

海原走滑断裂带及其尾端挤压构造

邓起东¹⁾ 张维岐²⁾ 张培震¹⁾ 焦德成²⁾ 宋方敏¹⁾ 汪一鹏¹⁾
B.C.伯奇菲尔³⁾ P.莫尔纳³⁾ L.雷登³⁾ 陈社发⁴⁾
朱世龙⁵⁾ 柴焱章²⁾

提 要

研究了青藏高原东北部地区海原活动断裂带的几何学、运动学和动力学特征、左旋位移总量及全新世滑动速率,对海原走滑断裂带东南端发育的尾端挤压区的构造特征及地壳缩短量进行了研究,分析了走滑断裂带的走滑量与端部挤压区地壳缩短量之间的转换平衡关系。

关键词: 海原 走滑断裂 尾端挤压构造 地壳缩短

青藏高原东北边缘地区发育了四条弧形活动断裂带,海原活动断裂带就是其中规模最大、活动最为强烈的一条断裂带。

海原活动断裂带是一条左旋走滑型断裂,内部结构复杂,活动强烈,并在其东南端形成一个罕见的挤压构造区。最近几年来,我们沿此断裂带进行了1:50000地质填图,本文拟根据填图结果对这一条走滑断裂带及尾端挤压构造等有关问题进行一些讨论。

一、海原走滑断裂带

海原活动断裂带中、西段走向280—290°,东南段320°,是一条典型的不连续的左旋走滑断裂,带内作羽列状分布着11条次级剪切断层(SF),其主要特征见表1和图1。

总体来看,海原活动断裂带内的次级剪切断层与断裂带总方位的交角约10—15°,其规模不等,短者仅5—8km,长者可达50—70km,其中以南、西华山北麓断层规模最大,可达73km。它们均具有强烈的左旋走滑特征,错断横跨断层的地质体、水系、山脊、冲洪积扇及人工建筑。不同年代的地质体和地貌体所反映的这些剪切断层的位错幅度不同。最大的左旋位错分布于南、西华山北麓断层中段,该处断层使前寒武系大理岩和角闪岩、前寒武系和早第三系之间的不整合面及上、下第三系之间的界线(包括上新统)左旋错移了12—14.5km(图2)。此外,北嶂山北麓断层使下志留统左旋错动10km,夹于哈思山南麓断层带中的泥盆系断片已与断层北盘泥盆系母岩相距6km,说明其左旋错动量应大于6km。

我们在另文中已经讨论过海原活动断裂带的演化,说明海原走滑型断裂带是在前第四纪区内发育的一系列北西至北西西向逆断裂系背景上发展起来的,11条次级剪切断层是在走滑断裂形成过程中在剪切应变带内迁就不同的先存逆断裂的某些段落形成的。由于逆断裂切割

1) 国家地震局地质研究所; 2) 宁夏回族自治区地震局; 3) 美国麻省理工学院地球、大气和行星科学系;
4) 中国地质大学; 5) 国家地震局。

表 1

海原活动断裂带次级剪切断层活动特征简表

Table 1 Main characteristics of the secondary shear faults of the Haiyuan active fault zone

断层编号	断层名称	断层长度(km)	断层走向	断层倾向及其变化	位移性质及其变化	构造活动特征
SF ₁	硝口-蔡祥断层	55	320—330°	SW	逆走滑断层*	A级河流变位幅度100—600m, B级河流为10—80m
SF ₂	小南川断层	7—8	330°	南段: NE 北段: SW	逆走滑断层, 南北两端为正走滑断层, 分别控制小南川盆地西缘及老虎腰观盆地东缘	A级河流变位幅度100余米, B级河流为20—30m
SF ₃	大黄沟断层	5—6	330°	NL	逆走滑断层, 南段为正走滑断层, 控制老虎腰观盆地西缘	B级河流左旋错距为30—40m
SF ₄	南、西华山北麓断层	73	305—310°	东段: NNE 中段: SSW 西段: SSW	正走滑断层, 控制西安州、海原和贾塘等晚第四纪盆地; 逆走滑断层; 正走滑断层, 控制干盐池盆地北界	走滑错距以西华山北麓逆走滑段最大, 不同地质体和地质界线被左旋错动了12—14.5km, A级河流变位幅度500—600m, B级河流变位幅度50—90m
SF ₅	黄家洼山南麓断层	9	290—310°	NNE	东段为正走滑断层, 西段为逆走滑断层	A级河流变位幅度100—500m, B级河流为20—30m
SF ₆	阴山窑断层	12	305—310°	NNE	逆走滑断层	A级河流位错幅度200m, B级河流为20—30m
SF ₇	北嶂山北麓断层	30	295—300°	东段: NNE 西段: SSW	逆走滑断层; 正走滑断层, 控制大营水盆地北界	下志留统被左旋位移10km, A级河流变位幅度为120—400m, B级河流为20—35m
SF ₈	赵家观-小红门断层	15	300°	东段: NNE 西段: SSW	正走滑断层, 控制大营水盆地南界; 正走滑断层, 控制邵水盆地北界	B级河流变位幅度20—70m
SF ₉	水泉-荒凉滩北缘断层	12	295°	NNE	东段为正走滑断层, 控制了邵水盆地南界; 西段为逆走滑断层	邵水盆地形成断层三角面
SF ₁₀	哈思山南麓断层	42	290—300°	东段: NNE 西段: SSW	荒凉滩盆地南缘为正走滑断层, 哈思山南麓为逆走滑断层, 沈家庄盆地北缘为正走滑断层	泥盆纪地层左旋错距大于6km, A级河流左旋错距100—500m, B级河流为30—73m
SF ₁₁	马厂山北麓断层	13	290—300°	东段: NNE 西段: SSW	正走滑断层, 东段控制了沈家庄盆地南界	B级河流变位幅度10—30m

