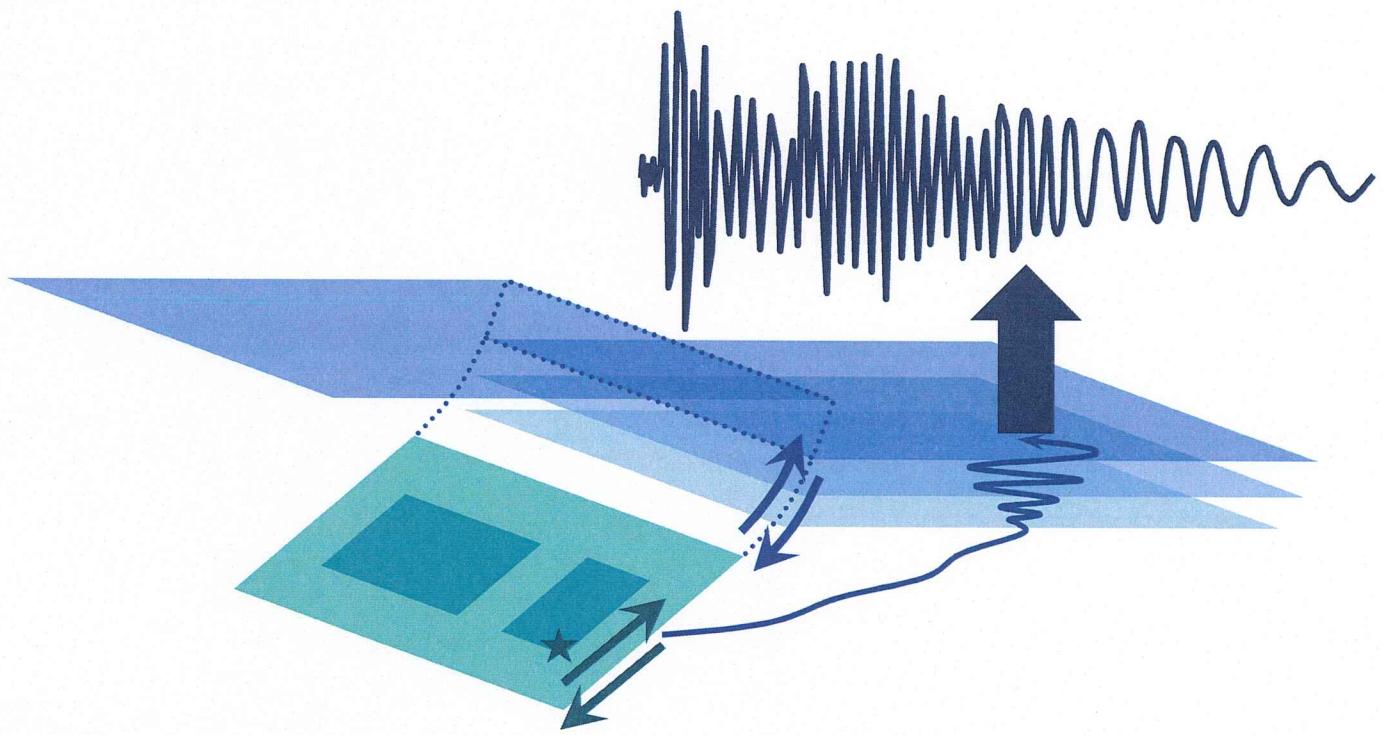


震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)

Strong ground motion prediction method for earthquakes with specified source faults
(“Recipe”)



平成 28 年（2016 年）6 月（12 月修正版）
地震調査研究推進本部 地震調査委員会

June, 2016 (Modified Version on December, 2016)
The Headquarters for Earthquake Research Promotion

震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）

目次

1. 特性化震源モデルの設定	1
1.1 活断層で発生する地震の特性化震源モデル	1
1.1.1 巨視的震源特性	2
1.1.2 微視的震源特性	8
1.1.3 その他の震源特性	14
1.2 プレート境界地震の特性化震源モデル	15
1.2.1 巨視的震源特性	16
1.2.2 微視的震源特性	16
1.2.3 その他の震源特性	18
1.3 スラブ内地震の特性化震源モデル	19
1.3.1 巨視的・微視的震源特性	19
2. 地下構造モデルの作成	22
2.1 「地震基盤以深の地殻構造」	23
2.2 「深い地盤構造」	23
2.2.1 通常の場合	23
2.2.2 水平成層構造が仮定できる場合	27
2.3 「浅い地盤構造」	27
2.3.1 ボーリングデータによるモデル化の方法	27
2.3.2 面的な評価によるモデル化の方法	28
3. 強震動計算	28
3.1 工学的基盤上面までの計算方法	28
3.2 地表面までの計算方法	29
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	30
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	30
4. 予測結果の検証	32
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	32
4.1.1 距離減衰式を用いた推定値との比較	32
4.1.2 震度分布との比較	33
4.1.3 観測波形記録との比較	33
4.2 プレート境界地震の強震動予測結果に対する検証	33
4.2.1 震度分布との比較	33
4.2.2 観測波形記録との比較	34
4.3 スラブ内地震の強震動予測結果に対する検証	34
引用文献	35

