

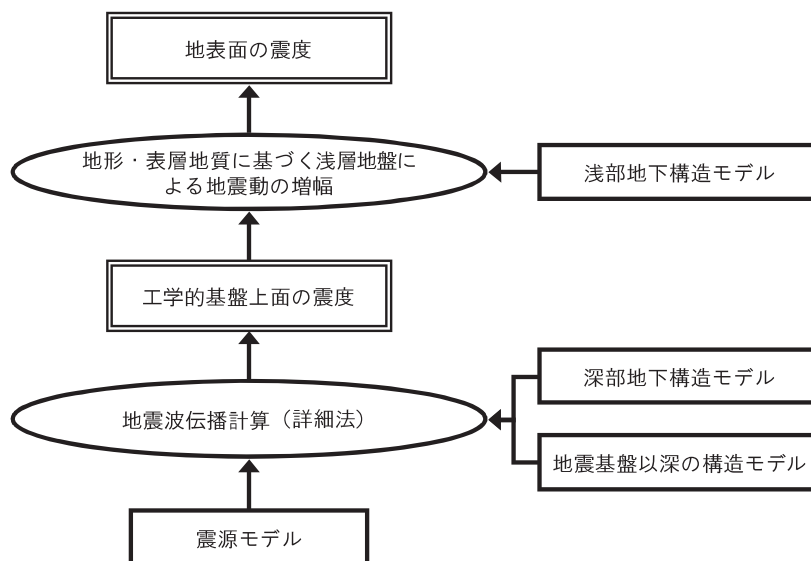
第Ⅱ章 地震動計算手法

1. 地震動計算の方針

地震動の計算手法には、震源モデルと地下構造モデルを設定し、地震波の伝播を計算して時刻歴波形を得る方法（以下、詳細法と呼ぶ）と、地震の規模や震源断層面からの距離をパラメーターとした経験的な関係式（距離減衰式）に基づいて最大地動速度等の値を得る方法（以下、簡便法と呼ぶ）とがある。

詳細法によれば、震源断層の不均質さ、震源の破壊の伝播効果、地下構造の影響（増幅、散乱、反射など）を反映した地震動を得ることができる反面、簡便法と比較して、計算に必要とされる震源や地盤に関する情報量が多い。特に地表から浅い部分の地盤構造は、利用できる地盤情報の密度と比べて変化が激しいため、精度良く広域のモデルを構築することが困難である。そのため、詳細法を用いて広い地域の地震動予測を行う場合には、地下構造モデルを設定した時刻歴波形の計算は工学的基盤などの層から下の部分に限定し、工学的基盤よりも浅い部分については、別途簡易な方法で地震動を計算することが一般的に行われる（例えば、地震調査研究推進本部,2009）。

本研究では、詳細法を用いた一般的な地震動計算手法に倣って地表の地震動を計算することとし、震源から工学的基盤上面までと工学的基盤上面から地表面までの2つの部分に分けて計算を行った。工学的基盤上面から地表面までは、地形・地盤分類と地震動の増幅率の経験的關係に従って浅部地下構造（工学的基盤以浅の地盤構造）による地震動の増幅を考慮し、工学的基盤上面における地震動分布に適用することで地表における地震動分布を算出した。図Ⅱ-1に本研究における地震動計算の流れを示す。



図Ⅱ-1 地震動計算の流れ

2. 工学的基盤上面における地震動分布の計算

2-1. 概要

工学的基盤上面における地震動分布は、長周期成分と短周期成分に分けてそれぞれに適した手法で計算し、両者の結果を合成して得た。長周期成分については、震源断層の不均質さ、震源の破壊の伝播効果、地下構造の影響（増幅、散乱、反射など）を考慮した地震動の伝播を計算することのできる差分法を用いて時刻歴波形を計算した。また、短周期成分については、短周期成分に影響の大きい、震源断層や地下構造のよりミクロなレベルの不均質さを決定論的にモデル化することが現時点では不可能であることから、理論的な地震動伝播の計算方法である差分法は用いず、半経験的な手法である統計的グリーン関数法を用いて時刻歴波形を計算した。差分法と統計的グリーン関数法を接続（合成）させる周期は、モデル化した震源断層や地下構造から決定論的に計算しうる範囲で出来るだけ短い周期とするべきであるが、本研究では計算機環境の制約から、周期 2 秒を中心としたマッチングフィルタを用いて時刻歴波形を接続した。