* 本表走滑位移性质均指左旋走滑。

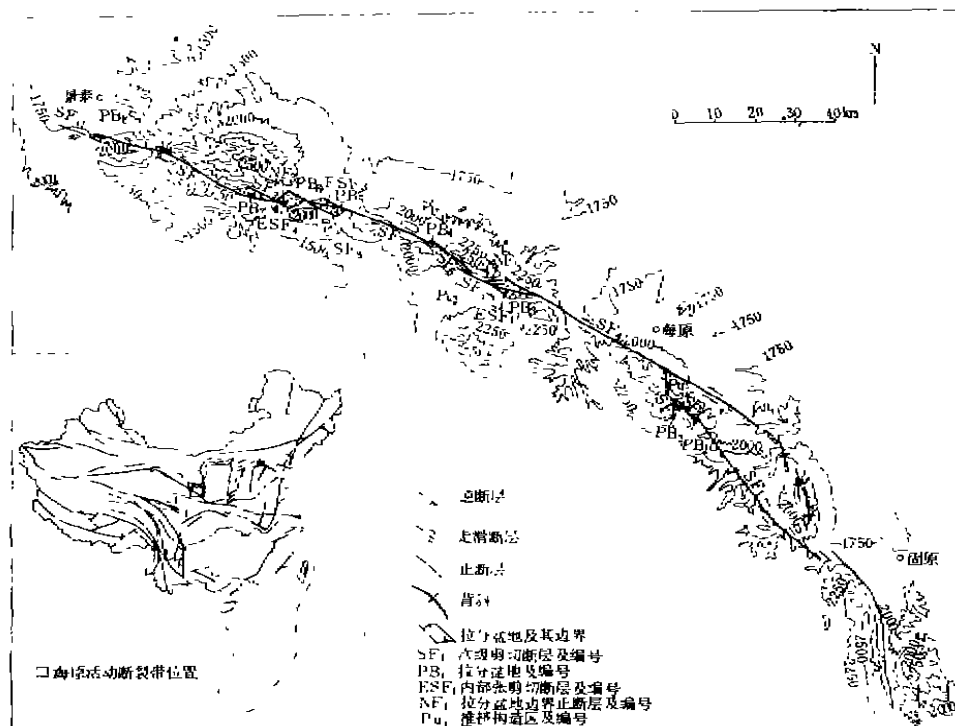


图1 海原活动断裂带分布图

Fig.1 Distribution of the Haiyuan active fault zone.

的最新地层为早更新世早期的砾石层, 因此, 可以认为这一条走滑断裂开始形成于早更新世中晚期至中更新世初^[1-3]。由此可见, 上述地质体的位错量应是这一时期以来海原活动断裂的左旋走滑位移总量。根据邻近地区覆盖于这一套砾石层之上的黄土年龄测定结果^[4], 推测这一套早更新世砾石层的年龄约为120—140万年, 估计海原活动断裂带走滑活动的开始年代约为120—73万年。由此得到的自120—73万年以来海原活动断裂带的滑动速率约为11.7—19.2mm/a。

区内除了黄河、园河等规模较大、年龄较老的河流以外, 其它河流和冲沟根据其流程长短、阶地发育情况、河谷形态和切割深度等可以分为A、B、C、D四级, 其中, 根据10个¹⁴C样测定结果, B级河流的形成年龄约为6000—8000年, D级小冲沟的形成年代很新, 根据其溯源侵蚀速率计算, 应小于1000年。我们沿海原活动断裂带测量了277个水平位移数据, 其中绝大部分都是A、B、C三级河流和冲沟的左旋变位值。利用B级水系的位错幅度和年龄值, 得出海原活动断裂带部分次级剪切断层全新世水平滑动速率(表2)。由表2可见, 不同次级剪切断层的平均滑动速率不同, 对海原断裂带而言, 总的估计是6—10mm/a。

海原活动断裂带中羽列的11条次级剪切断层形成10个阶区(岩桥区), 其中8个阶区为左阶排列, 形成拉分区, 另两个为右阶排列, 形成推挤区(PU)。在两个推挤区发育有近南北向的逆断层, 区内挤压变形强烈、岩石破碎, 但由于它们均发育在前新生代基岩分布区, 其现

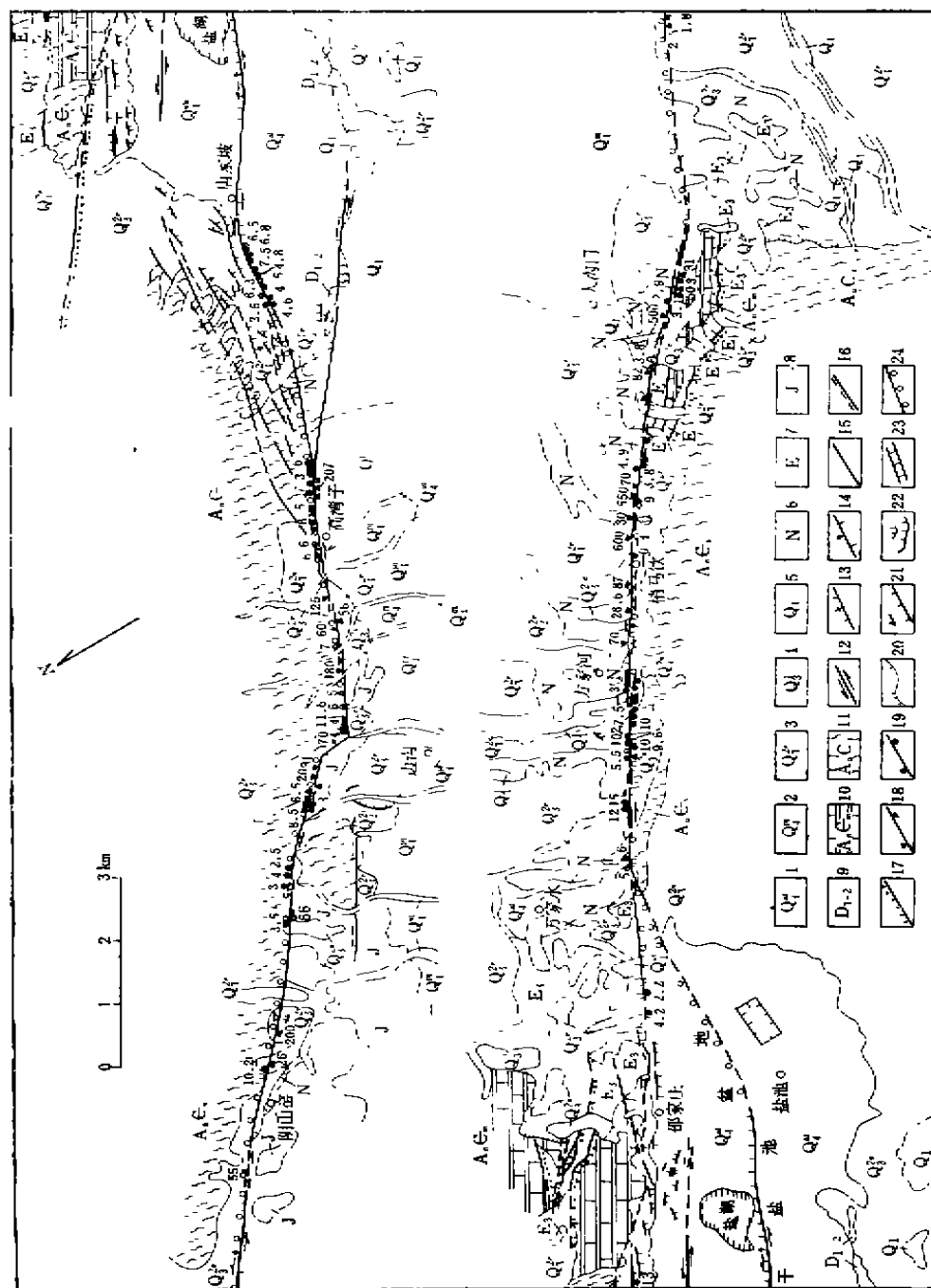


图 2 海原活动断裂带中段地质图

Fig. 2 Geological map of the middle segment of the Ilavuan active fault zone.

