

广东地区地震动衰减和场地响应的研究

黄玉龙¹ 郑斯华² 刘杰² 赵兴权³ 康英⁴

1 香港理工大学土木与结构工程学系, 香港

2 中国地震局分析预报中心, 北京 100036

3 Institute of Geological and Nuclear Science, Gracefield, Lower Hutt, New Zealand

4 广东省地震局, 广州 510070

摘要 根据广东数字地震台网 14 个地震台的 249 条波形资料, 研究了广东地区的衰减模型和各台站的场地响应. 采用三段几何衰减模型拟合, 得到了广东地区的几何衰减函数. 同时也采用线性几何衰减模型和两段几何衰减模型对观测数据进行了拟合. 残差比较表明, 线性几何衰减模型的残差最大, 两段几何衰减模型的残差其次, 而三段几何衰减模型的残差最小. 由此可以推论广东地区采用三段几何衰减模型具合理性和适用性. 得到广东地区非弹性衰减 Q 值随频率 f 的关系为 $Q(f) = 481.5 \cdot f^{0.31}$; 14 个台站的场地响应均没有显示出明显的放大效应, 这与它们均处于岩石地基相符.

关键词 广东地区 地震动衰减 场地响应 几何衰减函数 Q 值

文章编号 0001-5733(2003)01-54-08 **中图分类号** P315 **收稿日期** 2001-05-17, 2002-04-10 收修定稿.

ATTENUATION OF GROUND MOTION AND SITE RESPONSE IN GUANGDONG REGION

WONG YUKLUNG¹ ZHENG SIHUA² LIU JIE² ZHAO XINQUAN³ KANG YING⁴

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

2 Center for Analysis and Prediction, China Seismological Bureau, Beijing 100036, China

3 Institute of Geological and Nuclear Science, Gracefield, Lower Hutt, New Zealand

4 Seismological Bureau of Guangdong Province, Guangzhou 510070, China

Abstract Based on 249 horizontal-component digital seismograms recorded on 14 stations of Guangdong Telemetered Network, the attenuation of ground motion and site response of each station is investigated. Assuming a trilinear geometrical spreading model, we obtained the attenuation function in Guangdong region. The same dataset also used tried to fit both linear and bilinear geometrical spreading models. The comparison of the residuals of the results for these models shows that the residual is biggest for linear model, medial for bilinear model, and the smallest for trilinear model. It is suggested that the trilinear geometrical spreading model is reasonable and suitable for Guangdong region. The frequency-dependent Q in the Guangdong region is estimated as $Q(f) = 481.5 \cdot f^{0.31}$. The site responses do not show significant amplifications, which is consistent with their basement on rocks.

Key words Guangdong region, Attenuation of ground motion, Site response, Geometrical spreading function, Q value.

基金项目 香港理工大学项目资助.

作者简介 黄玉龙, 1990 年于 University of Canterbury, New Zealand 获工学博士学位, 现任副教授. 主要研究地震工程、建筑物的抗震设计、钢筋混凝土结构和高强度混凝土. E-mail: ceylwong@inet.polyu.edu.hk

1 引言

地震波衰减特征的研究是地震学研究的重要课题,地震波的衰减系数是通过远离震源的观测资料对地震记录进行定量分析和研究震源性质所必需的重要参数。同时,地震波的衰减特征对于地震危险性分析也具有十分重要的意义,是地震工程最关心的基础资料之一。由于剪切波的振幅通常比 P 波振幅大,在有的情况下可达 5 倍左右,因此对于地震工程来说,剪切波衰减的特征将具有更重要的意义。

在地震定量和工程地震问题中,经常需要考虑的不仅是近震源的地震波传播特性,而且还需要考虑区域震中距范围内的地震波传播特性。在近震源距离,剪切波的能量以直达波的形式传播,但在区域震中距范围内,最发育的震相则是 S 波在地壳波导中多次过临界(Postcritical)反射所形成的 Lg 震相,并且 Sn 震相也十分明显。因此,在考虑剪切波的几何衰减时,对于近震源距,例如, $R < R_0$,采用 $G(R) = R^{-1}$,即地震波在全空间传播时的理论几何衰减函数;而对于区域震中距范围内,例如, $R > R_0$,则采用在半空间中面波的理论衰减关系,并有 $G(R) = R_0^{-1} \cdot (R/R_0)^{-0.5}$,这就是两段几何衰减模型。 R_0 通常取 100km^[1~5]。此后,Burger 等^[6],Ou 和 Herrmann^[7]研究了波的传播特征后指出,即使是简单的成层地壳模型,地震波振幅衰减的特性也是复杂的。当直达波与莫霍面及地壳内间断面的过临界反射波结合时,在某一距离范围内,地震波振幅可能随距离增加,这个距离范围大约在 50 ~ 200km 之间。Atkinson 和 Mereu^[8]采用互相衔接的三段几何衰减函数,描述了加拿大东南部地震波几何衰减的特征。

