

(38) 確率論的グリーン関数による強震動の波形合成法とその検証例

宮崎大学工学部

正員 原田 隆典

(株) 長大 (元宮崎大学大学院学生) 正員 田中 剛

1. まえがき

小地震の観測記録から大地震の強震動を予測する方法を開発してきている¹⁾。この方法は、Irikura(1988)のモデル²⁾に基づくが、振動数領域の定式化により断層運動を振動数フィルターとして改良したものである。この方法は、建設地点で適切な小地震の地震動が観測されない場合にも、確率論的点震源モデルによる地震動の予測方法¹⁾と組み合わせて、大地震の強震動が予測できる特長を有する。ここでは、日向灘を震源とする $M=6.6$ の地震による宮崎市での岩盤上の加速度記録をこの地震の余震 ($M=5.0$) 記録および確率論的点震源モデルによる人工地震動を用いて予測し、方法の検証を行なったのでその概要を報告する。

2. グリーン関数を用いた強震動の波形合成法の概要

方法の詳細は文献(1)に示されているが、ここでは、計算式と必要なパラメータのみを示す。小地震の地震動 $u_0(x, \omega)$ から近似的に大地震の地震動 $u(x, \omega)$ を求める計算式は次式で与えられる。

$$u(x, \omega) = \sum_{m=1}^{N_L} \sum_{n=1}^{N_W} \frac{R_0}{R_{mn}} T_{mn}(\omega) e^{-i\omega(\tau_{mn} + t_{mn})} u_0(x, \omega) \quad (1)$$

この式を時間領域に変換すると、入倉の提案式²⁾と完全に一致する。ここに、 τ_{mn} は断層の破壊面が震源から小断層 (m, n) に到達するまでの時間遅れを表わす。また、 t_{mn} は小断層 (m, n) から発生した S 波が観測点に到達する時間遅れを表わす。したがって、これらの時間遅れは次式のように表わされる。

$$\tau_{mn} = \frac{\zeta_{mn}}{V_R}, \quad t_{mn} = \frac{R_{mn} - R}{C_S} \quad (2)$$

ここに、 V_R は断層の破壊速度、 C_S は S 波の伝播速度を表わす。また、式(1)における関数 $T_{mn}(\omega)$ は、大地震と小地震のすべり時間関数の違いを表わす伝達関数である。この関数の具体的モデルを説明する。震源パラメータの相似則は次式で与えられる。

$$\left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1/3} = \frac{L}{\Delta L} = \frac{W}{\Delta W} = \frac{D}{D_0} = \frac{\tau}{\tau_0} = N_L = N_W = N \quad (3)$$

ここに、大地震と小地震の地震モーメントを M_0 と m_0 、断層の長さを L と ΔL 、断層の幅を W と ΔW 、断層の変位を D と D_0 、断層の立ち上がり時間を τ と τ_0 とする。伝達関数 $T_{mn}(\omega)$ は次式で与えられる。

$$T_{mn}^P(\omega) = \left[\frac{\omega^2 + \left(\frac{N}{\tau}\right)^2}{\omega^2 + \left(\frac{1}{\tau}\right)^2} \right] \left[\frac{i\omega - \left(\frac{1}{\tau}\right)}{i\omega - \left(\frac{N}{\tau}\right)} \right] \left[\frac{1 + \kappa \left(\frac{\omega\tau}{2}\right)^2}{1 + \left(\frac{\omega\tau}{2}\right)^2} \right] \quad (4)$$

ここに、 κ は高振動数領域の伝達関数の値を変えるパラメータである。式(4)の提案モデルは、Brune のすべり時間関数モデルを採用したときの高振動数領域の値が κ によって変わるモデルで、 $\kappa = 1$ のときは Brune のすべり時間関数モデルを採用したモデルに一致する。式(1)により合成される大地震の地震動は ω^{-2} モデルの特性を有する。

3. 計算の手順

計算方法の手順を整理すると、次のようである。

- (1) 大地震と小地震の地震モーメント M_0 、 m_0 から式(3)を用いて、断層の分割数 N を決める。
- (2) 大地震の断層の長さ L 、 W および分割数 N から式(3)を用いて、小地震の断層の大きさ (ΔL 、 ΔW) を決める。
- (3) 断層の破壊速度 V_R 、S 波の伝播速度 C_S 、大地震の震源距離 R 、各小断層の震源距離 R_{mn} から式(2)を用いて、時間遅れを決める。
- (4) 大地震の断層の立ち上がり時間 τ と分割数 N から式(4)を用いて、伝達関数 $T_{mn}^P(\omega, \kappa)$ を計算する。

