

## 参考資料 3-A 特性化震源モデルの設定

(地震調査研究推進本部<sup>1)</sup>より作成)

特性化震源モデルの設定では、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、震源特性パラメータを設定する。

以下に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。

ここでは、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 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る。このため、そうした不確実性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。図1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) 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<sup>注1)</sup>
- ・ 震源断層モデルの大きさ（長さ・幅）・深さ・傾斜
- ・ 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、地震調査委員会長期評価部会の評価結果（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、直接的な資料で活断層（帯）の分布が確認されたその両端を示しているため、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<sup>2),3)</sup>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<sup>4)</sup>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5 km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<sup>5),6)</sup>。

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<sup>注2)</sup>の数、位置との関係も考慮して設定する。

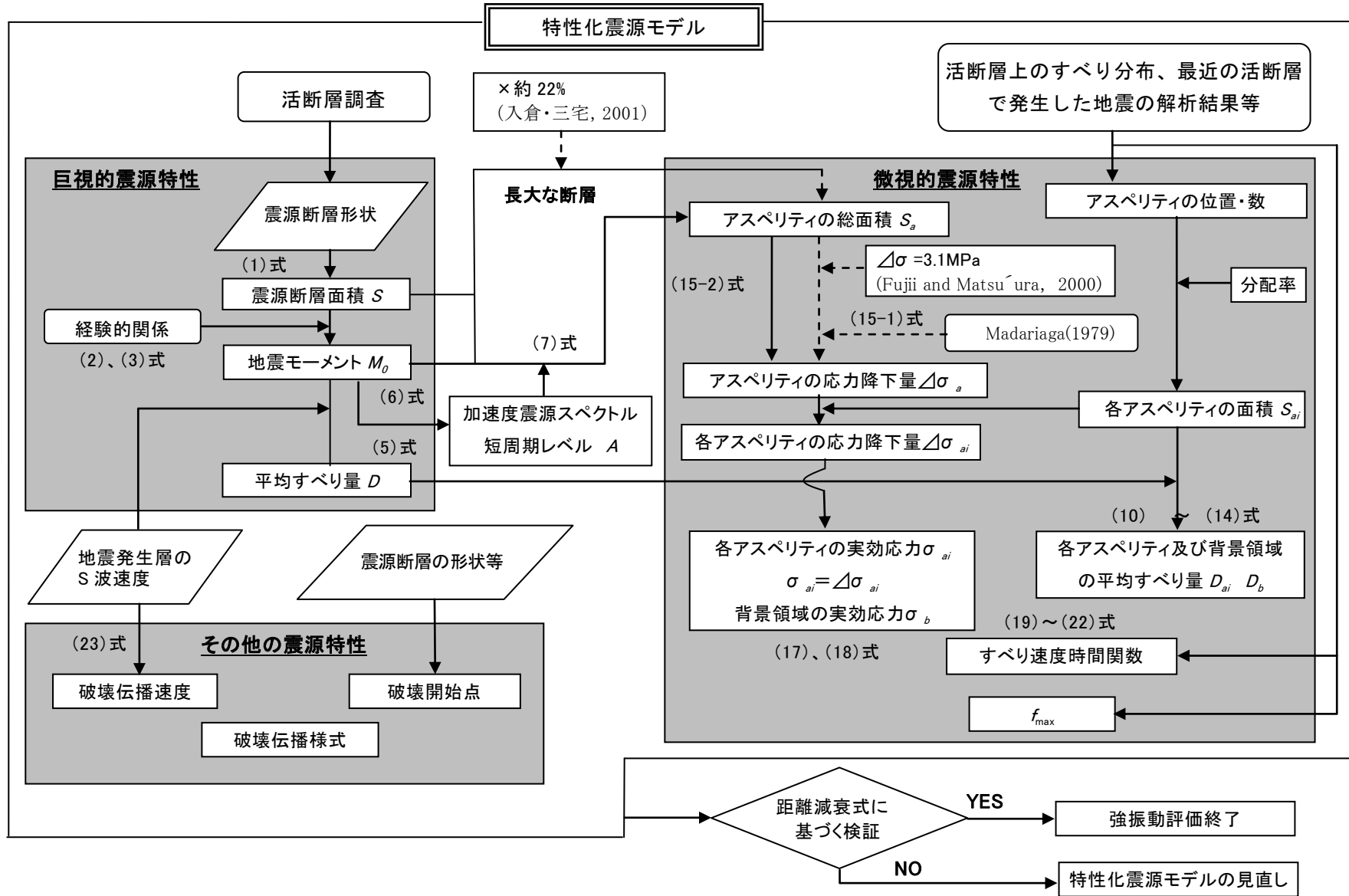


図1 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ

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」、「都市圏活断層図」、「活断層詳細デジタルマップ」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<sup>7)</sup>の基準に従って、起震断層を設定する。

(b) 震源断層モデルの大きさ(長さL・幅W)・深さ・傾斜

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<sup>8)</sup>による下記に示したWとLの経験的關係、

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

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

を用いる。ここで、

$$W_{max} = W_s / \sin \theta$$

$$W_s = H_d - H_s$$

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

$\theta$  : 断層の傾斜角

$H_d$ 、 $H_s$  : それぞれ地震発生層の下限および上限の深さ(微小地震の深さ分布から決めることができる<sup>9)</sup>)

(1)式は、内陸の活断層地震のWが、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。

震源断層モデルの傾斜角については、地震発生層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った場合にはそれを参照する<sup>3)</sup>。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°、または60~90°の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深度Ds(km)については、微小地震発生層の上面の深度Hs(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、<sup>10)</sup>。

(c) 地震規模(地震モーメント  $M_0$ )

地震モーメント  $M_0$  (dyn・cm)<sup>注3)</sup>、震源断層の面積S(km<sup>2</sup>)との経験的關係より算定する。Somerville et al.<sup>11)</sup>によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

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

となる。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<sup>12)</sup>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<sup>8)</sup>の提案による Wells and Coppersmith<sup>12)</sup>をコンパイルした次式を用いる。

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2} \dots\dots\dots (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、両式の交点となる震源断層の面積が 291 km<sup>2</sup> 以上（地震モーメントが  $M_0 = 4.7 \cdot 10^{25}$  [dyn・cm]、 $M_w$  6.4 相当）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が  $M_0 = 1.0 \cdot 10^{28}$  [dyn・cm]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(1a)式は(2)式を、飽和している場合(1b)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。

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地震モーメント  $M_0$  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。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \dots\dots\dots (4)$$

$M_{0i}$  :  $i$ 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、<sup>13),14)</sup>。特に長大な活断層帯の評価の際には、長期評価とあわ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。

(d) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量  $D$  (cm) と地震モーメント  $M_0$  (dyn・cm) の関係は、震源断層の面積  $S$  (cm<sup>2</sup>) と剛性率  $\mu$  (dyn/cm<sup>2</sup>)を用いて、

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \dots\dots\dots (5)$$

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。

(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、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
- ・  $f_{max}$  <sup>注4</sup>
- ・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

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<sup>15)</sup>。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<sup>(例えば、3), 16)</sup>。
- ・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<sup>(例えば、17), 18)</sup>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<sup>(例えば、16), 17)</sup>。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<sup>11)</sup>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 (Mw=6.8) が2個、兵庫県南部地震 (Mw=6.9) が3個に対し、トルコ・コジャエリ地震 (Mw=7.4) が5個、台湾・集集地震 (Mw=7.6) が6個<sup>9), 20)</sup>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。

(b) 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場合、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<sup>21)</sup>による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  ( $\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2 = 10 \cdot 7\text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2$ ) の経験的關係を用いる<sup>22)</sup>。

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \dots\dots\dots (6)$$

アスペリティの総面積  $S_a$  は、次の(7)式で決まる等価半径  $r$  ( $=\sqrt{S_a/\pi}$ ) 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円形と仮定する。アスペリティの総面積の等価半径  $r$  は(6)式によって推定された短周期レベル  $A$  を用いて、(7)式より算出される。

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

なお、上式は、次の(8)式<sup>23)</sup>および(9)式<sup>21)</sup>で示されるシングル・アスペリティモデルにおける  $M_0$  と  $A$  の理論的關係より、アスペリティの応力降下量を消去することによって導出される。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \dots \dots \dots (8)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \dots \dots \dots (9)$$

ここで、 $R$  は断層面積  $S$  に対する等価半径、 $\Delta\sigma_a$  はアスペリティの応力降下量、 $\beta$  は震源域における岩盤の  $S$  波速度である。(8)式と(9)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ほか<sup>22)</sup>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  $r$  は  $\sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2}$  (半径  $r_i$  の  $N$  個のアスペリティ) 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%<sup>11)</sup>、15%~27%<sup>20)</sup>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<sup>8)</sup>、2:1<sup>24)</sup>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  $M_0$  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(6)~(9)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・研究成果に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、(6)~(9)式を用いず、入倉・三宅<sup>8)</sup>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定方法にも注意する必要がある、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  $D_a$  は震源断層全体の平均すべり量  $D$  の  $\xi$  倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果<sup>11), 25)</sup>を基に、 $\xi = 2$  とする。

$$D_a = \xi \cdot D \dots \dots \dots (10)$$

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  $M_0$  からアスペリティの地

震モーメント  $M_{0a}$  を除いた背景領域の地震モーメント  $M_{0b}$  と、背景領域の面積  $S_b$  から、以下の式で算定される。

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \dots \dots \dots (11)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \dots \dots \dots (12)$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \dots \dots \dots (13)$$

ここで、 $\mu$ は剛性率である。

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。

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

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、 $r$  は、(b)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、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 $\xi$ の値を調整する。

(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  $\Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  については、Madariaga<sup>26)</sup> により以下の式が提案されている。

$$\Delta\sigma_a = (S / S_a) \cdot \Delta\sigma \dots \dots \dots (15-1)$$

- $\Delta\sigma$  : 震源断層全体の平均応力降下量
- $S$  : 震源断層全体の面積
- $S_a$  : アスペリティの総面積

(15-1)式を用いれば、震源断層全体の面積  $S$  とアスペリティの総面積  $S_a$  の比率、および震源断層全体の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を与えることにより、アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  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  $M_0$  が震源断層全体の面積  $S (= \pi R^2)$  の 1.5 乗に比例する<sup>27)</sup>ため、(15-1)式と等価な式として、(-8)式を変形して得られる次式により  $\Delta\sigma_a$  を算定することができる。

$$\Delta\sigma_a = (7 / 16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \dots \dots \dots (15-2)$$

ここで、アスペリティ全体の等価半径  $r$  は、(7)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、円形破壊面を仮定して導かれた(7)式を用いて、長大な断層におけるアスペリティの等価半径  $r$  を算出する方法には問題があるため、(15-2)式を用いることができない。この場合には、(15-1)式からアスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$  を求める。震源断層全体の面積  $S$  とアスペリティの総面積  $S_a$  の比率は、入倉ほか<sup>8)</sup>に基づき約 22%とする。震源断層全体の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  については、Fujii and Matsu'ura<sup>28)</sup>の研究成

果がある。Fujii and Matsu'ura<sup>28)</sup>は、長大な断層に対する  $M_0$  と  $S$  との関係式として、次式を提案しており、

$$M_0 = \frac{WL^2}{aL+b} \Delta\sigma = \frac{S^2}{aS+bW} \Delta\sigma \dots\dots\dots (16)$$

$W$  : 断層幅、 $L$  : 断層長さ、  
 $a, b$  : 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、 $W = 15$  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、震源断層全体の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  として、この 3.1 MPa を用いると、(15-1)式から  $\Delta\sigma_a$  は約 14.4 MPa 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<sup>29)</sup>。そこで現時点では、 $\Delta\sigma$  として暫定的に 3.1 MPa を与えることとする。ただし、Fujii and Matsu'ura<sup>28)</sup>による 3.1 MPa 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<sup>30)</sup>。

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  $\sigma_a$  は、経験的にその応力降下量  $\Delta\sigma_a$  と等しいと仮定する。

背景領域の実効応力  $\sigma_b$  は、壇ほか<sup>31)</sup>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  $W_a$  を用いて、

$$\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a \dots\dots\dots (17)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \dots\dots\dots (18)$$

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、便宜的に震源断層の面積  $S$  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  $W = (S / 2)^{1/2}$ )。

\* 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<sup>32)</sup>では、 $f_{max} = 6$  Hz<sup>33)</sup> および  $f_{max} = 13.5$  Hz<sup>34)</sup> の 2 つのケースを想定し、比較した。その結果、 $f_{max} = 6$  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、 $f_{max} = 6$  Hz を用いることとする。



(f) すべり速度時間関数  $dD(t)/dt$

中村・宮武<sup>35)</sup>の近似式を用いる。近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2(V_m/t_d) \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t \leq t_b \\ b/(t-\varepsilon)^{1/2} & t_b < t \leq t_r \\ c-a_r(t-t_r) & t_r < t \leq t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t_s < t \end{cases} \quad (19)$$

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

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

$c, a_r$  : 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。それぞれのパラメータの設定方法は次の通りである。

- ・最大すべり速度振幅  $V_m$

$$V_m = \Delta\sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \dots\dots\dots (20)$$

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

$W = W_a$  (アスペリティ領域)

$= W_b$  (背景領域)

- ・最大すべり速度到達時間  $t_d$

$$f_{max} \cong 1/(\pi \cdot t_d) \dots\dots\dots (21)$$

- ・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  $t_b$

(19)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  $t_r$

$$t_r \cong \alpha \cdot W / V_r \dots\dots\dots (22)$$

$$\alpha = 0.5$$

\* 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<sup>36)</sup>による重ね合わせを用いている。片岡ほか<sup>37)</sup>によれば、釜江ほか<sup>38)</sup>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 $\alpha$ 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」<sup>39)</sup>では、文献38)による重ね合わせを用い、 $\alpha$ 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。 $\alpha$ 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  $1/t^{1/2}$  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。

### (g) すべり角

すべり角については、「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。

## (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、

- ・平均破壊伝播速度
- ・破壊開始点
- ・破壊形態

を設定する。

### (a) 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<sup>40)</sup>による地震発生層の S 波速度  $V_s$  (km/s) との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \dots\dots\dots (23)$$

