

減衰特性解明の超音波室内実験における散乱現象の影響について

松島 潤*

要 旨

減衰特性解明を目的とした超音波室内実験においては、測定媒体の内部構造を X 線 CT や核磁気共鳴画像技術を使用することによりミクロスケール不均質性を評価し、散乱減衰を適切に評価できる技術的素地が拓かれつつある。その一方で、地震波減衰解析のための減衰モデルや解析手法がその仮定とする前提を十分検証することなく適用される例が少なくない。本論説では、まず減衰解析で一般的に用いられる、指数関数で表現される減衰モデルを詳述し、その仮定を明らかにする。さらに減衰を表現する Q 値 (1 サイクルの波が有するエネルギーとその 1 サイクルの過程で失われるエネルギーとの比) は、現象論的な量であることを指摘する。次に、減衰解析手法で最も頻繁に適用される spectral ratio 法を例にして、手法が前提している要件について詳述する。また、減衰解析の際に必要な波形切り出しによる任意性の問題なども指摘する。最後に、減衰解析における散乱減衰の影響について、いくつかの室内実験例を基に、散乱減衰の重要性とその扱い方の難しさについて指摘し、特に散乱効果が最も大きいミー散乱過程においては減衰解析の視点から散乱減衰の理論やモデルの再考の必要性があることを述べる。

キーワード : 減衰特性・超音波室内実験・ミクロスケール不均質性・散乱減衰

1. 序 論

地震波減衰は、地震波伝播に伴って生ずる波動と地球を構成する物質の相互作用により、地震波の振幅低下と周波数構成の変化を伴う物理現象である。地震波減衰を解析対象とした研究は、火山分野 (e.g., De Siena et al., 2010; Hansen et al., 2006), 石油・天然ガス分野 (e.g., Mu and Cao, 2004; Ciz et al., 2009), 二酸化炭素地中貯留モニタリング (e.g., Carcione et al., 2006; Rubino et al., 2011), メタンハイドレート探査 (e.g., Guerin and Goldberg, 2002; Matsushima, 2005; Matsushima, 2006), 土木分野 (e.g., 信岡ほか, 2011) など多様な分野で適用されている。とりわけ、観測技術の進歩により、通常の地震探査スケール (10 Hz~) から音波検層スケール (~数 10 kHz) までの広帯域にわたって P 波ならびに S 波の減衰特性が解析対象となりつつある。しかしながら、地震波速度については歴史的に見ても室内実験ならびに岩石物理学的検討が詳細に実施されてきており、

また速度解析技術も高度に確立しているため、既に様々な探査対象の実探鉱に有益な情報となっているのに対して、減衰メカニズムに関する研究は進展途上にあり、観測・解析された地震波減衰のメカニズムについては不明瞭な場合や議論の余地がある場合が多い。地震波減衰は、一般的に内部減衰と散乱減衰に分けられる。内部減衰は、媒質内の波動伝播に伴う弾性エネルギーが媒質内部で熱エネルギーに変換することによる弾性エネルギーの減衰を表し、散乱減衰は、媒質の音響インピーダンスの不均質性によって波動場が散乱される (弾性エネルギーが空間的に散逸しまう) ことにより、直達波の弾性エネルギーが見掛け上減衰する場合を意味する。従って、媒質の物性情報の特徴付けるためには内部減衰が重要であり (e.g., Matsushima et al., 2011), 媒質の不均質性を評価するためには散乱減衰が重要となる (e.g., Lacombe et al., 2003)。

内部減衰のメカニズムとしては、粒子間の湿性 (Johnston et al., 1979), 粘性による剪断緩和 (Walsh,

2011 年 10 月 31 日原稿受付; 2011 年 12 月 19 日受理

*東京大学大学院工学系研究科

〒113-8656 東京都文京区本郷 7-3-1

1969), 粒子同士の摩擦 (Walsh, 1966), 孔隙弾性媒体における固体と粘性流体と間での摩擦 (Biot, 1956) 等, 様々な減衰原因が指摘されている。これらは, 粘弾性学に基づくものと孔隙弾性学に基づくものに概ね分けられる。粘弾性学に基づいて減衰を研究するアプローチはレオロジーモデルを用いた検討が行われている (e.g., O'Connell and Budiansky, 1978; Qaisar, 1989)。一方, 孔隙弾性学に基づいた研究においては, 多くの研究者は固体と流体との相互作用による減衰メカニズムに着目している (e.g., Spetzler and Anderson, 1968; Toksöz et al., 1979; Gao et al., 1993; Assefa et al., 1999; Kumar et al., 2003; Prasad and Dvorkin, 2004; Priest et al., 2006; Matsushima et al., 2008; Adam et al., 2009)。Batzle et al. (2005)は孔隙媒体での減衰メカニズムにおいては, 流体の挙動が最も重要であることを指摘している。このように減衰特性と流体の挙動が関連性を持ち得るため, 減衰特性から水理特性を導出できることが期待できる (e.g., Pride, 2005)。

一方, 地震波の散乱現象については, 不均質性媒体における波動伝播の理解という観点から, 理論的研究 (Sato and Fehler, 1997; Müller and Shapiro, 2001; Müller et al., 2002), 地質学的研究 (Karson et al., 1984; Holliger and Levander, 1992), 観測データによる研究 (Shiomi et al., 1997), 数値シミュレーション的研究 (Frankel and Clayton, 1986; Hoshiba, 2000), 室内実験的研究 (Nishizawa et al., 1997; Sivaji et al., 2001) など様々な研究がされている。散乱現象に関しては, 主として自然地震学の分野で精力的に研究がなされ, 散乱現象が地震探査に及ぼす影響について研究した例は必ずしも多くない (Gibson and Levander, 1988; Gibson and Levander, 1990; Levander and Gibson, 1991; Emmerich et al., 1993; Sick et al., 2003; Matsushima and Nishizawa, 2010a; Matsushima and Nishizawa, 2010b)。一方, 地震波減衰測定を目的とした超音波室内実験においては, 散乱現象を考慮した例はいくつか散見される程度である (Scales and van Wijk, 1999; Hackert and Parra, 2003; van Wijk and Levshin, 2004; Matsushima et al., 2011)。Hackert and Parra (2003)は炭酸塩岩コア中に存在する空隙を3次元X線CTによりイメージングすることにより, 当該コアの3次元モデルを構築した。さらに, そのモデルに対して散乱理論や3次元の弾性波伝播数値シミュレーションを実施することにより散乱減衰効果を評価した。Matsushima et al. (2011)は, 塩水の凍結過程により生ずる固液共存系に対して, 核磁気共鳴画像法 (MRI: Magnetic Resonance Imaging) を適用することにより, 2次元的な固液分布をイメージングし, 音響波動伝播数値シミュレーションを実施することにより散乱減衰効果を評価した。また,

