

喻焜, 李小军. 2012. 汶川地震余震震源参数及地震动衰减与场地影响参数反演分析. 地震学报, 34(5): 621-632.  
Yu Tian, Li Xiaojun. 2012. Inversion of strong motion data for source parameters of Wenchuan aftershocks, attenuation function and average site effect. Acta Seismologica Sinica, 34(5): 621-632.

# 汶川地震余震震源参数及地震动衰减 与场地影响参数反演分析\*

喻 焜<sup>1),\*</sup> 李小军<sup>2)</sup>

1) 中国哈尔滨 150028 中国地震局工程力学研究所

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

**摘要** 基于强震动观测台钻孔数据, 统计得到了四川、甘肃地区 20 m 深的浅硬土层场地平均剪切波速模型. 通过与美国加州地区的波速模型对比, 结合四川、甘肃地区地震预报的地壳模型, 延拓剪切波速模型至 40 km. 应用四分之一波长法计算了浅硬土层场地的平均场地放大系数. 利用场地放大系数, 消除 13 次余震中浅硬场地的台站场地响应, 反演了龙门山断层上、下盘的介质品质因子以及 13 次余震的有效应力降. 通过与普通土层场地的强震动记录对比, 对浅硬土层场地的放大系数进行调整, 得到了深厚土层场地的平均放大系数.

**关键词** 反演 有效应力降 品质因子 平均场地效应 汶川余震

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2012.05.004

中图分类号: P315.9

文献标志码: A

## Inversion of strong motion data for source parameters of Wenchuan aftershocks, attenuation function and average site effect

Yu Tian<sup>1),\*</sup> Li Xiaojun<sup>2)</sup>

1) Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, Harbin 150028, China

2) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

**Abstract:** The average shear-wave velocity profile for shallow soil sites at a depth of 20 m is derived from the drilling data of strong motion stations in Sichuan and Gansu provinces. Combined with the profile of California and the crust model used in earthquake prediction study for Sichuan Province, the average shear-wave velocity profile is extended to 40 km. The site amplification factor for shallow soil sites is generated by using the quarter wave-length method. Then, the quality factors of different zones, the effective stress drop and kappa value at shallow soil sites are deduced from the Fourier amplitude spectra of 13 aftershocks of the Wenchuan earthquake. Due to different site effects, the

\* 基金项目 国家自然科学基金重大研究计划项目(90715038, 91015001)资助.

收稿日期 2011-11-10 收到初稿, 2012-05-17 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: yutian0721@yahoo.com.cn

网络出版时间: 2012-08-30 14:20

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.2021.P.20120830.1420.002.html>



strong motion data at deep soil sites show a large bias from the inverted model. According to the bias, the site amplification factor for deep soil sites is derived from revision of the site amplification factor for shallow soil sites.

**Key words:** inversion; effective stress drop; quality factor; average site effect; Wenchuan aftershocks

## 引言

我国大陆地处亚欧板块东部,地震具有地点零散以及频度较低等板内地震的特点。而我国人口众多,许多大中型城市都分布在地震区带上,一旦发生特大或者大地震,后果严重,因此我国的地震灾害危险性很大。强震台网建设起步相对较晚以及强震数据缺乏的国情,决定了我国利用强震数据分析地震危险性的不足。本文基于 13 次汶川余震( $M_w 5.2-6.1$ )强震动数据,反演分析了余震的有效应力降,四川和甘肃地区的衰减函数及场地效应,并建立了模型以预测将来该地区的地震动参数。

地震动是震源谱、衰减函数及场地效应的联合函数。其中,震源谱由地区的地质条件、发震构造、震级等因素决定。衰减函数分为两部分:一是地震波传播时由于波阵面的扩大引起的单位面积波阵面上波动能量的减小,这被称为几何扩散,它与介质结构和传播路径有关;二是因为介质的非完全弹性和非均匀性,在地壳中传播的地震波因地壳介质的非均匀性引起的散射及介质的非弹性吸收引起的地震波衰减。地球介质使地震波能量衰减的这种作用可以用介质的品质因子  $Q$  来表述。场地效应是指局局部场地条件对地震波的影响。

汶川地震的发震断层为龙门山断裂带的中央断裂。它位于松潘—甘孜地块以及四川盆地的交界处。由于松潘—甘孜地块西侧受到青藏高原东移的压力,而东侧的四川盆地很坚硬,因此,松潘—甘孜地块被迫抬升而造成了龙门山断裂带的逆冲推覆。龙门山断裂带地质、地形复杂,松潘—甘孜地块与四川盆地地质构造迥异,导致地区  $Q$  值差别较大。参考华卫等(2009)的研究工作,本文将记录参考区分为两部分:以发震断层为界,划分为高山区(上盘,亦即松潘—甘孜地块)和平原区(下盘,亦即四川盆地)。

