

李文倩、魏斌、何金刚等,2017,新疆皮山地区地震动衰减关系研究,中国地震,33(1),81~90。

新疆皮山地区地震动衰减关系研究

李文倩 魏斌 何金刚 张振斌 朱皓清

新疆维吾尔自治区地震局,乌鲁木齐市新市区科学二街338号 830011

摘要 利用2015年7月3日皮山 $M_s6.5$ 地震序列的波形资料,采用微遗传算法反演得到震源区的5个介质参数,即应力降 $\Delta\sigma$ 为75.95bars,品质因子 Q_0 为186.33, η 值为0.26,几何衰减分段点 R_1 为72.18km, R_2 为139.70km;并由此计算得到的傅氏谱再配合随机相位谱,进而得到地震动时程,建立了震源区地震动衰减关系。由于缺乏强震记录,本文还收集了2008年10月5日乌恰 $M_s6.9$ 地震、2008年10月6日阿克陶 $M_s6.2$ 地震、2012年3月9日洛浦 $M_s6.0$ 地震的强震数据,将计算结果与经验性衰减关系以及3次强震记录进行比较后发现,皮山地震、洛浦地震的强震数据普遍高于经验性衰减关系,乌恰地震的强震数据与俞言祥等文中的衰减关系吻合较好,在远场低于本文的计算结果。

关键词: 地震序列小震数据 震源区参数 微遗传反演 地震动衰减关系

[文章编号] 1001-4683(2017)01-0081-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震动衰减关系表达了震源特性、传播途径和场地条件等3方面因素对地震动特征的影响,可用于推算工程场地的地震动,已广泛应用于地震动区划图的编制和地震安全性评价中,是工程地震学的重要研究方向之一。估计地震动主要有经验性方法和理论性方法(姜慧,2005)。经验性方法又分为直接统计法和转换方法。直接统计法是根据目标区已有的强震记录对某一形式的衰减关系公式进行统计回归,统计关系中考虑了震源和传播路径对地震动的影响,该方法建立在丰富的强震数据基础上,适用于日本、美国西部等强震记录丰富的国家和地区。转换方法也称映射法,即选择1个强震记录丰富、区域构造条件相近的地区作为参考区,假设对于参考区中的任意一点,在缺乏强震数据的目标区中存在1个与之对应的点,如果距离相同的2点地震烈度相同,则地震动参数也相同,该方法是为了应对强震数据不足而不得为之的办法,其物理概念并不明确。理论性方法为以位错及其上升时间函数描述震源,以地震波理论模拟剪切波在均匀半无限空间从震源到场地的传播,该方法主要分为理论格林函数法、经验格林函数法和数值格林函数法等。理论格林函数法为在数学、物理学的基础上计算得到理论的振动图,该方法适用于水平成层介质,需要准确的地震波传播路

[收稿日期] 2015-08-25; [修定日期] 2016-02-24

[项目类别] 国家自然科学基金项目“基于地震学的地震动衰减关系及其可实用性”(51178435)、国家自然科学基金项目“用数字测震台网小震记录建立区域强地震动衰减关系”(51478443)和国家自然科学基金项目“基于区域参数的混合地震动衰减关系”(51678540)联合资助

[作者简介] 李文倩,女,1989年生,助理工程师,主要从事强震动观测及分析。E-mail:liwenqian526@163.com

径信息和局部场地三维剪切波速结构信息,实际上很难计算出理论格林函数(李启成等,2010)。经验性格林函数法属于半理论性方法,其将大震看作由一系列震源机制相同的小震所组成,通过小震格林函数的叠加,得到大震下的地震动时程,由于方法以小震数据为基础,因此,得到的大震地震动时程也包含了震源特性、传播路径和场地条件等信息,但得到的地震动高频结果并不稳定,并且存在人造周期。

