

山崎断層帯の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

山崎断層帯の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7には作業内容をフローチャートにして示す。

- ① 「山崎断層帯の評価」(地震調査委員会, 2003a;以下、「長期評価」という)で示されたそれぞれの断層帯(山崎断層帯主部(北西部・南東部)、那岐山(なぎせん)断層帯、草谷断層)の位置図を参考にして、想定する震源断層モデルの位置・規模(長さ・幅)を設定した。山崎断層帯主部については、大原断層・土万(ひじま)断層・安富断層と南東部が同時に活動する場合(モデル1)と、大原断層・土万断層・暮坂峠(くれさかとうげ)断層(モデル2)の場合、および山崎断層帯主部の南東部の場合(モデル3)を想定した。草谷断層については山崎断層帯主部の南東部と同時に活動する場合(モデル4)を想定した。さらに、那岐山断層帯(モデル5)を想定した。モデル2については、破壊開始点を変えた2通りの震源断層モデルを設定した(ケース2-1、2-2)。
- ② ①の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデル¹を設定した。モデル1については、震源断層が長大であることから、特性化震源モデルの作成にあたって、試行的に別途3通りの方法で特性化震源モデルを設定した。したがって、合計で4ケース(ケース1-1、1-2、1-3、1-4)となる。
- ③ 山崎断層帯周辺の「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査の結果等より評価した。「浅い地盤構造」は国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。
- ④ ②で作成された特性化震源モデル、③で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約1km四方のメッシュごとに「詳細法」(ハイブリッド合成法: 4章参照)を用いて強震動評価を行った。
- ⑤ 平均的な地震動分布を評価するため、「簡便法」(4章参照)による強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録の「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」(以下、「レシピ」という)に基づいたものであり、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述した。

1.2 評価地点

本報告における評価地点は、図8に示した強震動評価範囲を約1km四方に分割した各メッシュの

¹ 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、および破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et al.* (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

中心とした。「詳細法」、および「簡便法」における評価範囲は、各々、以下のとおりである。

「詳細法」の評価範囲：次の4点を四隅とする矩形範囲（南北方向：155km、東西方向：215km）

北西端：北緯35.71°，東経133.25°

北東端：北緯35.71°，東経135.80°

南西端：北緯34.19°，東経133.25°

南東端：北緯34.19°，東経135.80°

「簡便法」の評価範囲：

東経 133.00° ～ 136.00°

北緯 34.00° ～ 36.00°

1.3 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれにおいて下記のとおりである。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（3章参照）上の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）
- 「詳細法工学的基盤」上の最大速度
- 地表の最大速度、および計測震度

「簡便法」

- 地表の計測震度

本報告では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、**図8**にその位置を示す岡山市役所（岡山県）・津山市役所（岡山県）・鳥取市役所（鳥取県）・大原町役場（岡山県）・山崎町役場（兵庫県）・姫路市役所（兵庫県）・福崎町役場（兵庫県）・三木市役所（兵庫県）・神戸市役所（兵庫県）・大阪市役所（大阪府）のそれぞれに最も近い10評価地点について、時刻歴波形、および減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを例として示すこととした。

2. 震源特性の設定

山崎断層帯は、岡山県北東部から兵庫県南東部にかけて分布する活断層帯で、西から那岐山断層帯、山崎断層帯主部、草谷断層の3つの起震断層に区分される。

山崎断層帯主部は、岡山県勝田郡勝田町から兵庫県三木市に至る長さが約80kmで、左横ずれが卓越する断層帯である。那岐山断層帯は、岡山県苫田郡鏡野町から岡山県勝田郡奈義（なぎ）町に至る長さが約32kmで、北側が南側に対して相対的に隆起する断層帯である。草谷断層は、兵庫県三木市から兵庫県加古川市に至る長さが約13kmで、右横ずれが卓越する断層である。2005年1月1日を起点とした今後30年間の地震発生確率は、山崎断層帯主部のうち北西部で0.08%～1%、南東部で0.03%～5%、那岐山断層帯で0.07%～0.1%、草谷断層でほぼ0%と評価されており（地震調査委員会、2005）、各地震発生確率の最大値をとると、山崎断層帯主部の南東部は、今後30年間に地震が発生する確率が我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる。

本報告では、「長期評価」を参照して、各断層帯の震源断層位置を**図1**のように設定し、震源断層の形状、アスペリティおよび破壊開始点の位置を**図2**に示すように、全部で9ケースの震源断層モデルを想定した。

以下では、各震源断層に対する特性化震源モデルの設定方法について順に示す。**図9**に活断層で発生する地震に対する特性化震源モデルの設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

(1) 震源断層モデルの位置・形状

震源断層モデルの位置については、「長期評価」による活断層位置図(図1)を参照に設定した。長さについては、基本的に「長期評価」によったが、山崎断層帯主部の北西部(長さ約51km)、および草谷断層(長さ約13km)については、震源断層モデルの作成の都合上、それぞれ52km、および14kmとした。モデル1については、震源断層が長大であるため、全体で1つのセグメントとする場合(ケース1-1)の他に、セグメントを2つに分け、「長期評価」を参考に、大原断層・土万断層・安富断層を1セグメント(以下、第1セグメント)、南東部を1セグメント(以下、第2セグメント)とする場合も想定した(ケース1-2)。セグメントを分けた場合の特性化震源モデルの設定方法についてはレシピに従った。ただし、活断層研究において、セグメント化やグループ化に関しては、まだ議論の途上であり、今後の研究課題となっている。

(2) 地震発生層の深さ

地震発生層の深さについては、モデル5(那岐山断層帯)以外のモデルでは、その上限、下限を「長期評価」や微小地震の深さ分布(図10参照)を参考に、それぞれ3km、21kmに設定した。モデル5については、深さを設定するだけの十分な微小地震記録が得られていないことから、他の断層帯と同様に、3km、21kmに設定した。

(3) 震源断層モデルの傾斜

震源断層モデルの傾斜角は、モデル5(那岐山断層帯)以外のモデルについては、「長期評価」により、「地下深部における断層面の傾斜が地表と同様であるとすれば断層面はほぼ垂直と推定されること」から90°とした。モデル5(那岐山断層帯)については、「長期評価」では傾斜は不明とされているが、北側が南側に対して相対的に隆起する断層であるとの記載を参考に、北側隆起の逆断層を想定し、傾斜角はレシピに従い45°とした。

(4) 震源断層モデルの面積 S

まず、上記の地震発生層の上限・下限深さ、および傾斜角から震源断層モデルの幅を算定した[レシピ(1)式参照]。これより、モデル5(那岐山断層帯)を除く各震源断層モデルの幅は18kmとなる。モデル5(那岐山断層帯)については、震源断層モデルの傾斜角を45°としていることから、地震発生層の深さの上下限界を考慮して、幅を26kmとした。

次に、各震源断層モデルの面積を、各震源断層モデルの幅と長さから算出した。

(5) 地震モーメント M_0

震源断層モデルの地震モーメントについては、レシピにおいて震源断層の面積が291km²以上の場合に適用するとした内陸地震の地震モーメント M_0 と断層面積Sとの関係に基づいて推定した[レシピ(3)式参照]。地震モーメント M_0 と断層面積Sの関係について過去の地震の解析結果をまとめた図に、今回の設定値をプロットして図11(上)に示す。

また、セグメントを分けたケース1-2については、震源断層全体の地震モーメントをレシピ(3)式から推定し、これをレシピ(4)式に従って各セグメントの断層面積の1.5乗に比例するように配分した。なお、近年の研究において、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、断層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)。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、研究段階にあるため、今回の検討対象とはしなかった。

(6) 平均すべり量D

震源断層モデル全体、及び各セグメント（ケース1-2）の平均すべり量Dは、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、断層面積S、および平均すべり量Dと地震モーメント M_0 との関係式を用いて推定した[レシピ(5)式参照]。

