

3. 現在の「レシピ」による震源断層を特定した地震の強震動評価結果事例と「レシピ」の改良の経緯

ここでは、これまでに強震動評価を実施した代表的な3つの事例を紹介するとともに、強震動予測に用いた「レシピ」の改良の経緯を解説する。

3.1 現在の「レシピ」による活断層で発生する地震の強震動評価結果

断層規模の大きな2つの断層帯の地震を想定した強震動評価について以下に紹介する。いずれも今年度、強震動評価部会で検討し公表したもので、それぞれの活断層帯についての形状評価と発生の可能性の評価は、昨年度長期評価部会で実施したものである。いずれも破壊開始点の位置による予測結果の違いが認められ、特性化震源モデル¹⁷の設定に際して「レシピ」に基づく想定や推定が予測結果に影響を与えることが明らかになった。したがって、予測結果の精度の向上のためには、「レシピ」の改良と同時に、特性化震源モデルのパラメータの絞込みに資する調査が必要であることも今後の課題としてあげている。また、山崎断層帯のように長大な断層帯については、セグメント分けやアスペリティの大きさや配置の決め方に対する「レシピ」の改良が行われた。

3.1.1 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価

琵琶湖西岸断層帯は、滋賀県高島郡マキノ町から大津市に至る断層帯であり、長さは約59kmである。長期評価に基づいて一つのセグメントから成る震源断層モデルを想定し、その中に大きさの異なる二つのアスペリティ（震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域）を想定した。

また、破壊開始点はその位置を特定するだけの情報がなかったため、北のアスペリティの北下端に位置する場合（ケース1）と南のアスペリティの南下端に位置する場合（ケース2）の二つのケースを想定した。

強震動予測結果は、いずれのケースも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以上の揺れが予測された。ケース1では震源断層から離れている大阪平野東部および大阪湾岸においても震度5強（大阪湾岸のごく一部では震度6弱）と予測された。ケース2では震度5強となった大阪平野東部や大阪湾岸は震度4に留まった。以下に評価に至る説明文を掲載する。

(1) 強震動評価の概要

(a) 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3.1.1-1にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- ① 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，2003d；以下、「長期評価」と呼ぶ）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。
- 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を設定した（図3.1.1-2参照）。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。
- ③ 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

¹⁷ 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

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) 地下構造モデルの設定参照)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。

- ④ ②で作成された特性化震源モデルと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四方の領域ごとに「詳細法」(ハイブリッド合成法: (4) 強震動計算方法参照)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) 強震動計算方法参照)を用いた強震動評価も行った。

以降では、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、「レシピ」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。

(b) 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四方の領域の中心とした(図3.1.1-3参照)。

「簡便法」による評価範囲

北緯 34.0° ~ 36.5°

東経 135.0° ~ 137.0°

「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 北緯 35.850° , 東経 135.800°

東端 北緯 35.678° , 東経 136.482°

西端 北緯 34.384° , 東経 135.254°

南端 北緯 34.213° , 東経 135.936°

(c) 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。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」(3) 地下構造モデルの設定参照)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3.1.1-3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)を含む領域の中心の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つのケースの特性化震源モデルを想定した(図3.1.1-4、表3.1.1-1参照)。図3.1.1-2に活断層で発生する地震の震

et al. (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

源特性設定の流れを示す。

(a) 巨視的震源特性

a. 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（長さと走向）を設定し（図3.1.1-5参照）、震源断層モデルの長さは60km、走向はN17°Eとした。

b. 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3.1.1-6参照）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。以上の情報から、地震発生層の上端深さは3km、下端深さは18kmとした。

c. 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、浅いところ（0.8km程度以浅）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。

d. 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出し[レシピ(1-1)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。

e. 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(1-3)式参照]。図3.1.1-7（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。

f. 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(1-5)式参照]。

(b) 微視的震源特性

a. 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1.1.1(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。

b. 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。

- 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(1-6)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3.1.1-7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(1-7)~(1-9)式参照]。
- ③ 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。

c. 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。

d. 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(1-10)~(1-14)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。

e. 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(1-15-2)~(1-18)式参照]。

f. 高周波遮断振動数¹⁸ f_{\max}

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(2001a)の検討より6Hzに設定した。

g. 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(1-19)~(1-22)式参照]。

(c) その他の震源特性

a. 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

¹⁸ 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。

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(図3.1.1-4参照)。

b. 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。

c. 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(1-23)式参照]。

(d) 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3.1.1-4参照)。

(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)(b)「深い地盤構造」において説明する。

(a) 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)による御母衣ー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, 1994)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、情報がなため、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（地震調査委員会, 2003b, 2004a）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3.1.1-2となる。

ただし、半経験的手法[レシピ1.3 強震動計算参照]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値を用い、下式のように設定した。

$$Q=110f^{0.69} \quad (f \geq 0.8\text{Hz}) \dots\dots\dots (3-1)$$
$$Q=110 \quad (f < 0.8\text{Hz})$$

f: 周波数(Hz)

(b) 「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。

- ① 近江、京都及び奈良盆地では、中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3.1.1-3参照）、基盤岩上面の等深線図を作成した。
- ② 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： $V_p=3.8\text{km/s}$ 層厚 42m
第2層： $V_p=4.4\text{km/s}$ 層厚 170m
- ③ 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。
- ④ 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。
- ⑤ 上記のデータをもとに7層から成る速度層構造($V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.4\text{km/s}$ 層、 $V_p=5.2\text{km/s}$ 層)として、三次元速度層構造モデルを作成した。
- ⑥ K-NET、KiK-net及び京都盆地ボーリングのP S検層結果から、(3-2)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。
$$V_p \text{ 2.0} \sim 5.0\text{km/s} \quad V_s=0.657V_p-0.697 \dots\dots\dots (3-2)$$
$$V_p \text{ 2.0 km/s未満} \quad V_s=0.194V_p+0.078 \dots\dots\dots (3-3)$$
- ⑦ 密度は、P波速度よりLudwig *et al.* (1970)の関係をj用いて換算した。

図3.1.1-8には収集した資料の位置図、図3.1.1-9には作成した三次元速度層構造モデルの断面図の例、図3.1.1-10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3.1.1-10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、 $V_p=5.2\text{km/s}$ ($V_s=3.1\text{km/s}$)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 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)と定義した。これは、「確率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。

(c) 「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四方の領域ごとに「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3.1.1-11参照)[レシピ(1-25)~(1-26)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。

(a) 「詳細法」

a. 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) 地下構造モデルの設定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3.1.1-3参照）の約1km四方の領域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) (d) 詳細な計算に用いる震源断層モデル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。

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を用いて佐藤ほか(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。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。

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での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成分の自乗和平均と考え、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。

b. 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四方の領域ごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度、及び(3) 地下構造モデルの設定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ア(1-26)式より求めた。

c. 地表における計測震度

計算された地表最大速度より、(3-4)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。

$$I=2.68+1.72\log PGV\pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \quad \dots\dots\dots (3-4)$$

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度 (cm/s)

なお、翠川ほか(1999)ではI=0~7の式とI=4~7の二つの式が提示されているが、I=0~7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=4~7の式を選択した。

(b) 「簡便法」

a. 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。

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 + d - \log(X + 0.0028 \times 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \dots\dots (3-5)$$

PGV: 最大速度 (cm/s)

Mw: モーメントマグニチュード

d: 地震のタイプ別係数 (地殻内地震 : d=0)

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。

b. 地表における最大速度

約1km四方の領域ごとに、(3) 地下構造モデルの設定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ア(1-26)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。

c. 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。

(c) 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。

a. 「詳細法」の特徴

- ・ (2) 震源特性の設定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) 地下構造モデルの設定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。

b. 「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

(a) 「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3.1.1-12
「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3.1.1-13
「詳細法工学的基盤」での最大速度分布	図3.1.1-14
地表の最大速度分布	図3.1.1-15
震度分布	図3.1.1-16

図3.1.1-12、図3.1.1-13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）を含む領域の中心を代表評価地点とし（図3.1.1-3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。

a. 「詳細法工学的基盤」の時刻歴波形予測結果

① 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に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。

② 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。

b. 「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3.1.1-14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。

① 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¹⁹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。

② 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。

c. 震度分布予測結果

図3.1.1-14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3.1.1-15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3.1.1-16に示した。

① 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。

② 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。

¹⁹ 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。

なお、(4) 強震動計算方法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(3-4)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。

(b) 「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3.1.1-17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。

(c) 「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)の予測曲線とを比較して図3.1.1-18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

(a) 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一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る。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。

(b) 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」）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。

表 3.1.1-1 琵琶湖西岸断層帯の特性化震源モデルのパラメータ

震源特性		パラメータ設定方法	特性化震源モデルのパラメータ	
巨視的震源特性	断層原点 (地表トレス原点)	地震調査委員会報告書(2003b)を参照し設定	北緯 35° 29' 東経136° 03'	
	走向	同上	N17E	
	傾斜角	花折断層帯との位置関係を考慮し設定	70°	
	すべり角	地震調査委員会報告書(2003b)	90°	
	断層長さ L	地震調査委員会報告書(2003b)を参照し設定	60.0 km	
	断層幅 W	地震発生層の厚さから推定	16.0 km	
	断層面積 S	レスビ1-1 (2) $S=L \cdot W$	960.0 km ²	
	断層上端深さ D_s	微小地震の発生を参考に設定	3.0 km	
	地震モーメント M_0	レスビ(3)式より導出 $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^2$	5.13E+19 N・m	
	モーメントマグニチュード	$\log M_0(N \cdot m) = 1.5 \cdot M_w + 9.1$	7.1	
	(気象庁マグニチュード M_j)	$(M_j = (\log L + 2.9) / 0.6)$	(7.8)	
	静的応力降下量 $\Delta \sigma$	レスビ(15)式より導出 $\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	4.2 MPa	
	剛性率 μ	$\mu = \rho \beta^2, \rho = 2.7 \text{ g/cm}^3, \beta = 3.4 \text{ km/s}$	3.12E+10 N/m ²	
	平均すべり量 D	レスビ(5)式より導出 $D = M_0 / (\mu S)$	171.3 cm	
	S波速度 β	地下構造モデルから設定	3.4 km/s	
短周期レベル A	レスビ(6)式 $A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3}$	1.97E+19 N・m/s ²		
微視的震源特性	全アスペリティ	総面積 S_a	$S_a = \pi r^2 \quad r = \frac{7\pi M_0 \beta}{4 AR}$	283.5 km ²
		平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D$	342.6 cm
		地震モーメント M_{0a}	レスビ(5)式 $M_{0a} = \mu S_a D_a$	3.03E+19 N・m
		静的応力降下量 $\Delta \sigma_{asp}$	レスビ(14)式 $\Delta \sigma_{asp} = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 R)$	14.2 MPa
	第1アスペリティ	アスペリティ位置	地震調査委員会報告書(2003b)を参照し設定	饗庭野断層付近
		面積 S_{a1}	アスペリティ総面積を比例配分 (2/3)	189.0 km ²
		平均すべり量 D_{a1}	レスビ(13)式 $D_{a1} = M_{0a1} / (\mu \cdot S_{a1})$	379.7 cm
		地震モーメント M_{0a1}	アスペリティ面積の1.5乗に比例配分	2.24E+19 N・m
		実効応力 σ_{asp}	$\sigma_{asp} = \Delta \sigma_{asp}$	14.2 MPa
	第2アスペリティ	アスペリティ位置	地震調査委員会報告書(2003b)を参照し設定	堅田断層付近
		面積 S_{a2}	アスペリティ総面積を比例配分 (1/3)	94.5 km ²
		平均すべり量 D_{a2}	レスビ(13)式 $D_{a2} = M_{0a2} / (\mu \cdot S_{a2})$	268.3 cm
		地震モーメント M_{0a2}	アスペリティ面積の1.5乗に比例配分	7.91E+18 N・m
		実効応力 σ_{asp}	$\sigma_{asp} = \Delta \sigma_{asp}$	14.2 MPa
	背景領域	地震モーメント M_{0b}	レスビ(12)式 $M_{0b} = M_0 - M_{0asp}$	2.10E+19 N・m
		面積 S_b	$S_b = S - S_{asp}$	676.5 km ²
		平均すべり量 D_b	レスビ(13)式 $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	99.5 cm
実効応力 σ_b		レスビ(17)式 $\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_{asp} / W_{asp}) * \sum S_{ai} / S_a^3 * \sigma_{asp}$	3.2 MPa	
その他の震源特性	破壊開始点	レスビ1-3(2)	アスペリティ下端部	
	破壊伝播形式	レスビ1-3(3)	同心円状	
	破壊伝播速度 V_R	レスビ(22)式 $V_R = 0.72 \cdot \beta$	2.4 km/s	

表 3.1.1-2 「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

表 3.1.1-3(1) 琵琶湖西岸断層帯の地下構造モデルに関する文献

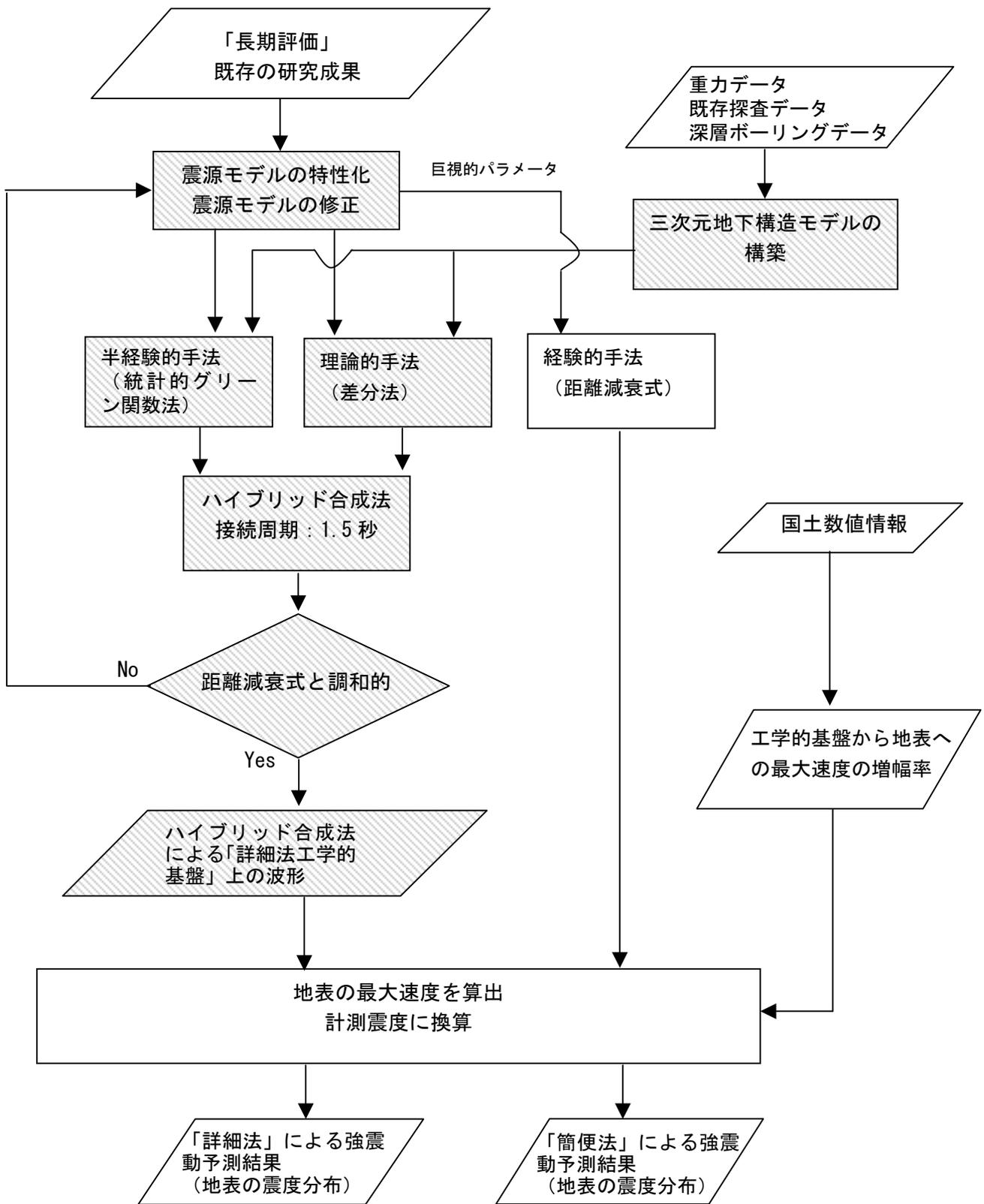
著者	文献名	年度	出典	ページ
林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸	琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序	1999	烏丸地区深層ボーリング調査団編, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査, 琵琶湖博物館研究調査報告	31-60
堀江正治・石田志朗・西村進・横山卓雄・太井子宏和	古琵琶湖層深層部堆積状況に関する研究	1981	滋賀県天然ガス調査報告書	16-57
Horie, S., and S. Tanaka	Multichannel seismic profiles	1983	Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 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	発破地震動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・日下部肇	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, No.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, No.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	黄葉断層の地震探査	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, No.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, No.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 3.1.1-3(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 δ Co ₂ 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・江尻謙嗣	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 口童也・福本和正・藤原悦三	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 告書)	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
西掘 剛・西川一雄・小早川 隆・但馬達男・岨中貴洋	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・露口耕治	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・小俣雅志・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	滋賀県の自然	1979	滋賀県の自然 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 3. 1. 1-3(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
大井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄 Takemura, K	琵琶湖北湖湖底のユニブーム音波探査 Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times	1987 1990	北海道大学地球物理研究報告, Vol. 49 . Palaeoeco. Palaeoclima. Palaeoeco., Vol. 78	251-268 185-192
竹村恵二	西南日本の鮮新世以降のテクトニクスー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ー琵琶湖東岸, 日野川下流域の調査ー	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	烏丸ボーリングー琵琶湖環境史ー	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, 古琵琶湖層群基底部コアの層序	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	119-126
吉岡敏和・大倉正展・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	琵琶湖西岸活断層系北部, 饗庭野断層の第四紀後期の活動	1998	地調月報, Vol. 49	447-460



※網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図 3.1.1-1 強震動評価の流れ

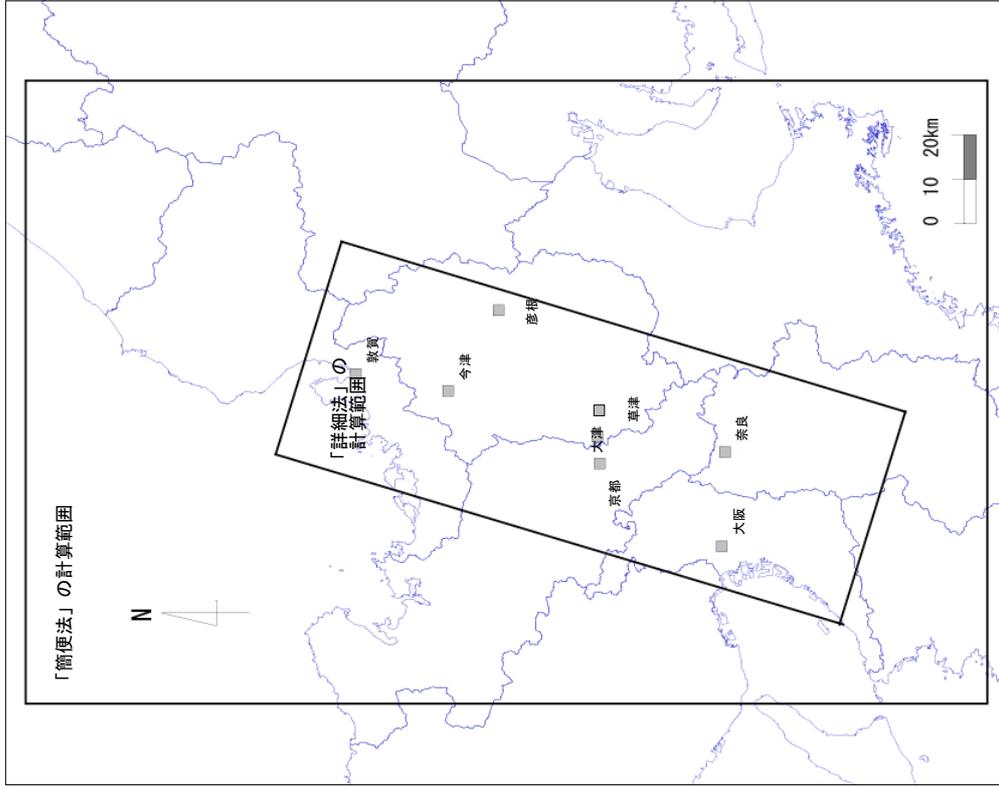


図 3.1.1-3 強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

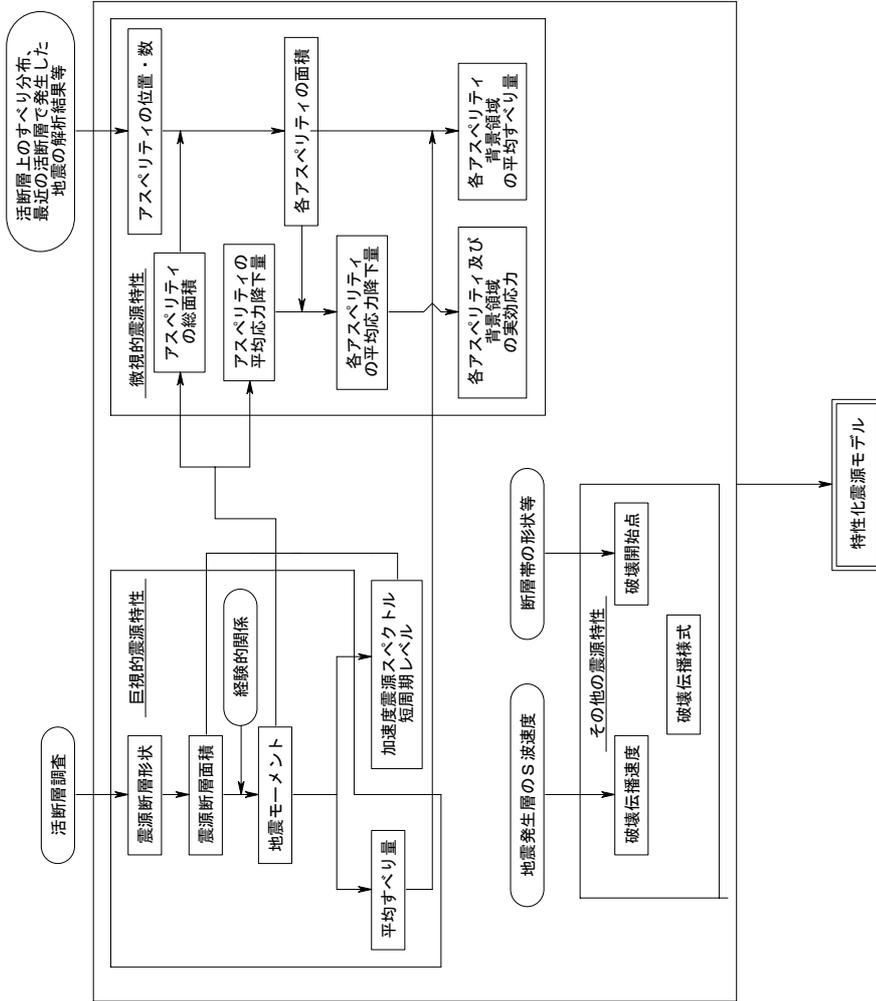


図 3.1.1-2 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ

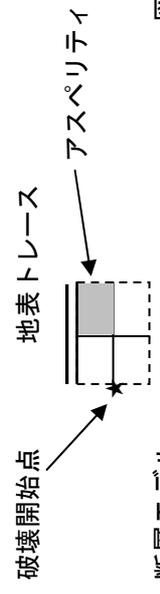
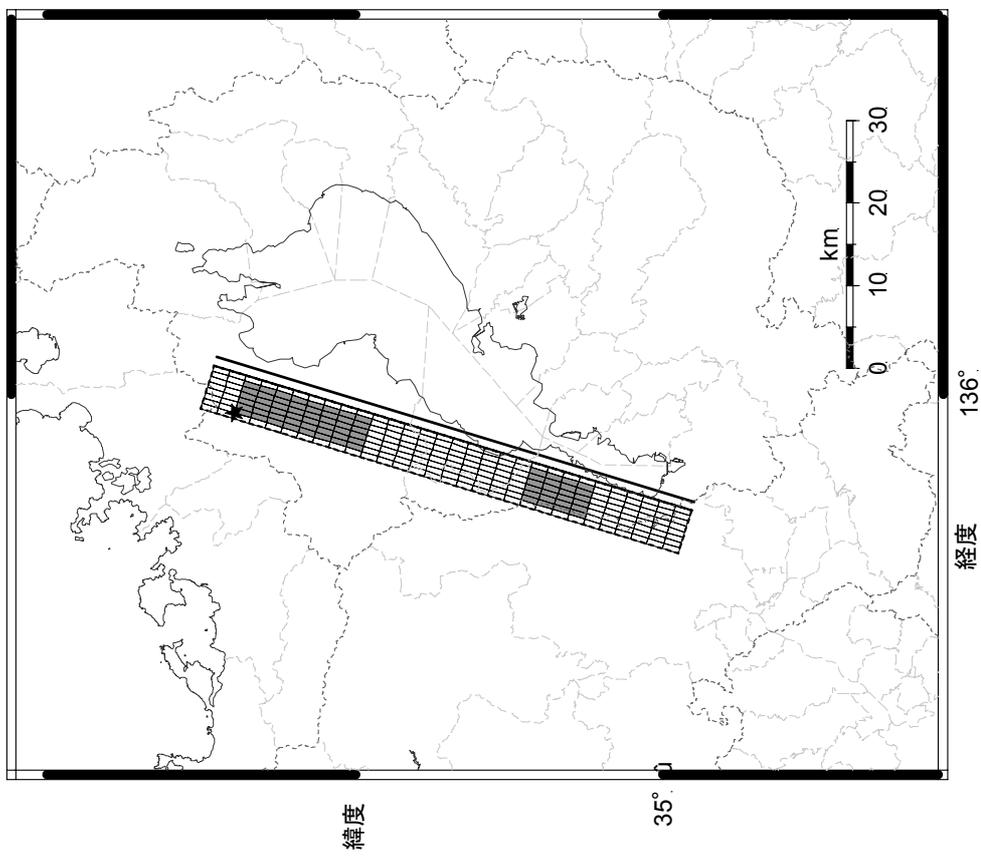
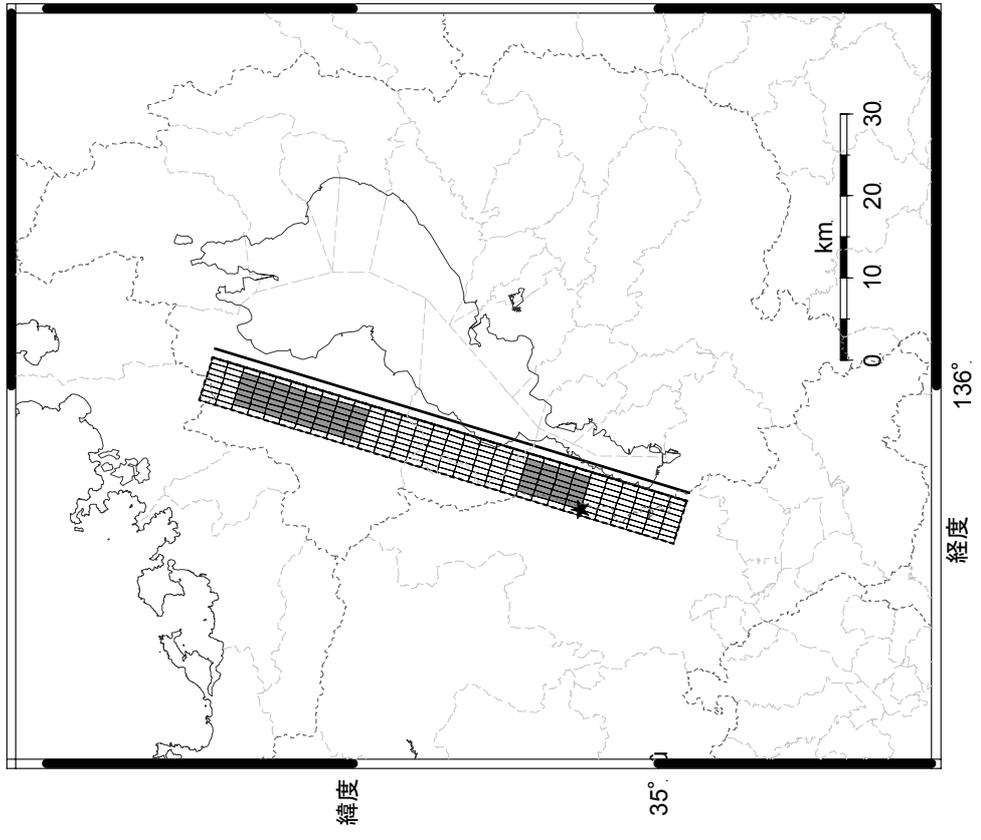
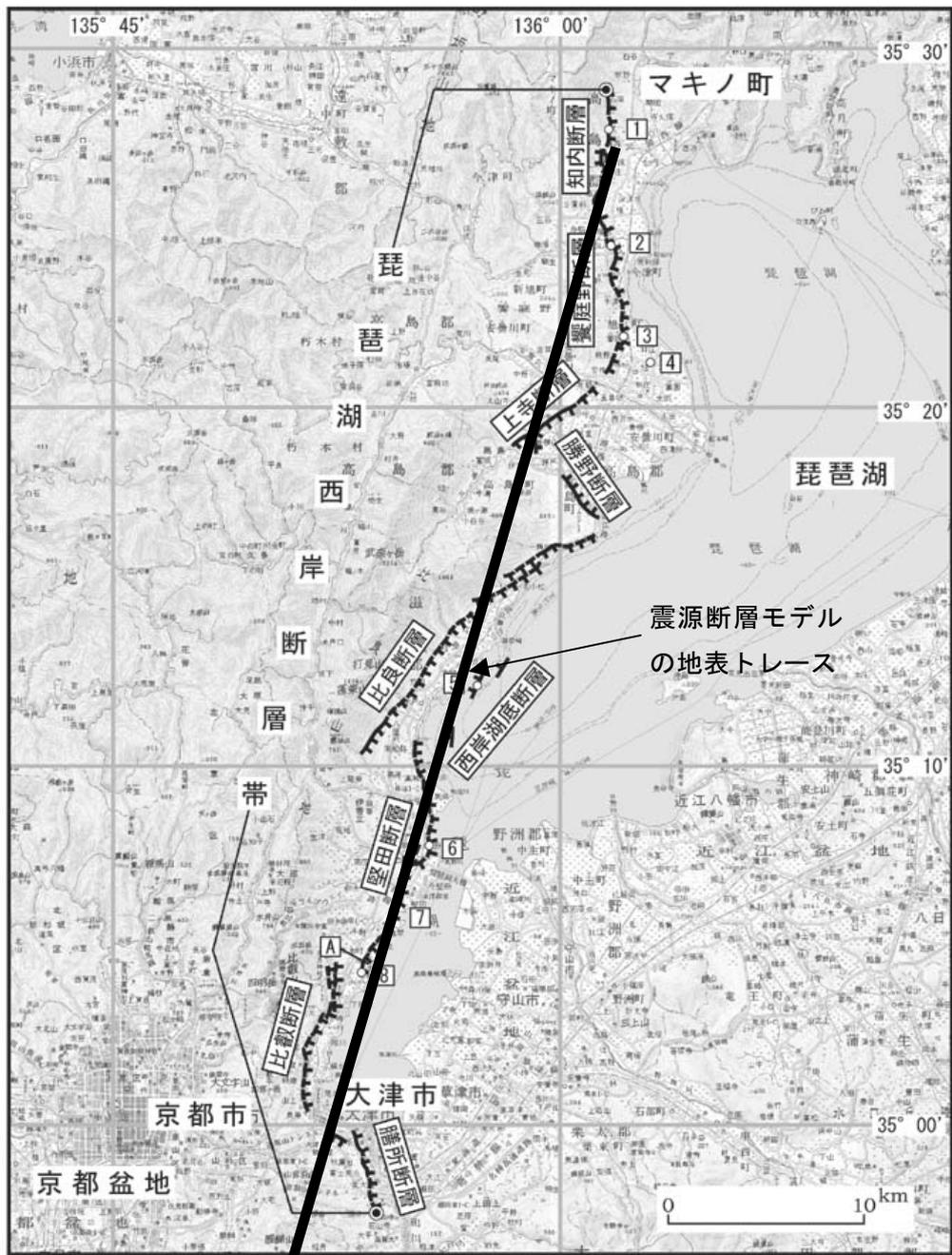


図 3.1.1-4 震源断層モデル



- 1 : 石庭地点 2 : 弘川地点 3 : 饗庭地点 4 : 針江付近 5 : 比良沖地点
 6 : 真野地点 7 : 衣川地点 8 : 比叡辻地点 A : 文献6

活断層の位置は文献4及び文献8に基づく。

◎ : 断層帯の北端と南端

基図は国土地理院発行数値地図200000「岐阜」、「名古屋」、「宮津」及び「京都及大阪」を使用。

図 3.1.1-5 琵琶湖西岸断層帯の活断層位置図と強震動評価に用いた震源断層モデルの地表トレース (地震調査委員会, 2003d に加筆)

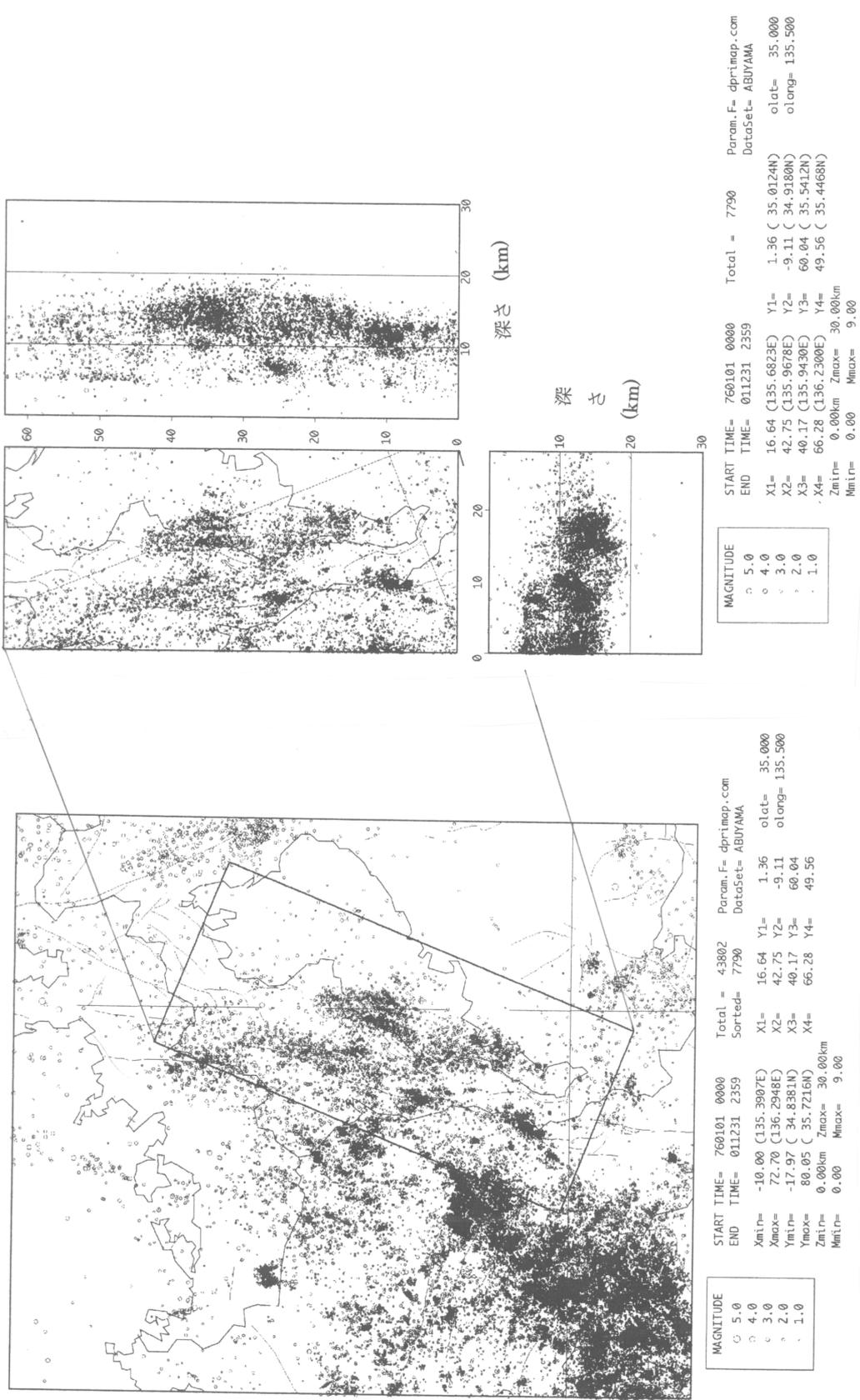


図 3.1.1-6 近畿北部 (1976~2001 年, 深さ 30km まで) の震央分布 (左図) 及び琵琶湖西岸地域の震源分布 (右図)
(京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山系観測網再験測震源リストによる)

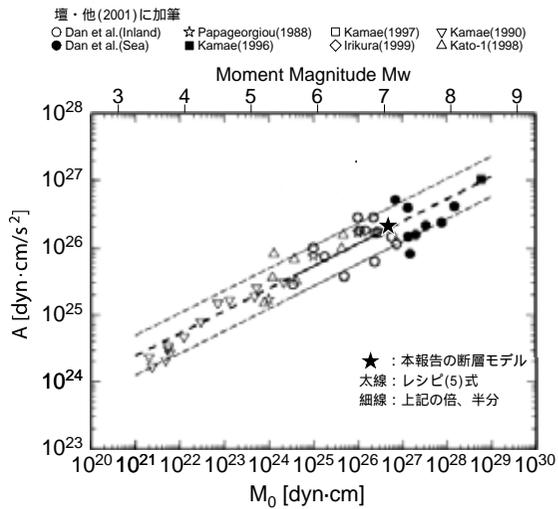
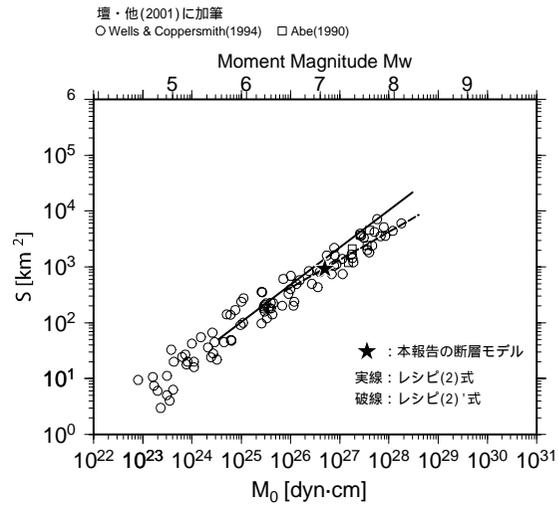


図 3.1.1-7 地震モーメント M_0 と断層面積 S との経験的關係 (上)
 および地震モーメント M_0 と短周期レベル A の關係 (下)

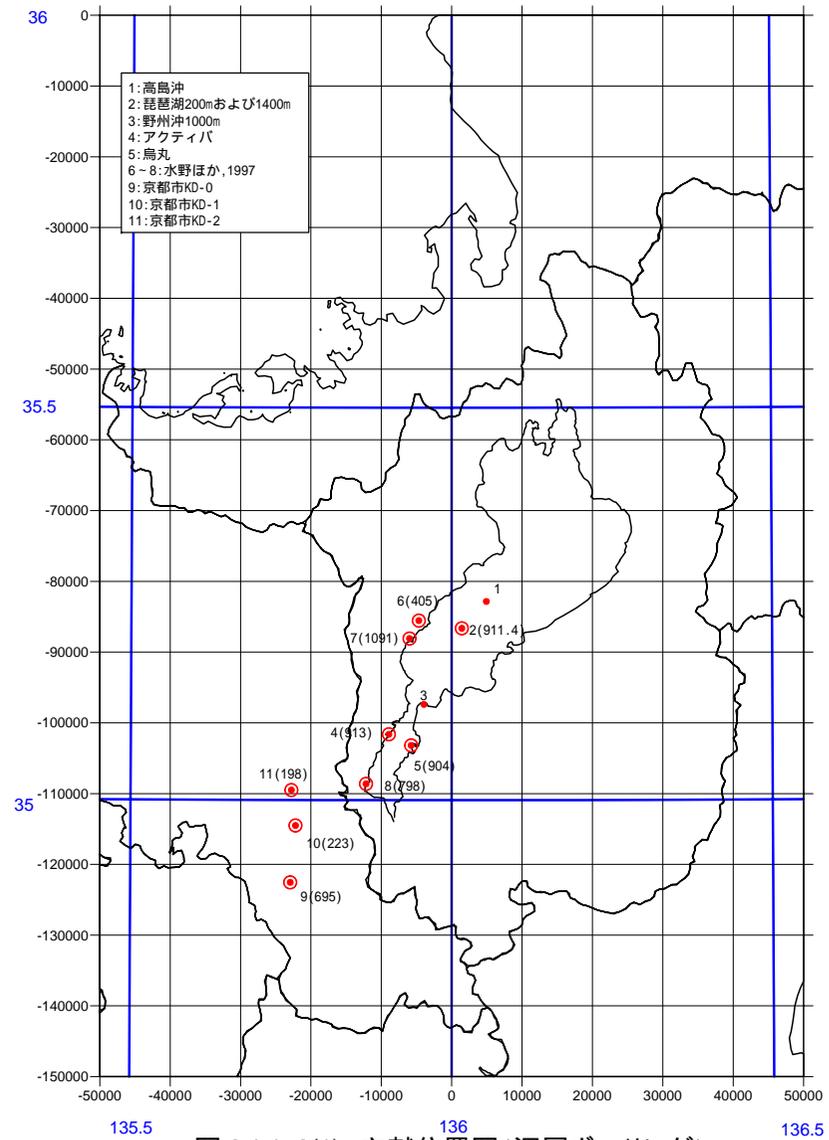


図 3.1.1-8(1) 文献位置図(深層ボーリング)
 は基盤岩類に達したもの 括弧内は到達深度

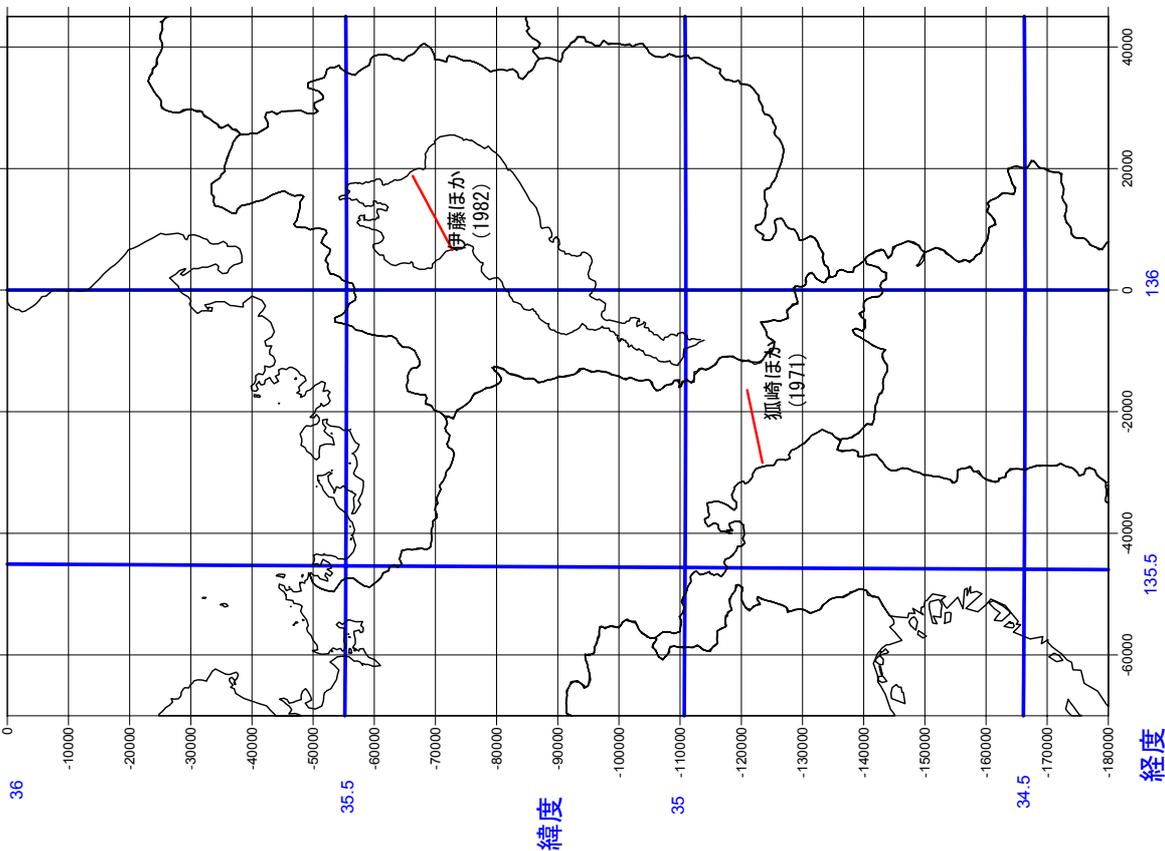


図 3.1.1-8(2) 文献位置図(屈折法地震探査)

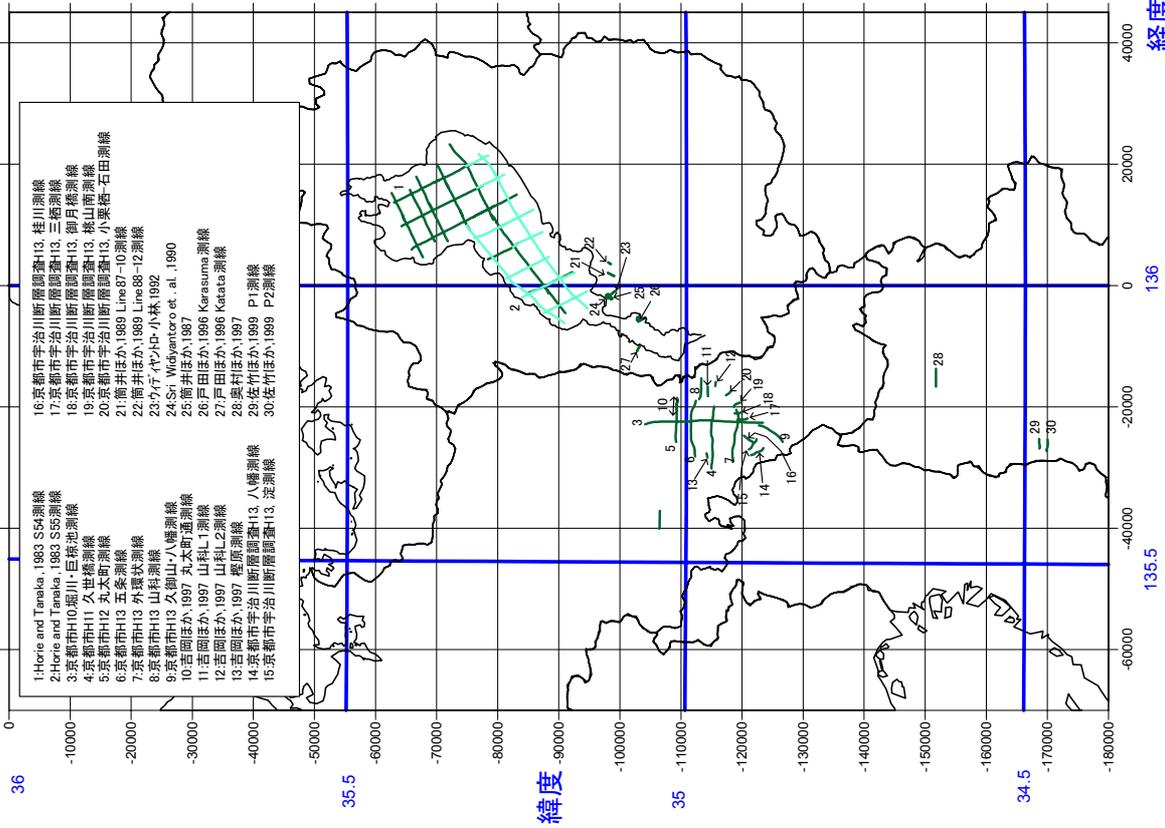


図 3.1.1-8(3) 文献位置図(反射法地震探査)

