

文章编号: 1001-8166(2001)03-0382-05

## 高温高压弹性波衰减的研究综述<sup>\*</sup>

岳兰秀, 谢鸿森, 周文戈

(中国科学院地球化学研究所地球动力学开放研究实验室, 贵州 贵阳 550002)

**摘要:** 阐述了弹性波衰减的研究成果, 简单介绍了频谱振幅比法和干涉测量技术的弹性波测量方法, 并分析了它们的优缺点。描述了引起弹性波衰减的原因, 主要包括岩石颗粒边界的接触方式、岩石裂隙之间的流体和高温对弹性波衰减的影响。弹性波衰减的研究对于解释岩石的物理性质和地球内部的结构具有重要的地球物理意义。

**关键词:** 高温高压; 弹性波衰减; 衰减机理

中图分类号: P594 文献标识码: A

弹性波衰减的实验研究在40年代已经开始了<sup>[1]</sup>, 经过近几十年的研究和发展, 人们已经对弹性波衰减的机制、特征、影响因素及测量方法有了基本的认识。体现岩石弹性波衰减的品质因子(Q值)是反映岩石微观性质的一个重要参数, 它主要由岩石的微观性质如岩石内部裂隙的密度、分布、结构、矿物成分、岩石孔隙度等确定。目前弹性波衰减的研究主要集中于: 干燥和饱和岩石的弹性波的衰减; 玄武岩熔体的弹性波衰减; 深海碳酸岩沉积物中弹性波衰减的各向异性; 根据岩石弹性波的速度和衰减来研究岩石的弹性特征。研究弹性波的衰减可以认识地球内部的结构, Sato等<sup>[2]</sup>通过对橄榄岩 $Q_p$ - 熔融温度的关系的研究, 认为依据弹性波的衰减资料, 岩石圈和软流圈之间没有明显的物理界线。在国内, 高温高压下实验室测量弹性波衰减的研究极为较少, 刘斌等<sup>[3]</sup>在德国做了不同围压下孔隙度不同的干燥和水饱和岩样中的纵、横波速度及衰减的研究, 施行觉等<sup>[4]</sup>研究了Q值随压力的变化规律。本文就弹性波衰减的实验研究作一综述。

### 1 弹性波衰减的实验研究方法

岩石弹性波衰减的研究, 前人已经用不同的技术在实验室中进行了大量的实验, 弹性波衰减的实

验室测量方法很多, 主要有频谱振幅比法、干涉技术测量法、准静态法、共振法等, 最常用的是频谱振幅比法和干涉技术测量法。

#### 1.1 频谱振幅比法

Toksoz等<sup>[5,6]</sup>首先利用频谱振幅比法测量了干燥和饱和岩石弹性波的衰减, 此后, Kim等<sup>[7]</sup>用同样的方法测量了深海碳酸岩沉积物中弹性波衰减的各向异性。最近几年, Kern等<sup>[8]</sup>也用此法研究了蛇纹岩和角闪岩中波速的各向异性和衰减的各向异性之间的关系。频谱振幅比法的原理就是用低衰减(高Q值)的样品作为参考样品(一般用铝), 根据实验样品和参考样品的振幅比与频率的关系来计算岩石的品质因子(Q值), 进而研究岩石弹性波衰减的原因及意义。实验时参考样品和实验样品的几何形状、样品组装及实验过程要完全相同, 且换能器与样品之间能很好地耦合, 通过频谱比消除它们的影响因素。根据地球物理资料可知, 参考样品和实验样品的透射波的振幅谱为:

$$A_1(f) = G_1(x) e^{-\alpha_1(f)} e^{i(2\pi f t - K_1 x)} \quad (1)$$

$$A_2(f) = G_2(x) e^{-\alpha_2(f)} e^{i(2\pi f t - K_2 x)}$$

其中, A 为振幅, t 为弹性波传播的时间, f 为频率, x 为样品长度, G(x) 为非指数衰减的几何因子, 包括几何扩散、反射等因素,  $K = 2\pi f / v$  为完整波形的

收稿日期: 2000-07-07; 修回日期: 2000-11-14.

