

# 統計的グリーン関数法における要素断層内の破壊伝播効果の導入方法の提案

小穴 温子 早川 崇

(技術研究所) (技術研究所)

## Incorporating rupture directivity effects inside subfaults in stochastic Green's function method

Atsuko Oana and Takashi Hayakawa

地震動評価手法の一つとして従来から用いられている統計的グリーン関数法では、要素断層内の破壊伝播効果が考慮されていない。本論文では、統計的グリーン関数法における要素断層内の破壊伝播効果を導入する方法を提案した。この提案法は、破壊伝播効果の周期特性を調整することができ、任意の破壊伝播様式を考慮することができるという利点をもつ。2000年鳥取県西部地震に提案法を適用し、その有効性について検証した結果、従来の統計的グリーン関数法の評価結果と比べて、提案法の評価結果のほうが、周期0.5~1秒程度のフーリエ振幅スペクトルの再現性が向上することを示した。

In the stochastic Green's function method, rupture directivity effects inside subfaults on ground motions are not usually taken into account. In this paper, we proposed a method which incorporates rupture directivity effects inside subfaults in the stochastic Green's function method. Our method has advantages in that dependency of rupture directivity effects on period is adjustable and arbitrary rupture patterns are applicable. To check the availability of our method, we simulated the strong ground motions during the 2000 Tottori earthquake in period range of 0.5-1 s. We showed reproduction of the observed strong ground motions could be improved by our method.

### 1. はじめに

震源近傍において破壊伝播効果は数 Hz 以下で認められ、地震動の空間分布に強く影響していると考えられる。従来から用いられている統計的グリーン関数法では、要素断層間の破壊伝播効果は表現できるが、要素断層内の破壊伝播効果は表現できない。そのため、要素断層間の破壊時間間隔程度よりも短周期で、計算結果から破壊伝播効果が抜け落ちてしまい、地震動が適切に評価されていない可能性がある。例えば、大地震の地震動評価で要素断層間隔が3 km、破壊伝播速度を2.5 km/s とすると、周期1.2秒程度以下の破壊伝播効果が考慮できていないことになる。震源近傍において、建築物の耐震性に重要なこの周期1秒程度の地震動評価の高精度化を図るためには、統計的グリーン関数法に要素断層内の破壊伝播効果を導入する必要がある。要素断層を小さくすれば破壊伝播効果をより短周期まで考慮することができるが、大地震の地震動のスペクトルの過小評価を招く弊害がある<sup>2)</sup>ことが知られているため、他の方

法を考える必要がある。

既往研究としては、谷内・他(2015)<sup>3)</sup>がユニラテラルの破壊伝播様式における破壊伝播効果の導入方法を提案している他にはない。

以上を踏まえ、本論では、はじめに、従来の統計的グリーン関数法(以後、従来法とよぶ)で評価した要素地震波に補正を施すことによって、要素断層内の破壊伝播効果を導入する方法(以後、提案法とよぶ)を提案する。提案法は、破壊伝播効果の周期特性を調整することができる点と、任意の破壊伝播様式を考慮することができる点が特長である。次に、提案法を2000年鳥取県西部地震に適用し、その有効性について検証する。

### 2. 手法概要

統計的グリーン関数法は、大地震の断層面における各要素断層に対応するような小地震の地震動(要素地震波)を統計的手法により作成し、それらを重ね合わせて大地震の地震動を評価する方法である。この要素地震波に破壊伝播効果を導入する方法を考

える。

要素断層内のグリーン関数とすべり速度時間関数は一様と仮定し、要素断層内の破壊伝播効果を理論的に抽出する。観測点  $x$  における要素断層による遠方 S 波の  $i$  方向の地動変位  $u_i$  は(1)式で表される。ここで、(1)式には総和規約が適用される。

$$u_i(x, \omega) = \Omega(x, \omega) \mu V_{pq}(\omega) S G_{ip,q}(x, \omega) \quad (1)$$

ここに、 $\mu$  はせん断剛性率、 $V_{pq}$  はすべり速度時間関数、 $S$  は要素断層面積、 $G_{ip,q}$  はグリーン関数の空間微分である。また、 $\Omega$  は破壊開始点から観測点に達するまでの S 波到達時間  $E$  の面積分で、(2)、(3)式のように表され、この中に破壊伝播効果が含まれる。以後、 $\Omega$  を破壊伝播効果スペクトルとよぶ。

$$\Omega(x, \omega) = \int_{\Sigma} \exp(i\omega E(x, \xi)) dS \quad (2)$$

$$E(x, \xi) = |x - \xi| / \beta + |\xi - o| / V_r \quad (3)$$

ここに、 $\beta$  は伝播経路の S 波速度、 $V_r$  は破壊伝播速度である。 $\xi$  と  $o$  は図-1 に示すとおり、破壊フロントと破壊開始点を指す。(3)式の第 1 項は観測点に対する地震波の指向性に関わる伝播時間、第 2 項は断層面内の破壊伝播時間である。

