

4 強震動計算手法

1 統計的グリーン関数法による計算手法

今回適用した統計的グリーン関数法は、Irikura(1986)による重ね合わせ手法に基づく経験的グリーン関数法を基本としている。経験的グリーン関数法ではグリーン関数として観測記録を用いることで、観測地点の深部地盤構造や浅部地盤構造は、既に記録に含まれていると考えている。統計的グリーン関数法は適切な観測記録が得られない場合に有効な手法である。今回採用した手法では、グリーン関数としては ω^{-2} 則に従う震源特性に従うスペクトルモデル[Boore(1983)]を考え、これに経験的な位相特性を与えたものを使用した。深部地盤構造は一次元成層構造としてHaskell Matrixにより地盤応答を考慮した。この波形をグリーン関数と考え、Irikura(1986)に従い波形合成を行い、大地震の地震動波形を求めた。以下に具体的な作業内容を示す。

- 1) 対象とする断層面を小断層に分割し、各小断層毎に、Boore(1983)の手法により ω^{-2} 則を満たす振幅スペクトルの形状を求める。このスペクトル形状は以下の通りである。

$$S_A(\omega) = \frac{R_{\phi\theta}}{4\pi\rho\beta^3} Mo \cdot \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2} \cdot \frac{1}{1 + (\omega/\omega_{\max})^2} \frac{e^{-\omega R/2Q\beta}}{R} \dots (1)$$

ここで $\omega_c = 2\pi f_c$, $f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/Mo)^{1/3}$

$\omega_{\max} = 2\pi f_{\max}$, f_{\max} は高周波遮断周波数

なお、 Mo は地震モーメント、 ρ は密度、 β は媒質のS波地震波速度である。

- 2) (1) 式中の $R_{\phi\theta}$ はラディエーション係数であるが、これは、各小断層から計算地点への方位角、射出角により計算する。この時、Kamae and Irikura(1992)と同様に、周波数依存型の放射特性を導入する。

また、ここではS波のみを考えているため、SH波、SV波毎に振幅スペクトルを求める。

- 3) 小断層毎にすべり量が異なる場合は、それに応じて各小断層の Mo , $R_{\phi\theta}$ を設定する。
- 4) Q値は震源から計算地点までの伝播を考慮して評価する。
- 5) 以上は、振幅スペクトルについてのみ考えてきたが、ここで、Boore(1983)に従って擬似乱数によるホワイトノイズに包絡形を施した波形のスペクトルをかけ合わせ、位相を与える。なお、この際、正規乱数時系列において、標準偏差の3倍を超える振幅をもつデータは除外した。
- 6) 上記手法で作成した計算地点での地震基盤におけるスペクトルに対して、工学的基盤までの地盤構造による増幅を考慮するため、SH波については斜め入射のSH波動場を、SV波については、P-SV波動場の応答計算をHaskell Matrix(線形)で行う。

- 7) 求められた工学的基盤での Transverse, Radial, UD の波形を NS, EW, UD に射影する。
- 8) 各小断層からの波形を Irikura(1986)および入倉他(1997)に従って、それぞれの成分毎に足しあわせる。これにより、工学的基盤での 3 成分波形を求める。なお、以上の作業は周波数領域で行う。
- 9) 位相は乱数時系列により与えられることから、用いる乱数時系列により最大加速度、最大速度、震度等、振幅が異なることがある。このため、複数の乱数時系列で計算し、それらの結果の平均値を採用した。

図 1-1 に統計的グリーン関数法による工学的基盤波作成の流れを示す。

< 参考文献 >

Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156.

Boore, D.M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Amer., 73, 1865-1894.

Haskell, N. A. (1964): Radiation pattern of surface waves from point sources in a multi-layered medium, Bull. Seism. Soc. Amer., 54, 377-393.

Kamae and Irikura (1992): Prediction of site-specific strong ground motion using semi-empirical methods, Proc. 10th WCEE, Vol.2, 801-806.

入倉他 (1997): 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学界講演予稿集, No.2, B25.