\* 基金项目: 国家自然科学基金项目“上地幔物质相转变的超声测量研究”(编号: 49774235)资助。

作者简介: 岳兰秀(1972-), 女, 河北邢台人, 硕士生, 主要从事高温高压下岩石弹性波衰减的研究。E-mail: lanxiuyue@sina.com

数目,  $v$  为波速, 下标 1 和 2 分别代表参考样品和实验样品,  $\alpha(f)$  是与频率相关的衰减系数, 已有的资料表明<sup>[9,10]</sup>, 在大于 0.1~1.0 MHz 的频率范围内,  $\alpha(f)$  与频率为线性关系, 同时, Sato 等<sup>[11]</sup>也证实了这种关系。可写为:

$$\alpha(f) = \gamma f \quad (2)$$

其中,  $\gamma$  是与品质因子相关的常量:

$$Q = \pi \gamma v \quad (3)$$

则参考样品与实验样品的振幅比的对数为:

$$\ln(A_1/A_2) = (\gamma_2 - \gamma_1) f x + \ln(G_1/G_2) \quad (4)$$

式中  $x$  为样品的长度, 是一个常量,  $G_1/G_2$  是参考样品和实验样品的几何因子之比, 与频率无关。故  $\gamma_2 - \gamma_1$  可由 (4) 式的斜率求出, 如果知道参考样品的  $Q_1$  值, 即可求出  $\gamma_1$ 。因为所用参考样品的  $Q_1$  值很大, 例如铝, 根据 Zam anek 等<sup>[12]</sup>的研究, 铝的  $Q$  值在常温常压条件下为 150 000, 相对于实验样品的  $Q_2$  值来说很大, 取参考样品的  $Q_1$  是合理的, 于是  $\gamma_1 = 0$ , 则可由斜率直接求出  $\gamma_2$ , 从而由 (3) 式可求出实验样品的品质因子  $Q_2$ 。

频谱振幅比法适合于测量高衰减的岩石样品, 而对于低衰减的样品测量的精确度不高。这是因为高衰减 ( $Q < 1000$ ) 的岩石样品的品质因子很小, 而参考样品的品质因子很大, 假设其  $\gamma_1 = 0$ , 测得的  $Q$  误差小于 0.1%, 故绝对误差可以忽略。而对于低衰减 ( $Q > 1000$ ) 的岩石样品, 参考样品与实验样品的品质因子相差不大, 如果假设  $\gamma_1 = 0$ , 测量的  $Q$  值就会存在一定的误差。同时岩石样品的形状、换能器的类型、选取的波段长度等都会影响测量结果。只有通过重复做实验来提高这种方法的精确度和灵敏度。这种方法的缺点是只能测量样品的相对衰减, 而无法测量其绝对衰减, 且当岩石的弹性波频率小于 1.0 MHz 时,  $\alpha(f)$  与  $f$  的关系不一定是线性关系, 故不适合用此方法。

### 1.2 干涉技术测量法

1981 年, Katahara<sup>[13]</sup>等首先详细介绍了干涉技术测量法的理论原理和实验测量方法。此后, Sato 等<sup>[14]</sup>用这种方法测量了玄武岩熔体的弹性波衰减。1986 年 M anghnan i 等<sup>[15]</sup>用这种方法通过对玄武岩熔体的弹性波衰减的研究, 解释了岩石的化学组成和结构对弹性特征的影响。干涉测量技术的原理是利用岩石弹性波在熔体和缓冲棒的界面上的多次反射和折射, 得到熔体厚度与振幅或频率的关系曲线, 由波长求出弹性波速度, 根据弹性波振幅的减小求出弹性波的衰减 ( $Q$  值)。

整个实验过程由计算机控制, 测量过程中, 在熔体的厚度一定的条件下, 可以测出传出的弹性波振幅, 从而得到一组熔体的厚度和振幅的值。利用缓冲棒的上下移动来改变熔体的厚度, 可以得到几组不同的厚度和振幅的值。同时还可以改变弹性波的频率和温度来获得振幅与频率和温度的关系。根据弹性波进入样品和传出样品的电信号的电压值, 由衰减记录器可以直接读出质子因子 ( $Q$  值)。由于振幅曲线上两个波峰之间的距离为波长  $\lambda$  的 1/2, 又已知弹性波的频率  $f$ , 根据公式  $v = \lambda f$ , 就可求出弹性波速度  $v$ 。

干涉技术测量法适用于测量高衰减的岩石熔体的弹性波衰减。这是由于在测量过程中, 高衰减的岩石的弹性波在熔体和缓冲棒的界面上反射的次數较少, 由仪器装置造成的弹性波的能量损失较小。