Brune(1970)<sup>4)</sup>によれば、従来法で用いられている震源スペクトル  $\Omega'$  では、(3)式の第 1 項が考慮されていないと推察される。つまり、従来法における破壊伝播効果を含む震源項は、(4)、(5)式で表すことができる。

$$\Omega'(x, \omega) = \int_{\Sigma} \exp(i\omega E'(x, \xi)) dS \quad (4)$$

$$E'(x, \xi) = |\xi - o| / V_r \quad (5)$$

したがって、従来法で評価した要素地震波に破壊伝播効果を導入するためには、 $\Omega'$  を  $\Omega$  に置換する(6)式の補正スペクトル  $H$  を要素地震波に合積すればよい。

$$H(x, \omega) = \Omega(x, \omega) / |\Omega'(x, \omega)| \quad (6)$$

破壊の不均質の影響により破壊伝播効果が弱まると考えられる高振動数側では、(6)式の補正スペクトル  $H$  を 1 に漸近させれば、破壊伝播効果を徐々に低減させることが可能である。ここで、補正スペクトルの位相特性は、(2)式から求まる値を与える。なお、

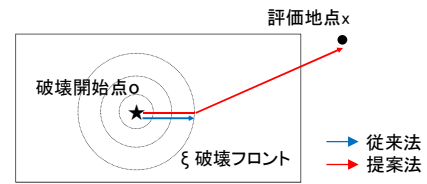


図-1 断層面と評価地点の概念図

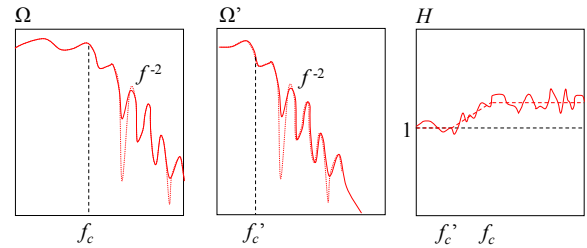


図-2 破壊伝播スペクトル  $\Omega$ 、震源スペクトル  $\Omega'$  及び補正スペクトル  $H$  の概念図

実際の手法適用においては、要素断層の形状や破壊の単純さに起因して震源スペクトルの形状に問題が生じるため、 $\Omega$  を算出する際に、(7)、(8)式のように、破壊開始時刻と最終すべり量に揺らぎ  $\omega$  を与えた。 $\Omega'$  も同様である。

$$\Omega(x, \omega) = \int_{\Sigma} \Delta u_r \exp(i\omega E(x, \xi)) dS \quad (7)$$

$$E(x, \xi) = |x - \xi| / \beta + |\xi - o| / V_r + \Delta t_r \quad (8)$$

ここに、 $\Delta u_r$  は最終すべり量の平均に対する揺らぎの比、 $\Delta t_r$  は破壊開始時刻の平均値からの揺らぎであり、これらは震源スペクトルの高振動数側の傾きを  $\omega^{-2}$  とするために導入した。ここで、 $\Delta t_r$  の分布は、破壊伝播速度  $V_r$  ( $\approx 0.75 V_S$ ) が S 波速度の 0.5 倍まで低下することを想定し、波数 0 のときの時刻遅れを(9)式として  $k^2$  モデルに基づき与えた。

$$\Delta t_r = L_e / (0.5 V_S) - L_e / (0.75 V_S) \quad (9)$$

ここに、 $L_e$  は要素断層の対角線の半分の長さである。また、 $V_r$  が P 波速度を超えないようにするために、破壊開始は(10)式で頭打ちにした。

$$\Delta t_r = L_e / (0.75 V_S) - L_e / V_P \quad (10)$$

(9)式および(10)式は試行錯誤的に決めたものであり、 $\Delta t_r$  の設定方法は今後の課題である。

ところで、同心円状の単純な破壊様式と矩形の要素断層の組み合わせでは、 $\Omega$  や  $\Omega'$  に狭振動数帯域の極端な落ち込みが高振動数で発生しやすく、結果として、補正スペクトル  $H$  にパルス状のピークを生む。

これは単純なモデル化による人工的なピークであり、現実的ではない。このような現象を避けるために、 $\Omega$ や $\Omega'$ の振幅をバンド幅0.4 HzのParzen Windowで平滑化した。