散乱減衰に限らず測定媒体の内部構造と測定波動記録との関連性を追究する研究もいくつか存在する (Cadoret et al., 1995; Cadoret et al., 1998; Monsen and Johnstad, 2005; Toms-Stewart et al., 2009)。このように測定媒体の内部構造をX線CTや核磁気共鳴画像技術を使用することによりミクロスケール不均質性を評価し, 散乱現象の効果を考慮する流れが萌芽しつつあり, このような研究領域が進展していけば, 散乱現象を考慮した実データの解析・解釈へ貢献できることが期待される。

本論説では, 減衰特性解明を目的とした超音波室内実験において, 散乱減衰を評価するための減衰モデルや減衰解析手法の仮定を明確にした上で, 散乱現象が減衰解析に及ぼす影響について考察し, それらを踏まえて今後の展望について述べる。

2. 減衰モデル

地下を構成する媒体中を地震波が伝播する際に, 低周波数成分に比べて高周波数成分がより減衰することにより波形が間延びする現象 (low-pass filter 効果) は, 我々が経験する一般的な観測事実である (e.g., Ricker, 1953; McDonal et al., 1958)。このような現象は, 例えば以下の(1)式のような1次元の質点・バネ系の振動における微分方程式 (x は変位, m は質量, k はバネ定数) では, (2)式のような単振動の解となり表現できない。

$$m \frac{d^2x}{dt^2} = -kx \quad (1)$$

$$x = A \cos \sqrt{\frac{k}{m}} t + B \sin \sqrt{\frac{k}{m}} t \quad (A, B \text{ は定数}) \quad (2)$$

そこで, 速度に比例して抵抗力が生ずる (すなわち高周波数に対してより大きな抵抗力が生ずる) ダッシュポット (c を減衰係数) を考慮に入れた(3)式を考える。

$$m \frac{d^2x}{dt^2} = -kx - c \frac{dx}{dt} \quad (3)$$

(3)式の解は, 以下になる。

$$x = e^{-\frac{c}{2m}t} \left(A \cos \sqrt{\frac{k}{m}(1-h^2)} t + B \sin \sqrt{\frac{k}{m}(1-h^2)} t \right) \quad (4)$$

(4)式において $h = \frac{c}{2\sqrt{mk}}$ は減衰定数と呼ばれるもので,

$h < 1$ の場合に減衰振動が生じる。

(4)式右辺の指数関数 $e^{-\frac{c}{2m}t}$ に支配される減衰振動となる。

ここで, $Q = \frac{2\sqrt{km}}{c}$ と定義する。なお周波数 f は $\sqrt{\frac{k}{m}}$ であ

る。以上より $e^{-\frac{c}{2m}t} = e^{-\frac{\pi f}{Q}t}$ と式変形できる。ここからは、Aki and Richards (1980)の手法を参考にしつつ説明する。まず、 $\exp(x) = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 + \frac{x}{n}\right)^n$ の関係式により、以下の(5)式を得る。

$$e^{-\frac{\pi f}{Q}t} = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{\pi f}{nQ}t\right)^n \quad (5)$$

(5)式において、 $t = \frac{n}{f}$ とおけば、以下の(6)式を得る。

$$e^{-\frac{\pi f}{Q}t} = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{\pi f}{nQ}t\right)^n = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{\pi}{Q}\right)^{nf} \quad (6)$$

(6)式は、一連の時刻 $t=1/f, 2/f, 3/f, \dots$ に対して $\frac{\pi}{Q}$ ずつ振幅が減少することを意味する。従って、以下の関係式が導出できる。

$$\frac{\pi}{Q} = \frac{\Delta A}{A} \quad (7)$$

(7)式において、 A は最大振幅、 ΔA は失われる振幅である。(6)式は振幅の減少に関する記述であるので、エネルギー E の減少に関する記述にするためには、(6)式の左辺を2乗することにより、以下の関係式を得る

$$E \propto \left(e^{-\frac{\pi f}{Q}t}\right)^2 = e^{-\frac{2\pi f}{Q}t} = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{2\pi f}{nQ}t\right)^n = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right)^{nf} \quad (8)$$

(7)式を導いた方法と同様に以下の関係式を得ることができる。

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E} \quad (9)$$

(9)式をさらに変形して、以下を得る。

$$\frac{1}{Q} = \frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (10)$$

(10)式は、減衰の説明がされる際に必ず出てくる基本式であり、右辺は1サイクルの波が有するエネルギー E と、1サイクルの過程で失われるエネルギー ΔE の比を表現し、左辺の変数 Q は上記で定義されたものであり、 Q (Quality factor) 値と呼ばれ、減衰を表現する物理量とされる。(10)式は多くの論文で利用される基本式であるが、その導出が示され、その意味が適切に述べられることは非常に少ない。まず、上記のように導出された Q 値については基本的には物理量として分類されるが、単位が無次元である現象論的な量であることが上記の展開により理解することができる。また、 Q 値自体の用語や概念も電気回路分野からの流用である (O'Connell and Budiansky, 1978)。

(6)式の左辺の $e^{-\frac{\pi f}{Q}t}$ は時間的減衰を表現しており、 $t = \frac{x}{v}$ により時間と空間を接続することにより (x は距離、 v は速度)、以下を得る。

$$e^{-\frac{\pi f}{Qv}x} = e^{-\alpha x} \quad (11)$$

(11)式は、空間的減衰を表現するものであり、減衰媒体中を伝播する波動は指数関数的に振幅が減少し、高周波数ほど減衰が大きいという low-pass filter 効果を表現することになる。ちなみに(11)式の α は減衰係数と呼ばれる。

Q 値は本来周波数に依存する物理量であり、バネとダッシュポットから構成される様々なレオロジーモデルにより様々な Q 値を表現することができる (e.g., O'Connell and Budiansky, 1978; Qaisar, 1989)。その一方で、 Q 値は周波数に依存しないという観測結果も存在する (e.g., McDonal et al., 1958)。 Q 値が周波数依存しない物理的理由の一つとしては、粘性摩擦とクーロン摩擦の違いが考えられる (Born, 1941)。粘性摩擦は前述のダッシュポットのように速度に比例して抵抗力の生ずる (すなわち高周波数に対してより大きな抵抗力が生ずる) 性質のものであるが、固体同士の摩擦であるクーロン摩擦は速度に依存しない (すなわち周波数に依存しない) 性質を持つ。