1. 全新统冲积层; 2. 全新统砂质粉土; 3. 上更新统风成层; 4. 上更新统下部; 5. 下更新统; 6. 中更新统; 7. 新统; 8. 旧罗系; 9. 中、下泥盆统; 10. 前寒武系千岩片; 11. 前寒武系片岩; 12. 老塘断层; 13. 正断层; 14. 逆断层; 15. 全新世活动断层; 16. 前全新世活动断层; 17. 志留统; 18. 水溪垅群及基岩; 19. 地槽褶皱及山向; 20. 不整合界线; 21. 地震陡坎; 22. 地震滑坡; 23. 地震圈槽; 24. 地震地表破裂带。

表2 海原活动断裂带主要次级剪切断层全新世滑动速率统计表

Table 2 Slip rates of Holocene along some secondary shear faults of the Haiyuan active fault zone

次级断层名称	B级水平位移量及统计个数		位移经历的时间 (a, B. P.)	平均滑动速率 (mm/a)
	平均位移量(m)	统计个数(个)		
硝口-修祥断层	41.5	30	8000—6000	5.19—6.92
南、西华山北麓断层	55	38	8000—6000	6.88—9.17
黄家洼山南麓断层	48.5	4	8000—6000	6.06—8.08
哈思山南麓断层	41.1	47	8000—6000	5.14—6.85
马厂山北麓断层	19.0	5	8000—6000	2.40—3.32

代活动性不易区分。在8个拉分区则形成极为典型的拉分盆地(PB, 图2)。它们一般为菱形或长条形, 大者数十平方公里, 小者仅数平方公里。据钻孔资料推测, 大多数拉分盆地于中更新世初期开始形成, 最大沉积厚度大于750m。部分小型拉分盆地可能是晚更新世才开始形成。拉分盆地两侧受边界走滑断层的控制, 这种断层是次级剪切断层的一部分, 具有正走滑断层的特征; 两端发育有边界正断层(NF), 表现为阶梯状高角度正断层, 与边界走滑断层成大角度相交; 在某些拉分盆地的内部还发育有一条具有张剪切性质的断层(ESF), 与次级剪切断层成10—15°的交角, 而与海原活动断裂带总体延伸方向一致。

拉分盆地内部张剪切断层(ESF)直接控制拉分盆地全新世和现代沉降中心, 沿断层形成低断层崖, 并且有明显的左旋走滑位移, 小型冲沟均发生左旋错动, 但极少见有A级河流变位发育。因此, 我们认为它们是在拉分盆地发育后期才形成的最新活动的断层。由于这种张剪切断层的发育, 使拉分区两侧的次级剪切断层相互连通, 从而使拉分区的拉分作用逐渐减弱, 沿剪切带的剪切应变更集中释放。表3列出了这些拉分盆地的主要特征。关于海原活动断裂带和带内拉分盆地的形成机制, 已有另文讨论, 此处不再赘述^[1-3]。

1920年12月16日在海原活动断裂带上发生了一次8.6级地震, 并沿断裂带形成了一条长达237km的地震地表破裂带。填图查明, 海原地震地表破裂带可分为15条破裂段, 各段主要特征见表4。破裂带常表现为地震沟槽-鼓包系列、低断层崖、凹槽和地堑等构造类型。15条破裂段沿次级剪切断层、拉分盆地内部张剪切断层和边界正断层发育。在拉分盆地内部张剪切断层发育的情况下, 边界走滑断层一般少有地震地表破裂分布。我们沿地震地表破裂带测量了268个水平位移及部分垂直位移数据, 大部分水平位移值均来自前述D级年青冲沟的错动, 部分是根据山脊、小型冲积锥和人工设施等错动标志测量的。分析这些数据可知, 1920年海原8.6级地震的最大水平位错量达10—11m, 也位于南、西华山北麓断层中段, 与前述地质体及水系最大位错分布段相一致。图3是其中石卡关沟三条年青冲沟错动的平板仪测量结果。由最大位移段向东西两侧, 水平位移值成波浪式衰减。总的来说, 在次级剪切断层上水平位移值大, 垂直位移量小, 至拉分区, 水平位移值减小, 垂直位移值增大。

通过以上叙述, 我们可以认识到海原活动断裂带自早更新世中晚期至中更新世初以来, 一直表现为一条左旋走滑断裂带, 而且, 正在由一条不连续的走滑断裂向线性走滑断裂转变。自早更新世中晚期以来, 断裂带最大左旋走滑总量可达12—14.5km。全新世, 断裂仍然强烈活动, 其滑动速率为6—10mm/a。1920年地震时, 整条断裂再一次破裂和位移, 最大左

表3

海原活动断裂带中拉分盆地的主要特征

Table 3 Main characteristics of the pull-apart basins with the Haiyuan active fault zone

编号	盆地名称	规模			第四系厚度(m)	形成时代	基岩时代	内部张裂切断层发育情况			
		长度(km)	宽度(km)	长宽比				名称	产状	性质	长度(km)
PB ₁	小南川盆地	2—3	1	2—3	很薄	Q ₂ —Q ₄					
PB ₂	老虎腰碗盆地	2	2	1	很薄	Q ₂ —Q ₄					
PB ₃	干盐池盆地	8	3	2.7	>176.15	Q ₂ —Q ₄	An-E	干盐池-唐家墩断层(ESF ₁)	280—300°, 东段倾向北, 西段倾向南	左旋走滑正断层	13
PB ₄	秦家湾盆地	2	1	2	很薄	Q ₂ —Q ₄		三角城断层(ESF ₂)	290°	同上	>2
PB ₅	大营水盆地	8	2.5	3.2	>750.15	Q ₂ —Q ₄	D—T	高寨坪断层(ESF ₃)	286°, 倾向南	同上	9
PB ₆	邵水盆地	4	3	1.3	>335.15	Q ₂ —Q ₄	S—D	邵水盆地西端断层(ESF ₄)	近EW, 倾向南	同上	1.5
PB ₇	荒凉滩盆地	5	1.5	3.3	>120.91	Q ₂ —Q ₄					
PB ₈	九家庄盆地	8	2	2.5		Q ₂ —Q ₄					

