

文章编号: 0253-3782(2005)05-0498-10

北京地区中小地震震源参数反演^{*}

兰从欣¹⁾ 刘 杰²⁾ 郑斯华²⁾ 马士振¹⁾ 李菊珍¹⁾

1) 中国北京 100080 北京市地震局

2) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

摘要 利用 2001 年 10 月—2004 年 10 月该台网记录到的 511 条波形资料, 分别以北京及附近地区、北京西部山区和东部平原区作为研究区域, 采用 Atkinson 和 Mereu 方法计算各自的 Q 值, 并与已有的结果进行对比, 讨论了 Q 值计算结果的可靠性及差异存在的原因. 在此基础上, 利用 Moya 等方法进行了震源参数和场地响应的反演, 计算时采用了两种模型: ① 分区的 Q 值、地震和台站; ② 全区的 Q 值、地震和台站. 结果表明, 两种模型得到的震源参数和场地响应基本一致, 同时也说明了采用这些方法得到的震源参数不受台网大小的限制.

关键词 震源参数 场地响应 品质因子 Q 值 地震台网

中图分类号: P315.3⁺3

文献标识码: A

引言

北京及附近地区作为重要的地震活动区, 许多研究者对该区作过不同程度的非弹性衰减和震源参数等研究工作. 例如, 高龙生等(1986)、卓钰如等(1990)采用模拟资料, 使用优势频率和机械分频的方法研究北京地区的尾波 Q 值. 随着数字化地震台网的不断建设, 数字化资料的应用越来越得到人们的青睐. 刘万琴等(1990)首先将北京遥测台网的数字化地震记录应用于尾波研究中, 用人工方法求包络线再作拟合计算 Q 值. 张天中等(1998)测定尾波振幅比和能量比, 并用分频的能量比估算了北京地区的尾波 Q 值和平均自由程等, 得到了北京地区地震波衰减主要是由于吸收所致, 且随着频率的升高, 散射的影响逐步减弱. 但是, 近年来对北京及附近地区 Q 值变化特征的研究主要是应用单台尾波进行的. 孙勇等(1991)虽然将唐山地区的震源参数和衰减作了联合反演, 但他们使用的是 P 波谱资料, 而且所有的研究均没有按照地质、地貌特征等分区, 并分别研究其非弹性衰减和震源参数等的变化规律.

为了得到较真实的地震震源参数, 在使用各台站记录的地震波形资料时, 必须扣除地震波振幅随距离的几何扩散、非弹性衰减、场地响应和仪器响应等影响. 仪器响应可通过仪器标定加以校正. 对于其它参数的扣除, 本文首先将北京地区按照地质构造特征划分成西部山区和东部平原区两部分, 利用 2001 年 10 月—2004 年 10 月发生在北京及附近地区的最新地震的 S 波谱资料, 采用相互连接的 3 段几何衰减模型(Atkinson, Mereu, 1992; 黄玉龙等, 2003)和遗传算法等对该区非弹性衰减特征等进行分区研究, 以讨论不同区域

^{*} 中国地震局地震预测研究所数字化地震波实验室、国家“十五”地震预报科技攻关课题(02-03-04)、地震科学联合基金(604022)和北京市自然科学基金(8022009)共同资助.

2004-02-07 收到初稿, 2005-03-31 收到修改稿, 2005-04-25 决定采用.

内的非弹性衰减系数差异性的原因. 在此基础上, 利用 Moya 等提出的方法 (Moya *et al*, 2000; 刘杰等, 2003), 计算不同分区情况下, 各台站的场地响应和地震的震源参数. 在比较这些参数的基础上, 对其可能的原因进行了讨论. 本研究可为在台网中计算小地震的震源参数提供一些具体方法.

1 计算方法及原理

1.1 非弹性衰减

任一一站观测的任一地震地面运动的傅里叶谱 f 可以表示为

$$A_{ij}(f) = A_{i0}(f) \cdot G(R_{ij}) \cdot e^{\frac{\pi f R_{ij}}{Q(f) \cdot v}} \cdot S_j(f) \cdot I_j(f) \quad (1)$$

式中, $A_{ij}(f)$ 是在第 j 个台观测到的第 i 次地震的傅里叶谱振幅, $A_{i0}(f)$ 为第 i 次地震的震源谱振幅, $G(R_{ij})$ 为几何衰减函数, 几何衰减的计算采用相互连接的 3 段几何衰减模型, R_{ij} 为第 i 次地震到第 j 个台站的震源距, $Q(f)$ 为依赖频率的品质因子, v 为地震波速度, $S_j(f)$ 为第 j 台的场地响应, $I_j(f)$ 为第 j 台的仪器响应. 对式(1)两边取对数并加以整理, 得到

$$\lg A_{i0}(f) = \lg A_{ij}(f) - \lg G(R_{ij}) + c(f)R_{ij} - \lg S_j(f) - \lg I_j(f) \quad (2)$$