以上により求まる破壊伝播効果スペクトル $\Omega$ 、震源スペクトル $\Omega'$ 、および補正スペクトル $H$ の概念図を図-2に示す。図-2のように、 $\Omega$ や $\Omega'$ は $\omega^{-2}$ モデルに従う。高振動数で大きな落ち込みが存在する(破線)ものの、平滑化により緩和される(実線)。評価地点が破壊進行方向に位置する場合は、ドップラー効果により、 $\Omega$ のコーナー振動数 $f_c$ は $\Omega'$ のコーナー振動数 $f_c'$ よりも高くなる。また、 $H$ は、振動数 $f$ が $f < f_c$ では1で一定で、 $f_c < f$ では徐々に増大し、 $f > f_c$ で1以上の一定値に収束する。

### 3. 2000年鳥取県西部地震への提案法の適用

2000年鳥取県西部地震(M<sub>J</sub>7.3)を対象として、提案法の有効性を検証する。はじめに、検討対象とする断層近傍の観測記録について整理する。次に、断層モデルを設定するとともに、提案法を用いて地震動をシミュレーションし、その評価結果と観測記録を比較する。

#### 3.1 観測基盤波の推定

検討対象地点は、断層近傍に位置するKiK-net観測点のTTRH02とする。震源断層と観測点の位置を図-3に示す。

観測記録の基盤波(以後、観測基盤波)の推定に用いるTTRH02の地下構造モデルを設定する。永野・他(2001)<sup>6)</sup>により、S波速度が790 m/sの層を最下層とした線形および非線形時の速度構造が推定されている。地震基盤上面の入射波を求めるために、同モデルの下にS波速度が2487 m/s、3000 m/s、3500 m/sの3層を追加した。3000 m/sと3500 m/sの層は、それぞれ上部地殻と下部地殻に相当する。その境界の深度は、京都大学防災研究所の震源決定に用いられた東・阿部(2002)<sup>7)</sup>の速度構造とした。東・阿部(2002)<sup>7)</sup>は、反射法探査結果からS波速度が790 m/sの層を2487 m/sとしているが、このような高速度を仮定すると、地中観測点の水平/上下スペクトル比(HVR)の再現が悪化した。そこで、防災科学技術研究所<sup>8)</sup>でPS検層が実施されているGL-101 mまでは790 m/s、GL-101 m以深は東の2487 m/sとした。S波速度が2487 m/sの層の層厚は、J-SHIS<sup>9)</sup>のS波速度が3.0 km/sの層の上面深度(151 m)や地中HVRの再現性から50 mとした。

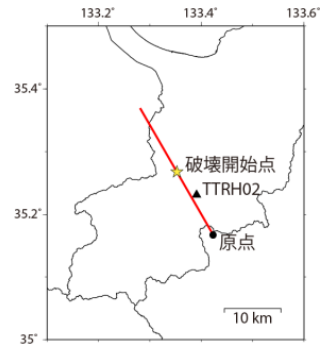


図-3 断層と観測点の位置関係

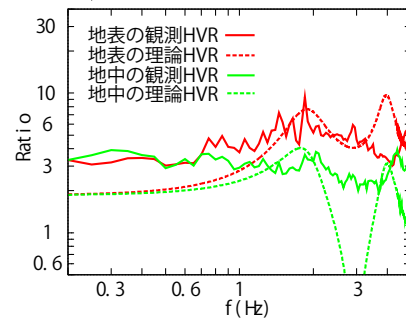


図-4 TTRH02における地表と地中の拡散波動場理論に基づく観測HVRと理論HVR

表-1 TTRH02における地下構造モデル

No	密度	S波速度	Q値(Q=Q0*f <sup>α</sup> )		層厚	上面	備考
	ton/m <sup>3</sup>		Q0	α			
1	1.6	169 (61)	38 (3.0)	0	4	0	永野・他(2001) 層厚はPS検層
2	1.6	214 (67)	42 (3.1)	0	7	4	
3	2.1	371 (291)	38 (13)	0	9	11	
4	2.1	548	36	0	22	20	HVR等で推定
5	2.2	790	6	0	58	42	
6	2.6	2487	86	0.82	50	100	橋爪・他(1967)
7	2.6	3000	86	0.82	3450	150	
8	2.7	3500	86	0.82	0	3600	

※ ( ) 内は本震時で観測基盤波の推定に用いた値

設定した地下構造モデルを表-1に示す。

実体波が卓越する中小地震のS波主要動を用いて算定した地表と地中における観測記録のHVRと、拡散波動場理論<sup>10)</sup>に基づく理論HVRの比較を図-4に示す。図-4より、2 Hz強以上で、地表と地中の理論HVRは観測HVRを再現できていないことがわかる。このことから、線形時の地下構造の有効振動数は2 Hz程度以下と考えられる。観測HVRの3~4 Hzの平坦なスペクトル形状は、地盤の不均質性を反映している可能性がある。不均質性は非線形時にも線形時と同様に影響すると推察されるので、非線形時の地下構造も有効振動数は2 Hz程度と考えられる。