3. 超音波伝播実験データにおける減衰解析

室内実験の方法としては、超音波伝播法、共振法、動的応力-ひずみ法などがある。本稿では、最も一般的な超音波伝播法を利用した減衰特性解析について述べる。圧電素子から励起された超音波が媒体内を伝播し同様の圧電素子で受振することが一般的な超音波伝播法の原理である。この場合に測定される記録 (振幅スペクトル) $D(x, f)$ は以下の(12)式で表現することができる (x は伝播距離、 f は周波数をそれぞれ示す)。

$$D(x, f) = S(f) \cdot C_S(x, f) \cdot R(f) \cdot C_R(x, f) \cdot G(x, f) \cdot e^{-\frac{\pi f}{Qv}x} \quad (12)$$

(12)式において、 $S(f)$ と $R(f)$ はそれぞれ発振器と受振器の特性 (厳密には圧電素子部分における振動源あるいは振動受振特性を指し、電気信号への変換あるいはその逆の特性、電気信号伝達特性は含まれていない)、 $C_S(x, f)$ と $C_R(x, f)$ はそれぞれ発振器、受振器と媒体とのカップリング特性、 $G(x, f)$ は幾何学的発散、 $e^{-\frac{\pi f}{Qv}x}$ は減衰項である。

既存の減衰解析手法としては、spectral ratio 法 (Gladwin and Stacey, 1974)、amplitude-decay 法

(Badri and Mooney, 1987), risetime 法 (Gladwin and Stacey, 1974), centroid frequency shift 法 (Quan and Harris, 1997), wavelet modeling 法 (Jannsen et al., 1985), inversion 法 (Amundsen and Rune, 1994) など多数存在する。この中で spectral ratio 法が広く適用されている方法であるので、この方法に基づいて説明する。

いま、伝播方向が同一で伝播距離が異なる 2 種類 ($x_1 < x_2$) の記録があるとすると、それぞれの伝播距離を(12)式に挿入すると以下の 2 つの式を得る。

$$D(x_1, f) = S(f) \cdot C_s(x_1, f) \cdot R(f) \cdot C_r(x_1, f) \cdot G(x_1, f) \cdot e^{-\frac{\pi f}{Q} x_1} \quad (13)$$

$$D(x_2, f) = S(f) \cdot C_s(x_2, f) \cdot R(f) \cdot C_r(x_2, f) \cdot G(x_2, f) \cdot e^{-\frac{\pi f}{Q} x_2} \quad (14)$$

(14)式を(13)式で除算して以下を得る。

$$\frac{D(x_2, f)}{D(x_1, f)} = \frac{C_s(x_2, f) \cdot C_r(x_2, f) \cdot G(x_2, f)}{C_s(x_1, f) \cdot C_r(x_1, f) \cdot G(x_1, f)} \cdot e^{-\frac{\pi f}{Q}(x_2 - x_1)} \quad (15)$$

ここでは、発振ならびに受振で使用している圧電素子の特性は一定であると仮定すると、互いに打ち消しあうことができる。さらに(15)式の両辺の対数を取り、以下を得る。

$$\log\left(\frac{D(x_2, f)}{D(x_1, f)}\right) = \log\left(\frac{C_s(x_2, f) \cdot C_r(x_2, f) \cdot G(x_2, f)}{C_s(x_1, f) \cdot C_r(x_1, f) \cdot G(x_1, f)}\right) - \frac{\pi f}{Q}(x_2 - x_1) \quad (16)$$

(16)式右辺の第 1 項が周波数に依存しない定数項であると仮定し、異なる伝播距離における走時差は

$$\Delta t = \frac{(x_2 - x_1)}{v}$$

$$\log\left(\frac{D(x_2, f)}{D(x_1, f)}\right) = -\frac{\pi f}{Q} \Delta t + const. \quad (17)$$

(17)式より、伝播距離が異なる 2 種類の記録の振幅スペクトルの比の対数を縦軸にとり、周波数 f を横軸にとることによりプロットされる点列に対して直線近似した際の直線の傾きから Q 値が求められる。Fig. 1 は超音波室内実験において得られた振幅スペクトル比のプロットの例を示す。当該超音波室内実験データは、Matsushima et al. (2008)によって取得されたデータであり、塩水の凍結過程で生成される固液共存系において 20°C から -15°C までの温度範囲で伝播特性が調べられた。伝播距離としては、2 cm, 3 cm, 4 cm, 5 cm, 6 cm の 5 種類取得されており、Fig. 1 では、これらの異なる伝播距離を用いて 6 種類のペア (図中の番号 1 から 6 番) における振幅スペクトル比が示されている。なお、Fig. 1(a)から(c)はそれぞれ -5°C , -9°C , -15°C の場合の結果である。それぞれの温度において、多少ばらつきが見られるものの、概ね等しい傾きを有していることがわかる (なお、温度低下に伴って固液共存系における固体成分が増えることにより減衰は低くなるため、温度低下に伴って傾きは緩やかになる)。しかし、それぞれのプロット曲線同士の縦軸方向の位置にばらつきが見られる。また、温度が低くなるに従って、そのばらつきが小さくなっており、さらに全体の値が上昇していることがわかる。縦軸方向における位置は、(16)式右辺の第 1 項に関連する量である。温度低下に伴って固液共存系における固体成分が増えるため、発振・受振器と固液共存系との間のカップリングが良好になり、結果としてそれぞれの発振・受振器間でのカップリング効果が均一になると解釈することができる。

