

琵琶湖西岸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
1.1 評価全体の流れ	1
1.2 評価地点	1
1.3 評価項目	1
2．震源特性の設定	2
2.1 巨視的震源特性	2
2.2 微視的震源特性	3
2.3 その他の震源特性	4
2.4 詳細な計算に用いる震源モデル	4
3．地下構造モデルの設定	4
3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」	4
3.2 「深い地盤構造」	5
3.3 「浅い地盤構造」	6
4．強震動計算方法	6
4.1 「詳細法」	6
4.2 「簡便法」	7
4.3 それぞれの手法の特徴	8
5．強震動予測結果とその検証	8
5.1 「詳細法」による強震動予測結果	8
5.2 「簡便法」による強震動予測結果	10
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	10
6．問題点と今後の課題	11
6.1 問題点	11
6.2 今後の課題	11
参考文献(アルファベット順)	12

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

琵琶湖西岸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にはその作業内容をフローチャートにして示した。

地震調査委員会による「琵琶湖西岸断層帯の評価」（地震調査委員会，2003b；以下、「長期評価」という）で示された活断層位置に沿うように一つの震源断層モデルを想定した。

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（図9参照）。セグメントが大きいことより、大小二つのアスペリティを想定し、破壊開始点を变化させた二通りのケースを想定した。

琵琶湖周辺（北は若狭湾、南は大阪湾に達する範囲）の地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査結果等より作成した。「浅い地盤構造」（3章参照）のモデルは国土数値情報の土地分類データ（国土地理院，1987）を基に作成した。

で作成された特性化震源モデルと 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メッシュ密度で「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。

平均的な地震動分布を評価するため、「簡便法」（4章参照）を用いた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「特性化震源モデル」、「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ビ」（以下、「レシビ」と呼ぶ）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、次に示す強震動評価範囲の中にある約1kmメッシュの中心とした（図8参照）。

「簡便法」による評価範囲

東経 135.0° ~ 137.0°

北緯 34.0° ~ 36.5°

「詳細法」による評価範囲

次の4地点を四隅とする矩形範囲

北端 東経 135.800°，北緯 35.850°

東端 東経 136.482°，北緯 35.678°

西端 東経 135.254°，北緯 34.384°

南端 東経 135.936°，北緯 34.213°

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」それぞれにおいて以下のとおりである。

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。

「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)
- 地表の最大速度及び震度分布

「簡便法」

- 震度分布

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にその位置を示す敦賀市役所(福井県)、今津町役場(滋賀県)、大津市役所(滋賀県)、草津市役所(滋賀県)、彦根市役所(滋賀県)、京都市役所(京都府)、奈良市役所(奈良県)、大阪市役所(大阪府)のそれぞれに最も近い計算格子点の8評価地点について時刻歴波形及び擬似速度応答スペクトルを例として示した。

2. 震源特性の設定

本報告では、断層全体が同時に活動するとし、その破壊開始点の位置を変えた2ケースの特性化震源モデルを想定した。図9に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

(1) 震源断層モデルの位置

震源断層モデルの位置は、「長期評価」による活断層位置図を参照し、活断層分布に沿うように位置(長さおよび走向)を設定し(図1参照)、震源断層モデルの長さは60km、走向はN17°Eとした。

(2) 地震発生層の深さ

地震発生層の上端、下端の深さを想定するために、伊藤(2002)による近畿中北部の地殻内地震の震源分布、黒磯・岡野(1990)による琵琶湖周辺の震源分布等を参照した。また、京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所のごく最近のデータを含むデータベースより作成された琵琶湖西岸地域の震源分布(図10参照)によると、地震発生層の上端は3kmないし5km、下端は18km程度である。上記より、地震発生層の上端深さは3km、下端深さは18kmとした。

(3) 震源断層モデルの傾斜

「長期評価」では、戸田ほか(1996)による反射法地震探査結果などから、琵琶湖西岸断層帯の一つの堅田断層を西傾斜の逆断層としている。ただし、深いところ(0.8km程度以深)の傾斜角は不明である。

琵琶湖西岸断層帯の西方約7kmには、横ずれ断層で断層面が鉛直に近いと推定されている花折断層が並走している(地震調査委員会,2003a)。これら二つのタイプの異なる断層帯の関係は、Bowman *et al.*(2003)などに示されている slip partitioning の考え方で説明できる。両断層の地下での詳しい位置関係は不明であるが、slip partitioning の考え方では、地下深部での斜めすべりが、浅部では横ずれと縦ずれの二つの断層の動きに分割されることがあるとされるので、琵琶湖西岸断層帯と花折断層が地下深部で一つに収斂することはあっても、交差関係にあるとは考えにくい。

このような考え方に基づいて、琵琶湖西岸断層帯の震源断層モデルの傾斜角を少なくとも地震発生層下端の深さ18kmまでは花折断層に達しない程度の高角度(70°西傾斜)に設定した。

(4) 震源断層モデルの面積

上記の地震発生層の厚さ及び傾斜角から断層の幅を算定し[レシピ(1)式参照]、震源断層モデルの面積を算出した。震源断層の幅は16kmとなり、前述の長さに乗じて960km²となる。

