

文章编号: 0253-3782(2003)02-0211-08

研究简报

## 利用遗传算法反演非弹性衰减系数、 震源参数和场地响应<sup>\*</sup>

刘 杰<sup>1)</sup> 郑斯华<sup>1)</sup> 黄玉龙<sup>2)</sup>

1) 中国北京 100036 中国地震局分析预报中心

2) 中国香港香港理工大学土木与结构工程系

关键词 震源参数 场地响应 品质因子 遗传算法

中图分类号: P315.3<sup>+</sup>3 文献标识码: A

随着数字化地震台网在全国陆续建设完成,利用数字化台网记录的大量地震波形资料提取地震的震源参数,如地震矩、破裂尺度、应力降等,更好地为地震预测和地震危险性分析服务,逐渐成为当前的一项日常工作(Hough *et al.*, 1999; Bindi *et al.*, 2001). 虽然震源参数的计算从原理上讲比较简单,这方面的研究也比较成熟,但要精确得到这些参数并不是很容易,至少两个方面的因素影响计算结果的稳定:第一个因素是传播途径和场地响应对信号的影响. 根据研究,不同震中距上地震波的几何扩散系数是不同的,目前比较好的方法是引入三段几何衰减模型(Atkinson, Mereu, 1992; Atkinson, Boore, 1995; 黄玉龙等, 2003). 另外,传统上场地响应主要是相对于岩石台站进行估计,如线性反演法(Andrews, 1982). 但相对估计在选择台站时会引入某些偏差. 近期的一些研究表明,岩石台站在地表并不是完全没有场地响应(Moya *et al.*, 2000; 章文波等, 2001; Jin *et al.*, 2000; Dutta *et al.*, 2001); 第二个因素是从位移谱中读取低频水平和拐角频率. 由于震源谱模型是一个非线性函数,大多数情况下,这种读取是由人为判断,主观性较强,拐角频率一个较小的变化将显著影响应力降的结果.

地震记录是当地震发生时,地震仪记录到的地震信息. 它是一种综合信息,包含了地震震源、地震波的传播途径及场地响应等特征,因而,要想得到精确的各种参数,必须设法区分地震记录中震源效应、传播途径及场地响应. Atkinson 和 Mereu(1992)提出的方法比较好地解决了这个问题,但该方法是基于固定台网的地震波资料,在这种情况下,所有台站的场地响应基本上与频率无关,在一个常数附近波动. 对流动台网资料,由于一些台站的场地响应变化较大,采用这种方法计算的震源参数会出现一定偏差,但这种方法对几何扩散和非弹性衰减系数的计算结果不会造成太大影响. 为解决流动台网资料的处理,

<sup>\*</sup> 香港理工大学资助课题“在稠密城市环境中的先进建筑技术(Advanced Buildings Technology in a Dense Urban Environment)”的一部分;中国地震局分析预报中心数字化地震波实验室和“十五”地震预报科技攻关课题(02-03-04)资助.

2002-05-09 收到初稿, 2002-11-12 收到修改稿, 2002-12-09 决定采用.

Moya 等(2000)提出了一个方法,它是利用遗传算法(Holland, 1975)同时计算震源谱参数和场地响应,但该方法是在假定已知几何扩散和非弹性衰减参数的情况下进行的. 因此,本研究使用了中美合作于 1982 年 7 月~1984 年 12 月在唐山地区布设的强地面运动台网所观测到的数字地震波形资料(China-US Joint Project on Strong Ground Motion Measurement, 1989),利用上面两种方法的各自优势,计算了唐山地区介质的品质因子  $Q$  值、地震的震源参数和台站的场地响应. 本文详细介绍了这两种方法的原理和计算步骤,并对它们在使用中应注意的问题以及与其它研究结果的对比进行了讨论.

