

3. 想定地震に基づく地震動の推定手法

3. 1 はじめに

本章では、内陸地震と海溝型地震のそれぞれについて将来発生すると想定する地震、すなわち想定地震の震源モデルの設定手法、並びに設定した震源モデルに基づく地震動推定手法を提案する。震源モデルについては、今までに提案されている手法(入倉・他, 2001; 壇・他, 2001)をもとに、実務的な観点から単純化を図った設定手法を提案する。また、地震動の推定手法については、必要な情報量が比較的少なく、任意の地点に適用可能な統計的グリーン関数法に基づく手法を提案する。

3. 2 震源モデルの設定手法

3. 2. 1 緒言

内陸活断層による地震(内陸地震とよぶ)と海溝などのプレート境界で発生する地震(海溝型地震とよぶ)では、例えば断層面積と地震モーメントの関係など、各断層パラメータ間の平均的關係が異なる。ここでは、内陸地震と海溝型地震に分けて、それぞれの地震が将来に発生する場合を想定した震源モデルの設定手法を示す。

3. 2. 2 内陸地震の場合

(1)断層面の位置(走向 ϕ , 傾斜角 δ)と断層長さ L を決定する。

対象地点周辺における活断層を活断層マップ等によって選定し、各断層セグメントの走向 ϕ と傾斜角 δ を決定する。また、同時に活動する可能性の高い断層セグメントの長さの合計を対象地震の断層長さ L とする。ここで、断層長さ L を設定する際には、松田・他(2000)による起震断層の表などを参考にすることができる。

(2)断層幅 W を決定する。

Shimazaki(1986)は、内陸地震の断層幅が上部地殻の地震発生層の層厚 H によって制限され、地震モーメント $M_0 = 7.5 \times 10^{25}$ [dyne·cm] を境にこれより地震モーメントが大きい地震では断層幅が頭打ちすると指摘している。武村(1998)はこの考えに基づき、日本の既往内陸地震について、 $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ [dyne·cm] では $W = 2/3L$, $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ [dyne·cm] では $W = 13$ [km] の平均的關係があるという結果を得ており、この $W = 13$ [km] が日本における平均

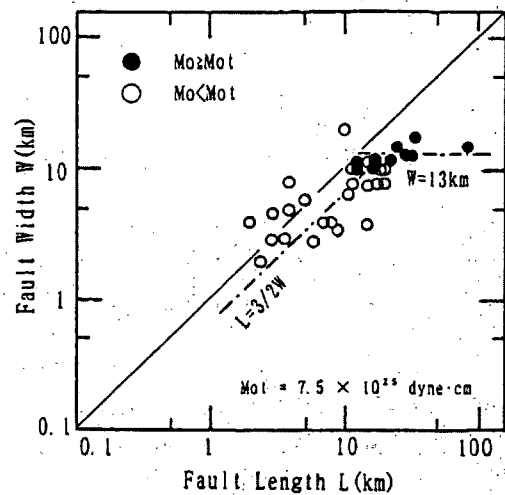


図-3.1 内陸地震の断層長さとの幅の関係(武村, 1998)

- Somerville et al. (1999)
- Miyakoshi (personal comm.)
- ⊙ low angle dip-slip fault
- Wells and Coppersmith (1994)

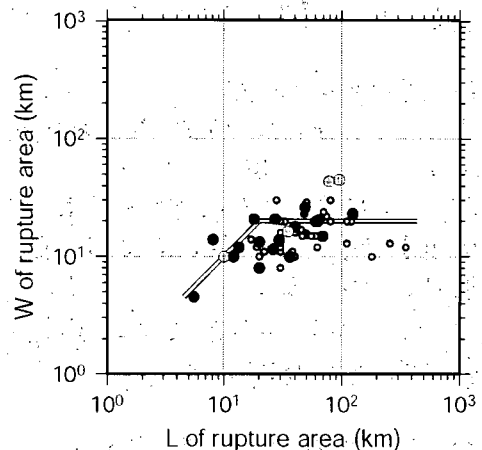


図-3.2 内陸地震の断層長さとの幅の関係(入倉・他, 2001 に加筆)

的な地震発生層の層厚に対応している(図-3.1)。

一方、入倉・他(2001)は、Somerville et al.(1999)が収集した15の内陸地震の震源モデル、Miyakoshi et al.(2000)が収集した7の内陸地震の震源モデル及びWells and Coppersmith(1994)が収集した内陸地震の震源パラメータから、 $L < 20$ [km] では $W=L$, $L \geq 20$ [km] では $W=H/\sin \delta$ とすることを提案している(図-3.2)。

ここでは安全側の評価として、 $L < H/\sin \delta$ では $W=L$, $L \geq H/\sin \delta$ では $W=H/\sin \delta$ とする。地震発生層の層厚 H は微小地震の発生範囲と対応している(Ito, 1999)。

(3)断層面積 S を計算する。

$S=L \times W$ によって求められる。

(4)地震モーメント M_0 を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから、

$$S [\text{km}^2] = 2.23 \times 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} [\text{dyne} \cdot \text{cm}] \quad (3.1)$$

の関係を得ているが、対象とした地震の中で最大の地震規模は $M_w=7.2$ であり、それより規模が大きい地震に対する適用性は確認されていない。一方、Well and Coppersmith (1994) による断層面積は、地震モーメントが大きい地震では Somerville et al. (1999) の関係と比較して系統的に小さくなっている (図-3.3)。このことから、入倉・他 (2001) は Shimazaki (1986) に従い、断層幅が飽和する $W=20[\text{km}]$ の地震 ($M_0 \geq 7.6 \times 10^{25} [\text{dyne} \cdot \text{cm}]$) について $S \propto M_0^{1/2}$ が成り立つと仮定し、

$$S [\text{km}^2] = 4.59 \times 10^{-11} \cdot M_0^{1/2} [\text{dyne} \cdot \text{cm}] \quad (3.2)$$

の経験的関係を得ている。

以上のことから、ここでは断層幅が飽和しない場合には式(3.1)、飽和する場合には式(3.2)を用いて、断層面積 S から地震モーメント M_0 を設定するものとする。