2.2 微視的震源特性

(1) アスペリティの数

アスペリティの個数は、経験上、1地震につき平均2.6個で、1セグメントにつき1~2個とされている[レシピ1-2微視的震源特性参照]。本報告では、アスペリティの数を、震源断層が長大であるモデル1については3つ（ケース1-2の場合は、第1セグメントに2つ、第2セグメントに1つ）、震源断層の面積が比較的大きいモデル2、4については2つ、その他のモデルは1つとした。

(2) アスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下、短周期レベルという）と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ① 壇ほか(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[レシピ(6)式参照]を用いて、地震モーメントから短周期レベルを算定した（図11(下)参照）。
- ② 上記で算定した短周期レベルから、便宜的に等価半径 r の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 S_a を求めた[レシピ(7)~(9)式参照]。

以上の手順に従い、アスペリティの総面積を算定した結果、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は、モデル1ではケース1-1、ケース1-2で約41%、モデル2で約31%、モデル3で約21%、モデル4で約28%、モデル5で約29%となった。これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層全体の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティの総面積の占める割合は全断層面積の平均22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか, 2001)、平均37%(石井ほか, 2000)といった結果が得られている。今回想定した震源断層モデルにおけるアスペリティの総面積は、モデル1のケース1-1、ケース1-2を除きこれらの範囲内にある。なお、ケース1-2では、各アスペリティの面積はケース1-1と異なる（表1参照）が、各セグメントにおける断層全体の面積とアスペリティの総面積の比率は、レシピに従って短周期レベルから算定しているため、ケース1-1と同じになる。

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ていないレシピ(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レシピ(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、ここではモデル1に対する試行ケースとして、レシピ(6)~(9)式を用いず、入倉・三宅

(2001)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%を適用した場合（ケース1-3、ケース1-4）の強震動予測を行い、その影響について検討した。

各アスペリティ間の面積比については、3つのアスペリティを設定するモデル1（ケース1-2を除く）に対しては、石井ほか(2000)を参考に2:1:1とした。2つのアスペリティを設定するモデル1のケース1-2、モデル2、およびモデル4については、石井ほか(2000)を参考に2:1と

した。

(3) アスペリティの位置

「長期評価」により、大原断層、琵琶甲断層では、水平方向の平均的なずれの速度が比較的大きいと推定されている。同じく安富断層では、上下方向の平均的なずれの速度から、活動性が比較的高いと推定されている。

これらの調査結果を参考に、モデル1については、大原断層に対応する断層帯北西部に大きいアスペリティ(第1アスペリティ)を、安富断層に対応する断層帯中央部と琵琶甲断層に対応する断層帯南東部に同規模の小さいアスペリティ(第2、第3アスペリティ)を配置した。モデル2については、大原断層に対応する断層帯北西部に大きいアスペリティ(第1アスペリティ)を、暮坂峠断層の北西端部に小さいアスペリティ(第2アスペリティ)を配置した。モデル3については、琵琶甲断層に対応する断層帯中央部にアスペリティを配置した。モデル4については、モデル3と同様に、山崎断層帯主部の南東部の中央部に大きいアスペリティ(第1アスペリティ)を、草谷断層の草谷付近のトレンチ調査結果等を参考に、草谷断層の北東端部に小さいアスペリティ(第2アスペリティ)を配置した。モデル5については、アスペリティの位置を設定するための情報に乏しいことから、レシピに従って、平均的なケースとして断層帯中央部にアスペリティを配置した。アスペリティを配置した深さについては、どのモデルについても断層中央とした。

なお、ケース1-3、ケース1-4については、アスペリティの平面的な位置は、ケース1-1で設定した位置と西端部を一致させることとし、深さは断層中央部とした。

(4) アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville *et al.*, 1999)を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、各アスペリティのすべり量、および背景領域のすべり量を算定した[レシピ(10)~(14)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は、モデル1、2、3、4、およびモデル5で、それぞれ約5.0m、約3.2m、約1.9m、約2.7m、および約2.6mとなる。「長期評価」と直接比較ができないモデル1、4以外の、モデル2、3、およびモデル5に対する「長期評価」による1回のずれの量は、山崎断層帯主部の北西部で約2m、山崎断層帯主部の南東部で2m程度(以上、左横ずれ成分)、および那岐山断層帯で約2-3m(上下成分)であり、いずれのモデルについても両者は調和的である。また、参考までに、モデル1、モデル4について、断層長さから推定される1回の活動に伴う変位量を比較すると、モデル1(断層長さ80km)で6.4m、モデル4(断層長さ44km)で3.5mとなり、これらも概ね調和的な結果となっている。なお、地表での1回のずれの量と強震動インバージョンで推定されている平均すべり量とがどのような関係にあるか十分に検証されているわけではないことに注意が必要である。

(5) アスペリティの応力降下量・実効応力、および背景領域の実効応力

アスペリティの応力降下量・実効応力、および背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(15)~(17)式参照]。

ただし、レシピ(6)~(9)式を用いずに、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を約22%として算出したケース1-3では、アスペリティの応力降下量は24.2MPaで、ケース1-1の約1.9倍となった。これは、レシピ(6)~(9)式を用いて短周期レベルから算出されるアスペリティの総面積(約593km²)と震源断層全体の面積の約22%として算出されるアスペリティの総面積(約310km²)の比率に相当する。

Madariaga(1979)によれば、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ の関係は、次の理論式で与えられる。

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

S : 震源断層全体の面積

S_a : アスペリティの総面積

レシピ(15)式は、円形破壊面を仮定できるような規模の震源断層に対しては、(1)式と等価であるため、レシピ(6)～(9)式を用いて短周期レベルからアスペリティの総面積を算定し、さらにレシピ(15)式を用いてアスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ を推定できる。しかし、モデル1のように、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は、円形破壊面を仮定することが適当ではないため、2.2(2)でも述べたように、レシピ(6)～(9)式を用いた場合には、震源断層全体の面積が大きくなるほど、アスペリティの総面積が既往の調査・研究成果に比較して過大となる傾向がある(ケース1-1)。また、ケース1-3のように、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を設定し、円形破壊面を仮定したレシピ(15)式からアスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ を推定した場合には、地震モーメントが大きくなるほど、 $\Delta \sigma_a$ が既往の調査・研究成果に比較して過大となる傾向にある。このような場合には、Madariaga (1979) による、震源断層の微視的震源特性に関するスケーリング則として一般的に成立する理論式((1)式)を用いて、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の逆数(S/S_a)と震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta \sigma$ から $\Delta \sigma_a$ を推定することができる。長大な断層に対する $\Delta \sigma$ については、研究事例も少なく、汎用性のある数値を設定することは難しいが、ここでは試行的に、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を約22%とした上で、Fujii and Matsu'ura (2000)が長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に対する関係式から導出した3.1MPa²を用いた場合について検討することとした(ケース1-4)。この値を用いると、アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ は、約14.4MPaとなり、ケース1-1(約12.6MPa)と同程度になる。ただし、3.1MPaは、長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に関する経験式として、地震発生層の剛性率を40GPa(モデル1は約32GPa)、断層幅を15km(モデル1は18km)とする等の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検討課題となっている(入倉, 2004)。

これらのケースの地震モーメント M_0 と断層面積Sの関係について図11(上)に、また、短周期レベルAと地震モーメント M_0 との関係について、図11(下)にプロットして示す。ケース1-3については、図11(下)から、壇ほか(2001)がまとめたデータのばらつきの範囲内ではあるが、短周期レベルがやや大き目に推定されている。一方、ケース1-4の短周期レベルは、アスペリティの応力降下量がやや増大した一方でアスペリティの総面積が小さくなったため、壇ほか(2001)による経験式[レシピ(6)式参照]に比較して若干小さい。

(6) f_{max}

f_{max}³については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討結果に基づき、6Hzに設定した。