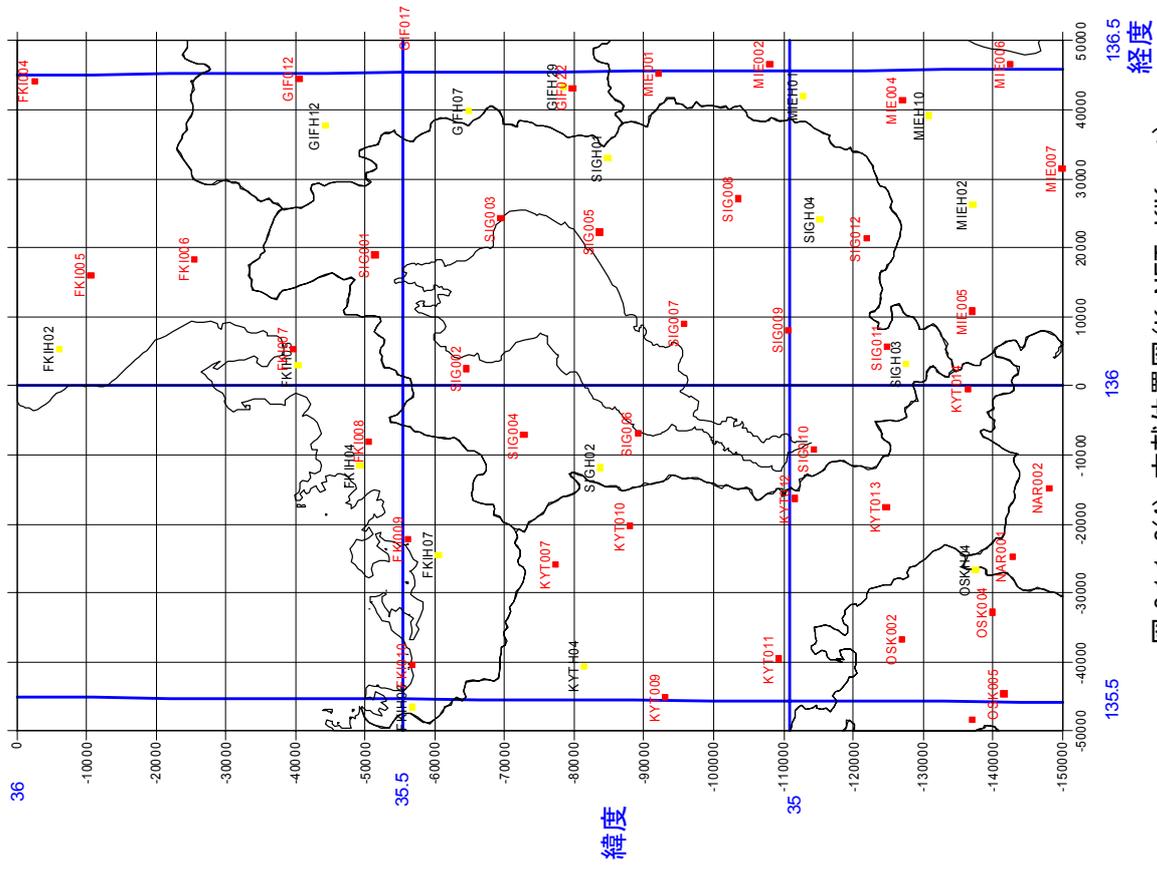


図 3.1.1-8(4) 文献位置図 (K-NET、KIK-net)

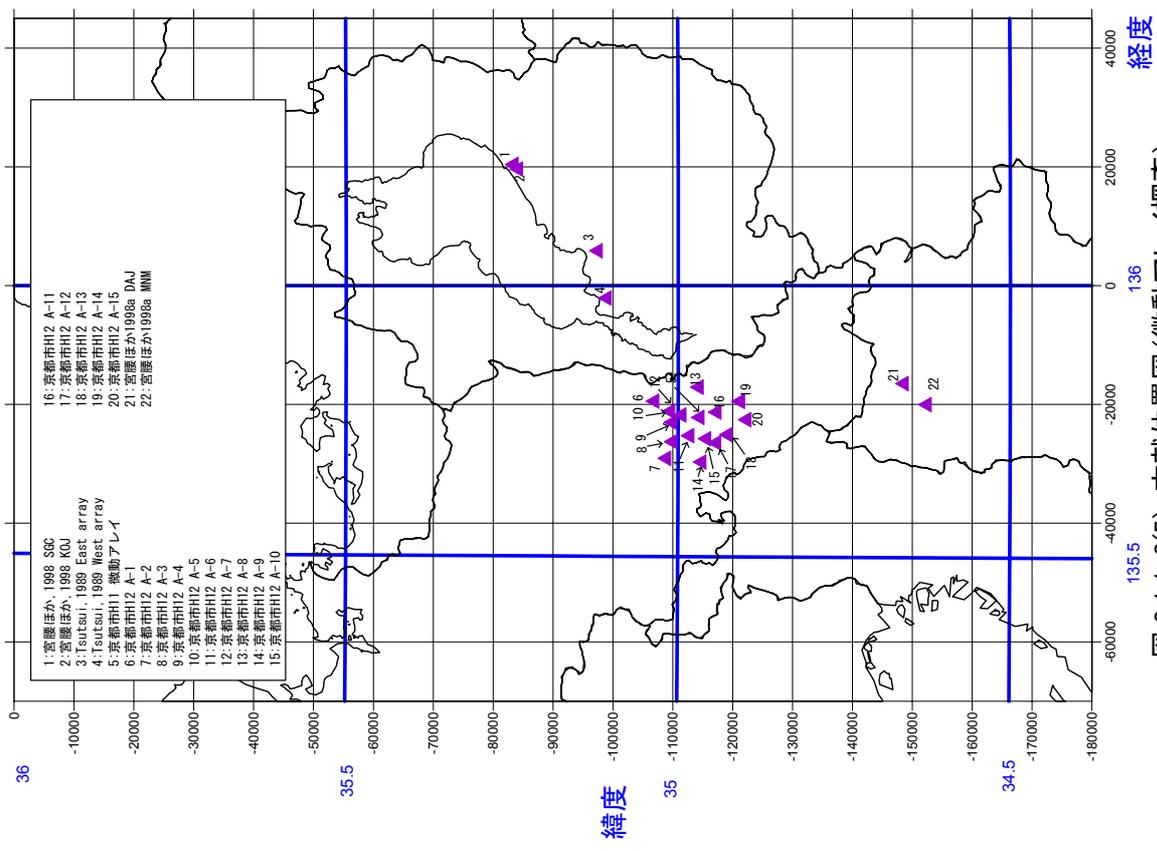


図 3.1.1-8(5) 文献位置図 (微動アレイ探査)

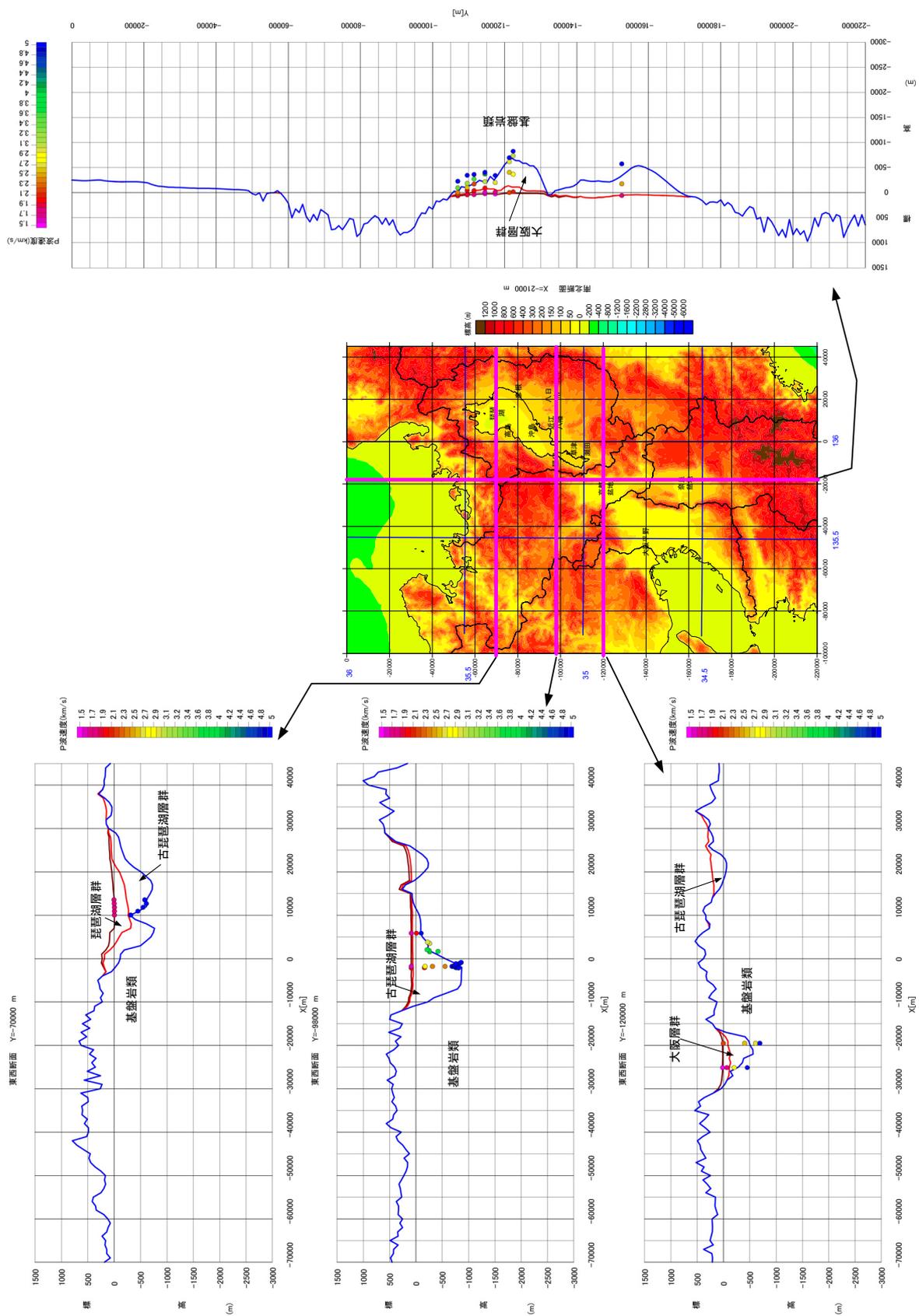


図 3.1.1-9 地質断面図と物理探査データ

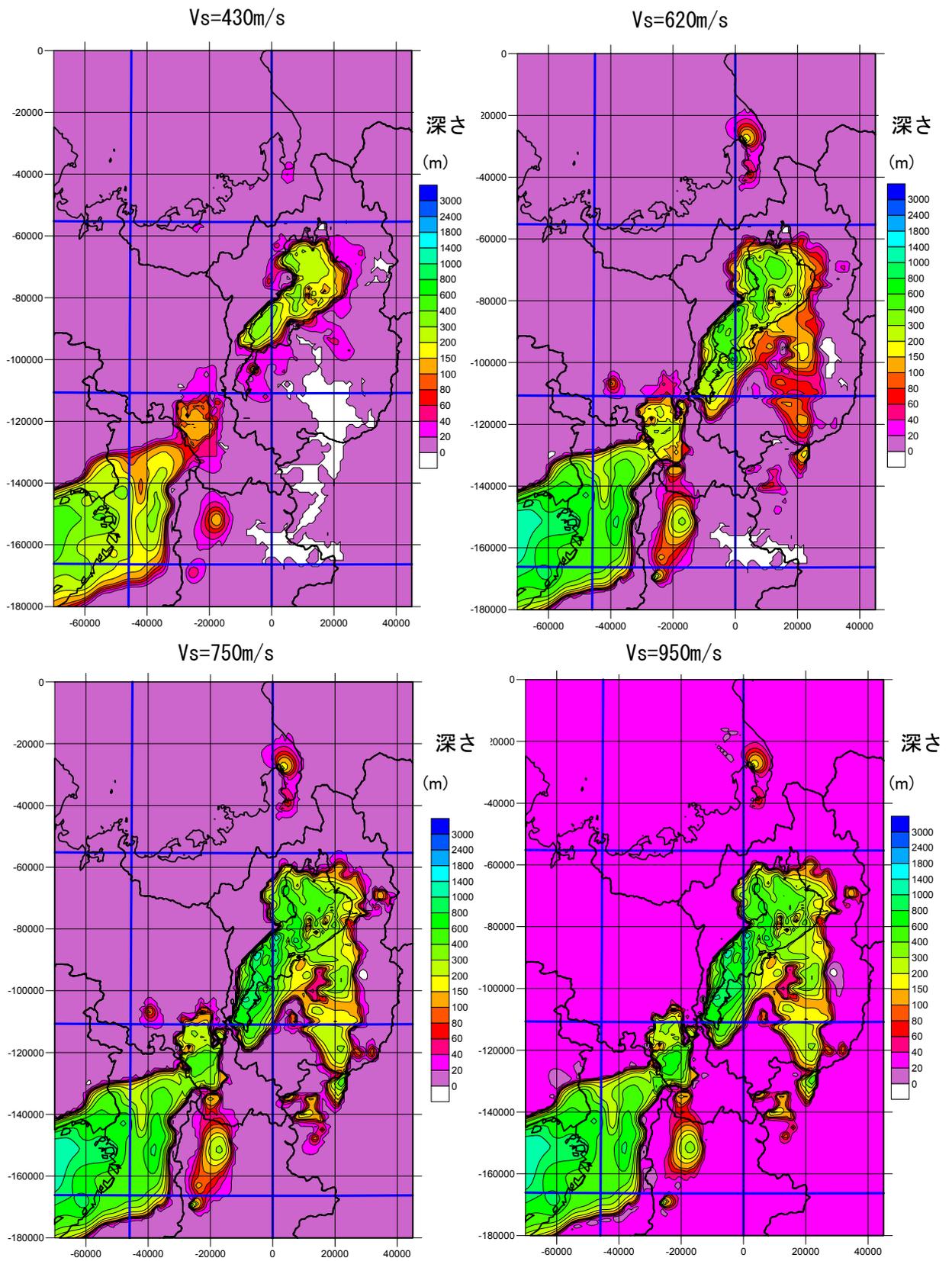


図 3. 1. 1-10(1) 「深い地盤構造」のモデル (各速度層上面の深さ分布)

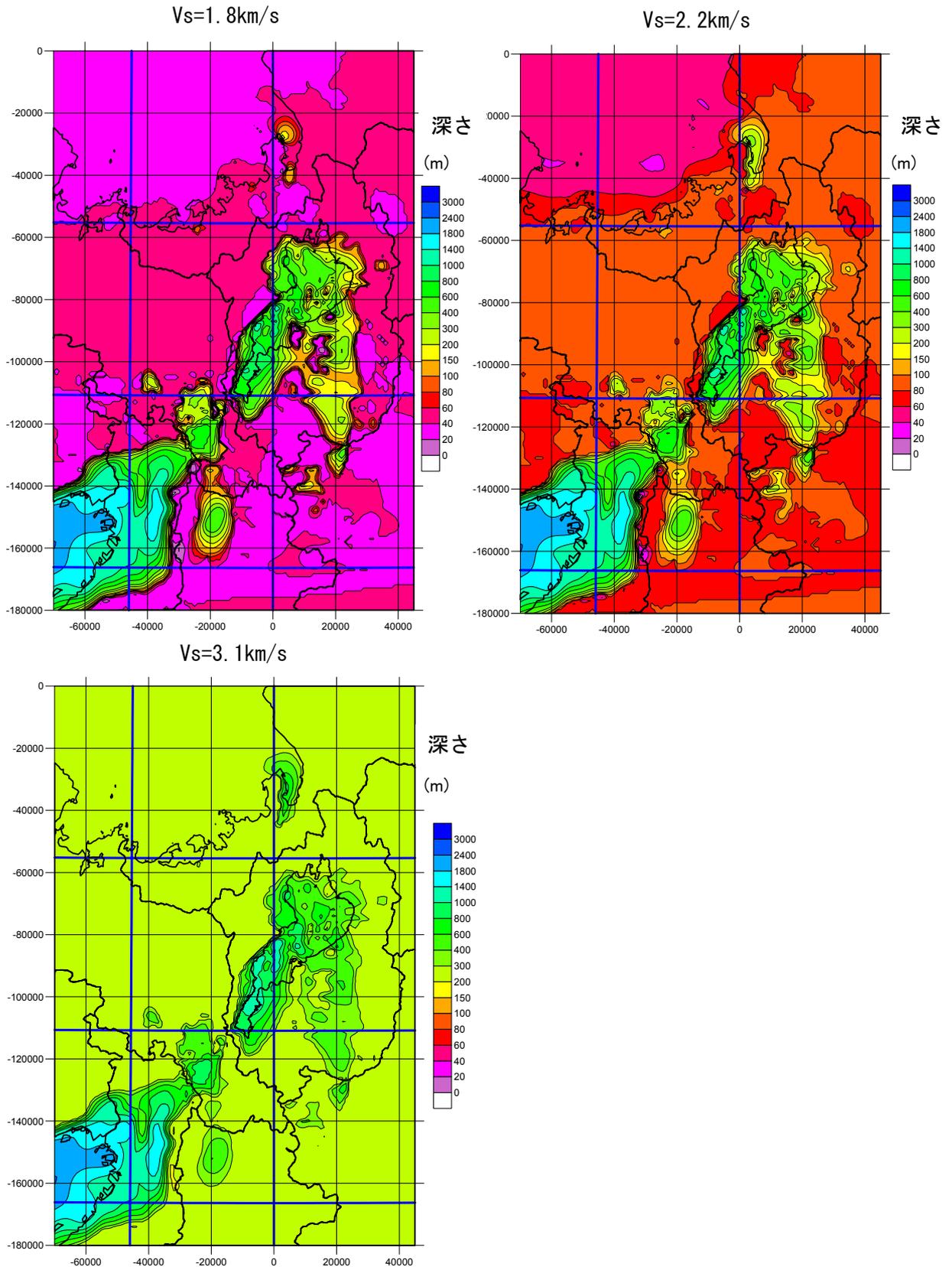


図 3. 1. 1-10(2) 「深い地盤構造」のモデル（各速度層上面の深さ分布）

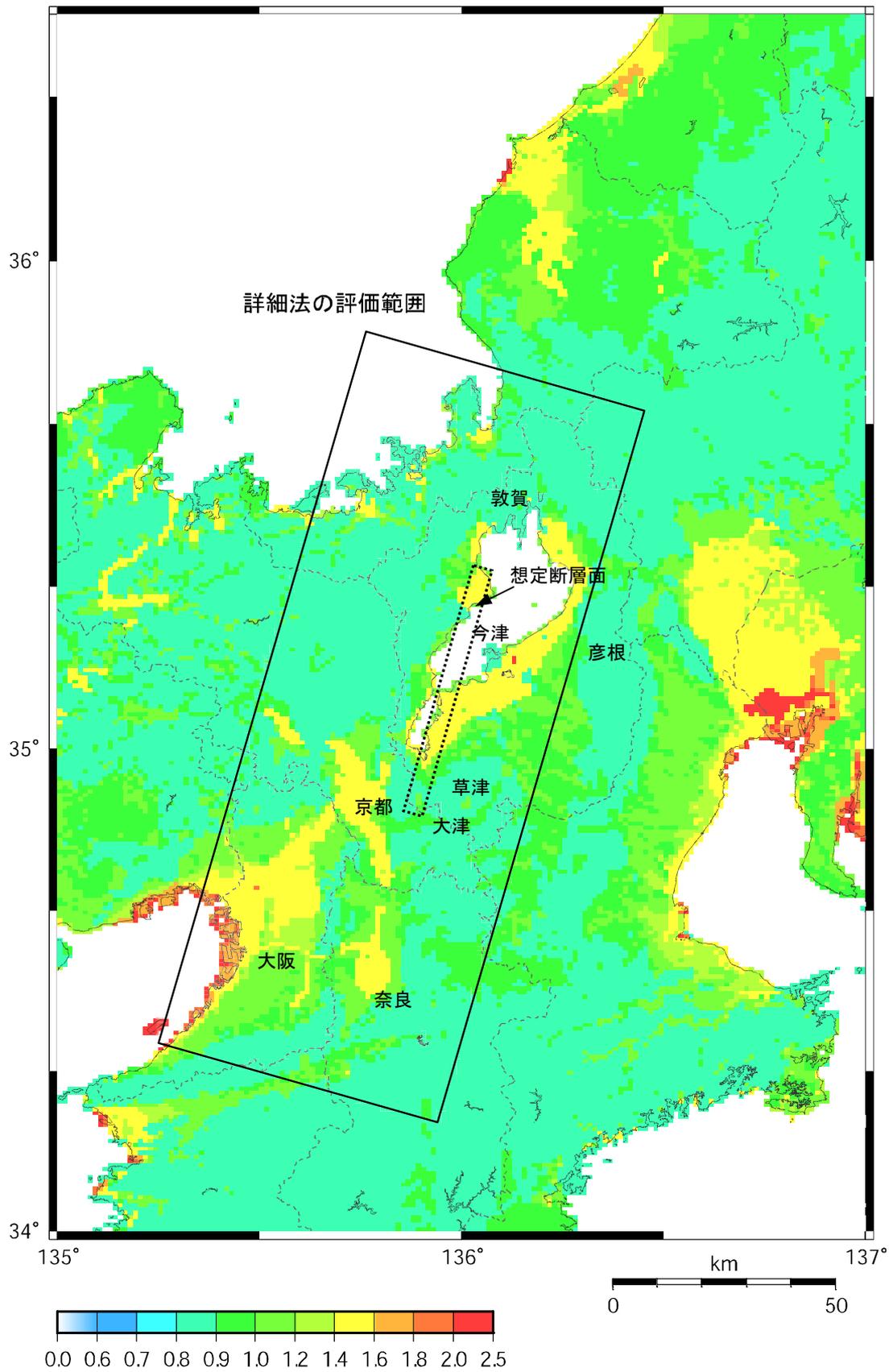


図 3.1.1-11 「浅い地盤構造」(工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当) から地表まで) での
最大速度の増幅率

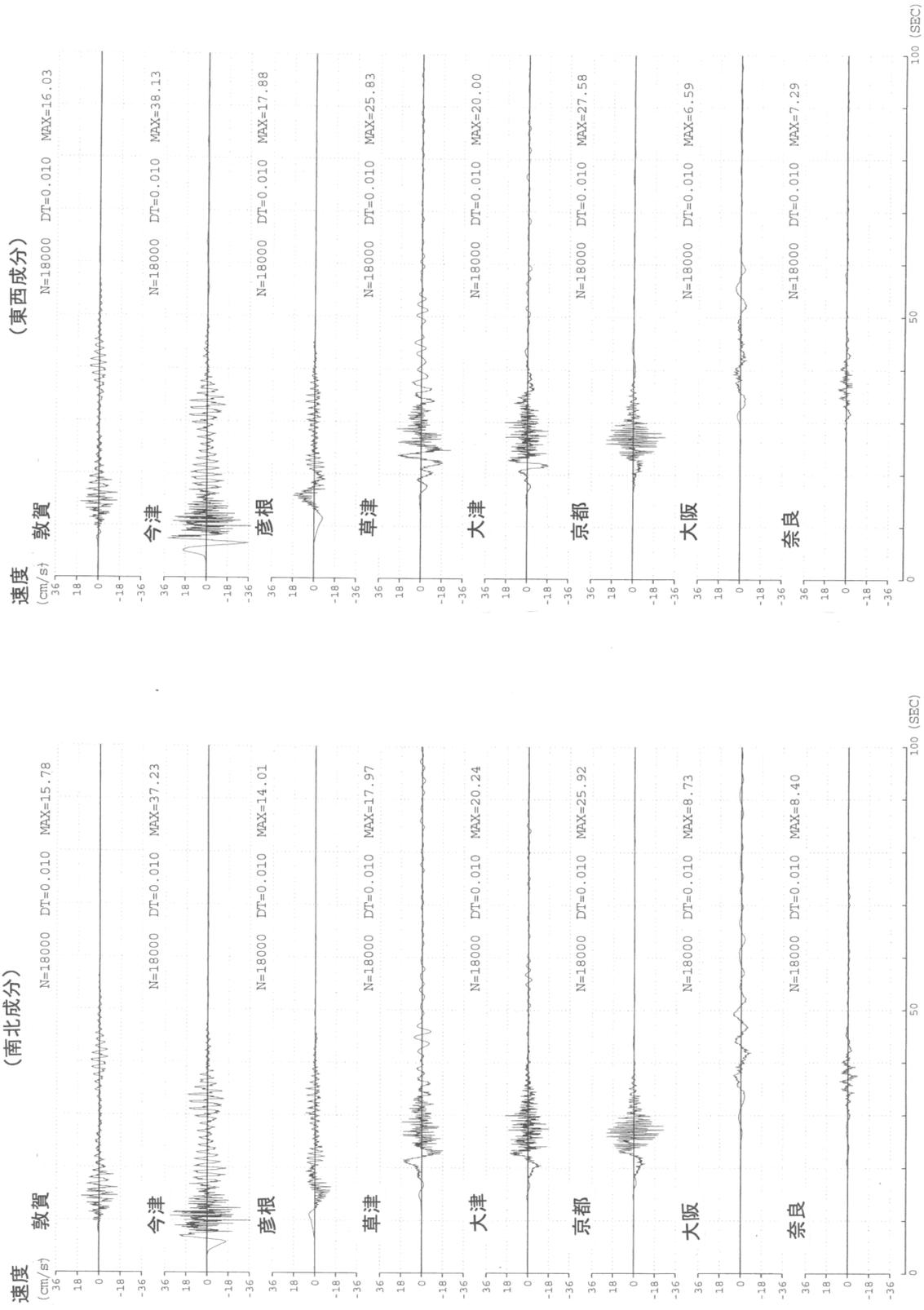


図 3.1.1-12(1) 「詳細法工学的基盤」における計算波形例(ケース1)

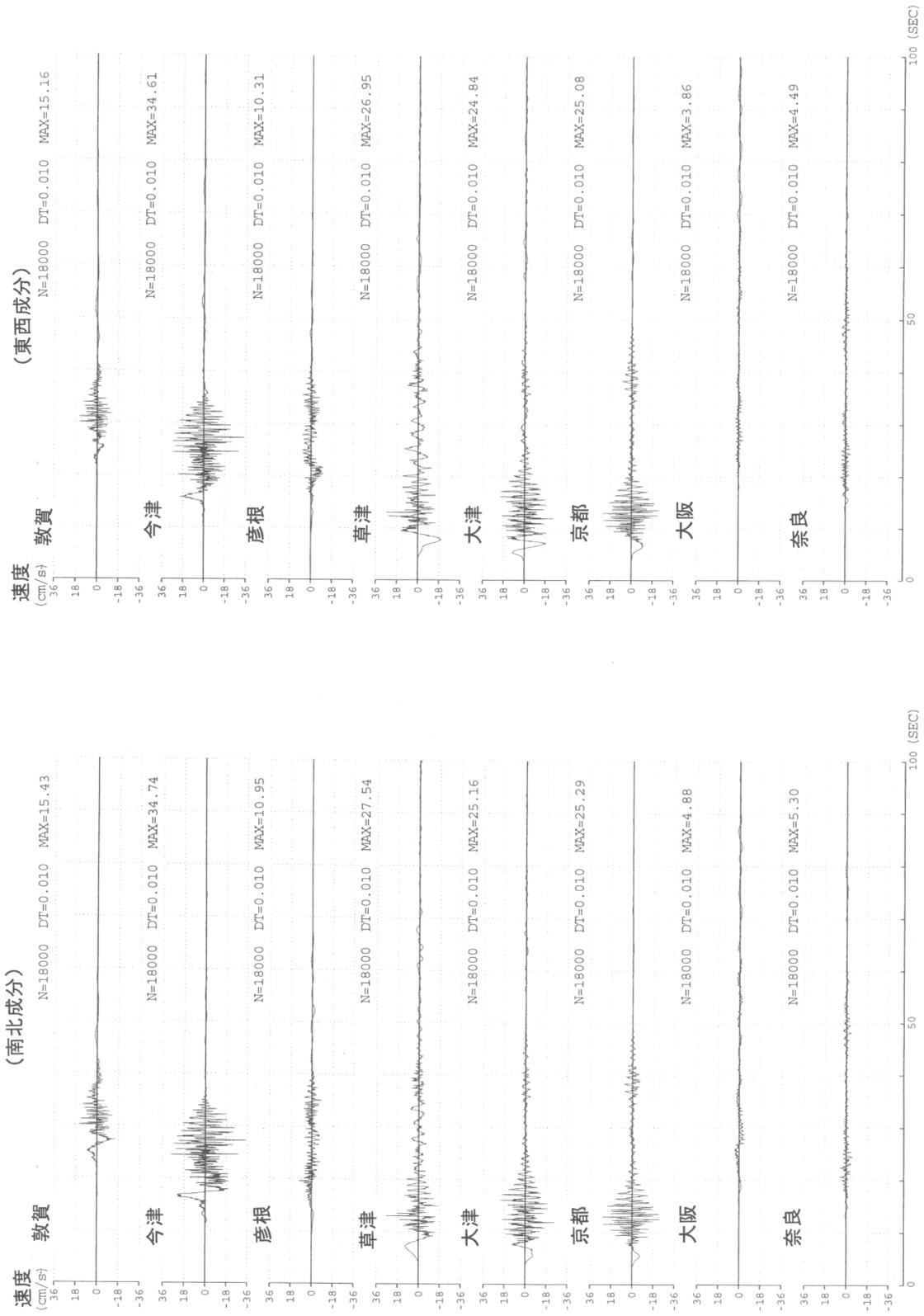


図 3.1.1-12(2) 「詳細法工学的基盤」における計算波形例(ケース2)

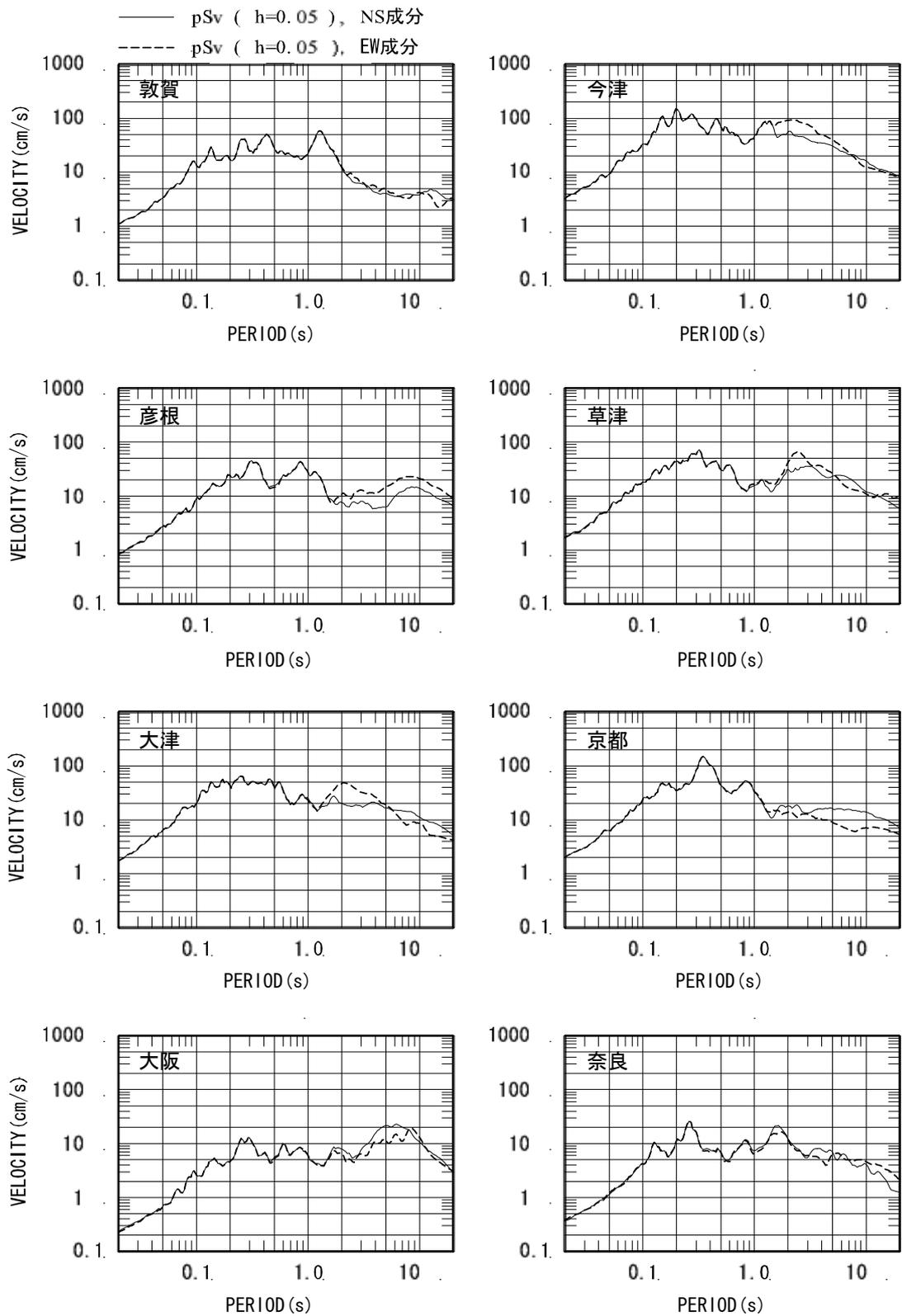


図 3. 1. 1-13(1) 「詳細法工学的基盤」の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (ケース 1)

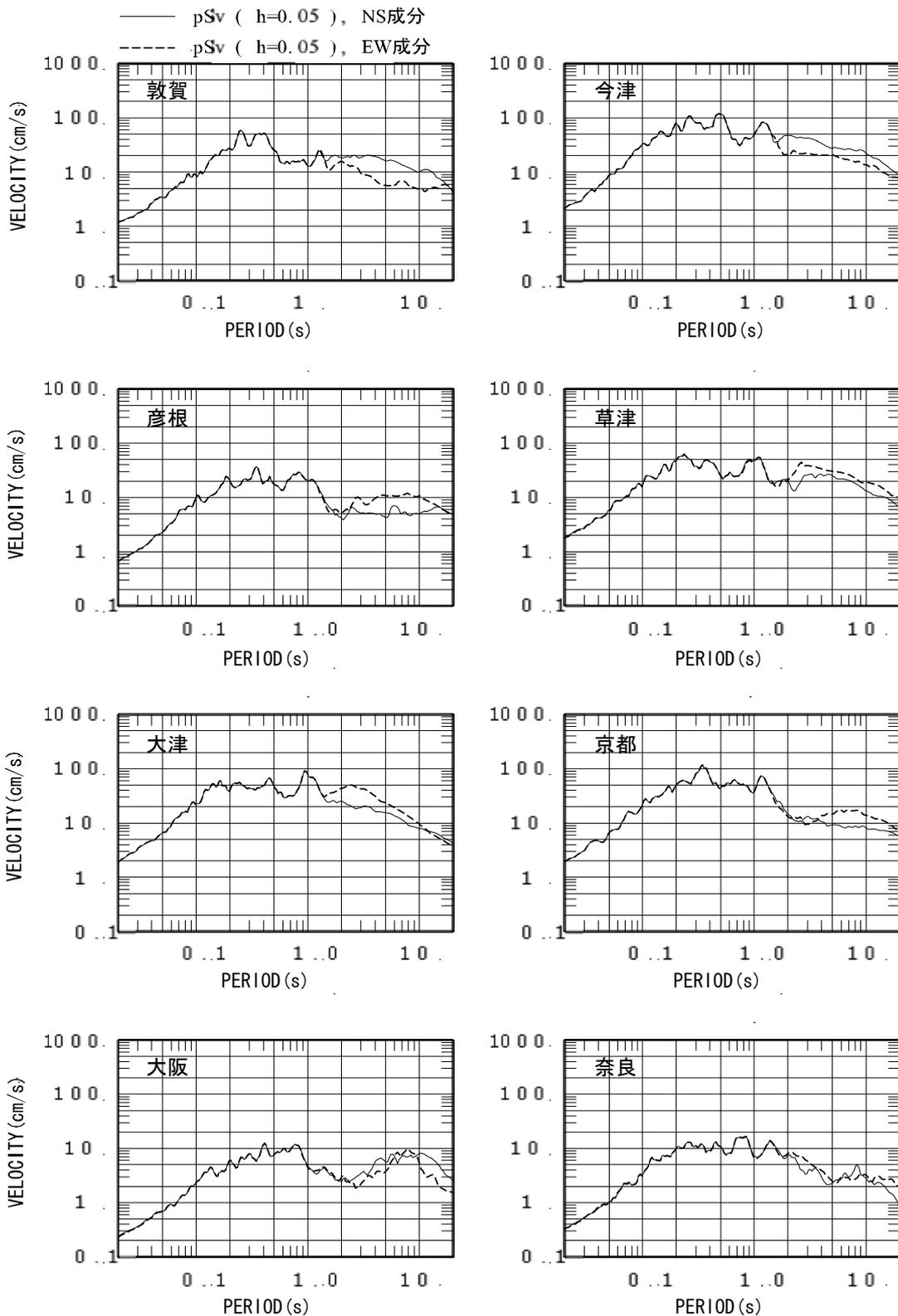


図 3. 1. 1-13(2) 「詳細法工学的基盤」の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (ケース 2)

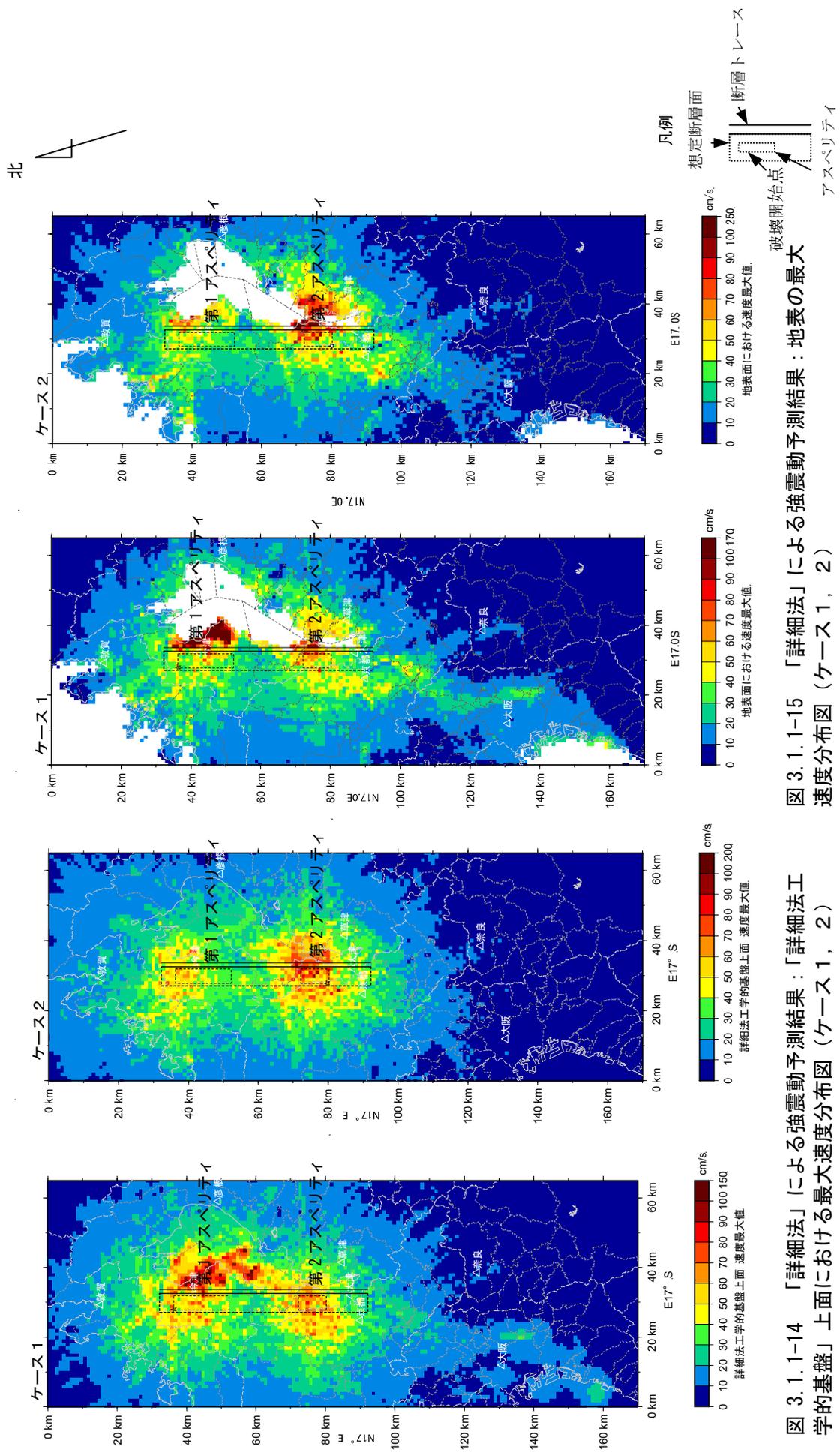


図 3.1.1-14 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図（ケース 1， 2）

図 3.1.1-15 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図（ケース 1， 2）

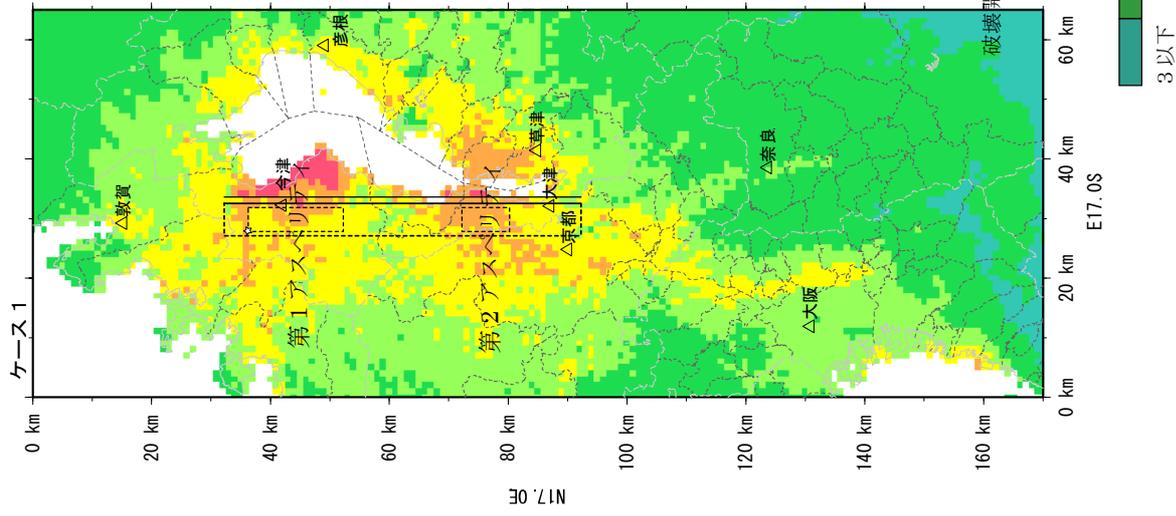


図 3.1.1-16 「詳細法」による強震動予測結果：震度分布図

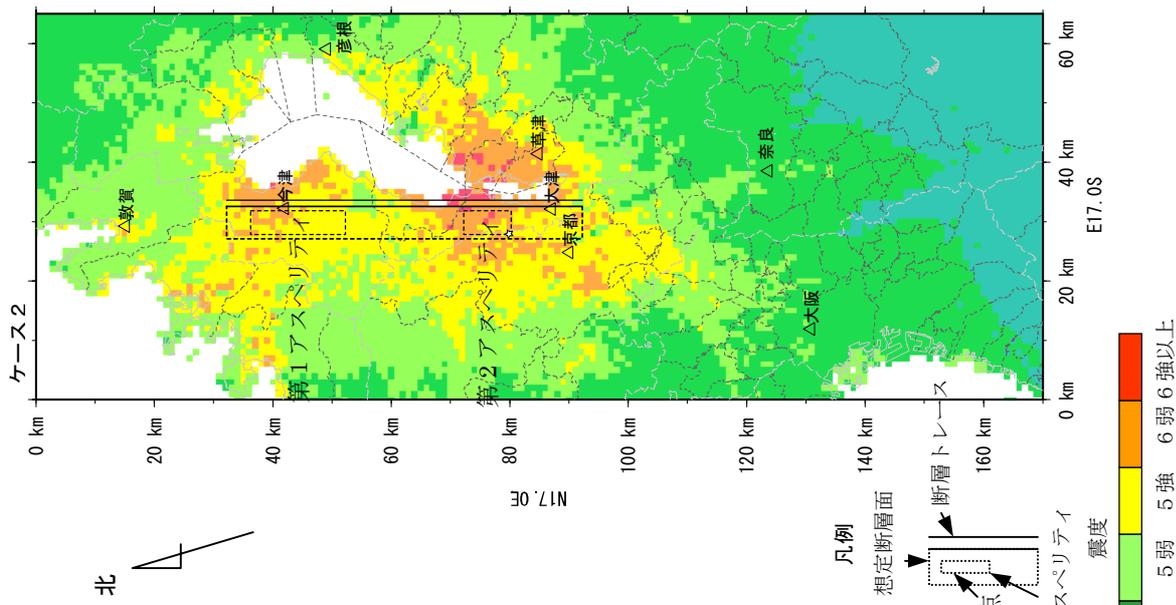
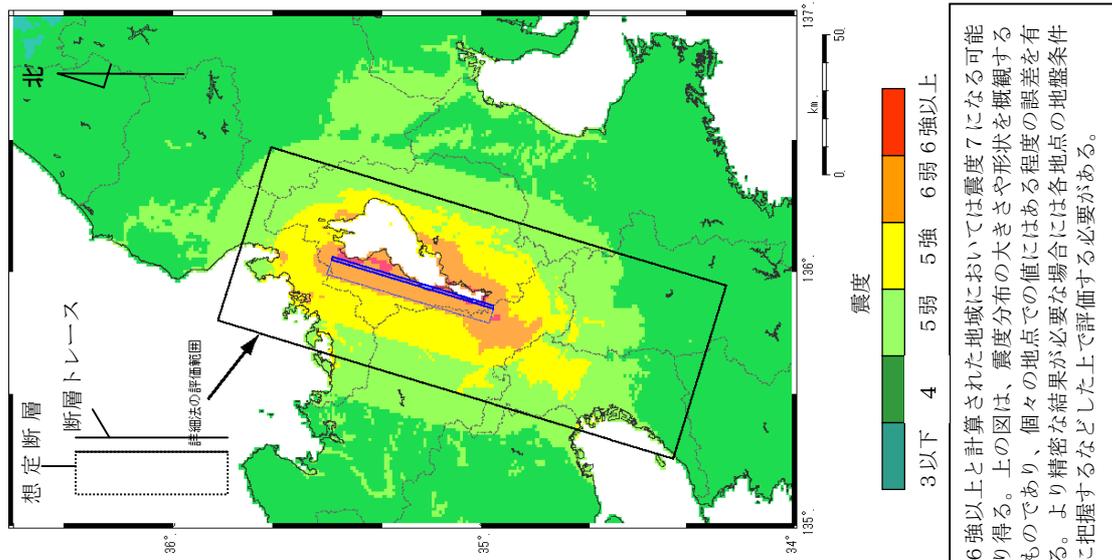
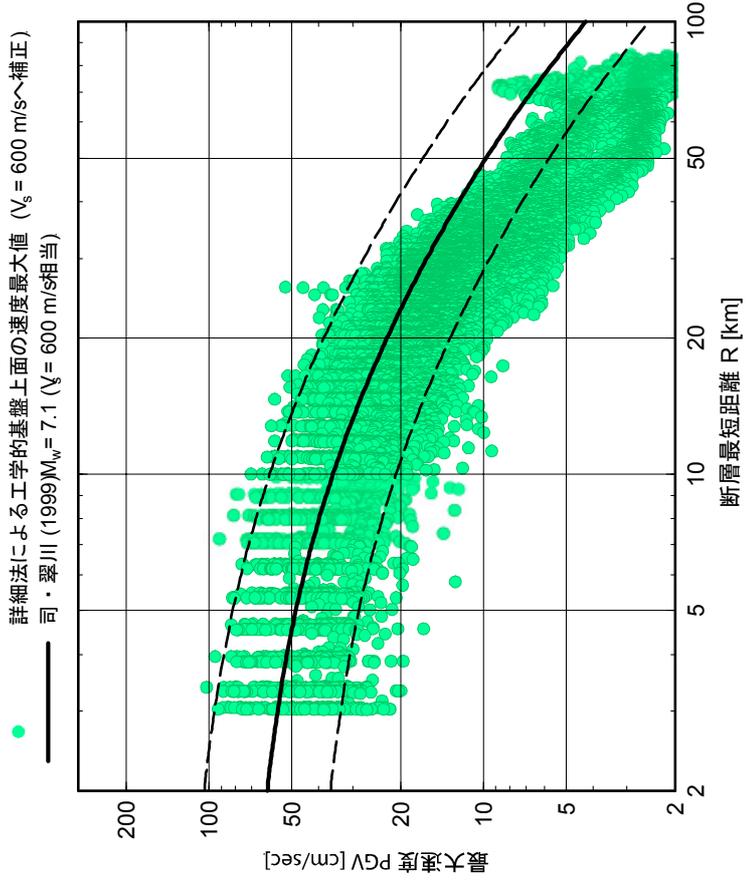


