

文章编号: 0253-3782(2004)S0-0021-10

由 Lg 波振幅谱估算地震矩及 Lg 波 Q 值*

靳 平 肖卫国 段克敏

(中国西安 710613 西北核技术研究所)

摘要 采用一种多事件-多台站的 Lg 波谱反演方法, 同时反演若干新疆伽师地震的地震矩 M_0 、源拐角频率 f_c 及从这些地震的震中到 8 个中亚地震台站(WMQ, AAK, TLG, MAKZ, KUR, VOS, ZRN 和 CHK)的传播路径所对应的视 Q_{0Lg} 模型参数. 反演得到的地震矩与质心矩反演结果具有较好的相关性, 而且在利用区域震 SV 波的平均源辐射因子的典型值来进行校正后, 二者在数值上也基本一致. 同时, 反演得到的地震矩与面波震级也具有很好的相关性. 反演得到的视 Q_{0Lg} (1 Hz 时的 Q_{Lg}) 与路径的构造特征相符合. 其中, AAK, TLG 和 MAKZ 3 个台站对应的传播路径, 绝大部分在地形起伏强烈、地震活动性强的天山地区对应的 Q_{0Lg} 较小, 分别为 351 ± 87 , 349 ± 86 和 300 ± 27 . KUR, VOS, ZRN 和 CHK 4 个台站的传播路径大部分在比较稳定的哈萨克地台, 对应的 Q_{0Lg} 较大, 分别为 553 ± 72 , 569 ± 58 , 550 ± 57 和 603 ± 65 ; 而 WMQ 对应的传播路径基本上沿塔里木盆地及天山边缘地带, 沿传播路径的地形和地壳厚度的变化, 不如沿至 MAKZ 台的传播路径的变化那么剧烈, 因此, 其 Q_{0Lg} 也比到 MAKZ 对应的传播路径的 Q_{0Lg} 大, 反演结果为 462 ± 56 .

关键词 谱反演 地震矩 Q_{Lg} 值 伽师地震

中图分类号: P315.3⁺1 **文献标识码:** A

引言

Lg 波可看作是在大陆地壳内部传播的导波(Bouchon, 1982)或高阶面波的叠加(Knopoff, *et al*, 1973). 在稳定的大陆地区 Lg 波十分发育, 并常常是区域地震图上幅值最大的震相. 自 Nuttli (1973) 讨论 Lg 波的衰减特性并提出 Lg 震级开始, 它就被广泛地用来估算地震的震级和地下核爆炸当量(Nuttli, 1986; Patton, 1988; Israelsson, 1994; 葛焕称等 1992).

Lg 波的传播方式决定了其衰减具有强烈的区域性变化, 而 Lg 波振幅谱则同时包含了源频谱及路径衰减特性的信息. 在过去十多年, 一些被称作谱反演的方法被用来同时计算地震或地下核爆炸的地震矩、源拐角频率和传播路径对应的平均 Q 值(Serenio *et al*, 1988; Xie, 1993, 1998; Xie *et al*, 1996; Cong *et al*, 1996; Al-Eqabi *et al*, 2001). 该方法比较明显的优点是几乎不需要有关传播路径的任何先验信息. 同时, 上面引述的一些研究结果表明, Lg 波谱反演方法在可靠地估算区域性地震事件的震源强度和识别地震事件等方面都有比较好的应用前景, 并可为不同地区 Lg 波衰减特性的研究提供独立的测量结果.

在上面引述的研究中, 除 Serenio 等(1988)讨论的是多次事件-单个台站情况下的反演

* 2003-07-29 收到初稿, 2004-02-20 收到修改稿, 2004-04-12 决定采用.

问题外, 其余讨论的都是单次事件-多个台站情况下的反演. 针对同一地区内的多次地震或震群的情况, 本研究采用一种多次事件-多个台站的方法, 同时反演各次地震的震源参数及从这些地震的震中地区到各个台站的路径衰减参数. 应用这一方法对新疆伽师地区的一系列地震在若干中亚地震台站上的记录进行了分析. 初步的分析结果表明, 这一方法可以很好地处理多次事件-多个台站 Lg 波谱反演的问题.

1 反演方法

设同一源区内的 J 次地震和 N 个记录台站, 根据 Xie(1993) 研究结果, 第 j 次地震在第 i 个台站上的 Lg 波位移谱可近似地表示为

$$A_{ij}^{Lg}(f) = \frac{S_j(f)R(\theta_{ij})}{\sqrt{\Delta_0\Delta_{ij}}}\exp\left(-\frac{\pi f\tau_{ij}}{Q_i(f)}\right)X_i(f)r_{ij}(f) \quad (1)$$

这里, $A_{ij}^{Lg}(f)$ 为 Lg 波位移谱, f 表示频率, $S_j(f)$ 为第 j 次地震的源频谱, Δ_{ij} 为震中距, Δ_0 为一参考距离并可取作 100 km (Street *et al*, 1975; Herrmann, Kijko, 1983). $R(\theta_{ij})$ 为 Lg 波的源辐射图案, θ_{ij} 代表从第 j 次地震的震中到第 i 个台站的方位角. $Q_i(f)$ 表示从震中地区到台站 i 的传播路径的 Lg 波品质因子, τ_{ij} 为 Lg 波列的平均走时, $X_i(f)$ 表示第 i 个台站对 Lg 波的场地响应函数, $r_{ij}(f)$ 表示其它原因而造成的随机干扰.