四川、甘肃地区基岩上的强震动观测台站太少,导致作为研究对象的强震动记录绝大部分都夹杂着场地影响的强震动数据。本文统计了 147 个四川、甘肃地区强震动观测台建台报告的场地勘测钻孔数据,并参考加州同类型场地的钻孔数据,构造了龙门山断裂带浅硬土层场地的经验模型,包括平均剪切波速剖面及密度模型。基于浅硬土层场地的经验模型,计算了浅硬土层场地的平均放大系数,进而消除场地效应并反演余震序列应力降以及地区品质因子和场地参数。深厚土层场地的场地效应受覆盖层厚度以及地形的影响甚大。本文并没有构造深厚土层场地的经验模型,而是根据土层场地的实际记录及浅硬土层场地的反演结果,通过调整浅硬场地的平均放大系数构造了深厚土层场地的平均放大系数。

## 1 反演方法

地震动水平分量的加速度傅里叶谱在频域可以表示为

$$A(f) = S(f)V(f)G(f)e^{\frac{-\pi f R}{2Q(f)}}e^{-\pi \kappa f} \quad (1)$$

式中,  $A(f)$  为地震动两个水平分量傅里叶谱的几何平均值;  $S(f)$  为震源谱,通常表示为



$$S(f) = C(2\pi f)^2 M_0 / [1 + (f/f_0)^2] \quad (2)$$

$$C = \frac{0.55 \times 2/\sqrt{2}}{4\pi\rho\beta^3} \quad (3)$$

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

$M_0$  为地震矩;  $\rho$  为地壳密度, 取为  $2.7 \text{ g/cm}^3$ ;  $\beta$  为地壳横波速度, 取为  $3.4 \text{ km/s}$ ;  $0.55$  为辐射花样系数; 式(3)中的  $2$  为自由表面放大系数;  $1/\sqrt{2}$  为由于双水平分量的能量平均系数;  $f_0$  为震源谱拐角频率, 它与破裂的上升时间有关, 通常表示为上升时间的倒数;  $\Delta\sigma$  为有效应力降, 又称动力等效应力降, 反映了震源谱高频成分的幅值, 它与地震学的应力降有很大区别. 地震学的应力降反映的是地震前后岩石应力的释放. 这里的应力降只是模型中反映地震动高频幅值的一个变量.

$V(f)$  为场地响应, 即场地放大系数;  $G(f)$  为几何扩散因子, 通常表示为

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

$R_c$  为交叠距离. 小于  $R_c$  时, 横波主导地震动; 大于  $R_c$  时, 剪切波和面波开始混合主导地震动.

$Q(f)$  为品质因子, 通常表示为

$$Q(f) = Q_0 f^\eta \quad (6)$$

$\kappa$  为场地高频衰减系数 (Anderson, Hough, 1984).

从式(1)中可以看出, 在已知震级和衰减距离的情况下, 震源未知参数只有一个, 即有效应力降  $\Delta\sigma$ . 衰减项未知参数为 3 个:  $Q_0$ ,  $\eta$  和  $R_c$ . 如果已知场地的放大系数, 场地则仅有未知参数  $\kappa$ . 本文基于强震记录, 应用 Levenberg-Marquardt 算法 (Press *et al*, 2005), 反演了余震的有效应力降以及  $Q_0$ ,  $\eta$ ,  $R_c$  和  $\kappa$ .

## 2 强震台数据

地震动水平分量主要由剪切波控制. 本文摘取了 13 个余震序列 211 条记录 (震中距  $\leq 300 \text{ km}$ ) 的剪切波进行反演. 表 1 给出了用于反演的余震序列发震时间、震级和发震类型. 从表 1 中可以看出, 震级主要集中于  $5.0-6.0$ , 属于中型地震; 发震类型与主震的发震类型相似, 集中在走滑和逆冲. 由于所选取事件的震级位于  $5.0-6.1$ , 破裂的持续时间在  $5 \text{ s}$  左右, 因此, 对于中近场台站, 本文对余震记录摘取的剪切波长度为  $5-6 \text{ s}$ , 对于远场台站, 由于持时的增加, 剪切波长度基本控制在  $10 \text{ s}$  以内.

## 3 浅硬场地反应模型

Silva 等 (2000) 在研究地震动经验衰减模型时, 比较了美国旧金山与洛杉矶市的场地钻孔数据和强震数据, 发现基岩场地对地震动的影响与浅硬场地非常接近. 而深厚土层的场地效应受覆盖层深度和地形的影响较大. 为了描述四川、甘肃地区浅硬场地和基岩场地的场地效应, 本文构造了四川、甘肃地区浅硬土层场地的经验模型, 并计算得到了浅硬场地的平均场地放大系数.