McGuire 等(1980)、Hanks 等(1981)基于 Brune(1970、1971)的 ω^2 点源模型,运用随机振动理论的 Parseval 定理和随机过程最大值的统计特性,估计了地震动均方根加速度和峰值加速度的衰减关系。Boore(1983)利用美国中东部地震观测资料,将随机振动方法的结果与点源合成地震动时程方法的进行对比发现,两者有很好的一致性。Atkinson(1984)基于有限持时、有限带宽白噪声的随机振动理论,将 Hanks 等(1981)的方法应用于缺乏强震记录的加拿大东部地区,得到了该地区的峰值加速度衰减关系,将其与强震动观测数据进行对比发现,两者有很好的一致性。Atkinson 等(1992)采用回归和反演的方法研究了加拿大地区的地震动衰减关系,并确定了几何衰减项和非弹性衰减项。Boore(2002)结合北美区域性参数、几何衰减参数和地壳结构研究结果等发展了随机方法的计算程序。王国新等(2001)基于改进的震源谱模型,采用 2 步回归法,建立了华北地区的地震峰值加速度衰减关系。Tao(2010)以日本东北部地区为例,利用研究区 F-net 各个台站的最后 10 条记录,以速度傅氏谱为目标函数,反演得到了区域震源和地壳介质参数应力降 $\Delta\sigma$ 、品质因子 Q_0 和 η ,并借助随机振动方法建立了地震动峰值加速度衰减关系。崔安平(2013)选用四川 82 次小震的 147 条记录和云南 154 次小震的 863 条记录,以速度傅氏谱为目标函数,反演得到区域震源和地壳介质参数应力降 $\Delta\sigma$ 、品质因子 Q_0 和 η 、几何衰减参数 R_1 和 R_2 ,建立了川滇地区地震动峰值加速度衰减关系。笔者(李文倩,2014)选用兰州地区 33 次小震的 592 条记录反演得到了兰州地区的地震动衰减关系,运用此衰减关系计算兰州地区区划图时发现,大部分符合较好,部分地区偏低,同时运用华北地区 28 次小震的 1995 条记录,采用 Kappa 滤波器反演得到了华北地区地震动衰减关系。

2015 年 7 月 3 日新疆和田地区皮山县(37.6°N,78.2°E)发生 M_s 6.5 地震,本次地震发生在西昆仑断裂带,为一次逆冲型地震事件(李金等,2016)。截至 2015 年 7 月 27 日,新疆强震台网记录到主、余震记录 120 余条,其中,主震记录 39 条,为地震动衰减关系研究补充了宝贵的强震资料。新疆区域数字地震观测台网记录到余震 2173 次,其中,4 级以上 27 次,5 级以上 1 次。本文利用皮山地震序列的波形资料,采用微遗传算法反演得到了震源区 5 个介质参数,由此计算得到的傅氏谱再配合随机相位谱,进而得到地震动时程,建立了震源区地震动衰减关系。本文采用的方法是一种半经验性、半理论性的方法,综合考虑了震源特性、传播路径和场地条件等对地震动衰减关系的影响,同时该方法基于测震小震数据进行计算,一定程度上解决了强震记录缺乏的现实问题,适用于小震记录丰富而强震记录缺乏的地区。本文旨在检验该方法在新疆地区的适用性。

1 地震动衰减关系的建立

假定远场的加速度为弹性半空间有限持时、有限带宽的白噪声,借助地震学方法,建立点源地震下的地震动傅立叶幅值谱表达式。分别由震源谱表达震源对地震动的影响,由几

何衰减和非弹性衰减表达传播路径的影响,由地表幅值放大因子和低频截止项表达场地条件的影响。通过对地震序列小震数据速度时程进行快速傅立叶变换,得到速度傅氏谱,将其包络线作为目标曲线,采用遗传算法反演区域震源和地壳介质特性参数。利用这些参数计算加速度傅氏幅值谱再配上随机相位谱,构造地震动加速度时程,提取峰值加速度 PGA 值。为了消除随机性带来的误差,取 50 次计算的平均值,从而建立区域地震动峰值加速度衰减关系。

点源引起的地震动傅立叶谱可以表达为(Boore,1983)

$$FA(M_0, f, R) = C \cdot S(M_0, f) \cdot G(R) \cdot D(R, f) \cdot A(f) \cdot P(f) \cdot I(f) \quad (1)$$

其中, C 为比例系数; $S(M_0, f)$ 为震源谱; $G(R)$ 、 $D(R, f)$ 为传播路径影响项; $A(f)$ 、 $P(f)$ 为场地条件影响项; $I(f)$ 为谱型参数。由式(1)可见,点源引起的地震动傅立叶谱与地震矩 M_0 、频率 f 、距离 R 等有关。

1.1 震源谱

比例系数 C 可表达为(Boore,1983)

$$C = \frac{R_{\theta\varphi} F V}{4\pi R_0 \rho_s \beta_s^3} \quad (2)$$

式中, $R_{\theta\varphi}$ 反映了震源辐射模式和台站方位效应,一般取为 0.6; F 为自由地表面的放大效应,一般取 2.0; V 为地震能量的水平分量系数,取 $1/\sqrt{2}$; R_0 为选取 ρ_s 、 β_s 时的参考距离,通常可取为 1km; ρ_s 、 β_s 分别为震源附近介质密度和剪切波速,其值分别为 2.9g/cm^3 、 3.4km/s (赵翠萍等,2005)。

