

強震動予測に関する  
ベンチマークテスト  
統計的手法  
マニュアル

工学院大学 建築学科 DB12099 片山拓輝

統計的手法 モデル一覧

	ステップ1				ステップ2		
モデル名	S10	S11	S12	S13	S21	S22	S23
地盤	一様地盤		2層地盤		2層地盤		
Q値	なし			あり	なし		
震源	点震源				横ずれ断層	逆断層	横ずれ断層
破壊開始時間					一定	ランダム	
有効振動数	1~20 Hz				1~20 Hz		
出力点	000, +002, +006, +010(計4点)				000, ±002, ±006, ±010(計7点)		
乱数の設定	指定	各自の乱数3パターン			各自の乱数3パターン		

	ステップ3(点震源)				ステップ4(面震源)			
モデル名	S31	S32	S33	S34	S41	S42	S43	S44
地盤	一様地盤	2層地盤		4層地盤	2層地盤			
入射角	鉛直	斜め入射			斜め入射			
Q値	なし	あり			あり			
震源	点震源				横ずれ断層	逆断層	横ずれ断層	
ラディエーション(SH&SV)	振動数(f)一定		振動数(f)依存		振動数(f)依存			任意
破壊開始点	/				一定	ランダム	一定	
有効振動数	0~20Hz				0~20Hz			
出力点	000,+002,+006,+010(計4点)				000,±002,±006,±010(計7点)			
出力成分	水平2成分	水平・上下3成分			水平・上下3成分			
乱数設定	各自の乱数3パターン				各自の乱数3パターン			

	ステップ5(点震源)		ステップ6(面震源)	
モデル名	S51	S52	S61	S62
対象地震	1923年関東地震(Mj7.9)のアスぺリティ		1923年関東地震(Mj7.9)	
震源のモデル化	アスぺリティ内の1要素を点震源として用いる		Sato et al.(2005)のすべり分布の特性化モデル	Sato et al.(2005)のすべり分布を使用した不均質モデル
地盤	関東平野の3次元深部地盤モデル(長周期地震動予測モデル、2009試作版)を用い、観測点直下の平行成層地盤を使用			
減衰	あり			
乱数の設定	指定	各自の乱数位相3パターン		
有効振動数	0~20Hz			
出力点	4地点(岩盤サイト:浅川、堆積層サイト:清瀬、越中島、本郷)			

	ステップ7
モデル名	S71
対象地震	2005年千葉県北西部地震(Mj6.0)
地盤	関東平野の3次元深部地盤モデル(長周期地震動予測モデル、2009試作版)を用い、観測点直下の平行成層地盤を使用
入射角	観測点直下の基盤まで直線入射、堆積層へは鉛直入射
震源	点震源(綾瀬・三宅、2005等をもとに策定)
放射特性	S波の一様分布(放射係数は0.63)
波動	SH波
減衰	振動数依存のQ値(但し、表層は一定Q)
振動数	対象は0~20Hz(0.05秒以下)。但し、表層は25Hzまで
出力点	26地点(K-NET・KiK-net・UR都市機構・建築研究所・戸田建設株式会社株式会社鴻池組による観測記録)。但し、必須12地点、任意14地点とする。
出力成分	水平2成分(2組の乱数使用)

・統計的手法について

○統計的手法による強震動計算を行う Fortan プログラム。

○並行成層地盤における厳密な統計的グリーン関数を計算する。この手法は一般に地震基盤で地震動を求め、1次元重複反射理論による増幅率を用いて工学的基盤までの地震動を計算する。よって地震基盤までのデータ（以下、in データと呼ぶ）と観測点までのデータ（以下、soil データと呼ぶ）2つのパラメータシートが必要である。

一般的に in データで震源パラメーターやすべり速度関数などほとんどのパラメーターはここに入れる。Soil データは工学的地盤から観測点までの距離のデータを入れることになる。

○中小地震を多数重ね合わせ想定地震の時刻歴波形を作成する点においては前述の経験的グリーン関数法と同様であるが、「強震動予測地点で想定した大地震と同一の震源域で起こった小地震による強震記録が得られている場合」ということは非常に稀な事であり、普通は適切な小地震記録が得られることは少ない。

そこで、統計的グリーン関数法は、この小地震（要素地震とも言う）を、断層面を小断層にわけ、その一つ一つから人工的（計算式により）に発生させ、重ね合わせ、想定する大地震の波形を作成する。

この、統計的グリーン関数法はランダム位相を用いるため、短周期側の強震動予測に適している。

要素地震波を作成する際、時刻歴での包絡関数は一般に Boore の包絡関数が用いられる。

$$W(t) = at^b e^{-ct} H(t - r/Vs) \cdots \text{(式 2.3)}$$

ここで、 $H(t)$ はステップ関数、 $r$ は震源距離である。また  $a, b, c$  は最大振幅 1 の滑らかな包絡形状を決定するパラメータである。

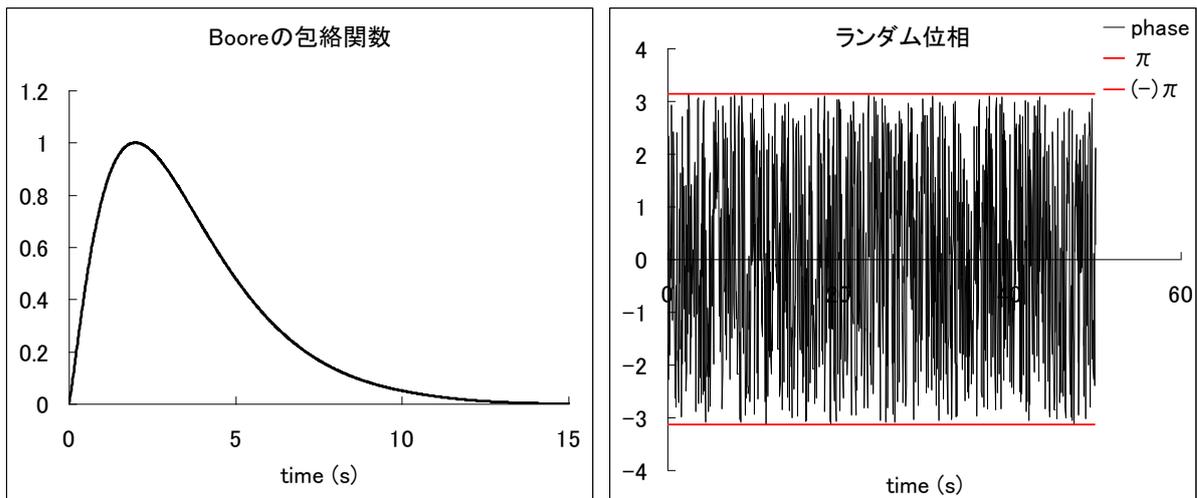


図 2.6 Boore の包絡関数 (右) とランダム位相 (左)