测量过程中由于缓冲棒上下移动, 使缓冲棒上下不平衡而产生误差; 此外缓冲棒的表面不光滑, 也导致一部分能量损失; 缓冲棒和熔体的化学反应, 也影响测量结果。为了减小测量误差, 一般用衰减低、熔点高、不易与硅酸盐熔体发生反应的材料 (一般用钼) 作缓冲棒和坩埚, 同时缓冲棒的表面要尽量抛光, 然后把整个装置放在真空容器中, 以防止气体进入。

干涉技术测量法的优点主要是可以测量岩石弹性波的绝对衰减。使用于测量很薄的熔体的衰减, 更重要的是, 当熔体的厚度和波长可以相比较时, 弹性波发生共振, 此时测得的振幅比用其他方法测得的振幅要大; 缺点是只能测量岩石熔体的弹性波衰减, 不适合于测量部分熔融和固体岩石的弹性波衰减。

## 2 弹性波衰减的原因

弹性波在传播过程中衰减的原因很多, 主要包括颗粒边界和温度对衰减的影响。岩石的弹性波衰减的原因主要取决于岩石的内部结构和岩石所处的物理和化学条件。

### 2.1 颗粒边界对弹性波衰减的影响

岩石弹性波的衰减大部分发生在颗粒边界上, 主要表现在颗粒边界的接触方式以及颗粒边界的介质对弹性波衰减的影响。

#### 2.1.1 颗粒边界的接触方式对衰减的影响

岩石的颗粒之间存在不同的接触方式, 在颗粒的接触部位会存在一定的裂隙, 裂隙的存在影响弹性波的传播。当颗粒边界有微裂隙存在时, 岩石在一定压力作用下, 颗粒就会产生相对运动, 由于运动产生的摩擦将把部分机械能转变成热能, 引起能量耗

散;当颗粒边界接触十分紧密时,接触面咬合在一起,颗粒之间没有相对运动,机械能很容易从边界的一边传到另一边,能量损失较少,弹性波的衰减较小;如果颗粒边界之间没有接触,从裂隙的一侧传递到另一侧的机械能很少,此时弹性波的衰减很大。

压力影响颗粒边界的接触方式。当围压很低时,颗粒之间的裂隙较大,从裂隙一侧传到另一侧的能量较少,相应的弹性波衰减较大;在高围压下,大部分微裂隙已经闭合,有较多的能量从层理面的一侧传递到另一侧,因此弹性波衰减较小。刘斌等<sup>[16]</sup>在研究蛇纹岩和角闪岩中弹性波的衰减时,认为当压力大于 0.2 GPa 时,在垂直面理方向上微裂隙极易闭合,弹性波的衰减很小,在平行面理的两个方向上微裂隙虽然受围压作用也不易闭合,弹性波衰减较大。说明弹性波的衰减具有各向异性,这是由岩石的内部结构决定的。

### 2.1.2 裂隙之间的流体流动对衰减的影响

当岩石内部的裂隙中充满或部分充满流体时,由于裂隙受到应力作用而压缩,流体就会向原来由气体占据的空间流动或者由被压缩的裂隙向张开的裂隙流动,由于流体的粘滞性,当流体流动时,就会带走一部分能量,从而造成弹性波衰减。此外,流体还起潮湿和润滑裂纹表面的作用,促进滑动,同样衰减增大。流体对弹性波衰减的大小取决于流体的饱和程度、流体的种类、弹性波的频率以及岩石的孔隙度和渗透率等。刘斌等<sup>[3]</sup>在研究不同孔隙度的干燥和水饱和岩样中的纵波衰减时,得出对于相同孔隙度的岩石,水饱和可以使同体应变相关的能量损失与同剪应变相关的能量损失之比增大,干燥和水饱和和岩石之间这一比值的差别与该岩石的孔隙度正相关,其机理可能是孔隙内的流体流动。

此外,颗粒边界对弹性波的影响机制还包括颗粒边界的弛豫、颗粒边界的位错,以及裂隙中流体的散射和喷流等。

### 2.2 高温对弹性波衰减的影响

温度对弹性波的衰减有一定的作用,在高温条件下岩石易发生熔融,岩石的熔融首先发生在颗粒的边界上,从而颗粒边界上就会出现空缺,空缺的存在改变了颗粒边界的接触方式,同时熔融会产生部分熔体,熔体的加入改变了颗粒边界的流体的成分、存在方式等;在高温条件下,岩石中的矿物易发生相变,相变会影响弹性波的传播;由于以上的因素,可以说高温条件下的弹性波衰减机理是各种衰减机理总的反映。弹性波衰减的程度与空缺的浓度有关,而

