

内部张剪切断层与强震发生的构造部位

吴章明

(国家地震局地质研究所, 北京)

摘 要 几个发生在较大规模拉分区附近的强震或特大地震震中区的构造分析表明: 拉分区内部张剪切断层与新活动幅度大的次级走滑断层的交汇部位是强震或特大地震的发生场所。据库仑破裂准则及实验结果, 对内部张剪切断层的力学成因机制进行了分析, 认为内部张剪切断层是次级走滑断层所夹持的块体在简单剪切作用下, 块体内部发育的里氏破裂。并从统计、地质方面的研究结果提出了内部张剪切断层的形成条件。

关键词 内部张剪切断层 成因机制 拉分盆地 地震活动

引 言

一些作者从不同的角度讨论过剪切带的地震活动性问题^[1,2,3], 认为行阶相同的次级剪切断层连接部位的拉分区, 地震活动频率高、震级小; 而行阶相异的次级剪切断层连接部位的推挤区, 地震活动频率低、震级大。作者通过近几年在西藏中部地区活断层的调查和海源断层带短期野外工作后发现这两个地区的三次 8 级及 8 级以上的地震活动与新发现的一种盆地内部构造—内部张剪切断层有关。因此, 剪切带内的拉分区无强震活动的看法值得探讨。

1 拉分盆地的构造组合

野外观察和实验研究表明: 走滑断层带(主断层)通常由若干条次级走滑断层呈羽列或雁列组成。有时, 次级走滑断层本身又由更次一级的走滑断层组成。按断层的滑动方式和相邻两条次级断层的空间关系, 呈羽列或雁列的次级走滑断层有右行左阶、右行右阶、左行右阶、左行左阶四种不同的排列方式(图 1)。两条次级走滑断层行阶相同时, 在它们的连接部位形成张性构造, 如正断层、张性盆地等; 行阶相异时则形成挤压构造, 如逆断层、隆起构造等。

拉分盆地就是走滑断层带内, 次级走滑断层行阶相同时, 断层运动在两条次级走滑断层的连接部位产生的构造盆地, 是走滑断层带内局部张应力作用下的产物。盆地平面形态为菱形、长条形或正方形。地貌上的表现受次级走滑断层位移量大小和拉分盆地形成以前的原始地形两个因素影响。若原始地形平坦, 则在拉分作用下, 拉分区表现为整体下降, 此时可在拉分区形成低洼区, 如湖泊、沼泽或其它类型的洼地; 若原始地形起伏不平, 即使拉分作用较强, 也不一定形成平坦的低洼地形。因此, 不能仅以拉分区的