地下構造の低速度層(表層)の影響をできるだけ受けないようにするため、地中記録から観測基盤波を推定した。地下構造モデルの適用範囲に従い、2 Hz以下の成分について検討した。TTRH02は断層

表-2 巨視的断層パラメータ

巨視的断層パラメータ	設定方法
断層上端深さ (km)	0.1 堀川(2001)
走向 $\theta$	145 宮腰・他(2003)
傾斜角 $\delta$	90 宮腰・他(2003)
すべり角	0 設定
地震モーメント $M_0$ (Nm)	1.75E+19 宮腰・他(2003)
短周期レベル $A$ (Nm/s <sup>2</sup> )	8.15E+18 佐藤(2010)
断層長さ $L$ (km)	28.0 宮腰・他(2003)
断層幅 $W$ (km)	17.6 宮腰・他(2003)
断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	493 $S=LW$
平均すべり量 $D$ (m)	1.07 $D=M_0/(\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.89 $\Delta\sigma=(16/7)M_0/(S\pi)^{1.5}$
<b>震源における媒質のパラメータ</b>	
密度 $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.7 設定
S波速度 $\beta$ (km/s)	3.5 地震調査研究推進本部(2002)
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	3.31E+10 $\mu=\rho\beta^2$

表-3 微視的断層パラメータ

アスペリティ	設定方法
地震モーメント $M_{0a1}$ (Nm)	2.57E+18 宮腰・他(2003)
地震モーメント $M_{0a2}$ (Nm)	1.67E+18 宮腰・他(2003)
地震モーメント $M_{0a3}$ (Nm)	1.43E+18 宮腰・他(2003)
断層面積 $S_{a1}$ (km <sup>2</sup> )	26.4 宮腰・他(2003)
断層面積 $S_{a2}$ (km <sup>2</sup> )	26.4 宮腰・他(2003)
断層面積 $S_{a3}$ (km <sup>2</sup> )	17.6 宮腰・他(2003)
平均すべり量 $D_{a1}$ (m)	2.94 $D_{a1}=M_{0a1}/\mu/S_{a1}$
平均すべり量 $D_{a2}$ (m)	1.92 $D_{a2}=M_{0a2}/\mu/S_{a2}$
平均すべり量 $D_{a3}$ (m)	2.45 $D_{a3}=M_{0a3}/\mu/S_{a3}$
短周期レベル $A_a$ (Nm/s <sup>2</sup> )	7.16E+18 $A_a=A[(1-\gamma_s)\gamma_s\gamma_\sigma^2/\{(1-\gamma_s)\gamma_s\gamma_\sigma^2+(1-\gamma_s\gamma_\sigma)^2\}]^{0.5}$ 壇・他(2002)
応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa)	11.7 $\Delta\sigma_a=\gamma_\sigma\Delta\sigma$
面積比 $\gamma_s$	0.14 $\gamma_s=S_a/S$
応力降下量比 $\gamma_\sigma$	3 地震調査研究推進本部(2002), 武藤・他(2009)を参考に設定
<b>背景領域</b>	
地震モーメント $M_{0b}$ (Nm)	1.18E+19 宮腰・他(2003)
断層面積 $S_b$ (km <sup>2</sup> )	422.4 $S_b=S-S_a$
短周期レベル $A_b$ (Nm/s <sup>2</sup> )	3.90E+18 $A_b=(A^2-A_a^2)^{0.5}$
平均すべり量 $D_b$ (m)	0.85 $D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
実効応力 $\sigma_b$ (MPa)	2.18 $\sigma_b=(A_b/4\pi\beta^2)(\pi S_b)^{0.5}$

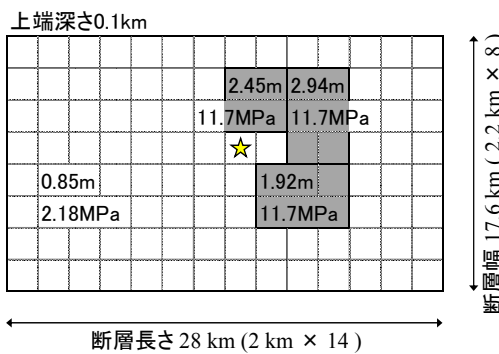


図-5 アスペリティモデル

(☆は破壊開始点、灰色はアスペリティ、白色は背景領域。)

直上に位置するため、鉛直入射を仮定した。推定した観測基盤波の加速度波形とフーリエ振幅スペクトルを、後述の評価結果とともに図-10 (青線) および図-11 (青線) に示す。ここで、図-11 を見ると、0.5 Hz で卓越し、特に NS 成分において顕著である。この要因としては、TTRH02 はアスペリティの直近であるため、理論地震動の表現式のうちの近地項と中間地項が長周期の地震動に大きく影響している可能性が考えられる。

