

## 付録：活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ

これは、活断層で発生する地震の強震動評価のレシピとして、これまでの地震調査委員会強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会における検討結果から、強震動評価手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の手法や設定にあたっての現状における考え方について取りまとめたものである。

なお、今後の強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会の強震動評価作業における検討により、レシピには修正が加えられ、「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」は改訂される。

### 1. 震源特性

活断層で発生する地震の震源特性の設定においては、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つの震源特性を考慮して特性化震源モデル<sup>1</sup>を作成する。以下に説明する震源特性パラメータ設定方法は、想定するシナリオ地震に対して特性化震源モデルを構築する際に用いるものであり、強震動評価における震源特性パラメータの設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の活動間隔が長いために、最新活動の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層では変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定しなければならないため、海溝型地震と比較して、そのモデルの不確実性が大きくなる傾向にある。そのため、そうした不確実性を考慮して、複数のモデルを想定することが望ましい。

以下では、それぞれの震源特性ごとに説明する。

#### 1-1 巨視的震源特性

震源断層モデルの巨視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 震源断層モデルの位置と構造（位置と走向、およびセグメント）
- ・ 震源断層モデルの大きさ（長さ、幅）・深さ
- ・ 地震規模
- ・ 震源断層モデルの平均すべり量

を設定する。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。但し、地震調査委員会長期評価部会の評価結果（以下「長期評価」という）があれば、基本的にそれを用いる。

##### （1）震源断層モデルの位置と構造（位置と走向、およびセグメント）

震源断層モデルの位置については、変動地形調査や活断層に関する既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」などを基に設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田(1990)の基準に従って、震源断層モデルを設定する。また、断層間の形状、活動間隔、地表の変位量等の情報により、必要に応じてセグメント分けを行う。セグメント分けした場合には、想定される地震をすべて設定することが望ましいが、現状では計算量が膨大になることから可能な範囲で確率の高いもの、規模の大きいものなどから順に想定地震を設定する。

「長期評価」に断層帯の形状評価があれば、その形状評価の推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

##### （2）震源断層モデルの大きさ（長さ、幅）深度

震源断層モデルの長さ  $L(\text{km})$  については「（1）震源断層モデルの位置と構造」で想定した震源断層モデルの形状を基に設定する。幅  $W(\text{km})$  については、入倉・三宅(2001)による下記に示した幅  $W$

<sup>1</sup> 強震動を再現するために震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性および、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」は Somerville *et al.*(1999)の characterization の訳語に由来する。

と長さ  $L$  の経験的關係、

$$\begin{aligned} W &= L & (L < W_{\max}) \\ W &= W_{\max} & (L \geq W_{\max}) \end{aligned} \quad (1)$$

を用いる。ここで、 $W_{\max} = W_s / \sin \theta$

$W_s$ : 地震発生層の厚さ ( $W_s \approx 20\text{km}$ )  $W_s = H_d - H_s$

$\theta$ : 断層の傾斜角

$H_d$ ,  $H_s$ : それぞれ地震発生層の下限、上限の深さ (微小地震の深さ分布から決めることができる (Ito, 1999) )。

この(1)式は、内陸の震源断層の幅  $W$  は、ある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることを示している。

震源断層モデルの上端の深さ  $D_s(\text{km})$  については、微小地震発生層の上限の深さ  $H_s(\text{km})$  (微小地震の浅さ限界) と一致させるものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学的モデルの研究から地表付近の数  $\text{km}$  に及ぶ堆積岩層で応力降下がほとんど発生しない場合があり、この場合でもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり破壊が地表に達することがわかってきたためである (例えば、Dalgue *et al.*, 2001)。

### (3) 地震規模 (地震モーメント)

地震モーメント  $M_o(\text{dyn} \cdot \text{cm}^2)$  は震源断層の面積  $S(\text{km}^2)$  との経験的關係より算定する。Somerville *et al.* (1999) によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_o^{2/3} \quad (2)$$

