

# 活动断裂的可变破裂尺度地震行为 与级联破裂模式的应用<sup>\*</sup>

闻 学 泽

(中国成都 610041 四川省地震局)

**摘要** 初步揭示出中国大陆地区活动断裂的地震破裂尺度可变行为, 即在同一断裂部分不同轮回的破裂规模是不同的, 因而地震强度也随时间变化. 这种变化的趋势不具必然性. 根据定义的相对破裂规模, 统计表明: 两相继轮回的破裂规模相同的概率最小. 当前一轮回的破裂规模为“小”时, 后一轮回的趋于“大”的概率为 0.48; 当前一轮回的破裂规模为“中”时, 后一轮回的趋于“小”和“大”的概率分别为 0.69 和 0.25; 当前一轮回的破裂规模为“大”时, 后一轮回的趋于“大”的概率为 0, 而趋于“小”和“中”的概率分别为 0.36 和 0.64. 笔者引入并完善了“级联破裂模式”, 用于描述同一断裂部分破裂尺度的可变性和复杂性. 在总结已发生过级联破裂的走滑活动断裂基本特征的基础上, 提出这类断裂的级联破裂分段的原则. 作为应用举例, 对川西安宁河断裂带的一部分进行了级联破裂分段, 并进而评估了未来地震的可能强度以及其对应的概率.

**关键词** 活动断裂 破裂规模 级联破裂模式 地震强度 概率

**中图分类号:** P315.2 **文献标识码:** A

## 引言

“特征地震”(characteristic earthquake) 的早期概念意味着沿活动断裂带不同段落可分别复发大小相近、位移及破裂尺度也相同的地震(Schwartz, Coppersmith, 1984). 然而, 已有越来越多的证据显示, 沿同一断裂部分地震重复破裂的尺度存在可变性(Thatcher, 1990). 例如, 1906 年加州旧金山 8.2 级地震时沿圣安德烈斯断裂约 445 km 长的部分发生了破裂, 但就在同一断裂部分, 1838, 1898 和 1989 年发生的地震却仅分别为 6.5, 7 和 7.1 级, 破裂长度也仅 30~40 km (Working Group on California Earthquake Probabilities, 1995). 鉴于这种破裂尺度的可变行为, 刘百箴(1987)曾提出用“多重特征地震”一词来描述活动断裂带相同部位发生不同强度地震的现象; 丁国瑜等(1993)则提出在进行活动断裂的分段研究时应建立起破裂层次结构观的思想.

活动断裂的地震行为是目前地震研究的前沿课题之一. 本文研究的重点在于揭示中国大陆地区活动断裂带上相同部分地震破裂尺度在不同轮回的变化, 分析变化的统计特征与

<sup>\*</sup> 地震科学联合基金课题(95-07-423)资助.  
2001-01-31 收到初稿, 2001-05-20 收到修改稿, 2001-06-11 决定采用.

经验概率分布; 引入和完善可用以描述走滑型活动断裂地震破裂尺度可变行为的理论模式; 提出考虑破裂尺度可变行为的、走滑型活动断裂带的破裂分段原则, 发展相应的地震危险性评估方法. 作为应用举例, 本文最后对川西安宁河断裂带的一部分进行级联破裂分段, 估计出与不同分段方案对应的未来地震可能强度及其相应的概率.

## 1 同一断裂部分破裂尺度变化的典型例子

### 1.1 历史地震破裂延伸的经验确定方法

为了能根据地震宏观破坏区的展布估计历史上强地震时的同震破裂沿发震断裂的延伸范围, 笔者首先分析了中国大陆地区近代地震地表破裂(或余震分布)的延伸与地震烈度区分布的关系. 从中发现, 沿不同类型的活动断裂, 地震烈度的 $\geq X$ 度、 $\geq IX$ 度、 $\geq VIII$ 度和 $\geq VII$ 度区的长轴延伸长度分别近似对应于  $M8.5 \pm$ 、 $M8.0 \pm$ 、 $M7.5 \pm$  和  $M6.8 \pm$  地震破裂的延伸和长度. 例如: 1920 年宁夏海原  $M8\frac{1}{2}$  地震破裂长约 237 km(国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局, 1990), 与该地震的烈度 $\geq X$ 度区的长轴长度相当; 1976 年河北唐山  $M7.8$  主震后(最初 11 个小时)的余震分布长约 102 km(傅征祥, 1997), 介于该地震的烈度  $VIII \sim IX$  度区的长度(97 和 113 km)之间; 又如 1981 年四川道孚  $M6.9$  地震的余震分布长约 40 km, 与烈度 $\geq VII$ 度区的长轴长度大体相当(四川省地震局, 1986). 采用这种对应关系可经验性地确定历史地震破裂的延伸范围及其长度; 尽管结果仅仅是近似的, 但不会影响本研究的分析.

在详细阅读有关历史地震资料汇编(国家地震局地球物理研究所, 复旦大学历史地理研究所, 1990a, b, c; 国家地震局震害防御司, 1995; 中国地震局震害防御司, 1999)中地震宏观破坏记载的基础上, 结合一些野外调查资料, 配合相应的发震构造分析, 笔者确认和修正了有关历史地震事件的烈度分布, 进而判断出相应破裂的延伸范围及其近似长度.