上図の包絡関数とランダム位相を掛け合わせ、要素地震を作成する。

下図（図 2.7）のような要素地震波となり、15 秒以降では包絡関数通り、振幅は 0 である。

この要素地震波は小地震波で統計的に知られている、 $\omega^2$ モデルを満足している波形で、 $\omega^2$ モデルにフィッティングするように振幅補正をして（図 2.8）、要素地震波を足し合わせて想定する巨大地震を作成する。

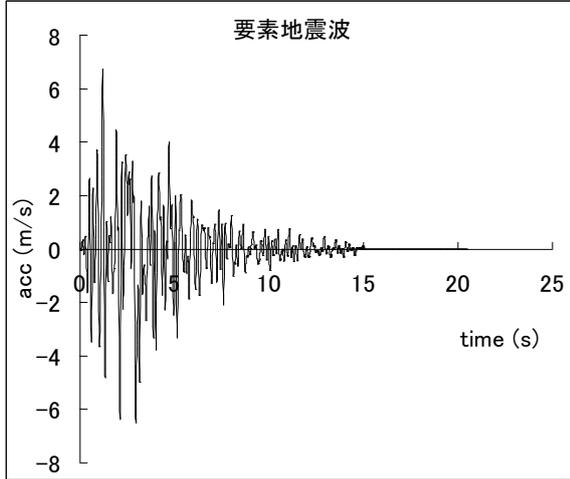


図 2.7 小断層ごとに計算される要素地震波

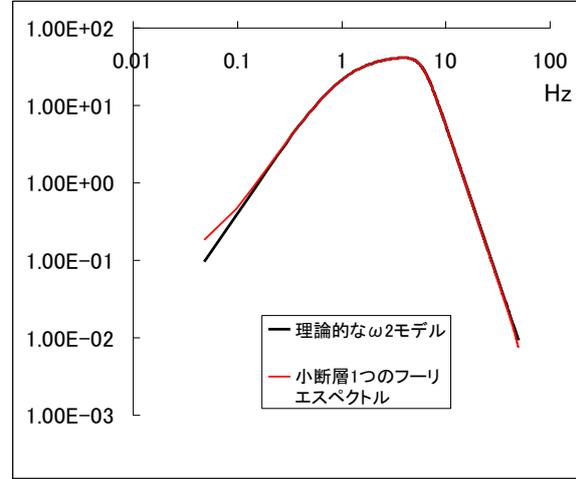


図 2.8 要素地震波のフーリエスペクトル

これを小断層ごとに作成し足し合わせていくが、ただ単に足し合わせていくわけではなく次式によってそれは成される。

$$\text{時間領域： } u^L(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} f(t-t_{ij}) * \{C \cdot u^S(t)\} \cdots (\text{式 2.4})$$

$$\text{周波数領域： } U^L(\omega) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F(\omega) \cdot \{C \cdot U^S(\omega)\} \cdot \exp(i\omega \cdot t_{ij}) \cdots (\text{式 2.5})$$

ここで  $r_{ij}$  は大地震の断層面を  $N^2$  個に分割したときの小断層  $ij$  の代表点から観測点までの距離、 $r$  は小地震から観測点までの距離であり、この項は小地震と小断層の距離の違いを補正するために用いている。また  $t_{ij}$  は小断層  $ij$  の破壊開始時間、\*は畳み込み積分、 $C$  は(6.3.24)式による大地震と小地震の応力降下量の比である。また  $f$  や  $F$  は、小地震のすべり関数を大地震のすべり関数に変換するための関数で、次式で与えられる。(irikura, 1986)

$$\text{時間領域： } f(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta\left\{t - \frac{k-1}{(N-1)n'} \tau^L\right\} \cdots (\text{式 2.6})$$

ここで、 $\delta$  はディラックのデルタ関数、 $\tau^L$  は大地震のすべりの継続時間である。また  $n'$  は、小地震のすべり関数を  $N$  個の等間隔に配置することによる人工的な卓越周期を避けるために導入されたパラメータである。

(式 2.6) をフーリエ変換すると次式を得る。

$$\text{周波数領域： } F(\omega) = 1 + (N-1) \frac{\sin(\omega\tau^L/2)}{\omega\tau^L/2} \exp\left(\frac{i\omega\tau^L}{2}\right) \cdots (\text{式 2.7})$$

一方、(式 2.7) によるすべり関数の補正式は中間周期帯域での落ち込みや  $\sin$  関数によ

る高振動数でのフーリエ振幅の振動という問題点を抱えている。これを改良するために様々な補正式が提案されている。一例として、すべり関数を指数関数(図 2.4 の指数関数 1)と仮定すると、大地震に対する小地震のすべり関数の比から次の補正式を得る。

$$F(\omega) = N \cdot \frac{1 - i\omega\tau_s / \alpha}{1 - i\omega\tau_L / \alpha} = 1 + (N - 1) \frac{1}{1 - i\omega\tau_L / \alpha} \dots (式 2.8)$$

ここで  $\alpha$  は指数関数による長い継続時間を補正するための係数で、1 より大きな値が用いられる。また上式より  $F$  は低振動数 ( $\omega \rightarrow 0$ ) では  $F = N$  となり、高振動数 ( $\omega \rightarrow \infty$ ) では  $F = 1$  となることが容易に確認できる。

