

高峰, 魏建新, 狄帮让等. 2018. 地层衰减定量模拟的地震物理模拟方法. 地球物理学报, 61(12):5019-5033, doi:10.6038/cjg2018L0671.

Gao F, Wei J X, Di B R, et al. 2018. A method of seismic physical modeling for quantitative simulation of formation attenuation. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 61(12):5019-5033, doi:10.6038/cjg2018L0671.

## 地层衰减定量模拟的地震物理模拟方法

高峰<sup>1,2,3</sup>, 魏建新<sup>1,3\*</sup>, 狄帮让<sup>1,3</sup>, 司文朋<sup>4</sup>, 黄世琪<sup>1,3</sup>

1 油气资源与探测国家重点实验室, 中国石油大学(北京), 北京 102249

2 地震观测与地球物理成像重点实验室, 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

3 CNPC 物探重点实验室, 中国石油大学(北京), 北京 102249

4 中国石化石油物探技术研究院, 南京 211103

**摘要**  $Q$  值是描述地层衰减特征的重要地震物理参数, 研究  $Q$  值对提高地震资料分辨率, 提高地震成像精度具有重要意义. 本文从地震物理模拟中模型材料的动力学特征出发, 提出了一种地层衰减定量模拟的地震物理模拟方法. 通过铝样验证了衍射校正方法的准确性, 利用有机玻璃实验分析了不同测量方法求取  $Q$  值的测量精度问题, 从而优选测量方法; 然后基于复合材料的实验数据, 建立复合材料配比与各物理参数之间的函数关系, 利用该函数关系指导地层衰减定量模拟. 结合单层地震物理模型和近地表地震物理模型, 研究了模拟地震记录及其频谱特征与野外实际情况之间的相似性, 基于建立的函数关系研究分析了地层衰减定量模拟的准确性. 实验结果表明, 基于地震衰减定量模拟方法构建近地表地震物理模型时, 模型中模拟参数不仅与设计参数保持很好的一致性, 同时具有很高的准确性, 模拟地层的频谱衰减特征与野外地层保持一致.

**关键词**  $Q$  值; 地层衰减; 定量模拟; 地震物理模拟

doi:10.6038/cjg2018L0671

中图分类号 P631

收稿日期 2017-10-29, 2018-01-23 收修定稿

### A method of seismic physical modeling for quantitative simulation of formation attenuation

GAO Feng<sup>1,2,3</sup>, WEI JianXin<sup>1,3\*</sup>, DI BangRang<sup>1,3</sup>, SI WenPeng<sup>4</sup>, HUANG ShiQi<sup>1,3</sup>

1 State Key Laboratory of Petroleum Resources and Prospecting (China University of Petroleum, Beijing), Beijing 102249, China

2 Key Laboratory of Seismic Observation and Geophysical Imaging, Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

3 CNPC Key Laboratory of Geophysical Exploration (China University of Petroleum, Beijing), Beijing 102249, China

4 Sinopec Geophysical Research Institute, Nanjing 211103, China

**Abstract** The  $Q$  value is an important seismic physical parameter to describe attenuation characteristics of formation. It is of great significance to improvement of resolution of seismic data and accuracy of seismic imaging. In this paper, a seismic physical modeling method for the quantitative simulation of formation attenuation is proposed based on dynamic characteristics of attenuation materials. Firstly, the accuracy of the diffraction correction method is verified with the aluminum. Secondly the stability

**基金项目** 国家科技重大专项(2017ZX05018-005)和国家自然科学基金(41474112)资助.

**第一作者简介** 高峰, 男, 1988 年生, 2018 年获中国石油大学(北京)地质资源与地质工程专业博士学位, 现在中国地震局地球物理研究所博士后工作站从事地震衰减相关岩石物理研究. E-mail: gaofengcup@126.com

**\* 通讯作者** 魏建新, 男, 1958 年生, 研究员, 博士生导师, 主要从事地震物理模拟、岩石物理学等地球物理基础理论和实验研究工作和教学. E-mail: weijx@cup.edu.cn

and accuracy of different measurements are analyzed through experiments on lucite, so as to select a preferable method for  $Q$  estimation. Then, the function between the mass ratio of compound materials and physical parameters is established based on experimental data, which can be used in quantitative simulation of formation attenuation. Combined with a single-layer seismic physical model and a near-surface seismic physical model, the similarities between the field situation and simulated seismic records as well as its spectral characteristics are studied. In addition, the accuracy of quantitative simulation of formation attenuation is analyzed by comparing the differences between the material  $Q$  values and the inversion  $Q$  values of the physical model. The results show that the simulation parameters of the model are not only consistent with the design ones, but also of high accuracy. Meanwhile, the attenuation characteristics of the simulated formation also show consistency with those of the formation in the field.

**Keywords**  $Q$  value; Formation attenuation; Quantitative simulation; Seismic physical modeling

## 0 引言

地层介质的非完全弹性会引起地震波传播时的能量衰减,研究地层地震波吸收衰减对地震资料进行能量补偿,改善地震资料的分辨率,提高地下油气藏位置及范围的测量精度具有重要意义.目前对  $Q$  值相关的研究主要以数值模拟、野外现场调查以及基于岩石物理分析为主(王大兴等,2006;Ba et al., 2015,2017;李桂花等,2011).数值模拟由于受到计算方法以及各种数学假设条件的限制,模拟获得的地震波场缺乏一定的真实性,特别是含衰减特性的数值模拟;利用实际资料对地层  $Q$  值的研究,现场复杂地质情况难以控制,更难把控地震资料质量的好坏,利用反射波很难准确求取地层  $Q$ ;通过实验室岩心测量能够获得比较准确的  $Q$  值,但由于受岩石样品尺度的限制,岩石样品测量所用地震频段与野外实际地震勘探频段存在很大的差异,虽然低频段岩石物理测量技术不断发展,但低频段测量方法主要以测量岩石应力应变等参数,低频实验的间接测量方式与野外地震勘探中利用行波的测量方式存在很大差异.而利用地震物理模拟方法研究地层衰减特征时,基于物理模型的反射波数据能够有效地模拟野外勘探情况,模拟过程各项参数具有很高的可控性,同时获得的地震资料具有比较高的信噪比,利于数据的分析以及理论方法、假设或假说的验证.

早期的地震物理模拟主要以模拟简单地质构造为主(Wiley et al., 1996),随着地震物理模拟技术的不断发展,地质构造物理模拟技术已经趋于成熟.而随着地震勘探由构造勘探向岩性勘探发展,考虑利用地震物理模拟方法模拟野外地层及储层的多种

物理参数能够更好地适应新的勘探需求(郝守玲和赵群,2002),许多学者开始尝试利用地震物理模拟数据的多种信息展开相关研究.如 Wandler 等(2007)利用物理模拟方法研究了不同流体情况下的 AVO 响应,物理模拟实验显示通过 AVO 响应可以区分储层油水. Wang 等(2009)通过在物理模型中填充不同的流体,研究了不同流体的地震响应特征. Ekanem 等(2013)基于裂缝构造地震物理模型,利用地震物理模拟数据衰减的信息,研究分析了纵波的衰减各向异性.司文朋等(2017)利用物理模型分析了具有不同含气饱和度的砂岩储层 AVO 响应特征差异.也有些学者开始利用物理模型材料的衰减特性信息进行相关的研究. Lines 等(2012)通过利用不同物理模型材料的衰减特性,研究分析了衰减反射界面的存在,指出当两个界面的波阻抗相近,而衰减特性差异较大时,同样能够形成反射界面. Gao 等(2016)基于地震物理模拟高衰减材料,通过构建近地表地震物理模型,尝试利用衰减地震物理模型研究近地表对地下构造成像的影响. Yuan 等(2016)利用近地表衰减物理模型数据检验了文中提出的基于反演的稳定多道反  $Q$  滤波方法的有效性.

目前地震物理模型以模拟地层速度及不同构造为主(Stewart et al., 2013),关于衰减的地震物理模拟研究,主要以模拟不同构造引起的衰减为主,如裂缝构造、孔洞构造等,这些物理模拟更多的注重裂缝、孔洞构造等引起的非固有衰减,并且以定性研究分析为主.本文从模型材料的动力学特征入手,提出了一种地层衰减定量模拟的地震物理模拟方法,该方法着重利用衰减材料模拟地层的固有衰减,并且从定性研究发展为了定量模拟.本文提出的方法在拓宽了地震物理模拟范围的同时,提高了地震物理

模拟的准确性,为接下来定量分析不同构造引起的非固有衰减奠定了基础.该方法通过制作多组不同衰减特性的模型试样,测量获得模型试样的各项物理参数,根据各物理参数与质量比之间的变化关系,建立物理参数与质量比之间的函数关系,基于构建的函数关系进行地层衰减定量模拟实验.通过构建地震物理模型重点研究利用该方法进行地震物理模拟的可行性和准确性,主要分析模拟获得的地震记录、地震信号的频谱特征与野外实际地层之间的相似性,以及地震物理模拟中模拟地层参数的准确性.