により推定する。

\* 近年の研究においては、Geller<sup>40)</sup>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.<sup>11)</sup>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 2.4 km/s ~ 3.0 km/s を得ており、平均値は 2.7 km/s となっている。これは、地震発生層の S 波速度  $V_s$  を 3.4 km/s とすれば、約 0.8 倍である<sup>37)</sup>。

### (b) 破壊開始点

中田ほか<sup>41)</sup>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な影響を与えるため、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<sup>(例えば、18), 42)</sup>。アスペリティの位置との関係については、Somerville et al.<sup>11)</sup>、菊地・山中<sup>43)</sup>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<sup>43)</sup>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。

### (c) 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。

## 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、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。図2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) 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、

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

を設定する。

#### (a) 震源断層の位置・構造（位置、走向、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。

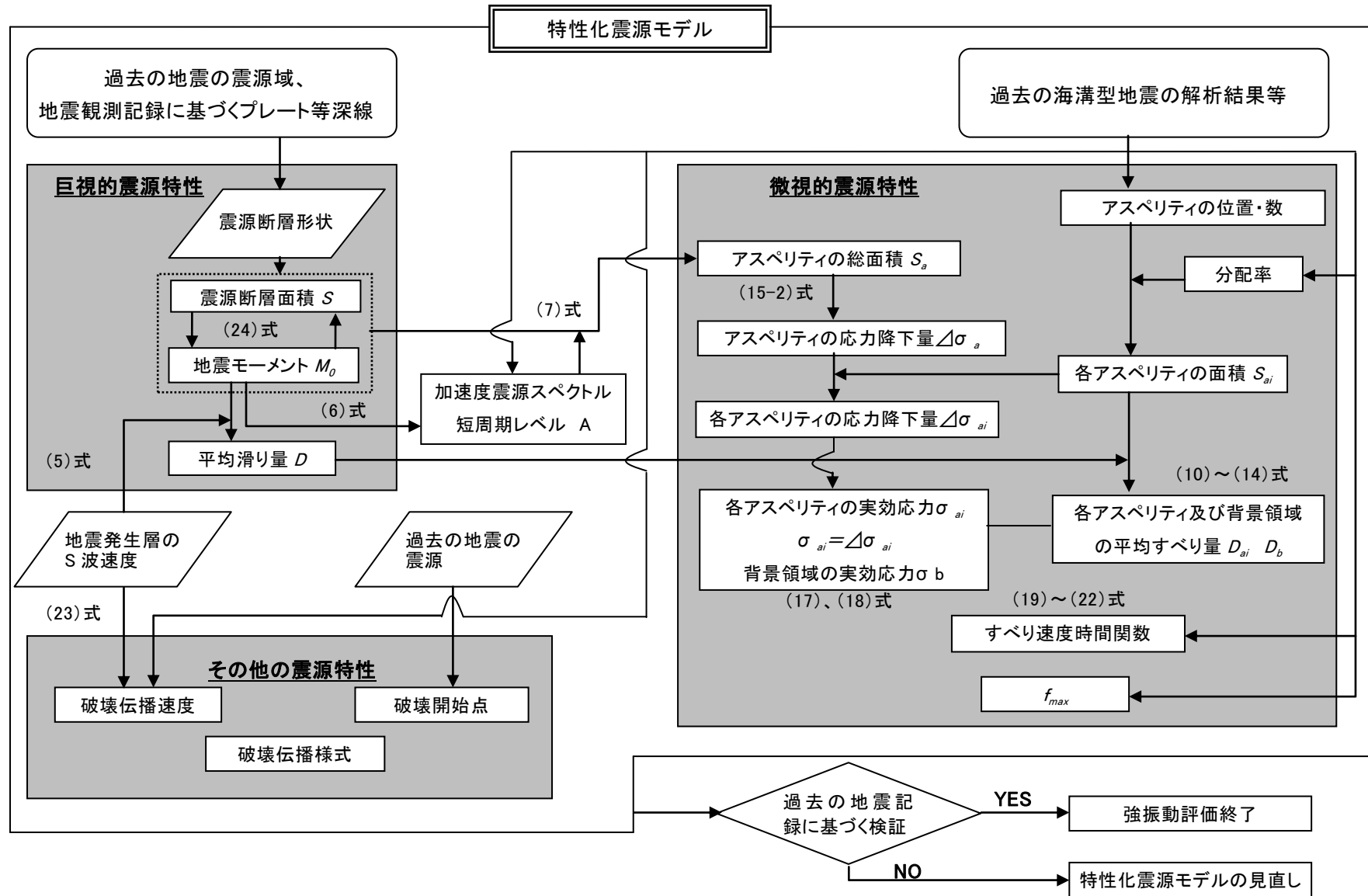


図2 海溝型地震の震源特性パラメータ設定の流れ

(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  $M_0$ ）－断層面積  $S$  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<sup>44)</sup>と同様に円形破壊面を仮定した次の関係式<sup>27)</sup>を基に震源域の地震の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を推定することで地域的な地震モーメント  $M_0$  (dyn·cm)－断層面積  $S$  の関係式を設定する。

$$M_0 = (16 / (7 \cdot \pi^{3/2})) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \dots\dots\dots (24)$$

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－断層面積<sup>例えば、25), 45)</sup>または地震モーメント－断層面積<sup>例えば、46), 47)</sup>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) (d) 参照。

(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
- ・  $f_{max}$
- ・ 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<sup>43)</sup>、平成 15 年（2003 年）十勝沖地震に関する一連の研究<sup>例えば、48)～50)</sup>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レート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<sup>51)</sup>や Sugiyama<sup>52)</sup>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) 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<sup>22)</sup>。

- ・ 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  $A$  ( $\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2 = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2$ ) の経験的関係により短周期レベルを設定する ((6)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<sup>53)~55)</sup>。

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  $A$  と前述の(7)式より算出される。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、アスペリティは等価半径  $r$  の円形破壊面が一つあるとして、アスペリティの総面積  $S_a (= \pi \times r^2)$  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<sup>25)</sup>であり、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<sup>(例えば、24)</sup>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 (2) (c) 参照。

- \* これ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) 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  $\Delta\sigma_a$ ,  $\sigma_a$ ,  $\sigma_b$**

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、(7)式と(15-1)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、佐藤ほか<sup>34)</sup>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<sup>53), 54)</sup>。

(f) すべり速度時間関数  $dD(t) / dt$

中村・宮武<sup>35)</sup>の近似式を用いる (1 (2) (f) 参照)。

(g) すべり角

1 (2) (g) 参照。

(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、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(a) 平均破壊伝播速度  $V_r$

1 (3) (a) 参照。

(b) 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<sup>43)</sup>によれば、破壊の進む方向に地域性があり、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。

(c) 破壊形態

1 (3) (c) 参照。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：震源断層を特定した地震動予測地図の説明，分冊 2，2006
- 2) 地震調査委員会：三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価(平成 15 年 10 月 28 日公表)，2003g
- 3) 地震調査委員会：砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成 16 年 3 月 22 日公表)，2004a
- 4) 地震調査委員会：高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成 16 年 9 月 27 日公表)，2004d
- 5) 地震調査委員会：山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価(平成 15 年 11 月 25 日公表)，2003h
- 6) 地震調査委員会：石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成 16 年 11 月 29 日公表) 2004e
- 7) 松田時彦：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集報，65，1，289-319，1990
- 8) 入倉孝次郎，三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，110，pp849-875，2001
- 9) Ito, K. : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433. 1999
- 10) Dalguer L. A, Irikura, K., Riera, J. and Chiu, H. C. : Fault dynamic rupture simulation of the hypocenter area of the thrust fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake, Geophysical Research Letters., 28, 1327-1330, 2001
- 11) Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80, 1999
- 12) Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. : New empirical relationships among magnitude, rupture length,

- rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002, 1994
- 13) 栗田泰夫：活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題，月刊地球，号外 No.46，pp63-167，2004
  - 14) 遠田晋次：断層セグメントの多重破壊とスケーリング則，月刊地球，号外，No. 46，pp168-174，2004
  - 15) 杉山雄一，関口春子，栗田泰夫，伏島祐一郎，下川浩一：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，119-129，2002
  - 16) 地震調査委員会：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（平成 14 年 10 月 31 日公表），2002
  - 17) 地震調査委員会：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 15 年 3 月 12 日公表），2003b
  - 18) 地震調査委員会：琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 16 年 6 月 21 日公表），2004c
  - 19) Iwata, T., Sekiguchi, H. and Miyakoshi, K. : 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*, pp53-59, 2001
  - 20) 宮腰研，関口春子，岩田知孝：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，pp99-109，2001
  - 21) 壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透：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，pp51-62，2001
  - 22) 入倉孝次郎，三宅弘恵，岩田知孝，釜江克宏，川辺秀憲：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，pp567-572，2002
  - 23) Boatwright, J. : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508, 1988
  - 24) 石井透，佐藤俊明：強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の面積とモーメントの関係，日本地震学会 2000 年秋季大会予稿集，B09，2000
  - 25) 石井透，佐藤俊明，Somerville, P. G. : 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，pp61-70，2000
  - 26) Madariaga, R. : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 84, 2243-2250, 1979
  - 27) Eshelby, J. D. : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, A241, 376-396, 1957
  - 28) Fujii, Y. and Matsu'ura, M. : Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302, 2000
  - 29) 地震調査委員会：山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 17 年 1 月 31 日公表），2005a
  - 30) 入倉孝次郎：強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法ー，京都大学防災研究所年報，47A，2004
  - 31) 壇一男，佐藤俊明，入倉孝次郎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，pp555-560，2002
  - 32) 地震調査委員会強震動評価部会：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）（平成 13 年 5 月 25 日公表），2001a



- 33) 鶴来雅人, 香川敬生, 入倉孝次郎, 古和田明: 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, 1997
- 34) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明: 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, pp79-89, 1994b
- 35) 中村洋光, 宮武隆: 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, 第2輯, 53, pp1-9, 2000
- 36) 壇一男, 佐藤俊明: 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, pp49-60, 1998
- 37) 片岡正次郎, 日下部毅明, 村越潤, 田村敬一: 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 15, 2003
- 38) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長: 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, pp1-9, 1991
- 39) 地震調査委員会強震動評価部会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(平成14年10月31日公表), 2002b
- 40) Geller, R. J. : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523, 1976
- 41) 中田高, 島崎邦彦, 鈴木康弘, 佃栄吉: 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, pp512-528, 1998
- 42) 地震調査委員会: 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価(平成15年7月31日公表), 2003f
- 43) 菊地正幸, 山中佳子: 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスマ, 5(7), pp6-7, 2001
- 44) Kanamori, H. and Anderson, D. L. : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095, 1975
- 45) 宇津徳治: 『地震学第3版』, 共立出版, 2001
- 46) 佐藤良輔編著: 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 共鹿島出版会, 共1989
- 47) Yamanaka, Y. and Shimazaki, K. : Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, *J. Phys. Earth*, 38, 305-324, 1990
- 48) Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21-e24, 2003
- 49) Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S. and Ide, S. : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets Space*, 56, 329-334, 2004
- 50) Yagi, Y. : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, *Earth Planets Space*, 56, 311-316, 2004
- 51) Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W. and Dinterman, P. A. : Basin-centered asperities in great subduction zone earthquake: A link between slip, subsidence, and subduction erosion, *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, No.B10, 2507, ESE16 1-30, 2003
- 52) Sugiyama, Y. : Asperities and multi-segment ruptures in subduction zones and inland active fault systems, *Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan*, 1-9, 2004
- 53) 地震調査委員会: 宮城県沖地震を想定した強震動評価(平成15年6月18日公表), 2003e
- 54) 地震調査委員会: 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価(平成16年5月21日公表), 2004b

55) 地震調査委員会：日向灘の地震を想定した強震動評価（平成 17 年 9 月 26 日公表），2005c

注)

注 1 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。

注 2 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大きい領域）。

注 3  $\text{dyn} \cdot \text{cm} = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}$

注 4 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数側において急減し始める周波数。

## 参考資料 3-B 工学的基盤上面までの計算方法

(地震調査研究推進本部<sup>1)</sup>より作成)

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<sup>例えば、2)</sup>。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定する最も簡便な方法。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ものである。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。

### 3) 理論的手法

数値理論計算により地震波形を理論的に計算する方法。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うるものの、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。

### 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。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。

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、半経験的手法である統計的グリーン関数法<sup>例えば、3), 4)</sup>と理論的手法である有限差分法<sup>例えば、5)~7)</sup>を合わせたハイブリッド合成法<sup>例えば、8)</sup>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）に対応可能

といった点であり、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）、理論的手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、かつ計算時間も速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、

理論的手法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法<sup>例えば、9)</sup>を用いることができる。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」<sup>10)</sup>等を参考にされたい。

なお、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。

一方、特性化震源モデルや詳細な地下構造モデルが得られない地域では、経験的手法<sup>例えば、11)</sup>や統計的グリーン関数法を用いる。算定式のパラメータの設定にあたっては、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。

## 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：震源断層を特定した地震動予測地図の説明，分冊 2,2006
- 2) 香川敬生, 入倉孝次郎・武村雅之：強震動予測の現状と将来の展望，地震，第 2 輯，51, 339-354,1998
- 3) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長：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, 1-9,1991
- 4) 壇一男, 佐藤俊明：断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測，日本建築学会構造系論文集，509, 49-60,1998
- 5) Aoi, S. and Fujiwara, H. : 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930,1999
- 6) Graves, W. R. : Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106,1996
- 7) Pitarka, A. : 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68,1999
- 8) 入倉孝次郎, 釜江克宏：1948 年福井地震の強震動，地震，第 2 輯，52, 129-150,1999
- 9) Hisada, Y. : An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), Bull. Seism. Soc. Am., 85, 1080-1093,1995
- 10) 防災科学技術研究所：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，防災科学技術研究所研究資料，255,2004
- 11) 司宏俊・翠川三郎：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，523, 63-70,1999