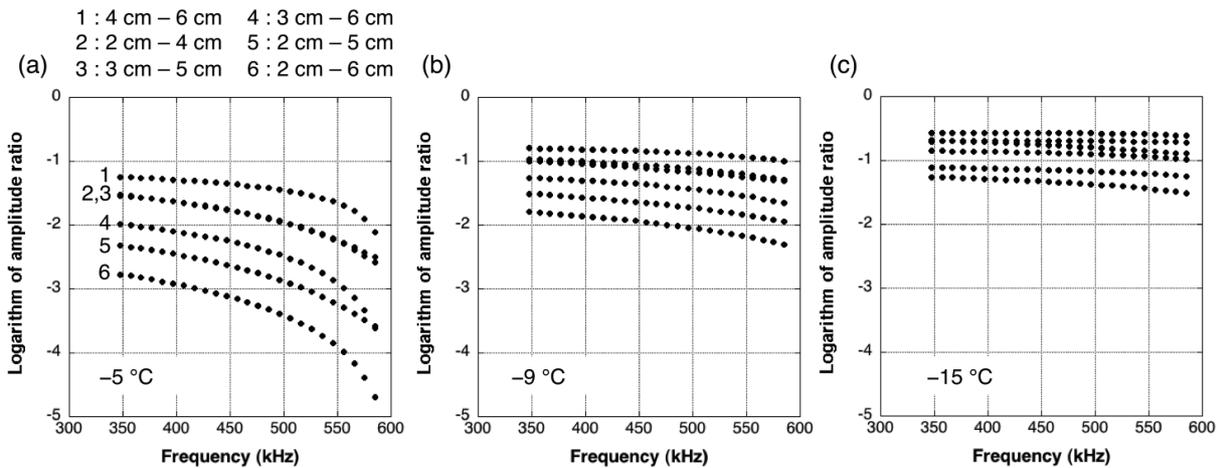


Fig. 1. Spectral amplitude ratios versus frequency as a function of two source-receiver separations at different temperatures for extracted first-arrival waveforms: (a) -5°C , (b) -9°C , and (c) -15°C .

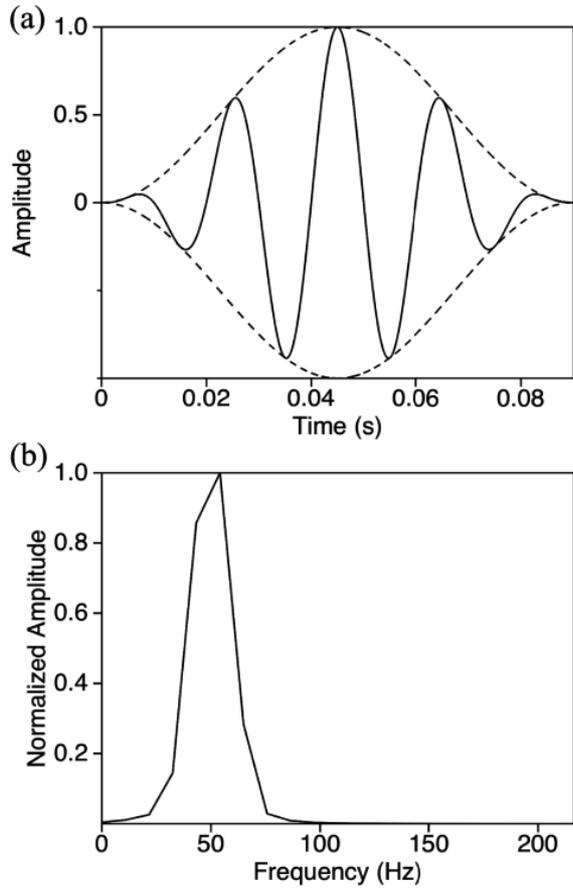


Fig. 2. (a) Sinusoidal wave is extracted by two different types of the Hanning windows. (b) The extracted wave is transformed in to frequency domain by Fourier transform. The resulting spectrum is not like spike but distribution.

なお、振幅スペクトルを求める際には、測定データから波形の一部（初動波形部分）を切り出したものに対してフーリエ変換を適用することが一般的である。しかしながら、この場合、Fig. 2 に示すような spectral leakage 現象により、減衰解析結果が初動波形の切り出し方に依存する。Fig. 2 において、単一周波数を有する正弦波をハニング窓を使用して切り取り、フーリエ変換すると本来の周波数以外の周波数が生じてしまっていることがわかる。この周波数の出現が周波数情報を利用する解析に影響を及ぼす。また、窓関数の種類の他に窓関数の長さも影響する。Matsushima et al. (2008)はこのような減衰解析結果の窓関数依存性を認識し、異なる波形の切り出し方を適用することにより減衰解析を行っている。一方、Matsushima et al. (2009)はスイープ波形を用いることにより、このような波形切り出しによる任意性が無い手法を提案している。スイープ型波形の一般的な処理方法は、観測波形において入力波形と相関処理させ、

スイープ波形をインパルス型（クラウダー波形）に変換し、その後はインパルス型波形として処理するものである。このような相関処理を施さず、スイープ波形のまま利用して媒質速度の減衰特性を抽出する方法である。

4. 散乱現象の影響

前述した通り、地震波減衰は、内部減衰 $Q_{Intrinsic}^{-1}$ と散乱減衰に便宜上区別されるが、実際の減衰測定においては、両者の総和 Q_{Total}^{-1} を測定していることになる。

$$Q_{Total}^{-1} = Q_{Intrinsic}^{-1} + Q_{Scattering}^{-1} \quad (18)$$

従って、内部減衰のみを抽出したい場合は、別途散乱減衰を見積り、差し引く必要がある。しかし、室内実験において、散乱減衰分の見積りを行っている例は極めて少なく、Hackert and Parra (2003) や Matsushima et al. (2011)など数例である。

散乱現象は、波長と不均質性の大きさとの関係に依存する現象である。Wu and Aki (1988)は空間波数 k と不均質性の特徴的な大きさ a との積 ka により、散乱現象を以下の4つに分類した。

- (1) $ka < 0.01$ のとき 準均質媒体 (quasi-homogeneous regime) :
波長が不均質性のサイズに比べて十分大きい場合であり、不均質性が無視できるため、等価均質媒体として扱える。
 - (2) $0.01 < ka < 0.1$ のとき レイリー散乱過程 (Rayleigh scattering regime) :
散乱効果がボルン近似 (1次散乱仮定) として扱えることができる。すなわち現象として弱散乱過程を仮定している。
 - (3) $0.1 < ka < 10$ のとき ミー散乱過程 (Mie scattering regime) :
不均質性のサイズが波長と同程度な場合であり、散乱効果が最も重要になる。
 - (4) $ka > 10$ のとき 前方散乱過程 (forward scattering regime) :
波長が不均質性サイズに比べて十分小さい場合であり、波線理論が適用可能になる。
- (18)式の成立を仮定すると、減衰項は以下の関係になる。

$$e^{-\frac{\pi f}{Q_{total} v} x} = e^{-\frac{\pi f}{(Q_{intrinsic} + Q_{scattering}) v} x} = e^{-\frac{\pi f}{Q_{intrinsic} v} x} \cdot e^{-\frac{\pi f}{Q_{scattering} v} x} \quad (19)$$

さらに(17)式は以下のようになる。

$$\log \left(\frac{D(x2, f)}{D(x1, f)} \right) = -\frac{\pi f}{Q_{total}} \Delta t + const. = -\frac{\pi f}{Q_{intrinsic}} \Delta t - \frac{\pi f}{Q_{scattering}} \Delta t + const. \quad (20)$$

