

# 特定活断層の影響が卓越する場合のハザード曲線の特徴

野津厚\* 盛川仁\*\*

## Some Characteristics of Seismic Hazard Curve Under the Predominant Influence of an Active Fault

by

Atsushi NOZU\* and Hitoshi MORIKAWA\*\*

A scenario earthquake with a magnitude of 6.6 that occurs on an active fault is considered. Near-source Fourier acceleration spectrum is evaluated using stochastic Green's function method for a variety of possible asperity distribution and rupture starting point. Then the result is combined with the probability of occurrence of the scenario earthquake to generate seismic hazard curves. It was found that the divergence of simulated ground motion is large at intermediate frequencies where rupture directivity effect is prominent. At these frequencies, it was found that the ground motion intensity increases rapidly with the decrease of annual probability of exceedence, indicating that errors involved in the evaluation of the probability of occurrence of the scenario earthquake easily affects the design ground motion.

**Key words:** Probabilistic seismic hazard analysis, Hazard curve, Active fault, Stochastic Green's function method, Asperity

### 1 緒 言

確率論的地震危険度解析では、地震発生域の一つとして活断層を考える場合がある<sup>(例えば 1)</sup>。活断層の近傍において、比較的長い再現期間を考える場合、地震動強さと年超過確率の関係を示すハザード曲線において、活断層の影響が支配的となる場合のあることが示されている<sup>(例えば 2)</sup>。従って、活断層の近傍におけるハザード曲線の精度は、活断層における地震の発生確率の評価精度と、活断層で地震が発生した場合の地震動の予測精度に依存すると言える。

このうち地震の発生確率については、活断層に関する地球物理学的調査に基づいて評価する場合が多い。最近では地震調査研究推進本部が活断層の長期評価結果を順次公表しているため、そうした資料も参考になるものと考えられる。

一方、地震が発生した場合の地震動の予測は、これまで、最大加速度や応答スペクトルの距離減衰式を用いて行うことが確率論的地震危険度解析では多かった<sup>(例えば 1)</sup><sup>3)</sup>。しかし、震源近傍の地震動は断層の破壊過程の影響を強く受けるので<sup>(例えば 4)</sup>、そのばらつきを評価するための方法としては、距離減衰式は十分でない面もある。そこで、断層の破壊過程の影響を考慮できる地震動予測手法として、統計的グリーン関数法<sup>5)</sup>を地震危険度解析に取り入れる試みも始まっている<sup>6)</sup>。

統計的グリーン関数法による地震動予測では、断層の破壊過程に関する詳しいパラメータを与える必要がある。例えばアスペリティの位置、大きさ、応力降下量、破壊開始点の位置などである。それらのパラメータの設定方法

に関して、最近、地球物理学的な観点からの提案<sup>(例えば 7, 8)</sup>が行われており、そうした知見を参照することにより、予測結果の信頼性を向上させることができるものと考えられる。しかしながら、地球物理学的知見からすべてのパラメータを確定的に与えることは現状では困難であり、パラメータの不確実性が震源近傍の地震動に及ぼす影響を明らかにすることは、工学的には重要である。

特に、内陸活断層の地震の場合、アスペリティの位置を事前に予測することは非常に困難であると考えられている。また、破壊開始点の位置は、フォワード・ディレクティビティ<sup>(例えば 9)</sup>の及ぶ範囲を決定するという意味において重要なパラメータであるが、活断層の幾何学的形状から破壊開始点を予測することも提案されてはいるものの<sup>10)</sup>、その適用が難しい場合もある。

そこで、本研究では、断層の破壊過程に関する種々の不確実なパラメータのうち、地震動のばらつきに特に関係すると思われるアスペリティと破壊開始点の位置に注目して、それらのパラメータのばらつきが震源近傍の地震動に及ぼす影響を、統計的グリーン関数法により評価することとした。その際、マグニチュード 6.6 の地震を発生させる仮想的な活断層を考えることとした。また、この評価結果と、地震の発生確率とを結びつけることにより、活断層近傍でのハザード曲線の特徴について論じることとした。