## 参考資料 3-C 告示スペクトルの拡幅と震度の増分

建設省告示第 1 4 6 1 号第四号イに定められる解放工学的基盤における加速度応答スペクトル（告示スペクトル）に対応する模擬地震動を対象として、解放工学的基盤の極めて稀に発生する地震動（以下、告示極稀基盤波）を拡幅した場合に、表層地盤の増幅を考慮した地表地震動の計測震度が基盤波に比べて増加する度合い（震度の増分）を検討した。

本資料を用いれば、地表地震動の計測震度を指標とした場合に、極稀の告示スペクトルにある拡幅係数  $\alpha$  を乗じてレベル L3 地震動を設定することができる。

以下、1 章は検討の骨子であり、その背景・資料を 2~4 章に示している。

### 1 地表震度を指標とした極稀告示基盤波の拡幅

#### (1) 地表と工学的基盤における震度

計測震度の最終的な算出式は(1)式である。(Appendix 1)

$$I = 2 \cdot \log a_o + 0.94 \quad (1)$$

ここで、 $a_o$  : 地震動加速度波の計測震度処理による最大値

震度用最大値が  $a_b$  である、工学的基盤地震動（基本地震動）を想定する。

$$I_b = 2 \cdot \log a_b + 0.94 \quad (2)$$

この工学的基盤地震動に、表層地盤による増幅を考慮した地表地震動の震度を(3)式で表す。

$$\begin{aligned} I_{GL} &= 2 \cdot \log(a_{GL}) + 0.94 \\ &= I_b + \Delta I \end{aligned} \quad (3)$$

ここで、 $a_{GL}$  : 地表地震動の震度用最大値

$\Delta I$  : 表層地盤の増幅による震度増分

従って、表層地盤による震度増分  $\Delta I$  を用いると、地表地震動が目標震度  $I_{GL}$  となる基盤地震動の震度  $I_b$  は、

$$I_b = I_{GL} - \Delta I \quad (4)$$

#### (2) 告示スペクトルを基本とした工学的基盤における地震動

告示の工学的基盤における極めて稀に発生する地震動（告示極稀基盤波）の計測震度を  $I_c$  とする。いま、告示極稀基盤波を  $\alpha$  倍に拡幅すると、その基盤地震動の震度  $I_b$  は(1)式の関係から

$$I_b = I_c + 2 \cdot \log(\alpha) \quad (5)$$

目標の地表震度を  $I_{GL}$  とするための倍率  $\alpha$  は、(4)式、(5)式から、

$$\alpha = 10^{(I_{GL} - \Delta I - I_c)/2} \quad (6)$$

### (3) 地表地震動の震度を指標とした告示基盤波レベル

#### ① 目標とする地表地震動の計測震度

まず、レベル3地震動の地表における計測震度を設定する。例えば、2章に示す比較的大きな被害を被った地域内で観測された既往の地震動記録を参照して、地表震度が7相当になる計測震度6.5~6.7を設定する。

#### ② 告示極稀基盤波の計測震度

3章から、告示極稀基盤波の計測震度  $I_c$  は、5.6程度と考えられる。

#### ③ 表層地盤による震度増分

4章から、地盤種別が2種程度の表層地盤における震度増分  $\Delta I$  (=地表震度-基盤震度) と拡幅係数  $\alpha$  の関係の目安は次式で表せる。

$$\Delta I = -0.125 \cdot \log(\alpha) + 0.364 \quad (7)$$

(7)式を(6)式に代入して得られる、地表震度が6~6.7になる極稀の拡幅係数を表1に示す。

表1 地表震度と極稀拡幅係数の関係

地表震度 $I_{GL}$	6	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.7
拡幅係数 $\alpha$	1.06	1.18	1.32	1.47	1.64	1.83	2.27
地盤増分震度 $\Delta I$	0.36	0.35	0.35	0.34	0.34	0.33	0.32

#### ④ 地表地震動の震度を指標とした告示基盤波レベル

②と③の条件を用いれば、①の目標を達成するための告示基盤波レベルを設定することができる。

例えば、地表震度を6.5~6.7とするための極稀告示基盤波の拡幅係数は1.8~2.3となる。

## 2 震度 7 の観測地震動の事例

近年における、比較的大きな被害を被った地域内で観測された、計測震度が 6.5 以上となる震度階級が 7 となった既往の地震動記録は、下記のとおりである。

- (1) 兵庫県南部地震（1995. 1. 17、 M7. 3）
  - ・ J R 鷹取駅<sup>1)</sup> 計測震度 6. 5（震度階級 7）
  
- (2) 新潟県中越地震（2004. 10. 23、 M6. 8）本震の記録
  - ・ 川口町役場<sup>2)</sup> 計測震度 6. 5（震度階級 7）
  - ・ K-NET 小千谷 計測震度 6. 7（震度階級 7）

これら強震記録の波形と応答スペクトルを図 1～3 に示す。

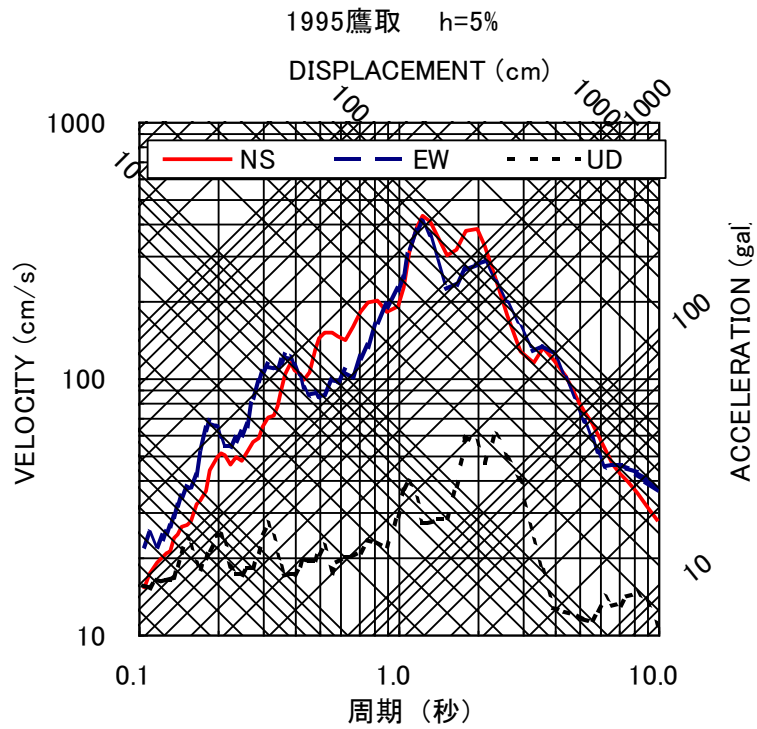
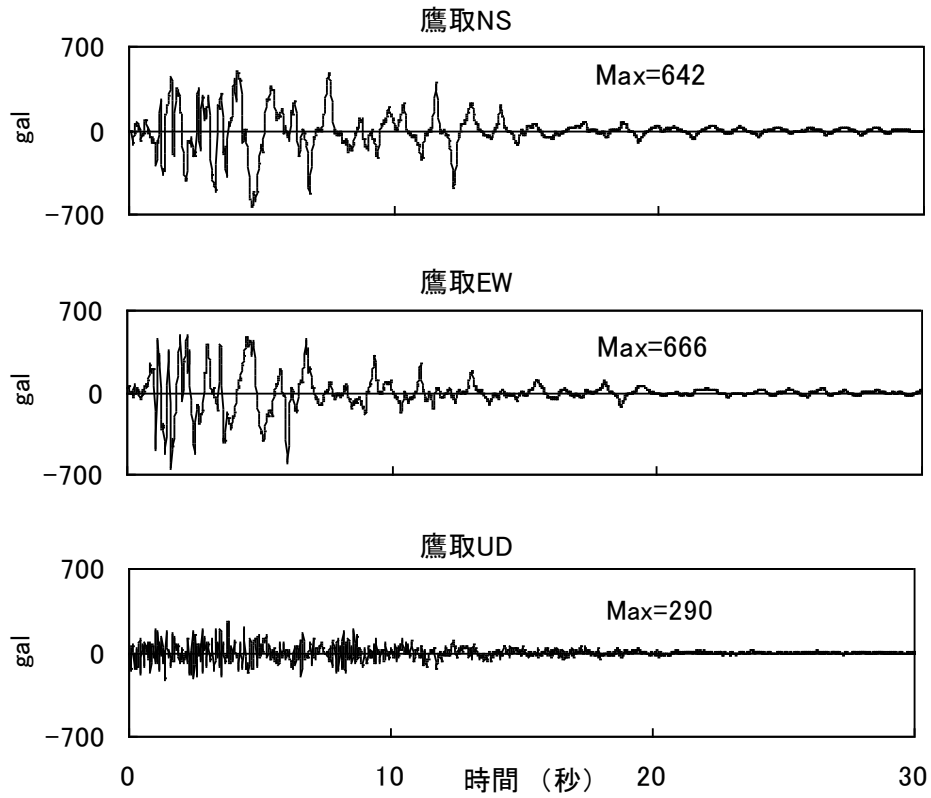


