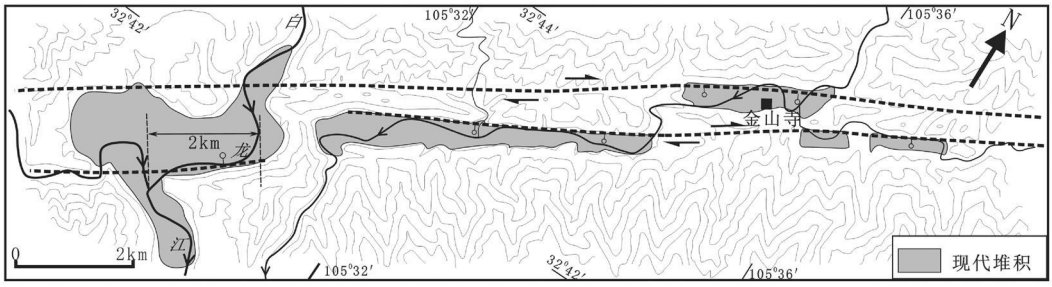


图 7 金山寺附近的现代盆地和白龙江水系位错图 (位置见图 3)
地形线等高距为 40 m

Fig. 7 The present-day basin near Jinshansi and offset of Bailong River across the Qingchuan fault
Contour line interval being 40 m (see Fig. 3 for location)

白龙江西侧的板桥附近 (图 8), 沿断裂的两个分支发育有一系列的次级水系位错, 按其规模大致可以分成两组, 水系规模较大的一组位移量在 1. 0~ 1. 3 km, 而水系规模较小的一组位移量为 150~ 200 m。

综上所述, 沿青川断裂广泛发育水系的右行位错, 按水系规模不同, 相应的位错量也可分为 3个级别: 嘉陵江作为区内的一级水系, 沿断裂发生的位错最大, 为 17 km; 其次一级的支流水系位错量相应减小, 如南沙河、安乐河和白龙江, 位错量很接近, 为 2~ 2. 7 km; 更次一级的水系位错量一般均小于 1 km。这种水系位错与水系规模成正相关的特征说明确实是受断裂活动控制。

(2)右行剪切的地质构造特征

青川断裂的走滑性质除了水系被错断之外, 在野外也发现了大量的构造证据, 主要为脆性断层破碎带和断层泥, 破碎带沿断裂分布的延续性很好, 宽度从几米到上百米不等; 断裂带中央剪切作用强烈, 为未固结的断层泥, 向两侧剪切强度逐渐降低, 变为劈理化带。在断裂的北东端, 断层从硅质岩中穿过, 断层走向北东东, 倾角较陡, 断层带宽约

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

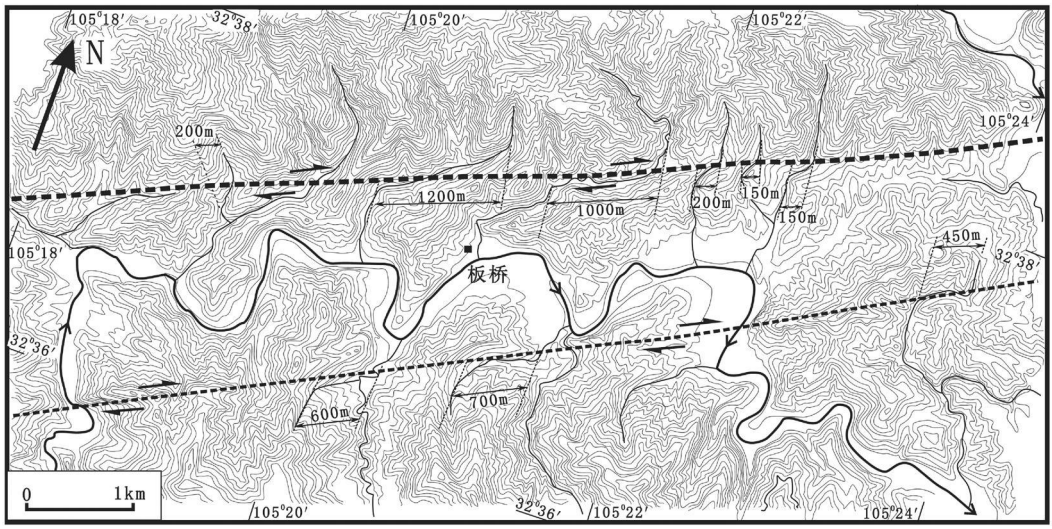


图 8　板桥附近地貌及水系位错图 (位置见图 3)

Fig. 8　Geomorphological map and systematic stream offsets across the Qingchuan fault near Banqiao
Contour line interval being 20 m (see Fig. 3 for location)

20 m, 内部岩石已碎裂岩化, 发育光滑的擦面, 擦痕近水平, 指示右行走滑。

安乐河以东, 断裂通过处见宽约 50 m 的断层带, 内有片岩及侏罗系紫红色砾岩透镜体。砾岩中的砾石成份主要为黄绿色砂岩、紫红色砂岩、少量片麻岩、灰岩和石英。砾石分选差, 砾径大者可达 30~ 40 cm, 小的约 0.5 cm。砾石磨圆较差, 次棱角状; 砾石表面多有紫红色铁膜, 为紫红色铁质、泥质胶结, 岩石层理不清楚。断层带内的砾岩发生强烈劈理化, 断层带附近砾岩中的砾石受剪切影响发生旋转, 指示断裂发生右行剪切 (图 9), 水平擦痕也指示断裂为右行剪切。安乐河以西的断层带内为断层泥, 边部劈理化强烈, 内部变形也指示断层为右行剪切。