理论研究和实际观测结果指出,场地响应是控制地震破坏的重要因素,对地震破坏起着重要的作用。已有不少的震害调查结果表明,大地震时松软地基上的建筑物的破坏率要比坚硬地基上的建筑物的破坏率高得多。Rogers 等^[9]采用内华达试验场核爆破记录的波谱,计算了 Long Beach 的场地响应,结果表明在 0.2 ~ 6s 波段冲积层相对于岩石的场地放大倍数高达 11 倍。

本文根据中国广东数字地震台网记录的发生在广东省及其附近海域的中小地震的波形资料,采用互相衔接的三段几何衰减模型,通过在频率域内的分析,测定和研究广东地区剪切波的几何衰减和非弹性衰减以及场地响应的特征。

2 观测资料

分析的地震资料取自广东数字地震台网的波形记录,该台网由 14 个地震台组成。这些台站都位于基岩上,表 1 列出了各台站仪器型号和台基岩性。每个台站都安装了三分量数字地震仪。大部分地震仪在 1 ~ 20Hz 之间具有速度平坦的响应。地震信号以 50Hz 的采样率通过有线或无线通讯实时地传到设在广州市内的台网中心。

表 1 本文研究所使用的台站的仪器型号和台基岩性
Table 1 Type of seismometer and founding bedrocks of 14 stations used in this study

台站名称	台站代码	地震计型号	台基岩性
汕头	SHT	FBS - 3	花岗岩
梅州	MEZ	FSS - 3	石英斑岩
龙川	LCH	FSS - 3	石英斑岩
新丰江	XFJ	FSS - 3	花岗岩
汕尾	SHW	FSS - 3	花岗岩
韶关	SHG	FSS - 3	石英砂岩
连南	LIN	FSS - 3	石灰岩
阳江	YG	FSS - 3	花岗岩
信宜	XNY	FSS - 3	花岗片麻岩
湛江	ZHJ	FBS - 3	花岗片岩
肇庆	ZHQ	FSS - 3	花岗岩
深圳	SHZ	CTS - 2	石英砂岩
珠海	ZHH	FSS - 3	花岗岩
台山	TIS	S - 13	花岗岩

广东数字地震台网从 1999 年 8 月开始有正式的地震记录。通过地震目录和波形考察,初步选出陆区 2.5 级和海区 3.0 级以上的地震 100 个共 619 条记录作为候选的分析资料。然后,通过信噪比的计算,挑选出 44 个地震的 249 条记录用于分析(见图 1)。这些地震的震级范围为 $M_L 2.5 \sim 5.1$,震中距为 10 ~ 500km。

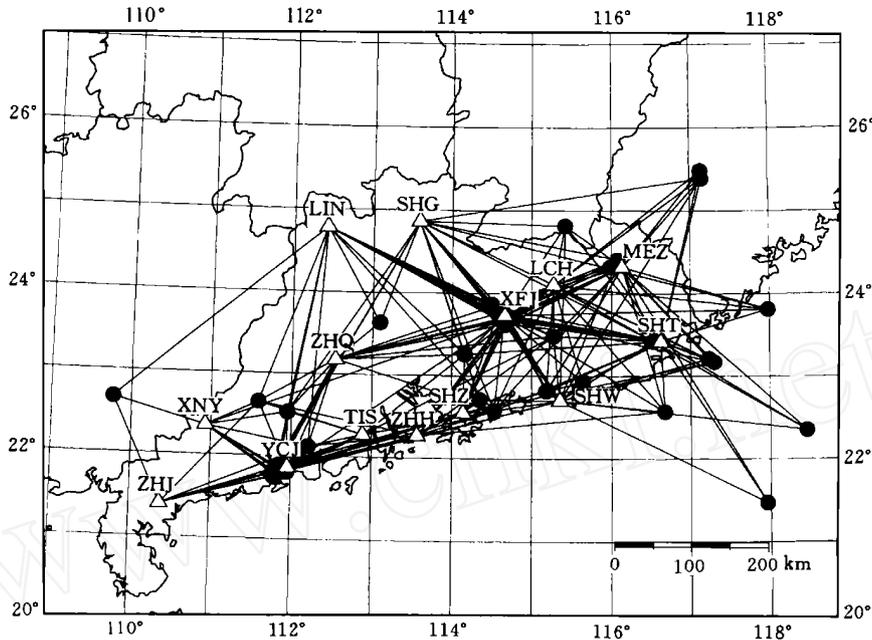


图1 广东数字地震台网的14个台站和本研究使用的44个地震的分布,以及249条地震记录的传播路径

图中空心三角表示地震台站,实心圆表示地震.图中14个台站代码的台站名称见表1.

Fig. 1 The distribution of 14 stations and 44 events used in this study, as well as 249 paths of seismic records used in the analysis

3 资料处理

把从S波开始到包含S波总能量的90%的时间段定义为S窗.当震源很近时,S窗内只包含直达波;当震源较远时,它包含了从壳内间断面和莫霍面的反射波;当震源更远时,它包含了 S_n 和 L_g 震相.在震中距小于500km时, L_g 震相和 S_n 震相十分接近,以致很难分隔开来.尽管在有的震中距上可以把 S_n 和 L_g 震相分隔开来.但是本文并不在“有可能时”就把 S_n 震相分割出来,而是对于所有的记录,始终采用包含所有可识别的S震相的S窗内的信号进行分析,这样就可以得到剪切波频谱的较少畸变的总体形状.