震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）

平成28年 6月10日改訂

平成28年12月 9日修正

「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の、「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。

この「レシピ」は、個々の断層で発生する地震によってもたらされる強震動を詳細に評価することを目指している。但し、日本各地で長期評価された多数の活断層帯で発生する地震の強震動を一定以上の品質で安定的に計算するために、地表の活断層長さ等から地震規模を設定する方法も併せて掲載する。

ここに示すのは、最新の知見に基づき最も得意とする地震と強震動を評価するための方法論であるが、断層とそこで将来生じる地震およびそれによってもたらされる強震動に関して得られた知見は未だ十分とは言えないことから、特に現象のばらつきや不確定性の考慮が必要な場合には、その点に十分留意して計算手法と計算結果を吟味・判断した上で震源断層を設定することが望ましい。

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（プレート境界地震およびスラブ内地震））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

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/>

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。

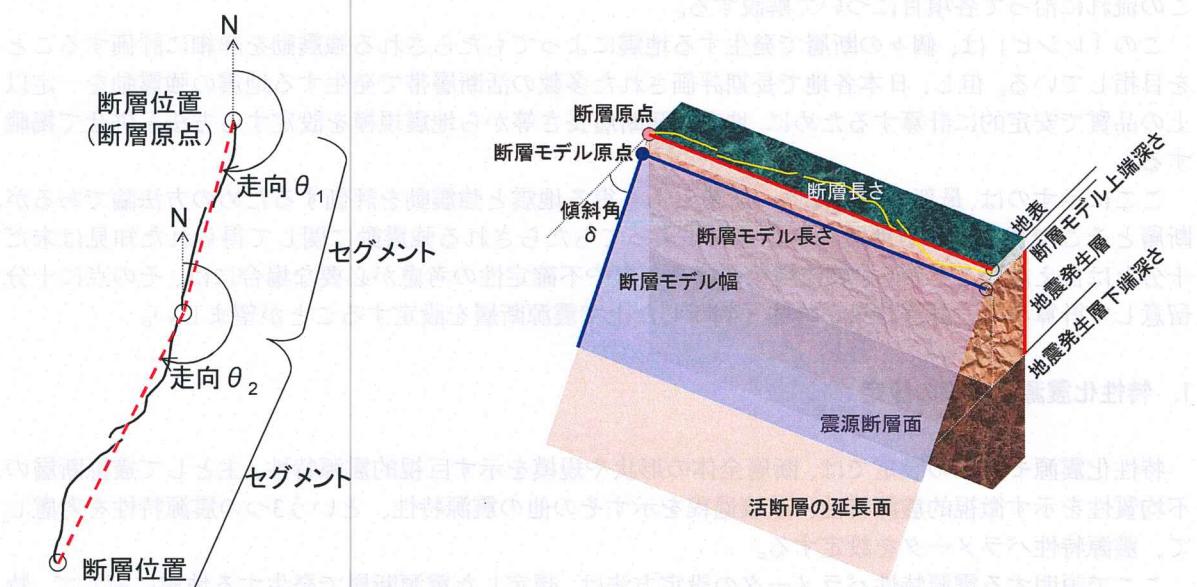
活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して地震の発生間隔が長いために、最新活動時の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層で発生する地震を想定する場合には、変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定しなければならないため、海溝型地震の場合と比較してそのモデルの不確定性が大きくなる傾向にある。このため、こうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。

ここでは、過去の地震記録や調査結果などの諸知見を吟味・判断して震源断層モデルを設定する場合（1.1.1（ア）参照）と、長期評価された地表の活断層長さ等から地震規模を設定し震源断層モデルを設定する場合（1.1.1（イ）参照）について、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全体の流れを示す。

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、委査

- 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³⁾、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、

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。

「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考し、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とりまとめた「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) 過去の地震記録や調査結果などの諸知見を吟味・判断して震源断層モデルを設定する場合