1 地震数据

1976 年 7 月 28 日唐山大地震后,我国开始布设具有一定规模的强震观测台网,通过与国际同行的合作,在唐山地区布设了多台数字化强震仪,建立了唐山强震观测国际合作台阵(如中美、中日合作等). 本研究使用的就是中美合作于 1982 年 7 月~1984 年 12 月在唐山地区布设的强地面运动台网所观测到的资料. 该资料前后共布设了 20 台三分量加速度地震仪,记录到 52 次地震( $M_L=2.3\sim 5.7$ )的 218 条数字化加速度谱. 我们得到的资料共 185 个记录,如果规定每次地震至少被 3 个台站记录到,而且每个台站至少有 3 次地震记录,那么能处理的资料为 90 个,分成 13 次地震和 10 个台站,表 1 给出了台站参数,表 2 给出了地震参数及取得记录的台站.

表 1 台站参数

序号	台站编码	$\varphi_N/(^\circ)$	$\lambda_E/(^\circ)$	海拔/m	场地条件
1	TS01	39.760	118.407	76	地表岩石
2	TS02	39.742	118.475	40	地表土层
3	TS03	39.755	118.577	45	地表土层
4	TS07	39.748	118.690	45	地表土层
5	TS15	39.747	118.397	-822	隧道岩石
6	TS16	39.748	118.400	48	地表土层
7	TS17	39.747	118.378	38	地表土层
8	TS18	39.728	118.410	47	地表土层
9	TS19	39.754	118.406	-553	隧道岩石
10	TS21	39.745	118.378	38	地表土层

从表 2 可以看到,实际使用资料的震级范围是 2.8~4.2,震中距的范围是 6~24 km. 本研究采用  $S-P$  的到时差来计算震源距,而不用台站的经纬度和震源位置参数来计算,这样做目的是减少由于震中位置的不确定性带来的震源距误差. 所有台站记录均为加速度记录,采样率为 100 sps,本研究使用  $SH$  波的资料,通过对水平方向的两个分量进行旋转得到. 在进行 Fourier 变换时,采用 5 s 的时间窗,5%汉宁窗(Hanning taper)来提取. 此外,对得到的加速度谱,用 0.5 Hz 窗宽的汉宁窗进行平滑.

2 计算方法和结果

2.1 品质因子  $Q$  值

由于所使用的资料最大震中距仅为 24 km,所以地震谱振幅随距离的几何扩散系数比较简单,为  $R^{-1}$ . 第  $i$  次地震在第  $j$  个台站观测到的  $S$  波 Fourier 谱振幅(位移、速度、加速

表 2 地震参数及取得记录的台站

序号	编码	年-月-日	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	$M_L$	TS01	TS02	TS03	TS07	TS15	TS16	TS17	TS18	TS19	TS21
1	83077	1983-08-08	39.71	118.47	2.9	1	0	1	0	1	0	0	1	1	0
2	83079	1983-08-09	39.68	118.48	3.8	1	1	1	0	1	1	0	1	1	0
3	83081	1983-08-13	39.69	118.46	3.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
4	83099	1983-09-24	39.77	118.50	3.5	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0
5	83103	1983-09-26	39.77	118.45	3.3	1	0	1	0	1	1	1	1	1	0
6	83104	1983-09-26	39.74	118.39	4.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
7	83108	1983-10-02	39.80	118.47	2.8	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0
8	84029	1984-02-16	39.76	118.51	3.7	0	1	1	1	1	0	0	0	1	0
9	84117	1984-11-05	39.78	118.48	2.9	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0
10	84132	1984-10-12	39.83	118.50	3.5	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1
11	84138	1984-11-12	39.84	118.46	3.8	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1
12	84139	1984-11-12	39.84	118.45	3.9	1	1	1	0	1	0	0	1	1	1
13	84142	1984-11-12	39.84	118.44	3.5	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1

注：“1”表示该台站记录到相应地震，“0”表示该台站没有记录到相应地震。

度均可，这里是加速度)可表示为(Hartzell, 1992)

$$O_{ij}(f) = S_i(f)G_j(f)\exp\left(-\frac{\pi R_{ij}f}{Q(f)v_s}\right)/R_{ij}$$
 (1)

其中,  $f$  是频率,  $O_{ij}(f)$  是第  $j$  个台站观测到第  $i$  次地震的谱振幅,  $S_i(f)$  是第  $i$  次地震的震源谱振幅,  $G_j(f)$  是第  $j$  个台站的场地响应,  $R_{ij}$  是第  $i$  次地震至第  $j$  个台站的震中距,  $v_s$  是 S 波速度,  $Q(f)$  是 S 波的品质因子.

