

# 新疆地区典型潜在震源区大震 年发生率的估计<sup>1</sup>

张永庆<sup>1,2)</sup> 谢富仁<sup>1)</sup> 张效亮<sup>3)</sup> 任俊杰<sup>1,2)</sup>

1) 中国地震局地壳应力研究所, 北京 100085

2) 中国地震局地质研究所, 北京 100029

3) 中国地震灾害防御中心, 北京 100029

**摘要** 利用活动断裂定量研究资料(滑动速率、古地震等),结合新疆地区的地震构造环境特征分析,研究了典型潜在震源区大震复发模式,建立了具有区域特征的混合模型,以此评定了新疆地区典型潜在震源区大震的年发生率。混合模型由截断 G-R 关系模型和特征地震模型构成,计算时先分别计算两个模型的大震分震级档年发生率,然后根据潜在震源区地震地质资料的完备性情况、可靠程度以及大震孕育的区域性特征为两个模型的分震级档结果赋予一定权重,最后求两个模型的加权和。大震复发间隔的计算中利用汶川地震与集集地震的最大垂直位错和平均垂直位错统计关系约束了逆冲型断裂的平均位错量,潜在震源区的大震年发生率的计算考虑了级联破裂问题。结果表明,本研所得高震级档大震年发生率比第三代、第四代地震区划图小,文中对这一现象产生的原因进行了初步分析。

**关键词:** 新疆 潜在震源区 大震 年发生率

## 引言

潜在震源区大震年发生率的评定在地震区划中是一项非常重要的工作。我国第四代地震区划图对大震年发生率的评定方法是通过中强地震和小震目录的统计,利用地震带内的指数分布关系外推得到(高孟潭,2003)。然而,该方法未充分考虑离逝时间对大震复发危险性的影响,这对于大震年发生率的估计而言是不全面的。因此,在我国第五代地震区划图技术路线的设计中考虑了地质定量资料的应用(高孟潭等,2006)。

目前应用于大震年发生率评估的模型主要有两个:截断 G-R 关系和特征地震模型。截断 G-R 关系的最基本假定是:单个断裂上发生地表破裂型地震的震级-频次关系符合截断的指

1 基金项目 国家科技支撑计划(2006BAC13B01)和中国地震区划图项目(20072009)资助

[收稿日期] 2009-07-12

[作者简介] 张永庆,男,生于1972年。在读博士生。主要从事构造应力场和地震危险性分析研究工作。

E-mail:whyzyq@yahoo.com.cn

数分布,它强调地震复发在大震范围内符合 G-R 关系,其基本特征是地震震级越大,发生的次数越少。特征地震模型的基本假定是:特征地震只发生在某一个较小的震级范围内(Schwartz 等,1984),而在这个震级范围之外,特征地震不会发生,该模型在一些活动断裂的古地震研究中有所应用(冉勇康等,2003;张培震等,2003;Weldon 等,2005)。上述模型是我们对大震发生频率的统计关系的两种近似描述,实际的统计结果可能是处于两者之间的值,因此在现有研究中,往往采取混合模式,假定在单个断层上上述两种模式或者模型往往可能同时存在,即对两种模型的结果进行加权处理(Frankel 等,2002;Petersen 等,2008),这是针对大地震复发模式认识不确定提出的解决方案。

针对第五代地震区划图的要求,任俊杰等(2008)根据上述方案,提出了应用于我国板内地震断层和潜在震源区的大震年发生率的综合评估方法,并用该方法评估了三河 8 级潜源和炉霍 8 级潜源的大震年发生率。上述算例中发震断层性质是正走滑(三河潜源)和走滑(炉霍潜源),它们基本代表了中国东部和青藏高原东缘的典型潜源类型,数据处理方法上适合于该区域的数据资料情况。

新疆地震构造区位于中国西部,区内构造的挤压逆冲运动学特征显著。由于逆冲型断裂孕震过程以及地震构造定量研究资料的特点,其数据处理方式异于走滑类型,公式的使用上需要做些特殊考虑。根据新疆构造区的特点,本文选取了两个典型潜在震源区,霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带 8 级潜在震源区和柯坪断裂西段 7.5 级潜在震源区,重点分析了逆断裂大震复发周期的估计问题,利用混合模型计算了分震级档的大震年发生率,总结了解决这一问题的一般思路。

## 1 区域构造基本特征

新疆地震构造区位于欧亚大陆的中部,南与青藏高原毗邻。区内发育着挤压特征显著的大陆内部新生代再生造山带和压陷盆地,组成挤压型盆岭构造。塔里木盆地-天山-准噶尔盆地-阿尔泰山即是其典型,并形成块体区内最重要的 II 级活动块体。在这些活动块体边缘的山前拗陷内发育了近东西向的逆断裂及其控制的活动褶皱带,如在塔里木盆地西南拗陷及塔里木盆地北缘的喀什拗陷和库车拗陷,准噶尔盆地南缘的乌鲁木齐山前拗陷内均发育有多排活动逆断裂-褶皱带(内部资料:第五代区划图地震构造图及其说明)。在再生造山带内发育了许多山间压陷盆地,它们主要受近东西向活动逆断裂控制。此外,在新疆地震构造区内,还发育有北西向和北东向的活动断裂,它们分别为右旋(喀什米尔高原占多数)和左旋走滑断裂(疆北占多数)(图 1)。

新疆地震构造区为显著的挤压型盆岭构造区,区内活动断裂以逆断裂和逆走滑型断裂为主。根据第四代区划图,区内 8.5 级潜源 3 个(主控断裂逆冲 1 个,走滑 1 个,逆走滑 1 个),8 级潜源为 17 个(主控断裂逆冲 7 个,走滑[含走滑兼逆冲] 6 个,其余断层运动方式不详的 4 个),7.5 级潜源为 32 个(主控断裂逆冲 16 个,走滑[含走滑逆] 9 个,其它 7 个)。从上述数据看,新疆地区 7.5 级以上潜源的主控断裂的活动以逆冲和逆走滑为主,二者数量相近,7 级以下潜源的主控断裂以逆冲和走滑为主,但逆冲稍多。根据上述初步统计,我们选择其中 2 个具有代表性的潜在震源区:霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带潜在震源区和柯坪断裂西潜在震源区,利用截断 G-R 关系模型和特征地震模型对其分震级档的大震年发生率分别进行了估计。