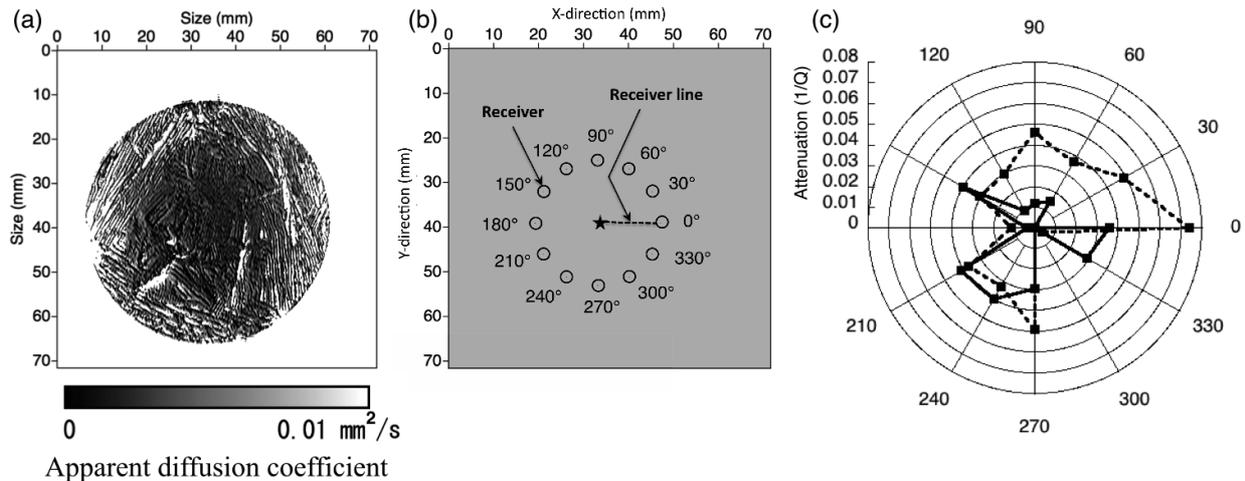


Fig. 3. (a) Two-dimensional MR images of the ice-brine coexisting system at $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, (b) Positions of the source and receiver in the numerical simulation. Star indicates the source position at the center of the MR image, whereas the open circle with a 14-mm radius denotes the location of 12 different receivers equally spaced every 30° . The receiver line represents the 100 aligned receivers in the direction of 0° , (c) Attenuation estimates in a frequency range of 350-600 kHz (solid line) and 200-400 kHz (dotted line).

(19)式ならびに(20)式は、散乱減衰と内部減衰とを独立して減衰解析を行えることを表している。ただし、ここで注意しなければいけないのは、散乱減衰過程が(11)式で示した指数関数で表現されるのかを評価する必要がある。

Matsushima et al. (2011)は、Matsushima et al. (2008)が行った固液共存系での減衰解析に含まれる散乱減衰分を見積もるために MRI 測定を行うことにより、固液共存系におけるミリスケールでの不均質性を解明し、最終的に波動シミュレーションにより散乱減衰 (P 波) を求めた。MRI 測定例を Fig. 3(a)に示す。Fig. 3(a)において白色が液体部分 (水)、黒色が固体部分 (氷)、その間は線形で補間した状態であると仮定している。Matsushima et al. (2011)は、まず不均質性の評価として、前述の ka を自己相関関数の形状により求めたところ、上述のミー散乱過程に該当することを見出した。さらに 2次元音響波動方程式による差分シミュレーションを行い、散乱減衰を評価した。Fig. 3(b)は、差分シミュレーションにおける発振と受振位置を示しており、発振点を中心とする 14 mm の円上に 30 度毎に 12 点の受振点が配置されている。震源波形には、中心周波数 500 kHz のリックマン波形を使用し媒体内で等方的に発振し、また 2次元でのシミュレーションであるため点震源ではなく線震源となっている。Matsushima et al. (2011)が周波数領域 350-600 kHz で行った減衰解析結果を Fig. 3(c)の実線で示す (なお、負の減衰結果はゼロに置き換えられている)。Fig. 3(c) の実線において、減衰結果の方向

依存性が確認できる。

Fig. 3(b)において、「receiver line」と表示した部分は、発振点から 0 度方向に向かって 100 点の受振点を直線に配列する箇所を示す。Fig. 4 は、100 点の受振点で観測された数値記録のうち初動波形部分を切り出しフーリエ変換し、異なる 6 種類の周波数 (180, 270, 360, 450, 540, 630 kHz) での幾何学的発散補正後 (幾何学的発散は距離の 2 乗根の逆数で生じると仮定) の振幅スペクトル変動 (図中の黒点) を示している。なお、2 次元音響波動方程式の差分シミュレーションにおける各種計算パラメータや波形の切り出し方法などはすべて Matsushima et al. (2011)と同様である。減衰解析を行う際には、Fig. 4 に示した振幅の変動が(11)式で示したように指数関数的に減少する必要がある。しかしながら、Fig. 4 の各図の点線で示した曲線 (黒点群を指数関数で近似した曲線) は、低い相関係数 (各図の回帰式表示欄の R) となっている。Fig. 4 に示した振幅変動のばらつきの原因は、Fig. 5 に示した散乱効果によるものであると考察できる。発振点から励起された波が伝播していき、いくつかの散乱体を通る際には、高周波数成分が散乱されることにより、伝播距離に従って初動波形の周波数分布は低周波数側に移動することになれば、(11)式に基づいた減衰現象になることが期待される。しかし、Fig. 5 に示すように、散乱された波が初動波形に重畳し、結果として特定周波数の振幅を強調あるいは抑制することがあり得る。このような現象は、負の減衰結果の原因にもなるし、Fig. 4 が示すように強い周波数依存性を有する原因にもなる。

