

付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」(以下「レシピ」と呼ぶ)は、地震調査委員会において実施してきた強震動評価に関する検討結果から、強震動予測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、予測結果の検証の現状における手法や震源特性パラメータの設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。地震調査委員会では、これまでに「活断層で発生する地震」について11件、「海溝型地震」のうちプレート境界で発生する地震について4件、併せて15件の強震動評価を実施し、公表してきている¹。また、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震、2005年福岡県西方沖の地震のK-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網などの観測記録を用いた強震動予測手法の検証を実施した(地震調査委員会強震動評価部会, 2002; 2004; 2008)。

また、「レシピ」は、震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測するために、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目指しており、今後も強震動評価における検討により、修正を加え、改訂されていくことを前提としている。

付図1に、「レシピ」に従った強震動予測の流れを示す。「レシピ」は、①特性化震源モデル²の設定、②地下構造モデルの作成、③強震動計算、④予測結果の検証の4つの過程からなる。以降では、この流れに沿って各項目について解説する。

なお、上記の「レシピ」は、個々の断層を個別に取り上げて、詳細に強震動評価をする上で参考となる「レシピ」と位置づけられる。一方、約100余りの主要活断層帯で発生する地震の強震動を一括して計算するような場合、「レシピ」に基づきながらも、一部の断層パラメータの設定をやや簡便化した方法が作業上有効と考えられるので、それも併せて掲載する。

1. 特性化震源モデルの設定

特性化震源モデルの設定では、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、という3つの震源特性を考慮して、震源特性パラメータを設定する。

ここで説明する震源特性パラメータの設定方法は、想定した震源断層で発生する地震に対して、特性化震源モデルを構築するための基本的な方針を示したものであり、強震動予測における震源断層パラメータの標準的な値の設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

以下、特性化震源モデルにおける震源特性パラメータの設定方法について、地震のタイプ(活断層で発生する地震と海溝型地震)ごとに説明する。

1.1 活断層で発生する地震の特性化震源モデル

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して地震の発生間隔が長いために、最新活動時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、活断層で発生する地震を想定する場合には、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、海溝型地震の場合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

¹ 地震調査研究推進本部のホームページで強震動評価が公表されている。http://www.jishin.go.jp/main/index.html

² 強震動を再現するために必要な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、活断層においては震源断層の形態・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及び、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。

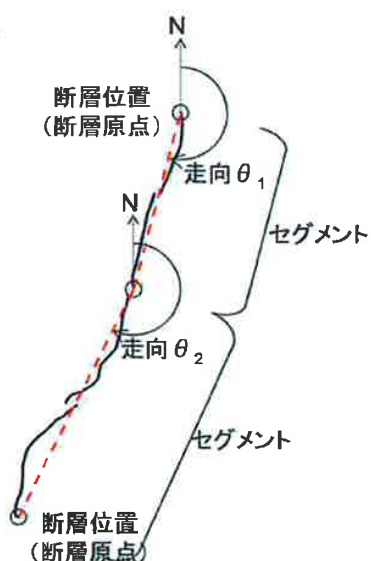
る。このため、そうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。

ここでは、過去の地震記録などに基づく震源断層を用いる場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合（1.1.1 (ア) 参照）と、地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合（1.1.1 (イ) 参照）とで、異なる巨視的震源特性の設定方法を解説する。付図2に、活断層で発生する地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

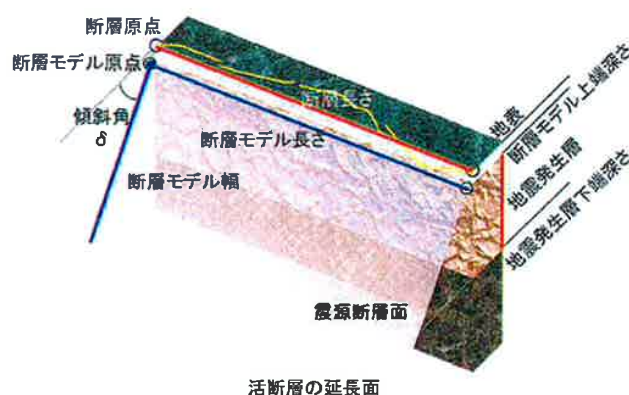
1.1.1 巨視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 震源断層モデルの位置と構造（位置、走向、セグメント³）
- ・ 震源断層モデルの大きさ（長さ・幅）・深さ・傾斜角
- ・ 地震規模
- ・ 震源断層モデルの平均すべり量



位置、走向、セグメント



断層モデル長さ、幅、深さ、傾斜角

を設定する。

(a) 震源断層モデルの位置・構造

震源断層モデルの位置の設定にあたっては、基本的に、地震調査委員会による長期評価結果（以下、「長期評価」と呼ぶ）で示された活断層位置図を参照する。ただし、長期評価で示される断層帯の両端の点は、活断層（帯）の分布が確認された位置の両端を示しているだけなので、震源断層モデルの位置や走向を設定する際には、必ずしもその活断層（帯）の両端の点を結んだ直線の走向に合わせる必要はない。長期評価における記述を参照し、両端の点より震源断層モデルを延長させること（地震調査委員会, 2003d ; 2004a）や、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを平行移動

³ 最大規模の地震を発生させる単位にまとめた活断層の中で、分割放出型地震としてやや規模の小さな地震を発生させる単位で、根拠としたデータにより、地震セグメント、幾何セグメント、挙動セグメントまたは活動セグメントに分類される。強震動評価においては、詳細な定義は行わずセグメントという表現を用いる。

させること（地震調査委員会, 2004d）を検討する場合もある。また、活断層（帯）が屈曲しており、上記の両端の点を結んだ線から活断層（帯）の一部が5km以上離れている場合には、震源断層モデルを活断層（帯）に沿って複数の直線でモデル化することも想定する（地震調査委員会, 2003e; 2004e）。

セグメントについては、長期評価で活動区間が分けられているものについては、それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本とするが、後述するアスペリティ⁴の数、位置との関係も考慮して設定する。

なお、長期評価がなされていない活断層（帯）については、変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」（活断層研究会編, 1991）、「都市圏活断層図」（国土地理院）、「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編, 2002）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、起震断層を設定する。

(ア) 過去の地震記録などにに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合

過去の地震記録などにに基づき震源断層を推定する場合には、その知見を生かした断層モデルの設定を行う。

(b) 震源断層モデルの大きさ（長さ L ・幅 W ）・深さ・傾斜角（ δ ）

震源断層モデルの長さ L (km) については、(a) 震源断層モデルの位置・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 (km) については、入倉・三宅 (2001) による下記に示した W と L の経験的關係、

$$W = L \quad (L < W_{\max}) \dots\dots\dots(1-a)$$

$$W = W_{\max} \quad (L \geq W_{\max}) \dots\dots\dots(1-b)$$

を用いる。ここで、

$$W_{\max} = T_s / \sin \delta$$

$$T_s = H_d - H_s$$

T_s : 地震発生層の厚さ (km) ($T_s \leq 20$ km)

δ : 断層の傾斜角

H_d, H_s : それぞれ地震発生層下限および断層モデル上端の深さ (km) (微小地震の深さ分布から決めることができる (Ito, 1999))

(1)式は、内陸地殻内の活断層で発生する地震の震源断層モデルの幅 W が、地震発生層の厚さに応じて飽和して一定値となることを示している。



地震発生層の厚さ T_s と断層モデル幅の關係

⁴ 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が多い領域）。

震源断層モデルの傾斜角については、地表から地震発生層の最下部にいたる活断層全体の形状が実際に明らかとなった例は少ないが、その一方で、次の地震規模の推定に大きな影響を与えるため、注意深く設定する必要がある。そこで、対象とする断層についての反射法探査結果など、断層の傾斜角を推定する資料がある場合にはそれを参照する（例えば、地震調査委員会、2004a）。また、周辺にある同じタイプの断層から傾斜角が推定できる場合には、それらを参照する。上記のような資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ（ずれの方向）により次に示す傾斜角を基本とする。

逆断層：45°
 正断層：45°
 横ずれ断層：90°

ただし、周辺の地質構造、特に活断層の分布を考慮し、対象断層とその周辺の地質構造との関係が説明できるように留意する。また、「長期評価」により、「低角」または「高角」とある場合には、上記の点に留意して、それぞれ、0°～30°、60°～90°の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深度 D_s (km) については、微小地震発生層の上面の深度 H_s (km；微小地震の浅さ限界) と一致するものとする。これは、震源の動力学モデルの研究から、地表付近の数 km に及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくて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、地表に断層変位として達することがわかってきたためである（例えば、Dalgner *et al.*, 2001）。