(5)平均くい違い量 D を計算する。

地震モーメント M_0 、せん断剛性率 μ 、断層面積 S から $D=M_0/(\mu S)$ によって求められる。日本の上部地殻の地震発生層におけるせん断剛性率はおよそ $3 \times 10^{11} [\text{dyne}/\text{cm}^2]$ であるが、活断層周辺における地下構造からせん断剛性率を求めることが望ましい。なお、 $\mu=3 \times 10^{11} [\text{dyne}/\text{cm}^2]$ とすると、密度 ρ と S 波速度 β は $\mu=\rho\beta^2$ より $\rho=2.6[\text{g}/\text{cm}^3]$ 、 $\beta=3.4[\text{km}/\text{s}]$ 程度となる。

(6)アスペリティの個数と面積を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから矩形アスペリティを抽出し、それぞれの震源モデルに平均 2.6 個のアスペリティがあり、平均的にはアスペリティの合計面積が全断層面積の 22% を占め、最大のアスペリティが同じく 16% を占めるという結果を得ている。

入倉・他 (2001) はこの結果から小さいアスペリティを除外し、平均は 2.1 個という結果を得た上で、各断層セグメントに 1 個または 2 個のアスペリティを置くことを提案しているが、1 個または 2 個のどちらを採用すべきかの根拠は現時点ではないとしている。

このアスペリティの面積 (大きさ) は推定地震動の卓越周期に大きな影響を及ぼす (釜江・入倉, 1997) ことか

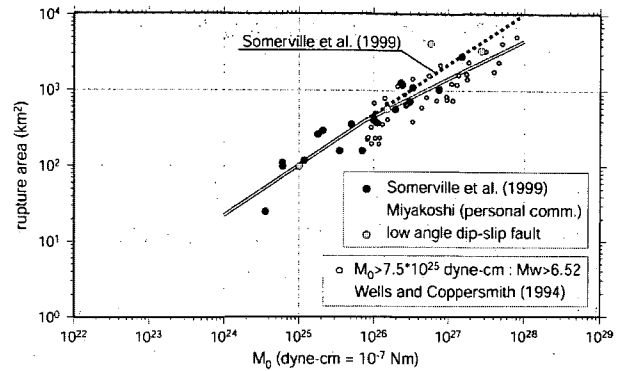


図-3.3 断層面積と地震モーメントの関係 (入倉・他, 2001 に加筆)

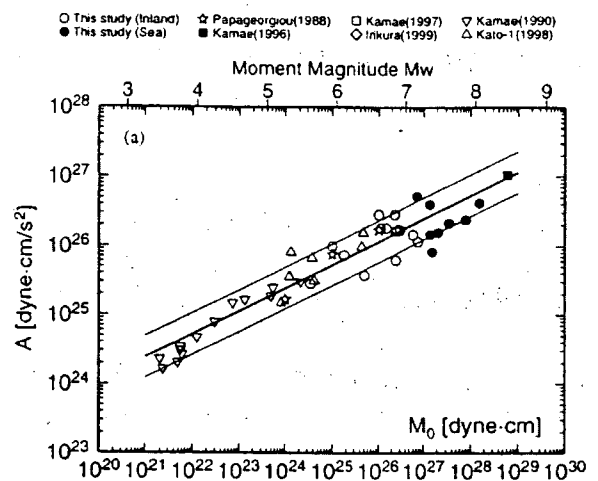


図-3.4 短周期レベルと地震モーメントの関係 (壇・他, 2001)

ら、ここでは各セグメントのアスペリティが 1 個の場合と 2 個の場合の両方を想定し、1 個の場合には全断層面積の 22%、2 個の場合には大きい方が 16%、小さい方が 6% を占めることとする。ただし、大きなセグメントについては、アスペリティが 3 個以上の場合も検討する必要がある。

なお、Somerville et al. (1999) はアスペリティの長さとの比がほぼ 1 になるとしていることから、アスペリティはなるべく正方形に近い形状をとるものとする。

(7)アスペリティと背景領域でのくい違い量と応力降下量を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから抽出した矩形アスペリティについて、アスペリティ内での平均すべり量 D_a が全断層面での平均すべり量 D の 2.01 倍になるという結果を得ている。

入倉・三宅 (2000) は応力降下量が円形クラックの静的破壊に関する式 (Eshelby, 1957) で算定でき、各アスペリティの応力降下量が等しく、アスペリティの地震モーメントと面積が自己相似の関係にある (アスペリティの面積が地震モーメントの 2/3 乗に比例する)、という仮定から、セグメントにアスペリティが 1 個の場合には $\sigma_a=9.6[\text{MPa}]$ 、2 個の場合には $\sigma_{a1} = \sigma_{a2}=12.6[\text{MPa}]$ とすることを提案している。その結果、アスペリティが 1 個の場合には $D_a=2.01D$ 、2 個の場合には大きい方が $D_{a1}=2.24D$ 、小さい方が $D_{a2}=1.37D$ のくい違い量になる。また、背景領域についてはアスペリティの個数に関わらず応力降下量 $\sigma_b=1.8[\text{MPa}]$ 、くい違い量 $D_b=0.72D$ となる。

一方、壇・他(2001)は過去に提案されている不均質な震源モデルから短周期レベル A (短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル) を算定し、その地震モーメントとの経験式

$$A[\text{dyne}\cdot\text{cm/s}^2]=2.46\times 10^{17}\times Mo^{1/3}[\text{dyne}\cdot\text{cm}] \quad (3.3)$$

を得ている (図-3.4)。そして、この短周期レベルに一致するような応力降下量を求めた結果、せん断剛性率 $3\times 10^{11}[\text{dyne/cm}^2]$ の場合に $12.6[\text{MPa}]$ という値を得ている。ただし、この場合のアスペリティは全断層面積の 35% を占めている。また、背景領域の応力降下量は $2.9[\text{MPa}]$ となっている。

以上のことから、ここではアスペリティの個数に関わらず、アスペリティでの応力降下量を $\sigma_a=13[\text{MPa}]$ とし、アスペリティが 1 個の場合には $D_a=2.01D$ 、2 個の場合には大きい方が $D_{a1}=2.24D$ 、小さい方が $D_{a2}=1.37D$ のくい違い量とする。また、背景領域については Boatwright (1988) のアスペリティモデルに関する検討を踏まえ、応力降下量 $\sigma_b=2.6[\text{MPa}]$ 、くい違い量 $D_b=0.72D$ とする。この場合、壇・他(2001)と同様に短周期レベルを算定すると、震源域での S 波速度 $\beta=3.4[\text{km/s}]$ の場合 $A[\text{dyne}\cdot\text{cm/s}^2]=2.5\times 10^{17}\times Mo^{1/3}[\text{dyne}\cdot\text{cm}]$ となり、壇・他 (2001) の式とほぼ同じ係数が得られる。