(7) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(18)～(21)式参照]。

2.3 その他の震源特性

(1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報が得られていない。そこで、モデル1で

² これは、巨視的震源特性に関する経験式のパラメータとして得られた値である。また、プレート内横ずれ断層の断層長さと地震モーメントの観測値を説明するのに適したパラメータではあるが、微視的震源特性に対するスケーリング則ではないことに注意が必要である。

³ 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。

は、地盤増幅効果に加えてディレクティビティ効果により、瀬戸内海沿岸地域で揺れが大きくなると予想されるケースとして、第1アスペリティの北西端の下隅に設定した。モデル2では、破壊開始点の違いが評価結果に与える影響を調べるために、第1アスペリティの北西端の下隅（ケース2-1）とする場合と、第2アスペリティの南東端の下隅（ケース2-2）とする場合の2ケースを想定した。モデル3については、モデル1と同様の観点から、アスペリティの北西端の下隅に設定した。モデル4については、過去に2つの断層（帯）が同時に活動した可能性がある（兵庫県，2001）ことから、第2アスペリティの北東端下隅とした⁴。モデル5については、アスペリティの中央下端とした。

(2) 破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に進行するものとした。

(3) 破壊伝播速度

平均破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[レシピ(22)式参照]。

2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、2km×2kmの要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った（図2参照）。

3. 地下構造モデルの設定

強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」という）の3つに分けて設定を行った。なお、本報告においては、工学的基盤として設定する地盤のS波速度が「簡便法」と「詳細法」で異なっている。「詳細法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を（「簡便法」による「工学的基盤」と区別して）「詳細法工学的基盤」⁵と呼んでいる。これらの具体的な設定方法については、「3.2 「深い地盤構造」」において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造

地震基盤よりも深い大構造については、Zhao *et al.* (1992, 1994) によるコンラッド、およびモホ面の出現深度を参照し、表2のとおり設定した。なお、形状については水平成層構造とした。ただし、半経験的方法[レシピ参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \quad \text{————— (2)}$$

$$Q=110 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、f：周波数(Hz)

⁴ モデル3において破壊開始点をアスペリティの南東下端に配置した場合に、震源断層モデルの北西延長に位置する評価領域で推定される強震動は、同領域におけるモデル4の結果にほぼ相当すると考えられる。

⁵ 「詳細法工学的基盤」としては、基本的には「工学的基盤」のS波速度（300m/s～700m/s程度）に対応する地盤を選択しているが、評価地域の地質条件によっては、S波速度が700m/s以上の地盤となる場合もある。

3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」については、強震動評価対象地域として、山陰地方、中国山地から瀬戸内地域、および近畿地方の地下構造モデルを作成した。ただし、特に中国山地から瀬戸内地域については、有用な資料が少ない状況にある。また、近畿地方の一部については、「琵琶湖西岸断層帯を想定した強震動評価」（地震調査委員会、2004a）で用いた三次元地下構造モデルを転用した。

以下に、三次元地下構造モデルの作成手順について示す。

- ① 地質構成、地質構造に関する資料を整理(表 3)し、地盤の速度構造に対応すると想定される地質区分(地震基盤の設定、堆積層の分類)を行った。
- ② ボーリングや物理探査、その他の調査資料を総合的に判断し、地質構造モデルを作成した。
- ③ 地震探査、速度検層等の速度に関するデータを収集(図 1 2、表 3 参照)し、各地質区分に適切な速度値を与えて速度構造モデル(P波速度)を作成した。これにより、三次元地下構造モデルを $V_p=1.8\text{km/s}$ 、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 、 $V_p=3.3\text{km/s}$ 、 $V_p=3.8\text{km/s}$ 、 $V_p=4.4\text{km/s}$ 、 $V_p=5.2\text{km/s}$ の8層構造として作成した(図 1 3、図 1 4 参照)。ただし、対象地域が広範囲に及ぶため、地域によって含まれる速度層は異なる(表 4 参照)。
- ④ 対象地域内のK-NET、KiK-netのP S検層結果から、P波速度とS波速度の関係を次式のように求め、これを用いて、S波速度を推定した。

$$V_s=0.1620V_p-0.5377 \quad (2 \leq V_p \leq 5.0\text{km/s}) \quad \text{—————} \quad (3)$$

ただし、浅部の $V_p=1.8\text{km/s}$ 層については、対象地域が大阪層群上面に対応することから、同地域を対象に推定されている既往の研究成果(香川ほか、2003、表 3 参照)を参考に設定した。この結果、三次元地下構造モデルのS波速度は上層から、 $V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$ 、 $V_s=710\text{m/s}$ 、 $V_s=880\text{m/s}$ 、 $V_s=1.3\text{km/s}$ 、 $V_s=1.6\text{km/s}$ 、 $V_s=2.0\text{km/s}$ 、 $V_s=3.46\text{km/s}$ とした。なお、 $V_p=5.2\text{km/s}$ 層については、広域的な地殻構造を考慮して $V_s=3.46\text{km/s}$ としている。また、密度は、Ludwig *et al.* (1970)により推定した。

- ⑤ 山地部で地表に露出している基盤岩については、対象地域内のK-NET、KiK-netのP S検層結果を利用して風化帯の各速度層の深度を設定した(表 5 参照)。

図 3 は、1層目の上面を深さ0mとしたときの各速度層上面の深度コンターである。また、表 4 に、三次元地下構造モデルにおける各速度層と密度、および地質の対応表を示す。この図より大阪平野から大阪湾内、中央構造線断層帯周辺、および兵庫県北部で地震基盤の深い地域が見られる。これらの地域を除くと、評価範囲の「深い地盤構造」は非常に薄く、固い地盤構造となっている。本検討では、主に大阪平野から瀬戸内地域では、 $V_s=550\text{m/s}$ 層の層厚が5m以上であるため、 $V_s=550\text{m/s}$ 層を、その他の地域では $V_s=550\text{m/s}$ 層の層厚が5m未満であるため、 $V_s=590\text{m/s}$ 層を「詳細法工学的基盤」とした。地震基盤は $V_s=3.46\text{km/s}$ 層とした。

一方、「簡便法」においては、上記の三次元地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布しているとみなして、これを「工学的基盤」と定義した。「簡便法」における工学的基盤の定義は、「確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会、2002）の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

3.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$)の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)の上に分布するという前提で、レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。すなわち、国土数値情報を利用した手法(藤本・翠川、2003)を用い、約1km四方のメッシュごとに「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した[レシピ(23)~(24)式参照]。「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率を図 4 に示す。本検討では、3.2節でも示したように、 $V_s=550\text{m/s}$ 層の層厚に応じて、 $V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$

の2種類で「詳細法工学的基盤」を定義している。図4の右図は、 $V_s=550\text{m/s}$ と $V_s=590\text{m/s}$ の領域を示している。これより、瀬戸内海沿岸部、岡山平野や大阪平野周辺、鳥取平野等で増幅率が高い地域が見られる。

4. 強震動計算方法

本報告で用いた強震動計算方法としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルを用いてハイブリッド合成法により地震動波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式(距離減衰式)により最大速度を推定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「詳細法」

(1) 三次元地下構造モデル（「詳細法工学的基盤」）上面における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの大構造、および「深い地盤構造」より、 $V_s=550\text{m/s}$ 、および $V_s=590\text{m/s}$ 層上面を最上面（深さ0 m）として、三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元地下構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=550\text{m/s}$ 、および $V_s=590\text{m/s}$ 層上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を不連続格子有限差分法 (Aoi and Fujiwara, 1999) による理論的方法、短周期成分を統計的グリーン関数法 (壇ほか, 2000) によりそれぞれ計算する。そして、接続周期付近でフィルター処理 (マッチングフィルター) を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価する。合成の接続周期は1秒とした。また、波形は評価範囲 (図8参照) を約1 km四方に分割した各メッシュの中心で求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、「2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル」で示した各要素断層の地震基盤における統計的グリーン関数、三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定したスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。