### 1.2 走滑断裂的例子

川西左旋走滑的安宁河—则木河断裂带全长约 260 km(图 1a), 自有较完整强震记载的 15 世纪晚期以来, 以冕宁附近及西昌附近为界, 大地震破裂沿北、中、南 3 个不同的断裂部分发生(图 1a, b). 北面最可能于 1480 年发生的一次大地震曾使安宁河断裂带的小相岭部分几乎全部破裂(长约 80 km), 估计是一次  $M7\frac{1}{2} \pm$  的事件(闻学泽等, 2000); 然而, 该断裂部分于 1913 年发生的  $M6$  地震的破裂长度(中国地震局震害防御司, 1999)不足前一次破裂长度的  $\frac{1}{4}$ . 中部的安宁河断裂带冕宁—西昌部分, 已分别发生 1489 年  $M6\frac{3}{4}$ 、1536 年  $M7\frac{1}{2}$  和 1952 年  $M6\frac{3}{4}$  等 3 次破裂, 其中, 1489 和 1952 年的破裂长度仅分别为 1536 年大地震破裂长度的  $\frac{1}{3}$  左右. 南面的则木河断裂带部分, 也已发生过 1732 年  $M6\frac{3}{4}$  和 1850 年  $M7\frac{1}{2}$  两次不同破裂规模的地震(图 1).

根据历史地震破裂的空间分布, 滇东左旋走滑的小江断裂带中—北段至少存在 2 个大地震破裂的部分(图 2). 其中, 巧家—东川部分的历史最大尺度破裂是 1733 年  $M7\frac{3}{4}$  地震产生的, 长约 110 km(图 2a); 但在这一断裂部分上, 1966 年复发的  $M6.5$  强震的破裂长度仅 20 km 左右(图 2b). 小江西支断裂的车湖—抚仙湖部分在过去的近 300 年中发生过 3 次破裂事件, 其中, 前两次破裂(1725 年  $M6\frac{3}{4}$  和 1750 年  $M6\frac{1}{4}$ )的长度仅分别约为 45 km 和 30 km(图 2 a), 而第三次的 1833 年  $M8$  大地震破裂的长度则达 130 km(图 2b), 即前两次破裂的长度仅分别为第三次的约  $\frac{1}{3}$  和  $\frac{1}{4}$ . 另外从图 2 可看出, 以上两个发生  $M \geq 7\frac{3}{4}$  破裂

的断裂部分也是小江断裂带上几何结构相对简单的部分.

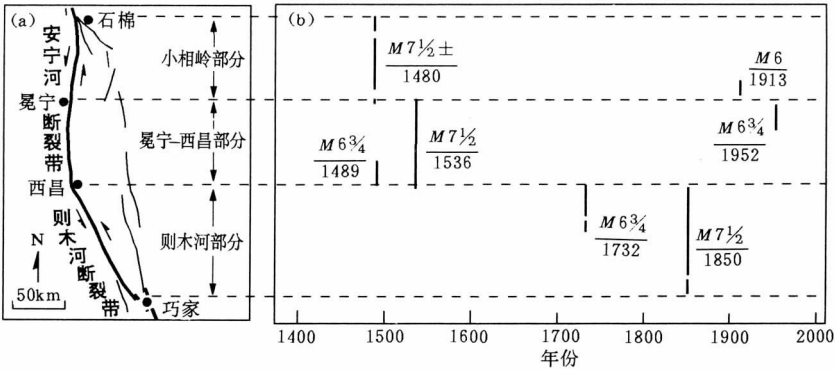


图 1 川西安宁河—则木河断裂带相同部分地震破裂尺度随时间的变化

(a) 断裂带平面展布图, 图中的粗、细线分别为主干与次级活动断裂, 箭头指示旋性; (b) 地震破裂时-空图象. 图中的破裂位置及长度由 1.1 小节的方法确定, 但 1480 年破裂的资料据闻学泽等(2000)

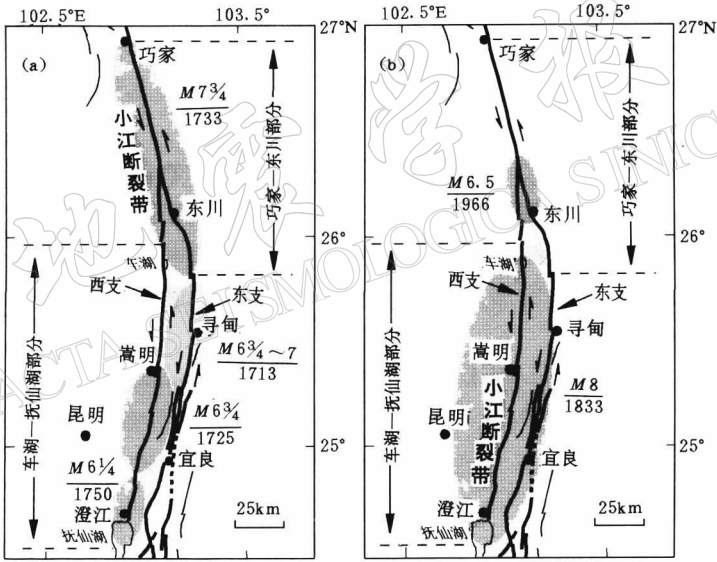


图 2 滇东小江断裂带中一北段相同部分地震破裂尺度随时间的变化以及  $M \geq 6\frac{1}{4}$  地震重破坏区展布图

(a) 18 世纪; (b) 19~20 世纪. 图中的粗、细线分别为主干与次级活动断裂, 箭头指示旋性; 近于椭圆的影区是长轴可近似为破裂长度的相对重破坏区

1.3 正断层带的例子

位于南北地震带北端的银川断陷带长约 180 km, 宽约 65 km, 是由多条北北东向的活动正断层组成的大型断陷构造(图 3). 1739 年的  $M8$  大地震重破坏区几乎覆盖该断陷构造的全部(图 3b), 表明这次破裂的规模几乎达到了该断陷构造的最大尺度; 然而, 同样是在这个断陷带, 1143 年和 1477 年发生地震的破裂尺度就要小得多(图 3a). 这说明对于相同的活动正断层部分或断陷构造单元而言, 不同轮回的地震破裂尺度也具有可变行为.