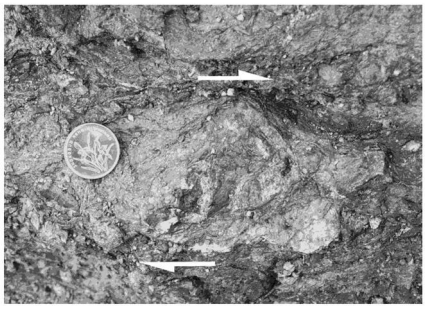


图 9　侏罗系砾岩中的砾石发生旋转, 示右行剪切

Fig. 9　Rotational gravel showing dextral shear of the Qingchuan fault

3　青川断裂的构造变换作用

青川断裂在晚新生代具有明显的右行走滑特征, 并且对本区现今的水系和地貌特征产生了重要影响。其走滑位移量必然要以某种形式的构造变形来吸收, 因此, 与走滑作用共生的变换构造也应该在地貌上有所反映。下面我们分别探讨青川断裂南西端和北东端的构造变换作用。

3.1　青川断裂南西端的转换构造

龙门山断裂带内的地层褶皱作用强烈, 多为长轴状褶皱, 出露地层主要为古生界, 枢纽走向北东—南西向, 可能是由印支期的北西—南东向挤压作用造成。然而在青川断裂

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www

尾端的南东侧轿子顶山一带,却出露一套元古宙的地层和花岗岩体,周围为古生界,地层产状都倾向外侧,表现为一个近椭圆形的穹隆状背斜(图 3),褶皱形态与众不同,并且在地貌上为隆起区。最高峰轿子顶山海拔 3,045 m,比周围地区高约 1,000 m,构成涪江与嘉陵江支流清水河的分水岭。其构造位置比较特殊,位于青川断裂与映秀—北川断裂之间,属于两条右行走滑断裂之间的构造应力挤压区,其中最大主应力方向是北东—南西向,与中生代的北西—南东向的挤压方向近直交(图 10)。因此轿子顶穹隆可能是在原北东—南西向褶皱的基础上叠加了后期构造挤压作用形成的,并造成地貌上的隆升。这种构造叠加作用是由青川断裂尾端的构造转换作用形成的,吸收了青川断裂的部分走滑位移量,另外一部分位移量被传递到了与它成左阶排列的其它走滑断裂。

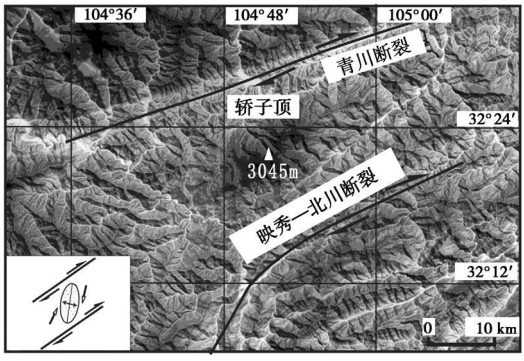


图 10 轿子顶构造穹隆的 DEM 图(位置见图 3)
小图示右行走滑断裂派生的挤压应力方向
Fig 10 DEM image of the Jiaozidong Dome,
the inset showing the compressional stress
derived from the dextral strike-slip fault

3.2 青川断裂北东端的转换构造

青川断裂在野外以及遥感图上都具有显著的线性特征,沿断裂发育大规模线性沟谷,尤其是断裂北东段靠近汉中盆地附近的线性特征最为明显,说明走滑位移量较大。然而,断裂进入汉中盆地后就嘎然而止,只有在盆地东侧断裂走向的延长线上见有较弱的线性特征,并很快消失,说明汉中盆地与青川断裂走滑位移量的减小可能存在某种关系。

汉中盆地是秦岭南部规模最大的新生代盆地,走向近东西,长约 100 km,南北宽 5~25 km,盆地西侧被伸入盆地的梁山分成两部分。汉中盆地北侧以古生代地层为主,并有大规模中生代花岗岩侵入。在盆地西北角有长条状侏罗系出露,长约 20 km,宽约 2 km,不整合在南侧的古生代地层上,与北侧的古生代地层成断层接触。盆地南侧为元古宙酸性岩体,即汉南杂岩,岩体风化后地貌上以低矮的丘陵为主。盆地内北侧地形较高,向南逐渐降低,可分出三级阶地,北侧出露上新世到早-中更新世地层,向南逐渐变新,为晚更新世沉积,在盆地南侧的汉江两岸为全新世沉积(图 11)。盆地内的新生代地层未见底,靠近上部的地层以河湖相沉积为主,主要为泥质岩、砂岩和泥质砂岩,部分夹砾石层。地表处的地层产状水平,由于盆地受断层作用控制,因此下部地层可能具有一定的倾角。盆地西部梁山的南、北两侧地层厚度最大,约 500~1,200 m,盆地东部沉积物较浅,平均只有 200余米。基底主要由扬子期的侵入杂岩构成(陕西省地质矿产局, 1989)。

(1)汉中盆地北部边界断层

盆地南、北两侧都为断层控制。盆地北缘的盆、山边界在地貌上特征明显,盆、山高差最大处在牛头山,约 1,000 m。北侧山地内的河流都形成深切河谷。沿盆、山边界可见一系列的断层三角面(图 12a),沿盆地北缘展布,在三角面上见有大规模断层破碎带(图 12b)。破碎带宽约 200 m,下盘为石炭系灰岩,都已角砾岩化,形成断层角砾岩。角砾之