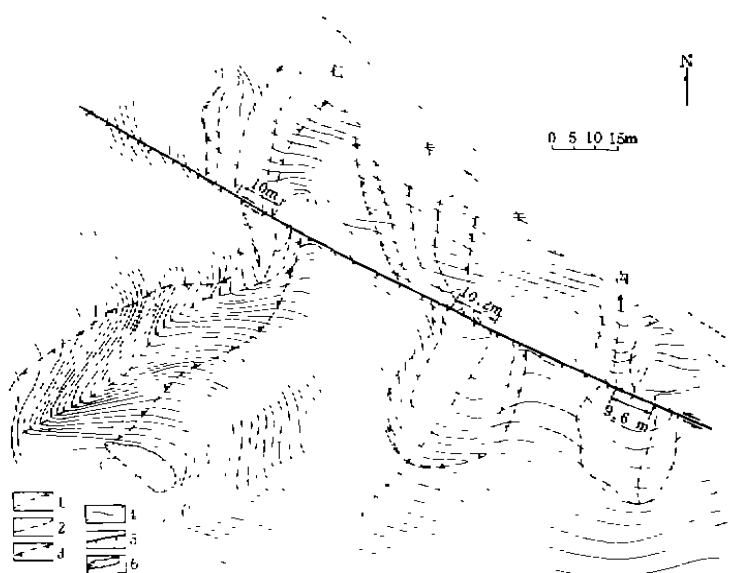


图3 南、西华山北麓断层中段石卡关沟1920年海原地震引起的水平位错(平板仪测量结果)

Fig.3 Horizontal dislocation at Shikaguan gully along the middle segment of fault at north pediment of the Nanhua Mountain and Xihua Mountain, produced by the 1920 Haiyuan earthquake, (resulted from the table measurement)

1. 冲沟中心线及流向; 2. 冲沟内壁线; 3. 冲沟外壁线; 4. 等高线(等高距为1m); 5. 断层及1920年地震陡坎; 6. 黄土陷坑

表4

1920年海原8.6级地震地表破裂带特征简表

Table 4 Main characteristics of the surface rupture zone produced by the 1920 Haiyuan earthquake

编号	破裂段名称		走向	长度 (km)	与活动构造的关系	水平位移值(m)			垂直位移
						平均值	最大值	计算个数	
1	月亮山东麓破裂		315—320°	65	沿SF ₁ 分布,南段沿六盘山东麓逆断裂北稍延伸	3.45	4.2	22	不明显
2	小南川破裂		330°	7	沿SF ₂ 分布	4	4	1	不明显
3	大黄沟破裂		330°	2	沿SF ₃ 分布	5.10	7.5	3	最大 >1.5m
4	南、西华山北麓破裂	东段	305—310°	51	沿SF ₄ 东段分布	2.90	4—5	44	最大 >2.5m
		中段			沿SF ₄ 中段分布	5.68	10—11	22	不明显
		西段			沿SF ₄ 西段分布	3.16	6.5	9	>1.5m
5	黄家洼山南麓破裂	东段	300°	8	沿SF ₅ 分布	6.48	8.1	5	不明显
		西段				5.69	7	7	
6	阴山窑破裂	东段	305°	11	沿SF ₆ 分布	6	8	6	不明显
		西段				6.01	9—10	9	
7	北嶂山北麓破裂	东段	300°	20	沿SF ₇ 分布	5	6—7	11	不明显
		西段				3.37	4.3	7	
8	邵水盆地北缘破裂		290°	2—3	沿SF ₈ 分布	1.34	2	5	明显
9	哈思山南麓破裂	东段	303°	45	沿SF ₉ 分布	2.86	4—5	20	>1m
		中段				4.17	5.6	24	不明显
		西段				2.50	4	25	较明显
10	马厂山北麓破裂		290°	6	沿SF ₁₁ 分布	2.14	3.2	14	>1m
11	干盐池盆地西部边界破裂		265—290°	6	沿NF ₁ 分布				明显,累计达7—8m
12	邵水盆地西部边界破裂		58°	2	沿NF ₂ 分布		1—1.5		明显,累计达7—8m
13	干盐池—唐家坡破裂		280—290°	10	沿ESF ₁ 分布	5.26	7.6	13	最大达4.5m
14	高枣坪破裂		280—290°	8	沿ESF ₃ 分布	2.74	4—5	10	明显
15	邵水西南破裂		近EW	2	沿ESF ₄ 分布	2.24	3—3.5	10	明显

旋水平位移可达10—11m。

二、海原活动断裂带东南端尾端挤压区的构造变形及地壳缩短量

在海原左旋走滑断裂带的东南端发育了一个挤压区。它包括马东山褶皱区、六盘山东麓逆断裂带和小关山逆断裂带。其走向近南北,与海原活动断裂带成大角度相交(图4)。

六盘山东麓逆断裂带北起硝口一带,与海原活动断裂带东南段的硝口-蔡祥断层(SF₁)之间以几条作左阶排列的小型北西向断层过渡,其总体走向近南北向,为逆断裂,但在其北端的过渡段走向为330—350°,仍具有左旋走滑特征。断裂倾向西,下白垩统六盘山群向东逆

冲于第三系红层及第四系砾石层之上。在北段的海子峡可以看到出露完好的断层剖面, 断层产状为 $230^{\circ} \angle 67^{\circ}$, 全新世河漫滩及阶地砾石层均被断层错断(图5)海子峡河也发生60m的左旋位错。

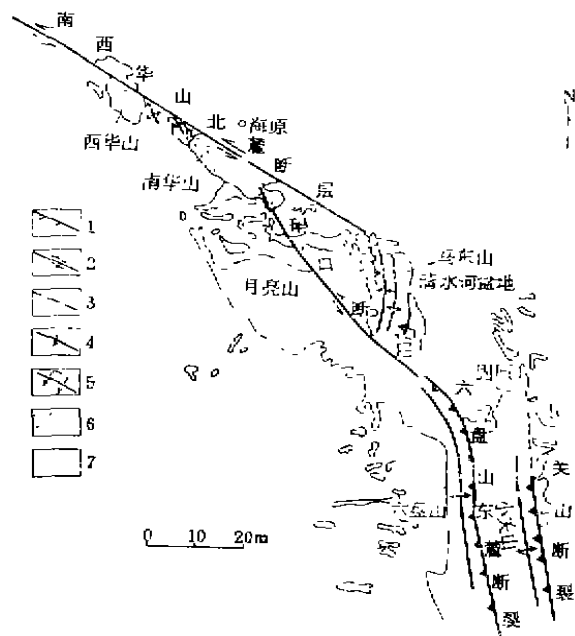


图4 海原活动断裂带东南端构造分布示意图

Fig.4 Sketch map of structure at the southeast end of the Haiyuan active fault zone.