本文采用平移窗谱方法^[10],以获得稳定的观测信号的傅里叶谱.首先将S窗内的波形分成若干个包含有256个采样点的小段,并使相邻小段之间有50%的重叠.对于采样率为50Hz的地震记录来说,每个小段的时间长度是5.1s.在每一小段波形的起始和末尾加以5%的余弦边瓣后,通过快速傅里叶变换得到每个小段的傅里叶谱,然后对其进行仪器响应校正,并通过(1)式得到整个S窗内观测信号的

加速度谱振幅:

$$a(f) = 2 \left\{ \left[\sum_{i=1}^n v_i^2(f) \right] \cdot T / (n \cdot t) \right\}^{1/2}, \quad (1)$$

式中 $v_i(f)$ 是经过仪器响应校正的第*i*小段观测信号的傅里叶速度谱振幅, T 为S窗的持续时间,该S窗包含了*n*个时间长度为*t*的256个采样点的小段.然后,通过内插得到对数频率为0.00,0.05,0.10,0.15,0.20,...,1.30的共计27个频率点的加速度谱振幅值.

根据P波初动前256个采样点的噪声记录,通过(2)式可以计算归一到与信号相同持续时间的噪声加速度谱振幅

$$N(f) = 2 \left\{ v_N^2(f) \cdot T / t \right\}^{1/2}, \quad (2)$$

式中 $v_N(f)$ 为经过仪器校正的噪声傅里叶速度谱振幅,用下标N表示是噪声谱.

本文仅对信噪比大于2的信号进行分析,这些信号通过(3)式扣除噪声,得到经过噪声校正的加速度谱振幅

$$a(f) = \left\{ a^2(f) - N^2(f) \right\}^{1/2}. \quad (3)$$

对于S波的两个水平分量分别进行上述处理,得到经过仪器响应校正和噪声校正的加速度谱振幅,然后在频率域内合成得到S波水平分量的总的

加速度谱振幅.

$$R_{01} < R < R_{02}; \quad (9)$$

4 几何衰减模型

4.1 地面运动的傅里叶谱振幅

观测到的地面运动的傅里叶谱可以用下式来描述:

$$A_{ij}(f) = A_{i0}(f) \cdot G(R_{ij}) \cdot S_j(f) \cdot e^{-\frac{f \cdot R_{ij}}{Q(f) \cdot v}}, \quad (4)$$

式中 $A_{ij}(f)$ 是在第 j 个台站记录到的第 i 个地震的傅里叶谱振幅, $A_{i0}(f)$ 为第 i 个地震的震源谱振幅, R_{ij} 为震源距, $G(R_{ij})$ 为几何衰减函数, $S_j(f)$ 为第 j 个台站的场地响应项, $Q(f)$ 为品质因子, v 为波速.

对(4)式两边取对数,则有

$$\lg A_{ij}(f) = \lg A_{i0}(f) + \lg G(R_{ij}) - c(f) \cdot R_{ij} + \lg S_j(f), \quad (5)$$

其中,非弹性衰减系数 $c(f)$ 与 $Q(f)$ 有如下关系:

$$c(f) = [\lg(e) f] / (Q(f) \cdot v). \quad (6)$$

式(4)在形式上可以适用于地面运动的任何震相,但由于本文仅分析剪切波,在(6)式中的波速 v 即为剪切波速度, e 为自然对数的底.

参照 Atkinson 和 Mereu^[8],采用如下互相衔接的三段几何衰减函数:

$$G(R) = \begin{cases} R^{-b_1}, & R < R_{01}, \\ R_{01}^{-b_1} \cdot R_{01}^{b_2} \cdot R^{-b_2}, & R_{01} < R < R_{02}, \\ R_{01}^{-b_1} \cdot R_{01}^{b_2} \cdot R_{02}^{-b_2} \cdot R_{02}^{b_3} \cdot R^{-b_3}, & R > R_{02}, \end{cases} \quad (7)$$

在(7)式中,当 $R < R_{01}$ 时,对应于直达波的几何衰减;当 $R_{01} < R < R_{02}$ 时,对应于过渡区,在该震源距范围内,直达波中加入了在地壳内间断面和莫霍面上的反射波;当 $R > R_{02}$ 时,对应于多次折射反射 S 波的衰减.