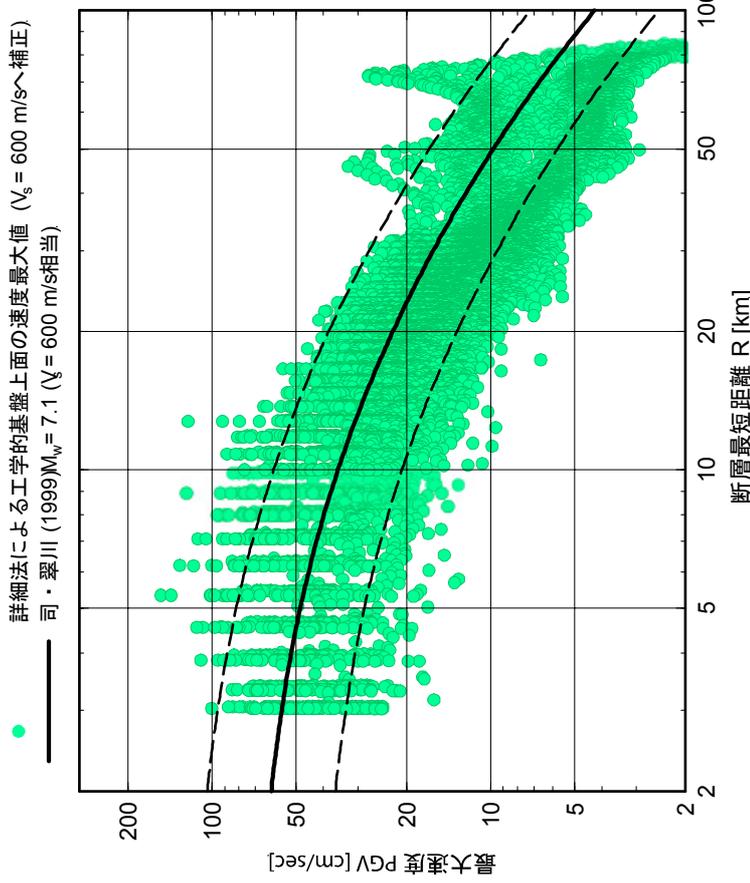
図 3.1.1-17 「簡便法」による強震動予測結果：震度分布



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどとして評価する必要がある。



ケース 2



ケース 1

図 3.1.1-18 「詳細法工学的基盤」における最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算した値と司・翠川 (1999) の距離減衰式 ($M_w=7.1$) の予測曲線との比較

3.1.2 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価

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（なぎせん）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。強震動評価においては、「山崎断層帯の評価」（地震調査委員会，2003i；以下、「長期評価」と呼ぶ）を参照して5つの震源断層モデルを想定した。また、「レシピ」の改良を目的として、微視的震源特性に関するパラメータの算定方法を変えた3ケースを別途、試行的に実施した。以下に、評価に至る説明文を記載する。

(1) 強震動評価の概要

ここでは、山崎断層帯の地震を想定した強震動評価の概要として、評価全体の流れ、強震動評価の対象となる震源域、評価地点および評価項目について述べる。

(a) 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3.1.2-1には作業内容をフローチャートにして示す。

- ① 「長期評価」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²⁰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四方の領域ごとに「詳細法」（ハイブリッド合成法：(4)強震動計算方法参照）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)強震動計算方法参照）による強震動評価も行った。

以降では、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、「レシピ」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。

²⁰ 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。

(b) 評価地点

本報告における評価地点は、**図3. 1. 2-2**に示した強震動評価範囲を約1km四方に分割した各領域の中心とした。「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°

(c) 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) 地下構造モデルの設定参照) 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3. 1. 2-2**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, 2005a)、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3. 1. 2-3**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3. 1. 2-4**に示すように設定することにより、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3.1.2-5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。また、震源特性パラメータを表3.1.2-1に示す。

(a) 巨視的震源特性

a. 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3.1.2-3)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。

b. 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3.1.2-6参照)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。

c. 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。

d. 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(1-1)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値を考慮して、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。

e. 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(1-3)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3.1.2-7(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(1-3)式から推定し、これをレシピ(1-4)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。

f. 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(1-5)式参照]。

(b) 微視的震源特性

a. 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[1.1.1(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。

b. アスペリティの総面積 Sa

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(1-6)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3.1.2-7（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(1-7)~(1-9)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3.1.2-1参照）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(1-3)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(1-6)~(1-9)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(1-6)~(1-9)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。

c. 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。

d. 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(1-10)~(1-14)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。

e. 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(1-15-2)~(1-18)式参照]。

ただし、レシピ(1-6)~(1-9)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(1-6)~(1-9)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。

$$\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma \dots\dots\dots (3-6)$$

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(1-15-2)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、(3-6)式と等価であるため、レシピ(1-6)～(1-9)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(1-15-2)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)(b)b.でも述べたように、レシピ(1-6)～(1-9)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(1-15-2)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((3-6)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3.1MPa²¹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3.1.2-7(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3.1.2-7(下)にプロットして示す。ケース1-3については、図3.1.2-7(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(1-6)式参照]に比較して若干小さい。

f. f_{max}

f_{max} ²²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(2001a)の検討結果に基づき、6Hzに設定した。

g. 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(1-19)～(1-22)式参照]。

(c) その他の震源特性

a. 破壊開始点の位置

²¹ 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。

²² 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。

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では、地盤増幅効果に加えてディレクティブティ効果²³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²⁴。モデル5については、アスペリティの中央下端とした。

b. 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。

c. 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(1-23)式参照]。

(d) 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3.1.2-4参照）。

(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」²⁵と呼んでいる。これらの具体的な設定方法については、「(b) 「深い地盤構造」」において説明する。

(a) 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3.1.2-2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、半経験的手法[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。

²³ 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）効果。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。

²⁴ 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の結果にはほぼ相当すると考えられる。

²⁵ 「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。

$$Q=110f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \dots\dots\dots (3-7)$$

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

ここで、f：周波数(Hz)

(b) 「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、2004c）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3.1.2-3)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3.1.2-8、表3.1.2-3参照)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Vp=1.8km/s、Vp=2.0km/s、Vp=2.2km/s、Vp=2.5km/s、Vp=3.3km/s、Vp=3.8km/s、Vp=4.4km/s、Vp=5.2km/sの8層構造として作成した(図3.1.2-9参照)。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3.1.2-4参照)。
- 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。

$$Vs=0.1620Vp-0.5377 \quad (2 \leq Vp \leq 5.0\text{km/s}) \dots\dots\dots (3-8)$$

ただし、浅部のVp=1.8km/s層については、対象地域が大坂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3.1.2-3参照)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、Vs=550m/s、Vs=590m/s、Vs=710m/s、Vs=880m/s、Vs=1.3km/s、Vs=1.6km/s、Vs=2.0km/s、Vs=3.46km/sとした。なお、Vp=5.2km/s層については、広域的な地殻構造を考慮してVs=3.46km/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3.1.2-5参照)。

図3.1.2-9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3.1.2-4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、Vs=550m/s層の層厚が5m以上であるため、Vs=550m/s層を、その他の地域ではVs=550m/s層の層厚が5m未満であるため、Vs=590m/s層を「詳細法工学的基盤」とした。地震基盤はVs=3.46km/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Vs=400m/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。

(c) 「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」(Vs=550m/s、Vs=590m/s)の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤(Vs=400m/s)の上に分布するという前提で、レシピの中「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四方の領域ごとに「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(1-25)~(1-26)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3.1.2-10に示す。本検討では、(3)(b)「深い地盤構造」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3.1.2-10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。

(a) 「詳細法」

a. 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) 地下構造モデルの設定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0m)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)による理論的手法、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3.1.2-2参照)を約1km四方に分割した各領域の中心で求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、(2)(d) 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を用いて佐藤ほか(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成分の自乗和平均と考え、0.63を√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、水平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。

b. 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四方の領域ごとに、「詳細法工学的基盤」上面のS波速度、および(3) 地下構造モデルの設定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(1-26)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乗じることによって推定する。ただし、レシピ(1-26)式は、基準地盤（平均S波速度がVs=600m/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」（Vs=550m/s、およびVs=590m/s層）までの増幅率（=1.05、および≒1.00）で、レシピ(1-26)式から算定される増幅率を除した値を、「詳細法工学的基盤」における最大速度に乗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は図3.1.2-10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。

c. 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、(3-9)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。

$$I=2.68+1.72\log PGV\pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \dots\dots\dots (3-9)$$

I：計測震度 PGV：地表最大速度 (cm/s)

なお、翠川ほか(1999)ではI=0~7とI=4~7の2つの式が提示されているが、I=0~7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=4~7の式を選択した。

(b) 「簡便法」

a. 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Vs=600m/s）における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58Mw + 0.0038D - 1.29 + d \cdot \log(X + 0.0028 \times 10^{0.50Mw}) - 0.002X \dots\dots\dots (3-10)$$

PGV:最大速度 (cm/s)

Mw:モーメントマグニチュード

d:地震のタイプ別係数（地殻内地震：d=0）

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(Vs=400m/s)における最大速度を求めた。

b. 地表面における最大速度の計算

約1km四方の領域ごとに、(3) 地下構造モデルの設定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(1-26)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に、求めた最大速度の増幅率を乗じることによって、地表における最大速度を求めた。

c. 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、(a)「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。

(c) 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) 震源特性の設定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) 地下構造モデルの設定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

(a) 「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。

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3.1.2-11
「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3.1.2-12
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	図3.1.2-13
地表の最大速度分布	図3.1.2-14
地表の震度分布	図3.1.2-15

a. 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3.1.2-11、図3.1.2-12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、地震基盤も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1-2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ブ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、ディレクティブティ効果により、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1-2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。

b. 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3.1.2-13参照)。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)(d)で説明する。

c. 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3.1.2-13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3.1.2-14に示す。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3.1.2-15に示した。ここでは、図3.1.2-15を中心に説明する。

①モデル1(ケース1-1:図3.1.2-15(1)上)

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(ケース2-1:図3.1.2-15(1)中、ケース2-2:図3.1.2-15(1)下)

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、ディレクティブティ効果と「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(モデル3:図3.1.2-15(2)上、モデル4:図3.1.2-15(2)中)

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(モデル5:図3.1.2-15(2)下)

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)強震動計算方法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(3-9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。

(b) 「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3.1.2-16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3.1.2-15参照）。震源断層周辺では、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。

(c) 「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3.1.2-17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。

(d) 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3.1.2-13(1)、図3.1.2-13(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3.1.2-14(1)、図3.1.2-14(2)に地表における最大速度分布を示す。なお、本評価結果は、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。

a. 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。

b. 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3.1.2-7参照）。

c. 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、短周期レベルも最も小さいこととも対応している（図3.1.2-7参照）。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、アスペリティの応力降下量が同程度であることから、アスペリティの面積が小さくなったため、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るものと推察される。

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となった。本断層帯の場合、地震基盤から詳細法工学的基盤までの地盤構造が薄いことから、短周期成分の影響が顕著となるため、「石狩低地断層帯の地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会、2004e）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

(a) 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, 2003f, 2004e）。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、2004e）。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1km四方の領域ごとの情報）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。

(b) 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，2003f，2004e）。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き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。

表 3.1.2-1 山崎断層帯の震源断層パラメータ

パラメータ	モデル1				モデル2		モデル3	モデル4	モデル5
	ケース1-1	ケース1-2	ケース1-3	ケース1-4	ケース2-1	ケース2-2			
断層総面積	1440 [km ²]	900	1440	1440	936	540	792	832	
地震モーメント	1.2E+20 [Nm]	7.9E+19	1.2E+20	1.2E+20	4.9E+19	1.6E+19	3.5E+19	3.9E+19	
地震規模	Mw	7.3	7.3	7.3	7.1	6.7	7.0	7.0	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	2.6E+19	2.0E+19	1.6E+19	1.9E+19	1.3E+19	1.7E+19	1.8E+19	
基準点の位置		(北西端-屈曲点1-屈曲点2-南東端)	(北西端-屈曲点1-屈曲点2-南東端)	(北西端-屈曲点1-屈曲点2-南東端)	(北端)~(南端)	(北西端)~(南東端)	(北西端)~(屈曲点)~(南西端)	(西端)~(東端)	
基準点の北緯	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53'	34° 58' ~34° 47'	34° 58' ~34° 47'	35° 07' ~35° 09'	
基準点の東経	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~134° 13' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43'	134° 45' ~135° 00'	134° 45' ~135° 00'	133° 54' ~134° 13'	
走向	N60° W~N80° W	N60° W~N80° W	N60° W~N80° W	N60° W~N80° W	N60° W	N50° W	N50° W(山崎南東部) N60° E(草谷)	N80° W	
傾斜角	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	(45° N)	
平均滑り量	D [cm]	247.8	270.7	247.8	161.1	92.9	136.3	143.2	
滑り方向		左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	北側隆起の断層(逆断層)	
地震発生層深さ	dep [km]	3~21	3~21	3~21	3~21	3~21	3~21	3~21	
断層面の長さ	L [km]	地表約80km (大原・土方・安富・琵琶甲・三木断層)	地表約50km (大原・土方・安富断層)	地表約80km (大原・土方・安富・琵琶甲・三木断層)	地表約80km (大原・土方・安富・琵琶甲・三木断層)	地表約30km (山崎断層南東部: 琵琶甲・三木断層)	地表約30km (山崎断層南東部: 琵琶甲・三木断層)	地表約32km	
断層面の幅	W [km]	18	18	18	18	18	18	26	
断層面積	S [km ²]	1440	900	1440	1440	540	792	832	
地震モーメント	Moa [Nm]	5.6E+19	4.8E+19	2.9E+19	2.9E+19	7.0E+18	1.4E+19	2.2E+19	
面積	Sa [km ²]	296.7	247.3	154.8	154.8	191.9	146.5	237.9	
平均滑り量	Da [cm]	580.6	599.9	419.4	580.6	357.0	302.1	286.4	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	14.7	13.7	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.8E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	1.6E+19	1.4E+19	1.9E+19	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	-	1.0E+19	1.0E+19	-	-	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	-	77.4	77.4	-	-	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	-	410.6	410.6	-	-	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	-	24.2	14.4	-	-	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	-	6.6E+19	6.6E+19	-	-	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.4E+19	6.6E+19	6.6E+19	9.3E+18	1.6E+19	1.6E+19	
面積	Sa [km ²]	846.5	317.4	1130.4	1130.4	424.3	572.3	594.1	
平均滑り量	Da [cm]	74.1	80.9	179.9	179.9	67.6	84.0	85.8	
実効応力	σob [MPa]	1.4	2.6	3.9	2.3	3.5	2.8	2.9	
アスペリティの位置		第1: 北西 (山崎断層帯主部北西部)、第2: 北西 (安富断層)、第3: 中央 (山崎断層帯主部南東部)				中央	第1: 中央 (山崎断層帯主部南東部) 第2: 北西 (草谷断層)	中央	
アスペリティの深さ		中			中	中	中	中	
破壊開始点の位置		第1アスペリティの北西下端			第2アスペリティの南東下端	アスペリティの北西下端	アスペリティの北西下端	アスペリティの中央下端	
破壊様式		同心円状			同心円状	同心円状	同心円状	同心円状	
破壊伝播速度	[km/s]	2.5 (Vs=3.46km/sの72%)			2.5 (Vs=3.46km/sの72%)	2.5 (Vs=3.46km/sの72%)	2.5 (Vs=3.46km/sの72%)	2.5 (Vs=3.46km/sの72%)	
fmax	[Hz]	6			6	6	6	6	
震源時間間数		中村・宮武(2000)による			中村・宮武(2000)による	中村・宮武(2000)による	中村・宮武(2000)による	中村・宮武(2000)による	

*レシビの改良の観点から試行的に検討したケース。強震動評価結果については、説明文に最大速度分布を示す。

表 3.1.2-2 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 3.1.2-3(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 3.1.2-8 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	パ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	
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 3.1.2-3(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-第一瀬戸内累層群以降を中心に-	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-兵庫県地質図解説書・土木地質編-	
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-兵庫県南部地震域の活構造調査報告-	
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 3.1.2-3(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 3.1.2-3(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
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 3.1.2-3(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 3.1.2-3(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 3.1.2-4 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

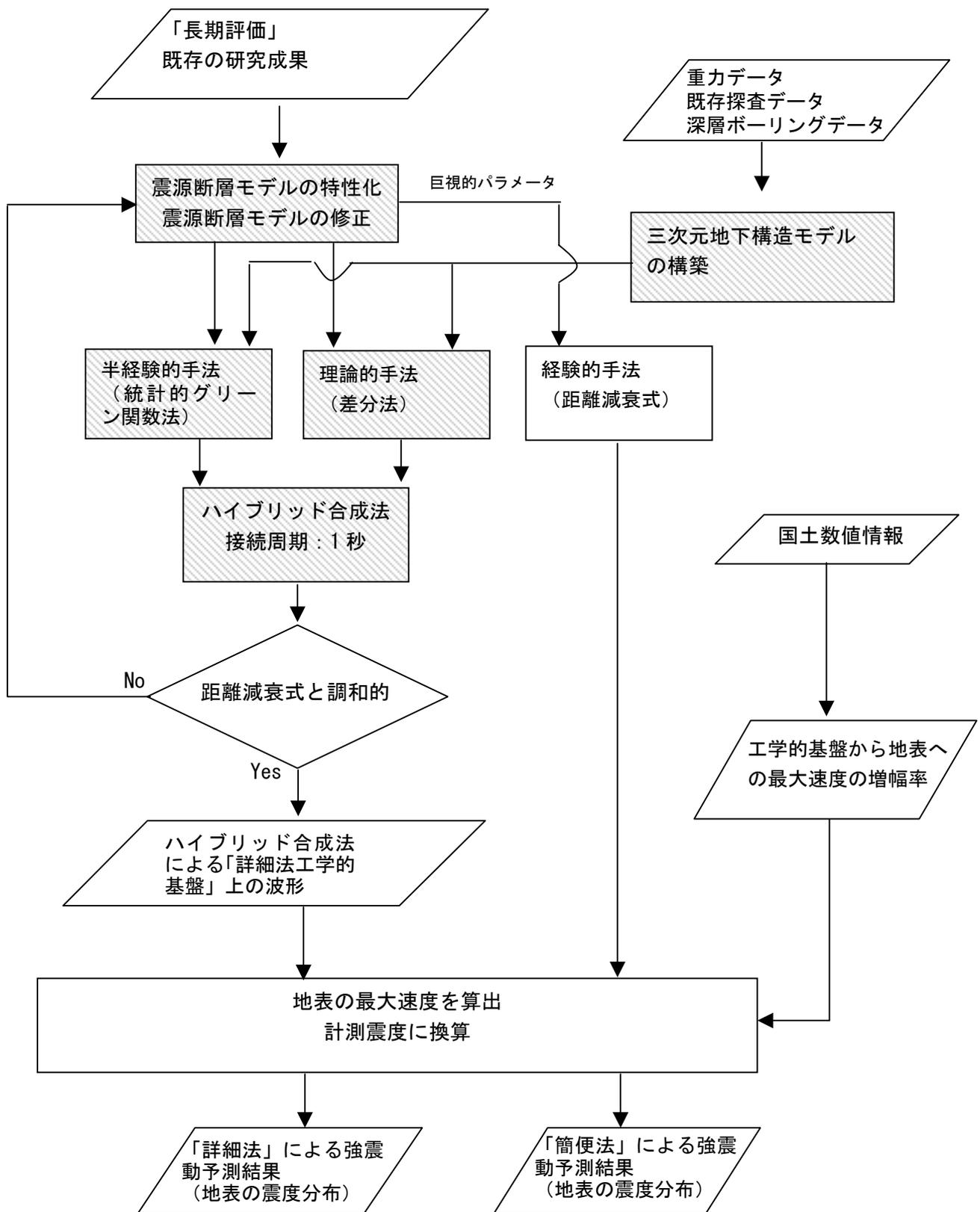
山陰		中国山地～ 瀬戸内		四国・淡路・ 和歌山		近畿						
						大阪平野		京都盆地		近江盆地		
鮮新統・ 第四紀火山	D	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	
中部中新 統下部～ 下部中新 統	E		D		D		D		B		B	
	G	古第三系	E	後期白亜 系	F	基盤岩	H	C	堆積層下 の基盤岩 の風化帯	F	F	
基盤岩	H	基盤岩	H	基盤岩	H					堆積層下 の基盤岩 の風化帯	F	G
										G	基盤岩	H
											基盤岩	H

*上記表の記号は下表を参照。

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 3.1.2-5 風化帯の設定

速度区分		層厚 (m)
V_p (km/s)	V_s (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



※網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図 3.1.2-1 強震動評価の流れ

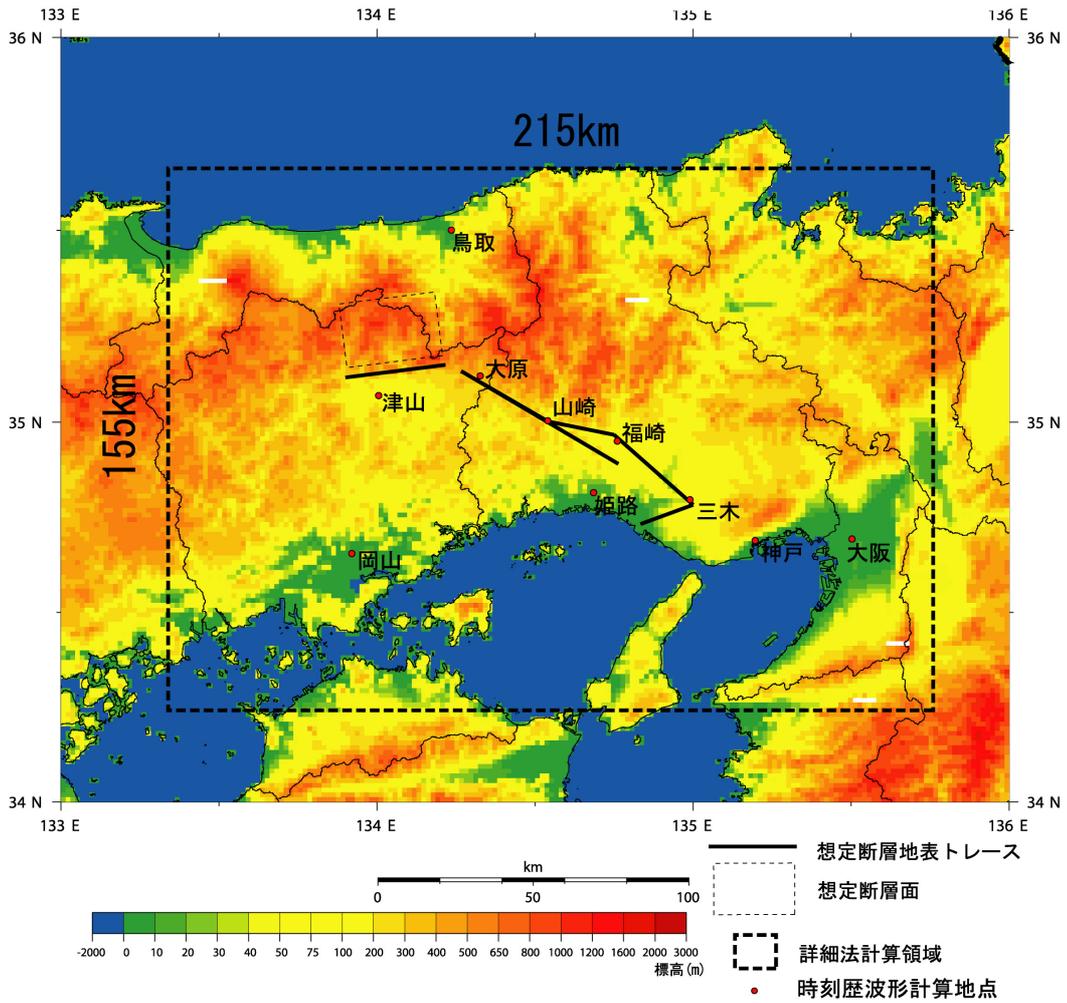


図 3.1.2-2 強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

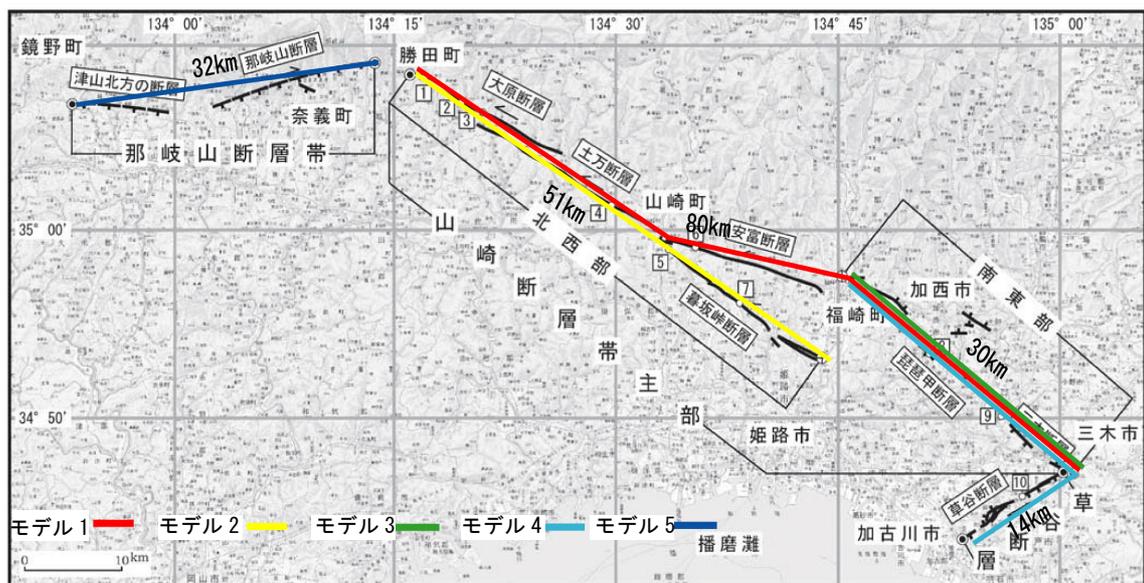


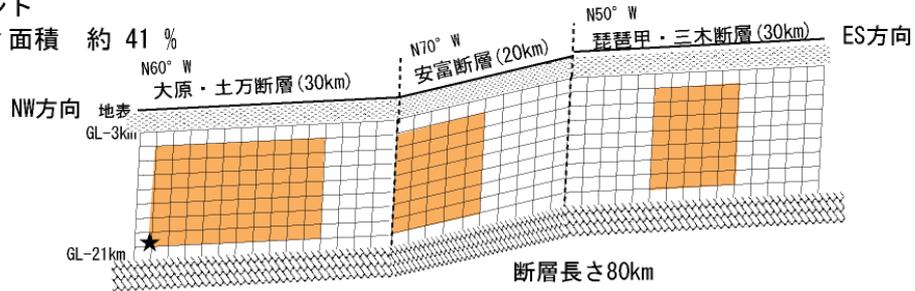
図 3.1.2-3 山崎断層帯の活断層位置と強震動評価に用いた震源断層の地表トレース、および想定ケース（地震調査委員会, 2003i に加筆）

S(面積) = 1440 (km²)
M₀ (モーメント) = 1.2E+20 (Nm)
M_w = 7.3

◎モデル1：ケース1-1 山崎断層帯主部(北西部+南東部) (dip=90°)

※1セグメント

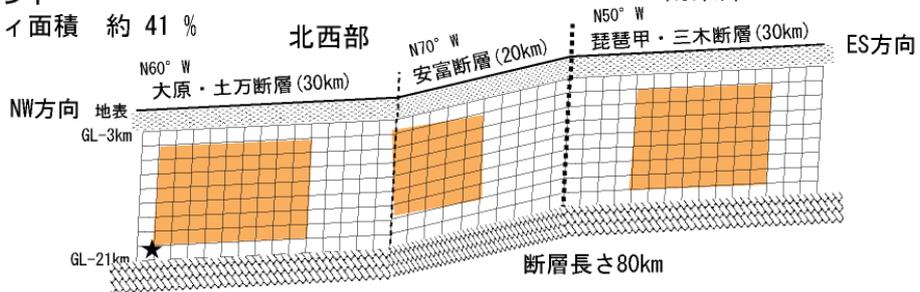
アスペリティ面積 約 41 %



◎モデル1：ケース1-2 山崎断層帯主部(北西部+南東部)

※2セグメント

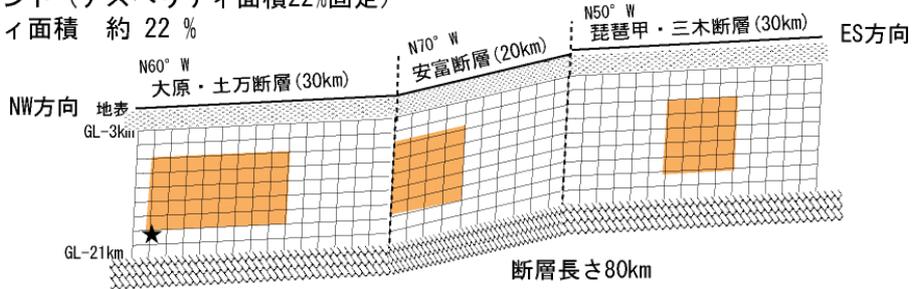
アスペリティ面積 約 41 %



◎モデル1：ケース1-3 山崎断層帯主部(北西部+南東部)

※1セグメント(アスペリティ面積22%固定)

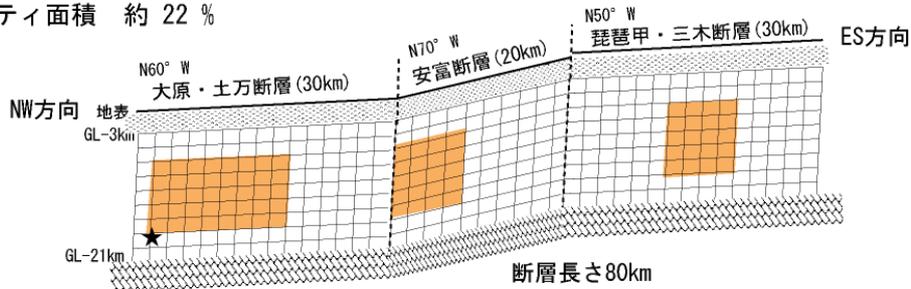
アスペリティ面積 約 22 %



◎モデル1：ケース1-4 山崎断層帯主部(北西部+南東部)

※Fujii and Matsu'ura 3.1MPa(アスペリティ面積22%固定)

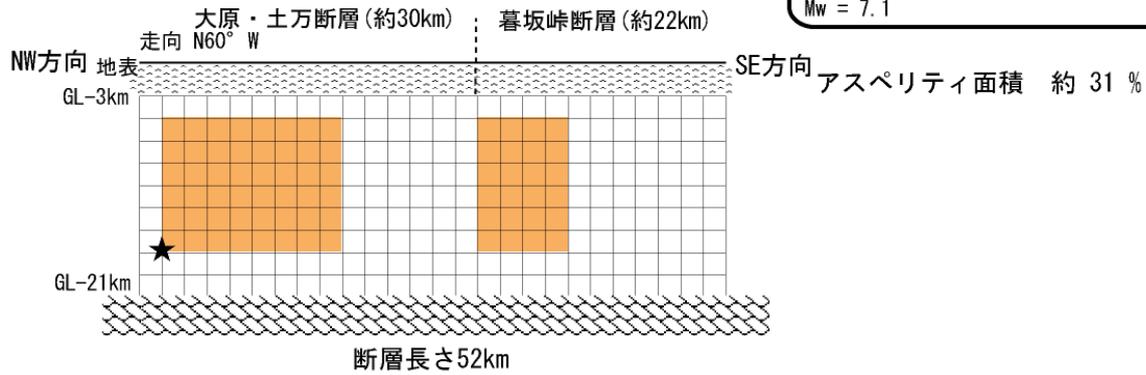
アスペリティ面積 約 22 %



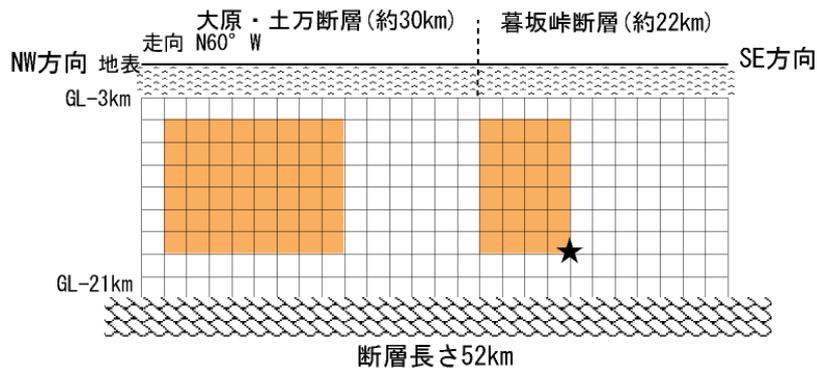
★ 破壊開始点 ■ アスペリティ領域 □ 要素断層(2km×2km)

図 3.1.2-4(1) 想定した震源断層モデル
(モデル1：大原断層・土万断層・安富断層と南東部との連動)

◎モデル2：ケース2-1 山崎断層帯主部北西部（大原断層・土万断層・暮坂峠断層）
断層モデル（ $dip=90^\circ$ ）



◎モデル2：ケース2-2 山崎断層帯主部北西部（大原断層・土万断層・暮坂峠断層）



◎モデル3 山崎断層帯主部南東部（琵琶甲断層・三木断層）
断層モデル（ $dip=90^\circ$ ）

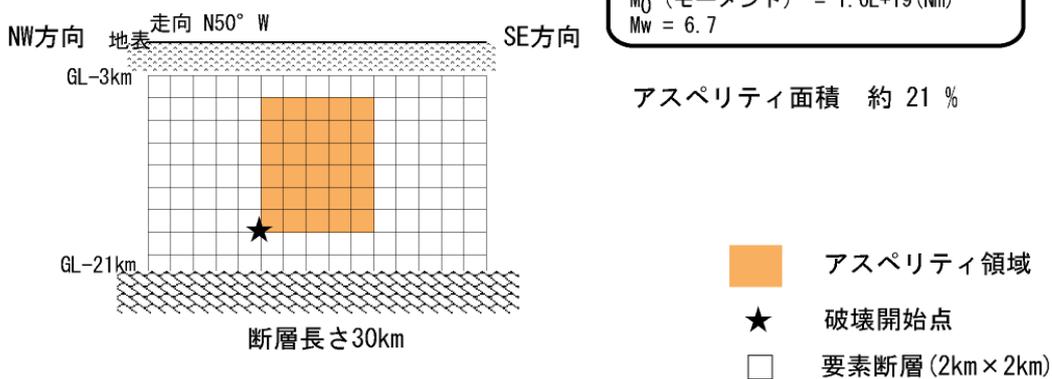
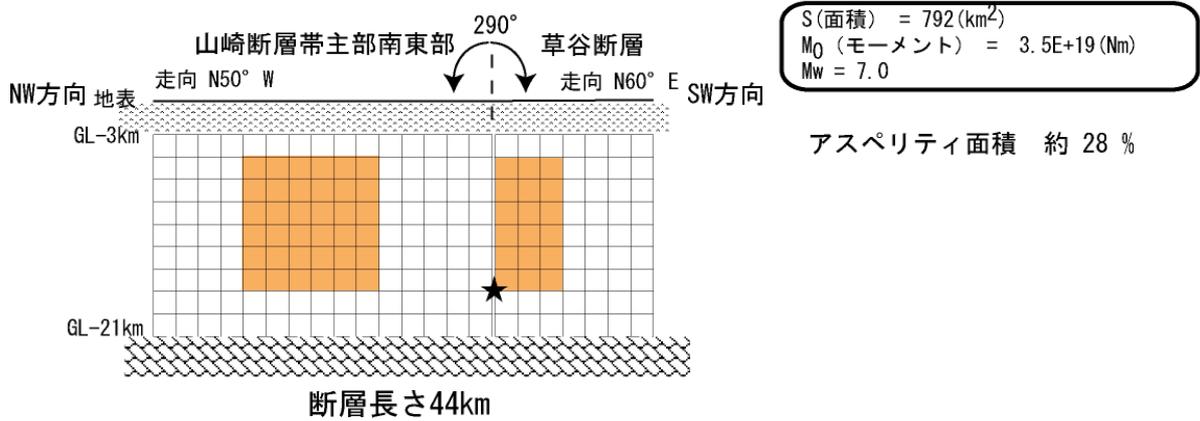


図 3. 1. 2-4 (2) 想定した震源断層モデル（モデル2、3）

◎モデル4 山崎断層帯主部南東部（琵琶甲断層・三木断層）＋草谷断層（dip=90°）



◎モデル5 那岐山断層帯（dip=45° N）

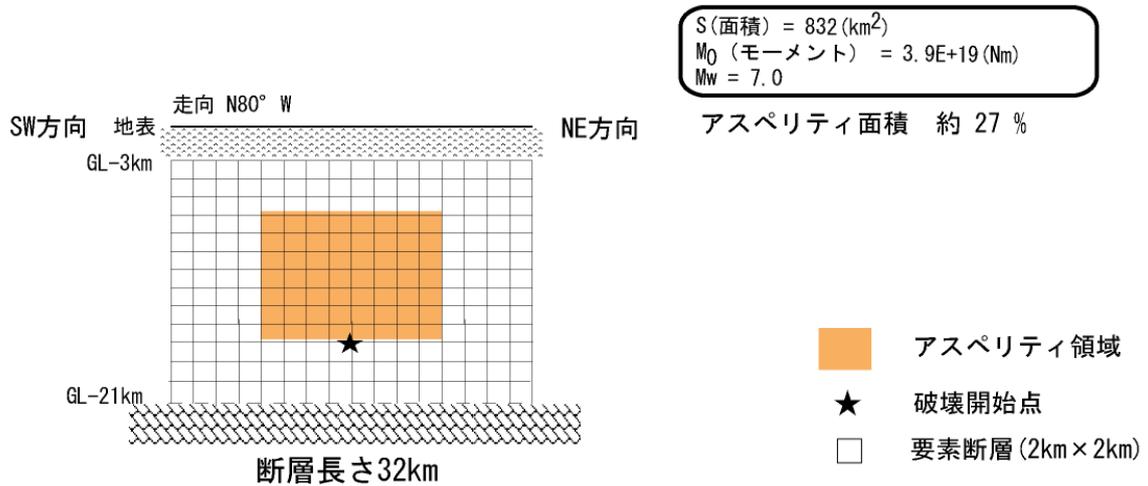


図 3. 1. 2-4 (3) 想定した震源断層モデル（モデル4、5）

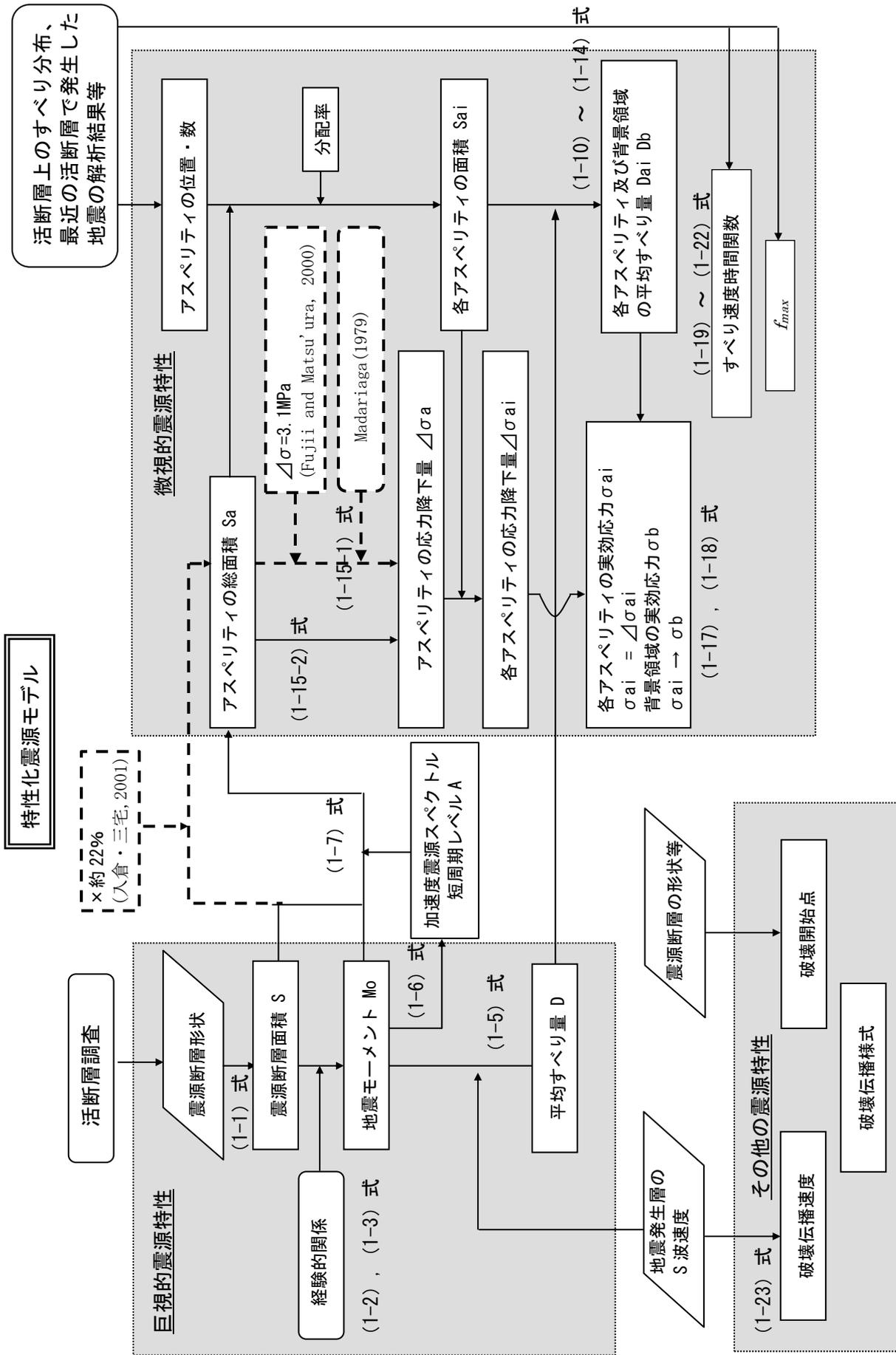
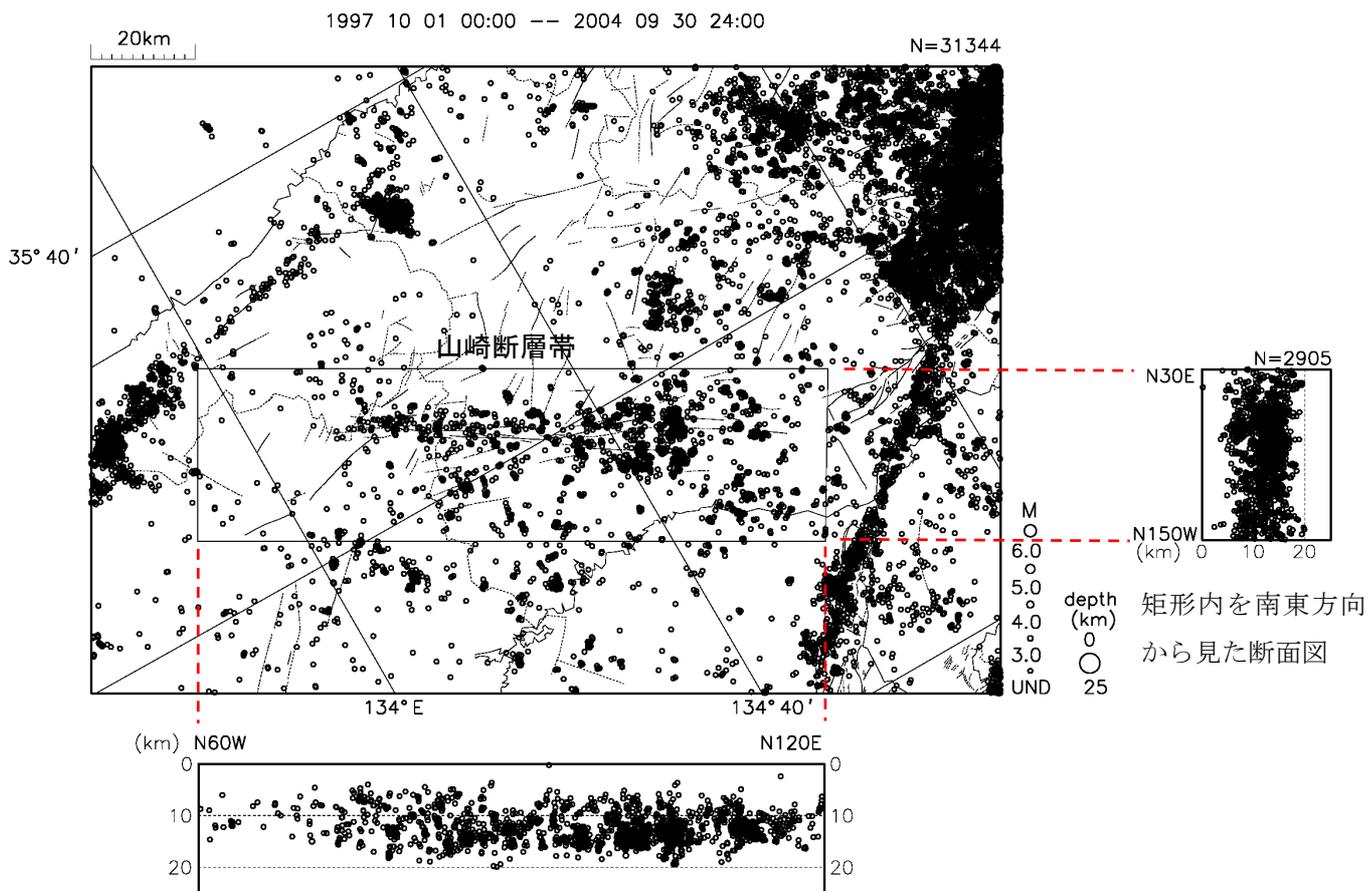


図 3.1.2-5 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ
 (式番号は、分冊2の1章 震源断層を想定した強震動予測手法(「レジピ」)に対応する。破線は今回試行的に行ったケースを表す。)