### 3.2 断層モデル

2000 年鳥取県西部地震の断層モデルは、宮腰・他(2003)<sup>11)</sup>の震源インバージョン結果を参照し、そのすべり分布をできる限り尊重したアスペリティモデルを設定した。巨視的断層パラメータを表-2、微視的断層パラメータを表-3 にそれぞれ示す。表-2、表-3 に示すとおり、アスペリティモデルを設定するための与条件としては過多であるが、断層モデルの精度を担保するため、既往研究の知見を最大限に活用したモデルの作成を試みた。ここで、断層全体の短周期レベルが佐藤(2010)<sup>12)</sup>に整合するように、アスペリティと背景領域に分配した。分配にあつ

ては、断層全体とアスペリティの面積比  $\gamma_s$  と応力降下量比  $\gamma_\sigma$  をパラメータとした壇・他(2002)<sup>13)</sup>の式を用いた。アスペリティの面積比  $\gamma_s$  は宮腰・他(2003)<sup>11)</sup>から求まる値とし、応力降下量比  $\gamma_\sigma$  は鳥取県西部地震の強震動再現シミュレーションに関する既往研究<sup>14),15)</sup>を参考に、平均的な値をとって 3 とした。なお、宮腰・他(2003)<sup>11)</sup>のすべり分布のトリミングは行わなかった。設定したアスペリティモデルを図-5 に示す。ここで、破壊開始点は、宮腰・他(2003)<sup>11)</sup>と同じく Hi-net に依った。破壊伝播様式は同心円状、破壊伝播速度は断層全体で一様に 1.5 km/s (宮腰・他, 2003)<sup>11)</sup>とした。

### 3.3 地震動シミュレーション

提案法は、従来の統計的グリーン関数法で評価した要素地震波に補正を施す方法である。そこで、ここではまず、従来法により、TTRH02 の地震基盤上面における統計的グリーン関数を作成する。要素地震波の加速度フーリエスペクトルは、Boore(1983)<sup>16)</sup>の統計的モデルに基づく次式とする。

$$A(f) = \frac{F \cdot FS}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{M_0(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{1+(f/f_{\max})^2} \cdot \frac{\exp\{-\pi X/(Q\beta)\}}{X} \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}} \quad (11)$$

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left( \frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (12)$$

ここに、 $A(f)$ は加速度フーリエ振幅スペクトル、 $F$ は放射特性、 $FS$ は自由表面での増幅を表す係数(2.0 に設定)、 $f_c$ は震源スペクトルのコーナー振動数、

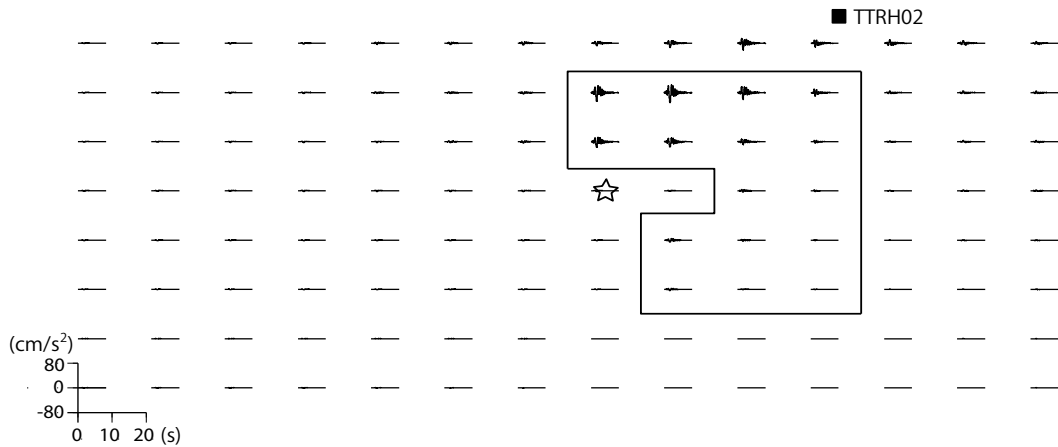


図-6 従来法に基づく要素地震波

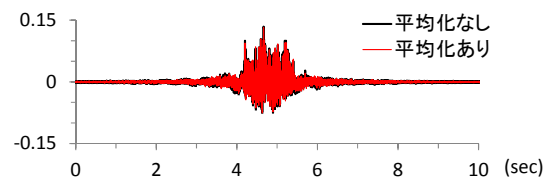
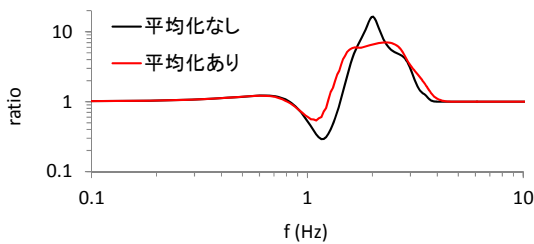