## 1 物理模拟材料衰减参数求取

### 1.1 Q 值求取原理

准确的 Q 值参数是地震物理模拟的基础,为了准确获得模型材料的 Q 值,本文实验分析两种常用 Q 值测量方法,通过实验标准样品选取准确性和稳定性更高的方法,应用于模型材料的 Q 值求取.文中选择的两种测量方法为脉冲透射法和脉冲透射插入法,两种测量方法测量原理非常相似,唯一的不同在于一种为直接接触式测量方法,通过凡士林等耦合剂进行样品与换能器耦合,而另一种方法将整个测量装置置于水介质中,将水作为信号的传播介质以及样品和换能器的耦合剂,两种测量方法的测量原理见图 1.

Q 值求取方法多种多样,频谱比法(Bath, 1974)是应用最为广泛的一种,本文选择频谱比法作为衰减参数求取方法.利用频谱比法求取 Q 值时需要选

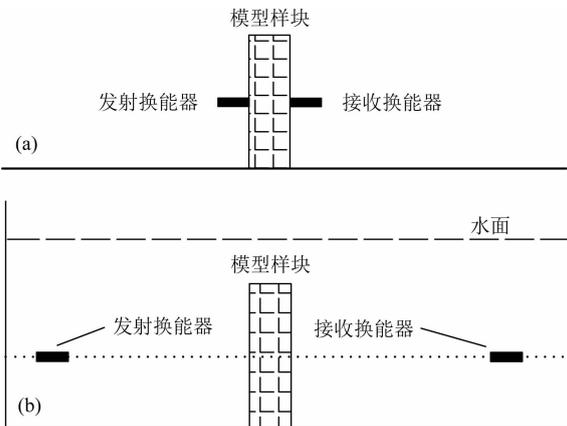


图 1 不同衰减测量方法示意图

(a) 脉冲透射法; (b) 脉冲透射插入法.

Fig. 1 Schematic diagram of different measurement methods

(a) Pulse transmission method; (b) Pulse transmission insertion method.

取已知 Q 值样品的衰减信号作为参考信号,利用参考信号的频谱与测量样品信号的频谱信息获得被测样品 Q 值.当信号在两种样品传播相同距离  $z$  的时候,我们可以利用(1)(2)式分别表示接收信号的振幅谱:

$$A_1(z, f) = A_0(z_0, f) e^{-\alpha_1(f)z} G_1(f, r, v, z) \omega(f), \quad (1)$$

$$A_2(z, f) = A_0(z_0, f) e^{-\alpha_2(f)z} G_2(f, r, v, z) \omega(f), \quad (2)$$

式中的  $A_1, A_2$  分别表示参考样品和测试样品的接收信号振幅谱,  $A_0$  为震源谱;  $\alpha$  为衰减系数;  $G$  为衍射效应因子(或几何扩散因子);  $r$  为换能器半径,  $v$  为样品速度,  $\omega$  为仪器接收响应函数.对(1)式和(2)式相除取自然对数可得:

$$\ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) = z(\alpha_2 - \alpha_1) + \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right). \quad (3)$$

实验中一般选择衰减较小的材料作为参考样品,如铝样品,这样可以把  $\alpha_1$  近似看作 0. 衰减系数  $\alpha$  与品质因子存在以下关系:

$$\alpha \approx \frac{\pi f}{Qv}, \quad (4)$$

将  $\ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right)$  用  $G_d$  表示,将(4)式代入(3)式中可以得到振幅对数比与频率之间的线性关系:

$$\ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) = \left(\frac{\pi}{Q_2 v_2} - \frac{\pi}{Q_1 v_1}\right) z f + \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right) = K f + G_d, \quad (5)$$

其中  $K$  为拟合对数振幅比与频率线性关系的斜率.通过斜率  $K$  与 Q 值之间的关系,可以获得被测样品的 Q 值.

测量过程由于受到衍射效应影响(Seki et al., 1956; Tang et al., 1990),利用频谱比法计算 Q 值时需要进行衍射校正.本文脉冲透射法实验中选用 Tang 等(1990)文章中提到的衍射校正方法进行衍射校正,脉冲透射插入法中选择 Xu 和 Kaufman (1993)文章中的衍射校正方法进行衍射校正.为了验证 Tang 衍射校正方法的准确性,本文首先利用铝样对衍射校正方法进行验证,选择脉冲透射法作为实验测量方法.由于换能器频率越低衍射效应越强,越难校正,因此在进行衍射校正方法实验时,选择主频较低的换能器进行测试.所选换能器主频为 0.5 MHz,半径 12.7 mm(泛美 V101),铝样块尺寸分别为 300 mm×300 mm×12 mm、300 mm×300 mm×50 mm 和 300 mm×300 mm×100 mm.实验中铝样品频谱与对数振幅比见图 2.通过对比图 2 中校正前后的振幅比直线可以明显地发现,校正后的振幅比斜率近乎为零(无衰减样品测量获得的对数振幅比

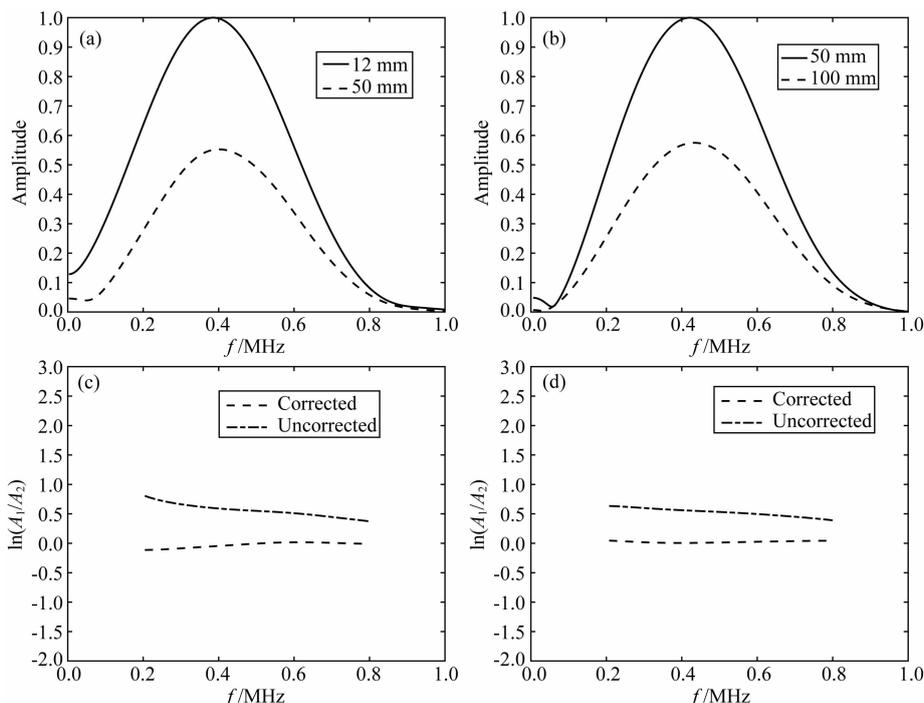


图 2 衍射效应校正实验

(a) 12 mm 和 50 mm 铝块振幅谱; (b) 50 mm 和 100 mm 铝块振幅谱; (c) 12 mm 和 50 mm 铝块校正前后振幅比;  
(d) 50 mm 和 100 mm 铝块校正前后振幅比。

Fig. 2 Experiment of diffraction effect correction

(a) Amplitude spectrum of 12 mm length and 50 mm length aluminum samples; (b) Amplitude spectrum of 50 mm length and 100 mm length aluminum samples; (c) Uncorrected and corrected spectral ratio of 12 mm length and 50 mm length aluminum samples; (d) Uncorrected and corrected spectral ratio of 50 mm length and 100 mm length aluminum samples.

近似为零),说明利用该方法可以有效地消除衍射效应对超声衰减测量的影响。由于 Xu 的校正公式与 Tang 的相似,都是基于 Bass (1958) 的公式演化而来,本文不再对 Xu 公式进行校正准确性实验。

## 1.2 Q 值求取精度

为了对比两种测量方法中哪种方法能够稳定准确地求取样品 Q 值,选择有机玻璃进行标准样品实验。实验测量参数见表 1,脉冲透射法中选择铝样品作为参考样品,由于铝样的 Q 值在 150000 左右 (Zemanek and Rudnick, 1961),可以近似看作无衰减,实验中的铝块速度为  $6400 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,样块尺寸为  $100 \text{ mm} \times 100 \text{ mm} \times 70 \text{ mm}$ 。脉冲透射插入法采用无样品时的信号为参考信号即测量的水信号作为参考信号。为了降低衍射效应对衰减测量的影响 (Xu

and Kaufman, 1993),尽可能的增大换能器之间距离,设置换能器间距为 200 mm。利用有机玻璃进行测量实验时,为了深入研究两种测量方法的稳定性和误差大小,分别对两种测量方法进行了 10 次测量,两种测量方法第 1 次计算 Q 值时的频谱图与对数振幅比如图 3,10 次实验测量结果见图 4。