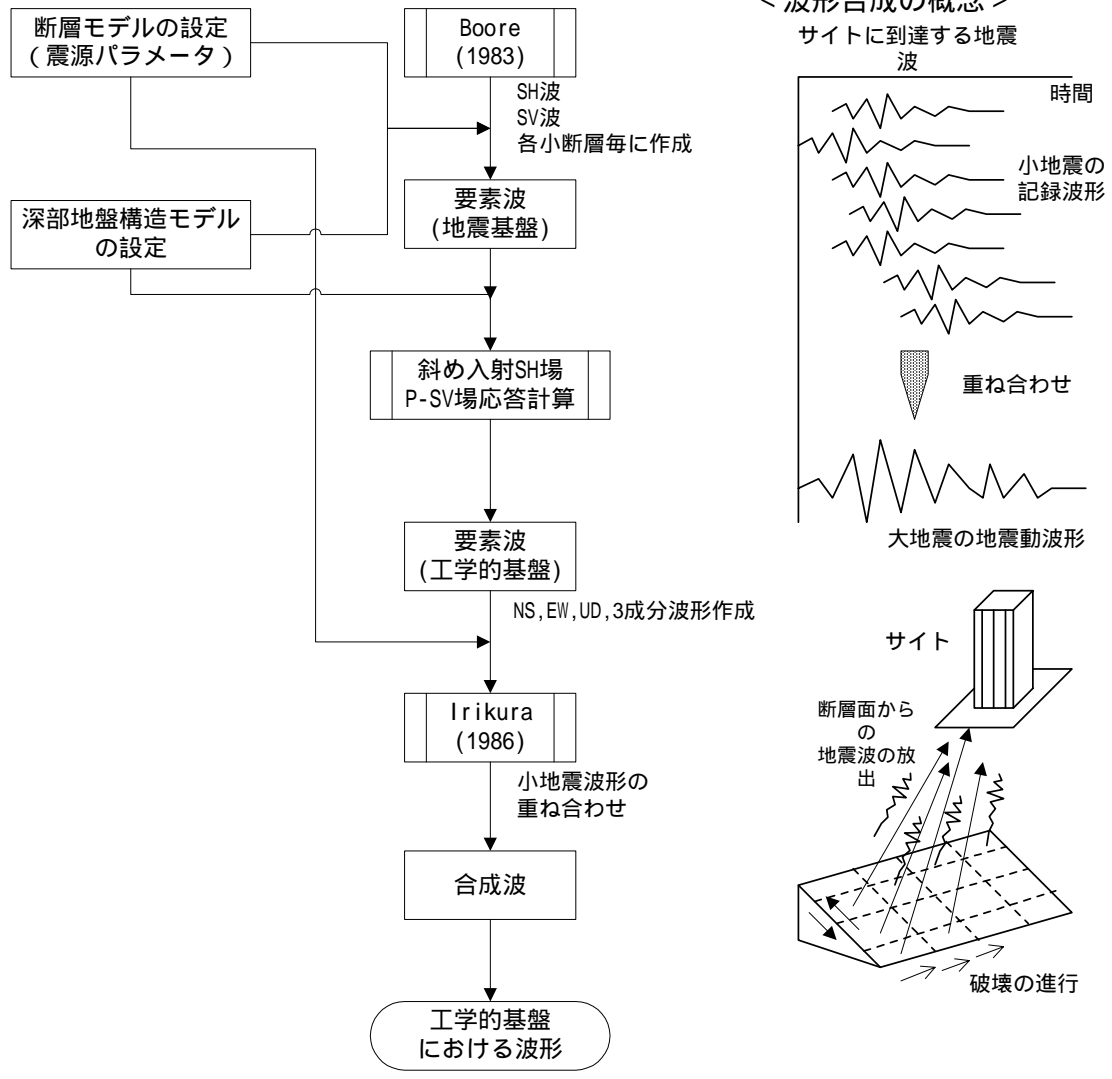


図 1-1 統計的グリーン関数法を用いた工学的基盤波の作成

2 震源近傍の強震動についての検討

強震動は震源断層近傍で最も著しく、地震防災対策に資するためには震源断層近傍での強震動の精度よい予測が重要である。

統計的グリーン関数法あるいは経験的グリーン関数法に代表される短周期強震動の予測手法においては、地震動の遠方近似に基づいた定式化が用いられている。遠方近似の特徴は、震源からの距離の - 1 乗に比例する幾何減衰と断層すべり速度に比例する変位振幅である。

$$u(r_0, t) \propto dS r^{-1} \partial D(t-r/V_S) / \partial t / V_S^3, \quad (1)$$

一方、過去の地震の観測から、震源断層から充分遠い観測点での振幅は、遠方近似による幾何減衰で説明されるが、震源断層に近い観測点での振幅は、遠方近似による幾何減衰とは整合しないことが明らかにされている。

東海地震、および東南海・南海地震の震源は一部陸域に及んでおり、沿岸地域では震源に近いところもある。また、内陸の活断層による地震を検討する場合には、震源断層にきわめて近い地域での強震動を取り扱うことになる。

従来の遠方近似が成立しない震源断層の近傍での強震動を正しく予測するために、断層近傍での地震動の性質を理論的に考察し、強震動予測における幾何減衰を改良した。

断層近傍の地震動の一般的な議論は複雑になるので、ここでは、図 2-1 に示されるような特別な場合を考える。震源は半径 a の円形とし、断層のある面内に x_1 軸、 x_2 軸をとり、断層に垂直に x_3 軸をとる。観測点は震源の円の中心の直上、 x_3 軸上にあるとする。

断層すべりによる地震動は以下のとおり表される。

$$\begin{aligned} & u(r_0, t) / (V_S^2 / 4\pi) \\ &= dS r^{-4} 6(5\gamma_1^2 - 1)\gamma_3 \int \tau D(t-\tau) d\tau \\ &+ dS r^{-2} 2(6\gamma_1^2 - 1)\gamma_3 D(t-r/V_P) / V_P^2 \\ &- dS r^{-2} 3(4\gamma_1^2 - 1)\gamma_3 D(t-r/V_S) / V_S^2 \\ &+ dS r^{-1} 2\gamma_1^2 \gamma_3 \partial D(t-r/V_P) / \partial t / V_P^3 \\ &- dS r^{-1} (2\gamma_1^2 - 1) \gamma_3 \partial D(t-r/V_S) / \partial t / V_S^3, \quad (2) \end{aligned}$$

ここで、 u は観測点での変位、 D は断層でのすべり変位、 t は時間、 V_S は S 波速度、 V_P は P 波速度、 r は断層面上の点から観測点までの距離で、

$$r^2 = r_0^2 + \rho^2, \quad (3)$$

ρ は原点から断層面上の点までの距離である。 dS は断層面での面積分、 dt は積分範囲 $t=r/V_P \sim r/V_S$ での時間積分である。 γ_i は断層面上の点から観測点へ向かうベクトルの方向余弦である。