(5) 地震モーメント M_0

内陸地震の断層面積と地震モーメントとの関係に基づき、地震モーメントの値を求めた[レシピ(3)式参照]。図 1 1 (上) に地震モーメントと断層面積の関係について過去の地震の解析結果をまとめたものに、今回の設定値をプロットして示した。

(6) 平均すべり量 D

震源断層モデル全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 及び震源断層モデルの面積 S を用いて約1.7mと推定した[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回の地震につき平均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、断層面積が比較的大きいことよりアスペリティの数は大小2個とした。

(2) アスペリティの総面積

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呼ぶ)と関係があることから、以下の手順で算定した。

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 1 1 下参照)。

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]。

二つのアスペリティの面積比は、石井ほか(2000)に従い2:1とした。

算定した結果、震源断層モデルの面積に対するアスペリティの面積の比は、30%となる。なお、これまでの研究成果では、アスペリティの面積が震源断層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面積の占める割合は、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おり、これらの範囲内にある。

(3) アスペリティの位置

「長期評価」によると琵琶湖西岸断層帯北部の饗庭野断層付近での平均上下変位速度は約1.6m/千年、本断層帯南部の堅田断層付近での平均上下変位速度は約1.1～1.3m/千年とされる。また、戸田ほか(1996)は、堅田断層は第四紀後期の活動が活発であるのに対して、比叡断層や比良断層は第四紀後期には活動的ではないと述べている。以上より、本報告では、饗庭野断層を中心とした地域に第1(大きい方の)アスペリティ、堅田断層を中心とした地域に第2アスペリティを設定した。

(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、アスペリティのすべり量及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3.4mとなる。なお、「長期評価」によると、その信頼度は低いものの、琵琶湖西岸断層帯の1回のずれ量は3～5m程度と推定されており整合している。

(5) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から一つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定し、アスペリティ領域で14.2MPa、背景領域で3.2MPaとなる[レシピ(15)~(17)式参照]。

(6) f_{max}^2

f_{max} 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)の検討より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ないため両極となる二つのケースを想定し、ケース1では北のアスペリティ(第1アスペリティ)の北下端、ケース2では南のアスペリティ(第2アスペリティ)の南下端にそれぞれ設定して、位置の違いによる影響を評価した。

(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

破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係式(Geller, 1976)から求め2.4km/sとした[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、約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

強震動予測のための地下構造モデルは、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構造(以下、「大構造」と呼ぶ)、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」と呼ぶ)、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、「浅い地盤構造」と呼ぶ)の三つに分けて設定を行った。なお、本報告において工学的基盤は二通りに定義されているが、これについては3.2節において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

上部地殻の上面の深さ及びP波速度については、青木ほか(1974)による御母衣-外山測線の爆破地震探査結果や村上ほか(1988)による大阪湾北港爆破観測、さらに微小地震の震源分布等をもとに、深さを3km、P波速度を6.0km/sとした。下部地殻の上面(コンラッド面)の深さ及びP波速度については、Zhao *et al.*(1992,1994)による琵琶湖西岸断層帯周辺の深さや微小地震の震源分布等を考慮して、深さを18km、P波速度を6.7km/sとした。上部マントルの上面(モホ面)の深さ及びP波速度は、Zhao *et al.*(1992,1993)による琵琶湖西岸断層帯周辺の平均的な深さから35km、P波速度

² 震源スペクトル特性のうちスペクトル振幅レベルが高周波側において急減する周波数

を7.8km/sとした。S波速度と密度については、Ludwig *et al.*(1970)によるP波速度とS波速度、密度の関係より設定した。減衰特性(Q値)については、情報が無いため、森本・富樫断層帯及び砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の強震動評価で設定された値を参考に設定した。

以上のように設定した「大構造」における伝播経路の地下構造モデルをまとめると、表3となる。

ただし、半経験的方法[レシピ3.強震動計算方法参照]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無いため、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値を用い、下式のように設定した。

$$Q = 110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 0.8\text{Hz}) \quad (1)$$

$$Q = 110 \quad (f < 0.8\text{Hz})$$

f: 周波数(Hz)

3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のモデルについては、レシピの中の「「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合」に相当するものとして、その考え方にに基づき、以下の手順でモデルの作成を行った。

近江、京都及び奈良盆地では、中古生層及び花崗岩を基盤岩類として、これを古琵琶湖層群や大阪層群の鮮新～更新統が覆っている。各盆地において実施された物理探査結果及び検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献の収集・整理を行い(表2参照)、基盤岩上面の等深線図を作成した。

京都盆地における基準ボーリングのP-S検層結果及び京都市(2001)による微動アレイ探査結果より、盆地地下における基盤岩類の風化帯を次のように設定し、京都盆地及び近江奈良盆地に適用した。

第1層: Vp=3.8km/s 層厚 42m

第2層: Vp=4.4km/s 層厚 170m

古琵琶湖層群や大阪層群の速度層構造のモデル化を行った。京都盆地については京都市(2003)、大阪堆積盆地については趙ほか(2002)によるモデルを用いた。近江盆地では烏丸ボーリング(伊藤ほか, 1999)のデータを用いてモデル化を行った。