其中, 非弹性衰减系数 $c(f)$ 与 $Q(f)$ 的关系为

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

式中, β 为剪切波速度. 采用 Atkinson 和 Mereu(1992) 方法计算非弹性衰减系数时, 首先不考虑场地响应, 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, 选择合适的 c 值, 使各台站得到的同一地震的震源谱振幅残差最小; 其次利用得到的参数 c , 求出场地响应; 最后, 再考虑各台站得到的场地响应, 将场地响应的计算结果代入式(2), 重新计算各台站经过校正后的震源谱振幅, 采用遗传算法, 经过多次反复迭代, 最终求得非弹性衰减系数 $c(f)$, 进而求得 $Q(f)$, 详细的计算步骤参见相关文献(黄玉龙等, 2003; 刘杰等, 2003).

1.2 场地响应及震源参数

采用 Atkinson 和 Mereu(1992)方法可以同时计算得到场地和介质性质等. 但由于该方法在计算非弹性衰减系数 $c(f)$ (或品质因子 $Q(f)$)时, 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. 因此, 该方法得到的场地响应是相对的, 不是真实的场地响应. 另一方面, 即使是基岩台, 由于在频率域中场地响应并不完全平坦, 也会产生一定误差. 因此, 本文采用 Moya 等(2000)方法反演场地响应和震源参数. 该方法首先对每次地震选择 Brune (1970, 1971)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, 利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, 并最终求得场地响应和震源参数.

Moya 等(2000)方法的基本原理和实现步骤是: 首先对第 i 次地震在第 j 个台站观测到的 S 波傅里叶振幅谱进行几何扩散和非弹性衰减的校正, 几何扩散部分仍然采用三段线性回归; 然后对每次地震选择震源谱参数(零频幅值 Ω_0 和拐角频率 f_c), 即可得到每次地

震的理论震源谱

$$S_i(f) = \frac{\Omega_{0i}}{1 + (f/f_{ci})^2}$$

这样在第 k 个频率上, 第 i 次地震对第 j 个台站的场地响应为

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

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

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

利用遗传算法, 调整所有地震的震源参数, 使下式极小

$$\text{residual} = \sum_j \sum_k \delta_{jk}$$

这样, 即确定出震源谱参数和各台站的场地响应. 详细的计算步骤参见刘杰等(2003)文章. 然后利用下面的关系求地震矩 M_0 、应力降 $\Delta\sigma$ 和震源半径 R 等震源参数:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v_s^3 \Omega_0}{2R_{\theta\phi}}$$

其中, ρ 是密度, v_s 是 S 波速度, $R_{\theta\phi}$ 是辐射图型系数.

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

$$R = \frac{2.34v_s}{2\pi f_c}$$

2 数据资料及分区

表 1 台站仪器、台基岩性等基础信息表

北京市地震局遥测台网所属共 19 个测震台站, 遍布在北京地区的各个区县. 台站间的距离平均约为 40 km. 各台站岩性、地震计观测类型等不尽相同(表 1), 但都是三分量数字地震仪, 大部分地震仪在 1~20 Hz 之间具有速度平坦的响应. 地震信号以 50 Hz 的采样率通过有线或卫星通讯实时传送到遥测台网中心.

选取 2001 年 10 月—2004 年 10 月该台网记录到的北京地区(39.5°~41°N, 115.5°~117.5°E)1.0 级以上地震作为研究对象. 除此之外, 附近地区还发生了 2002 年 12 月 8 日廊坊 3.4 级、2002 年 5 月 19 日丰南 4.7 级、2003 年 4 月 23 日宁河 4.3 级等显著地震. 为了使参与计算的地震数目更多, 在实际计算中也吸收了这些地震.

编号	台站名	岩性	观测类型	传输
01	琉璃庙(LLM)	花岗岩	宽频带	DDN
02	密云(MIY)	灰岩	宽频带	DDN
03	杨镇(YAZ)	泥岩	短周期	DDN
04	马坊(MAF)		短周期	DDN
05	金盏(JIZ)	泥岩	短周期	卫星
06	苏州街(SSJ)	砾岩	短周期	DDN
07	斋堂(ZHT)	灰岩	宽频带	DDN
08	八宝山(BBS)	灰岩	宽频带	DDN
09	天坛(TIT)	泥灰岩	短周期	DDN
10	西集(XIJ)	砾岩	短周期	DDN
11	次渠(CIQ)	泥岩	短周期	DDN
12	榆堡(YUF)	泥岩	短周期	DDN
13	刘斌堡(LBP)	灰岩	宽频带	卫星
14	西拨子(XBZ)	凝灰岩	甚宽带	卫星
15	十三陵(SSL)	灰岩	宽频带	卫星
16	牛栏山(NLS)	砾岩	短周期	DDN
17	大灰厂(DHC)	灰岩	宽频带	卫星
18	牛口峪(NKY)	灰岩	宽频带	卫星
19	凤河营(FHY)	泥岩	短周期	卫星