几何衰减模型中,系数 b_1 、 b_2 和 b_3 均被认为与频率无关,但由于本文将对各频率成分分别进行反演,所以 b_1 、 b_2 和 b_3 所包含的频率参量仅表示由那个频率成分反演得到的值.将(7)式代入(5)式,由第 j 个台站计算得到的第 i 个地震的震源谱振幅 $[\lg A_{i0}(f)]_j$ 为

$$[\lg A_{i0}(f)]_j = \lg A_{ij}(f) + b_1(f) \lg R_{ij} + c(f) R_{ij} - \lg S_j(f), \quad (8)$$

$$[\lg A_{i0}(f)]_j = \lg A_{ij}(f) + b_1(f) \lg R_{01} + b_2(f) \times \lg(R_{ij}/R_{01}) + c(f) R_{ij} - \lg S_j(f),$$

$$[\lg A_{i0}(f)]_j = \lg A_{ij}(f) + b_1(f) \lg R_{01} + b_2(f) \lg(R_{02}/R_{01}) + b_3(f) \lg(R_{ij}/R_{02}) + c(f) R_{ij} - \lg S_j(f), \quad (10)$$

$$R_{02} < R. \quad (10)$$

4.2 反演过程

根据广东地区的地壳-上地幔构造^[11],并参考了加拿大东部和美国加利福尼亚的结果^[8],取 $R_{01} = 50\text{km}$ 和 $R_{02} = 100\text{km}$ 作为初始值.通过迭代反演过程求得参数 $b_1(f)$ 、 $b_2(f)$ 、 $b_3(f)$ 、 $c(f)$ 和 $S_j(f)$,并采用试错法,根据反演结果的残差修正 R_{01} 和 R_{02} 的值.首先定义残差为

$$K_{ij}(f) = \left| \lg A_{ij}(f) - \overline{[\lg A_{i0}(f)]_j} \right|, \quad (11)$$

式中

$$\overline{[\lg A_{i0}(f)]_j} = \frac{1}{n_i} \sum_j [\lg A_{ij}(f)], \quad (12)$$

$\overline{[\lg A_{i0}(f)]_j}$ 为由下式定义的第 i 个地震的平均震源谱振幅

$$\overline{[\lg A_{i0}(f)]_j} = \frac{1}{n_i} \sum_j [\lg A_{ij}(f)], \quad (13)$$

n_i 为记录到第 i 个地震的台站数, n_0 为分析的地震总数.

迭代反演过程按照下列步骤,并对每个频率成分分别进行:

迭代开始时,先令各台站的场地响应 $\lg S_j(f) = 0$; 通过遗传算法求得使残差为极小的 $b_1(f)$ 、 $b_2(f)$ 、 $b_3(f)$ 和 $c(f)$; 由 $K_{ij}(f)$ 通过下式求得第 j 个台站的场地响应项的修正值:

$$[\lg S_j(f)] = \frac{1}{m_j} \sum_i K_{ij}(f), \quad (14)$$

式中 m_j 是第 j 个台站记录到的地震数; 将求得的场地响应修正值叠加到式(8)、(9)和(10),然后再重复上述的过程,直到残差 K 不再减小,得到该频率成分的各项参数; 对于其他的频率成分,同样采用从至的过程,求得各频率成分的各项参数 $b_1(f)$ 、 $b_2(f)$ 、 $b_3(f)$ 、 $c(f)$ 和 $S_j(f)$; 改变 R_{01} 和 R_{02} 的值,并重复上述 ~ 步骤,用试错法寻找使残差更小的 R_{01} 和 R_{02} 的值,求得相应的各项参数.

4.3 三段几何衰减模型

根据广东数字地震台网 249 条路径合成的 S 波水平分量记录,按照上述迭代反演过程,首先通过残差比较,确定了 $R_{01} = 45\text{km}$, $R_{02} = 100\text{km}$,然后求得相应的 $b_1(f)$ 、 $b_2(f)$ 、 $b_3(f)$ 、 $c(f)$ 和 $S_j(f)$. 由于 b_3 与

$c(f)$ 之间互相影响^[8], 为了得到稳定的解, 根据 Lg 波理论研究的结果, 在反演时限制 $b_3(f)$ 仅在 0.5 附近很小的范围内变动. 图 2 是对于各频率成分反演得到的 $b_1(f)$ 、 $b_2(f)$ 和 $b_3(f)$. 由图可以看出, 与 b_1 相比, b_2 有较大的离散, 这也正说明了在过渡带内波的成分的复杂性. 由于一般考虑几何衰减与频率无关, 对各频率成分的反演结果取平均后得到: $b_1 = 0.97 \pm 0.11$, $b_2 = 0.0097 \pm 0.15$, $b_3 = 0.5$.

图 3 给出了由下式定义的“归一化”谱振幅随震

源距的变化:

$$\lg A_{ij}(f) = \lg A_{ij}(f) - \lg A_{i0}(f) - \lg S_j(f). \quad (15)$$

归一化谱振幅从观测谱中扣除了震源和场地的因素, 把各频率成分的观测谱振幅分别归一到同一水平, 即在震源距 1km 处震源谱振幅为 1. 因此, 归一化谱振幅反映了地震波各频率成分的衰减特征, 包括了几何衰减和非弹性衰减. 作为例子, 图 3 给出了频率为 8.91Hz 的结果.