山間部に位置するK-NET及びKiK-netデータからP波速度と深さの関係を求め、これを用いて、山間部の風化帯に相当する各速度の深さを求めた。

上記のデータをもとに7層から成る速度層構造(Vp=1.8km/s層、Vp=2.0km/s層、Vp=2.2km/s層、Vp=2.5km/s層、Vp=3.8km/s層、Vp=4.4km/s層、Vp=5.2km/s層)として、三次元速度層構造モデルを作成した。

K-NET、KiK-net及び京都盆地ボーリングのP-S検層結果から、(2)式に示すP波速度とS波速度との関係を求めた。各速度層のS波速度は、P波速度より次式を用いて求めた。

$$V_p \text{ 2.0} \sim 5.0\text{km/s} \quad V_s = 0.657V_p - 0.697 \quad (2)$$

$$V_p \text{ 2.0 km/s未満} \quad V_s = 0.194V_p + 0.078 \quad (3)$$

密度は、P波速度よりLudwig *et al.*(1970)の関係をを用いて換算した。

図12には収集した資料の位置図、図13には作成した三次元速度層構造モデルの断面図の例、図3には各速度層の深さのコンタ図(「深い地盤構造」モデル)を示す。

本報告では、この三次元速度層構造モデルの最上位を「詳細法工学的基盤」と定義した。なお、図3に示したように、下位の層が露岩するところがあることより、「詳細法工学的基盤」上の地盤速度は一定でない。また、Vp=5.2km/s(Vs=3.1km/s)の層を地震基盤とした。

一方、「簡便法」においては、上記速度層構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律Vs=400m/sの層が分布するとみなして、これを工学的基盤(Vs=400m/s)と定義した。これは、「確

率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」（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」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。即ち、国土数値情報の土地分類データを利用した手法（藤本・翠川，2003）を用い、約1km格子点単位で「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度を求めて工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した（図4参照）[レシピ(23)～(24)式参照]。

4．強震動計算方法

本報告で用いた強震動計算方法は、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取り込んで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により最大速度を算定する「簡便法」を用いた。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の最上位層（「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」及び「深い地盤構造」より、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、ハイブリッド合成法により「詳細法工学的基盤」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、長周期成分を理論的方法（Pitarka, 1999）による不等間隔格子有限差分法、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、両者の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ことができる。合成する接続周期は1.5秒とした。なお、波形は評価範囲（図8参照）の約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。

統計的グリーン関数法は、次に述べるように、2.4節で述べた震源断層モデルの要素断層ごとに地震基盤と三次元地下構造モデル上面（ここでは、「詳細法工学的基盤」と同じ）における統計的グリーン関数を順次作成して波形合成を行うものである。

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を用いて佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定したパラメータを用い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。なお、本報告では $V_p=5.9\text{km/s}$ 層（ $V_s=3.3\text{km/s}$ 層）を地震基盤として扱った。

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。

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及び断層の滑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え、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

地表における時刻歴波形を求めるためには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分や土地分類データを利用した経験的な方法を用いた。すなわち、1km 格子点ごとに、「詳細法工学的基盤」の S 波速度、及び 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、最大速度増幅率をレシピ(24)式より求めた。

(3) 地表における計測震度

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。

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

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0 \sim 7$ の式と $I=4 \sim 7$ の二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

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 ($V_s=600\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

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

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 $V_s=400\text{m/s}$ の地盤を工学的基盤とみなし、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、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

1km格子点ごとに、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求めた最大速度増幅率を適用することによって、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

地表における計測震度については、「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。

(1) 「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」及び最新の地震学の知見に基づいて想定された特性化震源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」での波形）。
- ・ 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。

(2) 「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震に対する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。

「詳細法工学的基盤」での時刻歴波形例	図 1 4
「詳細法工学的基盤」での地震動の擬似速度応答スペクトル	図 1 5
「詳細法工学的基盤」での最大速度分布	図 1 6
地表の最大速度分布	図 1 7
震度分布	図 1 8

図 1 4、1 5 には、敦賀市役所（福井県）、今津町役場（滋賀県）、大津市役所（滋賀県）、草津市役所（滋賀県）、彦根市役所（滋賀県）、京都市役所（京都府）、奈良市役所（奈良県）、大阪市役所（大阪府）に最も近いメッシュを代表評価地点とし（図 8 にその位置を示す）、それぞれの地点におけるケース 1 とケース 2 のハイブリッド合成法によって計算された波形及び減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトルを示す。

(1) 「詳細法工学的基盤」の時刻歴波形予測結果

ケース 1

破壊が遠ざかる位置にある敦賀市や断層面の破壊を横から見る位置にある今津町・彦根市では、二つのアスペリティからの波群が時間差を置いて到達している。これらの地点は第 1 アスペリティよりも第 2 アスペリティの方が遠いため、第 2 アスペリティから到達する波群の方が、到達時刻が遅れ、短周期成分が大きく減衰している。特に破壊が遠ざかる敦賀市では、その到達時間差が最も大きく、波形全体としての包絡形も長い。