## 2 方法

采用加权的特征地震模型与截断 G-R 关系模型组成的混合模型。这一组合方式从统计学

角度思考,就是允许比 G-R 模型更多的大地震发生,同时还允许比特征地震震级小的地震发生。本节主要讨论活动断裂特征地震模型、截断 G-R 关系模型的原理、混合模型计算方法以及潜在震源区大震年发生率的计算方法。

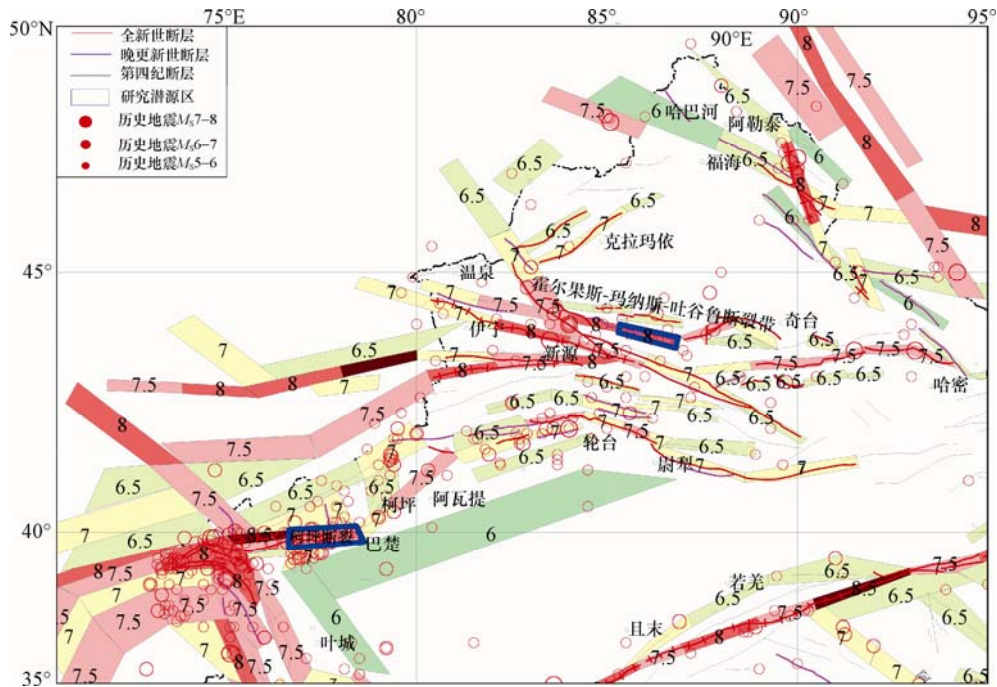


图1 新疆地区活动构造与第四代地震区划图潜在震源区叠加图

Fig.1 Active tectonic map of Xinjiang region incorporated the potential seismic zones from China seismic zonation map of fourth generation

## 2.1 特征地震模型

特征地震模型中最为关键的内容是对特征地震震级和复发周期的估计。

### 2.1.1 特征地震震级的确定

特征地震震级采用  $M_S$  震级,特征地震模型假定所有破裂源的特征地震震级分布均符合均值为  $M_i$  的正态分布,即

$$f_i(M) = \frac{1}{\sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(M - M_i)^2}{2\sigma_i^2}\right) \quad (1)$$

式中,  $f_i(M)$  为第  $i$  个破裂源的特征地震长期的震级分布;  $M_i$  为第  $i$  个破裂源的特征地震的中值;  $\sigma_i$  为第  $i$  个破裂源的特征地震震级分布的剩余标准差。

特征震级及其不确定性可以从以下三个途径来估计:(1)对于已经发生过破坏性地震的断裂(段),通常根据历史地震及仪器记录地震确定的震级进行评价,其震级上限的不确定性为  $0.14(1.65\sigma)$ (冉洪流,2009);(2)对于尚未记载到破坏性地震的断裂(段),其震级上限一般通过对该断裂(段)地震构造特点与地震带内或相邻地区进行详细比较研究后确定,其震级上限的不确定性为  $0.31(1.65\sigma)$ (冉洪流,2009);(3)根据断裂长度  $L$  和破裂面积  $A$  利用震级  $M_S-L$  或  $M_S-A$  的经验关系估计,其震级上限不确定性取决于所采用的经验公式,在本文中,该不确定性为  $0.31(1\sigma)$ 。

由于经验公式中使用的是矩震级  $M_W$ ,面波震级与矩震级的转换公式采用下式(冉洪流,2009):

$$M_S=1.412+0.845M_W, \sigma=0.11 \quad (2)$$

### 2.1.2 复发周期的确定

对特征地震复发周期的估计可以采用以下三种方法:

#### (1) 历史大震或古地震序列估计法

若断裂段发生过 2 次以上的历史大震或已揭示距今完整的 2 次以上的古地震记录, 可以利用其间隔作为特征地震的复发周期。

#### (2) 滑动速率法

根据地震原地复发的时间可预报模型 (Shimazaki 等, 1980), 一个断裂段的特征地震之间平均时间间隔  $T$ , 可由该断裂段最晚一次地震的同震平均位错量  $u$  与断层的平均地震滑动速率  $v$  两者的比值估计 (Wallace, 1984), 即

$$\bar{T} = \bar{u} / \bar{v} \quad (3)$$

式中,  $v$  为利用地质学方法得到的较长时期中断裂的平均滑动速率减去断裂无震蠕滑长期平均速率。

式 (3) 的提出是基于走滑断裂的观测结果, 用于逆断裂时, 需要让公式 (3) 的分子分母互相匹配。

#### (3) 地震矩释放率法

已知活动断裂带的分段及各段的滑动速率可以用该方法。平均复发间隔为

$$\bar{T} = \bar{M}_0 / \dot{M} \quad (4)$$

式中,  $\bar{M}_0$  为地震矩, 可由特征地震的矩震级确定;  $\dot{M}$  为地震矩释放率, 由断裂段平均滑动速率、断裂段长度、断裂面宽度、地震比例因子等确定。其中地震比例因子是指发生地震的滑动占断层总的滑动的比例, 参照加州概率工作组和美国地震区划图, 地震比例因子取 0.9 (Frankel 等, 2002; Petersen 等, 2008; WGCEP, 2008)。

