

シリーズ「新・強震動地震学基礎講座」

(第5回) 地震波の内部減衰と散乱減衰

強震動委員会 中原 恒 (東北大学大学院理学研究科)

震源から放射された地震動の振幅は、通常は伝播距離とともに減衰する。波面が広がることに起因する部分は幾何減衰と呼ばれる。幾何減衰を除いた部分は、伝播距離あるいは伝播時間とともに指数関数的に減衰するものと表現され、その減衰を特徴づける量が Q 値である。 Q 値には、内部減衰（最終的に熱エネルギーに変換する部分）と散乱減衰（地下の不均質構造により直達地震波が散乱波になる部分）の2つの効果に起因する部分がある。ここで少し混乱するのが、 Q 値は大きいほど減衰が弱く、小さいほど減衰が強いため、 Q 値自体は「減衰の弱さ」を表す量である。そこで、 Q 値の逆数 Q^{-1} (Q インバースと読みだす) を減衰の強さとして用いることがある。また地盤や建築の分野では減衰定数 $h (= Q^{-1}/2)$ がよく用いられる。内部減衰と散乱減衰は地震動の振幅を規定する重要な要素である。また散乱波は地震動の継続時間を長くする効果をもつ。このように、地震動を精度よく予測する上で地震波の減衰は重要であり、本小論ではその観点から特にS波の地殻・上部マントルよりも浅い部分における内部減衰と散乱減衰について、これまでの知見を概観することを目的とする。ちなみに、本小論の内容に関係する他の日本語の文献としては、例えば、日本建築学会(2005)の第6章、学会誌「地震」の2001年第1号(例えば、小菅, 2001)、物理探査学会誌「物理探査」の2012年4月号(例えば、山中, 2012)もあるので、そちらも参照していただきたい。

地震波の内部減衰については、粘弾性体としてのモデリングが古くから行われており、Maxwellモデル、Kelvin-Voigtモデル、標準線形モデル(Zenerモデル)などに対して、 Q 値の周波数依存性や地震波速度の物理分散特性などが調べられてきた。主に地球のマントルでは Q 値の周波数依存性が弱いことが観測から指摘され、この周波数依存性を説明するため標準線形モデルをいくつか組み合わせたAbsorption Bandモデルが提案された。このあたりは教科書(例えばCarcione, 2010)に詳しく述べられている。

次に、地震波の散乱減衰について調べるためには、散乱波である地震コーダ波を利用する必要がある。1960年代の地震コーダ波の研究に端を発し、地震コーダ波のモデリングはこれまでに大きく進展してきた。不均質な媒質における地震波の伝播を、散乱体が分布する媒質中でのエネルギーの伝播として扱う輻射伝達理論(あるいはエネルギー

輸送理論)に基づいてモデル化するのが一般的である。地震波が1度も散乱されずに観測点に到達した直達波に加えて、伝播の途中で1度だけ散乱された1次散乱波までを扱う1次散乱モデル、2度以上散乱された波も含める多重散乱モデル、多重散乱モデルの近似解としての拡散モデルなどがよく用いられる。これらのモデルによって計算されるのがエネルギー密度の次元をもつ地震波形エンベロープであり、地震波形の速度記録を2乗して平滑化したものに比例する量である。このあたりはSato et al. (2012)の教科書に詳しく述べられている。

ここで問題になるのは、地震波の減衰には内部減衰と散乱減衰があるため、両者をいかに観測記録から分離して推定するかである。この目的でいくつかの手法が提案されているが、その一つとしてここではMultiple Lapse Time Window Analysis (MLTWA)を紹介する。この手法は地震波エネルギーの時空間分布の特徴を利用して、内部減衰と散乱減衰を分離する手法である。基本的な考え方は次のとおりであり、3つのステップからなると考えると分かりやすいかもしれない。(1)直達波のエネルギー(図中のE1)は幾何減衰を補正すると内部減衰と散乱減衰の両方(両者を合わせて全減衰と呼ぶ)の影響を受けているので、その距離減衰を調べることで、全減衰を推定できる。(2)直達波の後に続く散乱波のエネルギー(図中のE2とE3)を計算し、直達波のエネルギー(図中のE1)に対する比($E2/E1$, $E3/E1$)をとると、散乱波の励起の強さが分かり、散乱減衰を推定することができる。(3)(1)の全減衰から(2)の散乱減衰を差し引くと、内部減衰を推定できる。この原理に基づき1990年代以降、主に地殻・上部マントルにおけるS波の減衰が世界各地で調べられてきた。周波数帯域は概ね1Hzから20Hzの間である。これらの結果の詳細についてはSato et al. (2012)を参照していただきたいが、ここでは著者なりに概観してみる。まず Q^{-1} 値の周波数依存性は結構強い。周波数が大きくなると Q^{-1} 値が小さくなり、ばらつきはあるものの周波数のべきは概ね-1程度である。S波の全減衰の Q^{-1} 値は地域によるばらつきが大きい、平均すると1Hzで概ね0.01程度である。分離して推定された内部減衰と散乱減衰とを比較すると、周波数依存性は散乱減衰の方が強い。こちらもばらつきは大きい、散乱減衰の Q^{-1} 値の周波数のべ