第 1 アスペリティ至近で破壊の前面に位置して強い破壊指向性にさらされる今津町では、最大速度 40 cm/s 弱の大振幅となった。断層南端付近にあって破壊が近づいてくる位置にある草津市・大津市・京都市では、二つのアスペリティからの波群が一塊りになって到達し、波形全体としての包絡形も相対的に短い。また、波形振幅も大きく、最大速度は 20 ~ 30 cm/s 程度に達した。このうち草津では「深い地盤構造」での地震波伝播により地震動の継続時間は長くなり、後続動が長周期化している。

断層の南方に離れた平野や盆地上にある大阪市や奈良市では、距離減衰が大きいため波形振幅が小さくなっているが、「深い地盤構造」での地震波伝播により地震動の継続時間は長くなっている。特に大阪市では、周期5秒前後のやや長周期地震動が長時間継続している。

ケース2

二つのアスペリティからの波群は、破壊の伝播する方向に位置する敦賀市では一塊りになって到達し、破壊の伝播する方向と逆の位置にある草津市・大津市・京都市では、時間差をおいて到達している。

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いるため長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

(2) 「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布予測結果

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して図16に示した。地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上で求められた水平2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を求めた。

ケース1

アスペリティに近い地域、ことに第1アスペリティの破壊の伝播方向に位置する地域を中心に、振幅が相対的に大きくなっており、工学的基盤の地震動は、アスペリティからの距離とディレクティビティ効果³に強く支配されることがわかる。ケース1の破壊は第1アスペリティの北下端（北西隅）から放射状に広がっているため、特に、第1アスペリティの破壊の伝播方向に位置する地域、すなわち、第1アスペリティの南東側の断層に比較的近い地域で地震動の振幅が非常に大きくなっている。なお、振幅が最も大きい地域のかなりの部分は琵琶湖の湖底になっている。また、断層から南方に離れた大阪平野では、振幅の絶対値は小さいものの、「深い地盤構造」により励起された長周期地震動の影響により、周辺の地域に比べて相対的に振幅が大きい傾向が見られる。

ケース2

第2アスペリティの破壊の前面に位置する地域、すなわち、第2アスペリティの東側から北東側にかけてのエリアで断層に比較的近い地域で地震動の振幅が非常に大きくなっている。一方、大阪平野では周辺の地域に比べて振幅が大きいものの、ケース1ほどではない。

(3) 震度分布予測結果

図16で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に「浅い地盤構造」による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図17に示した。また、これら最大速度値より換算して求めた震度の分布を図18に示した。

ケース1

アスペリティからの距離が近く、「浅い地盤構造」における増幅率の高い地域において、震度6弱以上の揺れが予測された。北側の第1アスペリティの北下端に破壊開始点が設定されているため、破壊の伝播方向となるアスペリティの南東側では、アスペリティとディレクティビティ効果が相乗して、このアスペリティの南東側で震度6強以上と予測された。断層から離れている大阪平野東部及び大阪湾岸の一部においても震度5強（大阪湾岸ではごく一部で震度6弱）と予測されたが、これは、厚い堆積層（「深い地盤構造」）の影響とディレクティビティ効果によりや

³ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

や長周期地震動が増幅され、さらに大阪湾岸は埋め立て地盤の「浅い地盤構造」での増幅率が大きいことを反映したものと考えられる。

ケース2

アスペリティからの距離が近く、「浅い地盤構造」における増幅率の高い地域において震度が大きくなる特徴は共通している。破壊開始点が南の第2アスペリティの南下端に設定されているため、第2アスペリティの東側で特に震度が大きく、ところどころで震度6強以上と予測された。ケース1では、震度5強と予測された地域が見られた大阪平野東部及び大阪湾岸も、ケース2では同地域が破壊の伝播方向とは逆方向に位置することになるため、ほとんどの地域で震度4程度に留まった。

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)を用いているが、この式の基となっている統計データ群には計測震度6.0を越えるものが少ないため、計測震度6.0を越えた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について、「浅い地盤構造」の非線形挙動の影響については考慮されていないという問題もある。さらに、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮すると、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「震度6強以上」となった部分については、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（震度分布）を図19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。「簡便法」では、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり地震基盤から工学的基盤までの増幅や三次元的な地下構造により生成され伝播する地震波の影響は考慮されていない。また「簡便法」ではディレクティブティ効果が再現されていない。したがって「詳細法」の震度分布ではその震度が特徴的に大きかったアスペリティの近傍や破壊の前面の地域、地震基盤の深い大阪平野などの地域については、「簡便法」の震度は相対的に小さい結果となっている。

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、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 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。ただし、解析対象領域の大半では、実際には工学的基盤でのS波速度が大きく、モデル計算上は $V_s=390\text{m/s}$ ・ $V_s=430\text{m/s}$ の層が最浅部にごく薄く載っているような地域では、実際にはそのような層での増幅が殆ど見込まれないと判断される。そこで、「詳細法」により評価された速度最大値の補正の際に地下構造モデルの表層から2層($V_s=390\text{m/s}$ と $V_s=430\text{m/s}$)を除外して比較を行った。

