

# 唐山—北京地区 $Q$ 因子随频率的变化\*

高龙生 石汝斌 华正兴 李瑞琯

(国家地震局地球物理研究所)

## 摘 要

应用唐山—北京地区的选频地震仪台网资料,使用单台法可求出台网中各台台址附近的区域性尾波  $Q$  值。为从台站所记录的多个地震中作出归一化的尾波衰减包络线,以求出表征地区性特点的参数,代替过去的肉眼估计拼合法,本文推算出使用补偿值  $\Delta \ln A = 1.73 \Delta M$ ,其中  $\Delta M$  为实测震级与归一化所用参考震级之差,  $\Delta \ln A$  是为归一化而取用的尾波振幅补偿值。用这一修正式来归一不同震级所记录地震的尾波震幅,可取得较为满意的组合衰减包络线,从而可对每一个地震台利用多个地震记录综合后求出台站周围地区的等效  $Q$  值,以及它们与频率间的关系。结果表明:在跨距为百余公里的各台上,  $Q$  值均可表达为  $Q = Q_0 f^\eta$ ,其中  $Q_0$  为 1Hz 时的品质因数,  $f$  为频率,  $\eta$  为因地而异的常数。值得注意的是,各台的  $Q_0$  值,其差异可达一倍以上。最小的为沙城台,  $Q_0 = 122$ ,最大的为马道峪台,  $Q_0 = 292$ ;但六个台中有五个台的  $Q$  值幂次  $\eta$  都基本相同,大体在 0.60 上下。实际测量表明,马道峪台附近的高  $Q$  值是体现在所有频率上均有较高的  $Q$  值,而沙城台附近的低  $Q$  值也是表现在所有频率上均有较低的  $Q$  值。因此,一方面可看出实际测量结果有较好的可信度,另一方面可认为  $\eta$  值的一致性反映各台上引起衰减的物理本质大体上是相同的。作为一个大区域来考虑,综合此地区六个台所有频道上的资料,进行线性拟合可得出该地区的平均值:  $f = 1\text{Hz}$  时,  $\bar{Q}_0 = 189$ 。

由于  $Q$  值是频率的强依赖函数,所有关于衰减的研究结果,特别是在 1—40Hz 的高频范围内,必须要考虑频率因素。

## 一、引 言

介质的品质因数  $Q$  因子反映了介质对弹性波的传输能力,其定义<sup>[1]</sup>是:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (1)$$

式中  $\Delta E$  为弹性波在一个周期内(时间域)或一个波长内(空间域)的运动过程中,波动能量的衰减,  $E$  为波动能量的最大值。

在地震波传播的研究中,常常把介质的品质因数假设为与频率无关。这种定常  $Q$  模型曾给理论工作带来不少方便,也已经给出不少有益的结果。但是  $Q$  因子随频率而变化的问题多少年来一直吸引着地震学家们的注意。Gutenberg<sup>[2]</sup> (1958) 最早指出远震  $P$  波

本文 1985 年 5 月 20 日收到,1985 年 9 月 19 日收到修改稿。

\* 地震学联合基金部分资助的课题。

的表观  $Q$  值 ( $Q_P$ ) 是随频率的增高而加大的。这一假设在尔后的研究中得到了一系列的支持。

直达  $P$  波的  $Q$  值测量很难精确化,以致于到目前为止  $P$  波的品质因数  $Q_P$  随频率而变化的问题很难定量化。用横波  $S_cS$  研究  $Q$  值问题可给出精度稍高的结果。它给出地幔中的  $Q_{S_cS}$  在频率  $f = 0.1 \sim 2.5\text{Hz}$  范围内随频率增加而上升<sup>[3]</sup>。

自 Aki<sup>[4]</sup>(1969) 提出尾波是岩石圈中不均匀体对地震波的散射所形成以来,应用尾波来研究地球介质的衰减特性得到迅速发展。这种方法给出一定地区的相对稳定的数值结果,具有统计平均意义。应用选频地震仪<sup>[5,6]</sup>,已经从尾波分析中得到较精确的地区性  $Q$  因子及其随频率的变化<sup>[7-10]</sup>。结果证明  $Q$  值是频率的强函数,因此在高频范围 ( $0.1 \sim 40\text{Hz}$ ) 求取  $Q$  值时必须要把  $Q$  值对频率的依赖关系这一因素考虑进来。

Aki<sup>[11,12]</sup> 根据单次逆向 ( $180^\circ$ ) 散射模式给出尾波功率谱  $P(\omega|t)$  的表达式为

$$P(\omega|t) = \frac{2\omega S(\omega)}{Q_s V^2} t^{-2} e^{-\omega t/Q} \quad (2)$$

其中  $S(\omega)$  为表征震源的频谱特性的因子;  $\omega$  是被考虑的波的频率;  $Q_s$  是与散射过程有关的品质因素;  $V$  是波速,由于尾波的横波性,而应是横波速度;  $Q$  则是表现品质因数:  $1/Q = 1/Q_s + 1/Q_i$ , 其中  $Q_i$  是与内耗有关的品质因数。

高龙生等曾证明多次散射模型给出了理论上更合理的解释<sup>[13]</sup>和实践中对资料更好的拟合<sup>[14]</sup>。较完整的体波散射功率谱的表达式应为<sup>[13]</sup>

$$P(\omega|t) = \frac{2\omega S(\omega)}{Q_s V^2} t^{-2} e^{-\frac{\omega t}{Q}} \left( 1 + 1.23 \frac{\omega t}{Q_s} e^{0.33 \frac{\omega t}{Q_s}} \right) \quad (3)$$

在 (3) 式中第一项对应着单次散射的贡献,第二项对应着多次散射的贡献,不难证明<sup>[13]</sup>, 当  $t > t_c = 0.65 Q_s / \omega$  以后,尾波中的主要能量来源是由多次散射所提供。此时可以把 (3) 式近似地转变为振幅  $A(\omega|t)$  与时间  $t$  的关系<sup>[14]</sup>,

$$\ln A(\omega|t) = a - 0.5 \ln t - bt \quad (4)$$

式中  $a$  是与震源强度和地区特性有关的量

$$a = \frac{1}{2} \left( \ln \frac{4.9^2}{3\pi V_p} + \ln W \right) - \ln l \quad (5)$$