(c) 地震規模（地震モーメント M_0 ）

地震モーメント M_0 (N·m)、震源断層の面積 S (km²) との経験的關係より算出する。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、

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

となる⁵。ただし、上式は、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おり、この中にはM8クラスの巨大地震のデータは含まれていない。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M8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上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) などのデータに基づいた次式を用いる。

$$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7} \dots\dots\dots (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、 $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (N·m) (モーメントマグニチュード M_w 6.5相当) 以上の地震とし、(3)式の基になったデータの分布より $M_0=1.0 \times 10^{21}$ (N·m) を上限とする必要がある。

* ここでは、利便性に配慮して機械的に値が求められるように、両式の使い分けの閾値を決めているが、原理的には断層幅が飽和しているかどうかでスケール則が変わるため、断層幅が飽和していない場合((1-a)式)は(2)式を、飽和している場合((1-b)式)は(3)式を用いる方が合理的である。震源断層の面積を算出するにあたっては、この点にも配慮して、用いる式を選択することが可能である。

⁵ Somerville *et al.* (1999)や入倉・三宅 (2001) はCGS単位系で記述されているが、ここではMKS単位系にて記述することとする。

(イ) 地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合

長期評価で評価された地表の活断層長さ L (km) から推定される地震規模から、地震規模に見合うように震源断層の断層モデルの面積を経験的關係により推定する。断層モデルの面積の推定までのフローを付図3に示す。このフローは、M7以上の場合に適用するものとし、それよりも規模の小さい場合は適宜適切な方法を選定するものとする。

(d) 地震規模 (地震モーメント M_0)

地震モーメント M_0 (N·m) については、長期評価による地震規模 (マグニチュード M) と地震モーメント M_0 の経験的關係 (武村,1990) を用いて、

$$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72 \dots\dots\dots(4)$$

とする。ここで、 M は $M = (\log L + 2.9) / 0.6$ (松田, 1975) より求める。今後、長期評価による地震規模 M は気象庁マグニチュード M_{JMA} と等価とする。

(e) 震源断層の面積 S

震源断層の面積 S (km²) と地震モーメント M_0 (N·m) の経験的關係より算出する。入倉・三宅 (2001) の提案による Wells and Coppersmith (1994) などのデータに基づいた次式を用いる。

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot (M_0 \times 10^7)^2 \dots\dots\dots(3)'$$

なお、(3)'式を適用するのは、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N·m) (M_w 6.5相当) 以上の地震とし、(3)'式の基になったデータの分布より $M_0 = 1.0 \times 10^{21}$ (N·m) を上限とする必要がある。 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N·m) を下回る場合は、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 Somerville *et al.* (1999) が回帰した地震モーメントと震源断層の面積の關係、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot (M_0 \times 10^7)^{2/3} \dots\dots\dots(2)'$$

を用いる。ただし、(1.1.1 (c)) に示したように、M7 (M_w 約6.5) 以下の場合には注意が必要である。

(f) 震源断層モデルの幅 W_{model} と震源断層モデルの長さ L_{model}

震源断層幅 W (km) については、(3)'式または(2)'式で求めた震源断層の面積 S (km²) を活断層の長さ L (km) で除した次式により求める。

$$W = S / L \dots\dots\dots(5)$$

ここで、求めた震源断層幅 W (km) と傾斜角 δ を考慮した場合に断層モデル下端が地震発生層を貫く場合と貫かない場合で、震源断層モデル幅の算出方法を変える。地震発生層の下限深さは微小地震の深さ分布から決める (Ito, 1999)。地震発生層の上限深さについては、深い地盤構造から $V_p = 6.0$ km/s 相当の層の深さを目安とする。

i) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫かない場合

震源断層モデルの幅 (km) $W_{model} = W$ より小さい断層モデルメッシュサイズ⁶の倍数

震源断層モデルの長さ (km)

$$L_{model} = S / W_{model} \dots\dots\dots(6)$$

⁶ ハイブリッド合成法で用いることを念頭に、震源断層モデルは統計的グリーン関数法で用いるメッシュサイズを最小単位として計算する。現時点では、メッシュサイズを2km四方として計算することとしており、ここでは震源断層モデルの長さとは幅は2の倍数として扱っている。今後、統計的グリーン関数法の計算方法の進捗に応じこの値については再検討を行う必要がある。

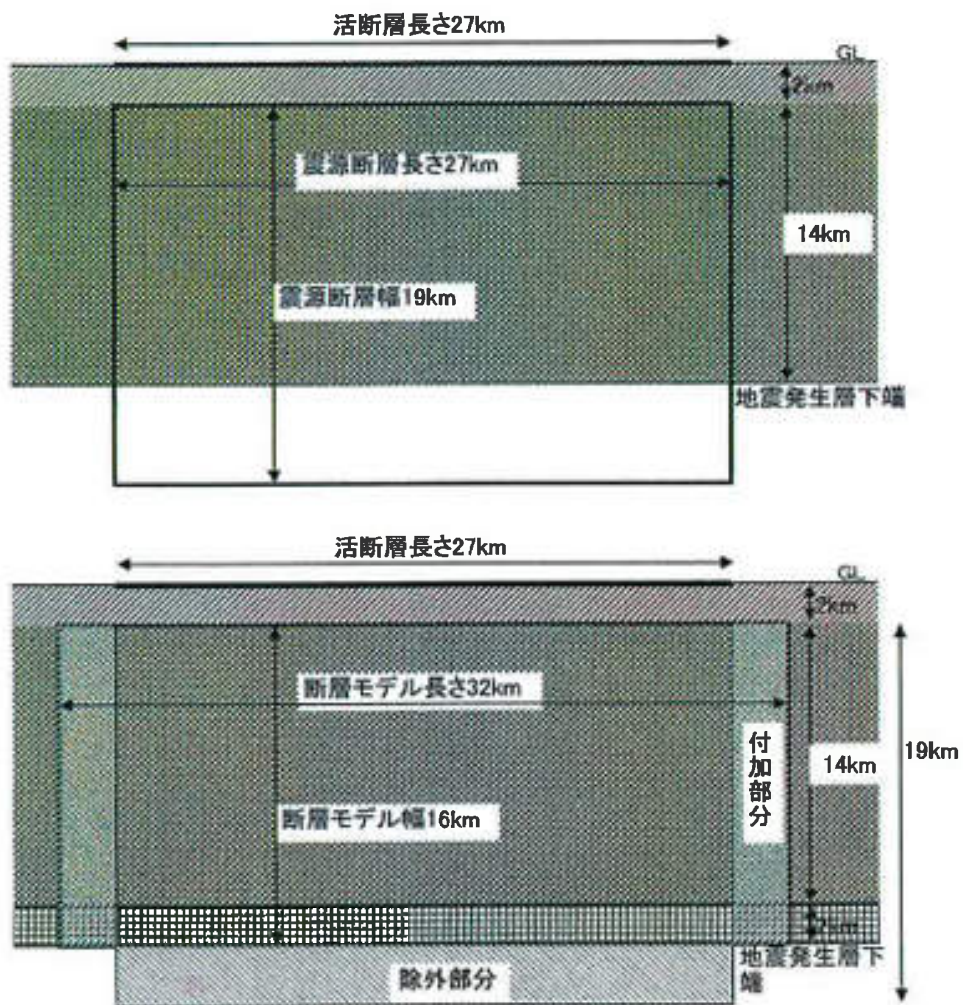
ただし、 L より大きい断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

ii) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫く場合

震源断層モデルの幅 (km) W_{model} = 断層モデル下端深さが地震発生層+2kmよりも浅い断層モデルメッシュサイズの倍数

断層モデルの長さは、(6)式により求めるが、 L_{model} (km) は L (km) より大きく $L+5$ km以下の断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

傾斜角は、長期評価に基づくこととするが、評価されていない場合には、付図4に示すフローに従う。



断層モデル長さおよび幅の概念図
(上) 初期モデル、(下) 修正モデル

(g) 震源断層モデルの面積 S_{model}

震源断層モデルの面積 S_{model} (km²) は、震源断層モデルの長さ L_{model} (km) および震源断層モデル

の幅 W_{model} (km) から次式により求める。

$$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \cdot W_{\text{model}} \dots\dots\dots (7)$$