1. 逆断裂; 2. 走滑断裂; 3. 推冲断裂; 4. 背斜; 5. 倒转背斜; 6. 前白垩系; 7. 白垩系-新界

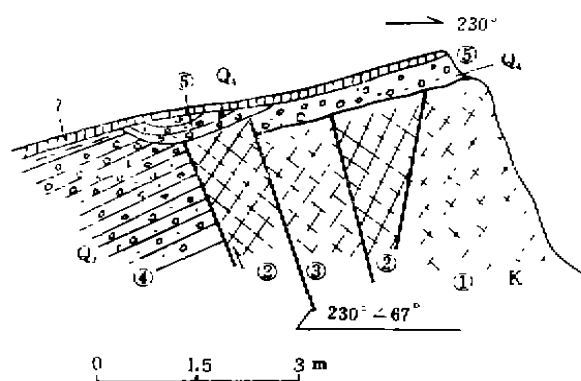


图5 海子峡六盘山东麓逆断裂带中的一个断层剖面

Fig.5 A section showing thrust fault along the east pediment of Liupan Mountain at Haizixia.

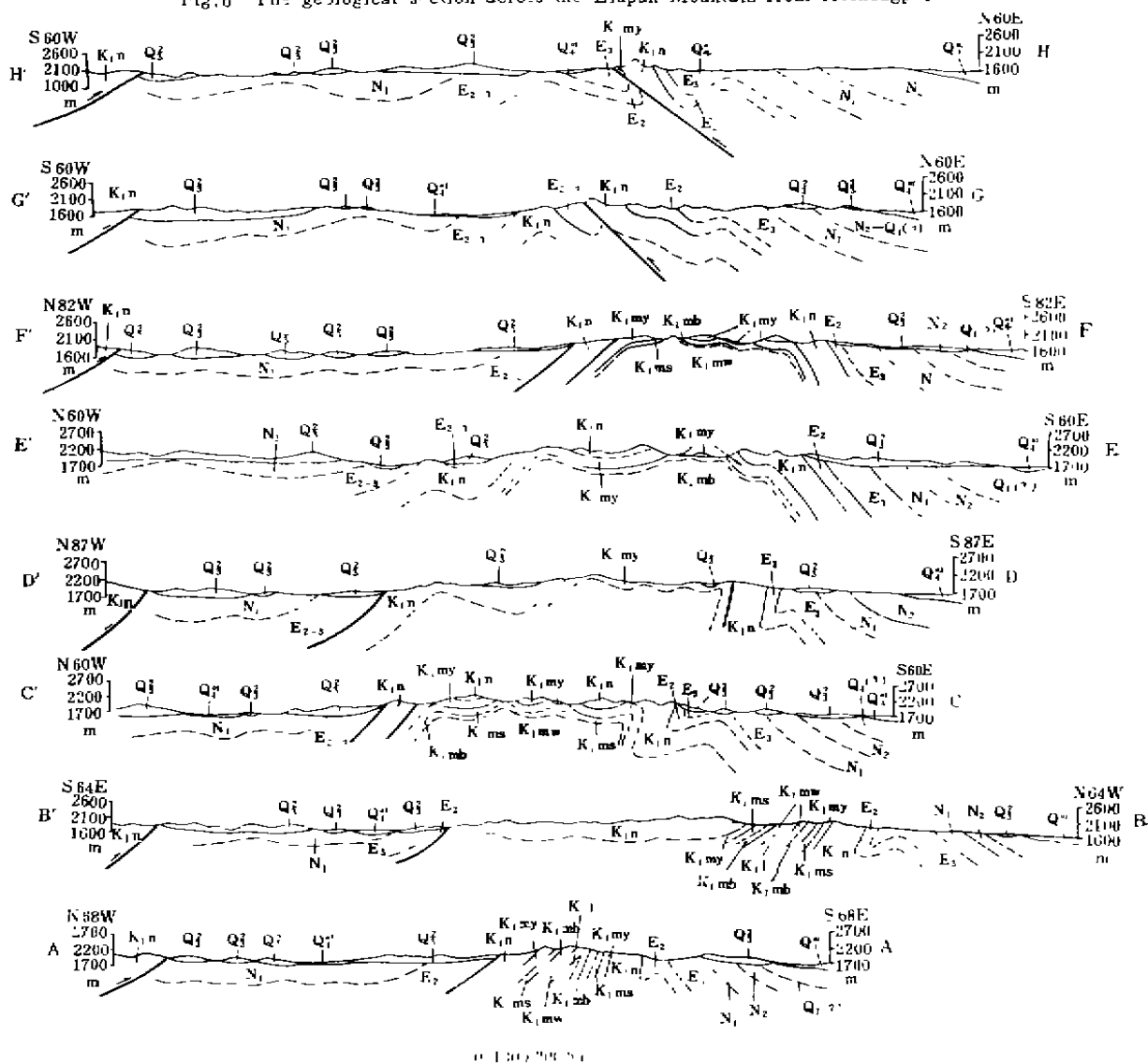
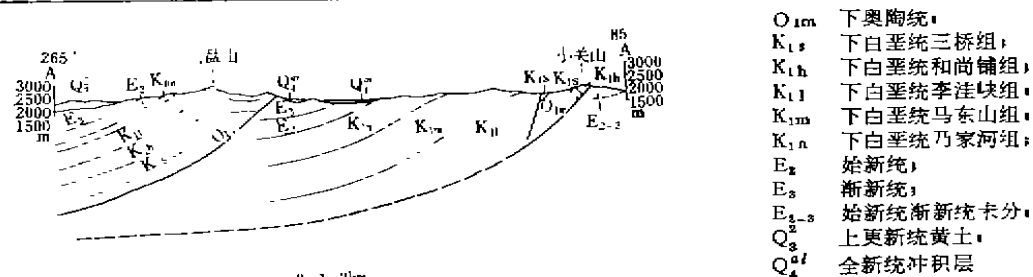
K₁ 下白垩统; Q₄ 全新统; 1. 灰绿色断层破碎带; 2. 灰黑色断层破碎带; 3. 灰黄色断层破碎带; 4. 全新统灰黄色砾石层; 5. 全新统灰色砾石层; 6. 近代古沟谷堆积; 7. 黄土