其中  $\rho$  是介质的密度;  $W$  是震源发出的地震波能量;  $l$  为区域性平均自由程;

$$b = \pi f / Q^*, \quad 1/Q^* = 1/Q_i + 0.67/Q_s \quad (6)$$

(3) 式表明,假若只是利用尾波记录自身的衰减形态来求  $Q$  因子的话,仅依靠线性拟合并不能给出满意的结果,在简化情况下,只使用晚期尾波,可用 (4) 式来作拟合,由拟合所得出的  $b$  值只是给出一个走了样的表观  $Q$  值 ( $Q^*$ ), 不同情况下它具有不同的意义: 当  $Q_s \ll Q_i$  时,  $Q_i$  远没有  $Q_s$  重要,表观  $Q$  值  $Q^*$  为真实  $Q_i$  值的 1.5 倍; 当  $Q_i \approx Q_s$  时,  $Q^* \approx 0.6 Q_s \approx 0.6 Q_i$ ; 当  $Q_s \gg Q_i$  时,  $Q_s$  变得无关紧要,这时求出的表观  $Q$  值:  $Q^*$ , 近似地等于  $Q_i$ 。遗憾的是,到目前为止,还没有一个较有效的办法去分辨在真实地球介质中内耗与散射分别占据的百分比,也很难肯定地得出一个一般性的结论。但既使如此,尾波给出的表观  $Q$  值仍然是十分有意义的,已经积累了不少这方面的数据,也有大量的工作继续在进行中。为与他人及前人结果相比,本文只着重研究北京地区的这种表观  $Q$  值,及

其与频率的关系。

设本区  $Q_c$  值在  $f = 1\text{Hz}$  时为 200, 则可估算出  $t_c = 20\text{s}$ , 即 20s 以后的尾波为多次散射结果, 本文所取资料均远大于 20s, 故可以按 (4) 式来作拟合以求取  $b$  和  $Q^*$ 。

## 二、观测资料及处理结果

自 1976 年以来, 北京地区已在部分台站上安装了多道选频测震仪, 台站布局如图 1 所示。

这种仪器使用的摆为自震周期  $T_0 = 1\text{s}$  的 DS-1 型短周期拾震器, 它检测的信号经前置放大器放大后由 PTY-8 调频遥测仪用电话线传输至北京三里河的中心记录室, 解调还原为地震信号。然后, 经第二次调频再进入记录器。记录器是加有环形磁带延时触发器的磁带机。回放时, 先对磁带记录进行解调, 再分别经过 16 路  $1/3$  倍频程的窄带带通滤波器滤波, 送入 LM-12 型描笔记录仪。图 2、图 3 为此种多道选频测震仪的结构框图以及各道滤波器的频率特性。这些带通滤波器的中心频率分别为 1.25Hz, 1.6Hz, 2.0Hz, (2.5Hz), 3.15Hz, (4.0Hz), 5.0Hz, (6.3Hz), 8.0Hz, (10.0Hz), 12.5Hz, (16.0Hz),  $^{20}0.0\text{Hz}$ , (25.0Hz), 31.5Hz, 40.0Hz。其中带括号的频道是在本次工作中暂时未作测量的频道。

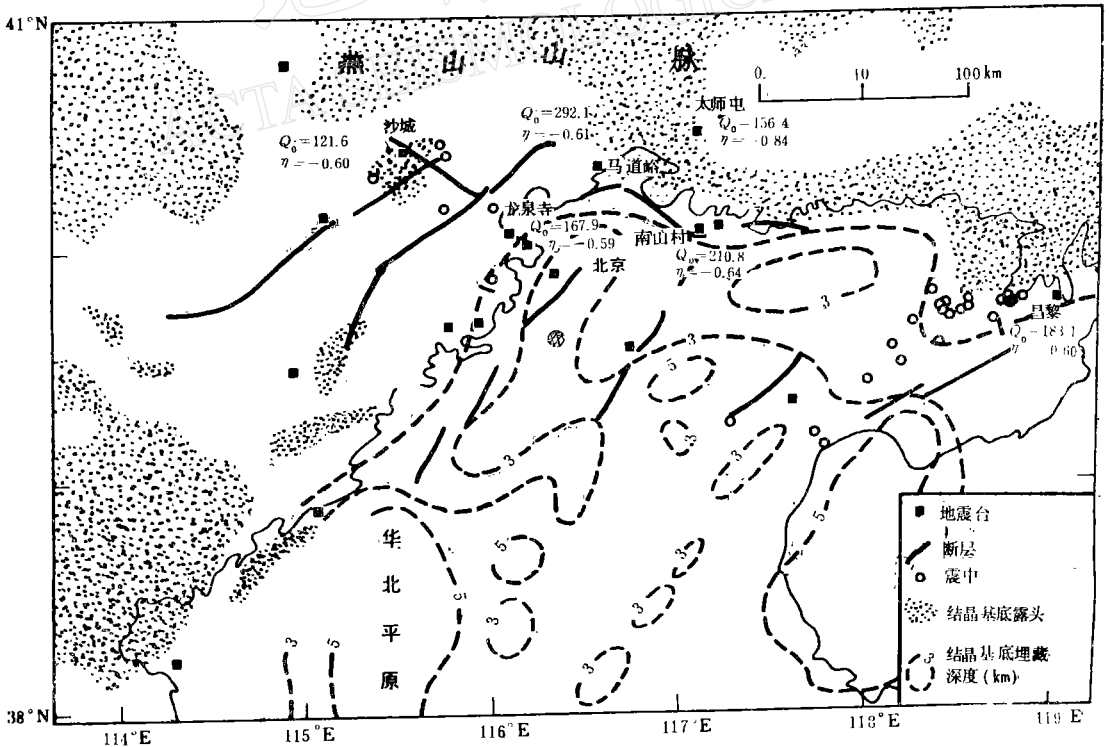


图 1 唐山—北京地区选频测震仪台网, 本工作中所用之地震震中及尾波给出的  $Q$  值  
Fig.1 Network of frequency selective seismographs in the Beijing—Tangshan area; the epic enters of earthquakes used in this work and the calculated  $Q$ -factors measured by means of codas