となる。ただし、(2)式は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにして、この中には  $M 8$  クラスの巨大地震は含まれていない。一方、Wells and Coppersmith (1994) では余震・地殻変動データを基に解析された  $M 8$  クラスの巨大地震のデータを含んでおり、これらによる地震モーメントに対する震源断層の面積は、地震規模が大きくなると(2)式に比べて系統的に小さくなっている。したがって、震源断層の面積が大きい地震については、入倉・三宅 (2001) の提案による Wells and Coppersmith (1994) をコンパイルした次式を用いる。

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_o^{1/2} \quad (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、両式で表される曲線の交点となる震源断層の面積が  $291\text{km}^2$  以上 (地震モーメントが  $4.7 \times 10^{25} [\text{dyn} \cdot \text{cm}]$ 、 $M_w 6.4$  相当以上) の地震とし、(3)式を基としたデータの分布より地震モーメントは  $1.0 \times 10^{28} [\text{dyn} \cdot \text{cm}]$  を上限とする必要がある。

複数のセグメントが同時に動く場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の総地震モーメント  $M_o$  を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の 1.5 乗の重みで配分する。

$$M_{oi} = M_o \cdot S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5} \quad (4)$$

$M_{oi}$ :  $i$  番目のセグメントの地震モーメント

$S_i$ :  $i$  番目のセグメントの面積

### (4) 平均すべり量

震源断層モデル全体の平均すべり量  $D(\text{cm})$  と総地震モーメント  $M_o(\text{dyn} \cdot \text{cm})$  の關係は、震源断層の面積  $S(\text{cm}^2)$  と剛性率  $\mu(\text{dyn}/\text{cm}^2)$  を用いて、

$$M_o = \mu \cdot D \cdot S \quad (5)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、 $S$  波速度から算定する。

#### 1-2 微視的震源特性

震源断層モデルの微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスぺリティの位置・個数
- ・ アスぺリティの面積

<sup>2</sup> 本文ではモーメントの単位に  $\text{N} \cdot \text{m}$  を用いる。

$\text{dyn} \cdot \text{cm} = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}$

- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・  $f_{\max}^3$
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について以下に説明する。

#### (1) アスペリティの位置・個数

アスペリティや破壊開始点と強震動評価地域との位置関係により強震動予測結果は大きく変化するため、アスペリティの位置の設定は重要である。震源断層の変位分布を詳細に調査した最近の研究では、深度の浅いアスペリティの位置が震源断層の変位の大きい領域によく対応することが明らかにされている(杉山ほか,2002)。したがって、活断層調査において詳細な変位分布が把握できれば、アスペリティの位置をある程度特定することが可能と考えられる。しかし、実際には活断層において、このような測地データが得られていることはほとんどなく、アスペリティの位置を1箇所

- ・ トレンチ調査等で大きな変位量が観察された地点の付近
- ・ 防災上の観点から影響が大きいと推定される地点の付近
- ・ 強震動予測結果のばらつき

等に配慮して、複数のケースを想定することが望ましい。

アスペリティの個数は、過去の内陸地震の強震動インバージョン結果を整理した Somerville *et al.*(1999)によると、1回の地震当たり平均 2.6 個、想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も多くなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震( $M_w=6.8$ )が 2 個、兵庫県南部地震( $M_w=6.9$ )が 3 個に対し、トルコ・コジャエリ地震( $M_w=7.4$ )が 5 個、台湾・集集地震( $M_w=7.6$ )が 6 個(Iwata *et al.*,2001、宮腰ほか,2001)といった研究成果がある。アスペリティの個数は、これらの研究成果を参照し、状況に応じて1セグメントあたり1個か2個設定する。

#### (2) アスペリティの総面積

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル(以下、「短周期レベル」という)と密接な関係がある。したがって、まず「短周期レベル」の値を推定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。「短周期レベル」は、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や、表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点での地震波形を基に推定することができるが、活断層で発生する地震においては、発生間隔が非常に長いため、最新活動の地震による「短周期レベル」の想定は、現時点では不可能である。その一方で、震源域を限定しなければ、最近の地震の解析結果より「短周期レベル」と地震モーメントとの経験的關係が求められている。そこで、「短周期レベル」の算定に当たっては、次式に示す壇ほか(2001)による地震モーメント  $M_0$  と「短周期レベル」 $A(\text{dyn} \cdot \text{cm/s}^2=10^{-7} \text{N} \cdot \text{m/s}^2)$ の経験的關係を用いる(入倉ほか,2002)。