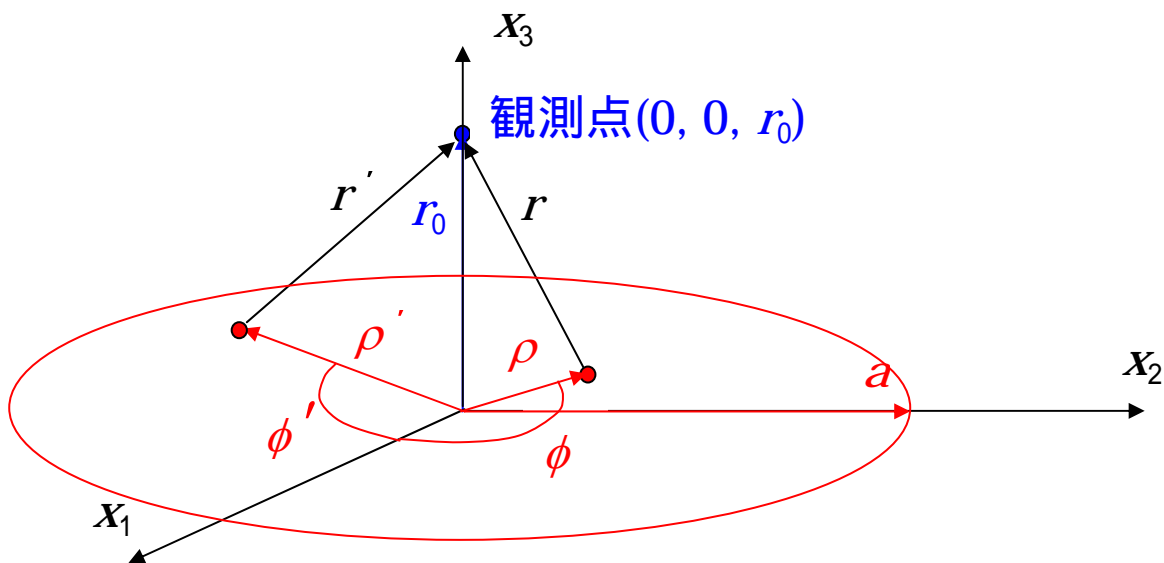


図 2-1 断層面と観測点位置

式(2)の両辺をフーリエ変換して面積分を実行すると、

$$\begin{aligned}
 \Omega(r_0, \omega) / \Delta(\omega) V_S^2 & \\
 &= (-3/2 a^2 r_0 R^{-5}) \\
 &\quad [\exp(-i\omega R/V_P) \{1/(i\omega)^2 + R/(i\omega V_P)\} \\
 &\quad - \exp(-i\omega R/V_S) \{1/(i\omega)^2 + R/(i\omega V_S)\}] \\
 &+ (1/2 a^2 r_0 R^{-3}) \\
 &\quad [\exp(-i\omega R/V_P) / V_P^2 - \exp(-i\omega R/V_S) / V_S^2] \\
 &+ r_0/2 \{ \exp(-i\omega r_0/V_S) / r_0 - \exp(-i\omega R/V_S) / R \} / V_S^2, \quad (4)
 \end{aligned}$$

ここで、

$$R = (r_0^2 + a^2), \quad (5)$$

である。式(4)を逆フーリエ変換して時間領域に戻すと、観測点での変位時間関数が得られ、

$$\begin{aligned}
& u_1(r_0, t) / V_S^2 \\
& = -3/2 a^2 r_0 R^5 \int_{R/V_P}^{R/V_S} \tau D(t-\tau) d\tau \\
& \quad - 1/2 a^2 r_0 R^3 [D(t-R/V_P) / V_P^2 - D(t-R/V_S) / V_S^2] \\
& \quad + 1/2 r_0 [D(t-r_0/V_S) / r_0 - D(t-R/V_S) / R] / V_S^2, \quad (6)
\end{aligned}$$

ここで、 $d\tau$ は積分範囲 $\tau=R/V_P \sim R/V_S$ での時間積分である。

式(4)は周波数領域での解、式(6)は時間領域での解である。観測点が断層面にきわめて近い距離にある場合、式(6)で $r_0 = 0$ として、

$$u_1(r_0, t) = D(t-r_0/V_S)/2, \quad (7)$$

が得られる。式(7)は、遠方近似とは異なり、観測点距離がどのように小さくとも観測点での振幅は有限で、観測点が断層面上にある場合は断層すべり変位に等しいことを示している。観測点距離が充分遠い場合、 $r_0 \rightarrow \infty$ とすると、

$$u_1(r_0, t) = (a^2/4V_S) r_0^{-1} \partial D(t-r_0/V_S) / \partial t, \quad (8)$$

となる。これは遠方近似そのものである。

式(4)は観測点でのスペクトルを震源からの距離と周波数の関数として表現したものである。式(4)で周波数を固定し距離の関数として各周波数ごとに距離減衰を描くと図2-2となる。遠方近似とは異なり、震源距離が小さくなると、振幅は発散せず有限の値に収束する。

式(5)より断層すべり関数を仮定して観測波形の最大振幅の距離減衰を描くと図2-3となる。震源距離が小さい場合は、理論解は遠方近似と大きく異なり、断層近傍でも発散せず有限値に収束する様子が示されている。

東海地震及び東南海・南海地震の検討では、時系列の距離減衰を遠方近似ではなく、ここで得られた距離減衰を用いている。距離減衰の様子は C を定数として関数形 $1/(R+C)$ で表現される。 C の値は断層半径とした。この関数形は最大速度あるいは最大加速度に関する近年の距離減衰式と整合する。これは従来の強震動予測手法で考慮されていない特徴の1つである。