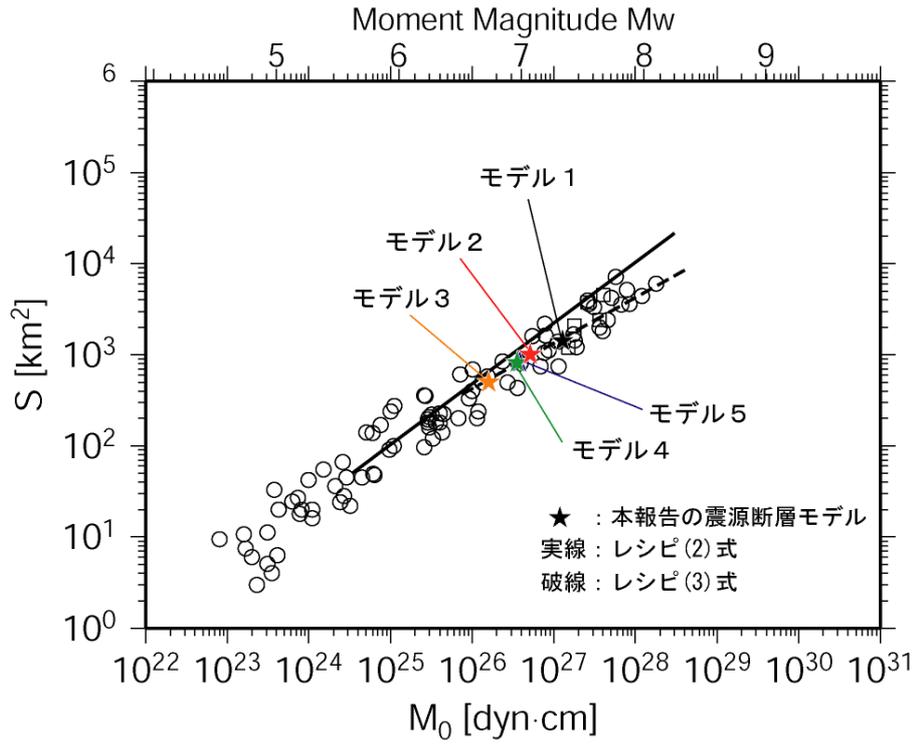
震央分布図



矩形内を南西方向から見た断面図

図 3. 1. 2-6 山崎断層帯付近の微小地震分布
(1997. 10~2004. 9、気象庁の震源データによる)

壇ほか(2001)に加筆
 ○ Wells & Coppersmith(1994) □ Abe(1990)



壇ほか(2001)に加筆

○ Dan et al.(Inland) ☆ Papageorgiou(1988) □ Kamae(1997) ▽ Kamae(1990)
 ● Dan et al.(Sea) ■ Kamae(1996) ◇ Irikura(1999) △ Kato-1(1998)

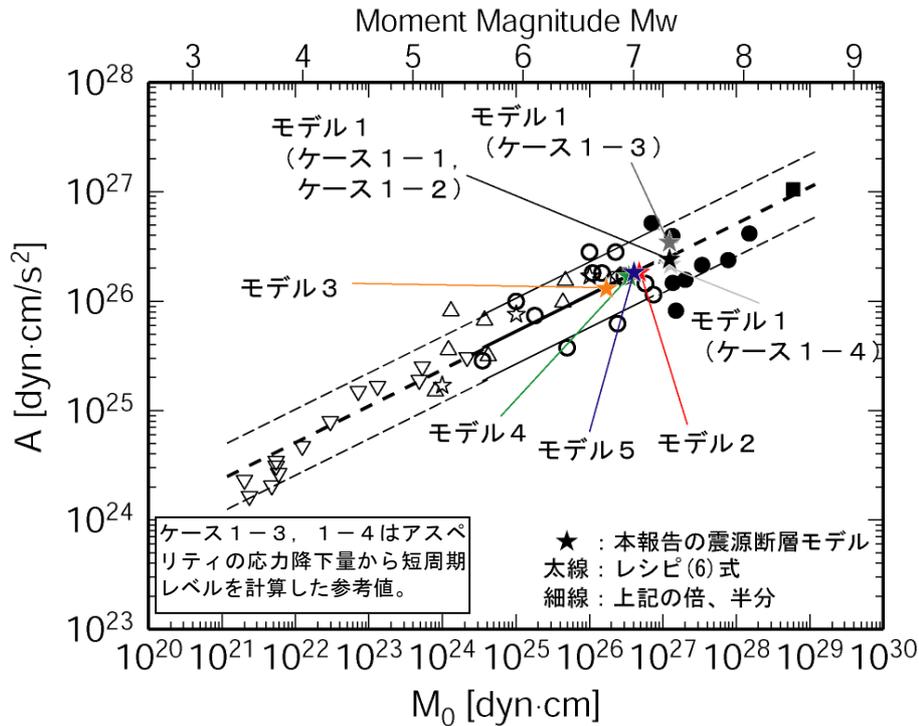


図 3.1.2-7 地震モーメント Mo と断層面積 S の経験的關係 (上) および地震モーメント Mo と短周期レベル A の關係 (下)

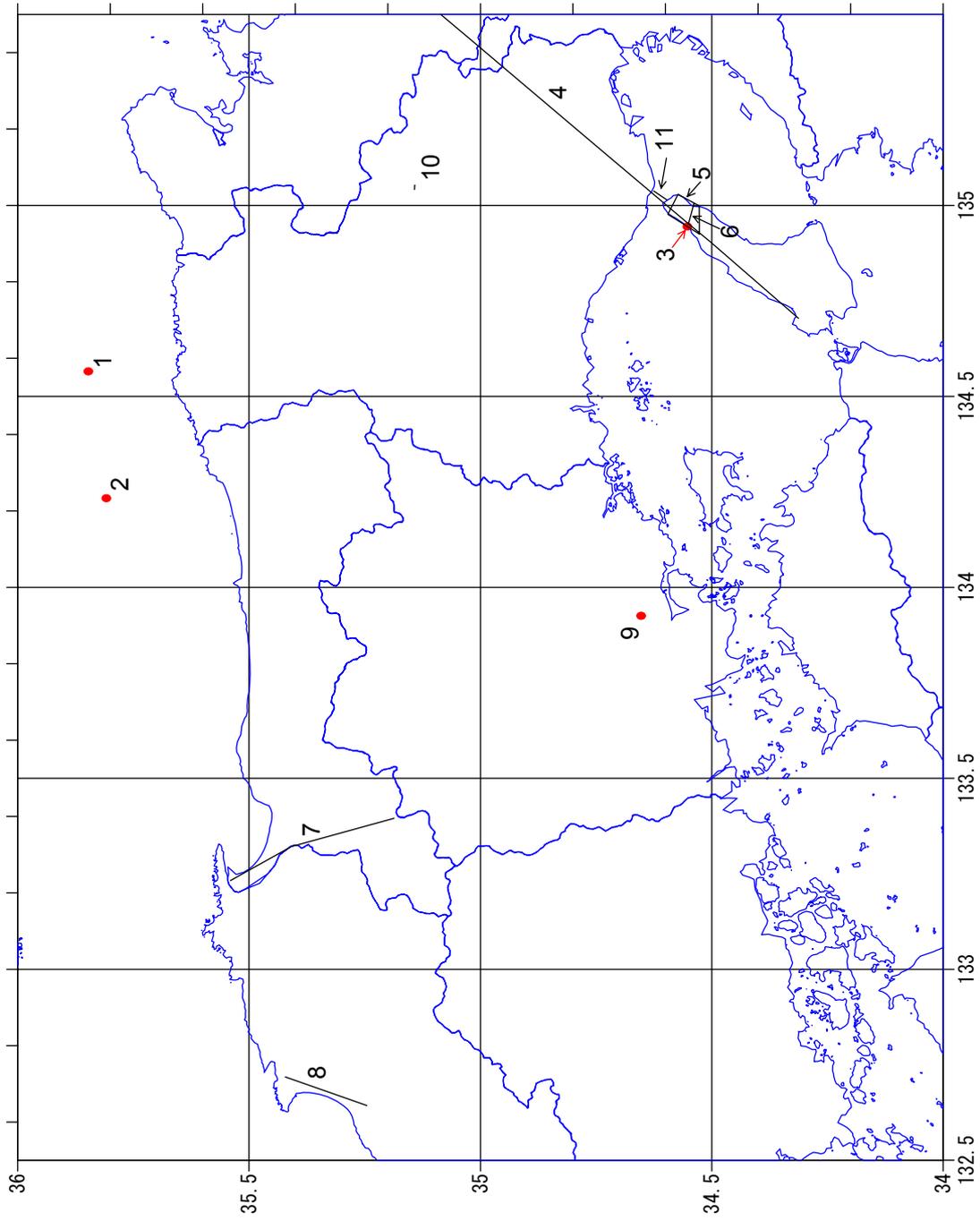


図 3.1.2-8 「深い地盤構造」に対する 3 次元地下構造モデルの作成に用いた文献の位置図 (番号は表 3.1.2-3 を参照)

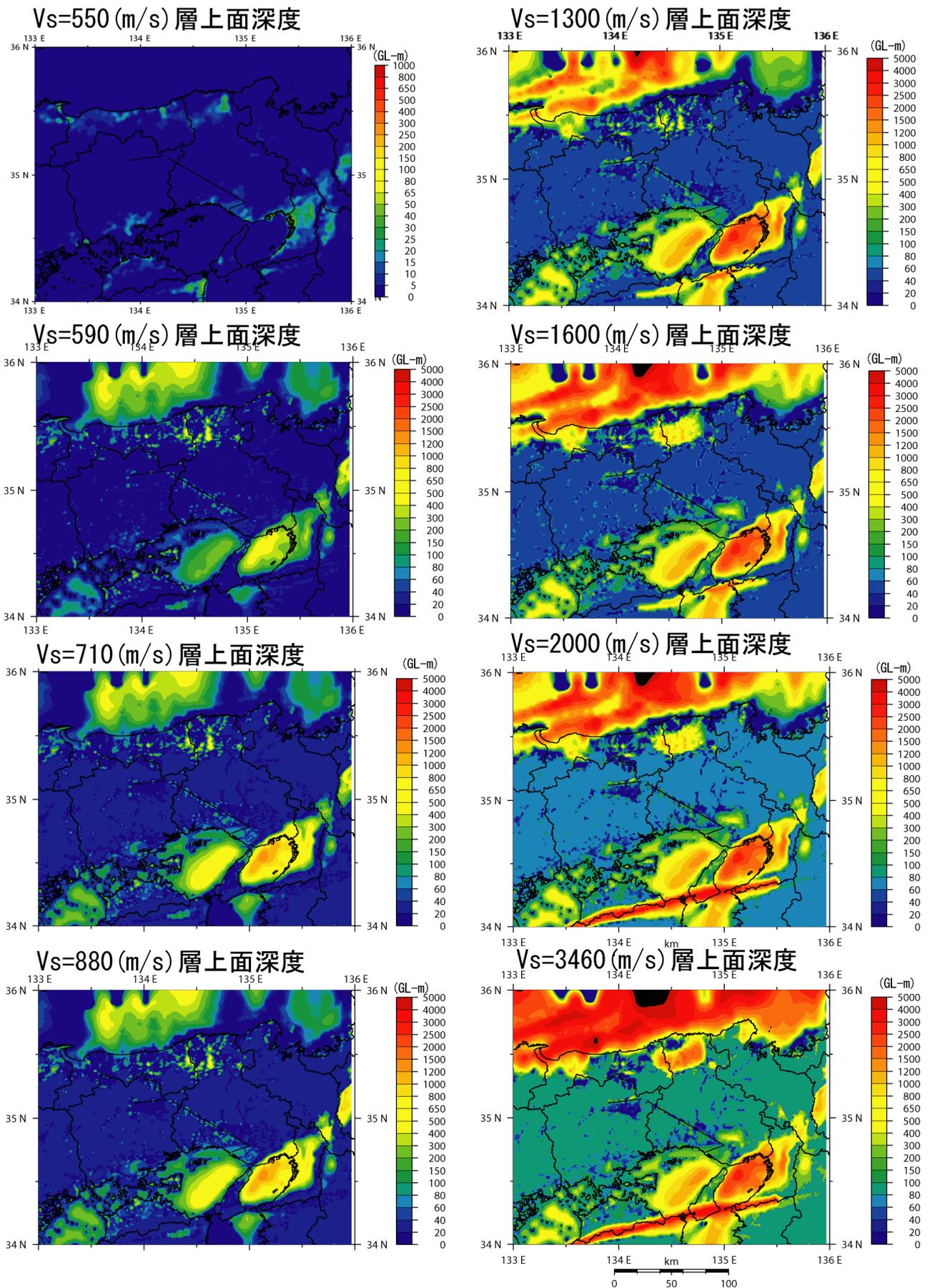


図 3.1.2-9 「深い地盤構造」に用いた三次元地下構造モデル
(各速度層上面の深さ分布[GLm])

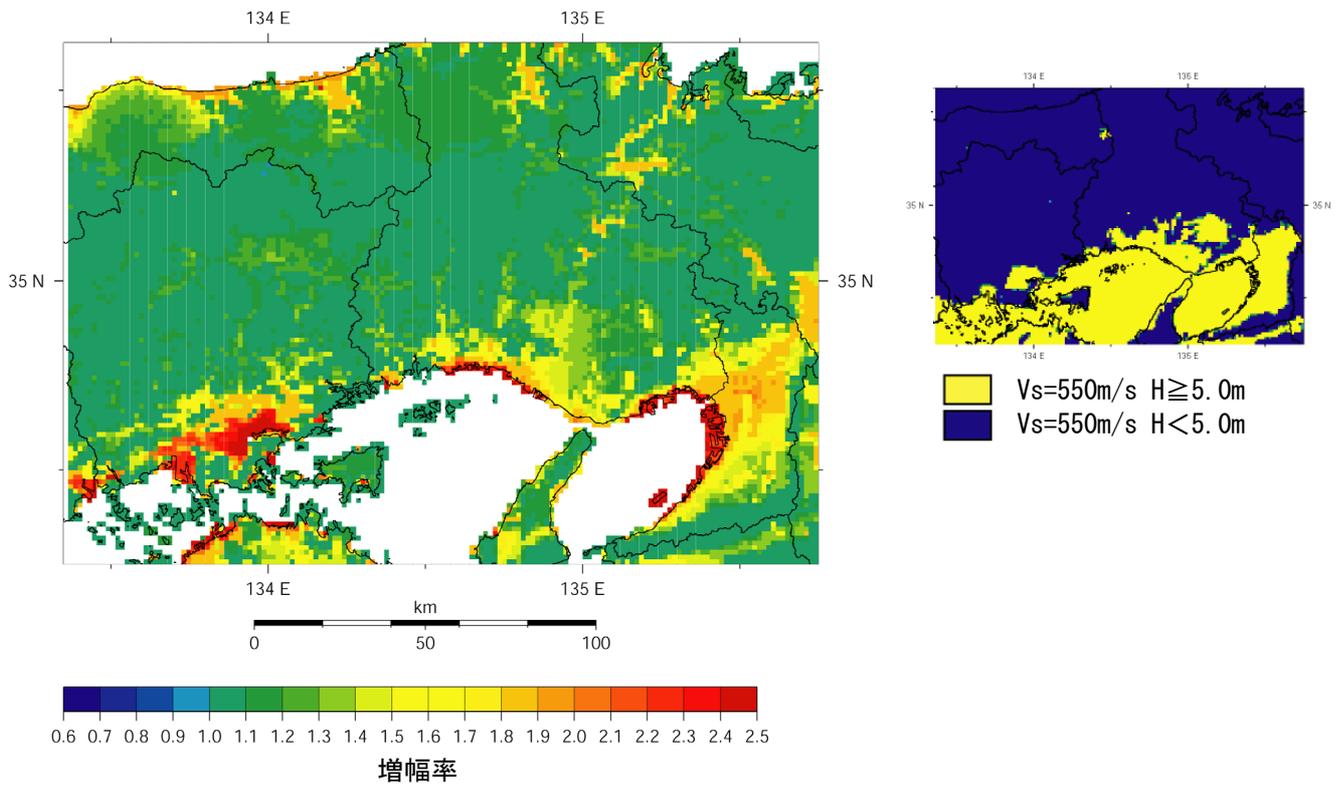


図 3.1.2-10 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ の層厚が 5 m 以上の場合 $V_s=550\text{m/s}$ 、5 m 未満の場合 $V_s=590\text{m/s}$ とする。(右図参照)) から地表までの最大速度の増幅率 (「浅い地盤構造」)

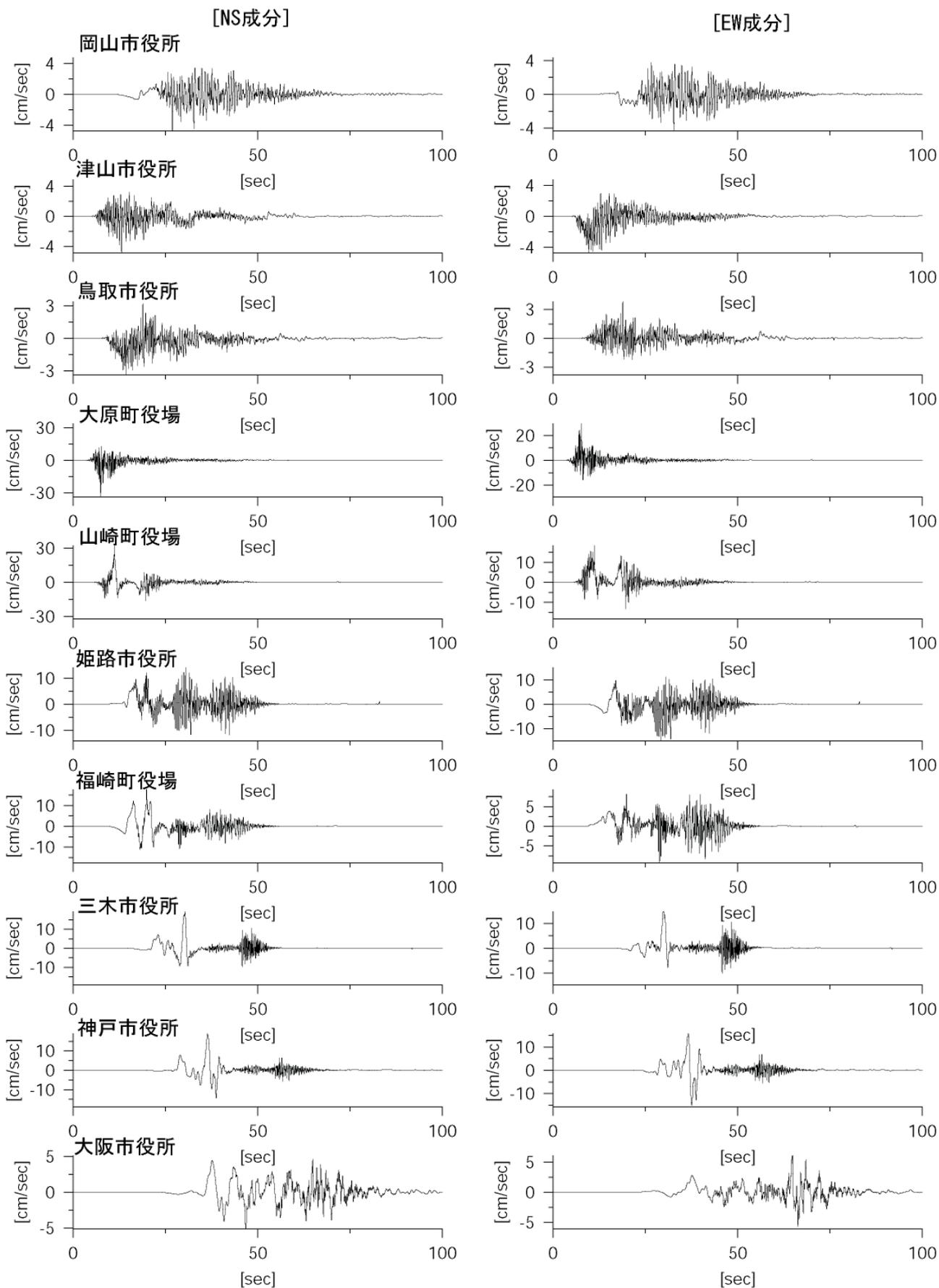


図 3.1.2-11(1) 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル 1、ケース 1-1、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点)

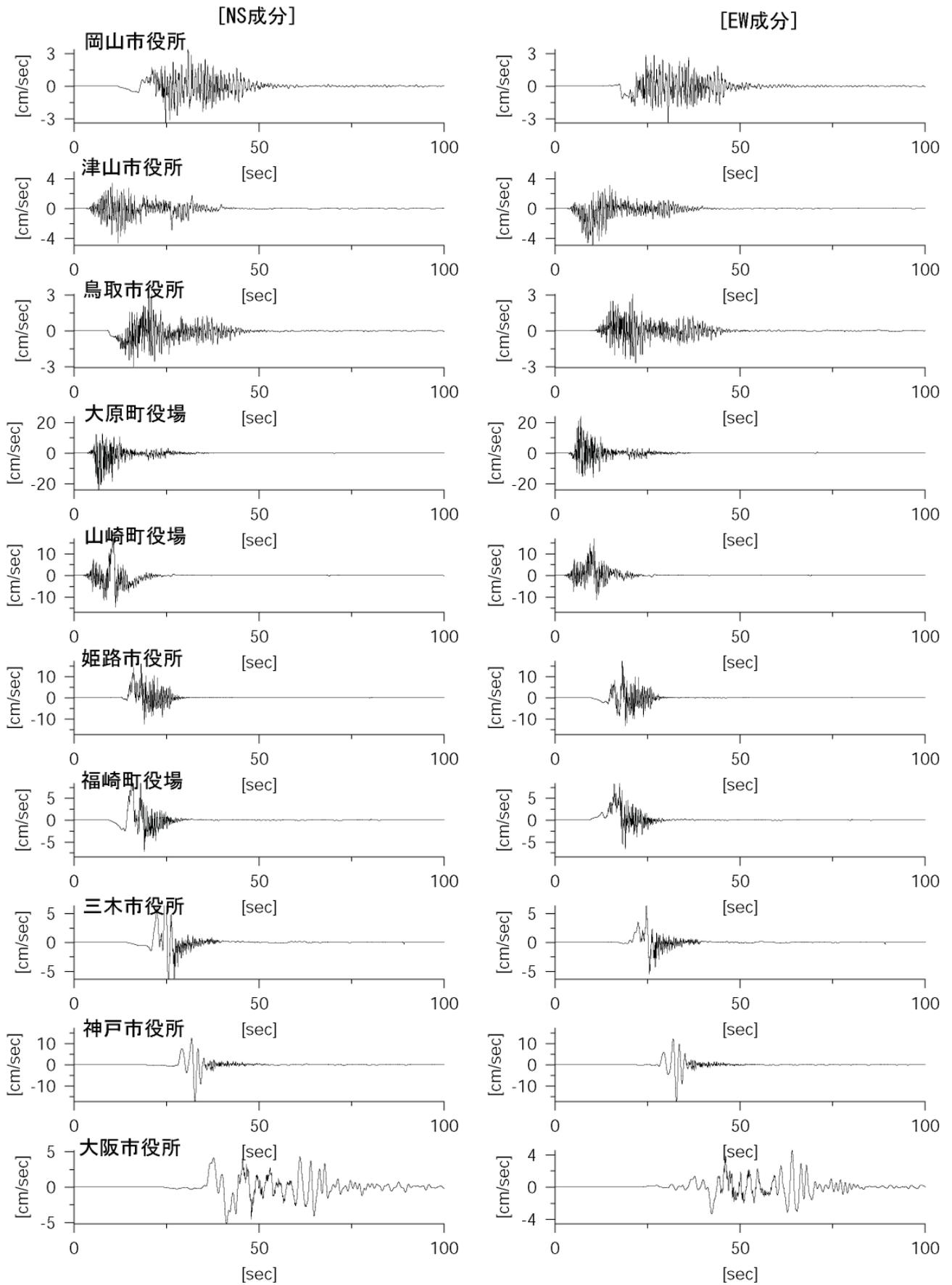


図 3.1.2-11(2) 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル 2、ケース 2-1、ハイブリッド合成法、速度波形、左: NS 成分、右: EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点)

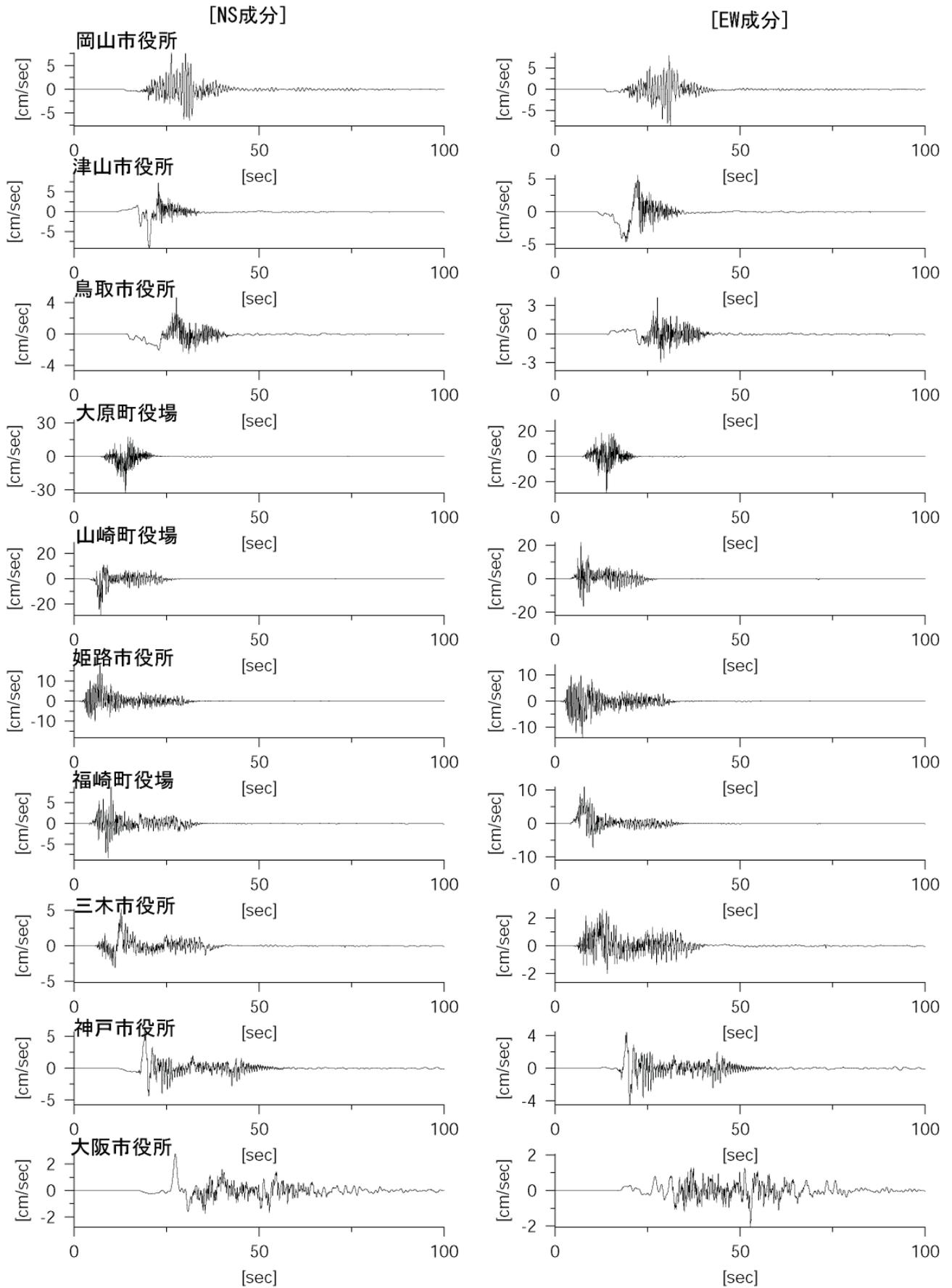


図 3.1.2-11(3) 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル 2、ケース 2-2、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点)

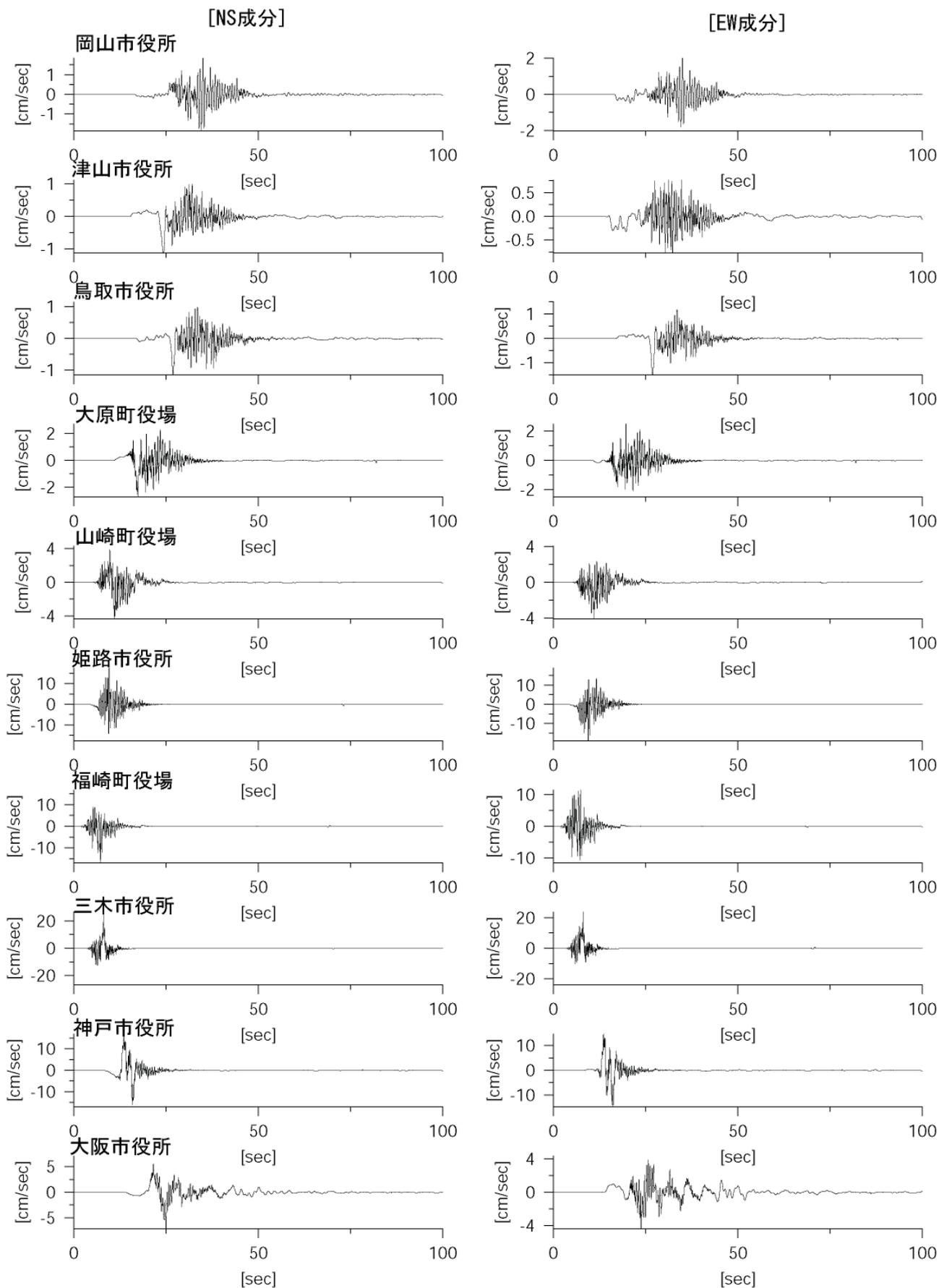


図 3.1.2-11(4) 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル3、ハイブリッド合成法、速度波形、左: NS成分、右: EW成分、各表記施設に最も近い評価地点)

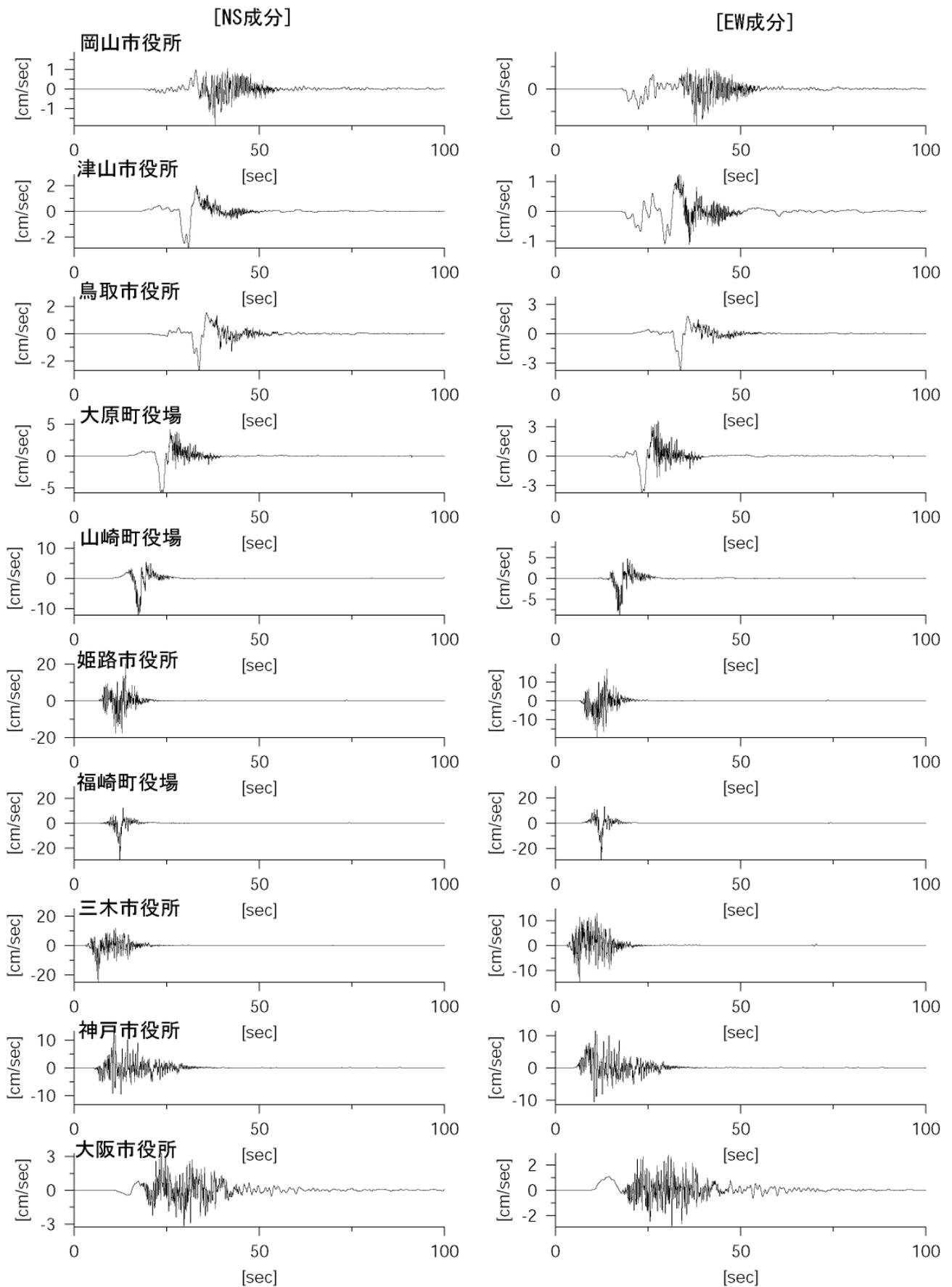


図 3.1.2-11(5) 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル4、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS成分、右：EW成分、各表記施設に最も近い評価地点)

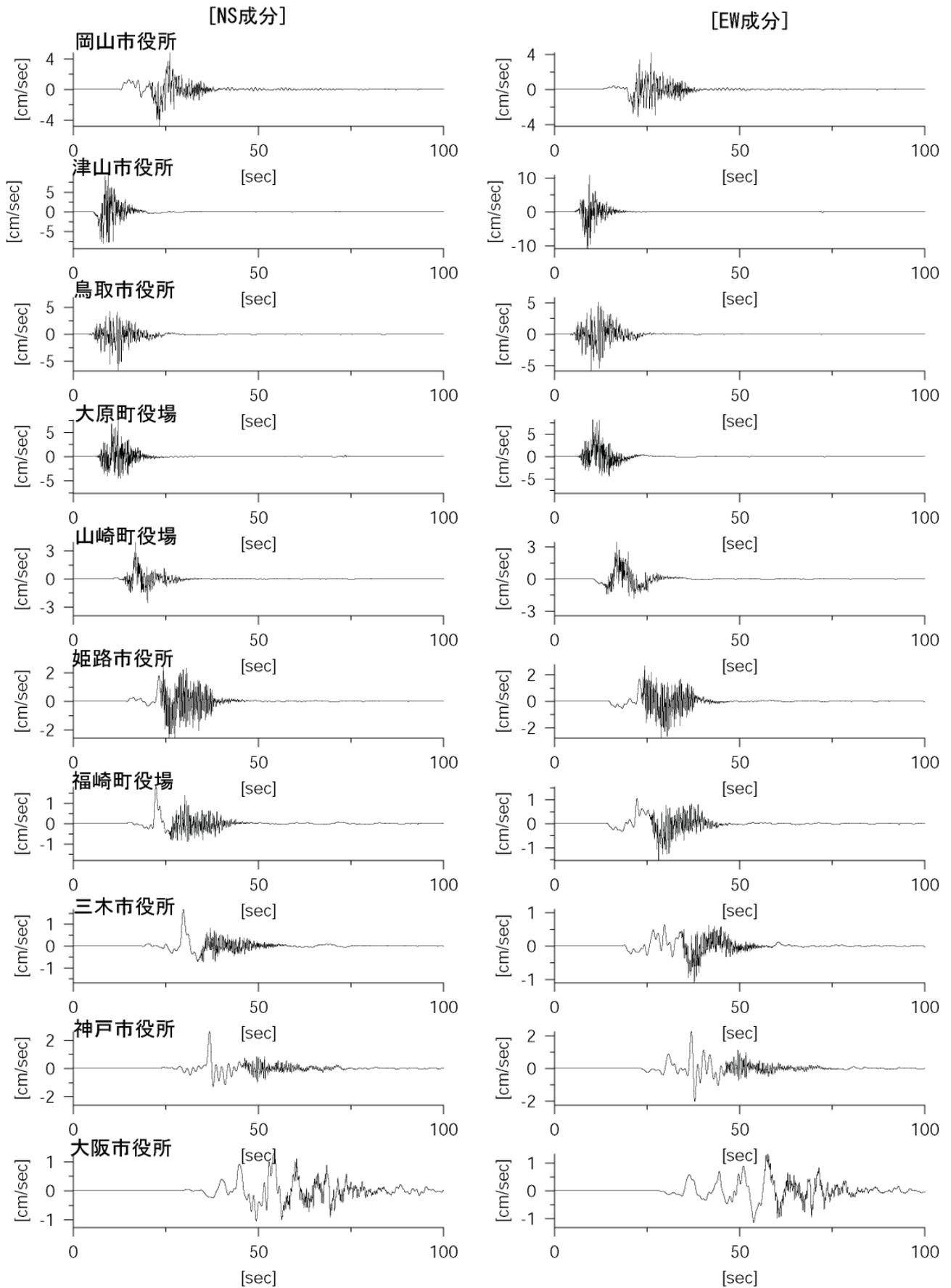


図 3.1.2-11(6) 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル5、ハイブリッド合成法、速度波形、左: NS成分、右: EW成分、各表記施設に最も近い評価地点)

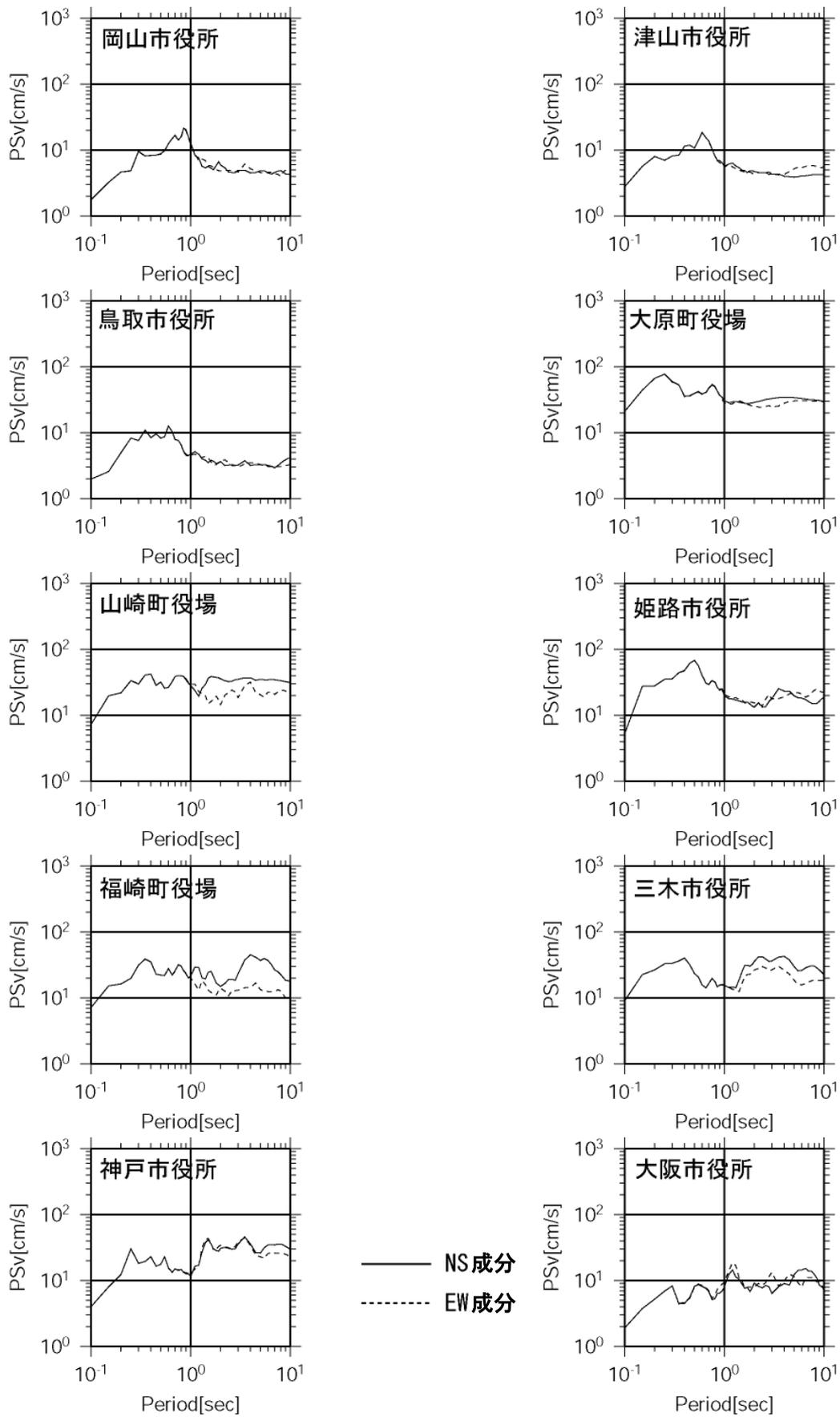


図 3.1.2-12(1) 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 1: ケース 1-1、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

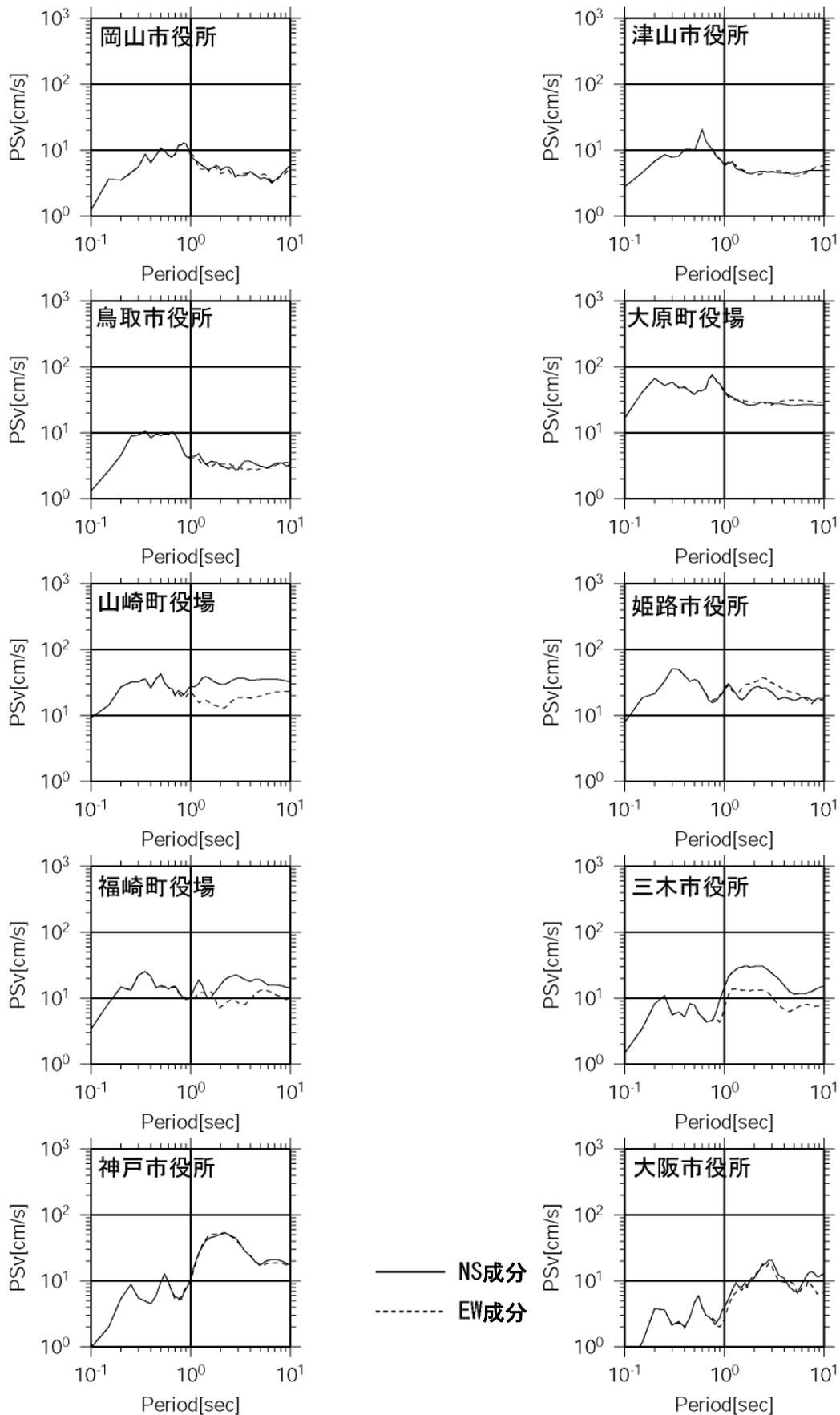


図 3.1.2-12(2) 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 2 : ケース 2-1、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

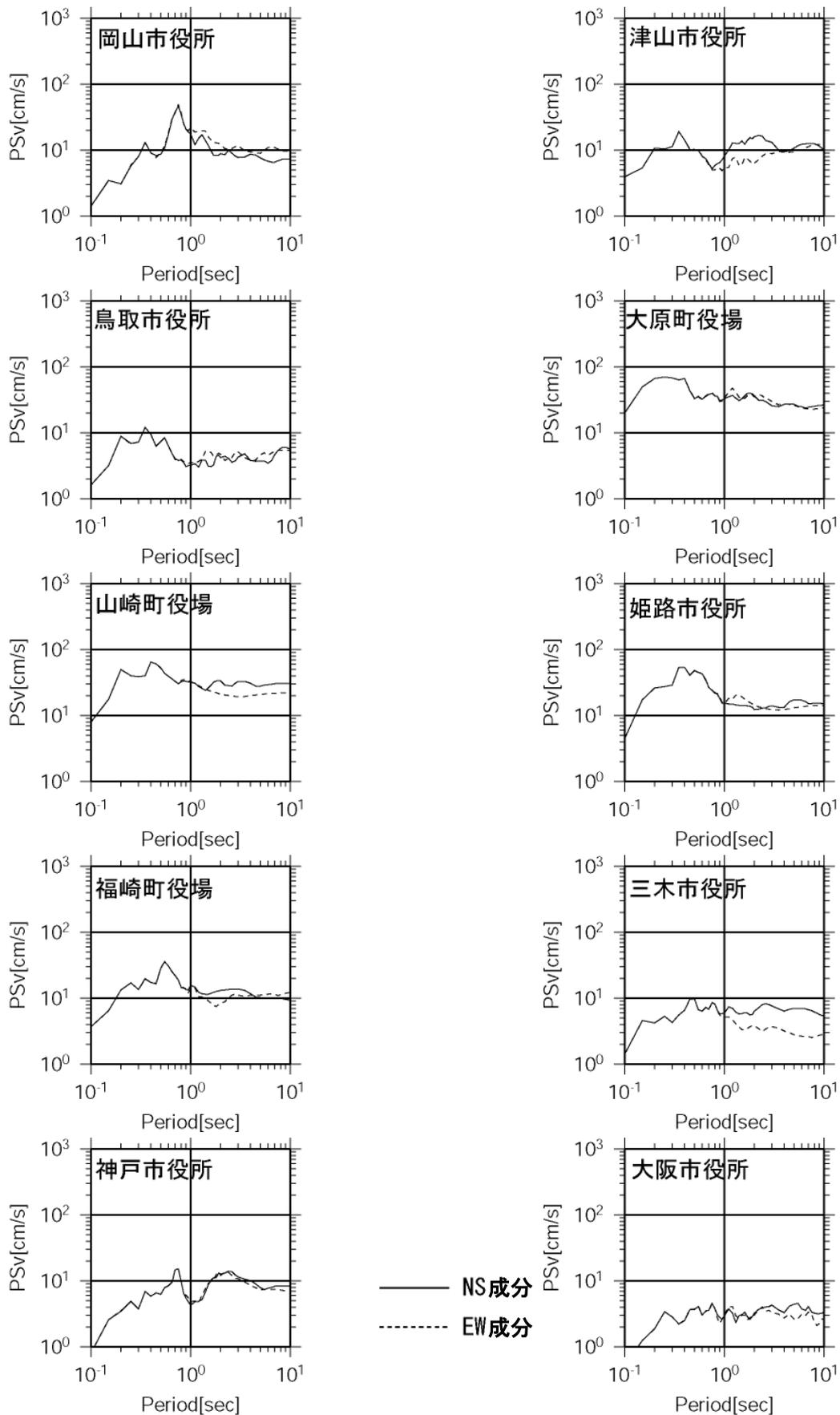


図 3.1.2-12(3) 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 2 : ケース 2-2、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