以上给出了若干典型的例子. 通过对资料的系统清理和进行类似上述的分析, 已初步

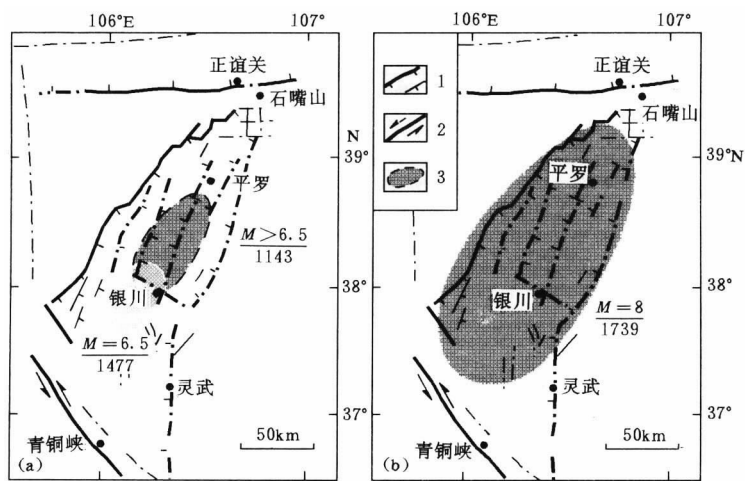


图 3 银川断陷带及其历史地震相对重破坏区分布图. (a) 12~17 世纪; (b) 18 世纪以来.

1. 主干与次级活动正断层(粗、细线); 2. 主要走滑活动断裂及其旋性; 3. 历史地震相对重破坏区, 虚线表示边界位置不确定

认识到：在中国大陆地区，沿活动断裂带同一部位的地震破裂尺度随时间变化是一种较普遍的行为. 另外，走滑型活动断裂上的破裂尺度可变行为似乎比正或逆倾滑型活动断裂上的更为普遍(详见表 1).

2 破裂尺度变化趋势的统计

为了解相同活动断裂部分的地震破裂尺度在不同轮回的变化特征，已将中国大陆地区至少有 3 个轮回地震复发的活动断裂部分及其地震事件列于表 1. 表 1 同时给出了地震破裂的规模及其随轮回的变化过程. 这里，破裂规模的大小是相对的，“大”表示破裂尺度达到或接近一个断裂部分的最大可破裂尺度；“中”表示破裂尺度约为最大可破裂尺度的 1/2；“小”表示破裂尺度小于或等于最大可破裂尺度的 1/3. 本研究考虑的最小规模破裂的地震是比最大的(可破裂尺度)地震小 1.7 个震级单位的事件，而那些再小规模破裂的地震，以及前震和余震均不作为独立的事件参予统计.

表 1 说明活动断裂地震重复破裂尺度存在多样性和复杂性，即相同断裂部分在不同轮回的地震破裂规模存在小、中、大的变化，但变化的趋势无必然性.

根据表 1 的右起第 2 栏，分别统计某种规模的破裂后在下次破裂时具有特定规模的频率，共得 48 个样本的统计结果. 用频率近似代替概率，获得在已知前一轮破裂规模(大、中、小)的条件下，后一轮的地震具有特定破裂规模(大、中、小)的近似概率分布(表 2).

表 2 说明，相同断裂部分的地震破裂规模变化趋势虽无必然性，但存在可能性的相对大小. 其中，后一轮破裂规模与前一轮相同的概率相对最小(表 2 中黑体概率值)；在两相继的轮回中，当前一破裂的规模为“小”时，后一破裂的规模趋于“大”的概率为 0.48；当前一破裂的规模为“中”时，后一破裂的规模趋于“小”的概率达到 0.69，趋于“大”的概率则为 0.25；当前一破裂的规模为“大”时，后一破裂的规模趋于“大”的概率为 0，而趋于“小”和“中”的概率则分别为 0.36 和 0.64. 另外，分析与统计发现：在两相继的轮回，尽管