なお、ここで考慮するアスペリティ位置と破壊開始点の不確実性が偶然的な不確実性(現象が持つ本質的な不確実性)であるか認識論的不確実性(知識の不足による不確実性)であるか、その立場を著者は明らかにすること

+ 原稿受理 2003年9月30日 Received

\* 独立行政法人港湾空港技術研究所 〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1, Port and Airport Research Institute, 3-1-1, Nagase, Yokosuka, 239-0826

\*\* 東京工業大学総合理工学研究科 〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259, Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology, Midori-ku, Yokohama, 226-8502

ができない。最近、海溝型地震のアスペリティ位置については、同一のアスペリティが繰り返し活動しているとの研究結果がある。このことから、内陸活断層でも、アスペリティ位置は本質的には確定して、単に事前の予測が困難なだけであるとも考えられる。この立場をとれば、アスペリティ位置の不確定性は認識論的不確定性であるということになる。しかし、この立場を決定的に支持する証拠は得られていないので、アスペリティ位置の不確定性は偶然的な不確定性である可能性も残されている。

## 2 確定論的地震危険度解析

### 2.1 解析条件

ここでは、Fig.1 に示すように、長さ 25km、幅 16km の仮想的な横ずれ断層を考え、断層の端部 (A) と中央 (B) に位置する二つサイトを考える。断層の上端は深さ 2km とする。経験式<sup>7)</sup>を適用すると、この断層で生じる地震の規模はモーメントマグニチュード  $M_w=6.6$  となる。ここでは、この断層で地震が生じるとの条件の下で、A,B 二つのサイトでの地震動のばらつきを求める。この解析を、慣例にならって、確定論的地震危険度解析と呼ぶ。

Fig.1 に示すように、断層内に大小 2 つのアスペリティを考える。経験的な関係式<sup>7)</sup>によると、小さい方のアスペリティは断層面全体の面積の約 6%、大きい方のアスペリティは約 16% を占めることを考慮して、小さい方のアスペリティを 5km×5km、大きい方のアスペリティを 8km×8km とした。アスペリティの位置は後述するように一様ランダムとした。アスペリティの応力降下量は、内陸活断層における平均的な値である 10.5MPa<sup>8)</sup> とした。

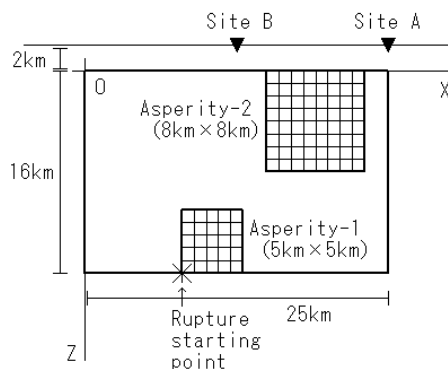


Fig.1 A fault model of  $M_w=6.6$  earthquake and location of sites. An example of asperity distribution is also shown.

内陸活断層による地震の場合、破壊は地震発生層の下端から始まる場合が多いとされている<sup>7)</sup>。そこで、本研究でも、破壊開始点は断層の下端 ( $Z=16\text{km}$ ) に位置するものとし、水平位置のみ  $0\text{ km} \leq X \leq 25\text{ km}$  の範囲で一様ランダムとした。ただし、破壊開始点が水平方向に  $\pm 1\text{ km}$  の範囲で動いても地震動には大きく影響しないと

考えられるので、X 座標は整数値のみとり得るものとした。

二つのアスペリティのうち小さい方については、右下または左下のコーナーが破壊開始点に一致するものとした (Fig.1)。大きい方のアスペリティの位置については、断層面からはみださず、かつ、小さい方のアスペリティとは接しないとの条件のみを課し、一様ランダムとした。ただし、コーナーの座標は整数値のみとり得るとした。