図1 JR鷹取駅の強震記録



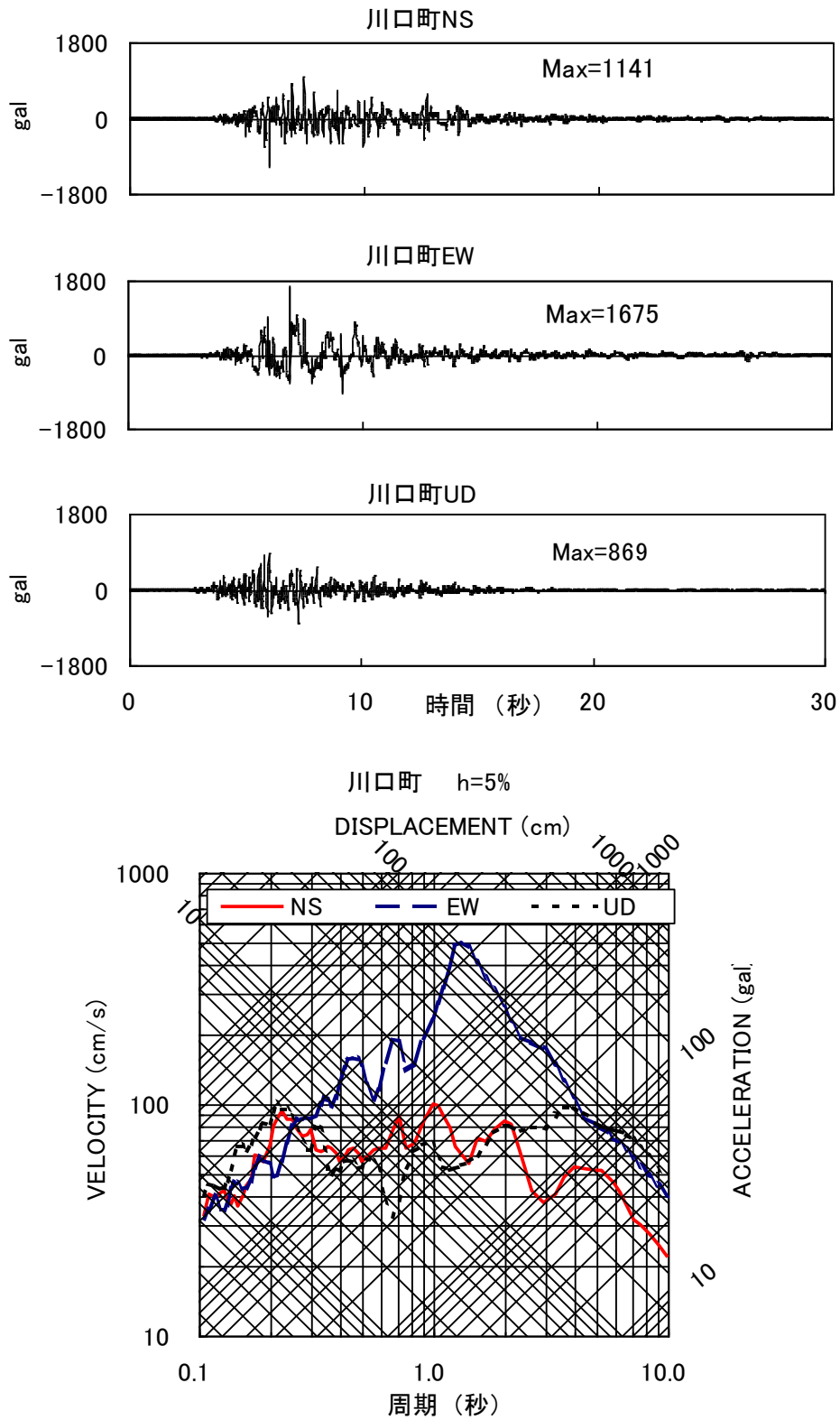


図2 川口町役場の強震記録

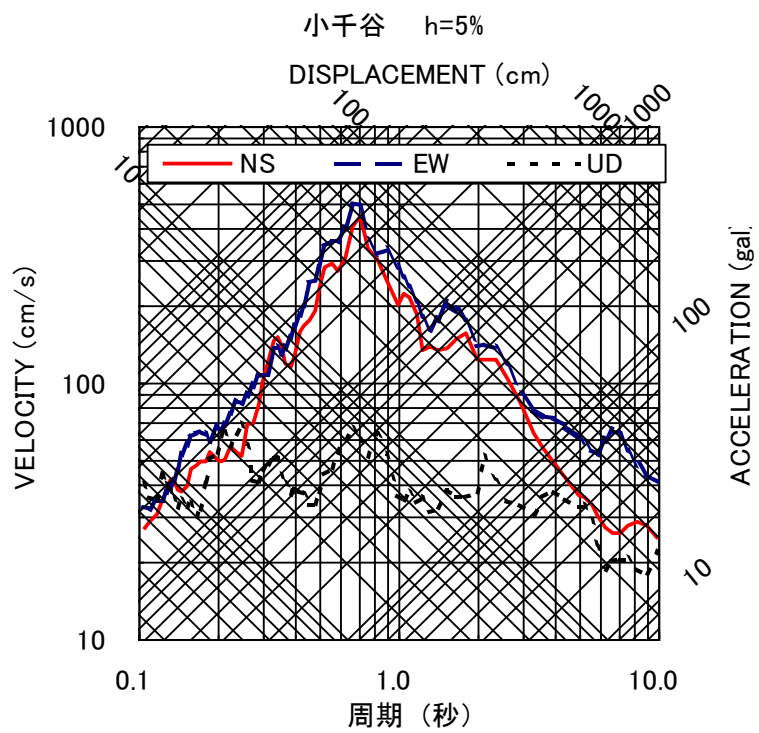
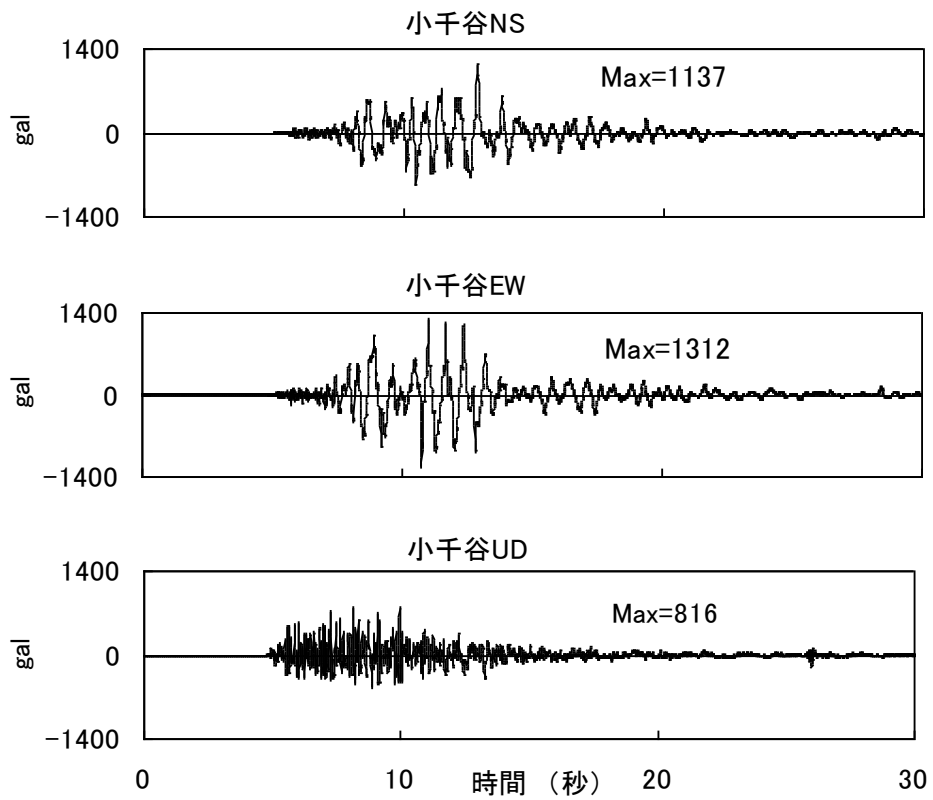


図3 K-NET 小千谷の強震記録

### 3 告示地震動に対応する計測震度

告示の工学的基盤における極めて稀に発生する地震動（告示極稀基盤波）が、どの程度の計測震度に対応しているのかをみた。

極稀基盤波に対応する応答スペクトルに基づいて、乱数位相を変えた 10 波の模擬地震動を作成した。継続時間 120 秒として強度確定関数を乗じた。それらの波形を図 4 に、応答スペクトルを図 5 に示す。

計測震度の計算には、直交 3 成分の波形が必要であるので、作成した 10 波の地震動から 1 波ずつ異なる 10 ケースのサンプルとして 3 波形を選んで、その 2 波を水平動 2 成分に、1 波形を振幅を半分にして上下動として使った。（それぞれの波形は統計的には独立と想定している。）上下動については、単純に水平動の半分として使った。（すなわち、周期特性は水平動に同じと仮定している）

これらから計測震度を算出した結果、告示極稀基盤波の地震動 10 ケースの平均の計測震度は、約 5.6 となった。これは震度 6 弱（5 強に近い方）になる。

なお、2 種地盤地表（簡略法に基づく応答スペクトル）での模擬地震動の平均の計測震度は、約 6.1 となった。これは震度 6 強（6 弱に近い方）になる。

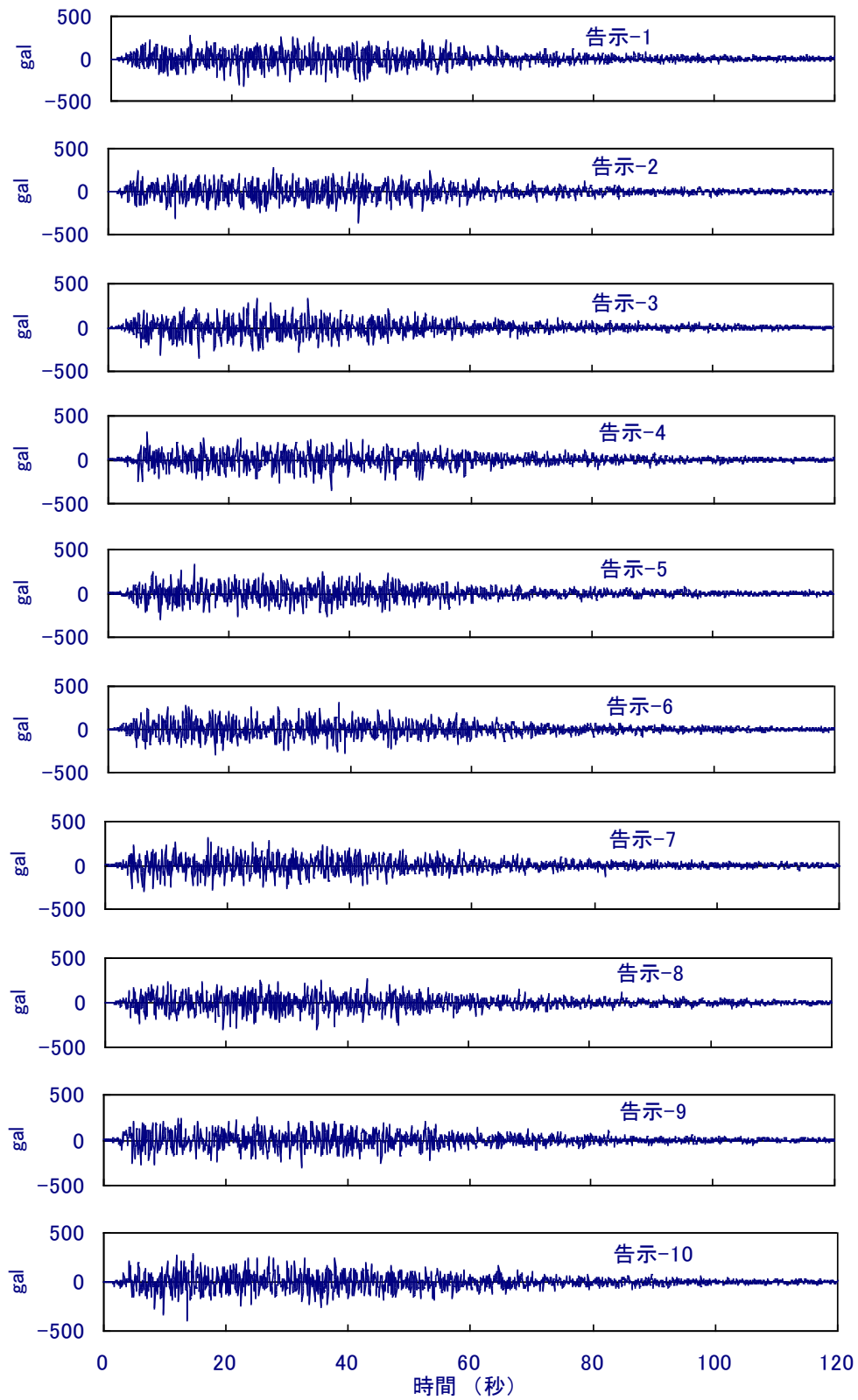


図4 告示極稀基盤波の加速度波形

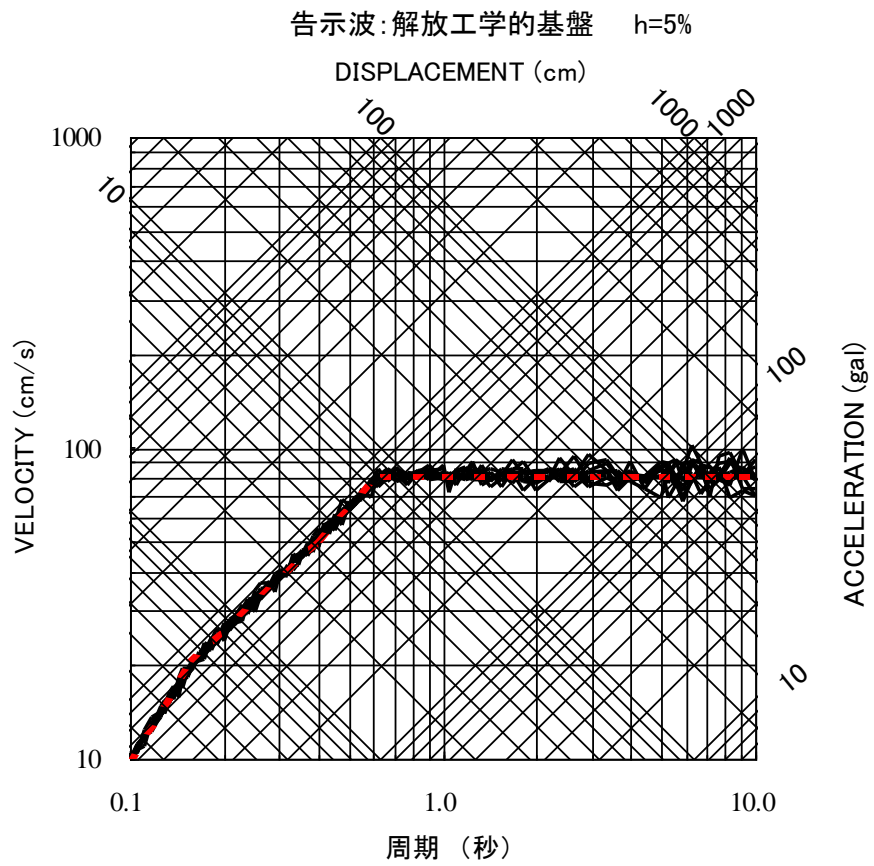


図5 告示極稀基盤波の応答スペクトル

#### 4 表層地盤による震度の増分

解放工学的基盤波入力による表層地盤応答から得られる、地表地震動の解放基盤から地表への計測震度の増分（震度増分）を試算する。

##### (1) 地盤モデル

地盤モデルは、2種地盤相当の実地盤調査結果から抽出した6地盤とする。

設定した工学的基盤を含む、S波速度( $V_s$ )の地盤構造を図6に示す。それらの工学的基盤以浅の表層地盤の微小ひずみでの卓越周期 $T_g$ （固有周期）を表2に示す。

表2 地盤モデルの卓越周期

地盤	site-A	site-B	site-C	site-D	site-E	site-F
$T_g$ (秒)	0.30	0.43	0.50	0.51	0.58	0.74

地盤応答は、質点化モデルの土の応力-ひずみ関係を修正R0モデルによって表し、逐次積分法によって行った。土の動的変形曲線の例を図7に示す。

##### (2) 解放工学的基盤の模擬地震動

告示極稀基盤波の応答スペクトルに適合する模擬地震動として、3種の実記録の位相（E1 Centro NS、神戸海洋気象台1995NS、八戸NS）を利用して作成した波形を本検討に用いた。これらの波形を図8に、応答スペクトルを図9に示す。

##### (3) 拡幅係数と震度増分

告示極稀基盤波に1~2.2の拡幅係数 $\alpha$ を乗じて、各地盤・各模擬地震動について地盤応答解析を行った。以下の結果は3地震動による平均値である。極稀基盤波（ $\alpha=1$ ）による地表地震動の応答スペクトル例を図10に示す。

各地表地震動から計測震度を算出して、各地盤および6地盤平均の震度増分 $\Delta I$ （=地表震度-基盤震度）を求めた結果を表3に示す。

これらの結果から、図11に示すように、地盤種別が2種程度の表層地盤における震度増分 $\Delta I$ と拡幅係数の関係は次式によって表すことができる。

$$\Delta I = -0.125 \cdot \log(\alpha) + 0.364 \quad (8)$$

ここで、各地震動による計測震度は、1成分のみから算出している。従って、上記の震度増分は、工学的基盤と地表加速度それぞれ1成分から求めた計測震度の差であって、水平・上下3成分でも同じ震度増分と仮定していることになる。

(8)式のように、ここに求めた震度増分は拡幅係数、すなわち基盤地震動が大きくなるに従って小さくなる傾向を示した。現行の限界耐力計算法の地盤増幅率は、地盤を等価1層地盤においてインピーダンス比と等価減衰定数によって表している。この考え方に基づく(8)式の傾向の説明をAppendix 2に示す。