表 1 中国大陆地区相同断裂部分在不同轮回的破裂规模变化及时间过程

断裂带	断裂部分	破裂事件年代(震级)					破裂规模及其 变化过程	时间 过程
		轮回 1	轮回 2	轮回 3	轮回 4	轮回 5		
走滑型								
淮南	霍山	1425(5.7)	1652(6)	1770(5.7)	1917(6.3)		小—中—小—中	①
滦县-乐亭	滦县	1624(6.5)	1795(5.5)	1945(6)	1976(7.1)		中—小—中—大	②
库玛	花石峡	1937(7.5)	1963(7)	1971(6.3)			大—中—小	③
西秦岭	甘谷	128(6.5)	143(7)	1718(7.5)	1765(6.5)		小—中—大—小	①③?
鲜水河	炉霍	1747(6.8)	1816(7.5)	1923(7.3)	1973(7.6)		小—大—中—大	①
	道孚-八美	1792(>6.8)	1793(6)	1893(7.3)	1904(7)	1981(6.9)	中—小—大—中—小	①③
安宁河	冕宁-西昌	1489(6.7)	1536(7.5)	1952(6.7)			小—大—小	②
红河	洱海	886(5.5)	1111(5.5)	1515(6)	1862(5.5)	1925(7)	小—小—中—小—大	①
剑川	剑川	1481(6.3)	1624(5.8)	1688(6.2)	1751(6.8)	1951(6.3)	中—小—中—大—中	②
小江西支	车湖-抚仙湖	1725(6.7)	1750(6.3)	1833(8)			小—小—大	①③
建水-楚雄	石屏	1814(6)	1887(7)	1934(6)			小—大—小	①③?
	楚雄-南华	1511(5.5)	1680(6.8)	1962(6.2)	1975(5.6)		小—大—中—小	②③
正倾滑型								
银川断陷	银川断陷	1143(>6.5)	1477(6.5)	1709(8)			中—小—大	②
山西断陷	临汾盆地	649(7)	1181(6.3)	1291(6.5)	1695(7.5)		中—小—小—大	②
当雄—羊八井	尼木	1901(6.8)	1924(6.5)	1937(5.7)	1955(5.7)	1992(6.5)	大—中—小—小—中	①
逆倾滑								
六盘山	六盘山	1219(≥6.8)	1306(6.5)		1921(6.5)		大—中—中	①③?
龙门山	茂汶-汶川	1488(5.5)	1657(6.5)	1940(5.5)			小—大—小	②

注：时间过程中：① 准周期复发，② 时间可预报复发，③ 丛集，两个时间过程并列表示为两种行为的组合。详细说明见正文。

破裂规模均为“小”也是可能的(概率为 0.19)，但两次“小”破裂不会发生在断裂的同一“段落”上；正如 1725 年与 1750 年两次相继的“小”破裂那样，分别发生在同一断裂部分的两个不同的“段落”上(图 2a)。

表 2 可用于对特定断裂部分未来的破裂规模或地震强度进行概率意义上的评价。本文第 4 节将涉及到该表的应用。

根据表 1 和表 2，一个断裂部分在发生一次规模为“大”的破裂后，下次破裂的规模不可能是“大”，而仅可能是“中”或“小”；换句话说，“大”破裂之前，同一断裂部分总是会至少先发生一次(多数情况至少两次)“中”或“小”规模的破裂。这种现象的物理机理仍不清楚，但可能与断层面的均匀—非均匀性的变化有关：存在“中”或“小”规模凹凸体(Aki, 1979)

的非均匀断面通过“中”或“小”规模的破裂而趋于均匀，这有利于断层面“大”尺度的藕合并孕育“大”的破裂，然而，“大”的破裂又使得断层面产生新的非均匀性。

表 1 最右栏用数字指示出破裂复发的时间过程，表明相继轮回(不同规模)的破裂在时间上主要表现为：① 大体呈准线性且与强度无关的准周期性；② 破裂规模(或地震大小)与后续间隔时间呈正比的时间可预报性(Shimazaki, Nakata, 1980)；③ 短期内至少发生 2 次破裂的丛集性；除此之外，还存在准周期—丛集性(①③)和时间可预报—丛集性(②③)两种组合型时间过程。其中，丛集既包括“大”破裂及其前、后几十年的“中”、“小”破裂组成的序列，也包括(同一断裂部分)不同段落相继发生的(触发型)“中”、“小”破裂序列(如

表 2 相同活动断裂部分相继轮回地震破裂规模的对应概率

前一轮回地震 破裂规模(相对)	与后一轮回地震破裂规模(相对) 对应的条件概率		
	小	中	大
小	<b>0.19</b>	0.33	0.48
中	0.69	<b>0.06</b>	0.25
大	0.36	0.64	<b>0.00</b>

果存在的话). 前者如西秦岭断裂带甘谷部分的前、后两对破裂, 后者如鲜水河断裂带道孚—八美部分的前两对破裂(表 1). 实际上, 表 1 中除了库玛断裂带花石峡部分因地震记录时期短而仅能看出一个丛之外, 对于其余的断裂部分, 当把地震丛当作单次破裂事件对待时, 复发的时间过程不是表现出准周期性就是时间可预报性. 这与针对中国大陆 19 个活动断裂单段的研究结果(闻学泽, 1999)是一致的.

3 级联破裂模式与走滑断裂的级联破裂分段

3.1 级联破裂模式

加州地震概率研究组曾提出“级联”(cascades)破裂的概念: 一个活动断裂段落既可单独破裂而产生较小的地震, 也可与相连接的断裂段落同时破裂而产生更大的地震(Working Group on California Probabilities, 1995). 图 4 是本文提出的图解概念, 其进一步从理论上完善了级联破裂模式的涵义: 活动断裂的地震破裂分为不同的级别或层次, 低级别的级联破裂发生在基本破裂单元(如 A、B、C 和 D)上, 即较小的地震可(反复)单独破裂的断裂部分; 较高级别的级联破裂同时发生在两个或多个相连接的基本单元上; 单次破裂涉及的基本单元数目越多, 所构成的级联破裂的级别或层次就越高. 同一断裂部分, 级别越高的级联破裂出现的机遇越小, 最高级别的级联破裂将伴随着机遇小的大地震或特大地震事件.

一个断裂部分的级联破裂方案数  $m$  与相连接的基本单元数  $n$  有关, 并有  $m = n(n + 1)/2$  (Working Group on California Probabilities, 1995). 如图 4 所示, 若  $n = 4$ , 则相应应有  $(m = )10$  种不同的级联破裂方案.