② 三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地下構造モデルから、各計算ポイントでの地震基盤よりも上位の一次元地下構造モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

③ 三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたっては、ラディエーションパターン係数 F を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係、および断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された F の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平2成分の自乗平均と考へ、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445を F として採用した。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平2成分の時刻歴波形より最大値（最大速度）を求める際には、2成分の波形のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

(2) 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、約1km四方のメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」上面のS波速度、および3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、レシピ(24)式を用いて最大速度増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速度に乘じることによって推定する。ただし、レシピ(24)式は、基準地盤(平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$)に対する増幅率として定義されているため、本評価においては、松岡・翠川(1994)による基準地盤から「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、および $V_s=590\text{m/s}$ 層)までの増幅率(=1.05、および ≈ 1.00)で、レシピ(24)式から算定される増幅率を除いた値を、「詳細法工学的基盤」における最大速度に乘じることによって推定した。「詳細法工学的基盤」から地表まで最大速度の増幅率の分布図を図4に示している。

地表における最大速度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましいが、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いることとした。

(3) 地表における計測震度の計算

計算された地表最大速度より、(4)式に示す翠川ほか(1999)による最大速度と計測震度の経験的関係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log \text{PGV} \pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \quad \text{————— (4)}$$

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0\sim 7$ と $I=4\sim 7$ の2つの式が提示されているが、 $I=0\sim 7$ の式は低震度データが強く反映され、高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、 $I=4\sim 7$ の式を選択した。

4.2 「簡便法」

(1) 工学的基盤上における最大速度の計算

次に示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤(平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

$$\log \text{PGV} = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{————— (5)}$$

PGV: 最大速度(cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード

D: 震源深さ(km)

X: 断層最短距離(km)

さらに、S波速度が 400m/s の地盤を工学的基盤とみなし、松岡・翠川(1994)による表層地盤の最大速度増幅率の算定式より求まる係数(1.31)を乘じることにより、工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

(2) 地表面における最大速度の計算

約1km四方のメッシュごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(24)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に、この最大速度の増幅率を乘じることによって、地表における最大速度を求めた。

(3) 地表における計測震度の計算

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」、および最新の地震学の知見に基づいて想定された震源断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本報告では「詳細法工学的基盤」上の波形）。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 強震動予測結果とその検証

5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

理論的手法（有限差分法）の結果

「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット 図 1 5

ハイブリッド合成法の結果

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例 図 1 6

「詳細法工学的基盤」上の地震動の擬似速度応答スペクトル 図 1 7

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 図 1 8

地表の最大速度分布 図 1 9

地表の震度分布 図 5

(1) 理論的手法（有限差分法）による「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット

図 1 5 は、理論的手法（有限差分法）により計算された「詳細法工学的基盤」における地震波（速度振幅）の平面的な伝播の様子をいくつかの時刻で示したものである。計算結果には、ハイブリッド合成法で用いるものと同程度のローパスフィルターを施している。また、地震波の伝播の様子を分かり易くするために、振幅値は、任意の速度振幅値で正規化している。いずれの結果においても、ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、強い地震波が伝播していることがわかる。

(2) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形、および擬似速度応答スペクトル

「詳細法」の評価範囲の全地点について、有限差分法と統計的グリーン関数法による計算結果をそれぞれにマッチングフィルターを施した後に合成することによって（ハイブリッド合成法）、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算される。図 1 6、図 1 7 に、岡山市役所（岡山県）・津山市役所（岡山県）・鳥取市役所（鳥取県）・大原町役場（岡山県）・山崎町役場（兵庫県）・姫路市役所（兵庫県）・福崎町役場（兵庫県）・三木市役所（兵庫県）・神戸市役所（兵庫県）・大阪市役所（大阪府）のそれぞれに最も近い10評価地点について、ハイブリッド合成法によって計算された波形、および減衰定数 5 % の擬似速度応答スペクトルを示す。

① モデル1（ケース1-1）

震源断層の長さが80kmと長大であることから、全体的な傾向として、継続時間が他のモデルに比べて長くなっている。各評価地点で比べてみると、破壊進行方向と反対方向に位置する津山市役所、鳥取市役所（に最も近い評価地点、以下、同様）等では、短周期成分が卓越し、継続時間が長い。一方、震源断層モデル直上、あるいは破壊進行方向と同じ方向に位置する福崎町役場、三木市役所、神戸市役所等では、相対的に継続時間は短く、第1アスペリティの影響によると考えられる周期2～4秒程度の明瞭なパルス波が認められる。第2、第3アスペリティに対しては、アスペリティの面積が第1アスペリティに比べて小さい（2分の1）ため、短周期成分が卓越した波形となっている。大阪市役所では、「深い地盤構造」の影響と見られる長周期成分が卓越した後続波が長時間継続している。また、震源断層の南側にある姫路市役所では、アスペリティに対応した明瞭な3つの波群が確認できる。岡山市役所では、0.8秒付近に明瞭なピークが見られ、同地域における「深い地盤構造」の影響と考えられる。破壊開始点直上に位置する大原町役場では、地表の地盤が固く、地震基盤が非常に浅いこともあり、0.2秒程度と短周期成分が卓越した地震波となっている。

② モデル2（ケース2-1、ケース2-2）

ケース2-1の場合、全体的な傾向はケース1-1と同じである。ただし、震源断層の長さが52kmとやや短いため、継続時間も短くなっている。また、ケース1-1と同様に、震源断層モデル直上、あるいは破壊進行方向と同じ方向に位置する福崎町役場、三木市役所、神戸市役所では、第1アスペリティの影響によると考えられる明瞭なパルス波が認められるが、第1アスペリティの面積が小さくなったため、卓越周期は1.5秒～3秒程度とやや短周期側に移行している。大阪市役所では、「深い地盤構造」の影響と考えられる長周期成分が卓越した後続波が、ケース1-1に比べてより顕著に現れている。

ケース2-2の場合、破壊進行方向と同じ方向に位置する津山市役所では、ケース2-1に比べて継続時間が短く、第1アスペリティの影響によると考えられる周期2～3秒程度の明瞭なパルス波が認められる。一方、破壊進行方向と反対方向に位置する福崎町役場、三木市役所、神戸市役所では、相対的に継続時間が長く、ケース2-1の場合に見られた周期2～4秒程度のピークが小さくなっている。大阪市役所においても、同様に周期2～4秒程度のピークが小さく、ケース1-1、ケース2-1と比較して、短周期成分が卓越した地震波となっている。岡山市役所では、ケース1-1と同様に、0.8秒付近に明瞭なピークが見られ、同地域における「深い地盤構造」の影響と考えられる。

③ モデル3

モデル3の場合、モデル2のケース2-1とほぼ同様の傾向を示す。神戸市役所では、破壊進行方向と同じ方向に位置する場合のディレクティビティ効果が認められる。

④ モデル4

モデル4の場合、破壊進行方向と同じ方向に位置する福崎町役場や山崎町役場では、ディレクティビティ効果により、長周期成分の振幅がモデル3に比べて大きい。また、破壊進行方向と逆の方向に位置する神戸市役所では、モデル3で見られた長周期のピークが認められず、逆に短周期側の振幅が増幅している。三木市役所や姫路市役所でも、同様にモデル3に比べて短周期成分の振幅が大きくなっている。

⑤ モデル5

モデル5の場合、津山市役所では、ケース1-1やケース2-1に比べて短周期側にピークが認められる。震源断層周辺の地点では、継続時間が非常に短く、津山市役所と同様に短周期成分が卓越している。

なお、統計的グリーン関数法では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前（P波初動付近）は、有限差分法のみにより計算されており、接続周期に相当する周期1秒以上の長周期成分しか有していない。