对上式取对数, 可得

$$\lg O_{ij}(f) = \lg S_i(f) - \lg R_{ij} - c(f)R_{ij} + \lg G_j(f)$$
 (2)

非弹性衰减系数  $c(f)$  与介质品质因子  $Q(f)$  之间的关系为

$$Q(f) = \frac{\lg(e)\pi f}{c(f)v_s}$$
 (3)

采用 Atkinson 和 Mereu(1992)提出的方法计算非弹性衰减系数  $c(f)$  值, 其原理为: 首先设定所有台站的场地响应为 1(即不考虑场地响应), 对给定的非弹性衰减系数  $c(f)$ , 通过对台站记录进行几何扩散和非弹性衰减校正, 得到相应地震的震源谱振幅, 调整  $c$  值大小, 使各台站得到的同一地震的震源谱振幅残差最小; 设定某次地震的震源谱是不同台站得到的震源谱振幅的平均, 而各个台站的场地响应的对数就是该台站得到的震源谱振幅对数与该地震的震源谱振幅对数之差的平均值; 最后, 再考虑各台站得到的场地响应, 重新计算各台站经过校正后的震源谱振幅, 通过调整  $c$  值, 使对同一地震得到的震源谱振幅的残差最小. 其残差定义为

$$k_{ij} = [\lg S_i(f)]_j - \overline{\lg S_i(f)}$$
 (4)

式中,  $\overline{\lg S_i(f)}$  是第  $i$  次地震的震源谱振幅的对数, 是对记录到该地震的所有台站计算得到的  $[\lg S_i(f)]$  求平均.

非弹性衰减系数  $c(f)$  的求解是采用计算

$$\text{sum} = \sum_i \sum_j |k_{ij}|$$
 (5)

求极小方式得到. 因此, 上述方法的计算步骤为:

1) 将所有台站场地响应的对数设为零, 选择合适的参数  $c(f)$ , 使式(5) 的残差总和极小.

2) 利用得到的参数, 求场地响应

$$\lg G_j(f) = \sum_{i=1}^{m_j} k_{ij} / m_j \tag{6}$$

其中,  $m_j$  为第  $j$  个台站记录的地震事件数.

3) 将场地响应的计算结果代入, 重新计算  $c(f)$ , 使式(5) 的残差总和极小. 重复 2)、3) 步, 进一步缩小残差总和.

通过反复迭代, 可得到该区域的非弹性衰减系数  $c(f)$ , 进而利用式(2) 得到介质的品质因子  $Q(f)$ . 图 1 给出了本研究的计算结果. 可以看到在小于 8 Hz 时, 采用这种方法是得不到  $Q$  值的. 为解决这个问题, 我们引用了 Jin 和 Aki(1988) 采用尾波得到的北京及附近地区  $Q$  值结果. 他们的  $Q$  值数据大部分在 1 Hz 左右, 也有一些数据分布在低频上. 综合上述数据, 品质因子  $Q(f)$  与频率的关系是

$$Q(f) = 214f^{0.55} \tag{7}$$

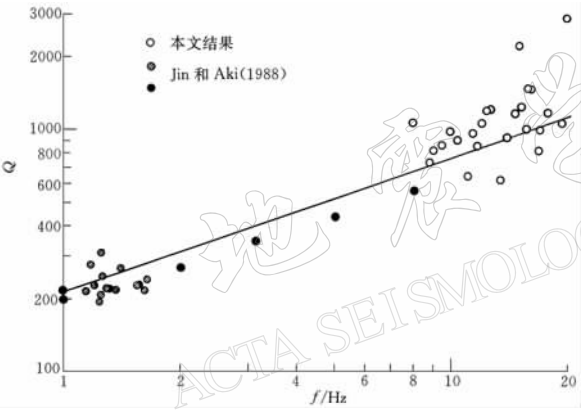


图 1 介质品质因子  $Q$  与频率  $f$  的关系

2.2 震源谱参数和场地响应的确定

采用 Moya 等(2000) 的方法, 确定每次地震的震源谱参数和台站的场地响应. 该方法首先对每次地震选择 Brune (1970) 震源谱参数, 每个震源谱参数被用于计算已记录地震的台站的场地响应. 假定每个台站的场地响应对于每次地震事件均一样, 因此, 运用遗传算法通过寻找不同的震源谱参数, 使由不同事件得到的台站场地响应的标准偏差最小.