(8)破壊伝播速度 v 、立ち上がり時間 τ を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから、破壊伝播速度については $2.4[\text{km/s}]$ から $3.0[\text{km/s}]$ の値を得ており、その平均値は $v=2.7[\text{km/s}]$ となっている。これは地震発生層における S 波速度 $\beta\sim 3.4[\text{km/s}]$ の約 0.8 倍である。

Day (1982) は、動力学モデルに基づく三次元差分法による断層破壊シミュレーションの結果から、幅 W が長さ L に対して十分小さい細長い断層について $\tau=0.5 W/v$ の近似的関係を得ている。ただし、中村・宮武(2000)も

表-3.1 内陸地震の震源モデルにおける立ち上がり時間と破壊伝播速度及びアスペリティ・背景領域の大きさと係数 α ($\tau=\alpha w/v$)

1995 年兵庫県南部地震 (山田・他, 1999)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ 1	0.4	2.8	4.8	0.23
アスペリティ 2	0.5	2.8	6.4	0.22
アスペリティ 3	0.6	2.8	11.2	0.15
アスペリティ 4	0.6	2.8	8.0	0.21
1997 年 3 月の鹿児島県北西部地震 (三宅・他, 1999)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ	0.5	2.5	6	0.21
1997 年 5 月の鹿児島県北西部地震 (三宅・他, 1999)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ	0.5	2.5	3	0.38
2000 年鳥取県西部地震 (池田・他, 2002)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ 1	0.6	2.5	4.8	0.31
アスペリティ 2	0.6	3.0	4.8	0.38
背景領域	2.04	2.5	16.8	0.30

同様のシミュレーションによって確認しているように、 τ は上式で得られる値よりも破壊開始点近くで 2 倍程度大きく、破壊停止点近くで 0.5 倍程度に小さくなる傾向がある。

半経験的波形合成では、 τ のおよそ 2 倍以上の周期をもつ地震動成分がコヒーレントに重ね合わされる。したがって、 τ が小さくなるほど、より短い周期の地震動成分がコヒーレントに重ね合わされるようになり、合成結果として大きな振幅をもつ地震動が得られる。

以上のことから、ここでは、ばらつきの範囲内で安全側に評価し、 $\tau=0.25 w/v$ とする。ここで、 w は個々のアスペリティ及び背景領域について、その長さの短い方を示す。表-3.1 は、既往の研究で得られた内陸地震の震源モデルにおけるこれらのパラメータをまとめたものであるが、比例定数 α は 0.5 よりも小さく、概ね 0.25 に近い値となっていることが分かる。

また、破壊伝播速度については、 $v=0.70\beta$ 、 $v=0.80\beta$ 、 $v=0.90\beta$ の 3 ケースを設定し、 τ についても $\tau=0.25 w/v$ から計算される 3 ケースを考慮するものとする。これにより、破壊伝播速度の不確実性ととも、アスペリティから発生するパルス波の周期の不確実性も考慮することができる。

(9)震源位置, アスペリティ位置を設定する.

事前に想定することは困難なため, 断層面内で系統的に設定する. ただし, 地表地震断層の変位が大きいところでは, その直下での震源断層のくい違いも大きい可能性が高いことや, アスペリティの下端から破壊が開始される場合が多い (Somerville et al., 1999) ことにも十分配慮して震源位置, アスペリティ位置を設定するものとする.

3. 2. 3 海溝型地震の場合

(1)断層面の位置 (走向 ϕ , 傾斜角 δ) と断層長さ L , 断層幅 W を決定する.

対象地点周辺における既往の海溝型地震を選定し, 提案されている震源モデル (e.g. 佐藤, 1989) や推定されているプレート境界の形状等をもとに, 断層面の走向 ϕ , 傾斜角 δ , 断層長さ L , 断層幅 W を決定する.

(2)断層面積 S を計算する.

$S=L \times W$ によって求められる.

(3)地震モーメント M_0 を決定する.

金森(1991)は, 海溝型地震の平均的な静的応力降下量を 3[MPa]として,

$$S[\text{km}^2]=1.88 \times 10^{-15} \cdot M_0^{2/3}[\text{dyne} \cdot \text{cm}] \quad (3.4)$$

の関係を得ている (図-3.5).

(4)平均くい違い量 D を計算する.

地震モーメント M_0 , せん断剛性率 μ , 断層面積 S から $D=M_0/(\mu S)$ によって求められる. 日本の海溝付近におけるせん断剛性率はおおよそ $5 \times 10^{11}[\text{dyne}/\text{cm}^2]$ であるが, 想定した断層面周辺におけるデータからせん断剛性率を求めることが望ましい. なお, $\mu=5 \times 10^{11}[\text{dyne}/\text{cm}^2]$ とすると, 密度 ρ と S 波速度 β は $\mu=\rho\beta^2$ より $\rho=3.1[\text{g}/\text{cm}^3]$, $\beta=4.0[\text{km}/\text{s}]$ 程度となる.

(5)アスペリティの個数と面積を決定する.

Somerville et al.(1998)は, 収集した海溝型地震の震源モデルから矩形アスペリティを抽出し, 平均的にはアスペリティの合計面積が全断層面積の 25% を占め, 最大のアスペリティが同じく 17% を占めるという結果を得ている.

ここではアスペリティが 1 個の場合と 2 個の場合の両方を想定し, 1 個の場合には全断層面積の 25%, 2 個の場合には大きい方が 17%, 小さい方が 8% を占めることとする. なお, 断層面が 2 つ以上に分かれている場合,

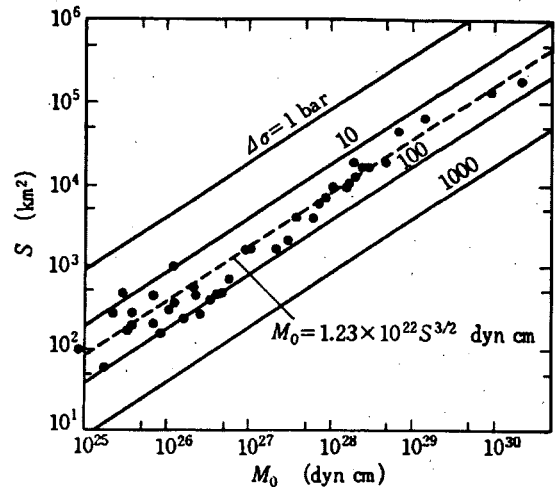


図-3.5 断層面積と地震モーメントの関係 (金森, 1991)

それぞれの断層面に 1 個ないし 2 個のアスペリティを想定することとする. ただし, 大きな断層面については, アスペリティが 3 個以上の場合も検討する必要がある. なお, ここでもアスペリティはなるべく正方形に近い形状をとるものとする.