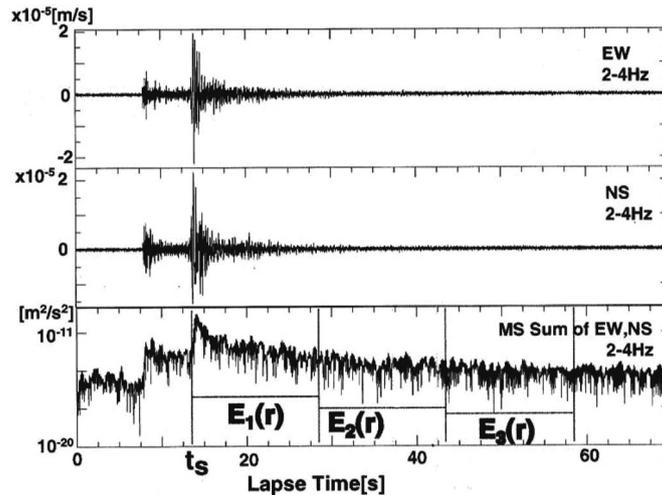


図 MLTWA による波形解析例. 上図, 中図は微小地震の EW 成分, NS 成分の速度記録 (周波数帯域 2-4Hz), 下図が水平動 2 成分のベクトル和のエンベロップ. E1 は直達 S 波 (図中の時刻 t_s に到達) を含む時間窓でのエンベロップの時間積分, E2 と E3 は散乱波の時間窓でのエンベロップの時間積分.

きは平均すると -2 に近い. 内部減衰の周波数依存性は全減衰のそれに近く見える. 全減衰に占める内部減衰と散乱減衰の割合は, 1Hz 付近では散乱減衰の寄与が大きい場合が多いが, 周波数が高くなると内部減衰の寄与が大きくなる. 散乱減衰の Q^{-1} 値の周波数依存性が強いので, 高周波では散乱減衰の寄与が小さくなり内部減衰の寄与が残ってくると解釈できる.

次に地盤における S 波の Q^{-1} 値に目を転じる. 地盤の深さの定義は難しいが, 本小論ではボアホールにより地表から直接観測できる程度の深さまでのことを意図している. Q^{-1} 値の深さ依存性を調べる直接的な手法はボアホール観測であり, 地表の地震計と地中の地震計, あるいは異なる深さの地中の地震計同士の記録を直接比較することにより, 地盤における地震波の減衰 (の深さ依存性) を推定することが可能である. いくつかの手法が提案されているが, 自然地震に対する地表と地中の観測波形からスペクトル比を計算し, それを 1 次元重複反射理論に基づきモデリングして, Q^{-1} 値を推定できる. また深いボアホールの場合には, 観測記録上で入射波と地表反射波が時間的に分離するため, 両者のスペクトル比から Q^{-1} 値を推定できる. ここでこれらの手法により推定できるのは全減衰の Q^{-1} 値である. 地盤における Q^{-1} 値は地殻における値よりも大きい. また周波数とともに Q^{-1} 値が減少するという依存性が見られ, べきの値は -0.2 から -1 の間をとる. ただし, 5Hz から 10Hz 程度以上の高周波では Q^{-1} 値が一定値になるというバイリニア型の周波数依存性の報告例が増えている. 内部減衰と散乱減衰との分離は, 地盤に対しては近年始まったばかりのようであり, 例えば佐藤 (2012)

では, 速度検層のデータに見られる不均質構造を統計的にモデル化し, その不均質性に起因する散乱減衰の効果を定量的に評価している. その解釈は, 高周波ではこのような小スケールの不均質に起因する散乱減衰の影響が付加されるため, バイリニア型の周波数依存性が見られるというものである. この解釈は, 高周波ほど散乱減衰が小さいという地殻の Q^{-1} 値に関する解釈とは異なっている. これが地盤と地殻における一般的な違いによるのかどうかを調べることは今後の研究対象として興味深い. いずれにせよ, 地盤においても内部減衰と散乱減衰との分離を適切に行い, 減衰の物理メカニズムの解明につなげていくことが重要である.