過去の地震記録など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 の経験的関係。

を用いる。ここで、 \mathbf{f}_i は i 番目の特徴量を表す $d \times 1$ のベクトルである。

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

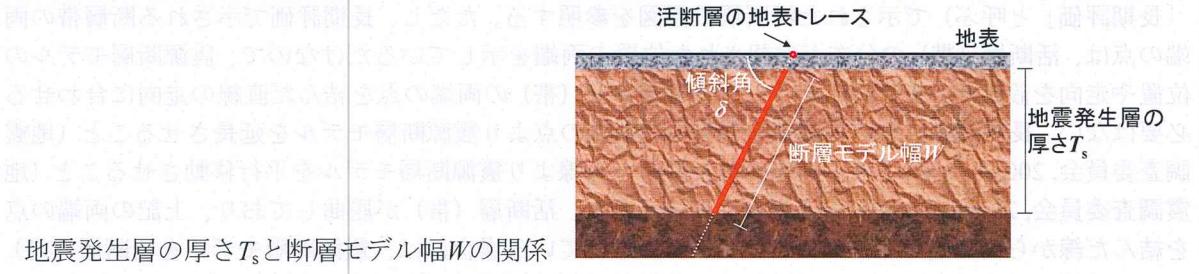
$$T_s = H_d - H_s$$

T_s : 地震発生層の厚さ (km) ($T_s \leq 20\text{ km}$)
 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 T_s に応じて飽和して一定値となることを示している。

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大きい領域）。



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、 $0^\circ \sim 30^\circ$ 、 $60^\circ \sim 90^\circ$ の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深さについては、微小地震発生層の上面の深さ（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と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つてきたためである（例えば、Dalguer 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 (km^2) との経験的関係より算出する。Somerville et al. (1999) によると地震モーメントと震源断層の面積の関係は、

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

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、地震モーメント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。

$$M_0 = \left(\frac{S}{4.24} \times 10^{11} \right)^2 \times 10^{-7} \quad \dots \dots \dots \quad (3)$$

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。

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_w6.5相当) 以上 $M_0=1.8 \times 10^{20}$ (N・m) (M_w7.4相当) 以下の地震とする。

一方、 $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$ (N·m) を上回る地震では、断層長さや断層変位量に関する Stirling (2002) のデータの再検討結果や、震源インバージョン結果に基づき、Murotani *et al.* (2015) の提案による次式を用いる。

なお、(4)式の基になったデータ分布の上限値 $M_0=1.1 \times 10^{21}$ (N·m) に留意する必要がある。

* 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、式の使い分けの閾値を決めているが、原理的には断層幅や平均すべり量が飽和しているかどうかでスケーリング則が変わるために、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)式あるいは(4)式を用いる方が合理的である。また、断層幅と平均すべり量の両方が飽和している場合は(4)式を用いることが望ましい。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。

(イ) 長期評価された地表の活断層長さ等から地震規模を設定し震源断層モデルを設定する場合

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関係により推定する。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。また、活断層長さが概ね80kmを超える場合も、適宜適切な方法によりモデル化することが望ましい。

(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 の経験的関係（武村,1990）を用いて、

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。

* 活断層長さがおおむね80kmを超える場合は、松田(1975)の基になったデータの分布より、松田(1975)の適用範囲を逸脱するおそれがあるため、例えば、(ア) の方法や「活断層の長期評価手法(暫定版)」報告書(地震調査委員会長期評価部会、2010)記載の方法など、過去の地震の例を参考にしながら、適宜適切な方法でマグニチュード(地震モーメント)を算定する必要がある。

(e) 震源断層の面積 S

震源断層の面積 S (km^2) と地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) の経験的関係に基づき、以下の式により算出する。

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3} \quad (M_0 < 7.5 \times 10^{18} (N \cdot m)) \dots \quad (2)$$

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2} \quad (7.5 \times 10^{18} \leq M_0 \leq 1.8 \times 10^{20} (N \cdot m)) \dots \quad (3)$$

$$S = 1.0 \times 10^{-17} \times M_0 \quad (M_0 > 1.8 \times 10^{20} (N \cdot m)) \dots \quad (4)$$

ここで、 $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$ (N·m) (M_w 7.4相当) を上回る地震ではMurotani *et al.* (2015) の(4)' 式を、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N·m) (M_w 6.5相当) を下回る場合はSomerville *et al.* (1999) の(2)' 式を、それ以外は入倉・三宅 (2001) の(3)' 式を用いる。