その他のパラメータとして、破壊伝播速度は 2.8km/s とした。ライズタイムは、1995 年兵庫県南部地震 ( $M_w=6.9$ ) と 2000 年鳥取県西部地震 ( $M_w=6.6$ ) に関する既往の震源モデル<sup>11), 12)</sup>を考慮して、0.6s とした。

破壊開始点とアスペリティ位置の組み合わせは合計 4140 通りとなった。

### 2.2 解析方法

4140 通りの震源モデルに対して、サイト A,B での加速度フーリエスペクトルを統計的グリーン関数法<sup>5)</sup>により計算する。ここで加速度フーリエスペクトルについて検討を行うのは、震源パラメータとの関係が明快なためである。

まず、各々のアスペリティを 1km×1km の小断層に分割し、各々の小断層で生じる応力降下量 10.5MPa の小地震を考える。本研究では、震源特性が地震動のばらつきに及ぼす影響を調べることに主眼があるので、サイト増幅特性は考えない。小地震によるサイト A,B での加速度フーリエスペクトルの水平成分は次式<sup>13)</sup>で与えられるものとする。

$$A(f) = CM_0 S(f, f_c) P(f, f_{\max}) / R \quad (1)$$

ここに  $M_0$  は小地震のモーメントである。R は小地震の震源距離である。C は次式で与えられる定数である。

$$C = \frac{R_{0\phi} \cdot FS \cdot PRITIN}{4\pi\rho\beta^3} \quad (2)$$

ここに  $R_{0\phi}$  はラディエーションパターンを、 $FS$  は自由表面による増幅の効果を、 $PRITIN$  は地震動のエネルギーが水平 2 成分に分散する効果を示す。これらについては具体的な数値として  $R_{0\phi} = 0.63$ ,  $FS=2$ ,  $PRITIN=0.71$  を用いる。 $\rho$  は基盤の密度であり、ここでは  $2.7\text{t/m}^3$  とする。 $\beta$  は基盤の S 波速度であり  $3.5\text{km/s}$  とする。震源スペクトル S は次式で与えられる。

$$S(f, f_c) = \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (3)$$

ここに  $f_c$  は小地震のコーナー一周波数である。この式は  $\omega^{-2}$  モデルの震源スペクトルを与えている。小地震のコーナー一周波数は次式により推定する<sup>14), 15)</sup>。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (4)$$

ここに  $\Delta \sigma$  は小地震の応力降下量である。上式を用いる際には、 $f_c$  の単位は Hz、 $\beta$  の単位は km/s、 $\Delta \sigma$  の単位は bars、 $M_0$  の単位は dyne-cm である必要がある。ハイカットフィルタ P は次式で与えられる。

$$P(f, f_{\max}) = \frac{1}{1 + (f / f_{\max})^2} \quad (5)$$

ここでは  $f_{\max}$  の値を 6 Hz に固定した。

ここで得られた小地震による地震動を経験的グリーン関数重ね合わせ法<sup>16), 17)</sup>で重ね合わせる。背景領域の寄与はここでは無視する。ここでは重ね合わせを周波数領域で実施するので、式(1)の目標スペクトルに適合するような時刻歴波形を生成する手順を踏まず、小地震のスペクトルが厳密に式(1)を満足するとした場合の大地震のスペクトルを算定することができる。

計算の対象とする周波数成分は 0.1-10 Hz とする。周波数軸の刻み幅は約 0.01 Hz とする。計算されるフーリエスペクトルには、振幅の情報としては意味のない山谷がある (Fig.2) ので、スムージングを行う。ただし、スムージングのバンド幅が小さすぎれば高周波側の山谷が解消できず、また、バンド幅が大きすぎれば、低周波側のスペクトル形状をゆがめてしまうことになる。そこで、ここでは次式に示すような、周波数に比例するバンド幅を用いることとした。

$$\Delta f = \alpha f \quad (6)$$

$\alpha$  の値は試行錯誤により 0.1 とした。スムージングをかける際には、パワースペクトルが取り囲む部分の面積に変化が生じないように、フーリエスペクトルの RMS 値をとった。スムージングの例を Fig.2 に示す。

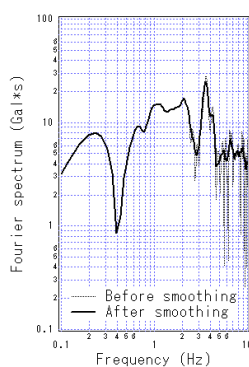


Fig.2 An example of Fourier amplitude spectrum before and after smoothing.