六盘山东麓逆断裂带上盘形成一个断坡型背斜, 六盘山主峰及其东坡为这一背斜的核部, 向西, 背斜的西翼地层逐渐变缓, 始新统以平行不整合覆盖于六盘山群之上。断裂带下盘由第三系红层和第四纪冲、洪积物组成(图6)。第四系不整合于第三系之上, 说明六盘山地区的构造开始形成于第三纪末, 断裂影响的最新地层为第四系, 说明第四纪以来断裂继续活动。

六盘山东麓逆断裂上盘岩层走向近南北至 340° , 但靠近断裂200—300m范围内, 岩层走向往往偏转为 310° — 330° , 并形成一些规模很小的褶皱, 一般长度只有数百米, 向北西倾伏。它们应是六盘山东麓逆断裂早期运动过程中所形成的牵引褶皱。这些牵引褶皱与主断裂的关系说明六盘山东麓逆断裂在早期逆冲活动过程中还伴随有右旋滑动分量。但据前述水系错动情况, 说明这一条断裂北段在第四纪活动过程中却伴随着左旋走滑活动。

小关山逆断裂带位于六盘山东麓逆断裂带以东约14km处, 二者走向近于平行。该断裂倾向西, 倾角约为 40° — 50° , 下白垩统六盘山群向东逆冲于早第三纪红层之上, 上盘地层形成一个断坡型背斜, 主要由六盘山群组成, 但核部出露奥陶系厚层灰岩, 背斜东翼较陡, 下盘地层由下白垩统和少量第三系红层组成(图6)。

马东山的构造变形不同于六盘山东麓和小关山逆断裂带, 主要以褶皱变形为主。马东山的总体走向为 350° , 但其内部构造的走向为 10° — 20° 。在马东山北端, 海原活动断裂带中段的



南、西华山北麓断层(SF₄)东端与马东山构造带相接,但该断层东端晚第四纪的活动性较低,主要的走滑活动已转移到硝口-蔡祥等次级剪切断层之上(SF₁-SF₃)。

马东山褶皱带主要由三个背斜成左阶斜列组成:套子沟背斜、陈庄背斜和寺口子背斜(图7)。卷入褶皱的地层包括下白垩统、第三系及可能属于第四纪初期的杨忠堡砾石层。

套子沟背斜位于马东山褶皱带的南端,主体走向20°左右,北段轴向偏转为340°,主要由六盘山群上部和第三系组成。该背斜的西翼为正常翼,倾角一般为30—50°,东翼比较复杂,所有白垩系和第三系红层底部的岩层都被倒转为倾向北西,倾角70—80°,向东,第三系红层恢复正常,倾角一般为50—70°,杨忠堡砾石层亦已倾斜,与上新统成过渡关系。

陈庄背斜为马东山褶皱带中部的一个背斜。由六盘山群马东山组、乃家河组和第三系红层组成,轴向约15°,是一个双向倾伏的箱状不对称背斜。其核部发育有三个次级小背斜。

寺口子背斜位于马东山褶皱带的最北端,背斜南段轴向为20°左右,为一正常褶皱,由下白垩统和第三系组成,北、中两段轴向340—350°,为一向西倒转的背斜,北段西翼还被一倾向东的逆断层所切割。该断层平行于寺口子背斜,使下白垩统逆冲于第三系红层之上,上盘的下白垩统向西倒转,形成一个倒转背斜。下盘产生了一个倒转向斜。寺口子背斜东翼地层倾向北东,倾角40—50°,并在第三系中形成两个次级歪斜形状的背向斜。

综上所述,马东山的构造比较复杂。斜列的三个背斜似乎说明在它们的形成过程中,在挤压作用的同时还存在左旋剪切作用。不仅如此,主要背斜的北部均向北西偏转,这表明它们还遭到过左旋扭动。

关于马东山褶皱的形成时代目前尚有两种不同的看法。一种意见认为形成于第三纪末,因为在寺口子背斜东翼可能属于早更新世的羊圈堡砾石层不整合地覆盖在第三纪红层之上;另一种意见认为在套子沟背斜东翼发现的杨忠堡砾石层不同于该处出露的上新统砾岩,其时代可能更新,也可能属于早更新世,但这一套砾石层已卷入套子沟背斜,因此,认为马东山褶皱变形的时代应在杨忠堡砾石层之后,即第四纪早期。目前还无法对此作出肯定的结论,有待进一步工作。

上述挤压构造的存在说明这一地区的地壳经历了一个缩短的过程。我们计算了这一地区的地壳水平缩短量,它包括通过沿逆断裂和褶皱作用所产生的缩短量。

六盘山的地壳缩短主要沿着逆断裂和所伴随的上盘褶皱发生,沿六盘山东麓逆断裂在东西方向的水平缩短量约为5.5—6.5km,将上盘背斜和下盘向斜展平,可以获得大约2km的水平缩短量。因此,总的东西方向的缩短量为7.5—8.5km。

小关山沿东西方向的水平缩短量约5—6km。

由于马东山的褶皱轴是弯曲的,所以,沿某一特定方向所估算的地壳缩短量不一定能够代表整个褶皱带的总缩短量。因此,我们将这一褶皱带划分成若干段落,使所有的褶皱在同一段落内互相平行,并垂直于这些褶皱计算其缩短量,然后对各段所获得的缩短量进行比较来求得其总缩短量。我们通过马东山褶皱带的不同部位作了8条剖面(图7),计算了其中7条剖面的地壳缩短量,其量值十分相近,变动范围为5.4—6.2km,据此,可求得平均地壳缩短量为 5.7 ± 0.75 km。

横跨马东山褶皱带不同部位所得到的缩短量相近,说明褶皱北段向北西偏转发生在它们形成以后而不是同时。否则,未偏转部分的缩短量应等于偏转部分的缩短量和偏转量之和。

背斜偏转部分与未偏转部分的走向之夹角为 30° — 40° , 将这些偏转部分恢复成未偏转时的走向, 可以获得马东山褶皱带在其形成之后还可能遭到了 $5.0 \pm 1\text{km}$ 左右的左旋变位。

三、走滑断裂与其端部挤压构造的转换平衡

沿一条走滑断裂或剪切带的位移不可能无休止地进行下去, 它必然在沿断裂带的某一位, 往往在断裂带的两端被吸收和调整, 从而使整个断裂带在能量上达到新的平衡。

走滑断裂端部吸收调整区可分成两类, 一类为拉张区, 另一类为挤压区。其中, 最常见的是拉张型的吸收调整区, 挤压型吸收调整区的发现和报导很少, 只是有人曾报导过发育于灰岩中的压溶构造^[9], 其他尚未见到实际构造变形的实例。海原活动断裂带尾端挤压构造就是这种构造变形的一个实例。