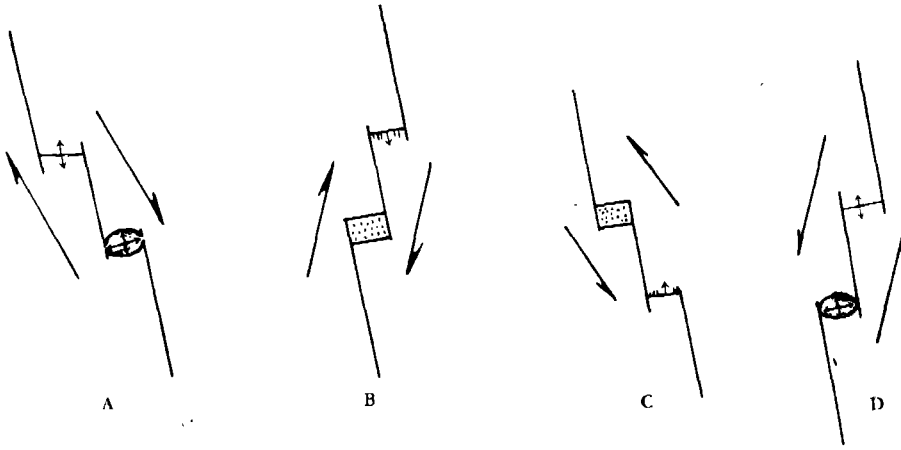


图1 走滑断层带内次级走滑断层的四种排列方式

a、右行左阶 b、右行右阶 c、左行左阶 d、右行右阶

地貌形态来推断拉分盆地的年龄或演化阶段。

典型的拉分盆地的主要构造要素有：边界走滑断层、边界正断层和内部张剪切断层^[4,5]。边界走滑断层与盆地长轴方向平行，位于盆地两侧，是次级走滑断层在拉分盆地两侧的延伸部分。因受局部张应力作用影响，其性质已与次级走滑断层不同，为正走滑断层。边界正断层位于盆地长轴的两端，与次级走滑断层呈大角度相交，并且被限制在两条次级活动断层之间。力学性质以张性为主，也具少量的走滑分量。内部张剪切断层指拉分盆地内部连通两条次级走滑断层，并与之呈小角度相交的正走滑断层，其走向往往与剪切带总体走向相近^[4,5,6]。内部张剪切断层在几何上，与剪切带的总体走向交角小于 15° ，与边界走滑断层的交角小于 22° （表1）；平面上，呈直线状或略呈反“S”形；力学性质上，为正走滑性质（图2）。

2 内部张剪切断层与强震发生的构造部位

表1列出了海原、崩错、格林错、念青唐古拉山南东麓断层带内拉分盆地中，所发育内部张剪切断层的几何与位移参数。图3是与近期 $M \geq 8$ 级地震活动有关的三个拉分盆地构造略图。可见，内部张剪切断层在平面上由一条或多条次级断层呈羽列或雁列排列而成；剖面上表现为断坎，以水平位移为主，并且具一定的垂直位移。表明：内部张剪切断层以走滑为主，兼具倾滑分量。

内部张剪切断层发育早期，在地表断续发育。此时，拉分区以拉分作用（张性作用）为主，产生一系列张性断层，而内部张剪切断层的作用居于次要地位。如鲜水河断层带上的甘孜拉分盆地，从地震波求出的破裂长度看，在炉霍—甘孜段，内部张剪切断层已经发育^[7]，但在地表没有明显的显露。并且，甘孜拉分区中等强度的地震活动与近南北和北东向的次级正断层活动有关。如1982年甘孜6.0级地震震源机制解和余震密集分布带与一组近南北向的张剪性断层作用有关；1967年甘孜6.8级地震的等震线长轴方向

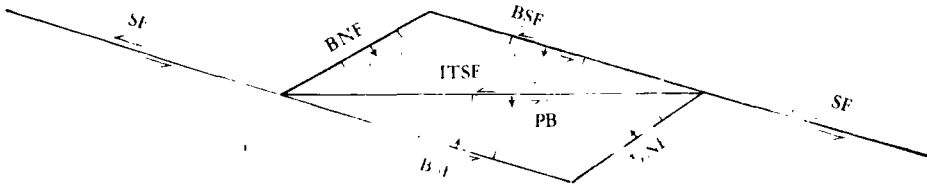


图 2 拉分盆地构造组合示意图

SF—一级走滑断层；BNF—边界正断层；BSF—边界走滑断层；
ITSF—内部张剪切断层；PB—拉分盆地

表 1 内部张剪切几何参数

断层带	拉分区	次级走滑		内部张剪切断层		剪切带总体走向 (S ₃)	S ₁ 与 S ₂ 交角 (度)	S ₂ 与 S ₃ 交角 (度)	资料来源
		断层走向	走向平均值 (S ₁)	走向 (S ₂)	水平位移 (m)				
海源断层带	干盐池	306.5°	295°	6.5—7.5	4.5		11.5	7	[4, 5]
	大营水	301.5°	286°	2.8	10—20, 0.9	290°	15.5	4	
	秦家湾	300°	290°	2	—		10	0	
	邵水	297°	275°	25—35, 2—3	—		22	15	
崩错断层带	崩错	305°	320°	0.8	0.5—1.5	310°	15	10	
	打沙	305°	325°	20, 0.5	2—3, 1.3		20	15	
念青唐古拉山南东麓断层带	躺兵错	67°	45°	7,	5, 0.5		22	15	实测
	拿色果—嘎尔波果	67°	45°	120, 11—13	30—50, 3.7	60°	22	15	
							22	15	
格林错断层带	格林错	297°	303°	—	7—9,	305°	6	2	