また、入力地震動に関係なく得られる、地盤の平均S波速度を用いた増幅率による震度増分をAppendix 3に示す。

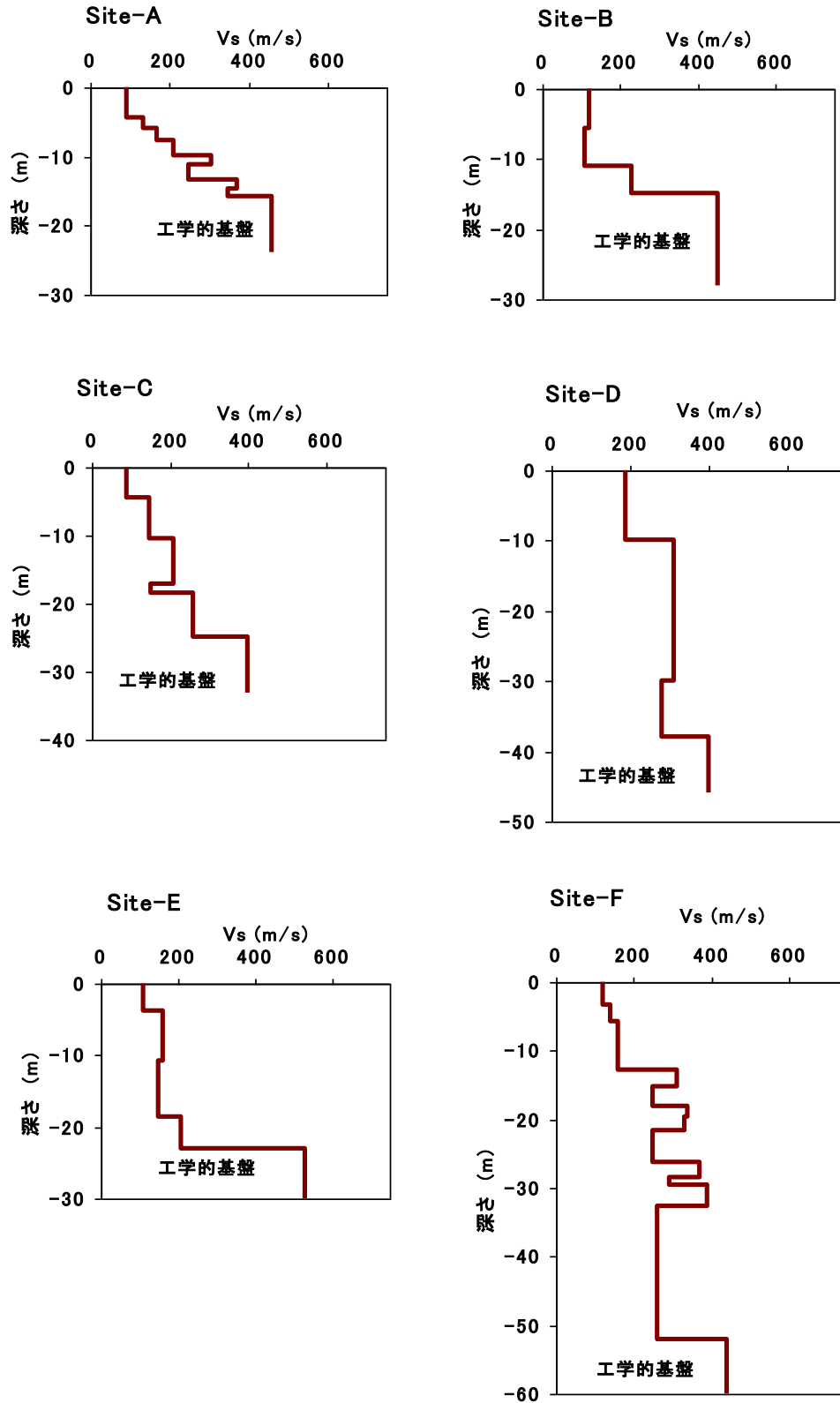


図6 地盤のモデル

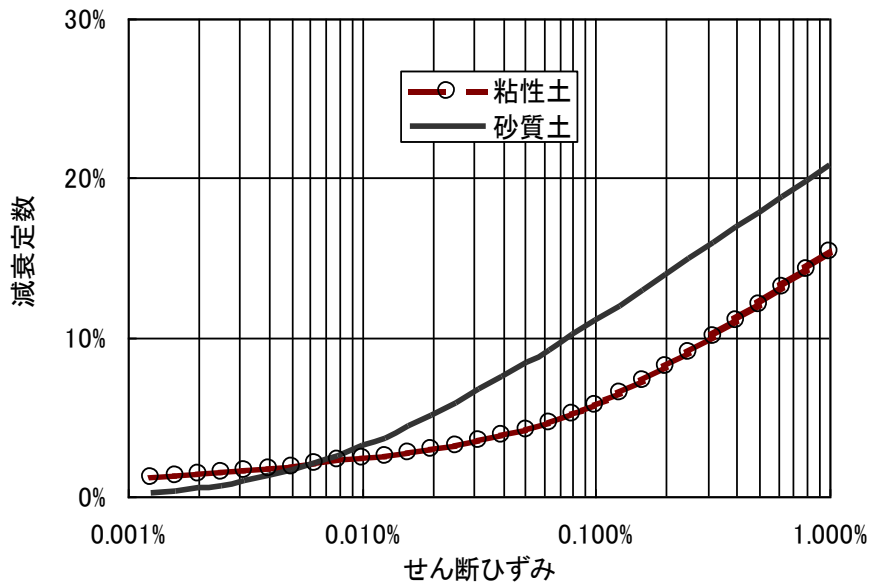
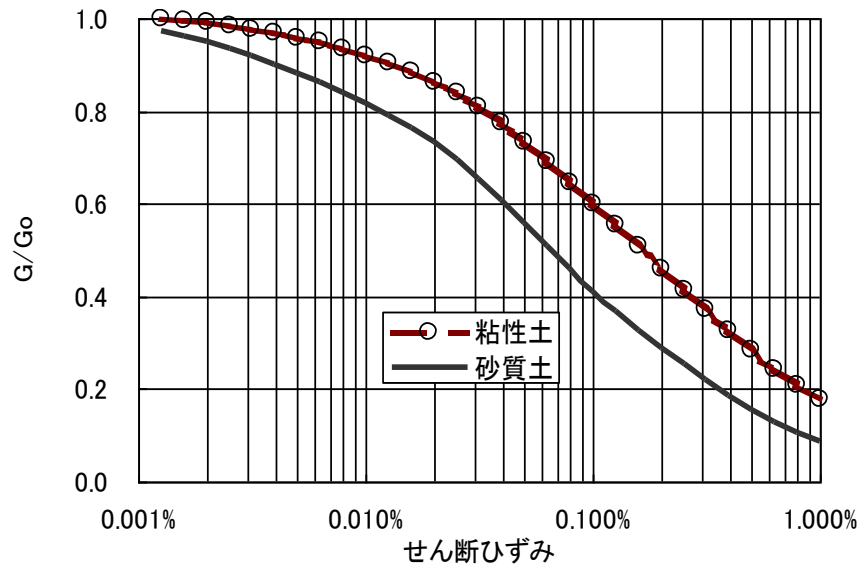


図7 地盤モデルの土の動的変形曲線の例  
 ( 上図：剛性低下率  $G/G_0$  、下図：履歴減衰定数)



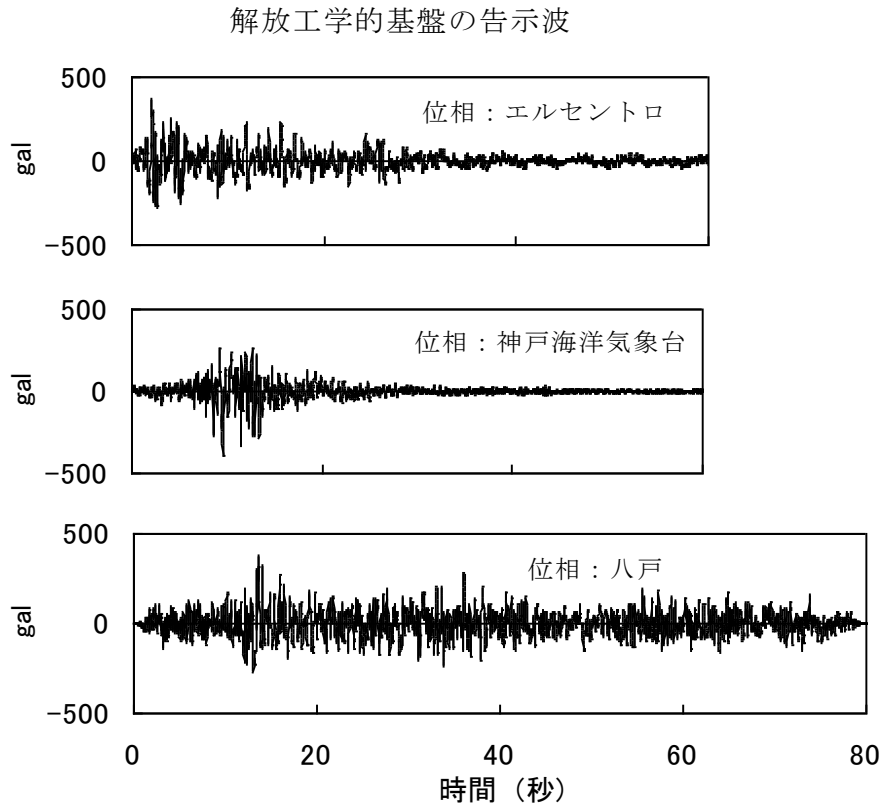


図 8 解放工学的基盤の模擬地震動

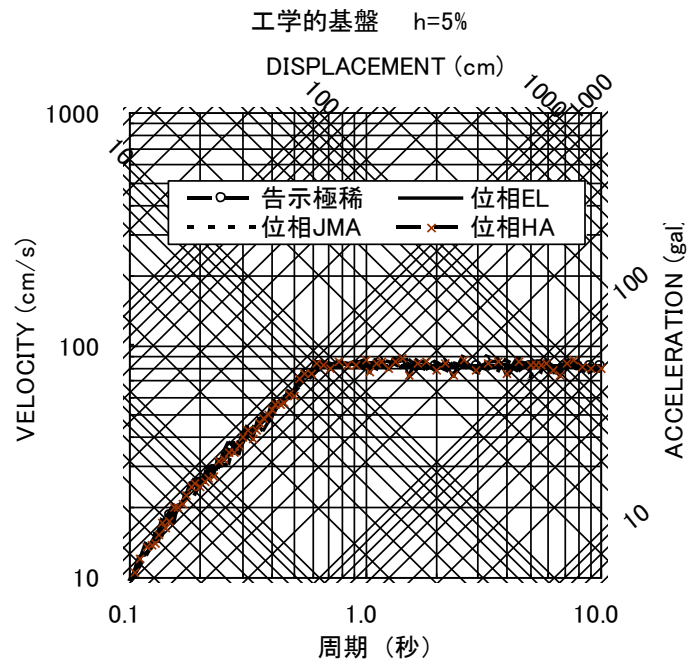


図 9 模擬地震動の応答スペクトル

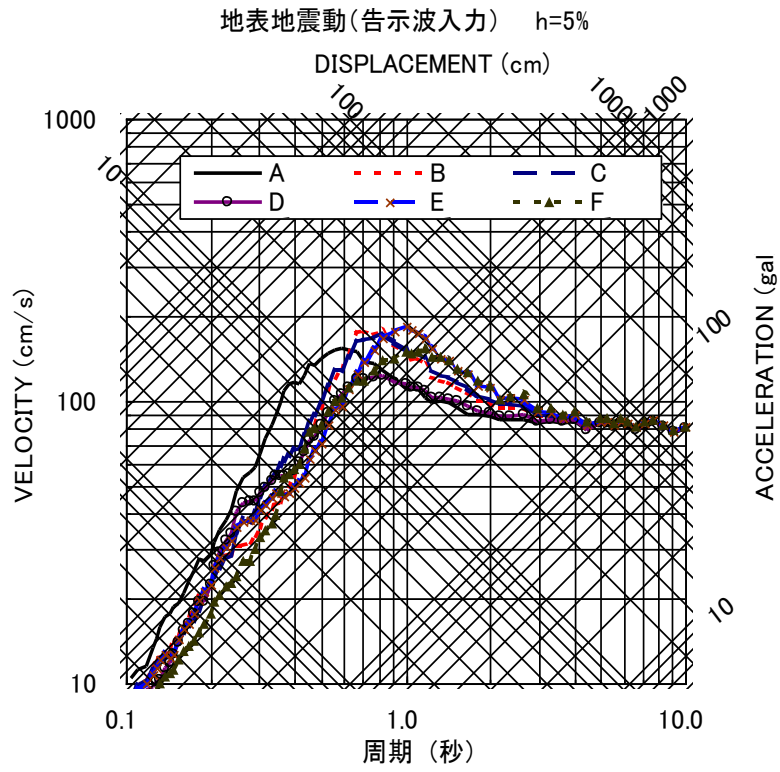


図 10 告示極稀基盤波による地表地震動の応答スペクトル

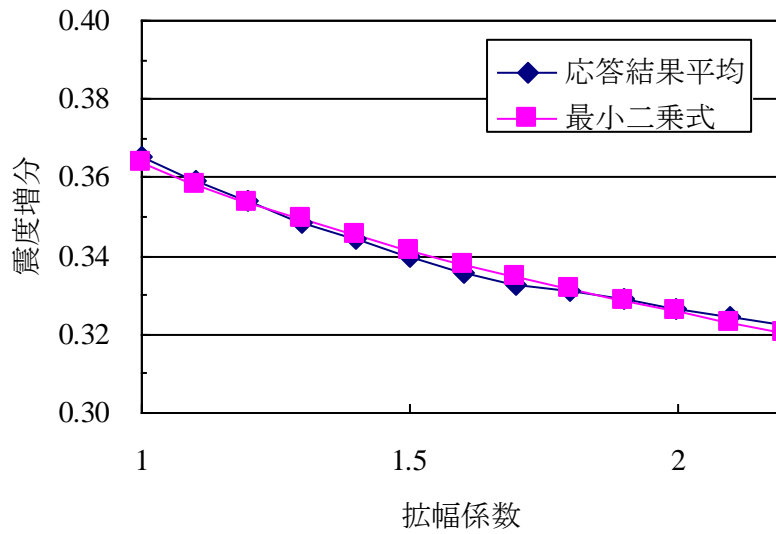


図 11 振幅係数  $\alpha$  と震度増分  $\Delta I$  の関係

表 3 拡幅係数と各地盤および平均の震度増分

倍率	site-A	site-B	site-C	site-D	site-E	site-F	平均
1(極稀)	0.47	0.41	0.42	0.22	0.35	0.32	0.37
1.1	0.47	0.40	0.41	0.22	0.34	0.32	0.36
1.2	0.47	0.38	0.41	0.22	0.34	0.31	0.35
1.3	0.47	0.37	0.40	0.22	0.33	0.31	0.35
1.4	0.47	0.36	0.39	0.22	0.33	0.30	0.34
1.5	0.48	0.35	0.39	0.21	0.32	0.30	0.34
1.6	0.48	0.34	0.38	0.21	0.32	0.29	0.34
1.7	0.49	0.33	0.37	0.21	0.31	0.28	0.33
1.8	0.49	0.32	0.37	0.21	0.31	0.28	0.33
1.9	0.50	0.32	0.36	0.21	0.31	0.27	0.33
2.0	0.50	0.31	0.36	0.21	0.31	0.26	0.33
2.1	0.50	0.31	0.36	0.21	0.31	0.26	0.32
2.2	0.50	0.30	0.35	0.21	0.31	0.25	0.32
0.2(稀)	0.46	0.50	0.51	0.24	0.54	0.39	0.44