なお、距離減衰は周波数ごとに異なるが、ここでは考慮していない。

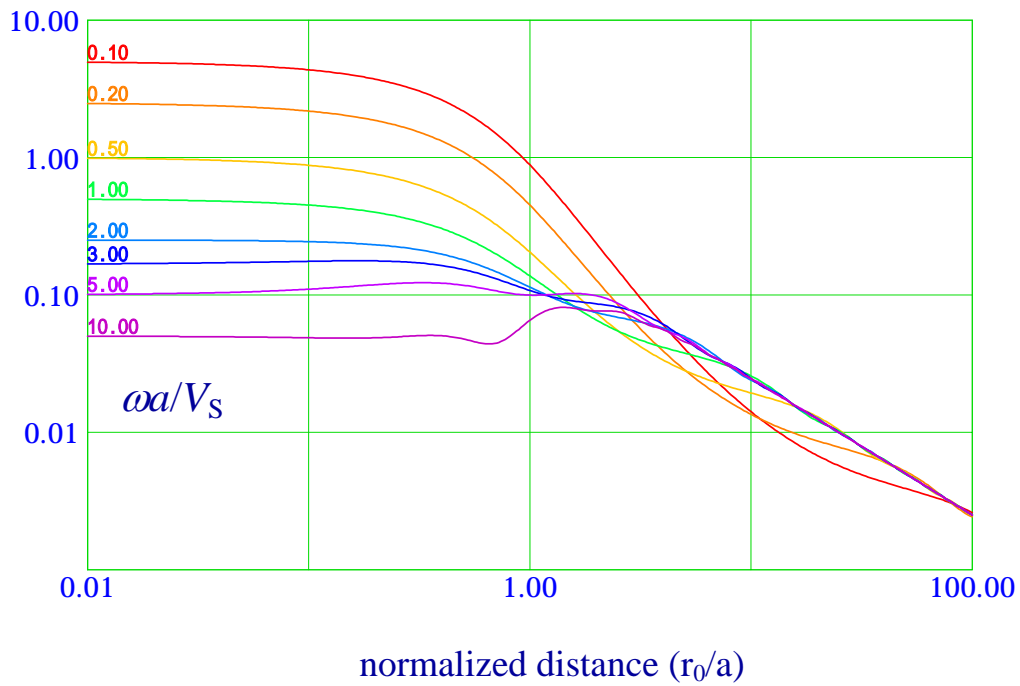


図 2-2 周波数ごとの距離減衰
周波数により距離減衰の様子が異なる。

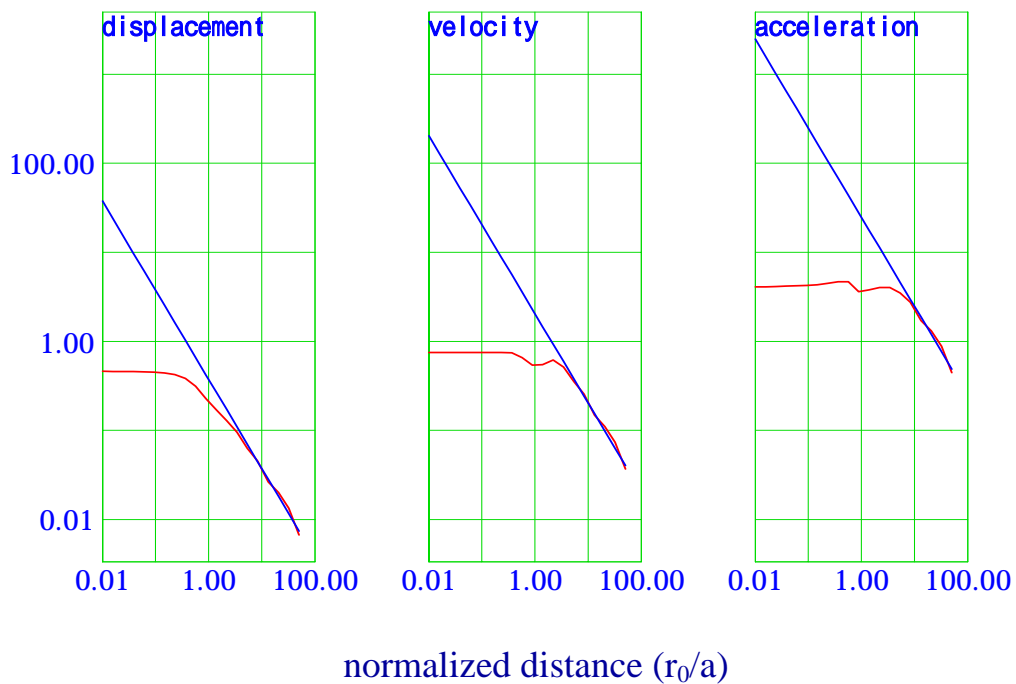


図 2-3 観測波形時系列の最大振幅の距離減衰。
赤線は理論解、青線は遠方近似である。
幾何減衰は $1/(R+C)$ で近似される。

3 計算の手順

強震動計算は、震源断層から工学的基盤（S波速度 700m/s 相当層）までの深部地盤と、工学的基盤以浅の浅部地盤とに分けて行った。

深部地盤については、統計的グリーン関数法により、工学的基盤における加速度波形を求めた。

深部地盤の波形計算は計算対象領域が広いことから、5km メッシュで行い、得られた 3 成分の波形を用いて工学的基盤の震度を求めた。1km メッシュでの震度への変換は、図 3-1 に示すように、このメッシュを囲む 4 点の 5km メッシュでの震度を内挿して求めた。内挿する際に用いた内挿関数は以下のとおりである。