注：表中除干盐池和崩错拉分盆地外，内部张剪切断层水平、垂直位移均分为两组，左边数值较大的一组为累计位移值；右边一组为最近一次地震地表破裂位移值。干盐池和崩错内部张剪切断层位移均为最近一次地震地表破裂的位移值。

和震源机制解也与北东向的张剪性断层方向一致^[8]。内部张剪切断层刚开始发育的拉分盆地，其边界正断层和边界走滑断层仍有一定的活动性。如海源断层带的干盐池盆地，1920年海原8.5级地震地表破裂在盆地的南北两侧边界走滑断层和北西侧的边界正断层上都有分布，但位移幅度远小于内部张剪切断层的位移幅度^[5]。崩错断层带内的崩错盆地也有类似的情况。

当内部张剪切断层发育成熟时，其在拉分区起主导作用。拉分盆地内的沉积物、断层地貌及地震地表破裂研究表明内部张剪切断层发育后，次级走滑断层的活动主要沿内

部张剪切断层进行,而边界走滑断层的活动明显减弱或停止,并且盆地的最新沉积和地面沉降中心为内部张剪切断层控制^[4,6]。如海原断层带内的大营水内部张剪切断层;念青唐古拉山南东麓断层带内的拿色果—嘎尔波果内部张剪切断层等。

图3中三次地震的宏观震中已经通过实地调查而得到确定^[5,6,10]。可见,强震或特大地震震中都分布在内部张剪切断层与次级走滑断层的交汇部位。研究表明:图3所示的三个拉分盆地靠震中区一侧分布的次级走滑断层的新活动幅度比另一侧次级走滑断层的新活动幅度大^[5,6,9,11]。地震发生后的最大水平位移也都位于靠震中区一侧的次级走滑断层上(表2)。1833年云南嵩明8级地震也有同样的构造背景。据研究,震中位于嵩明盆地南端的南冲一带^[12];而南冲一带正是纵贯嵩明盆地的F3与强烈活动的李子箐断层的交汇部位^[13]。显然,这里的F3即为嵩明盆地的内部张剪切断支,而李子箐断层为盆地南东侧的次级走滑断层。

图3中的三条内部张剪切断层中,崩错和干盐池内部张剪切断层分别由1951年崩错8级和1920年海原8.5级地震地表破裂组成。干盐池内部张剪切断层长13km,在平面上呈反“S”形,由正断层陡坎和鼓包—张剪性裂缝组成。^[5]。崩错内部张剪切断层在崩错湖北西端出露几百米,南东端出露了3.2km,其余部分潜没于湖区之下。崩错南东端内部张剪切断层表现为一系列次级张剪性破裂呈雁列或羽列,各破裂南西侧下降,垂直位移0.5—1.5m,量测到一个水平位移,量值为0.8m。破裂带总体走向N45°W,南西侧因下降,水位相对上升,为湿沼泽所占据,而北东侧为干沼泽。拿色果—嘎尔波果内部张剪切断层由先存断层和1411年当雄南8级地震地表破裂组成。先存断层为拿色果—嘎尔波果拉分盆地内北西侧高台地和南东侧沼泽地的分界线。平面上,由多条次级断层呈羽列排列而成;剖面上,次级断层构成地堑地垒系。表现出张剪性质。从累计位移看,先存断层曾多次活动过。1411年当雄南8级地震地表破裂大部分沿先存断层陡坎或坎下发育。地震地表破裂在平、剖面上的分布特征与先存断层相同。这表明:不论是新生的还是先存断层的继续活动,内部张剪切断层在与新活动幅度大的次级走滑断层的交汇区均可发生强震。