表 1 用于反演的余震序列

Table 1 The origin time, magnitude and style of faulting of the 13 aftershocks

编号	发震时间(北京时间)		$M_w$	发震类型
	年-月-日	时:分:秒		
1	2008-05-25	16:21:49	6.0	走滑
2	2008-05-12	19:11:00	6.1	走滑
3	2008-05-13	04:08:48	5.5	逆冲
4	2008-05-13	15:07:07	5.6	逆冲
5	2008-05-16	13:25:46	5.5	走滑
6	2008-05-18	01:08:24	5.7	逆冲
7	2008-05-14	10:54:35	5.3	走滑
8	2008-05-27	16:37:51	5.7	走滑
9	2008-07-24	15:09:28	5.7	走滑
10	2008-08-01	16:32:42	5.7	逆冲
11	2008-08-05	17:49:15	5.9	逆冲
12	2008-07-24	03:54:43	5.5	逆冲
13	2008-05-13	04:51:23	5.2	走滑

3.1 浅硬场地的平均剪切波速剖面

我国强震动观测台站建设中，基于单孔波速测试法获得了各个台站的 20 m 深度剪切波速剖面，一些台站达到了 30 m 深度，极少数台站达到 50 m 深度。这些浅层钻孔数据仅能近似描述高频的放大作用，而对于低频( $<1$  Hz)的放大，则需要更深的钻孔数据和地区的地壳结构模型。

为了构造四川、甘肃地区更深的剪切波速模型，本文对比了四川、甘肃地区与加州地区地表平均剪切波速。根据新一代衰减关系(next generation of attenuation, 简称为 NGA))的台站场地分类标准(Chiou *et al*, 2008)，将 147 个四川、甘肃地区强震台站(图 1)

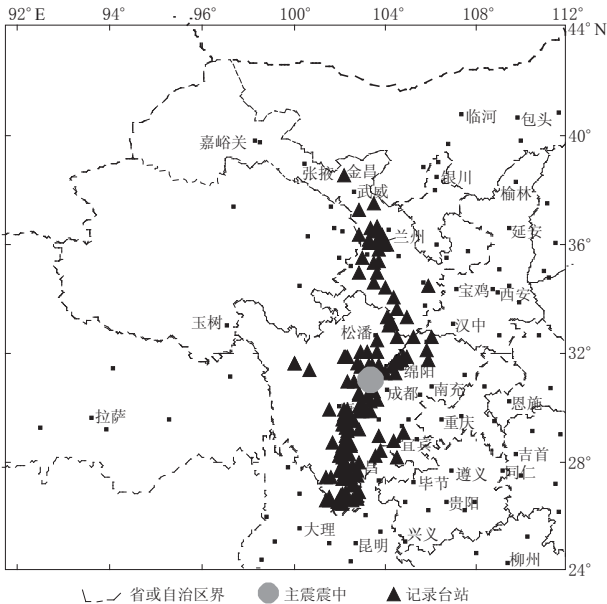


图 1 四川、甘肃地区强震台站分布图

Fig. 1 Strong motion stations (triangles) in Sichuan and Gansu provinces



分为 9 个 A 类场地, 52 个 B 类场地, 83 个 C 类场地和 3 个 D 类场地. 表 2 给出了 NGA 的台站场地分类标准. 对上述 4 类场地进行合并, 可将 61 个 A, B 类场地划为浅硬场地, 86 个 C, D 类场地归为深厚土层场地. 图 2 和图 3 给出了 20 m 深度范围内四川、甘肃地区与美国加州各类场地(Silva, 1996)的平均剪切波速对比. 从图 2 中可以看出, 四川、甘肃地区地表土(2 m 以上)非常软, 平均剪切波速约为 150 m/s, 小于加州地区同类型土的剪切波速. 对于 A 类场地, 除了加州地区在 5—9 m 深度的速度突变区, 在其它深度区间内, 加州地区的平均剪切波速略大于四川、甘肃地区, 差别很小. 对于 B 类场地, 四川、甘肃地区的平均剪切波速稍大于加州地区. 加州地区的 C, D 两类场地非常接近, 与四川、甘肃地区的 D 类场地类似. 四川、甘肃地区的 C 类场地介于加州地区的 B 类与 C 类之间. 从图 3 中可以看出, 浅硬场地四川、甘肃地区与加州地区平均剪切波速非常接近.

表 2 NGA 台站场地分类标准  
Table 2 NGA Geomatrix classification criterion

类别	类别名	分类标准
A	岩石	仪器安装于剪切波速 $v_s > 600$ m/s 岩石或岩石上覆盖土层厚度小于 5 m 的场地上
B	浅(硬)土	仪器安装于岩石上覆盖土层厚度不大于 25 m 的场地上或土层内
C	深厚窄带土	仪器安装于位于宽度小于几千米的峡谷、或山谷中岩石上覆盖土层厚度不小于 20 m 的场地上或土层内
D	深厚宽带土	仪器安装于位于宽阔山谷中岩石上覆盖土层厚度不小于 20 m 的场地上或土层内
E	深厚软弱土	仪器安装于平均剪切波速 $v_s < 150$ m/s 的深厚土层场地上或土层内