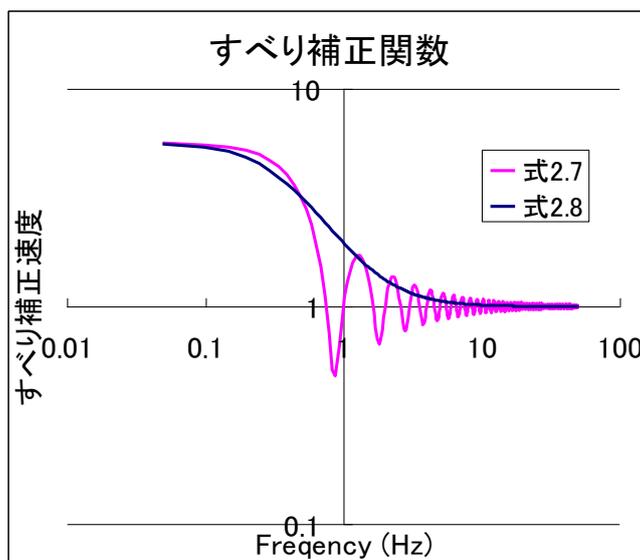


図 2.9 すべり速度補正関数

地盤モデル

1. 刻み時間、計算時間について

Delta Time : 時間刻み(s)、Number of Time : 時間刻み個数。2<sup>n</sup> を入力する。継続時間(計算時間)=時間刻み×時間刻み個数となる。Minimum Period : 最小周期(s)、phinney 法で虚数部に導入する値を入力、phinney 法を用いない場合は 0 を入力。最終周期から振動数を下記の式から求めることが出来る。

$$f = \frac{1}{T}$$

f : 振動数 (Hz)

T : 周期 (s)

ここの式から有効振動数を求めることが出来る。

時間刻みが 0.02 秒の 256 点(=2<sup>8</sup>、継続時間=5.12 秒)で、最小周期 0.04 秒(≧時間刻みの 2 倍)で計算。周期の逆数が振動数であるから有効振動数は 25Hz。

Phinney 法 : 円振動数 ω の虚数部に phinney の手法で値を導入し、複素数化させることで収束計算を速めている。

Phinney method=0.01 もしくは π /継続時間 or 継続時間の 2 倍、4 倍など。

*** Data for Delta Time, Duration, and Minimum Period ***				
Delta Time	Number of Time (must be Power of 2)			
0.02	256			
Minimum P		Imaginary Omega for Phinney's method		
0.04	0			

(セルの場所) 1 行目～5 行目

2. Q 値について

Q 値は f を振動数(Hz)とすると①Qp=Qp0\*f^QFp、および②Qs=Qs0\*f^QFs で定義している。建築で用いる減衰定数 h と Q 値とは h=1/2Q の関係がある。したがって Q 値が大きいほど減衰が少なくなる。本ベンチマークテストでは Q 値は指定されている。Q 値が振動数 f に依存(比例)する場合、QpF、QsF に “1” を入力、しない場合は “0” を入力。減衰なしの場合 Qp0,Qs0 は最大値 9999 を入力。

例 1 : 減衰無し (Q 値無限大)。

	P波速度		S波速度		質量密度		Q 値	
	Vp	Vs	ρ	Qp	Qs			
	(m/s)	(m/s)	(kg/m <sup>3</sup> )					
半無限媒質	6000	3464	2700	∞	∞			

6 行目～8 行目

density(t/n	Vp(m/s)	Qp0 (Qp(f)	Qpf	Vs(m/s)	Qs0 (Qs(f)	Qsf
2.7	6000	9999	0	3464	9999	0

例 2：振動数  $f$  に比例する  $Q$  値とし、 $Q_s=Q_p$  とする。

	P波速度	S波速度	質量密度	Q値	
	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$Q_p$	$Q_s$
半無限媒質	6000	3464	2700	20f	20f

density(t/n)	$V_p$ (m/s)	$Q_p0$ ( $Q_p(f)$ )	$Q_{pf}$	$V_s$ (m/s)	$Q_s0$ ( $Q_s(f)$ )	$Q_{sf}$
2.7	6000	20	1	3464	20	1

### 3. フッターマンについて

Futterman の手法を用いることで  $Q$  値が振動数に依存しない一定値という条件下で、次式による  $Q$  値導入法を用いることができる。

ここで、 $\omega_{REF}$  は参照振動数であり、 $f_{REF}$ (Reference Frequency)を 0.16 Hz とすると  $\omega=1$ 。式の実数部に指数関数があり、振動数によって地盤速度の値が変化することに注意されたい。

### 4. 観測地点の計算について

原点座標を(138.65° ,34.2° )の地表とし、北を X 軸、東を Y 軸、下向きを Z とする。

地球楕円体(GRS-80)の北緯 35.5° における値を用いて、

北緯 1° あたりの距離  $dXdN=110.950 \text{ km}^\circ$  N

東経 1° あたりの距離  $dYdE=90.729 \text{ km}^\circ$  E

原点を( $N_0, E_0$ )=(北緯 34.2° 、東経 138.65° )とし、任意の北緯  $N^\circ$  、東経  $E^\circ$  を下記の式で変換する。

$$X = (N - N_0) \times dXdN$$

$$Y = (E - E_0) \times dYdE$$

ここでは距離の単位は km で計算されるが入力する際は m に単位変換する必要がある。

統計的手法では最初のプログラムで地震基盤での地震動を求めその後、違うプログラムで観測点までの地震動を求める。プログラムの詳細は後で説明する。

また、「包絡関数について」でも詳しく説明するが包絡関数の違いで入力の仕方が違うため注意が必要である。

佐藤関数の場合→観測点を 1 個のみ入力

Boore 関数の場合→観測点を 2 個以上入力

表 1 : in データ

Observatio	Location: X Y (m)		Z (m)
1	158407.8	101890	3097.8

107 行目～108 行目

表 2 : soil データ

Layer Num	density(t/n)	Vp(m/s)	Qp0 (Qp(f))	Qpf	Vs(m/s)	Qs0 (Qs(f))	Qsf	Thichness(基底深さ)	
1	1.6	1430	70	0	100	35	0	10.1	10.1
2	1.8	1520	70	0	180	35	0	12.6	22.7
3	1.6	1720	70	0	240	35	0	2.2	24.9
4	2	2130	70	0	440	35	0	1.3	26.2
5	1.84	1660	70	0	350	35	0	11.6	37.8
6	1.95	1800	200	0.7	500	100	0.7	392	429.8
7	2.1	2300	200	0.7	900	100	0.7	1334	1763.8
8	2.25	3000	200	0.7	1500	100	0.7	1334	3097.8
9	2.65	5500	200	0.7	3200	100	0.7	4581	-