震源谱 $S(M_0, f)$ 采用王国新等(2001)的点源震源谱模型,该模型是基于 Brune(1970、1971)的 ω^2 震源谱并作改进的结果,可以表达拐角频率随破裂面积的变化,其不仅在高频段与 ω^2 震源谱接近,在低频段也能够表达随震级增大震源谱幅值未迅速增大的特点,其表达式为

$$S(M_0, f) = \frac{M_0}{[1 + (f/f_0)^a]^b} \quad (3)$$

式中, M_0 为地震矩; f 为频率; f_0 为拐角频率; 系数 $a = 3.05 - 0.33M_w$; $b = 2.0/a$ 。 f_0 与应力降 $\Delta\sigma$ 间的关系为

$$f_0 = 4.9 \times 10^6 \beta_s (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (4)$$

对于较大震级地震的应力降,比较一致的看法是应力降基本保持不变;对于小震级地震,有关应力降的变化情况一直有争议。本文认同一些地震学家的观点(Abercrombie,1995; Kanamori et al,1975; shear,2009),即与大地震一样,小地震的应力降基本保持不变,故将应力降作为区域震源参数进行反演。

1.2 传播路径

$G(R)$ 、 $D(R, f)$ 分别为几何衰减和非弹性衰减。 $G(R)$ 与区域地壳速度结构有密切的关系,随着距离 R 的不同,地震波的成份也随之变化,近场以剪切波为主,中、远场以面波为主,通常采用 3 段式几何衰减模型(Boore,1983)表示为

$$G(R) = \begin{cases} \frac{1}{R} & 1 < R < R_1 \\ \frac{1}{R_1} & R_1 \leq R \leq R_2 \\ \frac{1}{R_1} \sqrt{\frac{R_2}{R}} & R > R_2 \end{cases} \quad (5)$$

式中, R_1 、 R_2 为距离分段点, 体现传播过程中地震波波组成份的变化; R 可以是与破裂面的最短距离, 也可以是震中距或震源距, 本文中 R 值采用震中距, 可由 $R = \sqrt{D^2 + h^2}$ 计算得到, 其中, D 为台站到破裂面在地面垂直投射的最短距离, 为经验性的结果。当 R 小于 R_1 时, 地震波以剪切波为主; 当 R 大于 R_2 时, 以面波为主; 当 R 介于两者之间时, 则以剪切波与莫霍面反射波的混合波为主。 R_1 、 R_2 体现的是波在地壳介质中传播的特点, 与震级大小无关, 但与区域性有关, 故将其作为震源区参数进行反演。

$D(R, f)$ 表示地震波传播中能量耗散的影响, 反映地震波在传播过程中能量被介质吸收或转化成热能。这种由能量耗散而引起的地震波振幅随距离增大的衰减呈指数形式 (Atkinson et al, 1995), 可表示为

$$D(R, f) = \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q\beta_s}\right) \quad (6)$$

其中, Q 为品质因子, 在其他条件相同的情况下, 地震动高频成份的衰减比低频快, 当给定距离 R 和频率 f 时, Q 值越大, 地震波振幅衰减越慢。大量研究表明 (Boore et al, 1984; Chen et al, 1984), 品质因子具有区域性, 不同地区 Q 值不同。 $Q = Q_0 f^\eta$, Q_0 、 η 为区域性参数, Q_0 为 $f = 1\text{Hz}$ 时的品质因子, 故将 Q_0 、 η 作为震源区参数进行反演。

1.3 场地效应

$A(f)$ 、 $P(f)$ 分别为放大因子和衰减因子。 $A(f)$ 表示由于地壳速度梯度差异引起的近地表不同频率的幅值变化, 可根据区域地壳速度结构传递函数按四分之一波长法近似确定 (Boore et al, 1997)。 $P(f)$ 为高频截止项, Papageorgiou 等 (1983) 的研究认为, 高频衰减是由震源效应引起的, Hanks (1982) 则认为是场地效应的结果, 或是震源和场地效应 2 个因素共同作用的结果。本文采用 f_{\max} 滤波器, 表达式为 (Hanks, 1982)

$$P(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{f_{\max}} \right)^8 \right]^{-1/2} \quad (7)$$

式中, f_{\max} 为高频截止频率, 一般取 5~10Hz。

2 皮山地区地震动加速度衰减关系

选取 2015 年 7 月 3~17 日皮山 $M_s 6.5$ 地震序列中 63 次 $3.0 \leq M_w \leq 3.5$ 地震, 其震源深度为 0~11km, 距震中 300km 范围内的 22 个数字地震台, 记录到了这 63 次地震事件的 1179 个波形, 本文利用收集到的小震数据计算皮山地区地震动峰值加速度衰减关系。为了对比分析计算结果, 我们还收集了 39 个强震台记录到的主震峰值加速度, 取 NS、EW 分量中较大的值作为台站的最终峰值加速度, 这些强震台站都分布在震中的西北方向, 大多为土层场地, 震中、台站分布如图 1 所示。由于和田地区没有强震台, 所以记录到数据的强震台站均

