

短周期地震波解析から推定された地球のランダム不均質構造 — 散乱係数と速度ゆらぎのパワースペクトル密度 —

東北大学・理 佐藤春夫

1. 初めに

近地小地震の地震記録，特に短周期成分の記録は複雑で，想像される単純な震源過程とは大きく異なる．S波相のみかけ振動継続時間は，地震のマグニチュードから推定される震源継続時間よりも長く，伝播距離の増加に伴って拡大することが知られている．また，S波相の後には，コーダ波と呼ばれる波群が長い時間にわたって観測される．遠地地震のP波記録の継続時間も震源継続時間より長く，水平動 *transverse* 成分には波の励起が観測される．バンドパスフィルタを通した地震波形のエンベロープに着目すると，その形状は震源距離や周波数に依存し，また波線経路によっても異なる．これらの短周期地震波形の特徴は，リソスフェアにおけるランダムな不均質構造による散乱に起因すると考えられ，統計的散乱理論に基づいた解析によってランダムな不均質の定量的な推定が試みられてきた．これらの方法による不均質構造の統計的な記述は，トモグラフィーやレーザー関数法などによる決定的な方法と相補的に，固体地球の構造に関する知識を豊かにする．

2. 散乱係数の推定

短周期地震波のエネルギー伝播過程は，輻射伝達理論によって記述することができる．これは，因果律とエネルギー保存則に基づく枠組みであり，単位体積当りの散乱の強さを表す散乱係数が重要なパラメータである．これまで等方散乱を仮定したモデルが多く用いられてきたが，多重散乱領域では輸送散乱係数が等価的な等方散乱係数を表すと考えられる．

Multiple Lapse Time Window 解析法(MLTWA)は，等方散乱モデルの理論解を用いて全S波エンベロープを解析し，等方散乱係数と内部減衰を同時に推定する方法である．Carcole and Sato (2010)はHi-netで捕らえられた40km以浅の微小地震のS波エンベロープを解析し，日本全国における1~32Hzにおける散乱係数と内部減衰の分布図を作成した．内部減衰は，高周波(8-16Hz帯)では北海道・東北の西部，中部地方，紀伊半島，南九州で強く，東北の東部，関東，中国北部で低い．低周波数帯(1-2Hz帯)では，北海道中央部，東北の火山列，中部から西日本にかけて強い．散乱は，高周波(8-16 Hz帯)では東北の火山列，新潟から中国にかけて強く，四国では弱い．低周波数(1-2Hz帯)では，西日本で弱く，東北から北日本にかけて強い．1-32Hzにおける等方散乱係数は，全国平均で 0.01 km^{-1} 程度と推定された．

火山の下では特に不均質が強い．Yamamoto and Sato (2010)は，P S変換を考慮した等方多重散乱モデルを爆破地震記録に適用し，浅間火山におけるランダム不均質を測定したところ，S波の散乱係数は8-16Hzで 1 km^{-1} 程度と大きな値が推定された．

世界各地での散乱係数の測定値に最近の測定値を加えたものをFigure 1に示す．リソスフェアにおける散乱係数は 0.001 km^{-1} から 0.05 km^{-1} に分布し，火山ではそれより2桁近く大きく，マントルでは2桁ほど小さいことがわかる．