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

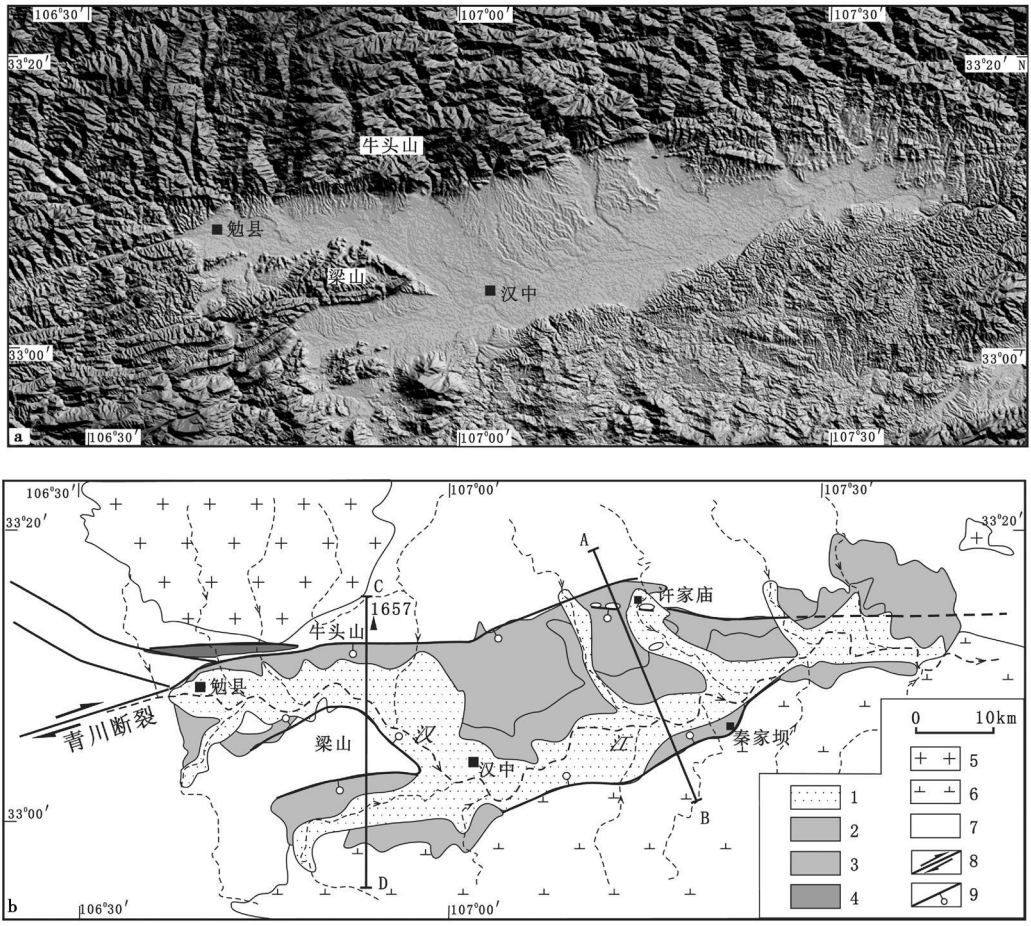


图 11　汉中盆地数字高程 (DEM)图 (a)和汉中盆地地质图 (b, 位置见图 3)

1. 全新统; 2. 上更新统; 3. 中更新统—中新统; 4. 侏罗系; 5. 中生代花岗岩; 6. 元古宙花岗岩; 7. 前中生界; 8. 走滑断层; 9. 正断层

Fig. 11　DEM image(a) and geological map of the Hanzhong Basin

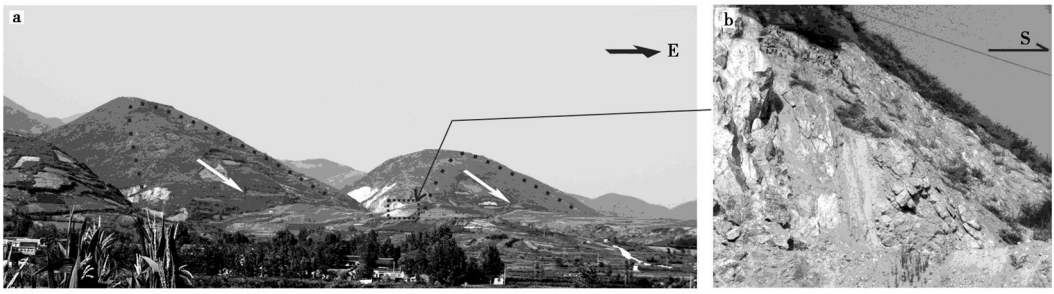


图 12　汉中盆地北缘的断层三角面 (a, 镜头向北东)和断层面附近的破碎带 (b)

Fig. 12　The scarps bounding north edge (a) and fault fracture zone (b) on the normal fault of the Hanzhong Basin

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www

间胶结较好, 方解石脉发育, 结晶较好, 仍有很多空隙未被完全充填, 说明断层表现为张性环境, 且活动时间较晚。

向南, 距离断层约 1 km处, 见有盆地内砂砾岩沉积, 地层水平, 内部没有变形, 说明盆地北缘边界断层的活动时间较早, 在地层沉积之后活动性不强。

在许家庙北西, 断裂从古生代地层中穿过, 断层带内劈理化强, 断面向南陡倾, 内部小构造指示为正断层, 上盘向南滑脱。断层上部被松散砾石层所覆盖, 砾石磨圆较好, 应为晚更新世沉积, 表明在沉积之后断层活动不强。

距断层向南约 2 km, 在盆地内出露一列石炭系灰岩构成的块体, 地貌上表现为东西向山脊, 可能是从北侧山上滑落下来的岩层。

盆地北侧的冲积扇发育, 被地表的辫状河流冲刷, 说明盆地北侧的剥蚀作用较强, 进入盆地的碎屑物质较多, 故北侧构造隆升作用较强, 北侧边界断裂是主要的控盆断裂。

(2)汉中盆地南部边界断裂

盆地南侧为元古宙的酸性岩体。秦家坝附近, 断层三角面发育, 遥感图上线性特征明显。与盆地北缘相比, 盆、山高差较小, 约 100~ 150 m, 这可能是由于盆、山之间的垂向运动量较小所致, 也可能是由于花岗岩体较易风化造成的。靠近断层处岩体内劈理发育, 劈理产状陡倾, 倾向盆地内。在断层三角面上, 岩体具有部分韧性变形特征, 矿物具定向排列, 面理与地形坡面走向一致, 岩体变形带宽约 100 m。这些特征表明变形以脆性为主, 兼有部分韧性变形。

