

文章编号: 0253-3782(2000)03-0249-08

宁夏中北部区域尾波 Q 值特性研究^{*}

赵卫明 杨明芝 金延龙 许文俊 任雪梅

(中国银川 750001 宁夏回族自治区地震局)

摘要 在前人研究的基础上, 本文在进行近震尾波 Q 值研究时, 提出了用采样深度反应流逝时间对 Q 值影响的方法, 同时对地震尾波的频率和采样深度依赖特性进行了探讨。通过对宁夏银川遥测台网数字化记录的分析表明: 地震尾波 Q 值不仅对频率有着强烈的依赖性, 对采样深度的依赖性也不可忽视; 通常地震尾波 Q 值依赖特性公式 $Q=Q_0 f^n$ 中的参数 Q_0 和 n 与采样深度关系密切, 当采样深度增加时, Q_0 明显升高, n 则降低, 并可用线性关系进行拟合。本文对此特征进行了解释。因地震尾波产生机制比较复杂, 此特征是否普遍存在, 尚待更多的研究证实。

关键词 尾波 Q 值 数字化记录 频带 流逝时间 采样深度

中图分类号: P315.3⁺1

文献标识码: A

引言

在近震的地震波形记录中, P 波和 S 波后观测到的尾波, 可用地球介质中随机分布的各种非均匀体对原生波的散射来解释。1975 年 Aki(1975)用单次散射模型解释了尾波的形成, 并在此模型的基础上提出了一种从尾波的时间衰减确定尾波 Q 值的方法。现在这种方法已在世界许多地区用于分析所获得的地震记录, 得到了尾波 Q 值的频率依赖特性及区域性变化的一些特征, 对地壳介质有了更深一步的研究(Aki, 1980; 张天中等, 1990; 李松林等, 1990; 曾健等, 1997)。后来又有人对 Aki 的单次散射模型作了改进, 提出了二次或多次散射模型(曾健, 聂永安, 1989), 但在本质上与单次散射模型并无区别。在一些研究中同时发现, 所求得的尾波 Q 值与采用的尾波数据段的长度, 或尾波的流逝时间有关, 流逝时间越长, Q 值越大, 并试图从理论上进行解释, 但均没有给出尾波 Q 值与流逝时间变化的具体数值或关系式。

宁夏银川遥测地震台网自 1996 年 10 月起, 在原模拟记录部分并接了数字化采样记录。本研究利用此数字化采样记录, 在进一步考虑流逝时间的前提下, 提出用采样深度表征各不同震中距地震的流逝时间, 研究了宁夏中北部区域尾波 Q 值随频率和采样深度的变化特征。

* 宁夏回族自治区科委资助项目。

1999-07-30 收到初稿, 2000-02-24 收到修改稿并决定采用。

1 近震尾波单次散射模型

假定震源与接收点位于同一点, 仅考虑单次散射效应, 在三维介质中尾波功率谱 $P(\omega | t)$ 可表示为(Aki, Chouet, 1975)

$$P(\omega | t) = S(\omega) t^{-2} e^{-\alpha t / Q(\omega)} \quad (1)$$

其中, $S(\omega)$ 是表征震源频谱特性的因子, Q 为由尾波资料求得的介质品质因子, ω 为所考虑波的角频率, t 为自发震时刻算起的流逝时间.

对于一定频带的地震记录, 尾波均方根振幅 $A(\omega | t)$ 与功率谱之间关系为

$$A(\omega | t) = \sqrt{2 P(\omega | t) \Delta f} \quad (2)$$

其中, Δf 为滤波器频带宽度. 联合式(1)和(2)可得到

$$\ln[A(\omega | t)t] = c(\omega) - \left[\frac{\omega}{2Q(\omega)} \right] t \quad (3)$$

其中, $c(\omega)$ 代表震源因子和频带宽度, 仅与频率有关.