通过图 3 可以发现利用脉冲透射插入法进行 Q 值求取时,两个信号的频谱振幅比具有更好的线性,在主能量分布范围内不会因为拟合频段长度的不同引起 Q 值的突变,更利于 Q 值的准确求取。通过图 4 可以发现利用脉冲透射插入法在多次测量过程中具有更高的稳定性,多次测量结果与 Tang 等 (1990) 的测量结果基本保持一致,测量获得有机玻璃的 Q 值在 76 左右。而由于脉冲透射法测量过程需要通过

表 1 标准样品实验测量参数

Table 1 Parameters of different measurement methods

测量方法	换能器型号和主频	换能器半径 (mm)	样品尺寸 (mm)	样品 $V_P$ 速度 ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ )	样品 $V_S$ 速度 ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ )	测试条件
脉冲透射法	泛美(V102)/1 MHz	12.7	200×200×73	2.74	1.31	凡士林耦合
脉冲透射插入法	泛美(V303)/1 MHz	6.35	200×200×73	2.74	1.31	水槽测试

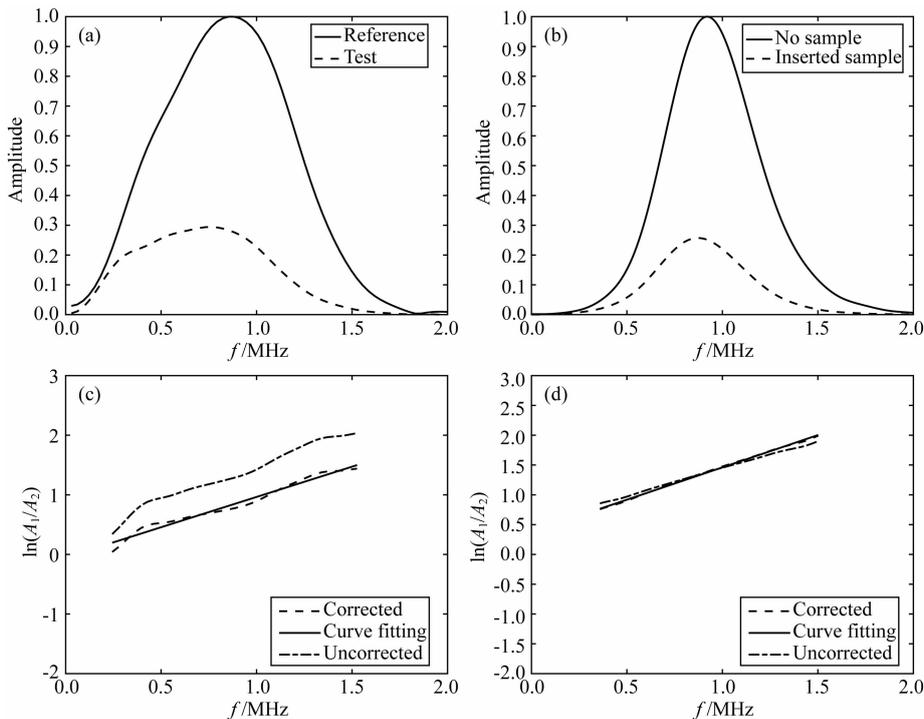


图3 脉冲透射法和脉冲透射插入法求取有机玻璃样块  $Q$  值

(a) 铝样品与有机玻璃信号的频谱; (b) 无样品与插入样品信号的频谱; (c) 对数振幅比(校正前 65,校正后 80);  
(d) 对数振幅比(校正前 88,校正后 79)。

Fig. 3 Measurement results of lucite using pulse transmission method and pulse transmission insertion method  
(a) Lucite sample and aluminum sample signal spectrum; (b) Spectra of signal in cases without sample and with inserted sample;  
(c) Amplitude ratio (uncorrected  $Q$  is 65, corrected  $Q$  is 80); (d) Amplitude ratio (uncorrected  $Q$  is 88, corrected  $Q$  is 79).

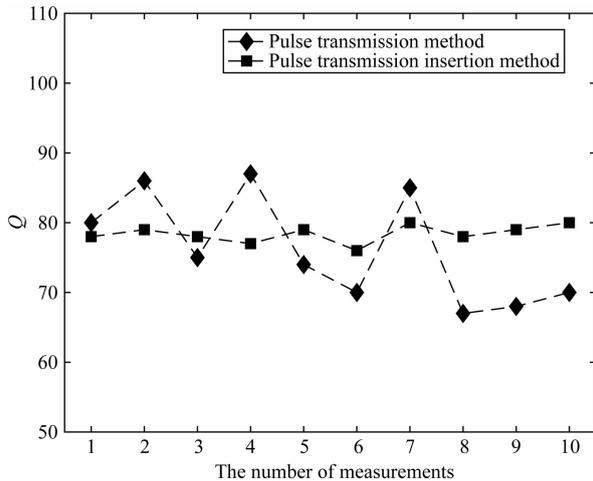


图4 两种测量方法 10 次测量结果对比

Fig. 4 Comparison of  $Q$  values of lucite sample using different measurement by ten times

人工操作实现,并且受到耦合效果、衍射效应的影响,以及频谱比法计算  $Q$  值时的双时窗的影响,这些影响因素叠加在一起导致每次求取的  $Q$  值误差较大,以 76 作为有机玻璃固有衰减  $Q$  值,误差最大可达 16%。根据以上实验结果,实验中衰减材料  $Q$  值的测量选择脉冲透射插入法,这样可以提高  $Q$  值

测量的稳定性和准确性。

## 2 物理模拟材料物理参数函数关系建立

地震物理模拟衰减材料多种多样,主要包括环氧树脂、硅橡胶、聚硫橡胶、滑石粉等,这几种模拟材料之间的混合多以环氧树脂为基质,其他材料作为添加剂,通过调整添加剂的质量定量改变复合材料的物理参数。本文主要以环氧树脂和硅橡胶的复合材料为研究对象,研究分析建立复合材料质量比与纵波速度、 $Q$  值之间函数关系的过程,以及利用建立的函数关系进行定量模拟的可行性和准确性。首先制作一系列不同质量配比的模型试样,以环氧树脂为复合材料基质(质量为 1),通过不断增加硅橡胶(添加剂)质量调整复合材料中两者之间的质量比,实验中共制作 39 块不同质量比的试样,硅橡胶与环氧树脂的质量比从 0.01 变化到 0.39,相邻两块试样质量比的变化间隔为 0.01。选取该质量比范围的复合材料进行研究的主要原因在于,该质量比范围内的复合材料稳定性较好,能够获得复合材料稳定的物理参数,并且该质量比范围的复合材料也是实

实验室物理模拟中应用最为广泛的复合材料(Wei et al., 2006). 模型试样制作完成后为高 50 mm 左右, 半径 32 mm 左右的圆柱, 39 块样块的实物图见图 5a. 通过排水法测量每块样块的密度, 利用测量走时法求取样块的纵横波速度, 测量获得的波形见图 5b, 通过模型试样的波形图中走时的变化趋势, 可以初步判断模型试样速度的变化趋势, 随着质量比的增加, 模型材料的速度逐渐降低. 部分试样归一化频谱图见图 5c, 对比不同试样频谱的主频可以发现, 随着模型材料质量比的增加, 主频逐渐降低. 39 块样块速度与质量比之间的关系见图 5d. 根据 39 块样块的速度数据利用最小二乘法进行拟合, 获得复合材料纵波速度与质量比的函数关系式:  $V_p = 2.6 \times e^{-0.7\phi}$ , 决定系数  $R^2 > 0.98$ , 其中  $V_p$  为复合材料的纵波速度, 单位为  $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\phi$  为硅橡胶质量与环氧树脂质量的比值.

选择前文中提到的脉冲透射插入法对样块进行衰减测量, 利用频谱比法求取样块的  $Q$  值参数. 实

验选用的换能器型号为泛美 V303, 主频为 1 MHz, 半径 6.35 mm, 为了降低换能器衍射效应, 设置换能器间距为 200 mm(Xu and Kaufman, 1993). 利用频谱比法求取样品 1(质量比为 0.01) $Q$  值时的频谱图与对数振幅比见图 6.