(3)梁山边界断裂

梁山位于盆地西侧, 是一个盆地内的次级地垒, 把盆地西部分成南、北两部分。其内部地层较连续, 除缺失泥盆系和石炭系外, 从震旦系到三叠系均有发育。山体 3个侧面与盆地的界限均为断层控制, 断层三角面发育, 高差约 300 m。在北东侧可见 2级阶梯状滑脱 (图 13a), 其中规模最小的一级滑脱量约 5 m, 表明活动时间较新。在三角面上有灰岩采石场, 揭露出了大规模的碎裂岩带。灰岩已经角砾岩化, 钙质胶结, 胶结较好, 发育很多方解石晶洞, 方解石晶体完整, 显示伸展环境。在张节理内见有方解石晶体, 尚未把节理完全充填 (图 13b), 显示断层活动时间较晚, 以伸展作用为主。

(4)汉中盆地的形成时间

Enkelmann et al (2006)根据磷灰石裂变径迹提出汉中盆地北侧从距今 9~ 4 Ma开始有过一次快速冷却, 这次热事件可能与汉中盆地的形成有关。此外, 前人在盆地内部沉积物中取得了丰富的上新世哺乳动物化石 (Tang Yingjun and Zong Guanfu, 1987), 由于所采化石位置靠近沉积物上部, 因此盆地最晚在中新世晚期—上新世开始形成, 和快速冷却的时间相吻合, 因此我们认为汉中盆地开始形成时间也是距今 9~ 4 Ma。

综上所述, 汉中盆地是一个新生代晚期的断陷盆地, 距今 9~ 4 Ma开始形成, 其南、北两侧的正断层控制了盆地的发育 (图 14)。盆地北侧的冲积扇发育, 被地表的辫状河流冲刷, 说明盆地北侧的剥蚀作用较强, 进入盆地的碎屑物质较多, 因而北侧的构造隆升作用较强, 断层规模大, 为主要控盆构造。

从构造应力场的角度看, 青川断裂的右行走滑在其尾端形成拉张应力区, 造成正断层的发育, 这些正断层的伸展作用造就了汉中盆地, 即汉中盆地是青川断裂尾端的变换

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www



图 13　梁山北东缘的阶梯状正断层 (a)和断层面附近灰岩中的张节理 (b)
示张节理尚未完全被方解石充填

Fig. 13　Landslides of the northeastern flank of the Liang Shan (a) and tension joint in the limestone near the normal fault(b)

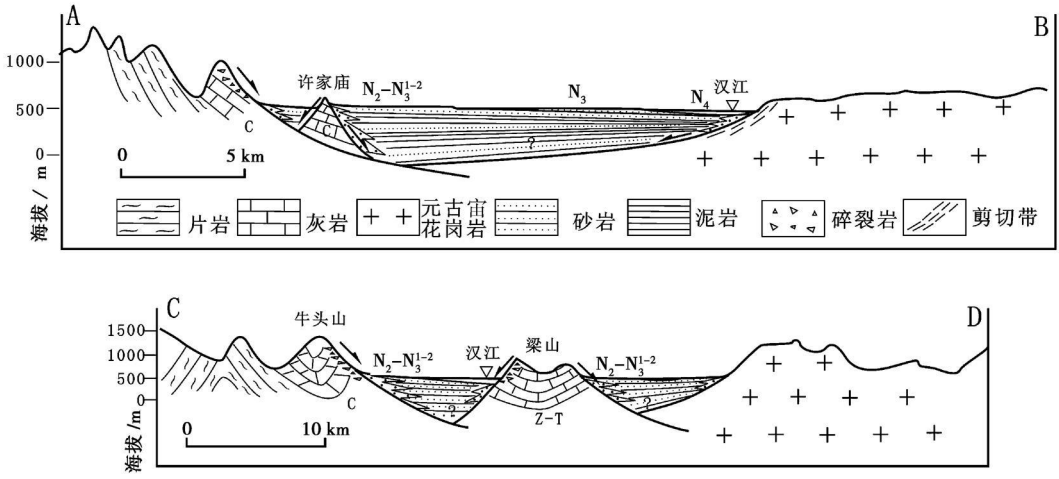


图 14　汉中盆地南北向剖面图 (位置见图 11中的 A-B和 C-D)

Fig. 14　N-S cross sections of the Hanzhong Basin (see Fig. 11 for locations)

构造, 它吸收了青川断裂的大部分右行走滑位移量。

3.3　青川断裂的活动时限

由于青川断裂在新生代的活动表现为脆性破裂, 缺乏可以直接用来进行同位素测年的变质矿物, 因此可以考虑利用与断裂有关的其它地质证据来间接限定断裂的活动时限。如李勇等 (2006b) 根据沉积证据、构造证据和盆地充填物的几何形态等标志指出龙门山断裂带的走滑运动曾发生过反转, 从左行走滑转为右行走滑, 并根据地层时代认为断裂带右行走滑的开始时间在距今 43~ 3.6 Ma。同样, 作为青川断裂的转换构造, 汉中盆地的形成开始于距今 9~ 4 Ma, 我们认为这个时间也可以用来间接限定断裂的活动时间, 这样就可把断裂右行走滑的起始时间限定在一个较小的范围内。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www