空缺的浓度与温度有关,在低于熔融温度的条件下,升高温度空缺的浓度增大,衰减增大。一般来说,弹性波的衰减随温度的升高而增大。

## 3 弹性波衰减研究的应用

通过研究弹性波的衰减,可以推知地壳中岩石的结构<sup>[8]</sup>,以及熔融岩石的弹性性质和粘性特征<sup>[12,17]</sup>,并进一步通过实验室所测的岩石类型- $Q$  值的关系建立岩石圈结构。

Kern 等<sup>[8]</sup>研究了蛇纹岩和角闪岩中的弹性波衰减,认为弹性波衰减具有各向异性,这是由蛇纹岩中片状矿物的结构决定的。故根据岩石弹性波衰减的各向异性,可以大致判断岩石的结构,再结合其它条件确定其岩石内部结构。另一方面,岩石中弹性波的衰减随深度不同而变化,一般来说 $Q$  值随深度的增加而增大,如蛇纹岩中弹性波的衰减<sup>[3]</sup>,在 20 条件下,沿  $Z$  轴方向弹性波在 50 MPa 下的  $Q$  值约为 60,200 MPa 时约为 160,当压力达到 600 MPa 时, $Q$  值已达 180。同时不同的岩石即使在相同的温度和压力条件下其衰减的程度也不同,如在相同的温度和压力条件下,玄武岩中弹性波的衰减随硅和铝含量的不同而有较大差异<sup>[14]</sup>,即随硅和铝含量的增加, $Q$  值减小。所以根据深度、岩石类型与  $Q$  值的关系可以推知地球内部的岩石结构。

在高温高压条件下测出弹性波的波速  $v_p$  和品质因子  $Q_p$  的值,就可以求出熔融岩石的复合弹性模量  $M^*$ <sup>[14,15]</sup>:

$$v_p = M^* / \rho v_1 \quad (5)$$

$$Q_p = M_1 / M_2 \quad (6)$$

其中,  $\rho$  是熔体的密度,  $v_1$  是复合速度  $(M^* / \rho)^{1/2}$  的实部,  $M_1$  和  $M_2$  分别是  $M^*$  的实部和虚部,而熔体的复弹性模量  $M^*$  可由下式表示

$$M^* = \frac{[M_r + \Delta M_r i \omega \tau (1 + i \omega \tau)]}{G (\ln \tau \tau_m) d (\ln \tau \tau_m)} \quad (7)$$

其中,  $\Delta = (M_u - M_r) / M_r$

$$G(x) = \exp(-x^2 \beta^2) \beta \pi$$

$$\tau_m = \tau_0 \exp(E/kT)$$

此外,由波速和衰减值还可以求出纵向粘度  $\eta$  的值,有下式:

$$\eta = M_2 \omega \quad (8)$$

纵向粘度与体积粘度和剪切粘度存在下面的关系:

$$\eta = \eta_0 + 4\eta_3 \quad (9)$$

其中,  $M_r$  是松弛(低频)模量,  $M_u$  是非松弛(高频)模

量,  $\Delta$  是松弛距离,  $\omega$  是角频率 ( $2\pi f$ ),  $G(x)$  是分布宽度  $\beta$  的高斯分布函数,  $E$  为活化能,  $T$  为温度,  $\tau_m$  是松弛时间,  $\tau_0$  与  $\tau_m$  为阿仑尼乌斯温度关系。由于受目前的实验技术和实验水平所限, 还不能解决  $M_{\text{r}}$ 、 $M_{\text{u}}$ 、 $\beta$  与温度的关系, 故假设这些参数与频率无关。

通过以上几式, 可以求出熔融岩石的弹性系数  $\tau_{\text{r}}$ 、 $M_{\text{r}}$ 、 $M_{\text{u}}$ 、 $\tau_m$ 、 $\eta_1$ 、 $\eta_2$ 、 $\eta_3$  的值, 其中,  $\tau$  表示岩石能够恢复原形的能力, 其值越小, 说明岩石的弹性越大;  $M^*$  表示岩石受外力作用而改变的程度。故可知熔融岩石的物理性质。

#### 4 弹性波衰减的研究成果

前人在研究弹性波衰减的测量方法和衰减原因的过程中, 逐渐认识了地球内部各种岩石的弹性波的衰减特征, 主要包括岩石的品质因子 ( $Q$  值) 与温度和压力的关系, 岩石的品质因子随深度变化的关系, 以及岩石  $Q$  值的各向异性等。