首先对第  $i$  次地震在第  $j$  个台站观测到的 S 波 Fourier 振幅谱进行几何扩散和非弹性衰减的校正, 并从加速度谱转换成位移谱

$$O_{ij}^{corr}(f) = O_{ij}(f) R_{ij} \exp\left(\frac{\pi R_{ij} f}{Q(f) v_s}\right) / (2\pi f)^2 \tag{8}$$

设定每个震源的位移震源谱参数(震源谱的低频水平  $\Omega_0$  和拐角频率  $f_c$ ), 可得到每次地震的理论位移震源谱

$$S_i(f) = \frac{\Omega_{0i}}{1 + (f/f_c)^2} \tag{9}$$

这样, 根据定义, 在第  $k$  个频率上, 由对第  $i$  次地震记录计算得到的第  $j$  个台站的场地响应为

$$G_{ij}(f_k) = \frac{O_{ij}^{corr}(f_k)}{S_i(f_k)} \tag{10}$$

在第  $k$  个频率上, 计算第  $j$  个台站由不同地震得到的场地响应的平均值和标准偏差:

$$\delta_{jk} = \frac{\text{std}[G_{ij}(f_k)]}{\text{mean}[G_{ij}(f_k)]} \quad (\text{对 } i \text{ 求标准方差和平均值}) \tag{11}$$

利用遗传算法，调整所有地震的震源谱参数，使下式极小

$$\text{sum} = \sum_j \sum_k \delta_{jk} \tag{12}$$

图 2a,b,c 给出了不同类型台站的场地响应，图中细线表示由各次地震记录得到的台站的场地响应，粗线表示该台站场地响应的平均值. 图 2d,e,f 给出不同震级地震的震源谱，图中细线表示由各个台站记录得到的震源谱，图中粗线表示拟合的理论震源谱. 详细的震源参数可见表 3.