在对地震波谱资料进行处理的过程中, 把从 S 波开始到包含 S 波总能量 90% 的时段定

义为 S 窗. 采用平移窗谱方法(Chael, 1987), 获得稳定的观测信号的傅里叶谱. 将 S 窗内的波形分成若干个包含有 256 个采样点的小段, 使相邻小段之间有 50% 重叠, 在每小段波形的起始和末尾加上 5% 的余旋边瓣, 通过快速傅里叶变换得到每一小段的傅里叶谱, 并对其进行仪器响应校正和噪声校正, 最后在频率域内合成得到 S 波的总的谱振幅. 仪器响应校正的方法是首先根据台站的零点、极点、灵敏度和归一化常数等得到每个频率点的放大倍数, 然后将观测谱除以相应频率点的放大倍数, 即可消除仪器响应. 将 P 波初动前 256 个采样点的记录作为噪声记录, 计算出与观测信号相同持续时间的噪声位移振幅, 然后对观测信号扣除噪声. 之后, 按照信噪比大于 2 倍为标准选择可以使用的波形记录, 在此基础上, 按照“一次地震必须有 3 个以上台站记录、一个台站必须记录到 3 次以上地震”的原则, 最终确定 64 次地震、19 个台站、511 条记录参与反演计算地震非弹性衰减、场地响应和震源参数(图 1). 这些地震的震中距为 5~209 km, 震级范围为 $M_L 1.0 \sim 4.7$.

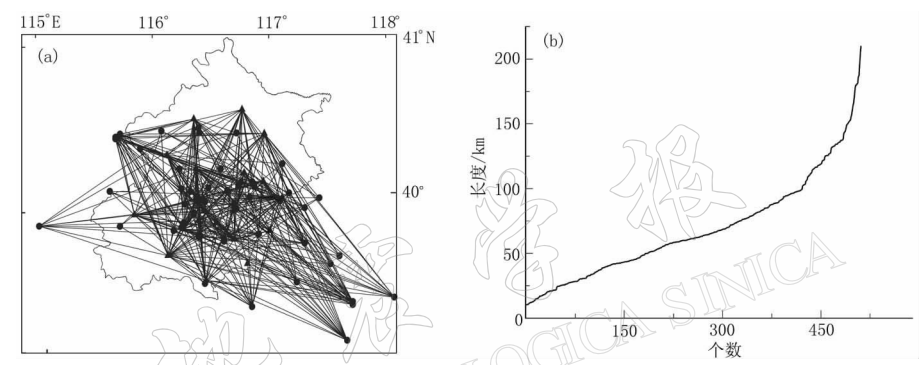


图 1 北京及附近地区 19 个台站、64 次地震以及 511 条地震记录的射线(a)及长度变化(b)图

由于北京地区地质构造比较复杂, 北京台网覆盖的地区中, 东南部为平原, 西北部为山区, 且西北部山区的台站全部为基岩台, 而东南部平原区则全部是井下摆, 因此需要分区进行深入研究. 发生在山区的地震只参与山区 Q 值的计算, 发生在平原区的地震只参与平原区 Q 值的研究, 对交界区的地震则同时参与两者的反演分析. 同样按照“一台三震, 一震三台”的原则, 最终确定 9 个台、29 次地震、共 139 条地震记录参与山区的计算(图 2); 平原区共有 10 个台、34 次地震、共 173 条记录用于非弹性衰减的研究(图 3).