$$A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad \text{—————(6)}$$

アスペリティの総面積  $S_a$  は、上記によって推定された「短周期レベル」 $A$  と(7)式で示される等価半径  $r$  から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径  $R$  の円形破壊面であるとする。とともに、アスペリティは複数存在したとしても、等価半径  $r$  の円形破壊面が一つあるとみなして、アスペリティの総面積  $S_a(=\pi \cdot r^2)$ を求める。

$$r=(7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \quad \text{—————(7)}$$

(7)式は、(8)式(Boatwright,1988)及び(9)式(壇ほか,2001)から導出する。

$$M_0=(16/7) \times r^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma_a \quad \text{—————(8)}$$

$$A=4\pi \cdot r \cdot \Delta \sigma_a \cdot \beta^2 \quad \text{—————(9)}$$

ここで、 $\Delta \sigma_a$  はアスペリティの平均応力降下量、 $\beta$  は震源域の S 波速度。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティの総面積の占める割合は震源断層の総面積の平均 22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか,2001)であり、拘束条件にはならな

<sup>3</sup> 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減し始める周波数。

いがこうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに2個ある場合、各アスペリティへの面積の割り振りは、最近の研究成果から 16:6 (入倉・三宅,2001) 2:1 (石井ほか,2000) となるとの見方も参照する。

注：地震規模と震源断層の面積、さらに「短周期レベル」が与えられると、上の関係式からアスペリティの総面積と実効応力が一義的に与えられる。それらのパラメータを用いて計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模と「短周期レベル」を優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合にアスペリティの面積は波形のパルス幅などから推定が可能である。

### (3) アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量  $D_a$  は震源断層全体の平均すべり量  $D$  の  $\alpha$  倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果 (Somerville *et al.*, 1999 ; 石井ほか, 2000) を基に  $\alpha = 2$  倍とする。

$$D_a = \alpha \cdot D \quad (10)$$

これにより、背景領域の平均すべり量  $D_b$  は全体の地震モーメント  $M_o$  からアスペリティの地震モーメント  $M_{oa}$  を除いた背景領域の地震モーメント  $M_{ob}$  を算定することにより、背景領域の面積  $S_b$  から算出される。

$$M_{oa} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad (11)$$

$$M_{ob} = M_o - M_{oa} \quad (12)$$

$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b) \quad (13)$$

ここで、 $\mu$  は剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量  $D_{ai}$  は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積  $S_{ai}$  ( $i$  番目のアスペリティの面積) から算定される半径  $r_i$  ( $i$  番目のアスペリティの半径) との比を全てのアスペリティで等しい ( $D_{ai}/r_i = \text{一定}$ ) と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad (14)$$

ここで、 $\gamma_i$  は  $r_i / r$  であり、 $D_{ai}$  は  $i$  番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 $r$  は上の「(2) アスペリティの総面積」で述べたアスペリティ全体の等価半径である。

ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(10)式の  $\alpha$  の値を調整する。

### (4) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量  $\Delta \sigma_a$  は、(8)式を変形して求めた(15)式から算定されることになる。

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \times M_o / (r^2 \cdot R) \quad (15)$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層モデルの面積が変化すると平均応力降下量が変化することになる。また、アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの平均応力降下量はアスペリティ全体の平均応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力  $\sigma_a$  は、経験的にその平均応力降下量  $\Delta \sigma_a$  とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力  $\sigma_b$  は、壇ほか(2002)に基づき、

実効応力 すべり速度 (すべり量 / 立ち上がり時間)

立ち上がり時間 = 震源断層(矩形の場合)の幅 / (破壊伝播速度  $\times 2$ )

の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数がセグメントに1つの場合、アスペリティ領域の幅  $W_a$  を用いて、

$$\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a \quad (16)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \quad (17)$$

ここで  $W_b$  は背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源断層モデルの面積  $S$  から、 $W = (S / 2)^{1/2}$  として求める。