Street 等(1975)曾指出, Lg 波列的后一部分主要是由散射信号构成的, 其源辐射的方向性不强而可以忽略. Xie (1998) 的分析进一步证实了这一点. 因此, 与此前其他研究者的工作相类似 (Serenio *et al*, 1988; Cong *et al*, 1996; Al-Eqabi *et al*, 2001), 本研究在反演的时候忽略了 Lg 波频谱的方向性; 其次, 由于台站的场地响应一般是不知道的, 而要同时反演 $S_j(f)$, $Q_i(f)$ 和 $X_i(f)$ 则又很困难, 因此, 类似于 Xie (1993) 的结果, 我们令

$$\exp\left(-\frac{\pi f\tau_{ij}}{Q_i(f)}\right)X_i(f) = \exp\left(-\frac{\pi f\tau_{ij}}{Q'_i(f)}\right) \quad (2)$$

其中, $Q'_i(f)$ 为 Lg 波的视品质因子, 并假定它对频率的依赖关系满足指数定律, 即

$$Q'_i(f) = Q_{0i}f^{\eta_i} \quad (3)$$

其中, Q_{0i} 为 1 Hz 时的 Lg 波视 Q 值, η_i 为频率关系指数. 这里值得提醒的一点是, 如果上述假定不成立, 则可能会在震源参数的反演结果中引入误差.

基于以上假设, 我们就得到了实际用于反演的 Lg 波振幅谱表达式, 即

$$A_{ij}^{Lg}(f) = \frac{S_j(f)}{\sqrt{\Delta_0\Delta_{ij}}}\exp\left(-\frac{\pi f^{1-\eta_i}\tau_{ij}}{Q_{0i}}\right)r_{ij}(f) \quad (4)$$

这里为简洁起见, 我们省略了 Q'_{0i} 和 η'_i 的上标. 另外, 反演时采用 Serenio 等(1988)的源函数模型, 即

$$S_j(f) = \frac{M_{0j}}{4\pi\rho v_s^3} \frac{1}{1 + (f/f_c)^2} \quad (5)$$

其中, M_{0j} 为第 j 次地震的地震矩, f_c 为相应的源拐角频率, ρ 和 v_s 分别为介质密度和 S 波速度.

根据式(4), Xie(1993) 提出一种单次事件 - 多个台站的反演方法, 同时计算单次事件的地震矩 M_0 、拐角频率 f_c 及从地震震中到各个台站的传播路径所对应的 Q_0 和 η 值. 其反演方法包括在震源参数(M_0 , f_c) 空间中进行格点搜索, 及在固定(M_0 , f_c) 的情况下将式

(4) 变换为 η_i 和 $\ln Q_{0i}$ 的线性方程组来求其最小二乘解. 在多次事件 - 多个台站的情况下, 这一方法需要在震源参数 ($M_{01}, f_{c1}, M_{02}, f_{c2}, \dots, M_{0J}, f_{cJ}$) 所构成的 $2 \times J$ 维空间中进行格点搜索, 因而不是现实的. 此外, 由于这一方法需要对式(4)取两次对数, 以将其变换为 η_i 和 $\ln Q_{0i}$ 的线性方程组, 因此, 可能因为 Lg 波频谱的随机扰动而造成解的不稳定(Xie, 1998).

为此, 本研究直接利用高斯-牛顿法来进行反演. Sereno 等(1988)曾用相似方法来讨论多次事件-单个台站情况下的 Lg 波谱反演问题. 根据式(4), 记

$$d_{ijk} = \ln \frac{A_{ij}^{Lg}(f_k) \sqrt{\Delta_0 \Delta_{ij}}}{S_j(f_k)} + \frac{\pi f_k^{1-\eta_i} \tau_{ij}}{Q_{0i}} \quad (6)$$

其中, f_k 表示第 k 个频率抽样点. 我们的问题是要求解各次地震的 M_0, f_c 和至各个台站的传播路径的 Q_0 及 η 值, 使得能用式(4)来最佳地拟合实际的 Lg 波位移谱. 这相当于要求振幅谱拟合误差

$$Res^2 = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K d_{ijk}^2 = \text{最小值} \quad (7)$$

其中, K 为频率域中的抽样点数. 记各次地震的 M_0, f_c 及各路径的 Q_0 和 η 值组成的模型参数矢量为

$$\mathbf{m} = [Q_{01}, \eta_1, \dots, Q_{0N}, \eta_N, \ln M_{01}, f_{c1}, \dots, \ln M_{0J}, f_{cJ}]^T = [m_1, m_2, \dots, m_q]^T$$

其中, $q = 2 \times (N + J)$, 则从一组初解 \mathbf{m}_0 出发, 式(7)意义下的最佳模型参数解可由以下方程的解经反复迭代而求得, 即

$$\mathbf{d}(\mathbf{m}_r) = -\mathbf{G}(\mathbf{m}_r) \delta \mathbf{m} \quad (8)$$

$$\mathbf{m}_{r+1} = \mathbf{m}_r + \delta \mathbf{m} \quad (9)$$

这里, 下标 r 表示第 r 步的迭代结果, 而

$$\mathbf{d}(\mathbf{m}_r) = (d_{111}, d_{112}, \dots, d_{NJK})^T = (d_1, d_2, \dots, d_p)^T$$