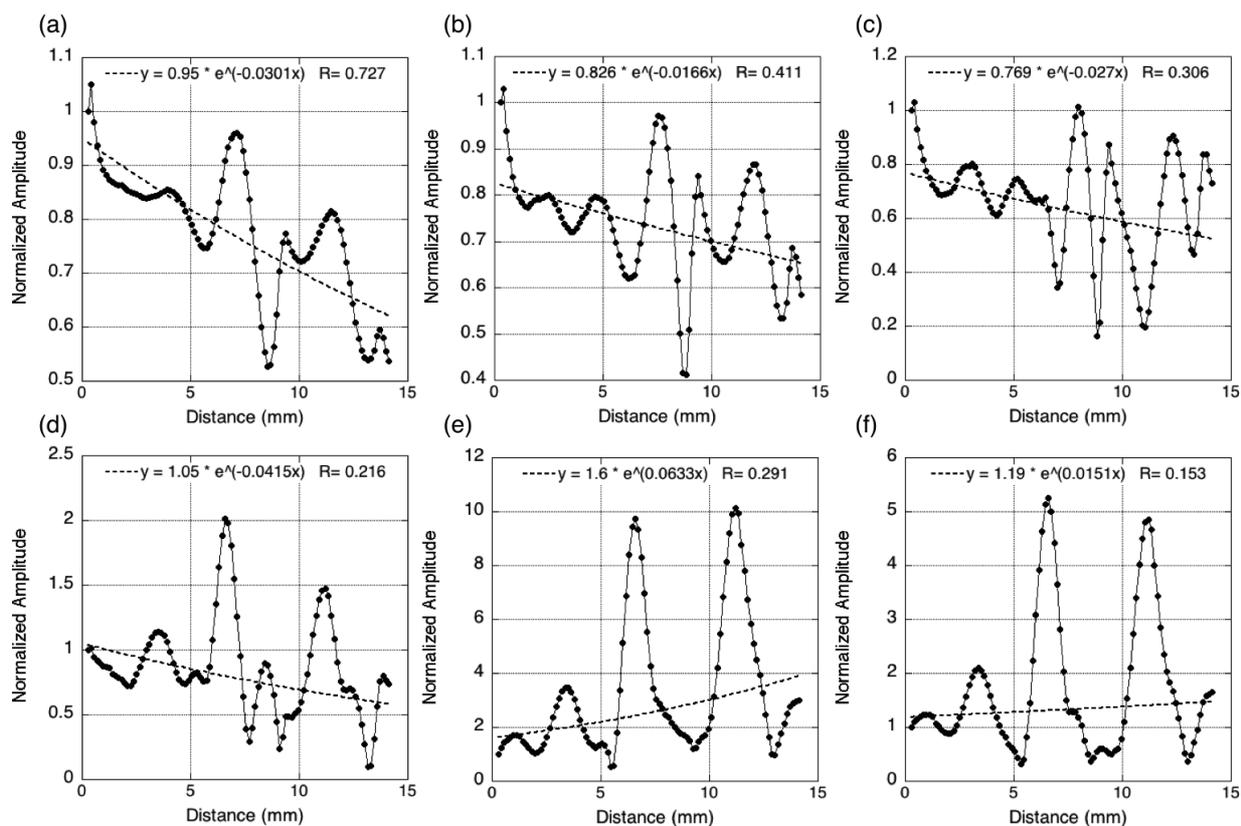


Fig. 4. Variations of normalized amplitude after geometrical correction with increasing wave propagation distance at different frequencies: (a) 180 kHz, (b) 270 kHz, (c) 360 kHz, (d) 450 kHz, (e) 540 kHz, and (f) 630 kHz.

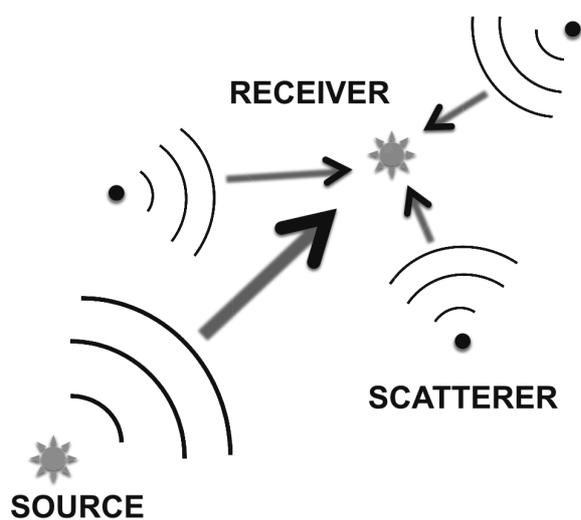


Fig. 5. Illustration of the superposition of higher frequency scattered waves on direct arrivals.

Fig. 3(c)の実線は、Matsushima et al. (2011)が周波数領域 350-600 kHz で行った減衰解析結果を示しており、さらに周波数領域 200-400 kHz で行った減衰解析結果を Fig. 3(c)の点線で示す。予想した通り、周波数領域の選定により減衰結果が大きく異なることがわかる。いずれにしても、ここで重要なことは、Matsushima et al. (2011)が行った散乱減衰評価において、散乱減衰自体が指数関数で表現できておらず、仮定している減衰モデルと異なってしまっているため、適切な減衰評価になっていない可能性がある。Fig. 4 が示すように、今回のケースでは特に周波数が高い成分での重畳効果により顕著であることがわかる。すなわち、(11)式を用いて散乱減衰評価を行う際には、不均質媒体における散乱現象過程が単純な low-pass filter 効果を呈する必要がある、これは上述の散乱過程の分類で言えば、ミー散乱過程以外である必要がある。Hackert and Parra (2003)は、弱散乱過程を表現する Rytov-Bourret 近似 (Müller and Shapiro, 2001; Müller et al., 2002) を使用して実験結果を解釈しているが、この仮定が正しいかの検証が必要であろう。いずれにしても、ミー散乱の場合での散乱減衰評価については、減衰モデルの再考から行う必要がある。

5. 結論

本論説では、まず地震探査における減衰解析で一般的に用いられる、指数関数で表現される減衰モデルについて詳述した。解析を行う際において仮定しているモデルの背景を理解しておくことは必要であるが、機械的にモデルが適用される場合が少なくない。さらに減衰を表現する Q 値について、現象論的な量であることを指摘した。次に、減衰解析手法で最も頻繁に適用される spectral ratio 法を例にして、手法が前提している背景について詳述した。また spectral leakage 現象に起因した波形切り出しによる減衰結果の任意性の問題なども指摘した。手法が仮定していることを十分理解しておく必要があるが、モデル適用の場合と同様で、機械的に手法が適用される場合が少なくない。最後に、減衰解析における散乱減衰の影響についていくつかの室内実験例を基に、散乱減衰の重要性とその扱い方の難しさについて指摘した。試験媒体のミクロスケール不均質性を評価する手法は近年進展してきており、散乱減衰を適切に評価できる技術的素地が拓かれてきつつあるが、特に散乱過程がミー散乱の場合においては、減衰解析の視点から散乱減衰の理論やモデルについての再考は、今後の重要な研究テーマとなる。