(5) グリーン関数としての小地震の震源距離 R_0 と記録のフーリエ変換 $u_0(x, \omega)$ から式 (1) を用いて、大地震の強震動のフーリエ変換 $u(x, \omega)$ を計算し、そのフーリエ逆変換により時刻歴を計算する。

4. 確率論的点震源モデルによるグリーン関数の作成方法の概要

建設サイトに適切な小地震の記録がない場合にも、小地震の記録をグリーン関数として大地震の強震動を合成する方法を示す。この方法は、小地震の観測記録をグリーン関数として使うのではなく、確率論的点震源モデルによって波形を作り、これに大地震の断層の大きさや破壊伝播特性等を考慮して大地震の強震動を合成する方法である。

確率論的グリーン関数として用いる地震動波形 $a(t)$ は非定常パワースペクトル $S_{aa}(t, \omega)$ を用いて次式により計算する¹⁾。

$$a(t) = \sqrt{2} \sum_{j=1}^{N_\omega} \sqrt{2S_{aa}(t, \omega) \Delta\omega} \cos(\omega t + \phi_j); \quad \omega_j = j\Delta\omega; \quad \Delta\omega = \frac{\omega_u}{N_\omega}; \quad j = 1, 2, \dots, N_\omega \quad (5)$$

ここに、 ω_u は振動数の上限値で、これ以上の振動数では非定常スペクトルの振幅が数学的または物理的理由から十分に小さく、零とみなされる振動数である。式 (5) において、 ϕ_j は $(0, 2\pi)$ の間で一様分布を持つ互いに独立な不規則位相角である。式 (5) の確率波は、中心極限定理によると N_ω が大きくなると漸次的にガウス分布に従う非定常確率波となる。式 (5) において地盤加速度の非定常パワースペクトル S_{aa} は、次のように与えられるものとする。

$$S_{aa}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi} |W(t, \omega)|^2 |A(\omega)|^2; \quad |A(\omega)| = C A_S(\omega) A_D(\omega) A_A(\omega) \quad (6)$$

ここに、 $|W(t, \omega)|$ は、定常パワースペクトルから非定常パワースペクトルを定義する修正関数である。 $|A(\omega)|$ は、地震モーメント M_0 の断層から距離 R の観測点でのせん断波のフーリエスペクトル振幅である¹⁾。 C 、 $A_S(\omega)$ 、 $A_D(\omega)$ 、 $A_A(\omega)$ は、それぞれ、振幅定数、震源スペクトル、地震波の減衰特性、および表層地盤の増幅特性を表す係数である。振幅定数と震源スペクトルは次式で与えられる。

$$C = \frac{R(\theta, \varphi) F V}{4\pi \rho C_S^3}; \quad A_S(\omega) = \frac{M_0 \omega^2}{1 + (\omega/\omega_C)^2} \quad (7)$$

ここに、 $R(\theta, \varphi)$ は、震源からの地震波の放射パターンに対する平均補正係数、 F は自由表面の影響による波動の増幅補正係数、 V は 2 方向の水平成分のエネルギー分配を説明する低減係数である。 ρ は媒質の密度、 C_S は媒質のせん断波速度である。 ω_C はコーナー振動数である。減衰特性係数と表層地盤による地震波の増幅特性は次式で与える。

$$A_D(\omega) = \frac{1}{1 + (\omega/\omega_{max})^n} \frac{1}{R} \exp\left(-\frac{\omega R}{2QC_S}\right); \quad A_A(\omega) = \frac{\sqrt{1 + 4h_g^2(\frac{\omega}{\omega_g})^2}}{\sqrt{(1 - (\frac{\omega}{\omega_g})^2)^2 + 4(h_g^2)(\frac{\omega}{\omega_g})^2}} \quad (8)$$

ここに、 $A_D(\omega)$ の式において右辺第 1 因子は、地震波の高振動数 ω_{max} を遮断するフィルターを表す。ここでは、 $n = 1$ を仮定する。右辺第 2 因子は、せん断波の幾何学的減衰特性を表す。右辺第 3 因子は、地震波のエネルギーが地殻や地盤材料の非弾性的性質により消費される材料減衰 Q の効果を表す。本研究において表層地盤による地震波の増幅特性 A_A は、金井・田治見スペクトルを採用する。 ω_g は表層地盤の卓越振動数、 h_g は増幅率を制御するパラメーターである。硬い地盤では、 $\omega_g = 15.6(\text{rad/sec})$ 、 $h_g = 0.6$ が用いられる。式 (6) の修正関数 $|W(t, \omega)|$ は、Kimura and Kameda(1970)³⁾ による非定常スペクトルモデルを簡略式で近似化した次式を用いるものとする。

$$|W(t, \omega)| = \frac{e^{-(c_1\omega + c_2)t} - e^{-(c_3\omega + c_4)t}}{e^{-(c_1\omega + c_2)t^*} - e^{-(c_3\omega + c_4)t^*}}; \quad t^* = \frac{\ln(c_1\omega + c_2) - \ln(c_3\omega + c_4)}{(c_1\omega + c_2) - (c_3\omega + c_4)} \quad (9)$$