(6)アスペリティと背景領域でのくい違い量と応力降下量を決定する.

Somerville et al. (1998) は, 収集した海溝型地震の震源モデルから抽出した矩形アスペリティについて, アスペリティ内での平均すべり量 D_a が全断層面での平均すべり量 D の約 2 倍になるという結果を得ている.

壇・他(2000)は前述の内陸地震と同様の方法で応力降下量を求めた結果, せん断剛性率 $5 \times 10^{11}[\text{dyne}/\text{cm}^2]$ の場合に 8.29[MPa] という値を得ている. ただし, この場合のアスペリティは全断層面積の 35% を占めている. また, 背景領域の応力降下量は 1.91[MPa] となっている.

ここでは, アスペリティを 2 個とした場合に, 内陸地震の場合と同様の方法でアスペリティと背景領域での応力降下量を求めた結果から, $\sigma_{a1} = \sigma_{a2} = 16[\text{MPa}]$ 及び $\sigma_b = 2.7[\text{MPa}]$ とし, アスペリティが 1 個の場合には $D_a = 2.0D$, 2 個の場合には大きい方が $D_{a1} = 2.22D$, 小さい方が $D_{a2} = 1.57D$ のくい違い量とする. また, 背景領域については応力降下量 $\sigma_b = 2[\text{MPa}]$, くい違い量 $D_b = 0.67D$ とする.

この場合, 壇・他(2000)と同様に短周期レベルを算定すると, 震源域での S 波速度 $\beta = 4.0[\text{km}/\text{s}]$ の場合 $A[\text{dyne} \cdot \text{cm}/\text{s}^2] = 4.1 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}[\text{dyne} \cdot \text{cm}]$ となり, 式(1.3)の係数 2.46×10^{17} よりも大きな値となる. これは, 海溝型地震

表-3.2 海溝型地震の震源モデルにおける立ち上がり時間と破壊伝播速度及びアスペリティの大きさと係数 α ($\tau = \alpha w/v$)

1946年南海地震 (釜江, 1996)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ1	3.0	2.5	40	0.19
アスペリティ2	3.0	2.5	28	0.27
1923年関東地震 (池田・他, 2000)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ1	5.0	2.0	18	0.56
アスペリティ2	5.0	2.0	18	0.56

が内陸地震よりも応力降下量が大きい傾向があるという既往の研究(e.g. 佐藤・他, 1998; 加藤・他, 1998)と一致するものである。

(7)破壊伝播速度 v , 立ち上がり時間 τ を決定する。

内陸地震と同様に, 破壊伝播速度については, $v=0.70\beta$, $v=0.80\beta$, $v=0.90\beta$ の3ケースを設定し, τ についても $\tau = 0.25 w/v$ から計算される3ケースを考慮するものとする。表-3.2 は, 既往の研究で得られた海溝型地震の震源モデルにおけるこれらのパラメータをまとめたものである。1946年南海地震の震源モデルについては, 比例定数 α は 0.25 に近い値となっている。1923年関東地震の震源モデルについては α の値がやや大きくなっているが, このモデルでは長辺が短辺の2倍程度ある細長いアスペリティを仮定していることも関係していると考えられる。

(8)震源位置, アスペリティ位置を設定する。

事前に想定することは困難なため, 断層面内で系統的に設定する。ただし, 同じ場所で繰り返し発生する地震のアスペリティ位置には共通性があることや, アスペリティは震源から離れて位置する特徴がある(菊地・山中, 2001) ことにも十分配慮して震源位置, アスペリティ位置を設定するものとする。

3. 2. 4 まとめ

以上で得られた値と用いた関係式等をまとめて表-3.3 と表-3.4 に示す。なお, これらの関係式や得られた値などは, 現時点での地震学的知見に基づく平均的な震源モデル像を反映したものであり, 対象地域での地盤特性や地震発生特性等が分かっている場合には, それらを十分に活用するものとする。

表-3.3 内陸地震の震源パラメータの設定

パラメータ	設定値	備考
走向 ϕ , 傾斜角 δ	活断層マップ等	
断層長さ L [km]	同時に活動するセグメント長の合計	
断層幅 W [km]	$W = L$ ($L < H/\sin \delta$) $W = H/\sin \delta$ ($L \geq H/\sin \delta$)	入倉・三宅(2000). H : 地震発生層の層厚[km]
断層面積 S [km ²]	$S = L \times W$	
地震モーメント Mo [dyne·cm]	$S = 2.23 \times 10^{-15} \cdot Mo^{2/3}$ ($L < H/\sin \delta$) $S = 4.59 \times 10^{-11} \cdot Mo^{1/2}$ ($L \geq H/\sin \delta$)	Somerville et al. (1999) 入倉・他(2001)
平均くい違い量 D [cm]	$D = Mo / (10^{10} \times \mu S)$	μ : せん断剛性率[dyne/cm ²]
立ち上がり時間 τ [s]	$\tau = 0.25w/v$	Day(1982)の係数変更
破壊伝播速度 v [km/s]	$v = 0.70\beta, 0.80\beta, 0.90\beta$	β : S波速度[km/s]
アスペリティ面積 S_a [km ²]	$S_a = 0.22S$	Somerville et al. (1999)
アスペリティ (大) 面積 S_{a1} [km ²]	$S_{a1} = 0.16S$	Somerville et al. (1999)
アスペリティ (小) 面積 S_{a2} [km ²]	$S_{a2} = 0.06S$	Somerville et al. (1999)
アスペリティくい違い量 D_a [cm]	$D_a = 2.0D$	Somerville et al. (1999)
アスペリティ (大) くい違い量 D_{a1} [cm]	$D_{a1} = 2.24D$	入倉・他(2001)
アスペリティ (小) くい違い量 D_{a2} [cm]	$D_{a2} = 1.37D$	入倉・他(2001)
背景領域くい違い量 D_b [cm]	$D_b = 0.72D$	入倉・他(2001)
アスペリティ応力低下量 σ_a [MPa]	$\sigma_a = 13$	入倉・他(2001)
背景領域応力低下量 σ_b [MPa]	$\sigma_b = 2.6$	Boatwright(1988)から推定