### 2.3 解析結果

結果を以下に示す。まず、Fig.3では、フーリエスペクトルの対数をとらずに平均と標準偏差を算定し、これから変動係数を求めたものを周波数の関数として示している。どちらのサイトでも 0.3-1 Hz の範囲で変動係数が非常に大きな値を示しており、特にサイト A では 1 Hz 付近で変動係数が 100% を越えている。もうひとつ特徴的なこととして、2 Hz より高周波側では、変動係数の値

が急激に小さくなることがあげられる。次に、Fig.4は、フーリエスペクトルの常用対数の平均  $\lambda$  と標準偏差  $\zeta$  を算定し、 $\lambda$ 、 $\lambda + \zeta$ 、 $\lambda - \zeta$  に相当するフーリエスペクトルの値を周波数の関数として示したものである。フーリエスペクトルは 0.5-1 Hz の範囲で特に大きな値を示すことがわかる。Fig.5では、常用対数の標準偏差  $\zeta$  の値を周波数の関数として示している。ここでも、0.3-1 Hz の範囲で常用対数の標準偏差が大きいことがわかる。

さて、既往の確率論的地震危険度解析では、地震動の予測手法として距離減衰式が用いられることが多いことを先に述べた。その場合には距離減衰式の標準偏差がハザード曲線に反映されることになる。既存の距離減衰式の標準偏差 (正確には地震動強さの常用対数の標準偏差) は Table I のようにまとめられる。これらの値は互いにそれほど異なるものではない。これらの値のおよその範囲を Fig.5 にプロットして比較した。このとき、周波数の範囲は、これらの距離減衰式が最大加速度および最大速度に関するものであることを考慮しておおまかに定めた。上述のように、本研究の統計的グリーン関数法の計算では、サイト効果による地震動のばらつきは算定されていない。それに対して、既往の距離減衰式のばらつきには、サイト効果が含まれている。従って、距離減衰式のばらつきの方が大きくなりそうであるが、実際に比較してみると、約 2 Hz 付近よりも低周波側では、今回統計的グリーン関数法を用いて計算した地震動のばらつきの方が距離減衰式のばらつきよりも大きいという結果になった。このことについては次のように考察される。一般に距離減衰式の導出に使用されるデータの多くは、震源近傍でなく遠方で得られたものである。従って、Table I に示す標準偏差は、どちらかといえば遠方のデータから決まっていて、震源近傍の地震動の統計的性質を反映していない可能性が考えられる。ここで検討したように、アスペリティや破壊開始点の位置がランダムであるとすれば、震源近傍の地震動のばらつきは距離減衰式から推定される以上に大きいという結論になる。

ただし、はじめに述べたように、ここで考慮しているアスペリティ位置と破壊開始点の不確定性は認識論的不確定性である可能性もあり、今後の調査研究により不確定性を低減できる可能性もある。最近、震源近傍の強震記録から最大加速度や最大速度のばらつきを経験的に評価している例もあり<sup>21)</sup>、遠方よりもむしろばらつきが小さいとの結果も得られている。しかし、経験的な評価で対象とすることのできる内陸の浅い地震の数はまだ少ないのが現状であり、震源近傍の地震動のばらつきを把握するためには、経験的な評価に加え、震源パラメタのばらつきに基づく評価を併用していく必要があるものと考えられる。

さて、Fig.3 ないし Fig.5 では、2 Hz を境として、低周波側で非常に大きなばらつきが評価されていることと、高周波側で急激にばらつきが小さくなっていることが特徴的である。この要因として、ディレクティビティ