与早先的“特征地震”模式(Schwartz, Coppersmith, 1984)有所不同, 图 4 所示的级联破裂模式能描述同一断裂部分地震重复破裂的尺度可变性与复杂性, 从而在理论上能更合理地描述本文第 1、2 节描述的活动断裂的破裂尺度可变行为. 一个重要的问题是, 级联破裂模式如何应用于活动断裂的破裂分段及分段地震危险性评价(闻学泽, 1998). 本文以下的内容均与这一问题有关.

3.2 已发生过级联破裂的走滑断裂特征

总结出已发生过级联破裂的活动断裂特征是非常重要的, 因为这些特征可作为制定活动断裂级联破裂分段原则的基础. 鉴于正、逆断层的级联破裂资料太少(表 1), 本小节仅总结一些已发生过至少两级级联破裂的走滑断裂的基本特征, 结果列于表 3.

由表 3 的信息归纳出可产生较大尺度级联破裂的走滑断裂一般存在如下特征: ① 在较长的距离上(一般至少应大于一次 M7 地震的可破裂长度)保持几何、结构上的相对简单, 往往无明显分岔断裂发育, 沿走向相对较平直且贯通性良好; ② 若存在几何或结构上的障

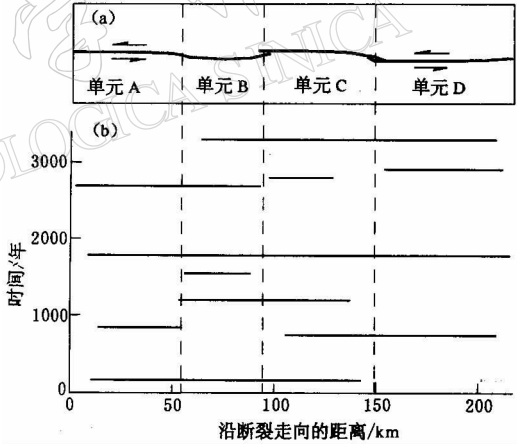


图 4 活动断裂的级联破裂模式图解  
(a) 断裂带(或部分)的示意平面图. A、B、C、D 为基本破裂单元; (b) 理想化的地震级联破裂时-空图象. 不同规模破裂出现的几率依据表 2 的结果绘制

表 3 一些发生过级联破裂的走滑断裂部分的基本特征

不同级别级联破裂事件	断裂部分的名称、长度	断裂几何与结构特征	断裂的晚第四纪活动习性特征	高级别级联破裂端部的断裂特征	资料来源
1838 M6.5 1898 M7 1906 M8.2 1989 M7.1	圣安德烈斯断裂带北段, ~450 km	走向上局部偏转 $\leq 10^\circ$ , 无明显几何障碍体, 结构单一, 无分岔	连续右旋走滑, 平均速率 19 mm/a $\pm$	北端: 约 $80^\circ$ 的走向转折; 南端: 长期蠕动段的端部	WGCEP (1995)
1733 M7.7 1966 M6.5	小江断裂带巧家—东川部分, ~125 km	走向上大部较平直, 局部拉张型弯曲 $< 20^\circ$ , 中部有一处断裂分岔	连续左旋走滑, 局部伴有正倾滑, 平均速率 6~9 mm/a	北端: 大尺度拉分区; 南端: 中尺度阶区与 1713 年破裂北端	图 2, Wen (1998)
1725 M6.7 1750 M6.3 1833 M8.0	小江西支断裂车湖—抚仙湖部分, ~150 km	较平直延伸, 局部有宽度 $\leq 800$ m 的羽列阶区, 无分岔	连续左旋走滑, 平均速率 $\sim 5$ mm/a	北端: 平直断裂部位; 南端: 无较大尺度几何结构障碍	图 2, Wen (1998)
1732 M6.7 1850 M $\geq 7.5$	则木河断裂带, ~130 km	较平直延伸, 有二处宽度 $\leq 1$ km 的羽列阶区, 无分岔	连续左旋走滑, 平均速率 5~7 mm/a	北西端: 拉张型转折区; 南东端: 大尺度拉分区	图 1, 闻学泽 (2000)
1489 M6.7 1536 M7.5 1952 M6.7	安宁河断裂带西昌—冕宁部分, ~90 km.	较平直延伸, 局部有宽度 $\leq 600$ m 的羽列阶区, 无分岔	以 5~6 mm/a 的速率左旋走滑, 南部伴有正倾滑分量	北端: 断裂结构+活动习性变化过渡区; 南端: 拉张型转折区	图 1, 闻学泽等 (2000)
1888 M $> 6.5$ 1920 M8.5	海原断裂带(景泰—硝口部分), ~250 km	由若干大型羽列断层组成, 呈一缓弧, 带内有宽 1.5~6 km 的拉分区, 但拉分区已被走滑断层作用贯通	连续左旋走滑, 平均速率 5~8 mm/a	北西端: 平直断裂部位; 南东端: 走滑—逆倾滑转换区	国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局 (1990)
1747 M6.8 1816 M7.5 1923 M7.3 1973 M7.6	鲜水河断裂带(炉霍部分), ~115 km	几何结构简单的断裂部分, 无较大尺度的几何障碍, 走向上呈 $10^\circ$ 的弯曲	连续左旋走滑, 平均速率 10~15 mm/a	北西端: 大尺度拉分区; 南东端: 无明显的几何结构障碍	闻学泽等 (1989); 闻学泽 (2000)

碍, 其尺度一般较小, 或已被后来的断裂活动所冲破; ③ 在多数的情况下, 高级别级联破裂终止于断裂上“持久性”的破裂边界处(如断裂上较大尺度的几何结构变化、蠕动段的端部、走滑—倾滑的过渡部位, 等等), 但在少数情况下也可以终止于“非持久性”的破裂边界处(如较小尺度的几何结构变化、相邻地震破裂的端部、甚至无明显几何结构变化的部位); 两者分别占 9/14 和 5/14 的比例; ④ 在较长距离内断裂的活动习性无显著差异.