表-3.4 海溝型地震の震源パラメータの設定

パラメータ	設定値	備考
走向 ϕ , 傾斜角 δ	既往地震等	
断層長さ L [km]	既往地震等	
断層幅 W [km]	既往地震等	
断層面積 S [km ²]	$S = L \times W$	
地震モーメント Mo [dyne·cm]	$S = 1.88 \times 10^{15} \cdot Mo^{2/3}$	金森(1991)
平均くい違い量 D [cm]	$D = Mo / (10^{10} \times \mu S)$	μ : せん断剛性率 [dyne/cm ²]
立ち上がり時間 τ [s]	$\tau = 0.25w/v$	Day(1982)の係数変更
破壊伝播速度 v [km/s]	$v = 0.70\beta, 0.80\beta, 0.90\beta$	β : 震源域のS波速度 [km/s]
アスペリティ面積 S_a [km ²]	$S_a = 0.25S$	Somerville et al. (1998)
アスペリティ (大) 面積 S_{a1} [km ²]	$S_{a1} = 0.17S$	Somerville et al. (1998)
アスペリティ (小) 面積 S_{a2} [km ²]	$S_{a2} = 0.08S$	Somerville et al. (1998)
アスペリティくい違い量 D_a [cm]	$D_a = 2.0D$	Somerville et al. (1998)
アスペリティ (大) くい違い量 D_{a1} [cm]	$D_{a1} = 2.22D$	入倉・他(2001)
アスペリティ (小) くい違い量 D_{a2} [cm]	$D_{a2} = 1.57D$	入倉・他(2001)
背景領域くい違い量 D_b [cm]	$D_b = 0.67D$	入倉・他(2001)
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	$\sigma_a = 16$	入倉・他(2001)
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	$\sigma_b = 2.7$	Boatwright(1988)から推定

3. 3 地震動の推定手法

3. 3. 1 緒言

ここでは、レベル2地震動を設定する際に、3. 2の手順で設定したレベル2対象地震の震源モデルに基づいて、対象地点での地震動を推定するための計算手法を示す。

レベル2対象地震となるような比較的大規模な地震の場合、小地震の地震動を計算したのち、大規模な地震の震源モデルに従ってそれらを重ね合わせることで、複雑な震源の破壊過程を考慮した地震動の推定を行うことができる。このとき、小地震の地震動はグリーン関数と呼ばれ、経験的手法、統計的手法、理論的手法あるいはそれらを組み合わせたハイブリッド法によって設定することが可能である。これらの手法にはそれぞれ対象とする周期帯域や必要なデータ等の特徴があるが、本報告では1. 2で述べたように、比較的必要なデータが少なく、任意の地点に適用できる手法である統計的グリーン関数法を用いる。

3. 3. 2 統計的グリーン関数の作成

K-NET観測点のうちI種地盤で得られた強震記録（水平2成分，S波初動部とそれ以降）から計算した水平面内での最大応答を目的変数，気象庁マグニチュード M_J と震源距離 X を説明変数として，ダミー係数を用いた二段階回帰分析により，I種地盤における地震動の加速度応答スペクトルの推定式を作成した。表-3.5に解析に用いた強震記録の一覧を示す。ここでは，地震のタイプ別の特性を反映するために，内陸地震と海溝型地震それぞれについて加速度応答スペクトルの推定式を作成した。ただし，海溝型地震については，強震記録が得られた地震が近畿・中国・四国地方に無く，東日本（東経137度以東）と九州（東経132度以西）の地震の両方の強震記録が得られている観測点がないために，東日本と九州のデー

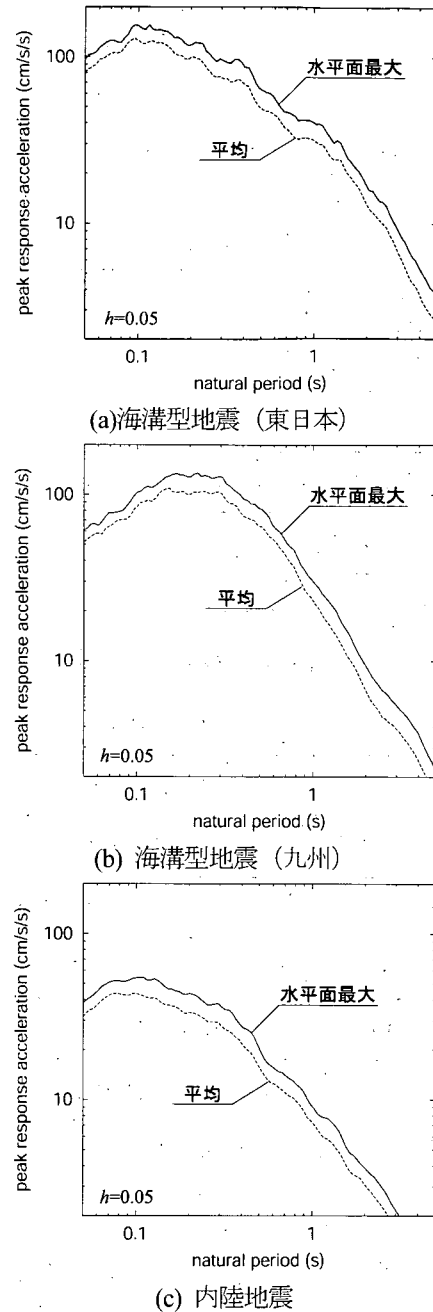


図-3.6 推定式に基づくS波速度700[m/s]相当の解放基盤面における加速度応答スペクトルの例 ($M_J=6.0$, 震源距離 $X=50$ [km])

表-3.5 解析に用いた強震記録

	海溝型地震 (東日本)	海溝型地震 (九州)	内陸地震
地震数	43	10	44
成分数	1498	444	2994
観測点数	308	67	468
M_J の範囲	5.0-6.4	5.0-6.6	4.5-6.5
震源距離の範囲(km)	37-200	45-200	4-200
震源深さの範囲(km)	0-60	32-54	0-23