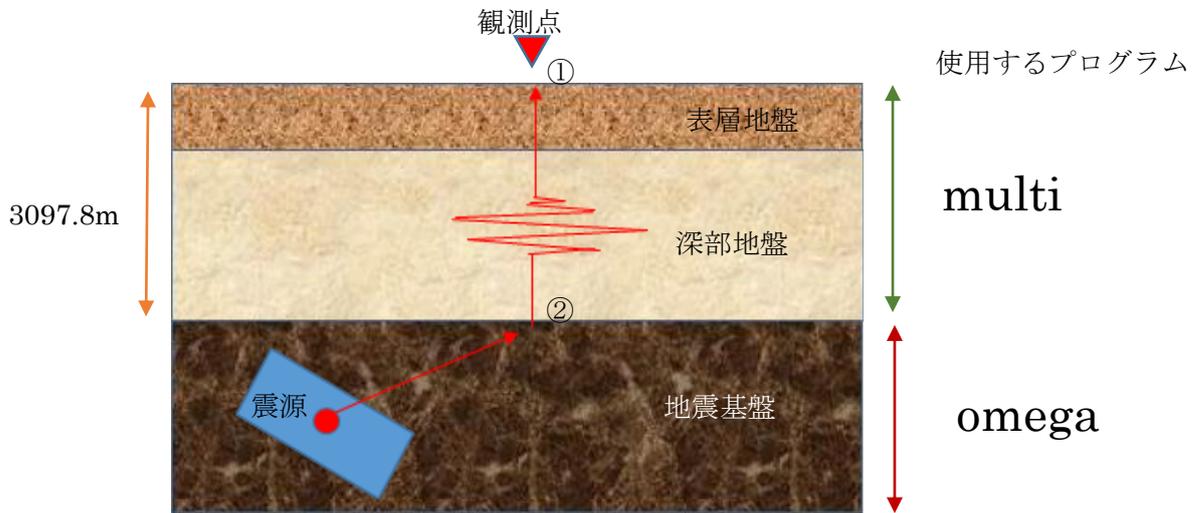
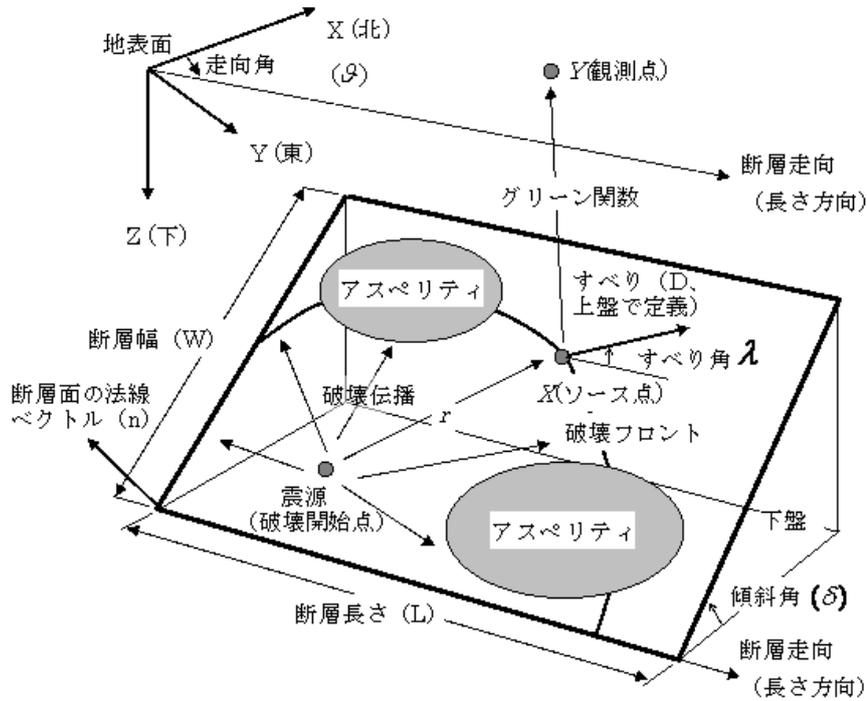


図 1 平行成層地盤

In データに入れる Z 方向の観測点は深部地盤の下端までの距離を入力する。(表 1,表 2)

震源モデル

5. 断層パラメータについて



以下のように入力する。

Start Time	Strike (deg)	Dip (deg)	Vr (m/s)	dtr (s; aver	random number for dt
0	90	90	3000	0	1
Location of Y(m) Z(m) (Note: X->North, Y->East, Z->Down)					
0	1000	4000			
Location of Y(m) Z(m) (Note: X->North, Y->East, Z->Down)					
0	0	6000			
断層パラメーター (strike,dip,rake) = (90°, 90°, 180°)					
Sub-Fault	Slip (m)	Rake (deg)	Stress Dro fc (Hz)	fmax (Hz)	n of P-fun
1	1	180	139.5	0	6
2	1	180	139.5	0	6
3	1	180	139.5	0	6
4	1	180	139.5	0	6
5	1	180	139.5	0	6
6	1	180	139.5	0	6
7	1	180	139.5	0	6
8	1	180	139.5	0	6
9	1	180	139.5	0	6
10	1	180	139.5	0	6

12行目~18行目

Strike : 走向角 (北から走向まで時計回りでの角度)

Dip : 傾斜角 (水平面から断層面までの角度)

Rake : すべり角 (上盤のすべりの向きと水平面とのなす角度)

## 6. 断層の設定

断層の設定には断層の長さ、幅、長さ方向の分割数、幅方向の分割数、すべり方向の分割数を設定する必要がある。

表 3

Length (m)	Width (m)	Num. of Su	Num. of Su	ND (=Large EQ Slip/Small EW Slip)	10 行目~11 行目
8000	4000	2	4	6	