经过前人的研究表明<sup>[3,4]</sup>, 岩石的  $Q$  值随压力的升高而增大(衰减减少), 不同岩石的衰减值及随压力的变化趋势不同, 这是由于岩石的类型、饱和程度、孔隙度以及所受的构造作用的不同而引起的。刘斌等<sup>[3]</sup>研究了干燥和水饱和岩石的  $Q$  值, 发现干燥岩石的  $Q$  值普遍比饱和岩石的  $Q$  值高, Johnstone 等<sup>[6,18]</sup>也得到了同样的结论。其中孔隙度不同的岩石, 其干燥时的  $Q$  值比饱和时的  $Q$  值相差也不同, 孔隙度为 0.7% 的花岗岩的干燥和饱和的  $Q$  值相差不大, 而孔隙度为 21% 的砂岩的干燥时的  $Q$  值比饱和时的  $Q$  值大一倍。

前人通过对岩石的品质因子随温度变化的关系研究发现<sup>[2,11]</sup>, 岩石的  $Q$  值随温度的升高而降低, 认为这是由于在高温条件下, 岩石内部容易发生脱水、熔融和相变的原因, 导致弹性波的衰减增大。Sato 等<sup>[2,11]</sup>研究了橄榄岩中纵波的衰减随温度的变化关系, 发现在固相线以下, 岩石的  $Q$  值随温度的升高而迅速下降, 认为这是由于颗粒边界发生部分熔融的原因。所以根据岩石的  $Q$  值随温度的变化关系可以推出岩石在高温条件下发生的变化。

由于岩石的  $Q$  值随压力和温度的不同而变化, 而地球内部的压力和温度又是深度的函数, 由此可以推出岩石的  $Q$  值随深度的变化关系。Sato 等<sup>[2]</sup>根据压力与深度的转换关系, 得出了熔融温度时的  $Q_{\text{P}}$  与深度的关系, 认为在小于 120 km 深度的条件下, 橄榄岩的  $Q_{\text{P}}$  值随深度的增大而不断地增加, 这是温度和压力及其它因素共同作用的结果。

岩石的  $Q$  值的各向异性的研究, 对于解释岩石的结构有重要的意义, Kern 等<sup>[7]</sup>测量了深海碳酸沉积岩中波速和衰减的各向异性, 刘斌等<sup>[16]</sup>测量了蛇纹岩和角闪岩中波速和衰减的各向异性, 发现在岩石的三个相互垂直的方向上, 弹性波的衰减值不同, 主要原因是各个方向上的孔隙度及其孔隙的几何形状和岩石颗粒的排列方向不同。

地球深部不同岩石的品质因子 ( $Q$  值) 的变化范围也不同, 主要由岩石的类型、结构和构造, 及所处的温度和压力等条件所决定。Kern 等<sup>[8]</sup>测量的蛇纹岩和角闪岩中的  $Q$  值, 在不同的温度和压力下, 其值都不相同, 其中蛇纹岩的  $Q_{\text{P}}$  随压力变化的范围为 60~180, 而角闪岩的  $Q_{\text{P}}$  范围为 40~280; 且它们的各向异性值也不同。这说明它们自身的结构及其所处的温压条件不同。

本文主要介绍了两种常用的弹性波衰减的测量方法, 包括频谱振幅比法和干涉测量术, 并分析了它们的优缺点。讨论了颗粒边界和温度对弹性波衰减的影响, 通过测量岩石弹性波的速度和品质因子, 推导出岩石的各种弹性系数, 以及用来推知地球内部的岩石结构和岩石的结构等。此外还介绍了前人对岩石弹性波衰减的研究成果, 包括岩石的  $Q$  值随温度、压力和深度变化的关系, 同时研究了衰减的各向异性, 这对于研究岩石弹性波衰减的应用具有很大的意义。

致谢: 本文得到中国科学院地球化学研究所高温高压实验室郭捷老师和刘永刚同志的指导, 中国科学院地球物理研究所马麦宁同志帮助查询资料, 在此一并致谢。

#### 参考文献(References):

- [1] Bom W T. Attenuation constant of earth materials[J]. *Geophysics*, 1941, 6: 132-148.
- [2] Sato H, Sacks I S, Murase T, et al.  $Q_{\text{P}}$ -melting temperature relation in peridotite at high pressure and temperature: attenuation mechanism and implications for their mechanical properties of the upper mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94(B8): 10 647-10 661.
- [3] Liu Bin, Kern H, Popp T. Velocities and attenuation of P- and S-waves in dry and wet rocks with different porosities under different confining pressures[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 1998, 41(4): 537-546. [刘斌, Kern H, Popp T. 不同围压下孔隙度不同的干燥及水饱和岩样中的纵横波速度及衰减[J]. *地球物理学报*, 1998, 41(4): 537-546.]
- [4] Shi Xingjue, Cao Wenbao. Measurement of the  $Q$  value of rocks and its variation with pressure[J]. *Progress in Geophysics*, 1993, 8(4): 192-198. [施行觉, 曹文宝. 岩石  $Q$  值的测量及随压力的变化规律[J]. *地球物理学进展*, 1993, 8(4): 192-198.]