根据上述特征可以看出: 断面在较长距离上保持良好的贯通性是最重要的. 贯通性使得在特定的时期中断面各处能具有良好的“匀阻性”(王绳祖, 施良骥, 1985), 而这种“匀阻性”可能是产生高级别的级联破裂的重要物理机制.

3.3 走滑断裂的级联破裂分段原则

活动断裂长期地震危险性的评估应考虑破裂尺度的可变行为, 即应以级联破裂分段作为基础. 根据前述的研究, 笔者提出走滑活动断裂的级联破裂分段原则如下:

1) 级联破裂分段将走滑活动断裂带的特定部分划分为不同级别的地震破裂段. 最低

级别的级联破裂段对应基本单元的破裂, 即单次  $M \leq 7$  地震破裂的断裂部分; 较高级别的级联破裂则对应相连接的 2 个或多个基本单元的同时破裂而产生的较大地震; 单次破裂涉及的基本单元数目越多, 构成的级联破裂的级别越高。

2) 最高级别的级联破裂分段方案代表了对未来可能发生的最大地震破裂尺度和位置的评估结果, 其两个边界(端部)在多数情况下属于持久性的, 但也可能是非持久性的; 在同一最高级别的级联破裂分段方案内, 各个较低级别的级联破裂段之间以及各个基本单元之间不存在持久性的破裂边界。

3) 判别并划分相连接基本单元的边界时, 可供参考的主要标志有: ① 最晚强震和大地震破裂的端部, 以及历史或史前相邻破裂的接合部位; ② 沿断裂带一定尺度的、有可能阻止  $M \leq 7$  地震破裂扩展的几何与结构障碍; ③ 沿断裂带的岩性及深部地球物理背景存在一定程度异常变化的部位; ④ 断裂晚第四纪活动习性及其结构同时有较明显变化的部位; ⑤ 现今小震活动及地壳形变证据反映的断裂活动习性差异的过渡部位。

4) 不同的级联破裂分段方案以不同的可能性(概率)对应下次地震的破裂现实。一个断裂部分的级联破裂分段方案总数  $m$  的上限为  $n(n+1)/2$  (Working Group on California Earthquake Probabilities, 1995), 可能的方案数量应为  $m = n(n+1)/2 - k$ ; 其中,  $n$  是组成最高级级联破裂段的、相连接的基本单元数,  $k$  是据经验排除的、在下次地震时不可能出现的级联破裂方案数。

5) 最高级别级联破裂段的长度不超过特定构造环境走滑型地震破裂的可能最大长度。

从以上论述可以看出, 走滑活动断裂带的级联破裂分段是综合断裂几何结构、深部构造、晚第四纪活动习性、历史及史前破裂时空分布、现今小震及地壳形变等资料而进行综合研究的过程。

## 4 级联破裂分段的初步应用

对于川西的安宁河—则木河断裂带, 笔者已论证了西昌和冕宁附近分别属于两处大地震破裂的边界区(闻学泽, 2000)。其中, 西昌附近是从安宁河断裂带转向则木河断裂带的大尺度拉张型转折区(图 1a), 在最近的 500 多年中至少控制了 4 次强震和大地震破裂的端部(图 1b)。在冕宁附近, 沿安宁河断裂带既存在断裂的结构和晚第四纪活动习性差异的过渡部位, 又存在深部地球物理异常差异的过渡区(闻学泽, 2000), 同时也是 4 次历史强震和大地震破裂的共同端部(图 1b)。

如图 5a 所示, 展布于上述两处破裂边界区(西昌和冕宁)之间的安宁河断裂部分长约 90 km, 历史地震破裂表现出尺度的可变性: 1536 年  $M7.5$  破裂几乎沿整个断裂部分发生, 而 1489 年  $M6\frac{3}{4}$  和 1952 年  $M6\frac{3}{4}$  两次地震的破裂则仅分别破裂了南、北两个断裂亚段(几何段)。

根据图 5a 的断裂几何结构特征与历史破裂的自然分段行为, 将安宁河断裂带西昌—冕宁部分的北、中、南 3 个亚段(几何段)划分为基本单元( $n=3$ ), 而将它们的联合破裂作为最高级别的级联破裂。这样, 级联破裂分段方案共有  $m [= n(n+1)/2 - k] = 6 - k$  种。由于最晚地震(1952 年  $M6\frac{3}{4}$ )是发生在北亚段的一次“小”规模破裂, 根据本文第 2 节的研究, 针对下次地震事件而言, 可排除北亚段再次单独破裂的方案, 从而得  $k=1$ 。因此, 实际的级联破裂分段方案数  $m=6-1=5$ (图 5b)。与各方案相应的破裂范围、最大破裂尺度、