Lenth(m) : 断層長さ

Width(m) : 断層幅

Num. of Sub-Fault along Length (黄色) : 長さ方向の分割数

Num. of Sub-Fault along Width (緑) : 幅方向の分割数

ND (=Large EQ Slip/Small EW Slip) : すべり方向の分割数

☆すべり方向の分割数について

すべり量の比から用いる。下記の式から求める。

$$ND = \frac{\text{断層すべり量 (m)}}{\text{小断層すべり量 (m)}}$$

### 6.1 断層の分割について

面震源モデルを使う時、断層を分割し小断層にすることにより実際の地震波の再現性を高めることが出来る。表 1 の例の場合、長さ方向に 2 分割、幅方向に 4 分割の断層モデルになる。(図 2) ただし、これは面震源モデルだと扱うことが出来るが、点震源のときは使用できない。点震源の場合は表 1 の黄色と緑の部分に“1”を入力。

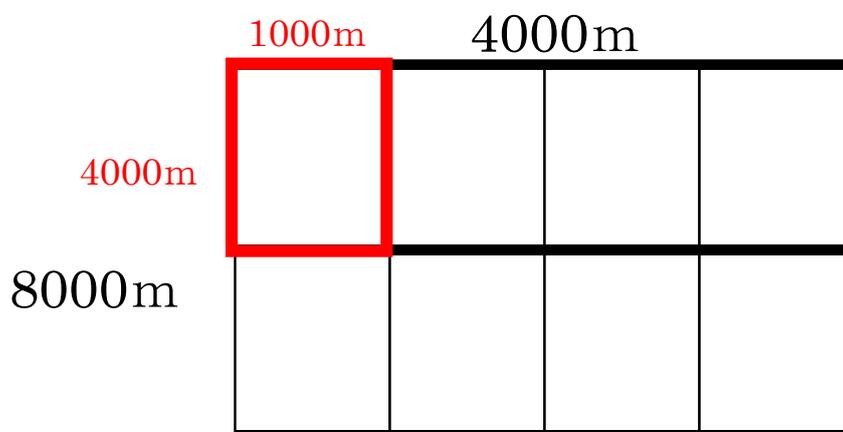


図 2 小断層分割

## 6.2 小断層

表 4 入力シート

Length (m)	Width (m)	Num. of S	Num. of S	ND (=Large EQ Slip/Small EW Slip)					
8000	4000	2	4	6					
Sub-Fault	Slip (m)	Rake (deg)	Stress Drop	fc (Hz)	fmax (Hz)	n of P-fun	Strike No.	Dip No.	
1	1	180	139.5	0	6	4	1	1	
2	1	180	139.5	0	6	4	1	2	
3	1	180	139.5	0	6	4	2	1	
4	1	180	139.5	0	6	4	2	2	
5	1	180	139.5	0	6	4	3	1	
6	1	180	139.5	0	6	4	3	2	
7	1	180	139.5	0	6	4	4	1	
8	1	180	139.5	0	6	4	4	2	

Sub-fault とは小断層のことであり表 4 の例をとると 2×4 (長さ方向の分割数×幅方向の分割数) で 8 個の小断層ができることになる。小断層それぞれに Slip,rake,stress drop,fc,fmax, n of P-func の数値を入力することができ、実際の地震波の再現性を高めることができる。統計的手法は小断層ごとに分けて地震波 (要素地震波) を作成するため小断層 1 個ごとにパラメーターを入力する。

### ☆stress drop について

stress drop とは応力効果量のことである。これは断層面ですべり破壊運動が発生すると断層面に蓄えられていた歪みエネルギーが解放され、断層での応力量が低下する値のこと。ここでは、Eshelby (1957)より次式で与える。

$$\Delta \sigma = \frac{7}{16} \times \frac{M_0}{R^3} \times 10^{-14}$$

ここで、M0 の単位は N·m である。また R は断層面積 S (単位 : km<sup>2</sup>) に対する等価半径 (単位 : km) で、Somerville et al. (1999) による次の式で与える。

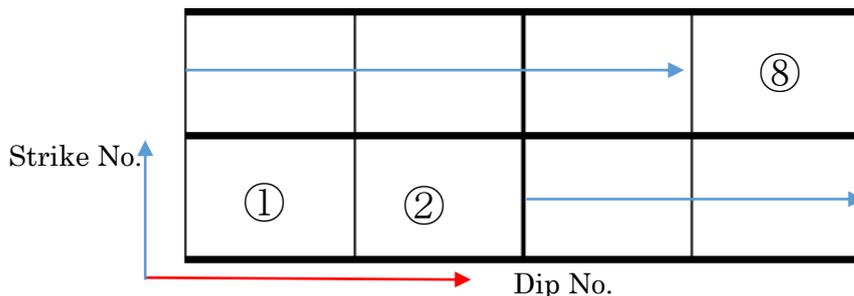
$$S = 2.23 \times (M_0 \times 10^7)^{\frac{2}{3}} \times 10^{-15} \dots \textcircled{1}$$

$$R = \left(\frac{S}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}} \dots \textcircled{2}$$

① は点震源のみ使用し、面震源の場合は断層の面積を入れる

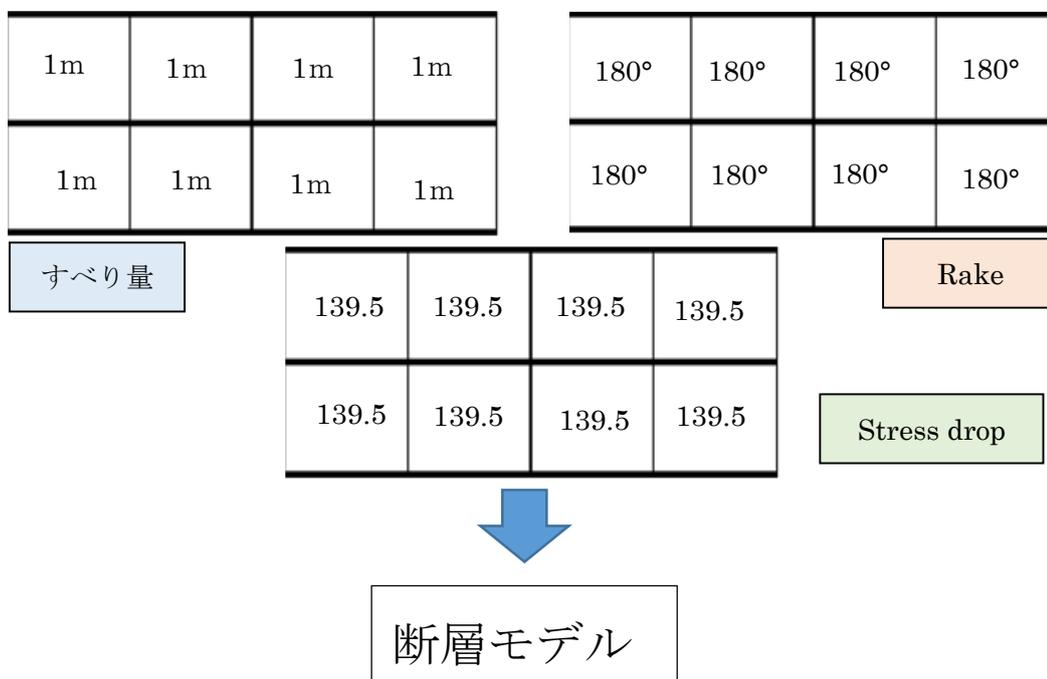
Stress drop に値を入れた場合、fc はプログラム上で計算してくれるため fc は 0 と入力してもよい。反対に fc に値を入れた場合 Stress drop には 0 を代入してもよい。