分布在震中西北向的喀什-乌恰交汇区,震中距为 188~432km,距震中 191.8km 的色力布亚台是最近的强震台,该台记录到的峰值加速度为 30.4gal,距震中 192km 的琼库尔恰克台记录到了皮山地震的最大峰值加速度,其值为 62.5gal。获取此次地震强震记录的台站除乌合沙鲁台为基岩场地外,其余均为土层场地。强震、测震台站信息见表 1、2。

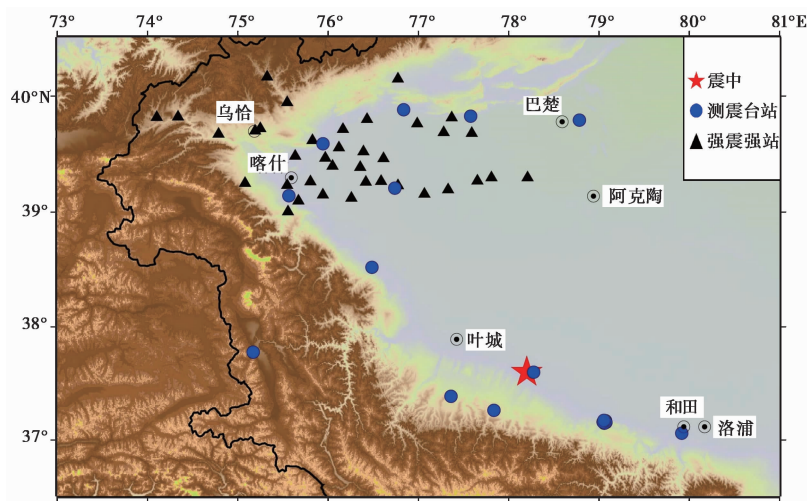


图 1 台站分布

收集到的测震记录在震级-震中距、震级-震源深度上的分布,如图 2、3 所示。本文所采用的地震序列大多为 M_w 3.0~3.2 的地震,仅有个别 $M_w \geq 3.3$ 的地震;震中距大多为 20~120、150~300km,其中,130~150km 的地震记录相对较少;震源深度大多为 6~10km。

研究中选取包含 S 波范围内 30s 的波形数据进行傅立叶变换,对得到的傅氏谱进行包络离散化,得到傅氏谱包络线散点。采用微遗传算法进行反演,与原有的遗传方法相比,该算法取消了变异操作,同时加入了最优个体保存策略。我们根据已知的震级、震中距和处理好的傅氏谱包络线散点对震源区参数进行反演,得到应力降 $\Delta\sigma$ 、品质因子参数 (Q_0 、 η)、几何衰减参数 (R_1 、 R_2)。反演参数范围来自新疆区域地震学研究结果(孟令媛等,2014;周云好等,2004;赵翠萍等,2011;李志海等,2010;阿衣仙姑等,2015;潘振生等,2010;王继等,2008),反演结果如表 3 所示。

根据反演得到的震源区介质参数给定 1 个震级和距离对,由式(1)得到相应的加速度傅立叶幅值谱,再配上 1 个随机相位谱,通过傅立叶逆变换得到 1 条地震动加速度时程,最后从中提取地震动加速度峰值 PGA,建立地震动衰减关系。此次皮山 M_s 6.5 地震的强震记录的震中距大多大于 200km,且多为远场数据,因此,须补充距震源区 300km 范围内历史上 M_s (6.5 ± 0.5) 地震的强震记录,即 2008 年 10 月 5 日乌恰 M_s 6.9 地震的 26 条记录、2008 年 10 月 6 日阿克陶 M_s 6.2 地震的 3 条记录、2012 年 3 月 9 日洛浦 M_s 6.0 地震的 23 条记录。由于西昆仑和阿尔金山附近的强震台站较少,因此,记录到 3 次地震的强震台大多与记录到皮山 M_s 6.5 地震的强震台一致,即均分布在喀什-乌恰交汇区。将计算结果与经验性衰减关系(张振斌等,2010;俞言祥等,2013)以及收集的强震记录进行比较(图 4)。