### 2.1.3 未来百年大震复发概率

特征地震未来复发的概率利用条件概率进行计算。如果已知上次特征地震过后的时间长度  $T$ , 在特征地震未复发的条件下, 则地震再发生的条件概率为:

$$P(T_c < t < T_c + \Delta t | T_c < t) = \int_{T_c}^{T_c + \Delta t} f(t) dt / \int_{T_c}^{\infty} f(t) dt \quad (5)$$

式中,  $T_c$  为地震离逝时间;  $\Delta t$  为预测地震时段;  $f(t)$  为概率密度函数。

常用的地震危险性概率计算模型主要有: Poission 模型、对数正态模型和 BPT 模型 (Frankel 等, 2002; 任俊杰等, 2004; 冉洪流等, 2004; 张永庆等, 2007; Petersen 等, 2008), 我们选取上述三种地震复发概率模型, 计算未来百年内大震的复发概率。

#### (1) Poission 模型

该模型的密度函数为:

$$f_{\text{exp}}(t) = \lambda e^{-\lambda t} \quad (6)$$

式中,  $f_{\text{exp}}(t)$  为泊松模型的概率密度函数;  $\lambda$  为破裂的年平均发生率,  $\lambda=1/T_a$ 。

未来  $\Delta T$  年内发生的概率为:  $P=1-e^{-\lambda t}$ 。

Poission 分布下, 地震复发的条件概率与离逝时间无关, 其未来  $\Delta T$  年内地震年发生率是不变的, 等于平均复发周期的倒数, 即  $1/T$ 。但其不具备内在的物理基础, 是一种较保守的模型。

## (2) BPT 模型

BPT 模型是 Ellsworth 等 (1999) 和 Matthews 等 (2002) 在弹性回跳理论的基础上, 提出的具有内在物理基础的强震复发更新模型, 它是时间相依的模型。由于构造加载过程会受到一些随机事件的干扰, 表现为一种稳定加载附加布朗扰动的随机加载过程, 地震事件之间的时间间隔遵从布朗过程时间分布, 其概率密度函数如式 (7):

$$f_{\text{BPT}}(t) = \sqrt{\frac{\mu}{2\pi\alpha^2 t^3}} e^{-\frac{(t-\mu)^2}{2\mu\alpha^2}} \quad (7)$$

式 (7) 中,  $f_{\text{BPT}}(t)$  为 BPT 模型的概率密度函数;  $\mu$  为破裂的平均复发间隔;  $\alpha$  为变异系数。

当离逝时间不知道的时候, BPT 模型可以简化为类似于 Poisson 模型的数学形式 (Matthews 等, 2002), 如下式:

$$P = 1 - e^{-\Delta T / (2 * \alpha^2 * \mu)} \quad (8)$$

当  $\alpha=0.5$  的情况下, 概率值是 Poisson 模型值的 2 倍。

## (3) 对数正态分布模型

该模型的密度函数为:

$$f(T) = \frac{1}{\sigma_D \sqrt{2\pi T}} \exp\left(-\frac{[\ln(T/\bar{T}) - \mu_D]^2}{2\sigma_M^2}\right) \quad (9)$$

式中,  $\sigma_M = \sqrt{\sigma_D^2 + \sigma_P^2}$ ;  $\bar{T}$  为大地震复发间隔;  $\sigma_D$  为数据内在的不确定性;  $\sigma_P$  为参数的不确定性。该模型计算结果与 BPT 相近。

## (4) 大地震年平均发生率的计算

把未来预测时段内大震的复发概率等效于 Poisson 模型的概率, 进而计算出未来预测时段内大震的年平均发生率  $\lambda$  (周本刚等, 2006; Petersen 等, 2008):

$$\lambda = -\ln(1 - P) / \Delta T \quad (10)$$

对以上三种概率模型分别赋予一定权重, 则可得到三种概率模型综合的大震年平均发生率。即下式:

$$\lambda_{\text{Character}} = w_1 \cdot \lambda_{\text{Poisson}} + w_2 \cdot \lambda_{\text{BPT}} + w_3 \cdot \lambda_{\text{Logn}} \quad (11)$$

式中,  $\lambda_{\text{Character}}$  为特征地震模式综合评价年发生率;  $\lambda_{\text{Poisson}}$  为 poisson 模型的年发生率;  $\lambda_{\text{BPT}}$  为 BPT 模型的年发生率;  $\lambda_{\text{Logn}}$  为对数正态模型的年发生率;  $w_1$ 、 $w_2$ 、 $w_3$  分别为上述三个年发生率的权重, 在本研究中, 我们根据潜源区的具体情况, 分别赋予 0.2、0.4 和 0.4 的权重, 以强调大地震发生概率的时间相依性质。

## 2.2 截断的 G-R 关系模型

截断的 G-R 关系模型反映了单个断层 (段) 上的大震复发的震级-频度规律, 需要确定出该关系中的  $a$  值和  $b$  值。在美国加州地震危险性评价中, Petersen 等 (1996) 推导出了单个断层 (段) 上  $a$  值的计算公式:

$$a = \log \left[ \frac{(c-b) \dot{M}_0^g \ln(10)}{10^d [10^{(c-b)M_{\max}}] - 10^{(c-b)M_{\min}}} \right] \quad (12)$$