## 参考文献

- 1) 中村、上半、井上：「1995年兵庫県南部地震の地震動記録波形と分析(II)」、JR地震情報 No. 23d、(財)鉄道総合技術研究所ユレダス開発推進部、1996年3月(使用データはJR警報地震計(鷹取駅FDシリアル番号R-004による。))
- 2) 気象庁：2004年強震波形データ(2004.1~2004.12)、(財)気象業務支援センター

## Appendix 1 気象庁計測震度の概要

### (1) 計測震度の算出手順

- ① 加速度記録 3 成分(水平動 2 成分、上下動 1 成分)をフーリエ変換、フィルター処理、再合成を行う。フィルターは 0.5Hz 未満の長周期成分と 10Hz を超える短周期成分の影響を少なくし、0.5Hz~10Hz の領域について  $1/\sqrt{f}$  の特性としている。
- ② 得られたフィルター処理済の記録 3 成分から、ベクトル波形を合成する。
- ③ ベクトル波形の絶対値がある値  $a_0$  以上となる時間の合計を計算したとき、これがちょうど 0.3 秒となるような  $a_0$  を求める。すなわち、瞬間的な最大加速度は排除される。
- ④ この  $a_0$  から、下式より計測震度 (I) を算出する。

$$I = 2 \cdot \log a_0 + 0.94$$

### (2) 過去の記録による計算例

地震名	観測点	加速度 (3 成分中最大)		従来の震度階	計測震度	現行の震度階級
		最大値	卓越周期			
釧路沖地震 (1993 年)	釧路	(gal) 921	(sec) 0.36	6	6.3	6 強
北海道東方地震 (1994 年)	釧路	457	0.37	6	5.7	6 弱
三陸はるか沖地震 (1994 年)	八戸	604	0.25	6	5.7	6 弱
兵庫県南部地震 (1995 年)	神戸	818	0.71	6	6.4	6 強

Appendix 2 拡幅係数と震度増分の関係の解釈

震度増分  $\Delta I$  は、震度用最大加速度値で表すと

$$\Delta I = 2 \cdot \log(a_{GL} / a_b) \tag{A. 2-1}$$

従って、

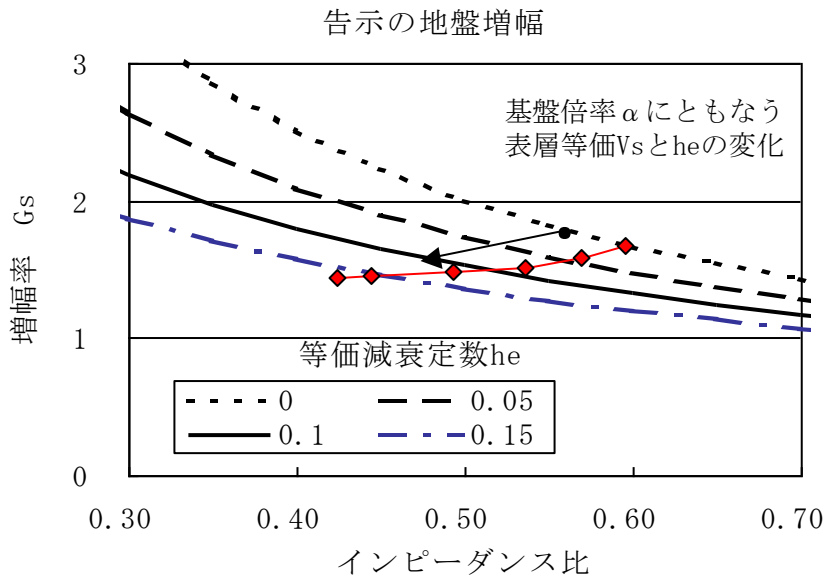
$$a_{GL} / a_b = 10^{\Delta I / 2} \tag{A. 2-2}$$

限界耐力計算法の地盤増幅率  $G_s$  の算出法に則して、(8)式の関係を図式で解釈する。

$$G_{sl} = \frac{1}{0.5\pi h_e + \alpha_{in}} \quad , \quad \alpha_{in} = \frac{\rho_{se} V_{se}}{\rho_b V_b} \tag{A. 2-3}$$

ここで、 $\alpha_{in}$  はインピーダンス比、 $h_e$  は等価減衰定数である。

基盤入力の増加に伴う  $G_s$  の変化は、表層地盤のひずみ依存性による等価  $V_{se}$  と減衰定数  $h_e$  によって表せる。(A. 2-2) 式の  $a_{GL} / a_b$  が (A. 2-3) 式の  $G_s$  によって表せるとすると下図の傾向があると考えられる。すなわち、拡幅係数が大きくなるとインピーダンス比は小さくなるが等価減衰定数が大きくなる効果によって  $\Delta I$  が小さくなっている。



### Appendix 3 地盤の平均 S 波速度を用いた増幅率による震度増分

地震調査研究推進本部<sup>1)</sup>では、地表の震度を簡易的に算出するために、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率 (amp) を用いている。これによれば、工学的基盤上の波形をもとに増幅率を乗じたものを地表の波形として計測震度を算出すると、計測震度の (1) 式から震度増分  $\Delta I$  は、次式となる。

$$\Delta I = 2 \cdot \log(\text{amp}) \quad (\text{A. 3-1})$$

上記の最大速度の増幅率として、最近の地震による Knet、KiKnet の強震記録に基づいて提案されている次式<sup>2)</sup>がある。

$$\begin{aligned} \log AF_{PGV} &= -0.852 \log(\text{AVS}(30)/600) \\ &= 2.367 - 0.852 \log(\text{AVS}(30)) \end{aligned} \quad (\text{A. 3-2})$$

ここで、

$AF_{PGV}$  : 基準地盤の  $V_s600\text{m/s}$  地盤から地表までの最大速度に対する増幅度

$\text{AVS}(30)$  : 地表から深さ 30m までの地盤の平均  $V_s$  (m/s)

ある S 波速度  $V_{sb}$  を有する工学的基盤 (解放) から地表への最大速度増幅度  $AF_{PGV/b}$  は、(A. 3-2) の基準地盤から当該工学的基盤に換えた次式となる。

$$\log AF_{PGV/b} = -0.852 \log(\text{AVS}(30)/V_{sb}) \quad (\text{A. 3-3})$$

上記を用いれば (A. 3-1) 式と同様の、表層地盤による震度増分は次式で求められる。

$$\Delta I = 2 \cdot \log(AF_{PGV/b}) \quad (\text{A. 3-4})$$

図 6 の 6 地盤について、基盤が 30m より浅い場合は深さ 30m まで  $V_{sb}$  を使った  $\text{AVS}(30)$  から、(A. 3-4) 式によって求めた震度増分を下表に示す。これら 6 地盤の  $\Delta I$  の平均値は 0.39 である。

地盤	site-A	site-B	site-C	site-D	site-E	site-F
AVS30(m/s)	323	299	220	270	245	234
基盤 $V_{sb}$ (m/s)	460	450	400	410	530	440
$\Delta I$	0.26	0.30	0.44	0.31	0.57	0.47

#### 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国を概観した地震動予測地図報告書、2005. 3
- 2) 藤本、翠川：近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係、日本地震工学会論文集、第 6 巻、第 1 号、2006

## 参考資料 3-D 告示スペクトルによる震度 7 相当地震動の像

### 1 はじめに

本文第 3 章で示したように、高強度鋼等を用いた新構造建築物の設計用地震動として、サイトスペシフィックな地震動 (S 種地震動) または標準的スペクトルに基づく地震動 (G 種地震動) を設定し、対象とする構造物および応答評価手法に応じて適宜使い分ける方針とした。

このうち、S 種地震動は想定地震を選定し、断層モデルまたは距離減衰式に基づいて地震動を評価するため、具体的な地震像 (たとえば断層面の大きさや、地震規模、対象地点からの震源距離など) が明瞭である。

一方、G 種地震動は告示スペクトル  $\times \alpha$  という形で、解放工学的基盤で設定される。標準的な 2 種地盤相当の表層地盤を想定した場合に、地表で十分に震度 7 の大きさに達する地震動となるには、 $\alpha$  の値として 2.2 程度を用いる必要がある。本付録ではこのプロセスで設定した地震動レベルが、どのような地震像と対応するかを既往の応答スペクトルの距離減衰式に基づいて検討した。

### 2 検討に用いた距離減衰式

これまで提案された距離減衰式は数多くあるが、本検討は内山・翠川<sup>1)</sup>による応答スペクトルの予測式を用いた。内山・翠川式はせん断波速度 500m/s 前後の工学的基盤における応答スペクトルの予測式であり、告示スペクトルが定義された地盤条件 (せん断波速度 400m/s 程度以上) とほぼ対応している。以下に、この距離減衰式の概要を示す。

距離減衰式の基になったデータは、1968 年十勝沖地震から 2003 年十勝沖地震までの間に、日本およびその周辺で発生した  $M_w$  5.5 以上の 52 地震で得られた 3198 の地震記録である。回帰式の形は以下のとおりである。

$$\begin{aligned} \log S(T) &= a(T)M_w + b(T)X_{sh} + g + d(T)D + c(T) \\ g &= -\log(X_{sh} + e) \quad (D \leq 30\text{km}) \\ g &= 0.4\log(1.7D + e) - 1.4\log(X_{sh} + e) \quad (D > 30\text{km}) \\ e &= 0.006 \cdot 10^{0.5M_w} \end{aligned} \quad (1)$$

$T$  : 周期 (s)

$S(T)$  : 減衰定数 5% の加速度応答スペクトル ( $\text{cm/s}^2$ )

$M_w$  : モーメントマグニチュード

$X_{sh}$  : 断層からの最短距離 (km)

$D$  : 震源深さ (km)

$a(T), b(T), c(T), d(T)$  : 平滑化した回帰係数 (4 次関数)

内山・翠川<sup>1)</sup>による距離減衰式の特徴として、以下の 3 点が挙げられる。

- ① 工学的基盤の定義を明確にし、 $V_{s30}$  (地表から深さ 30m までの平均 S 波速度) が 500m/s 前後の工学的基盤で整理した。
- ② 震源特性としてマグニチュード、断層面最短距離のほか、震源深さの影響を考慮することにより、深い地震で短周期励起が大きくなる特性を評価した。
- ③ 震源がやや深い地震の距離減衰が、震源が浅い地震に比べ大きくなる傾向を、震源深さによ

る幾何減衰を表す係数により考慮した。

### 3 告示スペクトルに基づく震度7相当地震動の像

内山・翠川<sup>1)</sup>による距離減衰式を基にして、告示スペクトルの $\alpha$ 倍のスペクトルレベルに適合する $M_w$ と $X_{sh}$ の組み合わせを周期ごとに算定し、スペクトルレベルの地震像を検討した。この考え方は、野畑<sup>2)</sup>に基づいている。

$\alpha$ の値は1.0、1.5、2.2倍の3ケースを考慮した。 $M_w$ は6.5、7.0、7.5、8.0の4ケースを設定した。各々の $M_w$ について断層最短距離 $X_{sh}$ を0.01~100kmまで変化させ、告示スペクトルの $\alpha$ 倍のスペクトルレベルに適合する $X_{sh}$ をグリッドサーチにより求めた。内山・翠川<sup>1)</sup>における震源深さ $D$ は、プレート境界地震を想定して $D=40$ kmとした。

告示スペクトルの1.0倍をターゲットとしたスペクトルレベルに対し、内山・翠川<sup>1)</sup>の式によるスペクトルレベルの適合度合いを検討した結果を図1に示す。先に述べたように、内山・翠川<sup>1)</sup>の式に代入した $X_{sh}$ は、 $X_{sh}=0.01\sim 100$ kmの範囲で探査している。図中に破線で囲んだ長周期範囲は、非現実的な $X_{sh}=0.01$ kmとした場合であっても、距離減衰式では表せないほど大きな地震動レベルが設定されていることを意味している。

告示スペクトル $\times 1.0$ 倍の地震動レベルに適合する $M_w$ と $X_{sh}$ の組み合わせを図2に示す。プレート境界地震を想定しているため、断層面と計算地点の現実的な位置関係から $X_{sh}\geq 5$ kmの範囲のみをプロットしている。 $M_w=8$ のレベルを例に取れば、告示スペクトル $\times 1.0$ 倍の地震動レベルは、周期0.02~0.1秒の短周期帯域では $X_{sh}=60\sim 70$ kmの地震、周期0.1~1.0秒の中周期帯域では $X_{sh}=30\sim 70$ kmの地震、周期1.0~5.0秒の長周期帯域では $X_{sh}=8\sim 30$ kmの地震による地震動レベルに対応している。長周期帯ほど、より震源に近い地震が想定されていることを意味している。

同様の検討を、告示スペクトルの1.5倍をターゲットとした場合について図3~図4に、2.2倍をターゲットとした場合について図5~図6に示す。告示スペクトルの1.5倍から2.2倍になるにつれて、内山・翠川<sup>1)</sup>に基づく距離減衰式では表せない周期範囲が拡大している。

告示スペクトルの2.2倍をターゲットとした図5を例に取れば、長周期帯域になるにつれて告示スペクトルの2.2倍のレベルと、内山・翠川<sup>1)</sup>の式による過去の地震の平均的なスペクトルレベルの差が大きくなっている。図6を見ると、周期約0.7秒以下のターゲットスペクトルは、 $X_{sh}\geq 5$ kmをあてはめた距離減衰式により適合可能であり、現実的にあり得る地震像と思われる。一方、周期約0.7秒以上の帯域はプロットの範囲外となっている。つまり、 $M_w=8.0$ を想定したとしても、過去の地震の平均的なスペクトルレベルでは表せないほど、大きめな地震動レベルが設定されている。