(4) 式の基になったデータ分布の上限値 $M_0 = 1.1 \times 10^{21}$ (N·m) に留意する必要がある。また、(1.1.1 (c)) に付記 (*) したように、式の選択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、震源断層の面積 S (km^2) を活断層の長さ L (km) で除した次式により求める。

$$W = S/L \dots \text{ (Equation 6)}$$

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 $V_s=3.0\text{ km/s}$ 程度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) $W_{\text{model}} = W$ 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)

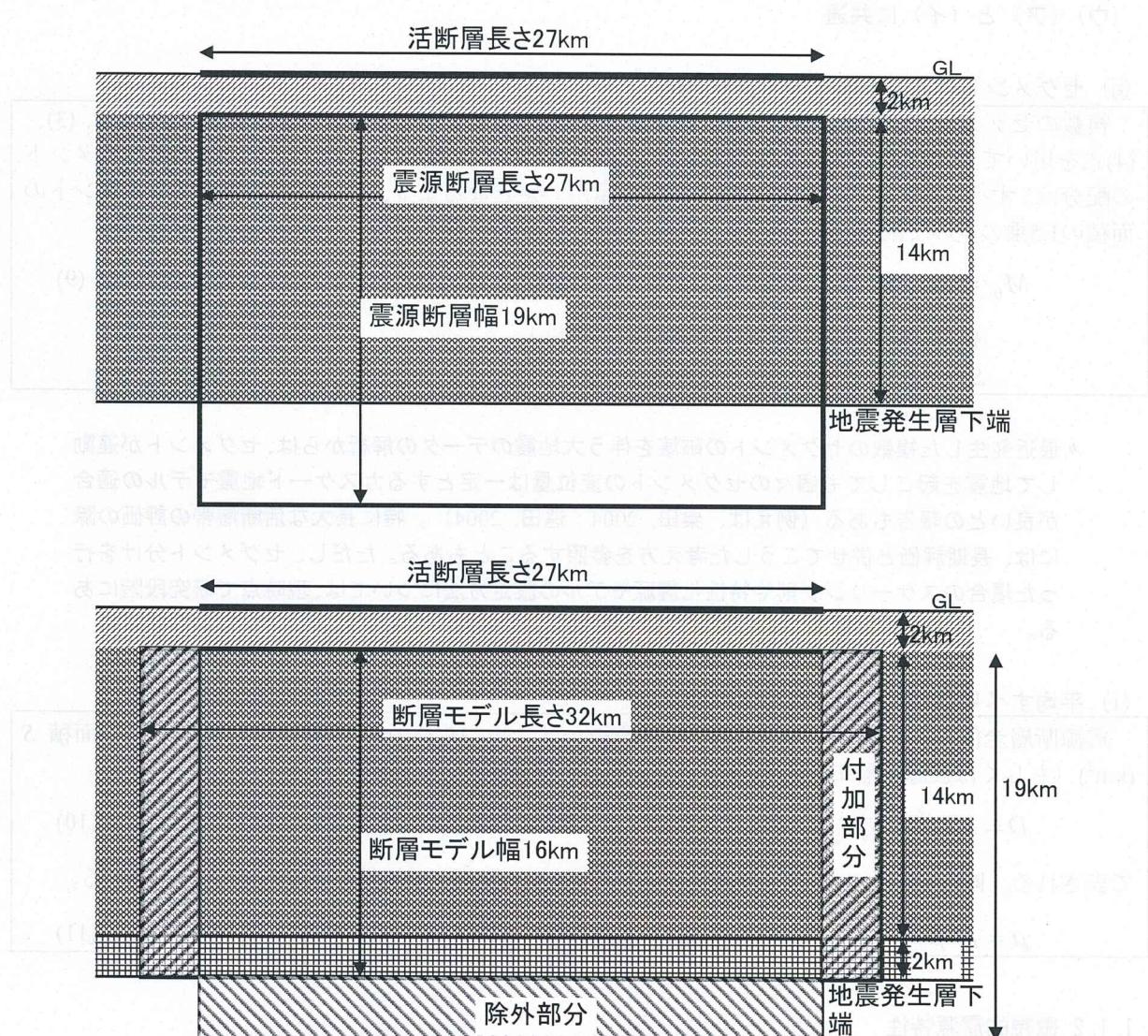
ただし、 L より大きい断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

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

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。

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。



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 $S_{\text{model}} (\text{km}^2)$ は、震源断層モデルの長さ $L_{\text{model}} (\text{km})$ および震源断層モデルの幅 $W_{\text{model}} (\text{km})$ から次式により求める。

$$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \cdot W_{\text{model}} \quad \dots \dots \dots \quad (8)$$