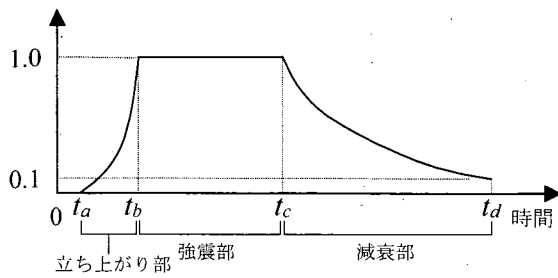


図-3.7 Jennings型包絡形

タが互いに独立となった。このため、これら2地域のデータセットで別々に回帰分析を行った。

上記のK-NET観測点のうち、地盤データにS波速度 $V_s=600[\text{m/s}] \sim 800[\text{m/s}]$ の層があり、その層よりも浅い地盤の固有周期が $0.05[\text{s}]$ よりも短い観測点を選択し、 $V_s=700[\text{m/s}]$ 相当の工学的基盤の観測点とした。表層地盤の固有周期が $0.05[\text{s}]$ よりも短い観測点を選択したのは、表層地盤による地震動の増幅が、ここで着目している $0.1 \sim 5[\text{s}]$ 程度の周期帯域の地震動に及ぼす影響を避けるためである。上述のダミー係数を用いた二段階回帰分析の際に、全ての観測点について地点補正係数が得られているため、選択した工学的基盤の観測点における地点補正係数の平均値を推定式に乗じることにより、 $V_s=700[\text{m/s}]$ 相当の工学的基盤における加速度応答スペクトル(減衰定数5%)の推定式を作成した。推定式は次式で表される。

$$\log S_a(T) = a(T)M_J - \log X + b(T)X + c(T) \quad (3.5)$$

ここで、 $S_a(T)$ は加速度応答スペクトル $[\text{cm/s}^2]$ 、 T は固有周期 $[\text{s}]$ 、 M_J は気象庁マグニチュード、 X は震源距離 $[\text{km}]$ 、 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $c(T)$ は固有周期ごとの回帰係数である。

これらの回帰係数は $0.05 \sim 10[\text{s}]$ の範囲において対数軸で等間隔な115の固有周期について求められている。小地震の地震動はこの推定式をもとに作成するため、本節で示す地震動の推定手法は、周期 $0.05 \sim 10[\text{s}]$ 程度の地震動成分を考慮したものといえる。

推定式に基づく加速度応答スペクトル(減衰定数5%)の例を図-3.6に示す。比較のため、水平2成分の平均をとった場合の推定式に基づく加速度応答スペクトルも示してあるが、水平面内での最大応答をとった場合の加速度応答スペクトルは、平均をとった場合の約1.3倍になっている。

この推定式から得られる加速度応答スペクトルにフイッティングさせた時刻歴波形を作成するには、位相特

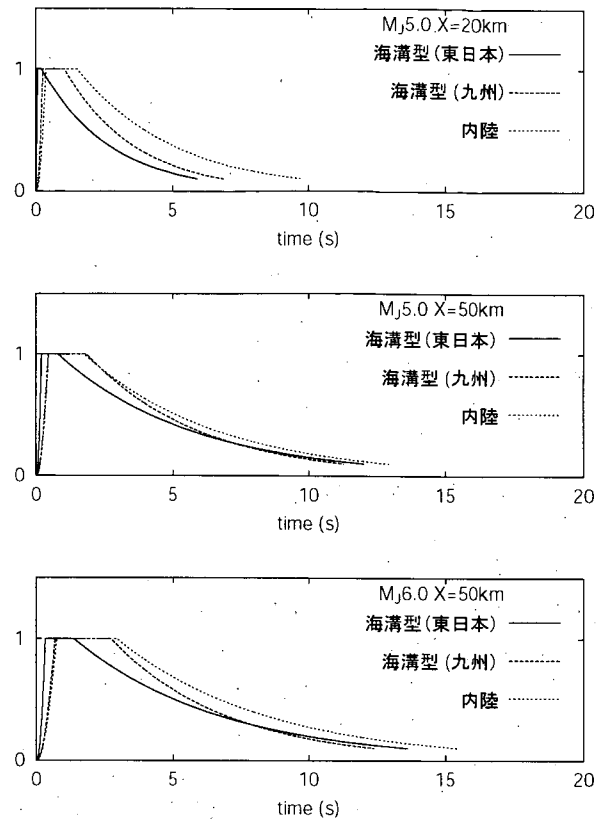


図-3.8 推定式に基づく加速度波形の振幅包絡線の例

性あるいは経時特性の情報が必要である。そのため、加速度応答スペクトルの推定式の作成に用いたものと同じ強震記録を用いて、佐藤・他(1994)の手法により、Jennings型包絡形でモデル化した加速度波形の振幅包絡線の推定式を作成した。Jennings型包絡形とは、図-3.7のように立ち上がり部(2次曲線)、強震部(定数)、減衰部(指数曲線)からなるものであり、次式で表される。

$$E(t) = \begin{cases} 0 & (0 \leq t \leq t_a) \\ \left\{ \frac{(t-t_a)}{(t_b-t_a)} \right\}^2 & (t_a < t < t_b) \\ 1 & (t_b \leq t \leq t_c) \\ \exp\{-\ln 10 \cdot (t-t_c)/(t_d-t_c)\} & (t_c < t \leq t_d) \end{cases} \quad (3.6)$$

この振幅包絡線についても、加速度応答スペクトルと同様に、地点補正係数の平均値を用いて $V_s=700[\text{m/s}]$ 層における振幅包絡線の推定式を作成した。得られた推定式は、式(3.6)の係数 t_a 、 t_b 、 t_c 、 t_d を次式で表すものである。

$$\begin{aligned} (t_c - t_b) &= 3(t_b - t_a) \\ \log(t_c - t_a) &= a_1 M_J + b_1 X + c_1 \\ \log(t_d - t_c) &= a_2 M_J + b_2 X + c_2 \end{aligned} \quad (3.7)$$

ここで、 a_1 、 b_1 などは回帰係数である。また、 t_a の設定は包絡形状に影響を与えないため、本報告で時刻歴波形を作成する際には0とした。

これらの推定式に基づく振幅包絡線の例を図-3.8に示すが、内陸地震の継続時間が海溝型地震と比較して長いこと、また地震のタイプによらずマグニチュードや震源距離が大きくなるほど継続時間が長くなっていることが分かる。