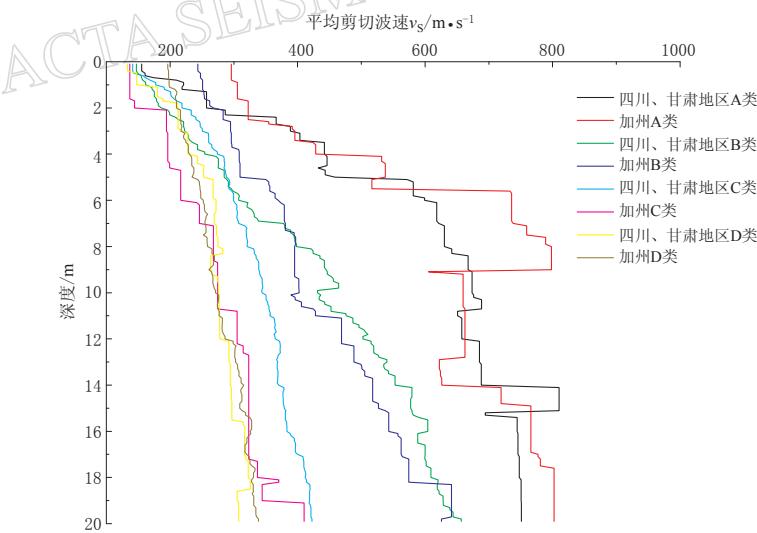


图 2 四川、甘肃地区与加州地区各类场地 20 m 深的平均剪切波速对比  
Fig. 2 Comparison of average shear-wave velocities at 20 m depth under various site conditions between Sichuan, Gansu provinces and California

利用四川、甘肃地区与加州地区浅硬场地剖面的相似性, 地表 20 m 采用真实数据, 从 20 m 到剪切波速达到 1500 m/s 深度处采用加州地区浅硬场地的平均剪切波速, 剪切波速 1500 m/s 以下的深度引入地壳结构模型(雷建设等, 2009), 从而构造了四川、甘肃地区的平均剪切波速剖面(附表 1).



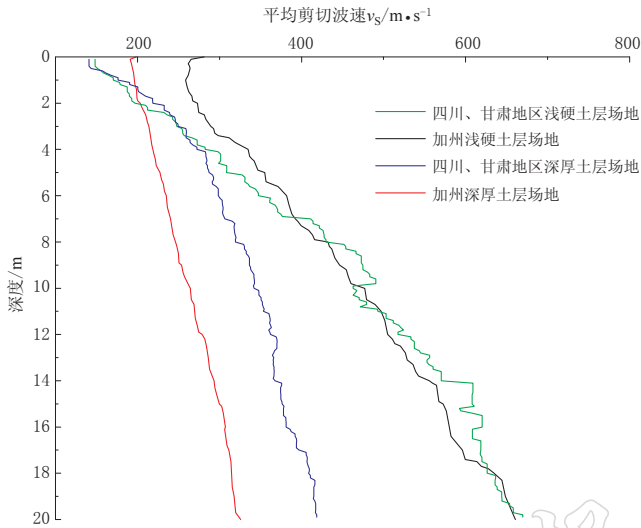


图 3 四川、甘肃地区和加州地区浅硬场地与深厚土层场地 20 m 深的平均剪切波速对比  
Fig. 3 Comparison of average shear-wave velocities at 20 m depth at shallow and deep soil sites between Sichuan, Gansu provinces and California

3.2 密度模型

Boore 和 Joyner (1997) 基于剪切波速的插值, 得到了介质密度的经验关系. 他们采用的地表介质剪切波速为 300 m/s, 密度为 2.5 g/cm<sup>3</sup>.

$$\rho = 2.50 + (\beta - 0.3) \times \frac{2.80 - 2.50}{3.50 - 0.30} \tag{7}$$

综合 147 个四川、甘肃地区强震台的台站报告, 四川、甘肃地区地表主要有如下几种土层: 粉土、素填土及稍密卵石等. 其大致密度和剪切波速见表 3. 大部分台站地表都是素填土. 本文取地表的密度为 1.8 g/cm<sup>3</sup>, 剪切波速为 0.15 km/s, 震源深度 10 km 处剪切波速为 3.5 km/s, 密度为 2.8 g/cm<sup>3</sup>, 得到密度模型如下:

$$\rho = 1.80 + (\beta - 0.15) \times \frac{2.80 - 1.80}{3.50 - 0.15} \tag{8}$$

表 3 四川、甘肃地区不同地表土参数

Table 3 Parameters of various soils at ground surface in Sichuan and Gansu provinces

土的类型	$v_s/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$\rho/\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$
素填土	150 以下	1.8
粉土	200 左右	2.0
稍密卵石	300 左右	2.1

3.3 浅硬场地平均放大系数

Joyner 等(1981)提出了四分之一波长法, 认为: 场地的放大效应是震源处介质的波阻抗与一定深度内介质平均波阻抗之比的平方根, 而深度代表了四分之一的波长.

$$V(f) = \sqrt{\rho_s \beta_s / \bar{\rho}(z) \bar{\beta}(z)} \tag{9}$$

式中, s 代表震源处的介质参数; 上标“—”代表一定深度内介质平均参数.



表 4 给出了浅硬场地的场地放大系数.