由图 4 可见,本文结果由一系列散点表示,由于采用的是点源模型,该结果仅适用于中

表 1 记录到数据的强震台站信息

台站名称	台站代码	仪器型号	场地类型
色力布亚台	65SBY	ETNA(内置)	土层
琼库尔恰克台	65QQK	ETNA(内置)	土层
阿洪鲁库木台	65ALM	ETNA(内置)	土层
毛拉台	65MLA	ETNA(内置)	土层
42团台	65SRT	ETNA(内置)	土层
岳普湖台	65YPH	ETNA(内置)	土层
也克先巴扎台	65YBZ	ETNA(内置)	土层
伽师总场台	65JZC	ETNA(内置)	土层
阿克喀什台	65AKS	ETNA(内置)	土层
古勒鲁克台	65GLK	ETNA(内置)	土层
罕南力克台	65HLK	ETNA(内置)	土层
黑夜苇台	65HZW	ETNA(内置)	土层
木什台	65MUS	ETNA(内置)	土层
上阿图什台	65STS	ETNA(内置)	土层
疏附台	65SUF	ETNA(内置)	土层
塔什米力克台	65TLK	ETNA(内置)	土层
卧里托乎拉格台	65WLG	ETNA(内置)	土层
乌鲁克恰提台	65WQT	ETNA(内置)	土层
西克尔台	65XKR	ETNA(内置)	土层
夏普吐勒台	65XTL	ETNA(内置)	土层
奥依塔克台	65YTK	ETNA(内置)	土层
阿拉力台	65ALL	ETNA(内置)	土层
伽师台	65JAS	ETNA(内置)	土层
喀什财校台	65KCX	ETNA(内置)	土层
疏勒台	65SUL	ETNA(内置)	土层
布拉克苏台	65BKS	ETNA(内置)	土层
阿图什台	65ATS	ETNA(内置)	土层
红旗农场台	65HQC	ETNA(内置)	土层
哈拉峻台	65HLJ	ETNA(内置)	土层
种羊场台	65ZYC	ETNA(内置)	土层
乌恰台	65WUQ	ETNA(内置)	土层
乌舍沙鲁台	65WSL	ETNA(内置)	基岩
吉根台	65JIG	ETNA(内置)	土层
巴音库鲁提台	65BLT	ETNA(内置)	土层
托云台	65TOY	ETNA(内置)	土层
阿克陶台	65AKT	ETNA(内置)	土层
伯什克然木台	65BRM	ETNA(内置)	土层
波斯坦铁列克台	65BLK	ETNA(内置)	土层
亚曼亚台	65YMY	ETNA(内置)	土层

表 2 记录到数据的测震台站信息

台站名称	台站代码	仪器型号	场地类型
巴楚台	BCH	CTS-1E	基岩
八盘水磨台	BPM	CMG-3ESPC	基岩
和田台	HTA	JCZ-1	基岩
和田台阵 0 台	HTTZ0	CTS-1E	基岩
和田台阵 1 台	HTTZ1	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 2 台	HTTZ2	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 3 台	HTTZ3	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 4 台	HTTZ4	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 5 台	HTTZ5	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 6 台	HTTZ6	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 7 台	HTTZ7	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 8 台	HTTZ8	CMG-40T-1	基岩
和田台阵 9 台	HTTZ9	CMG-40T-1	基岩
喀什台	KSH	CTS-1E	基岩
喀什中继台	KSZ	CMG-3ESPC	基岩
塔什库尔干台	TAG	CMG-3ESPC	基岩
西克尔台	XKR	BBVS-60	基岩
叶城台	YCH	CMG-3ESPC	基岩
英吉沙台	YJS	CMG-3ESPC	基岩
岳普湖台	YPH	FSS-3DBH	基岩
流动台 1 台	DL1	CMG-40T	基岩
流动台 2 台	DL2	CMG-40T	基岩

表 3 参数反演结果

参数	参数范围	反演结果
$\Delta\sigma$	40~200bars	75.97bars
Q_0	100~400	186.33
η	0.1~1.0	0.26
R_1	50~100km	72.18km
R_2	100~150km	139.70km