区域上, 青藏高原周缘的一系列走滑断裂也集中在这一时间段内开始活动。如在藏东地区, 鲜水河断裂约在距今 5 Ma重新活动 (Roger et al, 1995; 张岳桥等, 2004); 其南为云南的小江断裂带, 王二七等 (1995) 曾提出在第三纪末第四纪初发生左行走滑, 之后又进一步将其开始活动的时间限定在距今 4~ 2 Ma(W ang et al, 1998)。鲜水河 —小江断裂带构成新近纪逸脱地块的东界, 作为逸脱地块西界的哀牢山—红河断裂带, 在经历了哀牢山断裂古近纪多期左行走滑活动 (张进江等, 2006) 后, 约距今 5 Ma开始发生具拉张的右行走滑活动 (Lebup et al, 1995; 王晓鹏等, 2001)。此外, 高黎贡断裂在距今 8~ 5 Ma也有一期构造活动 (季建清等, 2000); 在高原北缘, 东昆仑断裂自距今 12~ 10 Ma以来开始其左旋走滑运动, 而更北的高原东北缘海原断裂也是在距今 8 Ma左右开始活动的 (郑德文等, 2005); 作为羌塘地块南缘的班公湖—怒江断裂及其分支断层在更新世仍在活动 (何顺东等, 2002)。这些断裂的起始活动时间都比较接近, 在距今 12~ 8 Ma, 我们得到青川断裂的活动始于距今 9~ 4 Ma, 与整个藏东地区的构造活动的时间基本吻合。

4 龙门山断裂带右行走滑的成因机制探讨

在前人对龙门山地区的研究中, Tapponnier et al (1986) 认为龙门山地区是藏东地块挤出的前缘, 表现为大规模逆冲推覆; 而 Burchfiel et al (1995) 通过对龙门山以及四川盆地的研究, 指出四川盆地缺乏新近纪沉积, 因此推测龙门山地区在新近纪不存在大规模逆冲推覆; 但对于龙门山和四川盆地之间巨大的高差没有作出合适的解释。为此, Royden et al (1997) 提出了下地壳流体模式来解释这种地貌特征; 之后, Clark and Royden (2000) 和 Clark et al (2004, 2005) 分别从数值模拟、水系演化及构造地貌的基础上, 进一步论证了下地壳流体存在的可能性, 并指出下地壳流体的运动控制了高原东部边界的地貌特征, 认为下地壳流体在向东运动过程中, 受到刚性的四川盆地基底的阻挡, 运动方向发生变化, 在水平方向上发生分流, 沿四川盆地的西边界分别向北东和南东方向运动, 在垂向上, 在流体前缘向上隆起, 形成了坡度比最大的高原边界。朱守彪等 (2005) 通过数值模拟也证实高原东部地区下地壳对上地壳具有明显的拖曳作用。同时, 地球物理资料 (W ei et al, 2001; 孙洁等, 2003; 王椿镛等, 2006) 也表明高原的中-下地壳很可能存在局部熔融。本文证实了龙门山地区在新近纪晚期存在较大规模的右行走滑, 与四川盆地北东侧下地壳流体的运动方向一致。因此, 我们认为右行走滑的成因机制可能与下地壳流体的运动有关, 是下地壳流体的运动在地表的表现, 即由于下地壳流体水平运动的拖曳作用, 使得其上部的上地壳物质也发生了同方向的运动, 从而在四川盆地北东边界发生右行剪切 (图 15)。

5 结束语

对龙门山断裂带北段青川断裂的构造及地貌特征研究发现: 青川断裂在晚新生代具有明显的右行走滑特征, 水系位错显示其最小走滑量为 17 km。断裂的走滑位移在其尾端分别发生变换, 南西端的轿子顶穹隆吸收了部分位移量, 其余则传递到其它断裂; 北东端的汉中盆地则吸收了断裂的大部分走滑位移量。结合前人在中段和南段的工作, 说明整个龙门山断裂带在晚新生代都具有右行走滑的特征。从遥感图上可以发现: 与断裂带内其它几条

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

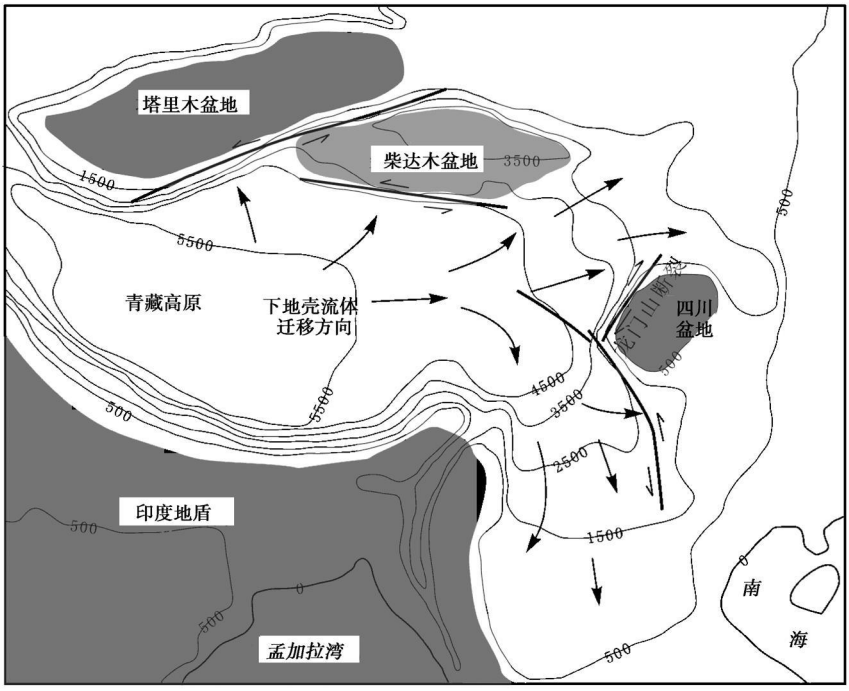


图 15　龙门山断裂晚新近纪右行走滑成因机制模式图

底图据 Clark and Royden (2000), 数字示海拔 /m

Fig. 15　A formation mechanism for the strike-slip movement of the Longmen Shan fault in Late Cenozoic