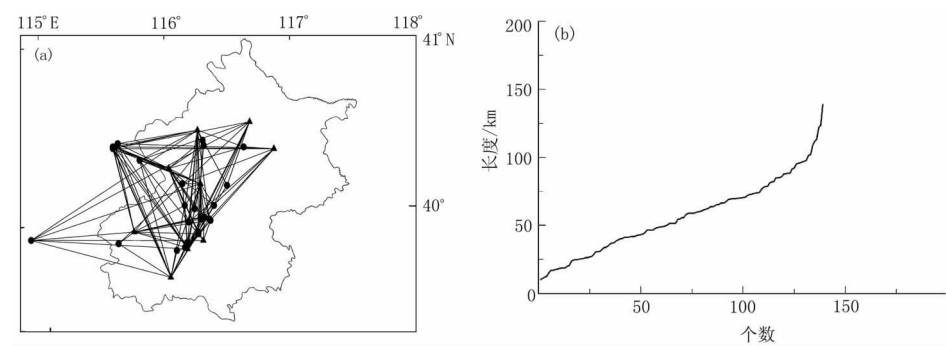


图 2 北京西部及邻近山区 9 个台、29 次地震以及 139 条地震记录的射线(a)及长度变化(b)图

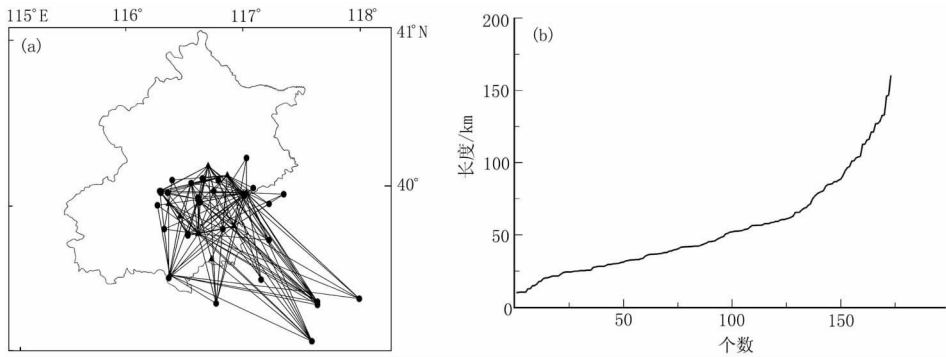


图 3 北京东部及邻近平原区 10 个台、34 次地震以及 173 条记录的射线(a)及长度变化(b)图

3 介质品质因子 Q 的计算结果

非弹性衰减系数与频率有明显的依赖关系. 在考虑频率依赖的 Q 模型时, 通常用频率的幂函数, 即 $Q(f) = Q_0 f^\gamma$ 的形式来拟合 Q 与频率的关系. 参数 γ 反映了 Q 对频率的依赖程度, 当 $\gamma = 0$ 时, Q 与频率无关. 从图 4 可以看到, 1 Hz 以上的频率范围内, 北京及附近地区的 $\lg Q$ 与 $\lg f$ 有很好的线性关系. 该结果与 Jin 和 Aki(1988) 以及刘杰等(2003) 的研究结果比较一致. 各区介质品质因子 Q 与频率的关系分别如下所示:

北京及附近地区(整个研究区): $Q_A(f) = 194.2f^{0.704}$

北京西部山区: $Q_W(f) = 124.8f^{0.851}$

北京东部平原区: $Q_E(f) = 88.5f^{0.869}$

从图 4 及以上关系式可以看到: 平原区的介质品质因子最小, 山区次之, 整个研究区的最大. 一方面表现出 Q 值的区域性特征, 另一方面也表现出不同路径介质对 Q 值的影响不同. 整个研究区的衰减则反映了较大范围内介质的平均特征, 且这种平均也不是一种数学上的简单平均.

北京东部平原区与西部山区 Q 值的不同, 在一定程度上反映出地壳介质与结构的横向不均匀性. 北京平原区的地壳厚度较薄, 平均约为 33 km; 而北京西部地区的平均厚度为 40 km, 地质构造较复杂. 刘福田等(1986)研究了华北地区地壳和上地幔的三维速度结构, 层面成像结果表明, 华北地区的地震波速度存在明显的横向不均匀性, 深度为 14 km 的层面速度图象与熟知的地质构造非常相似, 对应于本文研究的区域范围内平原区为低速区, 山地区为高速区, 盆地与平原一样表现为低速异常区, 这些可能在一定程度上是造成山区 Q 值大的原因.

整个研究区的介质品质因子最大, 这一方面是因为其路径射线的覆盖面积最大, 其 Q 反映出较大范围内的衰减特征; 另一方面, 由于其射线平均长度最大, 其 Q 含带了较多的地球深部信息. 整个研究区、北京西部山区、东部平原区的路径射线的平均长度分别为 69, 56 km 和 53 km. 射线越长, 携带的深部信息就越多. 而地球深部介质均匀性较好, 其品质因子 Q 值要比浅部介质的 Q 值大. 由此也能得出整个研究区的 Q 最大, 而东部平原区的 Q 最小的结果.