震源断層モデルの面積 S_{model} (km²) を震源断層面積と等価と見なし、1.1.2 微視的震源特性のパラメータ設定を行う。

(ウ) (ア) と (イ) に共通

(h) セグメントごとの地震モーメント M_0

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、(2)、(3)式を用いて全体の地震モーメント M_0 (N・m) を算出する。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。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \dots\dots\dots (8)$$

M_{0i} : 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

*最近発生した複数のセグメントの破壊を伴う大地震のデータの解析からは、セグメントが連動して地震を起こしても個々のセグメントの変位量は一定とするカスケード地震モデルの適合が良いとの報告もある(例えば、栗田, 2004; 遠田, 2004)。特に長大な活断層帯の評価の際には、長期評価と併せてこうした考え方も参照することもある。ただし、セグメント分けを行った場合のスケール則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点で研究段階にある。

(i) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D (m) と地震モーメント M_0 (N・m) の関係は、震源断層の面積 S (km²) (もしくは震源断層モデルの面積 S_{model} (km²)) と剛性率 μ (N/m²) を用いて、

$$D = M_0 / (\mu \cdot S) \dots\dots\dots (9)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度 ρ (kg/m³)、S波速度 β (km/s) から算出する。

$$\mu = \rho \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (10)$$

1.1.2 微視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの微視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積
- ・ アスペリティおよび背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティおよび背景領域の実効応力
- ・ f_{max} ⁷
- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ すべり速度時間関数

⁷ 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトルの振幅レベルが高周波数側において急減し始める周波数。

・ すべり角
を設定する。

(a) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置について、起震断層の変位量分布を詳細に調査した最近の研究では、震源断層浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされている(杉山・他, 2002)。これより、震源断層モデルのアスペリティの位置は、活断層調査から得られた1回の地震イベントによる変位量分布、もしくは平均変位速度(平均的なずれの速度)の分布より設定する。

具体的には、

- ・ 長期評価で、変位量の分布についての記述、または、間接的に変位量の地域的の差異を表す記述があった場合には、それを参照する(例えば、地震調査委員会, 2002; 2004a)
- ・ 活断層詳細デジタルマップに記載されている断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度(相当)の値を算出する(例えば、地震調査委員会, 2003a; 2004c)

等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

上記の推定方法は、震源断層深部のアスペリティの位置が推定されないなど、不確実性が高い。しかし、アスペリティの位置の違いは、強震動予測結果に大きく影響することがこれまでの強震動評価結果から明らかになっている(例えば、地震調査委員会, 2002; 2003a)。したがって、アスペリティの位置に対する強震動予測結果のばらつきの大きさを把握するため、複数のケースを設定しておくことが、防災上の観点からも望ましい。

アスペリティの個数は、過去の内陸地震の震源インバージョン結果を整理したSomerville *et al.* (1999)によると、1地震当たり平均2.6個としている。また、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大きくなる傾向にある。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個であるのに対し、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・他, 2001)といったこれまでの研究成果がある。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個に設定する。

- * アスペリティの位置については、平均的な地震動を推定することを目的とする場合で平均変位速度の分布などの情報に基づき設定できない場合には、やや簡便化したパラメータ設定として、アスペリティが1個の場合には中央付近、アスペリティが複数ある場合にはバランスよく配分し、設定するケースを基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。

(b) 短周期レベル A とアスペリティの総面積 S_a

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、短周期レベルと呼ぶ)と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積 S_a (km^2) 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や、表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点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ついては、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が現時点では不可能である。その一方で、想定する地震の震源域に限定しなければ、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関係が求められている。そこで、短周期レベルの算出に当たっては、次式に示す塩・他(2001)による地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) と短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) の経験的関係を用いる(入倉・他, 2002)。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3} \quad \text{----- (11)}$$

アスペリティの総面積 S_a (km²) は $S_a = \pi r^2$ より求められ、等価半径 r (km) は次の(12)式から得られる。ここでは便宜的に震源断層とアスペリティの形状は面積が等価な円形と仮定する。アスペリティの総面積の等価半径 r (km) は(11)式によって推定された短周期レベル A (N・m/s²) を用いて、(12)式より算出される。

$$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (12)$$

なお、上式は、シングル・アスペリティモデル (ただ1つのアスペリティを持つモデル) における M_0 と A の理論的關係から (13)式 (Boatwright, 1988) および(14)式 (壇・他, 2001) により導出される。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \dots\dots\dots (13)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (14)$$

ここで、 R (km) は断層面積 S (km²) に対する等価半径、 $\Delta\sigma_a$ (MPa) はアスペリティの応力降下量、 β (km/s) は震源域における岩盤のS波速度である。(13)式と(14)式は、複数のアスペリティモデルを持つ場合 (マルチ・アスペリティモデル) にも拡張可能であり、両式の値はアスペリティの分割数に依らないことが入倉・他 (2002)によって示されている。アスペリティが複数存在する場合、等価半径

r (km) は $\sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2}$ (半径が r_1, r_2, \dots, r_N の N 個のアスペリティを想定) で与えられる。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の平均22% (Somerville *et al.*, 1999)、15%~27% (宮腰・他, 2001) であり、拘束条件にはならないが、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配分は、最近の研究成果から16:6 (入倉・三宅, 2001)、2:1 (石井・佐藤, 2000) となるとの見方も参照する。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定することは必ずしも適当ではないことが指摘されている。「レンピ」では、巨視的震源特性である地震モーメント M_0 (N・m) を、円形破壊面を仮定しない (3)'式から推定しているが、微視的震源特性であるアスペリティの総面積の推定には、円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出される (11)~(14)式を適用している。このような方法では、結果的に震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往の調査・研究成果と比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、このような場合には、(11)~(14)式を用いず、Somerville *et al.* (1999) による震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率、約22%からアスペリティの総面積を推定する方法がある。ただし、この場合には、アスペリティの応力降下量の算出方法にも注意する必要があり、この方法については、(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力で説明する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a, D_b

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a (m) は震源断層全体の平均すべり量 D (m) の ξ 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・他, 2000) を基に、 $\xi=2$ とする。

$$D_a = \xi \cdot D \dots\dots\dots (15)$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b (m) は全体の地震モーメント M_0 (N・m) からアスペリティの地震モーメント M_{0a} (N・m) を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} (N・m) と、背景領域の面積 S_b (km²) から、以下の式で算出される。

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \text{..... (16)}$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \quad \text{..... (17)}$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \quad \text{..... (18)}$$

ここで、 μ は(10)式の剛性率 (N/m²)である。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} (m) 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} (km²) (i 番目のアスペリティの面積) から算出される半径 r_i (km) (i 番目のアスペリティの半径) との比が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、次式により算出する。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad \text{..... (19)}$$

ここで、 γ_i は r_i / r であり、 D_{ai} (m) は i 番目のアスペリティの平均すべり量、アスペリティ全体の等価半径 r (km)は、(12)式により求めることができる。

*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、(15)式の ζ の値を調整する。

(d) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と実効応力及び背景領域の実効応力

$\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$
アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa)については、Madariaga (1979)により以下の式が提案されている。

$$\Delta\sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta\sigma \quad \text{..... (20-1)}$$

$\Delta\sigma$: 震源断層全体の静的応力降下量 (MPa)
 S : 震源断層全体の面積 (km²)
 S_a : アスペリティの総面積 (km²)

(20-1)式を用いれば、震源断層全体の面積 S (km²) とアスペリティの総面積 S_a (km²) の比率、および震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を与えることにより、アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) が算出できる。

円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては、震源断層全体の地震モーメント M_0 (N·m) が震源断層全体の面積 $S (= \pi R^2)$ (km²) の1.5乗に比例する (Eshelby, 1957) ため、(20-1)式と等価な式として、(13)式を変形して得られる次式により $\Delta\sigma_a$ を算出することができる。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \quad \text{..... (20-2)}$$

ここで、アスペリティ全体の等価半径 r (km) は、(12)式により求めることができる。

一方、(b) アスペリティの総面積でも触れたように、長大な断層に関しては円形破壊面を仮定して導かれた(12)式を用いたアスペリティの等価半径 r (km) を算出する方法には問題があるため、(20-2)式を用いることができない。この場合には、(20-1)式からアスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) を求める。震源断層全体の面積 S (km²) とアスペリティの総面積 S_a (km²) の比率は、Somerville *et al.* (1999) に基づき約22%とする。なお、震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) については、Fujii and Matsu'ura (2000) の研究成果があり、長大な断層に対する地震モーメント M_0 (N·m) と断層形状 (断層幅 W (km) と断層長 L (km)) との関係式として次式を提案している。

$$M_0 = \{WL^2/(aL+b)\} \cdot \Delta\sigma \dots\dots\dots(21-1)$$

W: 断層幅 (km)