利用频谱比法计算 39 块样块的  $Q$  值, 每块样块计算过程都选用相同的时窗长度, 相同的频率拟合宽度, 如图 6a, 6b. 对于 39 块样块的测量  $Q$  值, 同样采用最小二乘法按照指数函数进行数据拟合, 获得复合材料  $Q$  值与质量比的数学关系式:  $Q = 66 \times e^{-2.7\phi}$ , 决定系数  $R^2 > 0.97$ , 如图 7a. 通过对测量数据进行  $Q-V_p$  关系的数学拟合, 可以获得模型材料  $Q$  值与  $V_p$  的数学关系:  $Q \approx 2.1 \times V_p^{3.5}$ , 如图 7b, 该数学关系与李庆忠(1994)的经验公式( $Q \approx 14 \times V_p^{2.2}$ )具有很高的相似性, 而李庆忠的经验公式由大量的国内外野外实测数据拟合获得, 并且该实测数据涵盖了不同深度地层, 该经验公式在一定程度上反映了野外地层吸收衰减的一般规律, 而本文中

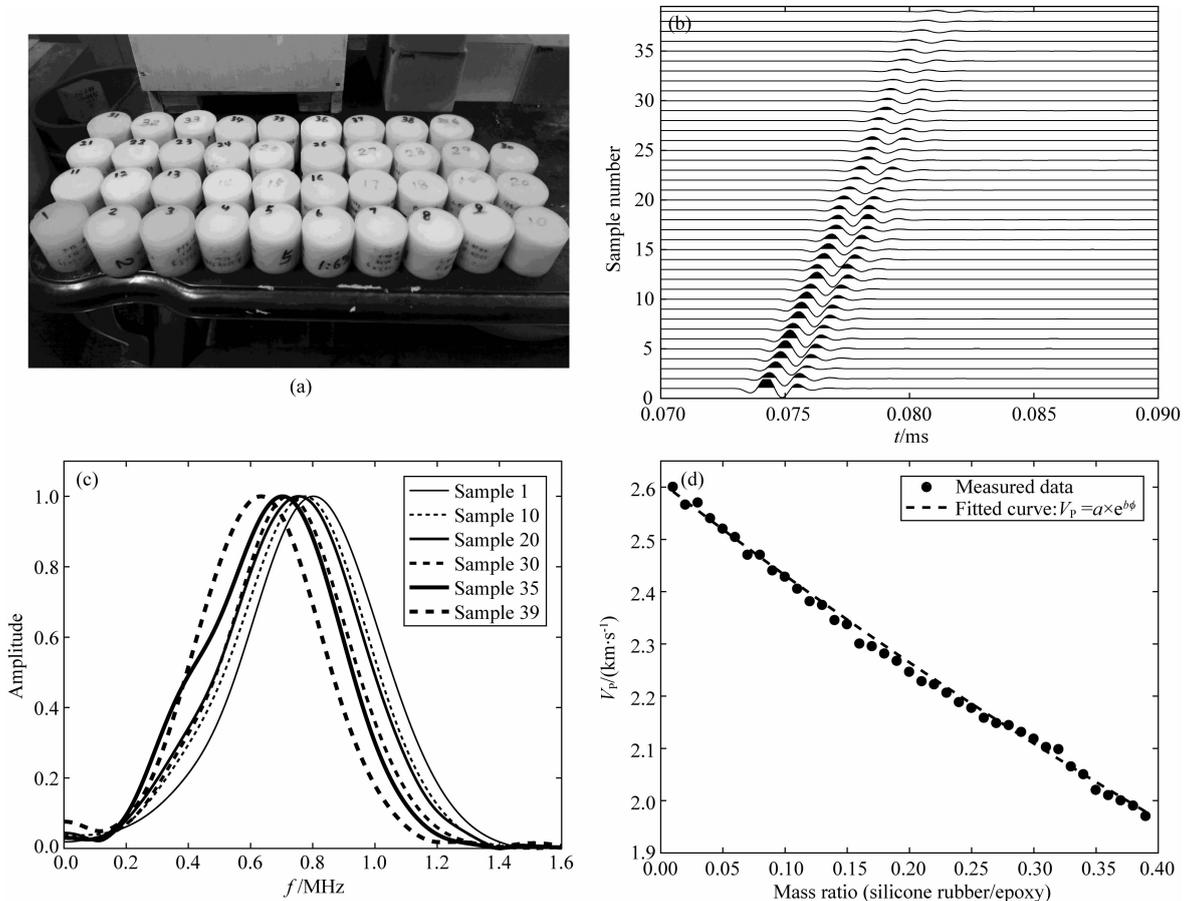


图 5 衰减材料质量比与速度关系

(a) 模型试样; (b) 模型试样波形; (c) 部分试样归一化频谱图; (d) 测量数据与拟合直线.

Fig. 5 Relationship between mass ratio and velocity of attenuation material

(a) Modeling sample; (b) Waveform; (c) Normalized signal spectrum; (d) Velocity data and fitted curve.

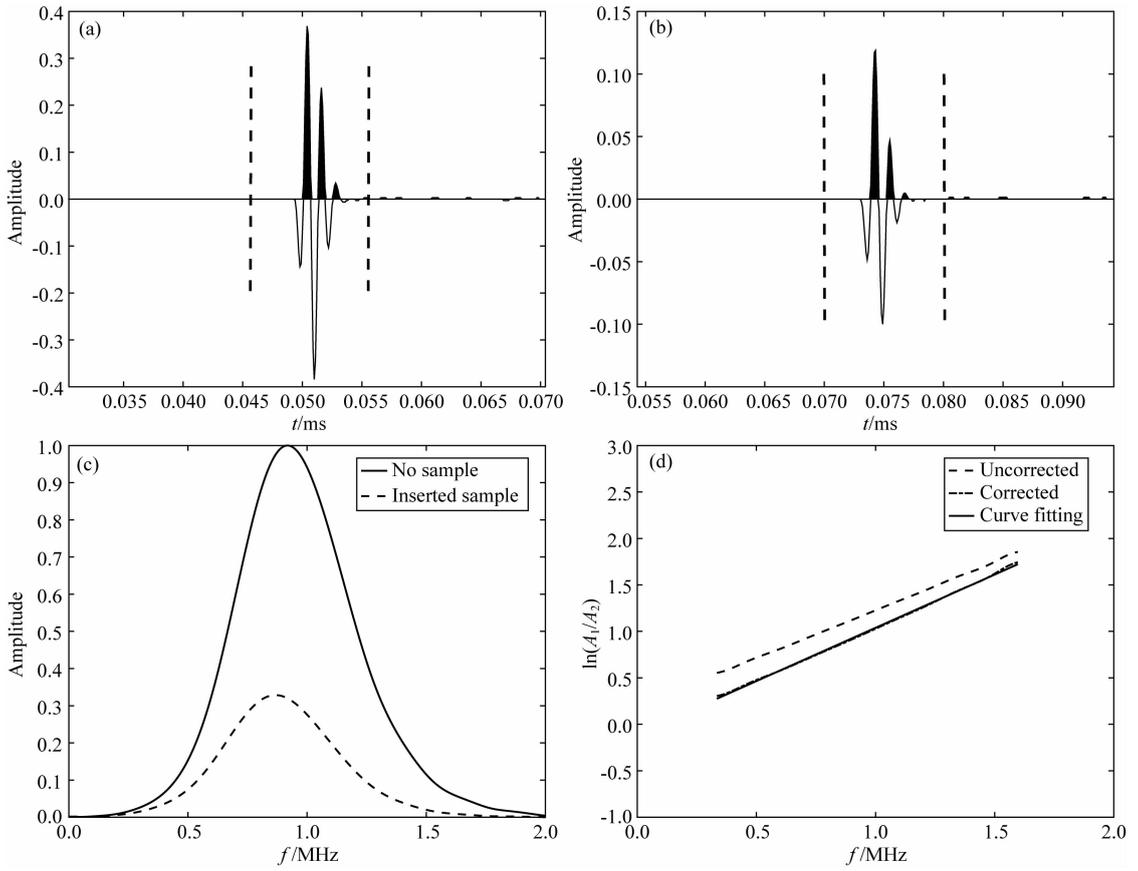


图 6 频谱比法计算模型试样 1(质量比为 0.01)Q 值(校正前  $Q=60$ ,校正后  $Q=51$ )

(a) 无样品衰减信号; (b) 插入样品衰减信号; (c) 衰减信号频谱; (d) 对数振幅及拟合直线.

Fig. 6 Q value calculation of model 1 using spectral ratio method (uncorrected Q is 60, corrected Q is 51)

(a) Attenuation signal without sample; (b) Attenuation signal with inserted sample;  
(c) Amplitude spectrum of attenuation signal; (d) Amplitude ratio and fitting curve.

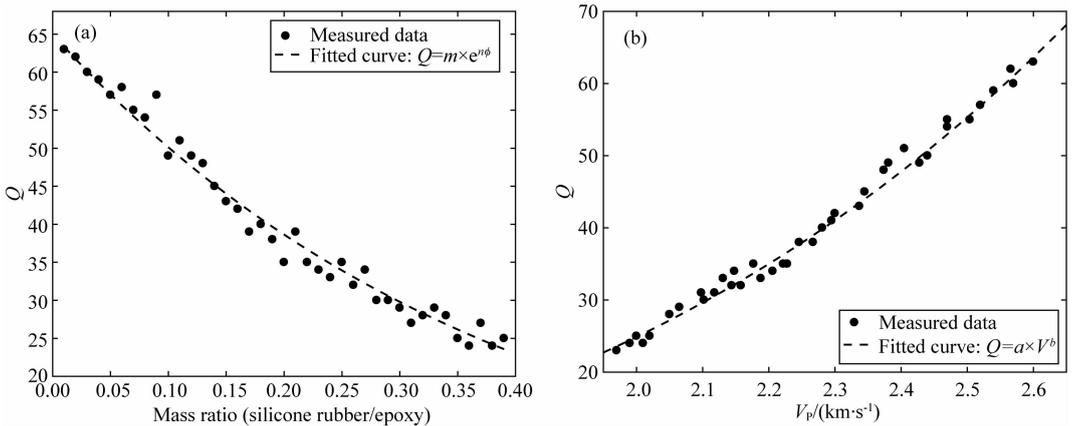


图 7 复合材料测量数据与拟合直线

(a) 质量比与 Q 值关系; (b) 复合材料速度与 Q 值关系.