図-7 平均化の有無による補正スペクトルの違い

図-8 平均化の有無による補正スペクトル逆変換波形の違い

$f_{max}$ は高周波遮断振動数（6 Hz に設定<sup>17)</sup>）、 $Q$ は伝播経路の $Q$ 値（ $86f^{0.82}$ に設定<sup>18)</sup>）、 $X$ は震源距離である。 $\rho$ と $B$ は震源の密度とS波速度、 $\rho_s$ と $B_s$ は観測点直下の地震基盤の密度とS波速度である。震源から観測点の地震基盤までの地盤増幅をインピーダンス比で考慮している。 $\Delta\sigma$ は応力降下量、 $M_0$ は要素断層の地震モーメントである。位相特性はランダム位相とし、乱数の初期値をSV波とSH波で別々に与え、10波ずつ作成した。経時特性には、佐藤(2004)<sup>19)</sup>の散乱理論による包絡関数を用い、鳥取県西部地震の観測記録に基づき各パラメータを決めた。以上により作成した、従来法に基づく各要素地震波の例を図-6に示す。

次に、提案法に基づき、各要素断層の破壊伝播効果の補正スペクトルを評価する。十分に滑らかな破壊を表現するために、走向方向、傾斜方向ともに要素断層を40分割した位置に積分点を設けた。最終すべり量と破壊開始時刻の揺らぎは、1つの要素断層の各積分点に対して計算したセットを用意しておき、すべての要素断層で同じセットを用いた。TTRH02に対して破壊伝播方向に位置する要素断層（図-8中の赤枠）における補正スペクトルの例を図-7に黒線で示す。ここで、佐藤(2002)<sup>19)</sup>の鳥取県西部地震の放射特性の分析によれば、数Hz以下で観測と理論が対応すること、また、地下構造モデルの適用範囲が2Hz以下であったことを踏まえ、

本検討では数Hz以下で破壊伝播効果を考慮することとし、2~4Hzでテーパをかけて補正スペクトルを1に漸近させた。図-7より、2Hz前後でスペクトルが極端に突出する傾向があることがわかる。本来、破壊の不均質の影響により、破壊伝播効果は高振動数になるにつれて減少傾向を示すと考えられるが、本検討では単純な同心円状の破壊を仮定しているため、人工的な位相の干渉が生じ、高振動数でこのように変動したと推察される。このような変動は、補正スペクトルの算出に用いた破壊伝播効果スペクトル $\Omega$ と震源スペクトル $\Omega'$ において、前述のとおり平滑化で除去しているが、十分に取り除けなかったため、再度ここで補正スペクトルに対して振動数依存のバンド幅の移動相加平均をとることとした。バンド幅は試行錯誤の結果、 $(8df)f^2$ （ただし、 $25df$ で頭打ち）とした。なお、本検討では、振動数間隔 $df$ は0.03Hzである。フーリエ位相は、オリジナルの補正スペクトルのものを付与するので、平均化前後で変わらない。平均化した補正スペクトルを図-7に赤線で示す。突出していたピークが均されていることがわかる。また、補正スペクトルをフーリエ逆変換した波形を図-8に示す。振幅と位相の因果律が乱されたことによる影響は出ていないことが確認できる。各要素断層の補正スペクトルを図-9に示す。図-9より、TTRH02に対して破壊進行方向（forward側）の要素断層では1~2Hz程度で卓