L: 断層長さ (km)

a, b: 構造依存のパラメータ (数値計算により与えられる)

内陸の長大な横ずれ断層に対する関係式としては、 $W=15\text{km}$ 、 $a=1.4 \times 10^{-2}$ 、 $b=1.0$ を仮定した上で、収集した観測データに基づく回帰計算により、 $\Delta\sigma=3.1$ (MPa) を導出している。例えば、震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) としてこの3.1MPaを用いると、(20-1)式から $\Delta\sigma_s$ は約14.4MPaとなり、既往の調査・研究成果とおおよそ対応する数値となる (地震調査委員会, 2005)。ただし、Fujii and Matsu'ura (2000) による3.1MPaは横ずれ断層を対象とし、上述したようにいくつかの条件下で導出された値であり、その適用範囲等については今後十分に検討していく必要がある (入倉, 2004) が、長大断層の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) に関する新たな知見が得られるまでは暫定値としては $\Delta\sigma = 3.1$ (MPa) を与えることとする。

他方、円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては、Eshelby (1957) を基に(20-2)式と同様にして次式により震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を算出することができる。

$$\Delta\sigma = (7/16) \cdot M_0 / R^3 \dots\dots\dots(21-2)$$

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、各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の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 σ_a (MPa) は、経験的にその静的応力降下量 $\Delta\sigma_s$ (MPa) とほぼ等しいと仮定する。背景領域の実効応力 σ_b (MPa) は、壇・他 (2002) に基づき、

実効応力 \propto すべり速度 \propto (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 (km) を用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \dots\dots\dots(22)$$

より算出し、アスペリティが複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\sqrt{\pi}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \dots\dots\dots(23)$$

とする。ここで W_b (km) 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、便宜的に震源断層の面積 S (km²) から、断層のおおよそのアスペクト比(L/W)を考慮して、断層幅を求める (例えばアスペクト比が2の場合は $W_b = \sqrt{S/2}$)。

* 以上のように設定した震源特性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場合もある。その場合には、第一義的に推定される地震規模や、短周期レベルを優先してパラメータを再度設定する。過去の地震波形データがある場合は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。

(e) f_{max}

地震調査委員会強震動評価部会 (2001) では、 $f_{max}=6\text{Hz}$ (鶴来・他, 1997) および $f_{max}=13.5\text{Hz}$ (佐藤・他, 1994) の2つのケースを想定し、比較した。その結果、 $f_{max}=6\text{Hz}$ のケースの方が、既存の距離減衰式の対応が良いことが分かったため、 $f_{max}=6\text{Hz}$ を用いることとする。

(f) 平均破壊伝播速度 V_r

平均破壊伝播速度 V_r (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 β (km/s) との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot \beta \quad \text{.....(24)}$$

により推定する。

* 近年の研究においては、Geller (1976) による係数0.72よりも大き目の値が得られている。例えば、Somerville *et al.* (1999) は収集した15の内陸地震の震源モデルから、破壊伝播速度として2.4km/s~3.0km/sを得ており、平均値は2.7km/sとなっている。これは、地震発生層のS波速度 β を3.4km/sとすれば、約0.8倍である(片岡・他, 2003)。なお、「レシピ」に従った計算では、破壊伝播速度を変化させると、特に長周期成分の計算結果が大きくばらつくことも確認されている(地震調査委員会強震動評価部会, 2008)。

(g) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

中村・宮武 (2000) の近似式を用いる。中村・宮武 (2000) の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} (2V_m/t_d) \cdot t \cdot \{1 - (t/2t_d)\} & 0 < t < t_b \\ b/\sqrt{t - \varepsilon} & t_b < t < t_r \\ c - a_r(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad \text{.....(25)}$$

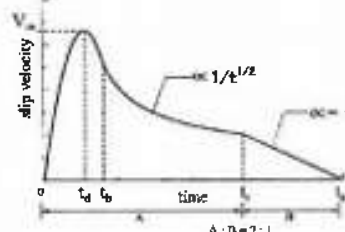
$$\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$$

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

c, a_r : 係数

$t_r: (t_s - t_r) = 2:1$

V_r : 破壊伝播速度 (km/s)



で表され、この近似式を計算するためには、

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

の4つのパラメータを与える。それぞれのパラメータの設定方法は次の通りである。

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d (s)

$$t_d \cong 1/(\pi \cdot f_{\max}) \quad \text{.....(26)}$$

- ・ すべり速度振幅が $1/\sqrt{t}$ に比例するKostrov型関数に移行する時間 t_b (s)
(25)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 (s)

$$t_r \cong \alpha \cdot W/V_r \quad \text{.....(27)}$$

$\alpha = 0.5$

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

$$V_m = \Delta\sigma \cdot \sqrt{2f_c \cdot W \cdot V_r} / \mu \dots\dots\dots(28)$$

ここで各パラメータは、

- f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max} と同等) (Hz)
- $W = W_a$ (アスペリティ領域においてはアスペリティの幅とする) (km)
- $= W_b$ (背景領域においては断層全体の幅とする) (km)

である。

*地震調査委員会でこれまで実施してきた強震動評価では、壺・佐藤 (1998) による重ね合わせを用いている。片岡・他 (2003) によれば、釜江・他 (1991) による重ね合わせを用いた場合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる α としては、内陸地震 (4地震) では、0.2~0.4程度、海溝型地震 (2地震) では、0.25~0.6程度としている。「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」(地震調査委員会強震動評価部会, 2002) では、釜江・他 (1991) による重ね合わせを用い、 α を0.42~0.49とした場合に観測記録がよく再現できるとしている。 α については、重ね合わせの方法にも配慮して、これらの値を参考に設定することもある。また、すべり速度時間関数を $1/\sqrt{t}$ の関数として計算した地震動は、短周期領域での振幅が小さ目に予測される傾向がある。

(h) すべり角 λ

すべり角 $\lambda(^{\circ})$ については、「長期評価」で示されている場合には、これに従う。資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ (ずれの方向) により次に示すすべり角を基本とする。

- 逆断層 : 90°
- 正断層 : -90°
- 左横ずれ断層 : 0°
- 右横ずれ断層 : 180°

*実際の地震での震源断層におけるすべり角 $\lambda(^{\circ})$ は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにおいて、すべり角 $\lambda(^{\circ})$ を断層全体で一定にした場合には、ディレクティブリティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある。

1.1.3 その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

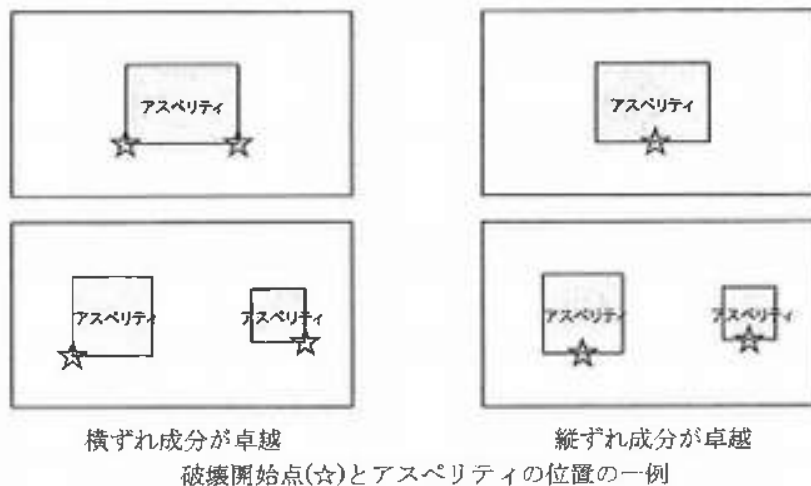
を設定する。

(a) 破壊開始点

中田・他 (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予測結果に大きく影響を与えるため、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(例えば、地震調査委員会, 2003c; 2004c)。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側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、震源断層の下部に設定する。

* 破壊開始点については、平均的な地震動を推定することを目的とする場合で、活断層の形状等から破壊開始点を特定できない場合には、やや簡便化したパラメータ設定として、横ずれ成分が卓越する場合にはアスペリティ下端の左右端、縦ずれ成分が卓越する場合には、アスペリティ中央下端を基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。