为 d_{ijk} 按一定顺序排列而成的观测数据矢量, 其维数 $p = N \times J \times K$; $\mathbf{G}(\mathbf{m}_r) = (\partial d_i / \partial m_j)$ 为 $p \times q$ 维的偏导数矩阵, 它可以很容易地从 d_{ijk} 对各个模型参数的偏导数求出, 即

$$\frac{\partial d_{ijk}}{\partial Q_{0l}} = -\frac{\pi f_k^{1-\eta_i} \tau_{ij} \delta_{il}}{Q_{0i}^2} \quad \frac{\partial d_{ijk}}{\partial \eta_i} = -\frac{\pi f_k^{1-\eta_i} \tau_{ij}}{Q_{0i}} \lg f_k \delta_{il} \quad (10)$$

$$\frac{\partial d_{ijk}}{\partial \ln M_{0l}} = -\delta_{jl} \quad \frac{\partial d_{ijk}}{\partial f_{cl}} = -\frac{2f_k^2}{f_k^2 + f_{cj}^2} \frac{1}{f_{cj}} \delta_{jl} \quad (11)$$

在实际计算过程中, 当 $\|\delta \mathbf{m}\|$ 小于预先指定的数值时则停止迭代, 并将相应的迭代结果作为求得的解. 假定式(4)中的随机扰动项 r_{ij} 服从对数正态分布, 则可求得第 i 个模型参量的不确定度为

$$\delta m_i^2 = \epsilon^2 F_a(1, p-1) C_m(i, i) \quad (12)$$

其中, $\epsilon^2 = Res^2 / (p - q)$, $F_a(1, p-1)$ 表示自由度为 1 和 $p-1$ 的 F 分布的 $1-\alpha$ 置信范围, 而 $C_m(i, i)$ 为矩阵 $\mathbf{C}_m = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1}$ 的第 i 个对角元素.

利用模拟的 0.1~5 Hz 范围内的 Lg 波频谱对上述方法进行了检验. 假设有同一位置上的 6 次地震和 2 个台站, 各个地震震源参数和 2 个台站对应的震中距和 Q_0 及 η 值见表 1 所示. 模拟的 Lg 波位移谱由式(4)和式(5)来计算. 式(4)中的随机干扰项用 e^ϵ 来表示, 其中 ϵ 为服从正态分布 $N(0, \sigma^2)$ 的随机变量. 在取 $\sigma=0.2$ 的情况下我们进行了 100 次试验,

试验结果的统计值也列在表 1 中. 其中, 士号左边的数字为 100 次试验的反演结果的均值, 士号右边的数字为反演结果的 2 倍标准方差. 为更直观地表示反演结果的准确程度及其离散性, 图 1 给出了这 100 次试验的反演结果与实际模型参数值的比较. 从该图及表 1 可以看出, 上述反演方法一般情况下可以较好地估算出实际的模型参数值, 但在源拐角频率低于反演数据频带下限的情况下(如表 1 中的事件 6), 其反演得到的地震矩的离散度会很大, 并可能产生很大的测量误差.

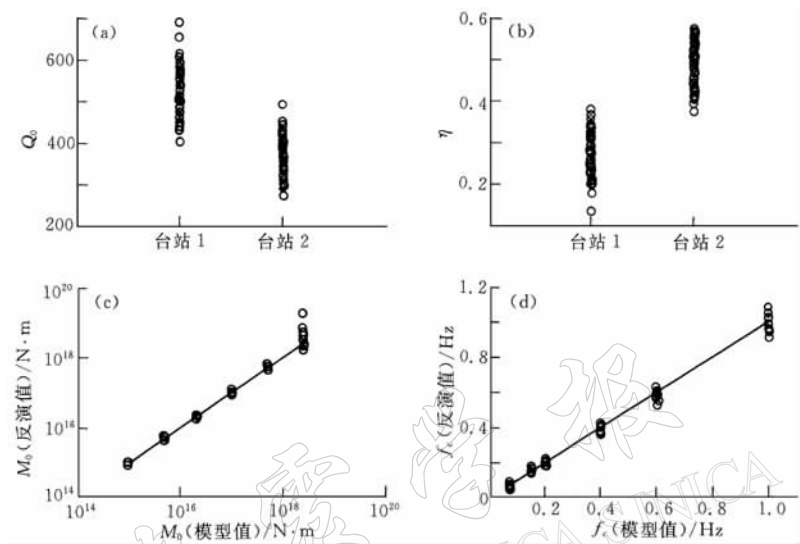


图 1 对本文反演算法的数值检验结果

(a) 反演得出的 Q_0 值分布; (b) 反演得出 η 值分布; (c) 反演得到的地震矩和实际模型值的比较;
(d) 反演得到的拐角频率和实际模型值的比较. 关于数值试验具体方法请参见正文