剪切带或走滑断裂尾端张性区比尾端挤压区常见的原因是因为岩石的抗张强度远小于抗压强度。所以, 当断裂端部奇异应力场的张应力和压应力值都同时达到岩石抗张应力的临界值, 位于挤压区内的岩石不可能发生破裂, 但是, 如果在走滑断裂的端部存在一个塑性区或在挤压区内存在合适的先存断层的情况下, 端部褶皱和逆断裂等挤压构造就可能出现。通过前述填图所得到的资料, 在海原活动断裂带东南端就存在这种挤压构造。

通过断裂力学的理论分析, 我们研究了走滑断裂端部的奇异应力场和破裂分布问题。由于篇幅的关系, 证明过程从略, 其结论是对于一条左旋剪切裂纹(或走滑断裂)来说, 最大拉应力沿与裂纹成 70.5° 角的面发生, 最大挤压应力则沿 -70.5° 的面发生。因而, 海原走滑断裂带东南端的褶皱轴和逆断裂的走向应该是 10° 左右。前已述及, 该区主要褶皱和逆断裂的走向为 350° — 20° , 与上述理论分析结果基本一致。

以下我们着重讨论海原走滑断裂带与其尾端挤压构造的转换关系。

前已述及, 海原活动断裂带自早更新世中晚期以来的左旋位移总量约 12 — 14.5km , 大致 14km 左右。而其东南端各构造带的地壳缩短量是: 六盘山为 7.5 — 8.5km , 小关山 5 — 6km , 而马东山为 $5.7 \pm 0.75\text{km}$, 后者在形成以后由于左旋走滑引起的偏转量为 $5.0 \pm 1\text{km}$ 。

但是, 以上只是一些总的情况, 还有两个问题需要讨论, 即多期变形引起的地壳缩短的区分问题及有关马东山褶皱带变形时代的不同认识所引起的一些不同的可能性问题, 以下, 我们进一步来讨论这些问题。

海原活动断裂带东南端地区最早的构造变形发生于上新世末, 这一时期所产生的缩短量可以通过横跨硝口—蔡祥断层的剖面来大致进行估算, 计算结果表明总逆冲量约 2km 左右(或 1.4km 的水平缩短量), 加上展开上盘和下盘中的褶皱, 可以获得 1.6 — 1.8km 的水平缩短。除去硝口—蔡祥断层在最年青变形时期由于断裂的斜冲而引起的部分缩短量, 那么, 估计大约有 1km 左右的缩短量是在早期变形阶段内产生的。类比推测六盘山东麓逆断裂在同一时期内的缩短量可能也为 1km 左右。

前已述及, 对马东山褶皱形成时代有两种不同的看法, 一种认为形成于第四纪初, 另一种认为形成于第三纪末。以下我们首先讨论第一种情况, 在这种情况下, 第三纪末期的构造活动量按上述估算表示于图8a。早更新世中晚期, 沿北西西向海原活动断裂带的左旋走滑运动开始发生, 这一构造活动事件改变了其东南端地区的构造演化, 在与其成 70.5° 角的面产生了一个走向近南北的尾端挤压区。横跨六盘山东麓逆断裂的水平缩短量在东西方向上为

7.5—8.5km, 平行于海原活动断裂方向的缩短量则为8.6—9.8km。大约1km的缩短量发生在早期构造变形阶段(图8a), 另外, 大约有1—2km的缩短量发生在最晚期的变形阶段(图8c), 因而, 在此期, 大约有6.8—7.8km的缩短量沿着六盘山东麓逆断裂发生(图8b)。

马东山褶皱带的左旋偏移表明其以东地区还应该存在一个构造来调整 and 吸收它形成之后的海原活动断裂带所产生的持续的左旋位移。小关山逆断裂带可能就是这样一条构造带。不过, 小关山逆断裂要起到这种作用, 要求海原活动断裂带向东延伸跨过马东山北端终止在小关山逆断裂的北端(图8b)。但目前在小关山和马东山之间看不到任何断层的迹象, 因为, 该处恰被清水河盆地所覆盖。由于马东山褶皱带晚第四纪活动很弱, 这一条断层即使存在, 也可能被清水河盆地晚第四纪沉积所覆盖。

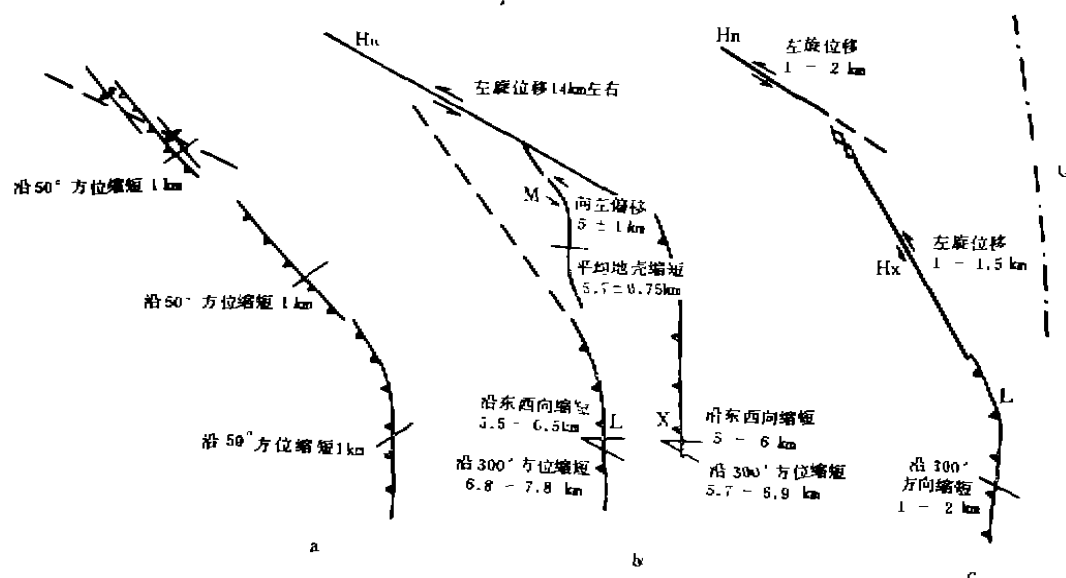


图8 海原活动断裂带东南端构造演化模式图

Fig.8 The model for the tectonic evolution at the southeast end of the Haiyuan active fault zone.