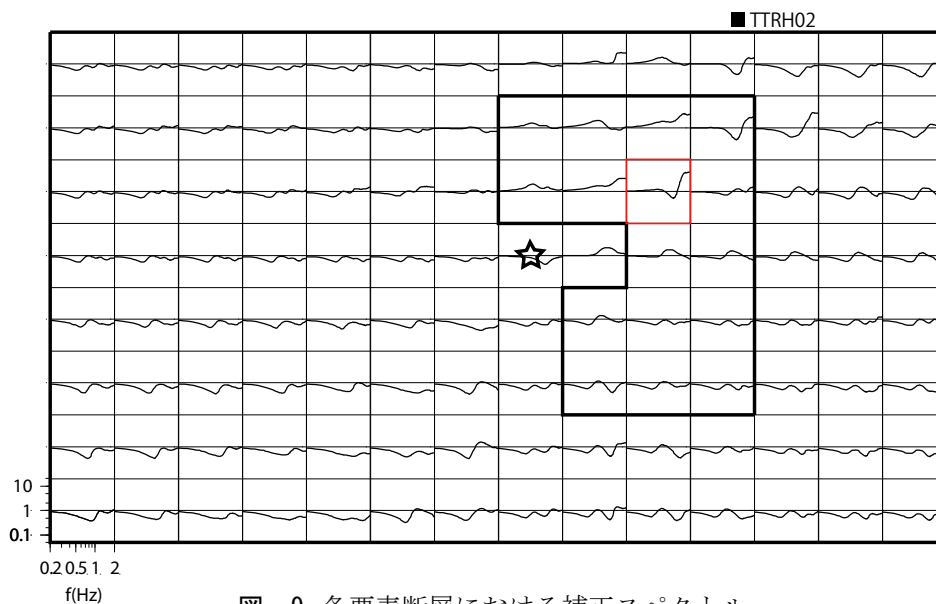


図-9 各要素断層における補正スペクトル

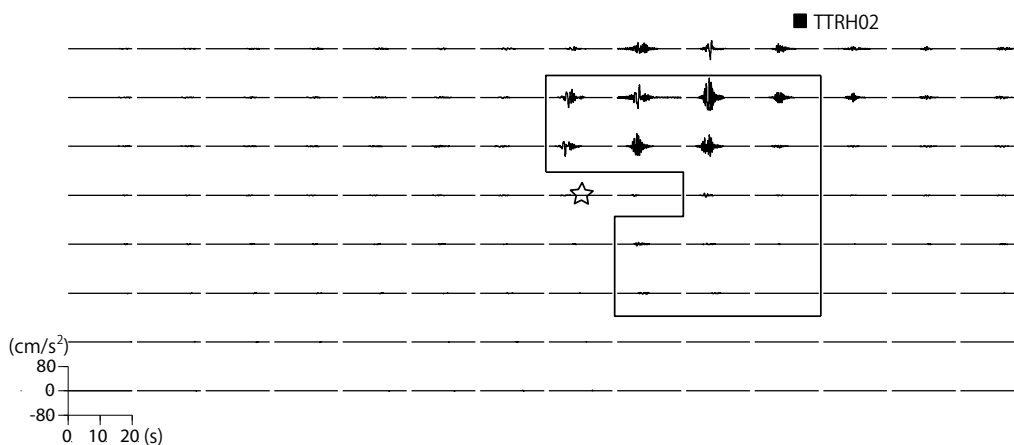


図-10 破壊伝播効果の補正を施した要素地震波

越し1を上回り、それと逆方向（backward側）の要素断層では1を下回り、その他の要素断層ではほぼ1になっていることがわかる。

さらに、補正スペクトルを従来法に基づく要素地震波に合積し、破壊伝播効果の補正を施した要素地震波を計算した。計算結果を図-10に示す。図-6と図-10を比べると、破壊伝播効果の補正を施した提案法のほうが振幅の大小のコントラストが大きくなり、破壊進行方向で大きく鋭い波形、その逆方向や直交方向では小さく鈍い波形になっている。以上より、補正スペクトルを適用することによって、振幅と位相分散を調整できることを確認した。

### 3.4 波形合成結果

従来法と提案法による TTRH02 における地震動シミュレーション結果と観測記録の対応について考察する。地震基盤上面（S波速度3 km/s）の観測基盤波、従来法の波形合成結果、および提案法の波形

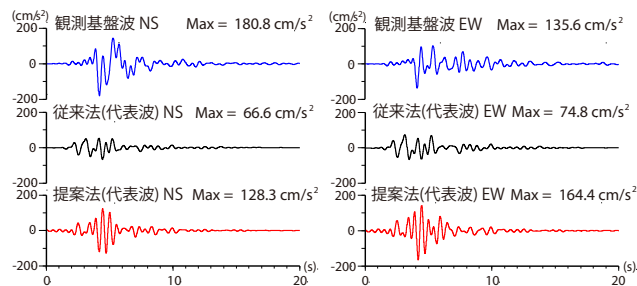


図-11 観測基盤波・従来法・提案法の加速度波形

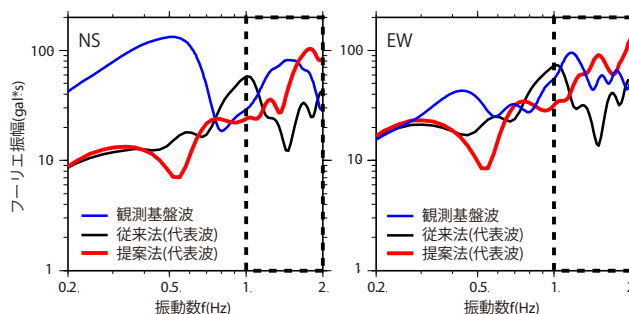


図-12 観測基盤波・従来法・提案法のフーリエ振幅

合成結果の加速度波形を図-11に示す。ここで、従来法と提案法については、統計的グリーン関数の乱数位相10通りの結果のうち、応答スペクトルが最も平均的なものを代表波として選んだ。図-11より、従来法よりも提案法のほうが観測波の最大値に近づいていることがわかる。また、観測波で長周期パルスに短周期成分が集中して同時に重なる様子を提案法はより良く再現している。フーリエ振幅スペクトルの比較を図-12に示す。直近のアスペリティにおいて、補正スペクトルが卓越する1~2 Hz程度(図-12黒破線内)に着目すると、フーリエ振幅の平均値が、観測波に対して従来法ではNS成分で49%、EW成分で60%であったのに対して、提案法ではNS成分で73%、EW成分で122%となり、従来法の過小評価が改善された。