(3) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布

各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度の分布を比較する(図18参照)。地震動の最大速度は、「詳細法工学的基盤」上で求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値として求めている。モデル1(ケース1-1)、モデル2、モデル3、モデル5では、断層直上でも最大で50~60cm/s程度と、これまでの強震動予測結果に比べると小さい。これは、地震基盤から地表までの地盤構造が非常に薄いため、地震波の増幅が小さかったためである。モデル4では、ごく一部で80cm/s程度と予測された。ケース1-2~ケース1-4については、微視的震源特性の設定方法による違いを比較するために試行したケースで、5.4節で説明する。

(4) ハイブリッド合成法による地表の最大速度分布、および震度分布

図18で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度に、「浅い地盤構造」による増幅率を乗じて、地表における最大速度を求めた結果を図19に示した。また、これらの最大速度より換算して求めた地表の震度分布を図5に示した。ここでは、図5を中心に説明する。

①モデル1(ケース1-1)

図5-1は、モデル1のケース1-1の地表における震度分布図である。大原断層、土万断層、および山崎断層帯主部の南東部の震源断層近傍では、概ね震度6弱~震度5強と予測された。ただし、安富断層周辺では、断層近傍でも震度5強に留まっている。また、姫路市東部から三木市にかけて、および神戸市の沿岸地域でも震度6弱が予測された。

②モデル2

図5-2は、モデル2の地表における震度分布図(ケース2-1、2-2)である。ケース2-1では、ケース1-1とほぼ同様の傾向を示すが、山崎断層帯主部の南東部が含まれないため、同断層帯の周辺では、震度5強~震度5弱と予測された。ケース2-2では、震源断層周辺の震度分布についてはケース2-1との大きな差異は見られない。震源断層からやや離れた鳥取県西部の倉吉平野周辺では、ディレクティビティ効果と「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」における地震波の増幅により、概ね震度5強~震度5弱、ごく一部で震度6弱が予測された。一方、神戸市の沿岸では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、震度5弱~震度4に留まった。

③モデル3・モデル4

図5-3は、モデル3(上図)、モデル4(下図)の地表における震度分布図である。モデル3では、震源断層近傍において、概ね震度6弱が予測された。また、姫路市東部のごく一部の地域で震度6強以上、神戸市の沿岸地域でも震度6弱が予測された。モデル4では、震源断層近傍で概ね震度6弱、一部で震度6強以上が予測された。モデル3で震度6弱が予測された神戸市の沿岸地域では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、概ね震度5強に留まった。

④モデル5

図5-4は、モデル5の地表における震度分布図である。アスペリティの直上、およびその南側で概ね震度6弱~震度5強が予測された。

以上の結果をこれまでの他の地震での強震動評価結果と比較すると、想定した地震規模に比べて、震源断層周辺の震度がやや小さくなっている。これは、先にも述べたが、震源断層周辺の地盤が非常に固く、「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」を含め、地震基盤と地表の間での地震波の増幅が小さかったためである。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は、経験的な方法((4)式)を用いている。この基となる統計データには計測震度6.0を越えるものは少ないため、計測震度6.0を越えるものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合の「浅い地盤構造」における非線形挙動の影響については評価されていないという問題もある。これに加え、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮に入れると、震度6強と震度7の境界を十分

な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に計測震度6.0以上と評価されたところはすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（地表の震度分布）を図20に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。震源断層周辺では、「簡便法」による震度の方がやや大きめの評価となっている（図5参照）。震源断層周辺は、地震基盤から地表までが非常に薄く、固い地盤構造であるためである。

「簡便法」では、工学的基盤から地表までの「浅い地盤構造」による最大速度の増幅の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり、評価範囲における地震基盤から工学的基盤までの「深い地盤構造」による増幅の影響は考慮されていない。また、アスペリティの影響やディレクティブティ効果も反映されていない。したがって、これらの影響が大きく現れる地域においては、「簡便法」の震度が「詳細法」の震度よりも小さくなっている。

5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、「詳細法工学的基盤」上面における最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と、司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）とを比較して図6に示す。強震動予測結果は、ケース1-1、ケース2-1、2-2については、断層近傍で全体的に小さ目の評価となっている。また、ケース2-2では、震源断層からの最短距離で70km~100kmにおいて、距離減衰式を大きく上回る地点が見られる。これは、ディレクティブティ効果等の影響によると推察される。その他のケースは、全体的に距離減衰式と良い対応を示している。

5.4 震源断層パラメータの設定方法の違いが強震動予測結果に与える影響について

モデル1に対して、「レシピ」の改良という観点から、試行ケースとして別途設定した震源断層パラメータを用いた3ケース（ケース1-2、1-3、1-4）の強震動評価結果について述べる。

図18-1、図18-2に3ケースの詳細法工学的基盤における最大速度分布、図19-1、図19-2に地表における最大速度分布を示す。なお、本評価のうち、レシピに従って実施した結果は、これまでの他の地震での評価結果と比較すると、想定した地震規模に比べて震源断層周辺の最大速度（震度）がやや小さくなっている。したがって、ここでは、各ケース間の相対的な比較のみを行うこととする。

(1) ケース1-2：セグメント分けしたケース

最大速度分布の傾向はケース1-1とほぼ同じである。やや詳細に見ると、第1アスペリティ（大原断層に対応する断層帯北西端部）周辺では、同アスペリティから発生する地震波の短周期レベルがケース1-1の方が若干大きいため、最大速度もややケース1-1の方が大きい。一方、第3アスペリティ（琵琶甲断層に対応する断層帯南東部）周辺では、逆に、同アスペリティから発生する地震波の短周期レベルがケース1-2の方が若干大きいため、最大速度もややケース1-2の方が大きくなる傾向が見られる。また、安富断層付近に設置したアスペリティの近傍では、アスペリティの面積や応力降下量はケース1-1と同程度であるが、予測された最大速度は、ケース1-2の方が大きい。

(2) ケース1-3：アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%としたケース

最大速度分布の定性的傾向はケース1-1とほぼ同じであるが、絶対値はケース1-1と比べるとかなり大きく、最大で2倍程度となっている。これは、短周期レベルが他のケースと比べて大きいこととも対応している（図11参照）。

(3) ケース1-4：アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%とし、震源断層全体の平均応力降下量を3.1MPaとしたケース

モデル1の中では最大速度が最も小さくなっている。この結果は、短周期レベルが最も小さいこととも対応している（図11参照）。また、ケース1-1やケース1-2と比較すると、最大値は小さいが、最大速度の変化がやや滑らかになっているように見える。また、神戸市の沿岸地域の最大速度は、ケース1-1やケース1-2に比べると大きくなっている。これは、アスペリティの面積が小さくなったことにより、アスペリティから生成されるパルス波の卓越周期が短くなったことと、神戸市周辺の深い地盤構造により地震波が増幅されたことが原因と推察される。

以上の検討結果から、アスペリティに関する震源断層パラメータの算定方法の違いは、強震動予測結果に影響を与えることが分かった。セグメント分けを行った場合（ケース1-2）では、セグメントに設定するアスペリティの面積がケース1-1と異なってくるが、アスペリティの総面積や応力降下量はケース1-1とほぼ同じであるので、強震動予測結果はケース1-1と大差がない。アスペリティの面積を震源断層全体の面積の約22%とするだけの場合（ケース1-3）では、強震動予測結果が大きめに評価された。本断層帯の場合、地震基盤が浅いことから、短周期成分の影響が顕著となるため、「石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会、2004b）での検討結果よりも、さらに違いが明瞭に現れたと推察される。また、震源断層全体の面積の約22%とし、さらに震源断層全体の平均応力降下量を設定する場合（ケース1-4）では、モデル1のように長大な断層に対しても、既往の研究と同程度の応力降下量が推定でき、強震動予測結果もレシピに従った結果と同程度となる。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