显然,构成拉分区的两条次级走滑断层的活动幅度不同,它们所夹持的块体(拉分盆地)的变形是不均匀的。破裂将首先在变形强烈的一段发生。1931年新疆富蕴8级地震地表破裂带表现为单侧运动,变形、破裂以及近期小震活动集中于主动盘一侧^[14],证实了上述推断。这可能就是强震震中区位于内部张剪切断层与新活动幅度大的次级走滑断层的交汇区的原因。

3 内部张剪切断层的形成条件及力学成因

盆地长宽比是拉分盆地两侧次级走滑断层相互作用强度在几何上的一种度量。长宽比值越大,相互作用越弱;反之越强。当长宽比大到一定值时,则相互作用停止。对世界范围内64个拉分盆地的统计结果表明:拉分盆地的长宽比为3:1^[15]。Mann等(1983)认为这个比值反映了那些发育历史长,平面形态呈长条形的拉分盆地(它们具更大的长宽比值)在迅速改变了的走滑环境中将被破坏的趋势^[16]。表3统计了9个发育内部张剪切断层的拉分盆地及构成拉分盆地的次级走滑断层的几何参数。可见,盆地长宽

比>1.2, 优势值为2—3.5。很明显, 量取的次级活动断层的几何参数受这些断层在地表出露程度的影响。这也是盆地长宽比变化范围较大的原因。一般地说, 盆地的长度小于或等于盆地两侧次级走滑断层的实际重迭长度。