Fig. 7 Measured data of composed material and the fitted curve of the data

(a) Relationship between mass ratio and Q value; (b) Relationship between velocity and Q value.

模型材料数学关系与李庆忠经验公式之间的相似性,验证了本文中复合材料与野外地层吸收衰减规律具有很高的相似性,说明利用该方法进行地层 Q 值定量模拟具有很高的可行性.

物理模拟材料物理参数函数关系建立周期相对较长,主要是物理模型试样的制作到模型试样性质稳定过程周期较长,同时数据测量一般都要进行多次.衰减参数与复合材料质量比存在函数关系时,通

过数据拟合给出数学公式;如果两者不存在函数关系,那么只需将复合材料的各项参数一一对应记录,这样可以获得复合材料以质量比为变量,纵波速度和  $Q$  值为函数的分段函数关系. 环氧树脂/硅橡胶复合材料的不同物理参数之间的函数关系基本建立,其他复合材料的函数关系部分完成,后续将进一步完善.

### 3 地层衰减定量模拟

#### 3.1 物理模型设计及参数测量

地震物理模拟正演过程,首先根据野外地层的实际情况以及实验室衰减材料的参数变化范围给定模拟比例尺、速度比、密度比,以及物理模拟不同构造的各项参数. 本文中  $Q$  值定量模拟实验时选择 1:10000 的模拟比例尺,速度比例尺为 1:1,密度比例尺为 1:1,模拟野外不同衰减特性的地层,地震物理模型设计参数见表 2. 设计好地震物理模型的  $Q$  值参数后,通过质量比与  $Q$  值之间的函数关系可以计算获得每个  $Q$  值对应材料的质量比,然后选择相应原材料制作模型试样和物理模型,利用模型试样参数最终确定物理模型中各项参数. 试样和物理模型采用相同的材料制成,试样一般制作成高 45 mm 左右,半径 32 mm 左右的圆柱状样块. 试样和物理模型制作完成实物图见图 8.

物理模型制作完成后,通过测量试样各项参数设置物理模型参数. 利用排水法测量材料的密度,利用测量走时法求取材料的纵横波速度,利用脉冲透射插入法测量  $Q$  值,脉冲透射插入法测量过程选用的换能器(泛美 V303)主频为 1 MHz,半径 6.35 mm,设

表 2 地震物理模拟设计参数

Table 2 Design parameters of physical model

模拟地层	尺寸/km	$V_p$ ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ )	设计 $Q$ 值
1		2.45	50
2		2.4	45
3	3×0.6×0.45	2.3	40
4		2.1	30
5		2.0	25
6		1.9	20

置接收发射换能器之间距离为 200 mm. 利用脉冲透射插入法测量试样衰减信号和频谱见图 9. 通过频谱图可以明显地发现,从试样 1 到试样 6 频谱的振幅和主频逐渐降低,说明所制作的衰减材料衰减特性按照梯度变化,从试样 1 到试样 6 衰减逐渐增强,即  $Q$  值逐渐变小. 同时对比信号的频谱图可以发现,随着材料衰减特性的变化,衰减信号的频谱不仅表现出主频逐渐降低的趋势,同时还可以发现频谱衰减遵循高频衰减快,低频衰减慢的规律,而这一规律与野外地层中地震波的衰减规律完全相同,这



图 8 物理模型实物图

Fig. 8 Physical model

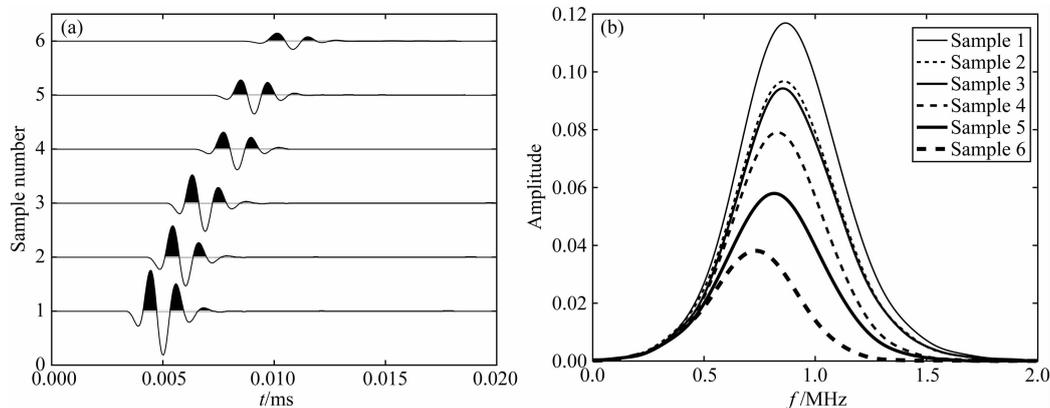


图 9 模型样块衰减信号与频谱图

(a) 模型样块测量信号; (b) 测量信号频谱图.

Fig. 9 Model sample signal and spectrum

(a) Signal; (b) Spectrum of signal.

也再一次验证了利用该衰减材料模拟野外地层衰减特性具有很高的相似性. 物理模型实测参数见表 3.

表 3 物理模型实测参数

Table 3 Measured parameters of physical model

地层	$V_P$ 速度 ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ )	$V_S$ 速度 ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ )	密度 ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	试样 Q 值
1	2.451	1.098	1.169	51
2	2.383	1.079	1.152	44
3	2.269	1.019	1.146	41
4	2.132	0.946	1.133	35
5	2.023	0.905	1.118	27
6	1.90	0.830	1.1	17

### 3.2 正演模拟

地震衰减正演模拟过程借助了三维地震物理模型数据采集系统, 该仪器具有高精度和高效率的特点, 该系统的空间精度在 0.05 mm 左右, 对于本文中的模型比例尺 1:10000, 该系统的定位精度相当于在野外小于 0.5 m, 物理模拟中的激发接收源采用超声换能器, 整个模拟过程在水槽中完成(魏建新等, 2002). 为了降低水面与模型顶界面多次波的影响, 设置水面与模型顶界面距离为 170 mm. 物理模型数据采集方式近似为自激自收, 激发换能器与接收换能器无法完全重合, 总是存在 2 mm 的最小偏移距. 激发接收换能器的主频为 0.3 MHz 左右, 换算为野外地震频率为 30 Hz 左右, 换算后的采样间隔为 1 ms, 采样点数为 4096 个, 总采集道为 188 道, 地震物理模型数据采集仪如图 10. 图 11 显示了地震物理模拟自激自收地震记录. 通过地震记录的同相轴可以明显地区分物理模型的顶底界面, 根据不同模拟地层顶底界面同相轴的时间差, 可以初步判断模拟地层的速度由第 1 个地层向第 6 个地层逐渐变小.

### 3.3 Q 值反演

通过地震物理模拟采集仪可以模拟获得与野外相似的地震记录, 利用反演的方法对地震物理模型中 Q 值参数的准确性进行分析研究, 通过利用模拟数据反演出来的 Q 值与试样 Q 值进行对比, 判断利用地震物理模拟方法定量模拟地层 Q 值时的准确性. 利用地震物理模拟数据进行 Q 值反演时, 选择野外勘探中应用比较普遍的频谱比法, 利用模拟地层的顶界面作为参考界面. Q 值反演过程选择地层 1 作为研究对象, 分别采用两种方式求取地层 1 的 Q 值, 第一种是利用单道数据求取每道 Q 值, 然后利用单道 Q 值求取地层平均 Q 值; 第二种是将地层 1 数据进行叠加处理, 求取反射波叠加数据的 Q 值. 地层 1 对应的地震道见图 12. 利用第一种方式求取地层 1 第 11 道到第 30 道 Q 值结果见图 13(去除边界位置道), 平均 Q 值为 55, 利用第 11 道求取地层 Q 值时的振幅比与对数振幅比见图 14b, 14d. 以试样测量值作为物理模型的模拟 Q 值, 利用单道数据