Hn, 海原活动断裂带南、西华山北麓断层; Hx, 海原活动断裂带硝口-蔡祥断层; M, 马东山褶皱带; L, 六盘山东麓逆断裂; X, 小关山逆断裂; Q, 清水河盆地

小关山在东西方向的缩短量为5—6km, 平行于海原活动断裂走向的缩短量为5.7—6.9 km。在最晚构造期之前, 马东山和六盘山的缩短量分别是 5.7 ± 0.75 km和6.8—7.8km, 它们分别加上5.7—6.9km小关山的缩短量, 海原活动断裂带东南端挤压区相应于断裂带同期左旋走滑发生的总缩短量为11.4—14.7km。在最晚构造活动期间, 硝口-蔡祥断层的左旋走滑会给六盘山东麓逆断裂增加1—2km的缩短, 在马东山一带的纬度上会增加0.6—0.8km的缩短。将其加入早期的缩短量, 可以得到海原活动断裂带东南端地区平行于海原活动断裂带的总缩短量为12.4—16.7km。它与海原活动断裂带左旋位移总量12—14.5km大体上是相当的。这一模式的基本特点是在时间和空间上合理地解释了变形的平衡过程, 但杨忠堡砾石层的时代还有待进一步工作。

若按第二种认识,即第三纪末马东山褶皱使地壳缩短了 $5.7 \pm 0.75\text{km}$,而褶皱北部向左扭曲是海原活动断裂带左旋扭动的结果。这时,六盘山的地壳缩短量或马东山褶皱偏转量和小关山地壳缩短量之和,即 $10.7\text{—}14.7\text{km}$,应与海原活动断裂带的左旋位移量相当。同样,加上最年青构造活动阶段引起的地壳缩短量,则六盘山地区平行于海原活动断裂带的总缩短量是 $11.7\text{—}16.7\text{km}$ 。总体来看,它与海原活动断裂带的左旋位移总量也是大体相当的。这一认识的问题是羊圈堡砾石层的时代同样没有确切的年龄数据,而且,虽然得到了总体变形平衡模式,但在各阶段变形平衡问题上还存在一些困难,有待进一步研究。

四、结 束 语

海原活动断裂带是一条强烈活动的左旋走滑断裂带,走滑断裂带本身以脆性剪切变形为主,形成不连续的次级剪切断层及在不同类型的阶区(岩桥区)发育拉分盆地和推挤构造。自早更新世中晚期以来,其左旋位移总量可达 $12\text{—}14.5\text{km}$ 。在海原活动断裂带东南端形成了一个尾端挤压区,以逆断裂和褶皱变形为其特点,它的走向与海原走滑断裂带成大角度相交,其地壳缩短量与海原走滑断裂带的走滑位移总量基本相当。

(1988年9月收到)

参 考 文 献

- [1] 邓起东等, 1987, 海原活动带1920年地震断层带的基本特征及其形成机制, 现代地壳运动研究(3), 地震出版社。
- [2] Deng Qi-dong et al., 1986, Variation in the geometry, and amount of slip on the Haiyuan Fault Zone, China and the surface rupture of the 1920 Haiyuan earthquake, Earthquake Source Mechanics, Geophysical Monograph 37 (Maurice Ewing 6), pp.169—182.
- [3] 陈社发、邓起东, 1985, 南、西华山北麓断裂带中拉分盆地的构造组合及其演化模式, 现代地壳运动研究(1), 地震出版社。
- [4] Burbank, D. W. and Li Jilin, 1985, Age and palaeoclimatic significance of the loess of Lanzhou, North China, Nature, V.316(1).
- [5] Pollard, D.D. and P. Segall, 1987, Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, in Atkinson, B.K., Fracture Mechanics of Rock, Academic Press, pp.277—340.

HAIYUAN STRIKE-SLIP FAULT ZONE AND ITS COMPRESSIONAL STRUCTURES OF THE END

Deng Qi-dong¹⁾, Zhang Wei-qi²⁾, Zhang Pei-zhen¹⁾, Jiao De-cheng²⁾,
Song Fang-min³⁾, Wang Yi-peng¹⁾, B. C. Burchfiel³⁾, P. Molnar³⁾,
L. Royden³⁾, Chen She-fa⁴⁾, Zhu Shi-long⁵⁾ and Chai Zhi-zhang²⁾

Abstract

Haiyuan active fault zone is a main active fault in the northeast boundary of Qinghai-Xizang plateau. Geologically, mapping of 1:50,000 has been made along the fault zone. The results show that Haiyuan active fault zone, 237km long, striking WNW

in its west segment and striking NW in the east segment, has been a strike-slip fault sense since middle-late early Pleistocene. The horizontal offset is 12—14.5km from middle-late early Pleistocene, with the slip rate of 11.7—19.2mm/a. The strong activity has been going on since the beginning of the Holocene, with the sinistral strike slip rate of 6—10mm/a.

Haiyuan strike slip fault zone consists of 11 secondary shear faults, mostly left stepping pinnate, partly right stepping pinnate. 8 pull-apart basins and 2 pushed-up blocks were formed along the fault zone. Pull-apart basins showing 2 types of romb and elongated, big ones began to develop in middle Pleistocene, small ones in late Pleistocene. The largest thickness of sediments is greater than 750m. A tensile-shear fault with the sinistral strike-slip was formed in some pull-apart basins.

The tensile-shear fault links up two secondary shear faults which control pull-apart basin, intersecting them with low angle. After the formation of this kind fault, pull-apart process of the basin decreased and pull-apart basin gradually became feeble and die. The thrust faults intersecting the secondary shear faults with high angle was formed in the pushing area, appeared as an uplift in topography.

A great earthquake of magnitude 8.6 occurred in Haiyuan, in December 16, 1920. The surface ruptures of earthquake can be divided as 15 fracture segments, which developed along secondary shear faults, tensile shear faults on pull-apart basin and boundary normal fault at both ends of pull-apart basin. The horizontal dislocation of 268 values have been measured. The maximum displacement of left-lateral strike-slip is 10—11m.

At the southeast end of Haiyuan strike slip fault, a rare end compressional area, which consists of thrust fault zone of east pediment of Liupan Mountain, Madong Mountain fold zone and Xiaoguan Mountain thrust fault zone, striking nearly NS, was formed. The detail mapping and studying have been made on the deformation features of these compressional structure belts and calculation on the amount of crust shortening have been made, and the value is about 12.4—16.7km, which is about equal to the sinistral offset amount of Haiyuan active fault zone.

Key words: Haiyuan, Strike-slip fault, Compressional structure of the end, Crustal shortening.

- 1) Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing, China.
- 2) Seismological Bureau of the Ningxia-Hui Autonomous Region, Yinchuan, China.
- 3) Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, U. S. A.
- 4) Geological University of China, Wuhan, China.
- 5) State Seismological Bureau, Beijing, China.