表 1 模拟计算采用的模型参数值及其反演结果

模 型 参 数		反 演 结 果
台站 1($\Delta=500$ km)	$Q_0=500; \eta=0.3$	$Q_0=519\pm115; \eta=0.28\pm0.10$
台站 2($\Delta=300$ km)	$Q_0=350; \eta=0.5$	$Q_0=366\pm90; \eta=0.49\pm0.09$
事件 1	$M_0=1\times10^{15}$ N·m; $f_c=1.0$ Hz	$M_0=(0.98\pm0.15)\times10^{15}$ N·m; $f_c=1.00\pm0.08$ Hz
事件 2	$M_0=5\times10^{15}$ N·m; $f_c=0.6$ Hz	$M_0=(4.95\pm0.69)\times10^{15}$ N·m; $f_c=0.60\pm0.05$ Hz
事件 3	$M_0=2\times10^{16}$ N·m; $f_c=0.4$ Hz	$M_0=(1.98\pm0.29)\times10^{16}$ N·m; $f_c=0.40\pm0.04$ Hz
事件 4	$M_0=1\times10^{17}$ N·m; $f_c=0.2$ Hz	$M_0=(1.02\pm0.19)\times10^{17}$ N·m; $f_c=0.20\pm0.03$ Hz
事件 5	$M_0=5\times10^{17}$ N·m; $f_c=0.15$ Hz	$M_0=(5.11\pm1.17)\times10^{17}$ N·m; $f_c=0.15\pm0.02$ Hz
事件 6	$M_0=2.5\times10^{18}$ N·m; $f_c=0.07$ Hz	$M_0=(3.14\pm2.03)\times10^{18}$ N·m; $f_c=0.067\pm0.03$ Hz

由于本研究采用的方法不需要将式(4)变换为 $\ln Q_{0i}$ 的线性方程组, 因此, 该方法也自然避免了 Xie(1993)方法因 Lg 波振幅谱的随机扰动而引起的解的不稳定性的问题.

2 数据及分析

本研究对 8 次新疆伽师地震在 WMQ, AAK, TLG, MAKZ, KUR, VOS, ZRN 和 CHK 等 8 个中亚台站上的记录进行了分析. 图 2 给出了这些地震和台站所在的位置, 各个台站到这些地震的距离大约在 300~1 600 km 之间. 表 2 是 8 次地震的震源参数, 表 3 给

出了上述 8 个台站的坐标位置.

表 2 震源参数列表

序号	地震时间(UTC)		震中位置 ¹⁾		深度 ¹⁾ /km	震级 ¹⁾ M_S	地震矩 ²⁾ / 10^{17} N·m	地震矩 ³⁾ / 10^{15} N·m	拐角频率 ³⁾ /Hz
	年-月-日	时:分:秒	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$					
1	1997-10-17	17:35:14.5	39.44	76.86	24.2	5.1	1.2	38.2 ± 5.9	0.37 ± 0.05
2	1998-03-19	13:51:33.7	39.92	76.73	33	5.6	3.3	144 ± 20	0.39 ± 0.05
3	1998-08-02	04:40:39.3	39.57	77.03	9.8	5.6	3.3	113 ± 16	0.46 ± 0.06
4	1998-08-02	05:48:38.7	39.58	77.34	21.1	4.0		2.0 ± 0.4	1.27 ± 0.19
5	1998-08-03	15:15:22.5	39.55	77.10	24	4.4		3.9 ± 0.7	1.08 ± 0.15
6	1998-09-03	06:43:02.3	39.49	77.32	23.2	4.4	0.33	17.8 ± 2.9	0.64 ± 0.09
7	1998-10-02	17:01:57.7	39.51	77.59	33	4.2		5.1 ± 0.8	0.79 ± 0.11
8	1998-12-23	19:23:33.6	39.77	76.90	3.7	4.2		9.6 ± 1.4	0.47 ± 0.06

注：数据来源：1) 国际地震中心(ISC)；2) 哈佛大学质心矩(CMT)反演结果；3) 本文.

表 3 台站坐标及对应传播路径的 Q_{0Lg} 参数

台站	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	Q_{0Lg}	η
WMQ	43.821	87.695	462 ± 56	0.51 ± 0.04
AAK	42.639	74.494	351 ± 87	0.36 ± 0.10
TLG	43.230	77.230	349 ± 86	0.32 ± 0.10
MAKZ	46.808	81.977	300 ± 27	0.44 ± 0.04
KUR	50.715	78.620	553 ± 72	0.14 ± 0.08
VOS	52.723	70.980	569 ± 58	0.17 ± 0.06
ZRN	52.951	69.004	550 ± 57	0.19 ± 0.06
CHK	53.676	70.615	603 ± 65	0.11 ± 0.07