2-2. 差分法による長周期成分の計算

長周期成分は、Pitarka(1999)による不等間隔格子 3 次元差分法コードを用いて計算した。Pitarka(1999)の差分法は、不等間隔のスタッガードグリッドを使い、速度-応力によって弾性波の場が定式化されている。空間に関する差分は 4 次精度である。グリッド間隔は不等間隔に指定できるため、等間隔グリッドの計算に比べ、計算の精度を保ちつつ数値計算の規模を小さくすることができる。

非弾性減衰は、Graves(1996)による近似的な方法を用いて考慮した。計算空間内の各点、各タイムステップにおいて、その場所 (x, y, z) で定義された周波数 f_0 に対する S 波の Q 値、 $Q_s(x, y, z)$ を用いて計算される 1 タイムステップ分の減衰係数、

$$A(x, y, z) = \exp\left[\frac{-\pi f_0 \Delta t}{Q_s(x, y, z)}\right]$$

の 2 乗したものを毎タイムステップ、速度が更新される度に掛けている。ある周波数 f における非弾性減衰の定義は、

$$A = \exp\left[\frac{-\pi f t}{Q}\right]$$

であるから、上述の減衰係数による減衰は、

$$Q = Q_s(x, y, z) \frac{f}{f_0}$$

というように Q 値が周波数依存性を持つことになる。また、Graves(1996)の方法では、P 波と S 波に異なる Q 値を与えることはできないため、シミュレーションの主たるターゲットである S 波の Q 値を与えている。

震源は、面での食い違いと等価な応力の変化を、対応するグリッドの応力値に付加する方法で与える (Coutant et al., 1995)。この方法は、速度で与える方法に比べ、少数のグリッドで表現することができる。

差分法の計算では、地下構造モデルおよび震源モデルが必要となる。地下構造モデルは、3次元格子の各格子点における P 波速度、S 波速度、密度、Q 値により表現される。震源モデルは、断層面位置に適切な間隔で配置した点震源群からなり、各点震源のすべり速度の時刻歴データ(タイムステップ毎のすべり速度の値と向き)により表現される。それぞれのモデルの設定方法に関しては、地下構造モデルについては第III章、震源モデルについては第IV章に記載した。

2-3. 統計的グリーン関数法による短周期成分の計算

短周期成分は次のような手順で計算した。まず、ベースとなる関東地震の断層モデル全体を複数の小断層に分割し、地震基盤上面各点におけるそれら小断層による地震の時刻歴波形(小地震波形)を、統計的グリーン関数法を用いて生成した。次に、地震基盤から工学的基盤上面までの伝播を計算して工学的基盤上面各点での小地震波形を求めた。最後に、それら小地震波形を重ね合わせにより合成し、工学的基盤上面各点において、分割前の1枚の断層からの時刻歴波形を求めた。統計的グリーン関数法計算用震源パラメーターの設定方法は、第IV章に記載した。

小地震波形の生成は、Boore(1983)の方法を拡張した大西・堀家(2000)による統計的グリーン関数法コードを用いた。この方法によれば、S 波だけでなく、P 波も含む3成分(水平2成分と上下成分)の小地震波形を得ることができる。

散乱による高周波エンベロープの形状は、地域特性があることが知られているため、高周波数成分を合理的に合成するためには、地震動予測のモデル領域内で妥当な高周波の経時特性を用いるべきである。しかし、関東地震震源域で発生する地震の関東平野での高周波数エンベロープに関しては、適当な地震記録がほとんどないなどの理由から、これを検討した既存研究がない。そこで本研究では、Boore(1983)のエンベロープ形状を用いた。