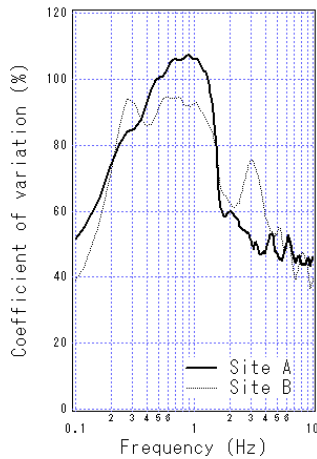


Fig.3 The coefficient of variation of Fourier amplitude spectrum as a function of frequency at two sites.

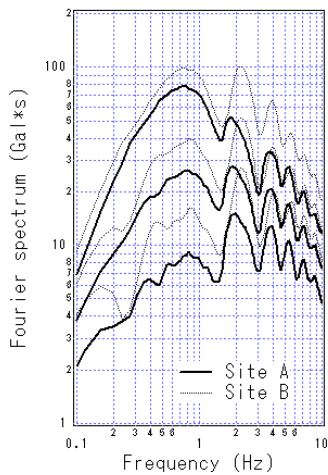


Fig.4 Statistics of Fourier amplitude spectra. The three lines correspond to the mean, the mean plus standard deviation and the mean minus standard deviation of the common logarithm of the Fourier amplitude spectrum, respectively.

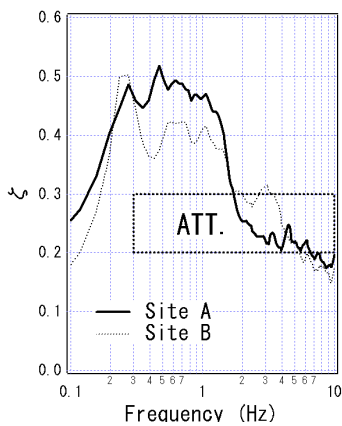


Fig.5 The standard deviation of the common logarithm of the Fourier amplitude spectrum as a function of frequency. ATT. indicates the approximate range of standard deviations of attenuation relations.

Table I Standard deviations of the attenuation relations

Authors	Ground motion parameter	$\zeta$
Joyner and Boore <sup>18)</sup>	PGA	0.26
Joyner and Boore <sup>18)</sup>	PGV	0.22
Fukushima <sup>19)</sup>	PGA	0.28
Nozu et al. <sup>20)</sup>	PGA	0.27
Nozu et al. <sup>20)</sup>	PGV	0.21

の影響が考えられる。そこで、Fig.3 ないし Fig.5 に示された地震動のばらつきへのディレクティビティの寄与を明確にする意味で、上で計算した 4140 通りの破壊過程のうち、サイト A および B にフォワードディレクティビティの影響が及ぶケースだけを選択して、サイトでの地震動の統計量をあらためて求めてみることにした。具体的には、各々の破壊過程について、破壊開始点とサイトを結ぶ線分を考え、この線分が浅い方（この場合大きい方でもある）のアスペリティを横切るかどうかで、フォワードディレクティビティの影響の有無を判定した。このようにして、フォワードディレクティビティの影響有りとは判定された例を Fig.6 (a) に、無しとは判定された例を Fig.6 (b) に示す。以上の手順でフォワードディレクティビティの影響有りとは判定されたケースは、全 4140 ケースのうちサイト A では 1829 ケース、サイト B では 1498 ケースであった。

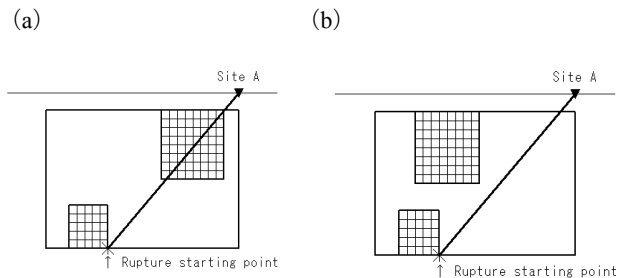


Fig.6 Examples of rupture process with forward directivity effect (a) and without it (b).