表 4 浅硬场地和深厚土层场地的  
平均场地放大系数

Table 4 The average site amplification  
factor for shallow and deep soil sites

频率/Hz	放大系数 (基岩场地)	放大系数 (土层场地)
0.01	1.00	1.00
0.10	1.07	1.10
0.30	1.24	1.26
0.60	1.58	1.60
1.00	1.93	2.60
2.30	2.80	3.63
5.00	3.60	4.50
10.00	4.57	6.00
30.00	5.50	6.00
100.00	5.50	6.00

表 5 13 个余震序列的有效应力降  
Table 5 Effective stress drops  
of the 13 aftershocks

事件	$M_w$	应力降/ $10^5$ Pa
1	6.0	68.10
2	6.1	10.00
3	5.5	97.15
4	5.6	11.70
5	5.5	16.12
6	5.7	41.66
7	5.3	15.12
8	5.7	41.00
9	5.7	33.66
10	5.7	27.33
11	5.9	20.89
12	5.5	29.01
13	5.2	87.31
平均		38.39

4 参数反演及分析

基于上盘的浅硬场地台站的强震记录,反演式(1)的参数,得到 13 次事件的有效应力降,上盘的  $Q$  模型,以及交叠距离和浅硬场地的高频线性衰减系数  $\kappa$ . 然后,比较反演得到的模型与深厚土层场地记录,得到了模型对深度土层场地地震动各个频率成分估计的平均误差. 利用得到的误差,修改浅硬场地的线性放大系数,得到了深厚土层场地的平均放大系数,并反演了土层场地的高频线性衰减系数  $\kappa$ . 对于下盘台站,采用上盘反演的有效应力降结果和场地放大系数,反演了下盘的  $Q$  模型、交叠距离及场地的高频衰减系数  $\kappa$ . 有效应力降见表 5, 衰减参数以及高频衰减系数见表 6. 反演得到的平均有效应力降为  $38 \times 10^5$  Pa. 从表 5 中可以看出,事件 3, 5 和 12 矩震级都为 5.5, 发震类型分别为逆冲、走滑和逆冲,反演得到的应力降分别为  $97 \times 10^5$ ,  $16 \times 10^5$ ,  $29 \times 10^5$  Pa, 差别非常大. 这可能是因为余震相隔的时间较长,应力释放差别较大,即使是同一类型的余震,高频幅值的差别也会很大. 反演得到的上、下盘交叠距离分别为 150 km 和 93 km, 接近地区地壳厚度的 2 倍,与 Herrmann (1985) 的结论相吻合. 从表 6 中可以看出,上、下盘台站的浅硬场地与深厚土层场地的高频衰减系数非常接近.

附图 1 给出了反演的模型与事件 1 真实记录的对比. 数据采用了对数空间的平滑处理. 在 0.1—1 Hz 范围内,平滑间隔为 0.1 Hz; 1—10 Hz

范围内,平滑间隔为 1 Hz; 大于 10 Hz,平滑间隔为 10 Hz. 从附图 1 中可以看出,反演得到的模型整体上与真实记录比较吻合. 其中一部分记录的模型结果与真实记录在一定频段范围内差别较大,主要是由于场地条件与构造的平均场地剖面差别较大,导致真实的场地反应与平均场地反应不同. 例如台站 51CXQ 是一个覆盖层为 4.9 m 的台站,场地特征周期在 0.2 s 左右. 记录在 5 Hz 出现了一个峰值,而模型是比较光滑的. 因此在 5 Hz 左右的频段,模型低估了地震动. 图 4 和图 5 给出了浅硬场地和深厚土层场地的模型误差. 可以看到,在 3—10 Hz,两种场地模型对傅里叶谱的估计都要小于真实记录. 这是因为场地的特征周期都集中在 0.1—0.3 s,导致模型较低地估计了频段范围内的地震动.



表 6 上、下盘的品质因子以及交叠距离和场地高频衰减因子

Table 6 The quality factor, crossover distance and  $\kappa$  of hanging wall and footwall

参数	上盘	下盘
$Q(f)$	$303 \times f^{0.39}$	$256 \times f^{0.54}$
交叠距离/km	150	93
浅硬土层场地 $\kappa/s$	0.031	0.035
深厚土层场地 $\kappa/s$	0.010	0.010