なお、ここで作成した加速度応答スペクトル及び加速度波形の振幅包絡線の推定式に関しては、佐藤・他(2002)により詳細に報告されている。

3. 3. 3 地震動の重ね合わせ

(1) 波形合成式

地震動の重ね合わせには、Irikura (1986) による波形合成法を修正した方法を用い、各アスペリティを独立した断層破壊イベントとみなした多重アスペリティモデルとして合成する。また、背景領域についても全断層面を一つの断層破壊イベントとみなして重ね合わせを行う。この合成法は、個々のアスペリティあるいは背景領域について次式のように表せる。

$$U(t) = \sum_{i=1}^{N_l} \sum_{j=1}^{N_w} F_{ij}(t) * c \cdot u_{ij}(t) \quad (3.8)$$

$$F_{ij}(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N_d-1)n'} \alpha_k \delta\left[t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N_d-1)n'}\right]$$

ここで、添字 i, j は小断層 (i, j) に対応するパラメータを意味しており、 N_l 、 N_w 、 N_d はそれぞれ断層長さ、断層幅、くい違い量に対する分割数、 $U(t)$ はアスペリティあるいは背景領域の地震動、 $u_{ij}(t)$ は小地震の地震動、すなわち統計的グリーン関数である。

また、 c はアスペリティあるいは背景領域と小地震の応力降下量の比である。アスペリティあるいは背景領域の応力降下量は表-3.3、表-3.4 で設定した値であり、小地震の応力降下量は、統計的グリーン関数を作成する際に用いる加速度応答スペクトルに対応する小地震の応力降下量である。ここでは経験的な関係から、3. 2. 3の加速度応答スペクトルの推定式について、海溝型地震(東日本)は20[MPa]、海溝型地震(九州)は15[MPa]、内陸地震は5[MPa]の応力降下量に対応するものとした。統計的グリーン関数の作成に用いる加速度応答スペクトルの推定式によって、小地震の応力降下量はこれらの値を使い分けることになる。

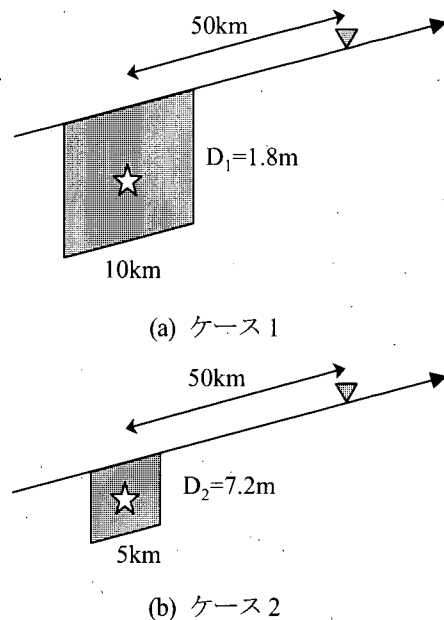


図-3.9 同じ地震モーメントをもつ2つのアスペリティ

τ はアスペリティあるいは背景領域の立ち上がり時間を表しており、表-3.3、表-3.4 で設定した値である。

$F_{ij}(t)$ はアスペリティあるいは背景領域と小地震の震源時間関数の違いを補正するフィルター関数であり、震源スペクトルのスケージング則を満足するために Irikura (1986) が導入したものである。また α_k は、Irikura (1986) のフィルター関数では合成波形の震源スペクトルが周期 τ で落ち込み、スケージング則と合わなくなることを避けるための係数 (入倉・他, 1997) である。

t_{ij} は重ね合わせの際の時間遅れであり、震源から小断層 (i, j) に破壊が到達するまでの時間と、小断層から地震波が対象地点に到達するまでの時間の和である。

(2) 分割数の設定に関する検討

式(3.8)を用いて小地震の地震動からアスペリティあるいは背景領域の地震動を合成するためには、小地震の地震モーメント M_{0e} とアスペリティあるいは背景領域の地震モーメント M_0 との間に次の関係が成り立つ必要がある。

$$M_{0e} = \frac{M_0}{c N_l N_w N_d} \quad (3.9)$$

Irikura (1986) による波形合成法では、大地震と小地震の断層長さ、断層幅、くい違い量に相似則が成り立つ、すなわち

$$N_l = N_w = N_d \quad (3.10)$$

と仮定されている。しかし、実際に発生している小規模な地震と、大規模な地震の震源モデルから抽出したアス

ペリティの間に式(3.10)の関係が成り立つ保証はなく、同じ地震モーメントでも、面積が大きく、くい違い量の小さいアスペリティや、面積が小さく、くい違い量の大きいアスペリティが存在するものと考えられる。そこで、以下のような検討を行い、式(3.10)の関係が成り立たない場合に分割数をどのように設定すればよいかについて検討した。

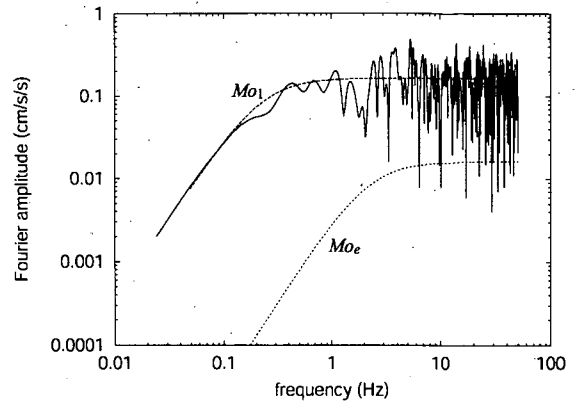
例として、図-3.9のような2つのケースを考える。ケース1のアスペリティは、 $L=W=10$ [km]の正方形で、くい違い量 D は円形クラックの式 (Eshelby, 1957)

$$\sigma = \frac{7\pi \mu D}{16 \lambda}, \quad \lambda = \sqrt{\frac{LW}{\pi}} \quad (3.11)$$