就整个系统来看,这种地震仪的记录有别于普通的 DD-1 型短周期地震记录。此种地震仪所记录的不是地动位移,而是拾震器下方质点运动速度之垂直分量。图 4 是一张典型的记录,它包括原始的宽带地震图和窄带滤波以后的选频地震图。

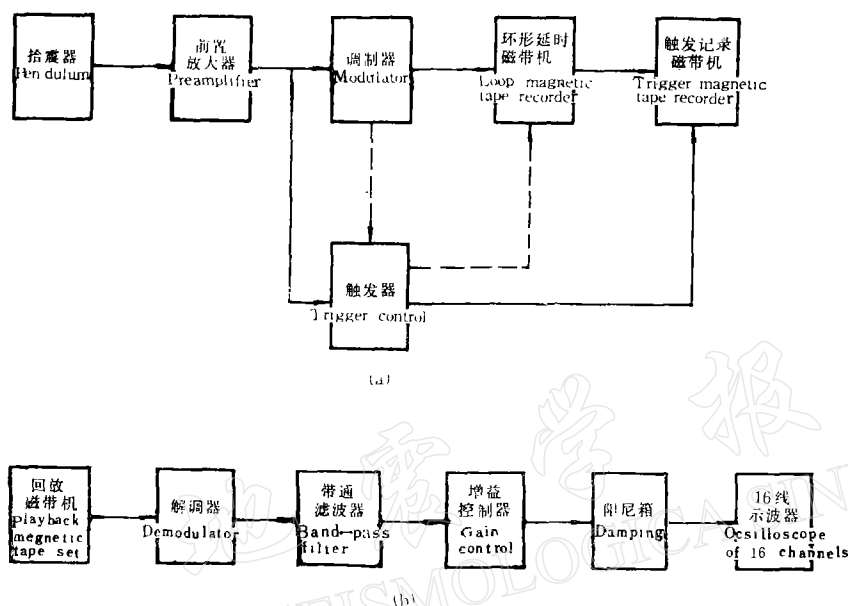


图 2 在唐山—北京地区所设置的多道选频地震仪的结构框图。

(a) 记录部份 (b) 回放部份

Fig. 2 Block diagram of frequency selective seismographs installed in the Tangshan—Beijing area.

(a) Recording system (b) Playback system

现用的理论公式中假设了接收点和震源距离相近以至于可以考虑为落在同一点上。Sato<sup>[15]</sup> 证明,在只考虑单次散射的情况下,使用  $2 \times (t_s - t_0)$  为尾波的起始,其中  $t_s$  为  $s$  波的到时,  $t_0$  为地震的发震时刻,则考虑接收点和震源之间的距离与忽略此距离在理论上所引起的差异不超过 10%。本项工作中,从  $t = 2 \times (t_s - t_0)$  开始,对每路信号测量尾波随时间的衰减,一直到记录幅度降低到噪音水平为止。在选频记录中,地震波以一个接一个的波包形式出现,作为尾波幅度,只选用每个波包的最高值部份,这样便得到一系列幅度  $A(\omega|t)$  与时间  $t$  的对应数据,其中,时间  $t$  的起算点为发震时刻。

实际工作表明,单个地震给出的数据不具备充足的代表性。因此,必须考虑把多个地震的数值综合在一起。Нерсисов 等使用《拼合》的方法,即以多个地震所给出的数据点分别绘在透明纸上,然后在维持时间座标不变的条件下沿垂直坐标(震动幅值坐标)移动,当这些点在图上呈现出较好的连续性,就依此确定出构制组合地震图时所需要的对各别地震应加的补偿。代替这种肉眼估计的拼合办法,本文试图推出一简单的分析表达式,并严格按这一计算公式来确定将数据进行归一的方法,以此来组成拼合的尾波衰减包络线。