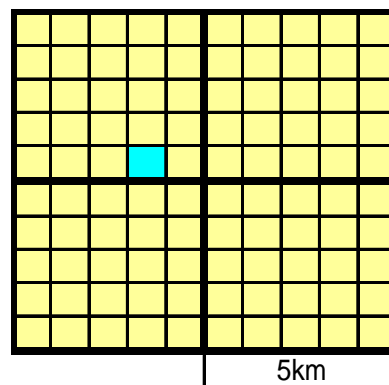
$$A(x, y) = ax + by + cxy + d \quad (1)$$

浅部地盤については、工学的基盤から $V_s=300\text{m/s}$ 層上面までについては線形計算、以浅については非線形計算により地表の加速度波形を求めた。その際、工学的基盤から浅部への地震波の入射は鉛直とした。

浅部地盤の波形計算は、1km メッシュで行い、得られた 3 成分の波形を用いて地表の震度を求めた。ただし、波形計算の入力波形は 5km メッシュの波形をそのまま用いた。

1km メッシュでの値への変換は以下の手順で行った。

まず、5km メッシュにおける震度増分（地表震度と工学的基盤震度の差）を求めた。次に、このメッシュを囲む 4 点の 5km メッシュで内挿により求められた 1km メッシュでの工学的基盤の震度を加えて、地表の震度の値とした。



: 5kmメッシュ
 : 1kmメッシュ

1kmメッシュ(点)の値は、5kmメッシュ(の4点)の値を内挿して求める

図 3-1 5km から 1km メッシュへの内挿

4 非線形計算について

工学的基盤から地表までの表層地盤の地震波形の計算は、多くの強震動波形計算で行われているのと同様に鉛直入射とし、表層地盤の非線形性を踏まえ、非線形応答計算を行った。

地盤の非線形特性を考慮する代表的な方法として、時間領域で解析する非線形法と周波数領域で解析する等価線形法がある。中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」では、非線形法のプログラムとして YUSAYUSA-2 (非線形法) の使用を検討した。この時には、揺れが小さいにもかかわらず過度な減衰を示すケースもあり、広域で揺れの大きな地域を評価するためには、個別地盤の状況を詳細にとらえ検討する必要があるという結論が得られたことから、これまでに広く利用されてきた実績があり、安定した計算結果を与えている等価線形法を採用した。

一方で、最近になって吉田 (1995) による非線形計算プログラム DYNES3D (非線形法) が開発された。DYNES3D は、以下の特徴を有している。

表層地盤における 3 成分の地震力を同時に考慮できる。

地盤材料の非線形特性 (応力 - ひずみ特性) を完全に表現した計算ができる。

また、実地盤で得られた地震動波形を用いた波形計算結果を比較すると、YUSAYUSA-2 や SHAKE (等価線形法) と比べて DYNES3D は実際に観測された波形をよく再現しているという報告もある。

このため、今回の検討においても非線形法を採用することが望ましく、いくつかのケースについて DYNES3D を用いた試算を行い、非線形計算の適用性を検討することとした。

(1) 非線形法と従来の手法との比較

想定東海地震の震源 (S2 モデル) について、東海地震領域で代表ボーリングを有するメッシュについて、非線形法 (全応力法・DYNES3D)、等価線形法 (SHAKE) および線形の 3 つの手法を用いた試算を行った。(図 4-1)

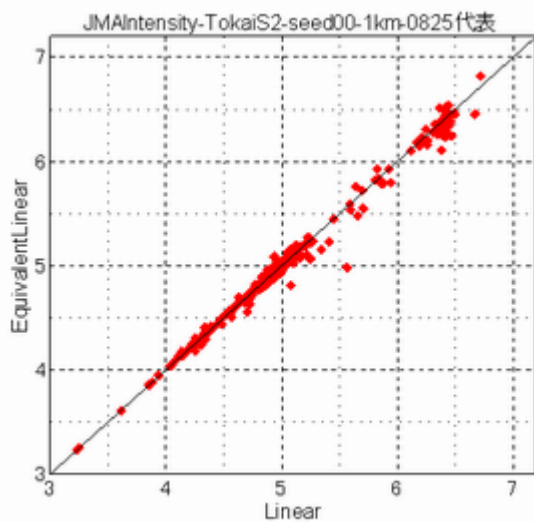
これらを比較すると、線形、等価線形法と比べて非線形法による震度はやや小さくなる傾向があるもののおおむねよく一致しており、安定した結果が得られている。このため、今回の検討では、DYNES3D による非線形法を採用することとした。

非線形法による計算に必要な表層地盤モデルのパラメータとしては、各層の S 波速度、単位体積重量、減衰定数および動的変形特性である。動的変形特性については東海地震と同様に、室内土質試験結果を基に設定した $G/G_0 \sim$ 、 $h \sim$ 曲線を土質 (砂、粘土、砂礫)

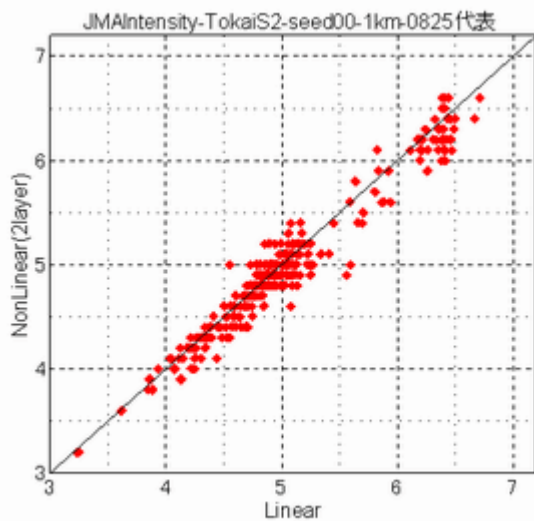
ごとに与えた。なお、S波速度が300m/sを超える地層については、このような土質についての動的変形試験が余り実施されていないため、土木分野での表層非線形計算での扱いと同様に線形とした。また、DYNES3Dでは、地盤モデルの全層厚に比例して計算時間が長くなるため、線形層については線形計算(Haskell Matrix)によりS波速度300m/s層上面の加速度波形を求め、これをS波速度300m/s層への入射波形として、DYNES3Dによる非線形層の計算を行った。線形層の計算をDYNES3Dで行った場合(一層計算)とHaskell Matrixで行った場合(二層計算)との地表震度を比較して図4-2に示した。