Sub-fault は下の図のように番号が振り分けられる。



4×2 個の小断層それぞれに slip 1 m、rake180° ,stress drop139.5 かかっていることを表している。

統計の場合、地震モーメントでは入力しないですべり量で入力する。



☆アスペリティについて

断層面上で強く固着している部分で応力降下が大きく、大きな加速度をもつ強震動を発生させる部分をアスペリティと呼ぶ。それ以外の部分を背景領域と呼び、統計的手法ではアスペリティを考慮する。下の図のように入力する。

	すべり量(m)		stress drop			
21	2.559354226	90	18	0	13.5	4.2
22	2.559354226	90	18	0	13.5	4.2
23	2.559354226	90	18	0	13.5	4.2
24	7.948717949	90	51	0	13.5	4.2
25	7.948717949	90	51	0	13.5	4.2
26	2.559354226	90	18	0	13.5	4.2
27	2.559354226	90	18	0	13.5	4.2

アスペリティ

### 6.3 すべり量の計算について

すべり量がわからず  $M_0$  (地震モーメント) が与えられている場合、下記の式から求めることが出来る。

$$D = \frac{M_0}{\mu \times A}$$

D : すべり量 (m)

$M_0$  : 地震モーメント (Nm)

A : 断層面積 (m<sup>2</sup>)

$\mu$ : 断層における岩盤の剛性  $\mu = \beta^2 \times \rho$

$\beta$ : S波速度(m/s)

$\rho$ : 地震発生層の密度(kg/m<sup>3</sup>)

### 6.4 小断層破壊開始時間遅れ(dtr)について

dtr は破壊フロントが滑らかになり、波形形状が単純になりすぎたり、高振動数の励起不足を防ぐ目的で導入している。長周期を対象にしたモデルでは、dtr=0 とし、時間の遅れは導入しない。また、破壊伝播の仕方が同心円状に破壊、震源が点震源のどちらか、あるいはその両方が記載されている場合も dtr=0 とする。

以下の式から求められる。

$$\varepsilon = \frac{w}{V_r} \quad \text{ただし}(w/V_r > \varepsilon > -w/V_r)$$

$\varepsilon$  : 破壊開始時間遅れ(s)

w : 小断層の幅(m)

$V_r$  : 破壊伝播速度(m/s)

### 6.5 ランダム破壊について

断層の破壊開始時間は random number for dtr (integer)に入力する値によって変化する。小断層における規則的な破壊開始時間による人工的な卓越周期が生じることを避けるため、小断層における破壊開始時間や震源位置にランダムな変化を導入する。

*** Seismic Fault Parameters ***						
Length (m)	Width (m)	Num. of S <sub>1</sub>	Num. of S <sub>2</sub>	Number of Gaussian Points per Sub-Fault (from 1=1x1 up to =6->6x6)		
8000	4000	8	4	1		
Start Time	Strike (deg)	Dip (deg)	V <sub>r</sub> (m/s)	dtr (s; aver random number for dtr (integer))		
0	90	90	3000	0.166667	1	

## 7 基準点について

点震源のモデルでは1点の座標だけだが、面震源のモデルでは断層四隅の座標が与えられる。その中から断層の基準点となる座標を求める。Location of Hypocenter：断層の破壊開始点、Location of Fault Origin：断層の基準点

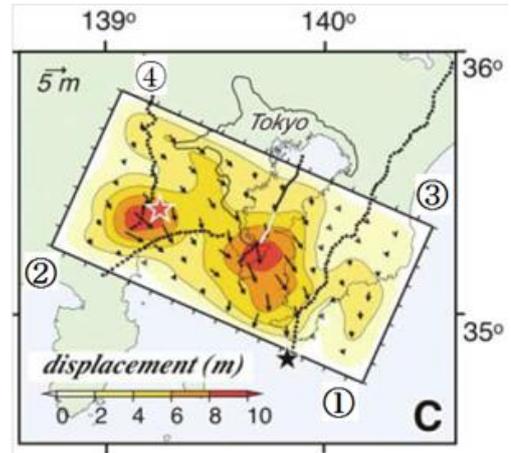
Location of Hypocenter: X(m)	Y(m)	Z(m)	(Note: X→North, Y→East, Z→Down)
131440	42139	10651	
Location of Fault Origin: X(m)	Y(m)	Z(m)	(Note: X→North, Y→East, Z→Down)
126012	160680	23055	