式中,  $\dot{M}_0^g$  为通过断层滑动速率得到的地震矩释放率;  $M_{\min}$  和  $M_{\max}$  为地震的下限和上限,

这里  $M_{\min}=6.5$ ,  $M_{\max}$  取特征地震震级;  $b$  值为震级-频度关系的斜率, 可用地震带的  $b$  值代替;  $c$  和  $d$  为常数, 分别取 1.5 和 9.1。

该模型表述地震破裂有可能只是断裂段的一部分, 其设定震级范围从 6.5 级至整个断裂段破裂的震级 (即特征地震震级)。与特征地震模型相比, 截断 G-R 模型允许较多 6.5 级左右地震发生。

通过获得的截断 G-R 指数关系的参数, 可求得各个震级档上的地震年平均发生率。

### 2.3 潜在震源区大震年发生率的评估

潜在震源区大震年发生率的评估需要考虑以下情况。

- 1) 主控断裂的定量研究情况, 按照其可靠程度作出评估;
- 2) 分析较大区域内历史地震和现代地震已有的研究成果, 对区域大震年发生率的量值有一个宏观认识;
- 3) 根据已知定量资料所反映的破裂尺度以及复发模式对其复发行为作出评估, 在本研究中, 实际上就是对特征地震模型和截断 G-R 关系模型的权重作出评估。
- 4) 分析潜源区内所有潜在破裂源的定量研究结果, 按照它 (们) 对潜源区各震级档影响的比例分配到潜在震源区。

基于上述认识, 我们就可以计算潜源区大震年发生率。

其中, 对两种复发模型计算进行加权的计算可按式进行:

$$\lambda_{\text{Combine}} = \nu_1 g \lambda_{\text{Character}} + \nu_2 g \lambda_{\text{G-R}} \quad (13)$$

式中,  $\lambda_{\text{Combine}}$  为两个模型结果的加权;  $\lambda_{\text{Character}}$  和  $\lambda_{\text{G-R}}$  分别为特征地震模型和截断 G-R 关系模型的年发生率;  $\nu_1$  和  $\nu_2$  为加权系数, 可根据区域性大震孕育特征以及资料完备程度和可靠性等因素来综合确定。

## 3 典型潜在震源区的大震年发生率

### 3.1 霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带潜在震源区

霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带呈近东西向展布于霍尔果斯、玛纳斯和吐谷鲁背斜北翼山前或背斜核部, 长 130km, 由霍尔果斯、玛纳斯和吐谷鲁 3 条次级断裂组成, 是一条全新世活动逆断裂带。

古地震研究表明, 霍尔果斯断裂 1.9 万年以来共有 3 次古地震事件, 平均复发间隔 2000—3000a; 玛纳斯断裂全新世期间共有 6 次古地震事件, 复发间隔为 1000—3000a; 吐谷鲁断裂晚 3.6 万年以来共有 5 次古地震事件, 复发间隔 3500—5000a (冯先岳, 1997); 根据邓起东 (1994) 的数据, 霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁活动逆断裂带自 1.8 万年以来发生了 3 次全断裂破裂的古地震事件和 1 次历史地震, 它们分别发生在距今 1.3—1.8 万年、1.05—1.13 万年、0.36—0.69 万年之间和公元 1906 年, 可以认为这是级联破裂的结果。参考冯先岳 (1997) 的数据, 可知三个断层带同时破裂的平均重复间隔为约 4000a。

霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁背斜带具有强烈的活动性, 并已发现了多次古地震事件 (邓起东等, 1994), 最新一次活动为 1906 年的玛纳斯 7.7 级地震, 这次地震沿背斜带主要活动断裂断续形成了高 0.1—0.9m 的断层陡坎, 在这次地震中最新的破裂和同震隆起带长达 130km。有研究认为, 这次地震的变形还应该包括褶皱带的隆起, 地表断裂位移只占据了总变形的一

小部分，因而，这次地震是一次“褶皱地震”（张培震等，1994）。

霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁活动断裂参数见表 1。

表 1 霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁活动断裂参数表

Table 1 Active parameters of Huoerguosi -Manas-Tugulu Faults

断裂名称	长度 km	产状	垂直滑动 速率 mm/a	缩短率 mm/a	最大垂直 同震位错/m	历史 地震	资料 来源
霍尔果斯断裂	36	100°、S ∠~53°	0.63—0.68	2.0—2.2	0.1—0.9	1906 年 玛纳斯 $M_S7.7$	邓起东等，2000 邓起东等，1994 杨晓平等，1995 张培震等，1994
玛纳斯断裂	44	95°、S ∠40°—45°	0.70—0.76	3.0—3.3			
吐谷鲁断裂	59	100°、S ∠45°—60°	0.83—0.91				

### (1) 特征地震模型

根据沈军等（2004）的研究，霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带通过级联破裂方式的主特征地震和次级特征地震释放。由此可以推断，1906 年发生的全断裂破裂的  $M_S7.7$  地震为主特征地震，三个断裂段上的特征地震为次级特征地震。各个断裂的次级特征震级和平均位错根据 Wells 和 Coppersmith（1994）提出的经验关系式估计。下面就全断裂破裂的主特征地震的大震平均复发间隔进行估计，各断裂段的大震复发间隔以同样方法估计。

#### 1) 断层滑动法

断层滑动法需要两个参数：平均位错量和断层长期滑动速率。对于发生过大地震的逆断层而言，其地震破裂面由于重力坍塌、风化剥蚀等因素往往很难保持完整，故探槽开挖获得的位错量往往偏小，从而导致滑动速率估计值可能偏小。使用断层滑动法就需要考虑两个参数的匹配问题，现在已知长期滑动速率，与此匹配的参数应该是历史地震的平均位错量。然而由于玛纳斯地震的特殊性，其地表破裂带最大断错量仅有不足 1m，这显然与其震级不协调。考虑到同类型地震的情况，如 1985 年的乌恰 7.4 级地震，地表破裂带的位错量为 0.1m 左右，而挠曲-断层崖高达 0.5—2m，所以地表位错不能代表此次地震的最大位错量（冯先岳，1997）。