<参考文献>

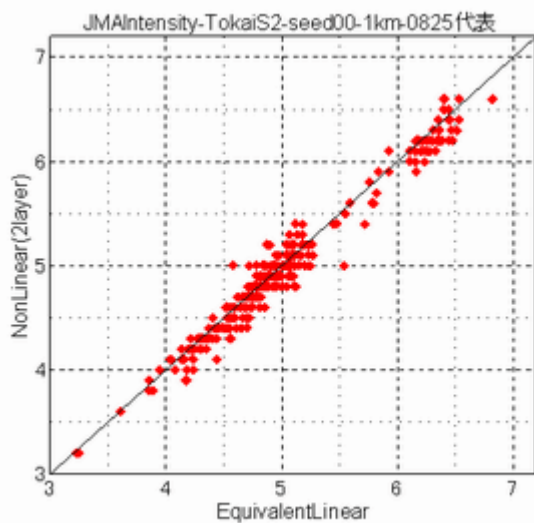
吉田望(1995,2003): DYNES3D A computer program for dynamic response analysis of level ground by effective stress-nonlinear method ver 2.41



線形 ~ 等価線形



線形 ~ 非線形



等価線形 ~ 非線形

図 4-1 代表ボーリング地点における線形・等価線形・非線形による震度の比較
(想定東海地震 S2 モデル)

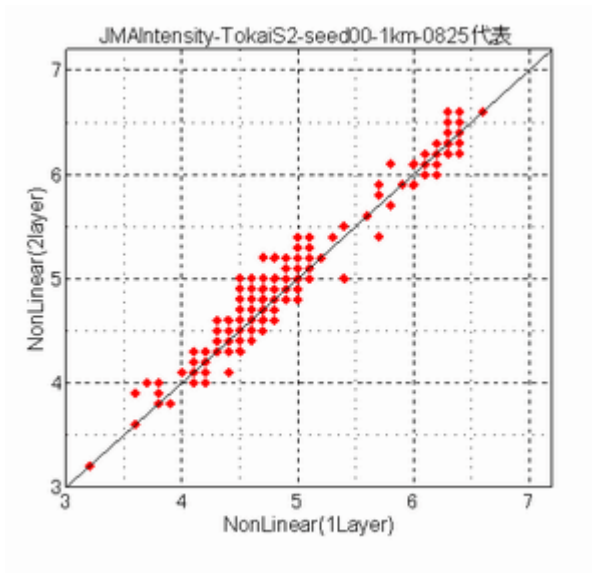
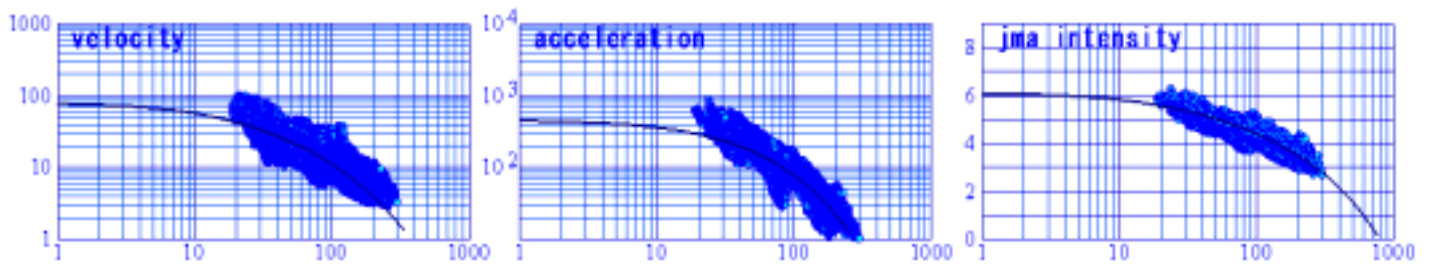
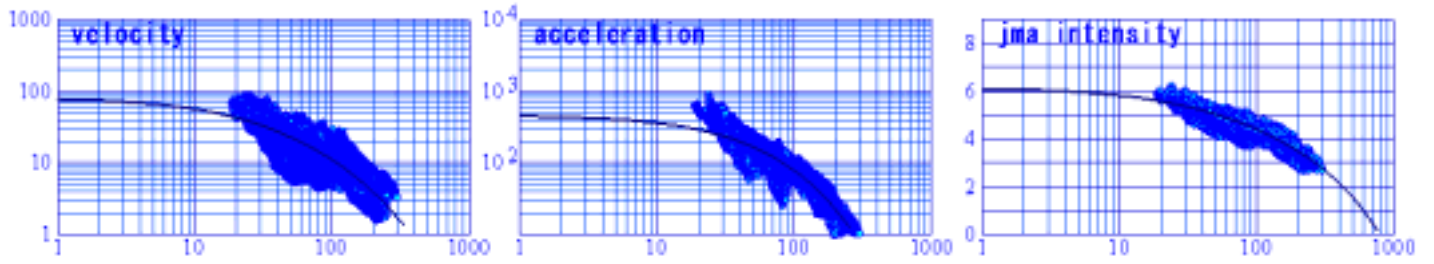