震源断層モデルの面積 $S_{\text{model}} (\text{km}^2)$ 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)、(4)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。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_j^{3/2} \dots \dots \dots \quad (9)$$

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を参考することもある。ただし、セグメント分けを行った場合のスケーリング則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点では研究段階にある。

(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 (km^2) (もしくは震源断層モデルの面積 S_{model} (km^2)) と剛性率 μ (N/m^2) を用いて、

剛性率については、地震発生層の密度 ρ (kg/m^3)、S波速度 β (km/s) から算出する。

1.1.2 微觀的震源特性

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
 - ・すべり角

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。

(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、不確定性が高い。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考し、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良く配分し、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 S_a (km^2)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、次式に示す壇・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）。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad \text{方程 12}$$

アスペリティの総面積 S_a (km^2) は $S_a = \pi r^2$ より求められる。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(12)式に

よって推定された短周期レベル A ($N \cdot m/s^2$) を用いて、(13)式より算出される。

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 の理論的関係から(14)式(Boatwright, 1988)および(15)式(壇・他, 2001)により導出される。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \dots \quad (14)$$

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。(14)式と(15)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

直径 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、こうした値も参考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。「レシピ」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)式および(4)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(12)～(15)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にあるため、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とことから、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、(12)～(15)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) 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 ζ 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、 $\zeta=2$ とする。

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 (km^2) から、以下の式で算出される。

ここで、 μ は(11)式の剛性率 (N/m^2)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} (km^2) (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。

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、(13)式により求めることができる。

*ただし、こうして求まっ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、(16)式の δ 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。

$\Delta\sigma$ ：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 (km^2)

S_a : アスペリティの総面積 (km^2)

(21-1)式を用いれば、震源断層全体の面積 S (km^2) とアスペリティの総面積 S_a (km^2) 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 $S (= \pi R^2)$ (km^2) の1.5乗に比例する (Eshelby, 1957) ため、(21-1)式と等価な式として、(14)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。

ここで、アスペリティ全体の等価半径 r (km) は、(13)式により求めることができる。

一方、(b) 短周期レベルと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(13)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、(21-2)式を用いることができない。この場合には、(21-1)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 (km^2) とアスペリティの総面積 S_a (km^2) 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。

$$M_0 = \left\{ WL^2 / (aL + b) \right\} \cdot \Delta \sigma \quad \dots \dots \dots \quad (22-1)$$

W : 斷層幅 (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、 $W=15\text{km}$ 、 $a=1.4\times10^{-2}$ 、 $b=1.0$ 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、 $\Delta\sigma=3.1\text{ (MPa)}$ 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、(21-1)式から $\Delta\sigma_0$ 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 Matsushura (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(21-2)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。

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 $\Delta\sigma_a$ (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 × 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、

より算出し、アスペリティが複数の場合、

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 $W_b = \sqrt{S/2}$ ）。

*円形破壊面を仮定せずアスペリティ面積比を22%、静的応力降下量を3.1MPaとする取扱いは、暫定的に、以下のいずれかの断層の地震を対象とする。

(i) 断層幅と平均すべり量とが飽和する目安となる $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$ (N·m) を上回る断層。

(ii) $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$ (N·m) を上回らない場合でも、アスペリティ面積比が大きくなったり背景領域の応力降下量が負になるなど、非現実的なパラメータ設定になり、円形クラックの式を用いてアスペリティの大きさを決めることが困難な断層等。

なお、断層幅のみが飽和するような規模の地震に対する設定方法に関しては、今後の研究成果に応じて改良される可能性がある。

* 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) 平均破壞伝播速度 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

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、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} (2V_m/t_d) \cdot t \cdot \{1 - (t/2t_d)\} & 0 < t < t_b \\ b/\sqrt{t-\varepsilon} & t_b < t < t_r \\ c - a_r(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad \dots \quad (26)$$

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

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

c, a_r : 係数

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

V_r ：破壞伝播速度 (km/s)

で表され、この近似式を計算するためには、

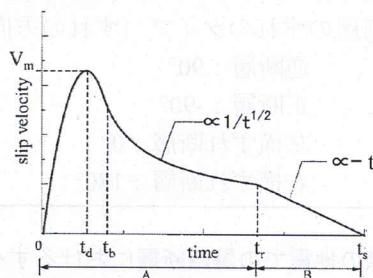
- 最大すべり速度到達時間 t_d (s)
 - すべり速度振幅が $1/\sqrt{t}$ に比例するKostrov型関数に移行する時間 t_b (s)
 - ライズタイム t_r (s)
 - 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

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_1 (s)

$$t_d \cong 1/(\pi \cdot f_{\min}) \quad (27)$$

- 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)
(26)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