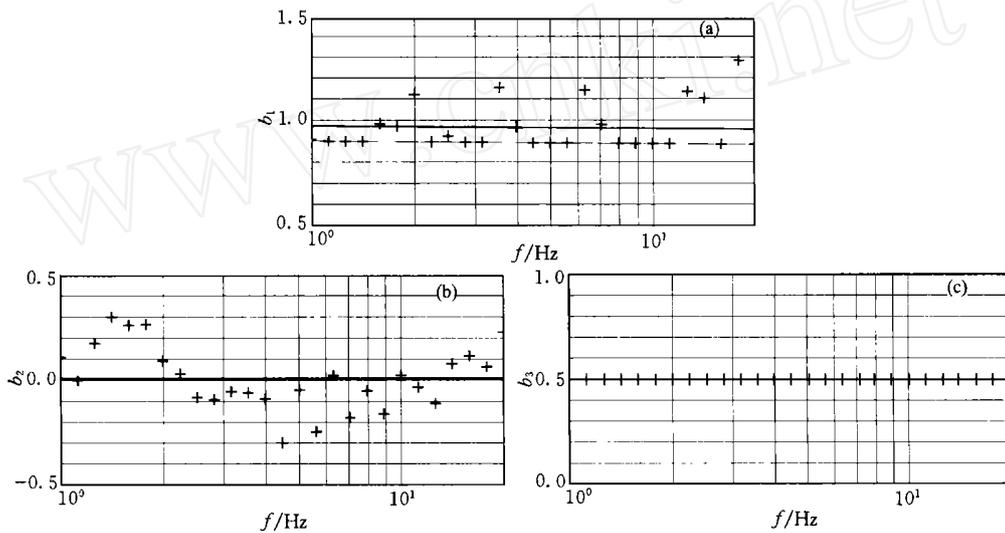


图 2 对于各频率成分反演得到的 b_1 、 b_2 和 b_3

图中粗线是对各频率成分反演结果的平均值.

Fig. 2 The inversion results of b_1 , b_2 and b_3 for a specific frequency f

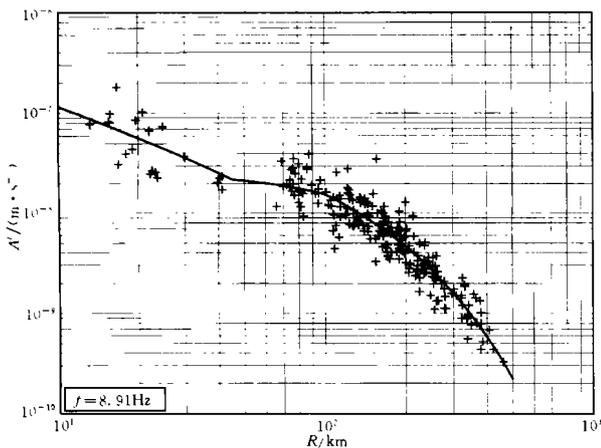


图 3 频率为 8.91Hz 的归一化加速度谱振幅 A 随震源距 R 的衰减

曲线是由图中所列资料拟合的三段几何衰减模型.

各参数分别为: $b_1 = 0.90$, $b_2 = -0.159$, $b_3 = 0.5$, $c = 0.003754$ (相当于 $Q = 866.02$).

Fig. 3 Observed decay of normalized acceleration spectral amplitude A for $f = 8.91\text{Hz}$ with the hypocentral distance R .

5 非弹性衰减和场地响应

通过上述迭代反演可同时求得该地区的非弹性衰减系数 $c(f)$ 和各台站的场地响应.

根据(6)式定义的 $c(f)$ 与 $Q(f)$ 的关系, 可由 $c(f)$ 计算得到 $Q(f)$. 图 4 是反演得到的 $c(f)$ 和由此计算得到的 $Q(f)$. 由图 4 可见, $c(f)$ 或 $Q(f)$ 均与频率有着明显的依赖关系. 在考虑频率依赖的 Q 模型时, 通常用频率的幂函数, 即 $Q(f) = Q_0 f^\alpha$ 的形式来拟合 Q 与频率的关系. 参数 α 反映了 Q 值对频率的依赖程度, 当 $\alpha = 0$ 时 Q 值与频率无关. 仔细考察图 4 可发现, 在 2Hz 以上的频率范围内, $\lg Q$ 与 $\lg f$ 有很好的线性关系, 但在 1~2Hz 范围内, 反演得到的 Q 值, 在双对数坐标中较大地偏离了线性关系. 由于频率低于 2Hz 的谱对地震计标定的参数十分敏感, 所以可能具有较大的不确定性^[17]. 于是, 采用频率高于 2Hz 的结果, 可以拟合得到 $Q(f)$ 与频

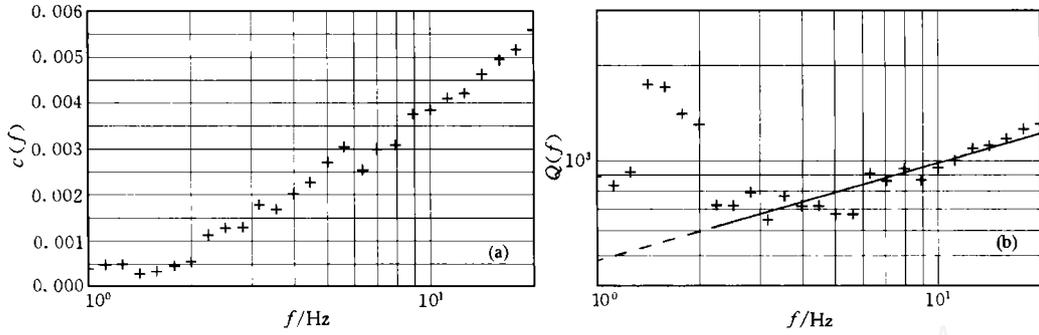


图 4 反演得到的非弹性衰减系数 $c(f)$ 和由此计算得到的 $Q(f)$

Fig. 4 The results for coefficient of anelastic attenuation $c(f)$ and $Q(f)$ calculated from $c(f)$