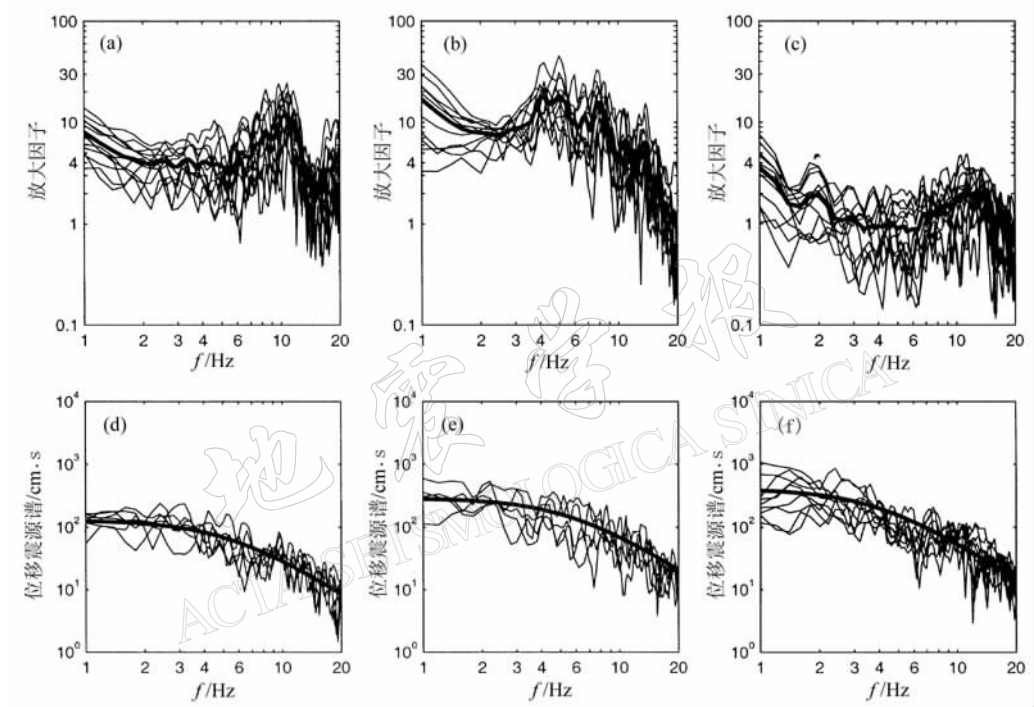


图 2 不同类型台站的场地响应函数和不同震级地震的震源谱及拟合的理论震源谱  
(a) 地表岩石台站 1; (b) 地表土层台站 2; (c) 隧道岩石台站 5; (d) 第 7 次地震( $M_L2.8$ );  
(e) 第 8 次地震( $M_L3.7$ ); (f) 第 6 次地震( $M_L4.2$ )

2.3 震源参数

根据 Brune(1970)结果，利用上面得到的震源谱参数求各种震源参数，其地震矩为

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v_s^3\Omega_0}{R_{\theta\phi}} \tag{13}$$

式中， $\rho$  是密度，本研究取为  $2.7\text{ g/cm}^3$ ； $v_s$  是 S 波速度，取为  $3.2\text{ km/s}$ ； $R_{\theta\phi}$  是辐射花样系数，由于我们没有每次地震的断层面解，所以令  $R_{\theta\phi}$  为一常数，并取 SH 波在全震源球上的平均值为 0.48. 对于震源尺度，采用圆盘型震源模型(Brune, 1970)，其震源半径为

$$r = \frac{2.34v_s}{2\pi f_c} \tag{15}$$

表 3 地震的震源谱和震源参数反演结果

序号	年-月-日	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	$M_L$	$\Omega_0/\text{cm}\cdot\text{s}$	$f_c/\text{Hz}$	$M_0/10^{13}\text{N}\cdot\text{m}$	$r/\text{m}$	$\Delta\sigma/10^5\text{Pa}$
1	1983-08-08	39.71	118.47	2.9	88.78	6.7	2.18	177.9	16.9
2	1983-08-09	39.68	118.48	3.8	258.16	4.9	5.98	243.2	18.2
3	1983-08-13	39.69	118.46	3.6	479.24	4.9	11.1	243.2	33.7
4	1983-09-24	39.77	118.50	3.5	140.55	5.7	3.25	209.1	15.6
5	1983-09-26	39.77	118.45	3.3	157.72	5.0	3.65	238.4	11.8
6	1983-09-26	39.74	118.39	4.2	406.23	3.9	9.41	305.6	14.4
7	1983-10-02	39.80	118.47	2.8	129.81	5.3	3.01	224.8	11.6
8	1984-02-16	39.76	118.51	3.7	289.06	5.6	6.69	212.8	30.4
9	1984-11-05	39.78	118.48	2.9	128.93	5.9	2.99	202.0	15.8
10	1984-10-12	39.83	118.50	3.5	433.05	5.0	10.0	238.4	32.4
11	1984-11-12	39.84	118.46	3.8	380.63	3.5	8.82	340.5	9.8
12	1984-11-12	39.84	118.45	3.9	201.10	5.4	4.66	220.7	19.0
13	1984-11-12	39.84	118.44	3.5	220.71	4.2	5.11	283.7	9.8

应力降为

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3}$$
(14)

根据上述公式计算得到的 13 次地震的震源谱参数和震源参数由表 3 给出. 采用最小二乘法, 得到 13 次地震的地震矩  $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$  与震级  $M_L$  的关系是:

$$\lg M_0 = 12.35 + 0.39M_L$$
(16)

该曲线斜率仅为 0.39, 相对较低. 由表 3 可以看出, 13 次地震的应力降在  $9\times 10^5\sim 40\times 10^5\text{Pa}$  之间, 但应力降与地震矩之间没有明显的依赖关系.