A : B = 2 : 1

- ライズタイム t_r (s)

$$t_r \cong \alpha \cdot W / V_r \quad (28)$$

$\alpha = 0.5$

- 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

$$V_m = \Delta\sigma \cdot \sqrt{2f_c \cdot W \cdot V_r} / \mu \quad (29)$$

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、壇・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めに予測される傾向がある。

(h) すべり角 λ

すべり角 λ (°) 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 λ (°) 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 λ (°) 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。

1.1.3 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、

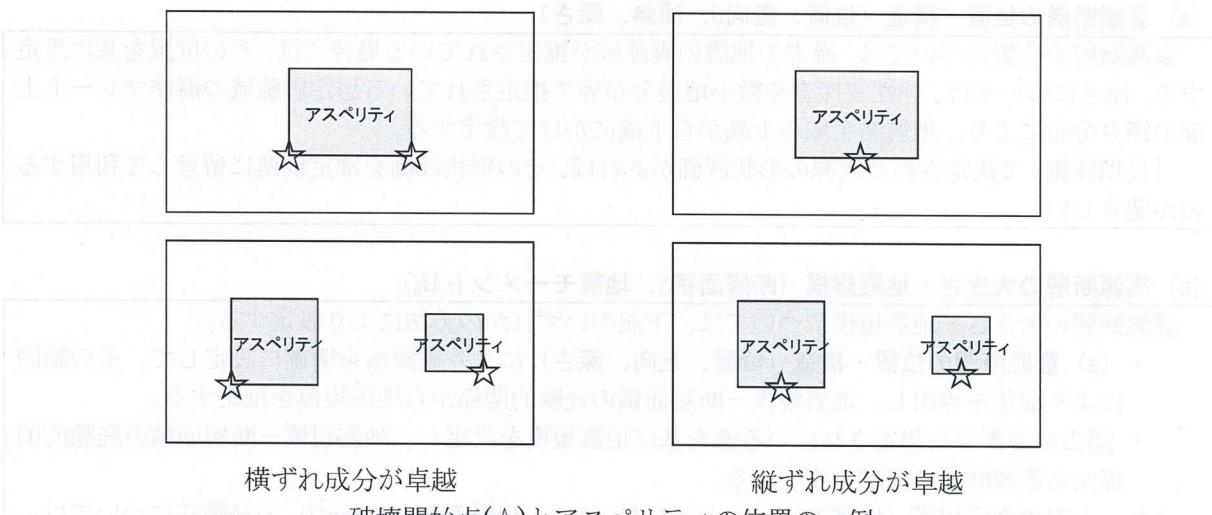
- 破壊開始点
- 破壊形態

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、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 プレート境界地震の特性化震源モデル

プレート境界地震は、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に、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。

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にプレート境界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

プレート境界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、傾斜、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

(a) 震源断層の位置・構造（位置、走向 θ 、傾斜、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—断層面積の経験的関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—断層面積の経験的関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 $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ ）－断層面積 ($S(\text{km}^2)$) 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 $\Delta\sigma(\text{MPa})$ を推定することで、地域的な地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ と断層面積 $S(\text{km}^2)$ の関係式を設定する。

$$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad \dots \dots \dots \quad (30)$$

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(j) 参照。

1.2.2 微視的震源特性

プレート境界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、以下の諸要素を

- ・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、背景領域の平均すべり量
- ・アスペリティ、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) アスペリティの位置・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ペリティは、ほぼ同じ位置となる可能性が高いことがわかつてき。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ペ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、アスペ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ペ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ペ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。

アスペリティの個数は、アスペ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ペリティの数に相当する。一般的にはアスペ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) 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 $S_a(\text{km}^2)$ 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 $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ を設定した上で、アスペリティの総面積 $S_a(\text{km}^2)$ を求めることとする。短周期レベル $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ 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 $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ と地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ との経験的関係が求められている。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 $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ 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 $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ と短周期レベル $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ の経験的関係により設定する ((12)式)。
- ・想定震源域における最新活動の地震の短周期レベル $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ 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 $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ との経験的関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）。

アスペリティの総面積 S_a (km^2) は、上記によって推定された短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) と前述の(13)式より算出される。アスペリティが1つの場合は、便宜的に震源断層の形状を半径 R (km) の円形破壊面あるとするとともに、アスペリティは等価半径 r (km) の円形破壊面が一つあるとして、アスペリティの総面積 $S_a (= \pi \times r^2)$ (km^2) 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ペリティ総面積の占める割合は断層総面積の $35\% \pm 11\%$ 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考にしておく必要がある。