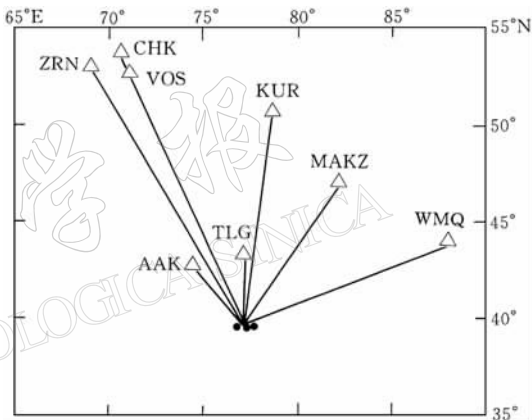


图 2 地震震中(黑圆点)与台站位置分布示意图

分析采用上述台站的宽频带垂向记录进行. 反演采用的频谱数据用下述方法得出: 取 3.0~3.6 km/s 的 Lg 波速度窗口(图 3), 对窗口内的记录, 去除其线性趋势项, 由 4 096 点的 FFT 计算其振幅谱, 再经 5 点平均光滑并扣除仪器响应后, 将所得结果作为 Lg 波位移谱. 实际计算时仅采用 0.1 Hz 以上、信噪比大于 2 的频带范围内的样点进行反演. 同时, 为避免高、低频样点在权重上的失衡, 用插值的方法将 FFT 得出的原来在频率域中呈线性等距的样点转换为对数等距的样点.

采用本文第 1 节的方法对表 2 所列 8 次地震的地震矩 M_0 、源拐角频率 f_c 及从这些地震的震中所在地区到各个台站的 Q_{0Lg} 和 η 同时进行了反演. 待反演的模型参数共 32 个. 计算时取式(5)中的介质密度 $\rho=3.0$ g/cm³, S 波速度 $v_S=3.75$ km/s(相当于下地壳中的 S 波速度). 反演得到的震源参数和路径衰减参数分别列于表 2 和表 3 中.

反演结果可以比较好地拟合实际的 Lg 波位移谱. 作为例子, 图 4 给出了对其中一次地震的拟合结果. 可看出, 各个台站上的 Lg 波位移谱都得到了比较好的拟合.

反演得到的视 Q_{0Lg} 和 η 值与伽师到各个台站的传播路径的构造特征基本一致. Lg 波作为地壳中的导波, 除介质的非弹性以外, 沿传播路径的地形和地壳厚度的变化对 Lg 波

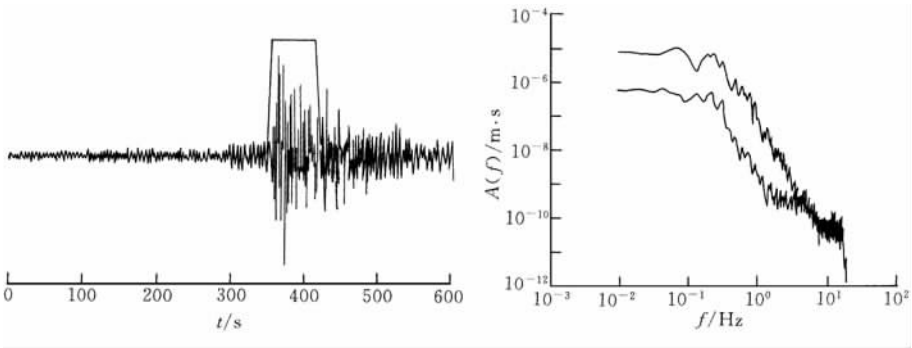


图 3 反演数据示意图

左图为 Lg 波速度窗口示意图, 图中给出的是 1998 年 10 月 2 日伽师地震(表 2)在 ZRN 地震台上的记录, 震中距约 14.5°; 右图是相应的 Lg 波位移谱及噪声位移谱, 噪声谱根据 P 波前面长度和 Lg 波信号窗口长度相同的时间窗中的噪声记录加以计算