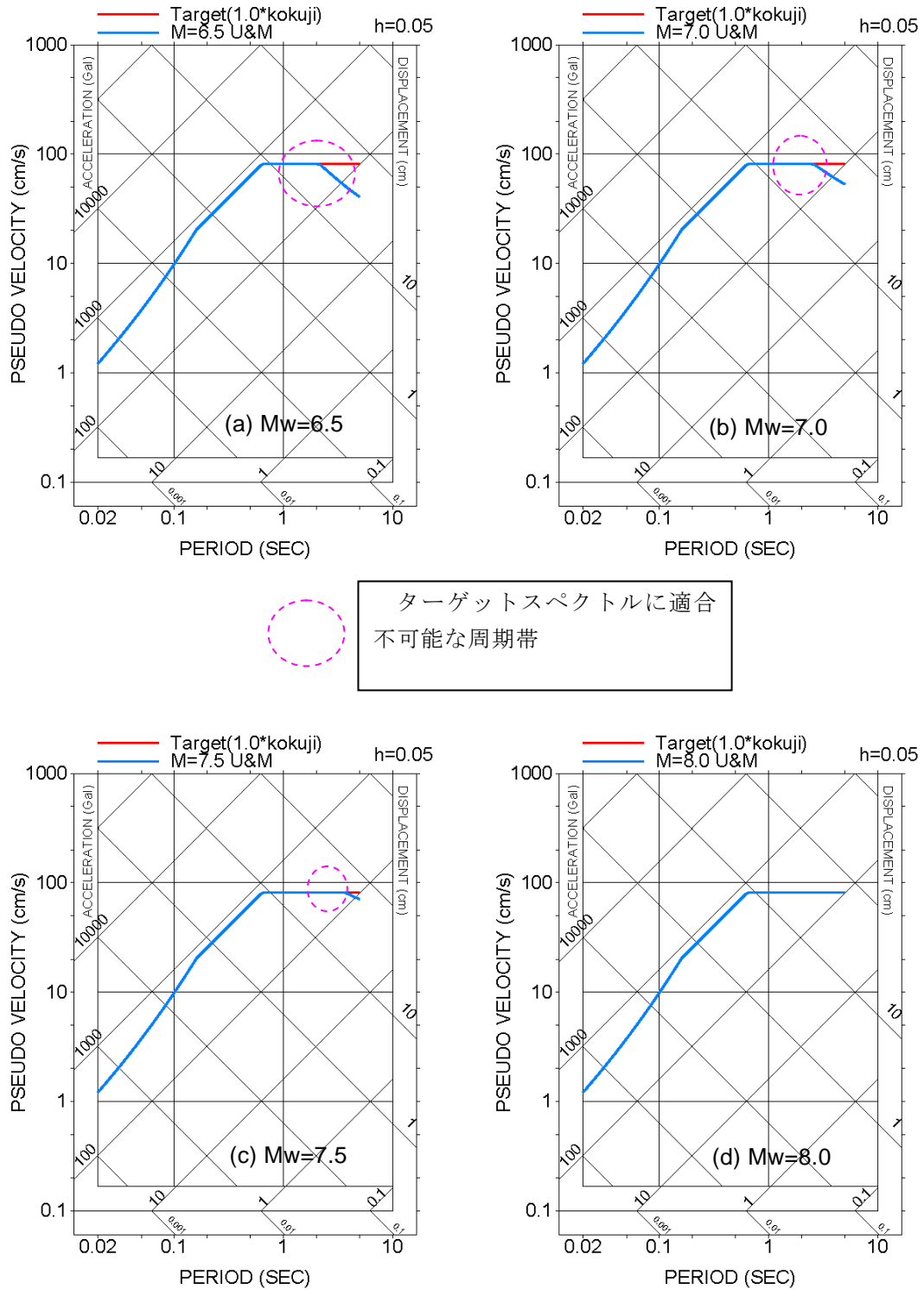
### 4 まとめ

告示スペクトルの2.2倍として設定した地震動レベルが、どのような地震像と対応するかを内山・翠川<sup>1)</sup>の距離減衰式に基づいて検討した。周期約0.7秒以下の帯域は現実的にあり得る地震像(たとえば $M_w=8.0$ で $X_{sh}\geq 5.0$ km)と思われる。一方、周期約0.7秒以上の帯域は、過去の地震の平均的なスペクトルレベルでは表せないほど、大きめな地震動レベルが設定されている。

### 参考文献

- 1) 内山泰生・翠川三郎：震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第606号，81-88，2006
- 2) 野畑有秀：告示スペクトルは工学的基盤のスペクトルとして見なせるか？，第29回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，91-98，2001





### U&M(D=40km) 1.0\*kokuji

図 1 告示スペクトル×1.0倍の地震動レベル(赤線)と内山・翠川<sup>1)</sup>の式によるスペクトルレベル(青線)の適合度合い【内山・翠川<sup>1)</sup>の式は  $X_{sh}=0.01\sim 100\text{km}$  の範囲で探査】

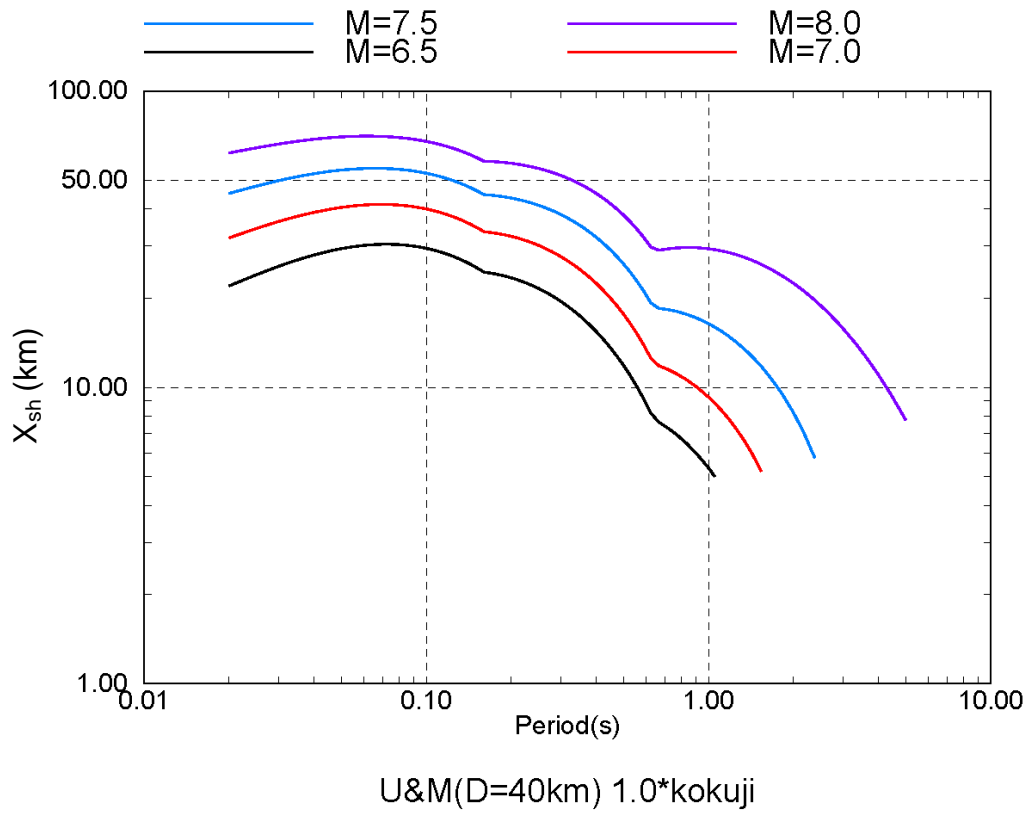
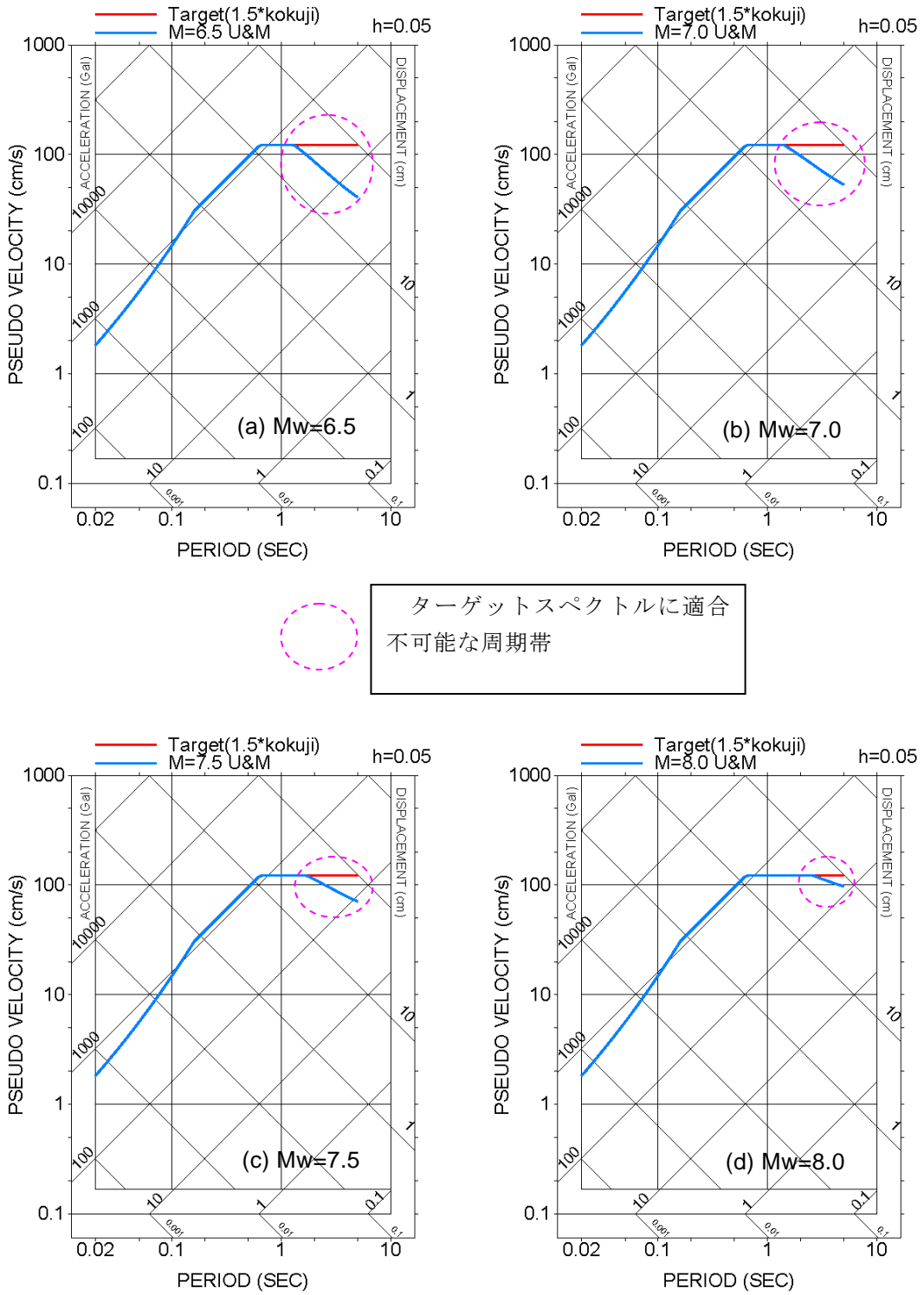
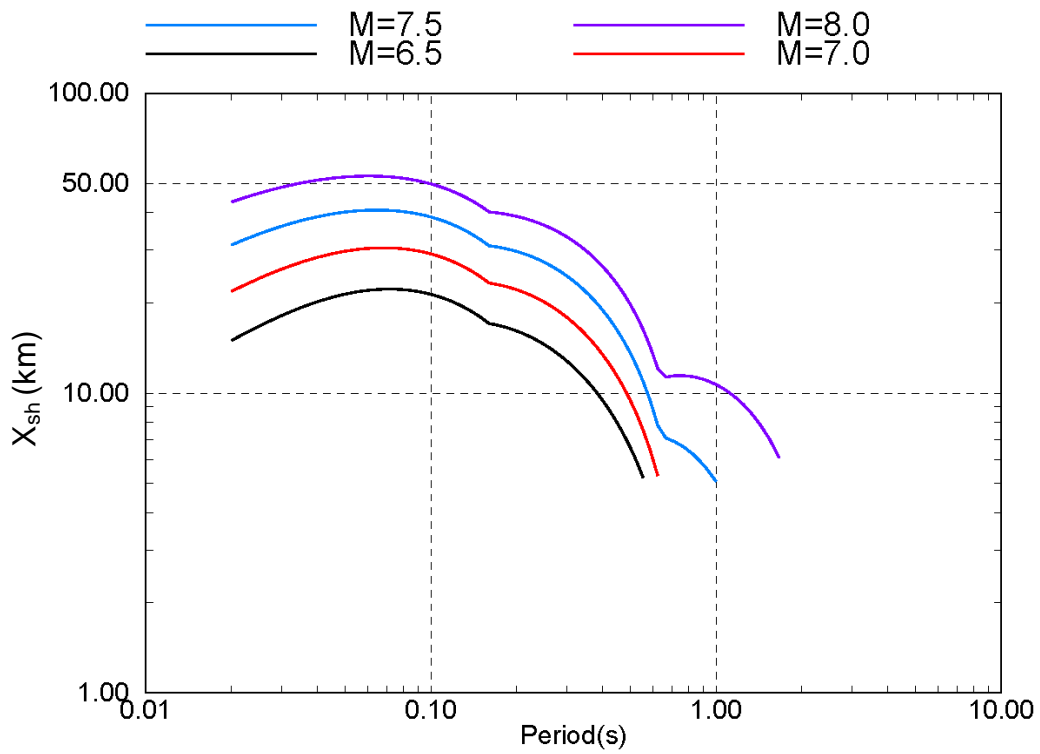