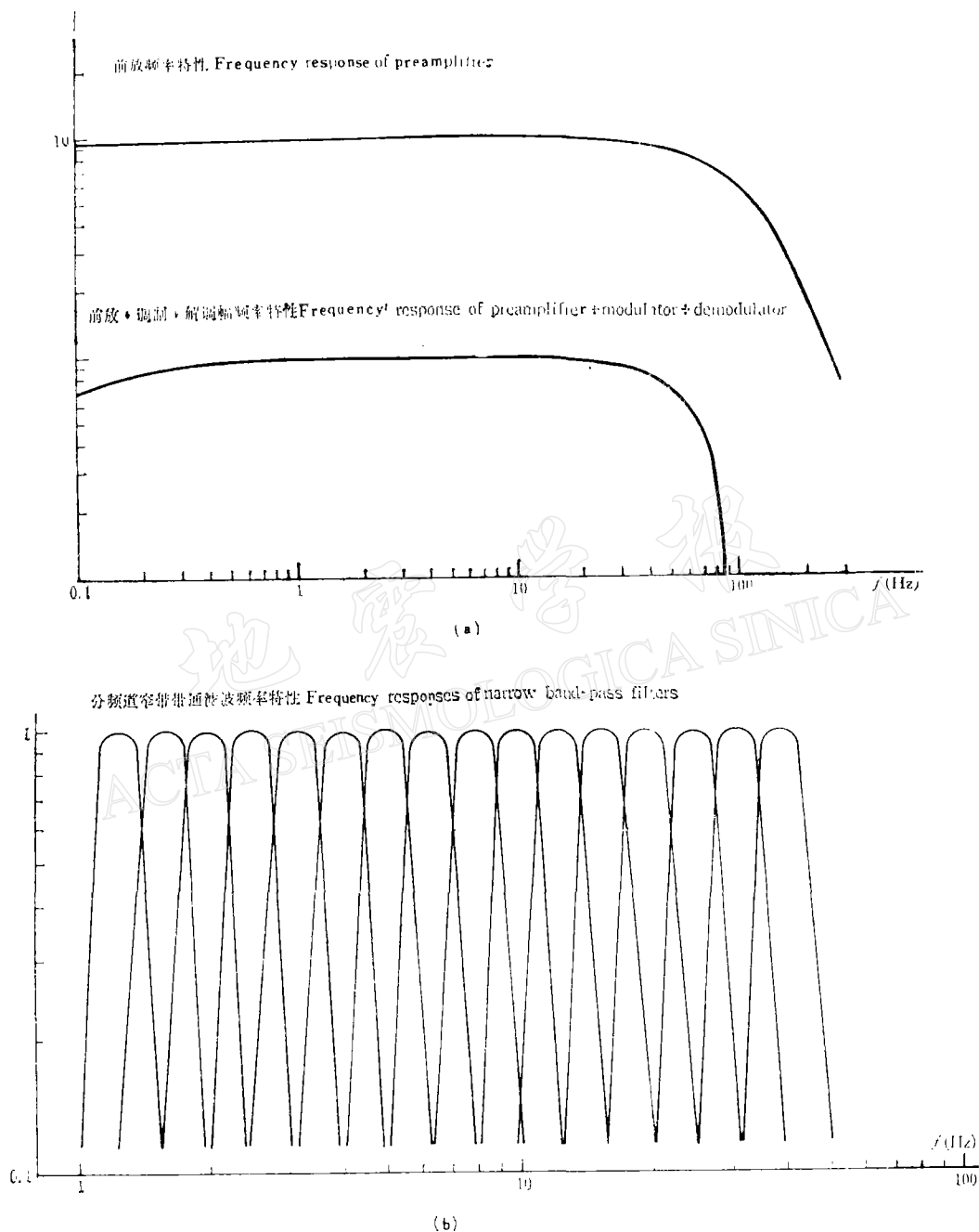


图 3 (a) 前置放大器之频率响应 (b) 选频地震仪中各道滤波器的频率特性

Fig. 3 (a) Frequency response of preamplifier,  
(b) The frequency selective filters with different central frequencies

考虑

$$\lg W = 1.5M + 11.8 \quad (7)$$

其中  $W$  为地震波能量,  $M$  为震级。将 (7) 式代入 (5) 式便可得

$$\begin{aligned} a &= \frac{1}{2} \left[ \ln \frac{4.9^2}{3\pi V\rho} + 2.3(1.5M + 11.8) \right] - \ln \frac{1}{n_0\sigma} \\ &= \frac{1}{2} \ln \frac{4.9^2}{3\pi V\rho} + 1.73M + 13.6 + \ln(n_0\sigma) \end{aligned} \tag{8}$$