( 5 )  $f_{\max}$

$f_{\max}$  については震源に依存するものであるのか、地点に依存するものであるのか、実際のところ、十分に解明されていない。したがって、強震動評価の対象範囲が 0.1 ~ 10Hz であることから、 $f_{\max}$  を当初は想定せずに強震動評価を行い、その結果、過去の現象と系統だった違いがあれば、その時点で  $f_{\max}$  を考慮する。その際には、地域性を考慮して設定するのが望ましいが、そのようなデータが想定されている地域は現状ではほとんどないといえる。地震調査委員会強震動評価部会 ( 2001 ) では、 $f_{\max}=6\text{Hz}$  ( 鶴来ほか,1997 ) および  $f_{\max}=13.5\text{Hz}$  ( 佐藤ほか,1994 ) の 2 つのケースを想定し、最大加速度の予測結果を比較した結果、 $f_{\max}=6\text{Hz}$  のケースの強震動予測結果の最大加速度と震源距離との関係が、既存の距離減衰式のばらつきの範囲に収まったため、6Hz を採用することとした。

( 6 ) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t - \varepsilon)^{1/2} & t_b < t < t_r \\ c \cdot \ar(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (18)$$

ただし、 $\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$

$b = 2V_m \cdot t_b/t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{1/2} \cdot (1 - t_b/2t_d)$

$c, \ar$  : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2:1$

$V_r$  : 破壊伝播速度

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$
- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$
- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$
- ・ ライズタイム  $t_r$

の 4 つのパラメータを与える必要がある。それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (19)$$

$f_c$  : ローパスフィルタのコーナー周波数( $f_{\max}$  と同等)

$W$  : アスペリティの幅

( 5 ) で  $f_{\max}$  を想定していない場合には、便宜的に  $f_{\max}=10\text{Hz}$  と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$

$$f_{\max} = 1/(\pi \cdot t_d) \quad (20)$$

- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$   
(18)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム  $t_r$

$$t_r = W/(2 \cdot V_r) \quad (21)$$

1-3 その他の震源特性

その他の震源特性のパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

( 1 ) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度  $V_r(\text{km/s})$  は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)による地震発生層の S 波速度  $V_s(\text{km/s})$  との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (22)$$

により推定する。

## (2) 破壊開始点

中田ほか(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動評価結果に大きく影響するため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい。アスペリティの位置との関係については、Somerville *et al.*(1999)、菊地・山中(2001)によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001)によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、断層の下部に設定する。

## (3) 破壊形態

破壊開始点から放射状に進行していくものとし、異なるセグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。なお、セグメント間の破壊伝播時刻差は、次のように求める。

- ・ セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- ・ セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波(S波)の伝播を仮定して算出する。

## 2. 地下構造モデル

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚(形状)、減衰特性があり、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤<sup>4</sup>までの「大構造」、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤<sup>5</sup>までの地盤構造(以下、「深い地盤構造」という)、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、「浅い地盤構造」という)の3つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、基本的な考え方を説明する。

### 2-1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

上部マントルから地震基盤までの「大構造」は、強震動インバージョンで用いた構造や大規模屈折法弾性波探査の結果、あるいは震源決定に使われている構造モデルを参照して設定する。

### 2-2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータとしては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータがあり、これらのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。

#### (1) 「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合

一般的には、複数本の深部ボーリングで速度構造を正確に把握し、二次元的な形状のうち広域的な形状は屈折法地震探査、山地境界部等の詳細な形状は反射法地震探査で複数の断面を推定する。さらに微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の三次元地下構造モデルを作成する。また、地下構造モデルの検証のため、中小地震の震源断層モデルを用いて強震動予測を行い、観測記録と比較し、違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正することにより精度の高い三次元地下構造モデルを作成することができる。

#### (2) 「深い地盤構造」のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して三次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、対象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース、過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想

<sup>4</sup> S波速度 3km/s 程度の堅硬な岩盤。

<sup>5</sup> 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s～700m/s 程度である。

定されるケースに場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設定を行う。

○過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。  
他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。  
「堆積環境が概ね一様なある連続した堆積平野（または堆積盆地）においては、残差重力値とで設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつかの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関関係を導く。  
の相関関係を基に で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、三次元地下構造モデルを作成する。