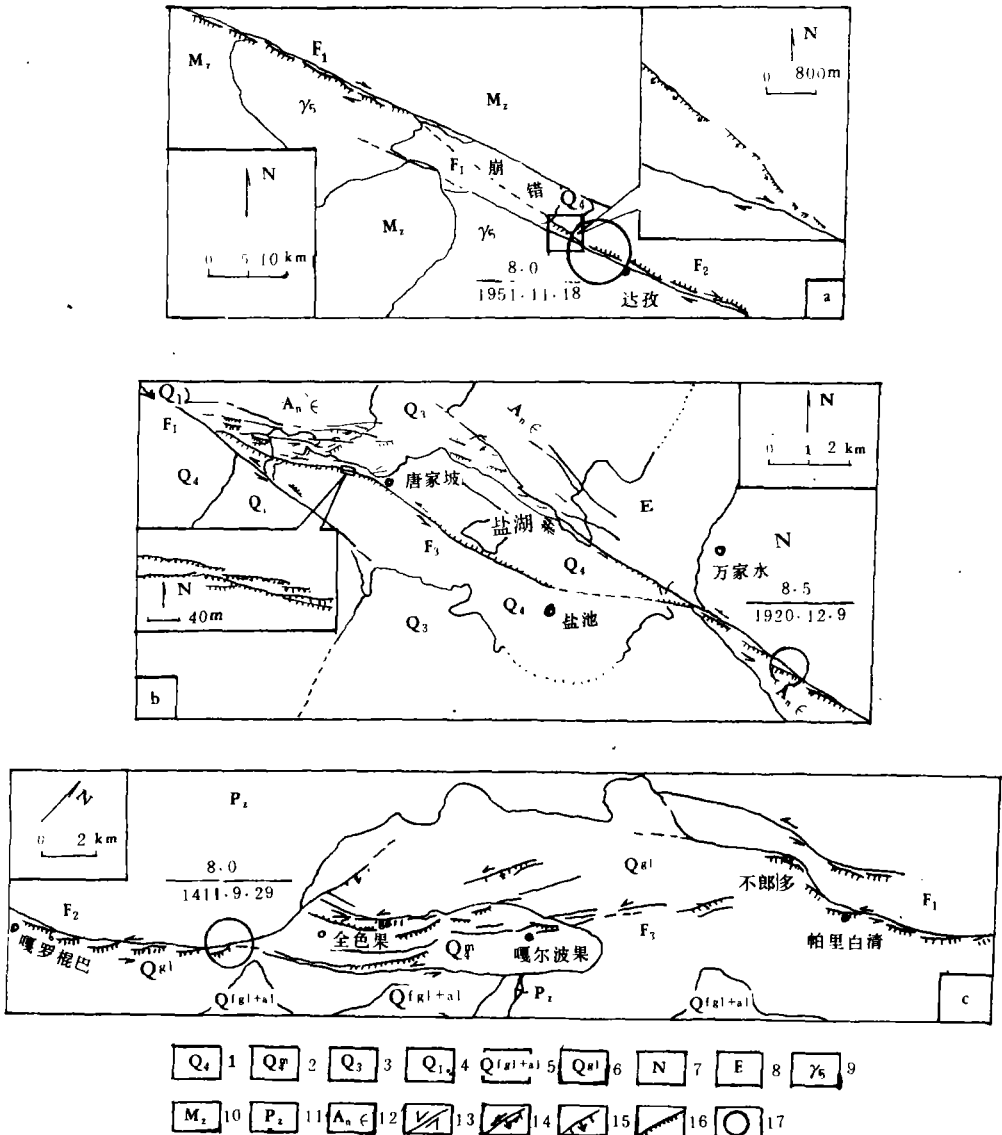


图3 三个特大地震震中区构造略图

1—全新统; 2—全世湖沼堆积; 3—晚更新统; 4—早更新统; 5—第四纪冰水、冲积物; 6—第四纪冰积物; 7—晚第三系; 8—早第三系; 9—喜山期花岗岩; 10—中生界; 11—古生界; 12—前寒武系; 13—走滑断层; 14—正走滑断层; 15—正断层; 16—地震地表破裂; 17—宏观震中

(注: 图中: F1、F2与表2、3中的F1、F2相同)

a. 1951年西藏崩错8级地震 b. 1920年宁夏海源8.5级地震 (据文献[4,5]资料编绘)

c. 1411年西藏当雄南8级地震

表2 次级走滑断层上的最大位移

拉分盆地	晚第四纪以来最大水平位移 (m)			地震地表破裂最大水平位移 (m)			资料来源
	F1	F2	位移发生年代	F1	F2	地震时间、地点	
干盐池	—	70	Q ₄ 以来	10.2	10-11	1920年海原8.5级地震	[5, 9]
拿色果—嘎 尔波果	120	200	Q ₃ 以来	5	11.6	1411年当雄南8级地震	实测
崩错	600-700	>1000	Q ₃ 以来	4.0	7.3	1951年崩错8级地震	

计算结果表明：当两条裂纹在几何上满足

$$\left(\frac{O}{L} + 2\right)^2 + \left(\frac{S}{L}\right)^2 < 4$$

(其中：O为重迭量，重迭时取“-”号。S为分离量；L为裂纹半长度)

时，则两条裂纹及其端部组成的系统趋于稳定^[17]

令：

$$K = \left(\frac{O}{L} + 2\right)^2 + \left(\frac{S}{L}\right)^2$$

由表3中次级走滑断层的几何参数得到K=0.74-3.5，平均值为2.56，都小于4。

由此得到如下推论：当拉分区演化到一定程度，拉分作用减弱或趋于停止时，内部张剪切断层才得以发育。

力学分析及实验结果表明：内部张剪切断层发育的另一个条件是拉分区拉分作用减弱或停止时，构成拉分区的两条次级走滑断层继续活动。力学分析和实验结果如下：

在简单的剪切条件下，由库仑破裂准则，从三角几何关系得到受简单剪切作用的块体内部的剪切面R、R'与剪切运动方向的夹角分别为 $\varphi/2$ 和 $(90^\circ - \varphi/2)$ 。R为里氏破裂，R'为共轭里氏破裂。 φ 为介质的内摩擦角^[6]。一般岩石的 $\mu=0.6-1.0$ ，即 $\varphi=30^\circ-45^\circ$ 。