その結果

- ・ 詳細法により評価された地震動はばらつきの範囲内で距離減衰式と概ね対応すること。
- ・ 断層最短距離が約10 km 以下の地域では断層の破壊指向性により距離減衰式を大きく上回る地点もあること。
- ・ 遠方でも「深い地盤構造」の影響によって大阪平野のように距離減衰式を大きく上回る地域があること。
- ・ ケース2では30km以遠で距離減衰式より早く減衰する傾向がある。

など、既往の地震動評価結果と同様の詳細な地域特性を反映した特徴が見られる。なお、ケース2の減衰傾向は、地震動計算領域が震源断層モデルに対して南に偏っているため、破壊伝播方向と逆側となる領域が広いことによる影響が含まれている。

6．問題点と今後の課題

6.1 問題点

今回の強震動評価では、「浅い地盤構造」の調査データが乏しいことから、地表における波形を求めるのに必要な次元地下構造モデルが十分な精度で作成できないため、「詳細法」によって時刻歴波形を求めるのは「詳細法工学的基盤」までにとどめ、地表における時刻歴波形は求めていない。地表における最大速度は、微地形区分（約1km四方毎の情報）を利用した経験的な方法を用いて最大速度の増幅率を推定することによって求め、さらに地表の計測震度も経験式を用いて求めている。したがって、「浅い地盤構造」のひずみレベルが大きい場合でも非線形挙動の影響については考慮されていないため、強震動予測結果（地表の最大速度・震度）は、個別の留意が必要である。

6.2 今後の課題

今回の評価地域には、基盤岩類を被覆して大阪層群や古琵琶湖層群が分布しており、また、基盤岩類の表層には、風化部の残存部と考えられるやや速度の遅い部分が認められるなど地下構造が複雑であることが推定された。そこで、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、情報の不足している地域もあり、モデル化にあたってはいくつかの仮定が必要となった。本地域に限らず今後強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（風化部を含めた「深い地盤構造」及び「浅い地盤構造」）が必要となる。なお、地下構造モデルの最適化を図る手段として、中小地震観測記録を用いた手法も試みられており、地下情報の不足を補う手法として期待される。

今回の強震動評価では、アスペリティの深さと位置を固定して破壊開始点の設定を変え、破壊の伝播方向の異なる複数のケースにおける強震動予測計算を行い、ディレクティビティの影響の発現状況を確認した。今後の活断層ならびに深部構造の調査研究により、強震動予測結果に大きな影響を及ぼす震源特性に関する情報が増えれば、想定するケースを絞り込める可能性があり、より信頼性の高い強震動予測が可能となる。

想定震源断層パラメータのうち断層の傾斜方向は反射法地震探査の結果から浅い部分では西傾斜であることがつかめていたが、アスペリティを包含する深度までの傾斜角が不明であったため地表トレースが隣接並行している高角度の花折断層と地震発生層内で交差しない位置関係となる傾斜角を想定した。地震発生層の深さが特定された場合、断層の傾斜角は地震モーメントの評価に大きな影響を及ぼす重要な要素である。今後、本断層帯での深部構造探査等の調査研究により、断層の形態に関する情報が増えれば、より信頼性の高い強震動予測が可能となる。

参考文献 (アルファベット順)

- 青木治三・村松郁栄(1974):御母衣 - 外山観測に沿う近畿・四国地方の地殻構造,地震2, 27, 104-109.
- 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.
- Bowman, D., King, G. and Tapponnier, P.(2003) : Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, Science, 300, 1121-1123.
- 趙 伯明・香川敬生・宮腰 研(2002):地震記録のシミュレーションによる大阪堆積盆地の3次元地下構造モデルの検証(3), 2002年度地震学会, P032, 2002. 11.
- 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_{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.
- 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, 1-15.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- 伊藤 潔・村上寛史・堀江正治・佐々木嘉三・浅野周三・竹内俊明・原 徹夫(1982) : 発破地震動観測による琵琶湖底の地下構造, 地震2, Vol.35, pp.353-366.
- 伊藤 潔・長尾年恭・田中 豊(1999) : 琵琶湖付近の地震活動と熱構造, 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, 琵琶湖博物館研究調査報告, No.12, pp.163-167.
- 伊藤 潔(2002) : 地殻内地震発生層, 月刊地球/号外, 38, 114-121, 2002.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2002):予測のための震源のモデル化, 月刊地球/号外, 37, 62-77.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000):強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- 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):三方・花折断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003b):琵琶湖西岸断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003c):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(2003d):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(2004):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.
- 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.
- 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).
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002):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について(地震調査委員会(2002a)の別添).
- 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター(1999):平成10年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書, 603-715.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団編(1999):琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査, 琵琶湖博物館研究調査報告, No.12, 167p.
- 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.