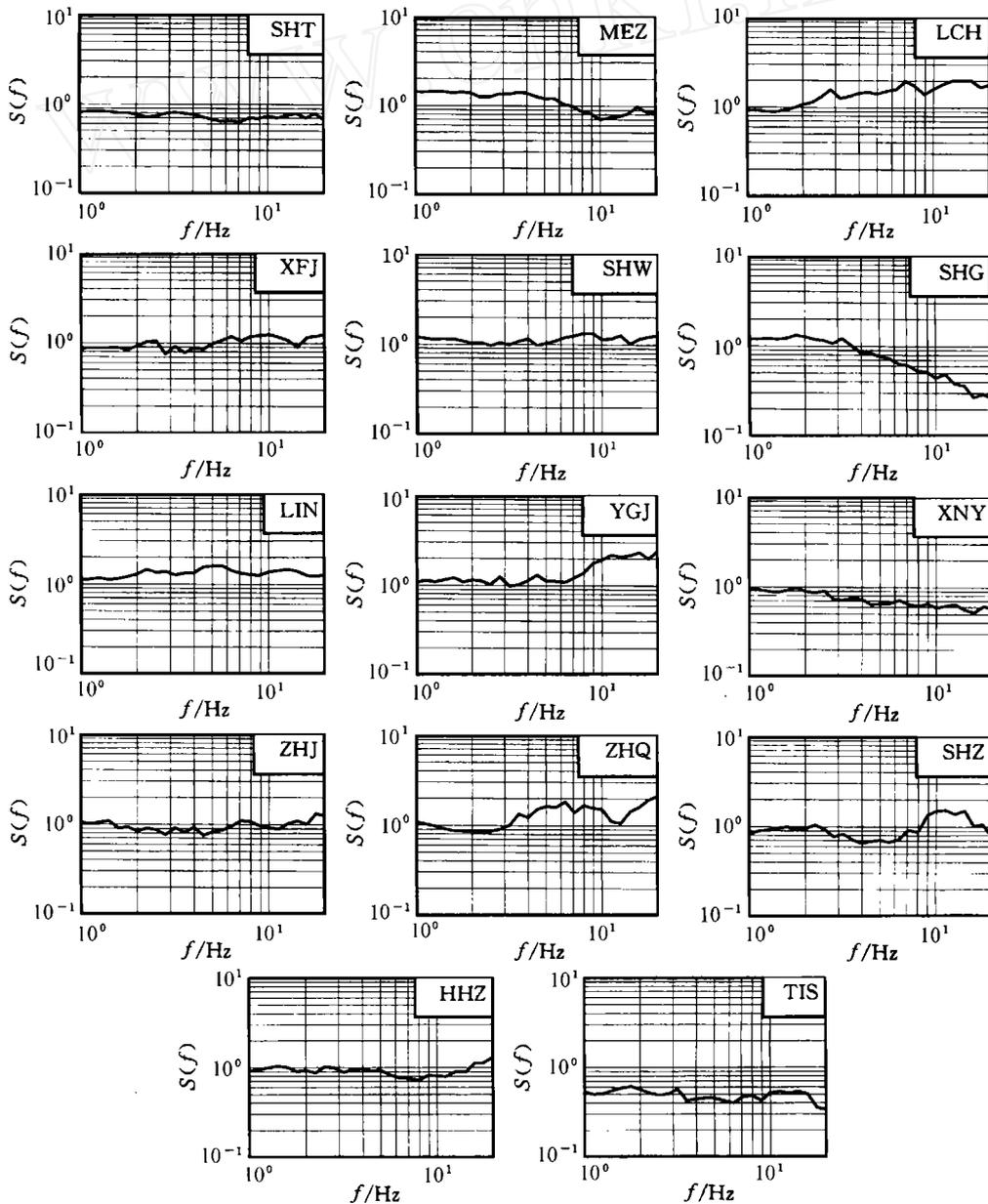


图 5 由 249 条记录通过迭代反演得到的 14 个台站的场地响应

$S(f)$ 为场地响应.

Fig. 5 The site responses obtained by iteration inversion based on 249 records

率的关系是

$$Q(f) = 481.5f^{0.31} (\pm 73.28), \quad (16)$$

因此,总的衰减项为 $G(R_j) \cdot e^{-\frac{Rf}{Q(f)}}$, 它是频率和震源距的函数.

图 5 是 14 个台站的场地响应. 由图可见,除了 TIS 台的场地响应总体上小于 1 以外,其余台站的场地响应均在 1 附近,即没有明显的放大效应. 这一结果与这些台站均位于岩石的场地相符. 为了弄清 TIS 台的场地响应总体上小于 1 的原因,有必要核对 TIS 台的地震计的标定参数.