由此可见,震级对尾波幅度的修正可以写为

$$\Delta \ln A = 1.73 \Delta M \tag{9}$$

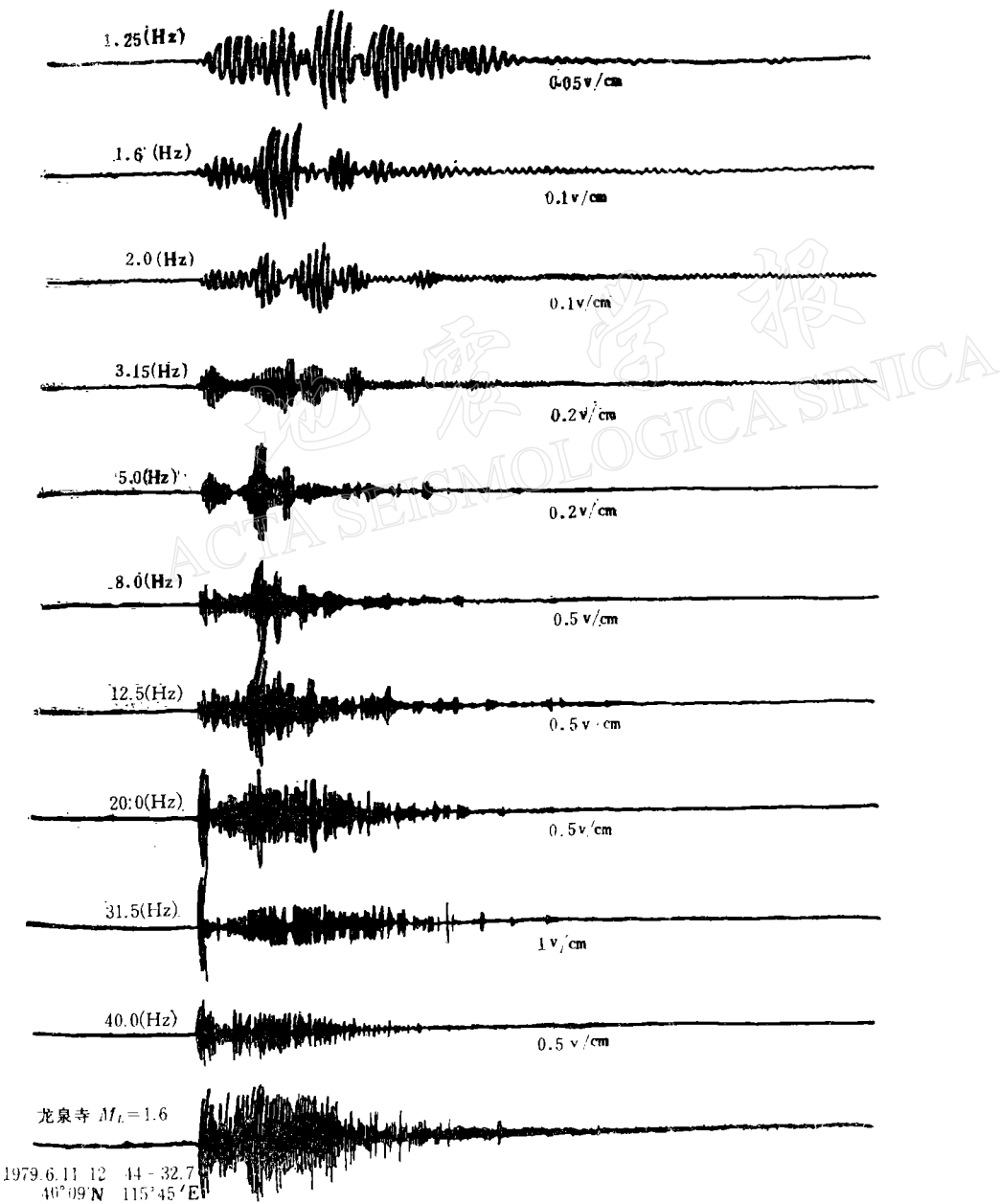


图 4 一张典型的选频地震记录  
Fig. 4 A typical set of frequency selective seismograms

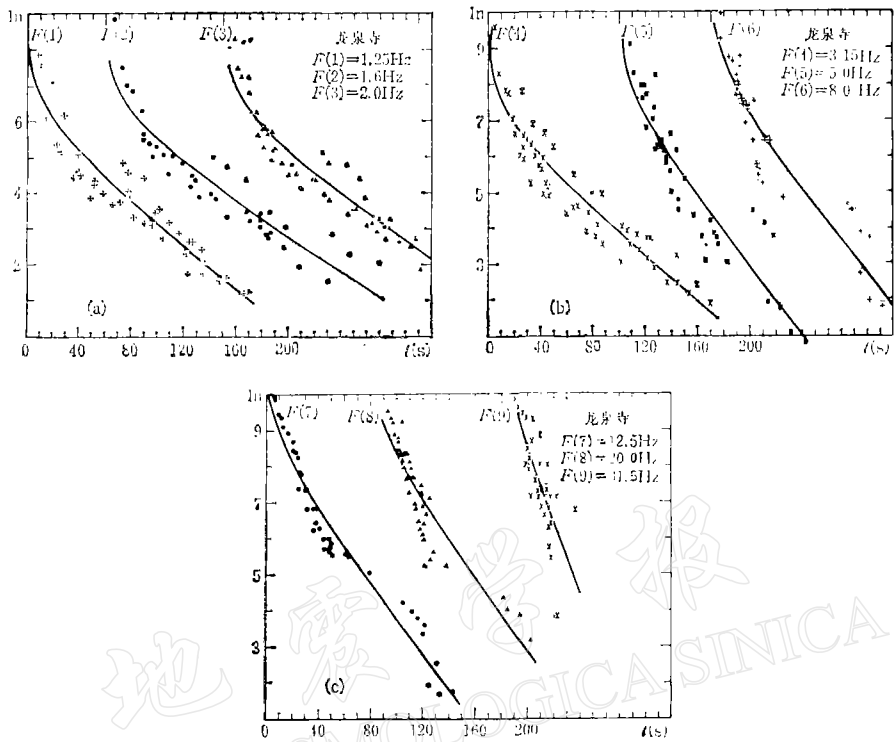


图 5 尾波幅度随时间衰减的综合包络,以龙泉寺台为例,中心频率为:  
(a) 1.25Hz, 1.6Hz, 2.0Hz (b) 3.15Hz, 5.0Hz, 8.0Hz (c) 12.5Hz, 20.0Hz, 31.5Hz  
Fig. 5 Synthetic envelopes of coda amplitudes as functions of time, taking a set of envelopes from station Longquansi as example, for central frequencies at  
(a) 1.25Hz, 1.6Hz, 2.0Hz (b) 3.15Hz, 5.0Hz, 8.0Hz (c) 12.5Hz, 20.0Hz, 31.5Hz

表 1 唐山—北京附近六个台在各频道上求出的  $Q$  值,及拟合的参数: 在  $f = 1\text{Hz}$  时的  $Q_0$  值及  $Q$  值随频率作幂函数变化的幂次  $\eta$

Table 1  $Q$ -factors at different frequencies for six stations in the Tangshan—Beijing area. The fitted parameter  $Q_0$  is the  $Q$ -factor at 1Hz;  $\eta$  is the exponent of the exponential function between  $Q$  and frequency

台 站		昌 黎	沙 城	太师屯	马道峪	龙泉寺	南山村
$Q$	1.25Hz	187±27	116±17	138±29	362±161	149±11	249±76
	1.60Hz	302±40	151±18	218±54	328±73	241±21	324±52
	2.00Hz	340±47	188±22	344±94	480±128	288±20	354±52
	3.15Hz	407±38	345±70	503±106	561±112	351±23	452±45
	5.00Hz	340±53	293±31	672±402	850±270	367±30	472±76
	8.00Hz	558±45	442±42	960±353	1169±196	598±46	700±68
	12.5Hz	746±48	646±77	1247±370	1187±163	884±41	989±151
	20.0Hz	911±64	709±55	1659±456	1700±173	1375±124	1693±398
	31.5Hz	1532±237	906±94		2560±179	1146±208	2884±1461
	40.0Hz	2331±382	1055±153			1179±208	1748±228
$Q_0$	1.00Hz	183±25	122±11	156±20	292±21	168±20	211±26
$\eta$		0.60±0.06	0.61±0.04	0.84±0.07	0.61±0.04	0.59±0.05	0.64±0.06

表 2 本项工作中所使用的地震参数  
Table 2 List of earthquakes and parameters used in this work

序 号	发 震 时 刻		震 中		震 级 $M_L$	记录台站
	年.月.日	时-分-秒	$\varphi(N)$	$\lambda(E)$		
1	1980.2.25	12-26-25.2	40°29′	114°39′	3.5	沙城、龙泉寺、马道峪
2	1980.3.14	11-42-53.9	40°25′	115°43′	2.0	沙城、龙泉寺、马道峪
3	1980.1.26	8-22-4.6	40°08′	114°37′	2.8	沙城、龙泉寺
4	1980.2.4	8-45-18.2	40°19′	115°23′	2.0	沙城、龙泉寺
5	1980.10.16	13-14-32	40°22′	115°45′	1.6	沙城、龙泉寺
6	1979.6.11	12-44-32.7	40°09′	115°45′	1.6	沙城、龙泉寺
7	1979.5.21	14-15-5.6	沙城附近		0.6	沙城
8	1979.5.1	12-02-2.6	40°09′	116°00′	1.0	龙泉寺
9	1979.6.4	15-29-33.2	39°53′	116°01′	1.2	龙泉寺
10	1979.10.9	10-28-13	39°30′	118°12′	2.6	龙泉寺、太师屯
11	1979.6.9	13-03-16	39°40′	118°17′	3.4	龙泉寺、太师屯
12	1979.6.14	13-39-28.6	39°43′	118°34′	3.9	龙泉寺、太师屯
13	1980.2.7	13-53-16.6	39°26′	118°01′	3.1	马道峪、太师屯
14	1980.7.25	12-32-15.9	39°42′	118°26′	3.4	马道峪、太师屯
15	1980.12.25	16-08-24.6	39°29′	118°09′	3.2	马道峪、太师屯
16	1979.5.17	13-33-00	39°40′	118°41′	2.6	马道峪、太师屯
17	1980.6.12	9-06-40.3	39°43′	118°26′	3.5	昌黎、龙泉寺、南山村
18	1980.3.24	16-34-15.6	39°44′	118°47′	2.7	太师屯
19	1980.6.30	11-45-3.4	39°44′	118°27′	3.6	太师屯
20	1980.7.1	16-04-20	39°45′	118°50′	2.9	太师屯
21	1979.10.8	15-11-20.3	39°45′	118°34′	3.9	太师屯
22	1980.4.23	16-42-38.2	40°00′	118°43′	2.6	昌黎、南山村
23	1980.5.7	15-10-26.9	39°10′	117°46′	2.9	南山村
24	1980.4.24	14-05-46.5	39°42′	118°31′	2.8	昌黎、南山村
25	1980.5.19	14-36-24.4	39°16′	117°18′	2.3	南山村
26	1980.11.3	8-14-5.3	39°09′	117°30′	3.4	南山村
27	1980.4.14	11-33-58.5	39°47′	118°23′	3.3	昌黎、南山村
28	1980.11.28	10-36-21.2	39°44′	118°46′	3.4	昌黎、南山村
29	1980.6.17	12-45-22.6	39°41′	118°28′	2.8	昌黎、南山村
30	1980.11.28	10-13-31.4	39°44′	118°45′	2.8	昌黎
31	1980.11.29	13-53-52.1	39°48′	118°46′	3.4	昌黎、南山村
32	1980.10.28	15-41-25.8	39°35′	118°25′	2.5	昌黎、南山村
33	1980.8.6	17-21-09	39°13′	117°43′	4.3	昌黎、南山村