图 10 地震物理模拟采集仪

Fig. 10 Seismic physical model acquisition instrument

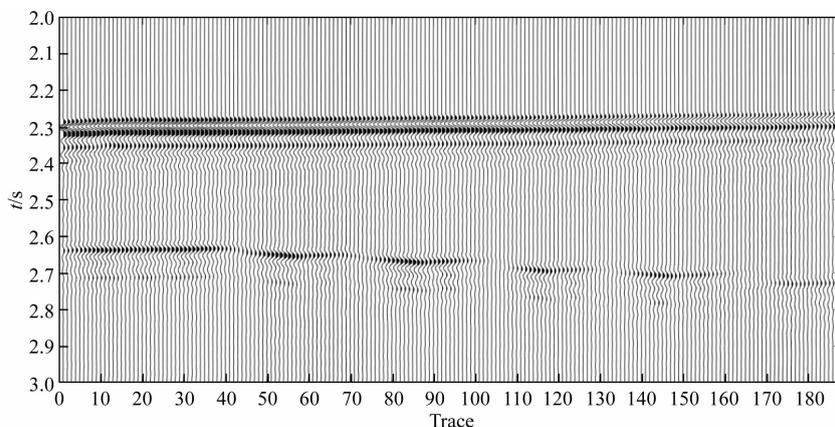


图 11 自激自收地震记录

Fig. 11 Seismic records of self-exciting and self-receiving

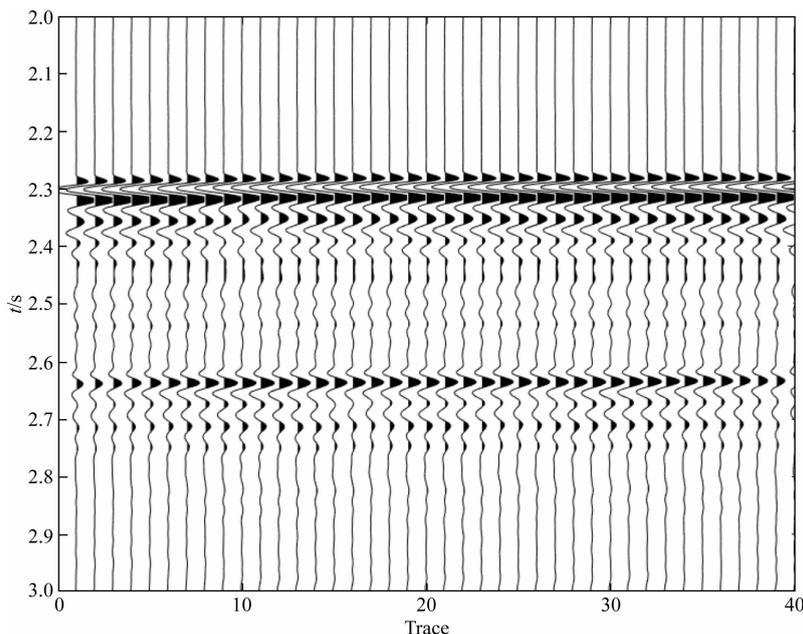


图 12 地层 1 对应的地震道

Fig. 12 Traces of the first layer

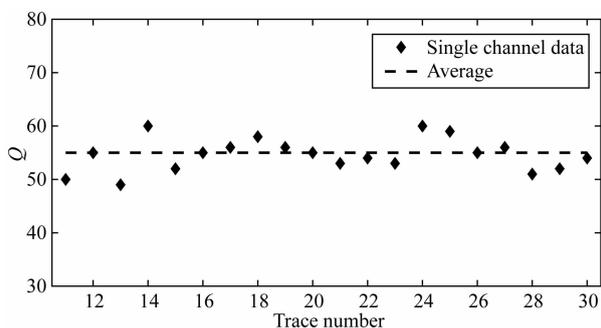


图 13 地层 1 单道 Q 值

Fig. 13 Q values of the first layer

求取 Q 值的误差在 17% 以内, 平均值与试样测量值相差 8% 以内 (除去边界位置数据)。

利用第二种方式求取模型地层 1 的 Q 值时, 首先将地层 1 对应的地震道叠加处理, 然后利用叠加后的数据求取地层 1 的 Q 值。计算过程选择相同的时窗长度, 时窗长度为信号的前两个半周期, 并且对数振幅比线性拟合过程选择相同的频率拟合宽度, 选择的拟合频带范围为 5~40 Hz, 如图 14c 和 14d。利用叠加数据计算 Q 值过程, 同样需要剔除地层边界位置受干扰数据, 最后选择第 11 到第 30 道数据进行叠加, 然后基于谱比法计算地层 1 的 Q 值。通过图 14c 和 14d 可以很明显地发现, 利用叠加数据计算的对数振幅比具有更好的线性, 对数振幅比更好的线性关系更利于 Q 值的准确估算。利用叠加数据求取的 Q 值为 53 左右, 与试样测量值相差 4%。

利用第二种方式求取其他模拟地层的 Q 值, 并

将物理模型反演的 Q 值与试样测量 Q 值进行对比分析, 物理模型反演值与试样测量值见图 15。通过对比两种测量结果可以发现, 当模拟地层 Q 值较大时, 反演 Q 值与试样 Q 值之间的差异相对较大, 随着模拟地层 Q 值的降低, 两者之间的差异趋于变小。这种变化趋势与 Q 值本身特性以及反演方法相关, 在 Q 值较大情况下利用频谱比法求取 Q 值时, 对数振幅比的斜率相对较小, 斜率的微小变化都会引起 Q 值的较大变化。通过以上实验研究发现, 基于模型材料的函数关系进行物理模型制作, 制作完成的物理模型参数与设计参数能够保持很好的一致性; 同时模型试样 Q 值与物理模型反演 Q 值保持很好的一致性, 说明利用物理模型试样测量 Q 值设置物理模型模拟地层 Q 值具有比较高的准确性。

#### 4 地层衰减定量模拟方法应用

将地层衰减定量模拟方法应用于近地表地震物理模拟中, 模拟野外近地表层对地震勘探的影响。在进行近地表地震物理模拟时, 物理模型模拟地层从上往下 Q 值的变化趋势必须与野外地层保持很好的一致性, 地层衰减定量模拟方法能够很好地保障物理模型中设计参数与模拟参数 (实际测量参数) 之间的一致性。在进行近地表地震物理模拟时, 分别采用不同的复合材料模拟三种不同衰减特征的近地表, 物理模型的模型比为 1:5000, 速度比为 1:1, 密

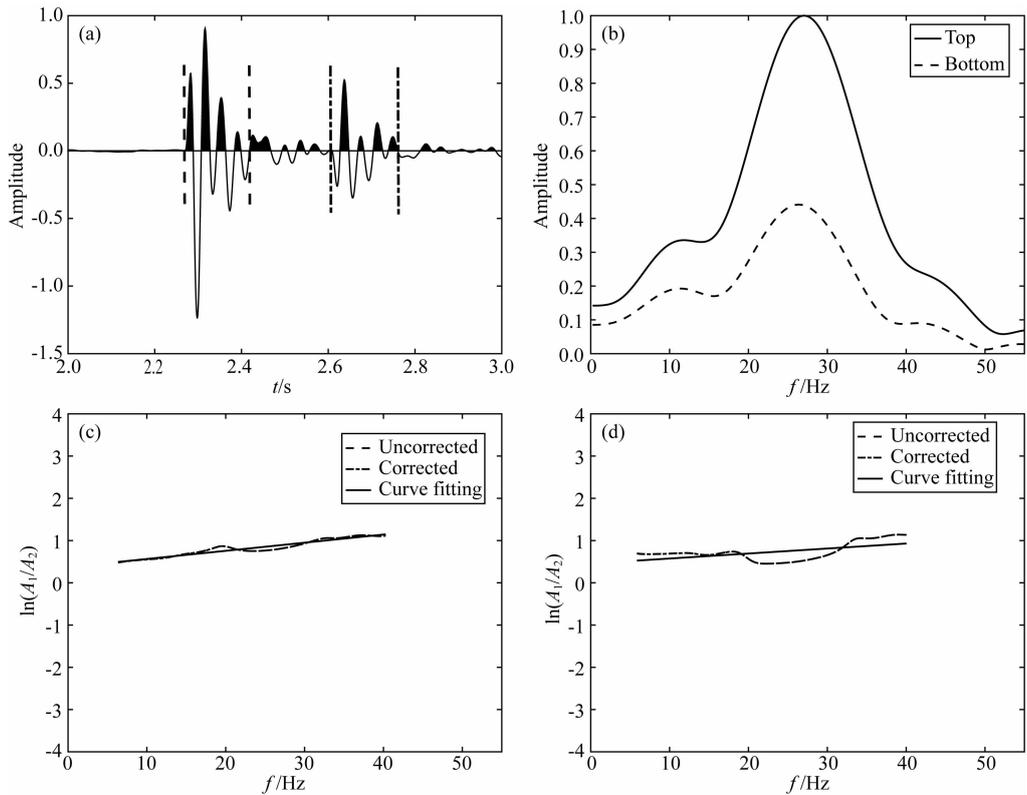


图 14 模拟地层 1 叠加数据信号、频谱与对数振幅比

- (a) 叠加数据波形; (b) 叠加数据顶底界面反射波频谱; (c) 叠加数据振幅比及拟合直线(Q 值 53, 决定系数 0.91);  
(d) 第 11 道数据振幅比及拟合直线(Q 值 50, 决定系数 0.70)。

Fig. 14 Signal of the stack data, spectrum and spectral ratio of the first layer

- (a) Waveform of stack data; (b) Amplitude spectrum of reflected waves; (c) Amplitude ratio and fitting curve using stack data (Q value is 53, determination coefficient is 0.91); (d) Amplitude ratio and fitting curve using the 11<sup>th</sup> trace (Q value is 50, determination coefficient is 0.70).