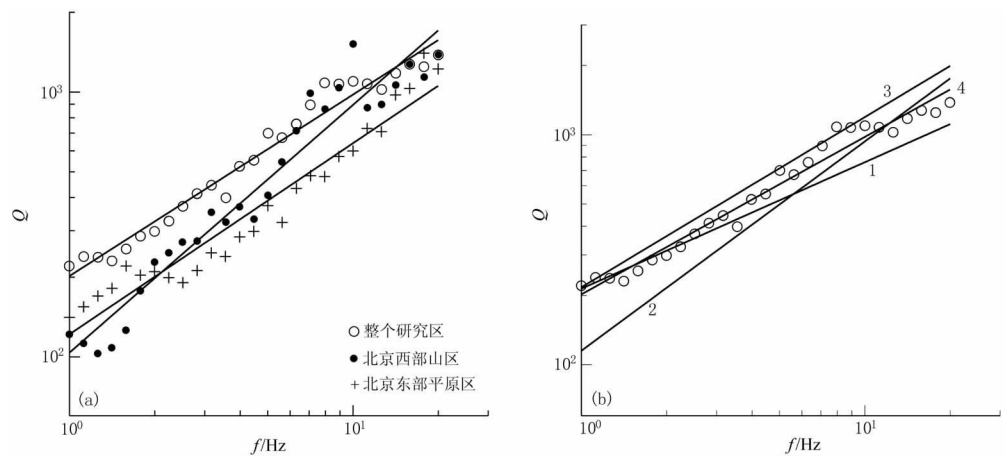


图 4 北京各区 Q 值随频率的变化(a)及整个研究区结果与其它结果的比较(b)
1. 是 Jin、刘杰等得到的结果 $Q=214f^{0.55}$; 2, 3. 分别是马云生利用尾波 30~60 s 窗、
60~90 s 窗得到的结果, $Q=115f^{0.91}$, $Q=217f^{0.74}$; 4. 本研究的结果

马云生等(1995)用尾波资料研究了北京地区的 Q 值,发现在同一时间窗内,山区的平均 Q 值比平原区大.例如在 30~60 s 时间窗内,山区的平均 Q 值为 113,平原区为 103;在 60~90 s 时间窗内,山区平均 Q 值为 272,平原区为 163.本文平原区品质因子 Q 比山区小、深部介质 Q 值大等特征与上述结果基本一致.

4 场地响应与震源参数

根据式(1),台站场地和震源参数的反演结果与路径上的非弹性衰减有一定关系.本文将研究在不同的衰减模型下台站场地和震源谱参数的变化特征.反演过程中所使用的模型、地震及台站的具体情况如表 2 所示.这样,对于平原区或山区的同一地震或同一台站便得到两组不同的震源或场地数据,并对这些数据进行分析.

表 2 北京东部平原区、西部山区各种方法模型的主要参数简表

平原区方法	平原区模型等选取(井下台)	山区方法	山区模型等选取(地表基岩台)
EE	$Q_E(f)=88.5f^{0.869}$ (34 次地震、10 个台站)	WW	$Q_W(f)=124.8f^{0.851}$ (29 次地震、9 个台站)
EA	$Q_A(f)=194.2f^{0.704}$ (64 次地震、19 个台站); 分离出平原区 34 次地震、10 个台站相应的反演结果	WA	$Q_A(f)=194.2f^{0.704}$ (64 次地震、19 个台站); 分离出山区 29 次地震、9 个台站相应的反演结果

4.1 场地响应

选用模型方法的改变对北京东、西两区的台站场地响应的影响并不十分显著.各场地的变化形态基本没有发生改变,且总体上表现出西部地表基岩台的响应比东部井下台响应大的特点.其低频端场地响应变化相对平稳,有些在 1 附近起伏;高频端场地的放大倍数减小或出现负放大现象(图 5).

在北京东部平原区 1~10 Hz 范围内,只有个别台、个别频点的场地响应小于 1,即绝大多数井下台的场地响应大于 1;10~20 Hz 范围内除牛栏山(NLS)、杨镇(YAZ)台外,其它所有井下台的场地响应都小于 1.总体上看,用 EE 方法得到的场地响应比 EA 方法略大.