ここに、

$$c_k = [(a_{k1}\Delta - a_{k2})M + a_{k3} - a_{k4}\Delta] \times a_{k5}; \quad a_{11} = a_{31} = 6.0; a_{12} = a_{32} = 1600.0; \\ a_{13} = 14000.0; a_{14} = a_{34} = 54.0; a_{15} = a_{35} = 10^{-6}; a_{21} = a_{41} = 4.0; a_{22} = a_{42} = 1000.0; \quad (10)$$

$$a_{23} = 9500.0; a_{24} = a_{44} = 36.0; a_{25} = a_{45} = 10^{-4}; a_{33} = 15000.0; a_{43} = 9510.0$$

ここに、 M は地震のマグニチュード、 Δ は震央距離を表す。

金井・田治見スペクトルは、基盤における加速度波形のスペクトル振幅が振動数に依存しないで一定であるとして、 $A_A(\omega)$ に定数を乗じたものである。従って、もともとの金井・田治見スペクトルから定義される速度波形および変位波形のスペクトル振幅は、低振動数では、それぞれ、振動数および振動数の2乗に逆比例する。このようなことは物理的にはありえない。しかし、本研究で求めたように、震源スペクトル特性、地震波の伝播による減衰特性、および表層地盤の増幅特性、という地震動の物理に基づくと、上記のような金井・田治見スペクトルにおける低振動数領域の物理的に不都合な特性が改良される。

5. 観測記録による検証例

検証のために用いた観測記録は電力中央研究所の強地震観測資料⁴⁾における観測点・波形番号 MYZ2-007 と MYZ2-009 の NS 方向の加速度記録である。観測点の位置（宮崎）と地盤条件は次のようである：

$$\text{MYZ2(位置 } N31^{\circ}51.42', E131^{\circ}25.63', \text{砂岩)}。$$

日向灘を震源とする本震と余震の諸元は次のようである：

本震 ($M=6.6$, 位置 $N32^{\circ}58.20'$, $E132^{\circ}03.80'$, 深さ 48km, 発震時 1987/03/18/12:36:29.0);

余震 ($M=5.0$, 位置 $N32^{\circ}04.00'$, $E132^{\circ}03.60'$, 深さ 48km, 発震時 1987/03/18/14:00:18.4)。

CMT 解⁵⁾から本震の地震モーメント $M_0=1.2 \times 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$, Strike $\phi_s=182^{\circ}$, Dip $\delta=64^{\circ}$ 、を採用した。余震分布の資料（宮崎地方気象台）に基づいて、本震の断層の大きさを $L=21\text{km}$, $W=14\text{km}$ と決めた⁶⁾。小地震の地震モーメントは Sato(1979) による次式から $m_0=5.0 \times 10^{23} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ と決めた。

$$m_0 = 10^{(1.5M + 16.2)} \quad (11)$$

したがって、式(3)から $N=6$ と分割数を決定した。このようにして、最終的に本震と余震の震源パラメータを表1、2のように決めた。

ここでの検証は振動数 0.5Hz-20Hz の範囲で検討した。図1には、この振動数範囲以外をカットした本震と余震による加速度波形の NS 成分を示す。この余震による加速度波形を3節の手順により合成し、本震の加速度波形を予測した ($\kappa=1.3$ を採用)。この合成波形を本震の加速度波形とともに図2に示す。また、図3には、これらの波形による応答スペクトルの比較をしている。図4は、余震記録の代わりに確率論的点震源モデルによって余震記録をシミュレーションにより作り、この人工地震動を先ほどと同じように合成して本震の波形を予測したものである。この場合、コーナー振動数 $\omega_C=9.8 \text{ rad/s}$, $\kappa=3.0$ を用いた。また、図5には、応答スペクトルでの比較をしている。

6. まとめ

日向灘を震源とする地震の余震記録および確率論的点震源モデルによるシミュレーション波形を合成して、本震の強震動を予測しその予測方法の妥当性を検証した。パラメータの予測方法に不確かさがあるものの、この様な検討を通して、この方法が魅力的な道具であると感じている。