3 小结和讨论

采用 Atkinson 方法(Atkinson, Boore, 1995; Atkinson, Mereu, 1992), 计算非弹性衰减系数  $c(f)$ (或品质因子  $Q(f)$ )时, 由于各台站的场地响应是通过与平均值比较来确定的, 对于场地响应较小的台站(如基岩台站), 该方法所得到的场地响应的对数将是负值, 即台站响应将小于 1(图 3), 因此它得到的场地响应是相对的, 不是真实的场地响应. 另一方面, 从残差式(5)的定义可以看出, 由于残差是每次地震由不同台站得到的震源谱振幅减去其平均值, 因此, 即使所有台站的场地响应乘上某个常数(对数值相当于加一个常数). 由式(2)可以看到, 所得到的残差并不改变, 这意味着各台站采用相对场地响应时, 并不影响非弹性系数  $c(f)$  的计算, 但是, 如果直接用 Atkinson 方法计算地震的震源谱, 由于所有台站得到的场地响应与真实场地响应相比低一个常数, 造成得到的震源谱参数  $\Omega_0$  比实际结果偏低.

另外, 采用 Atkinson 方法, 在第一次迭代时, 如果基岩台站的场地响应的平均值人为地设定为 1, 其它台站的场地响应相应增加一个值, 那么, 所有台站的场地响应就与真实的场地响应相近. 采用这个方法, 将很大程度地消除震源谱参数计算时的误差. 但是即使是基岩台站, 由于在频率域中场地响应并不完全平坦, 因此这种方法应用时也会有一定误差, 具体工作时应注意这个问题.

与此相反, 采用 Moya 等(2000)的方法, 由于事先对场地响应并没有限制, 因此, 这种

方法得到的震源参数和场地响应更接近实际情况. 但是应用 Moya 方法时也有一个限制, 即每次地震的震源谱参数  $\Omega_0$  的初值必须小于基岩台站的震源谱振幅低频水平, 它隐含的一个假定就是基岩台站的场地响应接近于 1. 另外, 由于该方法是同时要反演所有地震的震源谱参数, 当地震较多, 采用遗传算法计算时, 收敛速度较慢, 计算是非常消耗时间的. 相反, Atkinson 方法计算震源谱参数时, 每次仅计算一次地震, 因此计算速度就比较快.

图 3 给出了不同类型的台站采用这两种方法得到的台站场地响应, 以及它们的比值. 可以看到, 在大部分频率上第一种方法得到的场地响应比第二种低了近 3~4 倍, 不完全是一个常数, 但不同台站得到的比值结果大体一致.

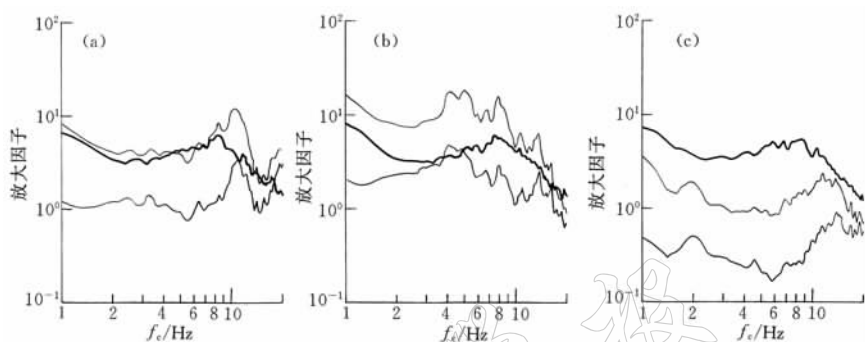


图 3 两种方法得到的场地响应及比值. 图中下面的细线是 Atkinson 方法得到的场地响应, 上面的细线是 Moya 方法得到的场地响应, 粗线是两者的比值  
(a) 台站 1: 地表岩石; (b) 台站 2: 地表土层; (c) 台站 3: 隧道岩石