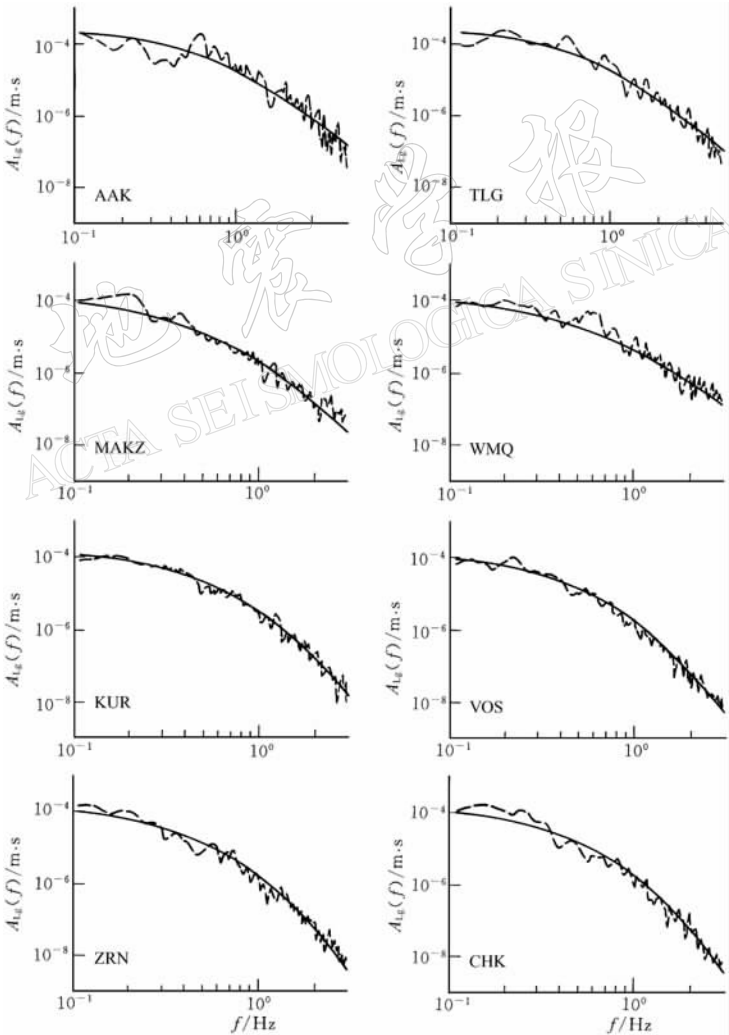


图 4 1998 年 8 月 2 日伽师地震(表 2)在各个台站上的 Lg 波振幅谱及其拟合结果
虚线为实际的 Lg 波位移谱, 实线为根据反演结果给出的拟合曲线

的幅值有非常大的影响. 在地形及地壳厚度变化比较剧烈的山区, 由于能量泄漏, Lg 波的衰减较大, 而在地形和地壳厚度变化不大的地台地区其衰减较小. 在本文研究的 8 个台站中, 从震中地区到 AAK, TLG 和 MAKZ 的传播路径均位于地形起伏很大、地震活动比较活跃的天山地区, 因此视 Q_{0Lg} 都比较小, 而且在反演结果的不确定范围内, 3 个台站的视 Q_{0Lg} 总体上保持一致. 到 WMQ 台的传播路径主要通过塔里木盆地和天山交界的边缘地区, 该地区地壳厚度变化的梯度方向接近于与天山山脉的走向相垂直, 因此, 沿传播路径的地壳厚度变化不如沿至 MAKZ, AAK 和 TLG 的路径的变化那么剧烈. 相应地, 其视 Q_{0Lg} 值明显地大于上述 3 个台站对应的路径的视 Q_{0Lg} 值, 而且这里得出的从伽师至 WMQ 的 Q_{0Lg} 的大小与 Xie 等(1996)及 Cong 等(1996)给出的具有相似构造特征的 Q_{0Lg} 的大小相一致. KUR, VOS, ZRN 和 CHK 等几个台站所对应的传播路径在穿过天山之后更多地位于比较稳定、地壳厚度变化较小的哈萨克地台, 因此其视 Q_{0Lg} 都较大, 而且, 在反演结果的不确定度以内, 这几个台站的视 Q_{0Lg} 及 η 值比较一致. 此外, 从各条路径对应的 η 值的大小来看, 似乎天山地区的 Q_{Lg} 与频率的依赖关系较大, 而哈萨克地台的 Q_{Lg} 与频率的依赖关系相对较弱. 不过, Xie (1998)认为, 由 Lg 波振幅谱得到的 η 值可能与震中距大小有关, 即震中距增大时, Q_{Lg} 与频率的指数依赖关系趋于减弱. 关于这一方面的内容还需要开展进一步的研究来加以证实.

将本研究得出的地震矩大小与哈佛大学
的质心矩反演结果进行了比较(图 5), 二者具有很好的相关性, 但 Lg 波反演结果与质心矩结果相比系统偏小, 前者平均约为后者的 40%. 类似现象在 Xie(1998)的研究当中也出现过, 这可能是因为质心矩反演等方法得出的地震矩代表的是源在各个方向上的峰值辐射强度, 而 Lg 波反演方法得出的地震矩反映的是源在不同方向上的平均辐射强度. 如果不严格地假定 $M_0(Lg) = M_0(CMT) \cdot \bar{R}_{\theta\phi}$. 这里, $M_0(Lg)$ 和 $M_0(CMT)$ 分别表示由 Lg 波频谱及质心矩反演方法得出地震矩, 而 $\bar{R}_{\theta\phi}$ 则表示地震波的平均辐射因子. 由于这里研究的是区域台站垂向分量上的 Lg 波, 因此, $\bar{R}_{\theta\phi}$ 应当近似地取 Boore 和 Boatwright (1984)定义的区域震 SV 波的平均辐射因子. 他们给出了 3 种典型地震, 即倾角 90°的走滑、倾角 30°的倾滑和倾角 45°的斜滑(滑动方向 45°)地震的区域震 SV 波平均辐射因子, 其大小分别为 0.20, 0.46 和 0.43. 表 4 给出了表 2 中有质心矩反演结果的部分地震的断层解. 根据这些结果, 取 $\bar{R}_{\theta\phi} = 0.40$ 似乎可以比较合理地解释 $M_0(Lg)$ 和 $M_0(CMT)$ 之间的系

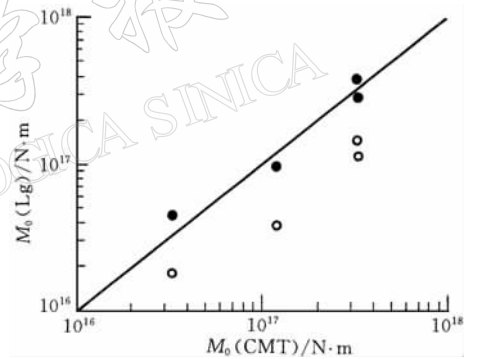


图 5 由 Lg 波谱反演得到的地震矩 $M_0(Lg)$ 与质心矩反演结果[即 $M_0(CMT)$]之间的比较
图中●代表的是未经 SV 波平均辐射因子修正前的结果; ○代表修正后的结果, 详细说明见正文

表 4 部分地震震源机制解

序号	节面 I			节面 II		
	走向	倾角	滑动方向	走向	倾角	滑动方向
1	339°	81°	178°	70°	88°	9°
2	243°	23°	79°	75°	68°	95°
3	231°	30°	-56°	13°	66°	-108°
6	234°	32°	-90°	54°	58°	-90°

注: 表中序号与表 2 中的序号相同; 表中节面参数全部引自哈佛大学 CMT 反演结果.