表3 拉分盆地及次级走滑断层的几何参数

断层带	拉分区	拉分盆地几何参数				次级走滑断层几何参数						资料来源	
		长度 (km)	宽度 (km)	长宽比	面积 (km ²)	重迭量 O(km)	分离量 S(km)	O/S	F1长度 (km)	F2长度 (km)	$\frac{F1+F2}{2}$		K
海原断层带	干盐池	9	3.2	2.77	28.8	5	5	1.0	25	61	43	3.17	[4,5]
	大营水	5.1	2.65	1.96	13.5	3.1	3.7	0.84	16	16	16	2.8	
	秦家湾	2	1	2	2	1.8	1.0	1.8	17	26	21.5	3.36	
	邵水	4	3	1.3	12	3.2	3.8	0.84	26	73	49.5	3.5	
崩错断层带	崩错	25	5.5	4.55	137.5	25	5.5	4.54	70	78	74	1.8	
	打沙	8	2.2	3.64	17.6	8	2.2	3.64	78	13	45.5	2.71	
念青唐古拉 山南东麓断 层带	纳兵错	1.2	1	1.2	1.2	1.5	1	1.5	6	10	8	2.7	实测
	拿色果- 嘎尔波果	20	60	3.3	120	10	5.5	1.8	40	38	39	2.3	
格林错断 层带	格林错	75	10	7.5	750	55	13	4.2	102	90	96	0.74	

当 $\varphi=30^{\circ}-40^{\circ}$ 时, R 、 R' 与剪性运动方向的交角分别为 $15^{\circ}-22.5^{\circ}$ 和 $67.5^{\circ}-75^{\circ}$ 。因此, 里氏破裂 R 与剪切运动方向的夹角同内部张剪切断层与次级走滑断层的夹角很接近。

剪切盒实验表明: 在峰值强度或峰值强度附近的构造主要是里氏破裂。 R 、 R' 这组共轭破裂中, 通常只有 R 发育^[18,19]。泥巴实验表明: 在简单剪切作用下, 粘土表面首先看到两组共轭剪切裂纹。随着变形的发展, 与作用力偶接近的一组明显发育, 而另一组却逐渐闭合^[19]。其原因是前一组随着变形的发展向张裂面方向转化, 使破裂面上的正应力减少, 有利于剪切破裂的发育; 后一组随着变形的发展向挤压方向转动, 使破裂面上的正应力增加, 不利于破裂的发育。

显然, 这里的里氏破裂 R 与内部张剪切断层在力学性质、平面几何及力学形成条件上都有很好的一致性。因此, 可以认为: 内部张剪切断层是拉分区两侧次级走滑断层所夹持的块体, 受简单剪切变形所发育的里氏破裂。

4 结论与讨论

综上所述, 拉分盆地内部张剪切断层与强震的发生有密切关系。一些强震或特大地震震中就位于内部张剪切断层与新活动幅度大的次级走滑断层的交汇部位。内部张剪切断层是拉分区发展演化到一定程度, 次级走滑断层继续活动, 在连接区相互作用的产物; 是次级走滑断层所夹持的块体在简单剪切作用下, 块体内部发育的里氏破裂; 力学性质上属正走滑断层。

内部张剪切断层与拉分区附近强震或特大地震发生的密切关系的揭示可能说明: 拉分区的地震活动性随拉分区的发展演化而变化。在拉分区发展演化早期, 地震活动表现为高频率的小震活动; 当拉分区发展演化到一定程度, 拉分区内的拉分作用为内部张剪切断层作用所代替时, 在内部张剪切断层与新活动幅度大的次级走滑断层的交汇部位, 可发生强震或特大地震。

由表 3 可见, 发育内部张剪切断层的拉分盆地的规模变化范围很大。理论上讲, 太小规模的拉分盆地, 如躺兵错拉分盆地, 即使内部张剪切断层发育, 次级走滑断层强烈活动, 也难以发生强震或特大地震。事实也是这样, 与近代特大地震有关的干盐池、崩错、拿色果—嘎尔波果三个拉分盆地的面积分别为 28.8、137.5 和 120km², 规模都比较大。但现有的资料还不足以确定多大尺度的拉分盆地内的内部张剪切断层才与强震或特大地震的发生有关。这是一个有待进一步研究的问题。