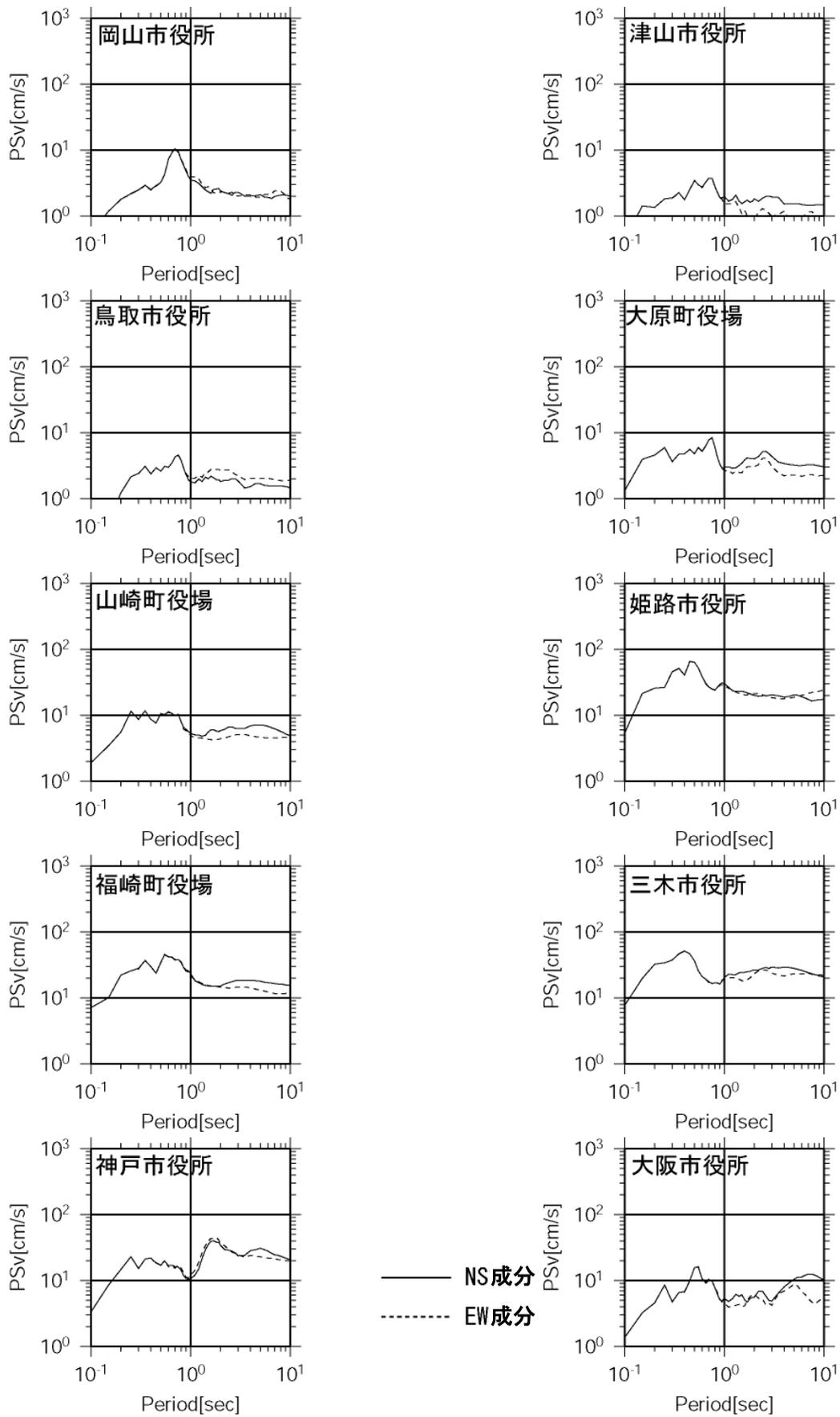


図 3.1.2-12(4) 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 3、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

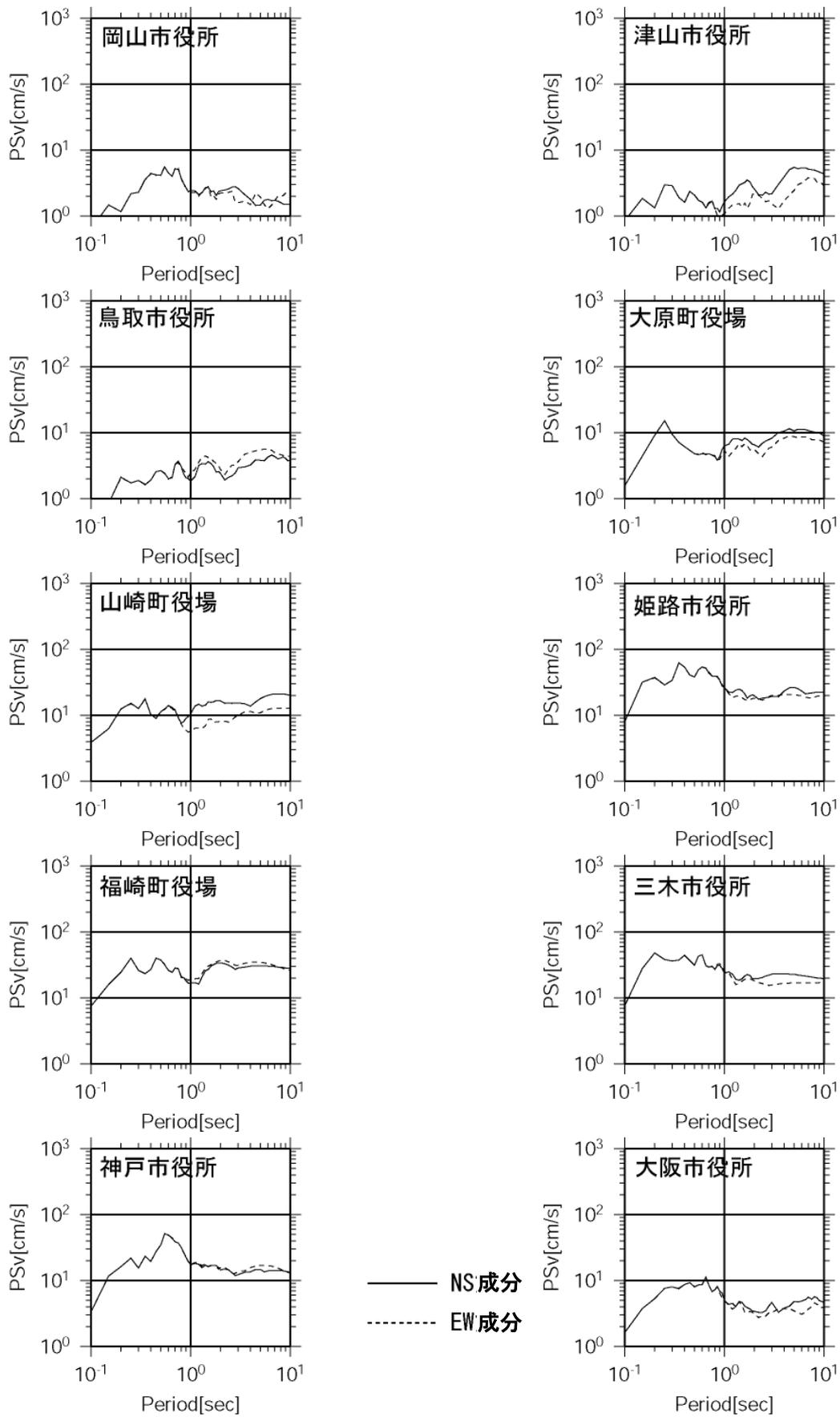


図 3.1.2-12(5) 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 4、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

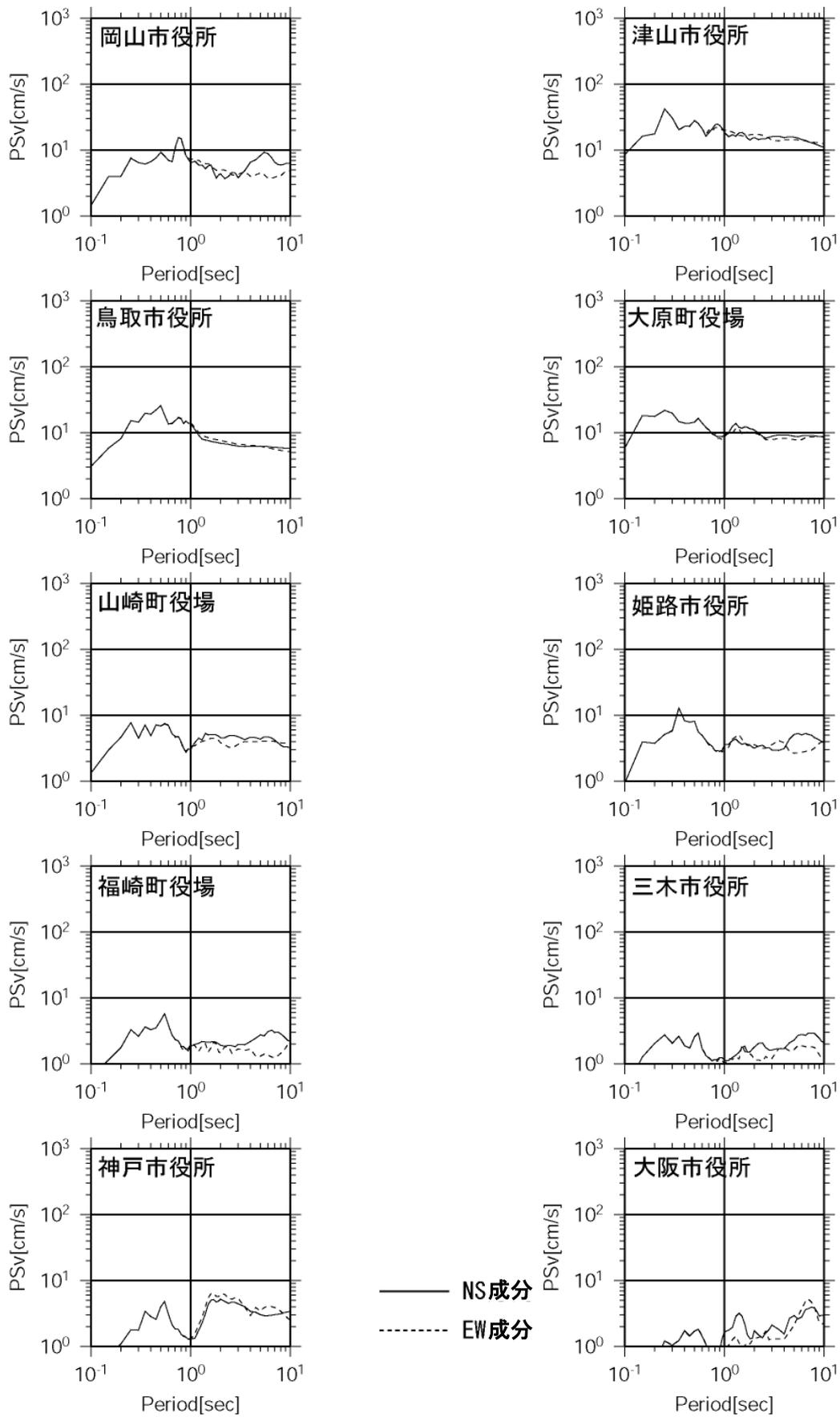
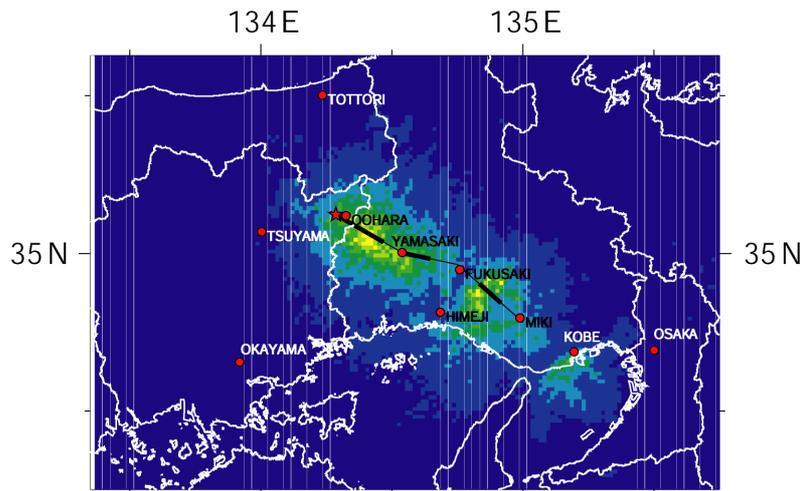
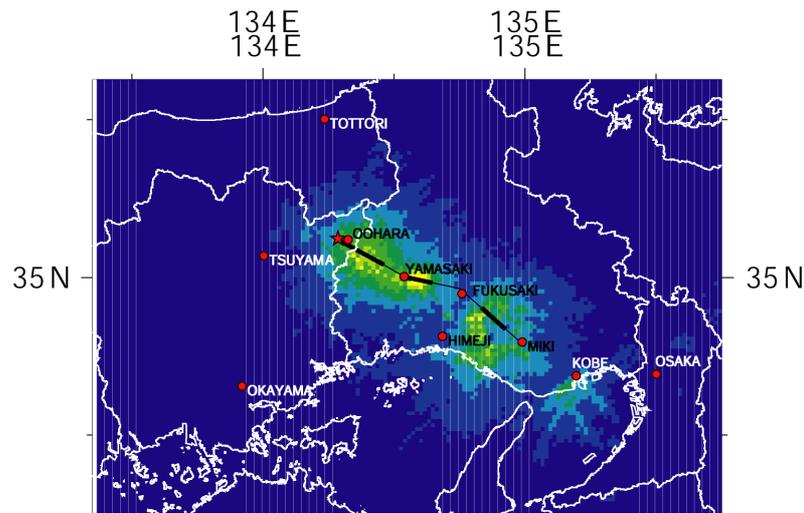


図 3.1.2-12(6) 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 5、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

モデル1：
ケース1-1



モデル1：
ケース1-2



モデル1：
ケース1-3

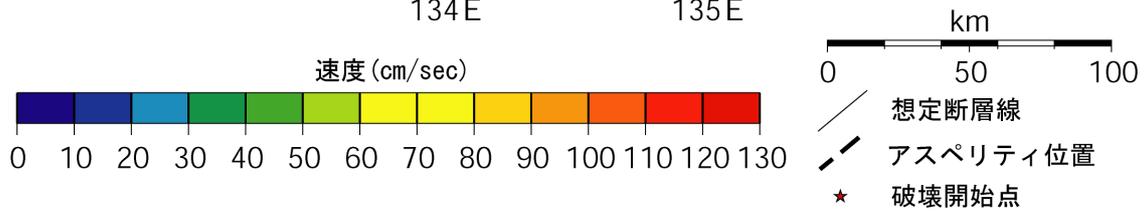
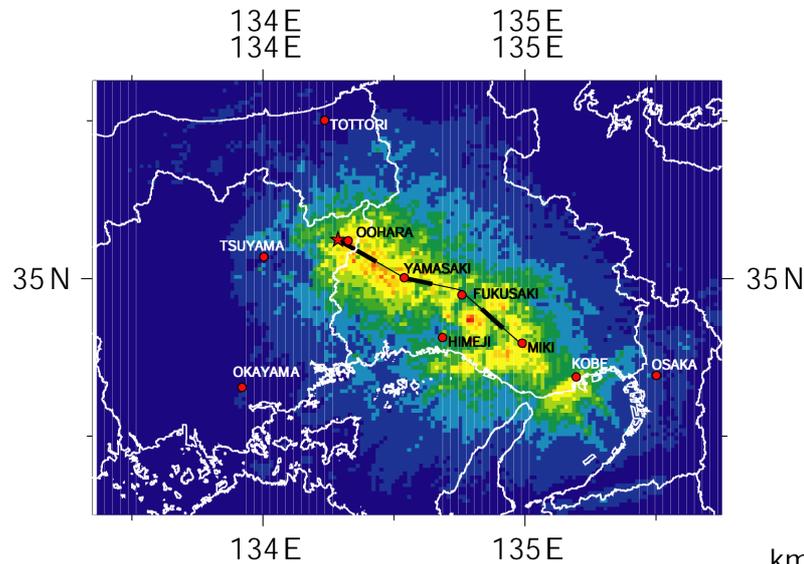
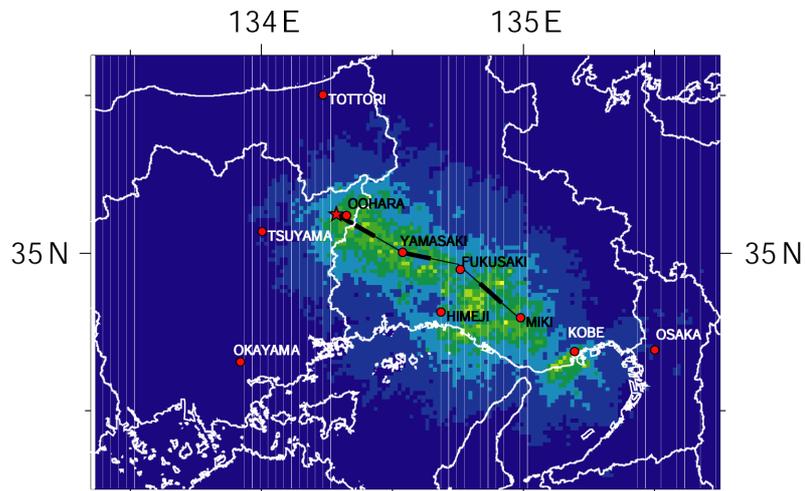
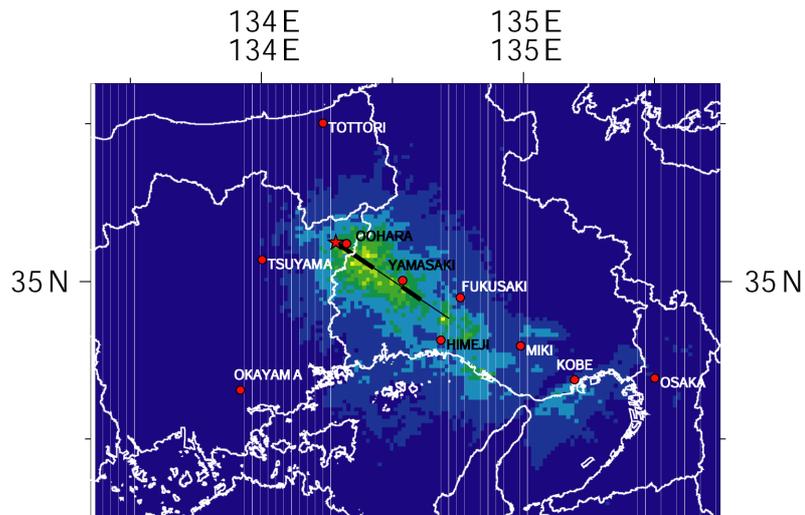


図 3.1.2-13(1) 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
(モデル1：ケース1-1、1-2、1-3)

モデル1：
ケース1-4



モデル2：
ケース2-1



モデル2：
ケース2-2

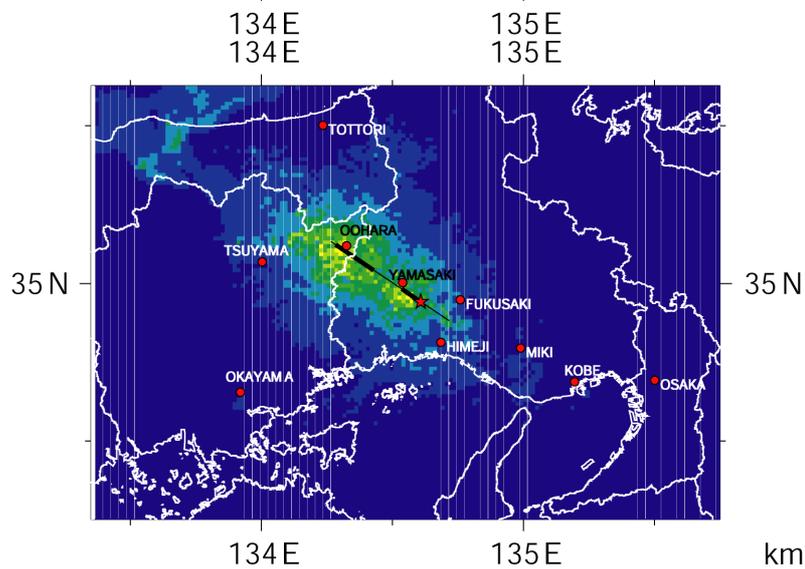


図 3.1.2-13(2) 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
(モデル1：ケース1-4、モデル2：ケース2-1、2-2)

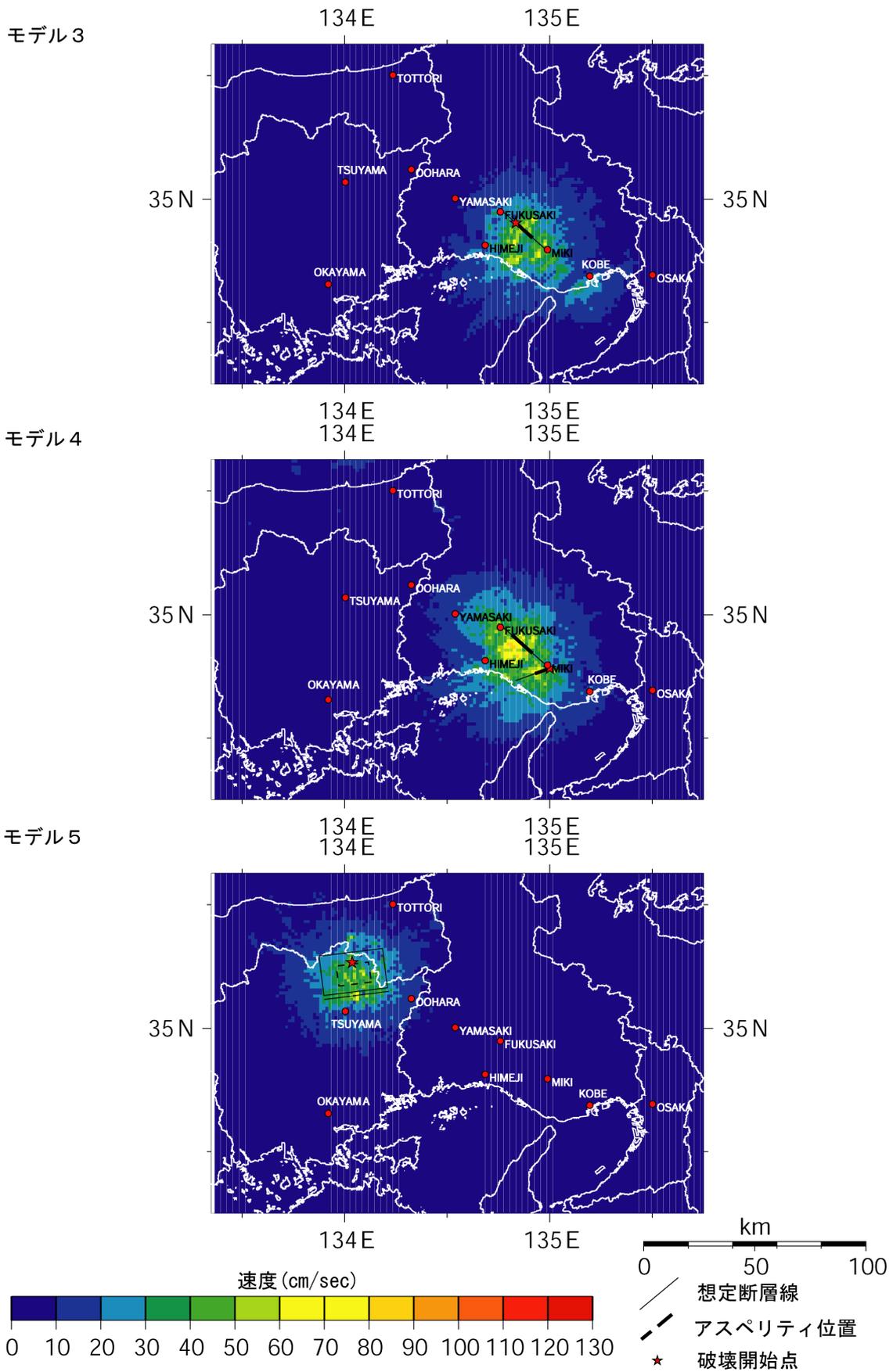
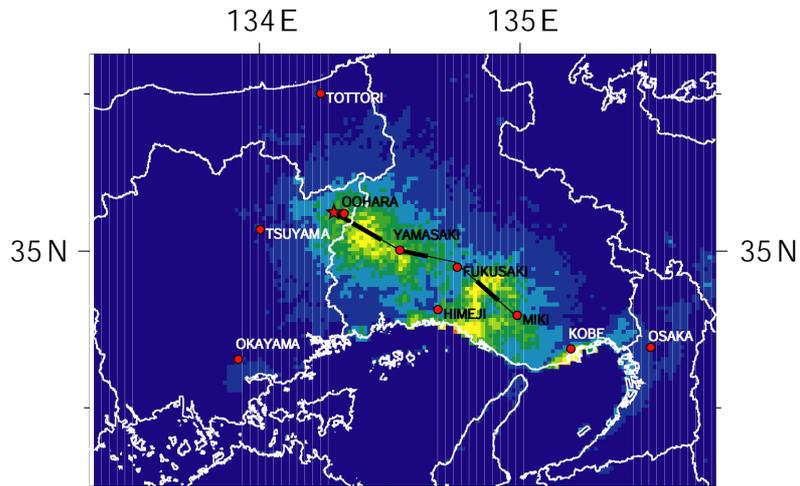
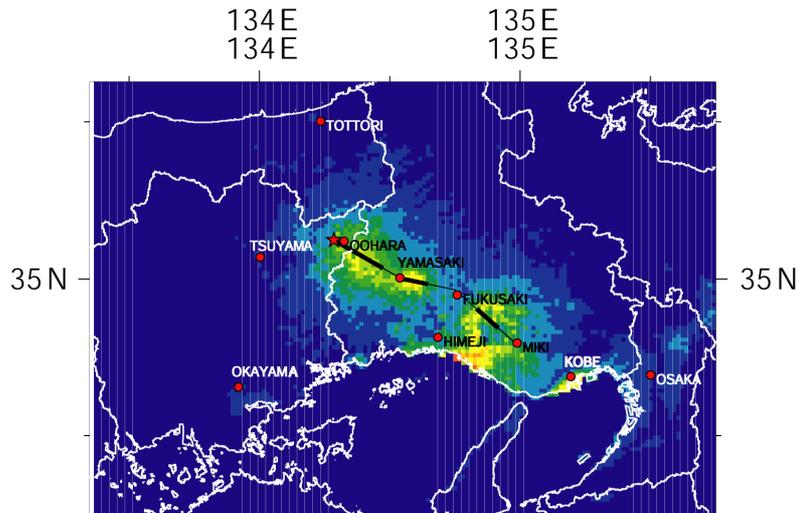


図 3. 1. 2-13(3) 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 (モデル3、モデル4、モデル5)

モデル1：
ケース1-1



モデル1：
ケース1-2



モデル1：
ケース1-3

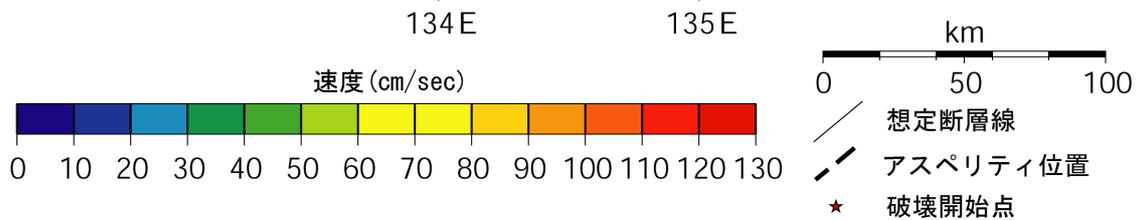
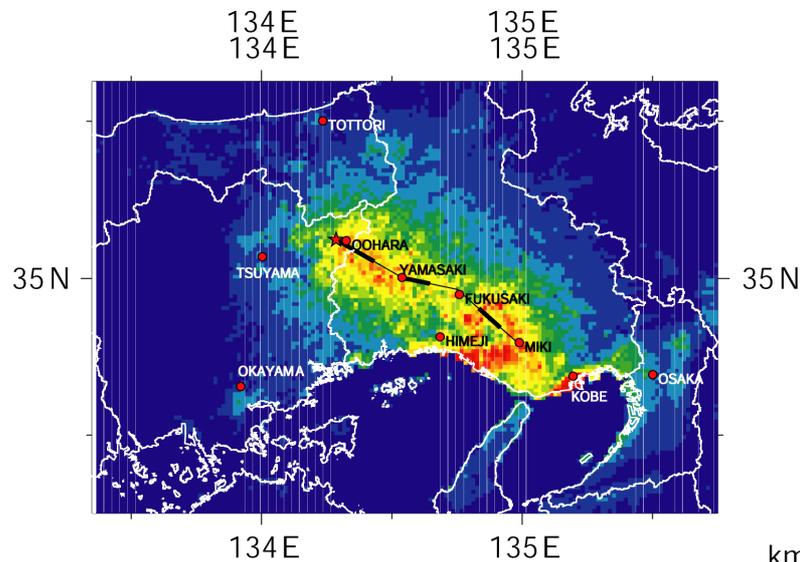
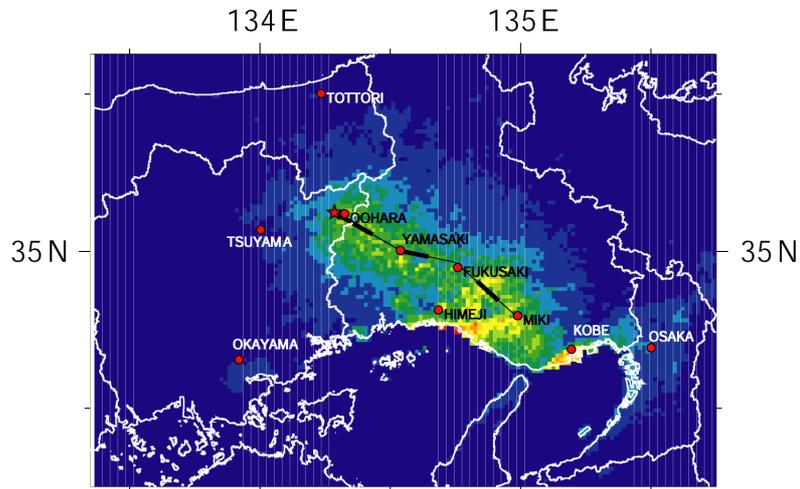
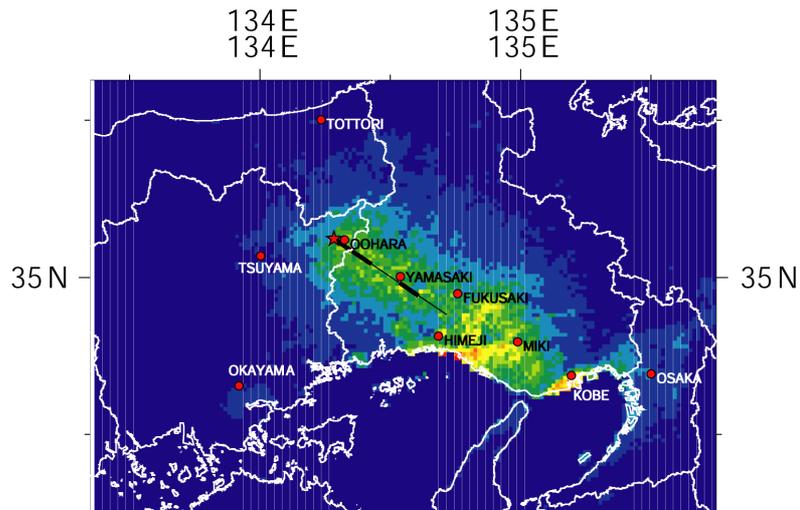


図 3.1.2-14(1) 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
(モデル1：ケース1-1、1-2、1-3)

モデル1：
ケース1-4



モデル2：
ケース2-1



モデル2：
ケース2-2

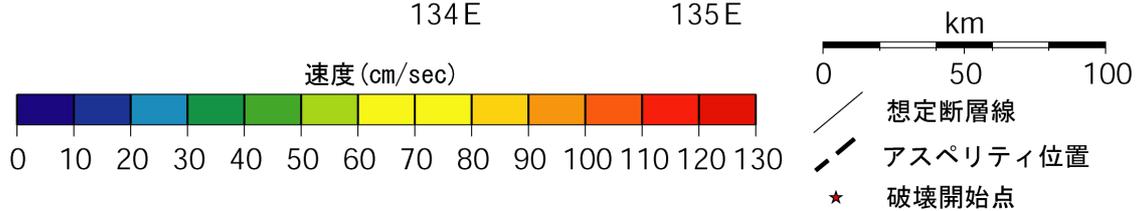
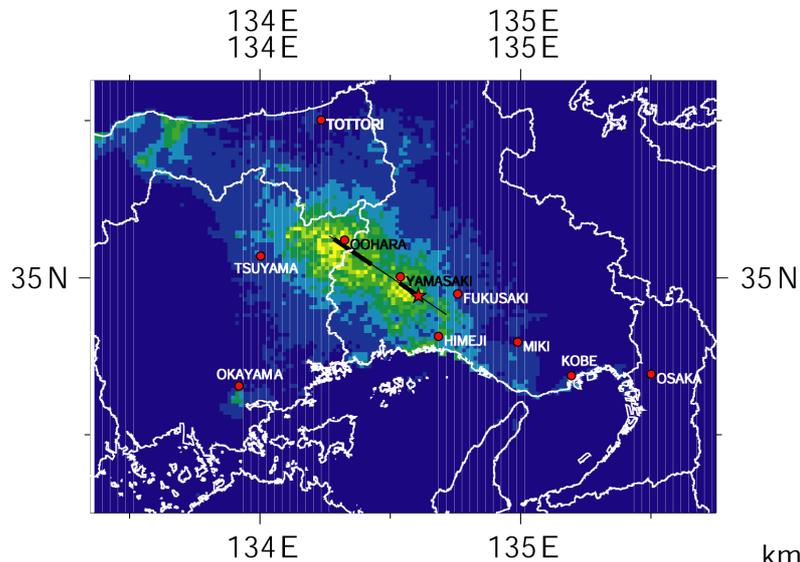


図 3.1.2-14(2) 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
(モデル1：ケース1-4、モデル2：ケース2-1、2-2)

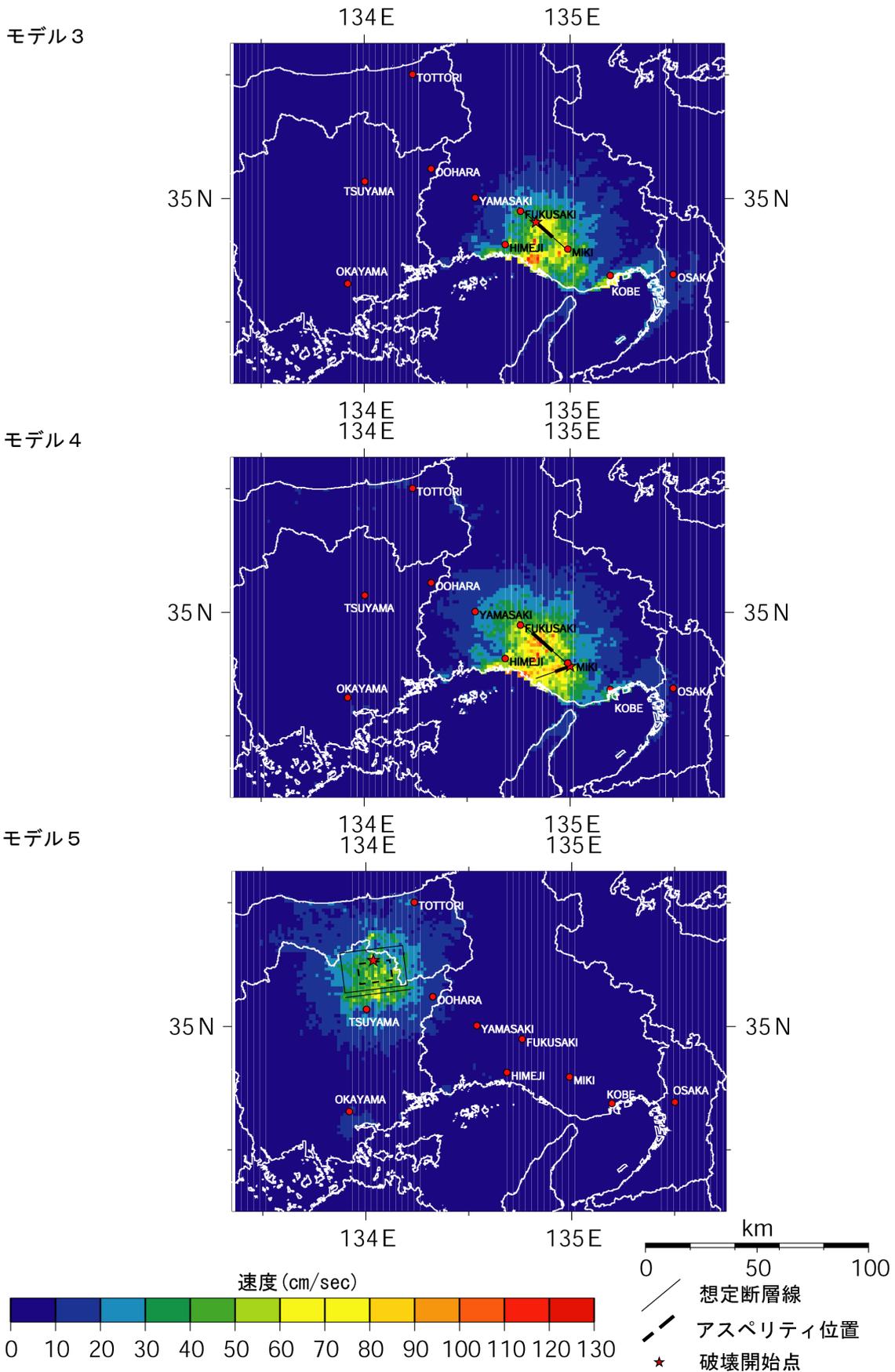
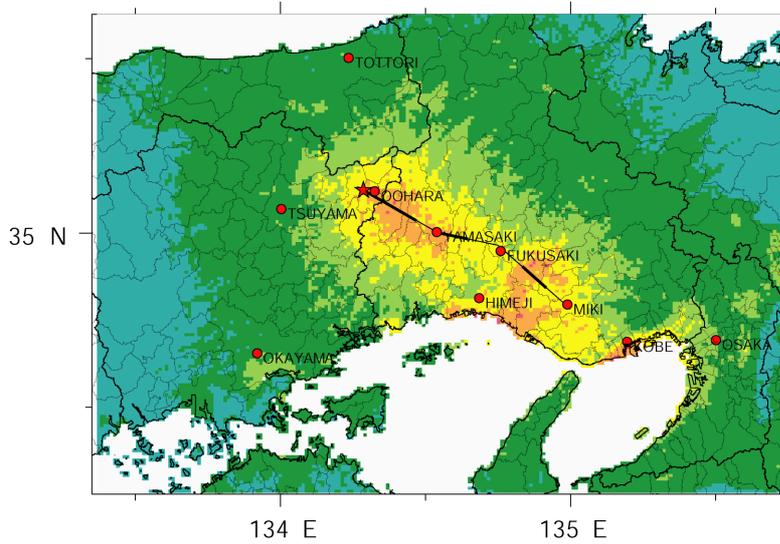
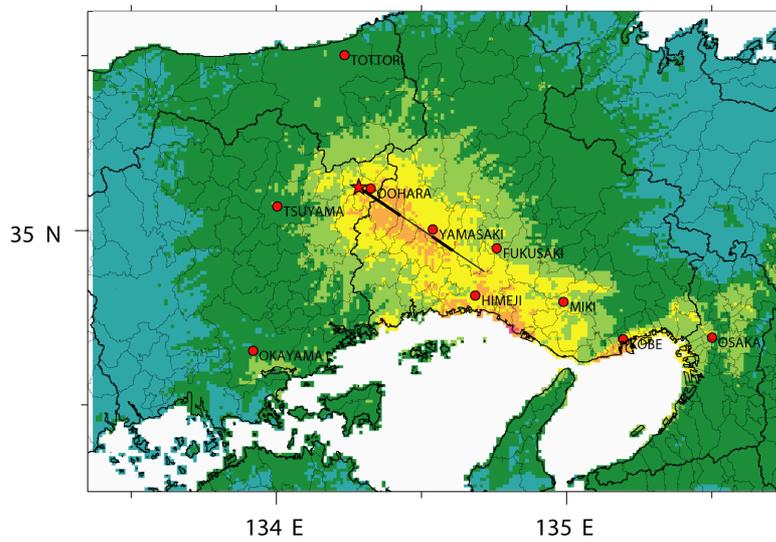


図 3.1.2-14(3) 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
 (モデル3、モデル4、モデル5)

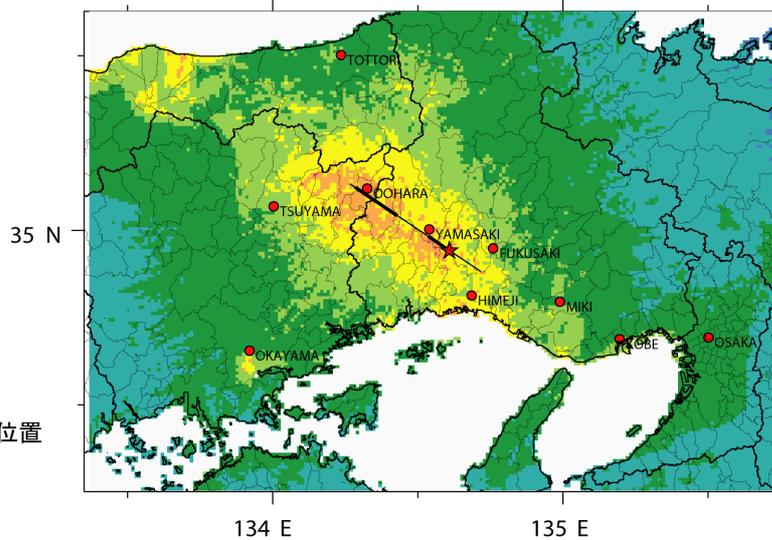
モデル1：
ケース1-1



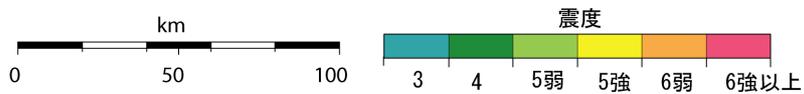
モデル2：
ケース2-1



モデル2：
ケース2-2



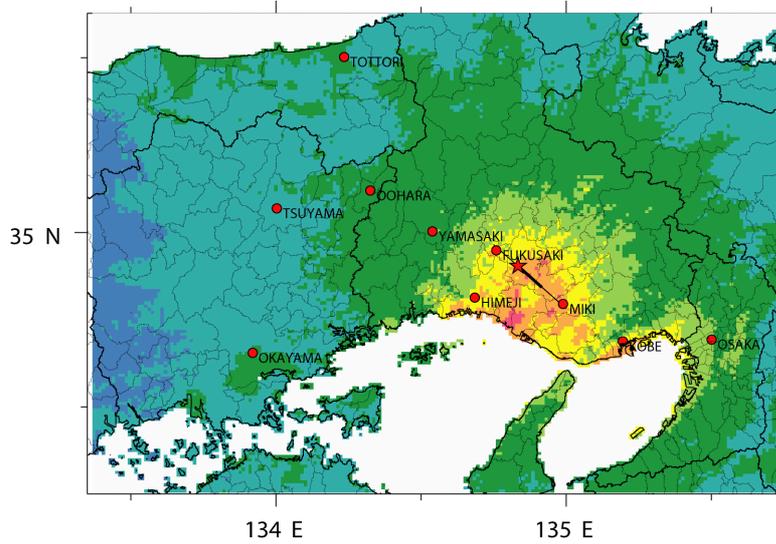
- 想定断層線
- - - アスペリティ位置
- ★ 破壊開始点



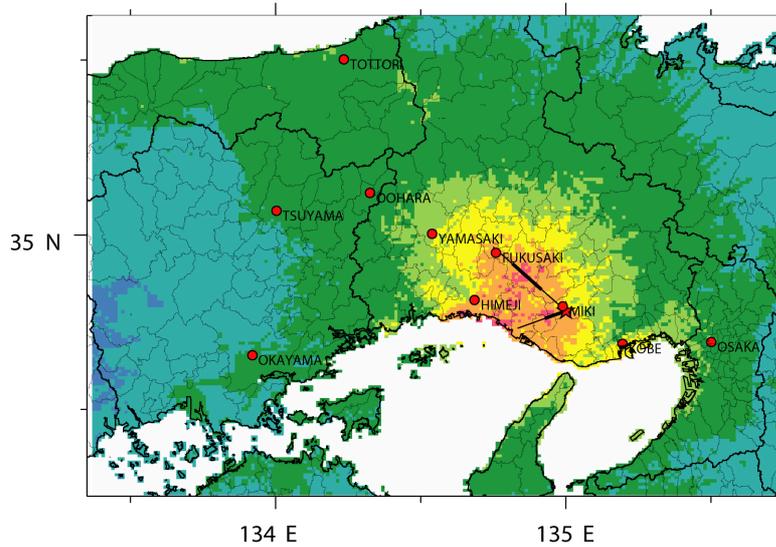
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。左図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図 3.1.2-15(1) 詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布
(モデル1：ケース1-1、モデル2：ケース2-1、2-2)