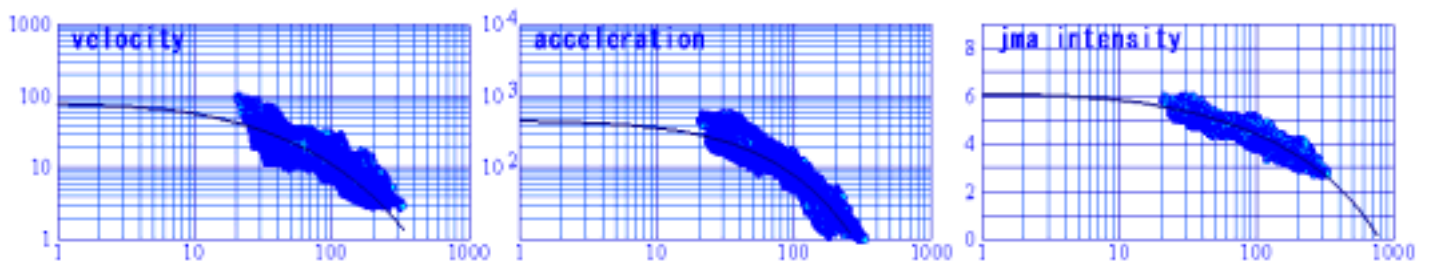
図 4-2 線形層の計算手法の相異による（一層計算・二層計算）地表震度の比較
（想定東海地震 S2 モデル）