当涉及到流逝时间较短的尾波记录时, 必须考虑震源和接收点不在同一位置. 据 Sato (1977) 提出的单次各向同性散射模式, 散射的 S 波能量密度为

$$E(r, \omega | t) = \frac{W(\omega)}{4\pi lr^2} K'(\alpha) \quad (4)$$

其中, W 为单位角频段内震源释放的总能量, l 为 S 波的平均自由程, r 为震源至观测点的距离, $\alpha = t/t_s$, t_s 为 S 波走时, 函数

$$K'(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln \left(\frac{\alpha+1}{\alpha-1} \right) \quad (5)$$

对于窄频道位移地震图, 存在关系

$$E(r, \omega | t) = \rho \omega^2 P(r, \omega | t) \quad (6)$$

其中, ρ 为介质密度. 由式(2), (4)和(6)可导出

$$\begin{aligned} A(r, \omega | t) &= \frac{1}{\omega} \sqrt{\left| \frac{W(\omega) \Delta f}{2\pi\rho l} \right|} \frac{\sqrt{|K'(\alpha)|}}{r} e^{-\alpha t / 2Q(\omega)} \\ &= C'(\omega) K(r, \alpha) e^{-\alpha t / 2Q(\omega)} \end{aligned} \quad (7)$$

其中, $K(r, \alpha) = \sqrt{|K'(\alpha)|} / r$, 为尾波振幅修正因子. 对上式两边取对数得

$$\ln[A(r, \omega | t) / K(r, \alpha)] = \ln C'(\omega) - \left[\frac{\omega}{2Q(\omega)} \right] t \quad (8)$$

对于给定的角频率 ω , 通过上述线性关系式, 可求得尾波 Q 值. 对于不同的频率 f , Q 通常是随 f 变化的, 其变化形式可取为

$$Q = Q_0 f^n \quad (9)$$

此外, 从实际观测尾波部分可以看出, 随着流逝时间的增大, 尾波包络的衰减速率减小. 许多研究者(张天中等, 1990; 李松林等, 1990)指出, 尾波流逝时间的大小与所反映的介质范围或采样深度有关, 流逝时间越长, 反映的范围越大、采样深度越深. 在不考虑震源深度时, 设水平方向的坐标为 x , 垂直向下(深度)方向的坐标为 z , 介质平均 S 波速度为 v , 则流逝时间 t 与反映的介质范围 (x, z) 的关系为

$$\frac{x^2}{(vt/2)^2} + \frac{z^2}{(vt/2)^2 - r^2/4} = 1 \quad (10)$$

上式是以 $vt/2$ 和 $\sqrt{(vt/2)^2 - r^2/4}$ 分别为长、短轴的椭圆, 流逝时间 t 和震源距 r 都对反映的介质范围有影响。当所选用资料的流逝时间较长, 满足 $vt \gg r$ 时, 则可不考虑震源距 r 的影响。本文所用的资料, 是将宁夏地震局银川遥测台网原有模拟信号, 经 AD 板进行数字化采样记录处理而成, 因 AD 转换动态范围有限, 也存在记录限幅问题, 且可选用的地震中距多在 40~80 km 之间, 所以可选用的地震震级不大, 超过噪声水平的流逝时间也较短。在此情况下, 震源距 r 对反映的介质范围的影响不可忽视, 可用采样深度表征所求取的 Q 的介质范围。在式(10)中取 $x=0$ 时, 可得到采样深度

$$h = \sqrt{\left(\frac{vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}} \quad (11)$$

通过式(11)对不同震中距的流逝时间进行限制, 即可区分出不同采样深度范围内的尾波 Q 值。当采样深度大于莫霍面后, 因速度的增加和强反射面的存在, 式(10)和(11)只能是一种粗略的近似。

2 二阶巴特沃斯滤波器

为了计算不同频率地震波的 Q 值, 需采用分频道地震图的方法, 通过数字滤波, 由原始数字波形记录得到分频带地震图。所以, 数字滤波器的选择和程序的编制是至关重要的。

设滤波器系统脉冲响应的富里叶变换或系统函数为 $H(f)$, 输入函数的富里叶变换为 $F(f)$, 输出函数的富里叶变换为 $G(f)$, 则有

$$G(f) = F(f) \cdot H(f) \quad (12)$$

选取不同的滤波器时, 系统函数 $H(f)$ 有不同的表达形式。当选用二阶巴特沃斯带通递归滤波器(Bath, 1974)时, 有

$$H(Z) = \frac{h_0 + h_2 Z^{-2} + h_4 Z^{-4}}{1 + g_1 Z^{-1} + g_2 Z^{-2} + g_3 Z^{-3} + g_4 Z^{-4}} \quad (13)$$