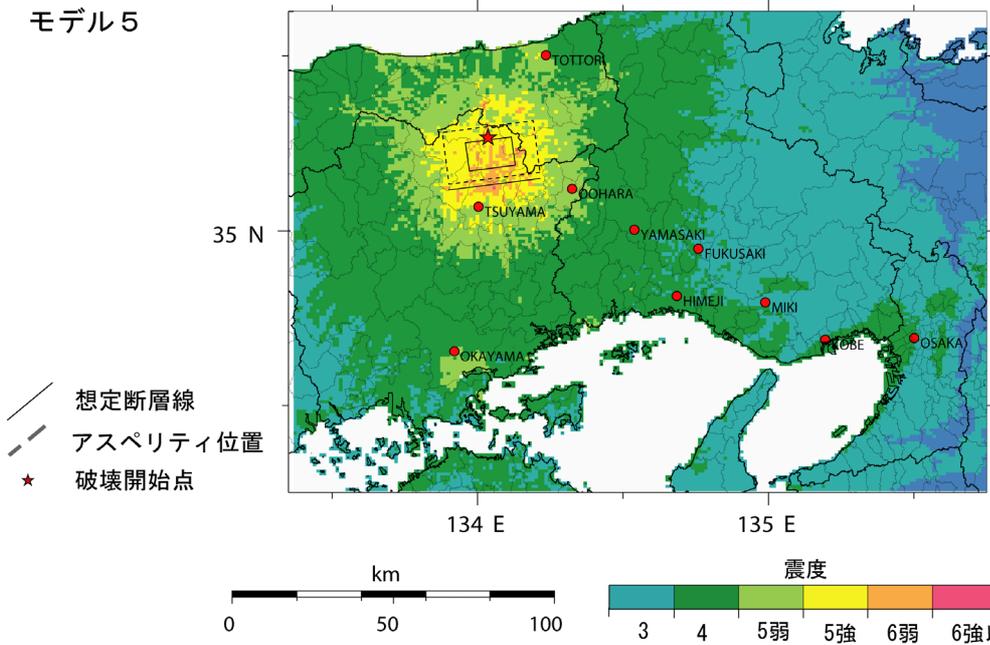
モデル3



モデル4



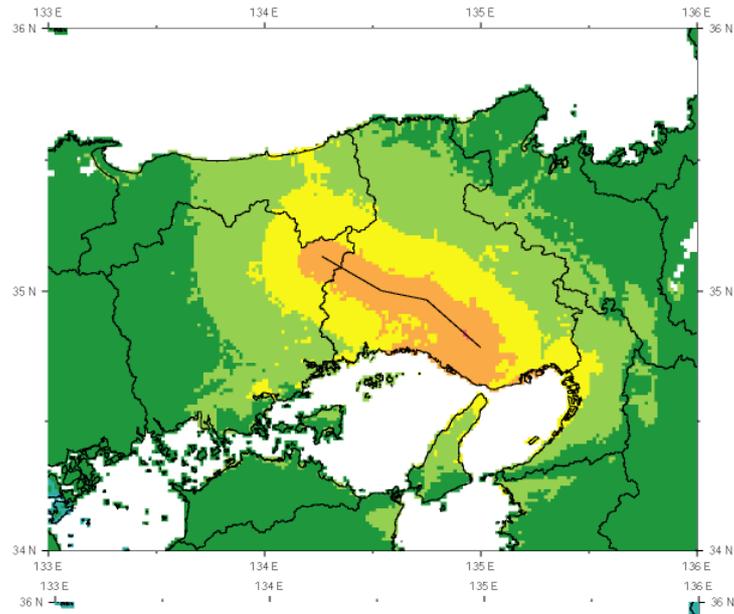
モデル5



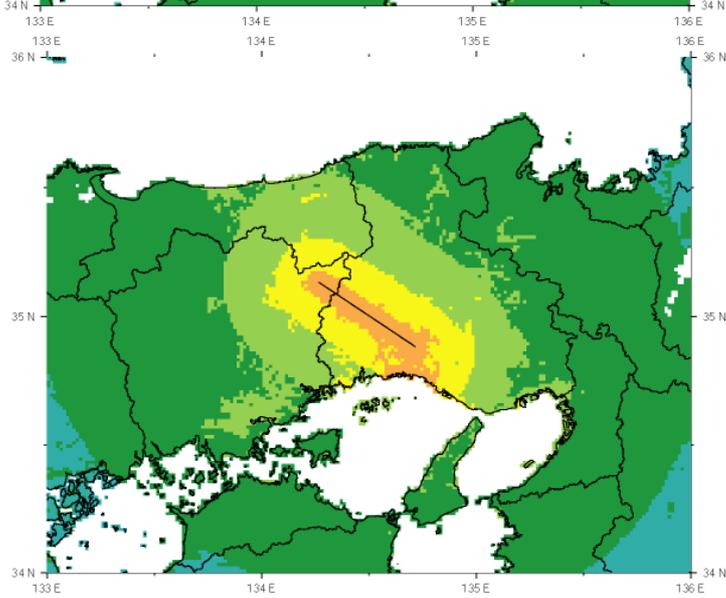
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。左図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図 3.1.2-15(2) 詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布（モデル3、4、5）

モデル1



モデル2



モデル3

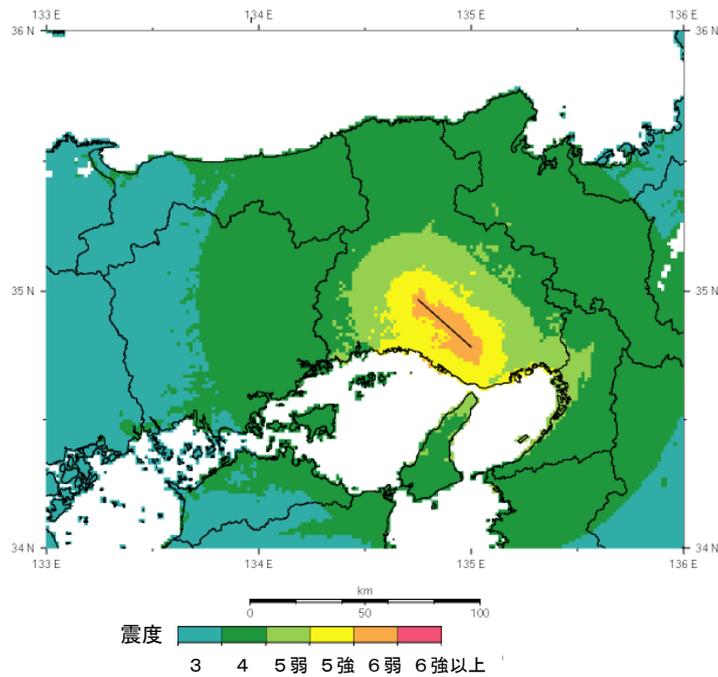
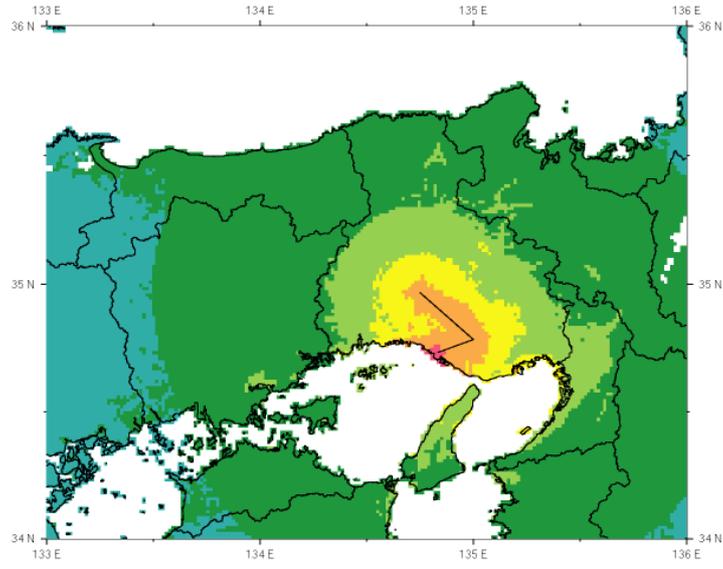


図 3.1.2-16(1) 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布(モデル1～モデル3)

モデル4



モデル5

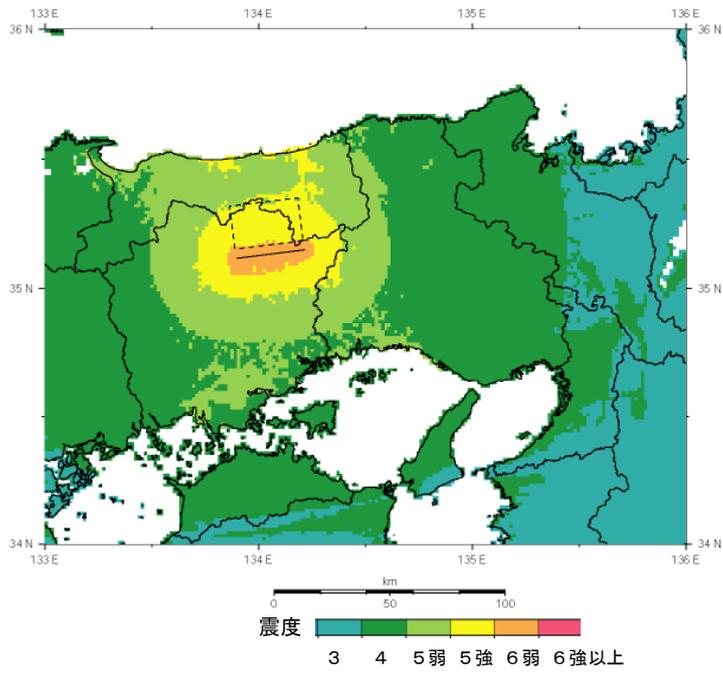
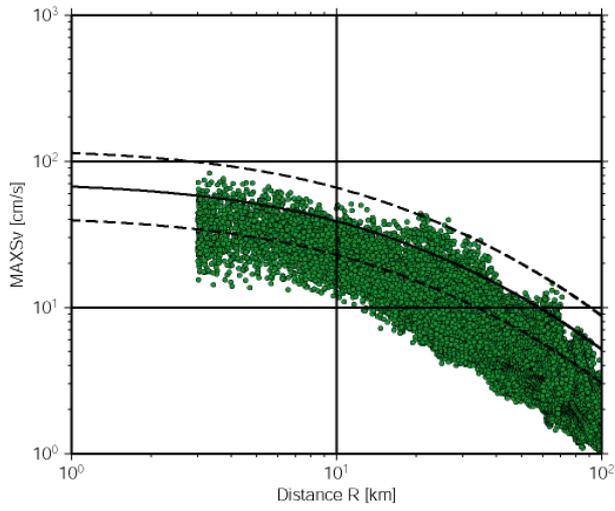
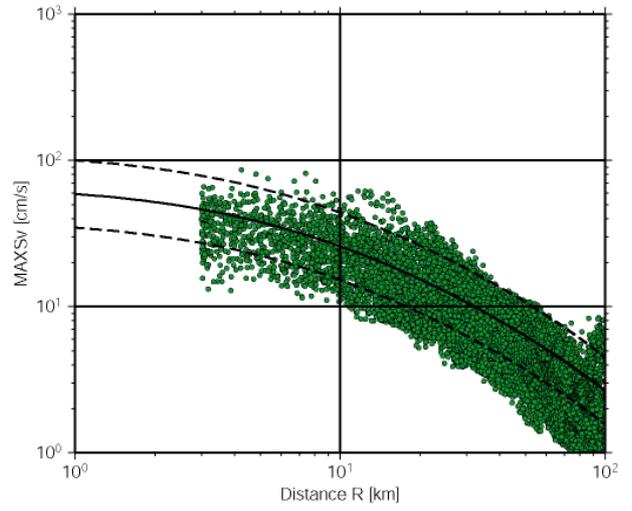


図 3.1.2-16(2) 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布(モデル4、モデル5)

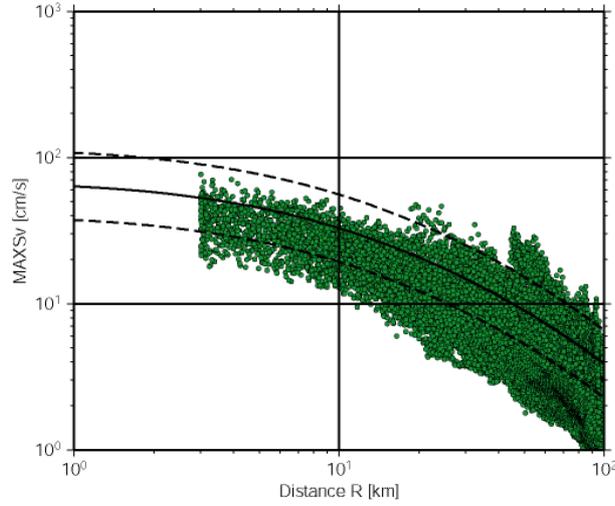
モデル1 : ケース1-1



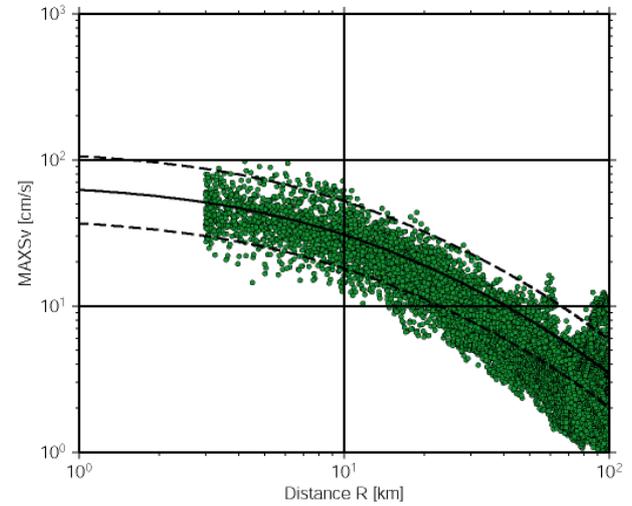
モデル3



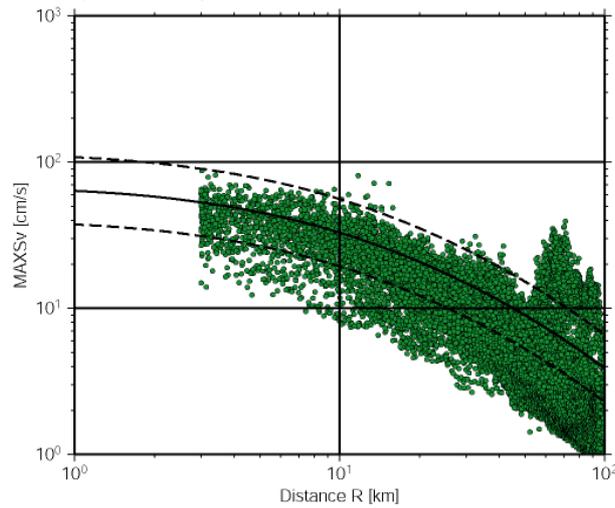
モデル2 : ケース2-1



モデル4



モデル2 : ケース2-2



モデル5

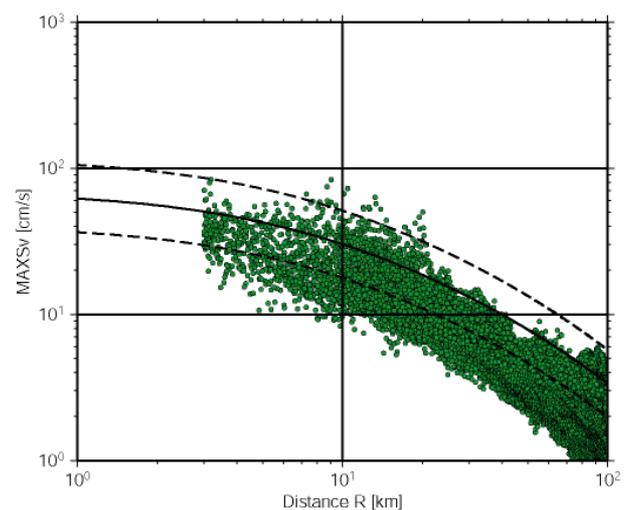


図 3.1.2-17 「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算した値と
司・翠川 (1999) の距離減衰式との比較

3.2 現在の「レシピ」による海溝型地震の強震動評価結果

海溝型地震の強震動評価としては、宮城県沖地震、三陸沖北部の地震を想定した強震動評価を実施している（地震調査委員会, 2003e, 2004b）。ただし、宮城県沖地震を想定した強震動評価において、ハイブリッド合成法を適用するにあたっての問題点（特性化震源モデルや地下構造モデル等）が指摘されたため、三陸沖北部の地震を想定した強震動評価（地震調査委員会, 2004b）も同様に、統計的グリーン関数法だけの強震動評価結果を公表した。分冊2の2章で示したように、2003年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証（地震調査委員会強震動評価部会, 2004）では、ハイブリッド合成法による強震動予測を試み、ハイブリッド合成法の適用範囲や具体的な課題について明らかにした。ここでは、これらのうち、宮城県沖地震を想定した強震動評価について紹介する。ただし、同評価結果には、後日、修正すべき点のあることが判明したことから、当該部分を修正する再評価を実施し、平成17年12月14日に「宮城県沖地震を想定した強震動評価（一部修正版）」を公表した。以下では、その修正結果を掲載する。

3.2.1 宮城県沖地震を想定した強震動評価

宮城県沖地震に関して、地震調査委員会(2000)は、「宮城県沖地震の長期評価」（以下「長期評価」と呼ぶ）、また、地震調査委員会長期評価部会(2002)は、「次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について」（以下「形状評価」という）を公表した。地震調査委員会強震動評価部会(2002a)は、上記評価結果を踏まえ、宮城県沖地震を想定した強震動予測手法についての検討結果及び強震動予測の試算結果をまとめた（以下「中間報告」という）。この「中間報告」の強震動評価は、「レシピ」に基づいたものであり、その評価結果は過去の宮城県沖地震のおおまかな震度分布を説明できるものであった。

一方、1978年宮城県沖地震については、強震動評価の検証に資する地震動記録が得られているが、「中間報告」の評価結果は、これら観測記録との整合性について問題が指摘されていた。本検討では、原則「レシピ」に基づきながらも、観測波形を再現することに主眼を置いて、震源モデルの設定、地震動予測手法の検討を行った。その結果、震度としては、観測記録と調和的な結果が得られた。しかし、ハイブリッド合成法による計算波形は、統計的グリーン関数法による結果よりも観測波形との対応が良くなかった。以下に、評価に至る説明文を記載する。

(1) 宮城県沖地震強震動評価の概要

ここでは、宮城県沖地震を想定した強震動評価の概要として、評価全体の流れ、強震動評価の対象となる震源域、評価地点及び評価項目について述べる。

(a) 評価全体の流れ

宮城県沖地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図3.2.1-1には作業内容をフローチャートにして示す。

- ① 本検討での震源モデルは、「長期評価」、「形状評価」により設定した「中間報告」の震源モデルを基にした。「単独の場合」については、震源域をA1またはA2とする2つのケース（以下ケースA1、ケースA2という）、「連動した場合」については領域A（A1とA2を合わせた領域）及び領域Bを震源域とするケースを想定した。
- ② 「単独の場合」については、1978年の宮城県沖地震で観測された波形データ等を参照し、微視的震源特性を評価し、上記した「中間報告」で設定した震源モデルを修正した。
- ③ 震源域周辺の三次元地下構造モデルは、工業技術院地質調査所（2000）の重力データを基に既存の探査データを利用して作成し、浅い地盤構造モデルは国土数値情報（国土地理院、

1987) を基に作成した。

- ④ 「単独の場合」については、上記のとおり設定した特性化震源モデル及び三次元地下構造モデルより、半経験的手法（統計的グリーン関数法）とハイブリッド合成法（「レシピ」参照）を用いて強震動評価を行った。
- ⑤ ④の強震動評価結果（震源域をA1とした計算波形）と観測波形（1978年の宮城県沖地震）とを比較したところ、ハイブリッド合成法による結果は、計算波形の振幅が小さい等、観測波形と調和的でないと判断された。その理由について、(5) (c) 予測結果の検証や(6) 問題点と今後の課題で述べるような検討を行った結果、「詳細法」による強震動評価結果としては、統計的グリーン関数法による結果を採用することとした。
- ⑥ 「連動した場合」の強震動評価については、アスペリティなどの微視的震源特性を設定するための情報が無いこと、及び断層規模の増大に伴い評価範囲を広くする必要があったことより、「簡便法」を用いた。

以下では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、「レシピ」に基づいており、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する。

(b) 強震動評価の対象とする震源域

宮城県沖地震を想定した強震動評価の対象とする震源域としては、「形状評価」に基づいて以下に示す「単独の場合」2つと「連動した場合」1つを想定した。「形状評価」による震源域の平面図及び断面図を図3.2.1-2に示した。

「単独の場合」 A1 (M7.6) (ケースA1)
A2 (M7.4) (ケースA2)
「連動した場合」 領域A及び領域B (M8.0)

(c) 評価地点

本検討では、強震動の評価範囲として、「詳細法」による評価範囲と「簡便法」による評価範囲の2つを設定した。このうち「詳細法」による強震動計算については、計算負荷が大きいため、計算範囲の広さ（ボリューム）と最大周波数との積であらわされる「計算量」が制限される。ここでは、理論的に計算できる下限周期を短くすることを優先し、ケースA1、ケースA2ごとに下記のとおり評価範囲を設定し（図3.2.1-3）、その評価範囲を約1km四方の領域に分割した。評価地点は、各領域の中心点とした。

A1 : 北緯 38° 00' ~ 38° 45'
東経140° 40' ~141° 40'
(但し、理論的手法による計算範囲は、東経140° 40' ~142° 40')
A2 : 北緯 37° 45' ~ 38° 30'
東経140° 40' ~141° 40'
(但し、理論的手法による計算範囲は、東経140° 40' ~142° 40')

「簡便法」による評価範囲は、「連動した場合」で震度6弱以上の揺れに見舞われると予測される地域を含む範囲とし、評価地点としては、

北緯 37° 00' ~ 39° 10'
東経140° 10' ~142° 00'

の範囲にある約1km四方の領域の中心点（約5万地点）とした（図3.2.1-3）。

(d) 評価項目

本検討における強震動の評価項目は、下記のとおり。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（(3) 地下構造モデルの設定参照）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

「簡便法」

- 工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ 相当：(3) 地下構造モデルの設定参照）上の最大速度
- 地表の最大速度及び震度

(2) 宮城県沖地震の震源特性の設定

ここでは、宮城県沖地震の震源特性を評価した内容について、震源パラメータごとに説明する。本検討では、「中間報告」と同様に、「単独の場合」としてA1とA2の震源域それぞれで発生した地震、「連動した場合」として領域A及び領域Bの震源域で発生した地震の3つの地震を想定した。これらの震源特性のパラメータについては、表3.2.1-1にまとめ、図3.2.1-4にはそれぞれの震源域、アスペリティ、破壊開始点の位置を示した。また、本検討と「中間報告」におけるそれぞれの震源モデル（A1）の相違について、図3.2.1-5にまとめて示す。

(a) 巨視的震源特性

a. モーメントマグニチュード、地震モーメント、平均応力降下量

「単独の場合」のケースA1について、地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}=10^7 \text{ dyn}\cdot\text{cm}$)及び平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は、1978年宮城県沖地震のデータを解析して求めたSeno et al. (1980)のモデルの値を用いた。なお、この地震モーメントより、次に示すモーメントマグニチュード M_w の定義式を用いて M_w を求めると、「中間報告」の設定より0.1大きい7.6となる。

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1 \dots\dots\dots (3-11)$$

「単独の場合」のケースA2については、「中間報告」同様に「形状評価」で各震源域について想定されている M_w より設定した。地震モーメントは、(3-11)式より算定した。

「連動した場合」については、まず「単独の場合」で設定するA1とA2の震源域の面積と「形状評価」で想定されているBの震源域の面積の合計から、次に示す宇津(2001)によるモーメントマグニチュード M_w と震源面積 S の経験式を用いてモーメントマグニチュードを算定した。そして、地震モーメントは(3-11)式から算定した。

$$\log S \text{ (km}^2\text{)} = M_w - 4.0 \dots\dots\dots (3-12)$$

b. 震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さ

震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さは、「形状評価」等に基づき、下記のようにして設定した。

- ① 「単独の場合」の震源断層の面積 S は、各ケースで想定されている地震モーメント及び震源断層全体の平均応力降下量（7MPa）から、Kanamori and Anderson(1975)の地震モーメントと震源断層の面積の関係式[レシピ(1-24)式参照]により算定した。
- ② 「中間報告」同様に単独の場合では菊地・山中(2001)による1978年、1936年の宮城県沖地震のすべり分布を参照して、それぞれケースA1とケースA2の震源域を設定した。「連動した場合」の震源域Bについては、羽鳥(1976)による1897年に発生した海溝寄りの地震における津波の波源域を基にその面積も含めて設定した。

- ③ 傾斜角・深さについては、それぞれの地震の震源域に対応する三浦ほか(2001)による陸のプレートと太平洋プレートとの境界面に合わせるように設定した。

c. 平均すべり量D

震源断層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 及び震源断層の面積Sを用いて推定した[レシピ(1-5)式参照]。

(b) 微視的震源特性

宮城県沖地震の微視的震源特性として、アスペリティの数・位置・面積・平均すべり量・平均応力降下量・実効応力、背景領域の平均すべり量・実効応力の設定について以下に説明する。

なお、微視的震源特性を評価するのは、「単独の場合」だけとする。「連動した場合」については、微視的震源特性を評価するのに十分なデータが無いことより、巨視的震源特性のみで強震動評価を行う。

a. 短周期レベルA

ケースA1の短周期レベルA ($N \cdot m/s^2$; 短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル) は、1978年宮城県沖地震の観測記録のうち東北大学において得られた記録を用いて算出した。その際の震源距離は、上記のケースA1の2つのアスペリティの中間と観測点の距離とした。地震モーメントとここで算出した短周期レベルとの関係を図3.2.1-6に示す。ここで算出した短周期レベルは、壇ほか(2001)の経験式と比べると2.3倍となっているが、太平洋岸の海溝性地震の地震モーメントと短周期レベルの関係を見ると、そのばらつきの範囲内にある。

ケースA2の短周期レベルは、ケースA1の地震モーメントと短周期レベルの関係を、ケースA2の地震モーメントにあてはめて算出した。

b. アスペリティの数・位置・面積・平均応力降下量

ケースA1について、アスペリティの数、位置、面積、平均応力降下量は、「中間報告」の震源モデルを基に、強震動計算波形が1978年宮城県沖地震の強震動観測波形に合うように試行錯誤的に決めた。「中間報告」のモデルでは、アスペリティの数は3つであったが、そのうちの北東のアスペリティについては、その計算結果への影響が殆ど認められなかった。したがって、本検討のケースA1の震源モデルでは、アスペリティの数を2つとした。

「レシピ」では、アスペリティが複数ある場合に、それぞれの平均応力降下量は一定としている。しかしながら、求めた短周期レベルを2つのアスペリティに振り分ける形で、それぞれのアスペリティの面積と平均応力降下量を変えて試算を行ったところ、南東の第2アスペリティの平均応力降下量を大きくしなければ、1978年宮城県沖地震の観測記録と調和する結果とはならないことが分かった。したがって、本検討では、第1アスペリティと第2アスペリティの平均応力降下量の比を1:2.5とし、それぞれの面積については同じとした。なお、アスペリティの平均応力降下量については、実効応力と等しいとして取り扱った。

この結果によると、アスペリティの総面積 S_a は、震源断層の総面積Sに対して、約9%となる。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の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、海溝型地震では約35%という成果(石井ほか, 2000)が得られている。また、地震調査委員会強震動評価部会(2001b)では南海トラフで発生する地震に対して、ケースによって30%、15%の値を設定している。本検討における震源断層の面積に対するアスペリティの面積比は、これらの値と比較すると小さい。

ケースA2について、アスペリティの面積は、上記したケースA1の震源断層の総面積に対するアスペリティの面積の比を用いて算出した。アスペリティの実効応力は、短周期レベル、アスペリティの面積からレシピ(1-15-1)式に基づいて求めた。

c. アスペリティの平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果（石井ほか、2000）を基に震源断層全体の平均すべり量 D の2倍とした。

各アスペリティの平均すべり量 D_a については、アスペリティの面積との関係において自己相似則が成り立つとする考え方にに基づき、レシピ(1-14)式より算定した。

一方、この海域で想定される最大すべり量は、カップリングレートを1.0とするとプレートの相対運動速度(8cm/年)と最長活動間隔(42.4年)から3.39mと求めることができる。一般にアスペリティの平均すべり量は、海域の最大すべり量を下回ると考えられるが、上記で算出されたアスペリティの平均すべり量は、ケースA1で5.9m、ケースA2では4.7mと想定値よりも大きい。この不一致の要因としては、想定される最大すべり量、及びアスペリティのすべり量を求めるに至る各パラメータの誤差の問題が挙げられる。本評価のように観測記録（短周期地震動）を再現することに主眼を置いて震源を特性化した場合、そのアスペリティのすべり量は、海域で想定される最大すべり量と食い違うことが考えられ、今後両者の比較については検討が必要である。

d. 背景領域のすべり量及び実効応力

背景領域のすべり量はレシピ(1-11)～(1-13)式より算出した。また、背景領域の実効応力は、レシピ(1-18)式より算出した。その際、震源断層の幅については、震源域の形状を参照してケースA1、ケースA2ともに36kmとした。

e. f_{max}

f_{max} の値は、主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値である13.5Hz（佐藤ほか、1994b）に設定した。

f. 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(1-19)～(1-22)式参照]。

(c) その他の震源特性

宮城県沖地震のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方法について以下説明する。

a. 破壊開始点の位置(震源の位置)

破壊開始点の位置については、過去の地震の震源位置に設定することが妥当とされることから、ケースA1では1978年の宮城県沖地震、ケースA2では1936年の宮城県沖地震の震源位置付近を破壊開始点とした（図3.2.1-4）。

b. 破壊伝播様式

破壊は、破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に広がるものとした。

c. 破壊伝播速度

菊地(2002)のインバージョンに用いられた値である3.0km/sに設定した。

(d) 震源断層モデル

「詳細法」に用いる震源断層モデルは、想定した震源域が太平洋プレート上の不整形な面であることから、震源断層を約4km×4kmの要素断層に分割し、それらをプレート面に沿わせる形で想定震源域に配置した（図3.2.1-4参照）。

(3) 地下構造モデルの設定

宮城県沖地震を想定した強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を

- ① 地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤($V_s=3.0\text{km/s}$ 相当層)までの大構造。
- ② 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)。
- ③ 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。このうち、①と②は「詳細法」の計算において用いられ、③については、「詳細法」「簡便法」の両方で用いられる。

なお、本検討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「(b) 深い地盤構造」において説明する。

(a) 上部マントルから地震基盤までの大構造(伝播経路)

三浦ほか(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元速度構造モデルの設定を行った(図3.2.1-7)。ただし、統計的グリーン関数法のためのモデルとしては、減衰特性(Q値)のみを考慮し、下式に示したように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。

$$Q=110f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \dots\dots\dots (3-13)$$
$$Q=110 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、f: 周波数(Hz)

(b) 深い地盤構造(地震基盤～「詳細法工学的基盤」)

深い地盤構造(三次元地下構造モデル)の設定については、「レシピ」の中の「深い地盤構造のデータが一部揃っている場合」の「過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース」に相当するものとして、その考え方に基づいて設定を行った。

具体的には以下の手順でモデルの作成を行った。

- ① 重力データの既存資料(工業技術院地質調査所, 2000)から解析範囲のブーゲー異常分布を抽出した(図3.2.1-8上段)。
- ② ①のデータから、フィルター処理(カットオフ波長約100km)によりプレートやモホ面などといった対象よりもさらに深い地盤構造に起因すると考えられる非常に長い成分の波長(「長波長成分」という)(図3.2.1-8中段)を除去し、対象とする地震基盤及びその上位層に対応すると考えられる残差重力成分(図3.2.1-8下段)を抽出した。
- ③ ②で得られた残差重力値とS波速度構造との相関関係を導く。即ち、評価地域では過去の堆積環境は概ね一様であり、残差重力値と各層の深度が概ね比例すると仮定して、評価地域において調査されているボーリングデータ(一部のKiK-net観測点のデータを利用)及び音波探査・微動探査より推定されたS波速度構造の深度と残差重力値との相関関係を設定した。評価地域では深い地盤構造モデルとして既存の調査から、 $V_s=700\text{m/s} \sim 1.0\text{km/s}$ 層、 $V_s=1.5\text{km/s} \sim 2.0\text{km/s}$ 層、 $V_s \geq 3.0\text{km/s}$ 層の上面深度を推定した。この結果、地域(内陸部、海域2地域)によって相関関係が異なることが確認できたため、データを基に地域ごとに回帰直線を設定した(図3.2.1-9)。

なお、海域のデータについては、 $V_s=700\text{m/s} \sim 1.0\text{km/s}$ 層に対応するデータが得られなかったため、この層の相関関係としては便宜的に宮城県内陸部のものを利用した。

- ④ ③で設定した地域別の回帰直線はそのまま適用すると、地域の境界部に不連続が生じるため、③の回帰式に用いた地点の位置情報に基づいて、回帰式の係数を次式を用いて空間的に補間し、面的な地点における回帰式を設定した。

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n (Z_i / h_i^\beta)}{\sum_{i=1}^n (1 / h_i^\beta)} \dots\dots\dots (3-14)$$

ここでZは、当該地点の回帰式の係数（補間値）、 Z_i は回帰式の基礎データに用いたi地点の係数（③の係数の値）、 h_i は当該地点とi地点の距離、 β は重み付けの値（2を用いた）。

⑤ ④で作成した面的な地点の回帰式を基に、その地点の各層の上面深度を推定し、その結果から評価地域の三次元構造を作成した。

以上により推定した震源域周辺の $V_s=700\text{m/s} \sim 1.0\text{km/s}$ 層、 $V_s=1.5\text{km/s} \sim 2.0\text{km/s}$ 層、 $V_s \geq 3.0\text{km/s}$ 層の上面深度を図3.2.1-10に示す。

なお、この深い地盤構造の上面のS波速度は700m/sであるが、この上位に $V_s=400\text{m/s}$ の速度層を設定しているところ（領域）がある。本検討では、 $V_s=400\text{m/s}$ の層があるところではその層、そのほかのところでは深い地盤構造の最上位層（ $V_s=700\text{m/s}$ ）を連続しているとみなし、「詳細法工学的基盤」と定義した。図3.2.1-11に、「詳細法工学的基盤」上の $V_s=400\text{m/s}$ 層の分布を示す。一方、「簡便法」においては、この深い地盤構造は用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）と定義した。この簡便法における工学的基盤の定義は、地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002)による「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」の中の「工学的基盤」と同義である。

(c) 浅い地盤構造（工学的基盤～地表）

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「面的な評価によるモデル化の方法」に基づいて設定を行った。即ち、国土数値情報(国土地理院, 1987)を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1km四方の領域ごとに浅い地盤構造による最大速度の増幅率を算定した(図3.2.1-12) [レシピ(1-25)～(1-26)式参照]。

(4) 強震動計算方法

「単独の場合」には、これまでに述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を取り入れ工学的基盤上の時刻歴波形を計算する「詳細法」（統計的グリーン関数法及びハイブリッド合成法）を用いた。「連動した場合」については、過去のデータを基に、最大速度をマグニチュードと距離の経験式で算定する「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。

(a) 「詳細法」

a. 三次元地下構造モデル上面における波形計算

(3) 地下構造モデルの設定で述べた地下構造モデルのうち、上部マントルから地震基盤までの大構造及び三次元地下構造モデル（深い地盤構造）を用いて、三次元地下構造モデル上面における波形を統計的グリーン関数法あるいはハイブリッド合成法により求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、各要素断層に対する地震基盤における統計的グリーン関数、 $V_s=700\text{m/s}$ 層（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。

- ・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。

- $V_s=700\text{m/s}$ 層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盤モデルから、各計算ポイントでの一次元地盤モデルを作成し、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 $V_s=700\text{m/s}$ 層上面での統計的グリーン関数を計算した。
- $V_s=700\text{ m/s}$ 層上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成
 $V_s=700\text{m/s}$ 層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 ラディエーションパターン係数のうち SH 波とSV波の値の大きい方を採用した。大きい方を採用した理由は、地震動分布図作成時に最大速度水平 2成分のうち大きい方から震度を計算するためである。具体的には、断層傾斜角 30° の逆断層の地震の射出角 180° から 120° の範囲のSV波のラディエーションパターン係数の平均値である0.62を採用した。

ハイブリッド合成法は、短周期成分を上記統計的グリーン関数法、長周期成分を理論的手法 (Pitarka, 1999) による不等間隔格子有限差分法によりそれぞれ計算し、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し広帯域地震動を評価する方法である。合成の接続周期は約1.5秒とした。また、波形は詳細法評価範囲 (図3. 2. 1-3) における約1km四方の領域ごとの中心点で求めた。

b. 「詳細法工学的基盤」における波形計算

三次元地下構造モデル(深い地盤構造)の上面のS波速度(V_s)は 700m/s であるが、この三次元地下構造モデルの上面の上位に $V_s=400\text{m/s}$ に至る速度層を設定しているところ(領域)がある。これについては、上記三次元モデル上面の波形を入力波形とし、一次元重複反射理論により増幅を評価して $V_s=400\text{m/s}$ 層の上面における波形を求めた。本検討では、 $V_s=400\text{m/s}$ に至る層があるところではその層、そのほかのところでは 700m/s の層上面における波形を「詳細法工学基盤」上における波形(強震動評価結果)とした。図3. 2. 1-11には、 $V_s=400\text{m/s}$ 層のあるところについて、 $V_s=700\text{m/s}$ 層における最大速度値と上記で求めた $V_s=400\text{m/s}$ 層における最大速度値の比を示す。

c. 地表における最大速度の計算

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盤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、(ボーリング情報のある地点を除き)一次元地盤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た。すなわち、約1km四方の領域ごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度(400m/s または 700m/s)、及び(3)地下構造モデルの設定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(1-26)式より求めた。各領域における「詳細法工学的基盤」における波形の最大速度を読み取り、これに求めた最大速度の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。

d. 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、次に示す翠川ほか(1999)による最大速度と計測震度の経験的關係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72\log PGV\pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \dots\dots\dots (3-15)$$

I: 計測震度 PGV: 地表最大速度 (cm/s)

なお、翠川ほか(1999)ではI=0~7の式とI=4~7の2つの式が提示されているが、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なことよりここではI=4~7の式を採用した。

(b) 「簡便法」

a. 工学的基盤上における最大速度の計算

次式で示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤 (Vs=600m/s) における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58Mw+0.0038D-1.29+d-\log(X+0.0028 \times 10^{0.50Mw}) - 0.002X \dots\dots\dots (3-16)$$

PGV: 最大速度 (cm/s)

Mw: モーメントマグニチュード

d: 地震のタイプ別係数 (プレート間地震: d=-0.02)

D: 震源深さ (km)

X: 断層最短距離 (km)

さらに、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅率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 (Vs=400m/s) における最大速度を求めた。

b. 地表面における最大速度の計算

約1km四方の領域ごとに、(3) 地下構造モデルの設定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(1-26)式より求める。工学的基盤における最大速度に、求めた最大速度の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。

c. 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) (a) 「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。

(c) 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) 宮城県沖地震の震源特性の設定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断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ (3) 地下構造モデルの設定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 (特にハイブリッド合成法を用いる場合)。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる (本検討では「詳細法工学的基盤」まで)。
- ・ 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 (特にハイブリッド合成法を用いる場合)。

「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、個々の地震の特徴や微視的震源特性の影響を反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

(5) 宮城県沖地震を想定した強震動予測結果とその検証

「詳細法」及び「簡便法」による強震動予測結果を示し、「詳細法」による予測結果については、その妥当性について検証した結果について説明する。

(a) 「単独の場合」の強震動予測結果

(2) 宮城県沖地震の震源特性の設定で説明した特性化震源モデルより、「詳細法」の評価範囲において約1km四方の領域ごとで強震動予測計算を行った。この結果について下記の内容で示した。なお、ここでは、先に統計的グリーン関数法による計算を行い、次にハイブリッド合成法による計算を行った。そして、それぞれで計算波形と観測波形とを比較し、ハイブリッド合成法の適用について検討した結果、統計的グリーン関数法による計算結果を強震動評価結果として採用しており、以下に示す結果も統計的グリーン関数法によるものである。比較検討の詳細については、「(5) (c) 予測結果の検証」で述べる。

評価項目	図番号
「詳細法工学的基盤」の最大速度分布	図3.2.1-13
地表の最大速度分布	図3.2.1-14
地表の震度分布	図3.2.1-15

図3.2.1-13の「詳細法工学的基盤」の最大（地動）速度分布では、最も大きいところで60cm/s程度となっている。その分布形態は、「連動した場合」の「簡便法」による工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ 相当）の最大速度分布（図3.2.1-16）と比べると複雑なパターンを示しているが、これは「詳細法」では地下構造モデルを反映していることによるものである。ケースA1とケースA2を比較すると、マグニチュードの大きいケースA1のほうが、（ケースA2で設定されたアスペリティの近傍を除いて）全体的に大きめの値となっていることがわかる。

ケースA1の断層モデルは、1978年の宮城県沖地震の特徴を反映して、アスペリティの位置やその応力降下量、破壊開始点などが、石巻や仙台の方向の地震動が大きくなるように設定されている。この影響と、浅い地盤構造の増幅率が高いことより、予測結果は旧北上川下流域の広い範囲において震度6弱を示している。また、ごくわずかではあるが、震度6強以上と予測された領域も認められる（図3.2.1-15）。一方、ケースA2の震源モデルにおけるアスペリティと破壊開始点は、陸上の評価範囲の地震動を大きくするような位置関係にはない。また、地震規模が小さく設定されていることもあり、ケースA2の予測結果は、ケースA1と比べ全体的に小さくなっている。

(b) 「連動した場合」の強震動予測結果

「連動した場合」の強震動予測結果として、「簡便法」を用いて強震動予測を行った結果については、下記の内容で示した。

評価項目	図番号
工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ 相当）の最大速度分布	図3.2.1-16
地表の最大速度分布	図3.2.1-17
地表の震度分布	図3.2.1-18

「連動した場合」は、「単独の場合」のケースA1と比べてマグニチュードが0.4大きく設定されているが、その予測結果の震度の大きさは、ケースA1の結果とあまり変わらない。これは、「簡便法」で得られた結果が海溝型の地震の平均的な地震動を表しているのに対して、ケースA1の「詳細法」を用いた結果は、1978年宮城県沖地震（観測された加速度のレベルが大きい）の特徴を反映した計

算結果となっているためである。「連動した場合」（簡便法による）と「単独の場合」（詳細法による）の評価結果とを比較する場合には、それぞれにおいて評価方法が異なっていることに注意する必要がある。

(c) 予測結果の検証

ここでは、宮城県沖地震を想定した強震動予測結果の妥当性検証のため、「中間報告」同様に下記の項目について「詳細法」を用いた「単独の場合」の予測結果について検討を行った。

- a. 震度
- b. 観測波形記録
- c. 経験的方法（距離減衰式）

以下、それぞれの項目について述べる。

a. 震度

「詳細法」の評価の領域内では、石巻、仙台の2点において1978年、1936年の宮城県沖地震の震度が観測されている。観測震度とその観測点に最も近い評価地点の計算結果との関係は次のとおりである。

1978年宮城県沖地震

石巻の観測震度	5	ケースA1の計算計測震度	5.5
仙台の観測震度	5	ケースA1の計算計測震度	5.2

1936年宮城県沖地震

石巻の観測震度	5	ケースA2の計算計測震度	4.9
仙台の観測震度	5	ケースA2の計算計測震度	5.1

観測震度はいずれにおいても5であったが、計算結果は計測震度4.9～5.5の範囲と、ほぼ震度5の範囲にある。

また、1978年の宮城県沖地震については、その震度分布を把握することを目的としてアンケート調査が行われている（村井，1979；表・楢橋，1979）。詳細法の評価範囲内において、村井（1979）によるアンケート震度分布と「詳細法」による強震動予測結果（ケースA1）の比較を図3.2.1-19に示した。なお、このアンケート震度は市町村単位（1978年当時）で集計された結果であることに注意が必要である。この比較によると、アンケート震度で震度6弱相当となっているところの周辺の予測結果は概ね震度6弱を示しており、そのほかの震度を見ても、概略分布としては良い対応を示している。

b. 観測波形記録

1978年の地震において3地点（開北橋、樽水ダム、東北大学²⁶）で得られた観測記録と、それらの地点に最も近い評価地点の地下構造モデルを用いて「詳細法」（統計的グリーン関数法）により計算した結果とを比較した。表3.2.1-2に計算に用いた地下構造モデルを示す。表3.2.1-2(1)の開北橋（DKHB）の地下構造モデルでは $V_s=400\text{m/s}$ 層の層厚が47mあるが、観測点情報（建設省土木研究

²⁶ 本検討で用いた東北大学の強震記録は建設省建築研究所が観測した記録であり、開北橋と樽水ダムの強震記録は建設省土木研究所により公表された記録（建設省土木研究所，1978）に対して後藤ほか（1978）による基線及び計器特性に関する補正を施した補正加速度波形である。

所、1978)では、極表層を除き $V_s=1.3\text{km/s}$ の地盤上にあることが記述されている。したがって、ここでの計算では $V_s=400\text{m/s}$ 層がないと仮定して計算を行った。また、東北大学(THUV)では、経験的地盤増幅率が求められているため(佐藤ほか、1994c)、ここではこれを用いて計算を行った。

図3.2.1-20に、それぞれの観測波形と統計的グリーン関数法によって計算された波形の比較を示す。図3.2.1-1の強震動評価の流れにあるとおり、本検討においては、統計的グリーン関数法によって、フォワードモデリングを行い震源モデルを修正した。したがって、修正された震源モデルより計算された波形は、観測記録に調和的である。開北橋(DKHB)や樽水ダム(DTMD)の観測波形に特徴的なパルスが見られるが、計算波形にも同様な形状のパルスが形成されている。なお、観測波形には水平2成分あるが、統計的グリーン関数法では水平1成分として計算しているため、観測記録のそれぞれの成分に対して同じ計算波形を比較している。図3.2.1-21には、同様に観測波形と統計的グリーン関数法による計算波形の減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。応答スペクトルの比較でも両者は良い対応を示す。

本検討では、(4)強震動計算方法で説明したように、接続周期を1.5秒としたハイブリッド合成法による波形計算も行った。図3.2.1-22にこのハイブリッド合成法による計算波形と観測波形(速度波形)との比較を示す。ハイブリッド合成法による計算波形では、(合成する前の)統計的グリーン関数法による計算波形では顕著であったパルスが打ち消されており、全体的に振幅が小さくなっている。したがって、計算波形の観測波形との対応は、統計的グリーン関数法による計算波形と比べ明らかに悪くなっている。この結果より、これまで示してきたように、本検討の強震動評価結果としては、統計的グリーン関数法による計算結果を採用した。ハイブリッド合成法による計算波形と観測波形との対応が悪くなった理由として考えられる問題点については、(6)で述べる。

c. 経験的方法(距離減衰式)

ケースA1、ケースA2のそれぞれの「詳細法」による「詳細法工学的基盤」上の最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川(1999)の最大速度の距離減衰式との比較を行った(図3.2.1-23)。いずれのケースにおいても、「詳細法」による予測結果が距離減衰式の曲線に対し大きめの値となっている。これは、「単独の場合」(詳細法)と「連動した場合」(簡便法)との結果の比較のところでも述べたように、距離減衰式が海溝型の地震の平均的な地震動を表していることに対し、「詳細法」を用いた結果は、1978年宮城県沖地震の特徴を反映した計算結果となっているためである(ケースA2についても、ケースA1同様に平均よりも大きめの短周期レベルを設定している)。ただし、同図において計算結果がプロットされているのは、A1、A2ともに(1)(c)評価地点で示した計算範囲のデータである。したがって、震源距離(アスペリティからの距離)との関係や、破壊伝播方向との関係において偏りがある。例えば、ケースA1とケースA2と比べると、ケースA2の方は、アスペリティ直上のデータを含んでいるため、距離の近いところではケースA1と同じ程度の値(最大速度)を示している。

なお、「中間報告」では、「連動した場合」について、「長期評価」で連動したとされている1793年の宮城県沖地震の震度分布と「簡便法」による強震動予測結果とを比較し、両者は調和的であるとした。本検討における「連動した場合」の強震動予測も「簡便法」を用いているが、その予測結果は殆ど「中間報告」のものと同じであり、過去の地震の震度分布とも調和的である。