(b) 破壊形態

破壊開始点から放射状に破壊が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。

1.2 海溝型地震の特性化震源モデル

海溝型地震は、活断層で発生する地震と比較して、地震の発生間隔が短いため、海域によっては過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、特性化震源モデルの設定にあたって、それらの情報を活用することができる。また、4. 予測結果の検証でも説明するように、過去の地震関連データを用いて、それぞれの段階で特性化震源モデルの検証を行い、必要があれば震源特性パラメータの見直しを行う。このような特性化震源モデルの見直しの段階では、観測波形等を説明できる震源特性パラメータが求められることより、以下の「レシピ」を拡大解釈する形で検討することもある。この場合、過去の地震関連データ (地震規模、震源域、地震波形記録、震度、被害など) すべてが整合性あるものとはならない可能性もあり、解析の目的に応じて優先順位をつけてデータを採用することが必要となる。付図5に海溝型地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

1.2.1 巨視的震源特性

海溝型地震の震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 震源断層モデルの位置・構造（位置、走向、深さ）
- ・ 震源断層モデルの大きさ・地震規模
- ・ 震源断層モデルの平均すべり量

を設定する。

(a) 震源断層の位置・構造（位置、走向 θ 、深さ）

震源断層の位置については、過去の地震の震源域が推定されている場合には、その位置を基に設定する。深さについては、弾性波探査や微小地震分布等で推定されている想定震源域の海洋プレート上面の深さ分布により、地震発生域の上端から下端にかけて設定する。

「長期評価」で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

(b) 震源断層の大きさ・地震規模（断層面積 S 、地震モーメント M_0 ）

震源断層の大きさ・地震規模については、下記のいずれかの方法により設定する。

- ・ (a) 震源断層の位置・構造（位置、走向、深さ）により震源域を明確に設定して、その範囲により面積を算出し、地震規模—断層面積の経験的關係から地震規模を推定する。
- ・ 過去の地震から想定されている値を基に地震規模を設定し、地震規模—断層面積の経験的關係から震源断層の面積を設定する。

また、上記の地震規模（地震モーメント M_0 (N·m)）—断層面積 (S (km²)) の経験式については、過去の地震のデータがある程度得られている場合には、地域性を考慮した式を用いる。例えば、Kanamori and Anderson (1975) と同様に円形破壊面を仮定した次の関係式 (Eshelby, 1957) を基に震源域の地震の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を推定することで、地域的な地震モーメント M_0 (N·m) と断層面積 S (km²) の関係式を設定する。

$$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad (29)$$

一方、過去の地震のデータがあまり得られていない場合には、平均的な特性を示す地震規模と断層面積（例えば、宇津, 2001；石井・佐藤, 2000）または地震モーメント M_0 (N·m) と断層面積 S (km²)（例えば、佐藤, 1989；Yamanaka and Shimazaki, 1990）などの経験式を用いる。ただし、これらの式を利用するにあたっては経験式のデータセットとなる震源断層の面積がどのように想定されているかに留意する必要がある。

「長期評価」により、震源域の形状評価がある場合には、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

(c) 平均すべり量 D

1.1.1 (i) 参照。

1.2.2 微視的震源特性

海溝型地震における震源断層の微視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ アスぺリティの位置・個数
- ・ アスぺリティの面積

- ・ アスぺリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスぺリティ、背景領域の実効応力
- ・ f_{max}
- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ すべり速度時間関数
- ・ すべり角

を設定する。

(a) アスぺリティの位置・個数

近年の研究（菊地・山中, 2001）、平成15年（2003年）十勝沖地震に関する一連の研究（例えば、Yamanaka and Kikuchi, 2003 ; Koketsu *et al.*, 2004 ; Yagi, 2004など）により、同じ震源域で繰り返し発生する地震のアスぺリティは、ほぼ同じ位置となる可能性が高いことがわかってきた。したがって、想定する震源域で、近年地震が発生していれば、その観測記録の解析からアスぺリティの位置を推測することができる。また、近年の観測記録がなくても、アスぺリティではプレート間のカップリング率が周辺より高いと考えられることから、地殻変動データよりバックスリップ（すべり欠損）の分布が推定できれば、バックスリップの大きい箇所がアスぺリティの位置になると想定される。あるいは、Wells *et al.* (2003) や Sugiyama (2004) では、負の異常重力域とプレート間地震の震源域におけるアスぺリティの位置とに対応関係が見られることを指摘していることから、重力異常のデータを参考にすることもできる。

アスぺリティの個数は、アスぺリティの位置が推定されている場合には、結果的に想定する震源域に含まれるアスぺリティの数に相当する。一般的にはアスぺリティの数は想定する震源域・地震規模が大きくなるにつれて、多くなる傾向にある。

(b) アスぺリティの総面積 S_a

アスぺリティの総面積は、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、短周期レベルと言う）と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスぺ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の地震波形を基にいくつかの地震については推定されている。一方、想定する地震の震源域に限定しなければ、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る。短周期レベルの値は、条件に応じて下記のいずれかの方法により求める（入倉・他, 2002）。

- ・ 想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されていない場合には、壇・他(2001)による地震モーメント M_0 (N·m) と短周期レベル A (N·m/s²) の経験的關係により短周期レベルを設定する ((11)式)。
- ・ 想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されている場合には、その推定値と地震モーメントとの経験的關係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定する（地震調査委員会, 2003b ; 2004b）。

アスぺリティの総面積 S_a (km²) は、上記によって推定された短周期レベル A (N·m/s²) と前述の(12)式より算出される。アスぺリティが1つの場合は、便宜的に震源断層の形状を半径 R (km) の円形破壊面であるとするとともに、アスぺリティは等価半径 r (km) の円形破壊面が一つあるとして、アスぺリティの総面積 $S_a (= \pi r^2)$ (km²) を求める。

一方、最近の研究成果から、7つの海溝型地震によるアスぺリティ総面積の占める割合は断層総面積の35% ± 11%程度(石井・他, 2000)と得られており、拘束条件とはならないがこうした値も参照しておく必要がある。

アスぺリティが複数ある場合、各アスぺリティへの面積の配分は、最新活動の地震のアスぺリテ

イの大きさやバックスリップの大きい領域に応じて設定するのが望ましい。そのような分解能がない場合には、最近の研究成果からアスペリティが2つの場合は2:1、アスペリティが3つの場合は2:1:0.5となる(石井・佐藤, 2000) との見方も参照して設定する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a, D_b

1.1.2(c) 参照。

*これにより求められた最大アスペリティの平均すべり量が、海溝型地震の震源域におけるプレート相対運動速度と地震の発生間隔から推定される地震時のすべり量の上限值やこれまでの地震時の推定すべり量の最大値の目安と比較して、矛盾がないことを確認することが望ましい。

(d) 震源断層全体の静的応力降下量・アスペリティの平均静的応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

1.1.2(d) 参照。

*地震規模、断層面積、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意に与えられる。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や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は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。

(e) f_{max}

データの不足等により、地域性を考慮して設定することが困難であるため、現時点では、佐藤・他(1994)により、仙台地域における中小地震の観測記録から推定された $f_{max} = 13.5\text{Hz}$ を採用する(地震調査委員会, 2003b, ; 2004b)。

(f) 平均破壊伝播速度 V_f

1.1.2(f) 参照。

(g) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

1.1.2(g) 参照。

(h) すべり角 λ

1.1.2(h) 参照。

*実際の地震での震源断層におけるすべり角は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにおいて、すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある。

1.2.3 その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(a) 破壊開始点

破壊開始点の位置については、過去の地震の破壊開始点が把握されている場合にはその位置に設定するのが妥当である。また、菊地・山中(2001)によれば、破壊の進む方向には地域性があり、三陸沖では浅い方から深い方へ、逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向がある。このため、今後こうした傾向が様々な海域で明らかになれば、過去の地震の状況が不明な震源域であっても、地域性を考慮した設定を行うことが可能である。