- 黒磯章夫・岡野健之助(1990)：琵琶湖周辺の地震活動と近畿北部の地殻構造，月刊地球，Vol.12，No.6，362-368．
- 京都市(2001)：平成12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．
- 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)．
- Ludwing, W. J. , J. E. Nafe, C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea, Vol. 4, part 1, Wiley - Interscience, 74．
- 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及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．
- 村上寛史・伊藤 潔・黒磯章夫・飯尾能久・前田直樹・佐伯龍男・吉岡克平・梅田康弘・竹内文朗・松村一男・大倉敬宏(1988):大阪湾北港爆破観測による近畿地方北部の上部地殻構造，地震学会講演予稿集，1988, 1, 106．
- 中村洋光・宮武隆(2000)：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震2，53，1-9．
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(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.
- 戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正(1996)：琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査．活断層研究，15，23-36．
- 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 - 1 琵琶湖西岸断層帯の地下構造モデルに関する文献

著者	文献名	年度	出典	ページ
林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸	琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序	1999	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, 琵琶湖博物館研究調査報告	31-60
堀江正治・石田志朗・西村進・横山卓雄・太井子宏和	古琵琶湖層深層部堆積状況に関する研究	1981	滋賀県天然ガス調査報告書	16-57
Horie, S., and S. Tanaka	Multichannel seismic profiles	1983	Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, Vol.11	57-99
堀川晴央・水野清秀・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・Arben Pitarka	大阪平野の3次元地盤構造モデルの作成	2002	活断層・古地震研究報告, No. 2	291-324
市原 実	特集=続・大阪層群 - 古瀬戸内河湖水系	1991	アーバンクボタ, No.39	65
池田 碩・大橋 健・植村善博	滋賀県・近江盆地の地形	1991	滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団	105-296
井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田志朗	京都西北部地域の地質	1989	地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)地質調査所	84
入倉孝次郎・春日 茂	水平に急変する地盤構造地域における地震波の震動特性	1980	地震学会講演予稿集, No. 1	202
石田志朗・河田清雄・宮村学	彦根西部地域の地質	1984	地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	121
伊藤 潔・村上寛史・堀江正治・佐々木嘉三・浅野周三・竹内俊明・原 徹夫	発破地震観測による琵琶湖底の地下構造	1982	地震 2, Vol.35	353-366
伊藤 潔・長尾年恭・田中豊	琵琶湖付近の地震活動と熱構造	1999	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, 琵琶湖博物館研究調査報告	163-167
香川敬生・趙 伯明・宮腰研	地殻・地盤構造情報の収集と物性値の特性化	2003	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	119-130
香川敬生・澤田純夫・岩崎好規・南庄 淳	大阪平野の深部地盤構造のモデル化について	1993	地震学会講演予稿集, No. 2	112
香川敬生・澤田純夫・岩崎好規・江見 晋	発破実験より推定される大阪堆積盆地構造	1990	地震 2, Vol.43	527-537
関西地盤情報活用協議会	新関西地盤 - 神戸および阪神間 -	1998		270
関西地盤情報活用協議会	新関西地盤 - 京都盆地 -	2002		196
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	1999	琵琶湖博物館研究調査報告, No.12	167
川辺秀憲・堀家正則・日下部馨	震源インバージョンと地震動有限差分シミュレーションを用いた大阪平野北部地域の三次元地下構造モデル	2002	日本建築学会構造系論文集, 552	93-100
Kawabe, T	Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan.	1989	Jour. Geosci. Osaka City Univ., Vol. 32	29-52
川辺孝幸	古琵琶湖層群 - 上野盆地を中心に -	1990	アーバンクボタ, 29	30-47
木村克己・吉岡敏和・中野聡志・松岡 篤	北小松地域の地質	2001	地質調査所	89
近畿農政局計画部資源課	農業用地下水開発調査	1973	亀岡盆地地区調査報告書	256
北 啓之・科野健三	奈良盆地のVSP探査と地震応答の検討	1993	日本応用地質学会関西支部・関西地質調査業協会, シンポジウム「丘陵地域の応用地質学的特性と課題」, 第3セッション	
狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規	地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題	1971	京都大学防災研究所年報, 14-A	203-215
小林芳正・入倉孝次郎・堀家正則・天地文男・岸本清行・春日 茂	黄梨断層の地震探査	1980	地震学会講演予稿集, No. 1	204
小松原 琢・水野清秀・寒川旭・七山 太	琵琶湖西岸活断層系・饗庭野断層のトレンチ掘削調査(補備調査)	1998	地質調査所速報, No.EQ/98/1(平成9年度活断層・古地震研究調査概要報	125-136
小松原 琢・水野清秀・寒川旭・七山 太・木下博久・新見 健・間野道子・吉村辰朗・井上 基・葛原秀雄・関司高志・中村美重・横井川博之	琵琶湖西岸活断層系北部, 饗庭野断層の活動履歴	1999	地震 2, Vol.51	379-394
小松原 琢・水野清秀・松山紀香	琵琶湖西岸活断層系南部, 特に堅田断層の補備調査	2001	活断層・古地震研究報告, No. 1	115-131
小松原 琢・水野清秀・松山紀香・細矢卓志・徳田博明・藤根 久	琵琶湖西岸活断層系南部・堅田断層の活動履歴調査	2002	活断層・古地震研究報告, No. 2	91-107
公文富士夫	烏丸地区深層ボーリング資料からみた近江盆地の構造運動と堆積環境	1999	烏丸地区深層ボーリング調査団編, 琵琶湖博物館研究調査報告, 12	155-162
公文富士夫・今井 肇	烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた琵琶湖南湖周辺の古環境変遷	1999	烏丸地区深層ボーリング調査団編, 琵琶湖博物館研究調査報告, 12	61-74
栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓	敦賀地域の地質	1999	地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所	73