断裂相比, 青川断裂的线性特征明显要强, 说明其走滑位移量明显要大。而龙门山断裂带其它几条断裂的走滑位移量均较小, 已知的最大位移量为 150 m (李勇等, 2006a), 因此青川断裂的右行走滑占了整个龙门山断裂带右行走滑量的大部分。可以说汉中盆地不仅是青川断裂的转换构造, 也是龙门山断裂带的转换构造, 吸收了其大部分右行走滑位移量。对于右行走滑的成因机制, 我们认为可能是由于下地壳流体的运动造成的。

上述研究还是比较初步的, 对于断裂的最大走滑距离以及一些断裂活动的年代学资料还需要进一步的研究, 对成因机制的认识还有待于在今后的研究中验证。

补记: 2008年 5月 12日发生的 8.0级汶川特大地震给震区人民造成了巨大的伤害, 同时表明龙门山断裂带的构造活动性仍然很强。在地震过程中震源机制随着时间和空间在发生变化。如果将整个地震过程分成 7个阶段, 那么, 在地震的开始阶段以逆冲为主, 但后来在向北东传递过程中逐渐转变为以走滑为主①。后期沿青川断裂发生大量余震, 发生在 5月 25日青川断裂附近的 6.4级迄今最大余震的震源机制解显示出典型的右行走滑特征, 说明龙门山断裂带中段目前以逆冲为主, 北段包括青川断裂以右行走滑为主。

致谢　蒙付碧宏研究员和审稿人对文稿提出了宝贵意见, 在此表示衷心感谢!

①陈运泰, 许力生, 张　勇, 杜海林, 冯万鹏, 刘　超, 李春来. 2008. 2008年 5月 12日汶川特大地震震源特性分析报告初步研究及考察成果(一). 中国地震信息网.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www

参 考 文 献

陈社发, 邓起东, 赵小麟, W ilson C J L, D irks P, 罗志立, 刘树根. 1994a 龙门山中段推覆构造带及相关构造的演化历史和变形机制 (一). 地震地质, 16(4): 404—412.

Chen Shefa, Deng Qidong, Zhao Xiaolin, W ilson C J L, D irks P, Luo Zhili and Liu Shugen. 1994a. Deformational characteristics, evolutionary history, and deformation mechanism of the middle Longmenshan thrust-nappes and related tectonics. *Seismology and Geology*, 16(4): 404—412.

陈社发, 邓起东, 赵小麟, W ilson C J L, D irks P, 罗志立, 刘树根. 1994b 龙门山中段推覆构造带及相关构造的演化历史和变形机制 (二). 地震地质, 16(4): 413—421.

Chen Shefa, Deng Qidong, Zhao Xiaolin, W ilson C J L, D irks P, Luo Zhili and Liu Shugen. 1994b. Deformational characteristics, evolutionary history, and deformation mechanism of the middle Longmenshan thrust-nappes and related tectonics. *Seismology and Geology*, 16(4): 413—421.

代建全. 1992 四川省青川断裂的特征及形成的物理条件. 四川地质学报, 12(4): 311—319.

Dai Jianquan. 1992. The features and deformation conditions of Qingchuan fracture, Sichuan. *Acta Geologica Sichuan*, 12(4): 311—319.

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. 地震地质, 16(4): 389—403.

Deng Qidong, Chen Shefa and Zhao Xiaolin. 1994. Tectonics, seismisity and dynamics of Longmen Mountains and its adjacent regions. *Seismology and Geology*, 16(4): 389—403.

虢顺民, 向宏发, 计凤桔, 张晚霞. 1996 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, 18(4): 301—309.

Guo Shunmin, Xiang Hongfa, Ji Fengju and Zhang Wanxia. 1996. A study on the relation between Quaternary right-lateral slip and tip extension along the Honghe fault. *Seismology and Geology*, 18(4): 301—309.

何顺东, 丁 林, 吴根耀. Taylor M H. 2002. 藏南格仁错地区孜桂错断裂的第四纪活动及其构造意义. 地质科学, 37(1): 8—12.

He Shundong, Ding Lin, Wu Genyao and Taylor M H. 2002. Quaternary activity of Ziguicuo fault in Gayringco area, South Xizang, and its tectonic implications. *Chinese Jour. Geol.*, 37(1): 8—12.

季建清, 钟大赉, 张连生. 2000 滇西南新生代走滑断裂运动学、年代学、及对青藏高原东南部块体运动的意义. 地质科学, 35(3): 336—349.

Ji Jianqing, Zhong Dalai and Zhang Liansheng. 2000. Kinematics and dating of Cenozoic strike-slip faults in the Tengchong area, West Yunnan: implications for the block movement in the southeastern Tibet Plateau. *Chinese Jour. Geol.* (formerly, *Scientia Geologica Sinica*), 35(3): 336—349.

贾秋鹏, 贾 东, 朱艾澜, 陈竹新, 胡潜伟, 罗 良, 张元元, 李一泉. 2007. 青藏高原东缘龙门山冲断带与四川盆地的现今构造表现: 数字地形和地震活动证据. 地质科学, 42(1): 31—44.

Jia Qiupeng, Jia Dong, Zhu Ailan, Chen Zhuxin, Hu Qianwei, Luo Liang, Zhang Yuanyuan and Li Yiquan. 2007. Active tectonics in the Longmen thrust belt to the eastern Qinghai-Tibetan plateau and Sichuan Basin: evidence from topography and seismicity. *Chinese Jour. Geol.*, 42(1): 31—44.