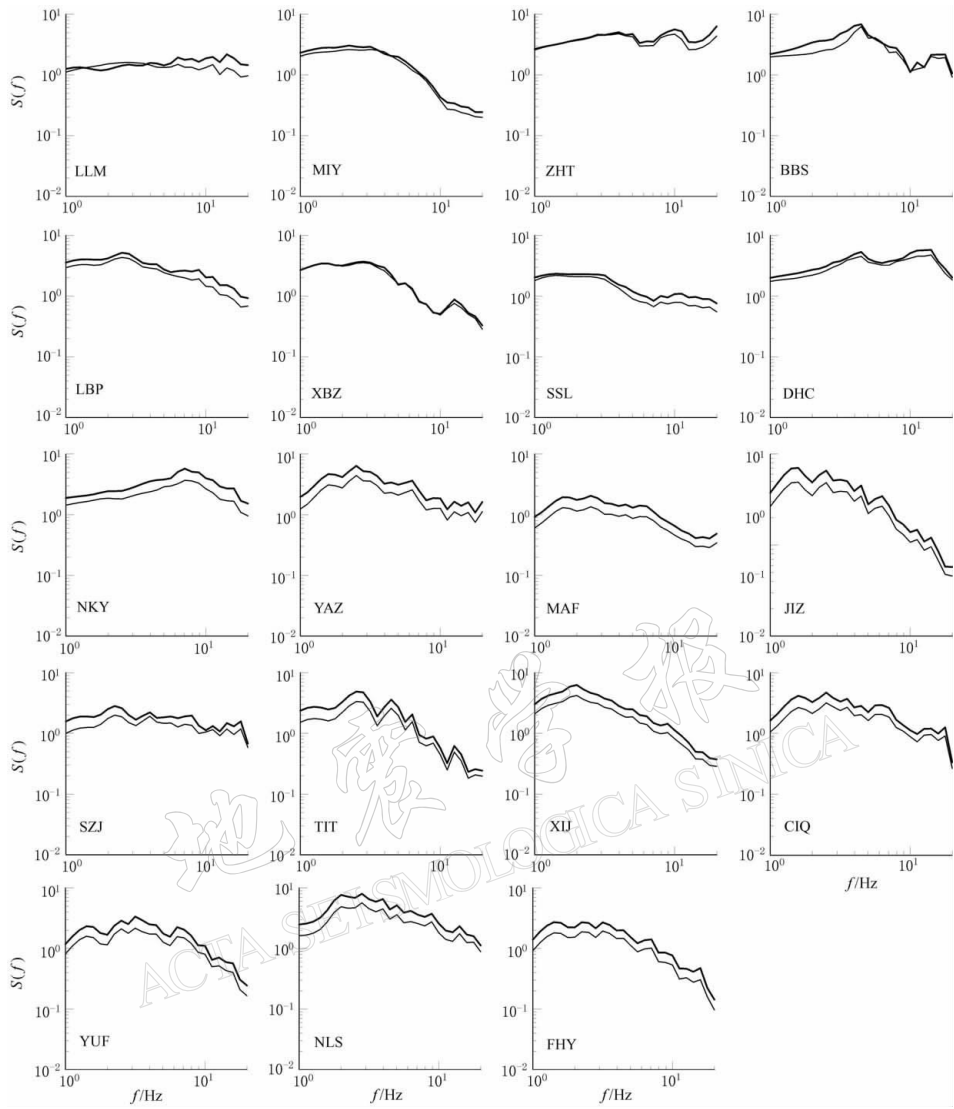


图 5 北京西部山区、东部平原区共计 19 个台站在不同模型方法下的场地响应 $S(f)$
细线表示 EA, WA 方法;粗线表示 EE, WW 方法. 横坐标单位为 Hz

北京西部山区地表基岩台在不同方法模型下的场地变化比北京东部平原区复杂. 在低频段, WA, WW 两种方法得到的同一台的场地响应结果比较接近;越到高频段,场地响应偏离越大.

以上分析反映出模型的改变对东区、西区场地响应的影响略有不同. 在整个频段范围内对东区井下台的影响基本相同;对西部台站而言,高频段和低频段的影响有所差别. 但总体上看,所有台站的场地响应受不同区域所选衰减模型(即 Q 值与频率的关系)的影响很小.

4.2 震源参数

总体上看,模型方法的改变对震源谱参数的影响并不十分显著(图 6). 在北京东部平原区,零频极限与其平均值偏差最大的是本区的 4.7 级最大地震,其差值为 0.2;北京西部山区的最大差值为 0.18,相应的地震震级为 2.9 级,并不是山区的最大地震 4.4 级. 因此,

零频极限偏差的大小与地震震级关系不大. 拐角频率与各区相应平均值的偏差大多小于 10%, 平原区有 84% 的地震偏差小于等于 10%, 山区地震所占比例约为 89%.