アスペリティや破壊開始点の位置は地表における強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会、2003b, 2003c, 2004b）。しかし、情報の不足等により、モデル1、2、3については、破壊開始点を確定的に扱えなかった。そこで、モデル1、モデル3では、地盤増幅効果に加えてディレクティビティ効果により、瀬戸内海沿岸地域で揺れが大きくなると予想される位置に破壊開始点を設定した。モデル2では複数のケースを想定した。また、モデル5については、アスペリティや破壊開始点の位置、傾斜角や断層の種類についての情報が得られなかったので、「長期評価」やレシピを参照して平均的なケースを想定した。

アスペリティの総面積、および応力降下量は、強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会、2004b）。ここでは、レシピの改良を目的として、長大な震源断層モデルとなるモデル1に対し、試行ケースとして、別途3ケースの震源断層モデルを設定した。その結果、セグメント分けをした場合（ケース1-2）では、レシピに従って震源断層パラメータを設定したため、アスペリティの総面積や応力降下量はケース1-1とほぼ同じとなり、従って強震動予測結果もケース1-1と大差がなかった。アスペリティの面積を震源断層全体の面積の約22%とするだけの場合（ケース1-3）では、強震動予測結果がケース1-1に比べて大きめに評価された。アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%とし、これとFujii and Matsu'ura(2000)により推定されている震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaから、アスペリティの応力降下量と震源断層全体の平均応力降下量に関する理論式によりアスペリティの応力降下量を推定した場合（ケース1-4）では、既往の研究事例や強震動予測結果から乖離しない震源断層パラメータや予測結果が得られた。ただし、ここで用いた震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaは、長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に関する経験式として、限られたデータに基づき、地震発生層の剛性率を40GPa、断層幅を15kmとする等、いくつかの条件下で導出された値である。したがって、例えば、これらの条件と大きく異なる震源断層を想定する必要がある場合には、3.1MPaをそのまま適用できない可能性がある。

「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルの構築にあたっては、物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、今回の評価対象地域は、一部を除き、調査等が十分には実施されてい

ないため、十分な情報が得られなかった。また、本断層帯が位置する中国山地周辺で基盤岩が露出している地域については、風化帯を設定したが、このための情報も十分ではなかった。したがって、このように調査結果等の資料が非常に限られている地域に対する三次元地下構造モデルの構築にあたっては、いくつかの仮定が必要となった。

地表における最大速度や震度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましい。しかし、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分（約1 km四方のメッシュごとの情報）を利用した経験的な方法を用いた。また、地表の計測震度も、経験式を用いて地表の最大速度より換算して求めた。

6.2 今後の課題

個々の断層帯について想定したアスペリティや破壊開始点の位置は、必ずしも確定的なものではない。特に、モデル1～3では破壊開始点の位置、モデル5（那岐山断層帯）では、アスペリティや破壊開始点の位置、傾斜角や断層の種類についての情報が得られなかった。より信頼性の高い強震動予測を行うためには、例えば、深部構造探査等、これらの震源断層パラメータをより正確に推定するための継続的な調査研究が必要である。

アスペリティと破壊開始点の位置は、地表の地震動に大きな影響を与えることが報告されている（地震調査委員会，2003b，2003c，2004a）。本報告でも、大原断層・土万断層・暮坂峠断層（モデル2）に対して、2ケースを想定することにより、破壊開始点の違いが強震動予測結果に与える影響について検討した。また、モデル3において破壊開始点をアスペリティの南東下端に配置した場合に、震源断層モデルの北西延長に位置する評価領域で推定される強震動は、モデル4で得られる結果にほぼ相当すると考えられるため、これらの領域について、両モデルの強震動予測結果を比較した。アスペリティと破壊開始点の位置等、情報の不足等により現状において確定的に扱えない震源断層パラメータに対しては、このような震源断層パラメータによる強震動予測結果のばらつきの大さを把握しておくことが、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上では非常に重要である。

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するレシピの改良を目的として、モデル1に対して、

- ①：2つのセグメントに分割（ケース1-2）
- ②：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を約22%（ケース1-3）
- ③：②とFujii and Matsu'ura(2000)による震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaから、Madariaga (1979)の理論式を用いてアスペリティの応力降下量を推定（ケース1-4）

の3ケースについて試行的に検討した。その結果、ケース1-4では、モデル1のように長大な断層に対しても、既往の研究と同程度の応力降下量が推定でき、レシピに従った結果と同程度の強震動予測結果が得られた。ただし、ケース1-4で用いた震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaは、その適用範囲や適用条件について十分な検討が行われていない。また、ケース1-2で行ったセグメント分けについては、例えば、栗田（2004）、遠田（2004）によるカスケード地震モデル等、新しいモデルが提案されているが、現時点では研究段階にある。以上のように、長大な断層に対する震源断層のモデル化やパラメータの設定方法については、調査研究に必要なデータが不足していることもあり、研究途上の段階にある。今後はそれらの研究成果を取り入れながら、ここで検討した方法の検証も行うことにより、レシピの改良を進めていく必要がある。

また、より精度の高い強震動予測を行うためには、中小地震観測記録を用いた手法や深部地盤構造探査などにより、今後さらに地下構造（「深い地盤構造」、および「浅い地盤構造」）に関する情報を充実させ、詳細な地下構造モデルを構築していく必要がある。

参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930.
- 栗田泰夫(2004): 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, 163-167.
- Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明(1998): 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.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000): 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 ($M_{\text{JMA}}7.9$) の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530, 53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- Fujii Y. and Matsu'ura M. (2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, 13-27.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 兵庫県(2001): 『平成12年度地震関係基礎調査交付金 山崎断層帯に関する調査成果報告書』, 103.
- 石井透・佐藤俊明・P. G. Somerville(2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎(2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, 47A.
- 地震調査委員会(2002): 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003a): 山崎断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003b): 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003c): 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004a): 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004b): 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2005): 長期評価における確率値の更新と活断層の地震規模の表記について.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001): 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法について(中間報告).
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002): 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について.
- 国土地理院(1987): 国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea*, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 74.
- Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 84, 2243-2250.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994): 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999): 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001): すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中村洋光・宮武隆(2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式,

- 地震 2, 53, 1-9.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 司宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 遠田晋次(2004) : 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, 168-174.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.

表2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ

名称	S波速度 (km/s)	P波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q
上部地殻	3.46	5.90	2.70	300
下部地殻	3.80	6.60	2.90	500
上部 マントル	4.10	7.20	3.10	500

表 3 - 1 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(速度構造の推定に用いた文献、図 1 2 参照)

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典	備考
1	石油公団	1990	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「香住沖」調査報告書		
2	石油公団	1983	昭和57年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「鳥取沖」調査報告書		
3	衣笠ほか	1997	P波及びS波VSPを用いた深層地質調査	物理探査学会第96回学術講演論文集、pp. 108-112	
4	朴ほか	1996	人工地震探査による兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域の地殻構造	日本地震学会講演予稿集、1996、No. 2、B73	文献には地質は記載されていない。
5	朴ほか	1996	高密度人工地震観測による淡路島北部浅部地殻構造	日本地震学会講演予稿集、1996、No. 2、B74	文献には地質は記載されていない。淡路島の地質文献から推定した。
6	蔵下ほか	1998	バイブレータ震源構造探査による淡路島北部の上部地殻速度構造	地震第2輯、51、pp. 233-237	
7	鳥取県	2003	鳥取県西部地震関連地域の地下構造探査成果報告書		文献には地質は記載されていない。地質図および弓ヶ浜における温泉ボーリング資料から該当する地質区分を推定した。
8	沢田ほか	2001	宍道地溝帯中軸部、美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義	地質学雑誌、107、6、pp. 394	
9	田中ほか	2001	微動アレーによる岡山市内の地下構造推定	第36回地盤工学研究発表会講演論文集、pp. 2333-2334	文献には地質は記載されていない。児島湾のボーリングにおいて基盤上面に中部中新統が厚く堆積していることから地質区分を推定した。
10	兵庫県土木地質図編纂委員会	1996	兵庫の地質－兵庫県地質図解説書		
11	本州四国連絡橋公団	1993	本州四国連絡橋地質地盤調査誌		