采用 (9) 式来修正各数据点并归化到 4 级地震上可使每一地震台的每一频道上得到较多的数据点参加拟合。图 5 以龙泉寺台为例给出了在各个频道上尾波幅度随时间衰减的综合包络图,以及在各个频道上拟合出来的衰减  $Q$  值。

对每个台若干频道上的记录分别作出综合的尾波包络随时间的衰减图,并分别应用式 (4) 进行拟合可得出各台在各频道上的等效  $Q$  值。这些数值总结在表 1 中。图 6 所绘的  $Q$  值与频率的关系即是根据表 1 中所列的数据。表 2 则是在进行这些测量和拟合时所用地震的清单。

在图 6 的每个数据点上绘入了计算  $Q$  值所含有的误差限。这些误差的数值列入表 1

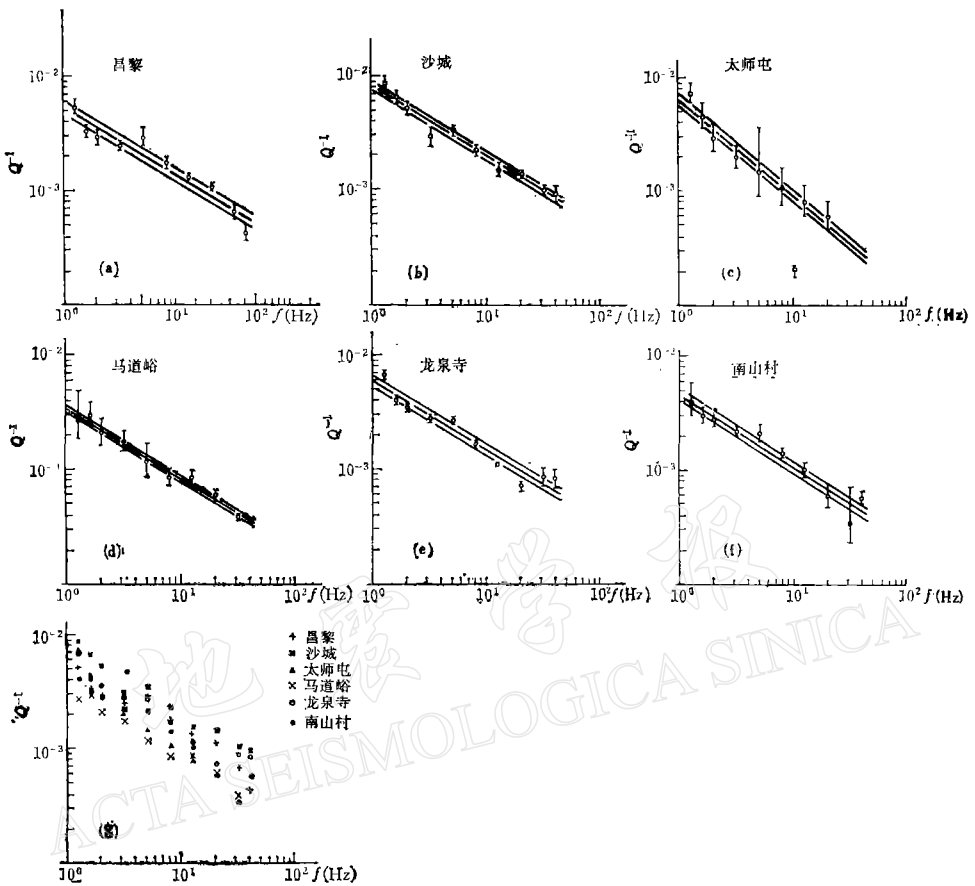


图 6 唐山—北京附近各台在双对数坐标中的  $Q$  值与频率的关系

(a) 昌黎; (b) 沙城; (c) 太师屯; (d) 马道峪; (e) 龙泉寺; (f) 南山村; (g) 各台数值综合在一起

Fig. 6  $Q$ -factor versus frequency in double logarithmic coordinates for stations in the Tangshan—Beijing region

(a) Changli, (b) Shacheng, (c) Taishitun, (d) Madoyu, (e) Longquansi, (f) Nanshancun, (g) Composite of six stations

之中。这是指在拟合过程中由于数据点的分散所带来的误差。数据的分散可能因这样几个因素引起：1. 尽管尾波是在较大区域取样， $Q$  值反映了较大区域的统计平均性质，但由于震源所在的位置不同，每个地震提供的采样空间也是不同的，因此它带来数据的涨落；2. 采用式 (9) 来归化数据，就把 Gutenberg-Richter 的震级-能量公式所具有的误差也带到计算中来。(9) 式是一个统计公式，本身就会产生有涨落的结果。严格地给出  $Q$  值的测定误差是十分困难的：首先是现有的理论模式的非完善性，没有考虑到散射过程之各向异性、散射体分布的不均匀性、散射过程中  $P \rightarrow S$  或  $S \rightarrow P$  等波型的转换等等，它们带来的误差尚没有一个正确的估计；在现有的方法中，为形成拼合地震包络，把不同震级的数据归化到某一震级上，这还把震级测定的误差也带到计算中来；此外，进行归化时也自然地假设了震级差异性在整个频带上造成同样的效果。本文所提出的拼合方法虽然