アスペリティが複数ある場合、各アスペリティへの面積の配分は、最新活動の地震のアスペリティ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)との見方も参考して設定する。

(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値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_r

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。これを参考して、各震源モデルのパラメータを設定する。

(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。

1.3 スラブ内地震の特性化震源モデル

スラブ内地震は、プレート境界地震のように同じような場所で繰り返し発生するか否かが明らかにならない。したがって、スラブ内地震は内陸活断層での地震やプレート境界での地震のように発生する場所や震源断層全体の面積を推定することが困難である。しかしながら、近年発生したスラブ内地震によって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は、それらの情報を活用することができる。スラブ内地震は、同規模のプレート境界地震に比べて強い短周期地震動が観測されることが知られている。そのため、このようなスラブ内地震の特徴である短周期地震動の強さを適切に評価することに主眼を置き、加速度震源スペクトルの短周期レベル（以下、短周期レベル）と強震動生成域の関係を用いた笹谷・他（2006）、壇・他（2006）および新井・他（2015）の方法を踏まえて巨視的・微視的震源特性に関するパラメータを設定する。具体的には、強震動生成域の面積と震源断層の面積との比が地震規模によらず一定であると仮定し、地震規模と短周期レベルおよび強震動生成域の面積との経験的関係式とアスペリティモデルに基づいて比を設定し、その比を用いて震源断層の面積を設定する。こうした手順を踏むことで、観測では得られにくい震源断層の面積を安定的なパラメータとして設定することが可能となる。設定の概略フローを付図6に示す。

1.3.1 巨視的・微視的震源特性

スラブ内地震における震源断層の巨視的・微視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・震源断層モデルの地震規模
- ・震源断層モデルの大きさ
- ・震源断層モデルの位置・構造（位置、走向、傾斜、深さ）
- ・震源断層モデルの平均すべり量
- ・強震動生成域の位置・個数
- ・強震動生成域の面積
- ・強震動生成域、背景領域の平均すべり量
- ・強震動生成域、背景領域の実効応力

を設定するが、活断層で発生する地震やプレート境界地震の設定手順とは異なる。

(a) 震源断層の位置・構造（位置、走向θ、傾斜、深さ）

長期評価が行われた場合には、その評価を利用することが望ましい。

*当面は過去の地震の震源断層をプレートに沿って平行移動させることや確率論的地震動予測地図の地震活動モデルに基づいて設定されることが想定される。いずれの場合においても複数の傾斜角を検討することが望ましい。

(b) 震源断層の地震規模（地震モーメント M_0 ）

長期評価が行われた場合には、その評価を利用することが望ましい。

*当面は過去の地震や確率論的地震動予測地図の地震活動モデルに基づいて設定されることが想定される。

(c) 短周期レベルA

短周期レベルA ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) は、笹谷・他 (2006) を参照して、壇・他 (2001) による内陸地殻内地震（活断層で発生する地震）の地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ との経験的関係式((12)式)の4倍として

$$A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad \dots \dots \dots \quad (31)$$

により設定する。ただし、フィリピン海プレートの地震に対しては、この値の0.5倍とする（新井・他, 2015）。

*上記の値は、太平洋プレートの地震は深さ50～80km、フィリピン海プレートの地震は深さ20～50kmを主対象としている。

*評価対象地域で過去に発生したスラブ内地震について短周期レベルが推定されている場合、その情報を参考することもできる。このとき、 f_{\max} および地震波伝播経路のQ値も併せて推定されていることが望ましい。

*スラブ内地震の短周期レベルについては、規模の大きな地震（おおむね M_w 7以上）で上限値付近に偏った分布となっていること、震源が深くなるほど大きくなる傾向が見られることが指摘されている。したがって、対象とする地震の規模や深さを勘案して複数のモデルを設定することが望ましい。

*房総沖および九州～南西諸島の地震の扱いについては未定である。

(d) 強震動生成域の面積の震源断層の面積に対する比 γ_{SMGA}

強震動生成域の面積の震源断層の面積に対する比 γ_{SMGA} を、地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ 、震源域におけるS波速度 β (km/s) と、短周期レベルおよび強震動生成域の面積と地震モーメントとの経験的関係式とを用いて、アスペリティモデルを仮定した場合に得られる

$$\gamma_{\text{SMGA}} = \frac{16A^2 S_a^2}{49\pi^4 \beta^4 M_0^2} \quad \dots \dots \dots \quad (32)$$