(6) 問題点と今後の課題

(a) 問題点

統計的グリーン関数法に比べ、ハイブリッド合成法による計算波形と観測波形との対応が悪くなった主な理由としては、次の3点が重なりあったものと考えられる。

- ・ 理論的手法で用いる三次元地下構造モデル(深い地盤構造)には、評価地点周辺だけでなく、震源域を含める必要があるが、海溝型の地震の震源域は、評価地点(陸地)より離れたところに位置し、また地下深部にあることにより、その三次元地下構造モデルの規模は大きくなる。一方、接続周期を1.5秒としていることにより、これに対応するだけの精度が三次元地下構造モデルに求められる。しかし、現状では深い地盤構造に関する情報は十分に得られていない。したがって、現状で作成できる三次元地下構造モデルは、その精度が十分であると評価できない。
- ・ ハイブリッド合成法では、異なる手法による計算波形を合成するため、計算波形の位相ずれが、合成結果の精度を下げることとなる。内陸地震の強震動予測計算のように、伝播距離が短い場合には、この影響は僅かであると考えてよいが、海溝型地震の強震動予測計算のように伝播距離が長い場合には、計算波形の位相ずれが相対的に大きくなる。さらに、1978年宮城県沖地震の観測波形で特徴的なパルス幅とハイブリッド合成法の接続周期が近いこともあり、今回検討したハイブリッド合成法では、顕著なパルスが生成されなかった。
- ・ (2) 宮城県沖地震の震源特性の設定で説明した震源モデルの特性化は、主として半経験的手法(統計的グリーン関数法)の枠組みの中で最適化されたものである。ここで特性化された震源モデルをそのまま理論的手法による計算に用いると、震源モデルが単純化されていることにより、短周期成分(1~2秒)が過小評価され、それによりディレクティブティ効果も現れにくい。また、プレート境界の地震においては、震源域と陸域との幾何学的位置関係により、ディレクティブティ効果が地表に現れにくい。一方、内陸の活断層による地震では、ディレクティブティ効果が強くなる領域が地表に現れる傾向があり、理論的手法によるディレクティブティ効果の評価を十分に行うことができると同時に、短周期成分が過小評価される度合いが低くなる。

強震動評価にあたっての問題点としては、上記のほか次の点が挙げられる。

- ・ アスペリティや破壊開始点の位置、応力降下量などの微視的震源特性が地表の地震動分布に大きく影響することが本検討からも明らかになった。アスペリティ等に関する震源特性は不確定性を含んでいるため、これらを取込んで評価される「詳細法」を用いた強震動予測結果には、ばらつきがあることを考慮する必要がある。
- ・ 「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」までとし、地表における時刻歴波形は求めなかった。これは、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、その一次元地下構造モデルの作成に必要な地盤調査データが乏しい(ボーリング情報のある地点を除き)ためである。そしてここでは、微地形区分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地表の地震動の大きさを評価した。

(b) 今後の課題

- ・ 統計的グリーン関数法及びハイブリッド合成法により強震動予測計算を行い、検討した結果、ここでは、統計的グリーン関数法の結果を強震動評価結果として採用した。しかしながら、広帯域の強震動予測を行うためには、ハイブリッド合成法は有効であり、既に評価範囲が相対的に狭い内陸地震の強震動評価においては実用化されている。統計的グリーン関数法では、表面波等の影響が取込まれていないため、長周期成分の評価や地震動の継続時間の評価が必ずしも十分でない。今後は、海溝型の地震の強震動評価においても、ハイブリッド合成法による計算結果の精度が向上できるように、地下構造モデルの高精度化、計算手法の改良、震源モデルの改良について検討していきたい。
- ・ 宮城県沖地震については、重点的調査観測が計画されており、また仙台平野については地下構造調査が実施されている。この成果によって、将来的に強震動予測の精度が向上すること

が期待されている。

- 強震動予測結果を工学的に利用するためには、微視的震源パラメータの不確定性等による強震動予測結果のばらつきの評価が今後の課題となる。

表 3.2.1-1 震源断層パラメータ

「単独の場合」

項目		ケース A1	ケース A2
断層位置・深さ		図 3.2.1-2、図 3.2.1-4 参照	図 3.2.1-2、図 3.2.1-4 参照
断層走向・傾斜		図 3.2.1-2、図 3.2.1-4 参照	図 3.2.1-2、図 3.2.1-4 参照
断層面積		2266 km ²	1449 km ²
破壊開始点		図 3.2.1-4 参照	図 3.2.1-4 参照
破壊伝播形式		放射状	放射状
地震モーメント		3.1E+20 Nm	1.6E+20 Nm
モーメントマグニチュード		7.6	7.4
静的応力降下量		7.0 MPa	7.0 MPa
剛性率		4.7E+10 N/m ²	4.7E+10 N/m ²
平均すべり量		2.9 m	2.3 m
破壊伝播速度		3.0 km/s	3.0 km/s
短周期レベル		8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
全アスペリティ	地震モーメント	5.2E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	192 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	静的応力降下量	55 MPa	54 MPa
	短周期レベル	8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第 1 アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	96 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	実効応力	29 MPa	54 MPa
	短周期レベル	3.1E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第 2 アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	-
	面積	96 km ²	-
	平均すべり量	5.9 m	-
	実効応力	73 MPa	-
	短周期レベル	7.8E+19 Nm/s ²	-
背景領域	地震モーメント	2.6E+20 Nm	1.3E+20 Nm
	面積	2074 km ²	1321 km ²
	平均すべり量	2.7 m	2.1 m
	実効応力	6.8 MPa	7.7 MPa
	短周期レベル	3.4E+19 Nm/s ²	3.1E+19 Nm/s ²

「連動した場合」

項目	「連動した場合」
断層位置・深さ	図 3.2.1-2、図 3.2.1-4 参照
断層走向・傾斜	図 3.2.1-2、図 3.2.1-4 参照
断層面積	9820 km ²
モーメントマグニチュード	8.0

表 3.2.1-2(1) 開北橋 (DKHB) での地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地盤モデル

層番号	層厚 (m)	S 波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	Q _s *
1	47.0	400	1.80	110 f ^{0.69}
2	278.8	700	1.98	110 f ^{0.69}
3	437.1	1,700	2.35	110 f ^{0.69}
4	-	3,000	2.63	110 f ^{0.69}

表 3.2.1-2(2) 樽見ダム (DTMD) での地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地盤モデル

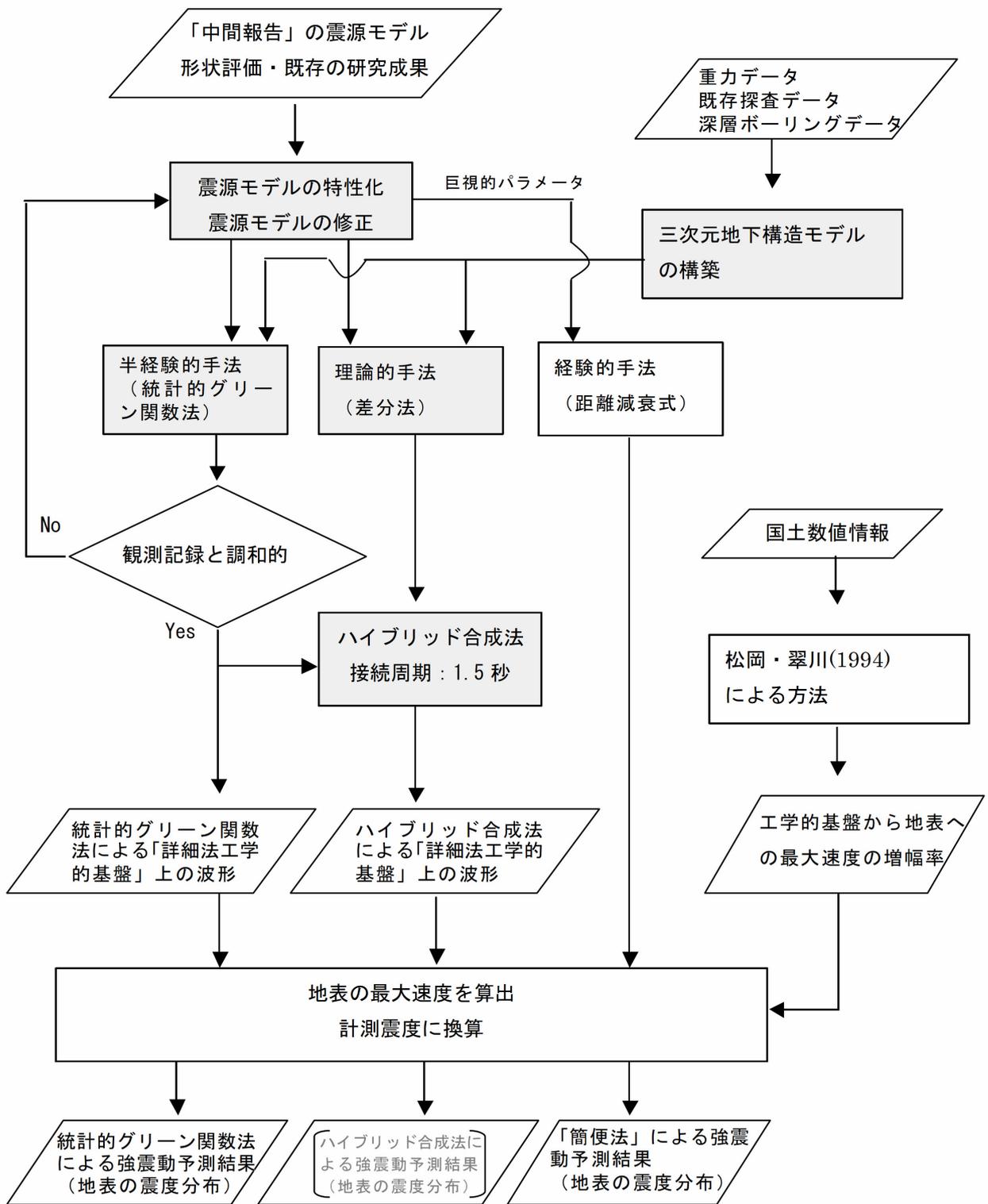
層番号	層厚 (m)	S 波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	Q _s *
1	276.6	700	1.98	110 f ^{0.69}
2	457.7	1,700	2.35	110 f ^{0.69}
3	-	3,000	2.63	110 f ^{0.69}

表 3.2.1-2(3) 東北大学 (THUV) での地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地盤モデル

層番号	層厚 (m)	S 波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	Q _s *
1	425.3	700	1.98	110 f ^{0.69}
2	721.2	1,700	2.35	110 f ^{0.69}
3		3,000	2.63	110 f ^{0.69}

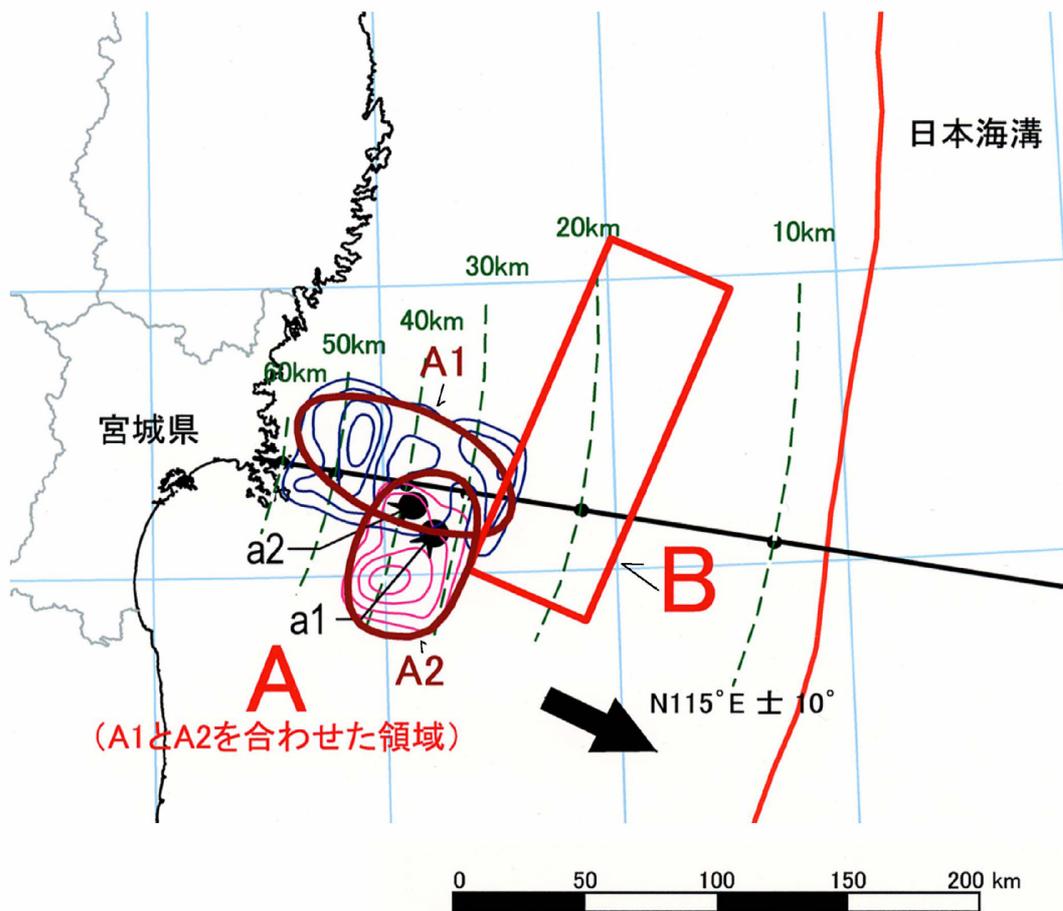
*1Hz 以下では 110

f : 周波数

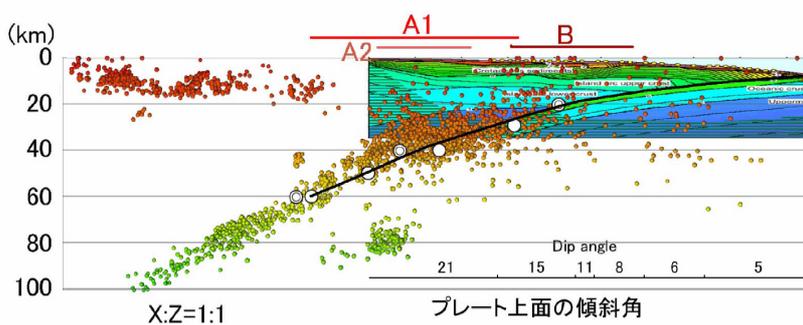


※網掛けした処理は、「単独の場合」の「詳細法」の処理

図 3. 2. 1-1 強震動評価の流れ



平面図(「形状評価」による震源域A1、A2およびBの位置・形状を示す)



断面図(実線は太平洋プレートの上面を示している。
本報告の断層モデルの深さは、これを基に設定した。)

図 3. 2. 1-2 宮城県沖地震の震源域(「形状評価」より抜粋)

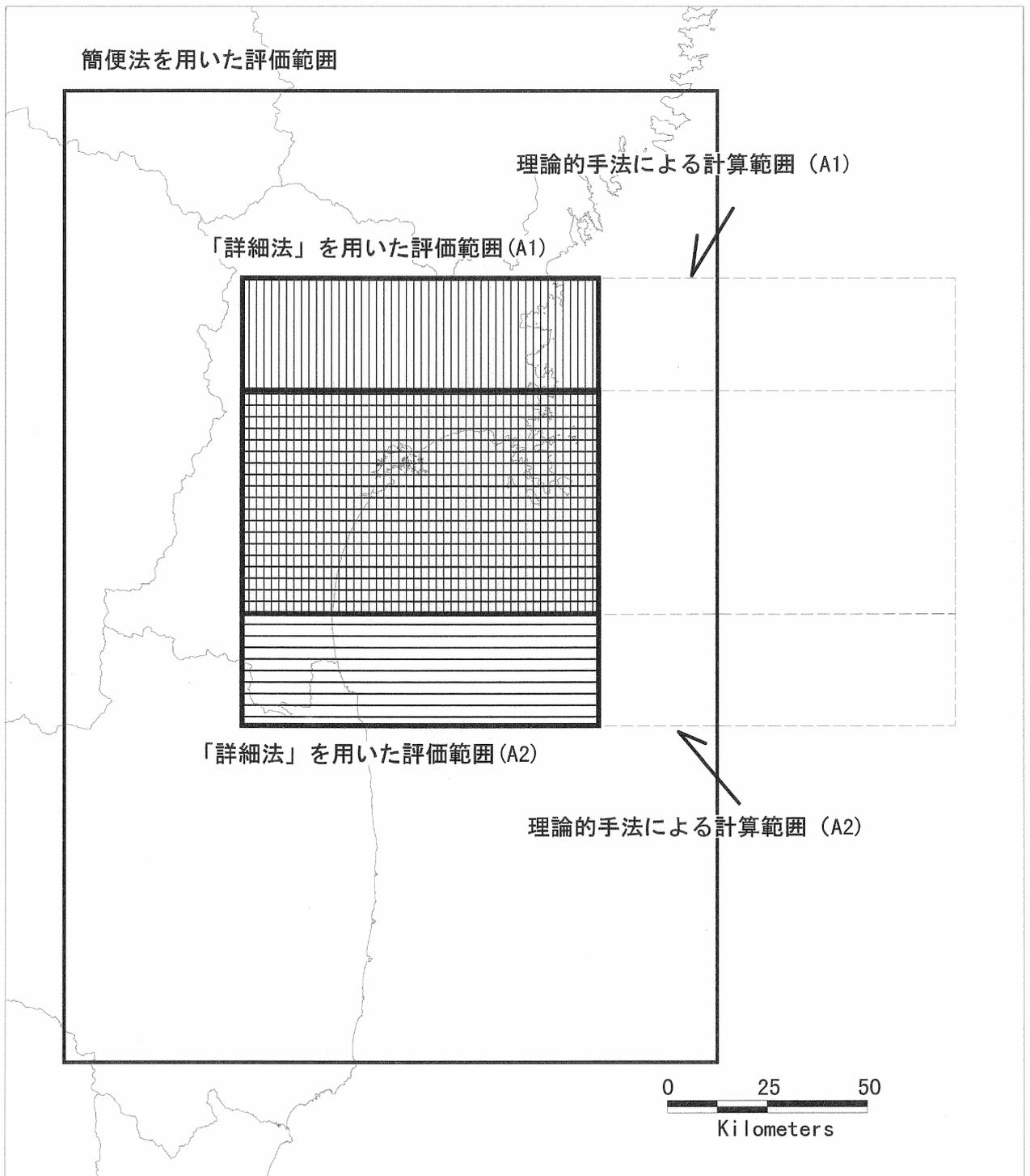
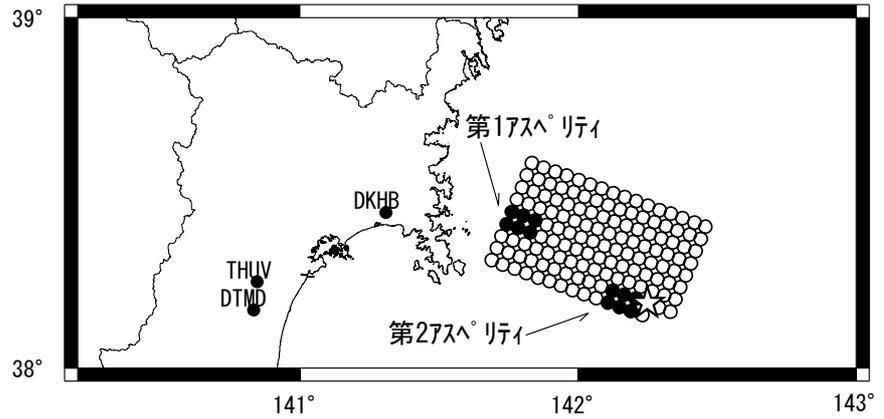


図 3. 2. 1-3 強震動評価の範囲

1978年宮城県沖地震のデータ
を基に想定した断層モデル
(ケースA1)

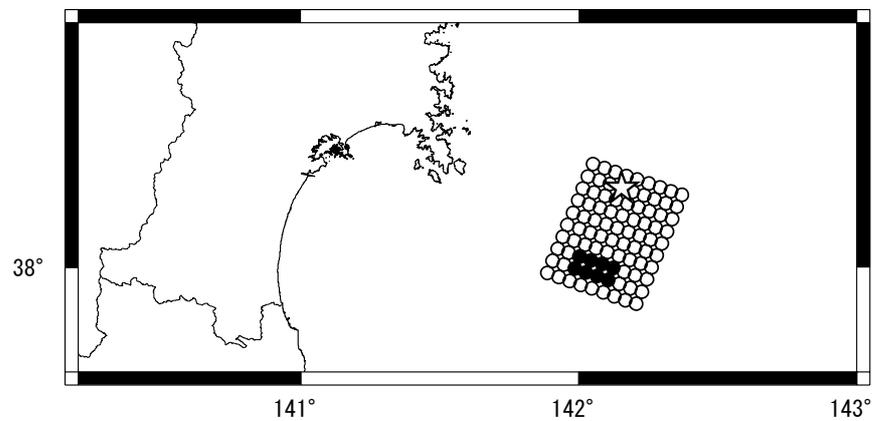
●●● : アスペリティ
☆ : 破壊開始点

1978年宮城県沖地震の
観測波形が得られた地点
DKHB : 開北橋
THUV : 東北大学
DTMD : 樽水ダム



1936年宮城県沖地震のデータ
を基に想定した断層モデル
(ケースA2)

●●● : アスペリティ
☆ : 破壊開始点



「連動した場合」の断層モデル
(簡便法による計算)

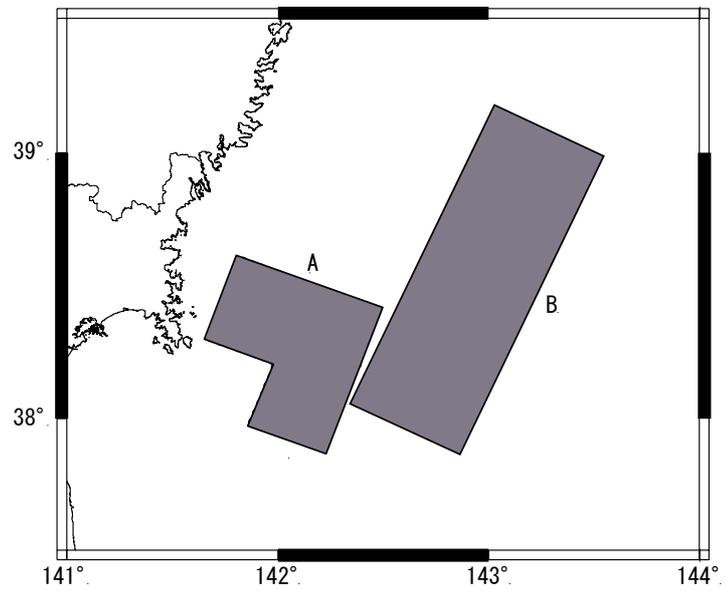
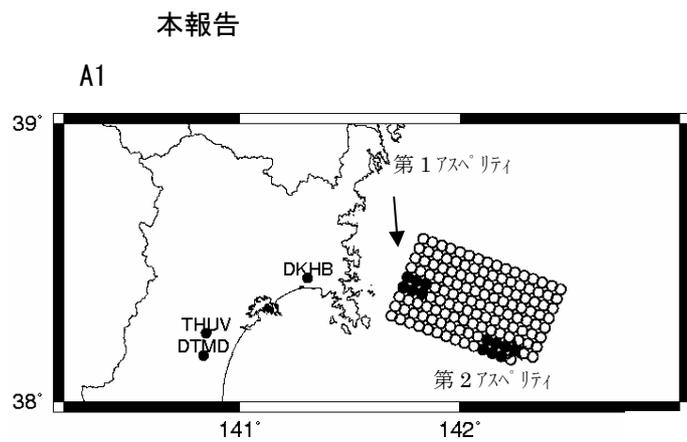
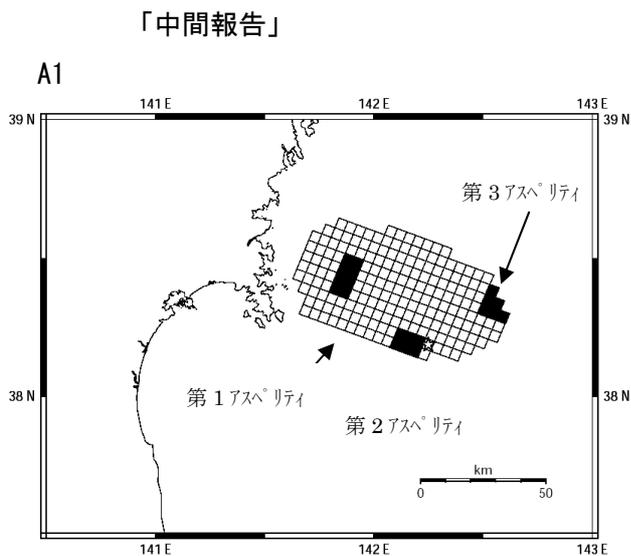
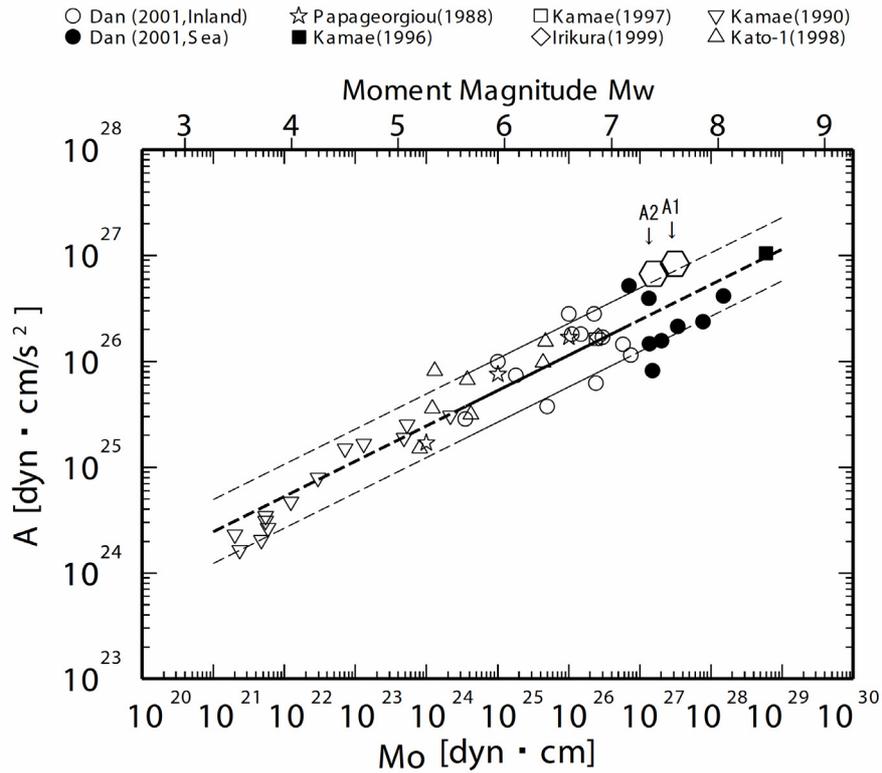


図 3.2.1-4 想定した震源断層モデル (上 : ケース A1、中 : ケース A2、下 : 「連動した場合」)

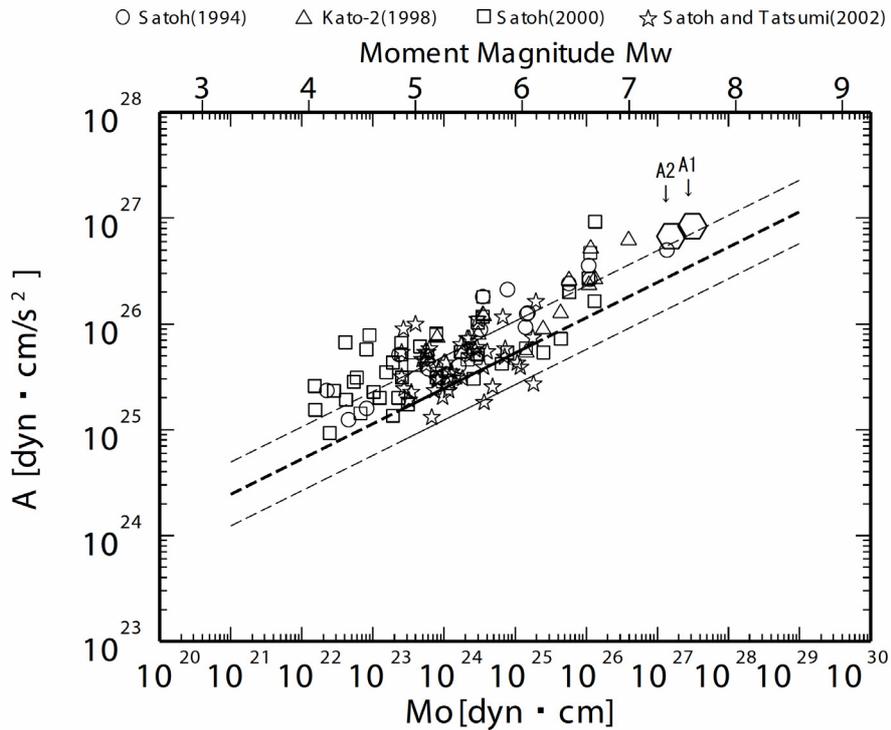


	「中間報告」の ケース A1	本報告の ケース A1	備考
静的応力降下量	3[MPa]	7[MPa]	本報告では Seno et al. (1980) の値を使用。
地震モーメント	2.2×10^{20} [N・m]	3.1×10^{20} [N・m]	同上。
モーメントマグ ニチュード	7.5	7.6	「中間報告」では、「形状評価」より設定。 本報告では、地震モーメントより算出。
震源断層の面積	3200[km ²]	2300[km ²]	地震モーメントと応力降下量より[レシピ (1)式]を用いて算出。
短周期レベル	1.4×10^{20} [N・m/s ²]	8.4×10^{19} [N・m/s ²]	
アスペリティ の個数	3	2	
各アスペリティ の 応力降下量	70[MPa] (3つのア スペリティで共通)	29[MPa] (第1) 73[MPa] (第2)	本報告では観測波形を説明するように設定。
各アスペリティ の面積	128 km ² (第1) 96 km ² (第2) 96 km ² (第3)	96 km ² (第1) 96 km ² (第2)	「中間報告」では菊地・山中(2001)の解析結 果を参照。本報告では観測波形を説明するよ うに設定。

図 3. 2. 1-5 「中間報告」と本報告それぞれの断層モデル (A1) の比較

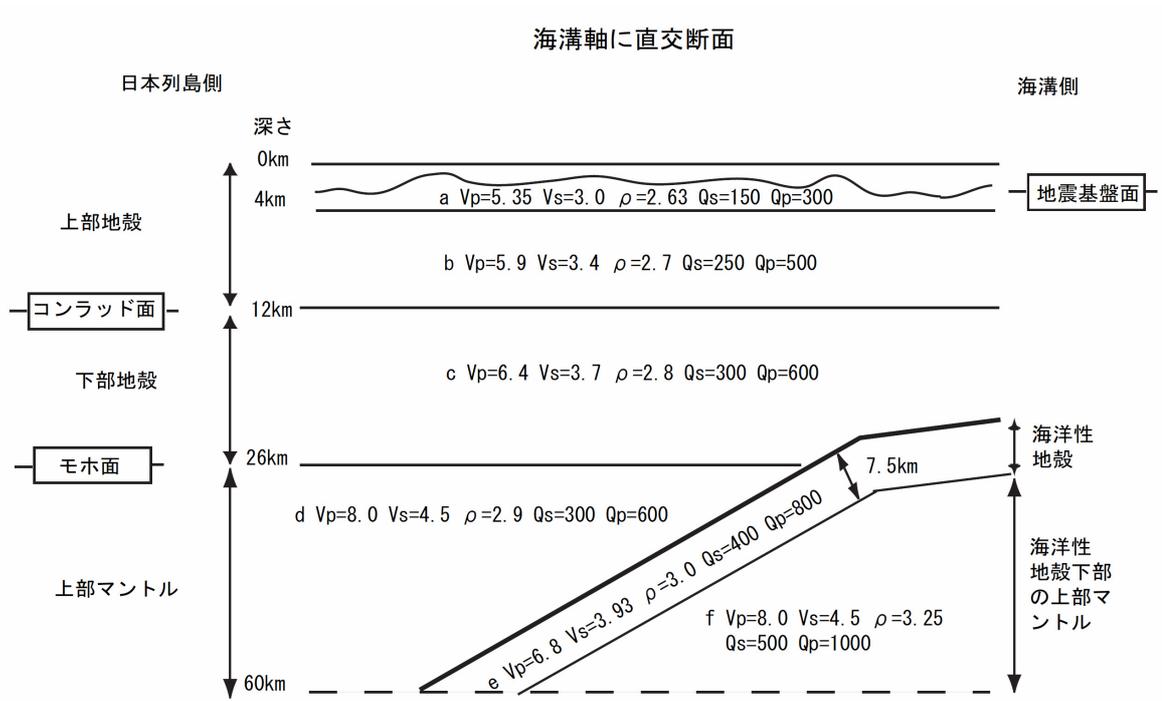


壇・他(2001)の経験的關係との比較



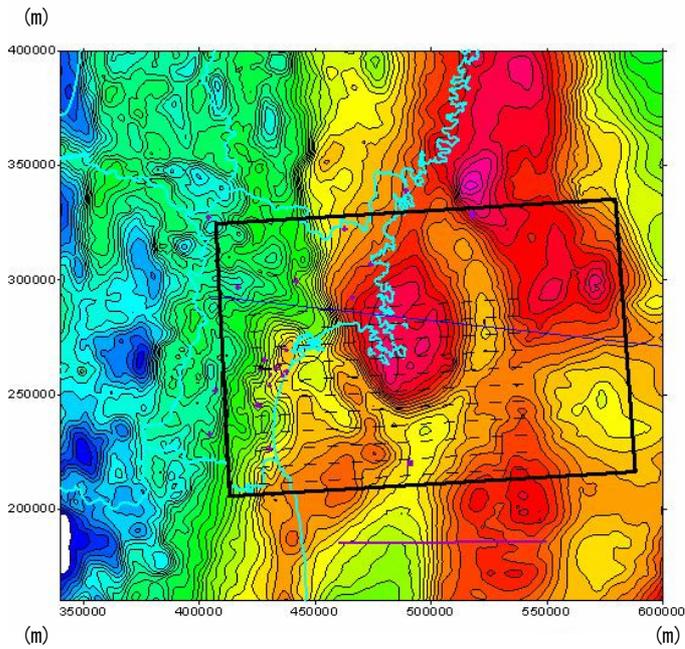
太平洋岸の海溝性地震(佐藤・他, 1994b; 加藤・他, 1998; 佐藤・他, 2000; 佐藤・巽, 2002)との比較

図 3.2.1-6 地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係(六角形は、宮城県沖地震のケースA1とA2、太線が壇ほか(2001)の平均値、細線はその倍・半分)

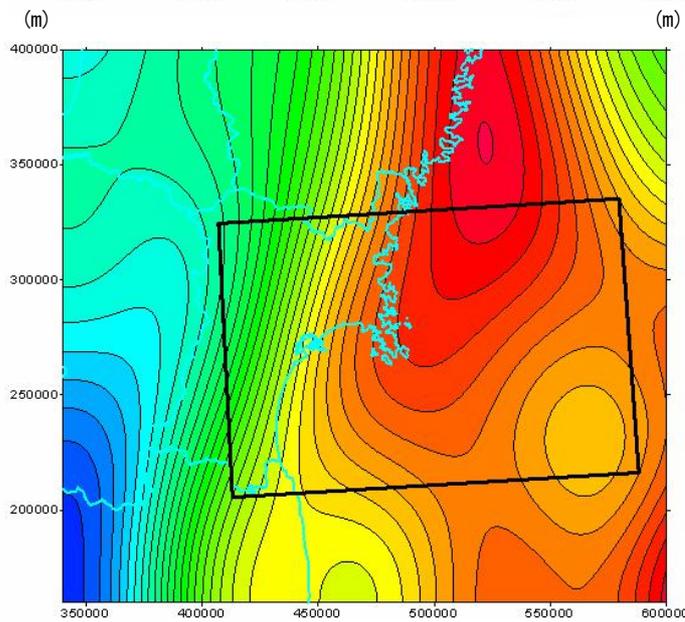


理論的評価法を用いる場合の伝播経路のモデル (V_s と V_p の単位は km/s 、 ρ の単位は g/cm^3)

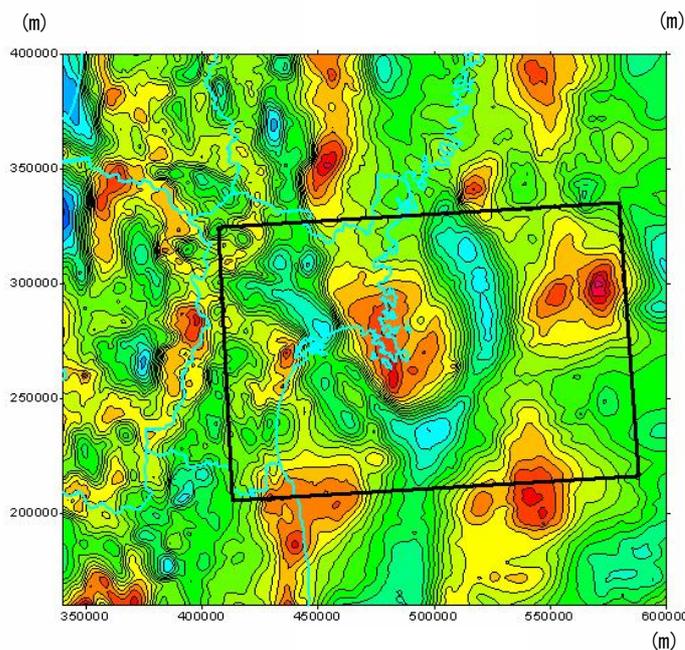
図 3. 2. 1-7 上部マントルから地震基盤までの大構造



ブーゲー異常



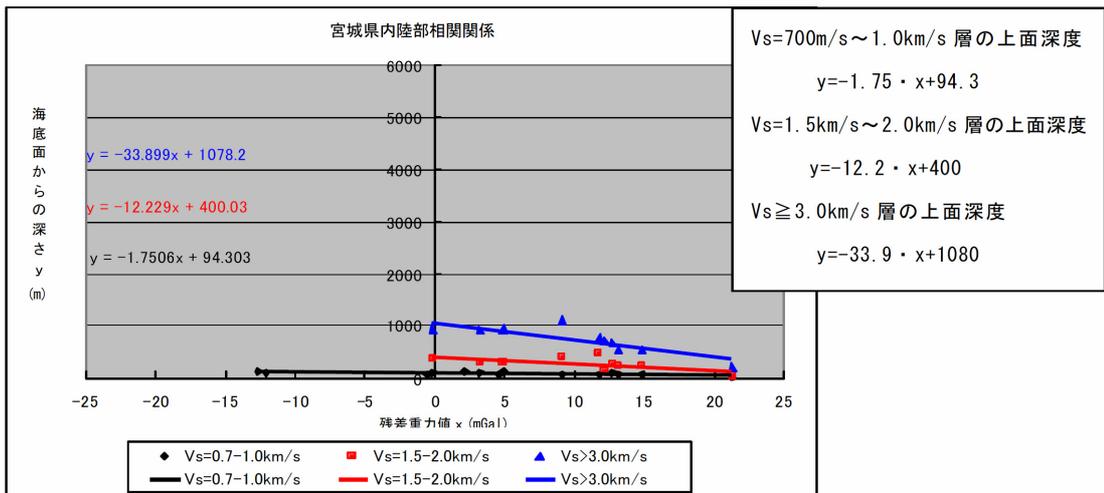
長波長成分



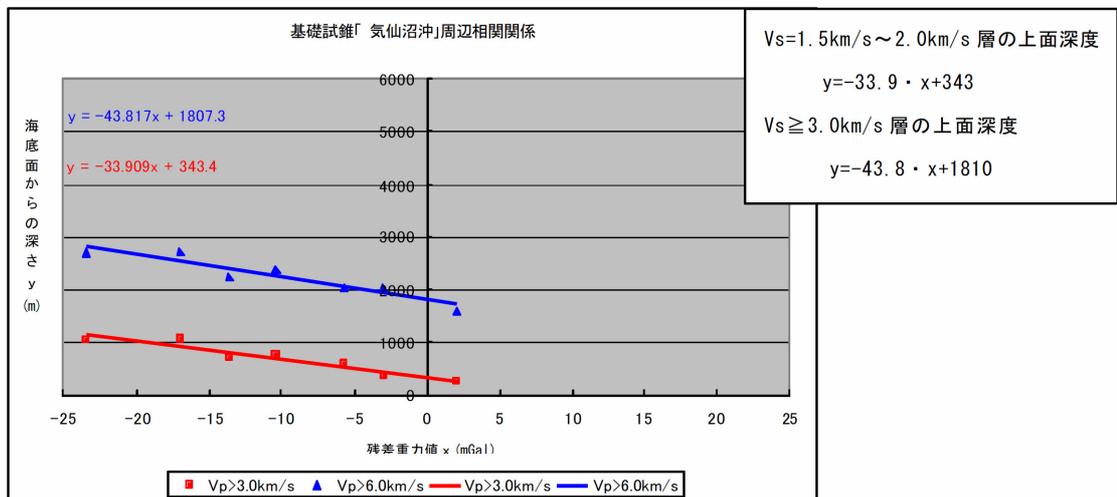
残差重力分布

図 3.2.1-8 宮城県沖地震の震源域周辺のブーゲー異常図

宮城県内陸部



海域—基礎試錘「気仙沼沖」周辺



海域—常磐沖解積断面 M86-8 周辺

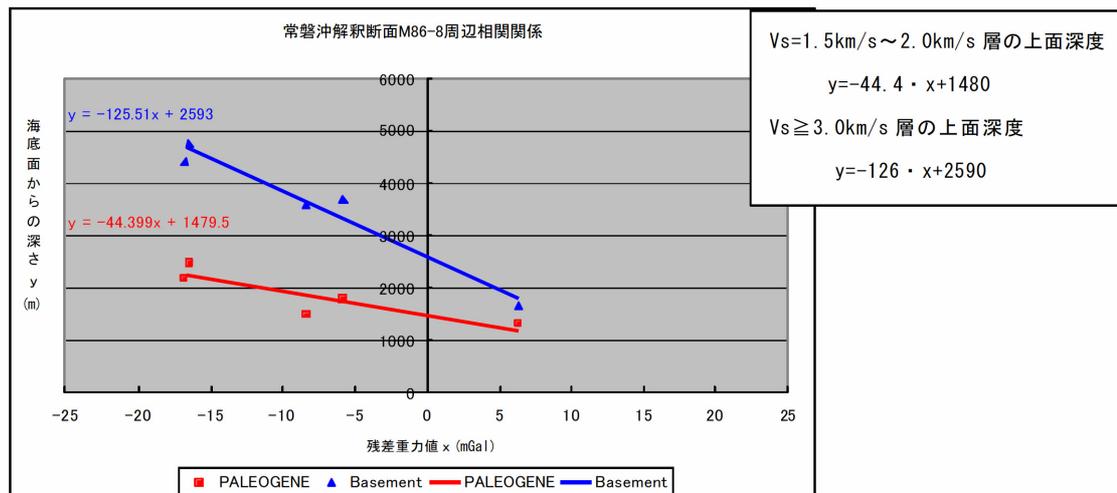


図 3.2.1-9 残差重力と速度層上面の深さの相関図

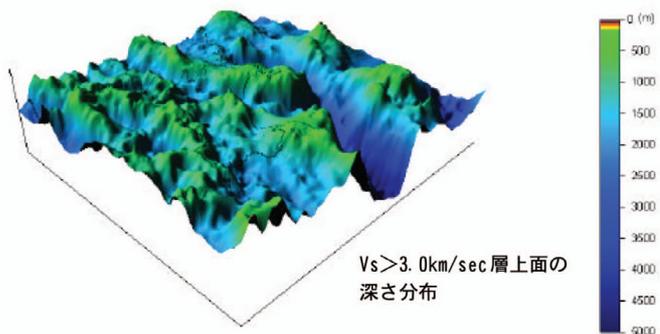
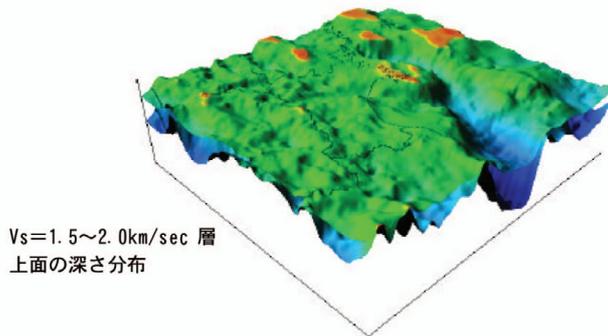
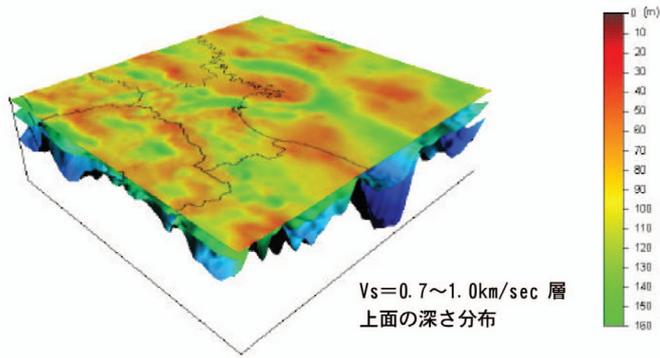