可以看作是造成误差的因素，但按照此一定的法则来作时所产生的问题可以看作是更进一步改进的基础，这要比单纯依赖肉眼目视拼合法合理一些。

由图 6 可以看出，各台数据均服从

$$Q = Q_0 f^\eta \tag{10}$$

的规律，其中  $Q_0$  表示频率  $f = 1\text{Hz}$  时的  $Q$  值， $\eta$  为幂次，对每一台为一个常数。这一规律最早被 Fedotov 等<sup>[16]</sup>提出，并由愈来愈多的工作所证实。Aki，随后是 Sato 搜集了各方面的资料，绘制了一个在高频范围较完整的  $Q$  值随频率变化的轮廓图<sup>[17]</sup>，本文复制于图 7 中。图 7 也包括了本工作所给出的唐山—北京地区的结果。

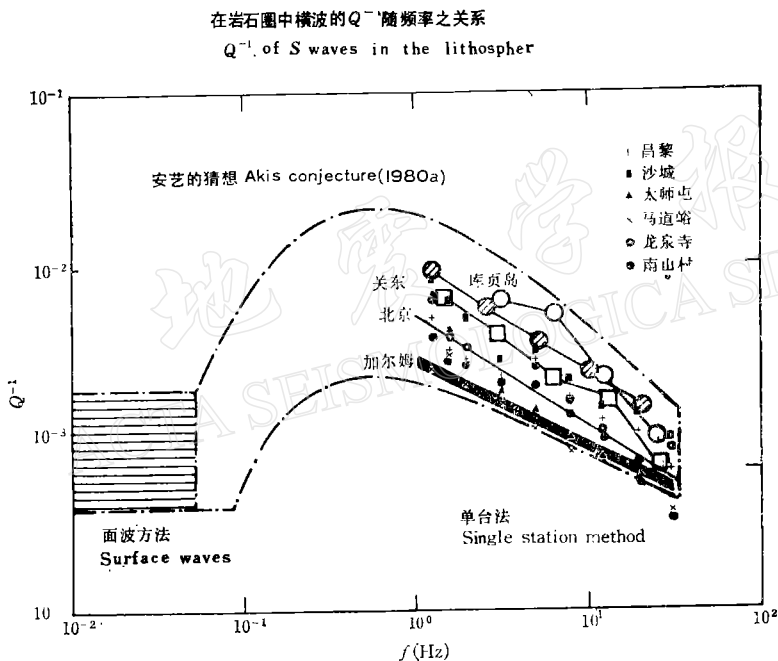


图 7 Aki-Sato 所绘制的  $Q$  值随频率变化的轮廓图，图中加入唐山—北京地区资料以资比较  
Fig. 7 Sketch of  $Q$ -factor versus frequency proposed by Aki-Sato. The results of the present paper are added for comparison

比较唐山—北京地区的  $Q$  值和 Aki-Sato 的  $Q$  值-频率关系轮廓图，可以看出，本区的  $Q$  值大体上低于苏联 Garm 地区，而高于日本关东地区。

本文所得到的结果表明了在北京地区多个台站各自分别给出的  $Q$  值与频率关系基本符合同样的幂函数关系。本区此  $\eta$  值是在 0.6 上下，变动不大，唯一的例外是太师屯台站附近，其  $\eta$  值不是 0.6，而是 0.8。  $Q_0$  的绝对值在各台站上则有所差别。 这些数值结果标注在图 1 中，所使用的地震震中在图中用圆圈表示。 图中的虚线表示的是山区和平原的交界线。 初步结果显示，位于山区中的沙城附近有较低的  $Q_0$  值，而在马道峪地区有偏高的  $Q_0$  值。 再看图 6(g) 中各台  $Q$  值的综合图，则可以确认，马道峪地区的高  $Q$  值是体现在所有频率上的，因此比较可信。

### 三、小结及讨论

1. 唐山—北京地区选频地震仪台网上各台的  $Q_0$  值有大有小, 它们反映了各台附近介质的衰减程度不同, 其中最小的是沙城, 最大的是马道峪, 这两个台相距不过 100km,

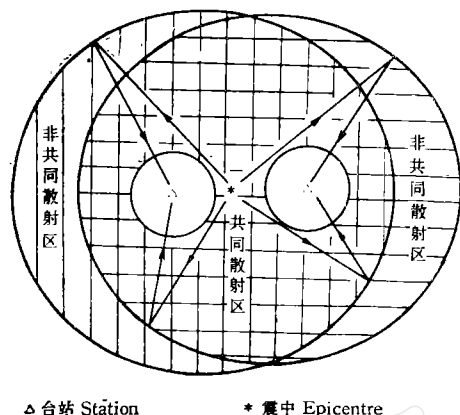


图 8 利用单台法求尾波  $Q$  值时, 各台记录尾波对台站周围介质采样所覆盖地区之异同

Fig. 8 Schematic illustration to show the reasons for differences in  $Q^*$  around neighbouring stations

但出现这样大的  $Q$  值差异说明尾波  $Q$  值还不单单是反映一个大区域的特征, 局部性的影响也很重要, 本文中考虑的是百余秒的尾波记录, 它相当于约 200km 范围内的统计平均衰减。图 1 中标注的结果是反映着各台台址下面的差异或是反映了以两个台为中心所绘椭圆体中互不覆盖部分的差异, 如图 8 示意图所示, 尚难断定, 要回答这一问题需要更多更密集台站的数据。一个可以参考的特点是沙城台比其他所有的台更加深入到山区中, 即燕山活动构造带中, 可能沙城台的低  $Q$  值反映着燕山活动带里山区的特征。