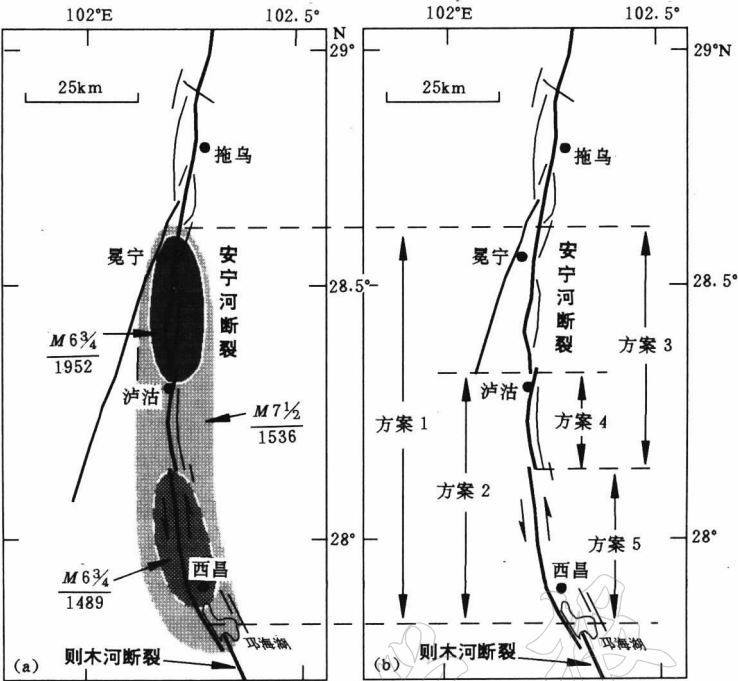


图 5 安宁河断裂带西昌—冕宁部分的级联破裂分段  
(a) 断裂带详细几何结构和历史地震重破坏区分布图；(b) 级联破裂分段方案

未来实现的可能性大小(概率)以及对应的最大地震震级等列于表 4.

表 4 安宁河断裂带西昌—冕宁部分的级联破裂分段方案、可能性与对应的未来地震震级

方案	破裂范围	相对破裂规模	最大破裂尺度 /km	概率	对应最大震级 <sup>*</sup>	
					$M_S$	$M_W$
1	全部 3 个几何段(冕宁—西昌)	大	90	0.48	7.7	7.3
2	中、南两个几何段(泸沽—西昌)	中	52	0.33	7.4	7.1
3	北、中两个几何段(冕宁—泸沽)	中	39	0.33	7.2	6.9
4	中部的几何段(泸沽以南)	小	22	0.19	6.9	6.7
5	南部的几何段(西昌及其以北)	小	30	0.19	7.1	6.8

注：由破裂长度  $L$  估算相应震级的经验公式：面波震级  $M_S = 5.12 + 0.58 \ln L(\text{km})$  (闻学泽, 1995)；矩震级  $M_W = 5.16 + 1.12 \lg L(\text{km})$  (Wells, Coppersmith, 1994).

由于该部分断裂刚发生过的破裂规模(1952 年  $M6\frac{3}{4}$ )是相对“小”的, 可从表 2 得知下次破裂规模分别属于“小”、“中”、“大”的近似概率值. 结果表明, 未来实现可能性最大的是 3 个亚段同时破裂的方案, 概率为 0.48, 伴随地震的震级最大可达 7.7(面波震级)或 7.3(矩震级); 可能性次之的是中和南两个亚段同时破裂或者北和中两个亚段同时破裂的两个方案, 概率均为 0.33, 伴随地震的震级最大可分别达到 7.4 和 7.2(面波震级)或者 7.1 和 6.9(矩震级); 可能性最小的是中或南两个亚段单独破裂的方案, 概率仅为 0.19. 因此, 综合起来看, 这部分安宁河断裂带未来地震的最大强度在  $M7.2\sim7.7$ (面波震级)之间的概率可达到 0.81(0.48+0.33).

## 5 讨论与结论

中国大陆地区活动断裂带特定部分的地震破裂尺度随时间变化的行为是较普遍的, 变化的趋势无必然性, 但存在可能性的相对大小. 本文得到的近似结果是, 相继轮回破裂规模相同的概率最小; 当前一轮回的破裂规模为“小”时, 后一轮回的趋于“大”的概率为 0.48; 当前一轮回的破裂规模为“中”时, 后一轮回的趋于“小”和“大”的概率分别为 0.69 和 0.25; 当前一轮回的破裂规模为“大”时, 后一轮回的趋于“大”的概率为 0, 而趋于“小”和“中”的概率分别为 0.36 和 0.64. 当把地震丛当作单次破裂事件对待时, 不同规模破裂复发的时间过程主要表现出准周期性或者时间可预报性.

活动断裂的长期地震危险性评估应考虑破裂尺度随时间变化的行为. 完善后的“级联破裂模式”(图 4)可合理地描述同一活动断裂部分地震重复破裂尺度的可变性、复杂性, 以及变化的趋势. 本文给出的应用例子说明, 对于特定的走滑断裂部分, 基于级联破裂分段而进行的长期地震危险性评估, 其结果趋于更加合理.

已发生过较大尺度级联破裂的走滑活动断裂部分的最主要特点是: 断面能在较长距离上保持良好的贯通性, 这可能使得在特定的时期断层面具有良好的“匀阻性”. 尽管多数情况下高级别的级联破裂终止于断裂上的“持久性”边界, 但并不排除少数情况下这种破裂会终止于“非持久性”的边界处. 因此, 判别高级别的、“非持久性的”级联破裂端部将成为级联破裂分段研究的一个难点; 充分利用历史与史前地震破裂、现今小震活动性、地壳形变和深部构造等方面的综合信息可能是有效的途径(闻学泽, 1998).