表2-2 琵琶湖西岸断層帯の地下構造モデルに関する文献

著者	文献名	年度	出典	ページ
京都市	平成8年度地震関係基礎調査交付金京都西山断層帯に関する調査成果報告書	1997		
京都市	平成9年度地震関係基礎調査交付金京都盆地・奈良盆地断層帯に関する調査成果報告書	1998		
京都市	平成10年度地震関係基礎調査交付金三方・花折断層帯(桃山断層)に関する調査成果報告書	1999a		
京都市	平成11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	2000		
京都市	平成12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	2001		
京都市	平成13年度地震関係基礎調査交付金宇治川断層に関する調査成果報告書	2002a		
京都市	平成13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	2002b		
京都市	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)	2003		
京都市	三峠・京都西山断層帯に関する調査	2003	2003年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集	187-196
Meyers, P. A. and Horie, S	An organic carbon isotopic record of glacial postglacial change in atmosphere Co2 in the sediments of Lake Biwa, Japan	1993	Palaeogeo. Palaeo-clima. Palaeoeco., Vol. 105	171-178
Meyers, P. A., Takemura, K. and Horie, S	Reinterpretation of Lake Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles	1993	Quant. Res., Vol.39	154-162
宮腰 研・香川敬生・越後智雄	大阪平野における深部地下構造のモデル	1997a	物理探査学会第96回学術講演会講演論文集	186-190
宮腰 研・香川敬生・越後智雄・堀江佳平・澤田純男	大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その2)	1997b	第24回地震工学研究発表会講演論文集	33-36
宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・小川安雄・清水謙司・江尻讓嗣	微動探査法による奈良盆地の地下構造探査	1998a	物理探査学会第98回学術講演会論文集	130-134
宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙 伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三	微動探査法による彦根市の地下構造探査	1998b	物理探査学会第99回学術講演会論文集	164-167
宮腰 研・香川敬生・趙 伯明・徳林宗孝・澤田純男	大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その3)	1999	第25回地震工学研究発表会講演論文集	185-188
水野清秀・小松原 琢・七山太・寒川 旭・山崎博史	琵琶湖西岸断層系の活動性調査	1997	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)	23-35
水野清秀・小松原 琢	琵琶湖西岸断層系堅田断層及び今津-高島沖湖底断層の補備調査	1999	地質調査所速報, No. EQ/99/3(平成10年度活断層・古地震研究調査概要報	215-224
中江 訓・吉岡敏和・内藤一樹	竹生島地域の地質	2000	地域地質研究報告(5万分の1図幅)地質調査所	71
中沢圭二・市川浩一郎・市原 実	日本の地質6 近畿地方	1993	共立出版株式会社	296
西堀 剛・西川一雄・小早川隆・但馬達男・岨中豊洋	湖東流紋岩類	1991	滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団	387-422
岡村 眞・佐藤比呂志・隅元崇・堤 昭人・嶋本利彦・東郷正美・植村善博・松田時彦・霧口耕治	琵琶湖湖底活断層の音波探査(予報)	1992	活断層研究, No. 10	53-64
奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相場秀廣	奈良盆地東縁断層系の総合調査	1997	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)	51-62
佐竹健治・寒川 旭・須貝俊彦	金剛断層系の総合調査	1997	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)	63-72
佐竹健治・寒川 旭・須貝俊彦	金剛断層系のトレンチ掘削調査(補備調査)	1998	地質調査所速報, no. EQ/98/1(平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書)	151-159
佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩崎孝明・小保雅志・石川 玲	奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期	1999	地震2, Vol. 52	147-153
滋賀県自然保護財団	滋賀県自然	1979	滋賀県自然 地形地質編並に10万分の1滋賀県地質図	541
滋賀県自然誌編集委員会	滋賀県自然誌	1991		2056