对介质品质因子  $Q$  值计算, 章文波等采用线性反演方法得到唐山地区的  $Q$  值为:  $Q(f) = 29f^{0.91}$ <sup>①</sup> 和  $Q(f) = 67f^{1.1}$  (章文波等, 2001). 与全球其它地区和金安蜀等在北京地区所得的结果 (Jin, Aki, 1988) 对比, 该关系在低频部分结果过低 (黄玉龙等, 2003). 而本研究采用 Atkinson 方法所得结果与前人的结果是一致的, 因此本研究是采用这种方法得到  $Q$  值的关系. 另外, 由式 (2) 可以看出, 非弹性衰减系数对地震波振幅衰减的贡献不仅取决于其本身, 还与地震到台站的震中距有关. 当该系数较小或震中距较小, 使两者乘积 ( $c(f)R_{ij}$ ) 的大小处于由各台站得到的震源谱振幅误差范围之内时, 参数  $c(f)$  将无法求出. 这就是本研究仅能得到 8 Hz 以上的非弹性衰减系数, 而在广东数字化地震台网却能比较好地得到 2 Hz 以上非弹性衰减系数的原因 (黄玉龙等, 2003).

本研究部分程序是在中国地震局工程力学所章文波同志程序基础上修改的, 在此表示感谢.

## 参 考 文 献

- 黄玉龙, 郑斯华, 刘杰, 等. 2003. 华南地区地震波衰减和场地响应的研究[J]. 地球物理学报, **46**(1): 54~61  
章文波, 谢礼立, 郭明珠. 2001. 利用强震记录分析场地的地震反应[J]. 地震学报, **23**(6): 604~614

① Zhang Wenbo, Matsunami K, Irikura K. 2000. Site amplifications estimation from strong motion data in Tangshan area, China. personal communication.

- Andrews D J. 1982. Separation of source and propagation spectra of seven Mammoth lakes aftershock[R]. *Proceedings of workshop X VI, Dynamic Characteristics of Faulting*, 1981. U. S. Geol Sur Open File Rep, 82~591
- Atkinson G M, Boore D. 1995. New ground motion relations for eastern north America[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **85**: 17~30
- Atkinson G M, Mereu R F. 1992. The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 2 014~2 031
- Bindi D, Spallarossa D, Augliera P, *et al.* 2001. Source parameters estimated from the aftershock of the 1997 Umbria-Marche (Italy) seismic sequence[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**(3): 448~455
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake[J]. *J Geophys Res*, **75**: 4 997~5 009
- China-US Joint Project on Strong Ground Motion Measurement. 1989. *Digital Near Source Accelerograms Record by the Instrumental Arrays in Tangshan, China, Part I* (1982. 7~1984. 12)[M]. Beijing: Seismological Press, 1~273
- Dutta U, Martirosyan A, Biswas N, *et al.* 2001. Estimation of S-wave site response in anchorage, Alaska, from weak-motion data using generalized inversion method[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**(2): 335~346
- Hartzell S H. 1992. Site respond estimation from earthquake data[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 2 308~2 327
- Holland J H. 1975. *Adaptation in Nature and Artificial System*[M]. Ann Arbor: University of Michigan Press, 1~132
- Hough S E, Lees J M, Monastero F. 1999. Attenuation and source properties at the Coso Geothermal area, California [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**(6): 1 606~1 619
- Jin Anshu, Aki K. 1988. Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**(2): 741~769
- Jin Anshu, Moya C A, Ando M. 2000. Simultaneous determination of site responses and source parameters of small earthquakes along the atosugawa fault zone, central Japan[J]. *Bull Seim Soc Amer*, **90**(6): 1 430~1 445
- Moya C A, Aguirre J, Irikura K. 2000. Inversion of source parameters and site effects from strong ground motion records using genetic algorithms[J]. *Bull Seim Soc Amer*, **90**(4): 977~992

## THE INVERSION OF NON-ELASTICITY COEFFICIENT, SOURCE PARAMETERS, SITE RESPONSE USING GENETIC ALGORITHMS

Liu Jie<sup>1)</sup> Zheng Sihua<sup>1)</sup> Wong Yuk Lung<sup>2)</sup>

1)Center for Analysis and Prediction, China Seismological Bureau, Beijing 100036, China

2)Department of Civil and Structural Engineering, Hong Kong Polytechnic University, Hong Kong, China

**Key words:** source parameter; site respond; quality factor; genetic algorithm