为此，通过 Wells 和 Coppersmith（1994）的经验公式估计玛纳斯地震的最大和平均位错量：

$$\text{Log}(MD) = - 5.46 + 0.82M_w \quad (14)$$

$$\text{Log}(AD) = - 4.80 + 0.69M_w \quad (15)$$

式中， $MD$  为最大位错量； $AD$  为平均位错量。那么可计算得到，玛纳斯地震  $M_S7.7$ （转换为矩震级  $M_W7.43$ ）的最大位错量为 4.29m，平均位错量为 2.12m，后者是前者的 48%。下面我们分析这一估计值的合理性。

2008 年汶川  $M_S8.0$  级地震和 1999 年集集  $M_W7.6$  级地震的地震断层均为逆断层，获得的地震断层位错数据较为完整，与之类比，寻找逆断层最大位错量与平均位错量的统计关系。

根据徐锡伟等（2008）的结果，采用闻学泽（1995）的方法估计平均位错量约为 3.1m，约为图中最大位错量（7.7m）的 41%。

据王彦斌等（2000）和松浦一树等（2001）的现场考察结果，集集地震造成的平均同震垂直位移约为 3m 左右，约为最大同震垂直位错量（6.7m）的 45%。

沈军 (2004) 的理论模型计算结果表明最大和平均位错量比值为 10:4。

上述结果与采用公式 (14) 和 (15) 计算的结果相类似, 表明利用 Wells 和 Coppersmith (1994) 的经验公式估计玛纳斯地震的最大和平均位错量是基本合理的。

我们可以使用公式 (3) 计算大震复发周期, 于是有:

$$T=2.12\text{m}/0.74\text{mm}=2852\text{a}$$

## 2) 地震矩率法

王海涛等在 2007 对天山地震带 2.0 级以上地震作了重新定位, 结果表明玛纳斯背斜带地震深度 15—25km(王海涛等, 2007), 故孕震层深度取 20km, 特征地震震级取历史地震  $M_S=7.7$ , 换算成矩震级为  $M_W=7.43$ , 于是  $M_0=2.21\text{E}+020\text{N} \cdot \text{m}$ , 地震矩率  $\dot{M} = 8.09\text{E}+016\text{N} \cdot \text{m}$ 。

根据地震矩率法公式 (2) 计算获得大震复发间隔为  $T=2735\text{a}$ 。

## 3) 古地震方法

有研究认为 (毛凤英等, 1995), 玛纳斯地震具有丛集特征, 但是玛纳斯断裂上发现的 6 次地震事件 (包括 1906 年 7.7 级地震) 在时间上与其它两个断裂地震事件大致重合的只有 4 次 (即全断裂破裂事件), 尚不足以判定整个断裂带大震丛集复发。考虑到数据的不确定性, 1.3—1.8 万年来发生过 4 次全断裂破裂事件, 按照算术平均估计获得断裂带大震平均复发间隔约为  $T=4000\text{a}$ 。

## 4) 综合评估结果

为以上 3 个结果赋予相同的权重, 表 2 给出了霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带以及 3 个次级断裂的大震平均复发间隔。

表 2 霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带平均大震复发间隔

Table 2 Average reoccurrence intervals of large earthquakes in Huoerguosi -Manas-Tugulu faults belt

断裂名称	特征震级	地震矩 $10^{19}\text{N} \cdot \text{m}$	地震矩率 $10^{17}\text{N} \cdot \text{m/a}$	滑动速率 mm/a	平均位错 m	复发间隔 (a)			
						古地震	断层滑动	地震矩率	加权平均
霍尔果斯	7.25	2.64E+19	1.76E+16	0.65	0.81*	2500	1239	1501	1747
玛纳斯	7.35	3.93E+19	2.83E+16	0.73	0.95*	2000	1304	1390	1564
吐谷鲁	7.49	7.02E+19	4.11E+16	0.85	1.21*	3500	1429	1706	2212
霍尔果斯+ 玛纳斯+ 吐谷鲁	7.70	2.21E+20	8.09E+16	0.75	2.12*	4000	2852	2735	3196

注: \*根据 Wells 和 Coppersmith (1994) 提出的经验关系式估计。

## (2) 截断 G-R 关系模型

地震带的  $b$  值为 0.8739, 则代入公式得到如下  $a$  值:

霍尔果斯 2.99, 玛纳斯 3.11, 吐谷鲁断裂 3.15, 霍尔果斯+玛纳斯+吐谷鲁断裂 3.28, 进而得到分震级档的年平均发生率, 见表 3。

## (3) 年发生率

综合分析该断裂带的资料情况, 我们认为该断裂的特征地震模式表现得不很突出, 因此在计算年发生率的时候赋予了 0.5 的权重, 见表 3。



表 3 霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带大震年平均发生率

Table 3 Annual reoccurrence rate of large earthquakes in Huoerguosi -Manas-Tugulu fault belt