(b) 破壊形態

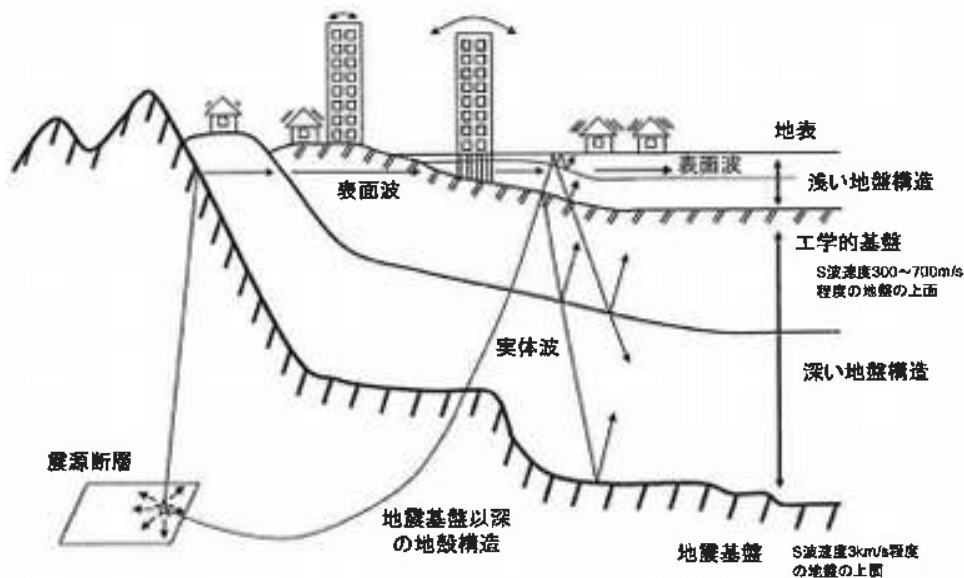
1.1.3(b) 参照。

2. 地下構造モデルの作成

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、成層構造を前提にすれば各層の密度、P波・S波速度、Q値および層境界面の形状などがあり、対象を、

- ・地震波の伝播経路となる上部マントルを含んで地震基盤までの地殻構造⁸（以下、「地震基盤以深の地殻構造」と呼ぶ）
- ・主に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⁹までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」と呼ぶ）、
- ・主に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」と呼ぶ）

の3つに分けてモデル化を行う。以下では、それぞれのモデル化手法について、その考え方を説明する。なお、後述するハイブリッド合成法では「地震基盤以深の地殻構造」と「深い地盤構造」を合体させた3次元地下構造モデルが必要となる。



地下構造モデルの模式図

⁸ 地殻最上部にあるS波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

⁹ 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。

2.1 「地震基盤以深の地殻構造」

上部マントルから地震基盤までの「地震基盤以深の地殻構造」は、震源インバージョン解析で用いられているモデルや大規模弾性波探査、基礎試錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル、地震観測データを使用した三次元地震波速度構造（例えば、Zhao *et al.*, 1994；Matsubara *et al.*, 2005）等を参照してモデル化を行う。また、海溝型地震等で海域のモデルが必要な場合にも同様な方法でモデル化を行う（例えば、田中・他, 2006）。

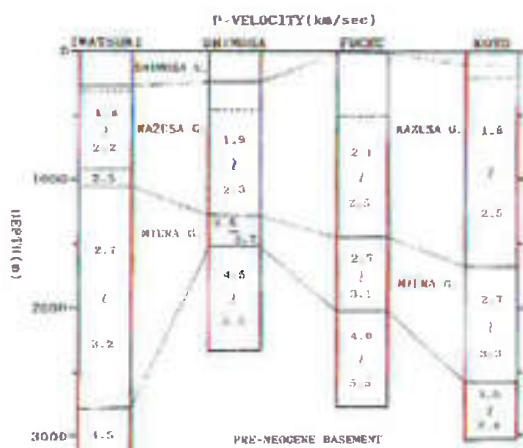
2.2 「深い地盤構造」

2.2.1 通常の場合

「深い地盤構造」のモデル化においては、まず地質情報や各種構造探査のデータを用いて、下記標準的なモデル化手法（額顕, 2006; Koketsu and Miyake, 2007）の手順 (1) ~ (2) により0次モデル¹⁰を構築する。次に、面的に存在する探査データを用いて、手順 (3) ~ (5) により精度の高い層境界面の形状を持った0.5次モデルを構築する。ただし、面的な探査データが存在しない場合には、地震観測記録のスペクトル比等を用いて、手順 (6) を先取りすることにより0.5次モデルを構築する。最後に、地震観測記録の波形やスペクトル比等を用いて、手順 (6) ~ (7) により1次モデルを構築し最終モデルとする。なお、モデル化の過程においては、状況に応じて低次のモデル化に立ち戻ることを妨げない。こうした「深い地盤構造」のモデル化の流れを付図6に示す。

手順(1)

表層地質やボーリング柱状図などの地質情報や各種構造探査の結果から総合的に判断して、速度構造と地質構造の対比を行う（「総合的判断」の手順は鈴木, 1996；藤原・他, 2006などを参考）。

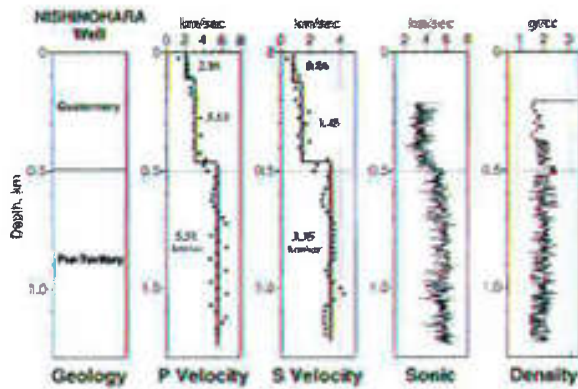


深層観測井のP波速度分布と地層の対比 鈴木 (1996)



既往モデルにおける層区分の対応関係 (地震調査委員会, 2005)

¹⁰ これまで実施した強震動評価および防災科学技術研究所の取組みにより、「深い地盤構造」の全国0次モデル（藤原・他, 2006）が完成しつつあるので、これを利用することができる。全国1次モデルの構築も平成21年度末を目途に進められている（額顕・他, 2008）。



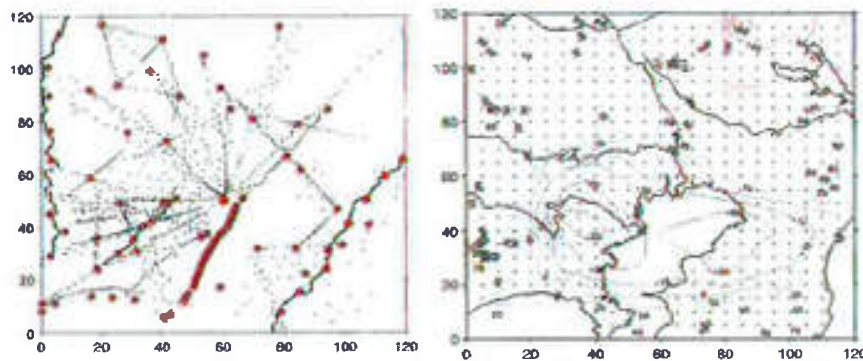
中深層地殻活動観測井を利用した
検層結果 山水 (2004)

手順(2)

手順(1)の対比結果に基づき、屈折法探査、反射法探査、ボーリング検層、微動探査、自然地震記録のスペクトル比解析などの結果を参照して各層にP波およびS波速度と密度を与える。

手順(3)

面的に存在する探査データ（屈折法探査や重力探査など）や地質コンター図などを用いて、各速度層を区切る境界面の形状を決定する。決定はインバージョンとして行うが、十分なデータがない場合は補間などの順解法を用いる。手順(4)の情報やデータはインバージョンの拘束条件あるいは補間の追加データとして扱う。



左図:
首都圏の構造探査測線
Afnimar *et al.* (2002)

右図:ブーゲー異常図
(密度 2.2g/cm^3)
田中・他 (2005)

手順(4)

断層や褶曲の形状など、不連続な構造に関する情報を収集する。反射法やボーリング検層のデータは、用いる速度構造が手順(2)の速度と矛盾しないように注意して深度へ変換する。

関東地域の深層ボーリング（丸印、黒丸は基盤到達）と反射法探査測線（灰色実線）。灰色領域では基盤がほぼ露頭。
瀬瀬 (2006)



手順(5)