表 3 - 2 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献)

著者名	発表年	文献名	出典
新井 洋	2003	微動観測に基づく境港市の2次元S波速度構造の推定	日本地震工学会-2003梗概集、pp. 50-51
新井 洋・日比野浩・Purido, N・久保哲夫	2001	米子市における2000年鳥取県西部地震の強振動シミュレーション	第26回地震工学研究発表会講演論文集1、pp. 369-372
朴 成実ほか	1996	人工地震探査による兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域の地殻構造	日本地震学会講演予稿集、No. 2、B73
朴 成実ほか	1996	高密度人工地震観測による淡路島北部浅部地殻構造	日本地震学会講演予稿集、No. 2、B74
千田 昇・岡田篤正・中田 高・金田平太郎	2002	1:25,000都市圏活断層図「山崎」	国土地理院技術資料、D. 1-No. 396
地質調査所	1995	100万分の1日本地質図第3版CD-ROM版	
長谷川修一・斉藤 実	198	讃岐平野の生いたちー第一瀬戸内累層群以降を中心にー	アーバンクボタ28、古瀬戸内海と瀬戸内火山岩類、pp. 52-59
橋爪道郎ほか	1966	第1回、第2回倉吉爆破および花房爆破観測より得られた西部日本の地殻構造	地震第2輯、19、pp. 125-134
服部 仁	1978	上石見地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
服部 仁・片田正人	1964	5万分の1地質図幅「根雨」及び同説明書	地質調査所
平田 直ほか	1996	淡路島横断反射・散乱法地震探査(TAPS)(2)	地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集、A21-P11
広川 治・東郷文雄・神戸信和	1954	5万分の1地質図幅「大屋市場」及び同説明書	地質調査所
広島県	1980	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「府中」	
広島県	1982	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「尾道・土生」	
広島県	1997	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「上石見・新見・油木」	
本州四国連絡橋公団	1993	本州四国連絡橋地質地盤調査誌	
古川隆治・富沢昭文	1985	基礎誌「鳥取沖」	石油技協誌、50、pp. 43-52
藤田和夫・笠間太郎	1983	神戸地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
藤田和夫・前田保夫	1984	須磨地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
兵庫県	1982	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「由良・鳴門海峡」	
兵庫県	1984	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「北条」	
兵庫県	1987	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「佐用・板根」	
兵庫県	1989	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「高砂」	
兵庫県	1990	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「播州赤穂・姫路・坊勢島・寒霞溪」	
兵庫県	1993	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「福知山」	
兵庫県	1995	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「神戸」	
兵庫県	1999	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「出石・大江山」	
兵庫県	2000	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「城崎・宮津」	
兵庫県	2001	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「香住」	
兵庫県土木地質図編纂委員会	1996	兵庫の地質ー兵庫県地質図解説書・土木地質編ー	
兵庫県立人と自然の博物館	1997	阪神・淡路大震災と六甲変動ー兵庫県南部地震域の活構造調査報告ー	
今村外治・長谷 晃	1988	日本地方地質誌『中国地方』新版	朝倉書店
井本伸広・松浦浩久	1991	園部地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
猪木幸男・弘原海清	1980	上郡地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所

表 3 - 3 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
猪木幸男・坂本 亨	1977	多里地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
市原 稔編	1993	大阪層群	創元社
伊藤谷生ほか	1996	四国中央構造線地下構造の総合物理探査	地質学雑誌、102-4、pp. 346-360
地震調査研究推進本部地 震調査委員会	2003	山崎断層帯の長期評価について、 http://www.jishin.go.jp/main/	
香川県	1972	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「観音寺」	
香川県	1974	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「高松南部」	
香川県	1975	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「高松・草壁・ 西大寺・寒霞溪」	
香川県・徳島県	1972	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「池田」	
香川敬生・趙 伯明・宮 腰 研	2003	地殻・地盤構造情報の収集と物性値の特性化	平成13年度科学技術振興調整 費 地盤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、平成13年度研究成 果報告書、pp. 119-130
海上保安庁水路部	1992	5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「美保 関」	
鹿野和彦・中野 俊	1985	美保関地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図 幅)	地質調査所
鹿野和彦・中野 俊	1986	恵曇地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
鹿野和彦・竹内圭史	1991	今市地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
鹿野和彦・山内靖喜	1994	松江地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
鹿野和彦・吉田史郎	1985	境港地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
河合正虎	1957	5万分の1地質図幅「津山東部」及び同説明書	地質調査所
河村知徳・荒井良祐・小 先章三・中田友之・津村 紀子・伊藤谷生	1998	反射法地震探査による淡路島小倉地区の詳細な地下構造調査	月刊地球、号外21、pp. 144- 148
神戸信和・広川 治	1963	5万分の1地質図幅「佐用」及び同説明書	地質調査所
経済企画庁	1967	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「米子」	
近畿地方土木地質図編纂 委員会	1981	近畿地方土木地質図、同説明書	
衣笠善博・馮 少孔・杉 山長志・石川浩次	1997	P波及びS波VSPを用いた深層地質調査	物理探査学会第96回学術講演 論文集、pp. 108-112
小泉金一郎・藤本博巳・ 井口博夫・内津 将・河 野芳輝	1994	瀬戸内海における海上重力測定	測地学会誌、40-4、pp. 333- 345
国土交通省土地・水資源 局国土調査課		全国地下水資料台帳、国土調査ホームページ、 http://tochi.milt.go.jp/tochimizu/catalog	
国土庁土地局国土調査課	1973	土地分類図 (香川県)	
国土庁土地局国土調査課	1974	土地分類図 (兵庫県)	
国土庁土地局国土調査課	1974	土地分類図 (岡山県)	
駒澤正夫・太田陽一・渋 谷昭栄・熊井 基・村上 稔	1996	大阪湾の海底重力調査とその構造	物理探査、49-6、pp. 459-473

表 3 - 4 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子	1998	バイプレータ震源構造探査による淡路島北部の上部地殻速度構造	地震第2輯、51、pp. 233-237
栗本史雄・牧本 博	1990	福知山地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
栗本史雄・松浦浩久	1993	篠山地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
栗田泰夫・鈴木康弘	1996	1995年兵庫県南部地震を生起した野島断層系の活動履歴及び活動性調査	成7年度活断層研究調査概要報告書、地質調査所研究資料集No.259
京都市	2003	平成14年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書(概要版)	
松浦浩久・栗本史雄	1995	広根地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
松浦 誠・芳賀保夫	1976	主要都市及びその周辺部の地盤特性と基礎工法 2. 中国地区	基礎工、4-12、pp. 44-62
三梨 昂・徳岡隆夫	1988	中海・宍道湖 地形・底質・自然史アトラス	島根大学山陰地域研究総合センター
光野千春・沼野忠之・高橋達郎	1982	岡山の地学	山陽新聞社
光野千春・大森尚泰	1965	5万分の1地質図幅「周匝」及び同説明書	地質調査所
水野清秀・服部 仁	1990	明石地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
水野清秀・吉岡敏和・岡村 眞・松岡裕美	1996	淡路島南部, 湊一本庄断層の活動性調査	平成7年度活断層研究調査概要報告報告書、地質調査所研究資料集No.259
村田明弘・竹村恵二・宮田隆夫・林 愛明	1998	野島断層500mボーリングコアの層序と累積変位	月刊地球、号外21、pp. 137-143
日本の地質『中国地方』編集委員会編	1993	日本の地質7 中国地方	共立出版
日本の地質『四国地方』編集委員会編	1993	日本の地質8 四国地方	共立出版
西田良平・寺田一樹・吉川大智・野口竜也・金本宏司・岡本拓夫	2002	2000年鳥取県西部地震と弓ヶ浜半島の地下構造	物理探査、55-6、pp. 473-484
野口竜也・西田良平・岡本拓夫・平澤孝規	2003	人工地震・微動・重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定	第27回地震工学研究発表会論文集、CD-ROM
岡本拓夫・西田良平・野口竜也	2003	鳥取県西部地震(2000, M7.3)時に認められた境港市の異常震域に関する一考察	第27回地震工学研究発表会論文集、CD-ROM
岡山県	1979	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「岡山南部」	
岡山県	1980	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「津山東部」	
岡山県	1982	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「周匝・上郡」	
岡山県	1987	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「大山・湯本」	
岡山県	1990	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「板根・佐用」	
太田良平	1962	5万分の1地質図幅「米子」及び同説明書	地質調査所
太田良平	1962	5万分の1地質図幅「湯本」及び同説明書	地質調査所
尾崎正紀・栗本史雄・原山 智	1995	北条地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
尾崎正紀・松浦浩久	1988	三田地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所