最後に減衰 (特に内部減衰) の物理メカニズムについては, 岩石物理学 (たとえば, ゲガーン・パルシアウスカス, 2008) の知見が参考になると思われる. 岩石サンプルの室内実験による測定結果や理論的なモデリングにより, P 波速度, S 波速度, それらの異方性, そして地震波減衰などに関する知見が蓄積されてきており, 例えば間隙流体やガスの振る舞いが地震波の減衰に大きく影響することも指摘されている. 物理探査の分野では, これら岩石物理学の知見に基づき地下の物性や物理状態 (飽和, 不飽和, 部分飽和など) が推定されている. 地震学の分野でも, S 波のみならず P 波の測定も利用して, 地盤の物性や物理状態, そして地震波減衰のメカニズムを明らかにしていくことが今後重要となるものと考えている.

文献

Carcione, J. M., 2010, Wave fields in real media : Wave

propagation in anisotropic, anelastic, porous and electromagnetic media, Second Edition, Elsevier, 515pp.

ゲガーン, Y・V, パルシアウスカス (西澤修・金川久一訳), 2008, 岩石物性入門, シュプリンガー・ジャパン, 348pp.

小菅正裕, 2001, 特集: 短波長不均質構造と地震波の散乱序, 地震2, 54, 63-64.

日本建築学会, 2005, 地盤震動—現象と理論—, 丸善,

408pp

Sato, H., M. C. Fehler, and T. Maeda, 2012, Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth, Second Edition, Springer, 494pp.

佐藤浩章, 2012, 地震動評価のための地表に近い岩盤における減衰の測定とそのモデル化, 物理探査, 65, 37-51.

山中浩明, 2012, 特集「地殻・堆積地盤での減衰特性」について, 物理探査, 65, 25.

(第6回) 表層地質が地震動に与える影響に関する研究

強震動委員会 津田健一 (清水建設株式会社 技術研究所)

1. はじめに

断層運動によって放射された地震波は、断層から遠くなるにつれて基盤岩中を減衰しながら伝播し、地表近くの軟らかい地層(表層地質)を通して地表に到達する。このため、我々が普段目にする地震記録はこれらの要素(断層運動、伝播経路特性、表層地質)の影響が混じっている(例えば図1)。特に地表近くの表層地質がどれだけ軟らかいか(硬いか)によって最終的な地震波の振幅がコントロールされることから、その特徴を知ることは地震による被害を予測する上でも非常に重要である。

ところで、表層地質という言葉からは、地表極近くの地質構造を表していると受け取られるかもしれないが、地震基盤から地表までを構成する地質構造に起因する堆積盆地構造なども含む複雑な地盤構造や地形変化を表していると考える必要がある。地震基盤のS波速度は通常約3000m/s以上である。一般的には地盤構造は深い方から浅い方へS波速度は減じていく。地盤構造の中で、S波速度が400m/s程度の層は建物の支持層となるため工学的基盤と呼ばれ、地表から工学的基盤面までの層は浅部地盤構造、工学的基盤から地震基盤面までの層は深部地盤構造と分類される(例えば地震踏査研究推進本部HP)。表層地質の地震波に与える影響を検討する場合、着目する層の深さや解析の有効周波数によってどちらの基盤を採用するのか注意が必要となる。また、地震波の振幅は、理論的にインピーダンス(地盤のS波速度と密度の積の平方根)と呼ばれるパラメータに依存して変化することが知られている。例えば地表付近の層の物性をS波速度120m/s、密度1700kg/m³、工学的基盤の物性をS波速度400m/s、密度2000kg/m³、地震基盤の物性をS波速度3000m/s、密度2800kg/m³とした場合には、地震基盤での振幅は工学的基盤では約3倍、地表面付近では約6倍に増幅される。このように、振幅だけを見てもインピーダンスの小さい層の影響が大きいことが分かる。また、地層の層厚の4倍の値をS