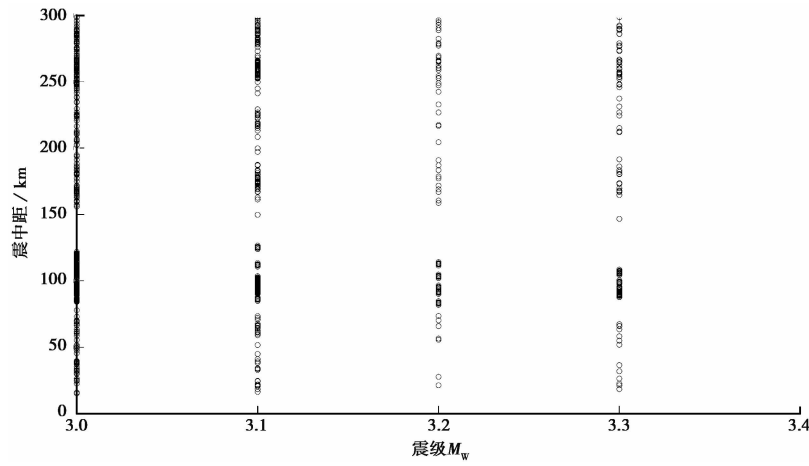


图 2 测震数据的震级-震中距分布

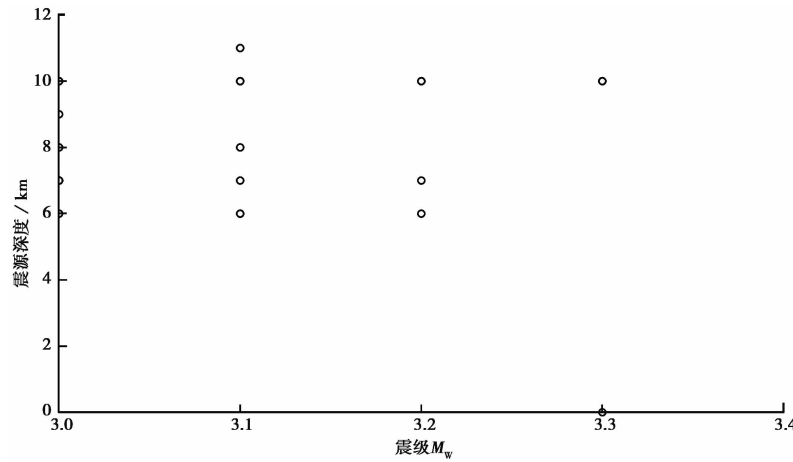


图 3 测震数据的震级-震源深度分布

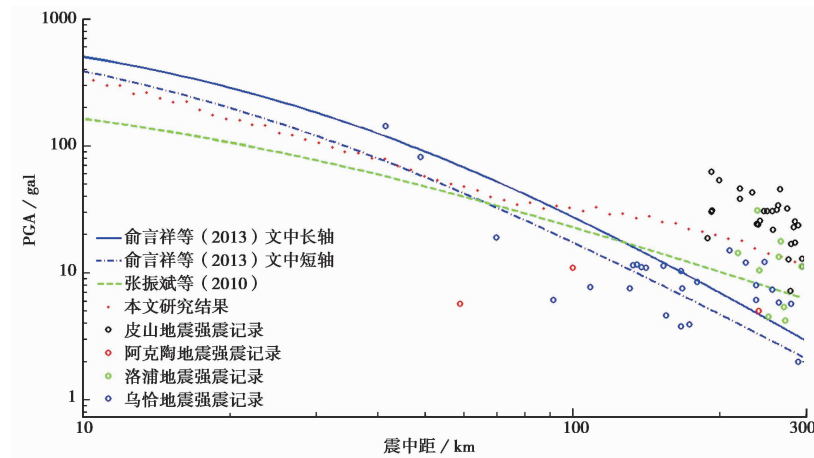


图 4 本文研究结果与经验性衰减关系以及强震记录的对比

远场地,不适用于近场,考虑到实际工程上的意义,故震中距取 10~300km,在震中距为 70~130km 时本文的衰减关系近似于 1 条直线,这与采用三段式几何衰减有关。由图 4 还可见,乌恰地震的强震记录震中距为 40~300km,洛浦地震的为 200~300km。俞言祥等(2013)研究结果的短轴衰减关系可以较好地 从乌恰强震记录中穿过,但偏低 于洛浦地震、皮山地震的强震记录;张振斌等(2010)的结果在震中距 200~300km 时与乌恰地震、洛浦地震的强震记录较为相符,但在 40~200km 则高于乌恰地震的强震记录,低于皮山地震的强震记录;本文结果高于乌恰地震的强震记录,低于皮山地震的强震记录,能从洛浦地震的强震记录中穿过。皮山地震的强震记录高于计算结果和选用的经验性衰减关系,这可能是由于皮山地震发生在处于昆仑山断裂带的和田地区,而记录到强震数据的台站大多分布在南天山西段与昆仑山交汇的乌恰地区,其强震记录具有一定的天山地区的地质特性,即在传播过程中地震波经历了 2 个地壳介质不同的区域,这使得波的能量耗散不同,最终表现为皮山地震的强震记录高于本文结果和经验性衰减关系,因而从一定程度上可以说明和田地区的地震动衰减快于乌恰地区。同时由表 1 可见,获取的强震加速度峰值多为土层场地的观测结果,而经验性衰减关系大多是建立在基岩场地上的;洛浦县位于皮山县东侧 166km 处,洛浦地震的强震记录也具有类似特点,因此,也普遍高于经验性衰减关系。乌恰地震的强震记录低于计算结果,这可能是由反演参数范围的选取所致,因参考文献给出的多为南天山西段的取值范围,即喀什-乌恰交汇区的反演参数参考值,但计算选用的是皮山地区余震的小震数据,故在品质因子参数的反演上存在差异,使其一定程度上偏离观测值。与此同时,即使补充了距震源区 300km 内的 3 次地震的强震记录,但也仅有 91 条,且大多分布在距震源区 100km 以外,这反映了强震数据的不足,因此,利用有限的强震数据来验证经验性衰减关系缺乏一定的可靠性。