其中

$$h_0 = w^2 \quad h_2 = -2h_0 \quad h_4 = h_0$$

$$g_1 = \frac{-2\beta(2 + \sqrt{2}w)}{k}$$

$$g_2 = \frac{2(1 + 2\beta^2 - w^2)}{k}$$

$$g_3 = \frac{-2\beta(2 - \sqrt{2}w)}{k}$$

$$g_4 = \frac{1 - \sqrt{2}w + w^2}{k}$$

$$k = 1 + 2\sqrt{2}w + w^2$$

其中, 参数 w 和 β 由滤波器的频带 f_1 , f_2 和采样时间间隔 Δt 决定

$$\begin{aligned} w &= \tan\pi(f_2 - f_1)\Delta t \\ \beta &= \frac{\cos\pi(f_2 + f_1)\Delta t}{\cos\pi(f_2 - f_1)\Delta t} \end{aligned} \quad (14)$$

为了使滤波结果无相位畸变, 采用双向滤波, 即第 1 次正向滤波, 第 2 次反向滤波。为

为了验证所编制的滤波程序的滤波效果, 图 1 给出了一个已知函数的滤波结果对比图.

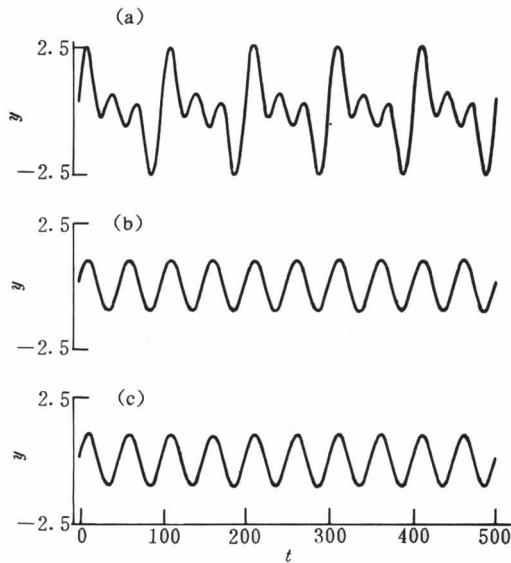


图 1 三种频率波($f_1=1$ Hz, $f_2=2$ Hz, $f_3=3$ Hz)
理论和滤波结果比较

- (a) $y = \sin 2\pi f_1 t + (2/3) \sin 2\pi f_2 t + (1/3) \sin 2\pi f_3 t$
 (b) $y = (2/3) \sin 2\pi f_2 t$
 (c) 滤波结果: $(f_1 + f_2)/2 \leq f \leq (f_2 + f_3)/2$

5.0 s 数据的均方根振幅, 作为记录信号的背景噪声水平 A_N . 对已进行分频滤波的某道记录, 从流逝时间 t 大于 1.5 s 开始, 以窗长 2.0 s, 滑动步长 1.0 s, 计算每个时间窗内记录信号的均方根振幅 A_{Ti} 和相应的流逝时间 t_i . 当 $A_{Ti} \leq 2A_N$ 时, 作为此频道尾波的结束时间, 停止计算. 取地震信号的均方根振幅为

$$A_{Si} = \sqrt{A_{Ti}^2 - A_N^2} \quad (16)$$

(4) 不同采样深度分频道尾波 Q 值的计算. 对某一地震记录, 取 $v=3.5$ km/s, 震源距 r 约等于震中距 Δ , 用式(11)分别计算出采样深度 h_j 每间隔 10 km 所对应的流逝时间 t_{Zj} , $j=1, \dots, 20$. 对已得到的某频道 f_{ik} 尾波均方根振幅 A_{Si} 和流逝时间 t_i , 当 $t_m \leq t_{Zj} < t_{m+1}$, 且 $m \geq 10$ (即至少有 10 个点的尾波均方根振幅数据) 时, 将 $(A_{Ti}, t_i, i=1, \dots, m)$ 代入式(8), 用最小二乘法计算出此频带 f_{ik} 某采样深度 h_j 的 Q 值 Q_{kj} . 对于某一采样深度, 当有至少 5 对 f_{ik} 和 Q_{kj} 时, 再用式(9)求出此采样深度尾波 Q 值随频率的变化关系 $Q_j = Q_{0j} f^{n_j}$.