波速度で除すことで、その地盤が揺れやすい周期(=卓越周期)も推定できる。

表層地質が地震動に与える影響に関する研究は、これまで1930年代の妹沢・石本による先駆的な研究に始まり、その後の地震観測網の発展と共に数えきれないほどの研究が行われてきている。笹谷(1997)は強震動地震学基礎講座(旧連載)の中で、この表層地質が地震動に与える影響(Effect of Surface Geology on Seismic Motion, 略してESG)に関する現状と課題に関するレビューを行っている。このESG研究に関しては、2016年の台湾まで計5回の国際シンポジウムが開催されるなど、世界的にも非常に盛んである。また、熊本地震の被害集中域での表層地質の影響による地震動特性が指摘される(例えば後藤・他2017)など、地震被害と表層地質の関係は切り離せない関係にある。

本稿では上記の笹谷(1997)を踏まえ、観測記録の分析、数値シミュレーションを通じたESG研究の進展に関する概括的なレビューを行う。より詳細な内容に関しては、川瀬(1993)や佐藤・川瀬(2009)を参照されたい。また、常時微動を用いた表層地質の特性の推定も古くから広く行われているが、これについては本講座の“地下構造の推定”や“微動の活用”の回で解説されると思われる。また、建築学会等からも表層地質の地震動に与える影響に関して最新の研究成果に基づく解説書が出版されている(日本建築学会地盤震動小委員会, 2015, 等)ので併せて参照されたい。

2. 観測記録の分析に基づく解析

表層地質が地震動に与える影響を検討するためには、強震観測網によって得られた観測記録が欠かせない。特に1995年の兵庫県南部地震を契機とした防災科学技術研究所によるKNETやKiK-net等の全国的な強震観測網の整備と、気象庁と各地方自治体による強震観測計の設置に

よって、表層地質が地震動に与える影響を検討するための観測記録の数は飛躍的に増加した。これらの強震観測網の詳細に関しては、青井（2017）で取り上げられている。

観測記録の分析に基づいて表層地質が地震動に与える影響を評価する簡便な手法としては、硬質な地点で観測された地震記録と軟らかい堆積層上の地点で観測された地震記録のスペクトル比を取る手法がある。KiK-net等の鉛直地震計アレイ観測では、地表/地中の複素数の伝達関数を算定し、地下構造を推定したのち入射波に対する増幅率を推定する。また硬質な地点と堆積層上の地点が近い場合は、震源と伝播経路の影響は共通と仮定して、スペクトルの振幅比から増幅率を推定する。

より高度な方法としては、観測記録から震源、伝播経路、表層地質の影響を分離する手法が1980年代より行われてきた。この手法では、観測される地震動のS波部分フーリエスペクトル振幅 $O(f)$ は断層運動による震源特性 $S(f)$ 、伝播経路特性 $P(f)$ 、表層地質の影響（サイト特性） $G(f)$ を用いて

$$O(f) = S(f) P(f) G(f) \quad (1)$$

と表現できると仮定する。この式(1)の両辺の対数をとることによって右辺は各要素の和で表され、最小二乗法を用いることによって観測記録から震源、伝播経路、表層地質の影響を分離することが出来る（スペクトルインバージョン）。このうち伝播経路特性はQ値を用いて

$$P(f) = 1/R \exp(-\pi f R / Q_s(f) V_s) \quad (2)$$

とモデル化される。ここでRは震源距離であり、 V_s は震源から地震基盤までの平均的なS波速度の値が用いられる。一方、式(1)に基づいて $S(f)$ と $G(f)$ を分離する場合、何らかの拘束条件が必要になる。この拘束条件の設定に関しては、例えば① KiK-netの地中地点のような硬質な地点を基準観測点としてそこでの $G(f) = 1$ （増幅しない）、②全ての地点での $G(f)$ が2以上（最も $G(f)$ の小さい地点では自由表面の効果のみ）、③詳細な地下構造を推定し、そこでの $G(f)$ を予め計算しておく、等今までに非常に多

くの設定法が用いられている。このスペクトルインバージョンは観測記録の数が飛躍的に増加している現在、表層地質が地震動に与える影響を評価する手法としては非常に一般的なものになってきているものの、式(1)に示されるように、震源の特性は各観測点で共通、伝播経路特性は全ての観測記録で共通、サイト特性は各地震で共通等の仮定を用いていることから、その個別の結果の解釈や使い方には注意が必要となる。また、詳細は割愛するが、軟らかい堆積層上の地点における観測記録の振幅が非常に大きい（＝非常に強い揺れ）場合には、地盤の非線形挙動の影響によってサイト特性の値が小さくなる等の注意点が挙げられる。