6 讨论

6.1 几何衰减模型的比较

为了考察几何衰减模型的假设对于反演结果的影响,本文采用同样的观测数据和同样的处理方法,对于线性几何衰减模型和两段几何衰减模型分别进行了反演.

对于线性几何衰减模型,是在所有的震源距,其几何衰减函数为

$$G(R) = R^{-1}, \quad (17)$$

通过反演同样可以得到非弹性衰减系数 $c(f)$ 和场地响应.

对于两段几何衰减模型,则其几何衰减函数有

$$G(R) = \begin{cases} R^{-1}, & R \geq R_{01}; \\ R_{01}^{-1} \cdot R_{01}^{0.5} \cdot R^{-0.5}, & R_{01} < R. \end{cases} \quad (18)$$

采用与三段几何衰减模型同样的步骤,通过试错法,确定在两段几何衰减模型中取 $R_{01} = 50\text{km}$.

3 种模型反演结果的残差比较表明,在所有反演的频率成分,线性几何衰减模型的残差最大,两段几何衰减模型的其次,而三段几何衰减模型的残差最小.

6.2 非弹性衰减的特征

图 6 给出了在亚洲、欧洲和美洲部分地区得到的 Q 值随频率关系的比较. 图中标有 P 字母的直线是本文研究的结果. 由图可见,本文研究得到的广东地区 Q 值与频率关系的结果,总体上与欧洲中部地区的结果十分接近.

6.3 衰减模型对于香港台站记录的适用性

在地质构造上香港与广东省属于同一构造单元,但本文未使用香港台站的记录. 港天文台现有 8 个数字地震台,采样率为 75Hz,其中在尖鼻咀 (THK) 和元五坟 (YHK) 地震台上安装了三分量地震

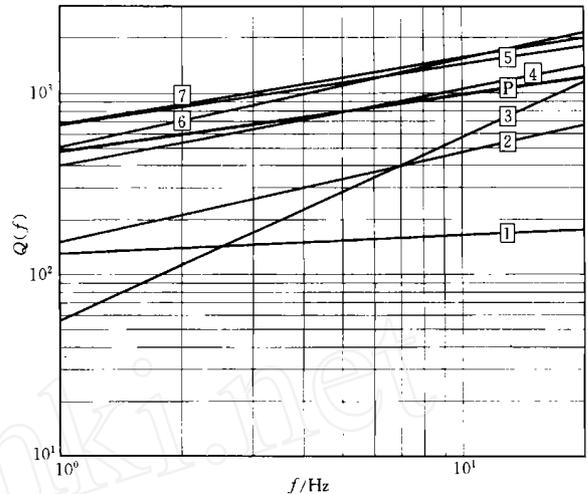


图 6 各地区 Q 随频率 f 关系的比较

图中各直线对应的地区为: P 本文研究关于广东地区的结果 $Q(f) = 481.5 \cdot f^{0.31}$; 1 意大利亚平宁地区 $Q(f) = 130 \cdot f^{0.10/121}$; 2 美国西部 $Q(f) = 150 \cdot f^{0.5/131}$; 3 墨西哥 Oaxaca 地区 $Q_c(f) = 56 \cdot f^{1.01/141}$; 4 欧洲中部地区 $Q(f) = 400 \cdot f^{0.42/151}$; 5 加拿大东部地区 $Q = 670 \cdot f^{0.33/81}$; 6 印度地盾地区 $Q(f) = 508 \cdot f^{0.48/151}$; 7 北美东部地区 $Q(f) = 680 \cdot f^{0.36/161}$.

Fig. 6 Comparison of Q of S wave in the Guangdong region with other regions

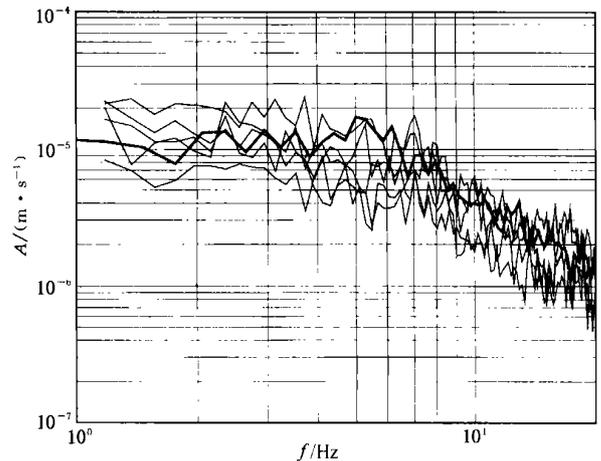


图 7 对 1999 年 11 月 4 日河源 3.1 级地震震源位移谱的比较

粗线是由香港天文台的元五坟 (YHK) 地震台的记录进行衰减校正得到的震源位移谱.

Fig. 7 Comparison of source displacement spectra recorded at different stations for the event of the 4 November 1999, Heyuan, $M = 3.1$

计,采用本文研究得到的衰减模型,对 YHK 地震台的记录进行衰减校正,得到震源谱,并以此与其他台站得到的同一地震的震源谱作比较,以考察广东地区的衰减模型对于香港台站所记录到的华南地区地震的适用性.