14行目～17行目

例3：断層の大きさは130km×70kmであり、10×7の小断層（点震源）に分割されている。断層の形状やすべり角度はstrike=294°，dip=16°。

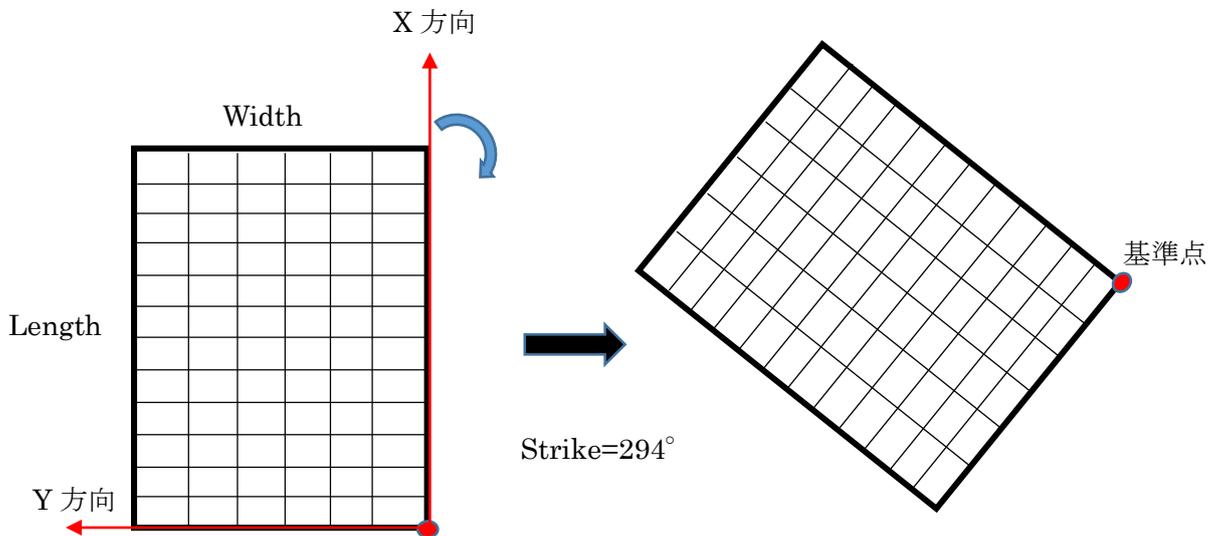
断層面の四隅と震源の座標(X,Y,Z: 単位 km)：

- ① (64.541, 133.311, 3.760)
- ② (117.417, 14.550, 3.760)
- ③ (126.012, 160.680, 23.055)
- ④ (178.888, 41.919, 23.055)



### 7.1 基準点の決め方

- 下の図のように断層の右下を持ち、時計回りに294° (=strike) 回転させる。



2. 回転させた後に持っている場所が基準点である。あらかじめ断層の図が与えられていない場合、断層の四隅の座標から Excel などを用いて各自で断層をイメージするとよい。

例3の場合、③が基準点となる。

## 8.乱数設定

乱数を変えることで波形が多少変わってくる。Random Seed Number に値を入れることで乱数設定を行うことができる。下の図のように設定をする。

*** Data for generating the phase		
fr (Hz)	fr=Number of	Random Se
0	100	1

Number of Iterations : 収束回数

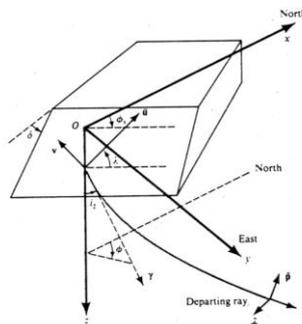
値が多くなると計算時間が長くなる

## 9.振動数依存のラディエーションパターンの考慮

本年度のベンチマークテストでは、点震源と観測点の位置関係を考慮し、振動数依存のラディエーションパターン係数を用いる。震源を原点とした付図1の座標系を用いると、SH波およびSV波に関するラディエーションパターン係数 FSH および FSV は以下のように与えられる(Aki and Richards,1980)。

$$\begin{aligned}
 F_{SH} &= \cos \lambda \cos \delta \cos i_{\xi} \sin(\phi - \phi_s) + \cos \lambda \sin \delta \sin i_{\xi} \cos 2(\phi - \phi_s) \\
 &\quad + \sin \lambda \cos 2\delta \cos i_{\xi} \cos(\phi - \phi_s) - (1/2) \sin \lambda \sin 2\delta \sin i_{\xi} \sin 2(\phi - \phi_s) \\
 F_{SV} &= \sin \lambda \cos 2\delta \cos 2i_{\xi} \sin(\phi - \phi_s) - \cos \lambda \cos \delta \cos 2i_{\xi} \cos(\phi - \phi_s) \\
 &\quad + (1/2) \cos \lambda \sin \delta \sin 2i_{\xi} \sin 2(\phi - \phi_s) \\
 &\quad - (1/2) \sin \lambda \sin 2\delta \sin 2i_{\xi} [1 + \sin^2(\phi - \phi_s)]
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

ここで付図1に示しているように、 $\phi_s$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ は断層の走向、傾斜角、すべり角、 $i_{\xi}$ は地震波の射出角、 $\phi$ は観測点の方位角である。



付図1 断層面を基準にした座標系(Aki and Richards,1980)。Xは北方向、 Yは東

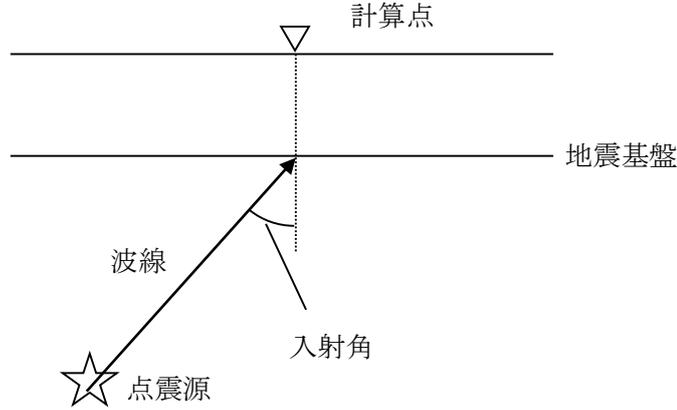
方向、Zは下方向を正に定義されている。

ただし、ラディエーションパターンが高周波で不明瞭となるという種々の観測事実を考慮し、次式 [Boore & Boatwright (1984)] に基づく射出角  $\theta$ ，方位角  $\phi$  に対する SH 波と SV 波の の平滑化を行うことを基本とする。 の符号は付図 2 に示す震源と計算点直下の地震基盤を結ぶ波線の方法を用いることとする。

$$\langle R_{i_\xi \phi} \rangle = \frac{\int_0^\pi \int_0^{2\pi} [W(i_\xi, \phi) R_{i_\xi \phi}] \sin i_\xi d\phi di_\xi}{\int_0^\pi \int_0^{2\pi} [W(i_\xi, \phi)] \sin i_\xi d\phi di_\xi} \quad (2)$$

$$W(i_\xi, \phi) = [H(i_\xi - i_{\xi_1}) - H(i_\xi - i_{\xi_2})][H(\phi - \phi_1) - H(\phi - \phi_2)] \quad (3)$$