差分法と同様、統計的グリーン関数法の計算では、地下構造モデルおよび震源モデルが必要となる。なお、小地震波形を生成する際の地震基盤以深の地下構造モデルは、計

算対象地域中央部の 1 次元構造で作成した水平成層モデルとし、地震基盤から工学的基盤上面までの伝播計算には、計算対象地点直下における地震基盤から工学的基盤上面までの 1 次元構造で作成した水平成層モデルを利用した。ここで用いた 1 次元構造は、第 III 章に記述した深部地下構造から取り出したものである。地下構造モデルは、水平成層モデルの各層の深さ、P 波速度、S 波速度、密度、Q 値で表現される。震源モデルは、設定した小地震の応力降下量、ライズタイム、小地震波形の足し合わせ数および応力降下量の不均質を表現する係数により表現される。それぞれのモデルの設定方法に関しては、地下構造モデルについては第 III 章、震源モデルについては第 IV 章に記載した。

2-4. 長周期成分と短周期成分の合成

本研究では、差分法により求めた長周期成分と、統計的グリーン関数法により求めた短周期成分の時刻歴波形を、中心周期 2 秒のマッチングフィルタを用いて合成し、工学的基盤上面における 3 成分の広帯域時刻歴波形を得た。この時刻歴波形を用いて工学的基盤上面における計測震度を算出した。

3. 浅部地下構造による地震動の増幅

本章 1 節に記載したように、浅部地下構造の広域モデルを精度良く構築することは困難であり、現時点では、本研究が計算対象としている関東一円の層構造物性値モデルで入手可能なものはない。そのため本研究では、工学的基盤から地表面までの地震動の伝播について、地形の情報等から浅部地下構造による地震動の増幅を評価する経験的な手法を用いて地表面の計測震度分布を求めた。

浅部地下構造による地震動の増幅は、

- 1) 地形区分、標高、傾斜、古い時代に形成された山地・丘陵からの距離と地下 30m までの平均 S 波速度 (AVS30) との間の経験的關係
- 2) AVS30 と最大速度の増幅度との間の経験的關係
- 3) 最大速度と震度の経験的關係

を組み合わせることでより評価した。これにより、工学的基盤における計測震度から、地表面の計測震度を計算することができる。

- 1) の経験的關係は、松岡ほか(2005)による (下式)。

$$\log AVS30 = a + b + \log Ev + c \log Sp + d \log Dm \pm \sigma$$

AVS30 : 表層 30m の平均 S 波速度 (m/s)

Ev : 標高 (m)

Sp : 傾斜 × 1000 (傾斜はタンジェント)

Dm : 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離 (km)

δ : 標準偏差

a, b, c, d : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

- 2) の経験的關係は、藤本・翠川(2006)による (下式)。

$$\log(amp) = -0.852 \log(AVS30 / AVS_{ref}) \quad (100m < AVS30 < 1500m)$$

ここで、amp は最大速度の増幅率で、工学的基盤における最大速度 PGV_b に対し、地表の最大速度 PGV は $amp \times PGV_b$ で表される。AVS_{ref} は工学的基盤の S 波速度 (m/s) である。

- 3) の経験的關係は、藤本・翠川(2005)による (下式)。

$$I = 2.002 + 2.603 \log(PGV) - 0.213 \{ \log(PGV) \}^2 \quad (4 \leq I)$$

ここで、 I は計測震度である。

地表面での計測震度は、2) と 3) より導出される計測震度の増分

$$\Delta I = 2.603 \log(amp) - 0.213 \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \log(PGV_b) \cdot \log(amp)$$

を工学的基盤上面での時刻歴波形から計算される計測震度に加えることによって算出する。

この方法で浅部地下構造による計測震度の増分を評価するのに必要な地形区分データ（浅部地下構造データ）は Wakamatsu and Matsuoka(2006)を利用した。このデータの詳細については、第三章 4 節で説明する。