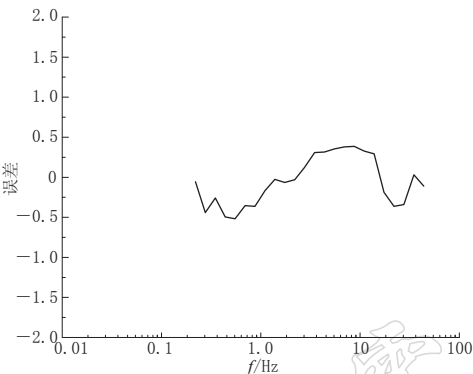


图 4 浅硬场地的模型误差  
Fig. 4 Model bias of recordings at shallow soil sites

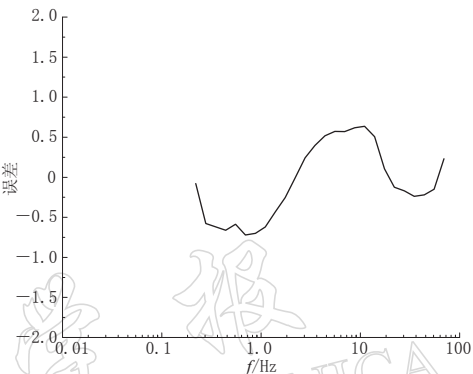


图 5 深厚土层场地的模型误差  
Fig. 5 Model bias of recordings at deep soil sites

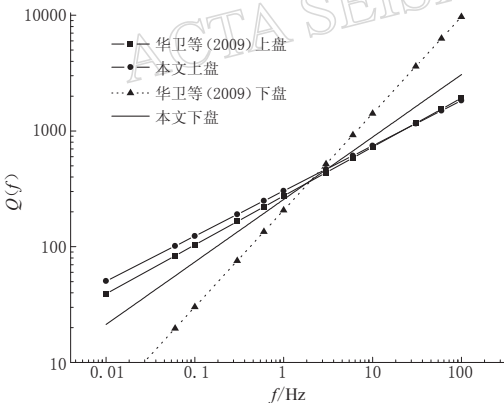


图 6 反演的  $Q$  值与华卫等(2009)结果的对比  
Fig. 6 Comparison of quality factor from this study with that of Hua Wei *et al* (2009)

从反演的地区品质因子  $Q$  结果可以看出, 上、下盘的差别较大. 图 6 给出了本文反演的地区品质因子  $Q$  值与华卫等(2009)结果的对比. 可以看出, 对于上盘的  $Q$  值, 两者非常接近, 但下盘两者差别较大: 华卫等(2009)的频率相关指数为 0.836, 而本文仅为 0.54. 这些差别主要有两个原因: 一是几何衰减模型的不同. 本文采用的是式(5)的几何衰减模型, 它考虑了由于上、下盘地壳厚度不一样, 交叠距离会有所不同. 根据谈洪波等(2010)的结果, 上盘接近青藏高原, 地壳平均厚度在 70 km 左右; 而下盘的地壳平均厚度在 40 km 左右(赵珠等,

1997). 这一点可以从交叠距离的差别很大得到印证. 华卫等(2009)采用的是指数衰减模型. 另一原因是, 两者的  $Q$  值都是基于地震动数据拟合而来. 不考虑分析源数据差别的情况下, 本文的场地反应与华卫等(2009)采用 Atkinson 和 Mereu(1992)的方法回归的场地系数也不一致. 场地反应的不一致相当于数据放大的倍数不一样, 因此反演的  $Q$  也会不一样. 值得一提的是, 本文上、下盘同一次事件的数据采用相同的有效应力降, 而华卫等(2009)采用 Atkinson 和 Mereu(1992)的方法, 将上、下盘分开计算, 因此得到的震源参数会不一致.



## 5 结论

本文利用四川、甘肃地区的强震台勘测钻孔数据, 构建了该地区 40 km 的剪切波速经验模型, 得到了该地区不同场地类型的平均场地放大系数. 并基于 13 次余震强震动数据, 反演了 13 次余震的有效应力降以及四川、甘肃地区的衰减函数、浅硬土层场地和深厚土层场地的高频衰减系数, 为四川、甘肃地区的地震动参数随机模拟方法提供了输入参数, 也为该地区的地震动参数预测给出了一种新的途径.

从附图 1 可以看出, 整体上模型对地震动傅里叶谱估计得很不错. 但是, 对于浅硬场地的记录, 模型在高频成分和长周期成分存在大约 30% 的平均误差; 而对于深厚场地, 则模型存在 50% 的平均误差. 这说明本文的场地放大系数不是很精确, 还需要更多的深钻孔数据来核实及验算.

另外, 有效应力降与地质构造、断层类型、断层是否出露地面等有关. 余震的有效应力降普遍小于同震级的主震有效应力降. 正断层的有效应力降小于逆断层的有效应力降. 走滑断层的有效应力降要小于逆冲断层. 因此, 预测地震动参数时, 需谨慎使用有效应力降. 作者期待未来用更多的小震级主震记录来验算有效应力降, 并统计有效应力降与发震构造的关系.

感谢 Pacific Engineering Analysis 公司的 Walter J Silva 和 Bob Darragh 提供的加州钻孔数据及模型.

## 参 考 文 献

- 华卫, 陈章立, 郑斯华. 2009. 2008 年汶川 8.0 级地震序列震源参数分段特征的研究[J]. 地球物理学报, **52**(2): 365–371.
- 雷建设, 赵大鹏, 苏金蓉, 张光伟, 李凤. 2009. 龙门山断裂带地壳精细结构与汶川地震发震机理[J]. 地球物理学报, **52**(2): 339–345.
- 谈洪波, 申重阳, 玄松柏. 2010. 地壳分层与地壳厚度对汶川地震同震效应的影响[J]. 大地测量与地球动力学, **30**(4): 29–35.
- 赵珠, 范军, 郑斯华, 长谷川昭, 堀内茂木. 1997. 龙门山断裂带地壳速度结构和震源位置的精确修订[J]. 地震学报, **19**(6): 615–622.
- Anderson J G, Hough S E. 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **74**(5): 1969–1993.
- Atkinson G M, Mereu R F. 1992. The shape of ground motion attenuation curves in Southeastern Canada[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**(5): 2014–2031.
- Boore D M, Joyner W B. 1997. Site amplifications for generic rock sites[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**(2): 327–341.
- Chiou B, Darragh R, Gregor N, Silva W. 2008. NGA project strong-motion database[J]. *Earthq Spectra*, **24**(1): 23–44.
- Herrmann R B. 1985. An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distance[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **75**(5): 1447–1453.
- Joyner W B, Warrick R E, Fumal T E. 1981. The effect of quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, Earthquake of 1979[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **71**(4): 1333–1349.
- Press W H, Teukolsky S A, Vetterling W T, Flannery B P. 2005. *Numerical Recipes in Fortran*[M]. New York: Cambridge University Press: 678–682.