2. 尽管各台的  $Q_0$  值有大有小, 但它们的频率依赖关系是相同的, 六个台上有五个台的  $\eta$  值在  $0.61 \pm 0.01$  范围内, 这说明本区导至衰减的原因是一相对固定的物理机制。唯一特殊的是太师屯台,  $\eta = 0.84$ , 这是有待进一步的工作来阐明其原因的。

3. 作为一个大区域来考虑, 可以把上述六个台的在所有频道上的资料综合起来进行线性拟合, 给出  $Q_0 = 189 \pm 42$ 。这一数值显著地低于前人的结果。如靳雅敏等人在唐山—宁河地区所得的  $Q$  值为 257 至 1345 之间<sup>[18]</sup>; 林邦慧等人<sup>[19]</sup>在同一地区所得结果为 225 至 660 之间; 付昌洪及朱传镇的结果为  $Q = 293$ <sup>[20]</sup>; 陈培善等得出  $f = 1\text{Hz}$  时, 北京地区  $Q_0$  值为 400—500<sup>[21]</sup>, 相比之下, 本工作在频率为一周时所得出的  $Q$  值是在前人工作所给出的最低值的下方。正如前面所指出, 尾波给出的表观  $Q$  值应恒大于其他方法所得出的  $Q$  值, 因为  $(Q^*)^{-1} = Q_i^{-1} + 0.67Q_r^{-1} < Q^{-1}$ 。这就加剧了和过去结果的差距。此种差别的原因有待进一步研究。

### 参 考 文 献

- [1] Aki, K., and P. G. Richards, Quantitative Seismology, W. H. Freeman and Co., 1980.
- [2] Gutenberg, B., Attenuation of seismic waves in the earth's mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 269—282, 1958.
- [3] Sipkin, S. A., and T. H. Jordan, Frequency dependence of  $Q_{scs}$ , *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1055—1079, 1979.
- [4] Aki, K., Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615—631, 1969.
- [5] Zapolskii, K. K., The Frequency Selective Seismograph Station CHISS in Experimental Seismology, *Nauk*

- Publishing House, Moscow, 20—36, 1971, (in Russian).
- [6] Tsujiura, M., Regional variation of  $P$  wave spectra, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **47**, 613—633, 1969.
- [7] Rautian, T. G., and V. I. Khalturin, The use of coda for determination of the earthquake Source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923—948, 1978.
- [8] Tsujiura, M., Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **53**, 1—48, 1978.
- [9] Roecker, S. W., B. Tucker, J. King, and D. Hatzfeld, Estimates of  $Q$  in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 129—149, 1982.
- [10] Pulli, J. J., Attenuation of coda waves in New England, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1149, 1984.
- [11] Aki, K., B. Chouet, Origin of coda waves, source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322—3342, 1975.
- [12] Aki, K., Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6496—6504, 1980.
- [13] Gao, L. S., N. N. Biswas, L. C. Lee, and K. Aki, Effects of multiple scattering on coda waves in three-dimensional medium, *PAGEOPH*, **121**, 3—15, 1983.
- [14] Gao Longsheng, Hua Zhengxing, and Li Ruiquan, The estimation of the mean free path of  $S$ -waves under the Beijing area, *Geophysical Research*, edited by Editorial Office of Geophys. Res., Inst. of Geophys., State Seismological Bureau, 1985.
- [15] Sato, H., Energy propagation including scattering effects, single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, **25**, 27—41, 1977.
- [16] Fedotov, F. A., and S. A. Boldyrev, Frequency dependence body waves absorption in the crust and upper mantle of the Kuril Island Chain, *Izv. Earth Phys.*, **9**, 17—33, 1969.
- [17] Sato, H., Attenuation of  $S$  waves in the lithosphere due to scattering by its random velocity structure, *J. Geophys. Res.*, **87**, 7779—7785, 1982.
- [18] 靳雅敏, 陈运泰, 于新昌, 唐山地震余震的震源参数及地壳介质的品质因素, *地震学报*, **4**, 62—67, 1982.
- [19] 林邦慧, 吴诗芬, 高则民, 宁河地震烈度明显偏低的探讨, *地球物理学报*, **22**, 14—24, 1979.
- [20] 付昌洪, 朱传镇, 北京及其邻区  $Q$  值分布特征的研究, *西北地震学报*, **2**, 11—22, 1980.
- [21] Peishan Chen, Otto W. Nuttli, Wenhua Ye, and Jiazheng Qin, Coda waves for earthquakes of the Beijing and Yunnan Regions of China, estimates of short-period  $Q$  values and seismic moments. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1189, 1984.

## THE $Q$ -FACTORS AS A FUNCTION OF FREQUENCY IN THE TANGSHAN—BEIJING AREA

GAO LONGSHENG, SHI RUBIN, HUA ZHENGXING and LI RUIXUAN

(*Institute of Geophysics State, Seismological Bureau, Beijing, China*)

### Abstract

Making use of the records of the Frequency Selective Seismographs in the Tangshan—Beijing area, the apparent  $Q$ -factor around every station has been obtained by means of the single station method. To form the combined envelopes of codas from several records at the same station this paper proposed the relation  $\Delta \ln A = 1.73 \Delta M$ , where  $\Delta M$  is the difference between the measured magnitude and the normalized reference magnitude as a relatively rigid criterion of compensation to substitute the method of estimate by the eye. Thus more reasonable combined envelopes of codas have been constructed, which provide the apparent  $Q$ -factors as the statistical representation for a certain area around the station. The variation of  $Q$ -factor versus frequency has also been reconfirmed as  $Q = Q_0 f^\eta$ , where  $Q_0$  is the  $Q$ -factor at 1 Hz,  $f$  is the frequency,  $\eta$  is a constant which is related to a certain area. It can be noticed that even though there is quite a remarkable difference in  $Q_0$  among stations in this area under study, for instance,  $Q_0 \min = 122$  at Shacheng and  $Q_0 \max = 292$  at Madaoyu, the  $\eta$ s are almost the same, around 0.6, for five out of the six stations, with Taishitun as the only exception. This shows that the physical substance of the attenuation around these stations can be taken as quite similar. As a statistical result for the whole Tangshan—Beijing area, the overall average of  $Q$ -factor at 1 Hz is  $\bar{Q}_0 = 189$ .

It is consequently noticeable that in reporting any  $Q$ -factor in the range of 1—40 Hz, one has to consider the fact that the  $Q$ -factor is strongly dependent on frequency.