- [5] Toksoz M N, Jackson D H, Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks I Laboratory measurements [J]. *Geophysics*, 1979, 44(4): 671-690
- [6] Johnston D H, Toksoz M N. Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1980, 85(B2): 925-936
- [7] Kim D O, Katahara K W, Manghnani M H, et al. Velocity and attenuation anisotropy in deep-sea carbonate sediments [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88(B3): 2 337-2 343.
- [8] Kern H, Liu B, Popp T. Relationship between anisotropy of P and S wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolite [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B2): 3 051-3 065
- [9] Knopff L. Q [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1964, 2: 625-660
- [10] Jackson D D, Anderson D L. Physical mechanisms of seismic wave attenuation [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1970, 8: 1-63.
- [11] Sato H, Sacks I S, Murase T, et al. Attenuation of compressional waves in peridotite measured as a function of temperature at 200 MPa [J]. *Pageoph*, 1988, 128(1 2): 433-447.
- [12] Zemanek J, Rudnick I. Attenuation and dispersion of elastic waves in a cylindrical bar [J]. *Journal of Acoustic Society of America*, 1961, 33: 1 283-1 288
- [13] Katahara K W, Rai C S, Manghnani M H, et al. An interferometric technique for measuring velocity and attenuation in molten rocks [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1981, 86(B 12): 11 779-11 786
- [14] Sato H, Manghnani M H. Ultrasonic measurements of  $V_p$  and  $Q_p$ : relaxation spectrum of complex modulus on basalt melts [J]. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 1985, 41: 18-33.
- [15] Manghnani M H, Sato H, Rai C S. Ultrasonic velocity and attenuation measurements on basalt melts to 1 500 °C: Role of composition and structure in the viscoelastic properties [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91 (B9): 9 333-9 342
- [16] Liu Bin, Ge Ningjie, Kern H, et al. Velocities and attenuation of P- and S-waves and their anisotropies in serpentinite and amphibolite under different P-T conditions [J]. *Acta Geophysica Sinica*, 1998, 41(3): 371-381 [刘斌, 葛宁洁, Kern H, 等. 不同温压条件下蛇纹岩和角闪岩中波速和衰减的各向异性[J]. *地球物理学报*, 1998, 41(3): 371-381]
- [17] Johnston D H, Toksoz M N. Thermal cracking and amplitude dependent attenuation [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1980, 85(B2): 937-942
- [18] Toksoz M N, Johnston D H, Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks I Laboratory measurements [J]. *Geophysics*, 1979, 44(4): 681-690

## OVERVIEW OF SEISMIC WAVE ATTENUATION AT HIGH TEMPERATURE AND HIGH PRESSURE

YU E L-an-xiu, XIE Hong-sen, ZHOU Wen-ge

(Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang 550002, China)

**Abstract:** An overview of seismic wave attenuation is given, including experimental method, attenuation mechanism and application of wave attenuation in Earth science. Two important experimental methods of measuring wave attenuation are introduced. The first method is spectral ratio technique. It is effective for measuring samples with high attenuation. However it has some defects. For example, it is useful for measuring samples' relative attenuation. And it can't measure absolute attenuation. The second method is interferometric technique. It surmounts the insufficiency of spectral ratio technique. It can measure samples' absolute attenuation. But it only measures attenuation of molten samples. There are many factors that control attenuation, including mechanism of grain boundary damping and influence of high temperature. The mechanism of grain boundary damping is divided into two parts that one is the contact manner of grains, the other is intercrystalline thermal currents. Moreover there are much fruit of studying attenuation, which involves the variation of  $Q$  with temperature, pressure, and depth, and the attenuation anisotropy of rocks. The investigation of attenuation is important for estimating the structure of rocks and the internal structure of the Earth. At the same time it is useful for judging the elastic properties of rocks including volume modulus, elastic coefficient and so on. So it is necessary to study wave attenuation, especially at high temperature and high pressure.

**Key words:** Seismic wave attenuation; High temperature and pressure; Attenuation mechanism.