図2 告示スペクトル×1.0倍の地震動レベルに適合する  $M_w$  と  $X_{sh}$  の組み合わせ  
内山・翠川式<sup>1)</sup>の距離減衰式に震源深さ  $D=40\text{km}$  を適用した場合



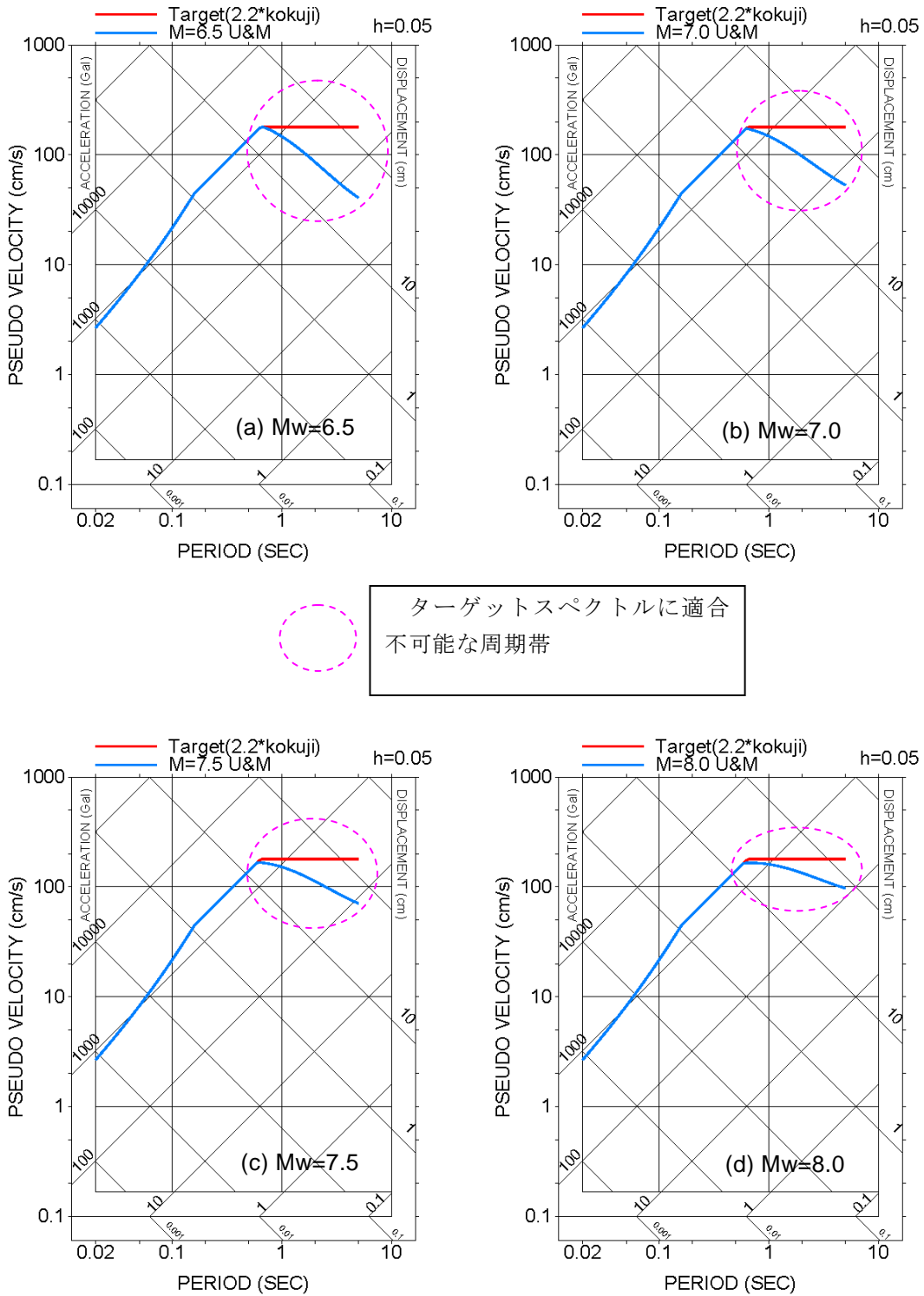
### U&M(D=40km) 1.5\*kokuji

図 3 告示スペクトル×1.5倍の地震動レベル(赤線)と内山・翠川<sup>1)</sup>の式によるスペクトルレベル(青線)の適合度合い【内山・翠川<sup>1)</sup>の式は  $X_{sh}=0.01\sim 100\text{km}$  の範囲で探査】



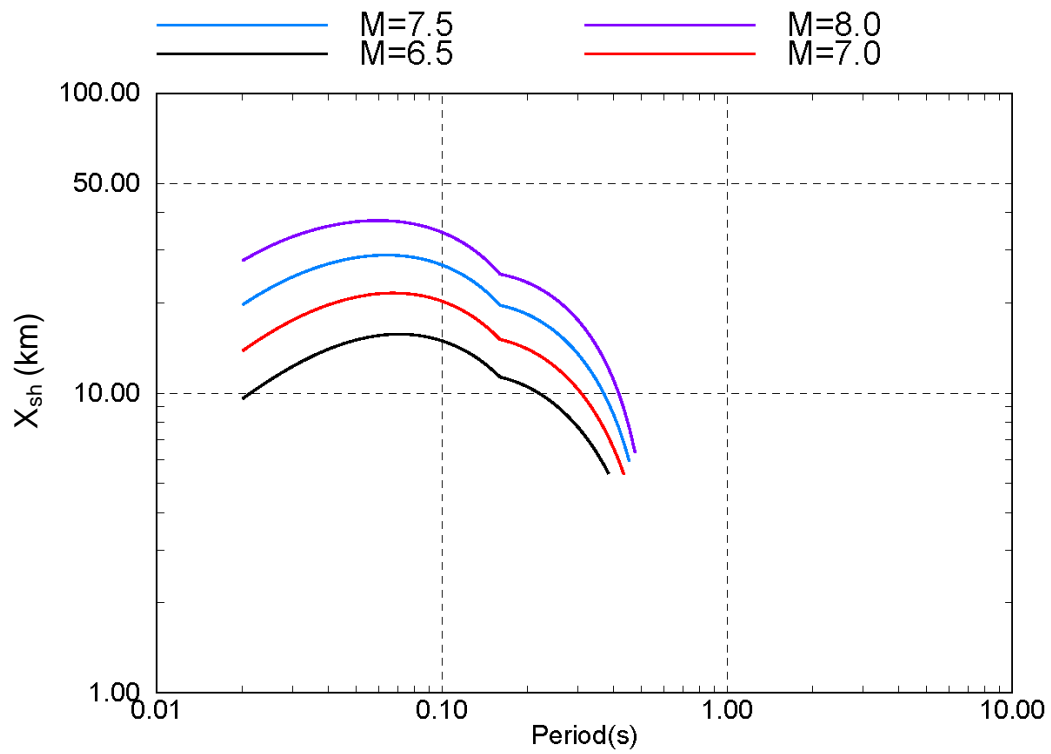
U&M(D=40km) 1.5\*kokuji

図4 告示スペクトル×1.5倍の地震動レベルに適合する $M_w$ と $X_{sh}$ の組み合わせ  
内山・翠川式<sup>1)</sup>の距離減衰式に震源深さ $D=40\text{km}$ を適用した場合



### U&M(D=40km) 2.2\*kokuji

図 5 告示スペクトル×2.2倍の地震動レベル(赤線)と内山・翠川<sup>1)</sup>の式によるスペクトルレベル(青線)の適合度合い【内山・翠川<sup>1)</sup>の式は  $X_{sh}=0.01\sim 100\text{km}$  の範囲で探査】



U&M(D=40km) 2.2\*kokuji

図6 告示スペクトル×2.2倍の地震動レベルに適合する $M_w$ と $X_{sh}$ の組み合わせ  
内山・翠川<sup>1)</sup>の式の距離減衰式に震源深さ $D=40\text{km}$ を適用した場合

## 参考資料 3-E 荷重の種類<sup>1)</sup>

### 1 長期荷重（常時作用する荷重）

長期荷重（常時荷重）は、固定荷重や積載荷重のように常時、多雪区域の積雪荷重のように相当の長期間にわたって作用する荷重で、部材に生じる応力を検討する許容応力度をおさえることで、使用性能を確保している。

固定荷重を過小評価することは危険であるが、建築物の固有周期や地震荷重など他の荷重を計算するもととなる量であり、いたずらに大きく評価することが常に安全であるとは限らないので、施工精度なども考慮したうえで適正な値を設定しなければならない。鉄骨構造は、鉄筋コンクリート構造などに比べて固定荷重が小さいことから、積載荷重の影響を受けやすい構造である。従って、書庫、倉庫や設備機械室などの大きな積載荷重が見込まれる室については、基準法告示に定める数値にこだわらず、将来の使い方を含めた実状を調査して設定すべきである。同様に、書庫、倉庫や機械室など大きな積載荷重が予想される部屋については完成した建物の適当位置に許容積載荷重を表示しておくことが望ましい。

他の構造材料に比べて、鋼材は単位断面積当たりの強度が高く、応力で部材断面を設計すると剛性が不足がちになる。従って、振動や変形などの障害、床スラブのひび割れなどの損傷を防ぐために、日本建築学会「鋼構造設計規準」<sup>2)</sup>では、許容応力度の制限に加えて、はり材、クレーン走行ばりなどのたわみを制限する規定を設けている。さらに、歩行による振動障害を生じやすい長スパンばりについては、歩行時の固有振動数とたわみを検討することが行われており、日本建築学会「建築物の振動に関する居住性能評価指針・同解説」<sup>3)</sup>にその方法が示されている。

### 2 短期荷重（稀に作用する荷重）

短期荷重は、常時荷重が加わっている状態に、積雪荷重、風荷重や地震荷重のような荷重の作用期間が短い一過性の荷重・外力が作用する場合であり、部材に生じる応力に対して短期許容応力度を用いた検討を行うことで、修復性能を確保している。このような一過性の荷重のうち積雪荷重と風荷重では、過去の観測記録に基づく確率統計的手法により求めた 50 年再現期待値を短期荷重としている。

積雪荷重を規定する垂直積雪量は、従来、実況に応じた数値とされてきたが、垂直積雪量は 50 年再現期待値を推定する方法として国土交通大臣が定める基準に基づいて特定行政庁が定めた数値としている。保有水平耐力計算などでは、50 年再現期待値の垂直積雪量により部材に発生する応力が許容応力度を超えないことを検証すればよい。部材の応力検討における積雪荷重の他の荷重との組合せは 3. 2 節の表 3. 2-2 による。一般に、積雪荷重を短期荷重として取り扱う。したがって、地震力、風圧力による応力を算定する際には、積雪荷重を考慮しない。しかしながら、多雪区域では積雪荷重を固定荷重、積載荷重とあわせて常時荷重として扱うが、その際、積雪荷重は 70% に低減することができる。また、地震時、暴風時の検討の際には、積雪荷重は 35%（常時荷重時の 1/2）に低減できると規定されている。

風荷重は、2000 年の改正により建築基準法施行令に風荷重が規定されて以来の大幅な改正が行われた。新しい風荷重の考え方の要点は、旧基準では速度圧を  $q = 60\sqrt{h}$  と定めており、流体の基本となる速度圧  $q$  と空気密度  $\rho$ 、風速  $V$  の関係が明確でなかったが、 $q = 1/2 \rho V^2$  の関係より  $\rho = 1.2 \text{ kg/m}^3$ （1 気圧、約 20℃）として、 $q = 0.6V^2$  で与えられることが明示されたことにある。これまで全国一律に定められていた速度圧  $q$  を、全国の気象管署での観測データに基づいて定めた 50 年再現期待値の基準速度  $V_0$  により算定している。また、平均風速の高さ方向分布  $E_r$  を 4 つに区分された地表面

粗度区分に応じて定めている。風速の時間変動や建築物の風による動的応答を考慮してガスト影響係数を導入している。ガスト影響係数とは、風の時間変動により建築物が揺れる場合に発生する最大の力を算定するために用いる係数で、この係数を乗じることで等価な静的な風荷重を求めことができる。建築物の屋根の平均高さ  $H$  で規定される速度圧から風荷重を算定している。したがって、旧基準と違って建築物の高さ  $H$  が違うと同じ高さ  $Z$  に作用する風圧力は異なる。建築物の風上面に作用する風圧力の高さ方向の分布は、平均風速の鉛直分布の 2 乗に比例した分布になるが、風下面や側面に作用する風圧力の高さ方向の分布は一様な分布となる。また、自然風を模した乱流境界層を使った風洞実験結果に基づく風圧係数を規定し、風力係数等は図表を用いて分かり易く立体的に表示されている。構造材用と外装材用の風圧係数を区別して規定し、構造材用風圧係数  $\leq$  外装材用風圧係数の関係を保つように設定している。

### 3 極めて稀に作用する荷重

建築物の供用期間中に短期荷重を上回る荷重・外力が発生することは無いとは言えないので、限界耐力計算では、500 年再現期待値の積雪荷重と風荷重に対して終局強度検討を行うとしている。500 年再現期待値は、積雪荷重で 50 年再現期待値の垂直積雪量の 1.4 倍とし、風荷重で 50 年再現期待値の風圧力の 1.6 倍（基準速度の 1.25 倍）としている。

ただし、台風のような暴風に対しては数時間にわたって、数千回から 1 万回を超える繰り返し振動を受けることから、終局強度検討においても塑性化を許容する場合には、多数回の繰り返しに対する累積損傷評価が必要となる。同様に、積雪荷重においても終日間の積雪が想定されるため、終局強度検討においても弾性限強度を超えないように断面設計を行う必要がある。

#### 参考文献

- 1) 建築物荷重指針・同解説(2004), 日本建築学会, 2004
- 2) 鋼構造設計規準—許容応力度設計法—, 日本建築学会, 2005
- 3) 建築物の振動に関する居住性能評価指針・同解説, 日本建築学会, 2004.