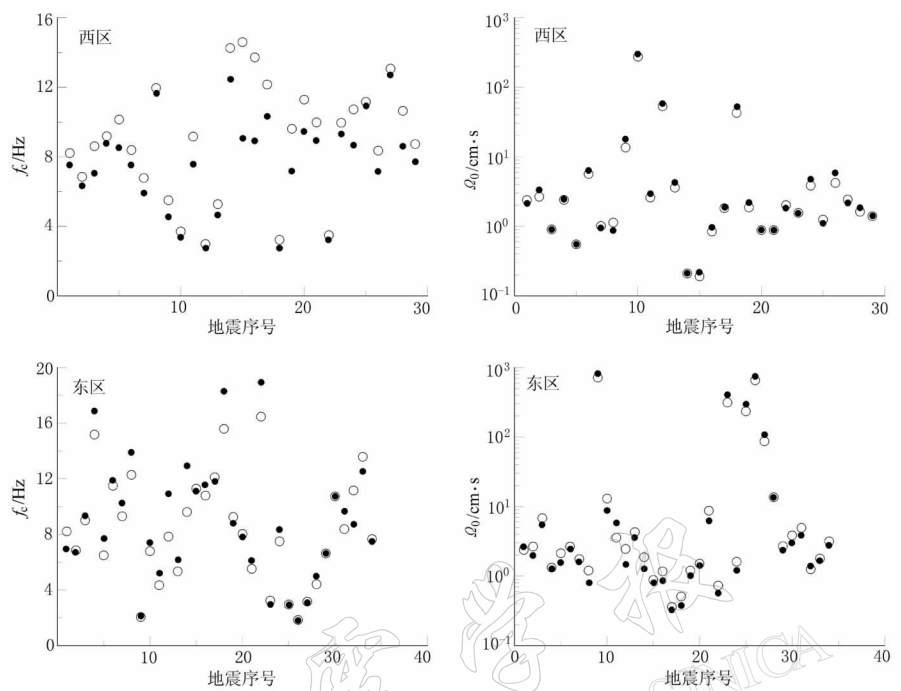


图 6 北京东区、西区地震震源谱参数在不同模型方法下的计算结果
实心圆表示 WW, EE 模型; 空心圆表示 WA, EA 模型

计算地震的震源参数时, 地壳密度取为 2.9 g/cm^3 , S 波速度为 3.5 km/s ; 由于没有每次地震的断层面解, 辐射图型系数取水平分量的平均值 $\sqrt{2/5}$.

采用最小二乘法, 分别研究地震矩、应力降、震源半径、拐角频率与地震震级的变化关系(图 7). 整个研究区震源半径、应力降、拐角频率与震级间的关系分别如下:

$$\begin{aligned}\lg R_{\text{all}} &= 0.521M_L + 3.847 \\ \lg \sigma_{\text{all}} &= 0.757M_L - 2.761 \\ \lg f_{\text{all}} &= -0.52M_L + 3.325\end{aligned}$$

从图 7 中可以看出, 地震矩与近震震级的拟合关系最为理想; 震源半径随着震级的增加有一定的增大趋势; 拐角频率随震级则有减小的趋势, 但在 2.5 级以下变化比较凌乱; 应力降与震级之间的关系也不十分明显.

虽然震源谱参数受区域选择影响不大, 本文仍然分别研究了北京东部平原区、西部山区及整个研究区的地震矩 M_0 与震级 M_L 间的关系, 分别为

$$\begin{aligned}\lg M_{\text{all}} &= 1.01M_L + 10.17 \\ \lg M_{\text{east}} &= 1.12M_L + 9.98 \\ \lg M_{\text{west}} &= 0.95M_L + 10.33\end{aligned}$$

可见, 不同地区的拟合关系基本一致, 其斜率在 1.0 左右, 且存在震级大, 地震矩也大的趋势.

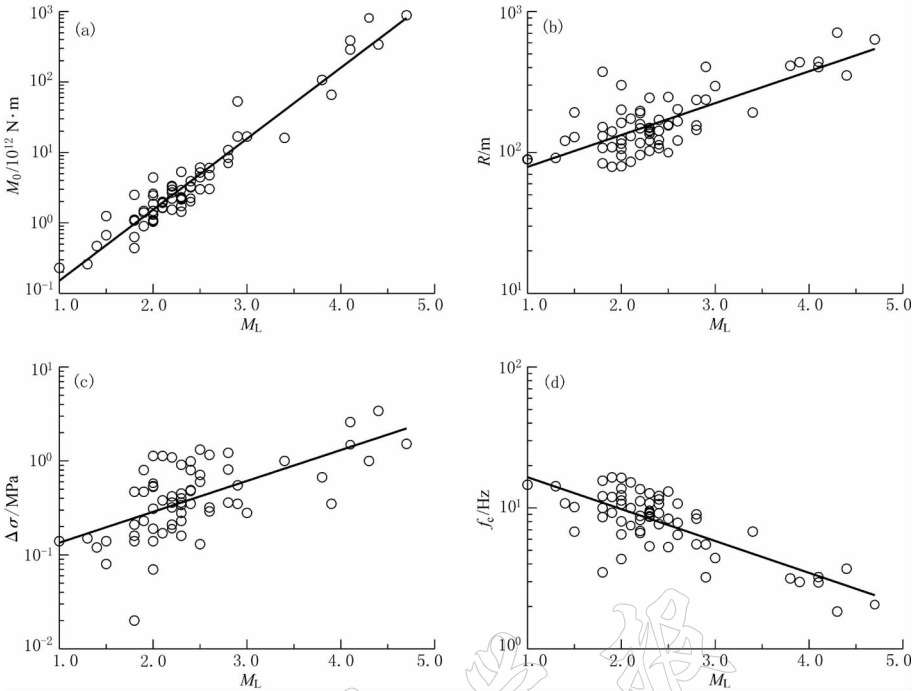


图 7 震源参数与近震震级的变化关系. (a) 地震矩; (b) 震源半径; (c) 应力降; (d) 拐角频率

5 讨论和结论

区域的选择对品质因子 Q 值的影响较大. 就北京地区而言, 当频率为 1 Hz 时, 东部平原区的 Q 值比西部山区的小, 整个研究区的 Q 值比分区的大得多, 这一方面表明 Q 值具有区域性特征, 与地质构造关系密切. 另一方面也表现出不同路径介质对 Q 值的影响不同, 射线越长, 覆盖的区域越大, Q 值反映的深度也越大, 其携带的地壳深部的信息就越多.