从人类的生存环境而言, 盆地区往往是人类密集栖息的场所。因此, 走滑断层带内的拉分盆地的地震活动性有必要重新认识, 决不可低估拉分盆地, 特别是规模较大的拉分盆地区强震发生的可能性。

(1991 年 5 月 13 日收到的稿)

参 考 文 献

- 1 Koide H. et al., 1977, Geometric patterns of active strike-slip faults and their significances as indicators for areas of energy release In: *Energeics of geological processes*, Saxena S. K. ed. New York Springer Verlag, PP46-66
- 2 Segall P. et al., 1980, Mechanisms of discontinuous faults, *J. G. R.*, Vol. 85, pp4337-4350

- 3 Bakum W. H. et al., 1980, Implication of seismicity for failure of a section of the San Andreas fault Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 70, pp185-201
- 4 陈社发, 邓起东. 南西华山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, 1期, 北京: 地震出版社, 1985. P98-106
- 5 邓起东, 等. 海源断裂带, 北京: 地震出版社, 1990.
- 6 吴章明, 邓起东. 1951年西藏崩错8级地震地表破裂带的变形特征及其形成机制. 地震地质, 1989, 12(1) P15-25
- 7 成尔林, 庞明虎. 康定-炉霍带的地震活动性及震源机制. 地震科学研究, 1983, (2) P7-14.
- 8 闻学泽, 黄圣陆, 江在雄. 甘孜-玉树断裂带的新构造特征与地震危险估计. 地震地质, 1985, 7(3), P23-32
- 9 宋方敏, 朱世龙, 汪一鹏, 等. 1920年海源地震震中的最大水平位移及西华山北缘断裂地震重复率的估计. 地震地质, 1983, 5(4): P29-38
- 10 吴章明, 申屠炳明, 曹忠权, 等. 1411年西藏当雄南8级地震地表破裂. 地震地质, 1990, 12(2). P98-108
- 11 吴章明, 曹忠权, 申屠炳明, 等. 念青唐古拉山南东麓断层的初步研究. 地震研究, 1990, 13(1) P40-49
- 12 张受生, 皇甫岗. 1833年云南高明8级地震地表破裂带的研究. 中国地震断层研究, 北京: 新疆人民出版社, 1988, P25-31
- 13 陈睿, 李坪. 小江西支断裂的滑动速率与强震重复周期, 地震地质, 1988, 10, (2), P1-13
- 14 新疆维吾尔自治区地震局, 富蕴断裂带, 北京: 地震出版社
- 15 Aydin A., and Nur A., 1982, Evolution of pull-apart basins and their scale independence, Tectonics, Vol. 1, pp91-105
- 16 Mann P., et al., 1983, Development of pull-apart basins, Journal of Geology. Vol. 91. PP529-554
- 17 杜异军, 马瑾, 李建国. 雁列式裂纹的相互作用及其稳定性, 地球室学报, 1988, 21(增刊)
- 18 Morgenstem N. R., et al., 1967, Microscopic structure in kaolin subjected to direct shear, Geotechnique, 17, 309-328
- 19 Tchalenko J. S., 1968, The evolution of kink-bands and the development of compression texture in sheared clay, Tectonophysics, 6(2), 159-174

INTERNAL TENSILE SHEAR FAULT AND STRUCTURAL POSITION OF STRONG EARTHQUAKE OCCURRENCE

Wu Zhangming

(Institute of Geology, State Seismological Bureau)

Abstract

The analysis on structures of several strong earthquake ($M_s \geq 8$) epicentral regions shows: the position, where Internal Tensile Shear Fault (ITSF) intersects with Secondary Strike-slip Fault (SF) with larger displacement amplitude than another one in a pull-apart basin which consists of both of them, is the place where strongest earthquake ($M_s \geq 8$) will occur. Genesis of ITSF is discussed based on Coulomb Shear Failure Criteria and results of Clay Box Shear experiment. The Author suggests that the ITSF is Riedel Shear Fracture within a block which is under simple shearing. Finally, the formational geometric conditions of ITSF are discussed according to statistics, geological and geomorphological research results.