3 结论与讨论

本文以 2015 年 7 月 3 日皮山 $M_s 6.5$ 地震为研究对象,利用宽频带数字地震台网记录到的皮山 $M_s 6.5$ 地震序列中 $3.0 \leq M_w \leq 3.5$ 地震的波形数据,通过微遗传算法得到了与震级大小无关的震源区的 5 个介质参数。通过与时间函数多次傅立叶变换得到该地震的地震动峰值加速度衰减关系,并将计算结果及选取的经验性衰减关系与收集到的此次皮山 $M_s 6.5$ 、2008 年 10 月 5 日乌恰 $M_s 6.9$ 、2008 年 10 月 6 日阿克陶 $M_s 6.2$ 、2012 年 3 月 9 日洛浦 $M_s 6.0$ 地震的强震数据进行比较。由于皮山地震、洛浦地震均发生在处于昆仑山断裂的和田地区,而记录到强震记录的强震台站均分布在南天山西段与昆仑山断裂交汇区的乌恰地区,地震波在传播过程中经历了地壳介质不同的 2 个区域,强震记录中带有一定的天山地区地质区域特性,因此,皮山地震、洛浦地震的强震记录均高于本文;而乌恰地震、阿克陶地震的强震记录并未表现出该特点,反而低于本文的计算结果,这从一定程度上说明,和田地区地震动衰减快于乌恰地区。