限于资料, 有关正、逆倾滑型活动断裂的级联破裂特征与分段问题, 仍有待进一步研究.

作者曾就级联破裂问题与中国地震局兰州地震研究所刘百箴研究员进行过有益的讨论, 特此致谢.

## 参 考 文 献

- 丁国瑜, 田勤俭, 孔凡臣, 等. 1993. 活断层分段: 原则、方法与应用[M]. 北京: 地震出版社, 1~143
- 傅征祥. 1997. 中国大陆地震活动性力学研究[M]. 北京: 地震出版社, 1~294
- 国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局. 1990. 海原活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1~150
- 国家地震局震害防御司(编). 1995. 中国历史强震目录[R]. 北京: 地震出版社, 1~514
- 国家地震局地球物理研究所, 复旦大学历史地理研究所(主编). 1990a. 中国历史地震图集(远古至元时期)[M]. 北京: 中国地图出版社, 1~174
- 国家地震局地球物理研究所, 复旦大学历史地理研究所(主编). 1990b. 中国历史地震图集(明时期)[M]. 北京: 中国地图出版社, 1~194
- 国家地震局地球物理研究所, 复旦大学历史地理研究所(主编). 1990c. 中国历史地震图集(清时期)[M]. 北京: 中国地图出版社, 1~244
- 刘百箴. 1987. 活断层的特征滑动行为与中强以上地震序列[J]. 中国地震, 3(3): 60~67
- 四川省地震局. 1986. 一九八一年道孚地震[M]. 北京: 地震出版社, 1~77
- 王绳祖, 施良骥. 1985. 岩石错动面的凹凸不平及两种突发失稳[J]. 地震地质, 7(3): 73~80
- 闻学泽, Allen C R, 罗灼礼, 等. 1989. 鲜水河全新世断裂带的分段性、几何特征及其地震构造意义[J]. 地震学报, 11(4): 360~370
- 闻学泽. 1995. 活动断裂地震潜势的定量评估[M]. 北京: 地震出版社, 1~150

- 闻学泽. 1998. 时间相依的活动断裂分段地震危险性定量评估及其问题[J]. 科学通报, **43**(14): 1 457~1 466
- 闻学泽. 1999. 中国大陆活动断裂的段破裂地震复发行为[J]. 地震学报, **21**(6): 616~622
- 闻学泽. 2000. 四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征[J]. 地震地质, **22**(3): 239~249
- 闻学泽, 杜平山, 龙德雄. 2000. 安宁河断裂带小相岭段古地震的新证据及最晚事件的年代[J]. 地震地质, **22**(1): 1~8
- 中国地震局震害防御司(编). 1999. 中国近代地震目录[R]. 北京: 中国科学技术出版社, 1~637
- Aki K. 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault[J]. *J Geophys Res*, **84**: 6 140~6 148
- Schwartz D P, Coppersmith K J. 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones[J]. *J Geophys Res*, **90**: 5 681~5 698
- Shimazaki K, Nakata T. 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes[J]. *Geophys Res Lett*, **7**: 279~282
- Thatcher W. 1990. Order and diversity in the modes of Circum-Pacific earthquake recurrence[J]. *J Geophys Res*, **95**: 2 609~2 623
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement[J]. *Bull Seis Soc Amer*, **84**: 974~1 002
- Wen Xueze. 1998. The Uniform-slip method for estimating mean slip-rate of strike-slip faults[J]. *J Earthq Pred Res*, **7**(3): 318~328
- Working Group on California Earthquake Probabilities. 1995. Seismic hazards in Southern California: Probable earthquakes, 1994~2024. *Bull Seis Soc Amer*, **85**: 379~439

## EARTHQUAKE BEHAVIOR OF VARIABLE RUPTURE-SCALE ON ACTIVE FAULTS AND APPLICATION OF THE CASCADE-RUPTURING MODEL

Wen Xueze

(Seismological Bureau of Sichuan Province, Chengdu 610041, China)

**Abstract:** This study reveals preliminarily the earthquake behavior of variable rupture-scale on active faults of the Chinese mainland, that is that on an individual fault portion earthquake's rupture-scale varies cycle to cycle, and hence earthquake's strength changes with time. The tendency of this variation has no necessity. On defining relative size of rupture scales, a statistical result shows that it is of the lowest probability that ruptures with the same scale occur in two successive cycles. While the rupture's scale in the preceding cycle is "small", the probability of the following rupture's scale being "large" is as many as 0.48. While the rupture's scale in the preceding cycle is "middle", the probability of the succeeding rupture being "small" or "large" scale is 0.69 or 0.25. While the rupture's scale in the preceding cycle is "large", the probability must be zero for the following rupture with "large" scale, and is 0.36 or 0.64 for the following rupture with "small" or "middle" scale. The author introduces and improves the cascade-rupturing model, and uses it to describe the variability and complexity of rupture scale on individual fault portions. Basic features of some active strike-slip faults on which cascade ruptures have occurred are summarized. Basing on these features the author proposes principles of cascade-rupture segmentation for this type of faults. As an example to application, the author segments one portion of the Anninghe fault zone, western Sichuan, for its future cascade rupture, and further assesses the probable strength and its corresponding probability of the coming earthquake.

**Key words:** active fault; rupture scale; cascade-rupturing model; earthquake strength; probability