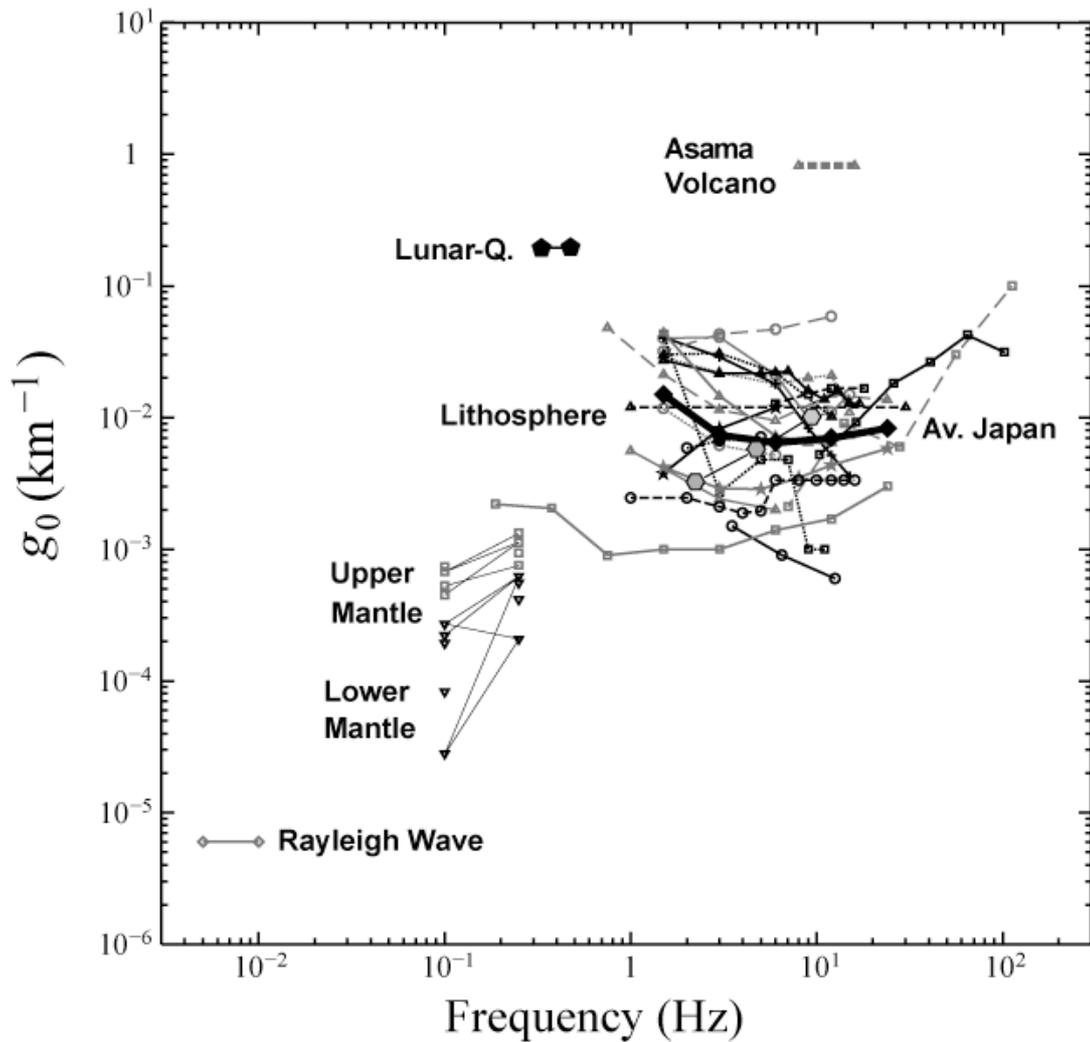


Figure 1. 世界各地でのリソスフェアにおける S 波散乱係数（等方又は輸送散乱係数） [Courtesy of K. Emoto].

3. 速度ゆらぎのパワースペクトル密度

速度ゆらぎのパワースペクトル密度が与えられると、ボルン近似によって散乱係数を計算することができ、これを輻射伝達理論に用いることで、波形エンベロープを導出することができる。特に地震波の波長がランダム構造の相関距離よりも短い場合には、地震波のエンベロープ拡大はランダムな速度ゆらぎによる前方散乱や回折によるものと考えられ、Phase screen 法を統計的に拡張したマルコフ近似法によって、波形エンベロープを導出することが可能である。速度ゆらぎのパワースペクトル密度が強いほど、散乱は強く、コーダ波の励起は大きく、直達波形の崩れは激しい。短波長のスペクトル密度が大きいほど、短周期地震波の散乱は大きくなる。

短波長域で冪乗型のスペクトルを持つフォンカルマン型のランダム速度構造を仮定して波形エンベロープのシミュレーションを行う。これを用いて観測された遠地 P 波波形エンベロープや近地小地震の S 波エンベロープを解析し、逆に速度ゆらぎのパワースペクトル密度を推定することが出来る。Figure 2 に、これまで世界各地で測定された速度ゆらぎのパワースペクトル密度を示す。微小地震 S 波のエンベロープ拡大に基づく測定結果では、東北地方における第四紀火山の下でのパワースペクトル密度 (4.1 と 4.2) は火山フロントの東側の値(3.1, 3.2, 3.3) に比べて大きい (Saito et al. 2005, Takahashi et al. 2009)。輻射伝達理論にボルン近似による散乱係