謝辞

本研究の一部は、科学研究費若手 A (課題番号 18686073) と科学研究費基盤研究 B (課題番号 21360445) ならびに石油天然ガス・金属鉱物資源機構・東京大学共同研究「石油・天然ガス開発・探鉱のフロンティア分野における先導的研究」の補助を受けて実施されました。匿名の査読者には有益なご指摘、修正意見をいただき、本論説の改善に大いに役立ちました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- Adam, L., M. Batzle, K. T. Lewallen, and K. van Wijk (2009): Seismic wave attenuation in carbonates, *J. Geophys. Res.*, **114**, B06208, doi:10.1029/2008JB005890.
- Aki, K. and Richards, P.G. (1980): *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Amundsen, L., and M. Rune (1994): Estimation of phase velocities and Q -factors from zero-offset, vertical seismic profile data, *Geophysics*, **59**, 500-517.
- Badri, M., and H. M. Moony (1987): Q measurements from compressional seismic waves in unconsolidated sediments, *Geophysics*, **52**, 772-778.
- Batzle, M., R. Hofmann, M. Prasad, G. Kumar, L. Duranti, and D.-H. Han (2005): Seismic attenuation: Observations and mechanisms: *75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 1565-1568.
- Born, W. T. (1941): The attenuation constant of earth materials: *Geophysics*, **6**, 132-148.
- Cadoret, T., D. Marion, and B. Zinszner B (1995): Influence of frequency and fluid distribution on elastic wave velocities in partially saturated limestones: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 9789-9803.
- Cadoret, T., G. Mavko, and B. Zinszner (1998): Fluid distribution effect on sonic attenuation in partially saturated limestones, *Geophysics*, **63**, 154-160.
- Carcione, J. M., S. Picotti, D. Gei, and G. Rossi (2006): Physics and seismic modeling for monitoring CO₂ storage, *Pure and Applied Geophysics*, **163**, 175-207.
- Ciz, R., Saenger, E.H., Gurevich, B., Shapiro, S.A. (2009): Temperature-dependent poroelastic and viscoelastic effects on microscale — modeling of seismic reflections in heavy oil reservoirs. *Geophysical Journal International*, **176**, 822-832.
- De Siena, L., E. Del Pezzo, and F. Bianco (2010): Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: Evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems, *Journal of Geophysical Research*, **115**, B09312, doi:10.1029/2009JB006938.
- Emmerich, H., Zwieli, J., and Müller, G. (1993): Migration of synthetic seismograms for crustal structures with random heterogeneities, *Geophysical Journal International*, **113**, 225-238.
- Frankel, A., and Clayton, R. (1986): Finite difference simulations of seismic scattering: Implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, **91**, 6465-6489.
- Gao, L. S., J. P. Poirier, and K. Aki (1993): Attenuation due to partial melting: An experimental study on a model system, using the lab coda method: *Journal of Geophysical Research*, **98**, 1853-1860, doi: 10.1029/92JB02296.
- Gibson, B. S., and Levander, A. R. (1988): Modeling and processing of scattered waves in seismic reflection surveys, *Geophysics*, **53**, 466-478.
- Gibson, B. S., and Levander, A. R. (1990): Apparent layering in common-midpoint stacked images of two-dimensionally heterogeneous targets, *Geophysics*, **55**, 1466-1477.
- Gladwin, M. T., and F. D. Stacey (1974): Anelastic degradation of acoustic pulses in rocks, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **8**, 332-336.
- Guerin, G., and D. Goldberg (2002): Sonic waveform attenuation in gas hydrate-bearing sediments from the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada, *Journal of Geophysical Research*, **107**, No. B5, EPM1.
- Hackert, C. L. and Parra, J. O. (2003): Estimating scattering attenuation from vugs or karsts, *Geophysics*, **68**, 1182-1188.
- Hansen, S., Thurber, C.H., Mandernach, M., Haslinger, F. & Doran, C. (2004): Seismic velocity and attenuation structure of the East Rift Zone and South Flank of Kilauea Volcano, Hawaii, *Bulletin of Seismological Society of America*, **94**, 1430-1440.
- Holliger, K., and Levander, A. R. (1992): A stochastic view of lower crustal fabric based on evidence from the Ivrea zone, *Geophysical Research Letters*, **19**, 1153-1156.
- Hoshiya, M. (2000): Large fluctuation of wave amplitude produced by small fluctuation of velocity structure, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **120**, 201-217.
- Jannsen, D., J. Voss, and F. Theilen (1985): Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms, *Geophysical Prospecting*, **33**, 479-497.
- Johnston, D. H., M. N. Toksöz, and A. Timur (1979): Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, II: Mechanisms: *Geophysics*, **44**, 691-711.
- Karson, J. A., Collins, J. A., and Casey, J. F. (1984): Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite complex, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6126-6138.
- Lacombe, C., Campillo, M., Paul, A. & Margerin, L. (2003): Separation of intrinsic absorption and scattering attenuation from Lg coda decay in central France using acoustic radiative transfer theory, *Geophysical Journal International*, **154**, 417-425.
- Levander, A. R. and Gibson, B.S. (1991): Wide-angle seismic reflections from two-dimensional random target zones, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 10,251-10,260.
- Matsushima, J. (2005): Attenuation measurements from sonic waveform logs in methane hydrate-bearing sediments at the Nankai Trough exploratory well off Tokai, central Japan, *Geophysical*