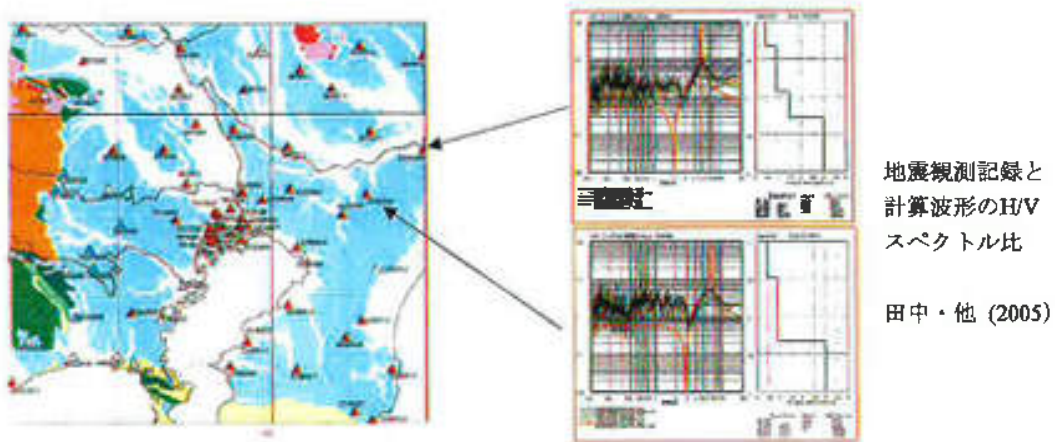
工学的基盤上面の形状は、微動探査結果やボーリング情報等を補間して求める。また、必要ならば、基盤がごく浅い地域にも風化層を設定する。



工学的基盤上面深度分布
山中・山田 (2002)

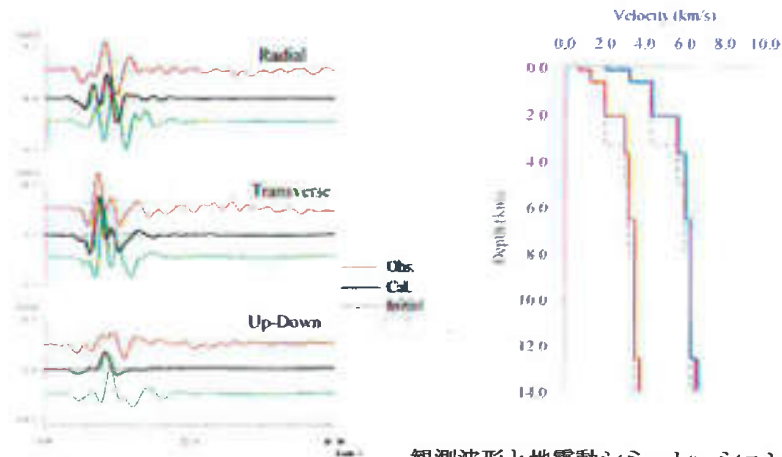
手順(6)

K-NETやKiK-netなどの自然地震記録に対してスペクトル比解析（この解析も可能ならインバージョンで行う）などを適用して得られた、複数の観測点における速度構造を用いて、地下構造モデルを調整・修正する。



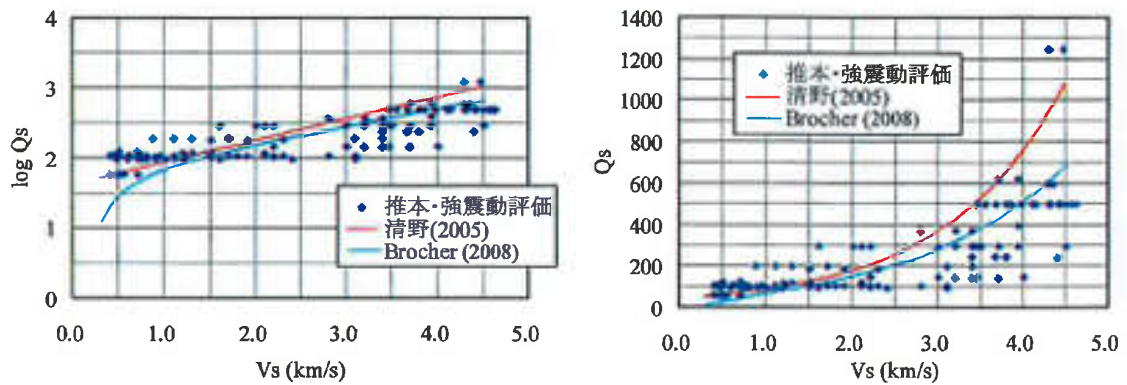
手順(7)

観測記録のある中規模地震をいくつか選び、手順(6)の調整された地下構造モデルを用いて、各観測点における地震動をシミュレーションする。その結果が観測記録に一致するようにモデルをさらに調整する（この調整も可能ならインバージョンで行う）。



観測波形と地震動シミュレーションによる波形の比較
および速度モデルの修正結果
Hikima and Koketsu (2005)

なお、 Q 値については、地震観測記録を説明できるように適切に値を決めることが必要である。参考までにこれまでの地震調査委員会における強震動評価で用いた値を既往研究と比較して下図に示す。



S波速度(V_s)と Q_s の関係

2.2.2 水平成層構造が仮定できる場合

水平成層構造が想定可能なことがあらかじめわかっている場合には、水平成層構造に対する強震動の理論計算ははるかに容易であるから、3次的に不均質なモデルをあえて作することは適切でない。水平成層構造モデルは「地震基盤以深の地殻構造」と同様の方法、震源インバージョン解析で用いられているモデルや、大規模弾性波探査や基礎試験錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル等を参照してモデル化を行う。

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速度構造モデルを作成するのが基本である。浅い地盤で強震時に発生する可能性のある非線形現象を高い精度で評価するためにも、こうしたモデル化が必要である。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を必要とし、多くの労力を要する。また、利用可能なボーリング情報がほとんど存在しない地域も多い¹¹。そのため、面的に「浅い地盤構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などの地形・地盤分類を基に経験的な方法により増幅率を算出するモデル化が考案されている。ここでは、これらの手法として、「浅い地盤構造」のボーリングデータによるモデル化の方法と面的な評価によるモデル化の方法について説明する。

2.3.1 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の方法では、ボーリング地点の一次元成層構造の密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う（例えば、高橋・福和, 2006）。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な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。これについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、当該地盤に対する土質試験結果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データ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、これを分割した領域ごとに当てはめる方法がある。このとき、分割した領域の大きさは東西－南北約500mないし約250mとすることが多い。

2.3.2 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、松岡・翠川 (1994) や藤本・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。この方法では、全国を網羅した約1kmメッシュの領域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、新たに作成した微地形区分データから、「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算出する。

最近では、日本全国の地形・地盤を統一した分類基準によって再評価した日本全国地形・地盤分類メッシュマップが構築されている（若松・他, 2004, 3.2.1 参照）。これらの方法を用いれば、全国を約1kmメッシュまたは250mメッシュの領域ごとに、比較的簡便に「浅い地盤構造」をモデル化することができる。

3. 強震動計算

強震動計算では、地盤のモデル化や設定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。なお、強震動計算の結果は、時刻歴波形、最大加速度、最大速度、応答スペクトルなどを指している。

3.1 工学的基盤上面までの計算方法

¹¹ ボーリングデータが実は存在したとしても、有効利用の仕組みが不十分なためにデータが散逸しているのが実情である。地域の防災対策のためにも、今後、産学官の協力の下でデータを組織的にかつ継続的に統合化し、地下構造データベースとして整備していく仕組み作りが必要と考えられ、科学技術振興調整費による「統合化地下構造データベースの構築」のプロジェクト（藤原, 2007）などの成果が期待される。

工学的基盤上面までの強震動計算方法は、経験的手法、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ている（例えば、香川・他, 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。

経験的手法

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出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個別には考慮しない。工学的基盤上面における最大速度を求める距離減衰式としては、司・翠川(1999)による経験式がよく用いられる。

$$\log PGV_b = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \dots\dots\dots(30)$$

PGV_b : 工学的基盤上面の最大速度 (cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード $M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$ (Kanamori, 1977)

D : 震源深さ (km)

X : 断層最短距離 (km)

半経験的手法

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、破壊過程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。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方法である。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。時刻歴波形は経験的グリーン関数法と同様の方法で計算される。

理論的手法

地震波の伝播特性と表層地盤の増幅特性を弾性波動論により計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この方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し得るものの、短周期地震動の生成に関する破壊過程および地下構造の推定の困難さのため、短周期領域についての評価は困難となる。

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。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。

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、半経験的手法である統計的グリーン関数法（例えば、釜江・他, 1991；壇・佐藤, 1998）と理論的手法である三次元差分法（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取り入れることが可能
- ・ 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)に対応が可能

といった利点があるためであり、半経験的手法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が

容易であるため(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)、理論的手法の三次元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、大規模な地下構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も速いという利点があるためである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的手法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分を用いる方法(例えば、Kohketsu, 1985; Hisada, 1995)を利用することができる。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、モデル化や計算が比較的簡単で、震源断層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。ハイブリッド合成法等については、例えば、「森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討」(先名・他, 2004)等を参考にされたい。