7. 謝辞

本震と余震の資料とその分布図に関して、新名幸雄主任専門官（宮崎地方気象台）および断層モデル決定において、入倉孝次郎教授（京都大学防災研究所）から多くの事項をお教え頂いた。ここに記して感謝の意を表する次第である。

8. 参考文献

- 1) 原田隆典、田中剛、田村好文、震源特性を考慮した地震動のシミュレーション手法、土木学会論文報告集、第507号/I-30, pp.209-217, 1995.
- 2) Irikura, K., Prediction of Strong Accelerations Motions using Empirical Green's Function, Proc. of 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, 1986, pp.151-156.
- 3) 木村淳二、亀田弘行、地盤の非線形増幅を考慮した地震動の応答スペクトルのアテニュエーション特性に関する不規則振動解、京都大学耐震研究報告 No.87-2, 1987.
- 4) 矢島浩、強地震観測資料集、第6巻、U93031、電力中央研究所報告、平成5年(1993).

5) Dziewonski, A.M., Ekstrom, G., Woodhouse, J.H., and Zwart, G., Centroid-Moment Tensor Solutions for January-March, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.50, pp.116-126, 1988.

6) 入倉孝次郎教授、京都大学防災研究所、との私信, 1994.

表 1 本震の震源パラメータ

Parameters Name	Value	Unit
Fault Strike	N182°E	
Fault Dip	64	degree
Fault Length	21	km
Fault Width	14	km
Seismic Moment	1.2×10^{26}	dyn · cm
Magnitude	6.6	
Rise Time	1.25	sec
S-wave Velocity	3.7	km/sec
Rupture Velocity	2.7	km/sec

表 2 余震の震源パラメータ

Parameters Name	Value	Unit
Seismic Moment	5.0×10^{23}	dyn · cm
Magnitude	5.0	

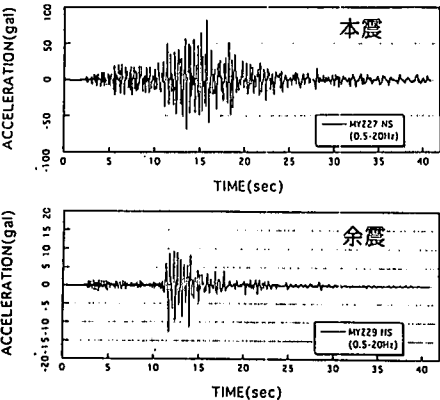


図 1 波形処理 (0.5-20Hz を対象) をした本震と余震による加速度波形 (NS)

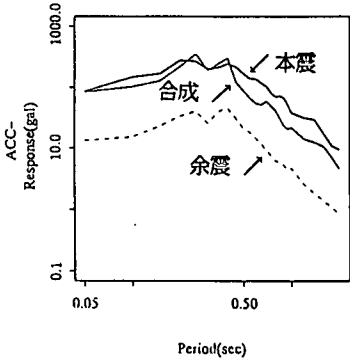


図 3 本震による観測波形と余震波形の合成加速度波形 (NS) の応答スペクトルの比較

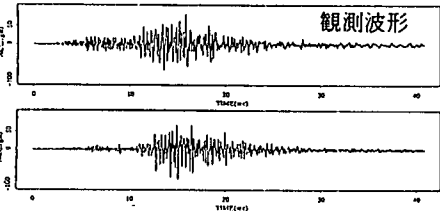


図 2 本震による観測波形と余震波形の合成加速度波形 (NS) の比較

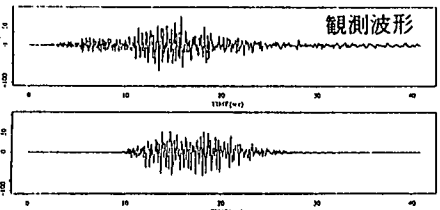


図 4 本震による観測波形と人工波形の合成加速度波形 (NS) の比較

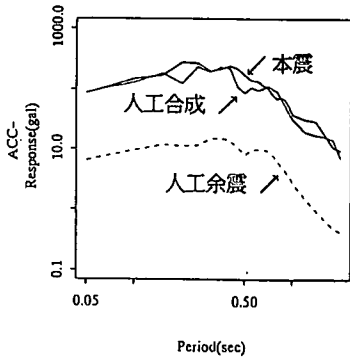


図 5 本震による観測波形と人工波形の合成加速度波形 (NS) の応答スペクトルの比較