- Research Letters*, **32**, L03306, doi:10.1029/2004GL021786. (Correction, *Geophysical Research Letters*, **33**, L02305, doi:10.1029/2005GL024466, 2006.)
- Matsushima, J. (2006): Seismic wave attenuation in methane hydrate-bearing sediments: Vertical seismic profiling data from the Nankai Trough exploratory well, offshore Tokai, central Japan, *Journal of Geophysical Research*, **111**, B10101, doi:10.1029/2005JB004031.
- Matsushima, J., Suzuki, M., Kato, Y., Nibe, T., and Rokugawa, S. (2008): Laboratory experiments on compressional ultrasonic wave attenuation in partially frozen brines, *Geophysics*, **73**, N9-N18 (doi:10.1190/1.2827214).
- Matsushima, J., Suzuki, M., Kato, Y., and Rokugawa, S. (2009): Laboratory measurements of ultrasonic P-wave attenuation in partially frozen brines by using sweep signals, *Expanded abstracts of 79th Ann. Internat. Mtg.: Soc. of Expl. Geophys.* 2144-2148.
- Matsushima, J. and Nishizawa, O. (2010a): Effect of Spatial Sampling on Time-lapse Seismic Monitoring in Random Heterogeneous Media. In: Junzo Kasahara, Valeri Korneev and Michael Zhdanov, editors: *Active Geophysical Monitoring*, Vol 40, Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration, Klaus Helbig and Sven Treitel. The Netherlands, Elsevier, 397-420.
- Matsushima, J. and Nishizawa, O. (2010b): Difference image of seismic reflection sections with highly dense spatial sampling in random heterogeneous media, *Journal of Seismic Exploration*, **19**, 279-301.
- Matsushima, J., Suzuki, M., Kato, Y., and Rokugawa, S. (2011): Estimation of ultrasonic scattering attenuation in partially frozen brines using magnetic resonance images, *Geophysics*, **76**, T13-T25.
- McDonal, F. J., F. A. Angona, R. L. Mills, R. L. Sengbush, R. G. Van Nostrand, and J. E. White (1958): Attenuation of shear and compressional waves in Pierre Shale: *Geophysics*, **23**, 421-439.
- Mu Y. G., and S. Y. Cao (2004): Seismic physical modeling and sandstone reservoir detection using absorption coefficients of seismic reflections, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **41**, 159-167.
- Müller, T. M., and Shapiro, S. A. (2001): Most probable seismic pulses in single realizations of two- and three-dimensional random media: *Geophysical Journal International*, **144**, 83-95.
- Müller, T. M., Shapiro, S. A., and Sick, C. M. A. (2002): Most probable ballistic waves in random media: A weak-fluctuation approximation and numerical results: *Waves in Random Media*, **12**, 223-245.
- Monsen, K., and S. E. Johnstad (2005): Improved understanding of velocity saturation relationships using 4D computer-tomography acoustic measurements: *Geophysical Prospecting*, **53**, 173-181.
- Nishizawa, O., Satoh, T., Lei, X., and Kuwahara, Y. (1997): Laboratory studies of seismic wave propagation in inhomogeneous media using a laser Doppler vibrometer, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**, 809-823.
- O'Connell, R. J., and Budiansky, B. (1978): Measures of Dissipation in Viscoelastic Media, *Geophysical Research Letters* **5**, 5-8.
- Prasad, M., and J. Dvorkin (2004): Velocity and attenuation of compressional waves in brines: *74th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 1666-1669.
- Pride, S. (2005): Relationships between seismic and hydrological properties, Chapter 9. In *Hydrogeophysics*; Rubin, Y., Hubbard, S. S., Eds.; Springer: The Netherlands, pp 253-290.
- Qaisar, M. (1989): Attenuation properties of viscoelastic material, *Pure and Applied Geophysics*, 131, 703-713.
- Quan, Y., and M. J. Harris (1997): Seismic attenuation tomography using the frequency shift method, *Geophysics*, **62**, 895-905.
- Ricker, N. (1953): The form and laws of propagation of seismic wavelets: *Geophysics*, **18**, 10-40.
- Rubino, J. G., D. R. Velis, and M. D. Sacchi (2011): Numerical analysis of wave-induced fluid flow effects on seismic data: Application to monitoring of CO₂ storage at the Sleipner field, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B03306, doi:10.1029/2010JB007997.
- Sato, H. and Fehler, M. (1997): Seismic wave propagation and scattering in the Heterogeneous Earth, Springer-Verlag, New York.
- Scales, J. A., and K. van Wijk (1999): Multiple scattering attenuation and anisotropy of ultrasonic surface waves: *Applied Physics Letters*, **74**, 3899-3901.
- Shiomi, K., Sato, H. and Ohtake, M. (1997): Broad-band power-law spectra of well-log data in Japan, *Geophysical Journal International*, **130**, 57-64.
- Sick, C.M.A., Müller, T.M., Shapiro, S.A., Buske, S. (2003): Amplitude corrections for randomly distributed heterogeneities above a target reflector, *Geophysics*, **68**, 1497-1502.
- Sivaji, C., Nishizawa, O., and Fukushima, Y. (2001): Relationship between fluctuations of arrival time and energy of seismic waves and scale length of heterogeneity: an inference from experimental study, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 292-303.
- Spetzler, H., and D. L. Anderson (1968): The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system: *Journal of Geophysical Research*, **73**, 6051-6060, doi:10.1029/JB073i018p06051.
- Toms-Stewart, J., T. M. Müller, B. Gurevich, and L. Paterson (2009): Statistical characterization of gas-patch distributions in partially saturated rocks: *Geophysics*, **74**, no. 2, WA51-WA64.
- van Wijk, K., and Levshin, A.L. (2004): Surface wave dispersion from small vertical scatterers, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L20602.
- Wu, R. and Aki, K. (1988): Seismic wave scattering in three-dimensionally heterogeneous earth- Introduction, *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 1-6.
- 信岡 大・羽田 昌幸・川里 健・大場 政章 (2011): 人工振源を用いた硬岩サイトにおける Q 値測定, 物理探査学会第 125 回学術講演会予稿集, 213-216.

Influence of scattering effect on laboratory ultrasonic attenuation measurements

Jun Matsushima

ABSTRACT

Recently, a few studies have considered the effect of scattering attenuation to isolate intrinsic attenuation from total attenuation while estimating attenuation in the ultrasonic laboratory measurements. Recent advances in non-destructive methods such as Magnetic Resonance Imaging (MRI) and X-ray computed-tomography (CT) allow heterogeneous microstructures of specimens to be imaged, which enables us to adequately estimate scattering attenuation. However, often, assumptions of attenuation models and methods of estimating attenuation are not fully validated. This article describes the most commonly used attenuation model expressed as an exponential decay, which leads to clarifying the assumptions of the model. Furthermore, I imply that quality factor (Q -value) which is defined as the ratio of the total energy in a system to the energy lost per cycle is a phenomenological quantity. Then, I explain the basis of attenuation estimation by giving an example of the spectral ratio method which is the most common method based on spectral ratios, where data from two receiver distances across a medium of assumed constant Q -value are selected. Dependency of attenuation results on extraction of the first arrival waveform from the observed waveform is also indicated. Finally, I emphasize on the significant influence of scattering effect on attenuation measurements and emphasizes the necessity of revisiting the theory and models of seismic scattering, especially for the case of Mie scattering regime where strong scattering could occur and full waveform modeling is required.

Keywords: attenuation, ultrasonic laboratory measurement, heterogeneous microstructure, scattering attenuation

Manuscript received October 31, 2011; Accepted December 19, 2011.

* Graduate School of Engineering, The University of Tokyo
7-3-1 Hongo Bunkyo-ku Tokyo 113-8656