统偏差. 从图 5 可以看出, $M_0(\text{Lg})$ 在经上述平均辐射因子校正后与 $M_0(\text{CMT})$ 符合得相当好, 但也同时暗示走滑和倾滑地震在 Lg 波激发能力的问题上并无明显差异.

图 6a 给出了由 Lg 波反演得到的未经校正的 M_0 与面波震级 M_s 之间的关系. 可以看出, M_0 与 M_s 具有较好的相关性. 回归分析得到的 M_0 与 M_s 之间的初步关系为

$$\lg M_0 = (1.00 \pm 0.27)M_s + (11.54 \pm 1.28) \quad (10)$$

即 $\lg M_0$ 近似与面波震级成正比. 这里, M_0 的单位为 $\text{N} \cdot \text{m}$.

反演得到的源拐角频率 f_c 总体上随 M_0 的增大而减小(图 6b), 但离散度较大. 初步的回归结果表明, $f_c \propto M_0^{-0.42 \pm 0.22}$. 而早先的一些研究结果表明, f_c 近似与 M_0 的 1/4 次方(Xie *et al*, 1996; Cong *et al*, 1996)或 1/3 次方(Al-Egabi *et al*, 2001)成反比. 由于本研究目前的回归结果具有比较大的不确定度, 因此, 尚需在更多事件的反演结果的基础上作进一步的分析.

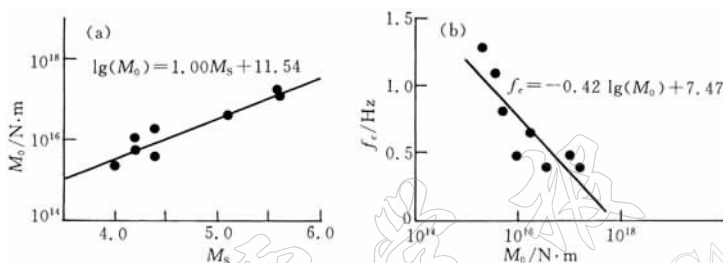


图 6 (a) M_0 与 M_s 之间的相互关系; (b) f_c 与 M_0 之间的相互关系

3 结论

利用同一源区内的多次地震在区域地震台站上的 Lg 波位移谱, 本研究提出一种多次事件-多个台站的谱反演方法来同时计算各次地震的地震矩 M_0 、源拐角频率 f_c 及各条传播路径对应的视 $Q_{0\text{Lg}}$ 和 η 值. 数值试验结果表明, 该方法可较好地处理多次事件-多个台站的 Lg 波谱反演问题.

应用这一方法, 本研究计算了伽师地区 8 次地震的 M_0 , f_c 和该地区到 8 个中亚台站的视 $Q_{0\text{Lg}}$ 和 η 值. 反演得到的 $Q_{0\text{Lg}}$ 与传播路径的地质构造特征基本一致. 从伽师至 AAK, TLG 和 MAKZ 等全部或大部分位于天山地区的传播路径的 $Q_{0\text{Lg}}$ 较小, 分别为 351 ± 87 , 349 ± 86 , 300 ± 27 ; 到 KUR, VOS, ZRN 及 CHK 等也通过天山但大部分位于哈萨克地台的传播路径的 $Q_{0\text{Lg}}$ 值较大, 分别为 553 ± 72 , 569 ± 58 , 550 ± 57 及 603 ± 65 ; 而主要沿着塔里木盆地与天山边缘地区的、到 WMQ 台的传播路径的 $Q_{0\text{Lg}}$ 值则介于上述两种情况中间, 约为 462 ± 56 . 从 $Q_{0\text{Lg}}$ 与频率的关系指数 η 的大小来看, 到 AAK、TLG、MAKZ 和 WMQ 等 4 条路径的 η 值较大, 为 0.4 左右; 而到 KUR, VOS, ZRN 及 CHK 的 4 条路径的 η 值较小, 基本上在 0.1~0.2 之间.

根据 Lg 波频谱得到的 M_0 与哈佛大学质心矩反演结果具有较好的相关性, 但数值上平均约为质心矩反演结果的 40%. 其中的可能原因是, 由 Lg 频谱计算的 M_0 反映的是震源在各个方向上的平均辐射强度, 而质心矩反演结果反映的是震源的峰值辐射强度. 在用 Boore 和 Boatwright (1984) 给出的区域震 SV 波的平均辐射因子的典型值进行校正后, 二

者在数值上基本一致.