フォワードディレクティビティの影響有りとは判定されたケースについて、フーリエスペクトルの常用対数の平均  $\lambda$  と標準偏差  $\zeta$  を算定し、 $\lambda$ 、 $\lambda + \zeta$ 、 $\lambda - \zeta$  に相当するフーリエスペクトルの値を求め、全ケースの場合と比較したものが Fig.7 である（ここではサイト A についての結果を示す）。フーリエスペクトルの値そのものは、フォワードディレクティビティの影響のあるケースだけを選ぶことで、大きめになっている。しかし、地震動のばらつきは小さくなっているように見える。このことは、常用対数の標準偏差  $\zeta$  の値を比較した Fig.8 で一層明確になる。0.3-1Hz の範囲で大きかった常用対数

の標準偏差が、フォワードディレクティビティの影響のあるケースだけを選ぶことで、小さくなっていることがわかる。以上のことから、0.3-1Hz の帯域で地震動のばらつきが大きいのは、破壊開始点とアスペリティの位置関係により、フォワードディレクティビティの影響が及ぶ場合とそうでない場合があるからであると考えられる。一方、2Hz以上の周波数帯域では、フォワードディレクティビティの影響のあるケースだけを選択しても地震動のばらつきはあまり減らないので、この帯域では、フォワードディレクティビティの影響が顕著でないと言える。小山<sup>22)</sup>は、小断層の励起する短周期地震波がランダムに重なり合うモデルを考え、加速度波形の振幅が継続時間  $T_d=L/\beta(\beta/v\cos\theta)$  の平方根に反比例することを示している。これは、フーリエスペクトルで見た場合、高周波側の振幅が  $\theta$  に依存しないことを意味している。つまり高周波側ではフーリエスペクトルにディレクティビティの影響があらわれないことを意味するが、上で得られた結果はこれと調和的である。

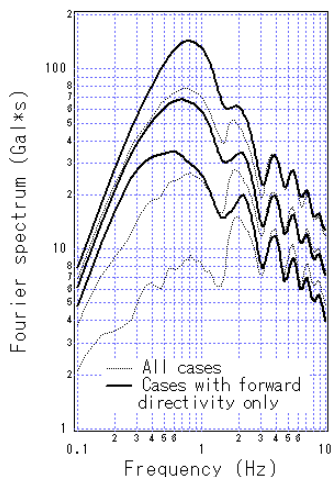


Fig.7 Statistics of Fourier amplitude spectra. The three lines correspond to the mean, the mean plus standard deviation and the mean minus standard deviation of the common logarithm of the Fourier amplitude spectrum, respectively.

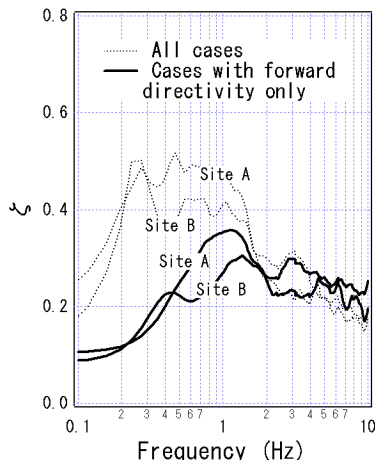


Fig.8 The standard deviation of the common logarithm of the Fourier amplitude spectrum as a function of frequency.