李 勇, 周荣军, Densmore A L, Ellis M A. 2006a 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑—逆冲作用的地貌标志. 第四纪研究, 26(1): 40—51.

Li Yong, Zhou Rongjun, Densmore A L and Ellis M A. 2006a. Geomorphic evidence for the late Cenozoic strike-slipping and thrusting in Longmen Mountain at the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Quaternary Sciences*, 26(1): 40—51.

李 勇, 周荣军, Densmore A L, Ellis M A, 黎 兵. 2006b 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积响应. 沉积学报, 24(2): 153—164.

Li Yong, Zhou Rongjun, Densmore A L, Ellis M A and Li Bing. 2006b. Sedimentary responses to late Cenozoic thrusting and strike-slipping of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau. *Acta Sedimentologica Sinica*, 24(2):

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

153— 164.

刘树根. 1993. 龙门山冲断带与川西前陆盆地形成演化. 成都: 成都科技大学出版社. 17— 117.

Liu Shugen. 1993. The Formation and Evolution of Longmenshan Thrust Zone and Foreland Basin in Western Sichuan, China. Chengdu: Chengdu University of Science and Technology Press. 17— 117.

罗志立, 龙学明. 1992. 龙门山造山带崛起和川西前陆盆地沉降. 四川地质学报, 12(1): 1— 17.

Luo Zhili and Long Xueming. 1992. The uplifting of the Longmenshan orogenic zone and the subsidence of the west Sichuan foreland basin. *Acta Geologica Sichuan*, 12(1): 1— 17.

陕西省地质矿产局. 1989. 陕西省区域地质志. 北京: 地质出版社. 698.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Shaanxi Province. 1989. Reginal Geology of Shaanxi Province. Beijing: Geological Publ. House. 698.

孙　洁, 晋光文, 白登海, 王立凤. 2003. 青藏高原东缘地壳、上地幔电性结构探测及其构造意义. 中国科学 D 辑, 33(增刊): 173— 180.

Sun Jie, Jin Guangwen, Bai Denghai and Wang Lifeng. 2003. Sounding of electrical structure of the crustal and uppermantle along the eastern border of Qinghai-Tibet plateau and its tectonic significance. *Science in China*, Series D, 33(Suppl.): 173— 180.

王椿镛, 吴建平, 楼　海, 常利军, 苏　伟. 2006. 青藏高原东部壳幔速度结构和地幔变形场的研究. 地学前缘, 13(5): 349— 359.

Wang Chunyong, Wu Jianping, Lou Hai, Chang Lijun and Su Wei. 2006. Study of crustal and uppermantle's structure and mantle deformation field beneath the eastern Tibetan plateau. *Earth Science Frontiers*, 13(5): 349— 359.

王二七, Burchfiel B C, Royden R H, 陈良忠, 陈吉琛, 林文信. 1995. 滇中小江走滑剪切带晚新生代挤压变形研究. 地质科学, 30(3): 209— 219.

Wang Erchie, Burchfiel B C, Royden R H, Chen Liangzhong, Chen Jichen and Lin Wenxin. 1995. Late Cenozoic compressional deformations and their origin along the Xiaojiang strike-slip fault system in central Yunnan, China. *Chinese Jour. Geol.* (formerly *Scientia Geologica Sinica*), 30(3): 209— 219.

王二七, 孟庆任, 陈智梁, 陈良忠. 2001. 龙门山断裂带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因. 地学前缘, 8(2): 375— 384.

Wang Erqi, Meng Qingren, Chen Zhiliang and Chen Liangzhong. 2001. Early Mesozoic left-lateral movement along the Longmen Shan fault belt and its tectonic implications. *Earth Science Frontiers*, 8(2): 375— 384.

王全伟, 梁　斌, 谢启兴, 何文劲. 2000. 青川地区青川断裂带的显微构造及其变形条件研究. 矿物岩石, 20(1): 87— 90.

Wang Quanwei, Liang Bin, Xie Qixing and He Wenjin. 2000. Research on microstructures and deformation conditions of the Qingchuan fault zone. *Jour. Mineral Petrol.*, 20(1): 87— 90.

王晓鹏, 吴根耀, 钟大赉. 2001. 受红河断裂控制的晚第三纪走滑松弛盆地——以漠沙盆地为例. 地质科学, 36(3): 370— 379.

Wang Xiaopeng, Wu Genyao and Zhong Dalai. 2001. Mosha Basin in west Yunnan: a Neogene trans-releasing basin controlled by the Red River fracture. *Chinese Jour. Geol.*, 36(3): 370— 379.

张进江, 钟大赉, 桑海清, 周　勇. 2006. 哀牢山—红河构造带古新世以来多期活动的构造和年代学证据. 地质科学, 41(2): 291— 310.

Zhang Jinjiang, Zhong Dalai, Sang Haiqing and Zhou Yong. 2006. Structural and geochronological evidence for multiple episodes of deformation since Paleocene along the Ailao Shan-Red River shear zone, southeastern Asia. *Chinese Jour. Geol.*, 41(2): 291— 310.

张岳桥, 陈　文, 杨　农. 2004. 川西鲜水河断裂带晚新生代剪切变形 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年及其构造意义. 中国科学 D 辑, 34(7): 613— 621.

Zhang Yueqiao, Chen Wen and Yang Nong. 2004. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of shear deformation of the Xianshuihe fault zone in west Sichuan and its tectonic significance. *Science in China*, Series D, 34(7): 613— 621.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www

郑德文, 张培震, 万景林, 袁道阳, 张广良, 李传友. 2005. 六盘山盆地热历史的裂变径迹证据. 地球物理学报, 48(1): 157—164.