(5) 尾波 Q 值随采样深度变化的计算: 经以上步骤求出每条记录不同采样深度尾波 Q 值随频率的变化后, 对相同采样深度的 Q_0 和 n 求算术平均, 最终得到区域尾波 Q 值随采样深度的变化特性

$$Q(f, h) = Q_0(h) \cdot f^{n(h)} \quad (17)$$

4 计算结果

考虑到所选取的地震记录既要有一定时间长度的尾波振幅, 又不能限幅, 震级 M_L 取

1.7~3.5, 台网交出震中的地震, 选取震中距在 120 km 以内的台站记录; 台网无法交出震中的地震, 选取 S 和 P 波到时差小于 12.5 s 的台站记录. 计有 60 次地震, 其中台网交出震中的地震 51 次, 单台地震 9 次, 共选取了 94 条数字化记录信号. 图 2 为宁夏银川遥测台网各子台的台站分布, 及用于计算尾波 Q 值能交出震中的地震震中分布.

作为一个例子, 图 3~5 给出了 1998 年 4 月 20 日小口子台 (XKZ) 记录到的吴忠地震 (震级 $M_L = 2.5$, S 波走时 $t_s = 25.0$ s) 的计算图形. 其中, 图 3 最上一道为未经滤波的原始混频记录信号, 下面 11 道是经不同中心频率数字滤波

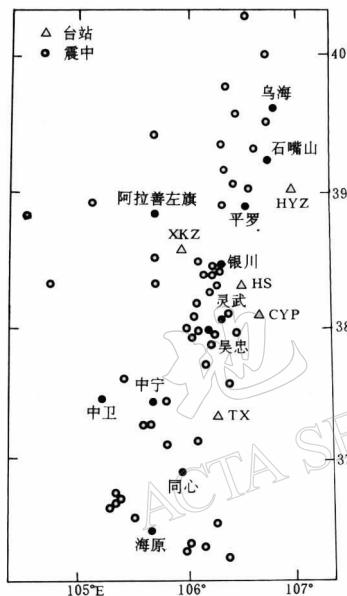


图 2 台站和震中分布示意图

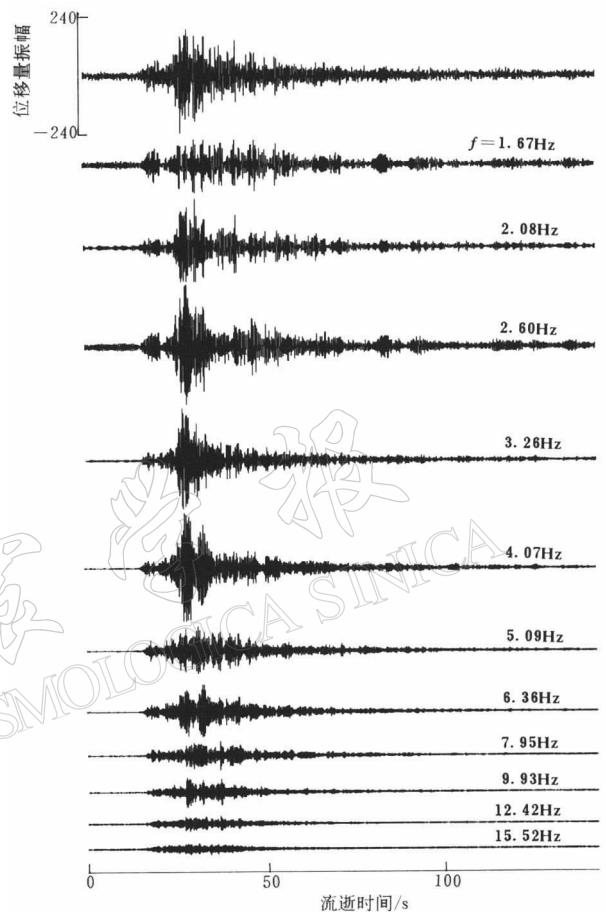


图 3 数字地震图和经带通滤波后的波形图例

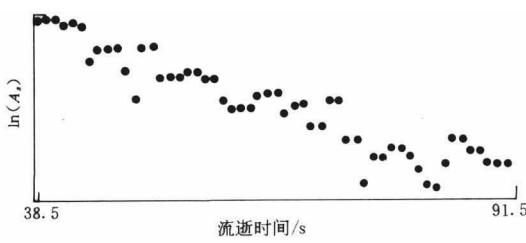


图 4 尾波振幅随流逝时间的变化图例
($f_c = 3.26$ Hz, $t = 38.5 \sim 91.5$ s)