区域选择对震源参数和台站的场地响应结果影响不大. 本文所采用的计算震源和场地响应的方法是一种统计平均. 对某次地震而言, 如果仅用分区的记录, 分别采用分区和整个研究区的 Q 值, 在射线路径完全相同情况下, 根据关系式(2)可以得到, 采用分区 Q 值所得的震源谱要比采用整个研究区 Q 值得到的震源谱要大一些的结果. 但另一方面, 在进行全区计算时, 虽然整个研究区的 Q 值比分区的大, 但它所涉及的射线路径也有一部分比分区的大一些, 是分区里没有的. 如果仅用这部分较长射线计算, 所得到的 Q 值可能比整个研究区的平均 Q 值的结果还大. 因此, 采用整个研究区的 Q 值, 这部分对非弹性衰减的校正要比平均的校正大一些. 综合这两种因素, 分区和整个研究区得到的同一地震的震源参数结果比较相似. 表明采用不同区域计算同一次地震的震源参数结果大致是相同的.

场地响应对震源谱参数的计算结果影响也比较大. 目前采用的 Moya 等(2000)方法是假定参考台站(一般是比较好的基岩台站)低频部分的场地响应为 1. 选择合适的参考台站是比较重要的, 本文是对多台参考台站进行联合求平均, 以保证结果更稳定可靠.

由于中小地震的震源辐射图型不易求得, 本文采用的是一种平均结果计算震源参数. 因此, 为与理论结果一致, 地震最好能被多个不同方向的台站记录到, 即台站的张角要尽

可能大.

本研究得到徐平研究员和邢成起研究员的帮助, 谨致谢意.

参 考 文 献

- 高龙生, 石汝斌, 华正兴, 等. 1986. 唐山—北京地区 Q 因子随频率的变化[J]. 地震学报, **8**(4): 354~365
- 黄玉龙, 郑斯华, 刘杰, 等. 2003. 广东地区地震动衰减和场地响应的研究[J]. 地球物理学报, **46**(1): 54~61
- 刘杰, 郑斯华, 黄玉龙. 2003. 利用遗传算法反演非弹性衰减系数、震源参数和场地响应[J]. 地震学报, **25**(2): 211~218
- 刘万琴, 韦士忠, 辛书义. 1990. 北京地区尾波衰减的研究[J]. 地震学报, **12**(4): 442~447
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 等. 1986. 华北地区的地震层面成像[J]. 地球物理学报, **29**(5): 442~448
- 马云生, 张天中, 张焕生. 1995. 北京及其周围地区尾波 Q 值分布特征的研究[J]. 地震学报, **17**(4): 448~458
- 孙勇, 郑斯华, 梅世蓉. 1991. 唐山余震震源参数和衰减的联合反演[J]. 地震学报, **13**(4): 430~441
- 张天中, 马云生, 黄蓉良. 1998. 尾波振幅比的物理意义及其可能应用[J]. 地震学报, **20**(4): 381~387
- 卓钰如, 武孔春, 马林, 等. 1990. 京津唐地区尾波 Q 值分布特征[J]. 地震, **11**(2): 12~20
- 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
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake[J]. *J Geophys Res*, **75**(26): 4 997~5 009
- Brune J N. 1971. Correction[J]. *J Geophys Res*, **76**(20): 5002
- Chael E P. 1987. Spectral scaling of earthquakes in the Miramichi region of New Brunswick[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **77**(2): 347~365
- 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
- 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 Seism Soc Amer*, **90**(4): 977~992

INVERSION OF SOURCE PARAMETERS FOR MODERATE AND SMALL EARTHQUAKES IN BEIJING REGION

Lan Congxin¹⁾ Liu Jie²⁾ Zheng Sihua²⁾ Ma Shizhen¹⁾ Li Juzhen¹⁾

1) Earthquake Administration of Beijing Municipality, Beijing 100080, China

2) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

Abstract: In the paper, 511 waveform data recorded by the network from Oct. 2001 to Oct. 2004 are used in the researches for the entire Beijing region, the western mountainous region and the eastern plain area, respectively. The Q values are calculated for each area by Atkinson's method and compared with the existed data. The reliability of the Q values and the reasons for the difference in the Q values are also discussed. Then, the source parameters and site response are inverted by the Moya's method, in which two models are used. The first model uses the Q values, earthquakes and stations in the sub-areas and the second model uses the Q values, earthquakes and stations in the entire Beijing region. The results indicate that the source parameters and site responses obtained by two models are basically consistent with each other. It also indicates that the source parameters obtained by these methods are not affected by the size of station network.

Key words: source parameter; site response; quality factor; Q value; seismic station network