数を用いたモデルによる S 波エンベロープの解析としては、(6)が Norway の地殻 (Przybilla et al. 2009), (7)が日光における地殻での値(Yoshimoto et al. 1997)である。曲線(1.1) と (1.2) は遠地 P 波の解析に基づくマントルにおけるパワースペクトル密度(Shearer and Earle, 2004)であるが、特に下部マントルの値はリソスフェアのそれよりも小さい。

3. 今後の課題

Figure 1 に示すように、散乱係数については世界各地で多くの測定が行われてきたし、今後も測定例が増えていくと思われる。特に火山地帯における測定は重要であるが、この場合、PS 変換散乱の考慮が必要であろう。しかし、多くの手法が等方散乱を仮定した理論に基づいているという限界に注意しておくことが必要である。Figure 2 に示すように、速度ゆらぎのパワースペクトル密度に地域的な差異や深度による違いなどが見えてきているが、測定例も少なく、それぞれの推定精度もあまり高くはない。今後、特に波動論な視点から、速度ゆらぎのパワースペクトル密度の測定の高精度化が必要であろう。理論的には、背景速度が変化するようなランダム構造における波動伝播、地表面の凹凸による散乱、実体波と表面波の変換散乱、ランダム構造の異方性などを取り入れた研究を進めていくことが重要であろう。

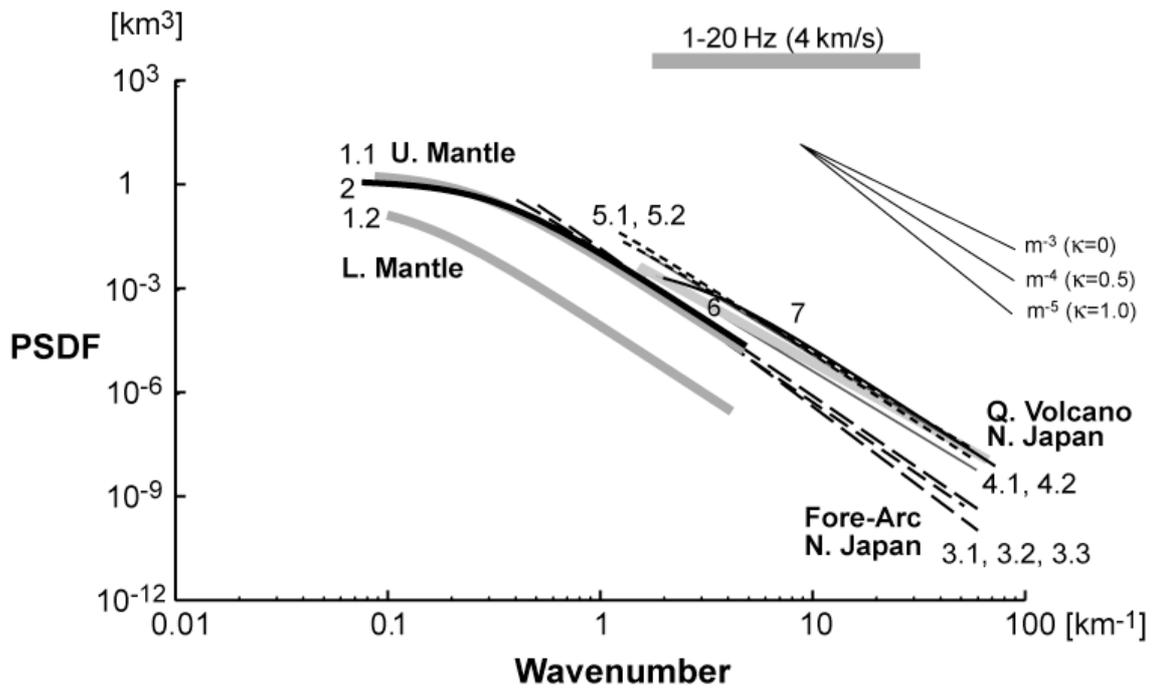


Figure 2. 世界各地でのリソスフェアにおける速度ゆらぎのパワースペクトル密度.