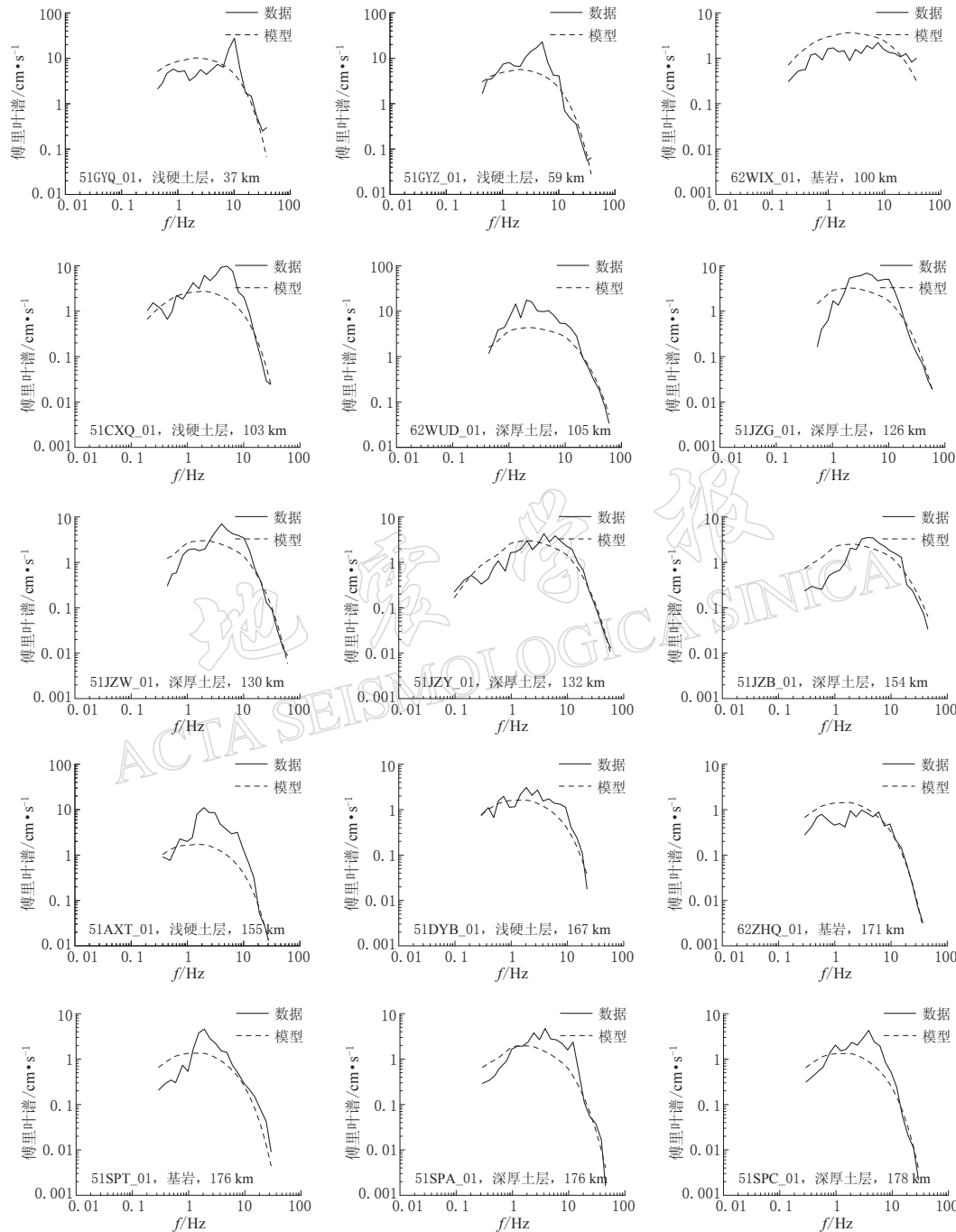
Silva W J, Li S, Darragh B, Gregor N. 2000. *Surface Geology-Based Strong Motion Amplification Factors for San Francisco and Los Angeles Areas*[R]. PEER Report, 30-45.

Silva W J. 1996. Description and validation of the stochastic ground motion model[R] // *A Report to Engineering Research and Applications Division Department of Nuclear Energy Brookhaven National Laboratory*. Chapter 3: 1-8.