表 3 - 5 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男	1996	神戸層群の地質年代	地質学雑誌、102-2、pp.73-83
Sato, H・Hirata, H・Ito, T・Tsumura, N・Ikawa, T	1998	Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japa	Tectonophysics, 286, pp.19-30
澤田明宏・長尾年恭・伊藤 潔・木下正高	1999	琵琶湖ボーリング孔の温度検層データから抽出した過去の気候変動、烏丸地区深層ボーリング調査団編、琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査	琵琶湖博物館研究報告、No.12、pp.147-153
沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和	2001	宍道地溝帯中軸部、美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義	地質学雑誌、107-6、pp.392-405
石油開発公団	1975	昭和49年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「北陸-山陰」調査報告書	
石油公団	1983	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「鳥取沖」調査報告書	
石油公団	1990	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「香住沖」調査報告書	
四国地方土木地質図編纂委員会	1998	四国地方土木地質図、同解説書	
新編島根県地質図編集委員会	1997	1:200,000新編島根県地質図	内外地図株式会社
鈴木茂之・壇原 徹・田中 元	2003	吉備高原に分布する第三系のフィッシュン・トラック年代	地学雑誌、112-1、pp.35-49
高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁	1992	洲本地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所
玉木賢策・湯浅真人・村上文敏	1982	海洋地質図20『隠岐海峡海底地質図』	地質調査所
田中 均・山田悦子・入江紀嘉・福元俊一・小西純一	2001	微動アレーによる岡山市内の地下構造推定	第36回地盤工学研究発表会講演論文集、pp.2333-2334
田中 隆・小草欽治	1981	山陰沖における中期中新世以降の構造運動	地質学雑誌、87-11、pp.725-736
鳥取県	1966	鳥取県地質図説明書	
鳥取県	2002	平成13年度鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査	
鳥取県	2003	平成14年度鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査	
鳥取県	2004	鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査	
佃 栄吉	1997	中央構造線活断層系（紀伊半島地域）の活動性調査	地質調査所研究資料集No.303（平成8年度活断層研究調査概要報告書）、pp.73-94
佃 栄吉・佐藤 努	1996	徳島県鳴門市坂東観測井周辺の地下構造	第11回地質調査所研究講演会資料 兵庫県南部地震の地質学的背景、pp.90-93
津久井雅志	1984	大山火山の地質	地質学雑誌、90、pp.643-658
津久井雅志・西戸祐嗣・長尾敬介	1985	蒜山火山群・大山火山のK-Ar年代	地質学雑誌、91、pp.279-288
津村紀子ほか	1996	淡路島横断反射・散乱法地震探査(TAPS)による地質構造解明(速報)	地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集、A21-P12
通商産業省	1970	昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」	
中国地方土木地質図編纂委員会	1984	中国地方土木地質図、同解説書	
中国地方基礎地盤研究会	1995	山陰臨海平野地盤図	
上村不二雄・坂本 亨・山田直利	1979	若桜地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所

表 3 - 6 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
氏家良博	1976	広島・岡山両県の北部に分布する中新統備北層群の堆積環境について	地質学雑誌、82-1、pp. 51-67
山田直利	1961	5万分の1地質図幅「奥津」及び同説明書	地質調査所
山田直利	1966	5万分の1地質図幅「智頭」及び同説明書	地質調査所
山本博文・上嶋正人・岸本清行	1990	海洋地質図35『鳥取沖海底地質図』	地質調査所
山本博文・上嶋正人・岸本清行	1993	海洋地質図40『経ヶ岬沖海底地質図』	地質調査所
山元孝広・星住英夫	1988	丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動	地質学雑誌、94-10、pp. 769-781
山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和	2000	龍野地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所
山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和	2002	山崎地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	産業技術総合研究所
山本裕雄・栗田祐司・松原尚志	2000	兵庫県淡路島北部の第三系岩屋層から産出した始新世石灰質ナンノ・渦鞭毛藻化石とその意義	地質学雑誌、106-5、pp. 379-382
山内靖喜	2001	宍道断層はどのようにしてできたか	島根県地学会会誌、16、pp. 25-29
山内靖喜・岩田昭夫	1998	宍道低地帯東部における熱水資源評価	応用地質、39-4、pp. 361-371
山内靖喜・岩田昭夫・野村律夫・佐藤 勉・角秀紀	1997	松江温泉第二温泉源と竹内団地泉源の掘削資料について	山陰地域研究、13、pp. 11-23
横倉隆伸・加藤直巳・山口和雄・宮崎光旗	1996	反射法深部地下構造探査による1995年兵庫県南部地震震源域周辺の断層・基盤構造	第11回地質調査所研究講演会資料 兵庫県南部地震の地質学的背景、pp. 33-36
横倉隆伸ほか	1998	大阪湾における反射法深部地下構造探査	地質調査所月報、49-11、pp. 571-590
米子工業高等専門学校	1985	岡山県臨海地帯地盤図	
吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕	1992	反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造	地質学論集、40、pp. 177-186
吉岡敏和・水野清秀・栗田泰夫	1996	淡路島中部、志筑断層及び先山断層の活動性調査	平成7年度活断層研究調査概要報告報告書、地質調査所研究資料集No.259

表4 各地域の地質構造と三次元地下構造モデルに用いた物性分布
(V_p ・ V_s (km/sec), ρ (g/cm³)) の対応表

山陰		中国山地～ 瀬戸内		四国・淡路・ 和歌山		近畿					
						大阪平野		京都盆地		近江盆地	
鮮新統・ 第四紀火山	D	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A
中部中新 統下部～ 下部中新 統	E		D		D		B		B		B
	G	古第三系	E	後期白亜 系	F	基盤岩	H		C	堆積層下 の基盤岩 の風化帯	F
基盤岩	H	基盤岩	H	基盤岩	H			堆積層下 の基盤岩 の風化帯	F		G
									G	基盤岩	H
								基盤岩	H		

*上記表の記号は下表を参照。

*各速度層の深さ分布、層厚については、図13、図14を参照。

地層	A	B	C	D	E	F	G	H
V_p (km/s)	1.8	2.0	2.2	2.5	3.3	3.8	4.4	5.2
V_s (km/s)	0.55	0.59	0.71	0.88	1.3	1.6	2.0	3.46
ρ (g/cm ³)	1.9	2.0	2.1	2.1	2.3	2.4	2.5	2.6

表5 風化帯の設定

速度区分		層厚(m)
Vp (km/s)	Vs (km/s)	
1.8	0.55	18
2.0	0.59	21
2.2	0.71	25
2.5	0.88	31
3.3	1.3	47
3.8	1.6	57
4.4	2.0	68
5.2	3.46	84