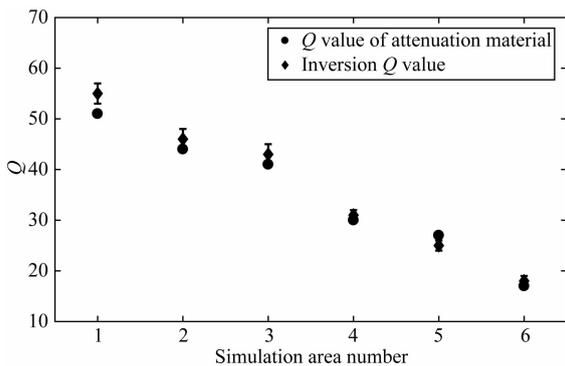


图 15 模型材料 Q 值与物理模型反演 Q 值

Fig. 15 Q values of material and inversion Q value of physical model

度比为 1:1. 物理模型设计示意图见图 16. 物理模型设计参数见表 4.

根据物理模型设计参数,利用地震衰减参数表选择合适的复合材料,并根据模型材料配比制作相应的模型试样,通过测量模型试样参数了解所选取

的模型材料是否可以满足实验研究要求,如果所选材料符合实验研究要求,便可利用所选材料进行地震物理模型制作,并将模型试样参数作为物理模型参数. 近地表物理模型参数见表 4.

物理模型制作完成后便可进行地震物理模拟实验,地震物理模拟过程将模型完全放置于水槽中,借助地震物理模拟采集仪对物理模型进行地震数据采集,采集测线沿模型中线位置,测线横穿三个近地表层,地震数据采集参数见表 5. 根据表 5 中的观测系统参数进行地震物理模拟,获得模拟地震数据,处理后的偏移地震剖面见图 18a. 利用处理后的地震资料选取部分地震道数据进行时频处理,处理结果见图 18b、18c、18d.

通过地震道时频谱可以明显地发现,由于模拟地层的吸收衰减作用,随着地震波在地层中的传播地震波的主频逐渐降低,主频从近地表时的 60 Hz 左右逐渐降低为模型底层时的 30 Hz 左右,如图 18 b 中的虚线圈中,该特征与野外实际地层频谱特

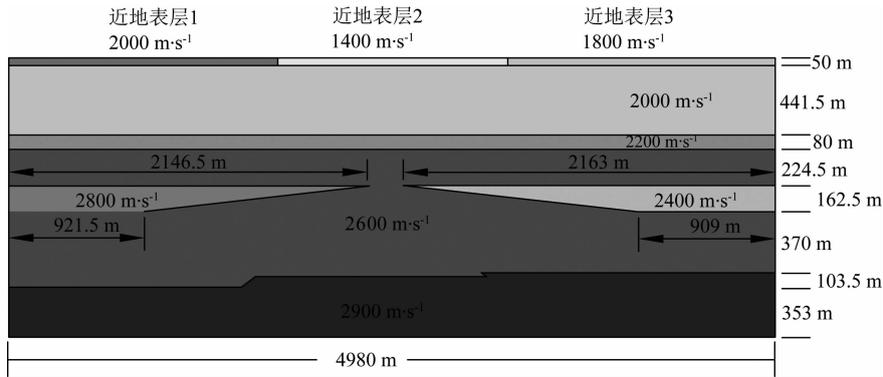


图 16 近地表物理模型示意图

Fig. 16 Sketch of the near-surface physical model

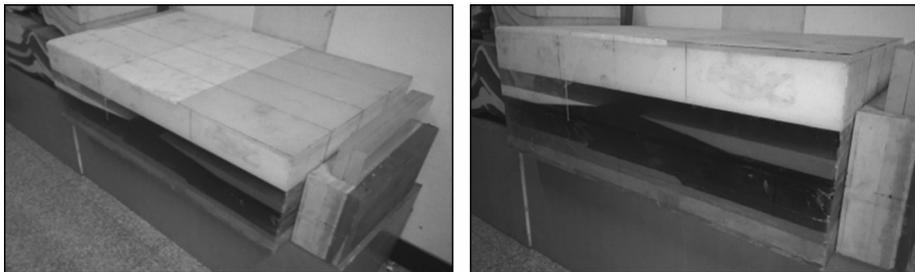


图 17 近地表地震物理模型实物图

Fig. 17 Near-surface physical model

表 4 近地表物理模型设计和测量参数

Table 4 Measured and design parameters of the near-surface physical model

模拟地层	设计参数			测量参数			
	$V_P$ ( $m \cdot s^{-1}$ )	模型厚度 (mm)	Q	模型材料	$V_P$ ( $m \cdot s^{-1}$ )	密度 ( $g \cdot cm^{-3}$ )	Q
近地表层 1	2000	10	10	环氧:聚硫(1:1)	2050	1.23	11
近地表层 2	1400	10	20	环氧:硅橡胶(1:0.9)	1351	1.08	16
近地表层 3	1800	10	10	环氧:硅橡胶(1:0.4+5%硅橡胶颗粒)	1847	1.10	8
模拟地层 1	2000	88.3	25	环氧:硅橡胶(1:0.4)	2058	1.113	25
模拟地层 2	2200	16	40	环氧:硅橡胶(1:0.2)	2261	1.141	37
楔形构造 1	2400	1.6 ~ 32.5	45	环氧:硅橡胶(1:0.15)	2346	1.149	45
楔形构造 2	2900	1.2 ~ 32.5	80	环氧:滑石粉(1:1)	2902	1.596	75
模拟地层 3	2600	157.6	60	环氧树脂	2608	1.171	60
模拟地层 4	2900	85.1	80	环氧:滑石粉(1:1)	2902	1.596	75

表 5 观测系统参数

Table 5 Parameters of observation system

参数	物理模型采集	野外采集
震源主频	0.3 MHz	60 Hz
炮数	988	988
单炮道数	160	160
炮间距	1 mm	5 m
道间距	2 mm	10 m
最小偏移距	20 mm	100 m
采样点数	4096	4096
采样间隔	0.2 $\mu s$	1 ms

征完全一致,利用该方法模拟野外地层吸收衰减具有很好的相似性.为了进一步验证物理模型中模拟地层各参数的准确性,利用频谱比法对地震资料进行 Q 值反演,并将反演的 Q 值与模型试样 Q 值(模型材料 Q 值)进行对比,见图 19,利用频谱比法对地震资料进行反演 Q 值时,采用了相邻多道叠加后数据进行求取.通过对比反演 Q 值与模型试样 Q 值可以发现,当模拟地层 Q 值较小时,两者之间相差较小;当模拟地层 Q 值较大时(大于 50),两者之间存在一定差异,相差在 20% 左右.这种差异主要由数据处理和反演方法引起,如利用频谱比法对地层 Q