初步的分析结果表明, $\lg(M_0)$ 近似与 M_s 成正比. 后续工作将在更多事件的反演结果的基础上, 进一步研究 $\lg(M_0)$ 与各种定义的震级之间的相互关系, 并研究其在区域性地震事件震级估算及事件识别等方面的应用.

审稿专家对本文提出了宝贵修改意见, 在此表示衷心感谢.

参 考 文 献

- 葛焕称, 倪岳伟, 李敬华, 等. 1992. 中国大陆区域 Lg 震级标度[J]. 地震学报, **14**(1): 51~61
- Al-Eqabi G I, Kopper K D, Wyssession M E. 2001. Source characterization of Nevada Test Site explosions and Western U S earthquakes using Lg waves: implications for regional source[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**(1): 140~153
- Boore D M, Boatwright J. 1984. Average body-wave radiation coefficients[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **74**(5): 1 615~1 621
- Bouchon M. 1982. The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances[J]. *J Geophys Res*, **87**(B3): 1 735~1 741
- Cong L, Xie J, Mitchell B J. 1996. Excitation and propagation of Lg from earthquakes in Central Asia with implications on explosion/earthquake discrimination[J]. *J Geophys Res*, **101**(B12): 27 779~27 789
- Herrmann R B, Kijko A. 1983. Modeling some empirical vertical component Lg relations[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **73**(1): 157~171
- Israelsson H. 1994. Analysis of historical seismograms—root mean square Lg magnitudes, yields and depths of explosions at the Semipalatinsk Test Range[J]. *Geophys J Int*, **117**(3): 591~609
- Knopoff L, Schwab F, Kausel E. 1973. Interpretation of Lg[J]. *Geophysic J R astr Soc*, **33**(4): 389~404
- Nuttli O W. 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relation for eastern North America[J]. *J Geophys Res*, **78**(5): 876~885
- Nuttli O W. 1986. Yield estimates of Nevada Test Site explosions obtained from seismic Lg waves[J]. *J Geophys Res*, **91**(B2): 2 137~2 151
- Patton H J. 1988. Application of Nuttli's method to estimate yield of Nevada Test Site explosions recorded on Lawrence Livermore Laboratory's digital seismic system[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**(6): 1 759~1 772
- Sereno T J, Bratt S R, Bache T C. 1988. Simultaneous inversion of regional wave spectra for attenuation and seismic moment in Scandinavia[J]. *J Geophys Res*, **93**(B3): 2 019~2 035
- Street R L, Herrmann R B, Nuttli O W. 1975. Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes[J]. *Geophys J R astr Soc*, **41**(1): 51~63
- Xie Jiakang. 1993. Simultaneous inversion for source spectrum and path Q using Lg with application to three Semipaltinsk explosions[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **83**(6): 1 547~1 562
- Xie J, Cong L, Mitchell B J. 1996. Spectral characteristics of the excitation and propagation of Lg from underground nuclear explosions in central Asia[J]. *J Geophys Res*, **101**(B3): 5 813~5 822
- Xie Jiakang. 1998. Spectral inversion of Lg from earthquakes: A modified method with application to 1995, western Texas earthquakes sequence[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **88**(6): 1 525~1 537

ESTIMATING SEISMIC MOMENTS AND Q_{Lg} USING Lg SPECTRA

Jin Ping Xiao Weiguo Duan Kemin

(Northwest Institute of Nuclear Technology, Xi'an 710613, China)

Abstract: A multi-event and multi-station inverse method is presented in the paper to simultaneously estimate the seismic moments (M_0) and source corner frequencies (f_c) of several Jiashi (Xinjiang, China) earthquakes, as well as the apparent Q_{Lg} models for the paths from Jiashi to eight seismic stations (WMQ, AAK, TLG, MAKZ, KUR, VOS, ZRN and CHK) in Central Asia. The resulted seismic moments correlate well with the M_0 values obtained by Harvard University using the centroid moment tensor (CMT) inversion and the surface-wave magnitudes as well. After the correction by a typical value of average radiation coefficient for regional SV waves, the M_0 values from Lg spectral inversion are still close to the corresponding values obtained from CMT inversion. The obtained apparent Q_{0Lg} values (Q_{Lg} at 1 Hz) are consistent with the tectonic features of corresponding propagation paths. The Q_{0Lg} values are 351 ± 87 , 349 ± 86 and 300 ± 27 for the paths from Jiashi to AAK, TLG and MAKZ, respectively. They are smaller than Q_{0Lg} values for the paths to KUR, VOS, ZRN and CHK, which are 553 ± 72 , 569 ± 58 , 550 ± 57 and 603 ± 65 , respectively. These results agree with the condition that the paths to AAK, TLG and MAKZ mainly propagate through the mountainous Tianshan area where relatively strong seismic activities and large variations of topography are exhibited, while the paths to KUR, VOS, ZRN and CHK mainly propagate through the stable area of Kazak platform. The Q_{0Lg} value for the path to WMQ is 462 ± 56 . This is also in agreement with the condition that the path to WMQ is basically along the border area between Tianshan Mountain and Tarim Basin, and along this path the variations of topography and crustal thickness are moderate in comparison with that along the path to MAKZ.

Key words: spectral inversion; seismic moment; Q_{Lg} ; Jiashi earthquakes