*** ハイブリッド合成法では、理論的手法の精度の限界および半経験的手法の有効性を考慮して、接続周期を決めることが望ましい。**

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ボーリングデータによってモデル化された場合と面的な評価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。

3.2.1 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、Schnabel *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性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%までである。また、強い揺れにより液状化等が生じた場合には、正しい結果は得られない。

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可能となる。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、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形解析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挙げられる。逐次非線形解析法は、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をみるために、

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まだ多くはない。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、逐次非線形解析法による広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析法を広域の地震動評価に用いることは始まったばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

3.2.2 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 amp を掛け合わせることで地表の最大速度を算出する。

微地形区分から想定される増幅率 amp は以下の手順で評価する。

- ① 全国を網羅した約1kmメッシュの領域ごとの微地形区分データ（例えば、若松・他, 2005）、または約250mメッシュの領域ごとの微地形区分データ（例えば、若松・松岡, 2007）を用いる。
- ② その区分に次式に示す標高と表層30mの平均S波速度 $AVS30$ との経験的關係（例えば、松岡・他, 2005）をあてはめる。

$$\log AVS30 = a + b \cdot \log E_v + c \cdot \log S_p + d \cdot \log D_m \pm \sigma \quad (31)$$

$AVS30$: 表層30mの平均S波速度(m/s)

E_v : 標高(m)

S_p : 傾斜*1000 (傾斜は正弦)

D_m : 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離(km)

σ : 標準偏差

a, b, c, d : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

- ③ 工学的基盤から地表への最大速度の増幅率 amp については、表層30mの平均S波速度 $AVS30$ との相関性が認められる。そこで次式を用いて、 $AVS30$ から最大速度の増幅率 amp を算出する（例えば、藤本・翠川, 2006）。

$$\log(amp) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \pm 0.166 \quad (100 < AVS30 < 1500) \quad (32)$$

amp : 平均S波速度600m/sの工学的基盤を基準とした最大速度増幅率

地表の震度を求める方法は、工学的基盤における地震動を距離減衰式等の経験式で求めた場合とハイブリッド合成法等により波形が求められている場合では異なる。

- i) 距離減衰式等の経験式で工学的基盤上の最大速度が求められている場合
「最大速度と計測震度の関係式」（例えば、藤本・翠川, 2005）を用いる。

$$\begin{aligned} I &= 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \\ I &= 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV) \quad (I < 4) \end{aligned} \quad (33)$$

- ii) ハイブリッド合成法等により工学的基盤上の波形を求めた場合

工学的基盤上の時刻歴波形から気象庁（1996）の方法に従って算出した「工学的基盤上震度」に対して、「最大速度増幅率」および「最大速度と計測震度の経験的關係式」より求められる「震度増分」を加える方法により地表での震度を算出する。

「最大速度と計測震度の関係式」(藤本・翠川, 2005)、

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \dots\dots\dots(34)$$

を用い、「震度増分」は、

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_b) \cdot \log(amp) \dots\dots\dots(35)$$

と表される。ここで、 PGV は地表最大速度(cm/s)、 amp は最大速度増幅率、 PGV_b は工学的基盤上の最大速度(cm/s)である。

- * 工学的基盤上面から地表までの最大速度に対する増幅率 amp は、表層30mの平均S波速度 $AVS30$ の関係から算出している。しかし、山地や丘陵地では30mよりもかなり浅い深さに工学的基盤が現れることが多く、これらより算出される増幅率 amp は過小評価になって工学的基盤より浅の軟弱層の影響をうまく説明できていないとの指摘があり、表層30m以外の深さによる平均S波速度を用いた増幅率の提案がなされている(例えば、川瀬・松尾, 2004; 濱田・他, 2007)。このように、山地や丘陵地等の工学的基盤が30mよりも浅いところに現れる場合には、別途検討が必要と考えられる。
- * ポーリングデータを収集できる場合には、微地形区分ごとの $AVS30$ あるいは $AVS30$ と増幅率の関係などを独自に評価することによって、より地域性を取り入れた結果が期待できる(例えば、中央防災会議, 2001; 2003)。

4. 予測結果の検証

予測結果の検証では、強震動予測結果が妥当であるかどうかを確認する方法について説明する。予測結果の検証は、予測結果と過去の観測事実との比較により行うが、活断層で発生する地震と海溝型地震では地震の発生間隔が異なり、これまでに得られている情報量にも違いがあるため、それぞれの検証方法について示す。

4.1 活断層で発生する地震の強震動予測結果に対する検証

活断層で発生する地震は、発生間隔が長い場合、最新活動における地震の震度情報や観測情報が得られていない場合が多い。したがって、基本的には、距離減衰式を用いた推定値との比較により、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証を行う。

4.1.1 距離減衰式を用いた推定値との比較

半経験的手法や理論的手法による計算結果と距離減衰式を用いた推定値とを比較し、計算結果が距離減衰式を用いた推定値のばらつき(以下、「距離減衰式のばらつき」と呼ぶ)の範囲内にあることを確認する。

距離減衰式を用いた推定値と強震動予測結果との比較にあたっては、地域性を考慮した距離減衰式を用いることが望ましい。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違う場合には、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。

- * 検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動予測結果の傾向にかなり差が出て妥当性に問題がある場合には、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。

4.1.2 震度分布との比較

震度分布は、面的に強震動予測結果を検証するにあたって、現在、最もよく使われる指標である。震度分布としては、明治中期以降の観測情報はそのまま利用することができる。また、江戸時代以降に発生した地震については被害情報が比較的整っていることより、それら被害情報から震度分布が推定されている。震度分布による検証は、震源特性パラメータを設定する比較的早い段階で経験的方法や半経験的方法を用いて行う。

- * この震度分布と計算結果が合わない場合は、震源特性または地下構造モデルの見直しを行う。

4.1.3 観測波形記録との比較

1997年以降のK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、強震動予測結果の時刻歴波形と観測記録を比較し、検証することが可能となった。観測記録との比較において、計算波形をどの程度まであわせることができるかという点については、観測波形の質、震源や観測点の地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件が整えば、観測記録の位相までを精度良く合わせることは可能であるが、面的な予測ということを考え合わせると、時刻歴波形の最大値、継続時間、周期特性やスペクトル特性がある程度説明できることをもって検証と位置付ける。

- * 計算結果を観測波形に合わせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討し直すことが必要となる。微視的震源特性の把握には震源近傍の強震記録が必要であり、地下構造モデルの検証には強震記録が不可欠であるため、K-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網のさらなる充実が望まれる。

4.2 海溝型地震の強震動予測結果に対する検証

海溝型地震は活断層で発生する地震と比較して発生間隔が短いために、最新活動における地震の被害情報や観測情報が残されている場合が多い。したがって、その情報と過去の地震を想定した強震動予測結果を比較することで、強震動予測結果の検証および震源特性などの見直しが可能となる。検証の項目としては、震度分布、観測波形記録、距離減衰式を用いた推定値との比較が挙げられる。

4.2.1 震度分布との比較

4.1.2 参照。

4.2.2 観測波形記録との比較

1960年代以降からデジタル強震記録が得られはじめているため、1968年十勝沖地震以降の海溝型地震を想定する場合には、強震動予測結果の時刻歴波形と観測記録を比較し、検証することが可能である。また、1997年以降はK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、より多くの観測記録が得られるようになった。観測記録との比較において、計算波形をどの程度まであわせることができるかという点については、観測波形の質、震源や地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件が整えば、位相までを精度良く合わせることは可能であるが、面的な予測ということ

を考え合わせると時刻歴波形の最大値、継続時間、周期特性やスペクトル特性がある程度説明できることをもって検証と位置付ける。

- * 計算結果を観測波形に合わせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討し直すことが必要となる。微視的震源特性の把握には震源近傍強震記録が必要であり、地下構造モデルの検証には、強震記録が不可欠であり、K-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網、さらには海底地震計のさらなる充実が望まれる。
- * 強震動評価の目的は計算波形を観測波形にあわせることではないため、この作業に終始することのないよう留意する必要がある。

4.2.3 距離減衰式を用いた推定値との比較

4.1.1 参照。

なお、既往の研究成果から、大地震の観測記録が中小地震の観測記録を用いた経験的グリーン関数法により比較的精度良く再現できることが確認されている（例えば、Kamae and Irikura, 1998；池田・他, 2002）。したがって、ハイブリッド合成法による強震動予測結果の検証方法として、対象とする震源断層の周辺で発生した中小地震の観測記録が予め得られている地点を対象に、経験的グリーン関数法とハイブリッド合成法の結果を比較することも可能である。