由于香港天文台的地震台站没有可使用的场地响应实测结果,所以对于 YHK 地震台的记录仅作了仪器响应和衰减校正,对于其他台站还作了场地响应校正.比较结果表明,由包括 YHK 地震台在内的各地震台记录得到的同一地震的震源谱,虽然有一定的离散,但大多在误差范围内.作为一个例子,图 7 给出了对于 1999 年 11 月 4 日河源 3.1 级地震的比较结果,图中粗线是由香港天文台的 YHK 地震台的记录得到的震源位移谱.尽管 YHK 地震台的记录没有作场地响应校正,但所得到的震源位移谱与其他台作过场地响应校正的震源谱大致相当,由此粗略地推断 YHK 地震台并没有明显的场地放大效应.

7 结 论

7.1 采用“三段几何衰减模型”拟合,得到了广东地区的几何衰减函数为

$$G(R) = \begin{cases} R^{-b_1} & R < R_{01} \\ R_{01}^{-b_1} \cdot R_{01}^{b_2} \cdot R^{-b_2} & R_{01} < R < R_{02} \\ R_{01}^{-b_1} \cdot R_{01}^{b_2} \cdot R_{02}^{-b_2} \cdot R_{02}^{b_3} \cdot R^{-b_3} & R > R_{02} \end{cases}$$

其中, $R_{01} = 45\text{km}$, $R_{02} = 100\text{km}$, $b_1 = 0.97$, $b_2 = 0.0097$, $b_3 = 0.5$.

7.2 得到广东地区非弹性衰减 Q 值随频率的关系为: $Q(f) = 481.5 \cdot f^{0.31}$, 与世界其他地区的 Q 值随频率关系^[5,8,12~16]的比较表明,广东地区的 Q 值随频率关系与欧洲中部的结果^[13]最相近.

7.3 14 个台站的场地响应均没有显示出明显的放大效应,这与 14 个台站均处于岩石地基相符.

7.4 采用线性几何衰减模型和两段几何衰减模型对观测数据进行了拟合.残差比较表明,前者的残差最大,后者的其次,而三段几何衰减模型的残差最小.由此可以推论,广东地区采用三段几何衰减模型具合理性和适用性.

广东省地震局和香港天文台提供了本文研究所使用的地震波形资料,谨致谢意.

参考文献

[1] Hasegawa, H. Lg spectra of local earthquakes recorded by the eastern Canada telemetered network and spectral scaling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1983, **73**(4):1041~1061

- [2] Hasegawa, H. Attenuation of ground motion in the Canada shield. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1985, **75**(6):1569~1582
- [3] Chun, K, G West, R Kókoski, et al. A novel technique for measuring Lg attenuation: result from eastern Canada between 1 to 10 Hz. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1987, **77**(2):398~419
- [4] Shin, T, R Herrmann. Lg attenuation and source studies using 1982 miramichi data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1987, **77**(2):384~397
- [5] Singh S K, M Ordaz, R S Dattarayam, et al. A Spectral analysis of 21 May 1997, Jabalpur, India, Earthquake ($M_w = 5.8$) and estimation of ground motion from future earthquakes in the Indian shield region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1999, **89**(6):1620~1630
- [6] Burger, R, P Somerville, J Barker, et al. The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1987, **77**(2):420~430
- [7] Ou, G, R Herrmann. A statistical model for peak ground motion from local to regional distances. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1990, **80**(6):1397~1417
- [8] Atkinson, GM, R F Mèreu. The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1992, **82**(5):2014~2031
- [9] Rogers, A M, J C Tinsley, W H Hays, et al. Evaluation of the relation between near-surface geological units and ground response in the vicinity of Long Beach, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1979, **69**:1603~1622
- [10] Chael, E. spectral scaling of earthquakes in the Miramichi region of New Brunswick. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1987, **77**(2):347~365
- [11] 范玉兰,林纪曾,胡瑞贺等.华南地区近震走时表.广州:广东省地震局,1986.
FAN Yulan, LIN Jizeng, HU Ruihe, et al. Seismic travel time table in South China. Guangzhou: Seismological Bureau of Guangdong Province, 1986
- [12] Malagnini, L, R B Herrmann, M D Bona. Ground-motion scaling in the Apennines (Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2000, **90**(4):1062~1081
- [13] Chin, Byaur-Heng, K Aki. Simultaneous determination of source, path, and recording site effects on strong ground motion during the Loma Prieta earthquake—a preliminary result on pervasive non-linear site effect. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1991, **81**(5):1859~1884
- [14] Castro, R R, L Munguia. Attenuation of P and S waves in Oaxaca, Mexico subduction zone. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1993, **76**(2):179~187
- [15] Malagnini, L, R B Herrmann, K Köch. Regional ground-motion scaling in central Europe. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2000, **90**(4):1052~1061
- [16] Atkinson GM, D Boore. New ground motion relations for eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1995, **85**(1):17~30
- [17] Hartzell, S, A Leeds, A Frankel, et al. Site Response for Urban Los Angeles Using Aftershock of the Noerthridge Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1996, **86**(Suppl. 1), Part B: S168~S192