附表 1 构造的浅硬土层场地模型  
Supplementary table 1 Empirical profile for shallow soil sites

深度/m	剪切波速/m·s <sup>-1</sup>	密度/g·cm <sup>-3</sup>	深度/m	剪切波速/m·s <sup>-1</sup>	密度/g·cm <sup>-3</sup>
1	171	1.80	56	869	2.01
2	197	1.81	58	875	2.01
3	248	1.83	60	881	2.01
4	282	1.84	62	885	2.01
5	308	1.84	64	890	2.01
6	347	1.85	66	893	2.01
7	411	1.87	68	900	2.02
8	430	1.88	70	901	2.02
9	475	1.89	73	967	2.04
10	463	1.89	76	1041	2.06
11	493	1.90	80	1400	2.08
12	518	1.90	83	1475	2.10
13	556	1.92	86	1245	2.12
14	570	1.92	236	1670	2.24
15	608	1.93	336	1870	2.30
16	620	1.93	451	2100	2.37
17	618	1.93	611	2460	2.47
18	626	1.94	848	2800	2.57
19	644	1.94	1076	3276	2.71
20	670	1.95	1958	3308	2.72
21	685	1.95	3202	3340	2.73
22	694	1.96	3979	3365	2.74
23	703	1.96	4757	3391	2.75
24	712	1.96	5689	3429	2.76
25	721	1.96	6622	3448	2.76
26	730	1.97	7634	3467	2.77
27	738	1.97	8800	3493	2.78
28	747	1.97	9578	3518	2.78
29	756	1.97	10431	3569	2.80
30	765	1.98	11829	3627	2.82
31	774	1.98	12685	3639	2.82
32	783	1.98	13230	3652	2.82
33	788	1.98	14164	3665	2.83
34	796	1.99	14548	3677	2.83
36	803	1.99	15954	3690	2.84
38	810	1.99	17043	3709	2.84
40	818	1.99	18132	3728	2.85
42	823	1.99	18754	3754	2.85
44	835	2.00	19532	3760	2.86
46	840	2.00	20357	3772	2.86
48	845	2.00	21414	3778	2.86
50	852	2.00	24204	3785	2.86
52	859	2.00	25693	3797	2.87
54	863	2.01	27189	3803	2.87

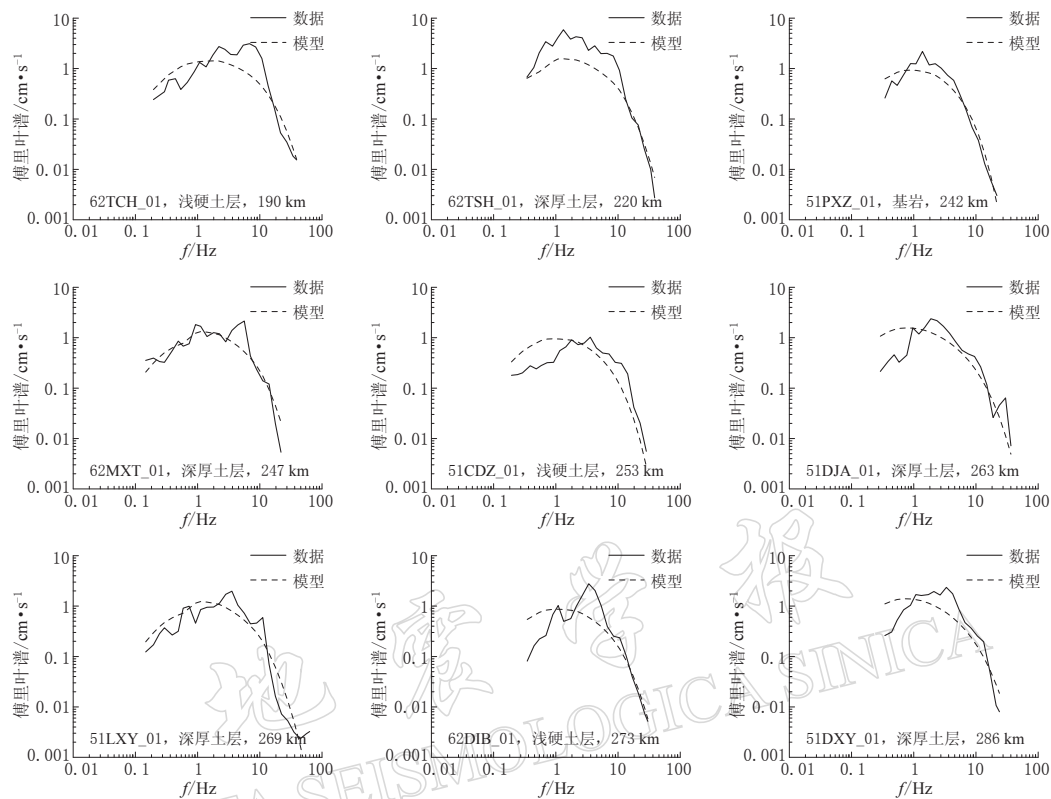




附图 1 反演模型与事件 1 真实记录傅里叶谱的对比(震中距 37—178 km)

Supplementary fig. 1 Comparison of Fourier amplitude spectra between the inversion results and strong motion records (epicentral distance 37—178 km)





附图 1 反演模型与事件 1 真实记录傅里叶谱的对比(震中距 190—286 km)

Supplementary fig. 1 Comparison of Fourier amplitude spectra between the inversion results and strong motion records (epicentral distance 190—286 km)