Zheng Dewen, Zhang Peizhen, Wan Jinglin, Yuan Daoyang, Zhang Guangliang and Li Chuanyou. 2005. Apatite fission track evidence for the thermal history of the Liupanshan basin. *Chinese Jour. Geophys.*, 48(1): 157—164.

朱守彪, 石耀霖. 2005. 青藏高原地形扩展力以及下地壳对上地壳的拖曳力的遗传有限单元法反演. 北京大学学报(自然科学版), 41(2): 225—234.

Zhu Shoubiao and Shi Yaolin. 2005. Genetic algorithm-finite element inversion of topographic spreading forces and drag forces of lower crust to upper crust in Tibetan Plateau. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 41(2): 225—234.

Arne D, Worley B, Wilson C, Chen Shefa, Foster D, Luo Zhili, Liu Shugen and Dirks P. 1997. Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 280: 239—256.

Burchfiel B C and Royden L H. 1991. Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand. *Eclogae Geol Hel*, 34: 599—629.

Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y and Royden L H. 1995. Tectonics of the Longmenshan and adjacent regions, Central China. *International Geol Rev.*, 37: 661—735.

Burchfiel B C, Deng Qidong, Molnar P, Royden L H, Wang Yipeng, Zhang Peizhen and Zhang Weiqi. 1989. Intracrustal detachment within zones of continental deformation. *Geology*, 17: 748—752.

Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, King R W, Royden L H, Tang W, Wang E, Zhao J and Zhang X. 2000. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *Jour. Geophys. Res.*, 105: 16215—16227.

Clark M K and Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8): 703—706.

Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X, Tang W, Wang E and Chen L. 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23: TC1006.

Clark M K, House M A, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X and Tang W. 2005. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, 33(6): 525—528.

Enkelmann E, Ratschbacher L, Jonckheere R, Fleischer M, Gloaguen R, Hacher B, Zhang Y and Ma Y. 2006. Cenozoic exhumation and deformation of northeastern Tibet and the Qinling: Is Tibetan lower crustal flow diverging around the Sichuan Basin? *Geol Soc. Amer. Bull.*, 118(5—6): 651—671.

Enkin R J. 1991. The stationary Cretaceous paleomagnetic pole of Sichuan (South China block). *Tectonics*, 10(3): 547—559.

Kirby E, Reiners P W, Krol M A, Whipple K X, Hodges K V, Farley K A, Tang W and Chen Z. 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inference from $^{40}Ar/^{39}Ar$ and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 21(1): 1—19.

Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Schärer U, Zhong Dalai, Liu Xiaohan, Zhang Liangsheng, Ji Shaocheng and Trinh Phan Trong. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251: 3—84.

Meng Q, Wang E and Hu J. 2005. Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: Implication for continued clockwise rotation of the South China block. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 117(1—2): 396—410.

Roger F S, Calassou J, Lancelot J, Mattauer M M and Xu Z. 1995. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshuihe fault zone, west Sichuan, China): Geodynamic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 130: 201—216.

Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F and Liu Y. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 276: 788—790.

Tang Yingjun and Zong Guanfu. 1987. Fossil mammals from the Pliocene of the Hanzhong region, Shaanxi province, and their stratigraphic significance. *Vertebrata Palasiatica*, 25(3): 222—235.

Tapponnier P, Peltzer G and Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. in: Coward M P and

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www

Ries A C. eds. Collision Tectonics. Geological Society of London Special Publication 19. 115—157.

Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, Chen L, Chen J and Li W. 1998. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River and Dali Fault Systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China. Special Paper of Geology Society of America. 327.

Wei Wenbo, Unsworth M, Jones A, Booker J, Tan Handong, Nelson D, Chen Leshou, Li Shenghui, Solon K, Bedrosian P, Jin Sheng, Deng Ming, Ledo J, Kay D and Roberts B. 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 292(5517): 716—719.

Zhang Peizhen, Shen Zhengkang, Wang Min, Gan Weijun, Roland B, Molnar P, Wang Qi, Niu Zhijun, Sun Jianzhong, Sun Hanrong and You Xinzhao. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from GPS data. *Geology*, 32(9): 809—812.

Dextral strike-slip and tectonic transformation of the northern Longmen Shan fault belt from Late Neogene: A case study from the Qingchuan fault

Fan Chun[1]　Wang Erchie[2]　Wang Gang[2]　Wang Shifeng[3]

(1. Key Laboratory of Marine Evolution and Hydrocarbon Accumulation Mechanism, Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083; 2. State Key Laboratory of Lithosphere Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029; 3. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085)

Abstract

As an eastern boundary of the Qinghai-Tibetan plateau, the Longmen Shan fault belt devided the Songpan-Ganzi orogen from the Sichuan Basin on the Yangtze Block. A Study in the latest years have indicated that the middle and south segments of the Longmen Shan fault belt experienced right lateral shearing coeval with thrusting in Late Cenozoic time. The Qingchuan fault is an embranchment of the Longmen Mountain fault belt, we have found dextral strike-slip movement of the Qingchuan fault from field survey and remote sensing in Late Cenozoic. Many streams were offset along the fault, with a maximum of dextral offset being about 17 km. The Jiaozi ding dome absorbed part of the offset at the southwest terminal, and the Hanzhong Basin absorbed most of the offset at the northeast terminal of the Qingchuan fault. Combined with strike-slip activities of the main fractures in the Qinghai-Tibetan plateau, the activity age of the Qingchuan fault was discussed. Furthermore, the mechanism for dextral strike-slipping of the Longmen Shan in Late Neogene was briefly explored in the paper.

Key Words　The Qingchuan fault; Dextral strike-slip; Tectonic transformation; Late Neogene; The Longmen Shan in Sichuan

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www