序号	分段名称	震级档	特征地震模型	权重	G-R 模型	权重	综合结果
1	霍尔果斯	6.5—6.9	3.59E-05	0.5	1.29E-03	0.5	6.65E-04
		7.0—7.4	2.71E-04	0.5	4.73E-04	0.5	3.72E-04
		7.5—7.9	6.37E-05	0.5	2.73E-04	0.5	1.18E-04
		≥8.0	0.00E+00	0.5	6.33E-05	0.5	3.16E-05
2	玛纳斯	6.5—6.9	0.00E+00	0.5	1.70E-03	0.5	8.48E-04
		7.0—7.4	1.59E-04	0.5	6.20E-04	0.5	3.90E-04
		7.5—7.9	1.59E-04	0.5	2.27E-04	0.5	1.93E-04
		≥8.0	0.00E+00	0.5	8.29E-05	0.5	4.15E-05
3	吐谷鲁	6.5—6.9	0.00E+00	0.5	1.87E-03	0.5	9.34E-04
		7.0—7.4	1.80E-04	0.5	6.83E-04	0.5	4.32E-04
		7.5—7.9	1.69E-04	0.5	2.50E-04	0.5	2.09E-04
		≥8.0	0.00E+00	0.5	9.14E-05	0.5	4.57E-05
4	霍尔果斯+玛纳斯+吐谷鲁断裂	6.5—6.9	0.00E+00	0.5	2.53E-03	0.5	1.26E-03
		7.0—7.4	1.54E-04	0.5	9.24E-04	0.5	5.39E-04
		7.5—7.9	9.21E-05	0.5	3.38E-04	0.5	2.15E-04
		≥8.0	0.00E+00	0.5	1.24E-04	0.5	6.18E-05

根据冯先岳 (1997) 的研究, 霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带在 1.5 万年共发生了 12 次地表破裂型地震 (包括 1906 年 7.7 级地震)。除了 3 次全断裂级联破裂外, 其余均为单断裂破裂, 根据这一比例关系, 我们就可以确定 3 断裂级联破裂的可能性约为 25%, 其余单段破裂的可能性为 75%。根据这一关系, 将断裂带上的年发生率分配到潜源区中, 具体结果见表 4。本文只计算了三个单断裂和三断裂级联破裂的 4 种破裂方式, 尽管仍有其他破裂组合方式, 但没有可直接使用的可靠数据, 在本研究中没有考虑。

#### (4) 与第四代和第三代地震区划图的比较

从表 4 看出, 对于低震级档 (6.5—6.9) 几种方法相差不大, 但对于 7.0 以上震级档而言则小一倍以上, 这一现象的出现可能与我们所采用的模型有关。

表 4 霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带潜在震源区震级档大震年发生率

Table 4 Annual reoccurrence rate of earthquakes in Huoerguosi-Manas-Tugulu fault belt from China seismic zonation maps

震级档	综合模型	第四代地震区划图	第三代地震区划图
6.5—6.9	4.28E-03	3.62E-03	4.19E-03
7.0—7.4	1.56E-03	4.17E-03	3.15E-03
7.5—7.9	5.72E-04	9.56E-03	3.83E-03
≥8.0	2.09E-04	-	-

### 3.2 柯坪断裂潜源区

柯坪断裂是柯坪推覆构造带最南侧的前缘断裂,展布于柯坪山南麓,走向北东,断面倾向北西,倾角 $40^{\circ}$ — $80^{\circ}$ ,呈向南东凸出的弧形分布,断裂全长约360km。全断裂可分为三段:西段、五道班-三间房段和大山口道班段。断裂活动性质为逆冲。本文只对西段所在的潜源区大震年发生率作一分析。

柯坪断裂西段靠近普昌断裂的柯坪塔格弧形褶皱的弧顶位置,长约85km,断裂错断除现代河床以外的所有河流阶地,在高漫滩上形成高约30—40cm的断层陡坎,探槽开挖揭露出约距今1.5万年以来的5次古地震事件:1700a, 4900a, 8700a, 11400a, 14800a。距今11.1ka以来断裂的垂直位移速率是0.27mm/a;缩短速率为0.47mm/a(内部资料:新疆维吾尔自治区地震局,1997;中国地震局地质研究所等,2005)。断裂活动性质为逆断,全断裂分三段。本研究只考虑柯坪断裂西段所在的潜源区。

#### (1) 特征地震模型

柯坪断裂西段在近代未记载到类似玛纳斯地震的地表破裂类型的大地震,我们根据 Wells 和 Coppersmith (1994) 提出的逆断裂类型的断层长度-矩震级经验关系式估计该断裂的特征矩震级。

$\bar{M} = 7.35 \pm 0.28$ , 根据公式(2)换算成面波震级,得  $M_S = 7.64 \pm 0.31$ 。

#### 大震平均复发间隔

根据柯坪断裂西段的断层定量研究情况,我们选择古地震序列法和矩率法。

古地震序列法:根据5次古地震事件的重复间隔得到: $T_{a1} = 3530a$ ;

矩率法:采用与霍尔古斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂相同的办法,根据公式(4)得到  $T_{a2} = 10160a$ 。

矩率法得到的结果远大于古地震法。其中原因可能在于:该地区地壳的变形中还包含有大量的褶皱变形以及地块抬升、缩短等变形,断层线上的位移只占总变形的一部分。考虑到该地区同类型断裂的大震周期分析结果,给矩率法所得结果以较低的权重:10%,于是可以得到大震平均复发间隔约为  $T_a = 4190a$ 。

#### 百年复发概率及年发生率

根据特征地震模型计算未来预测时段内大震的年平均发生率 $\lambda$ 的方法是,先根据概率公式计算未来预测时段内大震的复发概率,然后将这个概率值等效于 Poisson 模型的概率,根据公式(10)计算大震年发生率。计算概率时,离逝时间取最后一次古地震时间1700a。于是根据公式(5)和公式(10)有:

对数正态模型  $P_1 = 0.0156$ , 换算成年发生率为  $\lambda_1 = 1.57e-004$ ;

BPT 模型  $P_2 = 0.0147$ , 换算成年发生率为  $\lambda_2 = 1.48e-004$ ;

Poisson 模型 0.0236, 换算成年发生率为  $\lambda_3 = 2.39e-004$ 。

根据公式(11)可得:柯坪断裂西段大震年发生率为: $\lambda = 1.70e-004$ 。这就是说,柯坪断裂西段发生震级是  $7.64 \pm 0.31$  的地震的年发生率为  $1.70e-004$ 。

我们假定特征地震震级符合0.31标准差的正态分布,取95%的置信区间可得到特征地震的震级范围为 [7.33, 7.95], 可以进行分配到震级档上,其中:

7.0—7.4 震级档上所占的比重为0.895, 其年发生率为  $1.52e-004$ ;

7.5—7.9 震级档上所占的比重为0.105, 其年发生率为  $1.18e-005$ 。

#### (2) 截断 G-R

潜源区  $b$  值为 0.82,  $M_{\max}=7.5$ , 则代入公式得到  $a=2.14$ , 故 7.5—7.9 级地震的年发生率为  $6.02E-05$ ; 7.0—7.4 级地震的年发生率为  $1.55e-004$ ; 6.5—6.9 级地震的年发生率为  $4e-004$ 。

### (3) 潜源区大震年发生率及其与第三代、第四代地震区划图的比较

综合特征地震模型和截断 G-R 关系模型, 考虑到该地区的研究程度和资料情况, 为这两个模型赋予相同的权重。计算结果见表 5。

综合结果表明, 大震的年发生率比第四代地震区划图小一些, 且高震级档 7.5—7.9 的年发生率在第四代地震区划图中没有出现。

表 5 柯坪断裂西段潜在震源区分震级档大震年发生率

Table 5 Annual reoccurrence rate of earthquakes at western segment of Keping fault from China seismic zonation maps

震级档	年平均发生率						
	截断指数分布模型	权重	特征地震模型	权重	综合模型	四代图 (7.5)	三代图 (7)
7.0—7.4	1.55e-004	0.50	1.52e-004	0.50	1.54e-004	5.28e-003	—
7.5—7.9	6.02E-005	0.50	1.18e-005	0.50	3.60e-005	—	—

## 4 结论与讨论

逆断裂由于地震能量的累积沿整个断裂带进行的, 各方法评估大震复发周期结果应根据可靠程度给予适当权重。孕震过程中, 由于逆断裂的断层面被锁住, 摩擦阻力大, 而在垂直方向由于断裂上盘是自由面, 可以变形方式储存一部分能量, 于是断层线附近垂直滑动速率往往小于断层两侧块体的垂直滑动速率。因此在多数时候, 采用矩率法得到的平均复发间隔要比其它方法得到的结果大得多, 如柯坪断裂西段潜源区的矩率法计算结果。对于此类结果, 由于可靠性较低, 我们需要给予较低的权重, 甚至可以为 0, 如此才能够合理地反映断裂上的能量积累过程。对于一些非褶皱型逆断裂, 如低角度逆掩推覆活动构造来讲, 由于断层变形主要体现在上盘的隆升, 若滑动速率长期稳定, 则在结果中可为矩率法所得结果赋予高一些的权重。

汶川大震位错量和集集地震位错量数据分析与理论模型计算结果表明, 逆断裂型大地震的平均位错量是最大位错量的 40%—50%, 这一结果与由 Wells 和 Coppersmith (1994) 的经验公式估计逆断裂最大位错量与平均位错量较为一致, 当逆断裂型大地震地震位错量数据较难获取时, 可采用 Wells 和 Coppersmith (1994) 的经验公式估计。

霍尔果斯-玛纳斯-吐谷鲁断裂带在 1.5 万年共发生了 12 次地表破裂 (包括 1906 年 7.7 级地震)。除了 3 次全断裂级联破裂外, 其余均为单断裂破裂, 根据这一比例关系, 确定 3 断裂级联破裂的可能性约为 25%, 其余单段破裂的可能性为 75%。根据这一关系, 将断裂带上的年发生率分配到潜源区中。本文只计算了 3 个单断裂和三断裂级联破裂的 4 种破裂方式。

本研究所采用方法计算的潜源区的高震级档地震年发生率普遍低于第四代地震区划图 (但都在一个量级内), 其中的原因有如下几个: 一是可能在于实时模型的引入, 因为实时模型反映了大震发生概率随离逝时间不同而变化的特点, 离逝时间越短, 大震复发概率越小, 从而大震年发生率的估计值趋于较小值; 二是可能在于我们对于具有发生大震 ( $M_S \geq 7$ ) 能力的活动构造认识不足, 毕竟潜在震源区内还有一些断裂暂时还不能给出定量研究数据, 换

言之, 由于资料的原因, 我们对于这一类活动构造对于潜在震源区大震年发生率的贡献未作考虑; 三是由于中小地震有一定的遗漏现象, 因此在统计 G-R 关系时造成大震数目的相对增加, 而采用断层定量研究资料则可在一定程度上对大震数目进行约束, 本方法较好地克服了中小地震遗漏的问题。

## 致谢

在成文过程中, 与中国地震局地壳所的张世民研究员, 中国地震局地质研究所的冉洪流副研究员进行了多次有益的讨论, 中国地震局地壳所的吕悦军研究员对本文提出了修改意见, 在此一并表示感谢。