### 3 確率論的地震危険度解析

#### 3.1 ハザード曲線の基本的性質

ここまで、地震が発生する場合の地震動のばらつきについて検討してきたが、次に、これを地震の発生確率と結びつけて、ハザード曲線を算定する。その際、まず、特定活断層の影響が卓越する場合のハザード曲線の基本的性質について考える。いま、考察の対象とする1年間に当該活断層で地震が生じるという事象をEとする。また、対象サイトにおいて地震動強さが  $a$  を上回るという事象をAとする。ここで言う地震動強さは、最大加速度でも良いしフーリエスペクトルの振幅でも良い。このとき、対象サイトにおいて1年間に地震動強さが  $a$  を上回る確率は  $p(a)=P(E) \times P(A|E)$  と書くことができる。簡単のため、当該活断層以外の地震域の寄与は無視できるものとする、 $p(a)$  と  $a$  の関係がハザード曲線そのものである。また、 $P(A|E)$  は、地震が生じるとした場合に地震動強さが  $a$  を上回る確率であるから、上述の確定論的地震危険度解析により求めることができる。

Fig.9に、地震動強さが正規分布に従う場合(左)と対数正規分布に従う場合(右)のハザード曲線の形状を示した。これらの図の縦軸は年超過確率を  $P(E)$  で除したものである。横軸は地震動強さの中央値  $a_m$  で除して正規化している。正規分布の場合、変動係数  $\delta$  に応じてハザード曲線の形状は異なる。極端な場合として、 $\delta=0$  の場合、つまり、いったん地震が発生すると必ず決まった地震動強さが生じるといった条件では、ハザード曲線はクランク状になる。対数正規分布の場合、常用対数の標準偏差  $\xi$  の値に応じて、ハザード曲線の形状は異なってくる。

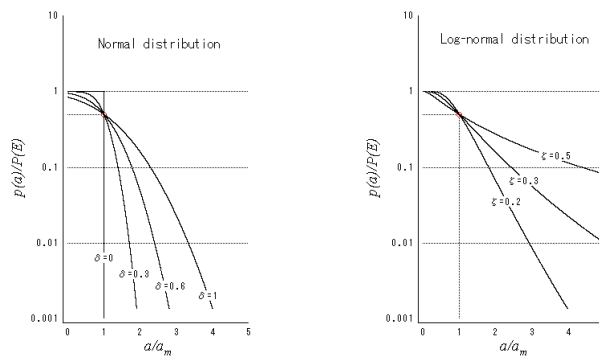


Fig.9 Shapes of hazard curves assuming normal and log-normal distribution of ground motion intensity for a scenario earthquake.

#### 3.2 統計的グリーン関数法に基づくハザード曲線

実際に2で計算したサイトAでの地震動強さの分布を用いて、周波数0.1Hz, 1Hz, 10Hzに対してハザード曲線を求めてみると、Fig.10のようになる。ここでは仮に  $P(E)=10^{-3}$  としている。

Fig.10 を見ると、年超過確率が  $10^{-3}$  から  $10^{-4}$  の範囲のハザード曲線の形状には、周波数毎に特徴があり、変動係数の大きい 1Hz では、 $10^{-3}$  から  $10^{-4}$  の範囲で、年超過確率のわずかな変化に対する地震動強さの値の変化が大きい。これは、ハザード曲線から地震動強さを求めようとする場合に、地震の発生確率  $P(E)$  に含まれる誤差の影響が大きいことを意味する。

Fig.10 では、地震動の計算結果から求めたハザード曲線と、正規分布や対数正規分布を仮定したハザード曲線との比較も行っている。このとき、正規分布や対数正規分布の平均と分散は、地震動の計算結果と一致させてある。地震動の計算結果から求めたハザード曲線は、0.1Hz では正規分布と、10Hz では対数正規分布とそれぞれ調和的であることがわかる。1Hz では、正規分布と対数正規分布のいずれも計算結果に十分適合しない。このような周波数毎のハザード曲線の形状の特性はサイト B でも同様であった。