致谢: 测震资料来自新疆地震局监测中心,感谢李金助理研究员提供的帮助,感谢陶正如副研究员、陶夏新研究员对本人的指导。

参考文献

- 阿衣仙姑、尼鲁帕尔、祖丽皮亚等, 2015, 南天山西段及交汇区介质品质 Q 值特征研究, 高原地震, **27**(1), 23~30。
- 崔安平, 2013, 用地震观测台网的小震记录建立川滇强地震动衰减关系, 硕士学位论文, 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所。
- 姜慧, 2005, 地震随机模拟方法中场地效应研究, 博士学位论文, 北京: 中国地震局地球物理研究所。
- 李金、王琼、吴传勇等, 2016, 2015 年 7 月 3 日皮山 6.5 级地震发震构造初步研究, 地球物理学报, **59**(8), 2859~2870。
- 李启成、景立平, 2010, 经验格林函数方法的理论探讨, 地震工程与工程振动, **30**(3), 39~44。
- 李文倩, 2014, 用数字地震台网小震数据建立兰州和华北地区强地震动衰减关系, 硕士学位论文, 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所。
- 李志海、朱成英、夏爱国等, 2010, 新疆伽师地区非弹性衰减、场地响应于震源参数研究, 中国地震, **26**(3), 340~348。
- 孟令媛、周龙泉、张小涛, 2014, 2014 年新疆于田 $M_s 7.3$ 地震序列和震源特征初步分析, 中国地震, **30**(2), 159~167。
- 潘振生、刘辉, 2010, 新疆柯坪块体震源参数的初步研究与应用, 西北地震学报, **32**(4), 357~362。
- 王国新, 2001, 强地震动衰减研究, 博士学位论文, 77~118, 哈尔滨: 国家地震局工程力学研究所。
- 王国新、陶夏新, 2001, 地震动衰减关系拟合的新两步法, 地震工程与工程振动, **20**(1), 24~28。
- 王继、俞言祥、龚飞等, 2008, 中国西部地震动衰减关系的适用性分析——以部分新疆地震为例, 中国地震, **24**(2), 126~133。
- 俞言祥、李山有, 2013, 为新区划图编制所建立的地震动衰减关系, 震灾防御技术, **8**(1), 24~33。
- 张振斌、唐丽华, 2010, 新疆南天山地区土层场地地震动峰值加速度衰减关系, 中国地震, **26**(4), 401~406。
- 赵翠萍、陈章立、华卫等, 2011, 中国大陆主要地震活动区中小地震震源参数研究, 地球物理学报, **54**(6), 1478~1489。
- 赵翠萍、夏爱国、郑斯华等, 2005, 新疆北天山中东段地区震源参数研究, 中国地震, **21**(1), 61~69。
- 周云好、陈章立、缪发军, 2004, 2001 年 11 月 14 日昆仑山口西 $M_s 8.1$ 地震震源破裂过程研究, 地震学报, **26**, 9~20。
- Abercrombie R E, 1995, Earthquake source scaling relationship from -1 to $5 M_L$ using seismograms recorded at 2.5km depth, *J Geophys Res*, **100**, 24015~24036.
- Atkinson G M, Boore D M, 1995, Ground-motion relation for Eastern North America, *Bull Seism Soc Am*, **85**(1), 17~30.
- Atkinson G M, Mereu R F, 1992, The shape of ground motion attenuation curves in Southeastern Canada, *Bull Seism Soc Am*, **82**(5), 2014~2013.
- Atkinson G M, 1984, Attenuation of strong ground motion in Canada from a random vibrations approach, *Bull Seism Soc Am*, **74**, 2629~2653.
- Boore D M, 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull Seism Soc Am*, **73**(6), 1865~1894.
- Boore D M, 2002, SMSIM: Fortran programs of simulating ground motions from earthquake, version 2.0-a Revision of OFR 96-80-A, U S Geol Surv Open-File Rept.
- Boore D M, 2003, Simulation of ground motion using the stochastic method, *Pure Appl Geophys*, **160**, 635~676.
- Boore D M, Boatwright J, 1984, Average body-wave radiation coefficients, *Bull Seism Soc Am*, **74**(7), 1615~1621.
- Boore D M, Joyner W B, 1997, Site amplification for generic rock sites, *Bull Seism Soc Am*, **87**(2), 327~341.
- Brune J N, 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J Geophys Res*, **75**(26), 4997~5009.
- Brune J N, 1971, Correction, *J Geophys Res*, **76**(20), 5002.
- Chen P S, Nuttli O W, 1984, Estimates of magnitudes and short period wave attenuation of Chinese earthquakes from modified mercalli intensity data, *Bull Seism Soc Am*, **74**(5), 957~968.
- Hanks T C, 1982, f_{max} , *Bull Seism Soc Am*, **72**, 1867~1879.
- Hanks T C, McGuire R K, 1981, The character of high frequency strong ground motion, *Bull Seism Soc Am*, **71**(6), 2071~2095.
- Kanamori H, Anderson D L, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull Seism Soc Am*, **65**, 1073~1095.
- McGuire R K, Hanks T C, 1980, RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California, Earthquake, *Bull Seism Soc Am*, **70**(5), 1907~1919.

Papageorgiou A S, Aki K, 1983, A specific model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and prediction of strong motion, *Bull Seism Soc Am*, **73**, 693~722.

Shear P M, 2009, *Introduction to seismology*, 2nd edition, Cambridge University Press.

Tao Zhengru, 2010, *Ground motion attenuation relationship based on stochastic method*, master thesis, Tokyo: National graduate institute for policy studies and building research institute.

The study on strong ground motion attenuation relationship in the Pishan area, Xinjiang

Li Wenqian Wei Bin He Jingang Zhang Zhengbin Zhu Haoqing

Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, China

Abstract Small earthquake data from the Pishan M_s 6.5 aftershocks are collected by the Xinjiang Regional Digital Seismic Observation Network. Five parameters of the focal region are obtained by micro genetic inversion; stress drop of 75.95bars, quality factor parameters Q_0 of 186.33 and η of 0.26, geometric attenuation parameters R_1 of 72.18km and R_2 of 139.70km. We calculate the Fourier spectrum and combine with random phase spectrum to get the ground motion time history, and build the strong motion acceleration attenuation relationship. The strong ground motion acceleration attenuation of Pishan area is obtained. Because of the lack of strong ground motion records, we join the records of Wuqia earthquake on October 5, 2008, the Aketao earthquake on October 6, 2008 and the Lop earthquake on March 9, 2012. The comparison of the calculation results and the empirical attenuation relationships with strong ground motion records reveals that the strong motion data of Pishan and Lop earthquake are higher than the empirical attenuation relationships. The Wuqia earthquake strong motion data are consistent with Yu Yanxiang (2013) short axis result, and lower than the present result.

Key words: Small earthquake data; Regional parameters; Micro genetic inversion; Ground motion acceleration attenuation relationship