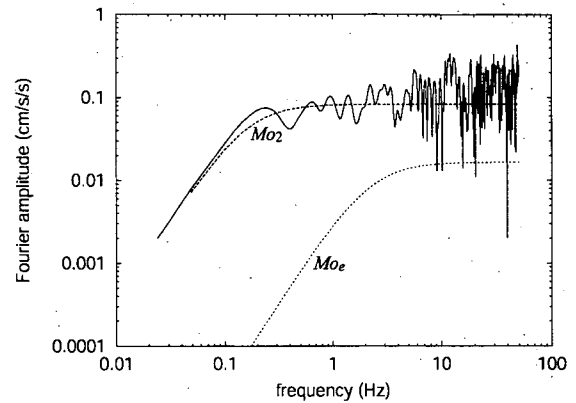
から求められる1.8[m]とする。ケース2のアスペリティは、 $L=W=5$ [km]の正方形で面積はケース1の1/4、くい違い量は7.2[m]でケース1の4倍、両者は同じ地震モーメントをもつとする。また、アスペリティの応力降下量は13[MPa]、地盤のS波速度は3.4[km/s]、密度は2.6[g/cm³]、破壊伝播速度は2.7[km/s]とする。ケース1とケース2のアスペリティの立ち上がり時間はそれぞれ0.6[s]、2.4[s]とし、両者ともアスペリティの中心から破壊が円形に広がるとする。

小地震による地震動がBrune(1970, 1971)の ω^{-2} モデルに従うとし、 $N_l=N_w=N_d=10$ として式(3.8)により合成した結果を図-3.10に示す。図中、 Mo_e は小地震のスペクトル、 Mo_1 と Mo_2 はそれぞれケース1とケース2のアスペリティによる地震動がBrune(1970, 1971)の ω^{-2} モデルに従う場合に予測されるスペクトルである。小地震はケース1のアスペリティと式(3.10)の関係が成り立っているため、図-3.10(a)のようにケース1では Mo_1 に沿った合成結果のスペクトルが得られるが、式(3.10)の関係が成り立たないケース2では、図-3.10(b)のように Mo_2 に沿った合成結果のスペクトルが得られず、高振動数で2倍程度の過大評価になっていることが分かる。これは、式(3.10)の関係が成り立たない場合には、推定地震動に基づいて設定した設計地震動が過大あるいは過小評価になることを意味しており、十分注意する必要がある。

図-3.11に、同じ小地震による地震動から、 $N_l=N_w=5$ 、 $N_d=40$ として式(3.8)によりケース2のアスペリティによる地震動を合成した結果を示す。小地震とアスペリティ間の相似則が満たされない場合でも、分割数を適切に設定することにより、目標とするスペクトルに沿った合成結果が得られていることが分かる。ただし、分割数を適切に設定するためには、小地震の断層長さ、断層幅、くい違い量の間関係式が必要となるが、小規模の地震については式(3.11)がよい近似を与えらる。



(a) ケース1



(b) ケース2

図-3.10 $N_l=N_w=N_d=10$ として合成した結果

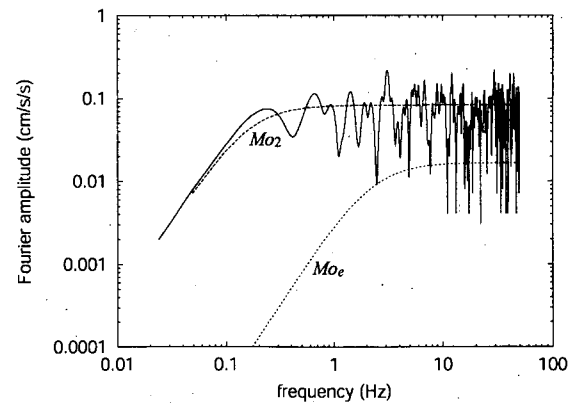


図-3.11 $N_l=N_w=5$ 、 $N_d=40$ として合成した結果 (ケース2)

以上の検討結果から、統計的グリーン関数法における分割数の設定手順は、予め適当な分割数 N_l 、 N_w を決定し、小地震の断層長さ l_e と幅 w_e を求め、式(3.11)から小地震のくい違い量 d_e を求め、 l_e 、 w_e 、 d_e から Mo_e を求め、 Mo と c から式(3.9)を用いて N_d を求めるというものになる。このようにして求められた N_d は一般に自然数にはならないが、自然数に近似すると結果的に Mo を過大評価あるいは過小評価するという問題が生じる。しか

し式(3.8)から分かるように、 N_l 、 N_w は自然数である必要があるが、 N_d は自然数である必要はなく、 $(N_d-1)n'$ が自然数であればよい。したがって、例えば $n'=10$ とすると、 N_d は小数点第一位まで設定することができ、上記のような問題を小さくすることができる。

3. 3. 4 まとめ

以上のことから、本報告での統計的グリーン関数法による具体的な地震動の推定手順は次のようになる。

(1)断層面を $N_l \times N_w$ の小断層に分割し、アスペリティの大きさ、場所を設定する。

設定した震源モデルの断層面を $N_l \times N_w$ の小断層に分割し、どの小断層をアスペリティとするかを設定する。

(2)アスペリティをさらに $N_l \times N_w$ の小断層に分割する。

(1)で設定したいくつかの小断層からなるアスペリティを、さらに $N_l \times N_w$ の小断層に分割する。アスペリティが複数ある場合には、それぞれについて同様に小断層に分割する。

(3)小地震の気象庁マグニチュード M_{je} を求める。

(2)で設定した N_l 、 N_w から小地震の断層面積、さらに地震モーメント M_{0e} を求め、地震モーメントと気象庁マグニチュードの関係式から、小地震の気象庁マグニチュード M_{je} を求める。

(4)小地震による地震動の加速度応答スペクトルと振幅包絡線を推定する。

3. 3. 2で述べた加速度応答スペクトルと振幅包絡線の推定式を用いて、小地震の気象庁マグニチュード M_{je} と各小断層から対象地点までの距離 R_{ij} から、各小断層の位置における小地震による地震動の加速度応答スペクトルを推定する。全断層面について共通の位相スペクトルを用いるために、振幅包絡線については、全断層面から対象地点までの平均距離 \bar{R} と M_{je} から推定する。

(5)小地震による地震動を作成する。

(4)で推定した加速度応答スペクトルと振幅包絡線に適合する地震動を作成する。ここでは、位相差分スペクトル法により振幅包絡線から位相スペクトルを求め、振幅スペクトルを調整することによって、推定した加速度応答スペクトルに適合する地震動を作成する。なお、(6)で設定する震源位置の影響は、(7)の地震動の重ね合わせ

の際に考慮することができるため、ここで作成する小地震による地震動には影響を与えない。

(6)震源位置を設定する。

事前に想定することは困難なため、断層面内で系統的に設定する必要がある。

(7)小地震による地震動を重ね合わせる。

各アスペリティと背景領域に式(3.8)を適用し、断層の破壊伝播と波動伝播による時間遅れ、小地震と大地震の応力降下量の差異を考慮した地震動の合成を行う。