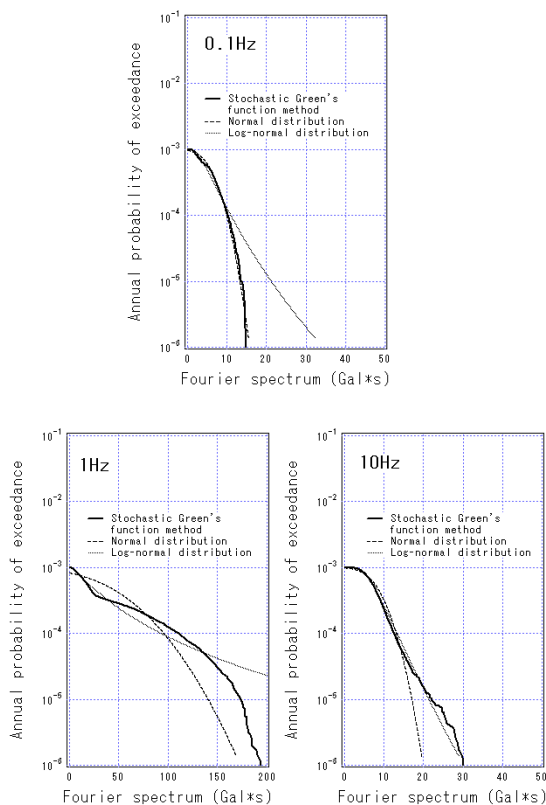


Fig.10 Hazard curve at 0.1Hz, 1Hz and 10Hz based on ground motion distribution simulated at site A using stochastic Green's function method.

#### 4 結 論

本稿では、マグニチュード 6.6 の地震を発生させる仮想的な活断層を考え、震源近傍における地震動のばらつきを周波数毎に統計的グリーン関数法により評価した。また、これを地震の発生確率と結びつけて、周波数毎にハザード曲線を算定した。その結果、震源近傍における

地震動のばらつきは、ディレクティビティの影響を受けやすい中間的な周波数帯域では、既往の距離減衰式のばらつきより大きい可能性のあることが示された。また、ハザード曲線の形状も周波数に応じて異なり、ディレクティビティの影響を受けやすい周波数帯域では、年超過確率のわずかな変化に対する地震動強さの値の変化が大きいことがわかった。周波数毎に適合しやすい分布形が異なる理由は明らかにできておらず、今後の課題と言える。

#### 参考文献

- 1) 亀田弘行・奥村俊彦：土木学会論文集，362/I-4，p.407(1985)
- 2) 石川裕・奥村俊彦・亀田弘行：阪神淡路大震災に関する学術講演会論文集，p.61(1996)
- 3) 安中正：第 25 回地震工学研究発表会講演論文集，37(1999)
- 4) 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之：地震 2，51，p.339(1998)
- 5) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長：日本建築学会構造系論文報告集，430，p.1(1991)
- 6) 長尾毅・山田雅行：第 11 回日本地震工学シンポジウム，p.12(2002)
- 7) 入倉孝次郎，三宅弘恵，地学雑誌，110(6)，p.849(2001)
- 8) 入倉孝次郎・三宅弘恵，月刊地球号外，37，p.62(2002)
- 9) 額頌一起，科学，66，p.93(1996)
- 10) 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉，地学雑誌，107，p.512(1998)
- 11) 釜江克宏・入倉孝次郎，日本建築学会構造系論文集，500，p.29(1997)
- 12) 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎，日本建築学会構造系論文集，561，p.37(2002)
- 13) D.M. Boore, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, p.1865(1983)
- 14) J.N. Brune, *J. Geophys. Res.*, 75, p.4997(1970)
- 15) J.N. Brune, *J. Geophys. Res.*, 76, p.5002(1971)
- 16) 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子，日本地震学会講演予稿集，2，B25(1997)
- 17) 三宅弘恵・岩田知孝，入倉孝次郎，地震 2，51，p.431(1999)
- 18) W.B. Joyner and D.M. Boore, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, p.2011(1981)
- 19) 福島美光：ORI 研究報告，93-07(1994)
- 20) 野津厚・上部達生・佐藤幸博・篠沢巧，港湾技研資料，No.893，1997
- 21) 翠川三郎・大竹雄，日本地震工学会論文集，3，p.59(2003)
- 22) 小山順二，地震 2，40，p.397(1987)