表 2 - 3 琵琶湖西岸断層帯の地下構造モデルに関する文献

著者	文献名	年度	出典	ページ
Sri Widiyantoro, T. Tsutsui, Y. Kobayashi, Y. Murai, S. Kawasaki, I. Matsui, K. Yamada, K. Matsunami	A Correlation Between The Time Section Obtained By CDP Seismic Profiling Method and The 1000 Meter Drilling Log On The Estuary Of Yasu River, Southeast Coast Of Lake Biwa	1990	地震学会講演予稿集, No. 2	99
太井子宏和・井内美郎・黒 鉄雄 Takemura, K	琵琶湖北湖湖底のユニフォーム音波探 査 Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times	1987	北海道大学地球物理研究報告, Vol. 49	251-268
竹村恵二	西南日本の鮮新世以降のテクトニク ス - 近畿地域の盆地形成と関連して	1999	月刊地球, Vol. 21	649-652
竹村恵二・横山卓雄	琵琶湖1400m掘削試料の層相からみ た堆積環境	1989	陸水雑, Vol. 50	247-254
戸田 茂・川崎慎治・中川康 一・香川敏幸・横田 裕・小 林芳正・岡田篤正	琵琶湖南湖周辺における反射法地震 探査	1996	活断層研究, No. 15	23-36
筒井智樹・小林芳正・阿部 進・香川啓生・須本満由美・ 福井 徹・入倉孝次郎・岩田 知孝・吉岡祥一	脈動観測による基盤深度の推定 - 琵 琶湖東岸, 日野川下流域の調査 -	1987	地震学会講演予稿集, No. 1	320
筒井智樹・小林芳正・村井芳 夫・芝 良昭・須田佳之・岩 田和孝・松井一郎・藤原宏行	反射法地震探査による琵琶湖東岸, 日野川河口の地下構造の推定	1989	地震 2, Vol. 42	405-418
Tsutsui, T. and Y., Kobayashi	Discontinuity of Basement Rock Depth in Eastern Coast of Lake Biwa	1989	Discovered by Observations of Microseisms, J. Phys. Earth, Vol. 37	133-146
山田功夫・佐々木嘉三	琵琶湖爆破による中部地方の地下構 造	1979	地震学会講演予稿集, No. 1	197
山崎博史	烏丸ボーリング - 琵琶湖環境史 -	2001	月刊地球, Vol. 23	387-392
山崎博史・吉川周三・林 隆 夫	琵琶湖西岸, 古琵琶湖層群底部コ アの層序	1994	地質学雑誌, Vol. 100	361-367
横倉隆伸・加野直巳・山口 和雄・宮崎光旗・井川猛・太 田陽一・川中卓・阿部進	大阪湾における反射法深部構造探査	1998	地質調査所月報, Vol. 49, 11	245-266
横倉隆伸・山口和雄・加野直 巳・宮崎光旗・井川猛・太 田陽一・川中 卓・阿部 進	神戸・芦屋周辺地域における反射法 深部構造探査	1999	地質調査所月報, Vol. 50, 4	245-267
横山卓雄	琵琶湖堆積物からみた古環境	1985	月刊地球, Vol. 7	328-332
横山卓雄	琵琶湖深層試錐中の火山ガラスの屈 折率測定値からみた現琵琶湖堆積物 の火山灰層序	1986	地質学雑誌, Vol. 92	653-661
横山卓雄・堀江正治	マルチチャンネル反射法による琵琶 湖の地層調査	1991	滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自 然誌, 滋賀県自然保護財団	703-714
Yokoyama, T., Ishida, S., Danbara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A. Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofujii, Y., Sakamoto, M., Takemura, K., Tanaka, N., Torii, M., Yamada, K., Yoshikawa, S., and Horie, S	Lithofacies of the 1000m core samples on the East coast of Lake Biwa, Japan.	1976	Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist., Vol. 5	52-66
吉川周作・烏丸地区深層ボー リング調査団	琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリ ングコアの火山灰層序	1996	第四紀学会講演要旨集	82-83
吉川周作・山崎博史	古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成	1998	アーバンクボタ, No. 37	1-11
吉川周作・加 三千宣	琵琶湖湖底堆積物による過去40万年 間の高精度火山灰編年	2001	月刊地球, Vol. 23	594-599
吉川周作・井内美郎	琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山 灰層序	1991	地球科学, Vol. 45	81-100
吉川周作・井内美郎	琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から 見た中期更新世～完新世の噴火活動 史	1993	地球科学, Vol. 47	97-109
吉岡敏和・刈谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二	花折断層の活動履歴及び活動性調査	1997	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)	13-22
吉岡敏和・宮下由香里・杉山 雄一	琵琶湖西岸断層系酒波断層の活動履 歴調査	2000	地質調査所速報, No. EQ/00/2 (平成11 年度活断層・古地震研究調査概要報 告)	119-126
吉岡敏和・穴倉正展・細矢卓 志・徳田博明・山口弘志	花折断層南部, 京都市修学院地区に おける活動履歴調査	2001	活断層・古地震研究報告, No. 1	133-142
小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・松 木宏彰・新見 健・吉村辰 朗・井上 基・居川信之・葛 原秀雄・中村美重・岡司高 志・横井川博之	琵琶湖西岸断層系北部, 饗庭野断 層の第四紀後期の活動	1998	地調月報, Vol. 49	447-460

表3 「大構造」における伝播経路の地下構造モデル

上面深さ (km)	層厚 (km)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q	名称
1~2	1~2	5.2	3.1	2.6	200	(地震基盤)
3	15	6.0	3.4	2.7	300	上部地殻
18	17	6.7	3.8	2.9	500	下部地殻
35		7.8	4.4	3.3	500	上部マントル