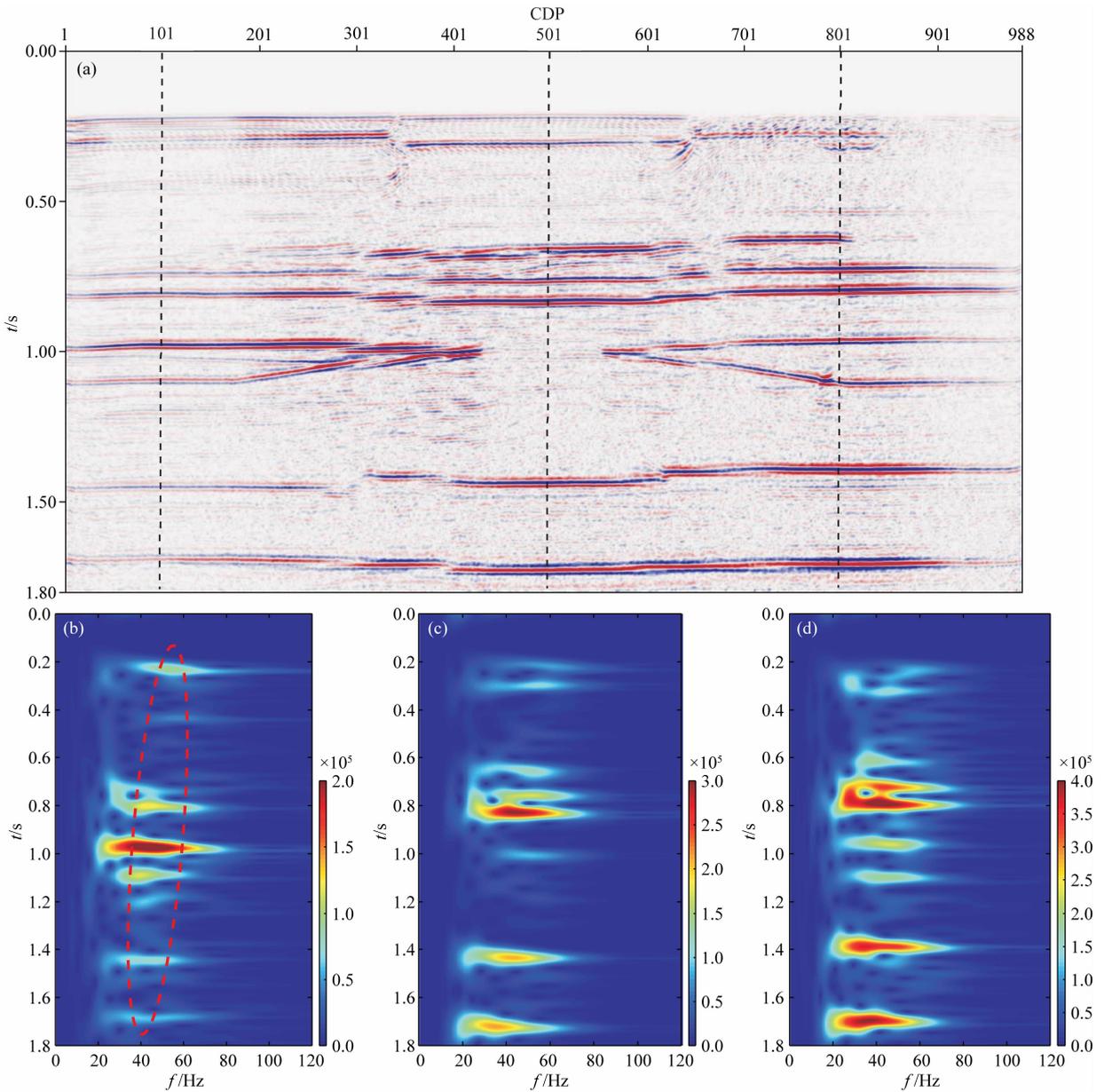


图 18 物理模型中线偏移地震剖面及时频谱

(a) 物理模型偏移后地震剖面; (b) CDP101 地震数据时频谱; (c) CDP501 地震数据时频谱; (d) CDP801 地震数据时频谱.

Fig. 18 Offset seismic profile and time spectrum of middle line in physical model

(a) Offset seismic profile of physical model; (b) Time spectrum of CDP101; (c) Time spectrum of CDP501; (d) Time spectrum of CDP801.

值反演时,反演结果的准确性会随着 Q 值的增加而降低.

### 5 结论

本文从物理模拟材料的动力学特征入手,提出了一种地层衰减定量模拟的地震物理模拟方法,并结合地震物理模型对该方法的可行性和准确性进行了探讨和验证,得到以下结论:

(1) 基于透射波利用频谱比法对衰减材料 Q 值

进行求取时,会受到较强的衍射效应影响,特别利用脉冲透射法求取时,标准样品实验中衍射效应引起的误差可达 16%,同时测量结果稳定性较差,严重影响地震物理模拟中 Q 值参数的准确求取. 在利用透射波进行 Q 值测量求取时,需要充分考虑衍射效应对超声衰减测量的影响,并且必须对测量数据进行衍射校正. 脉冲透射插入法相对脉冲透射法求取模型材料 Q 值时,误差更小,稳定性更高,更利于模型材料 Q 值参数求取.

(2) 利用以硅橡胶为基质制作的复合材料具有

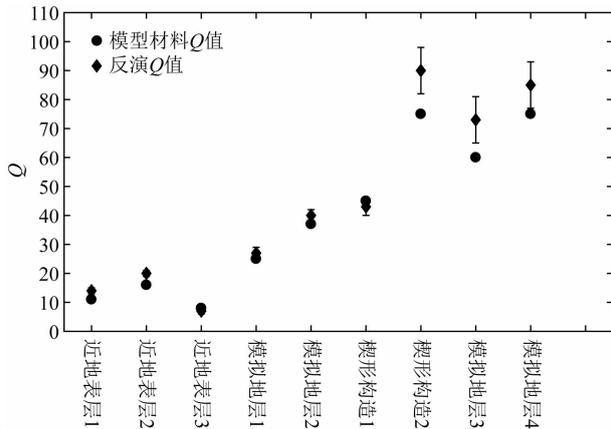


图 19 近地表物理模型反演  $Q$  值与模型材料  $Q$  值计算结果  
Fig. 19  $Q$  value from inversion on near-surface physical model and  $Q$  value from calculation on model material

比较好的可控性和稳定性,同时复合材料的衰减特征与野外地层存在一定的相似性,利用该复合材料模拟野外地层衰减具有很高的可行性.通过分析不同质量比复合材料的物理参数,可以建立质量比与复合材料物理参数之间的函数关系.

(3) 基于建立的函数关系进行地层衰减定量模拟,能够较好地保持物理模型设计参数与模拟参数(实际测量参数)之间的一致性,利用模型材料  $Q$  值(模型试样  $Q$  值)设置物理模型中模拟地层  $Q$  值具有很高的准确性,两者之间的误差在 17%(单道数据反演)或者 4%(叠加数据反演)以内,并且该误差随着物理模型模拟  $Q$  值的降低而减小,基于地层衰减定量模拟方法进行地震物理模拟具有很高的准确性.

致谢 感谢唐跟阳老师对本文的指导.

## References

Ba J, Carcione J M, Sun W T. 2015. Seismic attenuation due to heterogeneities of rock fabric and fluid distribution. *Geophysical Journal International*, 202(3): 1843-1847.

Ba J, Xu W H, Fu L Y, et al. 2017. Rock anelasticity due to patchy saturation and fabric heterogeneity: A double double-porosity model of wave propagation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(3): 1949-1976.

Bass R. 1958. Diffraction effects in the ultrasonic field of a piston source. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 30(7): 602-605.

Bath M. 1974. *Spectral Analysis in Geophysics*. New York: Elsevier Science Ltd.

Ekanem A M, Wei J X, Li X Y, et al. 2013. P-wave attenuation anisotropy in fractured media: A seismic physical modelling study. *Geophysical Prospecting*, 61(S1): 420-433.

Gao F, Wei J X, Xiong J L, et al. 2016. The design and manufacture of a near surface physical model. *European Association of Geoscientists & Engineers* 2016.

Hao S L, Zhao Q. 2002. Application and development of seismic model technology. *Progress in Exploration Geophysics* (in Chinese), 25(2): 34-43.

Li G H, Feng J G, Zhu G M. 2011. Quasi-P wave forward modeling in viscoelastic VTI media in frequency-space domain. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 54(1): 200-207, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.01.021.

Li Q Z. 1994. *A Systematical Analysis of High Resolution Seismic Exploration* (in Chinese). Beijing: Petroleum Industry Press. 31-40.

Lines L, Innanen K, Vasheghani F, et al. 2012. Experimental confirmation of 'Reflections on  $Q$ '. // 82nd Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts.

Seki H, Granato A, Truell R. 1956. Diffraction effects in the ultrasonic field of a piston source and their importance in the accurate measurement of attenuation. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 28(2): 230-238.

Si W P, Di B R, Wei J X. 2017. Seismic physical modeling and gas saturation prediction of partially-saturated gas sand reservoir. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 60(4): 1547-1556, doi: 10.6038/cjg20170427.

Stewart R R, Dyaun N, Omoboya B, et al. 2013. Physical modeling of anisotropic domains: ultrasonic imaging of laser-etched fractures in glass. *Geophysics*, 78(1): D11-D19.

Tang X M, Toksöz M N, Cheng C H. 1990. Elastic wave radiation and diffraction of a piston source. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 87(5): 1894-1902.

Wandler A, Evans B, Link C. 2007. AVO as a fluid indicator: a physical modeling study. *Geophysics*, 72(1): C9-C17.

Wang D X, Xin K F, Li Y M, et al. 2006. An experimental study of influence of water saturation on velocity and attenuation in sandstone under stratum condition. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 49(3): 908-914.

Wang S X, Di B R, Wei J X, et al. 2009. Physical modeling experiment and analysis of seismic response of a reservoir model filled with different fluids. // 79th Ann. Internat Mtg., Soc. Expi. Geophys.. Expanded Abstracts.

Wei J X, Di B R. 2006. Properties of materials forming the 3-D geological model in seismic physical model. *Geophysical Prospecting for Petroleum*, 45(6): 586-590.

Wiley R W, Mcknight R S, Sekharan K K. 1996. Salt canopy 3-D physical modeling project. *The Leading Edge*, 15(11): 1249-1251.

Xu W, Kaufman J J. 1993. Diffraction correction methods for insertion ultrasound attenuation estimation. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering*, 40(6): 563-570.

Yuan S Y, Wang S X, Tian N, et al. 2016. Stable inversion-based multitrace deabsorption method for spatial continuity preservation and weak signal compensation. *Geophysics*, 81(3): V199-V212.

Zemanek J, Rudnick I. 1961. Attenuation and dispersion of elastic

waves in a cylindrical bar. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 33(10): 1283-1288.

波正演模拟. 地球物理学报, 54(1): 200-207, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.01.021.

## 附中文参考文献

郝守玲, 赵群. 2002. 地震物理模型技术的应用与发展. 勘探地球物理进展, 25(2): 34-43.

李庆忠. 1994. 走向精确勘探的道路. 北京: 石油工业出版社. 31-40.

司文朋, 狄帮让, 魏建新. 2017. 部分饱和砂岩储层地震物理模拟及含气饱和度预测分析. 地球物理学报, 60(4): 1547-1556, doi: 10.6038/cjg20170427.

李桂花, 冯建国, 朱光明. 2011. 黏弹性 VTI 介质频率空间域准 p

王大兴, 辛可锋, 李幼铭等. 2006. 地层条件下砂岩含水饱和度对波速及衰减影响的实验研究. 地球物理学报, 49(3): 908-914.

(本文编辑 何燕)