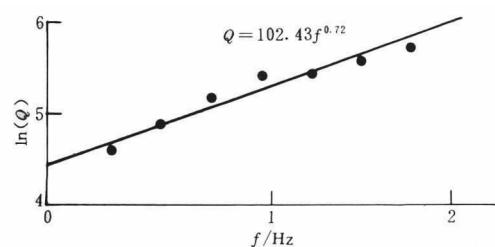


图 5 一定采样深度 ($h = 120$ km) 时尾波 Q 值
随频率的变化图例

后的分频信号. 图 4 是中心频率 $f_c = 3.26$ Hz 时, 地震信号的尾波均方根振幅 A_s 随流逝时间 t 的变化曲线. 图 5 是采样深度为 130 km 时, 不同频率的 Q 值及拟合曲线.

表 1 和图 6 为最终得到的尾波 Q 值随采样深度的变化. 可以看到, Q_0 明显随采样深度 h 的增大而增大, 其变化可较好地用线性关系拟合为

$$Q_0(h) = 42.75 + 0.56h \quad (18)$$

表 1 参数 Q_0 和 n 随采样深度的变化

采样深度 /km	记录条数	Q 值		n 值	
		Q_0	均方差	n	均方差
30	50	74.19	48.25	0.95	0.31
40	49	65.92	41.66	0.87	0.31
50	35	76.41	56.28	0.88	0.31
60	35	67.17	41.54	0.95	0.26
70	45	75.80	46.53	0.90	0.35
80	53	82.99	55.68	0.89	0.39
90	55	86.83	44.71	0.87	0.30
100	37	101.94	56.30	0.76	0.25
110	27	118.15	61.88	0.72	0.23
120	21	99.95	53.62	0.79	0.24
130	22	108.95	57.64	0.82	0.26
140	16	114.48	45.50	0.80	0.25
150	15	121.27	36.58	0.78	0.23
160	17	123.93	34.14	0.83	0.32
170	11	131.56	25.44	0.86	0.25
180	9	155.43	30.46	0.80	0.31
190	9	163.26	16.54	0.71	0.07

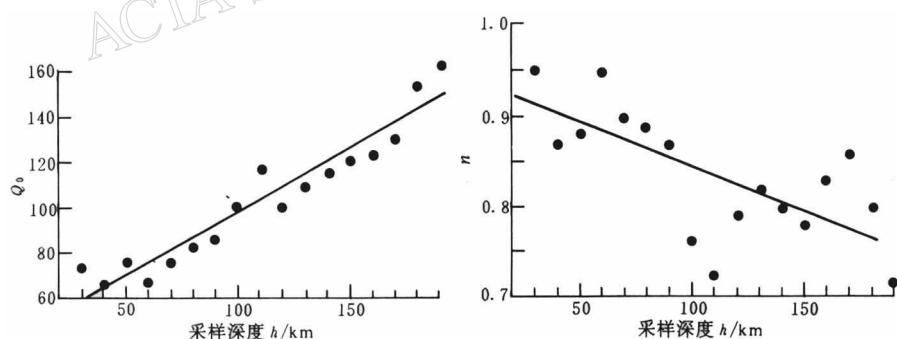


图 6 Q_0 和 n 随采样深度 h 的变化

其中, 标准差 $s=28.7$, 相关系数 $r=0.95$; n 值随采样深度的变化虽比较散乱, 但呈下降变化的趋势还是比较明显的, 仍用线性关系近似拟合为

$$n(h) = 0.94 - 0.000 98h \quad (19)$$

其中, 标准差 $s=0.070$, 相关系数 $r=0.69$.

联合式(18)和(19), 则得到 Q 值随频率 f 和采样深度 h 的变化关系为

$$Q(f, h) = (42.75 + 0.56h) f^{(0.94 - 0.000 98h)} \quad (20)$$

当采样深度 h 从 30 km 变化为 190 km 时, 相应的 Q_0 增大 89.6, n 减小 0.16, 其变化量都是比较显著的.

需要注意的是, 以上两式中的采样深度 h , 是指从地表算起 $0 \sim h$ 之间的深度范围, 而非某一深度值.