により設定する。ここで、 A は(31)式による算定値を、 S_a は、笹谷・他 (2006) に基づく強震動生成域の面積と地震モーメントとの経験的関係式

$$S_\alpha = 1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3} \quad \dots \dots \dots \quad (33)$$

による算定値を用いる。

* 地震モーメントと短周期レベルおよび強震動生成域の面積との経験的関係式については、壇・他（2006）による。

$$A = 1.13 \times 10^{11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad \dots \dots \dots \quad (31)$$

$$S_a = 1.71 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3} \quad \dots \dots \dots \quad (33)$$

もあり、この組み合わせで γ_{SMGA} を求めることもできる。

(e) 斷層面積 S

震源断層の面積 $S(\text{km}^2)$ は、地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$ と強震動生成域の面積と震源断層の面積との比 γ_{SMGA} および(c) で設定した短周期レベル $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ を用いて、アスペリティモデルの関係式から得られる

$$S = \frac{7\pi^2 \beta^2 M_0}{4A \gamma_{\text{SMCA}}^{0.5}} \dots \dots \dots \quad (34)$$

より求められる。そこで、この問題を解くためには、まず、各部の構造を理解する必要がある。

(f) 震源断層全体の平均すべり量 D ・静的応力降下量 $\Delta\sigma$

平均すべり量 D (m) は 1.1.1(i) 参照。静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) は、地震モーメント M_0 (N・m) と震源断層の面積 S (km^2) を用いて、1.1.2(d) の(22-2)式と等価な

$$\Delta\sigma = (7/16) \cdot M_0 / (S/\pi)^{1.5} \quad \dots \quad (35)$$

より求められる。

(g) 強震動生成域全体の面積 S_{SMGA}

強震動生成域全体の面積 S_{SMGA} は、強震動生成域の面積の震源断層の面積に対する比 γ_{SMGA} により求める。

$$S_{\text{SMGA}} = \gamma_{\text{SMGA}} \times S \quad \dots \dots \dots \quad (36)$$

*短周期レベルが (31) 式によって与えられた場合、 S_{SMGA} は (33) 式の値となる。

(h) 強震動生成域の位置・個数

強震動生成域の個数については、過去の地震に関する分析による M_w 6未満で1個、 M_w 6～7で2個、 M_w 7～8で3個、 M_w 8以上で5個（笹谷・他、2006）を参考に設定する。

* 強震動生成域の位置は、過去の地震の震源モデルに基づいて設定することや断層面上にバランス良く配置する場合が考えられる。

*複数の強震動生成域がある場合、個々の面積は強震動生成域全体の面積を等分配することや、活断層で発生する地震やプレート境界地震の設定で用いられている比率を用いることが考えられる。

(i) 強震動生成域の平均すべり量 D_{SMGA}

$$D_{\text{SMGA}} = \xi \cdot D \quad \dots \dots \dots \quad (37)$$

スラブ内地震の強震動生成域の平均すべり量と震源断層全体の平均すべり量の関係は十分な知見が得られていないことから、活断層で発生する地震やプレート境界地震と同じ $\beta=2$ とする。

(j) 強震動生成域の平均静的応力降下量 $\Delta\sigma_{SMGA}$ 、実効応力 σ_{SMGA}

$$\Delta\sigma_{\text{SMGA}} = \left(S / S_{\text{SMGA}} \right) \cdot \Delta\sigma \quad \dots \quad (38)$$

強震動生成域の実効応力は平均静的応力降下量と等しい ($\sigma_{\text{SMGA}} = \Delta\sigma_{\text{SMGA}}$) と仮定する。

(k) f_{\max} 、平均破壊伝播速度 V_r

評価対象地域のスラブ内地震に関するこれらの情報・知見が得られている場合はそれを用いることができる。ない場合は、プレート境界地震と同じ値（1.2.2(e)および(f)参照）とする。

*評価対象地域に対して推定された f_{\max} 値を用いる場合、推定に用いられた伝播経路特性の Q 値があれば地震動計算の際にあわせて設定する。また、計算結果について過去地震の記録や距離減衰式（地震動予測式）との比較により検証を行い、必要に応じて短周期レベルの設定値を見直す。

(I) 背景領域の平均すべり量 D_b 、実効応力 σ_b

プレート境界地震と同様 (1.2.2(c) および(d) 参照) に求められる。

(m) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$ 、すべり角 λ

内陸活断層地震やプレート境界地震と同様（1.2.2(g)および(h)参照）に設定する。

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、O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む、地震基盤⁸までの地殻構造（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增幅に影響を与える、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增幅に影響を与える、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

⁸ 地盤最上部にあるS波速度3km/s程度の堅硬な岩盤

*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。