## 参考文献

- 丁国瑜, 田勤俭, 孔凡臣等, 1993. 活断层分段一原则、方法及应用. 北京: 地震出版社, 143.
- 邓起东, 冯先岳, 杨晓平等, 1994. 利用大型探槽研究新疆北天山玛纳斯和吐谷鲁逆断裂-褶皱带全新世古地震. 见: 活动断裂研究——理论与应用. 北京: 地震出版社, 3: 1—17.
- 邓起东, 冯先岳, 张培震等, 2000. 天山活动构造. 北京: 地震出版社.
- 冯先岳, 1997. 新疆古地震. 新疆: 新疆科技卫生出版社, 1—250.
- 高孟潭, 2003. 新的国家地震区划图. 地震学报, **25** (6): 630—636.
- 高孟潭, 卢寿德, 2006. 关于下一代地震区划图编制原则与关键技术的初步探讨. 震灾防御技术, **1** (1): 1—6.
- 毛凤英, 张培震, 1995. 古地震研究中的逐次限定方法与新疆北部主要断裂带的古地震研究. 见: 活动断裂研究——理论与应用. 北京: 地震出版社, 4: 153—164.
- 冉洪流, 2009. 潜在震源区震级上限不确定性研究. 地震学报, **31** (4): 396—402.
- 冉洪流, 周本刚, 2004. 布朗模型在北京西北地区的应用. 地震学报, **26** (增刊): 96—102.
- 冉永康, 陈立春, 杨晓平等, 2003. 鄂尔多斯地块北缘主要活动断裂晚第四纪强震复发特征, 中国科学 (D 辑), **33** (B04): 135—143.
- 任俊杰, 张世民, 冉洪流, 2008. 活断层定量资料在大震年发生率评定中的应用. 震灾防御技术, **3** (3): 282—291.
- 任俊杰, 陈虹, 2004. 东昆仑断裂带地震复发周期及发震概率研究. 大地测量与地球动力学, **24** (3): 51—56.
- 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青等, 2008. 汶川 Ms8.0 地震地表破裂带及其发震构造. 地震地质, **30** (3): 597—629.
- 沈军, 李莹甄, 汪一鹏, 2004. 地震构造的能量积累和释放特征与新疆天山部分地区地震危险性分析. 中国地震, **20** (3): 229—237.
- 杨晓平, 邓起东, 张培震等, 1995. 利用阶地变形资料研究北天山吐谷鲁逆断裂-背斜带晚更新世以来的褶皱变形特征. 见: 活动断裂研究——理论与应用. 北京: 地震出版社, 4: 46—62.
- 松浦一树, 江娃利, 2001. 台湾 9.21 集集地震地表地震断层. 地壳构造与地壳应力, 1 期: 20—31.
- 王彦斌, 李建成, 2000. 1999 年台湾集集大地震的地表断层破裂特征. 地震地质, **22** (2): 97—103.
- 闻学泽, 1995. 活动断裂地震潜势的定量评估. 北京: 地震出版社, 1—150.
- 张培震, 闵伟, 邓起东, 毛凤英, 2003. 海原活动断裂带的古地震与强震复发规律. 中国科学 (D 辑), **33** (8): 705—713.
- 张培震, 邓起东, 徐锡伟等, 1994. 盲断裂, 褶皱地震, 与 1906 年玛纳斯地震. 地震地质, **16** (3): 193—204.
- 张培震, 邓起东, 徐锡伟等, 1994. 天山北麓玛纳斯活动逆断裂-褶皱带的变形特征与构造演化. 见: 活动断

- 裂研究——理论与应用. 北京: 地震出版社, 3: 18—32.
- 张永庆, 谢富仁, 2007. 活动断裂地震危险性的研究现状和展望. 震灾防御技术, **2** (1): 64—74.
- 周本刚, 沈得秀, 2006. 地震安全性评价中若干地震地质问题探讨. 震灾防御技术, **1** (2): 113—120.
- Ellsworth W.L., 1999. A physically based earthquake recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities. US Geol Surv Open-File Rept, 99—552.
- Frankel A., Petersen M., Mueller C. et al., 2002. Documentation for the 2002 Update of the National Seismic Hazard Maps. Open-file Report 02-420, Washington DC: U.S. Geological Survey, 2—31.
- Matthews M.V., Ellsworth W.L., Reasenber P.A., 2002. A Brownian model for recurrent earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer., **92**: 2233—2250.
- National Seismic Hazard Maps. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008—1128.
- Petersen M.D., Bryant W.A., Cramer C.H. et al., 1996. Probabilistic Seismic Hazard Assessment for the State of California. California Division of Mines and Geology Open-File Report 96-08, USGS Open File Report 96—706.
- Petersen M.D., Frankel A.D., Harmsen S.C. et al., 2008. Documentation for the 2008 Update of the United States.
- Reid H.F., 1910. The mechanics of the earthquake, v. 2 of The California earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission: Carnegie Institution of Washington Publication 87.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas faults. Journal of Geophysical Research, **89** (5): 873—890.
- Shimazaki K. and Nakata T., 1980. Time-predictable recurrence of large earthquake. Geophys. Res. Lett., **7**: 279—282.
- Wallace R. E. et al., 1984. Terms for expressing earthquake potential prediction and probability. Bull. Seism. Soc. Am., **74**: 1819—1825.
- Weldon R., Fumal T., Biasi G. et al., 2005. Past and future earthquakes on the San Andreas fault. Science, **308**: 966—967.
- Wells D.L. and Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Seismological Society of America Bulletin, **84** (4): 974—1002.
- Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP), 2008. The Uniform California Earthquake Rupture Forecast. Version 2 (UCERF 2): U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1437 and California Geological Survey Special Report 203.

# Annual Reoccurrence Rate of Large Earthquake in Typical Potential Seismic Zone of Xinjiang Region

Zhang Yongqing<sup>1,2)</sup>, Xie Furen<sup>1)</sup>, Zhang Xiaoliang<sup>3)</sup> and Ren Junjie<sup>1,2)</sup>

1) Institute of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing 100085, China

2) Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

3) China Earthquake Disaster Prevention Center, Beijing 100029, China

**Abstract** By using fault quantitative data (slip rate and paleoearthquake sequence et al.), accompanied by the analysis of regional seismotectonic background, we develop combined models in which the regional characteristics are considered. The annual rate of large earthquakes of typical Potential seismic Zone in Xinjiang region is estimated with our models. The Combined model consists of two recurrence models: Cut-Off G-R relationship model and characteristic earthquake model. In application the annual rates of sub-magnitudes are calculated respectively at first, then weight of each factor is assigned according to the completeness and reliability of quantitative data and regional characteristics of seismological background, Finally the weighted values are summed up. A relationship between maximum and average displacements is derived from Wenchuan  $M_S$  8.0 earthquake and Chi-Chi  $M_W$  7.6 earthquake respectively and used to constrain the average displacement of Manas 1906 earthquake. The result shows that the annual rate of large earthquake are smaller than that of China seismic zonation maps both of the third and the fourth generation. the reasons for this instance are analyzed in this paper.

**Key words:** Xinjiang; Potential seismic zone; Large earthquake; Annual rate