#### 4. まとめ

統計的グリーン関数法における要素断層内の破壊伝播効果の導入方法を提案した。また、2000年鳥取県西部地震に提案法を適用し、その有効性を検証した。提案法を用いた場合の地震動シミュレーション結果は、従来法と比べて、1~2 Hz (0.5~1秒)程度の観測記録の再現性が向上することを示した。

補正スペクトルの平滑化や平均化に関しては、対象地震によって異なる可能性があるため、他の地震についても今後同様の検証を行い、提案法の課題を抽出する予定である。

#### 謝辞

鳥取県西部地震の震源インバージョンに関して、(財)地域地盤環境研究所の宮腰研氏に情報提供していただきました。ここに記して感謝申し上げます。

#### <参考文献>

- 1) 佐藤智美: Kik-net 強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及びfmaxの評価, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp.25-34, 2002.
- 2) 入倉孝次郎: 震源のモデル化と強震動予測, 地震第2輯, 第46巻, pp.495-512, 1994.
- 3) 谷内孝誠, 壇一男, 佐藤利昭, 北村春幸: 要素断層内の破壊伝播効果を考慮した統計的グリーン関数の生成, 日本建築学会梗概集, B-2分冊, pp.121-122, 2015.
- 4) Brune, J.N.: Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol. 75, No. 26, pp.4997-5009, 1970.
- 5) Hisada Y.: A Theoretical Omega-Square Model Considering

- Spatial Variation in Slip and Rupture Velocity. Part 2: Case for a Two-Dimensional Source Model, Bulletin of the Society of America, Vol. 91, No.4, pp.651-666, 2001.
- 6) 永野正行, 加藤研一, 武村 雅之: 2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定: 1995年兵庫県南部地震との比較, 日本建築学会構造系論文集, 第550号, pp.39-46, 2001.
- 7) 東貞成, 阿部信太郎: 反射法探査結果に基づく2000年鳥取県西部地震時のKiK-net日野地点における基盤地震動の推定, 第11回日本地震工学シンポジウム梗概集, pp.461-464, 2002.
- 8) 防災科学技術研究所: 強震観測網(K-NET, KiK-net), <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/index.html?all>, (2016.3.22参照).
- 9) J-SHIS 地震ハザードステーション: <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>, (2016.3.22参照).
- 10) Kawase, H., F. J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima: The optimal use of horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios of earthquake motions for velocity structure inversions based on diffuse field theory for plane waves, Bull. Seismol. Soc. Am. 101, pp.2001-2014, 2011.
- 11) 宮腰研, 長郁夫, Petukhin Anatoly: すべりの時空間的不均質特性のモデル化, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 平成15年度研究成果報告書, pp.29-42, 2003.
- 12) 佐藤智美: 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, pp.923-932, 2010.
- 13) 壇一男, 宮腰淳一, 八代和彦: 経験的グリーン関数法による1993年北海道南西沖地震の札幌および秋田における地震記録の再現—強震動予測のための震源モデルの特性化手法の検証—, 日本建築学会構造系論文集, 第554号, pp.53-62, 2002.
- 14) 地震調査研究推進本部: 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について, <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20021031tottori.pdf>, 2002, (2016.7.21参照).
- 15) 武藤真菜美, 島津奈緒未, 壇一男, 阿比留哲生: スペクトルインバージョン結果に基づく中国地方の地殻内地震のアスペリティモデルの構築(その2) 2000年鳥取県西部地震, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.151-152, 2009.
- 16) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, No. 6, pp.1865-1894, 1983.
- 17) 鶴来雅人, 香川敬生, 岡崎敦, 羽田浩二, 入倉孝次郎: 強震動予測のための高域遮断フィルターに関する研究—1995年兵庫県南部地震の観測記録に基づく検討—, 日本地震工学学会論文集, 第6巻, 第4号, pp.94-112, 2006.

- 18) Petukhin A., K. Irikura, and S. Ohmi: Estimation of Q-values in the seismogenic and aseismogenic layers in the Kinki region, Japan, by Inversion of HiNET borehole data, Bulletin of the Seismological Society of America, 2001.
- 19) 佐藤智美: 群遅延時間のインバージョンと散乱理論に基づく地震動の経時特性モデルに関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第586号, pp.71-78, 2004.