ここで、 $H()$ は単位ステップ関数を表す。



付図 2 計算点直下の地震基盤と震源を結ぶ波線

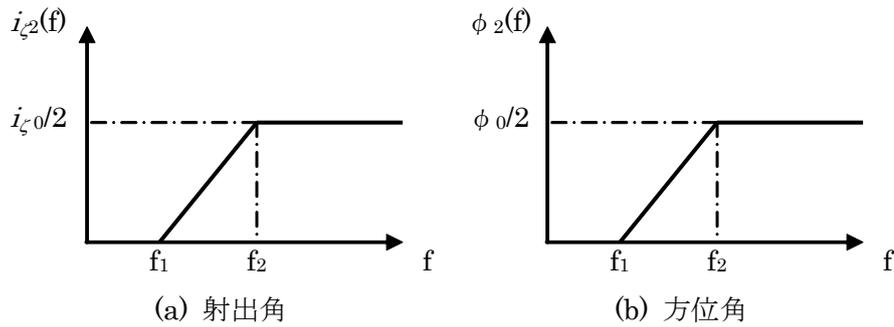
(1)式～(3)式は振動数  $f$  をパラメータとしておらず、係数 が全振動数に対して共通に与えられる。これに対し、ここでは以下の式を用いて(Pitarka et al., 2000)，平滑化  $i_\xi$  と  $\phi$  の範囲を振動数に応じて変動させることを基本とする。平滑化範囲の概念図を付図 3 に示す。  $i_\xi$  に対して最大  $\pm(i_{\xi 0}/2)$ 、  $\phi$  に対して最大  $\pm(\phi_0/2)$  の範囲を平滑化する。

$$i_{\xi_1}(f) = i_\xi - \frac{i_{\xi 0}}{2} \cdot \frac{f - f_1}{f_2 - f_1}, \quad (f_1 < f < f_2) \quad (4)$$

$$i_{\xi_2}(f) = i_\xi + \frac{i_{\xi 0}}{2} \cdot \frac{f - f_1}{f_2 - f_1}, \quad (f_1 < f < f_2) \quad (5)$$

$$\phi_1(f) = \phi - \frac{\phi_0}{2} \cdot \frac{f - f_1}{f_2 - f_1}, \quad (f_1 < f < f_2) \quad (6)$$

$$\phi_2(f) = \phi + \frac{\phi_0}{2} \cdot \frac{f - f_1}{f_2 - f_1}, \quad (f_1 < f < f_2) \quad (7)$$



付図3 射出角( $i_c \sim i_{c2}$ )と方位角( $\phi \sim \phi_2$ )の平滑化範囲の概念図

式(4)～式(7)に与えるパラメータは、Pitarka et al. (2000)を参考に下記の値を用いることを基本とする。

$$i_{\xi_0} = \frac{\pi}{3}, \quad \phi_0 = \frac{2\pi}{3}$$

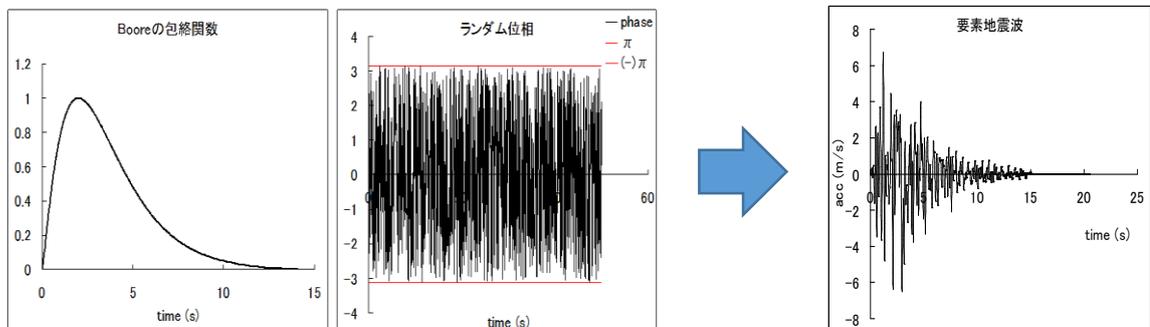
$$f_1 = 1\text{Hz}, \quad f_2 = 3\text{Hz}$$

Hybrid Radiation Patterns for S and P Waves	
Transient Frequencies : fr1 (Lower Corner, Hz)	: fr2 (Higher Corner, Hz)
1	3

入力の仕方は上図のようにする。

## 8.包絡関数について

統計的グリーン関数法はランダム位相を用いるため、短周期側の強震動予測に適している。要素地震波を作成する際、時刻歴での包絡関数が用いられる。



上図の包絡関数とランダム位相を掛け合わせ、要素地震を作成する。

要素地震波を作成する際、時刻歴での包絡関数は **Boore** 関数と **sato** 関数が用いられる。

*** Selection of Green's Function	
NCF	NEF
2	2

NCF は遠方の P 波と S 波を発生させる場合「1」を S 波だけの場合「2」 P 波の場合「3」を入力する。

NEF は包絡関数を選択する箇所である。**Boore** の場合「1」を入力する。**Sato** の場合は「2」を選択する。**Boore** の場合プログラム上、観測点を 2 個以上に設定しなくてはならない。また、**sato** の場合は観測点を 1 個のみに設定しなくていけないので注意が必要である。

*** OBSERVATION POINT ***			
NUMBER OF Observation Points			
2			
Observation	Location: XY (m)		Z (m)
1	159614	57159	202
2	156933	57823	200

Boore 関数

*** OBSERVATION POINT ***			
NUMBER OF Observation Points			
1			
Observation	Location: XY (m)		Z (m)
1	159614	57159	202

sato 関数

*** Selection of the NFFunc (=Adjusted Rf)	
0	0.75