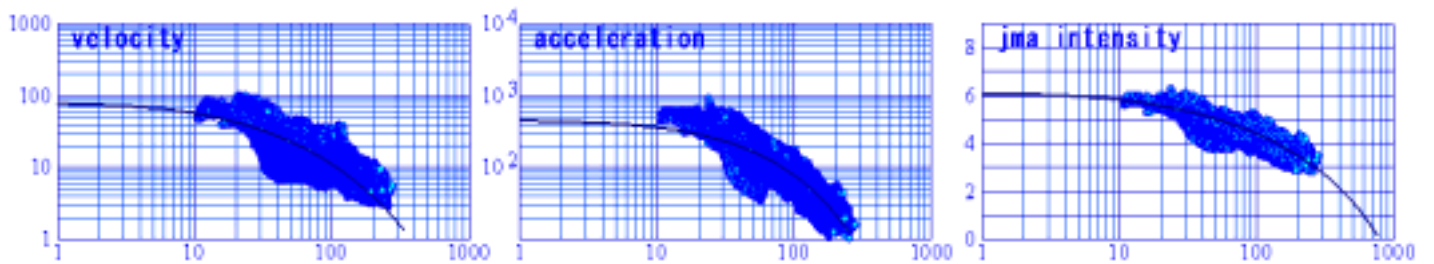
東南海・南海地震



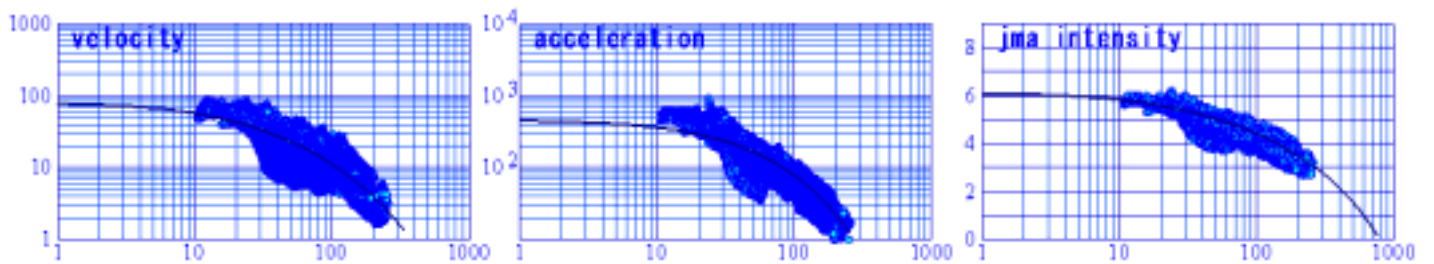
東南海地震



南海地震

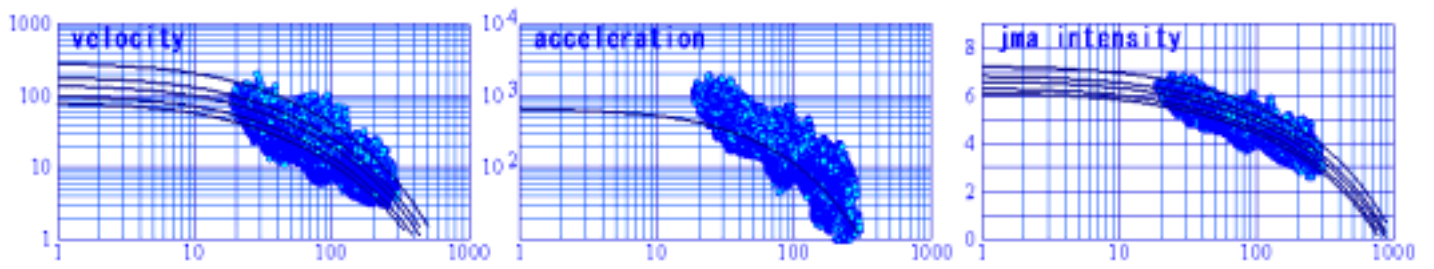


東海・東南海・南海地震

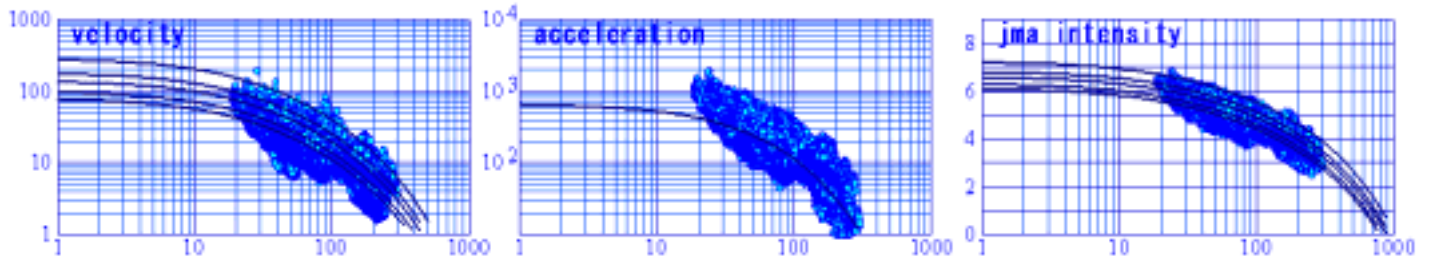


東海・東南海地震

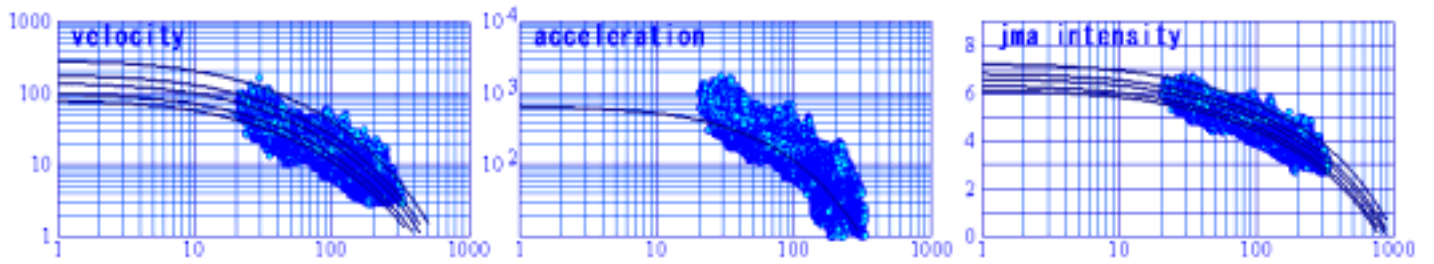
図 工学的基盤距離減衰 曲線： $V_s=700\text{m/s}$ ， $M8.0$



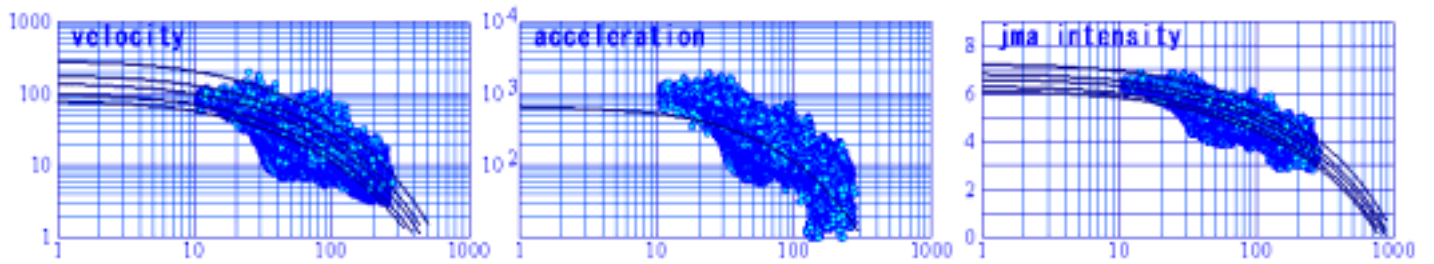
東南海・南海地震



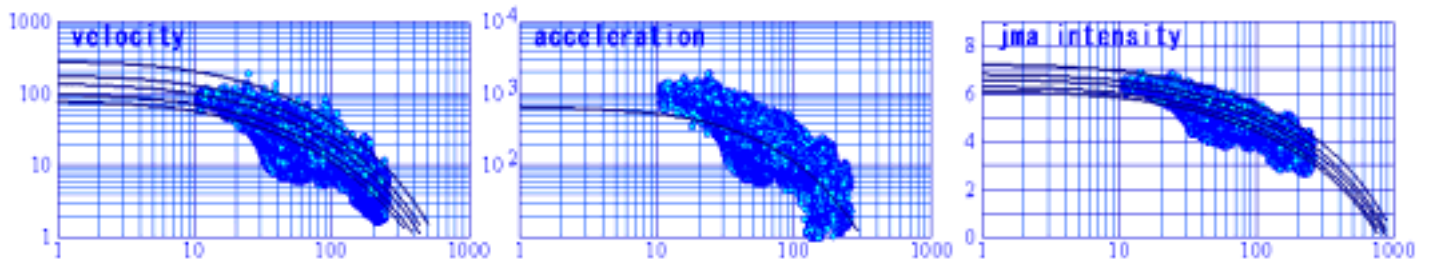
東南海地震



南海地震



東海・東南海・南海地震



東海・東南海地震

図 地表距離減衰 曲線 : $V_s=100, 200, 300, 500, 700\text{m/s}$, M8.0