3. 数値シミュレーションに基づく解析

近年の計算機性能の向上に伴い、考慮する地下構造モデルは1980年代までの一次元構造モデルを用いた研究から、二次元・三次元的な表層地質の影響を評価することを目的とした盆地構造の様な大規模なモデルを用いた研究が行われつつある。

一次元の重複反射理論を用いた研究では、地下から入射する波は鉛直下方入射を仮定した工学的基盤以浅の浅部地盤構造の影響を検討することが主な対象であった。この一次元モデルを用いた研究は、鉛直地震計アレイの発達に伴って、現在でも浅部地盤構造の減衰定数の推定等に広く用いられている。

一方、二次元・三次元の盆地構造の影響の評価に関しては、大規模な数値計算によって、震源特性、伝播経路特性と表層地質までを含む強震動シミュレーションを行い、観測記録の再現を目指す研究が主流になりつつある。シミュレーションを行う場合には、用いる地下構造モデルの精度と対象となる周期帯の取り扱いに注意が必要となる。近年地震調査研究推進本部による地震動予測地図作成の取り組みの中で、物理探査結果やボーリングデータ、地質データ等をコンパイルすることによって全国を対象とした地下構

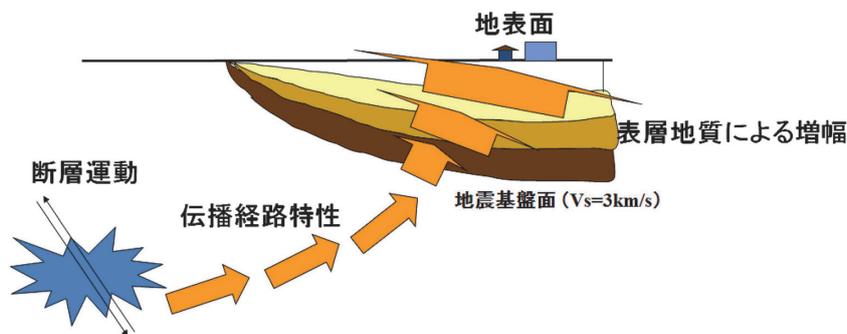


図1 地震記録に含まれる3つの要素の概念図

造モデルの構築が精力的に行われて（瀬戸・三宅，2009）おり，シミュレーションの有効周期も短周期側に拡張されつつある．また，強震観測網の発達によって，シミュレーション結果を検証するためのデータも飛躍的に増加している．

シミュレーションで用いる計算手法は有限差分法や有限要素法等の領域法が主流であるものの，数学的な取扱いを工夫することで計算効率を上げたボクセル有限要素法やスペクトル要素法も用いられつつある．更に詳しい内容に関しては，瀬戸・竹中（1989），竹中（1993），古村（2009）によるレビューを参照されたい．また，本講座の“波動場の計算”でも数値シミュレーションによる波動場の計算方法に関する詳しい解説がなされると思われるため，参照されたい．

4. まとめ

表層地質が地震動に与える影響に関して概括的なレビューを行った．今後は兵庫県南部地震後に飛躍的に増えた強震記録と計算機性能の向上によってより高度化された数値シミュレーション技術を互いに組合せることによって，これまで以上に表層地質が地震動に与える影響に關

る理解が進むものと期待される．

謝辞

編集担当の干場充之氏，岩田知孝氏のからは非常に有益なコメントを頂きました．記して感謝いたします．

文献

- 青井，2017，日本地震学会ニュースレター，NL-1-18-21.
古村，2009，地震 第2輯，S83-S92
後藤・他，2017，HCG37-12，JpGU-AGU Joint Meeting 2017.
川瀬，1993，地震 第2輯，pp171-190.
瀬戸・三宅，2009，地震 第2輯，ppS441-S453
瀬戸・竹中，1989，地震 第2輯，pp391-403.
日本建築学会地盤震動小委員会，2015，最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法.
笹谷，1997，強震動地震学基礎講座（http://www.zisin.jp/publications/document02_05.html）
佐藤・川瀬，2009，地震 第2輯，ppS455-S470.
竹中，1993，地震 第2輯，pp191-205.