○過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。  
既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断する複数の地質断面を想定する。  
の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。  
の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、二次元密度構造モデルの修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する密度構造モデルを作成する。  
で作成された複数の二次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係（連続性、生成消滅関係）に基づき各断面間を補間することによって、その地域の三次元地下構造モデルを作成する。

（３）「深い地盤構造」のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、有用な三次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動評価を行うことは難しい。したがって強震動計算方法としては、後述する経験的方法や半経験的方法を用いることになる。その場合、可能であれば周辺の観測データを基に減衰特性（Ｑ値構造）を評価して、地域的な減衰特性の影響を式に反映させるようにするのが望ましい。

2-3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の地下構造モデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリングデータを収集して一次元地下構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、「浅い地盤構造」は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集が必要となり多くの労力を要する。そのため、面的に「浅い地盤構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などを基に経験的な方法を用いた近似的なモデル化も考案されている。以下に「浅い地盤構造」の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデータによるモデル化の考え方について説明する。

（１）面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、藤本・翠川(2003)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法は、以下の手順で「浅い地盤構造」の増幅特性を評価する。

全国を網羅した約 1km<sup>2</sup> のメッシュごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに微地形区分データを作成する。

その区分に次式に示す標高と表層 30m の平均Ｓ波速度との経験的関係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log Dist \pm \sigma \quad \text{————— (23)}$$

AVS： 表層 30m の平均Ｓ波速度(m/s)

H： 標高(m)      Dist： 主要河川からの距離(km)

σ： 標準偏差      a,b,c： 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

表層 30m の平均Ｓ波速度は工学的基盤から地表への地震波形の最大速度の増幅率と良い相関があり、次式に示す関係式より最大速度の増幅率を算定する。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \text{ — (24)}$$

R : 平均 S 波速度 600m/s の基盤を基準とした増幅率

この方法を用いれば、比較的簡便に全国を約 1km<sup>2</sup> のメッシュごとで「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を直接モデル化することができる。

## (2) ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化では、密度、P・S 波速度、層厚、減衰特性の一次元地盤構造モデルの設定を行う。さらに、「浅い地盤構造」は大地震により大きなひずみを受けると非線形挙動を示すことから、非線形特性を表すパラメータの設定を行う必要がある。このパラメータについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、これが得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュごとにあてはめる方法がある。

## 3. 強震動計算方法

強震動計算方法は、地盤のモデル化や入力条件の違いから工学的基盤上面までの計算方法と工学的基盤上面～地表の計算方法では異なるため、それぞれについて説明する。

### 3-1 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算手法は、経験的方法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の 4 つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択される(例えば、香川ほか, 1998))。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

#### (1) 経験的方法

過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと距離の関数で算定する最も簡便な方法である。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

#### (2) 半経験的な方法

既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。

経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波(グリーン関数)として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法である。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。ただし、予め評価地点で適当な観測波形が入手されている必要がある。時刻歴波形はこの方法で計算される。

これに対して統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波とするものである。したがって、評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。

#### (3) 理論的手法

数値理論計算により地震波形を計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この手法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域については評価できるが、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域についての評価は、現時点では困難である。

#### (4) ハイブリッド合成法

震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法である。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。広帯域の評価が可能である。

このうち、特性化震源モデルおよび詳細な地下構造モデルが利用可能な地域では、面的に強震動計算を行う方法として、半経験的方法である統計的グリーン関数法(例えば、釜江ほか, 1991)と理論的方法である有限差分法(例えば、Aoi and Fujiwara, 1999 ; Graves, 1996 ; Pitarka, 1999)を合わせた

ハイブリッド合成法(例えば、入倉・釜江,1999)がよく用いられる。

この理由としては、

- ・特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を直接、地震波形に反映可能
- ・面的な予測が可能
- ・強震動評価の対象となる周期帯(0.1 秒 ~ 10 秒)に対応可能

といった点であり、半経験的方法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であること(経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため)理論的方法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法(例えば、有限要素法、境界要素法等)と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も早いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的方法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法(例えば、Hisada,1995)を用いる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、震源モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。