図 3.2.1-10 「深い地盤構造」の地下構造
モデル（各速度層上面の深さ分布）

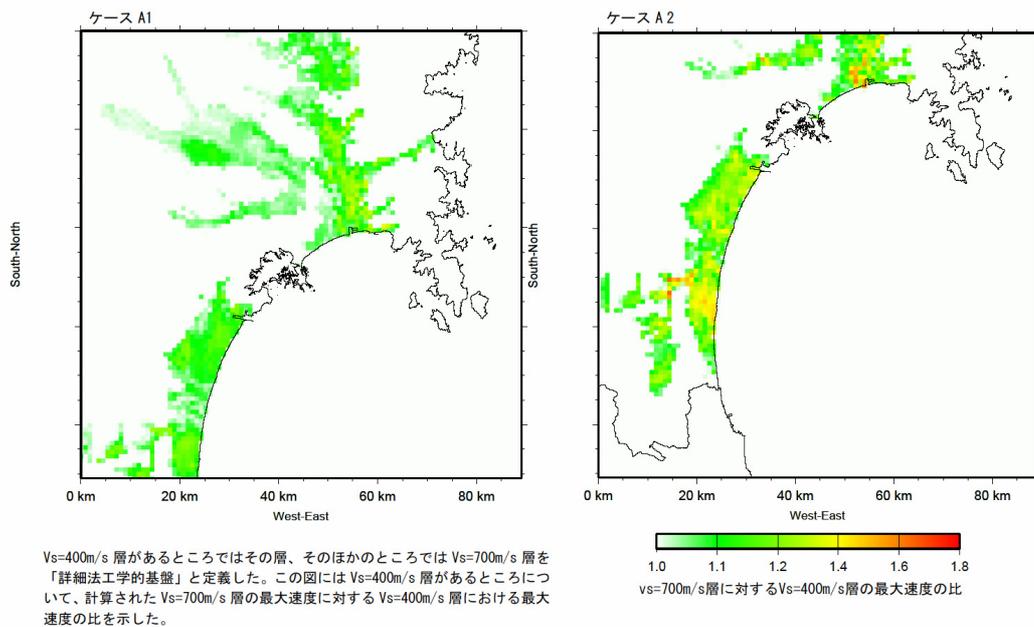


図 3.2.1-11 「詳細法工学的基盤」における Vs=400m/s 層の分布

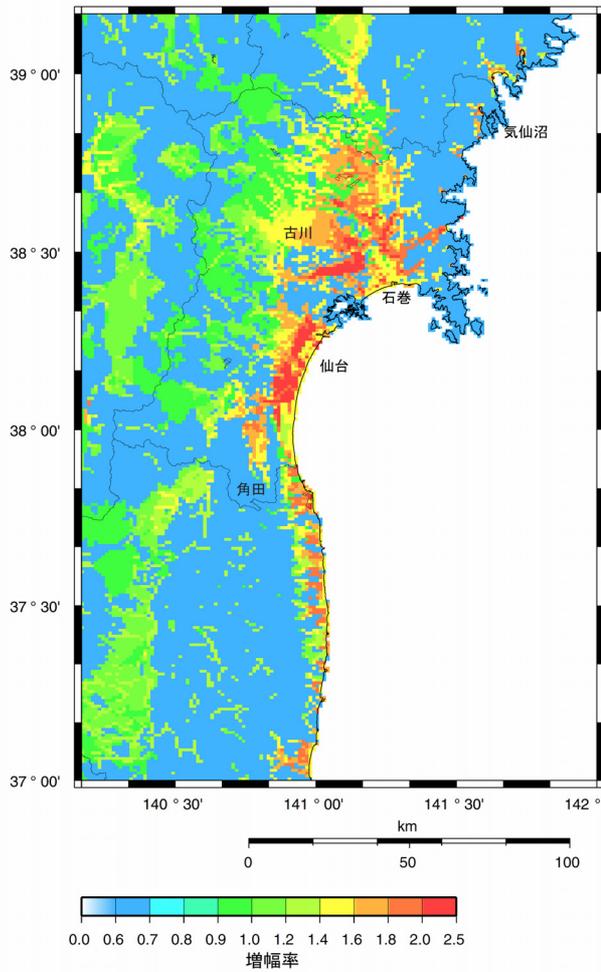
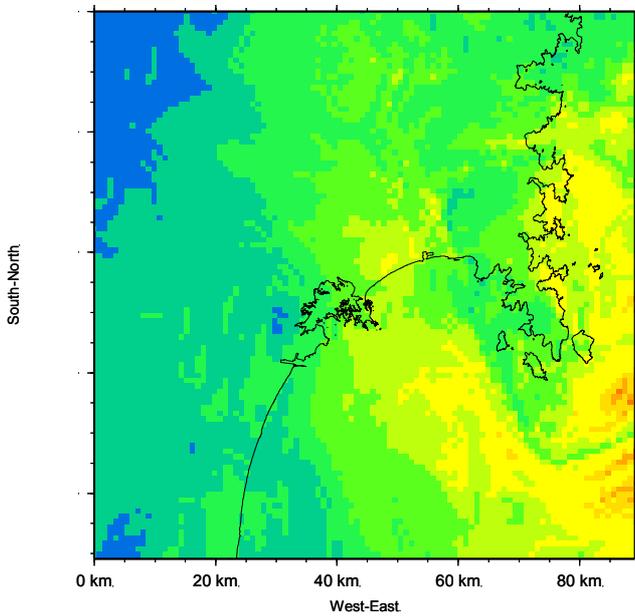
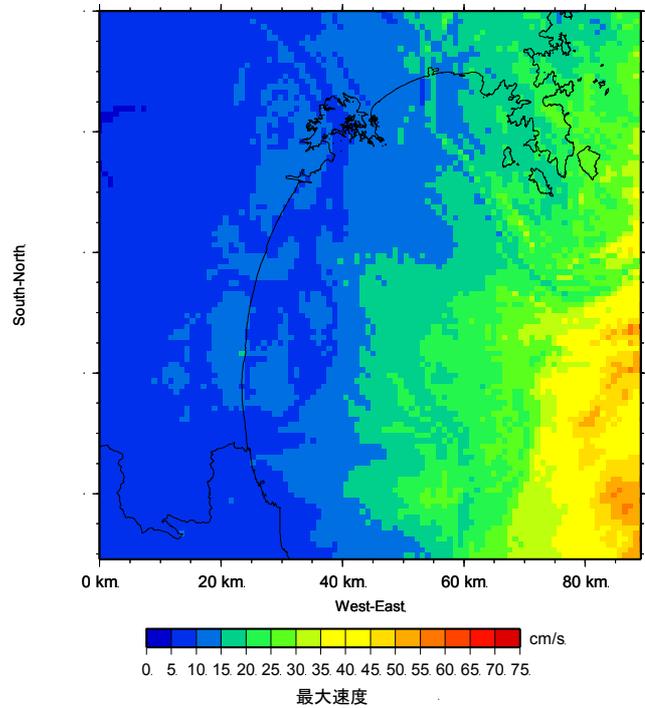


図 3.2.1-12 工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当) から地表までの最大速度の増幅率 (浅い地盤構造)

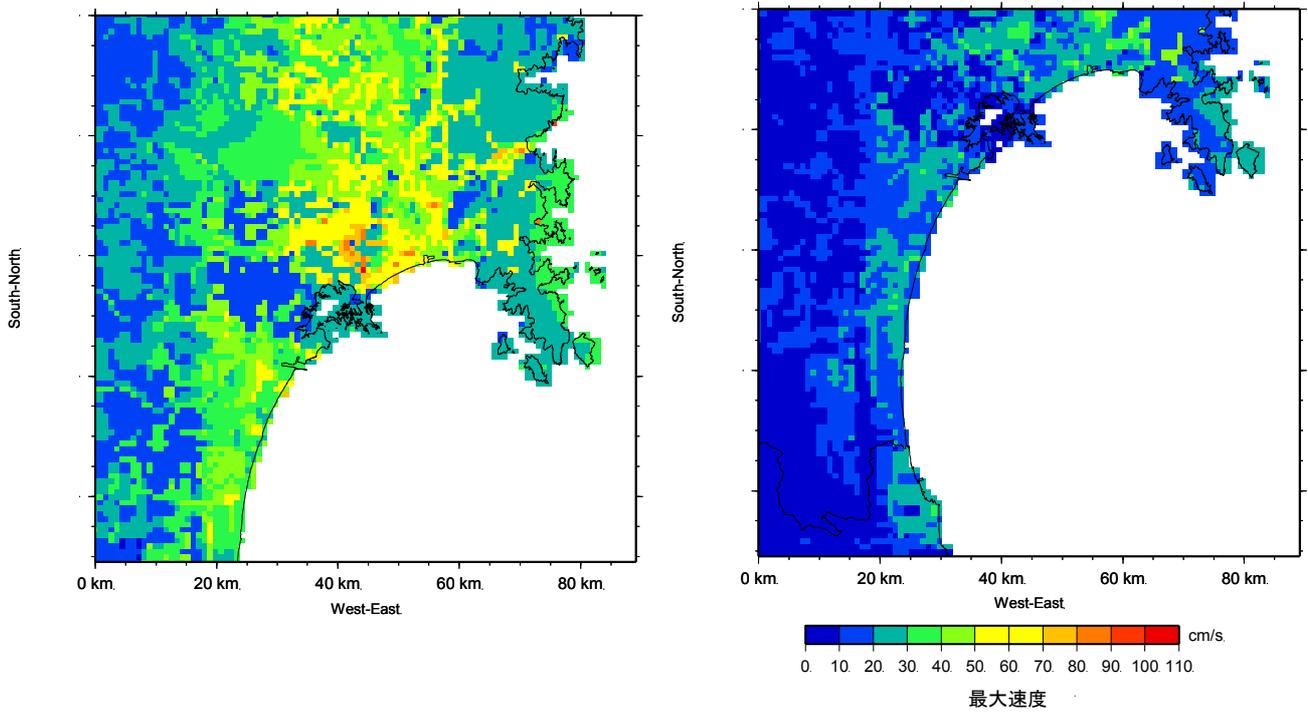


ケース A1



ケース A2

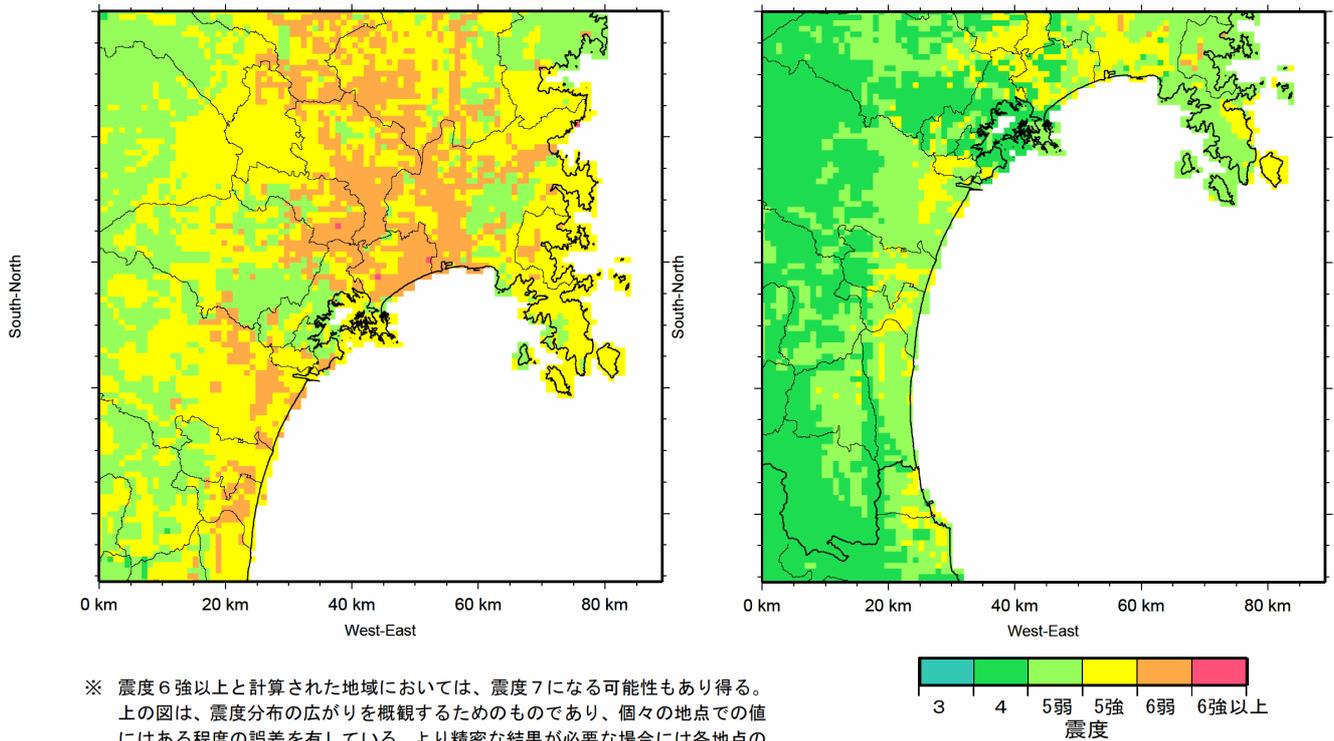
図 3.2.1-13 「単独の場合」の強震動予測結果 (詳細法): 「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布



ケース A1

ケース A2

図 3.2.1-14 「単独の場合」の強震動予測結果（詳細法）：地表の最大速度分布



※ 震度6強以上と計算された地域においては、震度7になる可能性もあり得る。
 上の図は、震度分布の広がりを概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。
 ※ 市郡境界線は、平成17年12月14日時点のものである。

ケース A1

ケース A2

図 3.2.1-15 「詳細法」による強震動予測結果：「単独の場合」の震度分布

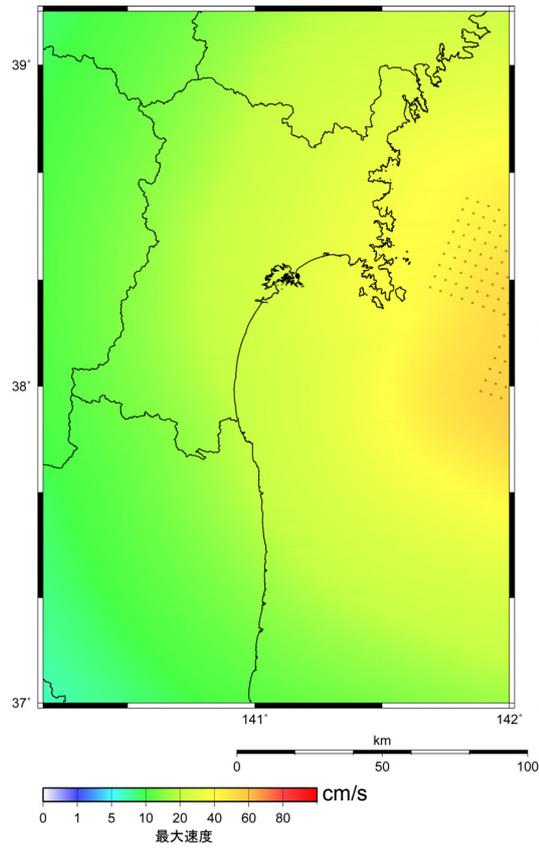


図 3.2.1-16 「連動した場合」の強震動予測結果（簡便法）：
工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）の最大速度分布

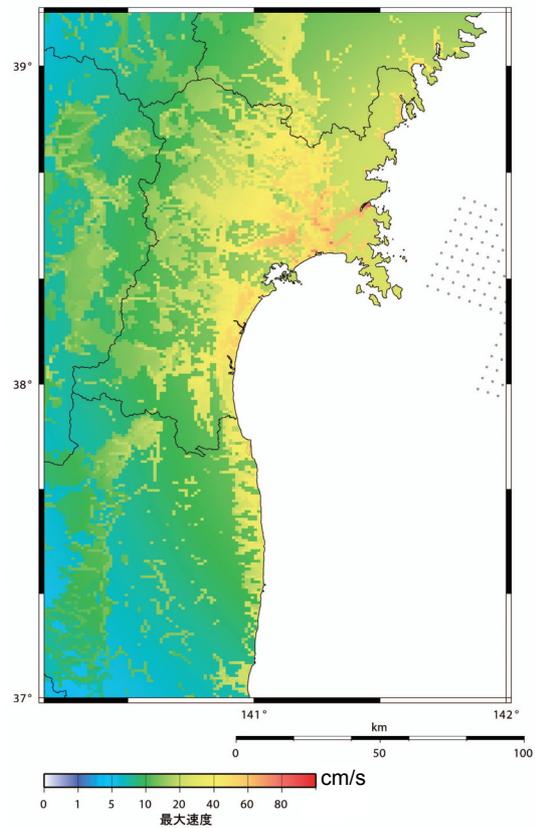


図 3.2.1-17 「連動した場合」の強震動予測結果（簡便法）：地表の最大速度分布

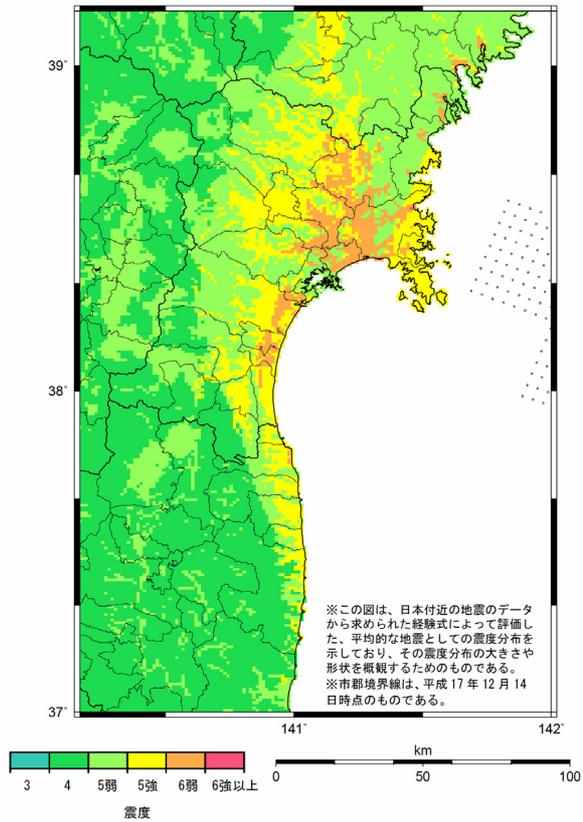


図 3.2.1-18 「簡便法」による強震動予測結果：「連動した場合」の震度分布

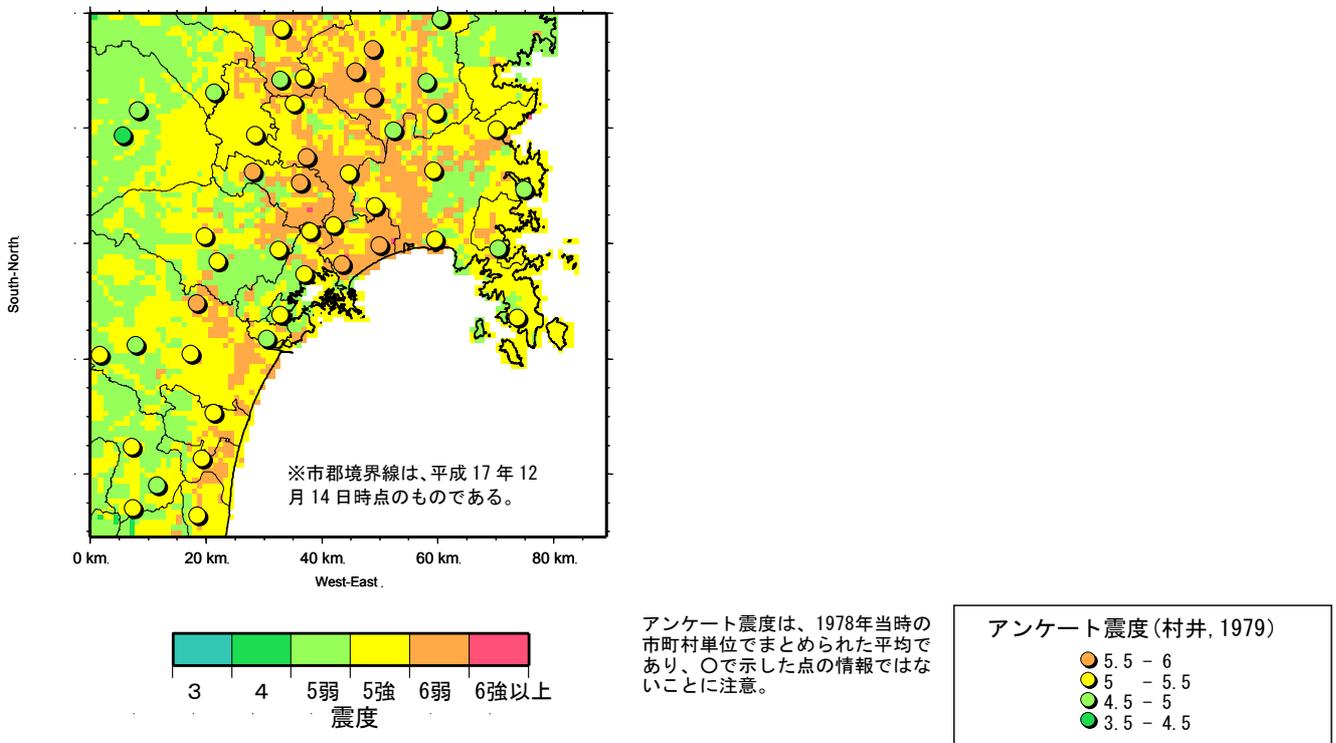
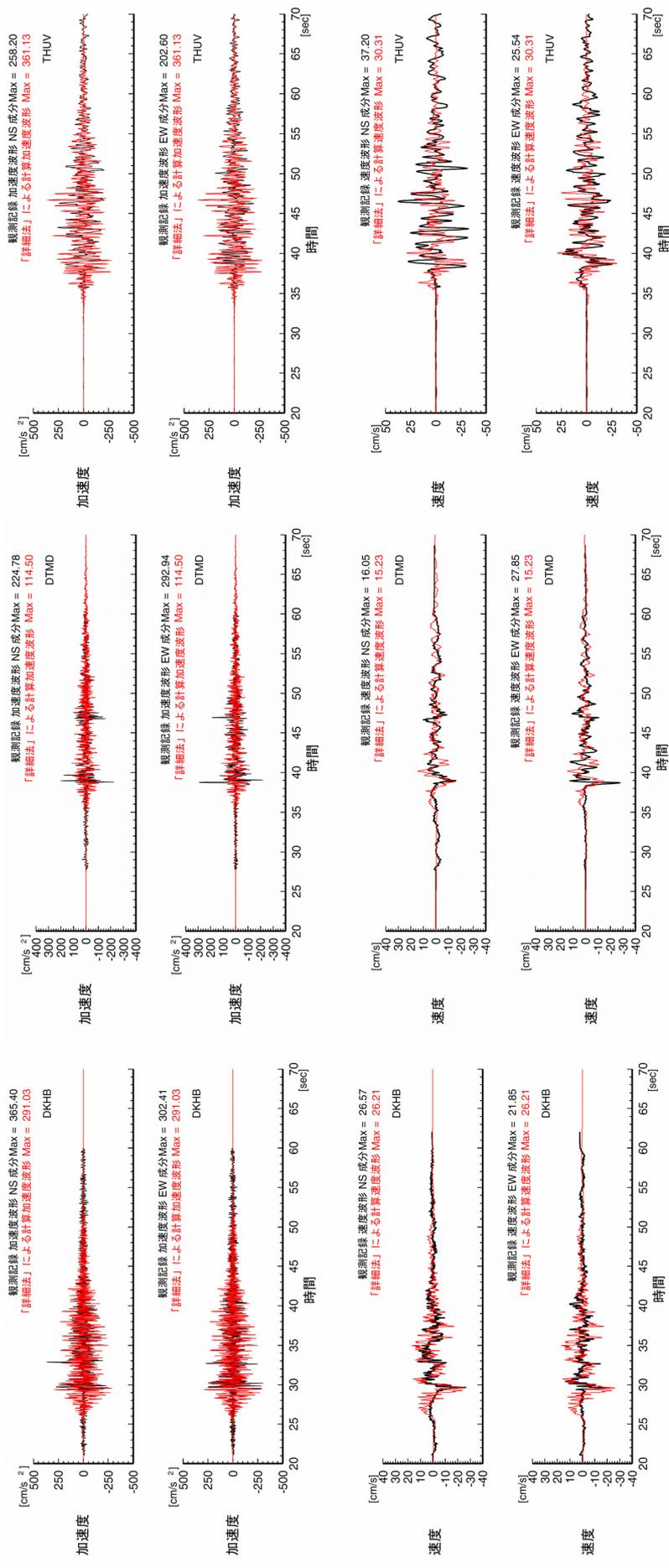


図 3.2.1-19 1978年宮城県沖地震のアンケート震度分布とケースA1の強震動予測結果



DKHB：開北橋

DTMD：樽水ダム

THUV：東北大学

図 3.2.1-20 「詳細法」による計算波形と観測波形（1978年宮城県沖地震）の比較
(DKHB：開北橋、DTMD：樽水ダム、THUV：東北大学)

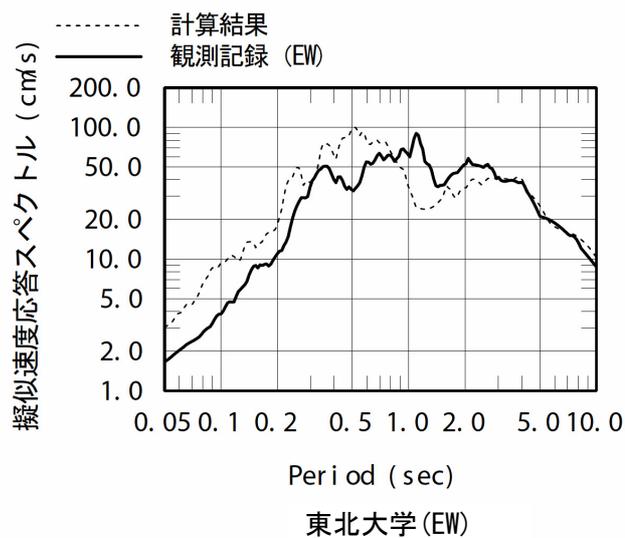
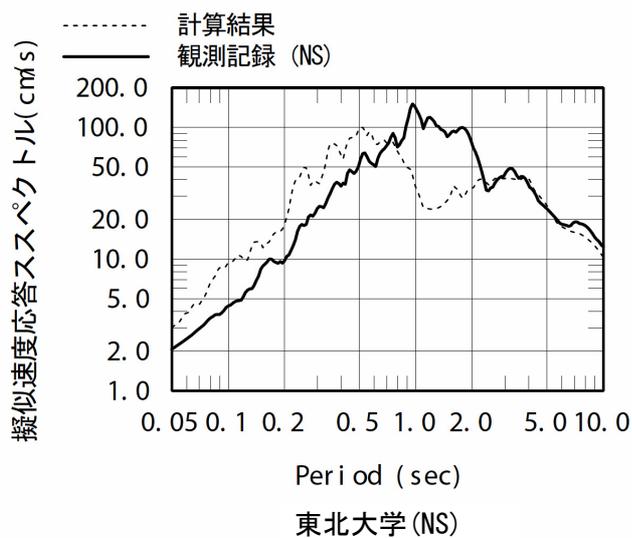
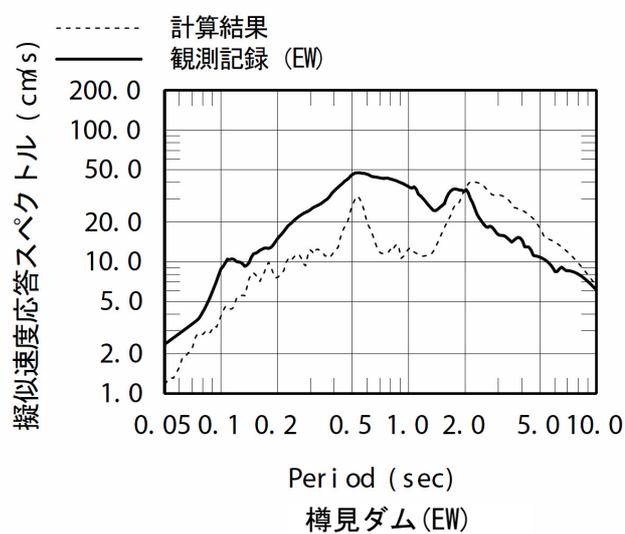
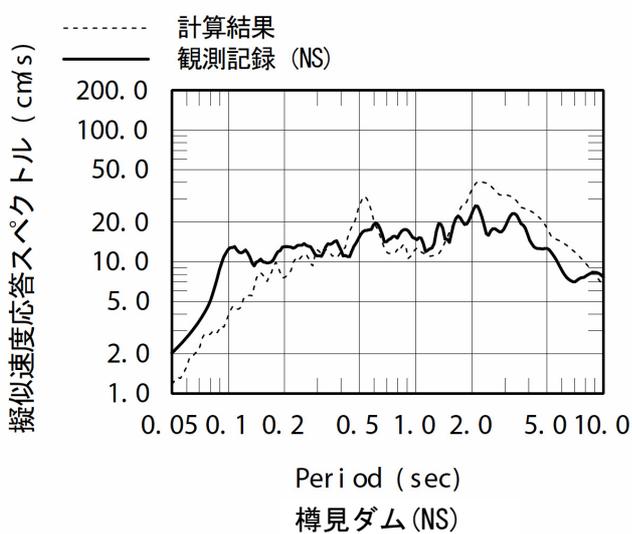
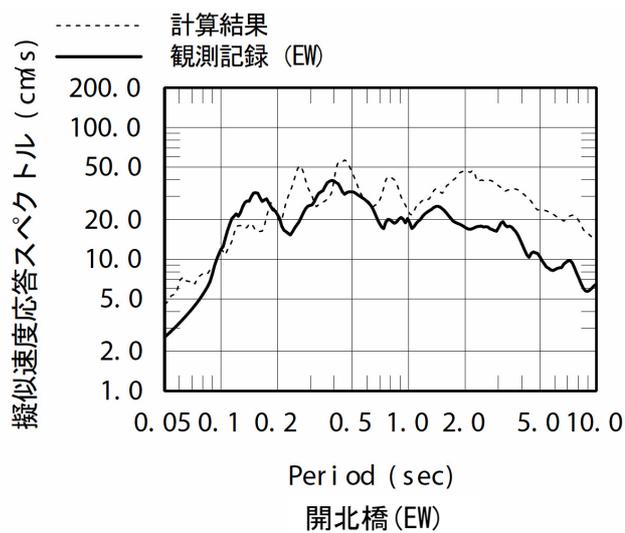
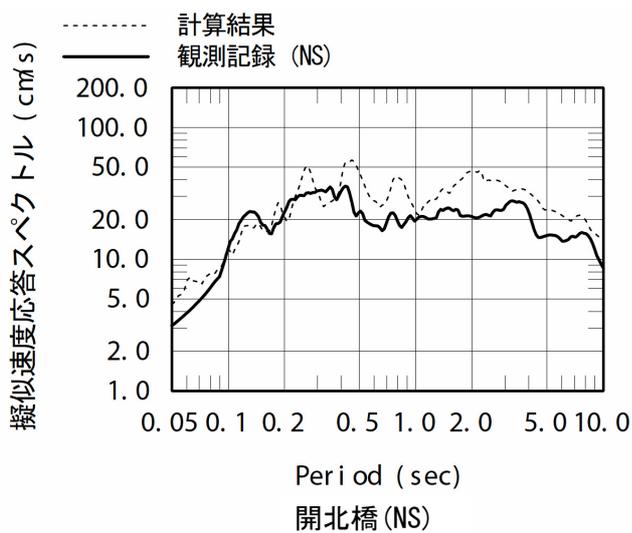


図 3.2.1-21 強震動予測結果と観測記録の比較：「詳細法工学的基盤」上の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル

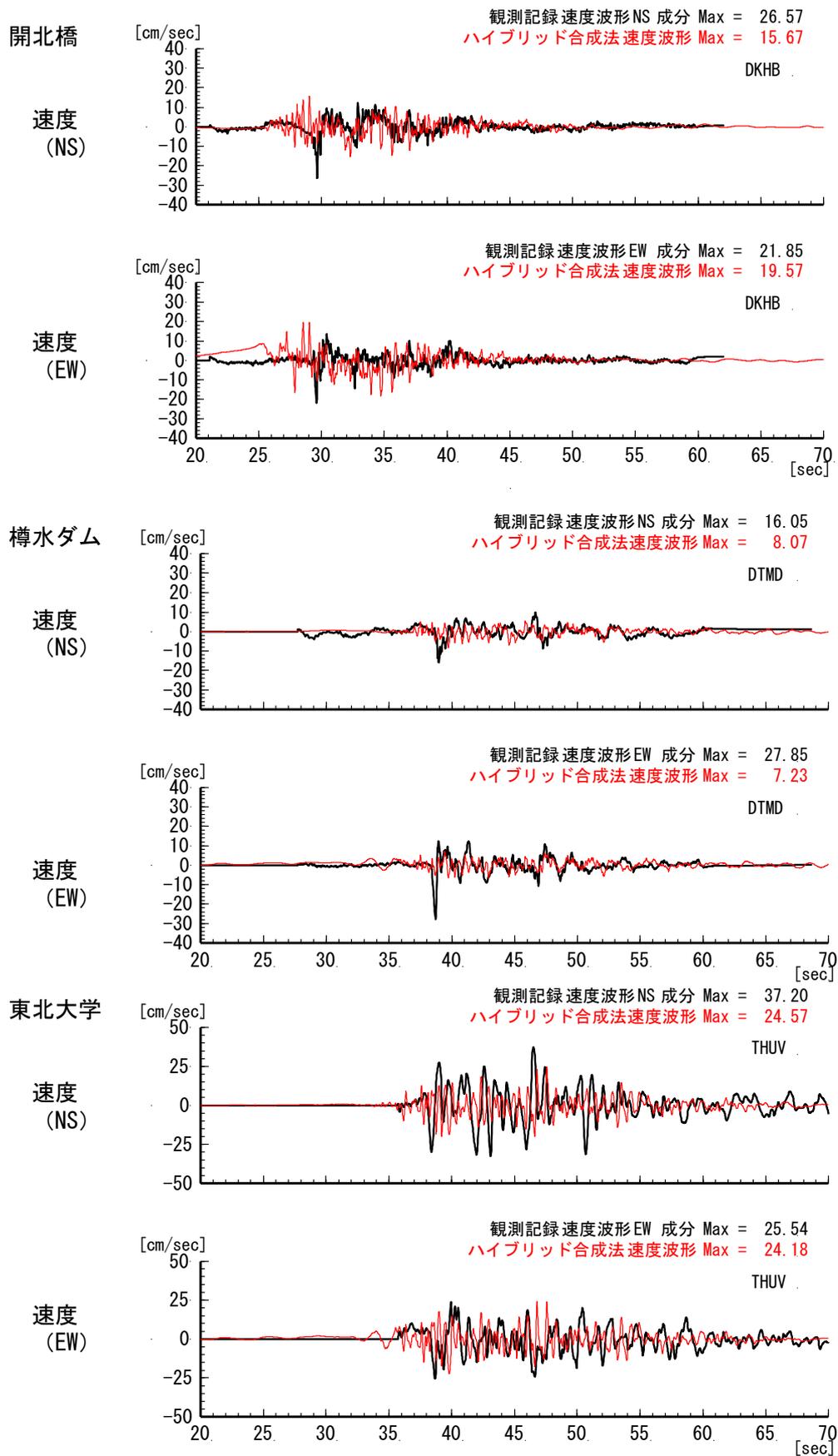
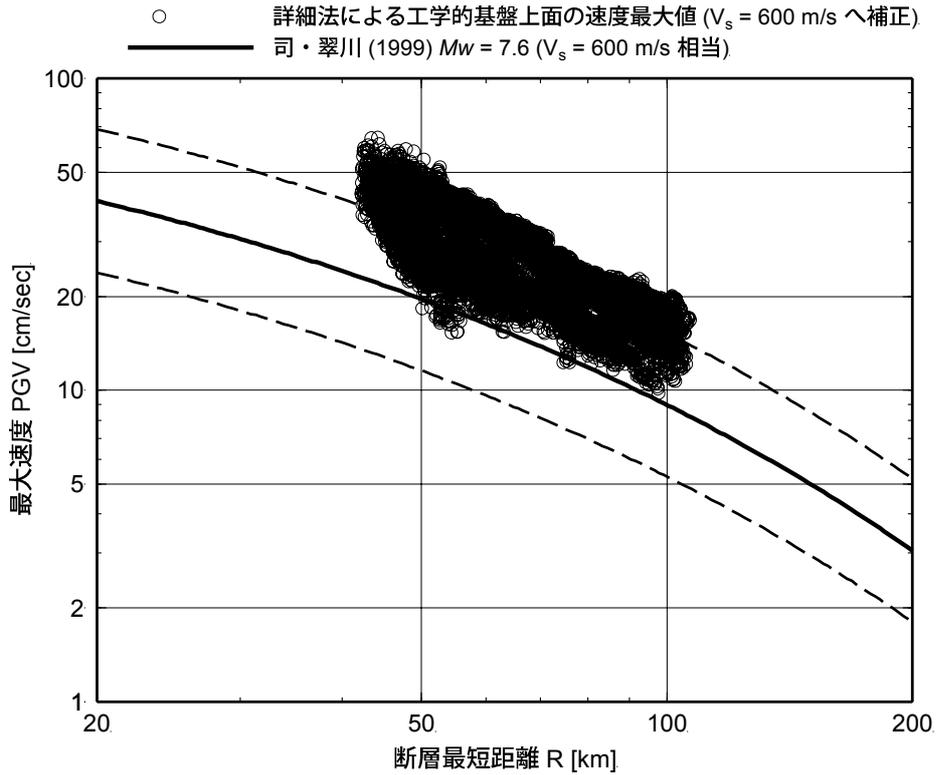
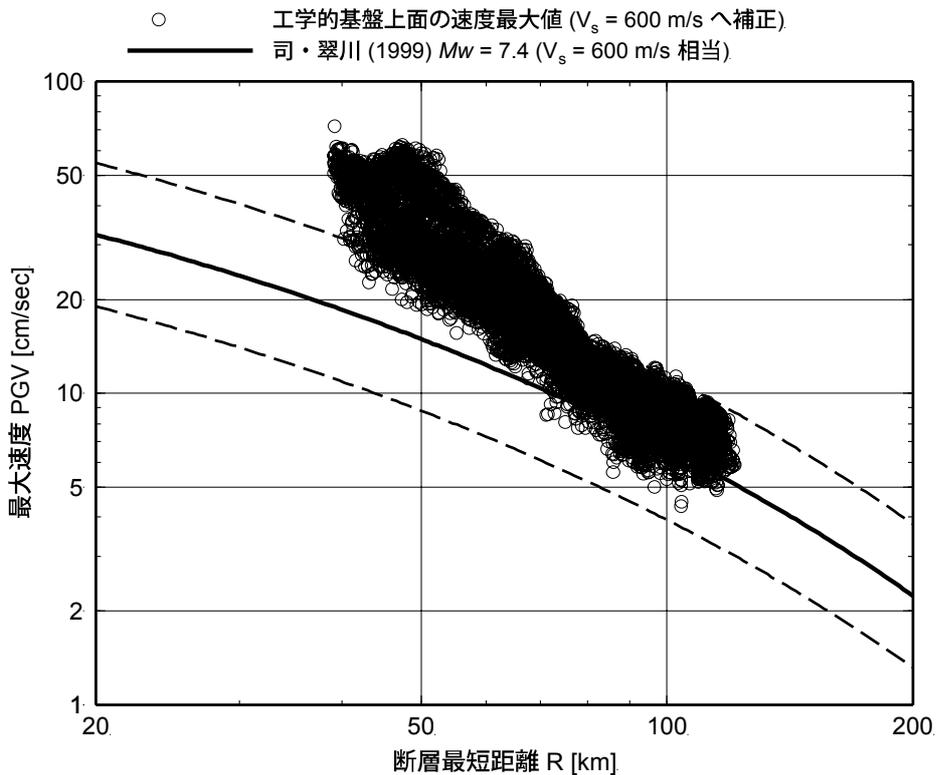


図 3. 2. 1-22 ハイブリッド合成法による計算波形（ケースA1）と
1978年宮城県沖地震の観測波形（速度）

ケース A1



ケース A2



それぞれ詳細法評価範囲 (図 3.2.1-3) の計算結果がプロットされている。ケース A2 の方が、震源断層に近い評価点が多い。

図 3.2.1-23 「詳細法工学的基盤」上の最大速度値 ($V_s=600\text{m/s}$ に換算) と司・翠川 (1999) の距離減衰式との比較

3.3 「レシピ」の改良の経緯

ここでは、これまでの「レシピ」の改良の経緯について各項目に分けて解説する。なお、表3.3-1に強震動評価ごとにまとめた一覧表を示す。

3.3.1 地震規模について

地震規模（地震モーメント）は、断層面積との経験式（レシピ(1-2)、(1-3)式）より求める。その地震規模に応じて適用する式が異なるが、それぞれの式の適用範囲について変更があった。この変更は、利用者の利便性に配慮して実施された。ただし、原理的には断層幅が飽和しているかどうかでスケールリング則が変わるため、断層幅が飽和していない場合((1-1-a)式)は(1-2)式を、飽和している場合((1-1-b)式)は(1-3)式を用いる方が合理的であるので、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ことを注意書きとして追記した。

3.3.2 アスペリティの面積について

アスペリティの面積の求め方は、これまではレシピ(1-6)～(1-9)式を用いてきている。ただし、「石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価」、「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会，2004e, 2005b）では、断層の長さが幅に比べて十分大きい長大な断層であったため、入倉・三宅（2001）に従い、アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%とする方法が検討された。その結果、アスペリティの総面積だけを変更すると、アスペリティの応力降下量が既往の研究成果による結果に比べて大きくなり過ぎるため、地震動も大きめに予測されることがわかった。表3.3-1にそれぞれの評価における断層面積－アスペリティの面積の比を地震規模と合わせて示す。

3.3.3 アスペリティの応力降下量について

アスペリティの応力降下量は、これまで、レシピ(1-6)～(1-9)式より得られるアスペリティの面積から、レシピ(1-15-2)式を用いて算定してきた。ただし、断層の長さが幅に比べて十分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難しいため、レシピ(1-15-2)式の適用には問題があることが「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会，2005b）の中で示された。さらに「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価」では、この結果を受けて、長大な断層におけるアスペリティの応力降下量の算定方法として、Madariaga(1979)の理論式に、入倉・三宅（2001）に基づく、震源断層全体の面積に対するアスペリティの面積の比（約22%）と、Fujii and Matsu'ura(2000)による震源断層の平均応力降下量3.1MPaとを適用して算定する方法（レシピ(1-15-1)式）が試みられた。その結果、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（分冊2の3.1.2参照）。

3.3.4 浅い地盤構造について

浅い地盤構造における地震動の増幅については、国土数値情報の地形分類・標高データ等と経験的な関係として求められる深さ30mまでの平均S波速度（AVS30）より増幅率を評価している。このAVS30を求めるための経験式には、松岡・翠川(1994)によるものと、藤本・翠川(2003)によるものがある。前者では、関東の一部の地域のデータよりこの経験式を求めており、国内の他の地域におけるこの経験式の適用性については、検証されていなかった。これに対し、後者では、日本全国のボーリングデータを収集して解析を行った結果として、日本を3つの地域に分け、それぞれの地

域について地形分類・標高等のデータとAVS30の経験式を求めた。「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，2004a）において、藤本・翠川(2003)による推定結果を、松岡・翠川(1994)を用いた場合や、浅い地盤を柱状モデル化し地表における波形から算定した結果との比較を行なった。これより、この評価地域については、藤本・翠川(2003)の増幅率が、松岡・翠川(1994)に比べて精度が高いことを示唆する結果が得られた。したがって、「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」以降は、藤本・翠川(2003)による経験式を用いて、浅い地盤構造における増幅率を求めることとした。

3.3.5 $V_s=300\text{m/s}\sim 700\text{m/s}$ 程度の速度層の取り扱いについて

これまでの評価における $V_s=300\text{m/s}\sim 700\text{m/s}$ 程度の速度層の取り扱いについては、大きく分けて2通りあった。

- ①700m/s前後の層までで三次元速度構造モデルを作成し、そのモデル上面において波形合成を行う方法である。さらに、400m/s程度に至る層の分布が確認されている一部の評価地点については、その400m/sに至る層について一次元のモデル化を行い、三次元速度構造モデル上面における波形を入力として次元重複反射理論による増幅を評価して400m/sに至る層上面の波形を計算する。
- ②評価された最も低い速度層を含めて三次元速度構造モデルを作成し、モデル上面において波形合成（ハイブリッド合成法）を行う方法。

①の扱いは、400m/s程度に定義した「詳細法工学的基盤」までの理論的手法が、計算機性能等の問題により難しかったため、暫定的に行われた。その後、計算機性能や手法の改良により、現時点では、②の方法で計算されている。

3.3.6 ラディエーションパターン係数 F について

Boore and Boatwright(1984)に示された F の値を採用する。ただし、下記①の設定方法では傾斜角が 60° でありながら横ずれが卓越するというような特殊な場合についての適用が難しいこと、理論的手法による2成分の波形と合成することを考慮し②の設定方法に変更した。

- ① Boore and Boatwright(1984)に示された F の値のうちSH波とSV波の値の大きい方を採用する。最大速度を求める際には、ハイブリッド合成後の水平2成分の時刻歴波形のそれぞれの最大値を読みとり、その最大値を読み取った。
- ② 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成分の自乗和平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445を F として採用する。最大速度値を求める際には、ハイブリッド合成後の水平2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を読みとる。

表3.3-1 地震調査委員会が平成16年度末までに公表した強震動評価と「レシビ」の対応

想定した地震	公表年月日	地震のタイプ	地震規模		震源断層		震源断層、アスペリティの総面積		アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma$	「詳細工学的基礎」と定義した速度層	浅い地盤構造の取り扱い	ラディエーションパターン係数F
			評価法	この時点でレシビによる評価	現状のレシビによる評価	震源断層の総面積Sの評価法	アスペリティの総面積Saの評価法	Sa/S				
糸魚川-静岡構造線断層帯	H14.10.31	活断層で発生する地震	Wells and Copersmith(1994)によるMw-S関係のアーファ分布図より設定。(S=1905km ²)	Mw=7.4	Mw=7.5	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約33%	レシビ(1-15-2)式	2.4km/s, 1.6km/s, 1.1km/s, 1km/s, Vs=500m/s	松岡・翠川(1994)による経験式	Boore and Boatwright(1984)に示されたFのうち、SH波とSV波の値の大きい方を採用する。(F=0.62, 0.46)
森本・富樫断層帯	H15.3.12	活断層で発生する地震	レシビ(1-2)式 (S=420~676km ²)	Mw=6.5~6.8	Mw=6.6~6.9	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約14%	レシビ(1-15-2)式	Vs=700m/s	松岡・翠川(1994)による経験式	Boore and Boatwright(1984)に示されたFのうち、SH波とSV波の値の大きい方を採用する。(F=0.62)
宮城県沖地震	H15.6.18	海溝型地震	既往の研究成果(1978年宮城県沖地震のついでにインヴァージョン結果)に基づき、Mwを算定。	Mw=7.4~7.6	同左	現レシビのうち、想定した地震モーメントから、レシビ(1-24)式を用いて算定。	レシビ(1-7)~(1-9)式 ただし、短周期レベルは、1978年宮城県沖地震の観測記録を用いたインヴァージョン結果に基づき設定。	約8%	レシビ(1-15-2)式	Vs=700m/s, およびVs=400m/s (ただし、Vs=400m/sを想定している領域については、Vs=700m/sにおける波形から、一次元重複反折理論によりVs=400m/sにおける波形を算定。)	松岡・翠川(1994)による経験式	Boore and Boatwright(1984)に示されたFのうち、SH波とSV波の値の大きい方を採用する。(F=0.62)
布田川・日奈久断層帯	H15.7.31	活断層で発生する地震	レシビ(1-3)式 (S=687~1034km ²)	Mw=6.9~7.1	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約26%および約35%	レシビ(1-15-2)式	Vs=500m/s	松岡・翠川(1994)による経験式	F=0.445
三浦半島断層群	H15.10.28	活断層で発生する地震	レシビ(1-2)式 (S=278km ²), およびレシビ(1-3)式 (S=340~476km ²)	Mw=6.4, および Mw=6.5~6.7	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約10~15%	レシビ(1-15-2)式	Vs=700m/s, およびVs=500m/s (ただし、Vs=500m/sを想定している領域については、Vs=700m/sにおける波形から、一次元重複反折理論によりVs=500m/sにおける波形を算定。)	松岡・翠川(1994)による経験式	F=0.445
山形盆地断層帯	H15.11.25	活断層で発生する地震	レシビ(1-3)式 (S=1020km ²)	Mw=7.1	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約34%	レシビ(1-15-2)式	Vs=800m/s, およびVs=500m/s (ただし、Vs=500m/sを想定している領域については、Vs=800m/sにおける波形から、一次元重複反折理論によりVs=500m/sにおける波形を算定。)	松岡・翠川(1994)による経験式	F=0.445
砺波平野断層帯・吳羽山断層帯	H16.3.22	活断層で発生する地震	レシビ(1-3)式 (S=552~660km ²)	Mw=6.8~6.9	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約22~25%	レシビ(1-15-2)式	Vs=450m/s (ただし、一定ではなし。)	藤本・翠川(2003)による経験式	F=0.445
三陸沖北部	H16.5.21	海溝型地震	既往の研究成果(1978年宮城県沖地震のついでにインヴァージョン結果)に基づき、Mwを算定。	Mw=8.3	同左	現レシビのうち、想定した地震モーメントから、レシビ(1-24)式を用いて算定。	レシビ(1-7)~(1-9)式 ただし、短周期レベルは、1978年宮城県沖地震の観測記録を用いたインヴァージョン結果に基づき設定。	約9%	レシビ(1-15-2)式	Vs=500m/s	藤本・翠川(2003)による経験式	Boore and Boatwright(1984)に示されたFのうち、SH波とSV波の値の大きい方を採用する。(F=0.62)
琵琶湖西岸断層帯	H16.6.21	活断層で発生する地震	レシビ(1-3)式 (S=960km ²)	Mw=7.1	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約30%	レシビ(1-15-2)式	Vs=430m/s	藤本・翠川(2003)による経験式	F=0.445
高山・大原断層帯	H16.9.27	活断層で発生する地震	レシビ(1-3)式 (S=336~672km ²)	Mw=6.5~6.9	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式	約16~25%	レシビ(1-15-2)式	Vs=750m/s	藤本・翠川(2003)による経験式	F=0.445
石狩低地東縁断層帯	H16.11.29	活断層で発生する地震	レシビ(1-3)式 (S=1487km ²)	Mw=7.3	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式、および入倉・三宅(2001)より、Sa/Sa約22%	約44%、および約22%	レシビ(1-15-2)式	Vs=480m/s	藤本・翠川(2003)による経験式	F=0.445
山崎断層帯	H17.1.31	活断層で発生する地震	レシビ(1-3)式 (S=540~1440km ²)	Mw=6.7~7.3	同左	現レシビどおり	レシビ(1-6)~(1-9)式、および入倉・三宅(2001)より、Sa/Sa約22%	約21~41%、および約22%	レシビ(1-15-2)式 Sa/Sa約22%の場合は、Fuji and Matsuura(2000)による震源断層の平均応力降下量3.1MPaとMedaris(1970)の理論式を採用((1-15-1)式)	Vs=590m/s, およびVs=550m/s	藤本・翠川(2003)による経験式	F=0.445