若不考虑采样深度的变化, 则 Q 值随频率的变化关系为

$$Q(f) = 104.01 f^{0.83} \quad (21)$$

5 讨论和结论

一般在尾波 Q 值的研究中, 多是研究 Q 值随流逝时间的变化. 因本文计算中所用的地震记录不是很多, 故得到的 30~190 km 采样深度范围内, 尾波 Q 值中的 Q_0 和 n 随采样深度变化的拟合关系式(18)和(19)误差较大, 也可能随区域不同拟合系数或符合的函数关系有所变化, 但其随采样深度的变化却是比较明显的. 这种尾波 Q 值随采样深度变化的特征, 进一步证实了其他作者求尾波 Q 值时, 所选取的流逝时间越大, 求得的 Q 值越大的特点. 当不考虑 Q 值随深度的变化时, 所得到的 Q 值随频率的变化关系式, 与我国其它地区的关系式相比, 虽有变化, 但不是很大.

由式(18)~(20)可见, 虽然 Q_0 和 n 随采样深度 h 的变化相反, 但对于给定的频率, Q 值是随采样深度的增大而增大的. 由于采样深度越深反映的深部介质的信息越多, 所以这种 Q 值随深度的变化, 与通常在此范围内 Q 值随深度的增大而增大是一致的. n 随采样深度的变化, 可解释为: 在不考虑横向变化情况下, 当采样深度增大(流逝时间增长), 尾波的多次散射成分和反映的深部 Q 值的成分均增多. 深度越深, 介质散射体的密度减小, 均匀性增高, 相应的 Q 值对频率的依赖性降低. 由于 n 值仅反映了 Q 值对频率的依赖性, 所以 n 值随采样深度的增大而减小.

因尾波 Q 值的产生机制比较复杂, 与所反映的采样范围、各次散射的成分及区域构造有关, 且有些机制尚有争议和正在进一步研究, 所以本文得到的结果以及对其的解释仅仅是初步的, 尚待其它地区资料计算结果的验证和理论上的解释.

参 考 文 献

- 李松林, 樊计昌, 惠乃玲, 等. 1990. 漯县地区尾波 Q 值及其与频率关系的研究[J]. 地震学报, 12(4): 357~366
- 杨明芝. 1990. 小近震三分向地震图 S 波记录振幅包络形状及 Q 值测定[J]. 地震学报, 12(2): 130~139
- 曾健, 陈天长, 韩渭宾. 1997. 成都遥测台网区域尾波衰减特性及 Q 值研究[J]. 地震学报, 19(3): 246~253
- 曾健, 聂永安. 1989. 单次与多次散射对地方震尾波的作用[J]. 地震学报, 11(1): 12~23
- 张天中, 高龙生, 张卫平. 1990. 滇西试验场区的 Q 值及其随时间窗的变化[J]. 地震学报, 12(1): 12~21
- Bath M 著. 1974. 郑治真, 叶正仁, 安镇文(译). 1978. 地球物理学中的谱分析[M]. 北京: 地震出版社, 147~165
- Aki K. 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 20 Hz[J]. *Phys Earth Planet Inter.*, 21: 50~60
- Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects[J]. *J Geophys Res*, 80: 3 322 ~3 342
- Sato H. 1977. Energy propagation including scattering effects; single isotropic scattering approximation[J]. *J Phys Earth*, 25: 27~41

CHARACTERISTICS OF CODA Q -VALUE IN THE MID-NORTHERN PART OF NINGXIA

Zhao Weiming Yang Mingzhi Jin Yanlong Xu Wenjun Ren Xuemei

(Seismological Bureau of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001, China)

Abstract On the basis of previous studies, this paper, in studying the coda Q -value of near shocks, has proposed using the sampling depth to describe the effect of lapse time on the Q -value, and has investigated the dependence of coda wave of earthquakes on frequency and sampling depth. Analysis of digital seismograms recorded by the Yinchuan Telemetric Seismic Network, Ningxia, shows that not only the coda wave Q -value of shocks is strongly dependent on frequency but also its dependence on sampling depth can not be neglected. In the commonly used formula that describes the dependence characteristics of coda Q -value of earthquakes, $Q = Q_0 f^n$, the parameter Q_0 rises obviously while n drops when the sampling depth increases, and their changes can be fitted by linear relations. This paper has explained such a characteristic. Whether this characteristic exists universally needs to be verified by more study results because the genetic mechanism of coda wave of earthquakes is more complex.

Key words coda Q -value digital record frequency band lapse time sampling depth