なお、ハイブリッド合成法における理論的方法と半経験的方法の接続周期について予備検討を行った結果、接続周期 2 秒では破壊の進行方向に応じた地震波の指向性が評価できず、1 秒で評価できることを確認した(地震調査委員会強震動評価部会,2001)。したがって、理論的方法の計算し得る周期帯は計算機の記憶容量、計算領域および計算時間に依存するが、なるべく 1 秒付近まで計算できるようにすることを優先させることが重要である。

一方、特性化震源モデルや詳細な地盤構造モデルが得られない地域では、経験的方法(例えば、司・翠川,1999)や統計的グリーン関数法を用いる。評価に用いる各パラメータについては、地域性を取り入れたものが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式やパラメータをそのまま利用する。

### 3-2 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、「浅い地盤構造」の地下構造モデルが面的な評価によってモデル化された場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

#### (1) 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

工学的基盤における最大速度の値に微地形区分から想定される増幅率を掛け合わせることで地表の最大速度を算定する。

#### (2) ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell,1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel *et al.*, 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑,1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

##### 線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形特性を考慮していないため、大地震により非線形化が生じる場合には正しい結果が得られない。

##### 等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間一定の材料特性を用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には 0.1 ~ 1%までとされている。また、強い揺れにより液状化等が生じる可能性がある地盤への適用は難しい。

##### 逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用範囲となる。その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析にあたることが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が既往の被

害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などの検討を目的として、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。また、採用する応力 - ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析による広域地震動算出への課題は多い。すなわち、逐次非線形解析の広域地震動評価への適用は、まだ緒についたばかりで、今後検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表の地震動評価における計算方法としては、等価線形法を中心に検討することとした。

#### 4．予測結果の検証

活断層で発生する地震は活動間隔が長いため、最新活動の地震の震度情報や観測情報は得られていない場合が多い。したがって、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証は経験的方法による距離減衰式との比較を行うことが唯一の検証方法となる。

具体的には、地域性を考慮した距離減衰式が作成されている場合には、その距離減衰式のばらつきの範囲に強震動の予測結果が概ね収まることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性とどの程度違うかによって、予測結果のばらつきの傾向も異なってくることから、その点にも十分に留意した上で比較・検証を行うことが重要である。

このような検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動評価結果の傾向にかなり差があり、予測結果の妥当性に問題があるのであれば、設定した特性化震源モデルや地下構造モデルを修正する必要がある。

以上

参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930. Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 489-508.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- 壇一男・佐藤俊明・入倉孝次郎(2002): アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, 555-560.
- Dalguer L.A, K. Irikura, J. Riera, and H. C. Chiu (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, Geophysical Research Letters, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- Das, S. and B. V. Kostrov(1986):Fracture of a single asperity on a finite fault, Earthquake Source Mechanics, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, 91-96.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, 13-27.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (1996):Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seis. Soc. Am., 86, 1091-1106.
- Haskell, N. A.(1960): Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),Bull. Seis. Soc. Am., 85, 1080-1093.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- Ito, K.(1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999): 1994年福井地震の強震動, 地震2, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002): 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 567-572.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (2001), Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation, Aug. 2001, 53-59.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001): 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法(中間報告).
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998): 強震動予測の現状と将来の展望, 地震2, 51, 339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長(1991): 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測: 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- 菊地正幸・山中佳子(2001): 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスモ, 5(7), 6-7.
- 松田時彦(1990): 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 東京大学地震研究所彙報, 65, 1, 289-319.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994): 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング; 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001): すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「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」研究成果報告書, 99-109.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998): 活断層はどこから割れ始めるのか?-活断層の分岐形態と破壊伝播方向-, 地学雑誌, 107, 512-528.
- 中村洋光・宮武隆(2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered

- Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 司宏俊・翠川三郎(1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, pp.63-70.
- Shnabel, P.B., J. Lysmer, and H. B. Seed (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一(2002): 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「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」研究成果報告書, 119-129.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997): 近畿地方で発生する地震の $f_{max}$ に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- 吉田望・東畑郁生(1991): YUSAYUSA-2 理論と使用方法.